

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA
92. ÉVF. * 2-3. SZÁM * 1988. MÁRCIUS – JÚNIUS

SPECIÁLIS SZÁM

A KÖRNYEZET REGIONÁLIS ÉS GLOBÁLIS VÁLTOZÁSAI



SPECIAL ISSUE

GLOBAL AND REGIONAL CHANGES OF THE ENVIRONMENT

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 92. * NO 2-3 * MARCH – JUNE 1988 * BUDAPEST

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata
Journal of the Hungarian Meteorological Service

Felelős szerkesztő – Editor-in-Chief

MÉSZÁROS ERNŐ

Központi Léggörfizikai Intézet

1675 Budapest Pf. 39.

Telefon: 585-711

SZERKESZTŐBIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD

AMBRÓZY P. (Budapest)	MILOSHEV, G. (Sofia)
ANTAL E. (Budapest)	PRÁGER T. (Budapest)
BENGTSSON, L. (Reading)	PRUPPACHER, H. R. (Mainz)
BÖHME, W. (Potsdam)	RÁKÓCZI F. (Budapest)
BUDYKO, M. I. (Leningrad)	RENOUX, A. (Paris-Créteil)
CZELNAI, R. (Geneva)	ŠAMAJ, F. (Bratislava)
FISHER, B. (Leatherhead)	SPÄNKUCH, D. (Potsdam)
GEORGII, H. – W. (Frankfurt a. M.)	STAROSOLSZKY Ö. (Budapest)
GÖTZ G. (Budapest)	SZEPESI D. (Budapest)
GULYÁS O. (Budapest)	TAYLOR, F. W. (Oxford)
HAMAN, K. (Warsaw)	TÁNCZER T. (Budapest)
HUSAR, R. (St. Louis, Missouri)	VARGA-HASZONITS Z. (Budapest)
KAPOVITS A. (Budapest)	VITEK, V. (Prahá)
KONDRATYEV, K.YA. (Leningrad)	WHELPLEDALE, D. M. (Downsview, Ont.)
MAJOR GY. (Budapest)	WIRTH E. (Pécs)
MESINGER, F. (Beograd)	ZAHARIJEV, V. (Sofia)

Műszaki szerkesztő – Technical Editor

SZABÓ ÉVA

Szerkesztőség: 1525 Budapest, Postafiók 38

Előfizetés: 1 évre 744 Ft. Megrendelhető: Az Országos Meteorológiai Szolgálat Pénzügyi Osztályán
1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1. Levélcím: 1525 Budapest, Pf. 38 Megjelenik kéthavonként.

Egyes szám ára: 124 Ft

Editorial Office: H – 1525 Budapest P. O. B. 38. This journal, published bimonthly, can be purchased
from the distributor: KULTURA, H – 1389 Budapest, P. O. B. 149
The actual subscription rate is determined by the distributor

IDŐJÁRÁS

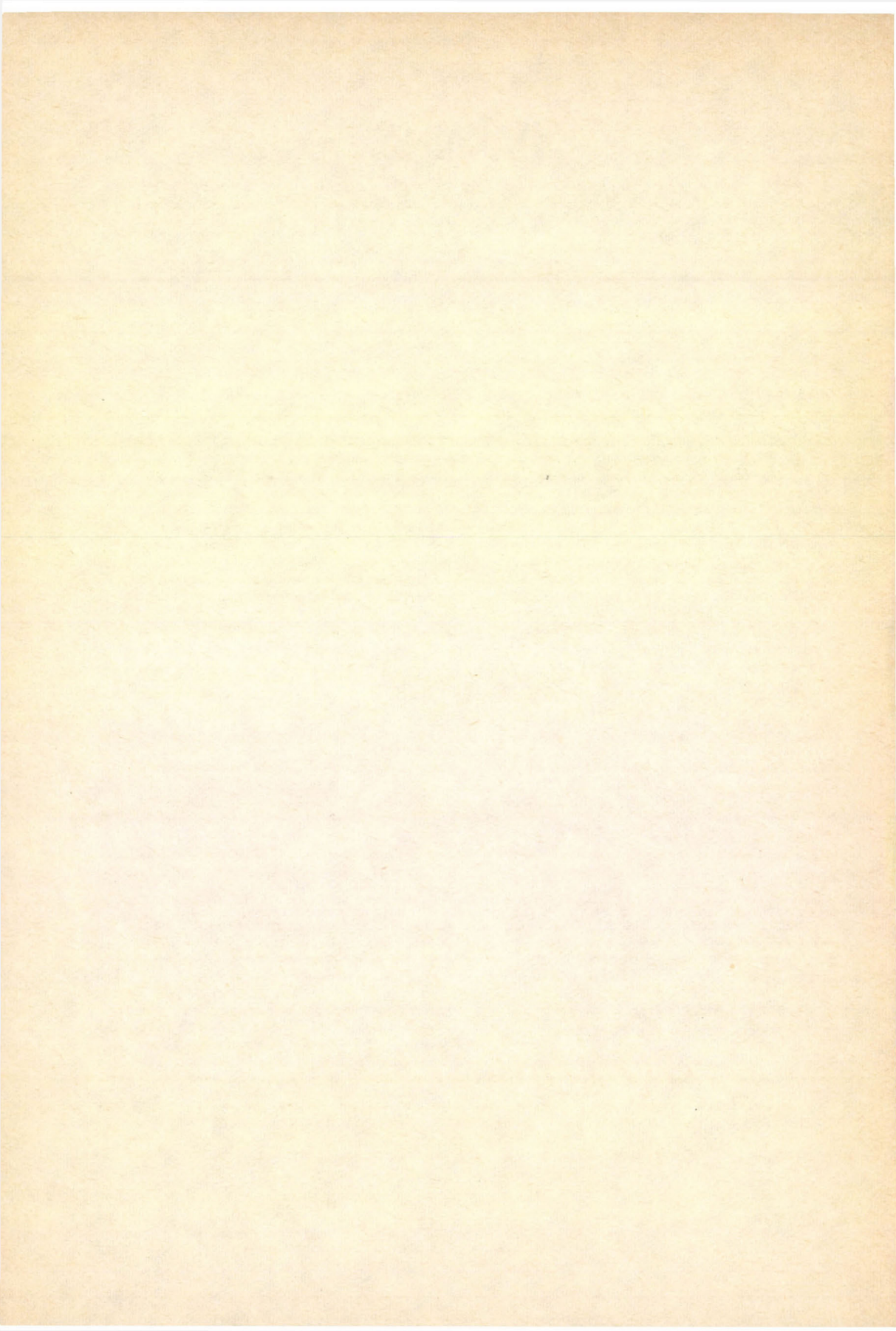
Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 92. évf. 2–3. szám. 1988. március – június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 92. No. 2–3 Mar–Jun 1988 Budapest

TARTALOM

<i>Mészáros Ernő</i> : Előszó	59
<i>Nemecz Ernő</i> : Megnyitó az 1987. november 19–20-i Meteorológiai Tudományos Napok előadás-sorozatán	60
<i>Géczy Barnabás</i> : A kréta/tercier határ és a tengeri gerinctelenek evolúciója	61
<i>Horváth Ferenc</i> : A tengerszint globális változásai	69
<i>Pécsi Márton–Gerei László–Schweitzer Ferenc–Scheuer Gyula–Márton Péter</i> : Ciklikus éghajlatváltozás és rosszabbodás visszatükröződése a magyarországi löszök és eltemetett talajok sorozatában	75
<i>Rónai András</i> : Időjárási hatások a felszíni rétegeken, a paleoklíma kimutatása mélybeli idős kőzeteken	87
<i>Kordos László–Járainé Komlódi Magda</i> : Az elmúlt tízezer év klímaváltozásai Közép-Európában	96
<i>Mészáros Ernő</i> : A légkör összetételének jelenkori változásai	101
<i>Somlyódy László–Hock Béla</i> : Felszíni vizeink minőségének alakulása	110
<i>Gondi Ferenc</i> : A szelén körforgalma és környezeti jelentősége	125
<i>Mészáros Ágnes–Haszpra László–Andrew J. Friedland–Lásztity Alexandra–Horváth Zsuzsa</i> : Az ólom és a kadmium légköri ülepedése Magyarországon	134
<i>Götz Gusztáv</i> : Klímaváltozások, és előrejelzésük lehetőségei	140
<i>Práger Tamás–Kovács Eleonóra</i> : A légköri nyomgázok és aeroszol részecskék éghajlatmódosító hatásának vizsgálata sugárzási-konvektív modellel	153
<i>Pálvölgyi Tamás</i> : Az óceán és a tengeri jég szerepe az éghajlat antropogén eredetű módosulásában	163
<i>ika János</i> : A globális felmelegedés regionális sajátosságai a Kárpát-medencében	178
<i>Krónika</i>	190

CONTENTS

<i>Mészáros, E.</i> : Editorial	59
<i>Nemecz, E.</i> : Opening address of the Meteorological Days held in November 19–20, 1987	60
<i>Géczy, B.</i> : The Cretaceous/Tertiary boundary and the evolution of the marine invertebrates	61
<i>Horváth, F.</i> : Global sea-level changes	69
<i>Pécsi, M.–Gerei, L.–Schweitzer, F.–Scheuer, G.–Márton, P.</i> : Loess and paleosol sequences in Hungary reflecting cyclic climatic deterioration in the late Cenozoic	75
<i>Rónai, A.</i> : The impact of the climate on surface rocks and the marks of the paleoclimate on buried rocks	87
<i>Kordos, L.–Járainé Komlódi, M.</i> : Climatic changes during the last 10 000 years in Central Europe	96
<i>Mészáros, E.</i> : Contemporary variations in atmospheric composition	101
<i>Somlyódy, L.–Hock, B.</i> : The quality of surface waters in Hungary	110
<i>Gondi, F.</i> : The cycling of selenium and its environmental importance	125
<i>Mészáros, Á.–Haszpra, L.–Friedland, A. J.–Lásztity, A.–Horváth, Zs.</i> : Lead and cadmium deposition in Hungary ...	134
<i>Götz, G.</i> : Climatic variations and predictability	140
<i>Práger, T.–Kovács, E.</i> : Investigation of the climate modifying effects of atmospheric trace gases and aerosol particles by a radiative-convective model	153
<i>Pálvölgyi, T.</i> : Role of the ocean and sea ice in the global climatic change due to human activity	163
<i>Mika, J.</i> : Regional features of a global warming in the Carpathian Basin	178
<i>Chronicle</i>	190



IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 92. évf. 2–3. szám. 1988. március – június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 92. No. 2–3 Mar–Jun 1988 Budapest

ELŐSZÓ

Az 1987. évi Meteorológiai Tudományos Napok rendezvényét az MTA Föld- és Bányászati Tudományok Osztályának Meteorológiai Tudományos Bizottsága és az Országos Meteorológiai Szolgálat az ICSU Nemzetközi Geoszféra-Bioszféra Programja jegyében rendezte meg, amelynek alapvető célja környezetünk globális változásainak tanulmányozása. Ezzel a konferenciával is jelezni akartuk, hogy a földtudományokkal foglalkozó magyar kutatók, és ezen belül a meteorológusok, ezt a programot milyen fontosnak tartják. Az előadások három szekcióban folytak: Múltbeli környezeti változások, Kémiai változások a környezetben és A jelen és jövő éghajlati változásai. Jelen összevont számunk az összes elhangzott előadás anyagát tartalmazza. Az olvasó így áttekintést nyerhet mindazokról a munkákról, amelyek a földtudományok területén az említett programmal kapcsolatban Magyarországon végeznek.

*Mészáros Ernő
felelős szerkesztő*

EDITORIAL

The Meteorological Scientific Days were held in November 1987 in the spirit of the International Geosphere-Biosphere Programme of ICSU aiming to study global changes in our environment. As usual, they were organized by the Meteorological Scientific Commission of the Department of Earth Sciences and Mining of the Hungarian Academy of Sciences as well as by the Meteorological Service of Hungary. By organizing this conference we wanted to stress the interest of Hungarian scientists dealing with earth sciences including meteorology in the programme. The lectures were grouped in three sessions: Past environmental changes, Chemical changes in the environment and Present and future climatic changes. This double issue of our journal contains all the lectures presented. In this way the reader can get a survey of research carried out by Hungarian earth scientists in connection with the programme mentioned.

*E. Mészáros
Editor-in-Chief*

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 92. évf. 2–3. szám. 1988. március–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 92. No. 2–3 Mar–Jun 1988 Budapest

Megnyitó

A Magyar Tudományos Akadémia X., Föld- és Bányászati Tudományok Osztályának Meteorológiai Tudományos Bizottsága az Országos Meteorológiai Szolgálat közreműködésével immár tizenharmadszor rendezi meg a Meteorológiai Tudományos Napokat. Így nyugodtan mondhatjuk, hogy ez a minden évben lezajló rendezvény osztályunk és a magyar tudományos élet fontos eseményévé vált.

A meteorológiai tudományos napokat kezdetben azért szerveztük, hogy fórumot biztosítsunk az adott évben folyó meteorológiai kutatások megvitatására. Az utóbbi években azonban a rendezvény horizontja örvendetesen kibővült. Az előadók között egyre nagyobb számban tűnnek fel a társtudományok jeles képviselői, bizonyítva azt a tényt, hogy a meteorológia tudománya szorosan kapcsolódik más tudományágakhoz és a gyakorlati élethez. Így két évvel ezelőtt a rendezvény a környezet savasodásával, egy éve a meteorológia és a mezőgazdaság kapcsolatával foglalkozott.

Mint „A környezet regionális és globális változásai” című idei témából is kiderül, az 1987-es konferenciával egyrészt hangsúlyozni kívántuk, hogy osztályunk részt kíván venni az *International Geosphere-Biosphere Programme: A Study of Global Changes* megnevezésű nemzetközi (ICSU) program hazai művelésében. Másrészt, és ezt már a bemutatandó előadások címei is bizonyítják, illusztrálni kívántuk a földtudományok egységét, pontosabban azt a kapcsolatot, amely a Föld különböző szféráiban végbemenő jelenségek között fennáll.

Ismeretes, hogy az említett nemzetközi program egyebek mellett célul tűzte ki a bolygónkon végbemenő jelen és jövő változások vizsgálatát, különös tekintettel e változások és az emberi tevékenység kapcsolatára. Ezek a folyamatok azonban csak a múltbeli változások ismeretében érthetők meg, így az első félnap előadásait ennek a témának szenteljük. Délután kerül sor a környezetünkben végbemenő kémiai változások megtárgyalására, míg a holnapi előadások az emberi tevékenységnek köszönhető esetleges éghajlati változásokkal foglalkoznak.

Hiszem, hogy az elhangzó beszámolók igazolni fogják a konferencia szervezőinek elképzeléseit, és bizonyítják azt a meggyőződésünket, hogy az életet hordozó Föld bolygó egységes egész és vizsgálatához komplex, interdiszciplináris kutatások szükségesek. E gondolatok jegyében a Meteorológiai Tudományos Napok '87 rendezvényét megnyitom.

Nemecz Ernő akadémikus
az MTA X. Osztályának elnöke

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 92. évf. 2–3. szám. 1988. március – június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 92. No. 2–3 Mar–Jun 1988 Budapest

A kréta/tercier határ és a tengeri gerinctelenek evolúciója

GÉCZY BARNABÁS

Eötvös Loránd Tudományegyetem Őslénytani Tanszéke,
1083 Budapest, Kun Béla tér 2.

A kréta/tercier határon bekövetkezett kihalást *W. Alvarez et al.* 1980-ban aszteroida becsapódásával, a keletkezett profelhó miatti több hónapos sötéttséggel, a fotoszintézis megszűnésével és az élemlánc összeomlásával magyarázta. A tengeri gerinctelenek törzsfejlődésének vizsgálata szerint a kihalás sokkal összetettebb, csoportonként változó és térben, valamint időben elhúzódó folyamat volt. Egyes csoportok (pl. ammoniteszek) kihalását többtízmillió éves hanyatlás előzte meg, amely jól összeegyeztethető *Darwin* klasszikus biológiai kompetíció elméletével. Más csoportok (pl. planktoni foraminiferák, rudisták) 1–3 millió évig tartó időintervallumban lépcsőszerűen haltak ki. A kréta/tercier határon bekövetkezett – több tízezer évig tartó – krízis meggyorsíthatta a mézsvázú lebegő szervezetek kihalását és visszahathatott a tengerfenéken élő szervezetekre is. A kihalás azonban nem volt sem általános, sem globális, sem pillanatyszerű. Mindenesetre nyomós érvek szólnak a mellett, hogy a kréta/tercier határon bekövetkezett „katasztrófa” abiotikus tényezők (meteorit? üstökös? vulkáni működés? lemeztektonikai mozgások? klímaváltozás? stb.), illetve ezek egybefonódásával kapcsolatos. Meteorológiai szempontból mindez arra utal, hogy a légkör fizikokémiai összetétele a fanerozoikum kezdete óta, azaz az utolsó 570 millió év alatt nem volt konstans, hanem időnként jelentős perturbáción ment keresztül, amelyre az élővilág egy része különböző módon és különböző intenzitással reagált.

*

The Cretaceous/Tertiary boundary and the evolution of the marine invertebrates. *W. Alvarez et al.*, in their stimulating paper of 1980 explained the Cretaceous/Tertiary boundary extinction with asteroid impact causing dust clouds with black-out for several months, ceasing of photosynthesis, and break-down of food chains. According to studies on the evolution of the marine invertebrates, extinction is a more complex event with spatial differences and temporal protraction by groups. The extinction of some groups (e. g. ammonites) has been anticipated by decline of dozens of million years endurance, which can be well reconciled with the classic Darwinian theory on biological competition. Other groups (e. g. planktonic foraminifers, rudists) show a step-like extinction within 1 to 3 million-year interval. The crisis at the Cretaceous/Tertiary boundary, which lasted for tens of thousands of years possibly prolonged the extinction of the calcareous planktonic organisms, and probably had an effect on the benthonic groups as well. However, the extinction have been neither general, nor global and even nor instantaneous. On the other hand, there are powerful arguments in support of the abiotic factors (meteorite?, comet?, volcanic activity?, plate tectonic movements?, climatic changes?, etc.), or their interrelation in the “catastrophe” at the Cretaceous/Tertiary boundary. From meteorological point of view, all these suggest that the physico-chemical composition of the atmosphere has been not constant since the beginning of the Phanerozoic, i. e. during the last 570 million years. The changes appeared as major perturbations, which were responded by members of the organic world with different ways and different extent.

*

Bevezetés

1977-ben Gubbionál, az umbriai Appenninekben *W. Alvarez* geológus vékony agyagsíkra figyelt fel a mikrofauna alapján jól elkülöníthető legfelső kréta és legalsó harmadidőszaki mészkőréteg között. *W. Alvarez* az agyagból mintát vett, és ezt megvizsgáltatta apjával *L. Alvarez* Nobel-díjas fizikussal a Berkeley-i egyetem laboratóriumában. A minta rendellenesen nagy mennyiségű iridiumot tartalmazott. Az iridium platina csoportba tartozó nehéz fém, amely ritka a földkéregben, de gyakori a meteoritokban. Ezek után *Alvarez* munkacsoportja kiterjesztette vizsgálatait azokra az európai lelőhelyekre, ahol a kréta/tercier határt viszonylag folyamatos üledékképződés jellemzi. Észak-Spanyolországban ilyen Zumaya környéke, Észak-Európában pedig néhány dániai szelvény. Az iridium anomália a kréta/tercier határon ugyanúgy feltűnő volt az egykori meleg és nyílt-tengeri feltételek mellett keletkezett mészkősorozatban, mint a mérsékeltövi északi „írókréta” fáciesben. Dániában a Stevns Klint-i halas palában az iridium feldúsulás 160-szorosa volt a normálisnak!

Mindebből *Alvarez* munkacsoportja 1980-ban azt a következtetést vonta le, hogy a kréta/tercier határon — ezelőtt mintegy 65 millió évvel — kozmikus katasztrófa sújtotta a Földet. Az iridium anomáliát 10 ± 4 km átmérőjű idegen aszteroida becsapódása okozta. A felcsapódó porfelhő szétterült a sztratoszférában, jelentősen megváltoztatva a légkör hőmérsékletét, és sötétségbe burkolva a Földet. Ezért a növények fotoszintézise megszűnt, ami az élővilág tömeges kihalásához vezetett.

Katasztrofizmus és neokatasztrofizmus

Azt, hogy a kréta/tercier határon mélyreható földtörténeti változás ment végbe, a XIX. század első felének geológusai világosan látták. Ezért húzták *itt* meg a határt a földtörténeti középkor (mezozoikum) és az újkor (kainozoikum) között. Magának a katasztrófának a gondolata sem lehetett új a paleontológusok előtt, hiszen a modern őslénytan megállapítója ugyanaz a *Cuvier* (1769–1832) volt, akinek a nevéhez a „kataklizma” elmélet megalkotása is fűződik. A XX. század közepén a „neokatasztrofizmus” újraélesztését szintén paleontológus (*Schindewolf*, 1963) nevéhez kapcsolták.

Korábban a kréta/tercier határon megfigyelt változások, így a dinoszauruszok kihalásának magyarázatára számos feltevés született. Ezek egy része földi (terresztrikus), más része földönkívüli (extraterresztrikus) okokra vezette vissza a változást. A feltevések mögött azonban hiányzott a meggyőző földtani bizonyíték. Most a „mágikus réteg”, az iridium anomália kézzelfogható tanúja lett volna a feltételezett extraterresztrikus katasztrófának. Érthető, hogy *Alvarez* et al. (1980) cikke ugyanúgy forradalmasította a földtudományokat, mint ahogyan 1859-ben *Darwin* „A fajok eredete” c. műve új korszakot nyitott a természettudományos gondolkodás fejlődésében.

Alvarez elméletének visszhangja

Alvarez művének hatása többszintű volt.

Az iridium anomália mindenekelőtt irritálta a bulvársajtót. Az aszteroida becsapódását 3–6 hónapig tartó „nukleáris tél” követte volna, azonnali 18 °C-os lehűléssel, a „kialvó fény” hatására. A tengeri becsapódás következtében „meleg-

ház-hatás” miatt 10 °C-os felmelegedés következett volna be. A ciánmérgezés hatására az óceán „csaknem sterillé” válását ugyanúgy feltételezték, mint a kihalások, illetve a katasztrófák ciklikus ismétlődését 26, 28,4, illetve 30 ± 1 millió éves időintervallummal (v. ö. *Jaeger*, 1986).

Ennél sokkal jelentősebb, hogy *Alvarez* iskolájának kérdésfeltevése számos tudományágnak nyitott új kutatási feladatot a Nemzetközi Földtani Unió és az UNESCO támogatásával.

A kréta/tercier határréteg iridium kutatását egyrészt kiterjesztették az Európán kívüli kontinensekre, másrészt a mai mélytengerekben levő egykori üledéksorok mélyfúrások vizsgálatára. Mivel a tömeges kihalás jószerével kiindulópontja volt a többi földtörténeti határ kijelölésének, a kutatást időben is indokolt volt kiterjeszteni a különböző időszakok vagy emeletek határainak és iridium előfordulásainak egyeztetésével. Így született – többek között – az IGCP „Project 216, Bio-events” programja, amely az élővilág katasztrófáinak sokoldalú kutatását tűzte célul. Ez a kutatás korántsem lezárt.

A „Project 216” legközelebbi ülését 1988-ban Boulderben (Colorado) tartja, ahol a kréta/tercier határ az egykori szárazföldi környezetben a legjobban tanulmányozható. Az iridium feldúsulást itt is kimutatták, „lökött”, azaz metamorfizált kvarcsemcsék kíséretében. Az ülésszak programja szerint a kihalás kérdésénél figyelembe veszik az extraterresztrikus okokon kívül a klímaváltozás lehetőségét, valamint az oceanográfiai, hegység szerkezeti és vulkáni működés biológiai hatását is. Korainak tűnhet olyan kérdéscsoporttal foglalkozni, amelynek a megoldása távoli feladat, és amely számos új eredménnyel kecsegtet. Mégis, az áttekintés igénye mindig indokolt, és az eddigi hét év kutatási eredményei már most is sokkal árnyaltabban tárják fel a kréta/tercier határon bekövetkezett változásokat, mint ahogyan azt *Alvarez* és iskolája eredetileg feltételezte.

Természetesen nem az őslénytan feladata annak az eldöntése, hogy mi okozta az iridium feldúsulást, a mikrotektitek jelenlétét, a kvarc és földpát kristályok szerkezetének módosítását stb. a kréta/tercier határon. Az extraterresztrikus katasztrófa mérlegelésénél a mineralógiának, a szedimentológiának, geofizikának, geokémiának, paleo-meteoritkráter kutatásnak, csillagászatnak stb. nagyon jelentős szerepe van. A dolgozat csak a kérdés paleontológiai oldalát közelíti meg, előljáróban ismertetve a földtani problémákat.

A kréta/tercier határ földtani kerete

A felső kréta mintegy 30 millió évet felölelő időtartamát a geológia hat emeletre tagolja:

maastrichti,
kampániai,
szantoni,
koniászi,
turoi,
cenománi.

A legfiatalabb, maastrichti emelet 8,1 millió év időtartamának felel meg. A terciér paleocénjének erre következő emelete a dániai, mindössze 2,8 millió éves időtartalommal. Elgondolkoztató, hogy a dániai emelet megalkotója, *Desor* 1846-ban az emeletet faunisztikai alapon a kréta időszakba sorolta, és csaknem

száz éven át folyt a vita az emelet hovatarozásáról! A kréta/tercier határ kérdése tehát leszűkíthető földtani szempontból a maastrichti/dániai határ problémájára. Kérdés tehát, hogy az élővilág milyen változást szenvedett a több mint 10 millió éves időintervallumban?

A neokatasztrofista felfogás szerint a tömegkihalás egyidejű, globális és rövid ideig tartó volt. Sajnos sem a paleontológiának, sem a geológiának nincs olyan eszköztára, amely ezt a feltevést empirikusan bizonyíthatná. A földtannak nincsenek szinkron idősíkjai. Az egykori földfelszín teljes dokumentációs anyaga nem őrződött meg. A bekövetkezett változás időtartama pontosan nem mérhető. Ennek ellenére nagy vonásokban mégis rekonstruálható az élővilágban mintegy 65 millió évvel ezelőtt bekövetkezett változás.

A tengeri gerinctelenek krízise a kréta/tercier határon

Az egykori tengeri élővilág szilárdvázú szervezetei sokkal nagyobb tömegben őrződtek meg az egykori üledékes kőzetekben, mint a szárazföldi élőlények. A szárazföldi változásokról a fennmaradási körülmények kedvezőtlenesége miatt sokkal hiányosabb és ellentmondásosabb a kép. Jellemző, hogy a paleontológusok ma is vitatják, éltek-e még a dinoszauruszok a paleocénben vagy sem. A tengeri eredetű rétegsorokban a változás jobban leolvasható.

A kréta/tercier határon a tenger felszínéhez közel lebegő mikroszkópos kiccsinységű, egysejtű, mészvázú szervezetek szenvedték meg legkatasztrófálisabban a változást. Ilyenek voltak a moszatokhoz sorolt „mészpikkelyesek” (coccolithok) és a gyökérlábúak közé tartozó „likacsoshéjúak” (foraminiferák). A coccolithok változását *Jiang és Gartner* (1986) a kelet-texasi Brazos-River szelvényben vizsgálta. Szerintük a maastrichtiben élő fajok közül a krétaidőszak végén 71 kihalt. 12 faj változás nélkül lépte át a határt, ahol azután 17 új faj jelent meg. Feltűnő, hogy az ugyancsak lebegő életmódot folytató, de nem mészvázú „Dinoflagellátákat” a „plankton krízis” nem tizedelte meg. Magyarázatra vár az is, miért nem esett egybe a coccolithok kihalása az ugyancsak lebegő életmódú foraminiferák kihalásával (*Officer et al.* 1987). A planktoni foraminiferák kihalása különösen „drámai” volt. A 35 felső kréta faj közül mindössze öt vészelt át a krízist (*Patrusky* 1987)! A foraminiferák kihalása azonban nem egyszerre ment végbe, hanem már a kréta/tercier határ előtt négy millió évvel elkezdődött, és négy lépcsőben, szakaszosan játszódott le. A tengerfenéken élő bentosz foraminiferák viszont a kréta/tercier határon keveset változtak, amiből *Officer et al.* (1987) arra következtetett, hogy a kihalás idején csak a felszíni vízrétegek alkáli és Ph összetétele változott meg.

A környezeti föltételekre nagyon érzékeny zátonyépítő korallok száma a maastrichtiben megfogatkozott, és csak az eocénben alakultak ki ismét korallzátonyok. A dániai emelet nemzátonyépítő, magányos koralljai azonban nehezen különíthetők el a maastrichti koralloktól. Azt, hogy a kihalás a fosszilis dokumentáció hiánya miatt sokszor látszólagos, jól igazolja a *Heliopora Octocorallia* nemzetség. Ennek az élő kövületnek az első faja az első krétában jelent meg. A felső krétából már 13 fajt írták le. Azután a paleocénben több mint 10 millió éven át teljesen „eltűnt” a fosszilis anyagból. *Colgan* szerint az eocénben viszont már négy, jelenleg pedig egy faja él (*Eldredge és Stanley*, 1984). Itt a többször megfigyelt „Lázár-effektusról” van szó, látszólagos kihalással és látszólagos „fel-támadással”.

A puhatestűek közül az Egyenlítő körül élt melegtengeri csigák száma a kréta időszak végén megfogyatkozott a mérsékeltövi „boreális” formák javára (Stanley, 1986). Ez azonban nem jelentett általános kihalást, amelyet az élő kövületek is bizonyítanak. A *Neritopsis* nemzetségnek a triászban 7, a júrában és a krétában 80, a paleogénben 11, jelenleg egy faja él *Betten* szerint (Eldredge és Stanley, 1984).

A kagylók krétaidőszaki története változatosabb volt, mint a csigáké. Az egyik nagy mérettel, koncentrikus díszítéssel és vastag oszlopos héjszerkezettel jellemzett mezozoós kagyló, az *Inoceramus* a cenománban élte virágkorát. Ebben az emeletben több mint 100 fajtát találtak meg. A turoniban az *Inoceramus*ok fajszáma csökkenni kezdett és az alsó maastrichtiben mindössze két fajuk maradt meg. Az alsó- és a felsőmaastrichti határán Zumayában és a szomszédos területeken mindkét faj eltűnt. A legfelső-maastrichtiben viszont megjelent egy kistermetű, és feltehetően az *Inoceramus* rokonságba tartozó új nemzetség, a *Tenuip-teria*, amely közvetlenül a kréta/tercier határ alatt halt ki (Ward et al. 1986). Az alsó- és felsőmaastrichti más csoport számára is végzetes határnak bizonyult. A krétaidőszak legjellegzetesebb zátonyépítő kagylói a kúp vagy tülökalkakú „Rudisták” voltak. Zátonyaik a trópusi sekélytengerekben a szilárd aljzatra települtek, a „karbonátos platformra”, ahonnan sikerült háttérbe szorítani a korallokat. Bár a „Rudisták” fellendülése már az alsó krétában megkezdődött, virágkoruk család és egyedszinten az alsó és felső kréta határára (albai és cenománi) jutott. A cenomán végén egy családjuk kihalt, de a turoniban új család lépett a helyébe. A maastrichtiben még öt családjuk élt. A Karib-tengeri gazdag lelőhelyek tanúsága szerint az alsó maastrichtiben még 24 nemzetségük 83 faja fordult elő. A felső maastrichtiben egyetlen egy sem! Feltűnő módon a megtelepüléshez szükséges „karbonátos platform” megmaradt, és ezen a többi kagyló a paleocénben is tovább élt (Hut et al. 1986). Dániában az írókréta fáciesben a felső maastrichtiben 45 kagyló genust írtak le. Ebből a kréta/tercier határon kihalt 10, átment a határon 25 felső kréta jellegű, és 10 paleocén jellegű (Jaeger, 1986).

Az ammoniteszek kihalása

A mezozoikum legjellemzőbb tengeri puhatestűi az ammoniteszek voltak. Kamrázott külső házuk volt, mint a ma élő *Nautilus*nak, belső felépítésük viszont a mai fejlábúakra (Coleoidea), ismertebb néven a „tintahalakra” emlékeztetett. Az ammoniteszek kihalása ugyanolyan fordulópontra volt a tengeri élővilág történetében, mint a dinoszauruszoké a szárazföldön. Kihalásuk azonban nem látványosan, varázsütésszerűen ment végbe. Családjaik száma fokozatosan csökkent a felsőkrétában. A cenomániban még 22 családjuk élt, a turoniban 19, a koniásziban 17, a szantoniban 14, a kampániaiban 13, a maastrichtiben már csak 11. A maastrichti felső részében családjaik száma 3-ra csökkent (Kennedy és Wright, 1985). Amíg az alsókréta végén, az albai emeletből 150 nemzetségüket írták le, a felsőmaastrichtiből már csak hetet. A fajok száma szintén megfogyatkozott. A zumayai szelvényben az alsómaastrichti 12 ammoniteszfajt tartalmazott, a felső ugyanennyit, de ezek a fajok különböztek egymástól. Feltűnő, hogy a kréta/tercier határ alatt mintegy 10 m-rel a szelvényből az ammoniteszek már hiányzanak. Zumayától 70 km-re hasonló mészkősorozatban a legutolsó ammoniteszek 20 m-rel mélyebbről kerültek elő, mint a kréta/tercier határ. Dániában a felsőmaastrichtiben az ammoniteszek 9 faja élt, de ott, ahol a település zavar-

talán volt, néhány cm-rel a kréta/tercier határ alatt az ammoniteszek már eltűntek. Az ammoniteszek tovább éltek, mint az Inoceramusok, de szintén nem jutottak el a kréta/tercier határig (Ward és Bandel, 1987)!

Fontos megemlíteni, hogy a külsővázazs fejlődésük (ammoniteszek és nautilusz félék) 520 millió éven át nyomomonkövethető törzsfajlásuk során számos krízist vészeltek át. A krízisek 7-től 300 millió éves időközökben követték egymást. Az ammoniteszek krízise mindössze egyszer esett egybe a nautilusz félék krízisével, a triász/júra határon. A kréta/tercier határon a nautilusz félék változatlanul mentek át (Teichert 1986). Érdemes megemlíteni azt is, hogy az ammoniteszek krétavégi hanyatlását és kihalását biológiai tényezőkkel, így a modern típusú ragadozók számának növekedésével is meg lehet magyarázni (Ward és Bandel 1987).

Akik a határon keveset változtak

Több, környezeti feltételekre érzékeny állattörzs nem szenvedett lényeges változást a kréta/tercier határon. Az ízeltlábúak közül ilyenek voltak a mikroszkópos kicsinységű, tengerben és édesvizekben egyaránt gyakori kagylósrákok (Ostracoda). Ezek közül a kréta/tercier határon egyetlen család sem halt ki, és számos krétaidőszaki nemzetségük megtalálható az eocénben (Bignot 1982). Az élő kövületeknek tekintett törzfarkúak (Xiphosura) egyik csoportjának az őse a kampániaiiban jelent meg (*Limulus coffini*), a másiké pedig a maastrichtiben (*Casterolimulus kletti* faj, Fischer in Eldredge and Stanley 1984).

A mohaállatok (Bryozoa) parányi telepes szervezetek, amelyek ellentétben a „rudistákkal” vagy az ammoniteszekkel, a maastrichtiben nem hanyatlottak, hanem fokozatosan fellendültek. (Voigt 1978) Maximális fajgazdagságukat a felsőmaastrichtiben érték el, de jelentősek maradtak a dániaiban is. A maastrichtiből és a dániaiból Dánia területéről több mint 500 fajukat írták le! A dániai emelet Bryozoa faunája sokkal közelebb állt a felsőkréta mohaállat faunához, mint a paleocénéhoz. Egyrészt alig tartalmazott terciér faunaelemeket, másrészt a korábban tipikusnak tartott „harmadidőszaki” nemzetségek már a maastrichtiben megjelentek. A pontosabb elemzés szerint a Cyclostomata rendbe tartozó fajok 75%-a közös a maastrichtiben és a dániaiban, míg a Cheilostomata rendnek 20%-a a közös. Magában a határrétegben nincsenek mohaállatok, de fölötte 6 m-re már 40 fajuk élt. Közülük 11 ugyanennek a lelőhelynek mélyebb, maastrichti rétegeiben is előfordult (v. ö. Jaeger 1986).

Rendszertani szempontból a mohaállatokhoz rokonai, alaki szempontból a kagylókhoz hasonlítanak a pörgekarúak (Brachiopoda), amelyek csak faji szinten változtak a kréta/tercier határon. A legfelső maastrichtiben 26 fajuk él. Ebből a határon kihalt 20 faj. A legalsó dániában a pörgekarúak több m-es szakaszon hiányoznak. Azután megjelent, pontosabban visszatért 6 maastrichtiben is élő faj. Majd további új fajokkal a Brachiopoda fauna megújult.

A tüskésbőrűek (Echinodermata) közül a tengeri lilimok (Crinoidea) 16 maastrichti nemzetsége közül az írókréta fáciesben átment a határon 14, és mindössze két nemzetségük halt ki. A tengeri csillag-félékből (Asteroidea) a maastrichti 24 nemzetségéből mindössze egy halt ki, és 23 átvészelt a krízist. A szabályos (regularis) tengeri sünök közül a kréta/tercier határon nem szenvedtek változást. A szabálytalanok (irregularis) közül több – a kréta/tercier határon eltűnt nemzetség – újra megjelent a dániában (v. ö. Jaeger 1986).

A kihalás sokfélesége

Az őslénytani dokumentumok alapján a krétavégi kihalás térben és időben elhúzódó, összetett és sokrétű folyamat volt. A trópusi tengerek mészvázú mikroszkópikus szervezetei valóban „plankton krízist” szenvedtek. Ugyanekkor az észak-európai írókréta szintén mészvázú mohaállatai szokatlanul nagy fajgazdasággal és egyedgazdasággal tűntek ki. Lényegében a krétavégi kihalásának háromféle típusa volt:

1. lassú, graduális kihalás több tíz millió éven át, a csoport fokozatos elszegényedésével (pl. ammonitesz),
2. lépcsőszerű, szakaszos kihalás több millió éven át a maastrichtiben és a dániaiban (pl. „rudisták”),
3. hirtelen kihalás néhány 10 000 éven át a maastrichti/dániai határon (pl. „plankton krízis”).

A kihalás első típusa nem igényel külső, extraterresztrikus magyarázatot. A darwini biológiai tényezőkkel a kihalásnak ez a módja összeegyeztethető. A második, lépcsőszerű kihalás szakaszainak időbeli egyeztetése a jövő feladata. Itt már számításba vehető olyan hosszú ideig ható földtani (a tenger visszahúzódása, aktív kéregmozgás, vulkanizmus stb.) tényező, amely a kihalást szabályozhatta. Felmerülhet annak a lehetősége is, hogy e mellett extraterresztrikus okok is szerepet játszhattak a szakaszos kihalásban. A földtani értelemben hirtelen, katasztofikus kihalás oka valószínűleg extraterresztrikus volt. Ez a tényező valószínűleg meggyorsította a már megtizedelt csoportok teljes pusztulását.

A neokatasztrofista elmélet változásai

Az újabb kutatások tükrében *Alvarez* elmélete hét év alatt sokat változott. A néhány éves katasztrófa helyett 1984-ben 1 – 10 millió évig tartó lassú kihalás, majd az iridium anomáliánál hirtelen kihalás feltevése került előtérbe (*Alvarez et al.* 1984). 1987-ben a több lépcsős kihalás lehetősége merült fel, 1 – 3 millió éves időtartammal. A kihalás a maastrichtiben három szakaszban ment végbe, és átnyúlt a dániaiba is (*Hut et al.* 1986). Az eredetileg föltételezett meteoritot felváltotta az „üstökös zápor” feltevése. Ez a hipotézis annyiból tűnik az eredetinel árnyaltabbnak, mivel időközben kétségbevonták az iridium-anomália hirtelen keletkezését is. *Rocchia* 1987-ben munkatársaival újrazvizsgálta az európai, viszonylag folyamatos üledékképződéssel jellemzett klasszikus kréta/tercier határszelvényeit. E szerint az iridium feldúsulás nem egy rétegre korlátozódik, hanem m-es nagyságrendben fokozatosan nő, majd a maximum („iridium anomália”) elérése után fokozatosan csökken a rétegekben az iridium százalékos aránya. Az iridium feldúsulás szedimentológiai-geokémiai megfontolások alapján néhány tízezer év alatt játszódott le. Katasztrófáról csak emberi mércével mérve beszélhetünk.

Paleoklimatológiai következtetés

A földtörténet egyik „katasztrófája” a kréta/tercier határon játszódott le. Az élővilág változásai alapján feltehető, hogy a krízis kapcsolatos volt a légkör fizikai és kémiai összetételének hosszabb (1 – 3 millió év ?) és rövidebb néhány 10 000 év) ideig tartó perturbációjával. A paleocénben a légkör korábbi egyensúlyi állapota helyreállt. Remélhető, hogy a perturbáció okára (vulkáni működés ? üstökös ? aszteroida ?) a következő évek pontosabb feleletet fognak adni.

IRODALOM

- Alvarez, L. W., Alvarez, W., Asaro, F. and Michel, H. V., 1980: Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science* 208, 1095 – 1108.
- Alvarez, W., Kauffman, E. G., Surlyk, F., Alvarez, L., Asaro, F. and Michel, H. V., 1984: Impact theory of mass extinctions and the invertebrate fossil record. *Science* 223, 1135 – 1141.
- Bigot, G. 1982: *Les microfossiles*. Dunod, Paris, 1 – 212.
- Eldredge, N. and Stanley, S. M. (eds.), 1984: *Living fossils*. Springer Verlag, New York, 1 – 291.
- Hut, P., Alvarez, W., Elder, W. P., Hansen, T., Kauffman, E. G., Keller, G., Shoemaker, E. M. and Weissman, P. R., 1986: Comet showers as cause of mass extinctions. *Nature* 329, 118 – 126.
- Jaeger, H., 1986: Die Faunenwende Mesozoikum/Känozoikumnächtern betrachtet. *Zeitschr. Geol. Wiss.* 14, 629 – 656.
- Jiang, M. J. and Gartner, S., 1986: Calcareous nannofossil succession across the Cretaceous/Tertiary boundary in eastcentral Texas. *Micropaleontology* 32, 232 – 255.
- Kennedy, W. J. and Wright, C. W., 1985: *Evolutionary patterns in late Cretaceous ammonites*. Spec. Papers Palaeont. London, No 33., 131 – 145.
- Officer, C. B., Hallam, A., Drake, C. L. and Devine, J. D., 1987: Late Cretaceous and paraxysmal Cretaceous/Tertiary extinctions. *Nature* 326, 143 – 149.
- Patrusky, B., 1987: Mass extinctions: volcanic or extraterrestrial causes, or both? *Oceanus* 30, 40 – 48.
- Rocchia, R., Boclet, D., Bonte, P., Devineau, J., Jehanno, C. and Renard, M., 1987: Comparaison des distributions de l'iridium observées a la limite Crétacé-Tertiaire dans divers sites européens. *Mém. Soc. géol. France* N. S. 150, 95 – 113.
- Stanley, S. M., 1986: *Earth and life through time*. Freeman and Comp. New York, 1 – 690.
- Schindewolf, O. H., 1963: Neokatastrophismus? *Z. deutsch, geol. Ges.* 114, 1962. 430 – 445.
- Teichert, T., 1986: Times of crisis in the evolution of the Cephalopoda. *Paläont. Z.* 60, 227 – 243.
- Voigt, E., 1978: Vorkommen, Geschichte und Stand der Erforschung der Bryozoen des Kreidesystems in Deutschland und benachbarten Gebieten. *Aspekte der Kreide Europas*. In *IUGS Ser. A*. No 6, 171 – 210.
- Ward, P., Wiedmann, J. and Mount, J. F., 1986: Maastrichtian molluscan biostratigraphy and extinction patterns in a Cretaceous/Tertiary boundary section exposed at Zumaya, Spain. *Geology* 14, 899 – 903.
- Ward, P. and Bandel, K., 1987: Life history strategies in fossil cephalopoda. In *Cephalopod a life cycles II*. (ed.: P. R. Boyle), Academic Press, 329 – 350.

IDÓJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 92. évf. 2–3. szám. 1988. március – június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 92. No. 2–3 Mar–Jun 1988 Budapest

A tengerszint globális változásai

HORVÁTH FERENC

*Eötvös Loránd Tudományegyetem Geofizikai Tanszék
1083 Budapest, Kun Béla tér 2.*

A sokáig elavultnak vélt katasztrófa-elmélet egyik alapfelismerése az volt, hogy a Földön ciklikusan megismétlődő gyors tengerelöntések és visszahúzódások történtek. A Föld kontinentális peremeinek kiterjedt kutatása eredményeképpen a globális tengerszint-változások menetét és jellegét ma már jól ismerjük, jóllehet a részletekben még számos kérdés vitatott. A globális tengerszintváltozásokat előidéző okok között fontos szerepet játszik a földi klíma geológiai idők során bekövetkező változása. A másik ok a világtengerek alakjának és térfogatának tektonikai okokból eredő változása. Végül a Föld forgássebességének és/vagy tömegelrendeződésének bárminemű változása a geoid-alak, azaz a világtengerek felszínének módosulását eredményezi. A megfigyelt globális tengerszintváltozások ezen három ok bonyolult összhatásának eredményei.

*

Global sea-level changes. It was one of the basic recognition of the “old-fashioned” catastrophism that rather frequent and rapid sea-level changes occurred on the Earth. As a consequence of intensive exploration of the continental shelves, the general features of the global (eustatic) sea-level changes are well established, although many of the details are subject of hot debate. One of the main cause leading to global sea-level changes is the remarkable variation of the global climate of the Earth during geologic time. The other cause is related to change of the shape and volume of the world oceans due to tectonic processes. Last but not least, any change in the rate of rotation of the Earth and its mass distribution results in perturbation of the geoid, i. e. the level of the ocean water. The observed global sea-level changes are the product of complex interplay of these three main reasons.

*

1. Történeti bevezetés

A XVIII. század vége a nagy társadalmi és tudományos változások kora Európában. A századforduló talán legnagyobb hatású földtudósa *Georges Cuvier* (1769–1832) volt. Őslénytani tanulmányai és a Párizsi-medencében végzett terepi megfigyelései alapján tengeri és szárazföldi rétegek gyakori és éles változását ismerte fel. A tengeri élővilág megszűnését és a szárazföldi (édesvízi) élőlények ciklikus megjelenését a világóceánok tengerszintjének jelentős változásai-
val magyarázta, amelynek következtében hatalmas területek kerültek víz alá, majd váltak ismét szárazulattá. A mindezeket rögzítő üledékes rétegsorban be-

következő éles rétegváltásokban annak bizonyítékát látta, hogy a nyugodt szárazföldi és tengeri időszakok közötti átmenetek *drámai* gyorsasággal zajlottak le.

A Föld fejlődéséről kialakított koncepciójának lényege az, hogy a jelenben zajló (aktuális) folyamatok a múltban is hatottak, de semmiképpen nem elegendők a katasztrófaszerű gyorsasággal bekövetkező események magyarázatára. Cuvier ezzel a koncepcióval a *katasztrófa*-elméletnek megalapozója lett.

Elmélete éles ellentétben állt *J. Hutton* (1726 – 1797) *uniformitáriánizmusával*, amelyet *Charles Lyell* (1797 – 1875) fejlesztett a geológia általánosan elfogadott alap-principiumává.

Az uniformitáriánizmus négy alaptételre épül (*Gould*, 1984):

1. *A törvények egyformasága* (uniformity of law).

Ez azt jelenti, hogy a természeti törvények térben és időben nem változnak. Nyilvánvaló, hogy a törvények invarianciája szükséges feltevés, amelynek hiányában induktív úton nem juthatnának semmiféle következtetésre.

2. *A folyamatok egyformasága* (uniformity of process).

Ez azt jelenti, hogy a geológiai múltban is olyan folyamatok játszódtak le a Földön, mint a mában. A jelen tanulmányozása tehát megadja a múlt megértésének kulcsát. Ezt az alapvetet másnéven az *aktualizmus* elvének hívjuk.

3. *Az ütem egyformasága* (uniformity of rate).

Az emberi szem előtt zajló geológiai folyamatok lassúak, alig észrevehetőek. A változások mindig is hasonló ütemben folytak a Földön, de a rendelkezésre álló óriási idők alatt ezek a folyamatok fokozatosan összegeződtek. Ez a *gradualizmus* elve.

4. *A viszonyok egyformasága* (uniformity of conditions).

A Föld állandó mozgásban, változásban van, ezek azonban nem eredményeznek lényegileg eltérő viszonyokat, mert a változásoknak nincs irányítotttsága.

Az uniformitáriánizmus utolsó tétele már *Lyell* idejében megdőlt, sőt *Darwin* (1809 – 1882) *Lyell*t is meg tudta győzni evolúciós elméletéről. Erre azért volt lehetőség, mert egyébként *Darwin* maga is szigorúan az uniformitáriánizmus talaján állt.

Az uniformitáriánizmus első három tétele azonban általánosan elfogadottá vált, és alapvetően meghatározta a földtudományok művelőinek szemléletét több mint egy évszázadon keresztül.

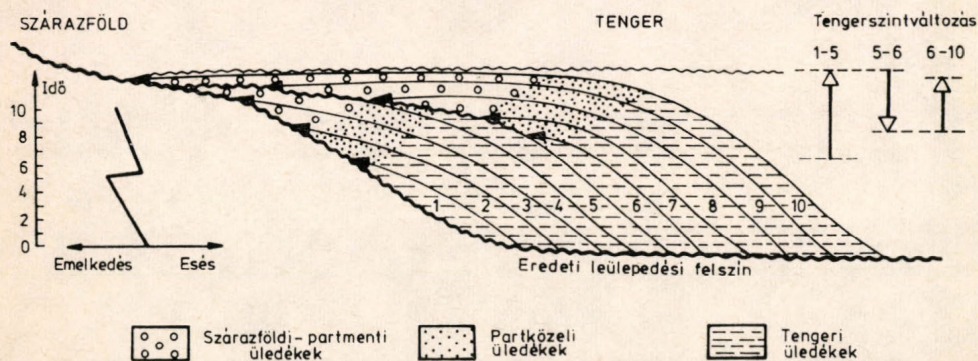
Ebbe a szemléletbe nehezen fértek bele a periodikus tengerelöntések özönvízszerű képei. Ugyanakkor a helyi kiterjedésű tengerelőnyomulások és -visszahúzó-dások dokumentumai oly nyilvánvalók voltak, hogy ezt a jelenséget senki nem kérdőjelezte meg. A vita tárgyát azok az egész Földre kiterjedő, vagyis *globális tengerszint-változások* képezték, amelyek mindenütt *egyidejűleg* következtek be. Mivel ebben az esetben a világoceánok valódi állapotváltozásáról van szó, *Suess* (1906) az *eusztatikus tengerszint-változás* vagy röviden *eusztázia* fogalmát vezette be.

2. Tengerszintváltozások meghatározásának módszere

Néhány eusztatikus tengerszintváltozásra már régóta álltak rendelkezésre geológiai bizonyítékok terepi megfigyelések alapján, de a jelenség tényleges lefolyásáról és időbeli gyakoriságáról csak az utóbbi évtized vizsgálatai eredménye-

képpen alakult ki átfogó képünk. Az áttörést egy új geofizikai alapon álló módszer, a *szeizmikus sztratiográfia* idézte elő (Vail et al., 1977).

Az egykori tengerszintváltozások dokumentumait a tengeri üledékes rétegek rögzítették. Ezeket a dokumentumokat legjobban a passzív (atlanti-típusú) kontinensperemek tanulmányozása során lehet megismerni. Ennek magyarázatát az 1. ábra adja. Ez egy olyan elvi rétegsorozatot mutat be, amely egy tengerszint emelkedés-esés-emelkedés ciklus során képződik.



1. ábra: Tengerszint emelkedés-esés-emelkedés ciklus során lerakódott üledékek jellegzetes rétegszerkezeti vázlatja

A vizsgált ciklust osszuk fel az egyszerűség kedvéért tíz közel egyenlő hosszúságú időszakaszra, és tételezzük fel, hogy az 1–5. időszakaszban vízszint emelkedés, az 5–6. határán gyors esés, majd a 6–10. során ismét fokozatos emelkedés zajlott le. Az egyes elemi időszakaszok során képződött rétegösszleteket az ábrán megfelelő számozással jelöltük.

A tengerszint fokozatos emelkedése következtében az 1–5. rétegek egyre jobban kiterjednek a szárazföld irányába: a réteglapok végződésai (fekete nyíllal jelölve) az eredeti leülepedési felszínnek szaladnak neki, és fokozatosan a partvonal felé tolódnak el. A tengerszint esése során a korábban víz alatt levő üledékek egy része szárazra kerül, és megkezdődik eróziós lepusztulása. Az ábra példáján az eróziós „lefejeződés” a 4. és 5. réteget érinti. Az újbóli tengerszint-emelkedés során lerakódó fiatalabb rétegek (6–10.) réteglap végződésai az eróziós felszínre lapolódnak, és fokozatosan tolódnak el ismét a szárazföld irányába. Tengerszintváltozások kimutatása tehát a réteglapok geometriai konfigurációjának pontos felderítésén alapul.

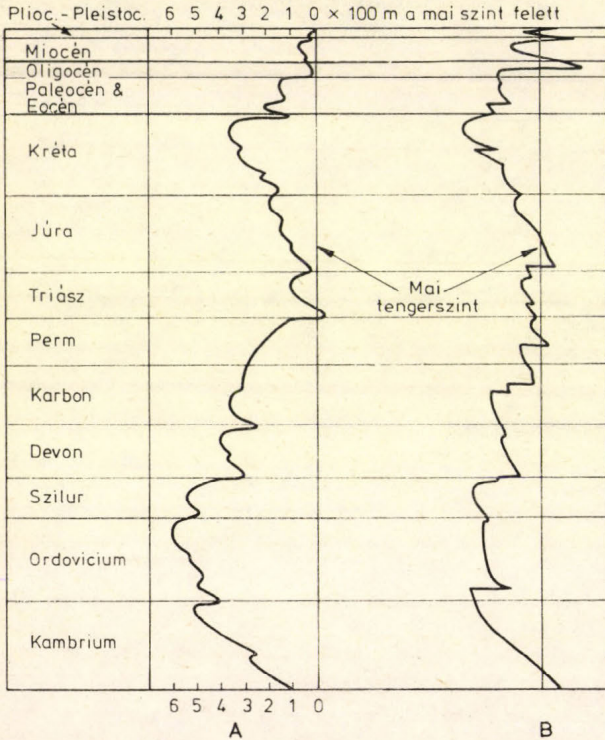
Az elmondottakból azonban még nem következik, hogy egy kontinentális self valamely részén kimutatott tengerszintváltozás eusztatikus jelenség lenne. Bizonyítani kell azt, hogy az észlelt változás globális, és mindenütt azonos idejű. Ehhez nagymennyiségű mérési anyagra és pontos geológiai kormeghatározásra van szükség.

3. Eredmények

A szakmai világot megrázó munka az egyik legjelentősebb amerikai kőolajkutató vállalat tevékenységének az eredménye (Vail et al., 1977). Alapvetően tengeri szeizmikus szelvényeken alapul, amelyek értelmezése során figyelembe vették a rendelkezésre álló fúrási anyag feldolgozása során kapott koradatokat is. Üzleti okok miatt azonban a kutatóknak nem volt engedélyük a következtetéseiket alátámasztó szeizmikus anyag publikálására. A téma jelentősége, valamint a

független ellenőrzés lehetőségének a hiánya miatt a Vail-görbék heves szakmai támadások ösztüzébe kerültek.

A klasszikus rétegtan képviselői elsősorban a szárazföldön szerzett ismeretek alapján kritizálták és korrigálták ezeket a görbéket. A 2. ábrán bemutatjuk a földtörténet utóbbi 600 millió éves időszakára vonatkozó euszatikus tengerszint-



2. ábra: Euszatikus tengerszint-változási görbék Hallam, (1984) (A) és Vail et al. (1977) (B) szerint

változási görbét Vail et al. (1977) és Hallam (1984) szerint. Megállapítható, hogy a két görbe általános menete (elsőrendű ciklus) igen hasonló, de a részletekben fontos eltérések vannak:

- A Vail-görbe fokozatos tengerszintemelkedéseket követő drámai gyorsaságú eséseket mutat. Ezzel szemben a Hallam-görbe kevésbé szögletes; a vízszintemelkedéseket fokozatos átmenet után követik a kevésbé gyors esések.
- Több jellegzetes tengerszintesés eltérő amplitúdóval és/vagy eltérő időben jelenik meg (pl. devon/karbon, perm/triász, triász/júra határ).
- Hallam szerint a mai értéknél csak a triász legelején volt némileg alacsonyabb a tengerszint. A Vail-görbe szerint is nagyon alacsony a mai tengerszint, de valamivel korábban, a pliocénban, a miocénban és az oligocénban is már volt ennél alacsonyabb.
- Hallam szerint az abszolút maximumot az ordovicium vége felé érte el a tengerszint magassága.

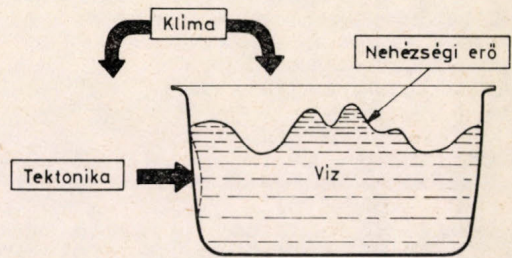
Más szerzők felhívták a figyelmet arra, hogy több esemény korának meghatározása bizonytalan, vagy a kontinentális peremek tektonikus eredetű mozgásait helytelenül tengerszintváltozásként értelmezték (Miall, 1986). A kritikák

jó része jogosnak látszott, ezért az eredeti munkát közreadó vállalat szakemberei lázasan dolgoztak az új, javított változaton. A triásztól a jelenig terjedő időszakra vonatkozó új tengerszintváltozási görbék nemrégiben jelentek meg (Hag et al., 1987). Mivel a szeizmikus háttéranyag publikálására továbbra sem volt lehetőségük, a világ különböző részein levő olyan felszíni feltárásokat használtak fel kalibrációra, amelyek mindenki számára hozzáférhetőek. Eredményeik nagyvonalakban alátámasztják a Vail-görbét, de a felbontás sokkal részletesebb, az átlagos menet sí mább. Általános következtetésként megállapíthatjuk azt, hogy a tengerszint néhány millió éves ciklussal folyamatosan ingadozik, a változások gyakran igen gyorsak, s amplitúdójuk tipikusan 50–150 méter. Ezek az eredmények azt jelentik, hogy a graduális változások elvének merev értelmezése tovább nem tartható fenn, és mai szemléletünk szerint geológiai katasztrófák sztochasztikus módon időnként bekövetkeznek a Földön

4. A globális tengerszintváltozások okai

A globális tengerszintváltozások lehetséges okait a 3. ábrán látható modell segítségével illusztráljuk. Eszerint a világtengereket olyan rugalmas falú, nyitott tartályban levő víztömegnek foghatjuk fel, amelynek felszíne bonyolult térbeli felület. Ez a felület három fő ok miatt változhat érdemlegesen:

i) *Glaciális eusztázia.* Ez azt jelenti, hogy a Föld klímájának markáns megváltozásakor a tengervíz/jég arány lényegesen eltolódik. Jégkorszakok esetén



3. ábra: A világtengerek modellje: rugalmas falú, nyitott tartályban levő, nem sima felszínű víztömeg (Mörner, 1984 nyomán módosítva)

jelentősen kiterjednek a sarki jégsapkák, amelyek a meleg klímájú időszakokban részben vagy teljesen megolvadnak (Báldi, 1982). Klimatikus hatások tehát lényegében vizet vesznek ki vagy töltenek be a tartályba. A jelenlegi alacsony vízszint oka az eljegesedett területek jelentős kiterjedése. Számítások szerint a mai jégsapkák elolvadása 40–50 méterrel emelné meg a tengerszintet. Jégkorszakok, és az ezeket követő meleg időszakok magyarázzák a miocén végén, az eocén/oligocén határon és a szilur elején tapasztalt tengerszint-eséseket és -emelkedéseket.

ii) *Tektonikai eusztázia.* Ez azt jelenti, hogy a Föld tektonikai fejlődése során változik az óceáni medencék alakja és térfogata. Vagyis deformálódik (kitágul és összenyomódik) a 3. ábrán látható tartály fala, ami vízszintváltozáshoz vezet. Legnyilvánvalóbb ez a hatás a júra-kréta időszak során. A júra elején kezdődött meg a korábban meglévő egyetlen szuperkontinens, a Pangea feldarabolódása. Ez a kontinens-peremek hosszának gyors növekedésével, valamint az óceáni hátságok kialakulásával járt. Mindkét hatás csökkentette az óceánok térfogatát, és ezáltal a júra kezdetétől majdnem a kréta végéig tartó fokozatos tengerszint-emelkedést hozott létre (Pitman, 1978). Egy másik, részleteiben még nem ismert

hatás azzal van kapcsolatban, hogy a rugalmas litoszféra lemezek kölcsönhatása lemezenbelüli feszültségeket gerjeszt. Ezek a lemezek felszínét is deformálják, ami tengerszint-változást eredményez (Cloething, 1986). Fontos hangsúlyozni, hogy a világtengerek egyetlen tartályt alkotnak, s így regionális hatások (pl. egy lemez felboltozódása valahol) globális hatást hoznak létre.

iii) *Geoid eusztaázia*. Az óceánok felszíne a geoid, amely a nehézségi erő egy ekvipotenciális felülete. A nehézségi erő a Föld forgásából származó tehetetlenségi erő és a tömegvonzási erő eredője. A Föld tömeg inhomogenitásai miatt a geoid bonyolult, szabálytalan felület. A nehézségi erő minden változása a geoid alakjának, vagyis a tengerszintnek a helytől függően kisebb vagy nagyobb megváltozását vonja maga után. Ez a változás tehát egyidejű, de nem azonos nagyságú és előjelű az egész Földön. Ilyen hatások kimutatása ezért a legnehezebb, jóllehet a nehézségi erő gyakran és számottevően változik.

Összefoglalásként megállapítható, hogy az eusztaátikus tengerszint-változások pontos megértése azért nehéz, mert a fenti okok nem függetlenek egymástól. A kontinensek szétdarabolódása például a tengeri és légköri áramlások megváltoztatása révén lényeges befolyással van a klímára. A tektonikai hatások és az eljegesedések pedig egyaránt a nehézségi erőter perturbációjához vezetnek. A megfigyelt tengerszint-változások tehát ezen kapcsolt hatások szuperpozíciójának az eredményei.

IRODALOM

- Báldi, T., 1982: Jégkorszakok a Föld története folyamán. *Őslénytani Viték* 28, 15 – 24.
- Cloething, S., 1986: Intraplate stress: A new tectonic mechanism for fluctuations of relative sea level. *Geology* 14, 617 – 620.
- Hallam, A., 1984: Pre-Quaternary sea-level changes. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 12, 205 – 243.
- Hag, B. U., Hardenbol, J. and Vail, P. R., 1987: Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235, 1156 – 1166.
- Miall, A. D., 1986: Eustatic sea level changes interpreted from seismic stratigraphy: A critique of the methodology with particular reference to the North Sea Jurassic record. *AAPG Bull.* 70, 131 – 137.
- Mörner, N – A., 1984: Eustasy, geoid changes, and multiple geophysical interaction. In *Catastrophes and Earth history* (eds.: Berggren, W. A. and Van Conving, J. A.). Princeton Univ. Press, Princeton, 395 – 415.
- Pitman III, W. C., 1978: Relationship between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins. *Geol. Soc. America Bull.* 89, 1389 – 1403.
- Suess, E., 1906: *The face of the Earth*. London, Oxford Univ. Press, 1 – 556.
- Gould, J. S., 1984: Toward the vindication of punctuational change. In *Catastrophes and Earth history* (eds.: Berggren, W. A. and Van Conving, J. A.). Princeton Univ. Press, Princeton, 9 – 34.
- Vail, P. R., Mitchum, R. M. Jr. and Thompson III., S., 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: global cycles of relative changes of sea level. In *Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploitation* (ed.: Payton, C.). AAPG Memoir 26, 63 – 81.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 92. évf. 2–3. szám. 1988. március–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 92. No. 2–3 Mar–Jun 1988 Budapest

Ciklikus éghajlatváltozás és rosszabbodás visszatükröződése a magyarországi löszök és eltemetett talajok sorozatában

PÉCSI MÁRTON, GEREI LÁSZLÓ, SCHWEITZER FERENC,
Magyar Tudományos Akadémia Földrajztudományi Kutatóintézet
1062 Budapest, Népköztársaság útja 62

SCHEUER GYULA
Földmérő és Talajvizsgáló Vállalat
1055 Budapest, Reviczky utca 4/c.

MÁRTON PÉTER
Eötvös Loránd Tudományegyetem Geofizikai Tanszék
1083 Budapest, Kun Béla tér 2.

Hegylábfelszíni helyzetben egy különösen gazdagon tagolt lösz-paleotalaj sorozatot tárt fel egy talajmechanikai fúrás. A 60 m szelvényben 30 paleotalajt, 10 löszréteget, legalább 10 homokos réteget és mintegy 10 eróziós réteghiányt állapítottunk meg. A fúrásból folyamatos magmintát vettünk, és rétegenként granulometriai, pedológiai és mineralógiai elemzéseket végeztünk. Paleomágneses mérés csak az elemzésre alkalmas rétegekből történt. Megállapítást nyert, hogy a fiatal lösz ($L_1 - I_6$) sorozatban humuszos lösz (P_1H, P_2H) és főleg csernozjom-szerű erdőssztyep talajok ($P_3C - P_6C$) fordulnak elő. Az öreg lösz ($L_7 - I_{10}$) sorozatban réteghiányok vannak, öt homokos réteg ($S_2 - S_6$) és legalább 10 barna erdőtalaj ($P_7B - P_{17}B$) települ közbe. Az öreg lösz sorozatban paleomágneses elemzések ($L_7, P_{13}, P_{14}B, P_{15}R$) mind normális polaritást adtak, csak az L_{10} löszrétegben találtunk fordított polaritást. Az öreg löszök alatt a vörös talajok és vörös agyagok sorozatába ($P_{18}R - P_{23}R$) két jelentősebb homok réteg ékelődik közbe. De a vörös talajok egy része szintén homokos anyakőzeten képződött; típusaik alapján szubmediterrán xerofil erdők ökológiai környezetében alakulhattak ki. A szelvény fekü rétegeit (56–60 m között) homok, montmorillonit-bentonitos agyag és hidromorf réti talaj rétegek képviselik, melyek a felső miocén pannoniai homok formációra települnek. A vörös talajok képződése idején (pliocén csarnotai, villányi emeletek alatt, feltehetően Gilbert és Gauss chron) a mediterrán-szubmediterrán éghajlati körülmények váltokoztak. Az öreglösz sorozat kialakulása során, melegen mérsékelt etazias erdőklíma, mérsékeltövi homokos, erdőklíma, löszképző száraz füves sztyep klíma váltakozott egymással. Bár az átlagos hőmérséklet tendenciájában csökkenő volt a szubmediterrán jellegű klíma néhány esetben visszatért (pl. a $P_{14}R$ és $P_{15}R$ talajképződése során). Feltűnő klíma-rosszabbodásra utalnak a fiatal löszök közötti csernozjomok (erdős-sztyeptalajok) és főleg a szubarktikus éghajlati hatásra utolsó humuszos löszrétegek. Az utóbbiak 20 ezer évnél fiatalabbak, míg a csernozjom talajok az utolsó interglaciálisnál nem idősebbek.

*

Loess and paleosol sequences in Hungary reflecting cyclic climatic deterioration in the late Cenozoic. A ground mechanical borehole revealed an especially rich series of loess and paleosol in foothill position. The 60 m profile comprises 30 paleosols, 10 loess layers, at least 10 sand layers and about 10 erosion gaps were identified. Continuous sampling was performed and the layers were analyzed granulometrically, pedologically and mine-

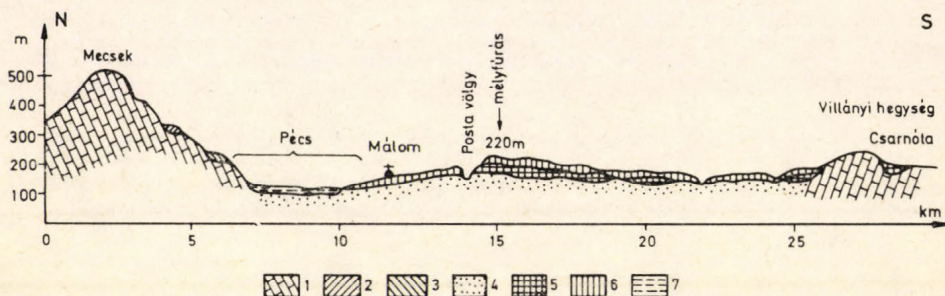
rologically. Paleomagnetic measurements only involved the layers suitable for this purpose. It was found that in the *young loess* series ($L_1 - L_6$), humic loess (P_1H, P_2H) and mostly chernozem-like forest-steppe soils ($P_3C - P_6C$) occur. In the old loess series ($L_7 - L_{10}$) unconformities are observed. There are five sandy layers ($S_2 - S_6$) and at least 10 brown forest soils ($P_7B - P_{17}B$) are intercalated. In old loess paleomagnetic analyses ($L_7, P_{13}, P_{14}B, P_{15}R$) always showed normal polarity, only in the loess layer L_{10} it was reverse. Below the old loess series, the sequence of red soils and red clays ($P_{18}R - P_{28}R$) two major sand layers are intercalated. Part of the red soils, however, also formed on sandy parent materials; their types indicate submediterranean xerophytic forest environments. The base layers of the profile (56–60 m) are represented by sand, montmorillonitic and bentonitic clay and hydromorphous meadow soil layers overlying the Upper Miocene (Pannonian) sand formation. During the formation of red soils (in the Csarnotan and Villányian stages of the Pliocene, presumably Gilbert and Gaus epochs), Mediterranean and Submediterranean climatic conditions alternated. When old loess was formed, warm temperate, etasian forest climate, temperate deciduous forest climate and dry steppe climate of loess formation followed each other. Although there was a general deterioration, Submediterranean climate returned for several periods (for instance, at $P_{14}R$ and $P_{15}R$ soil formation). The chernozems (forest steppe soils) intercalated into young loess and, first of all, the humic loess layers indicating subarctic climatic influence attest to climatic deterioration. The latter are younger than 20 Ka, while the chernozems are not older than the last interglacial.

*

1. Bevezetés

Magyarország a Középső-Duna-medencén belül helyezkedik el. Területének nagyobb része (60%) alacsony alföldi síkság, a kisebbik felét (40%) alacsony hegységek és lankás dombságok foglalják el. A domborzat túlnyomó részét (80%) negyedidőszaki képződmények borítják, melyek között a lösz uralkodó szerepet tölt be.

Az alacsony alföldi sík felszínének fiatal kainozoós medencékben vannak, amelyeket több km vastag szediment-sorozat (beltengeri, tavi, majd folyóvízi és eolikus eredetű formációk) töltenek ki. A medence üledékek sorozatában a negyedidőszak képződményei több száz méter, helyenként ezer méter vastagságot is elérnek. Ezek túlnyomórészt alluviális hordalékok, amelyen ciklikusan eltemetett eolikus összetek és fosszilis talajok képződtek (Cooke et al., 1979).



1. ábra: A Posta völgyi-fúrás geomorfológiai-geológiai helyzete (1 – másodkori mészkő, márga homokkő, 2 – felső-miocén (abráziós terasz) parti szinlők szarmata mészkövekkel, 3 – felső miocén (abráziós terasz) parti szinlők (felső pannóniai), 4 – felső-miocén, pannóniai homokos formáció, 5 – pliocén vörös talajok, vörös agyagok, 6 – pleisztocén lösz és fosszilis talajsorozat, 7 – felső-pleisztocén-holocén alluviális sorozat)

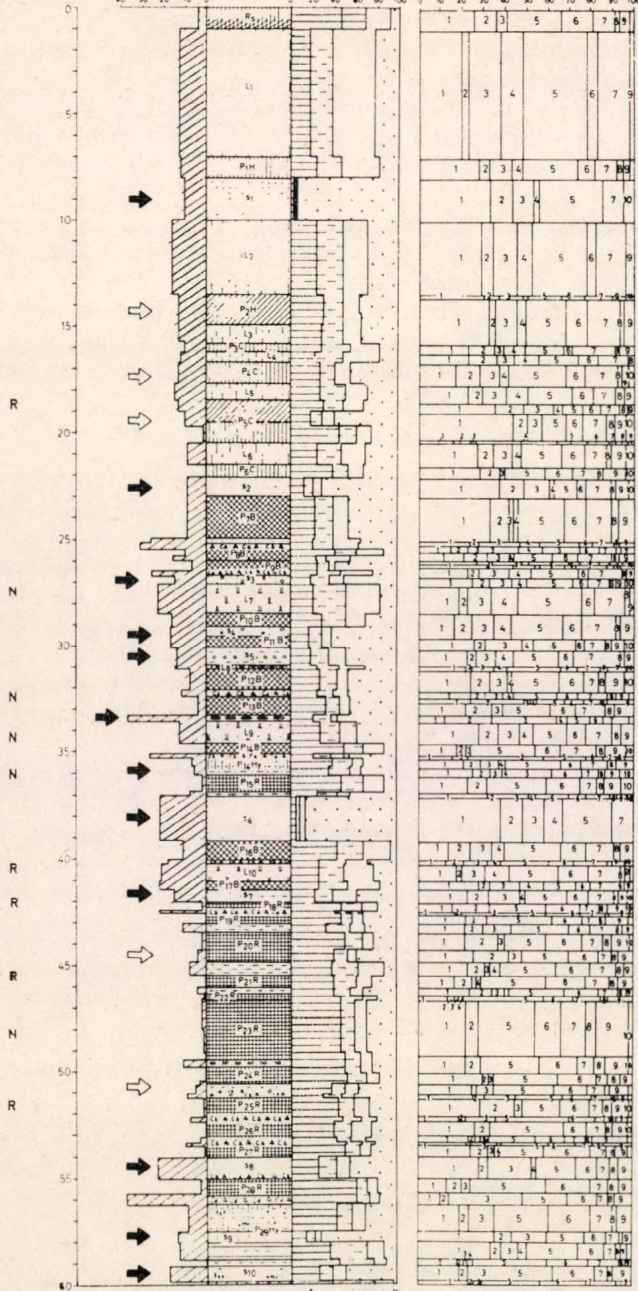
Paleomágneses
adatok

tszf
m

CaCO₃ %

ø mm %

ásványi összetétel %



2. ábra: Löss és fosszilis talajroszat a pécsi Posta völgyi fúrásban. A litológiai, paleopedológiai és ásványtani elemzést Pécsi – Scheuer – Schweitzer – Gerei – Reményi végezték, a paleomágneses vizsgálatokat Márton készítette. (R-fordított polaritás, N-normális polaritás, L₁ – L₆ fiatal lösz, L₇ – L₁₀-homokos lösz, S₁ – 10-homokos lösz, P₁H, P₂H, P₃H humuszos lösz, humusz vázta), P₃C – P₆-oszmóziszerű erdős sztepp talajok, P₈B – P₁₄B – C-barna erdőtalajok, P₁₅ – R – P₂₈R-vörö i talajok, vörös agyagok, P₁₄H₁, P₂₉H₁ hidromorf réti talajok, A-agyag, 2 – 10 mikron, I-iszap, alevrit₁₀ – 20 mikron, L-löss, 20 – 50 mikron, H-homok, 50 – 100 mikron, 1 – kvarc, 2 – földpát, 3 – kalcit, 4 – dolomit, 5 – csillán-hidrocsoillám, 6 – montmorillonit, 7 – klorit, 8 – kaolinit, 9 – közberétegzett agyagásványok, 10 – Al és Fe hidroxidok, → jelentős diszkordancia, → egyéb diszkordancia)

A *domságokon* és a *hegységi előterek* hegyláb felszínein, hordalékkúpjain a szubaerikus képződmények (kavics, homok, lösz, talaj változásai) nem haladják meg a száz m vastagságot. Fekvőjük általában felső miocén pannónia beltavi homokos, agyagos üledék. A közelmúltban több olyan medenceperemi, hordalékúpos típusszelvényt ismertettünk, amelyekben a szubaerikus anyag lösz, paleosol sorozat megközelítette a 100 m vastagságot (Pécsi, 1979, 1982, 1984, 1985b; Pécsi és Scheuer, 1979; Pécsi et al., 1979b; Kretzoi et al., 1982; Gerei et al., 1979; Pécsi–Donáth, 1979). Ez alkalommal egy típusos hegyláb felszíni helyzetben megfúrással feltárt és különösen tanulságos lösz-paleosol sorozat szelvényt ismertettünk (1. ábra). Péctől D-re a városhatár övezetében a Posta-völgyi 60 m-es szelvény (2. ábra) vizsgálati adataiból e tanulmányban főként azt a kérdést tárgyaljuk, hogy a fosszilis talajok típusai és a lösz egymásra települése a paleogeográfiai körülmények milyen változásaira enged következtetni. Az időbeli változás tendenciájának mérlegeléséhez figyelembe vettük korábbi hasonló szelvényeink vizsgálati eredményeit is. A szelvény újabb alapot ad a löszképződés és a vörös agyagtalajok kezdeti idejének meghatározására a Középső-Duna-medencében.

2. A Pécsi Posta-völgyi szelvény földrajzi helyzete

A *fúrás helye* a Dunántúli-dombság D-i részén, a Mecsek hegység D-i előterében helyezkedik el. A fúrás a hegylábi felszínen mélyült 215–155 m tszfi magasság között (1. ábra). Az alacsony helyzetű hegyláb felszín völgyközi hátakra tagolódik, amelyeket vastagon löszköpeny borít be. A tágas eróziós völgyeket kis patakok formálták, amelyekhez kisebb-nagyobb, vízfolyás nélküli deráziós völgyek (dellék) csatlakoznak. A löszös hegyláb felszínen a felső pleisztocén folyamán, és valószínűleg korábban is hasonló topográfia lehetett. Jelenleg a terület éghajlata mérsékelt kontinentális, és a szubmediterrán éghajlat hatása alatt áll. Évi közepes hőmérséklete 10,5 °C–11 °C, csapadékmennyisége közel 700 mm (nyári és őszi csapadék maximummal).

A környéken a barna erdőtalaj a jellemző, amely az erdőirtások előtt cserestölgyeserdő hatására képződött ki. Jelenleg a mezőgazdasági, szántóföldi művelés hatására csernozjom barna erdőtalaj dinamikát vett fel.

3. Rétegtani tagolás

A szelvényt elsősorban talajmechanikai célból mélyített magfúrás folyamatos mintáinak helyszíni vizsgálata, majd részletes laboratóriumi elemzése alapján készítettük (1. és 2. ábra). Pontos magmintavételre törekedtünk, mivel célunk volt a szelvény lito- és kronosztratigráfiai kiértékelése is.

A Posta-völgyi szelvény litológiai és paleopedológiai sajátosságai szempontjából négy részre tagolható:

- | | |
|--|----------------|
| 1. Fiatal löszösszet, uralkodóan csernozjom jellegű talajokkal | 0 – 23 m-ig |
| 2. Öreg löszösszet, uralkodóan barna erdőtalajok közberétegződésével | 23 – 42 m-ig |
| 3. Vörös talajok, vörösayagok összlete | 42 – 56,2 m-ig |
| 4. Tarka agyag, bentonit és szürke homokösszet | 56,2 – 60 m-ig |

Feltűnő jellegzetesség, hogy a szelvényben a paleotalajok az uralkodók. Kirívó ez a fúrásszelvény alsó harmadában, ahol a vörös talajok szinte teljesen

egymásra települnek, és csupán néhány dm-nyi CaCO_3 akkumulációs horizont ékelődik közbe.*

Az egész szelvényre jellemző, hogy mind a négy összletben ciklikusan ismétlődő homokréteg közbetelepülések fordulnak elő. Legalább öt olyan homokréteg van, melyben a homokfrakció aránya több mint 60%, további hat rétegben pedig eléri vagy meghaladja a 40%-ot. Ezenkívül több paleosol homokos anyagközeten alakult ki. A homokrétegek gyakori közbetelepüléseit a szelvény hegyláb felszíni helyzetével magyarázhatjuk.

3.1 Fiatal löszösszlet. Ennek az összletnek az alsó határát a 22–23 m-ben települő aprókavicsos homokréteggel bezárólag vontuk meg. Ez az S_2 jelű réteg eróziós réteghiányt is képviselhet a szelvényben; hasonlóképpen eróziós hiátus fordul elő 8–10 m-ben; ez az S_1 réteg erősen csillámos kvarc homok, amelyet kisebb vízfolyást telepítettek át a hegyláb felszínén előforduló pannóniai homokból.

A fiatal löszsorozatban hat, jellegzetesen homokos löszréteg (L_1-L_6) telepszik. Az L_1 a legvastagabb (6 m) és meglehetősen homogén, rétegzeten közepesen meszes, homokos lösz. A fekéjében települő gyengén humuszos lösz (P_1H) több típusfeltárásból is ismeretes (Tápiószőlő, Dunaszekcsői táglagyár). Ez a legfelső humuszos réteg faszénmaradványok alapján 16 ezer évesnek bizonyult, míg az alsó humuszos lösz (P_2H) a környékbeli (dunaszekcsői téglagyári) feltárásokban 21 ezer éves (Pécsi, 1985a). Feltételezzük, hogy szelvényünkben a P_2H jelzésű, gyengén humuszos réteg az utóbbival párhuzamosítható.

A fiatal löszsorozat alsó harmadában levő löszös rétegek (L_3-L_6) erősen homokosak. Közöttük négy csernozjom típusú talaj telepszik (P_3-P_6C), melyekből három (P_4C , P_5C és P_6C) lényegében homokos anyagközeten alakult ki. Legmarkánsabb a P_5C talaj, amely közel 2 m vastag csokoládébarna (mészlepedékes) csernozjom. A talajszelvény felső része aprókavicsos, homokos talajszediment.

A fúrászelvény 16–22 m közötti magmintáinak vizsgálatából elég jól meghatározható volt, hogy a fiatal löszsorozat alsó harmadában csernozjom jellegű erdős-sztyepptalajok képződtek, miként az a külszíni típusfeltárásokban is észlelhető. Ennek ellenére a külszíni feltárások sztratotípus talajaival való azonosításuk, ill. összehasonlításuk még várat magára. Egyes paleosolok (P_3C és P_6C), úgy tűnik, csonka szelvények, kialakulásuk során vagy azután a hegyláb felszínén erodálódtak, és részben áthalmozottak is lehetnek.

A rétegtani eligazodásban feltehetően segítségünkre lehet az, hogy a P_5C talajban 19 m körüli minta Márton P. elemzése szerint reverz paleomágneses polaritást adott négy vizsgálat közül három esetben. Feltételezhető itt a Blake-esemény megléte, amely cca. 125 ezer éves.

A Posta-völgyi fúrás fiatal löszösszletét két humuszos lösz, négy csernozjom típusú talaj, hat löszréteg és két fluviális homokréteg építi fel, összesen 14 képződmény.

3.2 Öreg löszösszlet. A szelvény sorozatában a névadó öreg lösz csupán négyszer ismétlődik meg (L_7-L_{10}), ugyancsak négy a közbetelepült homokrétegek száma (S_3-S_7). A legszámottevőbb eróziós diszkordanciát 37–39 m-ben az S_6 jelű homokréteg képviselheti. Feltűnő a tíz P_7-P_{17} paleosol előfordulása. Ezek túlnyomó többsége barna erdőtalaj, csupán egy vörös agyagtalaj ($P_{15}R$) és egy hidromorf talaj (P_{14}) van közöttük.

* Az ásványi-kőzettani és pedológiai elemzés alapján elkülöníthető lösztalaj és homokréteget az áttekintő tárgyalás megkönnyítése érdekében betűvel és sorszámval jelöltük meg (2. ábra).

Mindegyik talaj autochtonnak mutatkozik, önálló felhalmozódási szintjük van. A barna erdőtalajok többsége nem löszre, hanem homokos fekére telepszik, illetve több esetben homokos anyakőzetten képződtek ki. Vonatkozik ez elsősorban a P_7 , P_{10} , P_{11} , P_{12} , P_{13} , P_{17} sz. talajokra. Jellegzetes az is, hogy talajpárok (talajkomplexumok) közvetlen egymásra települnek, elkülönítésüket csak az önálló és erősen fejlett Ca szintjük indokolja. Így mindenképpen külön talajformálódási szakasznak kell felfognunk őket.

A Posta-völgyi szelvényünkben a legfelső barna erdőtalaj (P_7B) homokon alakult ki, a fiatal löszsorozattól az aprókavicsos homok (S_2) fluviális réteg különíti el. Biztosan nem állapítható meg, milyen mértékű itt az eróziós hiátus. Litosztratigráfiailag ebben a helyzetben a külszíni típusfeltárásokban (Paks, Dunaföldvár, Dunaújváros) az ún. Mende Bázis talaj telepszik, melynek képződési idejét az utolsó interglaciálisba helyeztük (Pécsi, 1982, 1985a; Pécsi et al., 1979b). Egyéb adatok hiányában ez a párhuzamosítás kellően még nem támasztható alá.

Szelvényünk öreg löszsorozatának fosszilis talajait egyelőre nehezen tudjuk párhuzamosítani az eddig vizsgált külszíni feltárások öreg löszeinek paleotalajjaival, főként azért, mert fúrásunkban ezek száma kétszeresen több.

A paleomágneses elemzések alapján úgy tűnik, hogy az öreg lösz és paleo talajai 37 m-ig normális polaritásúak, tehát 0,73 millió évnél nem idősebbek (Márton, 1979).

3.3 *A vöröstalajok, vörösayagok összlete.* A mintegy 15 m vastagságú összlet (42–56,2 m között) jellemzője, hogy a téglavörös-meggyvörös színű talajok egymásra települt sorozatából áll (P_{18} – P_{29R}). Csupán egy esetben ékelődik a paleosolok közé egyméternyi homokos réteg (S_8), amely azonban erős $CaCO_3$ felhalmozódási szintet is képvisel (2. ábra). További két esetben a vöröstalajok között az agyagos, sziltes (aleuritos) mészfelhalmozódási szint legfeljebb félméter vastagságú (P_{20} –21 és a P_{24} 25 talajok között). Egyébként a vörös paleotalajokat csupán néhány 10 cm mészfelhalmozódási szint, mészkonkréciós réteg különíti el egymástól. A vöröstalajok mindegyikére jellemző, hogy jelentős mennyiségű a homoktartalmuk (20–40%), még azokban a vörösayag talajokban is (P_{20} , P_{24} , P_{27} , P_{20}), amelyekben az agyagfrakció eléri, ill. meghaladja az 50%-ot. A vöröstalajok egyrésze bizonyosan homokos anyakőzetten alakult ki (pl. P_{27} , P_{24} , P_{21} , P_{20}). A homok túlnyomó részét a hegyláb felszíni vízfolyások harmadidőszaki (pannóniai) homokból halmozták át, de a szárazabb körülmények között az eolikus áthalmozás is végbement.

Bár a vöröstalajok egymásra települő sorozatát az öreg löszök alatt már több mint egy évtizede figyelemmel kísérjük (Pécsi, 1975, 1978, 1984; Pécsi et al., 1979b), ilyen sok – számszerint 11 – vöröstalajt egymásra települve eddig még nem észleltünk a középső-Duna medence dombvidékein. Ennek ellenére sem tételezhetjük fel, éppen az eddigi tapasztalatok alapján, hogy a vöröstalajok sorozata a Posta-völgyi feltárásban, hiánytalan rétegsort képviselnek. A fúrászelvényből legalább 3–4 eróziós hiátusra lehet következtetni, melyek közül S_7 – S_8 homokréteg a legmarkánsabb.

3.4 *Tarka agyag és bentonit tagozat.* A Posta-völgyi feltárásban a vöröstalajok sorozata alatt két, erősen mangán és vasfoltos tarka agyag, két homokréteg (S_9 , S_{10}) és két bentonitos agyagréteg telepszik. Az S_9 homokréteg sötétszürke és a fedőben levő tarkaagyaggal együtt hidromorf talajosodáson ment keresztül. A két bentonit rétegnek fontos sztratigráfiai jelentőséget tulajdonítunk, mivel a vörösayag sorozat alatt, helyenként egymással összeujjázódva gyakran jelentkezik a felsőpannóniai rétegekre (felsőmiocén) települve. A szóban forgó bento-

nitokat bazalttufák bázisos körülmények között keletkezett mállástermékének tekinthetjük, meleg-szubhumidus éghajlat alatt. Több helyen a Kárpát-medencében fiatal bazaltlávák alatt is előfordul. A magyarországi bazaltlávák korát az újkeletű radiometrikus és paleomágneses vizsgálatok alapján 3–6 millió évre datálják (Balogh et al., 1987; Márton, 1985).

A Posta-völgyi szelvényben az 58–60 m közötti rétegek 2 μm alatti agyagfrakciójának 51–52%-a montmorillonit-bentonit, mely fölött 11 vörös talaj telepszik. Ez a litosztratigráfiai helyzet nyújt lehetőséget arra, hogy a szelvényben előforduló vörös agyagok keletkezésük kezdetét a felsőpannoniai (felsőmiocén) beltengeri üledékek lerakódását követő időig vezessük vissza, egészen a Gilbert korszak elejéig (Pécsi, 1985b, Kretzoi és Pécsi, 1982).

4. A Posta-völgyi szelvény ásványi összetételének értékelése

Az egyes összetetek jellemzésére a földpátok, a kalcit, a dolomit és a montmorillonit számtani középértékeit használtuk fel. Ezen kívül a kalcit/dolomit arányt is kiszámítottuk (1. táblázat). Ezt a módszert korábban más lösz-szelvény értékelésére is alkalmaztuk (Gerei et al., 1979).

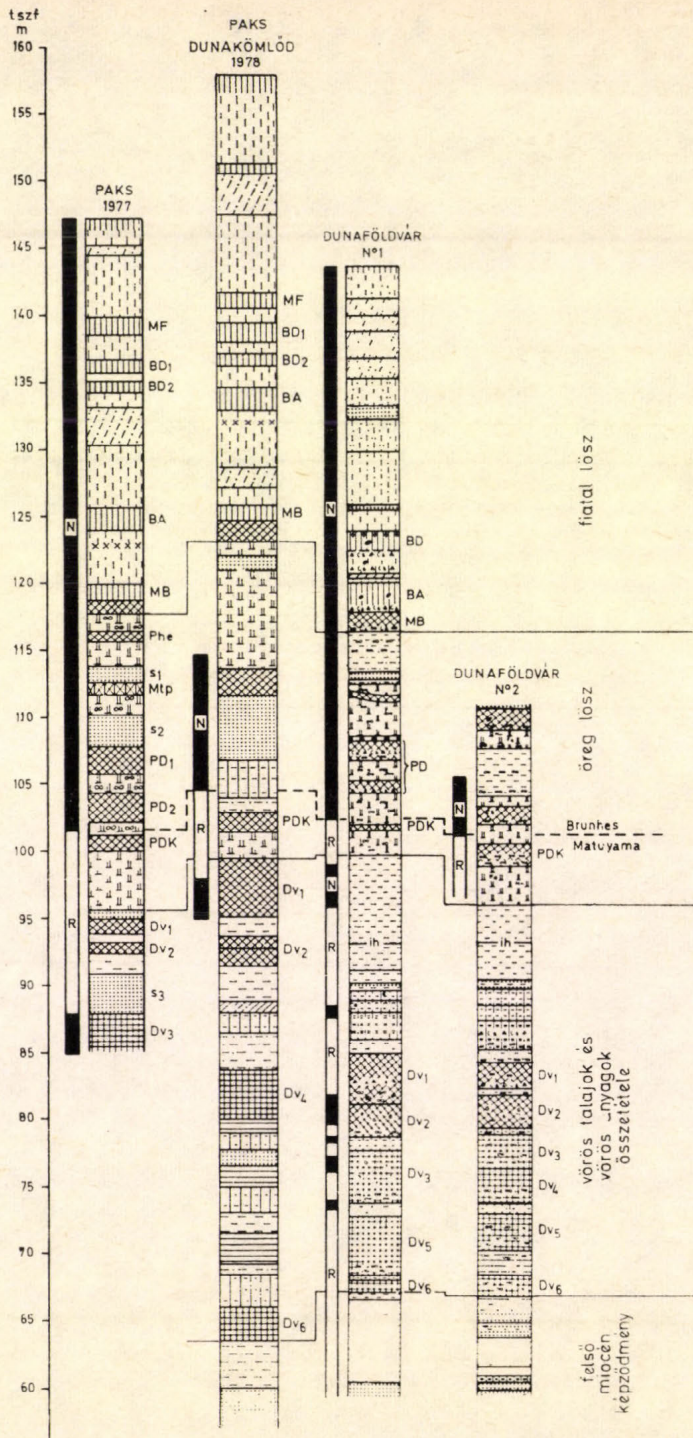
1. TÁBLÁZAT

A Posta-völgyi szelvény földpát, kalcit, dolomit, montmorillonit és kalcit/dolomit átlagos tartalmának alakulása a szelvény összeteteiben (%)

Összlet	Földpát	Kalcit	Dolomit	Montmorillonit	Kalcit/dolomit
Fiatal lösz (0,0–23,0 m)	8,23	8,82	4,53	8,53	1,95
Öreg lösz (23,0–42,0 m)	8,41	11,50	5,03	8,94	2,29
Vörös talajok, vörös agyagok összlete (42,0–56,2 m)	7,45	7,42	0,83	15,00	8,94
Tarka agyag, bentonit és szürke homok összlete (56,2–60,0 m)	4,70	9,33	1,00	17,30	9,33

A fiatal és öreg löszben a földpátok átlagos eloszlása nem mutat lényeges különbséget. A vörös agyagtalajok összletében a földpátok átlagos mennyisége jelentősen csökken és ez a csökkenés még nagyobb mértékű a tarka agyag és bentonitos rétegekben. Ez a különbség elsősorban a mállási folyamatok erősségének változásával hozható kapcsolatba.

A kalcitok a négy összletben jellegzetes különbségeket mutatnak. Jelentős mennyiségben található a fiatal löszben, ez a mennyiség mintegy 1/4-ével tovább nő az öreg löszben, majd igen nagymértékben csökken a vörös talajok összletében, míg a tarka agyagok, bentonitok összletében ismét növekszik. A fiatal löszhöz és talajhoz képest az öreg löszben található barna erdő talajok alatt nagyobb kalcit mennyiség a mész erősebb felhalmozódására utal. A vörös talajokban nagyon kevés a kalcit. Ezek felhalmozódási szintje viszont kisebb-nagyobb mészkonkréciókban gazdag, mely a talaj B szintjének erős szezonális kilúgozására utal. A kilúgozási folyamatok tehát a kalcitok és kalciumkarbonát túlnyomó részét a vörös talajok Ca szintjében halmozták fel. A tarka agyagtalajok összletében a kalcitok ismételt megnövekedése arra utalt, hogy itt a talajképződés



viszonylag kisebb kilúgozással járt mint a vörös talajok esetében. A két bentonitban azonban ismét nagyobb mérvű kalcit elbomlás tapasztalható.

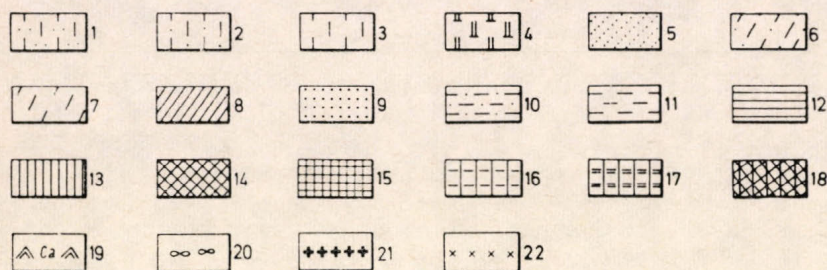
Az öreg és fiatal löszben négyszer-öttször annyi dolomit található, mint a vörös talajok és tarka agyagtalajok összletében. Ezt tükrözi a kalcit/dolomit ásványok aránya. Lösz kötegekben a kalcit aránya a dolomitéhoz képest 2 körüli, a vöröstalajokban és tarka agyagtalajokban 9 körüli értéket kapunk (1. táblázat).

A montmorillonit részarányának megnövekedése a fosszilis talajokban a mállás nagyobb intenzitását jelzi. Eszerint a két löszösszletben kisebb, a vöröstalajok és tarka agyagtalajok összletében pedig jóval intenzívebb mállást tapasztalhatunk.

A montmorillonitok eloszlása azt is mutatja, hogy a tarka agyagtalajokban és egyes vöröstalajokban volt a legintenzívebb a mállás. Ez feltehetően azzal a körülménnyel van összefüggésben, hogy a redox viszonyok változása a tarka agyagok, bentonitok képződésekor még nagyobb mérvű, mint a vörös talajok kialakulása folyamán. Az egyes rétegek ásványtani jellemzését a 3. ábra tartalmazza, amelyet e helyen röviden az egyes összeletek szerint értékelünk ki.

Fiatal löszösszlet. Ennek minden rétegében és talajában található kalcit. Dolomit elsősorban a különböző csernozjom talajokból hiányzik. A montmorillonit különböző mennyiségben az S₁ homok kivételével valamennyi rétegben előfordul. A kaolinit 15 méter mélységig csak a humuszos rétegekben fordul elő (R₃, P₁, P₂), a löszökből hiányzik. 15 métertől az összlet aljáig valamennyi előfordul. A közberétegződött ásványok 3 réteg kivételével valamennyi szintben előfordulnak. A fiatal löszben az agyagásványok jelenléte és eloszlása közepes intenzitású mállásra utal. Fődomináns a fiatal lösz felső rétegeiben a kvarc és a csillám.

Öreg löszösszlet. A kalcit a löszjellegnek megfelelően, egy kivételével, valamennyi szintben előfordul. Az egyetlen szint, ahonnan hiányzik a kalcit, a vörös agyag talaj (P₁₅R – 36,00 – 36,80 m). A dolomit is, négy talaj kivételével.



3. ábra: Lösz és fosszilis talajsorozat Dunaföldvárnál. A litológiai elemzést Pécs – Szebényi – Schweitzer, a paleomágneses vizsgálatokat Pevzner készítette.

1 – löszös homok; 2 – homokos lösz; 3 – lösz; 4 – öreg lösz; 5 – lejtőhomok; 6 – homokos lejtőlössz; 7 – lejtőlössz; 8 – talajhordalék; 9 – fuvialis-proluviális homok; 10 – iszapos homok; 11 – iszap, glejes iszap; 12 – agyag; 13 – sztyeptalaj, csernozjom; 14 – barna erdőtalaj; 15 – vörösayag; 16 – hidromorf talaj; 17 – öntés réti talaj; 18 – erdőtalaj (ártéren); 19 – CaCO₃ felhalmozódás; 20 – löszbaba; 21 – faszén; 22 – vulkáni hamu; MF – „Mende Felső” erdős-sztyep talajösszlet (29 000 év BP, Mo. 421 és HV 27 855 ± 599 év); BD = „Basaharc Dupla” csernozjom talaj; MB – „Mende Bázis” talajösszlet (barna erdőtalaj + erdős-sztyep talaj); Phe – paksihomokos erdőtalaj; Mtp – paksi mocsári talaj; PD = „Paks Alsó Dupla” talajösszlet (barnászvörös, mediterrán típusú, száraz erdőtalaj); PDK – Paks-dunakömlődi barnászvörös talaj; Dv₁ – Dv₆ –, dunaföldvári vörös talajok; ih – iszapos homok; S₁ – S₃ – homok

($P_{13}B - 32,50 - 33,20$ m, $P_{14}B - 34,50 - 35,00$ m, $P_{14}B$ Ca-szintje $- 35,00 - 35,20$ m, $P_{15}R - 36,00 - 36,80$ m), valamennyi rétegben előfordul. A kalcit-dolomit mennyisége és arányuk a karbonátos lösz jelleget jól jellemzi.

A kaolinit és a montmorillonit a vastag homokszint kivételével az összet valamennyi rétegében megtalálható, hasonlóképpen a közberétegzett agyag-ásványok is. Az anyagásványok, általában a montmorillonit mennyisége a talajszintekben kissé magasabb, mint a löszös képződményekben. Ez a talajképződéssel kapcsolatos intenzívebb mállásra utal. Az öreg lösz összetben a kvarc részeseési aránya is számottevően kevesebb, kivéve az S_6 homokréteget.

Vörös talajok, vörös agyagok összetete. Általában a kalcit mennyisége a vörösayag talaj szintekben kevesebb, öt mintában teljesen hiányzik, szemben a többi réteggel. A dolomit a 24 réteg közül csak 8 esetben fordul elő, kis mennyiségben rendszerint a vöröstalajok felhalmozódási szintjében.

Valamennyi szintben a montmorillonit megtalálható és nagyobb mennyiségben, mint a fiatal és öreg lösz összetben. A kaolinitnek valamennyi szintben való előfordulása ugyancsak arra utal, hogy a mállási folyamatok többé-kevésbé a savanyú kémhatás felé befolyásolják az összetet közegét. A valamennyi szintben előforduló közberétegzett ásványok ugyancsak az intenzívebb mállásra és az eközben lejátszódó ásványátalakulási folyamatokra utalnak. Legkiugróbb értéket a P_{23} számú 2 m vastag vörös talaj mutat.

Tarka agyag, bentonit és homok összetet. Kalcit valamennyi szintben található, mennyisége azonban a bentonit rétegekben jóval kisebb, mint a tarka agyagokban. Dolomit az összetet hat rétege közül csak kettőben található. Ebben az összetetben lehetett kimutatni a legnagyobb mennyiségű montmorillonitot, amely valamennyi szintben előfordul. Ez arra utal, hogy a redukciós folyamatok során ebben az összetetben volt a legintenzívebb a mállás. Kaolint és közberétegzett ásványok valamennyi rétegben előfordultak. Az ásványi összetétel tehát egyértelműen ebben az összetetben redukciós folyamatok hatására fellépő intenzív mállást tanusít.

5. Következtetések a szelvény tagolására

A Posta-völgyi szelvény részletes litosztratigráfiai beosztásához jelenleg még nem áll rendelkezésünkre elegendő adat. A korábban vizsgált hasonló feltárásokkal való löszkronológiai, vagy paleopedológiai összehasonlítást pedig megnehezíti az, hogy eddig olyan sok paleotalajt és közbetelepült homokréteget egy típusfeltárásból sem ismerünk. Nem tisztázódott még az sem, hogy hány paleotalaj anyakőzet volt, futóhomok, folyóvízi homok, vagy lejtőüledék, továbbá az sem egyértelműen ismert, hogy hány és milyen mértékű eróziós hiánnyal kell számolni.

A szelvény litosztratigráfiai és paleopedológiai tagolását így csupán tág keretek között lehetséges vázolni. A szelvény összesen 30 paleotalaja, 10 löszkötege, legalább 10 közbetelepült homokrétege és ugyancsak mintegy 10 kisebb-nagyobb eróziós réteghiányának kor szerinti beosztása nagyobb csábító feladat. De egyelőre a szimplifikálás veszélyét nehezen kerülhetnénk el, ha rétegsorunkat, az egyes löszrétegek, paleotalajok stb. ciklikus ismétlődése alapján egyszerűen valamely geokronológiai etalonba sorolnánk.

1. A szelvény humuszos löszrétegeiről (P_1H és P_2H), továbbá a legfelső két fiatal löszkötegekről (L_1 , L_2) analógiák alapján feltételezhetjük, hogy az utolsó

glaciális leghidegebb és legszárazabb szakaszában, 20 ezer évnél nem korábban képződtek. A humuszos löszrétegek valószínűleg valamivel nedvesebb arktikus klímaszakasz során, míg a homokos löszrétegek száraz-hideg szakasz képződményei a felső Würm eljegesedésűek.

2. A fiatal löszsorozat alsó felében 4–5 ízben ismétlődően képződött csernozjom-jellegű erdő-sztyeptalajokat ($P_3C - P_6C$) a nyíltszíni löszfeltárások hasonló genetikájú paleotalajainak figyelembe vétele alapján a felsőpleisztocénbe – ezen belül az utolsó glaciális egyes melegebb-nedvesebb interstadiális szakaszaiba sorolhatjuk. Paleomágneses elemzés szerint a P_5C talaj mintái fordított mágnesezettségűnek bizonyultak. Föltehető, hogy ez az eredmény a Blake eseményt (0,125 millió év) képviseli? Bár azt más típusfeltárásban eddig még nem tudtuk kimutatni. A szelvényben az utolsó barna erdőtalaj a P_7B jelzésű réteg. A típusfeltárásokban hasonló helyzetű és genezisű paleotalajokat soroltunk utolsó interglaciálisba.

3. Az idős löszben tíz vörös-okker barna erdőtalaj és 1 hidromorf talaj, öt lösz és 3–4 jelentősebb homokréteg kronológiai besorolására csak 4–5 rétegből kaptunk megbízható paleomágneses adatokat (1. ábra). A minták normális polaritásúak. Így a 35–36 m-ek közötti P_{15R} vörös agyagos talaj még valószínűleg a Brunhes korszakhoz tartozik és nem idősebb, mint 0,73 millió év. Az S_6 homokréteg a szelvényben előforduló egyik legnagyobb eróziós réteg hiányát képviselheti.

4. Szelvényünk *vöröstalaj sorozatának* a párhuzamosítása más feltárások hasonló összletével (pl. a dunaföldvári fúrásszelvényekkel, mint típusfeltárásokkal) egyelőre még litosztratigráfiailag is csak nagy vonalakban adható meg. Dunaföldvárott a vöröstalajok száma ugyanis 5–6, melyek ugyan szintén a felsőpannoniai (felső miocén) beltavi formációkra települnek. Paleopedológailag úgy tűnik, hogy a Posta-völgyi szelvény vöröstalajainak alsó fele ($P_{21} - P_{29}$) van képviselve a dunaföldvári fúrásokban (DV_1DV_6) (Pécsi et al., 1979b).

Feltehetően erre enged következtetni az a körülmény is, hogy a Dunaföldvár $DV_2 - DV_3$ vöröstalaj és a Posta-völgyi fúrásszelvény (P_{23R} vastag vöröstalaja egyaránt normális polaritást adott (2. és 3. ábra).

Hangsúlyoznunk kell azonban, hogy a heglábfelszíni helyzetben az üledékfelhalmozódás nem folyamatos; egyrészt eróziós szakaszok váltakoznak talajképződési szakaszokkal, másrészt kisebb-nagyobb réteghiányokkal kell számolni. Egyes erősebb eróziós szakaszok a korábban képződött talajokat, ill. üledékeket elhordhatták. De a vöröstalajok hosszantartó képződése alatt, az egyensúlyi lejtő esetében is lassú felületi lemosás megy végbe, mialatt egy talaj képződik, esetleg évtized(ek) során. Ezért a kapott paleomágneses adatok egymásutjának értékelésénél nagyon elővigyázatosnak kell lennünk, mivel többnyire nem számolhatunk „kvázi komplett” rétegsorral, nem beszélve arról, hogy a fúrások „dinamómágnesezettséggel” is terhelték lehetnek.

Ezeket a körülményeket több hasonló litosztratigráfiai jellegű és helyzetű szelvény tapasztalatai alapján vettük figyelembe. Ezért lehetségesnek véljük, hogy a Posta-völgyi szelvény vörös talaj sorozatának felső részében előforduló fordított mágnesezettségű minták a Matuyama korszakhoz tartoznak (2,4 millió év).

A P_{23} talajban megvizsgált minták normális polaritása nem csupán valamely event-et képvisel, hanem a Gauss korszak alatt képződött talajok maradványát jelezhetik. Míg a P_{24} , ill. P_{25} talajokban észlelt fordított mágnesezettség feltehe-

tően még idősebb epoch Gilbert-emlékét őrzik. E feltételezett következtetésre a vörösgyagoknak más feltárásaiban is ilyen hasonló litosztratigráfiai és hegy-lábfelszíni helyzetben való előfordulása engedett következtetni (Pécsi, 1986b).

A vöröstalajok sorozata alsó nagyobb részét ($P_{23}R - P_{29}R$) és az alatta települő tarka agyagot, a bentonitos agyagrétegekkel, a pliocénbe sorolhatjuk. Feltételezzük – analógiák alapján – és paleomágneses elemzések hézagos adataira támaszkodva, hogy a vöröstalajos sorozat képződése magába foglalta a Matuyama korszak nagyobbik felét, az egész Gauss és Gilbert korszak jó részét, kb. 4–4,5 millió évig visszamenőleg.

IRODALOM

- Balogh Kadosa, Árva Sós E., Pécskay Z. and Ravasz-Baranyai L., 1987: K/Ar dating of post-Sarmation alkali basaltic rocks in Hungary. *Acta Minera. Petr.*, Szeged 28 (in press).
- Cooke, H. B. S., Hall J. M. and Rónai, A., 1979: Paleomagnetic, sedimentary and climatic records from boreholes ad Dévaványa and Vésztő, Hungary. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 22, 98–109. – *Studies on Loess*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1980.
- Gerei L., Reményi M. and Pécsi-Donáth É., 1979: Mineralogical analysis of the borehole drilled 1978 on the loess plateau of Dunakömlőd. *Acta Geologica Hung.* 22, 501–511. – *Studies on loess*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1980.
- Kretzoi M., Márton P., Pécsi M., Schweitzer F. and Vörös I., 1982: Pliocene-Pleistocene piedmont correlative sediments in Hungary (based on lithological, geomorphological, paleontological and paleomagnetic analyses of the exposures in the open-cast mine at Gyöngyösvisonta). In *Quaternary studies in Hungary*. Geogr. Res. Inst. Hung. Acad. Sci., Budapest, 43–73.
- Kretzoi, M. and Pécsi, M., 1982: Pliocene and Quaternary chronostratigraphy and continental surface development of the Pannonian Basin. In *Quaternary studies in Hungary*. Geogr. Res. Inst. of Acad. Sci. Hung., Budapest, 11–42.
- Márton, P., 1979: Paleomagnetism of the Paks brickyard exposure. *Acta Geologica Hung.* 22., 443–449. *Studies on loess*. Akad. Kiadó, Budapest, 1980.
- Márton, E., 1985: Tying the basalts from the Transdanubian Central Mountains (Hungary) to the standard polarity time scale. In *Problems of the Neogene and Quaternary*, Akadémiai Kiadó, Budapest, 99–108.
- Pécsi, M., 1975: A magyarországi lösz-szelvények sztratigráfiai tagolása (Lithostratigraphical subdivision of the sequences in Hungary) *Földrajzi Közlemények* 23, 217–230.
- Pécsi, M., 1978: Paläogeographische Forschungen und Vergleich der ungarischen und europäischen Löss. In: *Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung*, H. Nagl, Wien, 413–434.
- Pécsi, M., 1979: Lithostratigraphical subdivision of the loess profiles at Paks. *Acta Geologica Hung.* 22. 409–418. *Studies on loess*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1980.
- Pécsi, M., 1982: The most typical loess profiles in Hungary. In *Quaternary studies in Hungary*. Geogr. Res. Inst. Hung. Acad. Sci., Budapest, 145–169, (Theory-Methodology-Practice 24).
- Pécsi, M., 1984: Is typical loess older than one million years? In *Lithology and stratigraphy of loess and paleosols*. Geogr. Res. Inst. Hung. Acad. Sci., Budapest, 213–224, (Theory-Methodology-Practice 30).
- Pécsi, M., 1985a: Chronostratigraphy of Hungarian loesses and the underlying subaerial formation. In *Loess and the Quaternary. Chinese and Hungarian case studies*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 33–49.
- Pécsi, M., 1985b: *The Neogene red clays of the Carpathian Basin*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 89–98.
- Pécsi, M. and Scheuer, Gy., 1979: Engineering geological problems of the Dunajváros loess bluff. *Acta Geologica Hung.* 22, 345–353. *Studies on loess*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1980.
- Pécsi, M., Szabényi, E. and Pevzner, M. A., 1979a: Upper Pleistocene litho- and chronostratigraphical type profile from the exposure at Mende. *Acta Geologica Hung.* 22, 371–389. *Studies on loess*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1980.
- Pécsi, M., Szabényi, E., Schweitzer, F., Pécsiné, Donáth É., Wagner, M. and Pevzner, M. A., 1979b: Complex evaluation of Dunaföldvár loesses and fossil soils. (Bio- and lithostratigraphical, paleopedological, thermal and paleomagnetic investigations.) *Acta Geologica Hung.* 22., 513–537. *Studies on loess*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1980.
- Pécsi, M. and Donáth, É., 1979: Thermal investigation of the loess and fossil soils of Paks. *Acta Geologica Hung.* 22., 419–426. *Studies on loess*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1980.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 92. évf. 2–3. szám. 1988. március–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 92. No. 2–3 Mar–Jun 1988 Budapest

Időjárási hatások a felszíni rétegeken, a paleoklíma kimutatása mélybeli idős kőzeteken

RÓNAI ANDRÁS

Magyar Állami Földtani Intézet
1143 Budapest, Népstadion út 14.

A földfelszín nagy formáit tektonikai erők, kis formáit az éghajlat alakítja. Nem külön-külön, hanem együtt. Legjobban megfigyelhetők ezek a jelenségek a mérsékelt égövön. Az éghajlat szerepét a felszíni formák kialakításában a geomorfológia részletesen vizsgálja és magyarázza. A földtan ehhez azzal járul hozzá, hogy a felszíni anyagok fizikai és kémiai állapotában és szerkezetében az éghajlat hatására kialakult változásokat kimutatja. A talajvízszintnek a felszínközeli rétegek között megfigyelt függőleges mozgása az éghajlatváltozás legjobb komplex jelzője. Régmúlt idők éghajlata és annak változásai a felszíni kőzeteken kimutatható. A magyar Alföld folyóvízi rétegei az elmúlt 2–3 millió év éghajlattörténetének valóságos képeskönyve, egyrészt a rétegekbe zárt paleontológiai leletek, másrészt a rétegek anyaga, szerkezete, állapota és színe folytán. A folyóvízi üledékek pollentartalma információt ad a leülepedés idejének növényzeti képére, és ezzel közvetve annak éghajlatára vonatkozóan. További lehetőséget ad az eltemetett képződmények anyaga, színe, kemizmusa és szerkezete. Jól használható mutatók a fosszilis talajrétegek. Az utolsó 30 évben az Alföld medencéjében lemélyített tudományos alapfúrások maganyagának részletes feldolgozása lehetőséget adott az utolsó 2–3 millió esztendő nagyobb éghajlatváltozásainak tanulmányozására. A paleontológiai és sztratigráfiai adatok mellett erre a paleomágneses vizsgálatok adtak módot. Ezek ugyanis lehetővé tették egyes üledékvastagságok és az azokhoz tartozó klímazakaszok időtartamának meghatározását. Néhány alföldi mélyfúrás feldolgozásából 25 nagyobb klímaciklust sikerült kimutatni az utolsó 2,4 millió év földtörténete alatt. A változások tendenciája egy általános lehűlést mutat, de nem folytatólagosan, hanem sűrű vissza-vissza zökkenőkkel. Az egyenetlen hűvösödés mellett az egyes szakaszok száraz vagy csapadékos volta adja a további változásokat. A –1,8 millió évtől –2,4 millió év között eltelt időben öt nagy klímazakaszt lehetett kimutatni: –0,7 és –1,8 millió év között 11 szakaszt, –700 000 évtől a mai időkig 9 szakaszt. Ezek geológiai időméretek, de az anyag rendelkezésre áll részletesebb vizsgálatokra is. Az utolsó 700 000 esztendő a negyedidőszaknak hideg, jeges harmada, az irodalomban régen ez viselte a jégkorszak elnevezést. E messzi korok időjárásának tanulmányozásánál figyelembe kell venni a jelentős tektonikai változásokat, mégpedig nem csak a függőleges irányúakat, hanem a horizontálisakat is. A kontinensek vándorolnak, és a kontinenseken belül is térrövidülések és tágulások vannak. Alföldünk ma nem ugyanazt a helyet foglalja el a kontinensen, és a kontinens sem ugyanazt, amit 2–3 millió évvel ezelőtt.

*

The impact of the climate on surface rocks and the marks of the paleoclimate on buried rocks. The geomorphological patterns of the relief are formed on a large scale by tectonic forces on small scale by the climate. Beyond modelling the surface, the climate affects the material and structure of the rocks even below the surface to some extent. A

big number of scientific bore holes have been recently put down on the Hungarian Great Plain and the investigation of the bore cores furnished plenty of informations from the past climates which prevailed in the time of the sedimentation of the fluvial layers during the Quaternary. The pollen content of the sediments demonstrated the kind of the vegetation in the Pleistocene time and also the climate which controlled it. Beyond, the pollen content other paleontologic finds, such as Mollusc and Ostracoda shells, Vertebrate bones, flora rests informed us from the condition of life and also from the climatic changes. Furthermore the physical and chemical condition of the sediments, their structure, colour, lime and iron content, pH value and some radioisotops help us to reconstruct the ancient climate. Paleomagnetic measurements on bore cores rendered possible to determine the actual time of the sedimentation in different depths of the bore hole. In the best documented Hungarian bore holes 25 major climate sections have been demonstrated; 7 in the Lowest Pleistocene ($-1.8 - 2.4$ million years before), 9 in the Lower Pleistocene ($-0.7 - 1.8$ million years before); 5 in the Middle and 3 in the Upper Pleistocene, and 1 in the Holocene. The last 700 000 years were the real glacial age, upon the ancient literature, it was the whole Pleistocene. In the three bore holes 63, 59 and 37 fossil soil zones have been found, respectively. They give one more possibility for a more detailed classification of the Quaternary. For minor climatic cycles the many years fluctuation of the ground water level gives a useful tool. It is to emphasize that during the Quaternary era the continental block was also moving, before 2–3 million years ago the Hungarian Great Plain held not the same position on the Continent which it has today.

*

Az időjárással és a klímával a geológusnak sok dolga van. Különösen a földtörténeti negyedkor kutatójának, hiszen az északi féltéken a kontinensek felszínét a jégárok olyan mértékben átalakították, hogy hatásuk elérte, olykor meghaladta, a másik nagy felszínformáló erő, a kéregmozgások hatását. A negyedkornak számító 1,5–2,5 millió év alatt hazánk területén 300–400 m magas kiemelkedések és 600–800 m nagyságú süllyedések mutathatók ki. Az éghajlat okozta felszínváltozások függőleges irányban nem érik el a tektonikai változások mértékét, vízszintes irányban viszont jóval nagyobb területre terjednek ki.

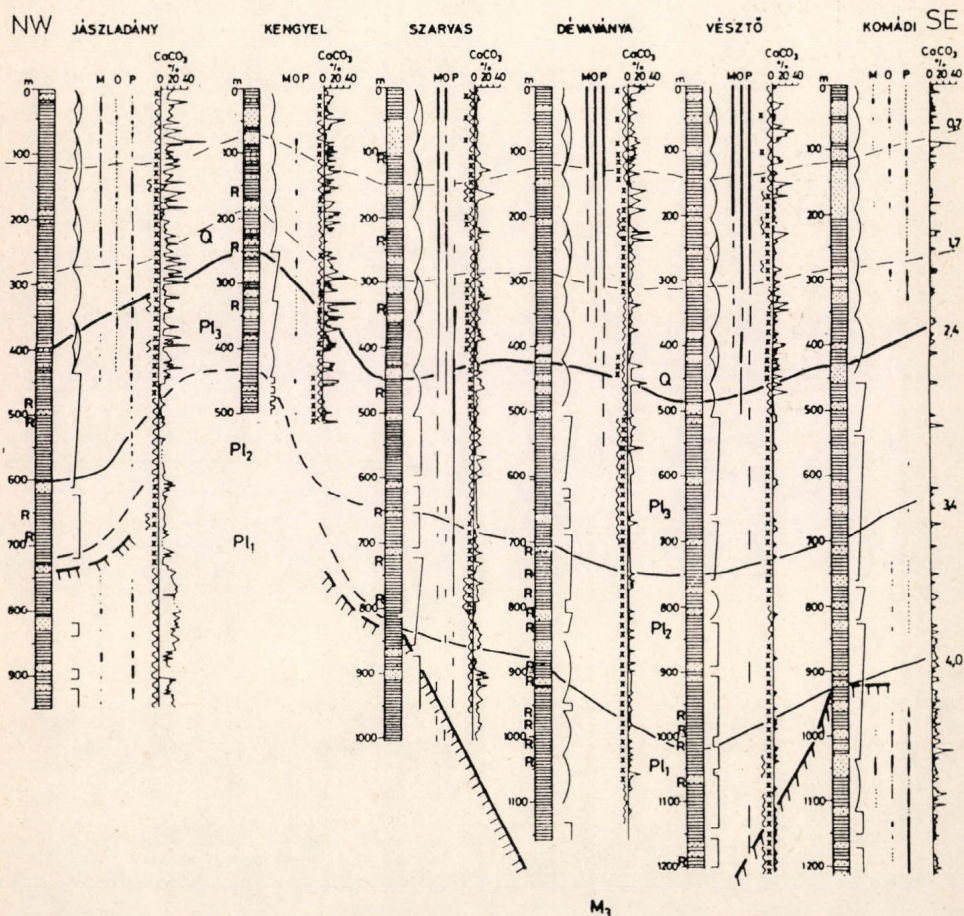
A felszíni kőzetekben megfigyelhető a hőmérsékletváltozások, a csapadék, a szél, a fagy, a napsugárzás fizikai és kémiai hatása. Idős kőzeteken hosszúidejű hatások, fiatal kőzeteken és felszíneken megfelelően rövidebb idejű, és a mai klímához közelebb álló hatások. A nem a mai felszínen levő, eltemetett rétegeken és kőzeteken annak az időnek éghajlati hatásai figyelhetők meg, amikor és ameddig ezek a kőzetek felszínen voltak.

A mi süllyedő Alföldünket 300–600 m vastagságban folyóvízi rétegek töltötték fel, és ezek a rétegek valóságos kalendáriumai az utolsó két-három millió év alatt bekövetkezett éghajlati változásoknak. A folyóvízi rétegek szemszerkezete, a közéjük települt szárazföldi képződmények, a lösz, a futóhomok és az agyagok színe és szerkezete, a rétegek települése, színe, mész- és vastartalma árulkodik a csapadékosabb vagy szárazabb klímáról, a fagy- és szélviszonyokról. A fosszilis talajrétegek pedig a talajfeleségeken keresztül az éghajlatról és növényzetről egyaránt árulkodnak.

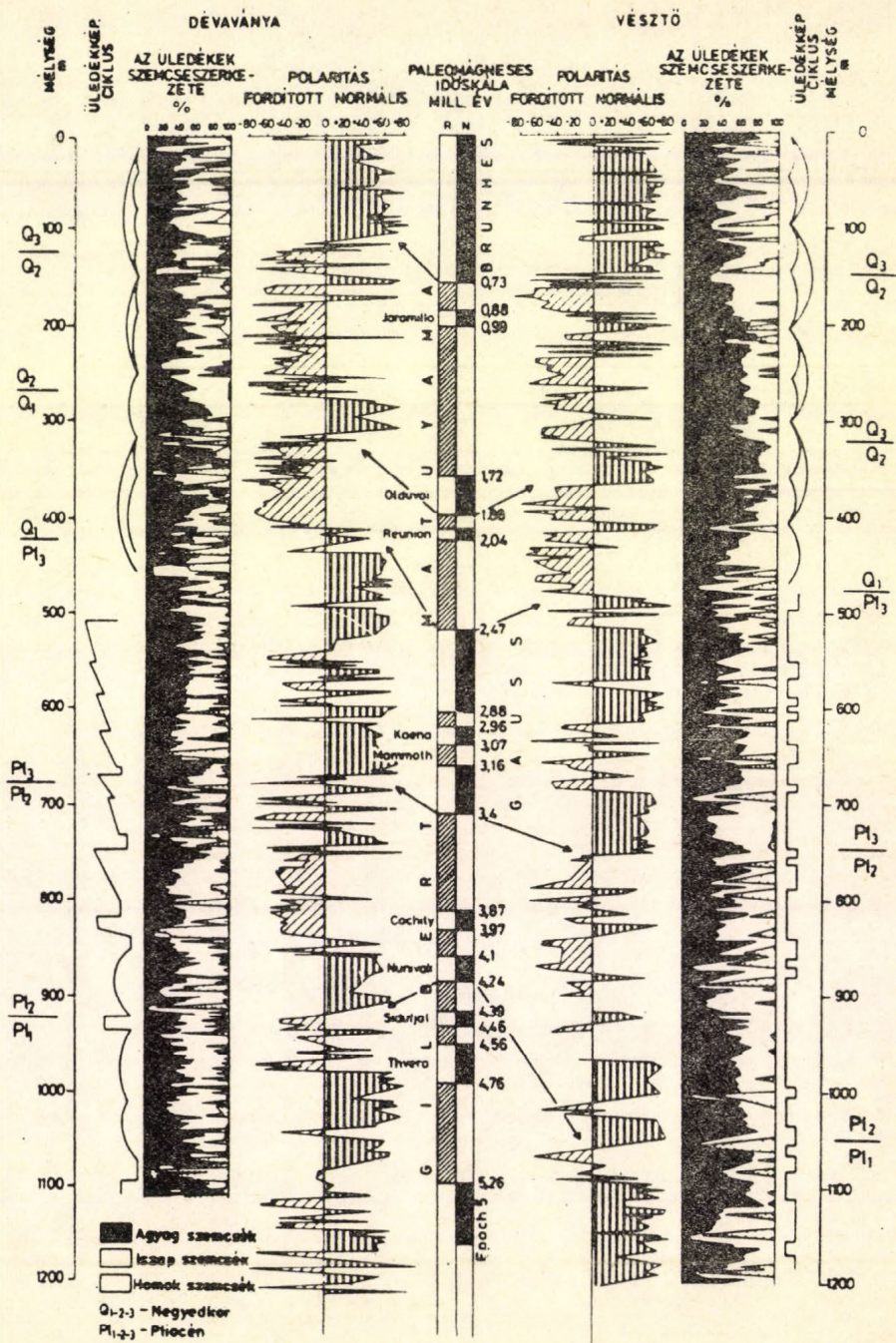
Ami az éghajlat mai kutatóját a múlt idők klímájáról, a paleoklímáról érdekelheti, az döntően a klímaváltozások gyakorisága, egy-egy szakasz időtartama, a szakaszok jellege, a változások irányvonala. Minderre a negyedkori geológia felelni tud, de időbeli mértékegysége sokkal nagyobb, mintsem közvetlen analógiákat adhatna a ma problémáihoz. Egy általános fejlődésment megismeréséhez mégis nélkülözhetetlen.

A különböző időkben képződött üledékek anyagán túl a paleontológia adatai, az élővilág, állatvilág, növényvilág maradványai, fosziliái adnak lehetőséget az éghajlati viszonyokra való következtetésre. A gerinces fauna mellett a molluszka és osztrakoda fauna, a növényvilág pollenjei, a felszíni rétegek és vizek korát jelző izotópok segítenek. Az abszolút idő meghatározásához a paleomágneses vizsgálatok eredményeit is felhasználhatjuk ott, ahol ezek a mérések a jelenkortól visszamenőleg folyamatosak, és a szedimentáció is folyamatos volt. Az eltemetett rétegek állapota s az állapotváltozások nyomai, kilúgozás, mállás, evaporitok feldúsulása, mészkiválás, konkréciók, fagyékek, krioturbációk mind nyomjelzők a klímára. Negyedkori alföldi rétegeinkben egymást követően tucatjait találjuk a foszilis talajoknak, s ezek lehetnek mezősi, vagy réti talajok, mocsári és erdei talajok, vörös-tarka különleges agyagtalajok.

Az időjárás alakulásának folyamatát csak olyan fúrásokban tanulmányozhatjuk hiba nélkül, ahol a terület állandóan süllyedőben volt, tehát a rétegsorban nincs időhiány. Az Alföld egyes tájai különböző mértékben és különböző sebességgel süllyedtek; voltak helyenként pihenőkorok, sőt visszaemelkedések is előfordultak. Vannak azonban olyan fiókmedencéink, ahol a süllyedés folyamatos



1. ábra: Az alföldi kutató mélyfúrások összehasonlító profiljai



2. ábra: Negyedkori és pliocén sztratigráfia a paleomágneses vizsgálatok alapján

és fokozatos volt, és a rétegsor magán hordozza az éghajlat fokozatos alakulásának jegyeit. A paleomágneses mérések ilyenek igazolták a Körös-medencét.

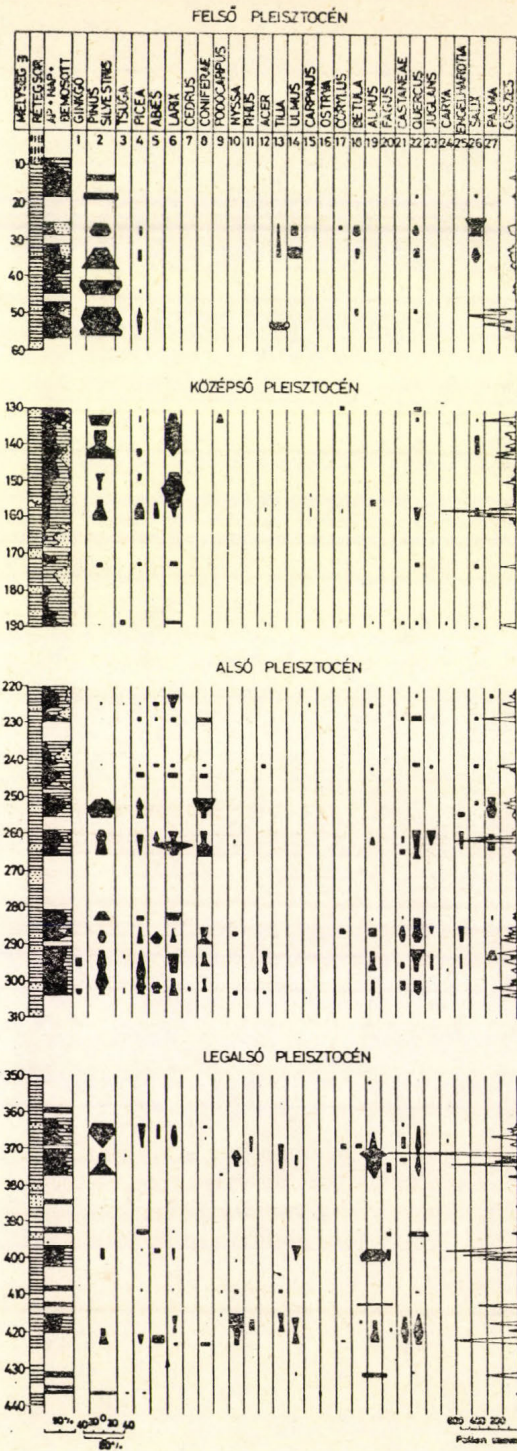
A Magyar Állami Földtani Intézet síkvidéki kutató osztálya 1964 és 1984 között 74 tudományos kutatófúrást mélyített le az Alföldön; ezek maganyagát igen részletesen megvizsgáltuk (1. ábra). Néhányuk gazdag paleontológiai és egyéb leletanyagot tárt fel. Legsokoldalúbban három mélyfúrás maganyagát dolgoztuk fel. Az első a jászladányi 950 m mély fúrás, amely valószínű foszília múzeumot tárt fel; a második a dévaványai 1116 m mély fúrás, ahol az egyéb vizsgálatok mellett 1976-ban először végeztünk folyamatosan méterenként paleomágneses vizsgálatokat; a harmadik a vésztői 1200 m mély fúrás, amelyet már a dévaványai tapasztalatok alapján mélyítettük le, s ahol a paleomágneses vizsgálatokat még nagyobb gondtal és még sűrűbben végeztettünk el a kanadai Dalhousie Egyetem (Halifax) laboratóriumával (2. ábra). De hasonló gazdag tájékoztató anyagot hoztak a kengyeli, egyeki, szarvasi, csongrádi és Mindszenti fúrások.

A klímára való következtetésnél figyelembe vettük a molluska és Osztracoda faunát. Ezeket a maradványokat tucatszám határozták meg a rétegekben, és a nedves és száraz éghajlati körülményekre nézve tájékoztatók voltak. A legmegbízhatóbb és tömeges eredményeket a fa pollenek adták. A jászladányi fúrásból a felszíntől 750 m mélységig 54 000 pollenszemet határoztak meg, ebből 33 600 volt fa pollen. A pollenek különböző mennyiségben, de folyamatosan jelentek meg a negyedkori rétegekben; kevés pollenmentes réteget találtunk.

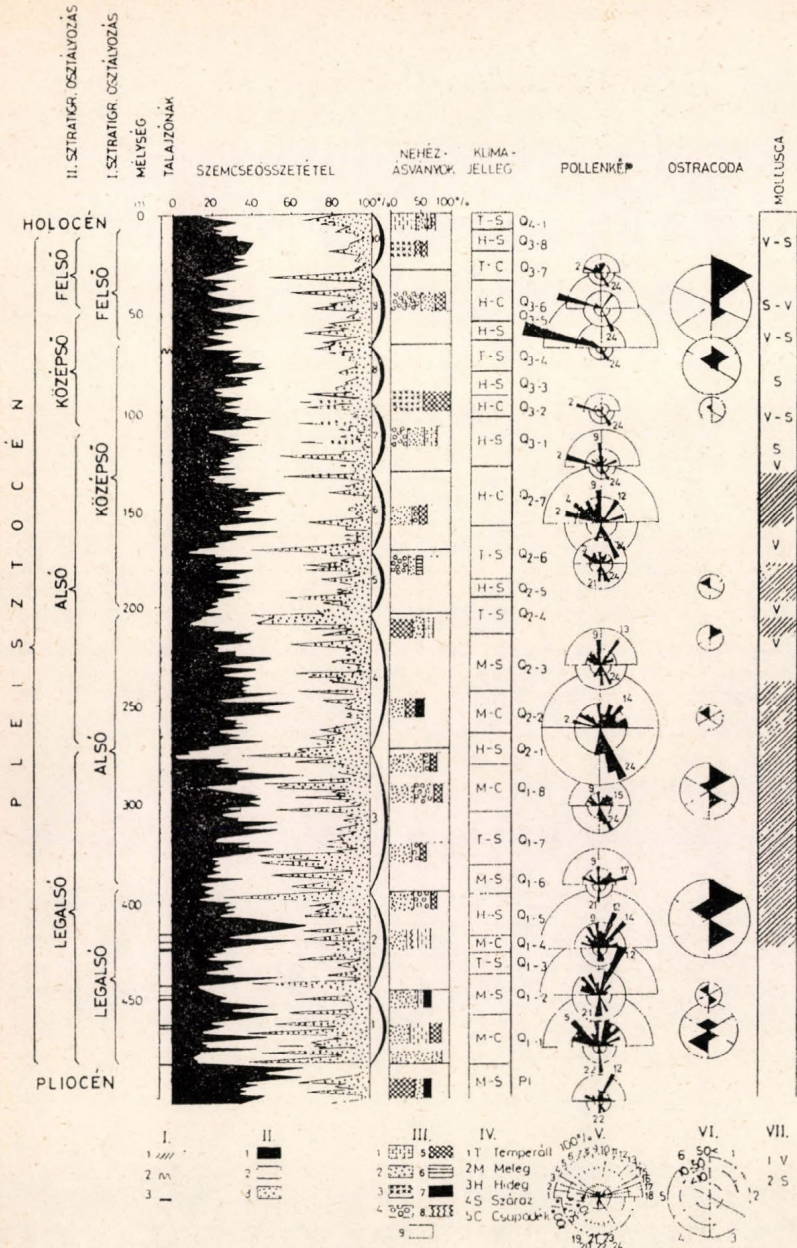
A 30–40 talált faféleséget klímaigényeik szerint 28 osztályba csoportosítottuk, majd további 18 együttest ábrán is szemléltettünk (3. ábra). A klímaigényeket a fáknek a mai földgolyón való elterjedése szerint határoztuk meg. Megkülönböztettünk hidegtűrő és melegkedvelő fákat, harmadik csoportként a legelterjedtebb mérsékelt égövi fákat. Az előforduló együtteseket együtt elbírálván és az egyéb adatokkal ellenőrizve a következő éghajlati szakaszokat különítettük el: Meleg-nedves, meleg-száraz; mérsékelt-nedves, mérsékelt-száraz; hideg-nedves, hideg-száraz. Egy-egy fúrás leleteinek részletes vizsgálatánál 20–30 ilyen szakasz volt elkülöníthető, de az egyeztetéseknél 25 jól megkülönböztethető szakaszt határoztunk meg a negyedidő 2,4 millió éve alatt. A három legjobban feldolgozott fúrásban ez idő alatt 430 m, 420 m és 480 m vastagságú üledék települt. A süllyedés és üledékképződés tehát nagyjából azonos tempóban folyt le a három fúrás helyén.

A földtani időbeosztás a negyedkort legalsó, alsó, középső és felső pleisztocénre, valamint holocénre osztja (4. ábra). A legalsó pleisztocén elhatárolást akkor alkalmazzuk, amikor az egész pleisztocén időt 2,4 millió év hosszúságúnak tekintjük. Az irodalomban elterjedt a pleisztocénnek egy rövidebb, 1,8 millió év hosszúságú meghatározása is; ebben az esetben elmarad a legalsó pleisztocén szakasz. A paleoklimatológiai vizsgálatok, amint az a 4. ábrán rendre követhető, a –1,8 és –2,4 millió év közötti időben hét, a –0,7 és –1,8 millió év közötti időben kilenc, az utolsó 700 000 esztendő során pedig nyolc éghajlati szakaszt mutatnak ki; a 25. szakasz a holocén. Ezek átlagosan százezer éves klímaszakaszok, a legkisebb sem rövidebb 15 000 évnél.

Valamivel részletesebb tagolást végezhetünk el a foszilis talajrétegek alapján (5. ábra). Ezek száma a jászladányi 432 m hosszú rétegsorban 63, a dévaványai 420 m hosszú rétegsorban 59, a vésztői 480 méterben 37. A talajképződés az Alföldön függ a domborzati helyzettől. Kis térszínkülönbségek elegendők ahhoz,



3. ábra: Jellemző pollenképek a pleisztocén különböző szakaszairól Jászladányból

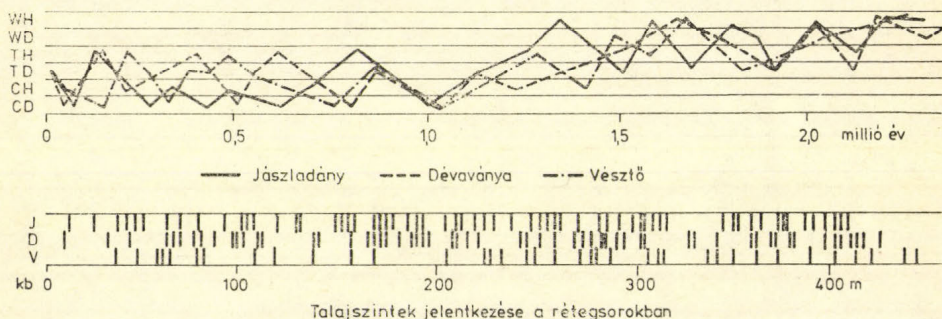


4. ábra: A negyedkori üledékképződés menete az Alföldön a jászladányi fúrás adatai alapján

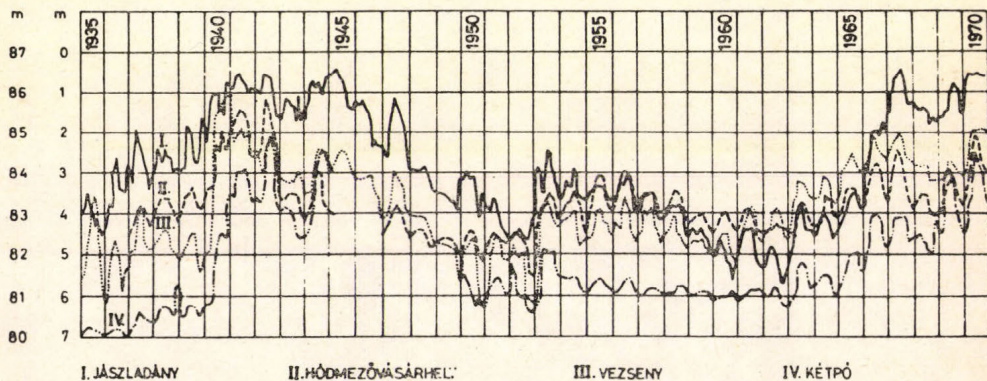
I. 1 Talaj, 2 Tőzeg, 3 Ligett. II. 1 Agyagés iszap (< 0,01 mm φ) 2 Homokliszt, por 3 Homok (0,1 < mm φ) III. 1 Kalcit - dolomit 2 klorit, 3 Pirit 4 Gránát 5 Mollit 6 Hipersztén 7 Magnetit 8 Amphibol 9 Egyéb IV. 1 Temperált 2 Meleg 3 Hideg 4 Száraz 5 Csapadékos VI. 1 Pinus 2 Pinus Silvestris 3 Larix 4 Picea 5 Abies Tsuga 6 Salix, Betula 7 Fagus 8 Acer 9 QUERCUS 10 Carpinus, Tilia, Fraxinus 11 Ulmus 12 Alnus 13 Taxodiaceae, Cupressaceae 14 Carya, Pterocarya, Nyssa 15 Gingko, Zelkova, Engelhardtia 16 Castanea 17 Corylus, Rhus, Ilex 18 Cedrus, Palma, Pinus Haplox 19 Micophytia 20 Bryophytia 21 Pteridophytia 22 Potamogetonaceae, Cyperaceae, Nymphaeaceae, Typhaceae, Azolla 23 Gramineae 24 Vario VI. 1 Cardano Paratella 2 Ilyocypris Gibba 3 Cyclocypris Huckeri 4 Cytherissa Lacustris 5 Cypridris Torosa 6 Egyéb VII. 1 Víz, 2 Szárazföldi, 3 Csigány

hogy egyes helyeken állandó vízborítás miatt a talajképződés hosszú időn keresztül szüneteljen. A talajok vizsgálata a pollenek alapján meghatározott százéves éves éghajlati szakaszokat néhányszor tízezer éves részekre bontja. Az alföldi tanulmányi fúrások maganyagát talajtani szempontból eddig részletesen nem vizsgálták.

Összefoglalóan az éghajlati viszonyok változásáról a legutóbbi három millió év alatt az alföldi fúrások anyagából következtetve a következők mondhatók. Három millió évvel ezelőtt, a pliocén végén, sivatagi száraz klíma uralkodott az



5. ábra: Az éghajlat változása az utolsó 2,4 millió év alatt (WH = meleg-nedves, WD = meleg-száraz, TH = mérsékelt-nedves, TD = mérsékelt-száraz, CH = hideg-nedves, CD = hideg-száraz; J = Jászladány, D = Devaványa, V = Vésztő)



6. ábra: A talajvíz szintjének fluktuációi az Alföld különböző helyein

Alföldön. Az ebből a korból származó rétegsorok száz méteres hosszúságban teljesen sterilek, nélkülözik az állati és növényi élet minden jelét. A negyedkor nem különleges hideggel, hanem nagy csapadékkal köszöntött be. Ez volt a lényeges változás a harmad- és negyedkor határán. Ezelőtt kb. – 1,6 – 1,8 millió évig az éghajlat – bár nagy ingadozásokkal – meleg maradt. Az Alföld területe beerdősült. Hatalmas éger erdők mellett (Alnus) tölgyesek, szilfák, diófélék virultak és nem hiányzott néhány exotikus fa, a Nyssa, Engelhardtia, Cédrus és Palma sem. A következő nagy időszak – 700 000 ezer évtől visszafelé 1,6 – 1,8 millió évig egészében mérsékeltnek mondható, de nagy ingadozásokkal. Az erdőállomány marad, de mert többször vannak száraz korszakok, előtérbe nyomulnak a medi-

terrán fák. Az éger és a tölgy mellett sok a gesztenye, a dió, de jelen van még a cédrus és pálma is. A 800 000 év alatt kétszer jelentkezik hideg szakasz. Az igazán hideg korszak ezelőtt 700 000 évvel köszöntött be. Megritkultak az erdők és fajtában elszegényedtek. Az uralkodó fa az erdei fenyő (*Pinus silvestris*), ez a legutolsó százezer évben majdnem egyedül marad. Kevés tölgy, nyír és fűzfa pollenjei kerülnek még elő, de az erdei fenyőé is igen kis számban. Ez az igazi jégkorszak Európában, és ezt a félmillió évet tartotta a földtani irodalom pleisztocénnek a legutóbbi időkig.

Végigkísérve az utolsó 5 millió év éghajlattörténetét, a pliocénét és pleisztocénét, olyan képet kapunk, mintha az északi féltekén a sivatagi övtől felfele északra vándorolnánk a mediterrán tájakon keresztül Európa mérsékelt égövébe, majd tovább fel északra Skandinávia fagyos mezőire. Az utolsó 10 000 év, a holocén, lehet egy kis visszaesés. Ilyen is volt több az elmúlt 300 000 év alatt.

A nagy léptékekből a kis léptékek felé fordulva, az éghajlat szakaszosságának tanulmányozásához jó nyomjelző található a talajvíz játékában (6. ábra). A talajvíz szintjének mélysége a felszíni domborzati viszonyoktól és a felszín alatti földtani viszonyoktól függ. Ám évszázados és sokévi ingadozását az időjárás irányítja. Az időjárás kis ciklusai a legtisztábban a talajvízszint vertikális mozgásában deríthető fel. Ez a mozgás ugyanis egybevetve tükrözi a csapadékmennyiség változásait, a hőmérséklet napi, évi és többévi menetét, a szélviszonyokat, a talajfagyot, a talajból való közvetlen párolgást és a növényzeten keresztül való párolgást, valahol messziről még a felhős és derült napok egymáshoz való arányát is. E kis időjárási szakaszok előre jelzése komoly gazdasági érdek lehet, és ehhez a ma már több mint fél évszázados megfigyelések és egy kis felszíni és felszín alatti földtani ismeret elegendő alapot adnak.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 92. évf. 2–3. szám. 1988. március–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 92. No. 2–3 Mar–Jun 1988 Budapest

Az elmúlt tízezer év klímaváltozásai Közép-Európában

KORDOS LÁSZLÓ

Magyar Állami Földtani Intézet
1143 Budapest, Népstadion út 14.

JÁRAINÉ KOMLÓDI MAGDA

Eötvös Loránd Tudományegyetem Növényrendszertani és Ökológiai Tanszék
1083 Budapest, Kun Béla tér 2.

Magyarország, mint fiatal teresztrikus üledékkel borított terület, holocén és felső-pleisztocén paleoklimatológiai rekonstruálására alapvetően a palynológiai és a gerinces őslénytani („pocok hőmérő”) módszerek alkalmasak. A tanulmány röviden tartalmazza az alkalmazott módszerek elvét, leírását. Az eredmények grafikus bemutatása mellett a szerzők felhívják a figyelmet arra, hogy a módszerekkel a klímaváltozások tendenciái, s nem a konkrét, °C-ban megadott júliusi középhőmérsékleti adatok alkalmasak a további, modell-szintű meteorológiai szintézisre.

*

Climatic changes during the last 10 000 years in Central Europe. Being an area covered by young terrestrial sediments in the territory of Hungary, palaeoclimatological conditions during the Upper Pleistocene and Holocene can be reconstructed first of all with the aid of palynological and paleontological (“vole thermometer”) methods. This paper contains a brief account of the principles and descriptions of the methods used. Besides a graphic presentation of the results the authors emphasize that these methods are suitable to indicate only tendencies of climatic changes in making further meteorological syntheses of model value but they are not suitable to do these syntheses by applying exact July average temperature values given in centigrades.

*

Bevezetés

Az elmúlt tízezer év, a földtörténet holocén időszaka az utolsó eljegesedést követő fölmelegedési (interglaciális) fázis. Jelentősége túlnő a pleisztocén megelőző melegszakaszain, miután a mai természeti környezet, s a vele kölcsönhatásban az emberiség térhódítása ekkor következett be.

A közelmúlt kutatása a valós történések rekonstruálásán túlmenően modell-szerű megközelítésben lehetőséget nyújthat a hosszútávú éghajlatváltozások és azok hatásainak előrejelzésében. Joggal fogalmazzák meg, hogy a múlt ismerete kulcs a jövőhöz (Doe, 1983). Jelen tanulmányunkban két, módszereiben eltérő, de biológiai jelenségeken alapuló kutatásterület hazai és közép-európai eredményeit kívánjuk bemutatni, a palynológiát és a gerinces őslénytant.

A pollenmaradványok segítségével végzett klímarekonstrukció alapja az, hogy a növényzet mennyiségi és minőségi fajösszetétele a klimatikus tényezők hatására az idővel változik. Az aktualizmus elvének alkalmazásával — ismerve annak korlátait — a jelenlegi, klimatikus faktoroktól determinált vegetációs markereket lehet a múltra visszavetíteni. A fosszilis pollenek segítségével végzett paleoklimatológiai rekonstrukció során, bár a meteorológiában használt mértékegységekkel és indexekkel dolgozunk ($^{\circ}\text{C}$, júliusi, januári, évi középhőmérséklet), ezek csak közelítő becslésnek tekinthetők. A számszerű adatoknál lényegesebbek a felmelegedési és lehülési tendenciák nyomon követése.

A holocén magyarországi kutatásában *Zólyomi* (1952) úttörő kutatásai után a következő palynológiai módszereket alkalmaztuk a holocén klímátörténeti kutatásban.

A szűk elterjedési területen élő fajok közül kiválasztottuk azokat, amelyek areája egymástól lényegesen különbözik (pl. az egyik inkább északi, míg a másik déli elterjedésű), de egy vagy több, az egész areához viszonyítva viszonylag kis területen együttesen is előfordulnak. Feltételezésünk szerint ezen „közös” területek jelenlegi klímája és az adott kor, — amelynek megfelelő rétegében a pollen fosszilizálódott — egykori klímája között kellő óvatossággal bizonyos analógiák tételezhetők fel. A több különböző taxon párosításával kontroll becslést is lehetett végezni (*Járai — Komlódi*, 1968).

A kiterjedt areával rendelkező, de mai klímaigénye miatt a paleoklíma becslésben fontosnak tűnő fajoknál, amilyen pl. az *Ilex* (magyal), más módszert használtunk. Az *Ilex* hazánkban már kihalt, de fosszilis virágporszemét a relatív kronológiai alapon atlantinak vélt fázisban megtaláltuk. Az *Ilex* mai ökológiai igényeinek tanulmányozása rávezetett, hogy nem elsősorban az átlagos hőmérsékleti értékek vagy a csapadék elégtelensége okozhatja, hogy ez a faj ma spontán nem fordul elő hazánkban, hanem a korlátozó tényező a hőmérsékleti ingadozások mértékében, a kontinentalitásban keresendő. Ezt a szempontot emeltük ki az atlanti szakasz klímarekonstrukciójánál úgy, hogy az *Ilex* mai őshonos előfordulási területének szélső pontjain 27 meteorológiai állomás klímaadatait (januári és júliusi középhőmérsékletek) alapján rajzolt grafikonból megállapítottuk az ingadozás mértékét, és a becsült júliusi középhőmérséklet, valamint a lehetséges ingadozási értékből feltételeztük a januári átlagos középhőmérsékletet, illetve mindebből végül is az évi középhőmérsékletet az Alföldön (*Járai — Komlódi*, 1969).

Harmadik módszerként a regionális növényföldrajzi rekonstrukcióból kiindulva mód nyílik az egykori eurázsiai terület albedo értékeinek meghatározására is (*Dobosi*, 1973; *Járai — Komlódi*, 1973).

A nyári középhőmérséklet meghatározása a „pocok hőmérő” módszerrel

A „pocok hőmérő” módszer az aktualizmus elvén nyugvó, őszállattani számítási módszer, amellyel meg lehet határozni az egyes fosszilis minták felhalmozódási idejének nyári (júliusi) középhőmérsékleti értékét. Az eredmény ugyan $^{\circ}\text{C}$ -ban jelentkezik, de amíg megfelelő korrekciós koefficiensek nem állnak rendelkezésünkre, addig ezt az értéket sajátosan kell kezelni, s a $^{\circ}\text{Cp}$ elkülönítő jelzéssel megjelölni.

A módszer elvi alapja, hogy az Euráziát igen nagy tömegben és fajgazdaságban benépesítő és benépesített pocokfajok areája és dominanciája az éghajlati és növényzeti övezetességet követi. Ismerve a pocokfajok mai eloszlásának optimális nyári (júliusi) középhőmérsékleti értékét és az egy időben, adott helyen kimutatott pocokfajok gyakoriságát, az alábbi formula alkalmazásával ki lehet számítani a kérdéses minta lerakódásakor feltételezett nyári középhőmérsékleti értéket:

$$T_s = \frac{(Tp1 \times pn1) + (Tp2 \times pn2) + (Tpn \times pnn)}{100}$$

ahol

T_s = egykori nyári középhőmérséklet °C-p-ben

$Tp1 \dots Tpn$ = a pocokfaj mai optimális júliusi középhőmérsékleti értéke °C-ban

$pn1 \dots pnn$ = a pocokfajok gyakorisága %-ban.

Az egyes, a vizsgálatba bevont Arvicolidae taxonok elterjedési területének optimális júliusi középhőmérsékleti adatai a következők:

Lagurus sp.	25 °C
Microtus arvalis	21 °C
Microtus agrestis	19 °C
Arvicola sp.	17,5 °C
Myodes glareolus	15 °C
Microtus oeconomus	12,5 °C
Microtus gregalis	10 °C
Dicrostonyx sp.	7,5 °C
Lemmus sp.	7,5 °C

A „pocok hőmérő” módszer alkalmazásával a kontinentális területek teresztrikus üledékeivel borított részreire kaphatunk paleoklimatológiai eredményeket, ahol más, szélesen alkalmazott módszerekre nem nyílik lehetőség (Kordos, 1978).

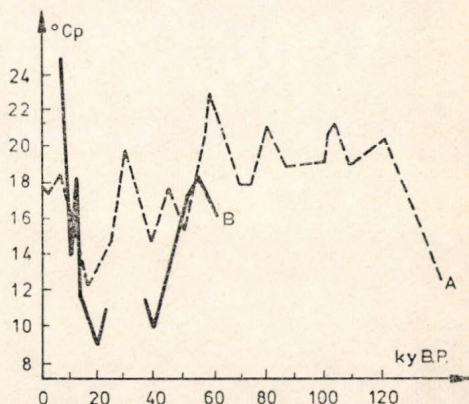
Eredmények

Magyarország területén a pleisztocén végi – holocén-időszakra, – csakúgy, mint más területeken – igen kevés számszerű paleoklimatológiai adat áll rendelkezésre. Ennek ellenére már kézikönyv szinten megbízhatóan tudjuk (Fairbridge, 1967), hogy az utolsó glaciális eljegesedési csúcs az északi féltekén 18–20 ky B. P.-ben (18–20 ezer évvel ezelőtt) jelentkezett. Ezt követően jelentős ingadozásokkal tarkított felmelegedési folyamat zajlott le, amelyik a holocén atlanti szakaszában 6–8 ky B. P.-ben, az ún. klímooptimumban csúcsosodott ki. Ezt követte a szubboreális lehülés (5–4 ky B. P.), majd a történeti klimatológiai adatokból is jól ismert, már antropogén tényezőktől is befolyásolt általános felmelegedés.

Az eddig rendelkezésre álló paleoklimatológiai adatok alapján már olyan modellezési kísérletek is történtek, amelyek együttesen értékelik a jégtömb változását, a tengerek felszínének hőmérsékletét, az aeroszol mennyiségét, a légkör szén-dioxid koncentrációját (Webb III et al., 1987).

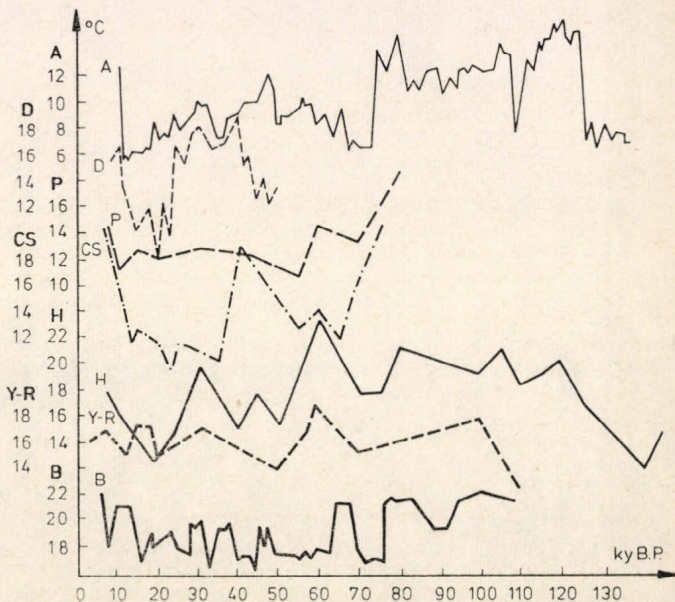
Amennyiben összevetjük a Magyarország területéről származó felső-pleisztocén és holocén palynológiai és gerinces paleoklimatológiai adatokat, úgy azok tendenciáiban nagyfokú egybeesést tapasztalni (1. ábra). Ugyanakkor a tényleges értékekben a klimatikusan szélsőséges időszakokban jelentős eltérések tapasztalhatók. Mindezek alapján javasolható, hogy a különböző módszerekkel számított júliusi középhőmérsékleti értékeket nem-korrigált adatoknak tekintsük.

1. ábra: Felső-pleisztocén júliusi középhőmérséklet-változás Magyarország területén a „pocok hőmérő” módszerrel (A) és a palynológiai vizsgálatok alapján (B)

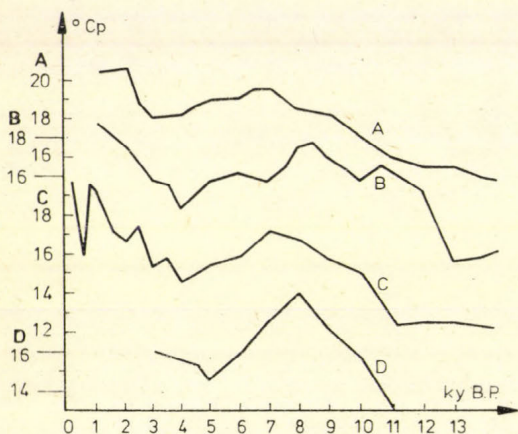


A felső-pleisztocénre (2. ábra) és a holocénre (3. ábra) vonatkozó „pocok hőmérő” klímadatok nem csak Magyarország területére állnak rendelkezésünkre, hanem Közép-Európa néhány részére is. Ezek kronológiai adatai a különböző lelőhelyeken alkalmazott relatív és radiometrikus módszerek eredményeiből származnak, s nem klimatosztratigráfiai korrelálással készültek. Ez biztosítja, hogy a klimatikus események egymáshoz viszonyított tendenciáinak egybeesése nem szubjektív hiba eredménye. Ugyanakkor egyes eltérések visszavezethetők a kü-

2. ábra: Közép-Európa területének júliusi középhőmérséklet-változása a felső-pleisztocénben a „pocok hőmérő” módszer szerint, összehasonlítva oxigén-izotópos és palynológiai klímagörbékkel. A = Oxigén-izotópos vizsgálat eredménye Észak-Írország közeléből, a tengerfenéken mélyített V. 23. 82. sz. mélyfúrás mintái alapján; B = palynológiai alapon nyert nyári középhőmérsékleti görbe Macedóniából; D = Dél-Német hegyvidék (NSZK); P = Lengyelország, főleg Krakko környéke; H = Magyar-Közphegység; Y-R = ÉNy-Jugoszlávia és DNy-Románia



lönböző kronológiai módszerek eltéréseire is. Egyértelműen megállapítható, hogy Közép-Európa kontinentális üledékeiből nyert azonos („pocok hőmérő”), valamint különböző paleoklimatológiai rekonstrukciós módszerei egybeeső eredményeket szolgáltatottak, s azok jól korrelálhatók a tengeri és tengerparti klimatikus eseményekkel. Ilyen egyértelmű szélsőséges klimagezések – a holocén már ismertetett jellegein túl – a felső-pleisztocén végi glaciális csúcs (18–20 ky),



3. ábra: Júliusi középhőmérséklet változása a holocénben Közép-Európa egyes területein a „pocok hőmérő” módszer segítségével. A = Cseh-Karszt; B = Morva-Karszt; C = Aggteleki- és Szlovák-Karszt, D = Bükk-hegység

a 40–50 ky közötti hidegcsúcs, valamint a 60–70 ky közötti lehülés. Egybeeső felmelegedési szakaszok rekonstruálhatók 30–40, 80, valamint 120 ky-ben. Mindezek a közép-európai paleotemperatura eredmények olyan környezeti (üledék, izotóparány-változás, vegetáció- és faunafejlődés) hatásrendszeren belül alakultak ki, amelyeknek tényleges hatótényező vizsgálata, globális értelmezése és alkalmazása az eljövendő évezredekre (vagy rövidebb időre) a meteorológia módszereit kívánja meg.

IRODALOM

- Dobosi Z., 1973: Vizsgálatok Eurázsia felszínének pleisztocénkori albedóiról. *Geonómia és Bányászat* 6, 183–188.
- Doe, B. R., 1983: The past is the key to the future. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47, 1341–1354.
- Fairbridge, Rh. W. (ed.): 1967: *The Encyclopedia of Atmospheric Sciences and Astrogeology*. Reinhold Publ. New York, Amsterdam, London.
- Járai-Komlódi M., 1968: The Late Glacial and Holocene flora of the Great Hungarian Plain. *Ann. Univ. Sci. Budapest, Sect. Biol.*, 9–10, 199–225.
- Járai-Komlódi M., 1969: Adatok az Alföld negyedkori klíma- és vegetációtörténetéhez. II. *Bot. Közl.* 56, 43–55.
- Járai-Komlódi M., 1973: Eurázsia felső-pleisztocén vegetációja a Würm glaciális hideg maximuma és a Rissz-Würm interglaciális klímaoptimuma idején. *MTA X. Oszt. Közl.* 6, 173–181.
- Kordos L., 1978: Holocén klímaváltozások kimutatása Magyarországon a „pocok hőmérő” segítségével. *Földr. Közlem.* 25, 222–229.
- Webb III, Th., Street-Perrott, F. A. and Kutzbach, J. E., 1987: Late-quaternary paleoclimatic data and climate models, *Episodes* 10, 4–6.
- Zólyomi B., 1952: Magyarország növénytakarójának fejlődéstörténete az utolsó jégkorszaktól. *MTA Biol. Oszt. Közl.* 1, 491–543.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 92. évf. 2–3. szám. 1988. március – június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 92. No. 2–3 Mar–Jun 1988 Budapest

A légkör összetételének jelenkori változásai

MÉSZÁROS ERNŐ

Központi Légekőfizikai Intézet
H–1675 Budapest, Pf. 39.

A légkör összetétele és az éghajlat közötti szoros kapcsolat felvázolása után a tanulmány összefoglalja az optikailag aktív gázok (szén-dioxid, metán, dinitrogén-oxid, halogénezett szénhidrogének és troposzférikus ózon) légköri koncentrációjának jelenleg megfigyelt változásait. Modell-számítások eredményei szerint az említett gázok szintjének 2100-ig várható emelkedése jelentős melegedést okoz. Az emberi tevékenység következtében nem csak egyes gázok, hanem az aeroszol részecskék légköri mennyisége is egyre több lesz, ami egyebek mellett a kondenzációs magvak számának növekedésével jár. Így változik a felhők mikrostruktúrája, amelynek hatása csökkentheti a gázok okozta hőmérsékletemelkedést.

*

Contemporary variations in atmospheric composition. After briefly discussing the close relationship between air composition and climate, the contemporary variations of the atmospheric concentration of different radiatively active gases (carbon dioxide, methane, nitrous oxide, halocarbons and tropospheric ozone) are summarized. Results of model calculations show that the increase of the atmospheric level of these gases until 2100 will cause an important increase in temperature. Human activities modify not only the quantity of trace gases, but also the concentration of the aerosol particles. This leads, among other things, to the increase of the number of cloud condensation nuclei. Consequently the microstructure of clouds is altered. These modification can reduce the changes in temperature caused by rising trace gas concentrations.

*

Bevezetés

Földünk légkörének összetétele hosszú biogeokémiai fejlődés eredménye. A különböző anyagokat a levegőbe juttató biológiai és egyéb források, valamint az egyes komponenseket a levegőből kivonó ún. nyelők a geológiai korok folyamán egyensúlyba kerültek. A források és nyelők kölcsönhatása következtében minden gáznemű, vagy egyéb halmazállapotú vegyület (elem) a légkörben meghatározott ideig tartózkodik (tartózkodási idő), biztosítva ily módon a légkör összetételének állandóságát. Ez az állandó összetétel különbözik minden más bolygó és hold gázburkától, mivel fenntartásában a bioszféra meghatározó szerepet játszik.

A légköri összetevők tápanyagot és kémiai energiát szolgáltatnak az élővilág egyes egyedeinek, másrészt szabályozzák a Naptól jövő rövidhullámú, és a Föld

által kibocsátott hosszúhullámú sugárzásátvitelt. Ily módon meghatározzák a felszín és a légkör egyes rétegeinek energiamérlegét, azaz végső soron az éghajlatot.

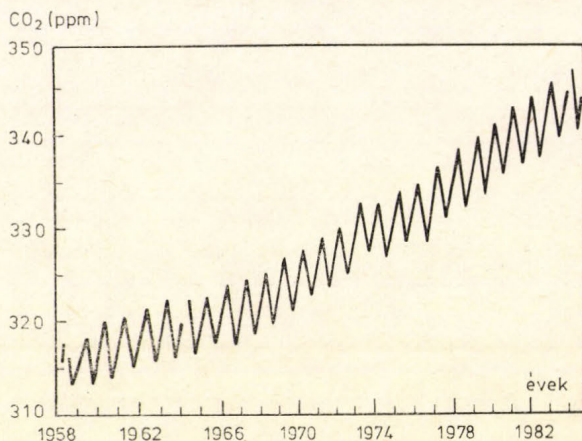
Ebbe a természet által kialakított rendbe azonban az ember egyre inkább beleavatkozik. Így tevékenysége során egyre több anyagot bocsát ki, amelyek ma már nagy léptékben is módosítják a levegő összetételét. Ha a Mars bolygón hozzánk hasonló értelmes lények élnének, akkor műszereikkel már ők is érzékelnék a Föld légkörének változásait, elsősorban a szén-dioxid szint emelkedését. Tekintve a légkör összetétele és az éghajlat közötti említett összefüggést, elképzelhető, hogy az emberi tevékenység végső soron éghajlatváltozást okoz. A kérdés vizsgálatának ezért nagy figyelmet kell szentelnünk.

Jelen tanulmány célja az, hogy röviden összefoglalja azon anyagok koncentrációjának változását, amelyek a troposzferikus összetételt nagy léptékben megváltoztatva, befolyásolhatják az éghajlatot. Így áttekintjük a légköri szén-dioxid és egyéb optikailag aktív gázok, illetve az aeroszol részecskék légköri szintjének emelkedésére vonatkozó legújabb eredményeket. Előzetesen leszögezzük, hogy – az ózont és az aeroszol részecskéket kivéve – ezen anyagok troposzferikus tartózkodási ideje néhány év, illetve néhány tíz év nagyságú, koncentrációjuk térbeli változékonysága ezért lényegében elhanyagolható. A légköri aeroszoltól eltekintve az is közös tulajdonságuk, hogy meghatározott sávban elnyelik a Föld felszíne által kibocsátott hosszúhullámú sugárzást, így szerepet játszanak az ún. üvegházhatás kialakításában.

1. A szén-dioxid koncentráció változása

Antarktisi jégmintákba zárt levegőbuborékok analízise útján kimutatható (Siegenthaler és Oeschger, 1987), hogy az ipari forradalom kezdetén a légkör szén-dioxid szintje kb. 280 ppm (= 0,028 tf. %) volt. Azóta a légköri szén-dioxid koncentrációja folyamatosan emelkedik.

A megbízhatóan pontos légköri szén-dioxid mérések 1958-ban indultak a Hawaii Mauna Loa Observatóriumban (Keeling, 1978). Az 1985-ig végzett megfigyelések eredményeit az 1. ábra mutatja (Pueschel, 1986). Látható, hogy a vegetációs periódus miatti évi menettől eltekintve a koncentráció állandóan emelke-



1. ábra: A légköri szén-dioxid szintjének változása Mauna Loa-i (Hawaii) megfigyelések alapján (Pueschel, 1986)

dik, és a jelenlegi érték már 345 ppm körül van. Ez azt jelenti, hogy a múlt század vége óta a szén-dioxid mennyisége 23%-kal növekedett.

Kezdetben úgy gondolták, hogy a szén-dioxid szint emelkedését teljes egészében a fosszilis tüzelőanyagok elégetése okozza. Szén-ciklus számításokból azonban az következik (Siegenthaler és Oeschger, 1987), hogy az elmúlt 200 évben a trópusi erdőirtások és az ezt követő felszíni változások következtében 90 – 150 Gt szén került a levegőbe, ami 0,45 – 0,75 Gt/év közepes emisszióknak felel meg. Ez ugyan csak viszonylag kis része a fosszilis tüzelőanyagok felhasználása miatti kb. 5,0 Gt/év-es (Rotty, 1987) jelenlegi kibocsátásának, de 1950-ben a két érték összevethető volt egymással és századunk elején feltehetőleg az erdőirtások hatása dominált. Mindebből az következik, hogy a múltban a légkör CO_2 mennyiségének növekedését jelentős mértékben az erdőirtások okozták. A jövőben azonban elsősorban az energiatermelés miatti növekedéssel kell számolnunk.

Az emisszió meghatározása mellett fontos kérdés a kibocsátott szén-dioxid légkörben maradó hányadának megbecslése. A CO_2 molekulák egy részét ugyanis a bioszféra felhasználja, illetve az óceánok elnyelik. Becslések szerint az eddig kibocsátott antropogén szén-dioxidnak kb. a fele maradt a levegőben (Keeling, 1973). Ez a relatív mennyiség azonban a jövőben változhat, folyamatos nyomon követése ezért elengedhetetlen.

2. Egyéb optikailag aktív nyomgázok

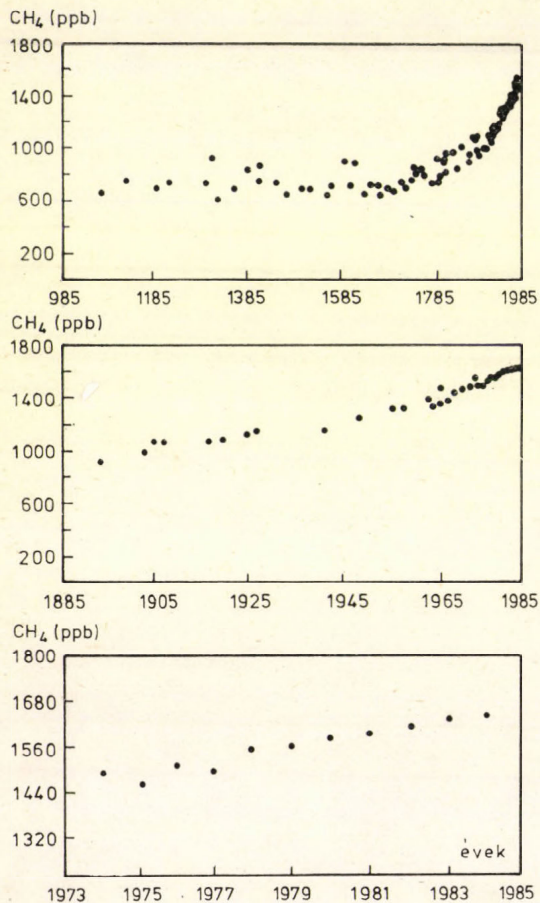
2.1 *Metán.* Mennyiségét tekintve a szén-dioxid után a metán a legfontosabb nyomgáz. Ez a gáz természetes módon mocsaras területeken, illetve az állatok beleiben anaerob körülmények között keletkezik, és innen kerül a levegőbe. Légköri koncentrációjának változásait ma már tízezer évre visszamenőleg ismerjük (Khalil és Rasmussen, 1987). Az eredmények érdekessége, hogy a 18. század elejéig a CH_4 koncentrációja lényegében állandó volt (kb. 0,7 ppm), majd egyre erősödő ütemben emelkedni kezdett (lásd 2. ábra). Az elmúlt tíz évben, és ezt már közvetlen légköri mérések is igazolják, a koncentráció-növekedés mértéke elérte a 0,017 ppm/év értéket. A metán jelenlegi koncentrációja 1,7 ppm körül mozog.

A kutatók egyetértenek abban, hogy a CH_4 légköri szintjének emelkedése a mezőgazdasági és ipari termelés növekedésével, pontosabban a rizstermelés, az állattenyésztés és az olaj- és gázkitermelés intenzívebbé válásával magyarázható. A koncentráció emelkedését az is elősegítette, hogy az antropogén szén-monoxid kibocsátás következtében csökkent a metánt a levegőből kivonó szabad gyökök (OH) koncentrációja.

2.2 *Dinitrogén-oxid.* A talajok dinitrogén-oxid kibocsátása a szárazföldi és vízi ökoszisztémákban végbemenő mikrobiológiai folyamatok eredménye. A troposzférikus dinitrogén-oxid hosszú tartózkodási idő (~100 év) után a sztratoszférába jut, ahol nitrogén-oxidokra bomlik. Az így keletkező NO_x molekulák az ózonciklus szabályozásában fontos szerepet játszanak. Ezen kívül az N_2O a légkör üvegház-hatását is befolyásolja.

Az utóbbi évtizedben derült ki, hogy a dinitrogén-oxid légköri szintje emelkedik, bár az emelkedés mértéke nem túlságosan jelentős (0,2 – 0,3% év, Khalil és Rasmussen, 1983). Az N_2O jelenlegi koncentrációja kb. 0,3 ppm, míg az ipari forradalom előtti becsült érték 0,28 ppm-re tehető. Valószínűnek látszik, hogy a növekedést a műtrágyázás okozza, bár az sem kizárt, hogy a fosszilis tüzelőanyagok eltüzelése is N_2O emisszióval jár.

2.3 *Halogénezett szénhidrogének.* Az antropogén halogénezett szénhidrogének (a Dupont cég márkanéve szerint freonok) felé azért fordult a kutatók és a közvélemény figyelme, mivel *Molina* és *Rowland* (1974) kimutatta, hogy ezek a vegyületek a sztratoszférában a rövidhullámú napsugárzás hatására elbomlanak és befolyásolják az ózon mennyiségét. Sőt az sem kizárt, hogy az Antarktisz fölött nemrég fölfedezett ózonlyukat ezek az anyagok okozzák.



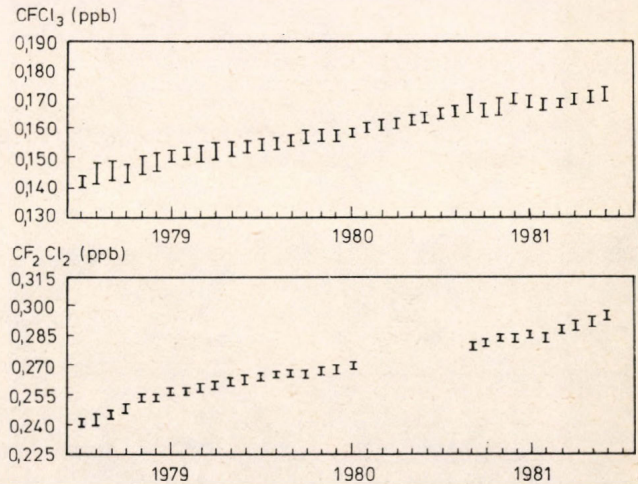
2. ábra: A légköri metán koncentrációjának változása különböző időléptékben *Khalil és Rasmussen* (1987) szerint

Molina és *Rowland* közleménye után rövidesen az is kiderült, hogy a halogénezett szénhidrogéneknek éghajlatmódosító hatása is van, mivel a légköri ablakban elnyelik a hosszuhullámú sugárzást (*Ramanathan*, 1975).

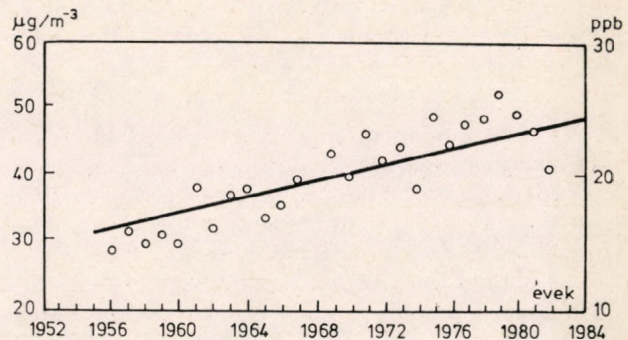
A 3. ábra az ausztráliai Cape Grim (Tasmania) állomáson mért adatokat mutatja. Az ábrán a legfontosabb két halogénezett szénhidrogén trendjét tüntettük fel. A koncentráció értékek nagyságrendekkel kisebbek, mint a fentiekben tárgyalt gázok koncentrációi (1 ppb = 10^{-3} ppm). Vegyük azonban figyelembe, hogy a freonok a légkörben természetes körülmények között egyáltalán nem fordultak elő.

2.4 *Troposzférikus ózon.* Közismert, hogy a légköri ózon molekulák többsége a sztratoszférában található. A jóval kisebb mennyiségű troposzférikus ózon részben a sztratoszférából származik, részben a troposzférában lezajló fotokémiai

folyamatok eredménye. A fotokémiai reakciók lefolyását az emberi tevékenység jelentősen módosítja, mivel a levegőbe egyre több nitrogén-oxidot, szén-monoxidot és szénhidrogént juttat, aminek következtében a troposzférikus ózon szintje már közvetlenül nem szennyezett területek fölött is emelkedik. Ez egyebek mellett azért érdekes, mivel a légköri ablakban az ózon is elnyeli a hosszúhullámú sugárzást.



3. ábra: A freon-11 (CFCl₃) és freon-12 koncentrációjának változása a Cap Grim háttérállomáson (Ausztrália) Prinn et al. (1983) szerint



4. ábra: A talajközeli ózon koncentrációjának trendje Arkonában (NDK) Feister és Warmbt (1987) alapján

A vertikális ózonaloszlás adatokat Bojkov (1983) elemezte. Megállapította, hogy a troposzférában az északi félgömbön évente kb. 0,7–3,0%-kal több ózon mutatható ki. A talajközeli ózon koncentrációját az NDK-ban az ötvenes évek elejétől több állomáson rendszeresen mérik. A 4. ábra a Balti-tenger partján levő Arkonában mért adatokat ábrázolja Feister és Warmbt (1987) alapján. Látható, hogy kisebb változásoktól eltekintve a koncentráció egyenletesen emelkedik. Így az ötvenes évek első felében a koncentráció 30 $\mu\text{g m}^{-3}$ volt, míg a jelenlegi érték 45 $\mu\text{g m}^{-3}$ -re tehető.

3. A légköri nyomgázok koncentrációnövekedése miatti hőmérsékleti változások

Az egyes légköri gázok koncentrációjának növekedése miatti hőmérsékletváltozások éghajlati modellekkel végzett számítások segítségével ítéltethők meg.

Az 1. táblázat több modellszámítás eredményeinek átlagolásával készült (Dickinson, 1986). A 2100-ra várható koncentrációkat a múltban megfigyelt trendek, illetve a várható antropogén emissziók alapján becsülték meg. Az ózonnál feltételezték, hogy az átlagos koncentráció a troposzférában minden szinten megkétszereződik.

1. TÁBLÁZAT

Az optikailag aktív nyomgázok jelenlegi és 2100-ra várható koncentrációja és a koncentrációnövekedés okozta átlagos hőmérséklet-emelkedés Dickinson (1986) szerint. (Ózon esetén a „profil” szó a földrajzi szélesség szerint átlagolt magasság szerinti eloszlást jelent.)

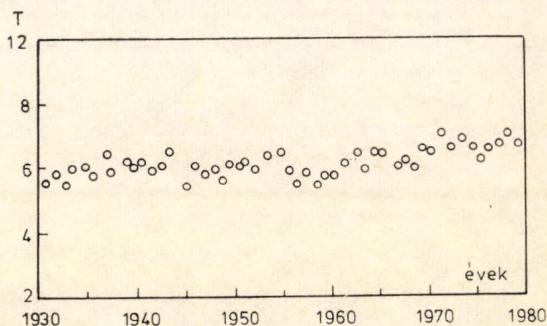
Gáz	Jelenleg	2100-ban	+ ΔT (K)
CO ₂	345 ppm	720 ppm	3,0
CH ₄	1,7 ppm	3 ppm	0,3
N ₂ O	0,3 ppm	0,5 ppm	0,3
CFCl ₃	0,2 ppb	2,0 ppb	0,3
CF ₂ Cl ₂	0,3 ppb	4,0 ppb	0,7
O ₃ (trop.)	profil	x 2	0,8

A táblázatból látható, hogy a szén-dioxid koncentráció növekedése miatti melegedés kerekén 3 K-ra tehető. Az összes többi gáz esetén a melegedés összegzett értéke 2,4 K. A legnagyobb problémát várhatóan a szén-dioxid okozza, de igen lényegesnek tűnik a CF₂Cl₂ (freon-12) és az ózon hatása is.

4. A légköri aeroszol változásai

A legtöbb optikailag aktív gázzal szemben a légköri aeroszol részecskék tartózkodási ideje igen rövid, csak néhány napos nagyságú. Ennek megfelelően koncentrációjuk térben és időben erősen változik. Ráadásul légköri hatásaikat nem csak koncentrációjuk, hanem formájuk, kémiai összetételük és nagyság szerinti eloszlásuk is erősen befolyásolja.

A légköri aeroszol részecskék fizikai és kémiai tulajdonságainak mérése nem régen indult meg. A koncentráció hosszabb időléptékű trendjéről ezért csak közvetett információink vannak. Ilyen közvetett információt jelent a levegő elektromos vezetőképességének változása. Az elektromos vezetőképesség ugyanis az aeroszol részecskék számával fordítva arányos, mivel magasabb aeroszol kon-



5. ábra: A Linke-féle homályossági paraméter értékének változása 1930 után Baselen (Helmes és Jaenicke, 1985). Megj.: A Linke-féle homályossági paraméter megadja, hogy hány tiszta (aeroszoltól és nedvességtől mentes) légörtl kellene egymásra helyezni ahhoz, hogy a tényleges sugárzásgyengüléshez jussunk

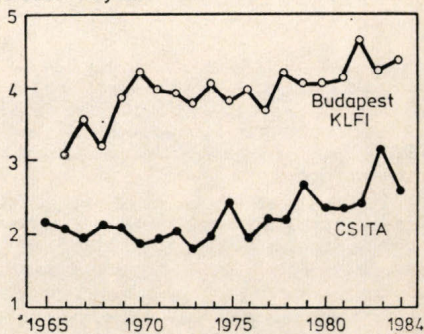
centráció esetén nagyobb a valószínűsége annak, hogy a légköri ionok a sokkal nagyobb tömegű (kisebb mozgékonyaságú) részecskékre rakódjanak. *Cobb és Wells* (1970) közleménye szerint az Atlanti-óceánon a század elejétől a hatvanas évek végéig a levegő vezetőképessége felére csökkent, míg a Csendes-óceán déli részén változatlan maradt. Így nagyon valószínű, hogy az északi félgömb háttér levegőjében az aeroszol koncentráció századunkban megduplázódott.

A vertikális légoszlopban levő aeroszol mennyisége azzal a rövidhullámú sugárzásgyengüléssel, más néven homályossággal jellemezhető, amelyet a részecskék okoznak. Bár hosszabb homályosság-mérési sorozattal nem rendelkezünk, *Helmes és Jaenicke* (1985) úgy gondolták, hogy a homályosság derült napokon megfigyelt napfénytartam értékekből is megbecsülhető. Az aeroszol részecskék ugyanis napfelkelte után, illetve napnyugta előtt valamelyest lecsökkentik a napsugárzás időtartamát. Az 5. ábra a napfénytartam mérésekből így módon az utolsó kb. ötven évre rekonstruált homályosság-értékek időbeli változását mutatja Basel-i adatok alapján. Úgy tűnik, hogy a légkör homályossága 1960 és 1980 között egyenletesen emelkedett.

Helmes és Jaenicke módszerénél sokkal megbízhatóbb eredményeket ad az az eljárás, amelyet *Takács* (1988) dolgozott ki. Eljárása azon a tényen alapul, hogy az aeroszol részecskék számának növekedésével a szórt napsugárzás relatív mennyisége növekszik. *Takács* kidolgozott egy ún. szórás tényezőt, amelynek számlálójában a szórt és a teljes sugárzás mért aránya, nevezőjében a két paraméter adott földrajzi helyre kiszámítható Rayleigh-féle aránya szerepel. Ez utóbbi a csak gázmolekulákat tartalmazó levegőre vonatkozik. A 6. ábra a szórás tényező trendjét ábrázolja egy szennyezett levegőjű (Budapest-Lőrinc) és egy kontinentális háttér állomáson (Csita, Szibéria: $\varphi = 52^{\circ}01'N$, $\gamma = 113^{\circ}20'E$, $H = 671$ m). Látható, hogy mindkét helyen a szórás tényező trendje pozitív. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy mind az 5. ábra, mind a 6. ábra adatait a levegő nedvessége is befolyásolhatja. A nedvesség hatásának kiszűrése további vizsgálatokat igényel. Első közelítésben azonban valószínű, hogy a bemutatott trendeket elsősorban az aeroszol részecskék számának növekedése okozta.

Az aeroszol részecskék számának jövőbeli alakulását még nehezebb megbecsülni. A jelenlegi mérések szerint a háttér-aeroszol elsősorban szulfát részecskékből áll. A szulfát részecskék trendje kénkörforgalom számításokkal ítéhető meg. *Bozó és Pálvölgyi* (1988) numerikus modellszámításai szerint a jelenlegi antropogén-szén-dioxid emisszió 2020-ra várható 20%-os növekedése a szulfát részecskék

Szórás tényező



6. ábra: A szórás tényező értékének időbeli menete *Takács* (1988 és szóbeli közlés adatai alapján)

globális koncentrációját 40%-kal emeli meg. Ez az összetételbeli változás néhány tizedfokos talajközeli hőmérsékletcsökkenéssel fog járni. A szulfát részecskék azonban nem csak csökkentik a beérkező napsugárzást. Mint kondenzációs magvak befolyásolják a felhők szerkezetét is. Ha magasabb a kondenzációs magvak száma, akkor adott túltelítettségén több, de kisebb felhőcsepp keletkezik, amely növeli a felhő optikai vastagságát és visszaverőképességét (Twomey et al., 1984). Ezeknek a hatásoknak a pontos, számszerű megbecslése ma a legfontosabb kutatási feladatok közé tartozik. Anélkül, hogy a kérdés részleteibe bocsátkoznánk megjegyezzük, hogy Charlson et al. (1987) számításai szerint a kondenzációs magvak számának 30%-os növekedése a felhők módosításán keresztül a talaj közelében 1,3 K hőmérsékletcsökkenést okoz.

5. Következtetések

A fentiek alapján megállapíthatjuk, hogy az optikailag aktív nyomgázok koncentrációja a levegőben egyenletesen emelkedik. Az éghajlat módosítása szempontjából különösen a szén-dioxid légköri mennyiségének növekedése veszélyes.

Közvetett bizonyítékaink vannak arra, hogy az elmúlt évtizedben az aeroszol részecskék száma is emelkedett. Valószínű, hogy ez az emelkedés a jövőben is folytatódik, és hatással lesz a légköri sugárzásátvitelre, elsősorban a felhők struktúrájának módosításán keresztül.

IRODALOM

- Bojkov, R. D., 1983: Tropospheric ozone, its changes and possible radiative effects. *WMO Special Environmental Report 15*, 94 – 127.
- Bozó, L. and Pátvölgyi, T., 1988: A global model on the climatic effects of sulfur compounds and CO₂. (Időjárás: inprint).
- Charlson, R. J., Lovelock, J. E., Andreae, M. O. and Warren, S. G., 1987: Oceanic phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo and climate. *Nature* 326, 655 – 661.
- Cobb, W. E. and Wells, H. J., 1970: The electrical conductivity of oceanic air and its correlation to global atmospheric pollution. *J. Atmospheric Sci.* 27, 1136 – 1137.
- Dickinson, R. E., 1986: Impact of human activities on climate – a framework. In *Sustainable development of the biosphere* (szerk.: W. C. Clark and R. E. Munn), 252 – 289. IASA publ. Cambridge University Press, Cambridge.
- Feister, U. and Warmbt, W., 1987: Long-term measurements of surface ozone in the German Democratic Republic. *J. Atmospheric Chemistry* 5, 1 – 21.
- Helmes, L. and Jaenicke, R., 1985: Hidden information within series of measurements – Four examples from atmospheric science. *J. Atmospheric Chemistry* 3, 171 – 185.
- Keeling, C. D., 1973: The carbon dioxide cycle: reservoir models to depict the exchange of atmospheric carbon dioxide with the oceans and land plants. In *Chemistry of the lower atmosphere* (de.: S. I. Rasool), 251 – 329. Plenum Press, New York and London.
- Keeling, C. D., 1978: The influence of Mauna Loa Observatory on the development of atmospheric CO₂ research. *Mauna Loa Observatory, a 20th Anniversary Report* 36 – 54. U. S. Department of Commerce, Washington D. C.
- Khalil, M. A. K. and Rasmussen, R. A., 1983: Increase and seasonal cycles of nitrous oxide in the earth's atmosphere. *Tellus* 35B, 161 – 169.
- Khalil, M. A. K. and Rasmussen, R. A., 1987: Atmospheric methane: trends over the last 10 000 years. *Atmospheric Environment* 21, 2445 – 2452.
- Molina, M. and Rowland, F. S., 1974: Stratospheric sink for chlorofluoromethanes – chlorine atom catalysed destruction of ozone. *Nature* 249, 810 – 812.
- Prinn, R. G., Simmonds, P. G., Rasmussen, R. A., Rosen, R. D., Alyea, F. N., Cardelino, C. A., Crawford, A. J., Cunnold, D. M., Fraser, P. J. and Lovelock, J. E., 1983: The Atmospheric Lifetime Experiment. 1. Introduction, instrumentation, and overview. *J. Geophysical Res.* 88, 8353 – 8367.

- Pueschel, R. F.*, 1986: *Man and the composition of the atmosphere*. World Meteorological Organization, Geneva.
- Ramanathan, V.*, 1975: Greenhouse effect due to chlorofluorocarbons: climate implications. *Science* 190, 50 – 52.
- Rotty, R. M.*, 1987: A look at 1983 CO₂ emissions from fossil fuels (with preliminary data for 1984). *Tellus 39B*, 203 – 208.
- Siegenthaker, U.* and *Oeschger, H.*, 1987: Biospheric CO₂ emissions during the past 200 years reconstructed by deconvolution of ice core data. *Tellus 39B*, 140 – 154.
- Takács O., Farkasné*, 1988: A légkör napsugárzás átbocsátásának vizsgálata felszíni adatok alapján. (*Időjárás*: in print)
- Twomey, S. A., Piepgrass, M.* and *Wolfe, T. L.*, 1984: An assessment of the impact of pollution on global cloud albedo. *Tellus 36B*, 356 – 366.
-

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 92. évf. 2–3. szám. 1988. március–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 92. No. 2–3 Mar–Jun 1988 Budapest

Felszíni vizeink minőségének alakulása

SOMLYÓDY LÁSZLÓ és HOCK BÉLA
Vízgazdálkodási Tudományos Kutatóközpont
1453 Budapest, Pf. 27.

Jelen tanulmány célja, hogy áttekintést adjon felszíni vizeink minőségének jelenlegi és múltbeli állapotáról, elemezze a mai viszonyok kialakulásának okait, és megkísérelje felvázolni a vízminőség várható alakulását a következő évtizedekre. A célkitűzések megvalósításánál felhasználtuk a törzshálózati vizsgálatok egész országra vonatkozó vízminőségi adatbázisát, számos, a Balatonnal és a Dunával kapcsolatos célvizsgálat eredményeit a KSH, az OVH és a MÉM statisztikai, illetve tervezési adatait, amelyeket a feladat jellegének megfelelően értékeltünk. A kapott eredmények alapján következtetéseket vontunk le felszíni vizeink minőségével kapcsolatos tennivalókra.

*

The quality of surface waters in Hungary. The objective of the present paper is to give an overview of the past and present state of water quality of surface waters in Hungary. It was also intended to analyse the historical causes of water quality and to try to estimate the changes to be expected for the next coming two decades. In the course of realizing our objectives we have utilized the data base of the country wide monitoring network system, several observations and field studies related to the River Danube and Lake Balaton, furthermore existing statistical data, a future planning scenarios available for industry, agriculture and water resources management. On the basis of the analysis we have drawn conclusions for future activities required for the proper control of water quality.

*

Bevezetés

A felszíni vizek minősége számos emberi tevékenység és bonyolult természeti folyamatok eredőjeként alakul ki. Ennek megfelelően a vízminőség időbeli megváltozásának vizsgálata összetett multidiszciplináris feladat. Felöleli a vízminőségi komponensek széles körét (klasszikus és modern komponensek, vízkémia, hidrobiológia, bakteriológia), foglalkozik a különböző jellegű folyamatokkal vagy folyamat csoportokkal (szervesanyag lebomlás, eutrofizálódás, nitrátosodás, savasodás, adszorpció, hőátadás stb.), magába foglalja a szennyező- és tápanyag forrásokat (település, ipar, mezőgazdaság), figyelembe veszi a probléma térbeli léptékét (lokális, regionális, globális), valamint a megértés, tervezés és döntéshozás eltérő (de kapcsolódó) szintjeit.

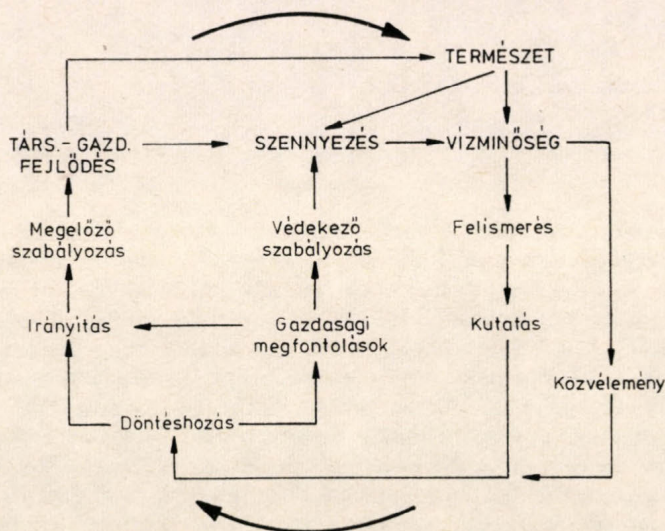
Tanulmányunk természetesen ennek a széles spektrumnak csak egy részét fedi le, hangsúlyozva néhány, általunk fontosnak tartott témakört. Ennek meg-

felelően vizsgáltuk a vízminőség alakulását befolyásoló tényezőket, a vízminőség közép- és hosszútávú előrejelzésének elvi lehetőségeit, értékeltük az ország felszíni vizeinek minőségét, és ennek múltbeli változását néhány klasszikus vízminőségi (kémiai) komponens figyelembevételével. Továbbiakban kiemeltünk néhány különösen fontosnak tartott – felszíni vizeinket érintő – vízminőségi problémát (a Balaton vízminősége, Budapest hatása a Duna vízminőségére, a Bős-Nagymarosi Vízlépcsőrendszer várható vízminőségi hatása, a Paksi Atomerőmű Vállalat okozta hőszennyezés). Részletesen elemeztük a vízminőség változásának okait, felvázoltuk az ezredforduló után várható vízminőségi helyzetet, és következtetésként megállapítottuk azokat a feltételeket, amelyek betartása esetén felszíni vizeink minőségében az elmúlt évtizedekben bekövetkezett romlás folytatódása elkerülhető.

1. A vízminőség alakulását befolyásoló tényezők, az előrejelzés lehetőségei

A fentiekben már vázolt célkitűzés megvalósításához a vízminőséget befolyásoló természetes folyamatok és emberi beavatkozások elemzése szükséges, amelyet az 1. ábra kapcsán teszünk meg.

A vízminőségromlás, mint okozat kiváltója a befogadót (folyó, tározó vagy tó) körülvevő térség (amely gyakran túlnó a vízgyűjtőn) társadalmi-gazdasági fejlődése (a közvetett ok), amely eredményeként a pont- és nem-pontszerű szennyezőanyagok terhelése rohamosan nő (ez a megállapítás általánosan érvényes az elmúlt négy évtizedre). Napjainkban egyre több jel utal arra, hogy a társadalmi-gazdasági fejlődés a környezeti tényezők módosításán keresztül is hat a vízminőségre (1. ábra); itt elégséges utalni arra, hogy a savasodás és erdőpusztulás alapvetően befolyásolja a lefolyási viszonyokat és a vízgyűjtőn bekövetkező szennyező- és tápanyagvisszatartást. Másik példaként a sokak által jelenleg kutatott „üvegház” hatás említhető, amely nem csupán hőmérséklet emelkedéshez vezethet, de alapvetően befolyásolhatja a hidrológiai ciklust is, mindezekon keresztül pedig a befogadók vízminőségét (itt elégséges azokra a módosulásokra gondolnunk, amelyek tavak rétegződésében, a jéggel borított időszak hosszában,

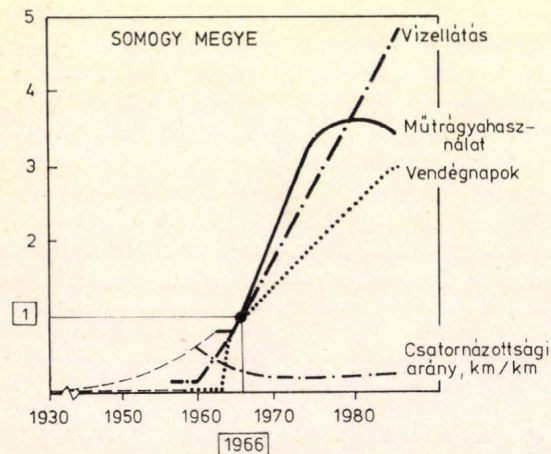
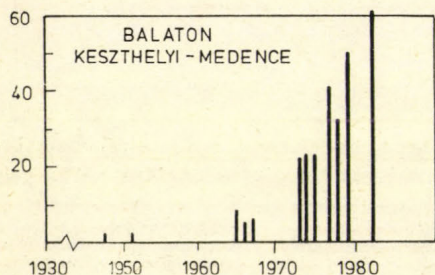


1. ábra: A vízminőség alakulását befolyásoló tényezők (Somlyódy, 1987)

az üledék viselkedésében vagy az élőlénytársulások összetételében következhetnek be).

Az 1. ábra számos késleltetés jelenlétét szemlélteti (Somlyódy, 1987). Ilyen például az ok és az okozat észlelése közötti időbeli eltolódás, a probléma késői felismerése, a döntéshozás elhúzódása és a szabályozási intézkedések nem megfelelő ütemben történő végrehajtása. A legfontosabb késleltetést például sekély tavak

Fitoplankton biomassa
évi maximum
g/m³



2. ábra: A társadalmi-gazdasági fejlődés és a trofitás alakulása a Balaton térségében (Somlyódy, 1987)

és tározók esetében az üledék jelenti, amely — az eutrofizálódás esetében — összetételétől függően hosszú ideig képes a szabályozás szempontjából legfontosabb tápalelem, a foszfor (P) megkötésére. Az „adszorpciós kapacitás” kimerülését követően azonban az üledék P forrásként kezd el működni, és a fellépő belső terhelés nő, hacsak a külső terhelést nem mérséklük. Ha a beavatkozásra megkésve kerül sor, a belső terhelés uralhatja már a teljes terhelést, és az intézkedések rövid távon nem vagy alig eredményeznek vízminőségjavulást. A belső terhelés növekedése gyakran vezet váltáshoz a foszfor limitálásáról nitrogén (N) limitálásra és N kötő kéalkák megjelenéséhez. Ilyen körülmények között a rehabilitáció előfeltétele az üledék felújulása és a fitoplankton szerkezetének „visszaállítása”, amelyhez szükséges idő arányos a tartózkodási idővel, és nagy tavak esetében évtized nagyságrendű is lehet.

Hasonló megállapítások tehetőek például felszín alatti vizek nitrátosodására is. Az 1. ábrából következik a vízminőség-szabályozás ciklusos jellege is: társadalmi-gazdasági fejlődés → növekvő szennyezőanyag terhelés → vízminőségromlás → szabályozás → a külső terhelés csökkenése → felújulási folyamatok → a vízminőség javulása.

Említést érdemel, hogy a késleltetések összege a vázolt ciklus mentén ki tehet akár fél évszázadot is (a befogadó jellegétől függően): olyan tulajdonság, amelyet a szabályozás megtervezése során nem szabad figyelmen kívül hagyni. Az 1. ábra védekező és megelőző jellegű szabályozást különböztet meg. Előbbiek körébe sorolhatók mindazok a műszaki eljárások (például a szennyvíztisztítás különböző technológiái), amelyek alkalmazásával a környezetbe már kibocsátott táp- és szennyezőanyagok távoltarthatók a befogadótól. A megelőzés olyan intézkedéseket tartalmaz, amelyek révén a környezetbe kibocsátott szennyezőanyagok mennyisége csökken (vagy „hasznosulnak” ezek az anyagok). A környezeti bajok gyors elterjedését megfigyelve, a megelőző szabályozás alkalmazása (aktív, vagy intenzív környezetgazdálkodás) alapvetően fontos, hiszen az utólagos védekezés önmagában irreális gazdasági terhekhez vezet (megjegyzendő ugyanakkor, hogy a megelőzés megvalósítása lényegesen több irányítási kérdést is felvet).

A társadalmi-gazdasági fejlődés és a vízminőség vázolt kapcsolatának fennállását szemlélteti a 2. ábra, amely a Balaton esetére tünteti fel az elmúlt mintegy ötven évre a tápanyagterhelést befolyásoló főbb tényezők és a fitoplankton biomassza időbeli változását (*Somlyódy*, 1987).

Hasonló mérvű időbeli változás (és ok-okozati kapcsolat) mutatható ki például a Dunán, ahol a mért nitrát-maximum értékek száz év alatt gyakorlatilag nulláról 20 mg/l-re növekedtek. A növekedés üteme telítettségi görbére emlékeztet, melynek inflexiós pontja erre az évtizedre tehető.

A vízminőség közép- és hosszútávú előrejelzése a múltbeli állapot rögzítésén és ehhez kapcsolódva a múltbeli változások értékelésén alapul. Mindez feltételez egy jól működő észlelőhálózatot és ahhoz csatlakozó megbízható adatbázist, amely lehetővé teszi a múltbeli állapot rögzítését és a múltra vonatkozó változások statisztikailag is megbízható értékelését (*Hock*, 1983a, 1983b).

A jövőbeli előrejelzés elvben legegyszerűbb eszköze a múltbeli adatok alapján történő időbeli extrapolálás. Ez a módszer azonban nem veszi figyelembe sem a befogadóban lejátszódó folyamatokat, sem a társadalmi-gazdasági fejlődés várható alakulását. Elhanyagolásukkal készült előrejelzések majd hogy nem semmitmondók. Ennek megfelelően tanulmányunkban figyelembe vesszük a társadalmi-gazdasági fejlődés azon jellemzőinek alakulását a következő közel 20 évre, amelyek rendelkezésre állnak és alapvető szerepet játszanak a vízminőség szempontjából.

Tovább nehezíti a prognosztizálást alvízi ország jellegünk, valamint az a tény, hogy felvízi szomszédaink jövőbeli társadalmi-gazdasági fejlődésére vonatkozó adatok gyakorlatilag beszerezhetetlenek. Így ebben a vonatkozásban csak feltételezésekkel élhetünk. Fenti okok miatt előrejelzésnek kell tekintenünk olyan félkvantitatív megállapításokat is, amelyek spekulatív úton csak a változás irányára (romlás, javulás) utalnak.

Az előrejelzés igénye az ország bármelyik régiójával kapcsolatban jogosnak tekinthető, mégis kiemelt szerepük van bizonyos érzékeny térségeknek és létesítményeknek. Ilyenek például a főváros és környezete, a Balaton, a Bős-Nagy-marosi Vízlépcső és a Paksi Atomerőmű problémaköre.

2. Állapotrögzítés és időbeli változások az elmúlt évtizedek során

A vízminőségi idősorok hossza és a mintavételek gyakorisága világviszonylatban elmarad a meteorológiában, ill. a hidrológiában megszokottól. Hazai viszonylatban a vízminőség rendszeres vizsgálatának igénye az ötvenes években lépett fel. Kezdetben a vizsgálatok egy-egy vízfolyás speciális problémájára korlátozódtak. A VITUKI már 1952-ben tervbe vette és 1953 – 1955-ben elvégezte vízfolyásaink átfogó vízminőségi vizsgálatát (Lesenyey, 1957). Alapvető fordulatot jelentett a VIZIG laboratóriumok megalakulása az ötvenes évek második felében. Az úgynevezett vízminőségi törzshálózat korszerűsítésének időpontjai 1960, 1968 és 1984 voltak. A törzshálózatot kezdetben a nagyszámú mintavételi hely és a kis mintavételi gyakoriság jellemezte. A szerzett tapasztalatok birtokában a felülvizsgálatok során a mintavételi helyek száma csökkent, a gyakoriság pedig nőtt. A jelenlegi mintavételi rend 250 mintavételi helyet tartalmaz 12 – 26 – 52 évenkénti gyakorisággal (1. táblázat). A mintavételi helyek kiválasztásának kereteit a belépő és kilépő határszelvények, a fontosabb szennyvízbevezetések és vízkivételek szabták meg (Hock és Schneider, 1986).

1. TÁBLÁZAT

Vízügyi hálózat mintavételi helyeinek száma vízrendszerenkénti és gyakoriságonkénti bontásban (Hock és Schneider, 1986)

Vízrendszer	A mintavétel évi gyakorisága			Összesen
	52	24 – 26	11 – 12	
Duna	16	99	54	169
Tisza	23	52	6	81
Összesen	39	151	60	250

Meg kell jegyeznünk, hogy a jelenleginél nagyobb mintavételi gyakoriság hagyományos módszerekkel gazdasági okok miatt nem valósítható meg. Az elektródákkal történő folyamatos vízminőségészlelés technikai okok (rendszeres tisztítás, megbízhatóság, a mérhető komponensek korlátozott száma stb.) miatt ma még nem megoldható (nemzetközi viszonylatban is csak vészjelzőként, és nem állapotrögzítés céljából üzemeltetik őket).

Az 1. táblázatban összefoglalt törzshálózati mintavételi helyeken mért vízminőségi komponensek értékei gépi adathordozón történő rögzítés és ellenőrzés után rutinszerű értékelésre kerülnek, melynek során rendszeresen elkészítjük a legfontosabb vízfolyások vízminőségváltozási tendenciáinak és vízminőségi viszonyainak együttes értékelését (lásd például Hock, 1986a). Továbbiakban áttekintő értékelést adunk hét vízminőségi komponens (KOI_d , BOI_5 , oldott O_2 , ammónium-ion, nitrát-ion, ortofoszfát-ion, összes oldott anyag) időbeli változásáról (1976 – 1985) és állapotáról (1981 – 1985) 43 legfontosabb vízfolyásunk 46 szelvényére vonatkozóan. A kiválasztott komponensek az oxigénháztartás, a tápanyagok és az oldott szennyeződések jellemzésére alkalmasak.

Megállapítható, hogy a vízminőségi komponensek fenti sorrendjében 37%, 41%, 35%, 13%, 22%, illetve 15%-ban volt megadható azon szelvények aránya, ahol az elmúlt tíz évet vízminőségi javulás jellemezte, míg a többi értékelt szelvényenél vízminőségromlás volt kimutatható a tízéves idősor alapján.

Ugyancsak megállapítható, hogy az előzővel azonos sorrendben az I. osztályúnak minősíthető szelvények aránya 41%, 20%, 65%, 28%, 89%, 20%, illetve 63% volt, míg a többi szelvény ennél rosszabbnak minősült (az 1982 – 1986. évi 80%-os tartósságú értékek alapján).

Végül figyelmet érdemel azon szelvények aránya, ahol a kedvezőtlen vízminőség (rosszabb mint I. osztály) nagymérvű vízminőségromlással ($> 3,0\%/év$) párosul. Az ilyen szelvények aránya 17%, 15%, 15%, 28%, 7%, 57%, 0% volt a vizsgált időszakban (a sorrend ismét a korábbival megegyező).

A vázolt vizsgálatok közül egy komponensre (ammónium-ion) vonatkozó eredményeket részleteiben is közlünk a 2. táblázatban.

Az ismertetett elemzés hátránya, hogy annak során teljesen eltérő nagyságrendű és fontosságú vízfolyások (és szelvények) kerültek együttes értékelésre. Ennek ellensúlyozására a következőkben kiemelünk öt vízfolyást és ezeknél mutatjuk be a vízminőség alakulását az elmúlt 15 évben.

A vízfolyások (zárójelben a szelvények): Kapos (Kurd), Zala (Zalaapáti), Zagyva (Jásztelek), Duna (Rajka, Baja) és Tisza (Tiszabecs, Szeged). Az első

2. TÁBLÁZAT

A vízminőségi állapot és a vízminőség-változás együttes értékelése ammónium-ion-alapján (H o c k, 1986a)

Változás		Vízminőségi állapot (1981 – 85, 80%-os tartósság)			
		1,0 mg/l	1,0 – 2,5 mg/l	2,5 mg/l	
Az éves átlag változása (1976 – 1985)	Javulás (%/év)	< - 15,0	.	.	.
		- 15,0 – - 7,0	.	.	Rákos-patak
		- 7,0 – - 3,0	Dunavölgyi főcsat, Gyöngyös Sorok, Fehér-Kőrös	Fekete-víz	Pécsi-víz
		< - 3,0	Dráva (be), Dráva (ki), Pinka	Ráckevei-Dunaág, Zala, Bodrog Hortobágyi-főcsat., Sebes-Kőrös	Mura, Szinva
		< - 3,0	Duna (be), Duna (ki), KFCs., Fekete-Kőrös	Mosoni-Duna, Lajta-főág, Rábea, Rinya, Hármas-Kőrös	Ikva, Nádor-csat.
Romlás (%/év)	3,0 – 7,0	Lapincs, Tisza (be), Bodva	.	Ipoly, Kraszna	
	7,0 – 15,0	.	Marcal, Rába, Berettyó,	Általér, Kapos Szamos, Zagyva	
	7,0 – 15,0 < 15,0	.	.	Eger-patak, Hernád, Tarna Maros	

három vízfolyásnak hazai a vízgyűjtőterülete (tehát szennyezéséért kizárólag mi vagyunk felelősek), míg az utóbbi két vízfolyás egyrészt az ország két legnagyobb vízfolyása, másrészt a szelvények megválasztása a be- és kilépő vízminőség összehasonlítására ad lehetőséget. A vízminőségi paraméterek gyakorlatilag megegyeznek a korábban már használt komponensekkel. A paramétereket az ötévenkénti átlagadatukkal jellemeztük. Így három egymást követő ötéves tervidőszak (1971 – 1975: IV., 1976 – 1980: V. és 1981 – 1985: VI. ötéves terv) átlagos vízminőségi viszonyai voltak egymással összehasonlíthatók.

Összefoglalóan megállapítható, hogy a Kapos kurdi szelvényét nitrát-ion kivételével, a Zala zalaapáti szelvényét BOI_5 , oldott O_2 és ammónium-ion kivételével, a Zagyva jászteleki szelvényét BOI_5 kivételével folyamatosan vízminőségromlás jellemezte az elmúlt 15 évben. A romlás üteme egyes komponenseknél (összes oldott anyag) csökkenő, míg más komponenseknél (ortofoszfát-ion) növekvő volt.

A Duna belépő szelvényében folyamatos, de időben csökkenő ütemű vízminőségromlás nitrát-ion és összes oldott anyag esetében, kilépő szelvényében ammónium-ion, nitrát-ion és összes oldott anyag esetében volt kimutatható. A többi komponens esetében javulásról beszélhetünk.

A Tisza belépő szelvényében folyamatos vízminőségromlás ammónium-ion, nitrát-ion és összes oldott anyag esetében, a kilépő szelvényben ortofoszfát-ion és BOI_5 kivételével minden vizsgált komponensnél kimutatható volt.

A két nagy vízfolyás belépő és kilépő szelvényét egymással összehasonlítva alapvető különbségként megállapítható, hogy míg a Duna esetében egyértelmű szabályosság nem mutatható ki, addig a Tisza esetében mind a hat komponensnél, a három vizsgált periódusban egyaránt rosszabb volt az országból távozó víz minősége a belépőnél, ráadásul az idő előrehaladásával ez a hossz-szelvénybeli romlás csak fokozódott (Hock, 1987a).

A fenti vizsgálatok közül két komponensre (nitrát-ion, ortofoszfát-ion) vonatkozó eredményeket részleteiben is bemutatunk a 3. táblázatban, ahol a vékony nyílak a vízminőség javulását, a kettős pedig a romlást szemléltetik (az idő függvényében, illetve a hossz-szelvényben).

3. TÁBLÁZAT

Nitrát-ion és ortofoszfát-ion átlagos értékei a IV., V. és VI. ötéves terv idején (Hock, 1987) (⇒ romlás, → javulás)

Vízfolyás	Nitrát-ion			Ortofoszfát-ion		
	IV.	V.	VI.	IV.	V.	VI.
Kapos	4,9⇒	6,4→	6,1	1,19⇒	1,60⇒	3,24
Zala	5,8⇒	6,8⇒	8,4	0,50⇒	0,74⇒	1,07
Zagyva	13,1⇒	14,9⇒	15,1	0,86⇒	1,00⇒	2,28
Duna (belépő)	7,1⇒	8,6⇒	9,5	0,59⇒	0,62→	0,58
Duna (kilépő)	6,9⇒	8,7⇒	8,8	0,39⇒	0,47→	0,44
Tisza (belépő)	2,7⇒	4,0⇒	5,2	0,13⇒	0,15→	0,08
Tisza (kilépő)	6,2⇒	8,1⇒	12,1	0,14⇒	0,26→	0,25

Az előbbieken ismertetett 10, ill. 15 évet átfogó vizsgálsorozaton kívül érdemes egybevetni egy 30 évvel ezelőtti vizsgálsorozat (*Lesenyei, 1957*) és az utolsó tíz év adatsorait. Az összehasonlításból az alábbi következtetések vonhatók le:

- a mértékadó vízminőség értékek jelenleg lényegesen kedvezőtlenebbül alakulnak, mint 30 évvel ezelőtt: lényegesen csökken az I. osztályúnak tekinthető szelvények száma;
- a vízminőségváltozás mértéke eltérő aszerint, hogy az elmúlt 30 évet, vagy csak az elmúlt 10 évet vizsgáljuk: a vízminőségromlás a megtett intézkedések eredményeképpen számos vízfolyáson lelassult, sőt egyes vízfolyások vízminősége javult;
- rendkívül kedvezőtlen jelenség, hogy a 30 évvel ezelőtti vizsgálat-sorozattal összehasonlítva megnőtt azon vízfolyások száma, ahol a rossz vízminőség erős vízminőség-romlással párosul.

Ez a jelenség különösen a Tisza vízrendszerében szembetűnő (*Somlyódy és Hock, 1985*).

A vízminőség fentiekben bemutatott klasszikus kémiai komponensei kis és közepes vízfolyások esetében jól mérik és érzékeltetik a pontszerű és a nempontszerű szennyezések hatását. Magas hígítási arányok mellett (például a Duna esetében) egy-egy szennyvízbevezetés fölötti és alatti mérési eredmények összehasonlítása természetesen nehezen értékelhető, hiszen a különbség gyakran kisebb a mérési hibánál. Így például a főváros hatása a Dunára a kémiai komponensek összehasonlítása alapján is kimutatható ugyan (*Hock, 1986b*), de sokkal szembetűnőbbek a különbségek az érzékenyebb bakteriológiai komponensek alapján. Ezt igazolják egyrészt a Fővárosi Vízművek, másrészt az OKI vizsgálati is. A magyarázat a koncentráció-arányok különbségében keresendő a bevezetett szennyvíz és a Duna háttérszennyezése között. Amíg ez például KOI_d esetében 31, addig coliformszámnál 544, és streptococcus esetében 1867 (*Benedek et al., 1973; Némédi et al., 1980*).

3. Néhány kiemelt fontosságú vízminőségi probléma

A továbbiakban – a teljesség igénye nélkül – néhány általunk kiemelt fontosságúnak tekintett vízminőségi probléma rövid ismertetésével foglalkozunk. Megjegyezzük, hogy a kérdések tárgyalásánál elválaszthatatlanul keveredik múlt, jelen és jövő és így mondanivalónk részben átfedésben van a 2. és a 4. fejezettel.

A Balaton vízminősége. A Balaton vízminőségének hosszútávú alakulását a külső foszforterhelés csökkenése, valamint a belső terhelés áttételeken és késleltetéseken keresztül bekövetkező módosulása szabja meg. A Minisztertanács 1983. évi, Balatonra vonatkozó határozatát követően számos beavatkozás megvalósítására került sor. Tíz szennyvíztelepen vezették be a foszfor kicsapását, folyamatban van a térség regionális szennyvíztisztító rendszerének kivitelezése, és ötven százalékos vagy annál magasabb P eltávolítási határfokkal üzembe lépett a marcali tározó, továbbá a Kis-Balaton felső tározója. Ily módon, az 1982. évi állapothoz viszonyítva a Keszthelyi- és Siófoki-medence külső foszfor terhelése mintegy 50 százalékkal csökkent.

A külső terhelés már végrehajtott és a következő években esedékes további mérséklése ellenére sem várható a vízminőség látványos javulása. Ennek magyarázata az üledék nagy foszforleadása (amelyet izotópos vizsgálatok is igazoltak, (*Istvánovics és Herodek, 1987*) a megelőző évtizedek során bekövetkezett akku-

muláció eredményeként és a tápanyag-túlkínálat, amely következményeként a tó nyugati térségének vízminőségét napjainkban, a nyári hónapokban, az N-autotróf, heterocisztás cianobaktériumok határozzák meg (Gorzó, 1987). Utóbbiak megjelenése elsősorban külső meteorológiai tényezők (hőmérséklet és fényviszonyok) függvénye. A vízminőség tartós és számottevő javulása tehát megkívánja az üledék felújítását, és a cianobaktériumok visszatartását, azaz a korábban említett késleltetések itt is rendkívül fontos szerepet játszanak.

Budapest hatása a Duna vízminőségére. A főváros Dunára gyakorolt vízszennyező hatásáról már érintőlegesen szóltunk a 2. fejezetben. Itt néhány speciális kérdést említünk meg.

A Budapest fölötti és alatti nehézfémvizsgálatok eredményeinek összehasonlítása alapján megállapítható, hogy a fővárosmintegy 20%-kal növeli a víz nehézfém tartalmát. Aggasztó a helyzet higany és ólom esetében, ahol a maximális értékek meghaladják a tűrhető határt (László, 1983). Toxikológiai vizsgálatok is arra utalnak, hogy a Dunán Budapest alatt nagyobb a kifogásolási arány mint fölötte.

A főváros szennyvizei nemcsak a Duna vízminőségét rontják, hanem károsan befolyásolják az üledék összetételét is. Ez a körülmény hossz-szelvényben higany, ólom, króm és réz vonatkozásában, mélységileg pedig ólom vonatkozásában volt kimutatható (László, 1983.)

Budapest vízellátásában döntő szerepe van a partiszűrűsű vízbázisnak. A főváros szennyvizei ezekre is kedvezőtlen hatást gyakorolnak: amíg az északi vízbázison (Szentendrei-sziget) levő kutaknál a kémiaileg mindig kifogásolható kutak aránya 9%, addig a déli vízbázison ugyanez az arány 46%.

A helyzetet a jövőben tovább súlyosbítja egyrészt a főváros szennyvíztisztításának belátható időn belüli megoldatlansága, másrészt az a körülmény, hogy az ivóvízkitermelés lényeges növelése csak a déli vízbázison képzelhető el.

Bős-Nagymarosi Vízlépcsőrendszer (BNV) várható vízminőségi hatása. A Bős-Nagymarosi Vízlépcsőrendszerrel kapcsolatban meg kell említenünk, hogy a folyócsatornázás vízminőségi hatásait illetően eléggé eltérők a nemzetközi tapasztalatok. Osztrák tapasztalatok szerint a duzzasztás következtében vízminőségi gondok elsősorban olyan vízfolyásokon, ill. vízfolyás-szakaszokon merülnek fel, amelyek vagy erősen szennyezettek, vagy nagy mélységűek (erősen rétegzett), ill. amelyeknél a sebességviszonyok alapvetően megváltoznak (hegyi patakra telepített duzzasztómű) (Danecker, 1981). A Duna kérdéses szakasza egyik csoportba sem tartozik. Jellemző adatként megemlítjük, hogy a felső tározó teljes víztérfogata átlagosan két nap alatt kicserélődik (szemben például a Balaton két-éves vízkicserélődési idejével).

A szennyvíztisztítás terén sikerült elérni, hogy ebben a térségben a határ mindkét oldalán egész sor nagykapacitású és korszerű szennyvíztisztító épüljön a VII. és a VIII. ötéves tervben (Győr, Komárom, Tatabánya, Oroszlány, Esztergom, Dunakiliti, Nagymaros.)

A vízlépcsőrendszer várható felszíni vizeket érintő vízminőségi hatásának vizsgálata együtt fejlődött a Duna általános vízminőségi állapotának megismerésével. A rendelkezésünkre álló adatsorok birtokában értékelhetők az elmúlt időszak vízminőség-változásai, a várható szennyvízterhelési adatok ismeretében pedig prognosztizálható a vízminőség. Várható, hogy azok a vízminőségi komponensek, amelyek az elmúlt évtizedben javulást mutattak (kémiai és biológiai oxigénigény, ammónium-ion), hosszabb távon a jelenlegihez hasonlók lesznek. A romlást mutató komponenseknél (nitrát-ion, oldott szennyezések, szaprobitás)

legfeljebb a romlás ütemének mérséklődése várható. Ez a helyzet akkor is bekövetkezik, ha a vízlépcsőrendszer nem épül meg (Hock, 1985).

Itt említhető meg, hogy a Duna és a parti szűrésű kutak vízminősége között igen bonyolult kapcsolatrendszer van, amely számos tényező (például feliszapolódás, kutak életkora, redox-potenciál stb.) függvénye. A jelenség kimérése, értékelése jelenleg folyamatban van. A BNV hatása e kérdésben igen nehezen értékelhető. Mindenesetre tény, hogy a Fővárosi Vízművek vízbázisa a duzzasztott téren kívül esik.

Hidrobiológiai vonatkozásban ugyanakkor el kell mondanunk, hogy míg a hidrológiai, fizikai és kémiai változások jelentős része becsülhető, addig a vízi életközösségekben beálló változások megítélésében számos bizonytalan elem található. Abban, hogy a várható hatásokra felkészüljünk, a kedvezőtlen folyamatokat megelőzzük, a hidrobiológiai kutatásoknak komoly szerepük van. A vizsgálatok három területen folynak. Az egyik legfontosabb feladat a felső Duna-szakasz hidrobiológiai állapotának felmérése. A második vizsgálat a plankton-szervezet faji és társulási viszonyainak feltárását tűzte ki célul. A hidrobiológiai kutatások harmadik célja a várható biológiai hatások prognosztizálása. Itt a legnagyobb a bizonytalanság és nehéz ma előre jelezni a leendő élőlényegyüttesek faji összetételét. A vízjárásban bekövetkező változások hozzájárulhatnak az algák mennyiségének növekedéséhez, ami kedvezőtlenül befolyásolhatja a víz ízét, szagát. Így fel kell készülni ennek elhárítására. A magasabbrendű szervezetek közül a hal-fauna esetleges módosulása is várható.

Megemlítendő még, hogy külföldi, vagy hazai eredetű rendkívüli szennyezés (havária) esetén az üzemrendet a vízminőségi követelményeknek rendelik alá.

Paksi Atomerőmű (PAV) hőszennyezése. A hőszennyezés várható ökológiai hatásaival kapcsolatban mintegy 30 évvel ezelőtt világszerte komoly aggodalom volt megfigyelhető. Ez a félelem azonban (általában) alaptalannak bizonyult. Hazánkban az élővilágot befolyásol(hat)ó számottevő hőterhelésről kizárólag a PAV kapcsán beszélhetünk. Az e témakörben a VITUKI által végzett laboratóriumi vizsgálatok kétfokozatos üzemmódra (880 MW) vonatkoztak.

Összefoglalóan megállapítható volt a fitoplankton kvantitatív és kvalitatív vizsgálata alapján, hogy annak mennyisége és összetétele nem különbözik lényegesen a hidegvízi és melegvízi környezetben, tehát a hőterhelés nem gyakorol mikroszkópi vizsgálattal jól kimutatható hatást a fitoplankton struktúrájára.

A zooplankton faji összetétele a melegvízben a hidegvízhez viszonyítva alig változott. Bizonyos fajok (kerekcsigák, evezőlábú és ágascsapú rákfajok) korlátozott mértékben károsodtak. Az üledéklakó makrofauna fajösszetételében tapasztalt változásokat nem lehet károsnak minősíteni. A halállomány jelentős hányada a hőcsóva kezdeti, legmelegebb szakaszát kimondottan „kedveli”.

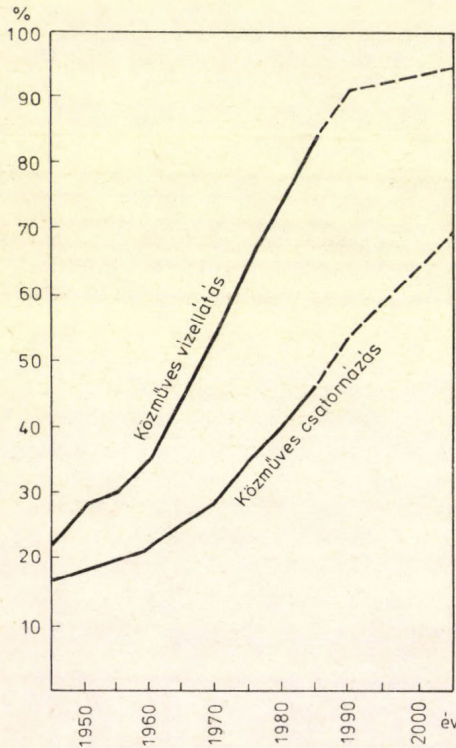
A laboratóriumi mérések során a VITUKI vizsgálta az egyes fajok hőtűrőképességét is, és ennek alapján javaslatot tett a hőszennyezés határértékeire (Gulyás, 1984, 1987).

A jövőt illetően megjegyezzük, hogy a kétfokozatos üzemmódban (880 MW) végzett vizsgálatokat meg kell ismételni a jelenlegi üzemmódban (1760 MW). A szerzett információk birtokában lehet majd hidrobiológiai szempontból javaslatot tenni a tervezett bővítés (2000 MW) megvalósítása esetében szükségessé válható technológiai módosításokra (a hűtővíz részleges recirkulációja). Egy ilyen javaslatnak természetesen messzemenően támaszkodnia kell a hőcsóva alakulását leíró, természetes körülmények között kalibrált és igazolt elkeveredési modellre.

4. A vízminőség változásának okai és várható alakulása az ezredforduló után

Felszíni vizeink minőségének vázolt múltbeli alakulása és jelenlegi helyzete egyértelműen okszerű összefüggésben van az urbanizáció fokozódásával, az ipar és a mezőgazdaság fejlődésével, valamint azzal a körülménnyel, hogy az ehhez kapcsolódó infrastruktúra (vízellátás, csatornázás-szennyvíztisztítás) nem arányosan fejlődött.

A jövőt illetően 2000–2005-ig vannak reálisnak tűnő terveink, amelyek megvalósítása a mindenkori népgazdasági helyzet függvénye.

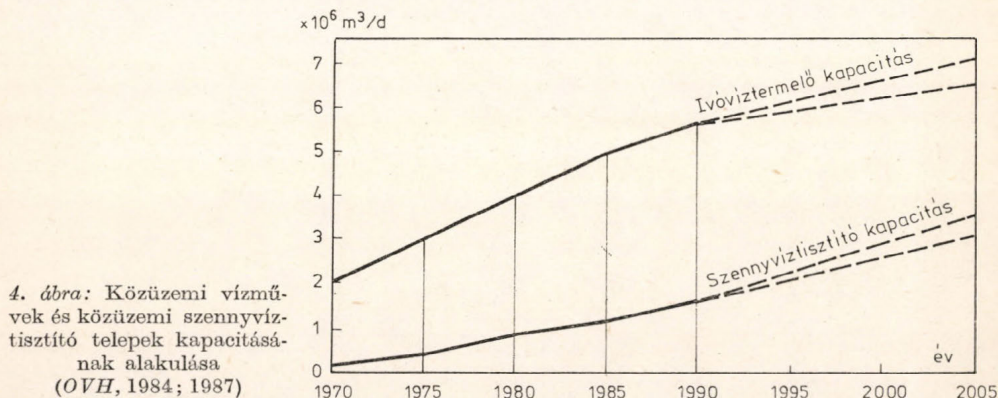


3. ábra: Közműves vízellátásban részesülő lakosság és közcsonnázott területen élő lakosság %-os aránya 1945–2005 (OVH, 1984; 1986)

Az urbanizáció és az ahhoz kapcsolódó iparosítás szennyező hatásának megítélésénél lényeges szerepe van a „közműves ollóknak”. Az urbanizáció természetes velejárója a közműves ivóvízellátás biztosítása (távlatban a lakosság 95%-a részére) (OVH, 1986, 1987). Ez új vízművek létesítésével, illetve a meglévők bővítésével jár. A vízellátás szintjének emelkedése maga után vonja a fajlagos vízfogyasztás növekedését is, amely negyven év alatt (1960–2000) várhatóan a négyeszeresére, 50 l/fő/d-ről 200 l/fő/d-re nő. Az így keletkezett – időben növekvő mennyiségű – szennyvíz szikkasztás révén felszín alatti vizeinket szennyezi, vagy szippantás útján szennyvíztisztító telepekre jut és azokat terheli (túl), illetve közcsonnázakon keresztül jut a felszíni vizekbe tisztítatlanul (vagy tisztítva).

A vízellátás biztosítása a múltban politikai kérdés volt, és ennek megfelelően fejlesztése prioritást kapott a csatornázással és szennyvíztisztítással szemben. Tudomásul kell azonban vennünk, hogy az így létrehozott két „közműves olló”

nyílásával együtt nő vízfolyásaink szennyezettsége is. Ennek érzékeltetésére közöljük a 3. és 4. ábrákat, melyek közül az első a közműves vízellátásban részesülő lakosság arányát veti egybe a közcsatornázott területen élő lakosság arányával 1945–2005 között, míg a második a közüzemi vízművek és a közüzemi szennyvíztisztító telepek kapacitásának alakulását mutatja 1970–2005 között (OVH, 1984, 1986, 1987). A közműves ollók időbeli nyílása (az elmúlt időszakban) és mérsékelt ütemű zárása (a jövőben) bizonyíték a fent elmondottakra. Az ipar várható friss- és teljes-vízigényének, valamint használt- és szennyvíz-kibocsátá-



4. ábra: Közüemi vízművek és közüzemi szennyvíztisztító telepek kapacitásának alakulása (OVH, 1984; 1987)

sának időbeli alakulását 1990–2000 között a 4. táblázat szemlélteti, amely a jövőt illetően ismét csak a befogadókát érő szennyeződés várható növekedését sejteti (OMFB, 1988).

A mezőgazdaság fejlődése ennek kemizálásával járt együtt. Ehhez kapcsolódóan az ország műtrágya-felhasználásának időbeli alakulását a logaritmikus lép-

4. TÁBLÁZAT

Az ipar várható vízigénye és vízkibocsátása 1990–2000 között, villamosenergiaipar nélkül (OMFB, 1988)

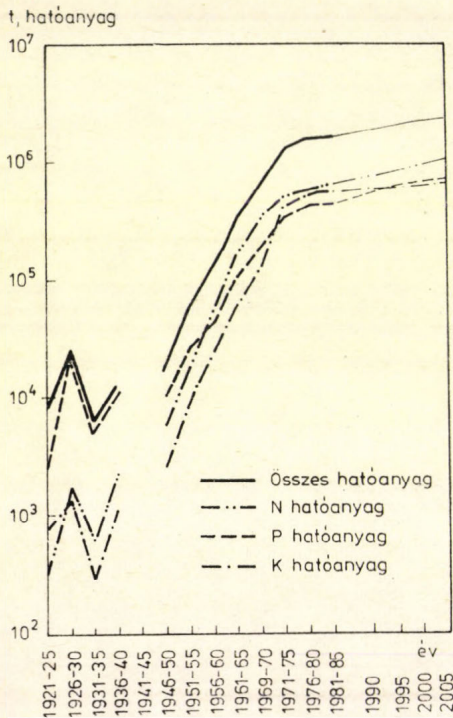
Ipari jellemzők	Vízmenyiség, $10^6 \text{ m}^3/\text{év}$		
	1990	1995	2000
Frissvíz-igény	754	818	876
Teljes vízigény	3221	3506	3767
Használtvíz-kibocsátás	597	632	659
Szennyvíz kibocsátás	420	440	464

tékű 5. ábrán mutatjuk be 1921–2005 közötti időszakra a három fő műtrágyatípusra (nitrogén-, foszfor-, kálium-hatóanyag), valamint ezek összegére (KSH évkönyvek; Hock, 1987b). Az ábra kapcsán megemlítjük, hogy a három műtrágyatípus közül legnagyobb veszteséggel (kb. 10%) a nitrogén-alapanyagú műtrágyák hasznosulnak és mivel a bemosódó nitrogén már nem bomlik tovább, folyamatosan növeli a felszíni és felszín alatti vizek nitrogéntartalmát. A szennyezőhatás részben a tárolók korszerűsítésével, részben a kiszórási technológiák fejlődésével (oldat formájában történő permetezés) csökkenthető.

A műtrágya-felhasználás jövőbeli alakulását illetően megjegyezzük, hogy az ábra a MÉM által megadott három variáns (gabonaprogram, mérsékelt ütemű,

ill. szinten tartott termelés) közül az általunk legvalószínűbbnek tartott mérsékelt ütemű fejlesztéshez tartozó adatokat tartalmazza.

Említést érdemel még az a körülmény is, hogy a közműves ollók nyitottsága és a mezőgazdaság kemizálásának hatása helyenként összetevődik. Ez a helyzet például: a Csepel-szigeten, ahol az első vízadó réteg nitrátszennyezettsége a sziget nagyrészen meghaladja a 40 mg/l-t, sőt egyes helyeken a 200 mg/l értéket is (László és Homonnayné, 1986). Ilyen viszonyok kialakulásában közrejátszik az a



5. ábra: Magyarország műtrágya-felhasználása (KSH, 1922 – 1986)

magatartás is, amelynek során a vízellátó rendszer kiépítése után a régi felhagyott ásott kutak válnak szennyvízbefogadóvá.

Összefoglalóan megállapíthatjuk, hogy felszíni vizeink minőségének várható jövőbeli alakulását ugyanazon tényezők motiválják, amelyek az eddigi vízminőségváltozások okai voltak. Ezek megváltoztatása a népgazdaság teherbíróképességétől függ. A VI. ötéves terv 25 milliárd Ft-ot, a VII. ötéves terv pedig 41 milliárd Ft-ot tartalmazott vízvédelmi célokra. Tudomásul kell azonban vennünk, hogy csak a két „közműves olló” reálisan elérhető zárása többszáz milliárd Ft beruházási költséget igényel és ennek révén – miután 100%-os hatásfokú szennyvíztisztítás gyakorlatban nem valósítható meg – az ezredforduló tájékára legjobb esetben is csak felszíni vizeink 10 – 15 évvel ezelőtti minőségét tudnánk helyreállítani. Nem szabad elfelejtenünk ugyanis, hogy a 80%-os tisztítási hatásfok feletti tartományban a tisztítás költségei exponenciálisan nőnek (Szabó et al., 1981). Végül felszíni vizeink minőségének várható alakulásával összefüggésben néhány félkvantitatív megállapítást is teszünk, amelyek a vízminőségi problémák főbb ismérveinek trendjellegű változására vonatkoznak. A legfontosabbak a következők:

- a nem pontszerű szennyezések növekvő szerepe;
- a fenéküledék és a felszín alatti vizek fokozódó elszennyeződése;
- a rendszeres szennyezések mellett a havária jellegű szennyezések növekvő hányada;
- a vízminőség „előrelátható” alakulásának nehezedő megítélése a késleltetések (például: a fenéküledékben felhalmozódott szennyezők, valamint a szemét- és méregtárolók hatása) és a meglepetésszerű feltáratlan hatások következtében;
- eltolódás az egyfajta szennyező problémájától a sokféle szennyező által egyidejűleg előidézett problémák irányába;
- a regionális vízminőségi problémák elterjedése (*Somlyódy és Hock, 1985*).

5. Következtetések

Felszíni vizeink minőségében az elmúlt évtizedekben bekövetkezett romlás óhatatlanul továbbfolytatódik. Ennek elkerülése, ill. a hatás csökkentése csak akkor lehetséges, ha

- fokozzuk a csatornázás és a szennyvíztisztítás megvalósításának ütemét és ezzel elfogadható mértékűre csökkentjük a „közműves ollók” nyílását;
- a meglévő szennyvíztisztító berendezések intenzifikálásán túlmenően felkészülünk a szennyvizek denitrifikálására;
- kiterjedten alkalmazunk (a csatornázás részleges pótlására) szennyvíztisztító kisberendezéseket;
- gondoskodunk az ipari szennyvizek teljes értékű és mértékű tisztításáról;
- korszerű módszerek alkalmazásával minimálisra csökkentjük a mezőgazdaság vízszennyező hatását;
- gondoskodunk a feladatok végrehajtásához nélkülözhetetlen szakember- és kutatógárda kiképzéséről.

Fentieken túlmenően szükséges még a társadalmi tudat módszeres formálása. Csak ilyen módon térhetünk át a környezetgazdálkodás részét képező vízminőségvédelem jelenlegi extenzív szakaszáról a megelőző jellegű intenzív szabályozásra.

IRODALOM

- Benedek P., Hock B., Kádár L., Puskás M. és Rimorcz P., 1973: Vízminőségi értékelés a tervezett budapesti szennyvíztisztító telepek üzemi határfokának megállapításához. Vízügyi Közlemények No. 1, 167 – 191.*
- Danecker, E., 1981: Gewässerstau-Gewässergüte. In: Wasserwirtschaft No. 5, Gorzó Gy., 1987: A Balaton és a heterocisztás cianobaktériumok. MHT, VII. Országos Vándorgyűlés, II. Vízkészletvédelem, 375 – 386, Salgótarján.*
- Gulyás P., 1984, 1987: A hőszennyezés komplex hatásainak meghatározása. VITUKI, 7612/3/18.*
- Hock B. 1983a: Vízminőségváltozási-tendenciák vizsgálata. Vízügyi Közlemények, No. 1. 96 – 109.*
- Hock B., 1983b: Vízminőségváltozások a vízhozam és a vízhőmérséklet figyelembevételével szabad áramlású vízfolyásokon. Kandidátusi értekezés.*
- Hock B., 1985: Gabcsikovo-Nagygyarosi Vízlepcsőrendszer vízminőségi hatásainak vizsgálata. VITUKI, 7623/3/142.*
- Hock B., 1986a: Vízminőségváltozási tendenciák vizsgálata vízfolyásainkon. VITUKI, 7622/3/21.*
- Hock B., 1986b: Budapest vízellátásának és szennyvíztisztításának kapcsolata. VITUKI, 7611/316.*
- Hock B., 1987a: A vízfolyások vízminőségvédelme. MHT, VII. Országos Vándorgyűlés, II. Vízkészletvédelem 9 – 24, Salgótarján.*
- Hock B., 1987b: A felszíni vizek nitrátosodásának prognózisa. VITUKI, 7611/3/504.*

- Hock B. és Schneider J., 1986: Vízfolyások vízminőség-vizsgálati eredményeinek tárolása és feldolgozása. *Vízügyi Közlemények* No. 2. 261 – 268.
- Istvánovics V. és Herodek S., 1987: Az üledék szerepe a Balaton eutrofizálódásában. *MHT VII. Országos Vándorgyűlés, II. Vízkészletvédelem*. 407 – 416, Salgótarján.
- KSH, 1921 – 1986: *Statisztikai Évkönyvek*. KSH, Budapest.
- László F., 1983: *Partiszűrős vízkészletek állapotvédelme és fejlesztése*. VITUKI, 7611 – 4/3/29.
- László F. és Homonnayné Zs., 1986: Study of effects determining the quality of bank-filtered well water. *LAHS, Conjuntive Water Use No. 156*. 181 – 188.
- Lesenyi J., 1957: Magyarország vízkészlete II., Vízfolyásaink minőségi számbavétele. VITUKI.
- Némédi L., Hegedűs J.-né és Pietraskó G., 1980: A természetes hígulás szerepe a fővárosi Duna-szakasz terhelhetősége szempontjából. *Hidrológiai Közöny* No. 3. 106 – 112.
- OMFB, 1988: *A vízgazdálkodás és a környezet egymásra hatása*. 9 – 8603 – Et.
- OVH, 1984: *Országos vízgazdálkodási keretterv*. VIZDOK, Budapest.
- OVH, 1986: *A vízgazdálkodás 40 éve számokban*. VIZDOK, Budapest.
- OVH, 1987: *A települések vízellátásának és csatornázásának hosszútávú fejlesztési koncepciója*. VIZDOK, Budapest.
- Somlyódy L., 1987: Tavak és tározók vízminőség-szabályozása. *MHT, VII. Országos Vándorgyűlés, II. Vízkészletgazdálkodás* 329 – 357, Salgótarján.
- Somlyódy L. és Hock B., 1985: Vízkincsünk mennyisége és minősége. *Vízügyi Közlemények* No. 1. 158 – 166.
- Szabó S., Benedek P., Kiss J. és Major V., 1981: A szennyvíztisztítás költségeinek elemzése. I – III. *Magyar Vízgazdálkodás* No. 4. 28 – 30., No. 5. 28 – 29., No. 6. 30 – 31.
-

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 92. évf. 2–3. szám. 1988. március – június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 92. No. 2–3 Mar–Jun 1988 Budapest

A szelén körforgalma és környezeti jelentősége

GONDI FERENC

MTA Geokémiai Kutatólaboratóriuma
1112 Budapest, Budaörsi út 45.

A szelén (Se) az élővilág számára fontos, ún. bioesszenciális nyomelem. Ennek felismerése óta (*Schwarz és Foltz, 1957*) többen igazolták élettani szerepét állatokban, majd emberben egyaránt. A szelén természetes eloszlása a környezetben erősen változó. Koncentrációját, migrációját és felhalmozódását nagyrészt geokémiai tényezők irányítják. E folyamatok jobb megismerése érdekében a dolgozat áttekinti a szelén körforgalmának fő szakaszait, különös tekintettel a talaj Se-háztartására. Az irodalmi adatok értékeléséből levonható általános következtetéseket néhány hazai talajszelvény Se adataival veti össze.

*

The cycling of selenium and its environmental importance. The role of selenium (Se) as a nutritionally important or bioessential trace element was discovered by *Schwarz and Foltz (1957)*. Since that it has proved essential for several animal species and human beings, too. The natural occurrence of selenium shows considerable differences in the environment, and the concentration, migration and accumulation is mainly governed by geochemical processes. For the better understanding of these processes the main stages of the cycling of Se, especially its behaviour in the soil are discussed. The general conclusions reached from the literature are compared to some Hungarian soil profiles.

*

Bevezetés

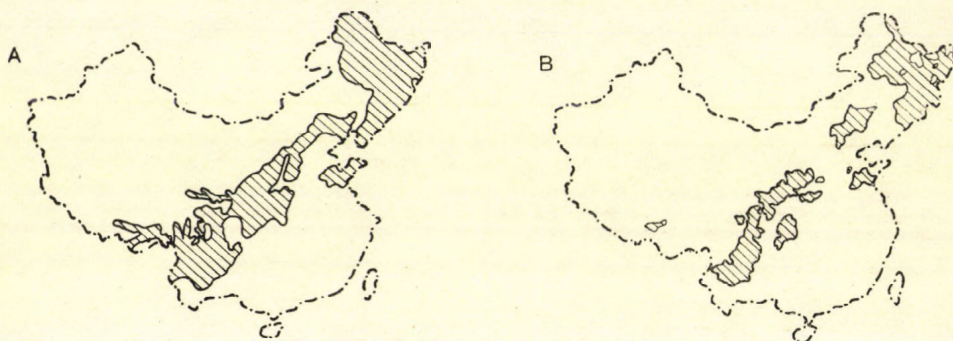
A szervetlen és a szerves világ sokrétű összefonódásának és egymásra hatásának vizsgálatában nem kis szerepet játszik a geokémiai környezetben jelenlevő nyomelemek kutatása. Ezeknek egy csoportját *bioesszenciális nyomelemeknek* nevezik. Közösen jellemző rájuk, hogy az élő szervezetek számára szinte még a vitaminoknál is fontosabbak, mivel – a vitaminokkal szemben – nem szintetizálódnak az élő szervezetekben, jelenlétük meglehetősen szűk koncentrációtartományban optimális, egyedüli forrásuk pedig a földkéreg. E csoport tagjai a következők: Cr, Mo, Mn, Fe, Co, Cu, Zn, Se, F, I, továbbá egyes szerzők szerint ide tartozik még a V, Ni, Si, Sn (*Anderson, 1977*). A nyomelem kifejezés azt jelenti, hogy az élő szervezetek napi igénye néhány mg, vagy még kevesebb.

A szelén szerepe és jelentősége

A geokémiai környezetnek az egészségre gyakorolt közvetlen hatását példázza a jód és a fluor közismert szerepe. Az elmúlt egy-két évtizedben nagymértékben megnőtt a tudományos érdeklődés a szelén esetleges esszenciális szerepe iránt.

Mielőtt a szelén környezeti körforgását áttekintenénk, érdemes felidézni e nagyfokú érdeklődés kiváltó okait.

A szelént 1817-es felfedezése után sokáig kizárólag toxikus elemnek tartották. Az első Se-toxikózisra utaló leírást Marco Polo hagyta ránk, aki 1295-ös utazása során feljegyezte, hogy a belső-ázsiai medencékben csak az ott élő teherhordó állatokat lehet használni. A magával hozott állatok ugyanis olyan növényeket is legeltek, amelyeket a bennszülött állatok elkerültek. Később a magával hozott állatok közül soknak lehullott a körme és kimúlt. Ez lehet az első leírása a szeléndús környezetben tenyésztő szelén-akkumulátor növények által kiváltott mérgezésnek. Hasonló jelenségek fordultak elő e század elején az Egyesült Államok kö-



I. ábra: Az alacsony Se-tartalmú gabonák ($< 0,025 \text{ ppm}$) területi elterjedése (A) és a Keshan-kór elterjedése Kínában (B) (Xu és Jiang, 1985)

zépnyugati területein, és Írországban egyaránt (Trelease és Beath, 1949; Galston, 1964). A betegség az *alkali-disease* nevet kapta, mivel főleg alkalikus talajú területeken fordult elő.

A szelén megítélése az 50-es években kezdett megváltozni. Ekkor jelent meg az a közlemény, amelyben leírták, hogy bizonyos állatbetegségeket sikerrel kezelték szelénnel (Schwarz és Foltz, 1957). Ezt követően egyre nagyobb számban végeztek kísérleteket a szelén élettani hatásának vizsgálata céljából. Ezek során beigazolódott az a feltevés, hogy a szervezet szelénhiánya következtében kóros elváltozások léphetnek fel, különösen akkor, ha E-vitamin hiánnyal együtt jelentkezik. A szelénhiány okozza a juhok, szarvasmarhák és sertések között a vázizomzat és szívizomzat elsorvadását, illetve elhalását. Ez az állatorvosi irodalomban a fehérhús-betegség, melynek leküzdése nagyon jelentős gazdasági érdek. A szelénhiány okozhat egyes állatfajokban máj- és veseszövet károsodásokat, bizonyos reprodukciós problémákat és még számos egyéb elváltozást. E felismerések eredményeképpen az állategészségügyben általánossá vált a szeléntartalmú készítmények alkalmazása.

Az elért eredményekkel egyidőben a szelén hatásmechanizmusát is vizsgálták, annak kiderítése érdekében, hogy miképpen lehetséges ez a sokrétű, több betegségtípusra kiterjedő hatás. Kimutatták, hogy a szelén aktív alkotórésze a *glutation-peroxidáz* (GSH – Px) nevű enzimnek, amely az erősen toxikus, sejtmembrán-károsító hatású peroxidok, szabad gyökök semlegesítését végzi a szervezetben (Rotruck et al., 1973). Más szóval a GSH – Px enzim az úgynevezett oxidatív stresszhatások ellensúlyozására szolgáló antioxidáns anyag. Szelénhiányos környezetben a természetes Se-bevitel nem biztosít kellő GSH – Px aktivitást,

így a fellépő oxidatív károsodások többféle, tünetileg eltérő betegséget okozhatnak.

E felismerés arra a feltételezésre vezetett, hogy a szelénhiány az emberi szervezetre is káros lehet. A Keshan-kórt először 1937-ben írták le Kínában. Előfordulása földrajzilag jól körülírható, azaz típusosan endémikus betegség, jelleget tekintve pedig főleg gyermekekben előforduló szívizom-megbetegedés, amely gyakran halálos kimenetelű. Endémikus volta miatt feltételezték, hogy az oka – legalábbis részben – a geokémiai környezetben keresendő. Mivel területi előfordulása sok esetben egybeesést mutatott az alacsony Se-tartalmú talajokkal és növényzettel, feltételezhető volt, hogy a két jelenség kapcsolatban van egy-

1. TÁBLÁZAT

*Az emberi szervezet napi szükséges Se bevitele
US NAS/NRC, 1980)*

Csoport	Életkor(év)	Napi Se bevitel (µg)
Csecsemők	0 – 0,5	10 – 40
	0,5 – 1	20 – 60
Gyermekek	1 – 3	20 – 80
	3 – 6	30 – 120
	7 +	50 – 200
Felnőttek		50 – 200

mással (*Keshan Disease Research Group, 1979 a, b*) (1. ábra). Kínai kutatók az 1976 – 1980-as időszakban nagyarányú kísérletet folytattak e kapcsolat tisztázása érdekében. Ennek során mintegy tízezer gyermeket kezeltek szelénrel, az életkortól függően heti 0,5 – 1,0 mg nátrium-szelenit formában, míg kb. ugyanennyien placebo kaptak. A kísérlet végén a kezelt csoportban 17 megbetegedést észleltek és egy halálesetet, míg a placebo csoportban 106 esetben alakult ki a betegség, amelyből 53 halálos kimenetelű volt (*Chen et al., 1980*). A további vizs-

2. TÁBLÁZAT

*A szelén átlagos mennyisége különböző képződményekben és környezeti anyagokban
(Levinson, 1974; Tannerés Friedman, 1977)*

Anyagok	Se (ppm)	Anyagok	Se (ppm)
Földkéreg	0,05	Se-hiányos talaj	<0,05
Bazalt	0,05	Füvek	0,26
Gránit	0,05	Se-akkumulátor növények	100 – 10 000
Homokkő	0,05	Gabonák	0,17
Mészkö	0,08	Burgonya	<0,02
Agyagpala	0,6	Zöldségek és gyümölcsök	0,016
Szén	3	Tejtermékek	0,02
Foszfát-közetek	20	Hús, hal, baromfi	0,17
Édesvíz	0,0001 – 0,4		
Tengervíz	0,0002		
Talaj	0,1 – 2		

gálatok statisztikus értékelése alapján az érintett területen a kezelt lakosságban 1000 főre számítva 0,27 volt a megbetegedések száma, míg a kezeletlen csoportban ez az arány 1,55 volt (Yang et al., 1984.)

Több kutató a szelén daganatos megbetegedések elleni hatékonyságáról számol be. Állatkísérletek során bizonyították a rák egyes típusainak kialakulása elleni hatását (Clayton és Baumann, 1949; Shamberger és Rudolph, 1966; Ip, 1985; Overvad et al., 1985). Megfigyelték egyes humán daganatos megbetegedések és a vér szelénszintje közötti negatív korrelációt (Schrauzer et al., 1977), és hasonló jelenségeket tapasztaltak néhány idegrendszeri eredetű betegségnél is (Battenkór, Down-kór, Kashin – Beck-kór) (Jensen és Clausen, 1982; Nève et al., 1983; Westermarck, 1984).

A világ számos országában végeztek kiterjedt környezetgeokémiai kutatásokat, a környezet Se-státuszának megállapítása céljából. Meghatározták, hogy mely értékek tekinthetők átlagosnak és elfogadhatónak talajban, vízben, élelmiszerekben, és mennyi az emberi szervezet ajánlott napi Se-adagja (1. és 2. táblázat). Számos országban nagy területekre kiterjedő szelénhiányt észleltek, itt különböző módon igyekeznek pótolni a hiányt: közvetlenül tabletták formájában, Se-műtrágyázással, magas Se-tartalmú kenyérgabona importjával stb. Ezek a tények magyarázzák a szelénnek a kőzet-víz-talaj-élővilág rendszerben való viselkedését feltáró kutatások iránti megnövekedett érdeklődést.

A szelén körforgalma a természetben

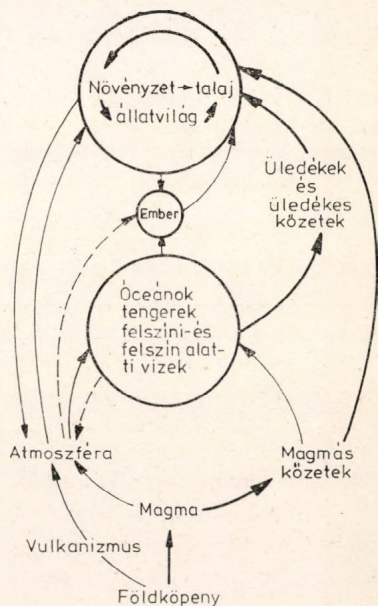
A szelén a földkéreg elemeinek gyakorisági sorában a 68. helyet foglalja el. Körforgalmának fő pontjait a 2. ábra mutatja be, amelynek legfontosabb szakaszai kerülnek áttekintésre.

A szelén geokémiájáról számos dolgozat született (Sindeeva, 1959; Rosenfeld és Beath, 1964; Lakin és Davidson, 1967; Cooper et al., 1974). A magmás geofázisokban a kénnel együtt, a kén mellett elrejtve fordul elő. Ennek magyarázata a két elem szerkezeti rokonságában és ionsugaraik nagy hasonlóságában keresendő. A szulfid-ásványokban gyakorlatilag mindig meg lehet találni, és ezeknek analógiájára számos szelénásvány ismeretes. Ipari méretű előállítás a szulfidércsek kohósításánál keletkező melléktermékekből történik. Magmás kőzetekben átlagosan 0,05 ppm körüli mennyiségben van jelen. A vulkáni exhalációkban a kén mellett elemi szelén, szelénhidrogén és szeléndioxid jut át atmoszférába (Lakin, 1972). A mállási folyamatok során, oxidatív viszonyok között a szelén és a kén általában elkülönülnek egymástól, mivel a kén könnyebben oxidálódik és szulfát ion formájában sokkal mobilisabb. A szelén nehezebben oxidálódik, kevésbé mobilis, könnyen megkötődik a talajok vasoxid-hidroxid ásványain. Az üledékes kőzetek közül a karbonátok és homokkövek általában nem dúsítják a szelént, bár a homokkő típusú uránérc-telepeknél a Se indikátor elem. Ezzel szemben az agyaggalák, különösen a tengeri eredetű, szerves anyagban gazdag feketepalák jóval nagyobb mennyiségben tartalmazzák (2. táblázat). A biológiai működés általában szeléndúsítással jár, így a szelén Se-tartalma a földkéreg átlagának 10–100-szorosa. A kőolaj átlagos Se-tartalma elmarad a szelénétől.

Természetes körülmények között a víz szeléntartalma néhány tized és 2–3 $\mu\text{g/liter}$ koncentráció között változik (Ermakov és Kovalskij, 1974; US NAS/NCR, 1976). Az eddig közölt legnagyobb természetes koncentráció vizekben 9000 $\mu\text{g/liter}$, a többi adat 500 $\mu\text{g/liter}$ alatti érték volt. A magas szeléntartalmú vizekre (10–200 $\mu\text{g/liter}$) jellemző a fokhagyma szag és a csipős-fanyar íz

(Pletnikova, 1970). A felszíni vizek és a tengervíz általában jóval kisebb Se-tartalmú, mint a felszín alatti vizek.

Az atmoszféra szelén-háztartását viszonylag nem régen kezdték tanulmányozni. A szelén a légkörben mindig jelenlevő elem, főleg a finom aeroszolban dúsul, és a szilárd részecske-, valamint a gáz-fázisban egyaránt előfordul.



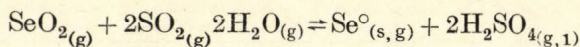
2. ábra: A szelén vázlatos körforgalma a természetben
(US NAS/NRC, 1976)

A légkörbe jutó szelén fő forrásai a következők:

- vulkáni emisszió
- szárazföldi és tengeri biológiai működés
- szél szállította talajrészecskék
- tengervíz spray
- antropogén hatás
 - bányászat
 - ércfeldolgozás – kohósítás
 - fosszilis energiahordozók elégetése

A különböző forrásokból származó Se részarányait rendkívül nehéz meghatározni (US NAS/NRC, 1976). A sarkvidékeken, az Atlanti-óceánon és más, lakott területtől távoli mérési pontok adataiból kiindulva az atmoszféra természetes szeléntartalma $< 0,04 \text{ ng/m}^3$, kivéve az aktív vulkáni területeket (Zoller et al., 1974; Duce et al., 1975; Dams és De Jonge, 1976). Hashimoto és Winchester (1967) $0,3 - 1,6 \text{ ng/m}^3$ koncentrációt mért városi levegőben, míg Pillay et al. (1971) $3,6 - 9,7 \text{ ng/m}^3$ értéket közöltek. Zoller és Reamer (1976) szerint városi környezetben a $0,1 - 10 \text{ ng/m}^3$ érték a jellemző, amely a szelént feldolgozó ipari üzemek közelében jelentősen megemelkedhet, az üzemépületeken belül pedig elérheti a mg/m^3 nagyságrendet. Az atmoszféra a környezeti Se-háztartás egyik legfontosabb közege, mivel sok folyamat eredményez légköri Se kibocsátást, azaz sok esetben megcsapoló szerepe van, míg más esetben a légkörből való kiüle-

pedés növelheti meg jelentős mértékben egy adott régió felszíni képződményeinek Se-tartalmát. A biogén szelénemissziók általában elemi szelént és szeléndioxidot tartalmaznak. Az aeroszolokban a szelén kémiai formája a pH és a szulfát-koncentráció függvénye. A légköri szelén kémiai formájának alakulását döntően a

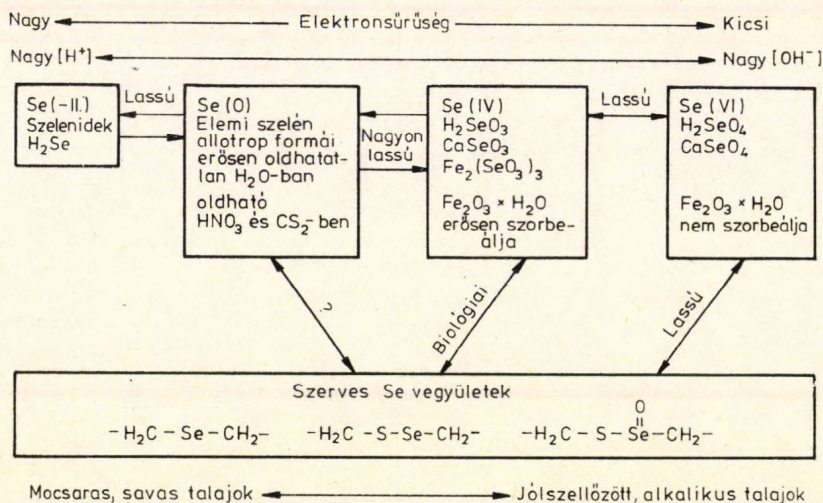


egyensúlyi folyamat jellemzi (Ross, 1984).

Az élővilág számára a szelén döntő forrása a talaj. A talajban levő szelén mennyisége és kémiai formája határozza meg elsősorban, hogy egy adott környezeti egységben az élővilágba mennyi, és milyen formájú szelén jut. A talajok mikroelemtartalmát a következő tényezők befolyásolják:

- anyakőzet
- talajképző tényezők (szél, víz, jég eróziója, csapadék kilúgozó hatása)
- éghajlat
- agyagásvány- és szervesanyagtartalom
- növénytakaró
- vulkáni működés
- atmoszférikus transzport és kiülepedés
- mikrobális aktivitás
- ipari emisszió
- mezőgazdasági kemikáliák

A talaj szeléntartalmán belül a vertikális eloszlás és a kémiai forma döntően befolyásolja a szelén további útját a növény- és állatvilág felé. A vertikális eloszlásról a talajprofil-elemzések nyújtanak információt. Több száz talajprofil vizsgálata után arra a következtetésre jutottak, hogy az eloszlást két fő tényező befolyásolja. Az egyik a szervesanyag tartalom, amely zömmel az A szintben dúsítja a szelént, a másik pedig a talaj vasoxid-hidroxid tartalma, amely a B szintű dúsuláshoz vezet. Egyes gyengén fejlett talajoknál, amelyeket A-C típusúknak is neveznek, a szeléntartalom az anyakőzet eredeti szeléntartalmával adott



3. ábra: A talaj-Se kémiai formáinak és átalakulásainak vázlatja (Allaway, 1968)

jó korrelációt (Levesque, 1974). A talaj szeléntartalmának kémiai formája meghatározó jelenségű a növényzet Se-felvételében. A felvételt vagy elérhetőséget számos egyéb tényező is alakítja, így a pH, redoxpotenciál, nedvességtartalom, éghajlat, és a növényzet fajtája, életkora, ökológiai viszonyai. A szelén talajbéli kémiai formáinak alakulását vázlatosan a 3. ábra mutatja be. A szerves Se-vegyületek az elpusztult növényi anyagokból származnak. A szerves Se szelenid, elemi szelén, szelenit (SeO_3^{2-}) és szelenát (SeO_4^{2-}) formában jelenik meg. E két utóbbi gyakran stabil sókat képez (ferri-szelenit, kalcium-szelenát stb.). Humid

3. TÁBLÁZAT

Négy hazai talajszelvény összes szeléntartalma (ppm)

Talajszelvény	Szintek		
	A	B	C
Fülöpháza	0,040	0,036	0,026
Nyírlugos	0,072	0,045	0,025
Bugac	0,046	0,027	0,032
Abádszalók	0,260	0,260	0,080

éghajlaton elsősorban a szelenit, míg szemiárid, alkalikus területeken a jóval mobilisabb szelenát a domináló forma. Peterson et al. (1981) Dél-Dakotában a magas Se-tartalmú, alkalikus talajokban a szelenát formát találták uralkodónak, míg az írországi alacsony pH-jú szeléndús talajokban zömmel szelenitet találtak. A mobilisabb szelenát ion okozta az Egyesült Államokban a háziállatok szelén mérgezését, amelyet nagyon találóan alkáli-kórnek neveztek el. A kevésbé mobilis, könnyen szorbeálódó szelenit ion okozta az írországi mérgezéseket, és a kémiai formák eltérése lehet az oka annak, hogy bár az ír talajokban gyakran jóval nagyobb a Se-tartalom, mégsem jelentkeztek olyan heves mérgezések, mint az Egyesült Államokban. A szelén környezeti eloszlására, migrációjára és ezek törvényszerűségeinek feltárására irányuló vizsgálatok világszerte kiterjedten folynak. A kutatások egyrészt a szelén regionális geokémiai térképezését célozzák, másrészt a kémiai formák alakulását, az adszorpció és migráció jellegét tárják fel. Ennek megfelelően a módszerek eltérőek lehetnek. Leggyakrabban talaj, talajprofil és pataküledék minták kerülnek vizsgálatra. Analitikai eljárásként rendszerint az atomabszorpciós, a plazmaemissziós, a neutron aktivációs és a fluorimetriás módszereket alkalmazzák.

A kutatások indítékai gyakran az állattenyésztésben jelentkező megbetegedések voltak. Így került sor Anglia és Wales regionális Se-térképezésére 1978-ban. Magyarországon gyakran jelentkeznek szelénhiányos tünetek az állatállományokban. A Phylaxia Vállalat 16 000 liter szelénkészítményt forgalmaz évente, és ezt a mennyiséget az ország különböző vidékein eltérő mértékben használják fel. Az adatok ismeretében felvetődik a kérdés, vajon a geokémiai környezetnek nincs-e szerepe a jelentkező hiányban. A 3. táblázat négy hazai talajszelvény Se-tartalmát mutatja be. A mérések ICP-hidrid technikával készültek. Az értékekből kitűnik a talaj. A szintjének akkumuláló szerepe, valamint az, hogy ezek az értékek, egy szelvény kivételével, egy nagyságrenddel elmaradnak a talajok 2. táblázatban közölt átlagos Se-tartalmától, és a szelénhiányos talajok közé tartoznak. A hazai kutatások jelen fázisában célszerűnek látszik a különböző talajképző közettípusok és az eltérő anyagforgalmi- és genetikai típusú talajok összes

szeléntartalmának meghatározása, az agyagásványok fajtáinak és mennyiségének, valamint a szervesanyag tartalomnak és a szelén kémiai formáinak figyelembevételével.

A nemzetközi tapasztalatok, valamint az ismertetett hazai jelenségek alapján arra lehet következtetni, hogy hasonló kutatások hazánkban is figyelemre-méltó eredményeket hozhatnak.

IRODALOM

- Allaway, W. H., 1968: The cycling of selenium in soils, plants and animals. *Trace Substances in Environmental Health*, XII. University of Missouri Press.
- Anderson, C. E., 1977: In *Nutritional Support of Medical Practice* (Eds.: Scheider, H. A., Anderson, C. E., Covrsin, D. B.), Harper and Row, Hagerstown, Maryland, 57–72.
- Chen, X., Yang, G., Chen, J., Chen, X., Wen, Z. and Ge, K., 1980: Studies on the relations of selenium and Keshan Disease. *Biol. Trace Elem. Res.* 2, 91–107.
- Clayton, C. C. and Baumann, C. A., 1949: Diet and azo dye tumors: effect of diet during a period when the dye is not fed. *Cancer Res.* 9, 575–582.
- Cooper, W. C., Bennett, K. G. and Croxton, F. C., 1974: In *Selenium* (Eds.: Zingaro, R. A., Cooper, W. C.), Van Nostrand Reinhold Co., New York, 1–31.
- Dams, R. and De Jonge, J., 1976: Chemical composition of Swiss aerosols from the Jungfrauoch. *Atmos. Environ.* 10, 1079–1084.
- Duce, R. A., Hoffman, G. L. and Zoller, W. H., 1975: Atmospheric trace metals at remote northern and southern hemisphere sites: pollution or natural? *Science* 187, 59–61.
- Ermakov, V. V. and Kovalskij, V. V., 1974: *The biological importance of selenium* (in Russian). Nauka Publishing House, Moscow.
- Galston, A. W., 1964: The blind staggers. *Natural History* 83, 72–74.
- Hashimoto, Y. and Winchester, J. W., 1967: Selenium in the atmosphere. *Environ. Sci. Technol.* 1, 338–340.
- Ip, C., 1985: Attenuation of the anticarcinogenic action of selenium by vitamin E deficiency. *Cancer Lett.* 25, 325–331.
- Jensen, G. E. and Clausen, J., 1982: Glutathione peroxidase activity in leucocytes, erythrocytes and serum from juvenile form of neuronal ceroid lipofuscinosis. In *Ceroid-Lipofuscinosis (Batten's Disease)* (Eds.: Armstrong, D., Koppang, N., Rider, J. A.), Elsevier Biomedical Press, Amsterdam, 301–311.
- Keshan Disease Research Group, 1979a: Observations on effect of selenite in prevention of Keshan Disease. *Chinese med. I.* 92, 471–476.
- Keshan Disease Research Group, 1979b: Epidemiologic studies on the etiologic relationship of selenium and keshan disease. *Chinese med. I.* 92, 477–482.
- Lakin, H. W., 1972: Selenium accumulation in soils and its absorption by plants and animals. *Geol. Soc. America Bull.* 83[1], 181–190.
- Lakin, H. W. and Davidson, D. F., 1967: The relation of the geochemistry of selenium to its occurrence in soils. In *Selenium in biomedicine* (Eds.: Muth, O. H., Oldfield, J. E., Weswig, P. H.), The AVI Publishing Co. Inc., Westport, Connecticut, 27–56.
- Levesque, M., 1974: Selenium distribution in Canadian soil profiles. *Can. J. Soil Sci.* 54, 63–68.
- Levinson, A. A., 1974: *Introduction to Exploration Geochemistry*. Applied Publishing Ltd., Calgary.
- Néve, J., Sinet, P. M., Molle, L. and Nicole, A., 1983: Selenium, zinc and copper in Down's syndrome (trisomy 21): blood levels and relations with glutathione peroxidase and superoxide dismutase. *Clínica Chimica Acta* 133, 209–214.
- Overvad, K., Thorling, E. B., Bjerring, P. and Ebbesen, P., 1985: Selenium inhibits UV-Light-induced skin carcinogenesis in hairless mice. *Cancer Lett.* 27, 163–170.
- Peterson, P. J., Benson, L. M. and Zieve, R., 1981: In *Effect of trace metals on plant function* (Ed.: Lepp, N. W.), Applied Science Publ., London, 279–342.
- Pillay, K. K. S., Thomas, C. C. and Sondel, J. A., 1971: Activation analysis of airborne selenium as a possible indicator of atmospheric sulfur pollutants. *Environ. Sci. Technol.* 5, 74–77.
- Pletnikova, I. P., 1970: Biological effect and safe concentration of selenium in drinking-water. *Hyg. Sanit.* 35, 176–181.
- Rosenfeld, I. and Beath, O. A., 1964: *Selenium geobotany, biochemistry, toxicity and nutrition*. Academic Press, New York.
- Ross, H. B., 1984: *Atmospheric Selenium*. Report. University of Stockholm.

- Rotruck, J. T., Pope, A. I., Ganther, H. E., Swanson, A. B., Hafeman, D. G. and Hoekstra, W. G., 1973: Selenium: biochemical role as a component of glutathione peroxidase. *Science* 179, 588-590.
- Schrauzer, G. N., White, D. A. and Schneider, J., 1977: Cancer mortality correlation studies. III. Statistical associations with dietary selenium intakes. *Bioinorg. Chem.* 7, 23-34.
- Schwarz, K. and Foltz, C. M., 1957: Selenium as an integral part of Factor 3 against dietary necrotic liver degeneration. *J. Am. Chem. Soc.* 79, 3292-3293.
- Shamberger, R. J. and Rudolph, G., 1966: Protection against carcinogenesis by antioxidants. *Experientia* 22, 116.
- Sindeeva, N. D., 1959: *Mineralogy, occurrence and main characteristics of the geochemistry of selenium and tellurium* (in Russian). Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, Moscow.
- Tanner, J. T. and Friedman, M. H., 1977: Neutron-activation analysis for trace elements in foods. *J. Radioanal. Chem.* 37, 529-538.
- Trelease, S. F. and Beath, O. A., 1949: *Selenium*. Champlain Printers, Burlington, VT.
- US NAS/NRC, 1976: *Selenium*. Washington DC, National Academy of Science, National Research Council, Assembly of Life Sciences, Medical and Biological Effects of Environmental Pollutants.
- US NAS/NRC, 1980: *Recommended dietary allowances*. Washington DC, National Academy of Science, National Research Council, Food and Nutrition Board, Committee on Dietary Allowances.
- Westermarck, T., 1984: Consequences of low selenium intake for man. In *Trace Element Analytical Chemistry in Medicine and Biology* (Eds.: Schramel, P., Brätter, P.) W. de Gruyter, Berlin, 49-70.
- Xu, G. and Jiang, Y., 1985: Selenium and the prevalence of Keshan and Kashin-Beck diseases in China. In *Proceedings of the first International Symposium on Geochemistry and Health* (Ed.: Thornton, I.) Science Reviews Ltd., Northwood.
- Yang, G., Chen, J., Wen, Z., Ge, K., Zhv, L., Chen, X. and Chen, X., 1984: The role of selenium in Keshan disease. In *Advances in nutritional research* (Ed.: Draper, H. H.) Plenum Press, New York.
- Zoller, W. H., Gladney, E. S. and Duce, R. A., 1974: Atmospheric concentrations and sources of trace metals at the South Pole. *Science* 183, 198-200.
- Zoller, W. H. and Reamer, D. C., 1976: Selenium in the atmosphere. In *Proceedings of the Symposium on Selenium-Tellurium in the Environment*, Pittsburgh, Pennsylvania.
-

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 92. évf. 2–3. szám. 1988. március–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 92. No. 2–3 Mar–Jun 1988 Budapest

Az ólom és a kadmium léghőri ülepedése Magyarországon

MÉSZÁROS ÁGNES és HASZPRA LÁSZLÓ

Központi Léghőfizikai Intézet
H–1675 Budapest, Pf. 39.

ANDREW J. FRIEDLAND

Environmental Studies Program, Dartmouth College,
Hanover, NH 03755, U. S. A.

LÁSZTITY ALEXANDRA és HORVÁTH ZSUZSA

ELTE Szervetlen és Analitikai Kémiai Tanszék,
H–1083 Budapest, Múzeum krt. 6–8.

Az ország középső részén levő K-pusztai háttérállomáson a csapadékvíz ólom és kadmium koncentrációját 1983 óta mérjük. Hasonló megfigyeléseket a levegőben 1981 óta végzünk. Az irodalomból vett száraz ülepedési sebességek felhasználásával megbeesültük a teljes (száraz + nedves) ülepedést, amely ólom esetében $9,93 \text{ mg/m}^2/\text{év}$ -nek, míg kadmium esetében $0,72 \text{ mg/m}^2/\text{év}$ -nek adódott. Annak ellenére, hogy mindkét elem ülepedése a téli évszakban maximális, a havi értékek nem korrelálnak egymással. 1986 szeptemberében az állomás közelében levő fenyőerdő talajából, a homoktalajt borító szerves talajrétegből is mintát vettünk, amelyben a vizsgált elemek felhalmozódnak. A minták ólom és kadmium tartalmából valamint a felhalmozódás idejéből az 1968–1986-os időszakra az átlagos ólom és kadmium ülepedés $5,0 \text{ mg/m}^2/\text{év}$ -nek, illetve $0,13 \text{ mg/m}^2/\text{év}$ -nek adódott. A két módszer eredménye közötti eltérést az évenkénti ülepedésnek a vizsgált időszak alatt bekövetkezett jelentős változása vagy a módszerek pontatlansága okozhatja.

*

Lead and cadmium deposition in Hungary. The concentration of Pb and Cd in air and in precipitation was measured in Central Hungary as part of an air pollution monitoring program. Lead and cadmium were measured in wet-only deposition samples from 1983 to 1986 and in aerosol samples from 1981 to 1986. Deposition velocities were obtained from experimental values published in the literature and total Pb and Cd deposition rates (wet + dry) were estimated at $9.93 \text{ mg/m}^2/\text{yr}$ and $0.72 \text{ mg/m}^2/\text{yr}$, respectively. During individual years, Pb and Cd deposition patterns were not correlated with each other but both were varied and appeared to reach a maximum in the winter months. In 1986, forest floor (the organic horizon of soil overlying the mineral soil) was collected from a pine forest adjacent to the precipitation monitoring site. From the total Pb and Cd content of the forest floor, and the number of years of accumulation of soil, average Pb and Cd accumulation rates were estimated at $5.0 \text{ mg/m}^2/\text{yr}$ and $0.13 \text{ mg/m}^2/\text{yr}$, respectively, over the last eighteen years. The difference between the two estimates could represent changes in annual deposition over time or imprecision in the methods.

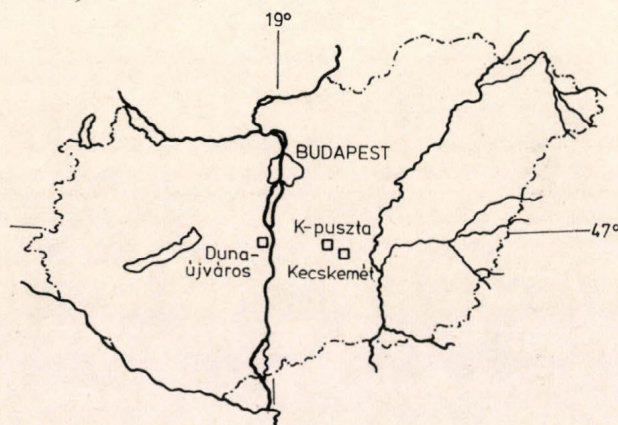
*

Bevezetés

A levegő és a talaj magas ólom és kadmium koncentrációja kimutathatóan káros hatással van a bioszférára, az emberi egészségre. Ezért ezeknek a fémeknek a koncentrációját a világ számos részén figyelemmel kísérik, mind városi, mind pedig a szennyező forrásoktól távoli, ún. vidéki vagy háttér területeken. 1981-ben Magyarországon is megindult egy megfigyelési program a Központi Légekörfizikai Intézet k-pusztai háttérállomásán azzal a céllal, hogy meghatározzuk a levegő és a csapadékvíz ólom és kadmium koncentrációját, illetve a légkörből a talajra kerülő ólom és kadmium mennyiséget.

1. Módszerek

A k-pusztai állomás ($46^{\circ}58'N$, $19^{\circ}33'E$) az Alföldön, Budapesttől körülbelül 75 km-re délkeletre található. A legközelebbi nagyobb város Kecskemét (kb. 100 000 lakos) mintegy 15 km-re északnyugatra, míg a legközelebbi nagyobb ipari szennyezőforrás, a dunaújvárosi vasmű, körülbelül 40 km-re nyugatra helyezkedik el (1. ábra).



1. ábra: A k-pusztai regionális háttérállomás elhelyezkedése

A légköri aeroszol részecskék ólom és kadmium tartalmának mérését 1981 júniusában kezdtük. Az aeroszol mintákat kétnaponként 24 órás mintavétellel gyűjtöttük, kezdetben Sartorius üvegszál szűrőn, később Whatman 41 papír szűrőn (Mészáros és Horváth, 1983). A mintegy 6 cm^2 expozíciós területű szűrőket a talaj felett 1,5 méterrel helyeztük el, és átlagosan 20 m^3 levegőt szívtunk át rajtuk.

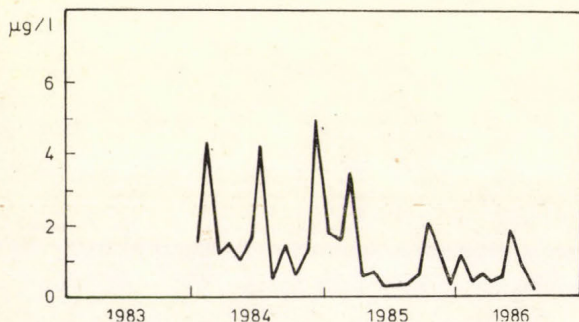
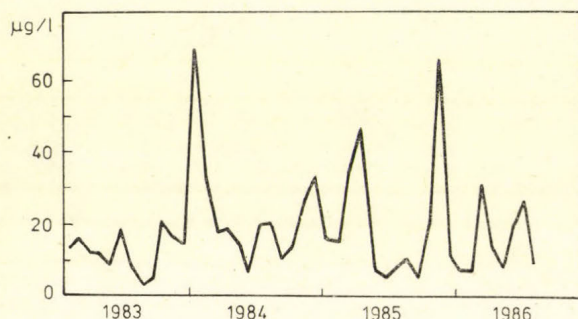
A havi csapadékminták ólom tartalmának mérése 1983 januárjában, kadmium tartalmának mérése pedig egy évvel később, 1984 januárjában kezdődött. A mintavételhez automatikus, csak a csapadékhullás ideje alatt nyitva levő csapadékgyűjtőket használtunk. Az aeroszol és csapadékminták ólom és kadmium tartalmának meghatározására grafitkemencés atomabszorpciós spektrometriát használtunk (Mészáros és Horváth, 1983).

1986 szeptemberében az aeroszol és csapadék-mintavételi helytől mintegy 25 méterre öt mintát vettünk a fiatal fenyőerdő talajából, a szerves talajrétegből. Ez az erdő, amelyet 1968-ban telepítettek, kizárólag erdei fenyőből (*Pinus sylvestris* L.) áll. A $15\text{ cm} \times 15\text{ cm}$ -es erdei talajtömböket mintagyűjtő zsákba he-

lyeztük. Az erdei szerves talajt könnyű volt azonosítani és elkülöníteni az alatta levő homokos ásványi talajtól. A mintákat 96 órán keresztül 105 °C-on szárítottuk, majd az Egyesült Államokba küldtük, ahol a megérkezésükkor ismét 105 °C-ra hevítettük őket. A mintákat 475 °C-on elhamvasztottuk és HF-4Cl oldattal roncsoltuk. Az ólom és kadmiumtartalom meghatározására induktív csatolású plazma emissziós spektroszkópiát használtunk (Friedland és Johnson, 1985).

2. Az eredmények és értékelésük

☞ A csapadékvíz ólom és kadmium koncentrációjának időbeli menete a 2. ábrán látható. Mindkét fém koncentrációja a nyári hónapokban valamelyest alacsonyabb, de koncentrációik között nincs szignifikáns korreláció ($r = 0,22$). Szig-



2. ábra: A csapadékvíz ólom és kadmium koncentrációjának időbeli menete

nifikáns korrelációt az aeroszol minták ólom és kadmium tartalma között sem találtunk ($r = 0,24$) (3. ábra).

A csapadékvízzel a talajra érkező nyomanyagmennyiség, az ún. nedves ülepedés, a csapadékvízben mért koncentrációból és a lehullott csapadékmennyiségből könnyen meghatározható. A csapadékmentes időben leülepedő nyomanyagmennyiség a tapasztalatok szerint arányos a légköri koncentrációval. Az arányossági tényezőt, lévén sebesség dimenziójú, ülepedési sebességnek nevezzük. Vizsgálataink során az ólom és kadmium száraz ülepedésének meghatározásához az ülepedési sebességet a szakirodalomból vettük át ($v_{Pb} = 0,06$ cm/s, $v_{Cd} = 0,012$ cm/s: Mészáros és Horváth, 1983). A számított évi ülepedés értékeket az 1. táblázatban tüntettük fel. Mind az ólom, mind a kadmium esetében a nedves ülepedés a jelentősebb. A levegő ólom és kadmium koncentrációja, valamint a csapadékmennyiség között nem találtunk kimutatható kapcsolatot.

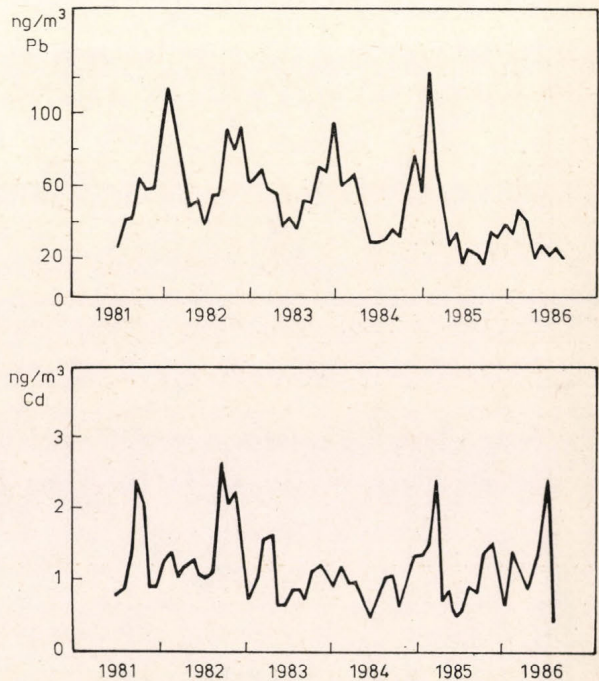
A csapadék és aeroszol mintavételi hely közelében gyűjtött szerves erdei talaj minták átlagos ólom tartalma $23 \pm 2,5$ mg/kg volt, amely – figyelembe véve a minták felületét – $90,5 \pm 18,0$ mg/m²-nek felel meg. Az átlagos kadmium tartalom $0,55 \pm 0,17$ mg/kg, illetve $2,2 \pm 0,9$ mg/m² volt.

Ahhoz, hogy a talaj ólom és kadmium tartalmából megbecsülhessük ezen fémek ülepedését, a következő feltételezésekkel éltünk:

1. A légkörből a talajra ülepedő teljes ólom és kadmium mennyiség a szerves talajrétegben marad.

2. Az alsó, ásványi talajrétegből jelentéktelen mennyiségű ólom és kadmium kerül a szerves talajrétegbe.

3. A jelenlegi erdő helyén a telepítéskor (18 évvel a mintavétel előtt) nem volt szerves talajréteg.



3. ábra: Az aeroszol minták ólom és kadmium koncentrációja

Az 1. és 2. feltételezés az Egyesült Államok északkeleti részén túlelű erdőkben igaznak bizonyult (*Friedland et al., 1984; Siccama et al., 1980*) és minden bizonnyal érvényes ezen a mintavételi helyen is. A 3. feltételezés a helyi erdőszel folytatott beszélgetésre épült, aki szerint a telepítést megelőzően a területet teljesen megtisztították, csak homokos, ásványi talaj maradt a jelenlegi erdő helyén. A fenti feltételezések alapján 1968 és 1986 között az ólom és kadmium felhalmozódást $5,0$ mg/m²/év-re, illetve $0,13$ mg/m²/év-re becsültük.

Az aeroszol- és csapadékkémiai vizsgálatok, valamint a talajminta analízisek révén két független becslés áll rendelkezésünkre a közép-magyarországi ólom és kadmium ülepedésre (2. táblázat). A kétféle ülepedés meghatározásának különböző hibaforrásai vannak; például a száraz ülepedés meghatározásánál elég bizonytalanok az ülepedési sebességek. Ugyanakkor az erdei talaj módszer ese-

tében csak a 18 éves időszak *átlagos* ülepedését kapjuk meg. Az ezzel a módszerrel kapott alacsonyabb értékek esetleg annak a következményei, hogy az ólom és kadmium ülepedés 10–20 éve még sokkal alacsonyabb volt, mint jelenleg. Alulbecslést eredményezhet az a feltételezés is, hogy a telepítés évében már hatékonyan működő szerves talajréteg volt a fiatal erdőben. A valóságban a leülepedett ólom és kadmium mennyiségét magába gyűjtő szerves talajréteg csak fokozatosan alakult ki.

Irodalmi adatokkal való összevetés során megállapítottuk, hogy Magyarország középső részén az ólom ülepedése valamivel alacsonyabb, mint a Német Szövetségi Köztársaságban (13–29 mg/m²/év: Mayer és Lindberg, 1985), és hasonló ahhoz, amit az Egyesült Államok keleti részén alacsony tengerszint feletti

1. TÁBLÁZAT

Az ólom és a kadmium ülepedése (mg/m²/év) K-pusztán

Időszak	Száras ülepedés		Nedves ülepedés		Száras + nedves ülepedés	
	Pb	Cd	Pb	Cd	Pb	Cd
1981 ^{a)}	1,01	0,005	–	–	–	–
1982	1,37	0,006	–	–	–	–
1983	1,15	0,004	5,03	–	6,18	–
1984	0,97	0,004	11,00	0,712	11,97	0,716
1985	0,84	0,004	14,07	0,552	14,91	0,556
1986 ^{b)}	0,65	0,005	6,00	0,871	6,65	0,876

a) 1981. júniustól decemberig

b) 1986. januártól augusztusig

2. TÁBLÁZAT

Az évi átlagos ólom és kadmium ülepedés (mg/m²/év)

Beeslés módszer	Ülepedés	
	Pb	Cd
Aeroszol- és csapadék- kémiai mérések (1983–1986)	9,93	0,716
Az erdei talaj analízise (1968–1986)	5,00	0,126

magasságban levő fenyőerdőkben mértek (6,9–14,7 mg/m²/év: Turner, 1985; Turner et al., 1985). A közép-magyarországi kadmium ülepedés magasabb, mint amit az említett két területen észleltek (0,4 mg/m²/év: Mayer és Lindberg, 1985, illetve 0,098–0,18 mg/m²/év: Turner et al., 1985). Ennek okát egyelőre nem ismerjük.

A talaj szélsőségesen magas ólom és kadmium koncentrációjának (1000 mg/kg Pb, 1000 mg/kg Cd) a bioszférára gyakorolt káros hatásával számos tanulmány foglalkozik (Buchauer, 1973; Jackson és Watson, 1977). Az alacsonyabb koncentrációk hatását nem ismerjük pontosan.

A talaj ólom és kadmium tartalma Magyarország középső részén alacsonyabb mint sok más helyen (Friedland és Johnson, 1985; Friedland et al., 1984; Heinrichs és Mayer, 1977), és jóval az alatt a határ alatt van, ami az irodalmi adatok szerint (Friedland et al., 1986) hatást gyakorolhatna a talaj mikrobiológiai folyamataira. Mások szerint azonban ezek a koncentrációk már hozzájárulhatnak az erdőpusztulásokhoz (Mayer és Lindberg, 1985; Backhaus és Backhaus, 1986).

Köszönetnyilvánítás. Az ismertetett kutatást elősegítette, hogy Andrew J. Friedland az Egyesült Államok Nemzeti Tudományos Akadémiája és a Magyar Tudományos Akadémia csereprogramja keretében egy hónapot tölthetett a Központi Légkörfizikai Intézetben, Budapesten.

IRODALOM

- Backhaus, B. and Backhaus, R., 1986: *Sci. Total Environ.* 50, 223 – 225.
Buchauer, M. J., 1973: *Environ. Sci. Technol.* 7, 131 – 135.
Friedland, A. J., Johnson, A. H. and Siccama, T. G., 1984: *Water, Air and Soil Pollut.* 21, 161 – 170.
Friedland, A. J. and Johnson, A. H., 1985: *Environ. Qual.* 14, 332 – 336.
Friedland, A. J., Johnson, A. H. and Siccama, T. G., 1986: *Can. J. Bot.* 64, 1349 – 1354.
Heinrichs, H. and Mayer, R., 1977: *J. Environ. Qual.* 9, 111 – 118.
Jackson, D. R. and Watson, A. P., 1977: *J. Environ. Qual.* 6, 331 – 338.
Mayer, R. and Lindberg, S. E., 1985: Deposition of heavy metals to forest ecosystems – their distribution and possible contribution to forest decline. In *Heavy metals in the environment*. CEP Consultants, Ltd., Edinburgh.
Mészáros Á. és Horváth Zs., 1983: *Időjárás* 87, 7 – 13.
Siccama, T. G., Smith, W. H. and Mader, D. L., 1980: *Environ. Sci. Technol.* 15, 54 – 56.
Turner, R. S., 1985: Biogeochemical cycling and distribution of lead in a pine-oak forest in New Jersey. In *Heavy metals in the environment*. CEP Consultants, Ltd., Edinburgh.
Turner, R. R., Lindberg, S. E., and Coe, J. M., 1985: Comparative analysis of trace metal accumulation in forest ecosystems. In *Heavy metals in the environment*. CEP Consultants, Ltd., Edinburgh.
-

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 92. évf. 2–3. szám, 1988. március–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 92, No. 2–3 Mar–Jun 1988 Budapest

Klímaváltozások, és előrejelzésük lehetőségei

GÖTZ GUSZTÁV
Központi Légtérfizikai Intézet
1675 Budapest, Pf. 39.

Az éghajlat jellemző tulajdonsága a nagyfokú változékonyság. A különböző források alapján rekonstruált éghajlati idősorok spektrális analízise az összes felbontható frekvenciára kiterjedő közel folytonos variancia eloszlást mutat. Ez az eloszlás vörös zaj jellegű: a legnagyobb változékonyság az alacsony frekvencia tartományra koncentrálódik. Földünk éghajlata a 10 millió éves időskálát tekintve hűlő tendenciájú. Ez a hűlési folyamat a felső krétában uralkodó igen meleg időszak 65 millió évvel ezelőtti katasztrofális befejeződésével indult meg. A geológiai negyedkor ismétlődő glaciációs ciklusának ma ugyancsak az egyik hűlő szakaszában vagyunk. Ezzel szemben a rövidebb időskálákon ellenkező tendenciák mutatkoznak: melegszik éghajlatunk a 100 éves időskálán (a „kis jégkorszak” vége óta), és a 10 éves időskálán is (az 1940-től az 1970-es évek közepéig tartó hűlési szakaszt követően.) A globális klímamodellek segítségével azonosítani tudjuk a legfontosabb külső éghajlatalakító tényezőket, valamint az alapvető belső visszacsatolási mechanizmusokat. Becsléseket tudunk adni az éghajlat érzékenységére és az egyensúlyi klímaállapot beállításához szükséges igazodási idő nagyságrendjére. Egyszerűsítő (átlagolt hődiffúziós) közelítés alkalmazásával a globális éghajlat zonális és meridionális képe is jól szimulálható. Ha azonban a térbeli transzport folyamatokat realisabb feltételekkel (a mozgás bevezetésével) számítjuk, akkor az éghajlati rendszer alapvetően sztochasztikus viselkedésűvé válik. Ez a körülmény az éghajlat nagyfokú előrejelezhetetlenségét eredményezi, és igen megnehezíti egy feltételezett klímamódosulás regionális sajátosságainak a felvázolását. Napjainkban az emberi tevékenység számottevő éghajlatalakító tényezővé lépett elő. A legfontosabb antropogén folyamatoknak (a hőszennyezésnek, a felszínátalakításnak és az optikailag aktív anyagok kibocsátásának) az eredő hatása a globális klíma melegevé válása, amelynek mértéke a 2030. évre a 3–4 fokot is elérheti. Az antropogén klímamódosulást a tenger vízszintjének 20–140 cm-es emelkedése kíséri.

*

Climatic variations and predictability. A characteristic feature of climatic records is their pronounced variability. The spectral analysis of climatic time series based on different data sources reveals a continuous variance distribution encompassing all resolvable frequencies. In long-term climatic records, slower fluctuations generally have larger amplitudes. This concentration of variance at low frequencies is termed red noise. The Cretaceous era, about 100 million years ago, was much warmer than the present-day climate. From that time, temperatures have gradually declined. Over the last 2 million years, the climate system has experienced numerous glaciation cycles, with temperatures as warm or warmer than the present ones occurring for only a small fraction of time. The warmest period in the present post-glacial occurred from 5000 to 9000 years ago. The period from 1500 AD to 1850 AD was comparatively cold, commonly referred to as the Little Ice Age. Instrumental records of climate available for the last century show little trend in the 19th century, marked warming to 1940, relatively steady conditions to the mid-1970s and a subsequent rapid warming. Using simplified global climate mo-

dels, we are capable of identifying the most important physical processes of the climate system, estimating its sensitivity and thermal inertia. Forced variations can be simulated by statistical climate models with parameterized eddy fluxes, while free variations due to random eddy fluxes can be simulated by stochastic-dynamic models. Both these variations can be simulated by general circulation models. Human-mediated climatic change has received much attention in the last few years. The predominant effect of human activities (addition of waste heat from energy consumption, albedo changes from anthropogenic aerosol and land surface changes, increase in the concentrations of various radiatively active trace gases) is likely to be one of warming. A global warming of about 3 °C is possible as early as the year 2030, together with a sea-level rise of 20 to 140 cm.

*

Bevezetés

A természeti környezetünkben lejátszódó fizikai, kémiai és biológiai folyamatok kölcsönhatásainak megismerése, valamint az antropogén hatások tendenciáinak és következményeinek feltárása egyre inkább az érdeklődés középpontjába kerül, mind szélesebb körű interdiszciplináris problémává válik. A feladat több tudományágra kiterjedő és egyben nemzetközi összefogást is igénylő jellegét a Meteorológiai Világszervezetnek erre az évtizedre meghirdetett *Éghajlati Világprogramja* (WMO, 1980), illetve a Tudományos Uniók Nemzetközi Tanácsának a közelmúltban elfogadott *Nemzetközi Geoszféra-Bioszféra Programja* (Baker és Castel, 1987) tükrözi a legjobban. Az éghajlat részét alkotja természeti környezetünknek, és ebből fakadóan a klimatológus feladata, hogy felderítse az éghajlat múltban előfordult változásait, e változásokra oksági magyarázatot adjon, majd pedig e tudás birtokában körvonalazza a jövőben várható természetes és antropogén eredetű klímamódosulásokat.

A feladat nehéz, és jellegére pontosan illik Kármán Tódor híressé vált mondanása. Századunk jeles fizikusa jegyezte meg egyszer, hogy ha valaki egy új elmélettel áll elő, akkor azt senki nem hiszi el, kivéve magát az elmélet megalkotóját; ha viszont valaki új adatokat mutat be, azoknak mindenki hitelt ad, kivéve aki az adatokat kiszámolta. A kételkedésnek és a magabiztosságnak ez a sajátos keveredése jellemző vonásává vált azoknak a konferenciáknak, amelyek az éghajlat változékonyságával és annak elméleti hátterével foglalkoznak (MacCracken, 1986).

1. Az éghajlati változások jelenkori tendenciái

A múlt éghajlatának rekonstruálására szolgáló módszerek egyértelműen arra a következtetésre vezetnek, hogy a földi klíma változékonysága az időskála igen széles tartományát öleli át (Berger, 1981; Mörner és Karlén, 1984). Ebből következik, hogy a jelenlegi éghajlati állapot a különböző időskálákat tekintve eltérő tendenciájú szakaszokba sorolható.

A nagyon hosszú, 10 millió éves időskálán ma az éghajlat lehűlő fázisban van. Ez az időtáv a földtörténeti középkor (mezozoikum) kréta időszakába vezet vissza, amely 136 millió évvel ezelőtt kezdődött, és amikor több mint 70 millió esztendőn keresztül igen meleg éghajlat uralkodott (Schneider, 1987). A felső krétában a trópusokon 5 fokkal, a magas szélességeken pedig 10–20 fokkal volt magasabb a hőmérséklet a mainál. A kontinensek belsejében télen sem fagyott, az Antarktiszról eltűnt a jég, az északi sarkkörön alligátorok éltek. A tenger szintje többszáz méterrel állt magasabban, mint napjainkban; az üledékek geokémiai analízise szerint a légköri szén-dioxid koncentráció elérhette a 4000 ppm értéket, tehát a jelenlegi szintnek közel a 12-szeresét (Gammon et al., 1985).

A tízmillió éves időskálán jelenleg is tartó hűlési trend 65 millió évvel ezelőtt kezdődött el. A folyamat indulását a hőmérséklet hirtelen csökkenése és a mezozoikum élővilágának tömeges kipusztulása fémjelzi. A bizonyítékok egyre bővülő köre szerint a katasztrófát kozmikus hatás idézte elő: ebben az időben nagyméretű (10 km-es átmérőjűnek becsült) meteorit ütközött a Földnek (*L. W. Alvarez et al., 1980; W. Alvarez et al., 1984*). Az esemény numerikus szimulálása arra az eredményre vezetett, hogy a becsapódás nyomán a légkör nagy magasságú rétegeibe került por meggátolta a napsugárzás lehatolását a felszínre. Ezért a hónapokon át tartó sötétségben az állatok (különösen a nagytestűek) képtelenek voltak táplálékot keresni, szünetelt a fotoszintézis, és a meleg éghajlathoz szokott élőlények nem tudták a hirtelen és tartós lehűlést elviselni (*Pollack et al., 1983*).

Az élővilág múltját kutató szakemberek szerint a fajok kihalásában 26 millió éves periodicitás mutatható ki, és léteznek elméletek, amelyek ezt a jelenséget azzal magyarázzák, hogy ilyen intervallumonként megnövekszik a Földnek az interplanetáris testekkel való ütközési valószínűsége. E hipotézis értelmében 13 millió év múlva válik majd ismét számottevővé egy nagyobb kozmikus test becsapódásának az esélye (pl. *Dickinson, 1986*).

A geológiai negyedkor ismétlődő ciklusának ma ugyancsak az egyik lehűlési szakaszában vagyunk. A glaciációs ciklusok sorozata körülbelül 2 millió esztendővel ezelőtt kezdődött, amikor igen hosszú idő (250 millió év) eltelte után újabb jégkorszak köszöntött be. Ez a feltételezések szerint a hetedik a földtörténeti múlt azonosított jégkorszakainak sorában, és napjainkban is tart (*WMO/ICSU, 1975*). A negyedkor időszakát sokáig egységes egésznek tekintettük, amelynek során kb. húsz glaciális és interglaciális szakaszból álló ciklus követte egymást 100 000 éves átlagos periódussal. Újabban azonban mind több jel mutat arra, hogy kb. 900 000 évvel ezelőtt egy „klímaugrás” következett be, amely a negyedkort korai és késői részre osztja (*Start és Prell, 1984*). A „korai” negyedkor egymillió éve alatt viszonylag meleg éghajlat uralkodott; a glaciációs ciklusok amplitudója kicsi volt, és azok átlagosan 40 000 évenként ismétlődtek. Az óceáni üledékek oxigén-izotóp összetételének analízise szerint a hidegebb átlagos klímaállapot, valamint a nagy amplitudójú, 100 000 évi körüli glaciációs ciklusok fellépése csak az elmúlt 700 000 éves időszakra (a „késői” negyedkorra) jellemző.

Az utolsó glaciációs ciklus hosszan elnyúló glaciális szakasza 115 000 évvel ezelőtt kezdődött; leghidegebb időszaka a 22 000 és 13 500 évvel ezelőtti korra esik. A kontinentális jégtakaró a 19 000 és 15 000 évvel ezelőtti időkben volt a legkiterjedtebb: a jéghatár a jelenleginél mintegy 15 szélességi fokkal húzódott délebbre. A tenger szintje 80 m-rel (egyészámítások szerint 100–130 m-rel) állt a mai szint alatt.

A mai posztglaciális időszak (geológiai terminológiával a holocén) kezdetét az i. e. 12 000. évben lehet megjelölni. Legmelegebb időszaka i. e. 6000 és 3000 között volt, amire legtöbbször *klímaoptimum* néven szoktak hivatkozni. Akkor a mérsékelt szélességeken a középhőmérséklet 2,5 fokkal volt magasabb, az erdőhatár 300 km-rel húzódott északabbra, s az európai hegységeken a fahatár 500 m-rel volt magasabban a mainál. Mások voltak a csapadékviszonyok is. A Nílus völgyében ebből az időből származó, elefántokat, zsiráfokat és struccokat ábrázoló képeket találtak, a Szaharában pedig olyan barlangrajzra bukkantak, amely kenuból történt vízilövadástartot örökít meg (*Lamb, 1977*).

A glaciációs ciklust a jövőbe extrapolálva, a klímaoptimum végén elkezdődött hűlési trend (amelynek értéke eddig $-0,03^{\circ}$ /évszázad) az elkövetkező 25 000 év során tovább fog folytatódni. Az éghajlat első hidegsúcsai 5000, illetve 22 000

év múlva várhatók, míg az utolsó glaciális mélyponthoz hasonlító zord állapot bekövetkezése az i. sz. 60 000. esztendőre becsülhető (*Berger és Pestiaux, 1986*).

Ellentétben a hosszú periódusú hűlési tendenciákkal, a rövidebb időskálán az éghajlat melegedése tapasztalható. Az i. sz. 1550 és 1850 közötti hűvös klímájú három évszázad a *kis jégkorszak* elnevezést viseli; befejeződésével a globális felszíni középfőmérséklet máig is tartó emelkedése indult meg. A melegedés mértéke az elmúlt 135 év során 0,5 fok volt, ezen az időszakon belül azonban eltérő viselkedésű szakaszok jelölhetőek ki. A 19. század második felében még nem lépett fel számottevő egyirányú tendencia, ezután azonban 1940-ig jelentős melegedés volt megfigyelhető. Ezt követően az 1970-es évek közepéig viszonylag állandó-sult állapotok uralkodtak (az északi féltekén gyenge hűlés volt tapasztalható), azután ismét jelentős melegedés vette kezdetét (*Jones et al., 1986a, 1986b*). A hőmérséklet elmúlt évtizedben jelentkező emelkedésének intenzitására jellemző, hogy 1850 óta a három legmelegebb év 1980, 1981 és 1983 volt, továbbá, hogy a teljes idősor kilenc legmelegebb esztendeje közül öt 1978 után lépett fel.

Általánosságban éghajlatunk múltját a *nagyfokú változékonyság* jellemzi. A változékonyság az éghajlati időskála egészére kiterjed, mégpedig olyan formában, hogy *a nagyobb variancia szintek az alacsonyabb frekvencia tartományba esnek*. Ennek ellenére a hosszú időskálájú folyamatok csak kevésbé befolyásolják az éghajlat megváltozásának jelenkori tendenciáit, hiszen – mint láttuk – a jelenlegi százéves időskálájú trend (+0,4°/évszázad) egy nagyságrenddel nagyobb, mint például a glaciációs ciklussal kapcsolatos 10 000 éves időskálájú trend (-0,03°/évszázad), és nagyságrendekkel nagyobb a kréta-tercier határon elkezdődött hűlési trendnél (-0,00015°/évszázad).

2. A klímaváltozások értelmezése

Az éghajlati idősorokban jelentkező változékonyság magyarázatához két, egymástól eltérő utat választhatunk. Vélekedhetünk úgy, hogy az éghajlat a felszín-légkör rendszer lehetséges állapotainak olyan elméleti (végtelen elemszámú) sokasága, amely egyensúlyban áll a rendszerre ható külső kényszerekkel, és amelynek valószínűségeloszlását a belső dinamikai folyamatok nem befolyásolják (*Leith, 1975a*), tehát az éghajlat megváltozása szükségszerűen a külső feltételek módosulásának a következménye. Ebben az esetben két véges időszakra vonatkozó éghajlati állapot különbsége két összetevőből állhat: a külső kényszer megváltozásából eredő komponensből, amit *éghajlati jelként* értelmezünk, valamint a rendszer belső dinamikai folyamataiból származó komponensből, amelyet *éghajlati zajként* kezelünk (*Leith, 1978*), és amit esetenként tévesen éghajlati jelként interpretálhatunk (*Hayashi, 1982*). A követhető másik út az, hogy az éghajlat megváltozását nem kötjük szükségszerűen egy módosult külső feltételhez, hanem az „éghajlati jelet” a *klíma kényszerített megváltozásának*, az „éghajlati zajt” pedig *szabad klímaváltozékonyságnak* tekintjük (*Lorenz, 1979*.)

Az éghajlat kényszerített megváltozásának tanulmányozására *Budyko* (1969) és *Sellers* (1969) úttörő munkásságát követően számos egyszerűsített, a rendszer energiaegyensúlyára építő *statisztikus-dinamikai klímamodell*t dolgoztak ki (*North et al., 1981*). Ezek a modellek a rendszer belső dinamikai folyamatait által lebonolyított átlagos hőátvitelt parametrizáltan kezelik, ezért determinisztikusak, és az általuk szimulált éghajlat csak egy módosuló külső kényszer hatására változhat. A szabad klímaváltozékonyság, amely a véletlenszerű örvényes hőátvitelből származik, ezekbe az egyszerűsített modellekbe úgy vezethető be,

hogy a determinisztikus prognosztikai egyenletet egy feltételezett statisztikai tulajdonságokkal bíró sztochasztikus kényszertaggal egészítjük ki. Az így előálló *sztochasztikus-dinamikai klímamodellek* prototípusát *Hasselmann* (1976) dolgozta ki, és ez a közelítés később széles körű alkalmazásra talált (pl. *Lemke*, 1977; *Fraedrich*, 1978; *Nicolis* és *Nicolis*, 1981). A lényegyet tekintve természetesen maguk a szabad klímaváltozások is determinisztikusak (l. *Farkas*, 1976), és az általános cirkulációs modellekkel szimulálhatók (*Gates*, 1979). Ha azonban a szabad változékonyságot kormányzó fizikai egyenleteket nem ismerjük, akkor a szabad változásokat csak sztochasztikus folyamatként kezelhetjük.

Az elméleti klimatológia egyik legfontosabb feladata az *éghajlat érzékenysége*nek a megbecslése, tehát annak a kérdésnek a megválaszolása, hogy milyen erősen reagál a klímaállapot a külső kényszernek egy feltételezett megváltozására. Az éghajlat érzékenységét elsősorban a rendszer különböző belső visszacsatolási mechanizmusai határozzák meg, ezért a kérdés vizsgálatához az egyszerűsített statisztikus-dinamikai klímamodellek igen szemléletes alapot adnak. *Leith* (1975b) munkája nyomán (amely a fluktuációk disszipálódásának statisztikus-mechanikai elméletére épít) az éghajlat érzékenységére a rendszer megfigyelt természetes változékonysága alapján is következtetni lehet (*Bell*, 1980; *Nicolis*, 1984). A különböző közelítések arra az eredményre vezettek, hogy a globális egyensúlyi klímaállapot a napállandó 1%-os megváltozására, illetve a légkör optikai tulajdonságainak ezzel egyenértékű módosulására 0,8–3,5 fokok felszíni hőmérséklet változással reagál. Az éghajlati rendszer termikus tehetetlensége miatt azonban az új egyensúlyi klímaállapot csak késleltetve következik be; például az antropogén klímamódosulás szempontjából kitüntetett évtizedes időskálán az üvegházhatás fokozódásából eredő melegedés alig több mint a fele lesz csak annak az értéknek, ami az éghajlat érzékenységéből azonnali termikus igazodás feltételezésével következne (ICSU/UNEP/WMO, 1986).

Az éghajlatkutatásban kitüntetett helyet foglal el az az irányvonal, amely a múltbeli klímaváltozásokat a *változó külső kényszerekkel* (például a naptevékenységgel, a Föld orbitális paramétereinek változásával, vagy a légkör homályosságának a vulkánkitöréseket követő növekedésével) kísérel meg kapcsolatba hozni (*Gilliland* és *Schneider*, 1984). Ezekben a kutatásokban állandóan visszatérő problémát jelent, hogy a feltételezett kapcsolat, amennyiben létezik, általában nem eléggé kifejezetten jelenik meg az éghajlati idősorokban: a keresett éghajlati jelet nehéz az éghajlati zajban azonosítani. Érdekes kivétel a negyedkori glaciációs ciklus, amelynek a jellemzői meglepően jó összhangban állnak a Föld pályaelemeinek periodikus változásaival. Itt azonban az a nehézség lép fel, hogy az egyszerűsített statisztikus-dinamikai klímamodellek egy nagyságrenddel kisebb amplitúddal reagálnak az orbitális változásokra, mint amit a paleoklimatológiai bizonyítékok mutatnak. Következésképpen feltételezhető, hogy léteznek külső éghajlati kényszerek, amelyeknek a hatása a felszín-légköri rendszerben fellépő (és az említett modellekben nem szereplő) különböző pozitív visszacsatolási folyamatok révén felerősítve jelentkezik (*Cess*, 1978; *Cess* és *Wronka*, 1979).

Egészen más megvilágításba kerül a kérdés, ha azt a sztochasztikus-dinamikai klímamodellekkel nyert eredmények tükrében vizsgáljuk. Ezek a modellek az éghajlat megváltozását *nem kötik, pontosabban nem szükségyszerűen kötik a külső kényszer módosulásához*, hanem a klímaváltozást a Brown-mozgás analógiájára értelmezik. A klímaállapotnak (a rendszer „lassú összetevőjének”) a megváltozása a feltételezés szerint a légkör belső dinamikai folyamatainak (a rendszer „gyors összetevőjének”) a hatásából ered: a gyors komponensnek, mint belső kényszer-

nek, a sztochasztikus jellege az adott kezdeti állapotból bekövetkező klímaállapotoknak olyan négyzetes közepű változékonyságát idézi elő, ami az idő négyzetgyökével folyamatosan növekszik. Ebben az esetben tehát stabilizáló negatív visszacsatolási mechanizmusokat kell a modellbe beépíteni, hogy az éghajlati valószínűségeloszlás statisztikailag stacionárius maradjon. Ilyen sztochasztikus belső vezérlésű modellekkel a 10 és 10 000 év közötti időskálájú klímaváltozékonyságot sikerült úgy szimulálni, hogy mind a spektrum alakja, mind pedig az energiaszintek nagyságrendje kvalitatív összhangban áll a megfigyelésekkel (Lemke, 1977).

A külső kényszertől függetlenül megjelenő klímaváltozékonyság vizsgálata terén új és érdekes eredményre vezettek a Källén et al. (1979) és Ghil (1981) által kezdeményezett kutatások: megállapításaik szerint a belső éghajlati rendszer összetevői között olyan nemlineáris kölcsönhatások jöhetnek létre, amelyek szabad oszcillációk kialakulásához vezetnek, és amelyek magyarázatul szolgálhatnak az éghajlatnak az 1000 és 100 000 év közötti időskálán megfigyelt periodikus viselkedésére. Azóta egyre növekedő számú elméleti bizonyíték támasztja alá azt az elképzelést, hogy a késői negyedkor főbb éghajlatváltozásait az éghajlati rendszer belső tulajdonságának kell tekintenünk, és ezeknél a változásoknál a külső kényszer csak a ciklusok fázisainak a meghatározásában játszik szerepet (Salzman és Sutera, 1987).

A klímaváltozékonyság értelmezésének a fentiekől alapvetően különböző megközelítést Lorenz (1968) vezetett be. Kimutatta, és laboratóriumi modellkísérletek eredményeivel is alátámasztotta, hogy léteznek olyan dinamikai rendszerek, amelyek esetében a végtelen időintervallum során felvett állapotok sokaságának a statisztikai tulajdonságai függetlenek a kezdőfeltételektől, viszont a sokaságnak a hosszú, de véges intervallumokra számított statisztikai karakterisztikái erősen függenek a kezdőfeltételektől. Amennyiben az éghajlati rendszer is ilyen úgynevezett „majdnem intranzitív” viselkedésű, tehát a külső feltételeknek és a rendszer belső dinamikájának az együttesen nem csak egyetlen klímaállapotot határoz meg, akkor az éghajlat változásait nem okvetlenül a külső kényszerek módosulásában, hanem a klímának ebben a nem-determinált jellegében kell keresni.

Az egynél több stabilis klíma létezésének lehetőségét energiaegyensúlyi modellek segítségével elsőnek Schneider és Gal-Chen (1973) bizonyította. Kimutatta, hogy ha a mai éghajlatunkat az összes földrajzi szélességen elegendően nagy (kb. 20 fokos) negatív hőmérsékleti perturbáció éri, akkor a klíma egy ún. mélyhűlt állapotba ugrik át, és ez az egész földfelszínen jégtakaró kialakulását eredményező éghajlat marad meg a perturbációt követően is uralkodó állapotként. Később ennek a katasztrófaugrásnak nevezett jelenségnek (Gilmore, 1981; Thompson, 1982) a körülményeit sokan és igen részletesen vizsgálták (North et al., 1981), majd összekapcsolták az éghajlati rendszerben kialakuló szabad oszcillációkkal, és ezen az úton kíséreltek meg a glaciációs ciklusra magyarázatot találni (Nicolis, 1987).

A többszörös egyensúly létezését bonyolultabb modellekkel és rövidebb időskálákra az első között Vickroy és Dutton (1979), valamint Charney és DeVore (1979) mutatta ki. Az ezt követő évek során az általános cirkuláció lehetséges egyensúlyi helyzeteinek a felderítése az elméleti meteorológiai kutatások egyik középponti kérdésévé vált (l. pl. Cai és Mak, 1987). Ma úgy tűnik, hogy stabilis egyensúlyi állapotokat képviselnek bizonyos, a makroszinoptikus helyzetekhez hasonlítható „időjárás rezsimek” (Reinhold, 1987), a déli oszcilláció fázisai

(Hense, 1987; Vallis, 1986), és a lehetséges egyensúlyi állapotok közötti klíma-ugrások a hosszabb időskálákon is kimutathatók (Yamamoto et al., 1986; Saltzman és Sutera, 1987).

A klímaváltozások oksági értelmezhetőségének témakörét áttekintve, befejezősül az éghajlat bioszférikus szabályozásáról kell említést tennünk. Régóta ismeretes, hogy a földi légkör kialakulásában és sajátos kémiai összetételének fenntartásában a bioszféra meghatározó szerepű (pl. Mészáros, 1977). Az viszont új, és az éghajlat múltját és jövőjét egyaránt a korábbiaktól eltérő megvilágításba helyező nézet, hogy ez a szerep talán nem pusztán passzív, hanem a bioszféra a környezeti feltételeket *aktív módon*, mégpedig mindig az élet számára optimális irányban alakítja. Ez az elmélet, amelynek szellemi megalkotója, Lovelock (1979) a *Gaia-hipotézis* nevet adta, természetesen a viták keresztútjében áll (pl. Schneider, 1986), ám ezzel párhuzamosan egyre szélesebb körű érdeklődést vált ki. Komoly megfontolásra már csak azért is érdemes, mivel ennek az elméletnek a tükrében a klíma antropogén melegedésének a veszélye is csökkenhet. Feltételezhető, ugyanis, hogy növekvő vízfelületű tengerekben a növényi plankton révén több dimetil-szulfid kerül a légkörbe, ami ott szulfát aeroszollá oxidálódva nagyobb cseppsűrűségű felhők képződését eredményezi, és a megnövekedő felhő-albedó azután hatékonyan ellensúlyozhatja a fokozódó üvegházhatást (Charlson et al., 1987).

A klímaváltozásoknak a fentiekben röviden összefoglalt, meglehetősen tág értelmezhetőségi köréből fakad, hogy ma még az éghajlat legjobban dokumentált elmúlt évszázadi változékonyságára sem tudunk biztos magyarázatot adni. A megfigyelések szerint az északi félteke száz év alatt 0,5 fokot melegedett, és feletébb valószínűtlen, hogy ez az érték hibás trendanalízisből adódna. A modellszámítások szerint a légköri szén-dioxid koncentráció megkétszereződése a felszín-légkör rendszer 4 Wm^{-2} értékű sugárzásos melegítését és a globális felszíni középhőmérséklet 1,5–4,5 fokos emelkedését eredményezi. A múlt száz év során a szén-dioxid koncentráció a légkörben 25%-kal emelkedett, ami így – az éghajlati rendszer termikus tehetetlenségére tett feltételektől függően – a globális középhőmérséklet 0,5 és 1 fok közötti emelkedését vonhatta maga után. Ugyanakkor azonban a globális középhőmérséklet ingadozása a véletlenszerűen fellépő tranziens külső kényszerek (pl. a nap- vagy a vulkán-tevékenység) hatására, valamint a rendszer természetes belső változékonysága révén is elérheti a 0,5 fokot. Ezért a melegedési trend oksági értelmezése gondos mérlegelést igényel. A trend iránya és nagyságrendje, valamint földrajzi eloszlása alapján a szakértők többsége ma úgy véli, hogy a globális melegedés túlnyomó hányada a szén-dioxid koncentráció antropogén eredetű növekedésére vezethető vissza (Budyko és MacCracken, 1987).

3. A klímaváltozások előrejelezhetősége

Az éghajlati adatsorok időbeli szerkezete periodikus és aperiodikus (sztochasztikus) összetevőkből áll. Ha a teljes változékonyság jelentős részét a periodikus komponensek alkotnák, akkor a meteorológiai előrejelzés problémája egyszerű extrapolációs feladattá redukálna. A valóság azonban az, hogy ha az adatsorokból kivonjuk az összes ismert és feltételezett periodikus oszcillációt, akkor még mindig szomatottevő változékonyság marad meg. Ennek az aperiodikus összetevőnek a létezése a légkör alapvető belső tulajdonsága: az elméleti vizsgálatok szerint a rendszer állapotának szabálytalan fluktuálása nem követeli meg sza-

bálytalanul változó külső kényszer fellépését, de még a külső kényszer megváltozását sem (Lorenz, 1984).

A szabálytalan viselkedés oka a rendszer állapotának a perturbációkkal szemben tanúsított instabilitása. Az instabilitás nyomán még a viszonylag egyszerű (kis szabadsági fokú) nemlineáris rendszerekben is rendkívül bonyolult, szabálytalan mozgásformák alakulhatnak ki, amelyek a determinisztikus kormányzó egyenletek sztochasztikusan viselkedő megoldásaiként értelmezhetők. Erre a viselkedési módra újabban a *káosz* elnevezéssel szokás utalni. A kaotikus dinamikai rendszerek problémaköre az elmúlt két évtizedben mind a matematikai, mind pedig a hidrodinamikai kutatásoknak a homlokterébe került, és ennek eredményeként számos klasszikus fizikai kérdés helyeződött teljesen új megvilágításba (Szépfalussy és Tél, 1982; Crutchfield et al., 1987). A meteorológiai prognosztika lehetőségeit jól jellemző tény, hogy a kaotikus viselkedési formára annak idején éppen egy légköri probléma – nevezetesen a cellás konvekció – tanulmányozása során nyert megállapítások (Lorenz, 1963) hívták fel a figyelmet.

A kaotikus dinamikai rendszerek egyik legjellegzetesebb vonása, hogy az állapotváltozások iránya és sebessége nagyon érzékenyen függ a kezdeti feltételektől: azok nagyon kicsiny megváltoztatására viszonylag rövid idő múlva az állapotok jelentős mértékben eltérhetnek egymástól. Ezért egy jövőbeli állapotnak a kezdeti feltételekből történő pontos előrejelzése gyakorlatilag lehetetlen. Ez a körülmény a determinisztikus meteorológiai prognózisoknak is szigorú határt szab: az előrejelezhetőségi időtáv a szinoptikus skálájú mozgásrendszerekre 2–3 hét, a felszíni kényszerek által vezérelt éghajlati anomáliákra pedig 2–3 hónap (Götz és Kaba, 1986).

Más a helyzet az antropogén klímamódosulás előrejelzése esetében. Ez a feladat ugyanis megfogalmazható úgy is, mint az éghajlat stacionárius perturbációkkal szembeni érzékenységének a becslése: ha ismerjük a külső kényszereknek az emberi tevékenység nyomán egy jövőbeli időpontra várt új értékészletét, akkor az energiaegyensúlyi modellekkel (North et al., 1981) az új globális felszíni klímaállapot legfontosabb karakterisztikái, a sugárzási-konvektív modellekkel (Ramanathan és Coakley, 1978) pedig a módosult vertikális hőmérsékleti profil aránylag megbízhatóan előállíthatók.

Éghajlati szempontból a legfontosabb négy antropogén eredetű folyamat a hőszennyezés, a természetes felszín átalakulása (elsősorban az őserdők irtása és az elsivatagosodás), az aeroszol koncentráció növekedése, valamint az optikailag aktív nyomgázok koncentrációjának a növekedése (Dickinson, 1986). Főltételezhető, hogy e folyamatok között a meghatározó szerepet a szén-dioxid, a metán, a dinitrogén-oxid és a halogénezett szénhidrogének, továbbá néhány egyéb optikailag hatékony nyomgáz növekvő troposzférikus koncentrációja, és ezzel a *légköri üvegházhatás fokozódása* fogja játszani, tehát az emberi tevékenység várható eredő hatása a *globális éghajlat melegedése* lesz. Ha a jelenlegi emissziós trendek folytatódnak, akkor már a 2030-as évekre bekövetkezhet az az állapot, ami az ipari forradalmat megelőző szén-dioxid-szint megduplázódásával egyenértékű, és ami a modellszámítások szerint a globális felszíni középhőmérséklet 1,5 fok és 4,5 fok közötti emelkedését jelenti (ICSU/UNEP/WMO, 1986).

Az alapvető kérdés mármost az, hogy az éghajlat globális melegedésével miként változik meg a légkör általános cirkulációja, tehát az antropogén klímamódosulásnak milyen *regionális sajátosságaival* kell számolnunk? Erre a kérdésre az általános cirkulációs modellekkel végrehajtott stacionárius perturbációs kísérletek hivatottak választ adni. Az éghajlati rendszer bonyolult belső visszacsato-

lási mechanizmusai (Robock, 1985), valamint azok a bizonytalanságok, amelyek az alkalmazott modell által explicit formában nem kezelt kisebb skálájú folyamatok parametrizálásánál fellépnek, együttesen azt eredményezik, hogy a regionális klímamódosulás jellegét ma még nem tudjuk az elvárt részletességgel kiszámítani.

Jelenleg általánosan elfogadott az a nézet, hogy az éghajlatváltozások a magas földrajzi szélességeken a globális átlagnál lényegesen nagyobb mértékben jelentkeznek (ICSU/UNEP/WMO, 1986). Ha ugyanis az éghajlat melegszik, akkor a hótakaró és a tengeri jég a poláris tartományokban jelentősen redukálódik. Ezáltal ott megnő a napsugárzás abszorpciója, és egyben a szabad vízfelszínről a légkör felé irányuló hőközlés is intenzívebbé válik. Ezzel szemben az egyenlítői térrészben a hőtöbblet elsősorban a tengervíz intenzívebb párolgására fordítódik, a szárazföldek fölött pedig fokozott vertikális hőátvitelt (erősebb konvektív aktivitást) eredményez. A melegedő klíma tehát redukálja a meridionális hőmérsékleti gradienst, ami azzal a következménnyel jár, hogy csökken a baroklin instabilitás és az örvényes mozgás kinetikus energiája. Paleoklimatológiai tények is azt sejtetik, hogy a földtörténet meleg időszakaiban a Hadley-cirkuláció tartománya kiterjeszkedik, a magassági jet-zóna a pólus felé tolódik, és a mérsékelt szélességeken az aszályhajlam nő.

Amennyiben az elkövetkező évtizedek éghajlati trendje ezt az irányt követi, akkor az antropogén klímamódosulás számunkra egyértelműen kedvezőtlenebbé váló időjárási feltételeket jelent. Ha ugyanis a mérsékelt szélességeken a hőmérséklet a globális átlagnál intenzívebben emelkedik, és a magasabb hőmérsékletek kevesebb csapadékkal párosulnak, akkor ebben az övezetben — változatlan agrotechnika alkalmazása esetén — a gabona terméshozamának csökkenésével kell számolni.

Nem biztos azonban, hogy a légkör általános cirkulációjának a szerkezete okvetlenül a fentebb vázolt szisztematikus változást fogja mutatni. A legújabb numerikus kísérletek szerint ugyanis nem feltétlenül helytálló az a megállapítás, hogy a poláris tartományok éghajlata érzékenyebb a külső kényszerek megváltozására. Valószínű, hogy ez a fokozott érzékenység csak a légkör legalsó szintjeire korlátozódik: a légoszlop *egészének* a hőmérséklete ebben a térrészben is közel ugyanúgy reagál egy módosult éghajlati kényszerre, mint az összes többi földrajzi szélességen (Rind, 1986). Ezen kívül feltételezhetően léteznek olyan komplex visszacsatolási folyamatok, amelyek kompenzálhatják a légkör termikus és kinematikai mezejében a külső kényszer stacionárius módosulásának a hatásait. Kimutatható például, hogy a közepes földrajzi szélességeken a légkör termikus egyensúlyának a kialakításában a meghatározó szerepet hidegebb éghajlati viszonyok (például glaciális időszakok) esetén a horizontális hő- és nedvességszállítás, az érzékelhető hőnek a felszínről induló transzportja, valamint a nagytérségű rendezett feláramlásból származó latens hőfelszabadulás játssza. A klíma melegedésével e folyamatok súlya csökken, kompenzációként viszont egyre inkább előtérbe kerül a cumulus-konvekciót kísérő latens hőfelszabadulás szerepe. Hasonló kompenzációs hatás jelentkezik egy adott szinten az impulzus egyensúlyának kialakulásában is; például a számítások szerint a 40°N szélességi kör mentén a 200 mbar-os szinten a légköri szén-dioxid koncentráció megduplázódása esetén a zonális áramlásból a cumulus-konvekció kétszer több impulzust von ki, mint napjainkban, viszont az örvények kétszer több impulzust táplálnak a jet-zónába, mint a jelenlegi éghajlaton. Összességében tehát fennáll a lehetősége annak, hogy a légkör általános cirkulációjának zonálisan átlagolt karakterisztikái még drasz-

tikus klímaváltozás esetén sem nagyon módosulnak: a Hadley-cella, a jet-zóna, a csapadékelrendeződés és a teljes légköri energiaátvitel képe a maihoz hasonló marad.

Ha igaznak bizonyul, hogy a különböző belső visszacsatolási mechanizmusok révén a hidegebb és a melegebb éghajlati állapotok dinamikája nem mutat szisztematikus különbséget, akkor a jövő század közepére várható antropogén klíma-módosulás a földfelszín minden szélességi övében közel ugyanazt a 3 fok körüli hőmérséklet emelkedést jelenti. Az éghajlat melegedése a hidrosztatikai instabilitás növekedését és az egész hidrológiai ciklus felgyorsulását (a párolgás és a csapadékhullás 10–15%-os növekedését) eredményezi. Az összfelhőzet mennyiségében nem következik be lényeges változás, viszont csökken az alacsony szintű és nő a magasabb szintű felhőzet aránya. Emelkedik az átlagos tengerszint (elsősorban a felszíni vízrétegek termikus kiterjedése következtében); értéke meghaladhatja az 1 m-t, ami a tengerek partvonalai mentén és az árapályos folyótorkolatokban már komoly gondokat okoz majd.

4. Értékelés

Az emberi tevékenységnek a természeti környezetet átformáló, illetve veszedelemesen károsító hatása az 1970-es évek elejére vált világméretű együttműködésre ösztönző problémává. A szakemberek az ENSZ kezdeményezésére 1972 nyarán Stockholmban megrendezett első nagyszabású környezetvédelmi konferencián már hangsúlyozták, hogy a problémát csak összefüggéseiben lehet eredményesen megoldani. A konferencia határozata szerint *az éghajlat is a természeti környezet része, amelynek megóvása a ma élő generáció egyetemes ügye*. A klimatológia rangjának felértékelődése, szerepének előtérbe kerülése egyben új feladatokat is jelentett: a klímaváltozások okainak mélyebb feltárását, valamint az antropogén hatások következményeinek felmérését (a konferencia 79d számú határozata; részletesebben l. Götz, 1981).

A számítástechnikának, és vele párhuzamosan a dinamikus meteorológiának a második világháborút követő évtizedekben bekövetkezett rohamos fejlődése révén a klimatológiát a kihívás nem érte készületlenül: a hetvenes évek elejére a légkör permanens viselkedésének az elmélete, az éghajlat dinamikája már lényegében szilárd alapokra helyeződött. A Globális Légkörkutató Programnak (GARP) az ENSZ-ajánlás nyomán kialakított klímadinamikai alprogramja, majd azt követően az Éghajlati Világprogram (WCP) keretében az elméleti klímakutatók nyomatékos hangsúlyt és új perspektívát nyertek.

Összefoglalásunkból kitűnik, hogy az elmúlt tizenöt év számos új eredményt hozott, de talán még ennél is számosabbak a felvetődött új kérdések. Megítélésünk szerint a legalapvetőbb probléma az, hogy az ún. *feltételes klímaprognózisok* – amelyek iránt a legnagyobb a társadalmi elvárás – közvetlenül nem verifikálhatók: a kétszeres szén-dioxid koncentráció, vagy például egy nagyméretű nukleáris háború számított éghajlati hatása szigorúan csak akkor igazolható, ha a feltételezett esemény *fait accompli* lesz. Ezért válik különösen fontossá az éghajlati modelleknek a jelenleg uralkodó klímaállapot alapján történő tesztelése, a paleoklimatológiai feltáró munka és a múlt szélsőséges éghajlati időszakainak szimulálása, továbbá azoknak az eseményeknek az elemzése, amikor egy nagyobb vulkánkitörés révén a természet maga produkál a klímaérzékenység vizsgálatához tényeket.

A másik alapvető probléma, hogy – az elvárások ellenére – ma még nem tudjuk egy módosult globális éghajlat regionális és lokális sajátosságait, valamint az ezekből fakadó következményeket megbízhatóan felvázolni. Ezért a jövőben kiemelt feladat lesz az általános cirkulációs modellek felbontásának fokozása, a mezo-skálájú numerikus prognosztikai modellek klíma-orientált alkalmazása, továbbá olyan statisztikai eljárásoknak a továbbfejlesztése, amelyek segítségével a történelmi adatsorok alapján megerősítést nyerhetnek a dinamikailag valószínűsített hatások.

Az éghajlati rendszer tehetetlensége, valamint a rendszeren belül működő kompenzáló visszacsatolások nyomán a klíma nagymértékben sebezhetetlennek látszik. A klímaállapotnak az antropogén hatásokkal szembeni rezisztenciája azonban magában hordozza azt a tényt, hogy a nem kívánatos módosulások, ha egyszer bekövetkeztek, szintén permanensek maradnak. Ennek a körülménynek a felismerése nemzedékünknek – elsősorban a tudományok képviselőinek és a döntéshozatalra jogosultaknak – a jövő generációival szembeni fokozott felelősségét jelenti.

IRODALOM

- Alvarez, L. W., Alvarez, W., Asar, F., and Michel, H. V., 1980: Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science* **208**, 1095–1108.
- Alvarez, W., Kauffman, E. G., Surlyk, F., Alvarez, L. W., Asar, F. and Michel, H. V., 1984: Impact theory of mass extinctions and the invertebrate fossil record. *Science* **223**, 1135–1141.
- Baker, F. W. G. and Castel, D., 1987: *Year Book 1987 of the International Council of Scientific Unions*. ICSU Press, Paris, 283 pp.
- Bell, T. L., 1980: Climate sensitivity from fluctuation dissipation: Some simple model tests. *J. Atmos. Sci.* **37**, 1700–1707.
- Berger, A. (ed.), 1981: *Climatic Variations and Variability: Facts and Theories*. Reidel Publ. Co., Dordrecht, Holland, 795 pp.
- Berger, A. and Pestiaux, P., 1986: Modelling the astronomical theory of paleoclimates in the time and frequency domain. *Current Issues in Climate Research* (eds.: A. Ghazi and F. Frantechi). Reidel Publ. Co., Dordrecht, Holland, 77–96.
- Budyko, M. I., 1969: The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth. *Tellus* **21**, 611–619.
- Budyko, M. I. and MacCracken, M. C., 1987: US–USSR meeting of experts on causes of recent climate change. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **68**, 237–243.
- Cai, M. and Mak, M., 1987: On the multiplicity of equilibria of baroclinic waves. *Tellus* **39A**, 116–137.
- Cess, R. D., 1978: Biosphere-albedo feedback and climate modeling. *J. Atmos. Sci.* **35**, 1765–1768.
- Cess, R. D. and Wrinka, J. C., 1979: Ice ages and the Milankovitch theory: A study of interactive climate feedback mechanisms. *Tellus* **31**, 185–192.
- Charlson, R. J., Lovelock, J. E., Andreae, M. O. and Warren, S. G., 1987: Oceanic phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo and climate. *Nature* **326**, 655–661.
- Charney, J. G. and DeVore, J. G., 1979: Multiple flow equilibria in the atmosphere and blocking. *J. Atmos. Sci.* **36**, 1205–1216.
- Crutchfield, J. P., Farmer, J. D., Packard, N. H. and Shaw, R. S., 1987: A káosz. *Tudomány* **3**, 2. sz., 13–25.
- Dickinson, R. E., 1986: Impact of human activities on climate – a framework. *Sustainable Development of the Biosphere* (szerk.: W. C. Clark és R. E. Munn). IIASA. Laxemburg/Cambridge Univ. Press, Cambridge, 252–291.
- Farkas M., 1976: Folyamatok kvalitatív vizsgálatáról. *Alk. Mat. Lapok* **2**, 237–257.
- Fraedrich, K., 1978: Structural and stochastic analysis of a zero-dimensional climate system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **104**, 461–474.
- Gammon, R. H., Sundquist, E. T. and Fraser, P. J., 1985: History of carbon dioxide in the atmosphere. *Atmospheric Carbon Dioxide and the Global Carbon Cycle* (ed.: J. R. Trabalka). U.S. Dept. Energy, DOE/ER–0239, 25–62.
- Gates, W. L. (ed.), 1979: Report of the JOC Study Conference on Climate Models: Performance, Intercomparison and Sensitivity Studies. *GARP Publications Series No. 22*, 1049 pp.

- Ghil, M., 1981: Internal climatic mechanisms participating in glaciation cycles. *Climatic Variations and Variability: Facts and Theories* (ed.: A Berger). Reidel Publ. Co., Dordrecht, Holland, 539–557.
- Gilliland, R. L. and Schneider, S. H., 1984: Volcanic, CO₂ and solar forcing of Northern and Southern Hemisphere surface air temperatures. *Nature* **310**, 38–41.
- Gilmore, R., 1981: *Catastrophe Theory for Scientists and Engineers*. Wiley, New York, 666 pp.
- Götz G., 1981: Éghajlati Világprogram – Az éghajlatváltozások kutatásának jelentősége, lehetőségei és problémái. *MTA X. Osztályának Közleményei* **14**, 157–175.
- Götz G. és Kaba M., 1986: A havi és évszakos éghajlati előrejelzések elméleti alapjai és gyakorlati módszerei. *OMSZ Kiseb Kiadványai* 59. sz., 269 pp.
- Hasselmann, K., 1976: Stochastic climate models, Part 1. Theory. *Tellus* **28**, 473–485.
- Hayashi, Y., 1982: Confidence intervals of a climatic signal. *J. Atmos. Sci.* **39**, 1895–1905.
- Hense, A., 1987: On the possible existence of a strange attractor for the Southern Oscillation. *Beitr. Phys. Atmos.* **60**, 34–47.
- ICSU/UNEP/WMO, 1986: *Report of the International Conference on the Assessment of the Role of Carbon Dioxide and of Other Greenhouse Gases in Climate Variations and Associated Impacts*. WMO – No. 661, 78 pp.
- Jones, P. D., Raper, S. C. B., Bradley, R. S., Diaz, H. F., Kelly, P. M. and Wigley, T. M. L., 1986a.: Northern Hemisphere surface air temperature variations: 1851–1984. *J. Climate Appl. Meteor.* **25**, 161–179.
- Jones, P. D., Wigley, T. M. L. and Wright, P. B., 1986b: Global temperature variations between 1861 and 1984. *Nature* **322**, 430–434.
- Källén, E., Crafoord, C. and Ghil, M., 1979: Free oscillations in a climate model with ice-sheet dynamics. *J. Atmos. Sci.* **36**, 2292–2303.
- Lamb, H. H., 1977: *Climate: Present, Past and Future*. Vol. II: *Climatic History and the Future*. Methuen & Co. Ltd., London, 835 pp.
- Leith, C. E., 1975a: The design of a statistical-dynamical climate model and statistical constraints on the predictability of climate. The Physical Basis of Climate and Climate Modelling. *GARP Publications Series* No. 16, 137–141.
- Leith, C. E., 1975b: Climate response and fluctuation dissipation. *J. Atmos. Sci.* **32**, 2022–2026.
- Leith, C. E., 1978: Predictability of climate. *Nature* **276**, 352–355.
- Lemke, P., 1977: Stochastic climate models, Part 3. Application to zonally averaged energy models. *Tellus* **29**, 385–392.
- Lorenz, E. N., 1963: Deterministic nonperiodic flow. *J. Atmos. Sci.* **20**, 130–141.
- Lorenz, E. N., 1968: Climatic determinism. *Meteor. Monographs* **8**, 1–3.
- Lorenz, E. N., 1979: Forced and free variations of weather and climate. *J. Atmos. Sci.* **36**, 1367–1376.
- Lorenz, E. N., 1984: Irregularity: a fundamental property of the atmosphere. *Tellus* **36A**, 98–110.
- Lovelock, J. E., 1979: *Gaia – A New Look at Life on Earth*. Oxford Univ. Press, Oxford, 157 pp.
- MacCracken, M. C., 1986: Third Conference on Climate Variations and Symposium on Contemporary Climate: 1850–2100. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **67**, 38–44.
- Mészáros E., 1977: *A levegőkémia alapjai*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 180 pp.
- Mörner, N.-A. and Karlén, W. (szerk.), 1984: *Climatic Changes on a Yearly to Millennial Basis*. Reidel Publ. Co., Dordrecht, Holland, 667 pp.
- Nicolis, C., 1984: On a new fluctuation-dissipation theorem in climate dynamics. *New Perspectives in Climage Modelling* (szerk.: A. L. Berger és C. Nicolis). Elsevier, Amsterdam, 331–349.
- Nicolis, C., 1987: Long-term climatic variability and chaotic dynamics. *Tellus* **39A**, 1–9.
- Nicolis, C. and Nicolis, G., 1981: Stochastic aspects of climatic transitions – Additive fluctuations. *Tellus* **33**, 225–234.
- North, G. R., Cahalan, R. F. and Coakley, J. A., 1981: Energy balance climate models. *Rev. Geophys. Space Phys.* **19**, 91–121.
- Pollack, J. B., Toon, O. B., Ackerman, T. P., McKay, C. P. and Turco, R. P., 1983: Environmental effects of an impact-generated dust cloud: Implications for the Cretaceous-Tertiary extinctions. *Science* **219**, 287–289.
- Ramanathan, V. and Coakley, J. A., 1978: Climate modeling through radiative-convective models. *Rev. Geophys. Space Phys.* **16**, 465–489.
- Reinhold, B., 1987: Weather regimes: The challenge in extended-range forecasting. *Science* **235**, 437–441.
- Rind, D., 1986: The dynamics of warm and cold climates. *J. Atmos. Sci.* **43**, 3–24.
- Robock, A., 1985: An updated climate feedback diagram. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **66**, 786–787.
- Saltzman, B. and Sutera, A., 1987: The mid-Quaternary climatic transition as a free response of a three-variable dynamical model. *J. Atmos. Sci.* **44**, 236–241.

- Schneider, S. H., 1986: A Goddess of the Earth?: The debate on the Gaia hypothesis – An editorial. *Climatic Change* **8**, 1–4.
- Schneider, S. H., 1987: Számítógépes éghajlati modellek, *Tudomány* **3**, 7. sz., 28–36.
- Schneider, S. H. and Gal-Chen, T., 1973: Numerical experiments in climate stability. *J. Geophys. Res.* **78**, 6182–6194.
- Sellers, W. D., 1969: A global climatic model based on the energy balance of the earth-atmosphere system. *J. Appl. Meteor.* **8**, 392–400.
- Start, G. G. and Prell, W. L., 1984: Evidence for two Pleistocene climatic modes: Data from DSDP Site 502. *New Perspectives in Climate Modelling* (eds.: A. L. Berger and C. Nicolis). Elsevier, Amsterdam, 3–22.
- Szépfaussy P. és Tél T. (szerk.), 1982: *A káosz*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 607 pp.
- Thompson, J. M. T., 1982: *Instabilities and Catastrophes in Science and Engineering*. Wiley, New York, 226 pp.
- Vallis, G. K., 1986: El Niño: A chaotic dynamical system? *Science* **232**, 243–245.
- Vickroy, J. G. and Dutton, J. A., 1979: Bifurcation and catastrophe in a simple, forced, dissipative quasigeostrophic flow. *J. Atmos. Sci.* **36**, 42–52.
- WMO, 1980: *Outline Plan and Basis for the World Climate Programme*. WMO–No. 540, 64 pp.
- WMO/ICSU, 1975: *The Physical Basis of Climate and Climate Modelling*. *GARP Publications Series* No. 16, 265 pp.
- Yamamoto, R., Iwashima, T., Sanga, N. K. and Hoshiai, M., 1986: An analysis of climatic jump. *J. Meteor. Soc. Japan* **64**, 273–281.
-

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 92. évf. 2–3. szám. 1988. március – június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 92. No. 2–3 Mar–Jun 1988 Budapest

A légköri nyomgázok és aeroszol részecskék éghajlatmódosító hatásának vizsgálata sugárzási-konvektív modellel

PRÁGER TAMÁS és KOVÁCS ELEONÓRA

Központi Légekfizikai Intézet

H-1675 Budapest, Pf. 39.

Dolgozatunk témája egy energiaegyensúlyi sugárzási-konvektív modell. Modellünk egydimenziós, stacionárius, a légoszlop radiatív egyensúlyának feltételére épül. Segítségével megvizsgálhatjuk, hogy a légkörben jelen levő optikailag aktív anyagok – a nyomgázok, az aeroszol részecskék és a felhőzet – mennyiségüktől függően hogyan hatnak a légkör energiaháztartására, a rövidhullámú és hosszuhullámú sugárzási áramokra, illetve ezeken keresztül hogyan befolyásolják a vertikális hőmérsékleti profilt. Ismertetjük a modell tesztelésére elvégzett kísérleteket, és ezek eredményeit. Egyrészt vizsgáljuk, hogy a fontosabb optikailag aktív anyagok, jelenlegi koncentrációjuk mellett, milyen hatást fejtenek ki a sugárzási áramokra. Másrészt – mivel ismeretes, hogy napjainkban a nyomgázok koncentrációja növekvő tendenciát mutat – megvizsgáljuk, hogy milyen változást idézhet elő, ha néhány évtized múlva ezeknek az anyagoknak a mennyisége jelentősebben megnő.

*

Investigation of the climate modifying effects of atmospheric trace gases and aerosol particles by a radiative-convective model. The subject of this paper is an energy balance radiative-convective model. Our model is a one-dimensional steady-state model, based on the condition of radiative equilibrium of an air column. By the aid of it one can study the influence of the radiatively active components of the air – trace gases, aerosols and clouds – on the energy balance of the atmosphere, on the shortwave and longwave radiation budgets, and through them on the vertical temperature distribution in the atmosphere. Test experiments and results with the model are described. In the experiments the effects on radiation fluxes of the main radiatively active components, in their present time concentrations are separately analysed. On the other hand – knowing, that the concentrations of some radiatively active trace gases show a growing tendency – we investigate the possible changes in the vertical temperature profile, caused by a significantly increased amount of these compounds.

*

Bevezetés

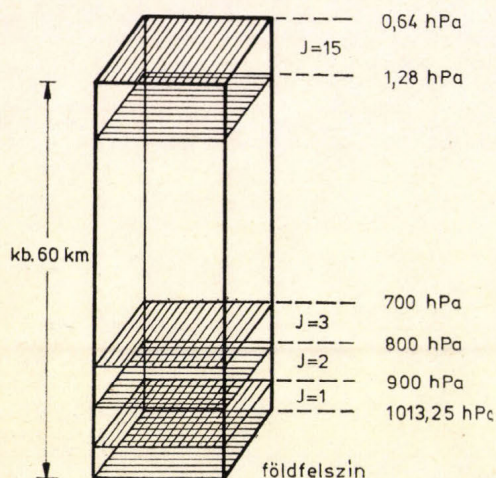
A Föld légkörének túlnyomó részét nitrogén, oxigén, argon és szén-dioxid alkotja, míg a fennmaradó része nyomgázokból áll, melyek közül több az emberi tevékenység eredménye. Annak ellenére, hogy ezek az anyagok igen kis koncentrációban fordulnak elő, jelentős hatással vannak környezetünkre. Az utóbbi száz évben az emberiség gyors szaporodása, valamint az iparosodás gyors fejlődése

dése módosította a légkörben a nyomgázok összetételét, és mennyiségük növekedéséhez vezetett. Az említett koncentrációnövekedés (ha továbbra is ilyen ütemben halad) hozzájárulhat Földünk éghajlatának megváltozásához. Ez a változás csak évtizedek múlva jelentkezik, de addig is rendkívül nagy fontosságú, hogy ismerjük ezen anyagok szerepét, jelentőségét. Ezt a feladatot hivatottak megoldani a sugárzási-konvektív éghajlatmodellek.

A sugárzási-konvektív modelleket a 60-as évek második felében dolgozták ki. Az első ilyen típusú modell *Manabe* és *Strickler* (1964) nevéhez fűződik, akik a vízgőz sugárzásra gyakorolt hatásának parametrizálásakor állandó abszolút nedvességgel számoltak. Hamar rájöttek azonban, hogy a nedvesség konvektív visszacsatolásának figyelembevétele alapvető fontosságú (*Manabe és Wetherald*, 1967). Ilyen típusú modellek kidolgozásával foglalkoztak, illetve foglalkoznak: *Lacis és Hansen* (1974), *Wang és Stone* (1980), *Hummel* (1981), *Charlock* (1982) és még sokan mások. Napjainkban igen elterjedten alkalmazzák ezeket a modelleket az általános cirkulációs modellek vertikális blokkjaiként is. Közös célkitűzésünk egy olyan kvázi-háromdimenziós modell létrehozása, amelynek horizontális blokkját egy havi bontású boxmodell (*Pálvölgyi és Práger*, 1987) adja, míg a vertikális blokkját az általunk továbbfejlesztett sugárzás-konvektív modell szolgáltatja.

2. A modell elméleti alapja

A modell kidolgozása során egy a Szovjetunióban kifejlesztett modellt vetünk alapul (*Karol és Frolkisz*, 1984), amelyet munkánk során jelentős mértékben módosítottunk. Az általunk továbbfejlesztett sugárzási-konvektív modell segítségével tanulmányozhatjuk, hogy milyen módon befolyásolják a légköri nyomgázok, az aeroszol részecskék és a felhőzet, valamint ezek mennyiségi megváltozása a légkör energiaháztartását, a rövidhullámú és hosszuhullámú sugárzási áramokat, illetve ezeken keresztül a vertikális hőmérsékleti profilt. Modelünk egydimenziós, vertikális felbontású, stacionárius modell, amely a sugárzási egyensúly feltételére épül. Szemléletesen ábrázolva a modelltartomány egységnyi alapterületű légoszlop, amely a földfelszíntől kb. a légkör 60 km-es magasságáig terjed. Ezt a légoszlopot tizenöt rétegre osztjuk fel izobárfelületek segítségével (1. ábra). Vizsgálatainkhoz nyomási koordináta-rendszert használunk.



1. ábra: Az egységnyi alapterületű légoszlop sematikus ábrája

Modellünket két változatban valósítjuk meg:

a) A *radiatív változat* a sugárzási-egyensúly feltételéből állítja elő a vertikális hőmérsékleti profilt:

$$F_j - S_j = F_{j-1} - S_{j-1} \quad j = 1, 2, \dots, n \quad (1)$$

ahol F_j – az F_{eff} effektív hosszuhullámú sugárzási áram értéke,

S_j – az S_{eff} effektív rövidhullámú sugárzási áram értéke a j -edik réteghatáron,

j – a rétegek sorszáma a földfelszíntől felfelé haladva,

n – a rétegek száma.

b) A *radiatív-konvektív változatban* a sugárzási áramok mellett a konvektív hőárammal is számolunk; ennek következtében az alap-egyenletrendszer az

$$F_j - S_j + (I_q + I_l)_j = F_{j-1} - S_{j-1} + (I_q + I_l)_{j-1} \quad j = 1, 2, \dots, n \quad (2)$$

alakot ölti, ahol $(I_q + I_l)$ szenzibilis és latens konvektív hőáram a j -edik határfelületen.

2.1. A *konvektió parametrizációja*. A radiatív-konvektív változatban a konvektió parametrizálása egy ún. átrétegzési eljárással (*convective adjustment*) történik (Präger, 1978). Ennek lényege az, hogy ha az adott rétegben a γ_j hőmérsékleti gradiens nagyobb egy γ^* kritikus hőmérsékleti gradiensnél, akkor a rétegben pillanatnyi konvektív átrendeződés megy végbe, melynek eredményeként $\gamma_j = \gamma^*$ lesz a rétegben az új hőmérsékleti gradiens. Az átrétegzés során csak az adott réteg T_j középhőmérséklete változik meg, és a

$$T_j = T_{j-1} \left(\frac{p_j}{p_{j-1}} \right)^{\frac{R}{C_p} \gamma^*} \quad (3)$$

értéket veszi fel, ahol R – az univerzális gázállandó, C_p – az állandó nyomáson vett fajhő. A kritikus hőmérsékleti gradiens értékét különböző módon adhatjuk meg – lehet száraz-adiabatikus (γ_{da}), nedves-adiabatikus (γ_{ma}), vagy a troposzféra átlagos hőmérsékleti gradiense ($\bar{\gamma}$).

Az eljárás a konvektió által módosított új hőmérsékleti értékeket állítja elő. A hőmérleg-egyenlet ennek felhasználásával az (1)-hez hasonló alakra egyszerűsödik:

$$(F_j - S_j)^* = (F_{j-1} - S_{j-1})^* \quad j = 1, 2, \dots, n, \quad (4)$$

2.2. A *vertikális hőmérsékleti profil előállítás*a. A vertikális hőmérsékleti profil előállítására a hosszuhullámú sugárzási áram

$$F_j = B_0 P_j + \sum_{k=1}^n B_k D_{j,k} \quad j = 1, 2, \dots, n \quad (5)$$

alakú kifejezést használjuk fel, ahol

B_0, B_j – az integrált Planck-függvény a földfelszínen és a réteghatárokon,

P_j – a földfelszíni sugárzás integrált átbecsátási függvénye,

$D_{j,k} = P_{j,k} - P_{j,k-1}$ – az egyes rétegek integrált differenciális átbecsátási függvényei.

Az (5) összefüggést behelyettesítve (1)-be, lineáris egyenletrendszer nyerünk a B_k ismeretlenekre, feltéve, hogy az effektív rövidhullámú áramok és a hosszuhullámú átbecsítási függvények ismertek:

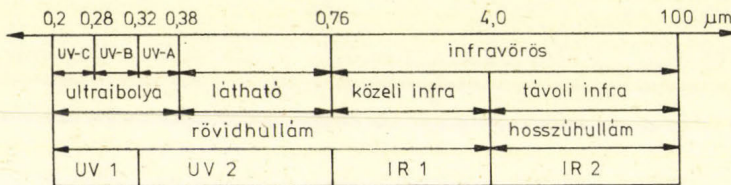
$$\sum_{k=1}^n B_k(D_{j,k} - D_{j-1,k}) + B_0(P_j - P_{j-1}) = S_j - S_{j-1} \quad j = 1, 2, \dots, n \quad (6)$$

A (6) egyenletrendszer megoldásaként kapott B_k értékekből a Stefan-Boltzmann formula segítségével számítjuk ki a hőmérsékleti értékeket:

$$T_k = (B_k/\sigma)^{0,25} \quad k = 1, 2, \dots, n, \quad (7)$$

ahol $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W}/(\text{m}^2\text{K}^4)$.

A (6) egyenletrendszerben szereplő függvények közül természetesen a B_k Planck-függvények hőmérséklet-függése a legerősebb, de – jóval gyengébb mértékben – a $P_j, D_{j,k}$ hosszuhullámú átbecsítási függvények, valamint az S_j



2. ábra: A modell elektromágneses spektrumtartománya

effektív rövidhullámú áramok is függenek a hőmérséklettől. Ezért a sugárzási egyensúlyt pontosan kielégítő hőmérsékleti profil előállításához iterációs eljárásra van szükség. Az iteráció egy megadott kezdeti T_j^0 profilból indul (ez lehet az Északi-félgömbre meghatározott évi átlagos hőmérsékleti profil). A kiindulási hőmérsékleti profil (0. közelítés) segítségével kiszámítjuk az S_j, P_j és $D_{j,k}$ értékeket, amelyeket a (6) egyenletrendszerben felhasználva előállítjuk az egyensúlyi vertikális hőmérsékleti profil első közelítését, T_j^1 -et. A kapott T_j^1 profillal újra kiszámítjuk az S_j, P_j és $D_{j,k}$ értékeket, melyek segítségével újra T_j profilt állítunk elő (T_j^2). Ez az iterációs folyamat mindaddig tart, amíg az iteráció konvergenciája következtében a T_j profil értékei (az egymást követő közelítések eltérései) egy általunk előírt pontosságot el nem érnek.

Modellünk peremfeltétel-rendszerre két változatot foglal magában:

- A sugárzási-egyensúly feltételének eleget tevő, a légkör felső határán az $F_n = S_n$ egyenlőség teljesülését megkövetelő változat.
- Rögzített T_0 felszíni hőmérséklet mellett a nem radiatív-egyensúlyi profilok számítására is lehetőséget adó változat.

2.3. Az optikailag aktív anyagok szerepe az effektív rövidhullámú áramok és a hosszuhullámú átbecsítási függvények meghatározásában. Az effektív rövidhullámú áramok (S_j) és a hosszuhullámú átbecsítási függvények ($P_j, D_{j,k}$) számításánál a jelentősebb optikailag aktív anyagokat vesszük figyelembe. Ezeknek az anyagoknak a rövid- és hosszuhullámú áramokra gyakorolt hatása erősen hullámhossz-függő. Hatásukat az egyes hullámhossz-intervallumokban empirikus átbecsítási függvények segítségével vesszük figyelembe. A hullámhossz szerinti összegezés során az ún. széles sáv (broadband) közelítést alkalmazzuk (Liou, 1980). A modell-számítási spektrumtartománya (2. ábra) a 0,2 – 100 μm-ig terjedő tartományt

foglalja magában. Míg a hosszúhullámú tartományban (4–100 μm) az optikailag aktív anyagok elnyelése a jelentős, addig a rövidhullámú tartományban (0,2–4 μm) már a szórás jut jelentősebb szerephez.

Optikailag aktív anyagok: a) a légköri nyomgázok, b) az aeroszol részecskék, c) a felhőzet

a) *A nyomgázok parametrizációja.* A hosszúhullámú spektrumtartományt (4–100 μm) 17 intervallumra osztjuk fel. Az egyes spektrálintervallumokban a légköri nyomgázok exponenciális típusú (8a), (8b) empirikus átbocsátási függvényeit használjuk:

$$P_{i,j} = e^{-\beta_i m_i / \sqrt{1 + \alpha_i m_j / p_j}} \quad (8a)$$

$$P_{i,j} = e^{-\mu_i m_j} \quad j = 1, 2, \dots, n \quad i = 1, 2, \dots, v \quad (8b)$$

ahol α_i, β_i – az átbocsátási paraméterek,

m_j – az optikai tömeg,

p_j – az optikai nyomás,

$P_{i,j}$ – az átbocsátási függvények,

v – a hullámintervallumok száma.

A (8a) képlet a légköri nyomgázok ún. erős elnyelési sávjaira, míg a (8b) képlet az ún. gyenge elnyelési sávokra vonatkozó átbocsátási függvényeit adja meg. Az α és β_i paraméterek értékeit *Rozanov* et al. (1981) munkájából vettük. Ezek a képletek a nyomgázok optikai tömegét és optikai nyomását tartalmazzák, melyeket Curtis–Godson közelítéssel állítunk elő. A hullámhossz szerinti integrálást a spektrálintervallumok szerinti véges összegzéssel helyettesítjük. Így kapjuk meg az integrált átbocsátási függvényeket.

Ebben a hullám tartományban hét légköri nyomgáz hatását vizsgáljuk, ezek a következők: H_2O , CO_2 , O_3 , CH_4 , N_2O , CFCl_3 , CF_2Cl_2 . Az említett nyomgázok mellett a hosszúhullámú tartományban is fontos szerepet játszik az aeroszol és a felhőzet, melyekkel külön fogunk foglalkozni.

A rövidhullámú tartományon belül három résztartományt különítünk el (2. ábra):

– az UV1-tartomány (távoli UV: 0,2–0,32 μm), ahol az O_3 , NO_2 és az aeroszol elnyelését vesszük figyelembe, ezen belül 11 hullámintervallumot különítünk el.

– az UV2-tartomány (közeli UV és látható: 0,32–0,76 μm), ahol az O_3 , NO_2 elnyelésével, a Rayleigh-szórással, valamint az aeroszol és a felhőzet elnyelésével és szórásával számolunk, itt két hullámintervallumot hozunk létre.

– az IR1-tartomány (közeli infravörös: 0,76–4 μm), ahol a H_2O , CO_2 , CH_4 és N_2O elnyelése játszik szerepet ebben az esetben 12 hullámintervallumot különítünk el.

A légköri nyomgázoknak az UV1- és UV2-tartományban gyenge elnyelési sávjai vannak, ezért ezekre a (8b) képletet alkalmazzuk, míg az IR1-tartományban az erős elnyelési sávokra a (8a) képletet használjuk fel. Az UV2-tartományban az elnyelés és szórás együttes hatását a δ -Eddington módszerrel határozzuk meg (*Joseph* et al., 1976).

b) *Az aeroszol parametrizációja.* A rövid- és hosszúhullámú tartományban azonos módon történik az aeroszol parametrizációja. Mindkét esetben az aeroszol által okozott gyengítést számítjuk ki optikai vastagságának a segítségével (*Kondratyev*, 1969):

$$\tau_{0,550} = \beta_{0,550} \cdot \beta'_i \cdot l \quad i = 1, 2, \dots, v \quad (9)$$

ahol $\beta_{0,550}$ – a 0,550 μm -es hullámhosszra vonatkozó extinkciós együttható,
 β'_i – az egyes hullámintervallumok közepére vonatkozó normált extinkciós együttható,

l – a napúthossz,

v – a hullámintervallumok száma.

Az aeroszol esetén is az ún. széles sáv eljárást alkalmazzuk a hullámhossz szerinti összegzésre. A (9) összefüggés az extinkció mindkét összetevőjére (elnyelés, szórás) felírható. A számításokhoz szükséges $\beta_{0,550}$ és β'_i adatokat a WMO (1983) kiadványból vettük.

c) *A felhőzet parametrizációja.* A felhőzet figyelembevétele a rövid-, illetve a hosszúhullámú tartományban eltérő módon történik. A modellben alacsony-, közép- és magasszintű felhőzet jelenlétével számolunk.

A rövidhullámú tartományban az elnyelésre és a szórásra külön-külön meghatározzuk a felhők optikai tömegét. A szórásra

$$m_{sz} = c_v \cdot c_g, \quad (10a)$$

az elnyelésre pedig

$$m_e = c_v \cdot (1 - c_g), \quad (10b)$$

ahol c_v – a felhő optikai vastagsága,

c_g – a felhő egyszeres szórási együtthatója.

A hosszúhullámú tartományban még nincs megoldva a felhők hőmérsékleti kisugárzásának parametrizációja, amely jelentős szerepet játszik a sugárzási áramok alakításában. Ennek beépítése a modellbe már folyamatban van.

A modell jelenlegi változatában a felhők elnyelését a teljes integrált átbocsátási függvény korrekciójával parametrizáljuk. A korrekciós tényező alakja:

$$k = 1 - c_n \cdot c_s \quad (11)$$

ahol c_n – a felhő mennyisége,

c_s – a felhő elnyelőképessége.

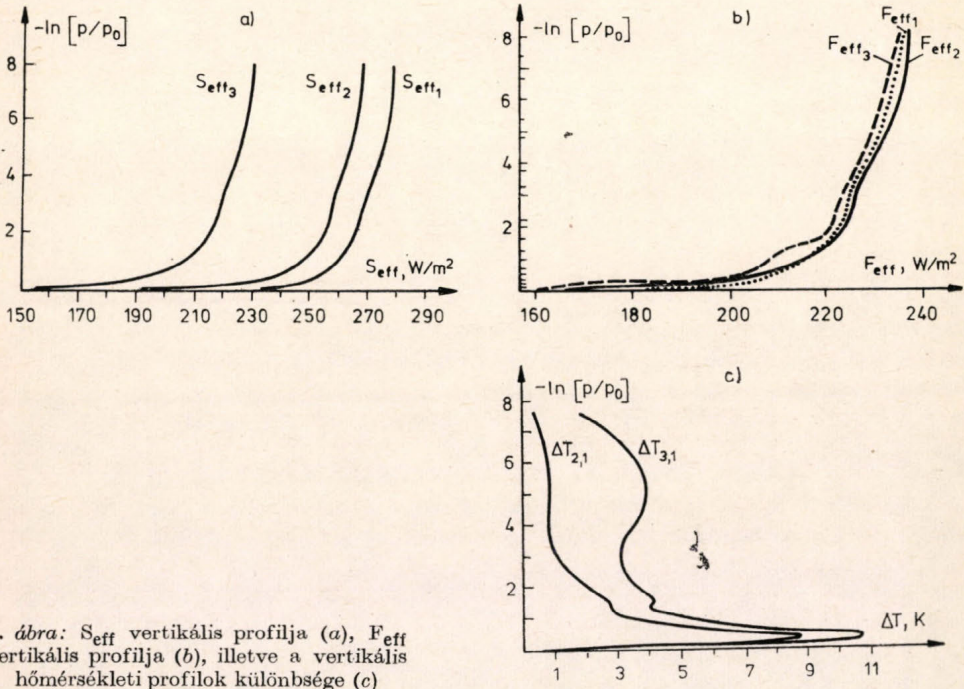
3. A modellkísérletek eredményei

A modell tesztelésére többféle kísérletet végeztünk el, melyek közül csak néhánynak az eredményeit mutatjuk be. Az ábrákon a modellkísérletek során kapott effektív rövidhullámú (S_{eff}) és effektív hosszúhullámú (F_{eff}) áramokat, valamint a radiatív egyensúlyi vertikális hőmérsékleti profilt (T_j) ábrázoljuk, mégpedig logaritmikuss-normált nyomási koordináta-rendszerben. A modell lehetőséget ad arra, hogy megvizsgáljuk, milyen hatást fejtenek ki az optikailag aktív anyagok jelenlegi koncentrációjuk mellett a sugárzási áramokra és a vertikális hőmérsékleti profilra.

Megvizsgáltuk, hogy milyen eredményeket kapunk abban az esetben, ha csak a légköri nyomgázokat, ha a légköri nyomgázok és az aeroszol együttesét, vagy ha a légköri nyomgázok, az aeroszol és a felhőzet együttesét vesszük figyelembe a számítások során.

Az ábrákon 1. szám jelzi a légköri nyomgázokra kapott, 2. a légköri nyomgázok és az aeroszol együttesére elvégzett kísérlet során nyert, míg a 3. szám a teljes optikai rendszer figyelembevételével kapott eredményeket. A három kísérlet eredményeit együtt mutatjuk be.

Az effektív rövidhullámú áramok görbéit a 3a. ábrán szemléltetjük. Bár az aeroszolnak is jelentős szerepe van a rövidhullámú energiabevétel gyengítésében ($S_{\text{eff}2}$ profil), mégis a felhőzet a legjelentősebb befolyásoló tényező ($S_{\text{eff}3}$ profil). A legszembetűnőbb változások a troposzférában mennek végbe; azokban a rétegekben, ahol az aeroszol nagy koncentrációban fordul elő, és ahol a felhőzet jelen van. A rövidhullámú energiabevétel csökkenése a légkör ezen tartományában a legerőteljesebb, míg a tropopauzától felfelé szinte valamennyi rétegben azonos a gyengülés mértéke. A rövidhullámú tartományban mind az aeroszolnak, mind pedig a felhőzetnek a szórási képessége játsza a fontosabb szerepet.



3. ábra: S_{eff} vertikális profilja (a), F_{eff} vertikális profilja (b), illetve a vertikális hőmérsékleti profilok különbsége (c)

A 3b. ábrán az effektív hosszúhullámú áramokat tüntetjük fel. Az aeroszol hatása a hosszúhullámú tartományban már kisebb jelentőségű, mint a rövidhullámúban. Ebben a hullámtartományban is a felhőzet játsza a fontosabb szerepet (bár pillanatnyilag még csak az elnyelőképességét vesszük figyelembe számításaink során). A felhőzet nagymértékben csökkenti a hosszúhullámú energia kibocsátást és ezáltal erősíti az üvegházhatást, ami a légkör felmelegedéséhez vezet. A 3a. és 3b. ábrán bemutatott effektív rövid-, illetve hosszúhullámú áramokhoz tartozó egyensúlyi vertikális hőmérsékleti profiloknak a különbségét a 3c. ábrán szemléltetjük oly módon, hogy a $\Delta T_{2,1}$ a T_2 és a T_1 , a $\Delta T_{3,1}$ pedig a T_3 és a T_1 profilok különbségét jelöli.

Mind az aeroszol, mind pedig a felhőzet jelenléte a légréteg felmelegedését vonja maga után. Ezt a 3c. ábrán látható görbék is alátámasztják. A hőmérséklet emelkedése a troposzférában a legerőteljesebb, ezen belül is az alsó troposzférában, ahol a két görbének ($\Delta T_{2,1}$ és $\Delta T_{3,1}$) maximuma van.

A modellt két változatban valósítottuk meg: az egyik a radiatív, a másik a radiatív-konvektív változat. Vizsgálatainkat eddig csak a radiatív változattal

végeztük el, tehát valamennyi eddig bemutatott és ezután bemutatásra kerülő ábra ennek a változatnak az eredményeit tükrözi. A modellünkkel kapott vertikális radiatív hőmérsékleti profilhoz összehasonlítási alapul a nemzetközi referencia légkörben fennálló hőmérsékleti profilt (Fleagle és Businger, 1963) választottuk. Nagyobb eltéréseket a troposzférában és a sztratoszféra legalsó részében

1. TÁBLÁZAT

A légköri nyomgázok koncentrációjának megváltozása 2023-ra és 2063-ra (Tricot és Berger 1987), és a hozzájuk tartozó felszíni hőmérséklet-változása (ΔT_0) kelvin-ben

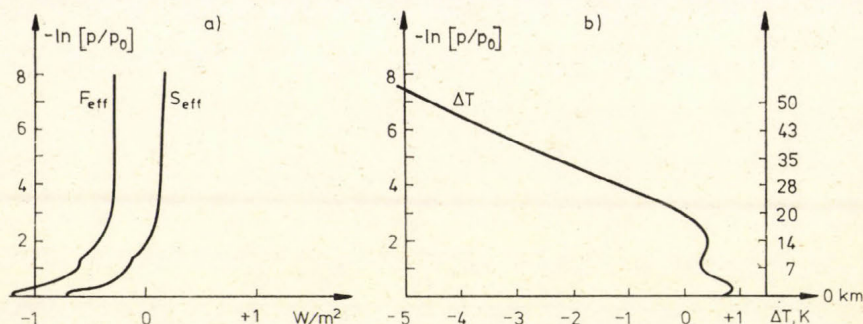
Nyomgázok	2023-ban	2063-ban
CO ₂	1,26	1,75
CH ₄	1,49	2,22
N ₂ O	1,11	1,22
Freonok	1,72	2,44
ΔT_0	0,56	1,05

figyelhetünk meg. Ez azzal magyarázható, hogy ebben a modellváltozatba még nincs beépítve a konvekció, amely ezeknek a légrétegeknek az átkeveredését biztosítja. Azokban a rétegekben, ahol konvekció már nem lép fel, a két profil jó egyezést mutat.

Az eddig említett kísérleteken kívül még megvizsgáltuk azt is, hogy milyen hatást fejtenek ki külön-külön az egyes légköri nyomgázok. Ezen kísérletek eredményeivel azonban jelen dolgozatunkban nem foglalkozunk.

A modell peremfeltétel-rendszere lehetővé teszi, hogy rögzített T_0 felszíni hőmérséklet mellett nem radiatív-egyensúlyi profilokat is tudjunk számolni. Előállítottuk hazánkra a nyári és téli félév átlagos felszíni hőmérsékletéhez tartozó vertikális hőmérsékleti profilt, valamint a hozzá kapcsolódó rövidhullámú és hosszuhullámú sugárzási áramokat. A kapott eredményeink viszonylag jól reprezentálják hazánk nyári és téli sajátosságait.

A modell felhasználásával másodfajú prognóziskísérleteket is végeztünk. Ezek célja annak megvizsgálása volt, hogy milyen éghajlatváltozást eredményez a légköri nyomgázok koncentrációjának megváltozása. Az előrejelzéseket 2023-ra, ill. 2063-ra készítettük el (40 éves, ill. 80 éves előrejelzések a referenciaévnél tekintett 1983-tól számítva). A modellben szereplő nyomgázok koncentráció-



4- ábra: A vertikális effektív áramok (a) és a vertikális hőmérsékleti profilok (b) különbsége 2023-ban

növekedésének mértékét *Tricot és Berger* (1987), a hozzá tartozó felszíni hőmérséklet-változást pedig *Pálvölgyi* (1987) munkájából vettük (1. táblázat). A nyomgázok mellett található adatok azt jelzik, hogy a jelenlegi koncentrációk hány-szorosára nőnek 2023-ra ill. 2063-ra.

A 2023-ra és 2063-ra elvégzett kísérlet eredményeit összehasonlítottuk a jelenlegi nyomgázkoncentrációk esetén kapott eredményekkel. A különbségeket a 4. és 5. ábrán mutatjuk be. 2023-ra a 4a. és 4b., 2063-ra pedig az 5a. és 5b. ábrák vonatkoznak.

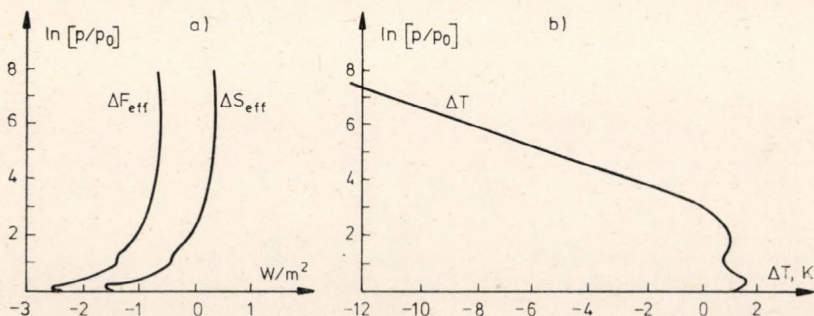
A kiválasztott évekre elvégzett kísérletek eredményei azt mutatják, hogy a változások minőségileg hasonlóak, de mennyiségileg eltérő képet adnak (a koncentráció eltérések miatt).

A sugárzási áramok különbségeit a 4a. és az 5a. ábrán szemléltetjük. A nyomanyagok koncentrációjának növekedése számottevő változást idéz elő a troposzférában. A légkör ezen tartományában gyengül a legjelentősebben a rövidhullámú és hosszuhullámú sugárzási áram. Az effektív hosszuhullámú áramok csökkenése, vagyis a hosszuhullámú kibocsátás gyengülése a légréteg felmelegedéséhez vezet.

Ezt a következtetést támasztja alá a 4b. ábra, — amely T_{2023} és T_1 különbségét szemlélteti, valamint az 5b. ábra, ami viszont T_{2063} és T_1 eltérését mutatja. Mindkét görbének maximuma van az alsó troposzférában, ami azt jelzi, hogy a nyomgázok koncentrációjának növekedése a légkör ezen rétegének fokozatos melegedését vonja maga után.

A nyomgázok — annak ellenére, hogy viszonylag kis koncentrációban vannak jelen a légkörben — jelentős változásokat idézhetnek elő Földünk éghajlatában. Ezt az elvégzett kísérleteink is alátámasztják. Ha az 1. táblázatban közölt koncentráció-növekedések bekövetkeznének, akkor az alsó troposzféra 2023-ban átlagban kb. 0,7 fokkal lenne melegebb, míg 2063-ban a hőmérséklete kb. 1,7 fokkal emelkedne.

Célunk a továbbiakban az, hogy a modell másik változatát, a radiatív-konvektív változatot is kifejlesszük. Ehhez a valóságot minél jobban megközelítő konvekció parametrizációjának az előállítására van szükség. Alapvető jelentőségű még a modelleredmények pontosabbá tétele, ami az aeroszol és a felhőzet parametrizációjának finomításával érhető el. Különösen fontos a felhők hosszuhullámú hőmérsékleti kisugárzásának minél pontosabb beépítése a modellbe.



5. ábra: A vertikális effektív áramok (a) a vertikális hőmérsékleti profilok (b) különbsége 2063-ban

- Charlock, T. P., 1982: Cloud optical feedback and climate stability in a radiative-convective model. *Tellus* 34, 245–254.
- Fleagle, R. G. and Businger, J. A., 1963: *An introduction to atmospheric physics*. Academic Press, New York and London.
- Hummel, J. R., 1982: Surface temperature sensitivities in a multiple cloud radiative-convective model with a constant and pressure dependent lapse rate. *Tellus* 34, 203–208.
- Joseph, J. H., Wiscombe, W. J. and Weinman, J. A., 1976: The Delta-Eddington approximation for radiative flux transfer. *J. Atmos. Sci.* 33, 2452–2459.
- Karol, I. L. i Frolkisz, V. A., 1984: Energobalanszovaja radiacionno-konvektivnaja model globalnogo klimata. *Meteorologija i Hidrologija* 8, 59–68.
- Kondratyev, K. Ya., 1969: *Radiacionnije karakterisztiki atmosferi i zemnoj poverhnosztyi*. Hidrometiizdat, Leningrad.
- Liou, K. N., 1980: *An introduction to atmospheric radiation*. Academic Press, New York and London.
- Lacis, A. A. and Hansen, J. E., 1974: A parameterization for the absorption of solar radiation in the Earth's atmosphere. *J. Atmos. Sci.* 31, 118–133.
- Manabe, S. and Strickler, N. F., 1964: Thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjustment. *J. Atmos. Sci.* 21, 361–385.
- Manabe, S. and Wetherald, R. T., 1967: Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. *J. Atmos. Sci.* 24, 241–259.
- Pálvölgyi, T. and Práger, T., 1987: Simulation of decadal time scale climatic changes by monthly resolution energy balance model (in print).
- Práger T., 1978: Hidrodinamikai módszer a Kárpát-medence időjárásának finomfelbontású előrejelzésére I. *Időjárás* 82, 200–210.
- Rozanov, E. V., Tyimofejev, J. M. i Frolkisz, V. A., 1981: Vlijanije malih gazovih szosztavljajuscih na nekotoriye karakterisztiki radiacionnogo rezsima v infrakrasznom diapazone. *Fizika Atmoszferi i Okeana* 4, 384–391.
- Tricot, Ch. and Berger, A., 1987: Modelling the equilibrium and transient responses of global temperature to past and future trace gases concentrations. *Climate Dynamics* 2, 39–61.
- Wang, W. C. and Stone, P. H., 1980: Effect of ice-albedo feedback on global sensitivity in a one-dimensional radiative-convective climate model. *J. Atmos. Sci.* 37, 545–552.
- WMO, 1983: Report of the experts meeting on aerosols and their climatic effects. Williamsburg, Virginia, 28–30 March 1983, *World Climate Programme, WCP-55*.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 92. évf. 2–3. szám. 1988. március – június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 92. No. 2–3 Mar–Jun 1988 Budapest

Az óceán és a tengeri jég szerepe az éghajlat antropogén eredetű módosulásában

PÁLVÖLGYI TAMÁS
Központi Léggörfizikai Intézet
H-1675 Budapest, Pf. 39.

A dolgozat első részében áttekintjük az alkalmazott havi bontású éghajlatmodell felépítését – különös tekintettel hidro- és krioszféra modellezésére. Ismertetjük és összehasonlítjuk a két lényeges alrendszer figyelembevételével, illetve figyelembe vétele nélkül elvégzett teszt-kísérleteket, amelyek alapját a légköri hőmérséklet évi menetének, illetve az elmúlt 100 év félgömbi éghajlatának szimulálása képezi. A második részben az emberiség potenciális éghajlatalkító tevékenységének vizsgálatát ismertetjük. Ennek során a légköri nyomananyagok üvegházhatásának, a nukleáris télnek és az artikus tengeri jég részleges megolvadásának félgömbi éghajlati következményeit mutatjuk be. Az összehasonlító kísérletek alapján megállapítható, hogy az antropogén tevékenység által kijelölt néhány évtizedes időskálán fellépő éghajlatmódosulások vizsgálata megköveteli a lassú alrendszerek termodinamikai alapokon nyugvó, nem empirikus jellegű modellezését.

*

Role of the ocean and sea ice in the global climate change due to human activity.
The construction of a monthly resolution climate model is described with a great stress on modelling the ocean and cryosphere subsystem. Test-runs are analysed aimed at simulating the annual cycle and reproducing the recent 100 years' climatic fluctuations with and without taking into consideration the slow subsystems. In the second part we show the results related to the global climate change due to human activity, e.g. the greenhouse effects of trace gases, the nuclear winter and the potential melting of the Arctic sea ice. On the basis of the experiments it was found that investigations of the decadal time-scale climate processes require the non-empirical modelling of the slow subsystems on thermodynamical basis.

*

1. Bevezetés

Az éghajlat néhány évtizedes skálán fellépő fluktuációinak vizsgálata az elmúlt évek során a figyelem középpontjába került. Az El Niño-Déli Oszcilláció jelenségkör, a permanens afrikai aszály, az egyirányú globális hőmérsékleti trend létének kérdése, vagy akár az Antarktisz felett észlelt időszakos „ózonlyuk” tanulmányozása felhívta a figyelmet arra, hogy ezek a jelenségek csak a teljes éghajlati rendszer, illetve a külső és belső kényszerek kölcsönhatásával magyarázhatók, és nem szűkíthetők le a légkör folyamataira. Az évtizedes időskálán

ható éghajlatalakító tényezők közül az óceán és az arktikus tengeri jég folyamatai legalábbis egyenrangú szerepet játszanak a légkör folyamataival, így a különböző karakterisztikus idővel jellemezhető alrendszernek kölcsönhatása az éghajlat meghatározó tényezőjévé válhat.

Közvetlen célkitűzésünk az antropogén tevékenység globális éghajlatra gyakorolt hatásának minőségi és mennyiségi vizsgálata volt, amely során különös figyelmet kívántunk fordítani az éghajlati karakterisztikák éven belüli, évszakos módosulására. A megvalósítás során nyilvánvalóvá vált előttünk, hogy ha meg akarjuk tartani a modell finom időbeli felbontását, másrésről pedig vizsgálatainkat ki akarjuk terjeszteni az évszázadon belüli éghajlat ingadozások szimulálására, úgy nem elégedhetünk meg a lassú alrendszereknek tekinthető hidro- és krioszféra „a priori” feltételezésekre épülő statisztikus-empirikus paraméterezésével, hanem az ok-okozati kapcsolatokat is feltáró termodinamikai szubmodelleket kell kidolgoznunk.

2. Az éghajlatmodell felépítése

Az alkalmazott éghajlatmodell az Északi-félgömb atmoszféra-kontinens-óceán-krioszféra rendszerének havi bontású boxmodellje (Pávlögyi és Práger, 1987). Az egyes modelltartományok horizontálisan átlagoltak, így az egész félgömböt mint egységnyi alapterületű, de vertikálisan két, horizontálisan pedig három részre tagolt oszlopot kezeljük (1. ábra). Mind az arktikus (krioszféra feletti), mind az óceán és kontinens feletti légkör-domain a felszíntől a zérus nyomású szintig terjed. A felszíni és légköri modelltartományok horizontális kiterjedése az Északi-félgömb mindenkorai óceán-kontinens-tengeri jég arányának felel meg. A területarányok azonban – a krioszféra domain időben változó kiterjedése miatt – nem állandó mennyiségek. A lito-, hidro- és krioszféra domainek vertikálisan a felszíntől a – mindegyik modelltartományra más és más, és a litoszféra kivételével időben szintén nem rögzített szinten elhelyezkedő – energetikailag aktív réteg aljáig terjednek ki.

Az egyes modelltartományok belsőenergia változásait a következő egyenletek írják le:

Arktikus légkör:

$$q_{ai} \cdot \frac{dT_a(t)}{dt} = S_{ai}(t) - L_{ai}(t) + (P + LE)_i(t) + D_i(t) \quad (1a)$$

Kontinens és óceán feletti légkör:

$$q_a \cdot \frac{dT_a(t)}{dt} = S_a(t) - L_a(t) + (P + LE)_a(t) - D_i(t) \quad (1b)$$

Kontinens:

$$q_1 \cdot \frac{dT_1(t)}{dt} = S_1(t) - L_1(t) - (P + LE)_1(t) \quad (1c)$$

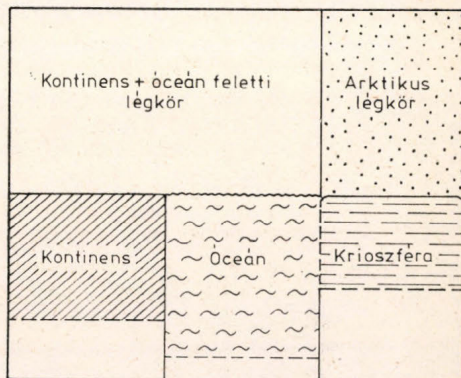
Óceán:

$$\int_{-H_m}^0 \rho_m c_m \cdot \frac{\partial T_m(z, t)}{\partial t} dz = S_m(t) - L_m(t) - (P + E)_m(t) \quad (1d)$$

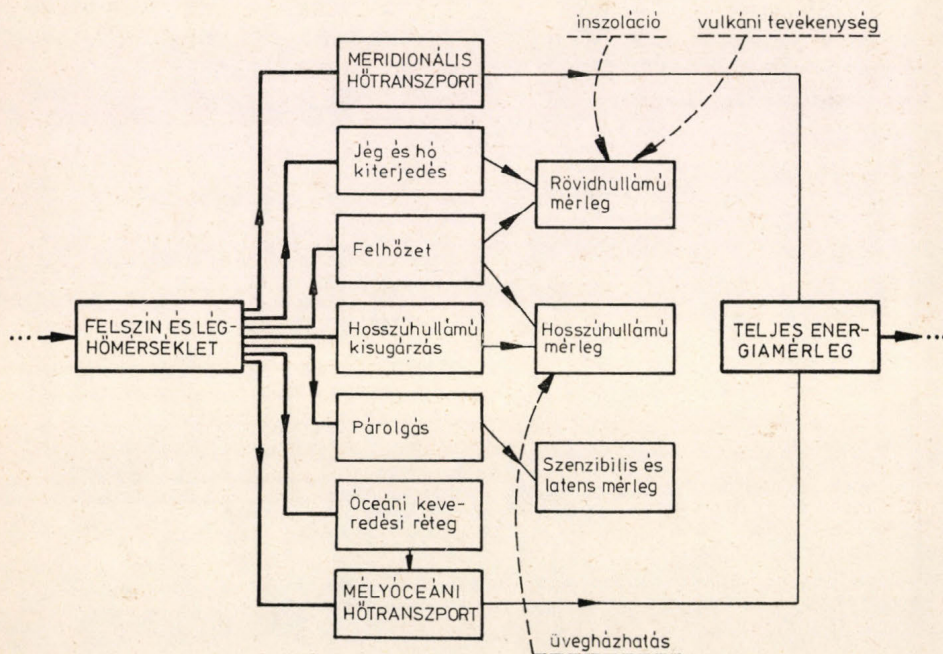
Krioszféra:

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_{-H_i(t)}^0 \int_{x_i(t)}^0 \rho_i c_i T_i(t, z, x) dz dx = S_i(t) - L_i(t) - (P + LE)_i(t) - A_i(t) \quad (1e)$$

ahol az a index a kontinens és óceán feletti légkörre, és ai az arktikus légkörre, l a kontinensre, m az óceánra és i az arktikus tengeri jég domainre utal. Az (1a – e) egyenletrendszerben szereplő jelölésekben S az adott domain rövidhullámú energiabevételt, L az effektív kisugárzását, $P + LE$ a szenzibilis és latens hőáramot, D a horizontális energiáttranszportot, A a tengeri jég és az óceán közötti energia-



1. ábra: Az éghajlatmodell geometriai felépítése



2. ábra: Az éghajlatmodell visszacsatolási rendszere

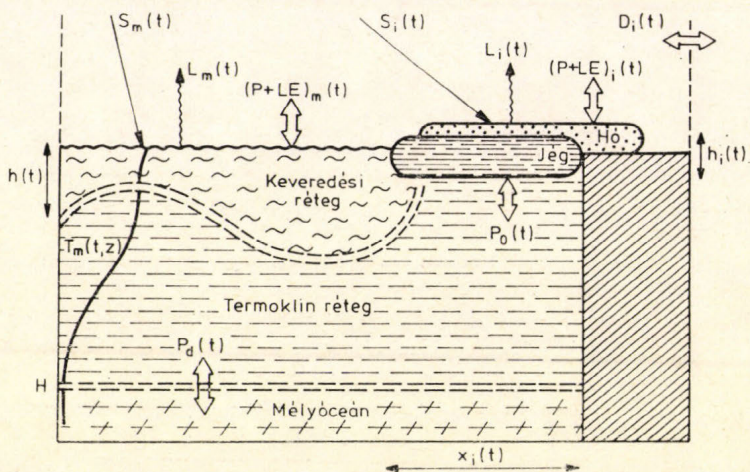
forgalmat reprezentálja. Továbbá ρ a sűrűséget, c a fajhőt, t az időt, H az adott domain energetikailag aktív rétegének vastagságát, x a horizontális kiterjedését jelöli. A légkör hőkapacitása $q_a = 0,32 \text{ Wm}^{-2} \text{ év}^{-1}$, a kontinens domainé $q_1 = 0,15 \text{ Wm}^{-2} \text{ év}^{-1}$.

A 2. ábrán az (1a–e) egyenletek jobb oldalain álló energiatagokat reprezentáló visszacsatolási rendszert, valamint a figyelembe vett külső kényszereket tüntettük fel. A modelltartományok időben változó horizontális, illetve vertikális kiterjedése miatt az (1d) és (1e) alapegyenletek bal oldalán álló belső energiatagok bonyolult szerkezetűek. Ezek vizsgálatára szubmodelleket dolgoztunk ki.

2.1. Az óceán szubmodell. Az évtizedes, illetve annál hosszabb időskálájú éghajlati folyamatok és az óceán alrendszer kapcsolatára először Hasselmann (1976) utalt. A kezdeti vertikálisan homogén struktúrájú óceánmodellek (Ramanathan et al., 1979) már alkalmasak voltak az óceán-légkör kölcsönhatások helyes figyelembevételére, de az óceán egyes rétegei között lejátszódó termodinamikai folyamatokat még integráltan kezelték (hasonló következtetésekre jutotunk egy általunk kidolgozott korábbi – homogén óceán alrendszert tartalmazó – modellváltozat (Pálvölgyi, 1985) vizsgálatakor.)

Alapvetőnek bizonyult Hoffert et al. (1980) munkája, amely az első vertikálisan inhomogén óceán szubmodellnek tekinthető. Az ezt követően kifejlesztett 1-dimenziós diffúzív óceánmodellek (Cess és Goldenberg, 1981) és (Watts, 1985) már reális képet adtak az óceán vertikális folyamatairól és éghajlati hatásairól. Később mind több tanulmány mutatott rá, hogy a gyorsan adaptálódó óceáni keveredési rétegnek az évtizedes skálán fellépő éghajlatváltozásokban meghatározó szerepe lehet (Elsaesser, 1984), így az éghajlat nemegyensúlyi módosulásának vizsgálata esetén nem tekinthetünk el az óceán teljes vertikális struktúrájának a modellezésétől sem (Hoffert és Flannery, 1985). A komplex – keveredési réteget és diffúzív mélyóceánt is tartalmazó – óceánmodellek alkalmazásával bebizonyosult, hogy az éghajlati rendszer érzékenysége és az óceáni folyamatok között igen szoros kapcsolat van (Wigley és Schlesinger, 1985).

Mindezeket figyelembevéve – a mérési, illetve megfigyelési adatoknak megfelelően (Lamb, 1984) – az általunk kidolgozott egydimenziós komplex



3. ábra: Az óceán és krioszféra szubmodell szerkezete

óceán szubmodell három rétegű (3. ábra). A legfelső jól átkevert réteg vertikálisan izotermikus hőmérsékleti profillal jellemezhető, azonban a réteg vastagsága – az óceán és a légkör között fellépő rövidhullámú ($S_m(t)$), hosszúhullámú ($L_m(t)$), illetve szenzibilis és latens ($(P + LE)_m(t)$) energiaáramok következtében – nem állandó, hanem időben változó mennyiség (*Kraus és Turner, 1967*). E réteg alatt a turbulens diffúzió által szállított energia exponenciálisan csökkenő vertikális hőmérsékleti profilt alakít ki (*Monin et al., 1974*). Ezt az angol szakirodalomban termoklinnek nevezett réteget a vertikális hőmérsékleti gradiens zérus szintje választja el a mélyóceántól. Az elhatároló szint hozzávetőleg 3400 méteremélységben helyezkedik el, ez alatt a mélyóceán konstans 4°C -os rétegnek tekinthető. Az óceán szubmodell matematikailag a termodinamika I. főtételét reprezentáló (1d) összefüggésére, a turbulens diffúzió alapegyenletére (*Hoffert et al., 1980*), és az óceáni vertikális hőmérsékleti profil általánosított alakjára (*Monin et al., 1974*) épül. A fenti összefüggések alkalmazásával (*Pálvölgyi, 1986*) az óceán szubmodell alap – állapothatározói a ($T_m(t)$) óceánfelszín-hőmérséklet és az ($h_m(t)$) óceáni keveredési rétegvastagság, így az (1d) egyenletet a következő két összefüggéssel helyettesítjük:

$$\begin{aligned} [q_s - q_t(t)] \cdot \frac{dT_m(t)}{dt} + q_t(t) \cdot \frac{T_m(t) - T_d}{H_m - h(t)} \cdot \frac{dh(t)}{dt} = \\ = S_m(t) - L_m(t) - (P + LE)_m(t) \end{aligned} \quad (2a)$$

$$[q_s - q_m(t) - q_t(t)] \cdot \frac{dT_m(t)}{dt} + q_t(t) \cdot \frac{T_m(t) - T_d}{H_m - h(t)} \cdot \frac{dh(t)}{dt} = K_T \cdot \frac{T_m(t) - T_d}{H_m - h(t)} \quad (2b)$$

ahol $h(t)$ a keveredési réteg vastagságát, $K_T = 2000 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ a turbulens kicserélődési együtthatót, $q_m(t) = \rho_m \cdot c_m \cdot h(t)$ a keveredési réteg, $q_t(t) = \rho_m \cdot c_m \cdot k \cdot (H_m - h(t))$ a termoklin réteg, $q_s = \rho_m \cdot c_m \cdot H_m$ a teljes óceáni oszlop hőkapacitását jelöli. A k integrációs állandó értéke 0,74, a víz sűrűsége $\rho = 1030 \text{ kgm}^{-3}$, a fajhője $c = 4000 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ a mélyóceán hőmérséklete a $H = 3400 \text{ m}$ szinten $T_d = 4^\circ\text{C}$.

2.2. *A krioszféra szubmodell.* A krioszférának, mint a felszínalbedón keresztül ható éghajlatalakító tényezőnek a figyelembevétele *Budyko (1969)*, illetve *Sellers (1969)* éghajlatmodelljében bukkant fel. A későbbiekben mind többen rámutattak arra, hogy csak az ún. krioszféra terület visszacsatolás alkalmazása túlérzékennyé teszi a modelleket (pl. *Schneider and Dickinson, 1974*), ezért a krioszféra modellezése több, egymással párhuzamosan ható (esetleg egymást gyengítő) visszacsatolás együttes kezelését igényli (*Sellers, 1973, 1974*). A hetvenes évek közepére az általános cirkulációs modellek fejlesztése megteremtette az igényt a nem statisztikai alapokon történő krioszféra-modellezésre (*Semtner, 1976*). Dinamikai alapú szubmodellek széles skálája létezik a kezdeti uniform, egyrétegű „jégkocka” modellektől, a tengeráramlásokat és a jég saját mozgását is figyelembe vevő többszintes jégmodellekig (pl. *Hibler, 1980*). Napjaink egyik legteljesebb – évszakos bontásban működő – tengeri jégmodellje (*Ledley, 1985*) bizonyos megszorításokkal (*Untersteiner, 1986*) megfelelő kiindulási állapotot jelentett a krioszféra szubmodellünk kifejlesztéséhez.

A krioszféra szubmodell szerkezetét szintén a 3. ábrán vázoltuk. Az arktikus felszínt két-rétegűnek képeztük el: az $x_1(t)$ horizontális kiterjedésű, $h_1(t)$ vastagságú tengeri jégtakarót homogén felszínalbedójú hótakaró fedi, amely – a tengeri jégen kívül – a környező kontinenseket is részben beborítja. Az arktikus

légkör külső határára érkező inszoláció a felhőzet mennyiségétől függően elnyelődik, illetve visszaverődik, és ezáltal biztosítja az arktikus légkör ($S_{ai}(t)$) és az arktikus felszín ($S_i(t)$) rövidhullámú energiabevételét. A felszín hosszuhullámú kisugárzásának egy része elnyelődik a légkörben és visszasugárzódik, másik része pedig – a légkör saját kisugárzásával együtt – eltávozik az arktikus légkörből ($L_i(t)$). A tengeri jégtakaró intenzív hőcserét folytat a környezetével; egyrészt az alsó határfeltételként figyelembevett olvadékvíz hőmérsékletű óceánnal ($A_i(t)$), másrészt a szenzibilis és latens energiatranszporton át ($(P + LE)_i(t)$) az arktikus légkörrel. Végül az arktikus légkör a $D_i(t)$ – légkörön keresztül ható – meridionális hőtranszporttal kapcsolódik az arktikus övezeten kívüli éghajlati rendszer energetikai rendszeréhez; azaz első közelítésben az óceáni áramlások által szállított energiát beolvasztottuk a légköri transzportba.

A krioszférafelszín belsőenergia változását leíró (1e) egyenlet a következőképpen módosul:

$$\rho_i c_i \left(T_i(t) + \frac{L_i}{c_i} \right) \cdot \frac{d}{dt} (h_i(t) \cdot x_i(t)) = S_i(t) - L_i(t) - (P + LE)_i(t) - A_i(t),$$

$$T_i(t) = 7,75 - 2,33 \cdot h_i(t) \cdot x_i(t), \quad (3)$$

$$h_i(t) = 2,29 + 0,19 \cdot x_i(t),$$

ahol x_i a félgömb jéggel borítottságának aránya, $L_i = 333\,700 \text{ Jkg}^{-1}$ a jég olvadáshője, $\rho_i = 920 \text{ kgm}^{-3}$ a jég sűrűsége, $c_i = 2106 \text{ Jkg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ jég fajhője. A (3) egyenlet felállításakor feltételeztük, hogy a tengeri jeget, illetve a kontinensek egy részét borító hótakaró tömege a jéghez képest olyan csekély, hogy belsőenergia változása elhanyagolható. A jobb oldali – arktikus tartományra vonatkozó – energiataragok parametrizációja a *Párvölgyi* (1987) munkában található meg. Mielőtt áttekinténénk a tesztelési eredményeket, rövid kitérőt teszünk az éghajlatmodell numerikus realizációjának ismertetése végett. Az éghajlatmodell hat output-karakterisztikájára (felszíni léghőmérséklet, óceán és kontinensfelszín hőmérséklet, valamint az óceán keveredési réteg vastagsága, tengeri jégkiterjedés és arktikus léghőmérséklet) vonatkozó munkaformulákat az itt nem ismertetett parametrizációknak az (1a–c), (2a–b), (3) egyenletrendszerbe való helyettesítésével nyerhetjük, így a modellt matematikai formában egy hatismeretlenes közönséges differenciálegyenlet-rendszer képviseli. A numerikus megoldást egy negyedrendű Runge-Kutta-módszer segítségével állítjuk elő, melynek konvergenciatulajdonságai a kezdeti feltételek széles tartományában megfelelőnek tekinthetők (*Párvölgyi*, 1985). Az éghajlatmodell az OMSZ Számítóközpont komputerén került megvalósításra, így lehetővé vált olyan – néhányszor tízezer iterációt igénylő – kísérletek lefuttatása, mint pl. az elmúlt 100 év éghajlatának reprodukálása.

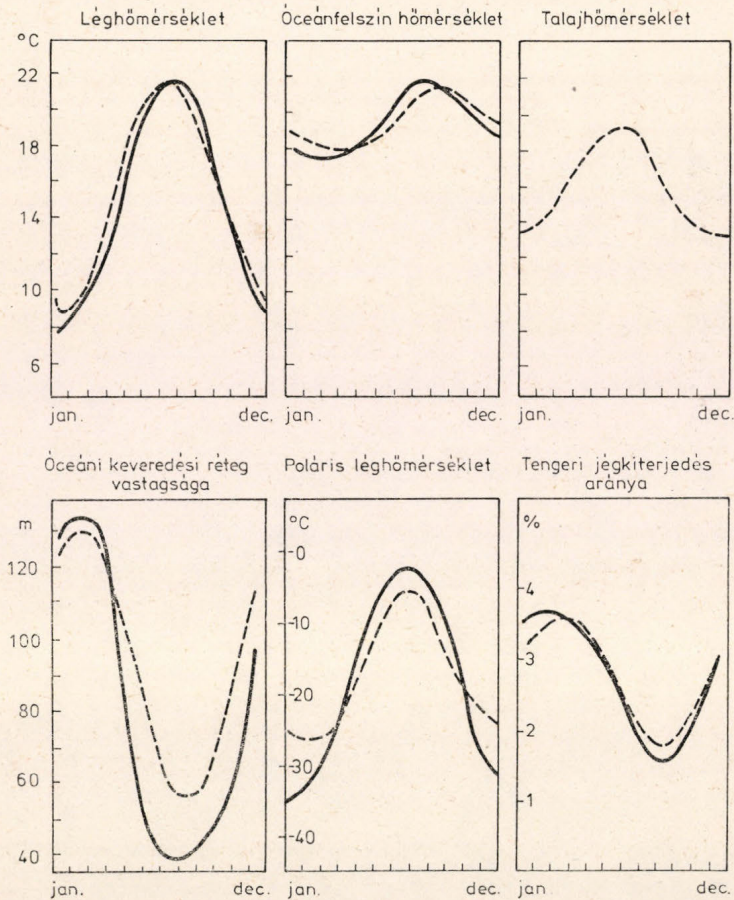
3. Eredmények

3.1. *A modell tesztelése.* A korábbi modellváltozatokban kidolgozott és sikeresen alkalmazott tesztelési eljárás során a következőket vizsgáltuk:

a) *Évi menetek szimulációja.* A 4. ábrán a modellalap állapotathározóinak, illetve az ezeknek megfelelő mért mennyiségeknek ($T_A(t)$, $T_m(t)$, $T_1(t)$, $h(t)$, $T_{Ai}(t)$, $x_i(t)$) éves menetét tüntettük fel. (A talajhőmérséklet esetében nem áll rendelkezésünkre havi bontású hemiszférikusan átlagolt megfigyelt adatbázis.) Látható, hogy mind fázisban, mind amplitudóban a modell megfelelően reprodukálja a valóságot, bár a két legnagyobb relatív amplitudóval rendelkező karakterisztika (a keveredési réteg vastagsága, illetve a poláris léghőmérséklet) eseté-

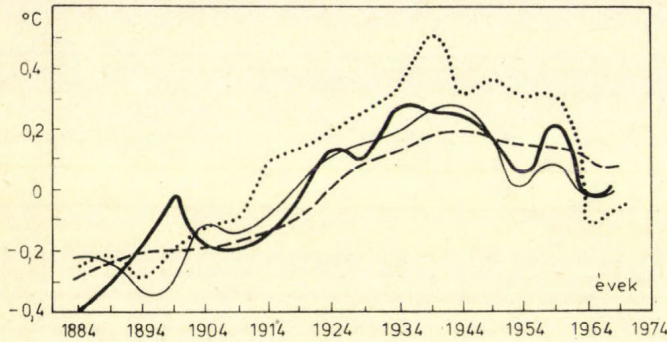
ben az évi átlag körüli szórás kismértékű csökkenését figyelhetjük meg. Mindazonáltal a számított és megfigyelt évi menetek négyzetes eltérése egyik esetben sem haladja meg az évi átlag körüli szórás 10%-át, így e tesztkísérlet megnyugtató választ ad a modell finom időbeli bontású kísérleteinek elfogadhatóságát illetően.

b) *Az elmúlt évszázad félgömbi éghajlatának reprodukálása.* Ezt a tesztkísérletet tartottuk az óceán- és jégsubmodell szükségességét alátámasztó vagy elvető tesztelési eljárások legfontosabbikának, ugyanis ezzel a kísérlettel a modellt nem a kidolgozásánál alkalmazott éves skálán, hanem az annál jóval hosszabb évtizedes skálán kontrollálhatjuk. A szakirodalomban széles körben alkalmazott klímareprodukálási kísérlet azon a feltevésen alapszik, hogy a vizsgált időszakban két lényeges éghajlatalkító kényszer kormányozta az éghajlati rendszert: a légköri nyomanyagok üvegház hatása és a vulkántevékenység következtében aperiodikusán változó optikai vastagság. E két tényező figyelembevételére számos – különböző bonyolultságú – eljárás ismeretes (mi *Vinnikov* és *Grojszmann* (1981), illetve *Bryson* and *Goodmann* (1980) módszerét követtük).



4. ábra: A megfigyelt (folytonos vonal) és a számított (szaggatott vonal) éghajlati karakterisztikák éves menete

Az 5. ábrán – a könnyebb ábrázolhatóság kedvéért öt éves periódusokra átlagolt – mért (Jones et al., 1986) (vastag folytonos vonal), az óceán szubmodell nélküli, rögzített keveredésiréteggel számított (pontozott vonal) a krioszféra szubmodell nélkül számított (szaggatott vonal) és mindkét szubmodell figyelembevételével szimulált hőmérsékleti anomáliákat (folytonos vonal) tüntették fel. Látható, hogy a keveredési réteg rögzítésével a szimuláció „túlreagál” a gerjesztést, a megfigyelt és az ily módon számított idősor korrelációja 0,655. Az óceán szubmodellel ellátott, de krioszféra szubmodell nélküli modellverzió



5. ábra: Az elmúlt 100 év fégömbi éghajlatának szimulációja

klimareprodukálása lényegesen jobb az előzőnél (korreláció = 0,712), de a nagy amplitúdójú és kisfrekvenciás változásokat már nem adja vissza. A teljes modellel elvégzett kísérlet esetében észrevehető, hogy az első 15 évtől eltékvintve az eredmények lényegesen jobban közelítik a mért értékeket, mint a krioszféra modell nélküli verzió esetén. A teljes időszakra vonatkoztatott, évi adatokból számított korreláció 0,712-ről 0,768-ra, az euklideszi távolság 0,759-ről 0,681-re javul. Az első 20 évnvi stagnálás valószínű oka a jéggel kibővített éghajlati rendszer hosszabb karakterisztikus ideje, aminek következtében a gerjesztetlen állapotból a gerjesztett állapotba való átmenetet csak nagyobb késéssel tudja követni. Ez a tranzienis fázis szigorú értelemben nem a valóságra, hanem a numerikus konvergenciára jellemző.

c) A CO_2 duplázódásra vonatkoztatott érzékenység. Az 1. táblázatban a légköri CO_2 koncentráció hipotetikus megduplázódására fellépő hőmérsékletváltozással kapcsolatos kísérleteink eredményeit – néhány más modellel összehasonlítva – közöljük. Az évi átlagos hőmérsékletváltozást tekintve megállapíthatjuk, hogy a teljes modell (dinamikus keveredési réteggel és krioszféra szubmodellel) CO_2 duplázódásra vonatkoztatott érzékenysége belül van a különböző modellek által kijelölt bizonytalansági intervallumon (Wang et al., 1986), bár a kapott érték az intervallum alsó tartományában van. Az első három kísérlet alapján megállapíthatjuk, hogy modellünk viszonylagos alulérzékenysége dinamikus keveredési rétegvastagság következménye: ha a keveredési réteget a legtöbb modellelhez hasonlóan rögzítettnek tekintjük, úgy a CO_2 duplázódásra vonatkozó évi átlagos hőmérsékletemelkedés ($2,2\text{ }^\circ C$) a ma általánosan elfogadottnak tekintett $1,5 - 4,5\text{ }^\circ C$ intervallum középpontjába esik.

A CO_2 koncentráció növekedésből származó radiatív energiatöbblet a dinamikus keveredési réteggelmodellrel kibővített éghajlat-modellünkben nemcsak a hőmérséklet emelésére, hanem a keveredési réteg vastagságának megváltozására is fordítódik. A rögzített keveredési réteggel dolgozó modellek hallgatólágon azzal – a nyilvánvalóan nem igaz – feltételezéssel élnek, hogy egy megváltozott

klímában csak a hőmérséklet változik, a keveredési réteg vastagsága pedig nem. Ennek a koncepciónak a tarthatatlanságára utal az előző klímareprodukálási kísérlet is, ahol a dinamikus keveredési réteggel kibővített éghajlatmodellel lényegesen jobb eredményeket értünk el, mint rögzített keveredési réteggel. A hőmérsékletemelkedés évszakos menetét vizsgálva megállapíthatjuk, hogy – a legtöbb modellhez hasonlóan – nyári minimum és téli maximum tapasztalható. (Mivel évszakos bontású EBM igen kevés van – GCM eredményekkel hasonlítottuk az évszakos bontású eredményeinket.) Az is látható a táblázatból, hogy a

1. TÁBLÁZAT

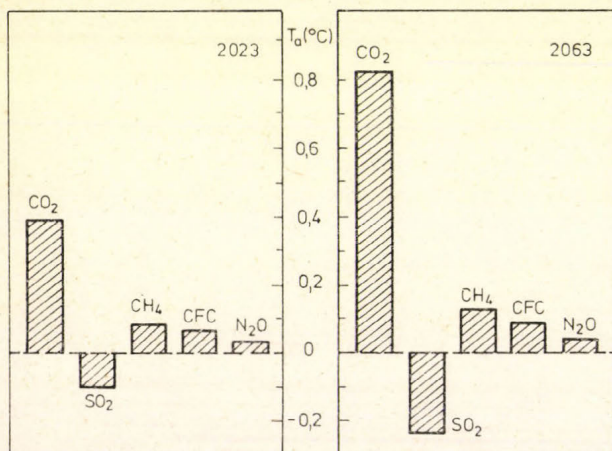
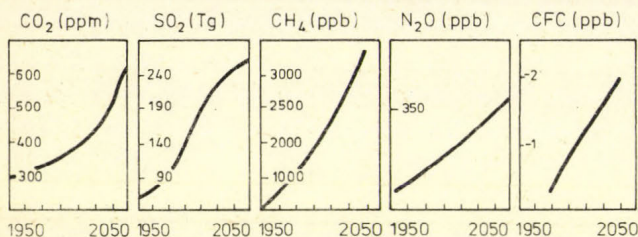
A légköri CO₂ koncentráció megduplázódására fellépő léghőmérséklet-változás

Modell	A léghőmérséklet emelkedése (°C)				
	tavas	nyár	ősz	tél	év
A teljes modell	1,1	0,7	1,4	1,6	1,2
Óceán szubmodell nélküli verzió	2,0	1,4	2,5	2,9	2,2
Krioszféra szubmodell nélküli verzió	1,1	0,4	1,8	1,8	1,3
Manabe and Stouffer, 1980 (GFDL)	2,2	1,8	2,3	2,9	2,3
Washington and Meehl, 1983 (NCAR)	1,4	0,9	1,3	1,6	1,3
Schneider, 1975	–	–	–	–	1,7

krioszféra szubmodell alkalmazása nem befolyásolta lényegesen az érzékenységet, ugyanis a koncentrációugrás hatására a modell viszonylag gyorsan – 10–15 év alatt – eléri az új egyensúlyi állapotát, és ezalatt az idő alatt a viszonylag nagy karakterisztikus idővel jellemezhető krioszférának nincs ideje kifejteni hatását.

3.2. *Az antropogén eredetű légköri nyomgázok potenciális éghajlatalakító szerepe.* A légköri nyomgázok és az éghajlati rendszer kapcsolata az utóbbi évtizedben jelentős figyelmet kapott, ugyanis bebizonyosodott, hogy egyes ún. optikailag aktív anyagok légköri koncentrációváltozása jelentősen befolyásolhatja a Föld-légkör rendszer sugárzási mérlegét, ami a globális klíma módosulását vonhatja maga után (Wang et al., 1986). Az antropogén tevékenység sokrétű környezeti hatásai közül azokat választottuk vizsgálatunk céljául, amelyek a Föld egyes térségeiben közel azonos erősségűek, és így globális forrásként kezelhetők. Ezek közé tartozik a fosszilis tüzelőanyagok elégetése, mely során keletkező nagyszámú melléktermék közül a felszabaduló szén-dioxidot (CO₂) és kén-dioxidot (SO₂), a talajok kemizálásából és a vegyiparból eredő metánt (CH₄) és dinitrogén-oxidot (N₂O), valamint a hűtőközegeként, illetve hajtógázként alkalmazott, a légkörben igen sokáig fennmaradó freonokat (CFC) vettük figyelembe. A CO₂, a CH₄, az N₂O és a CFC jövőbeni légköri koncentrációi *Tricot and Berger (1987)* modellszámításain alapulnak, az SO₂ esetében a *WEC (1977)* által publikált jövőbeni felszíni kén-emisszió adatokat egy kén-körforgalmi modellt is magába foglaló kapcsolt kémiai-éghajlati modellben (*Bozó és Pálvölgyi, 1987*) vizsgáltuk. Az egyes nyomanyagok egymáshoz viszonyított szerepének tisztázásakor azzal az általánosan alkalmazott közelítéssel élünk, hogy ezek az anyagok horizon-

tálisan egyenletesen oszlanak el az Északi-félgömb légkörében. A 6. ábrán egyrészt a vizsgált nyomanyagok időbeli koncentráció változását, másrészt az ezen koncentráció-szenáriók alapján 2023-ra, illetve 2063-ra számított évi átlagos hőmérséklet-változást tüntettük fel. Megállapítható, hogy – bár a CO₂ okozta hőmérséklet-emelkedés kétségtelenül a legnagyobb – a kén-aeroszolok jelentős relatív hűtőhatást képviselnek, így az SO₂ figyelmen kívül hagyásával túlbecsülhetjük a fosszilis tüzelőanyagok elégetésének éghajlati hatását. (Ezt az effek-

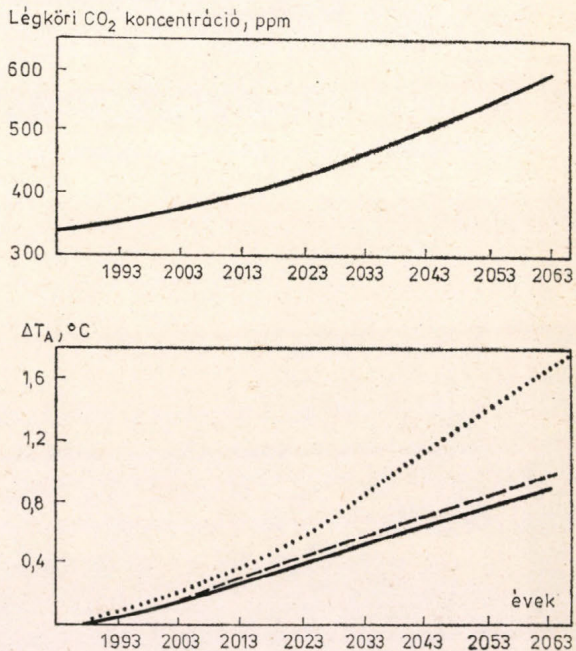


6. ábra: Az egyes légköri nyomanyagok okozta hőmérséklet-változás 2023-ra, illetve 2063-ra

tust a Bozó és Pálvölgyi (1987) cikkben részletesen nyomon követtük.) Fel kell hívnunk továbbá a figyelmet a freonok szerepére; annak ellenére, hogy a légkörben csak igen kis mennyiségben vannak jelen, majdnem akkora hőmérséklet-emelkedést okoznak, mint az 1000-szeres mennyiségben jelenlevő metán. Ez a tény azt bizonyítja, hogy a radiatív mérleg a freonok koncentrációváltozására a legérzékenyebb, bár maga a hőmérséklet-változás viszonylag csekély.

3.3. A légköri CO₂ koncentráció növekedésének hatása a globális éghajlatra. Az optikailag aktív nyomgázok koncentráció emelkedésének következményeit vizsgáló kísérletből kitűnt a szén-dioxid domináns éghajlatalakító szerepe, így ezt a hatást több oldalról is tanulmányoztuk. A 7. ábrán a jelenlegi ipari fejlődési tendenciákat feltételező jövőbeli légköri CO₂ koncentrációbecslést (UNEP/WMO/ICSU, 1985), illetve az ez alapján a teljes, krioszféra szubmodell nélküli és az óceán szubmodell nélküli modellverzióval elkészített másodfajú prognózisokat ábrázoltuk. A tesztkísérletekkel összhangban itt is tapasztalható, hogy a keveredési réteg vastagságának rögzítése a kényszer „túlreagálásához” vezet. A pusztán statisztikus jég-albedó visszacsatolással ellátott és a krioszféra szub-

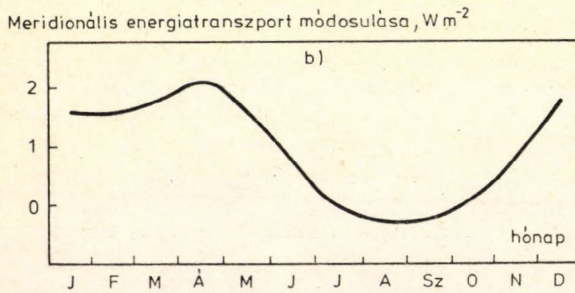
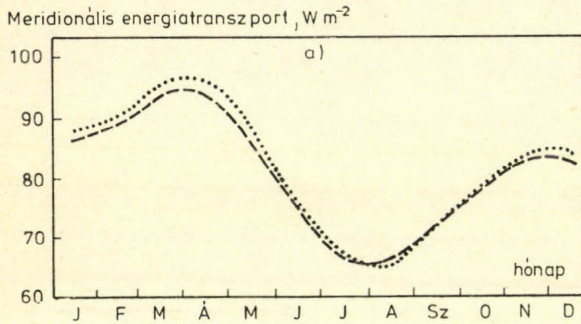
modellel kibővített teljes modellverziók összehasonlítása alapján megállapítható, hogy a dinamikus krioszféra szubmodell módosító hatása az idő múlásával exponenciálisan növekszik, bár a módosítás mértéke az időszak végére sem haladja meg a $0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ -ot. Mind az elmúlt 100 év éghajlatának reprodukálása, mind ez a kísérlet rámutat arra, hogy az általunk alkalmazott néhány évtizedes időskálán az óceán felső kölcsönhatásban résztvevő rétege lényegesebb szerepet játszik az éghajlat kialakításában, mint a krioszféra.



7. ábra: A jövő század globális éghajlata – csak a CO₂ koncentráció növekedésének figyelembevételével óceán szubmodell nélkül (pontosított vonal), krioszféra szubmodell nélkül (szaggatott vonal) és a teljes modell (folytonos vonal) számítva

Az általunk kidolgozott finom időbeli felbontású modell lehetőséget biztosít arra, hogy a megváltozott klimatikus viszonyok mellett az éghajlati karakterisztikák éven belüli alakulását is nyomon követhessük. A 8a. ábrán a jelen klímában fellépő (szaggatott vonal), valamint az összes említett nyomanyag koncentrációváltozás figyelembevételével 2063-ra számított (pontosított vonal) meridionális energiatranszport évi menetét, a 8b. ábrán pedig az ezen energiatranszport 1983 és 2063 közötti megváltozását tüntettük fel. Az ábrák alapján megállapíthatjuk, hogy tavasszal, a legintenzívebb szállítás idején több, mint 2 W/m^2 -el nő a meridionális energiatranszport, míg a nyár végi szállítási minimum időszakában egy kismértékű, $0,5\text{ W/m}^2$ -es csökkenés lép fel. Mivel a meridionális energiatranszport a nagytérségű cirkulációs rendszerek kialakulásának meghatározó tényezője, így ennek módosulása minden bizonnyal a cirkulációs kép megváltozásában jelentkezik először. Bár a nagytérségű cirkulációs rezsimmel kapcsolatban messzemenő következtetéseket a perturbációs mozgások ismerete hiányában nem vonhatunk le, mégis kijelenthető, hogy a meridionális szállítás tavaszi erősödése az észak-déli hőmérséklet különbség gyorsabb kiegyenlítéséhez, azaz végső soron a tavaszi évszak lerövidüléséhez, gyorsabb nyáriasodáshoz vezet, míg a nyár végi minimum elhúzóda kora őszt eredményezhet. A nyomgázok koncentráció emelkedésével kapcsolatos fenti, és más egyéb, itt nem ismertetett

kísérleteknek az évszakos menetre vonatkozó eredményeit összefoglalva megállapíthatjuk, hogy a megváltozott éghajlat az évszakok váltakozását asszimetrikkussá teszi, egy rövid, és valószínűleg igen változékony tavaszt egy a jelen állaptnál lényegesen hosszabb, de annál nem sokkal melegebb nyár követ. Az őszi októbertől decemberig tartana, és a mai vénasszonyok nyarára emlékeztetne, míg a januártól áprilisig tartó telet mai szóhasználatnál igen enyhének neveznénk. Az évszakok globális eltolódásából származó környezeti – elsősorban mezőgazdasági – hatások mellett a közvetlen, évi átlagban néhány tized fokos



8. ábra: A meridionális energiátranszport napjainkban (folytonos vonal) és 2063-ban (pontosított vonal) (a) a meridionális energiátranszport megváltozása (b)

hőmérséklet-emelkedés hatása valószínűleg háttérbe szorul. Látható, hogy a finom időbeli felbontású modell minőségileg új következtetések levonására nyújt lehetőséget.

3.4. *Nukleáris tél szimuláció.* Feltételezhető, hogy egy nukleáris összecsapás esetén az atomfegyverek zömét az Északi-félgömbön vetnék be, és a troposzférába, illetve a sztratoszférába jutó por- és koromfelhő a mérsékelt szélességi öv felett néhány hét alatt egységes felhőzetet alakítana ki, jelentősen megváltoztatva ezzel a térség radiatív viszonyait. Ebben a számítássorozatban – felhasználva a modell finom időbeli felbontását – az ellentétes évszakokban kirobbanó nukleáris háborúk éghajlati következményeit hasonlítottuk össze (Haszpra, Pálvölgyi és Weidinger, 1986). A hivatkozott publikáció kísérleteit a legfejlettebb modellverzióval futtattuk le. Az összecsapás előtti hőmérséklethez viszonyított anomáliákat vizsgálva kimutattuk, hogy a „tavaszi” atomcsapás hatásai súlyosabbak, mint az „őszi” atomháborúéi. Ezt jól magyarázza az a tény, hogy a tavaszi összecsapás esetén a maximális besugárzásgyengülés nyáron, míg ellenkező esetben a besugárzás-gyengülés zöme az amúgy is besugárzásszegény téli hónapokra esik. Mindkét esetben – függetlenül az összecsapás mértékétől – világosan megmutatkozott az óceán késleltető, rezonanciakeltő hatása. A hó-

mérsékleti anomáliákban jelentkező 8–9 hónapos hullámzás az óceánnal nem számoló modellekben nem jelentkezik (Turco et al., 1983). Az óceán kiegyenlítő szerepe miatt a maximális hőmérsékletcsökkenés nem éri el a korábban általánosnak tekintett 20–40 °C-ot, de a lassú rendszerek késleltető hatása miatt az eredeti éghajlati viszonyok csak évtizedek múltán állnak helyre, ennyi ideig egyik nagyhatalom sem rendelkezik a túléléshez szükséges tárgyi-gazdasági eszközökkel. A „pusztulás asszimetriája” – azaz az ellentétes évszakokban kirobbanó atomháború másodlagos éghajlati hatásainak eltérő volta – csak látszóla-

2. TÁBLÁZAT

Az arktikus tengeri jégtakaró részleges megolvastásának hipotézise

Jégfelszín	Felszín-albedó	Félgömbi átlag-hőmérséklet (°C)	Évi átlagos jégthatár
Jelen állapot	0,627	15,2	76,1 N
Az elképzelt részleges tengeri jég megolvastás után	0,3	16,0	76,6 N

gos előnyt jelent, ugyanis még az „optimális” őszi összecsapás is – a környezeti feltételek megváltozására amúgy is igen érzékeny – ökoszisztémákat végleges pusztulással fenyegeti.

3.5. *Az arktikus tengeri jégtakaró részleges megolvastásának hipotézise.* Az 50-es évek közepén született elgondolás szerint a szibériai és alaszakai tundraterületeket a kontinenseket szegélyező tengeri jég megolvastásával lehetne termővé tenni. Ezt az energetikailag igen nagy jelentőségű elképzelést a krioszféra-visszacsatolásba való beavatkozással kívánták kivitelezni, úgy vélték, hogy a hó, illetve jégfelszínnek valamilyen sötét anyaggal – pl. korommal – történő beszórása csökkenti az arktikus övezet albedóját, és így a térségben visszamaradó radiatív energiátöbblet az arktikus jég részbeni megolvastására fordítódik. Kísérletünk során ezt a hipotézist kívántuk ellenőrizni (2. táblázat). Gazdaságossági szempontokat is figyelembe véve feltételeztük, hogy a krioszféra visszaverőképrtségét ($\alpha_i = 0,627$) hozzávetőleg a száraz tarló albedójára ($\alpha_i = 0,3$) „sötétítjük” – ez a krioszféra minden egyes négyzetméterére kb. 1 kg korom kiszórását igényli. A negyedszázaddal ezelőtti elképzelések első részét vizsgálataink megerősítették; a felszínalbedó módosításának hatására valóban jelentős radiatív energiátöbblet keletkezik (kb. 20 Wm⁻²), amely azonban ellentétben a hipotézissel nem első-sorban a jég megolvastásra fordítódik. Azt tapasztaltuk, hogy a fent említett keretek között a jégthatár csak körülbelül 0,5 szélességi fokot húzódna vissza, ugyanakkor a félgömb átlaghőmérséklete 0,8 °C-al emelkedne. Ez azt jelenti, hogy az arktikus övezetben keletkező radiatív energiátöbblet a meridionális transzportfolyamatok által intenzíven elszállítódna és nem a nagy hőkapacitású jég megolvastására fordítódna. Ha kísérletünk jól reprezentálja a valóságot, úgy az ötlet anyagi szempontok miatti elvetése egy globális klímakatasztrófától kímélte meg környezetünket. A 0,8 °C-os hőmérsékletemelkedéssel járó következmények – amelyek áttekintése nem feladata a dolgozatnak – mindenesetre egyszer és mindenkorra elvetik az arktikus jég részleges megolvastásának ötletét.

4. Következtetések

Összefoglalásul megállapíthatjuk, hogy rendelkezésünkre áll egy olyan havi bontású energiaegyensúlyi boxmodell, amely az évtizedes skálán fellépő antropogén tevékenység éghajlatmódosító hatásának vizsgálatára alkalmas. A modell tesztelése – mind az éghajlati karakterisztikák éves menetének reprodukálása, mind a félgömb elmúlt száz évi klímájának szimulálása tekintetében – megnyugtató választ adott a modell megbízhatóságát illetően.

A legfontosabb eredményeket áttekintve leszögezhetjük, hogy az az óceán felső rétegének dinamikus modellezése a CO₂ duplázódásra vonatkoztatott érzékenység meghatározó tényezője. A légköri nyomanyagok (CO₂, CH₄, N₂O, SO₂, CFC) 2023-ra várható éghajlati hatásait tanulmányozva megállapítottuk, hogy – bár a globális évi átlaghőmérséklet csak mintegy 0,5 °C-ot növekszik – az évszakok éven belüli elhelyezkedésében és hosszában markáns aszimmetria léphet fel. Az arktikus térség energetikai rendszerének vizsgálata rámutatott, hogy az itt keletkező radiatív energiatöbblet nagy része a meridionális transzportfolyamatok által elszállítódik, amelynek a globális cirkulációs képre kifejtett hatása további vizsgálatot igényel.

A bemutatott óceán- és krioszféra szubmodell – kismértékű módosítással – lehetőséget biztosít a térbeli bontás megvalósítására, amelynek egy radioaktív-konvektív modellel történő összekapcsolása elvezethet egy kvázi-háromdimenziós modell kifejlesztéséhez.

IRODALOM

- Bryson, R. and Goodmann, B. M., 1980: Volcanic activity and climatic changes. *Science* 207, 1041 – 1044.
- Budyko, M. I., 1969: The effect of solar radiation variations on the climate of Earth. *Tellus* 21, 611 – 619.
- Cess, R. D. and Goldenberg, S. D., 1981: The effect of the ocean heat capacity upon global warming due to increasing atmospheric carbon dioxide. *J. of Geoph. Res.* 86, 498 – 502.
- Elsaesser, H. W., 1984: The climatic effect of CO₂: A different view. *Atm. Env.* 18, 341 – 434.
- Hasselmann, K., 1976: Some comments on the design of model response experiments for multi-time-scale systems. *JOC-STUDY GARP.* 22, 1037 – 1049.
- Haszpra L., Pálvölgyi T. és Weidinger T., 1986: A nukleáris háború meteorológiai következményei. *Légekör XXXI*, 13 – 17.
- Hibler, W. D., 1980: Modelling a variable thickness sea ice cover. *Month. Weath. Rev.* 108, 1943 – 1972.
- Hoffert, M. I., Callegari, A. J. and Hsieh, C. T., 1980: The role of the deep sea heat storage in the secular response in the climatic forcing. *J. Geoph. Res.* 85, 6667 – 6679.
- Hoffert, M. I. and Flannery, B. P., 1985: Model projections of the time-dependent response to increase carbon dioxide. In *The potential climatic effects of increasing carbon dioxide* (Szerk.: M. C. MacCracken és F. M. Luther) 150 – 190. United States Department of Energy, Washington D. C.
- Jones, P. D., Raper, S. C. B., Bradley, R. S., Diaz, H. F., Kelly, P. M. and Wigley, T. M. L., 1986: Northern Hemisphere surface air temperature variations: 1851 – 1984. *J. Clim. and Appl. Met.* 25, 161 – 172.
- Kraus, E. B. and Turner, J. S., 1967: A one-dimensional model of the seasonal thermocline. *Tellus* 19, 98 – 105.
- Lamp, P. J., 1984: On the mixed layer climatology of the North and Tropical Atlantic. *Tellus* 36A, 292 – 305.
- Ledley, S. L., 1985: Sea ice: multiyear cycles and white ice. *J. Geoph. Res.* 90, 5676 – 5686.
- Manabe S. and Stouffer, R. J. 1980: Sensitivity of a global climate model to an increase of CO₂ concentration in the atmosphere. *J. of Geoph. Res.* 85, 5529 – 5554.
- Monin, A. C., Kamenovics, B. M. i Kort, B. G., 1974: *Izmencivoszty mirovogo okeana*. Gidrometizdat, Leningrad.

- Pálvölgyi T., 1985: Havi bontású nulla-dimenziós energiaegyensúlyi éghajlatmodell. *Időjárás* 89, 228–241.
- Pálvölgyi, T., 1986: Potential role of the oceanic mixed layer dynamics on the model climate sensitivity. *WMO/TO No. 141*, 849–850.
- Pálvölgyi, T. and Práger, T., 1987: Simulation of decadal time scale climatic changes by monthly resolution energi balance model. (In print).
- Pálvölgyi T., 1987: A finom időbeli bontású éghajlati modellezés kiterjesztése az arktikus tenger jég-takaróra. Kiváló Ifjú Szakember pályázat, 1987. Kézirat.
- Ramanathan, V., Lian, M. S. and Cess, R. D., 1979: Increased CO₂: zonal and seasonal estimates of the effect on the radiation energy balance and surface temperature. *J. Geoph. Res.* 84, 4949–4958.
- Schneider, S. H., 1975: On the carbon-dioxide-climate confusion *J. of Atm. Sci.* 32, 2060–2066.
- Schneider, S. H. and Dickinson, R. R., 1974: Climate modelling, *Rev. Geoph. Space. Phys.* 12, 447–493.
- Sellers, W. D., 1969: A global climatic model based on the energy balance of the earth-atmosphere system. *J. Appl. Met.* 8, 392–400.
- Sellers, W. D., 1973: A new global climatic model, *J. Appl. Met.* 12, 241–254.
- Sellers, W. D., 1974: A reassessment of the effect of CO₂ variations on a simple global climatic model. *J. Appl. Met.* 13, 831–833.
- Semtner, A. J., 1976: A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate *J. Phys. Oceanogr.* 6, 379–389.
- Tricot, Ch. and Berger, A., 1987: Modelling the equilibrium and transient responses of global temperature to past and future trace gases concentrations. *Climate Dynamics* 2, 39–61.
- Turco, R. P., Toon, O. B., Ackermann, T. P., Pollack, J. B. and Sagan, C., 1983: Nuclear Winter: global consequences of multiple nuclear explosions. *Science* 222, 1283–1292.
- Untersteiner, N., 1986: Comment on "sea ice: multiyear cycles and white ice by T. S. Ledley". *J. Geoph. Res.* 91, 2667–2668.
- ICSU/UNEP/WMO, 1986: *Report of the International Conference on the Assessment of the Role of Carbon Dioxide and of Other Greenhouse Gases in Climate Variations and Associated Impacts.* WMO No. 661, 78 pp.
- Vinnikov, K. J., i Grojszmann, P. J., 1981: Empiricsetszkij analiz vlijanija CO₂ na szovremennije izmenenija szrednej godovoj temperaturu vozduha szevernovo polusarijja. *Met. i Gidr.* 11, 30–43.
- Wang, W. C., Wuebbles, D. J., Washington, W. M., Isaac, R. G. and Molnar, Gy., 1986: Trace gases and other potential perturbations to global climate. *Rev. of Geoph.* 24, 110–140.
- Watts, R. G., 1985: Global climate variation due to fluctuation in the rate of deep water formation *J. of Geoph. Res.* 90, 8067–8070.
- Washington, W. M. and Meehl, G. A., 1983: General circulation model experiments on the climatic effects due to a doubling and quadrupling of carbon dioxide concentration *J. of Geoph. Res.* 88, 6600–6610.
- WEC, 1977: Report on the world energy demand (1985–2000). *World Energy Conference*, London
- Wigley, T. and Schlesinger, M. E., 1985: Analytical solution for the effect of increasing CO₂ on global mean temperature. *Nature* 315, 649–652.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 92. évf. 2 – 3. szám. 1988. március – június
Journal of the Hungarian Meteorological Service Vol. 92. No. 2 – 3 Mar – Jun 1988 Budapest

A globális felmelegedés regionális sajátosságai a Kárpát-medencében

MIKA JÁNOS

Központi Léggörfizikai Intézet
1675 Budapest, Pf. 39.

Az 1881 – 1980 közötti időszak kvázi-egyensúlyi (13 éves), illetve nem-egyensúlyi (5, 9, 12/13, 16/17, 20 és 25 éves) részidőszakokra bontásával vizsgáltuk e szeletek korrelálatlan félgömbi léghőmérsékleti jellemzőinek (hemiszférikus átlag és kontinens-óceán kontraszt)ait. Ennek során a hőmérséklet-, a csapadék- és a napfénytartam fél éves átlag-idősorain kívül felhasználtuk a felső 50 cm-es talajréteg számított havonkénti adatsorait, valamint a tengerszintű légnyomás 5×10 fokos felbontású idősoraiból a Kárpát-medence térségére képezett néhány cirkulációs indexet. A legfontosabb eredmény a nyári félévi aszályhajlam emelkedő tendenciája a félgömbi átlaghőmérséklet emelkedése esetén. A kapott regressziós együtthatók alapján 0,5 fokos félgömbi melegedéshez a nyári félévben a magyarországi csapadék mintegy tíz százalékos csökkenése, a napfénytartam húsz, az aszályos (30%-nál alacsonyabb talajnedvességű) hónapok gyakoriságának pedig csaknem 60%-os növekedése tartozik. A hőmérséklet a nyári félévben csak az egyensúlyi felbontásban mutat (pozitív) kapcsolatot a félgömbi átlaghőmérséklettel, ugyanakkor a téli félévben a kontinens-óceán kontraszt a statisztikai értelemben meghatározó tényező.

*

Regional features of a global warming in the Carpathian Basin. Multiregressions between two uncorrelated hemispherical characteristics (i.e. averages in space and the continent-ocean contrasts) and several meteorological elements over Hungary are investigated resolving the period 1881 – 1980 into quasi-equilibrium (13 years) and non-equilibrium (5, 9, 12/13, 16/17, 20 and 25 years) periods. Besides the half-year averages of temperature, precipitation and sunshine duration, time series of calculated monthly soil moisture in the upper 50 cm layer and several circulation indices derived for the Carpathian Basin on the basis of a 5×10 degree resolution sea-level pressure data set are also applied. The most important result is a tendency of increasing in the drought-frequency parallel with a hemispherical warming. On the basis of regression coefficients it can be established that in Hungary a 0.5 K hemispherical warming is accompanied by a ten percent decrease of precipitation, a twenty-percent increase in sunshine duration and an almost 60 percent increase in the frequency of arid months with less than 30% soil moisture in the summer half-year. For the temperature, significant (positive) connections with the hemispherical mean temperature can be established only by the quasi-equilibrium resolution in the summer half-year, while in the winter half-year the continent-ocean contrast is the statistically determinant factor.

Bevezetés

Az éghajlat globális felmelegedésének perspektívája szükségessé teszi a múltbeli klímaváltozások regionális sajátosságainak becslését azzal a céllal, hogy

a globális jellemzőkkel kimutatható kapcsolatokat egy fokozatos jövőbeni melegezésre extrapoláljuk. E lépés hátterében az a feltételezés húzódik, hogy a klímaváltozás regionális eloszlása döntően a globális változás mértékétől függ, az azt kiváltó külső tényezők és belső igazodási folyamatok konkrét alakulásától csak kevésbé. E – végső soron nem igazolt – feltételezés alapja az általános cirkulációs modellekkel végzett vizsgálatok (pl. *Manabe és Wetherald*, 1980, *Hansen et al.* 1984), amelyek szerint a modellekben szimulálható (+ 2 fokos és nagyobb) változások tartományában a regionális változások zonális és vertikális eloszlása hasonló, függetlenül attól, hogy milyen külső kényszer váltotta ki azokat. Ugyanilyen képet mutat néhány mérsékelt felbontású paleoklimatológiai rekonstrukció (pl. *Fairbridge*, 1967, *Borzenkova és Zubakova*, 1983) is.

A globális klímaváltozások regionális sajátosságainak beclésére eddig hat különböző módszer látott napvilágot:

1. A legnagyobb számú vizsgálat természetesen a *műszeres mérések* mintegy száz éves időszakának megfelelő sűrűségű és egységességű bázisán történt. Ezen adatok előnye, hogy a csillagászati és felszíni határfeltételek kevésbé különböznek a jelenlegiektől, illetve a jövőben várható viszonyoktól.

2. A *történeti adatoknak és feljegyzéseknek* elvben szintén megvan az előnyük a határfeltételek hozzávetőleges azonossága tekintetében, azonban lokálisan, de méginkább a térbeli átlagok vonatkozásában meglehetősen hiányosak, bizonytalanok és nehezen számszerűsíthetőek. Emiatt a globális változások regionális sajátosságainak vizsgálatában ma még inkább csak kiegészítő, minőségi információ gyanánt alkalmazhatók.

3. A *paleoklimatológiai rekonstrukció* több, a mainál pár fokkal melegebb időszakot ismer, amelyek azonban a csillagászati és a jégtakaró kiterjedésével kapcsolatos határfeltételek különbözősége miatt ugyancsak korlátozottan alkalmazhatóak egy jövőbeni felmelegedés analógiáiként. További probléma, hogy a kor meghatározás pontatlanságai miatt a különböző térskálákra nyerhető átlagértékek csak valamilyen egyensúlyi klímaállapotra tekinthetők jellemzőnek, szemben a valószínű felmelegedés nem egyensúlyi jellegével. (A globális felmelegedés néhány évtizedes időskáláján az egyensúly legfontosabb kritériuma a légkör és az óceán effektív – a kiváltó gerjesztés időbeli jellemzőitől erősen függő vastagságú – rétegének egymáshoz igazodása.)

4. A *paleoklimákat* az általános cirkulációs modellekben szimuláló számítások szintén csak egyensúlyra vonatkozhatnak, de ezek a határfeltételek legalább a modell keretei között ismertek csakúgy, mint a globális hőmérsékleti modell-outputok. E modellek a cirkulációs kép nagy belső szórása miatt csak a két fokot meghaladó változásokhoz tartozó regionális értékeket tudják szignifikánsan megkülönböztetni.

5. A *standard másodfajú prognózisok* (pl. CO₂-duplázódás szimulálása) is alkalmas lehet az egyensúlyi klímaváltozás regionális sajátosságainak megjelenítésére a nagy hőmérsékletváltozások tartományán. Az egyensúlyi jelleg és a tényleges fokozatos változás eltérése azonban ez esetben is korlátja a kapcsolatok extrapolálhatóságának. További hibaforrás a modellek nem tökéletes fizikai felépítése, illetve korlátozott térbeli felbontása.

6. Végül, s alkalmazhatóság szerint is alacsony prioritással, következik a *meteorológiai elemeknek a globális és regionális térskálán megjelenő éves menetének összehasonlítása*. E módszer fő hátránya, hogy az így feltárható kapcsolat végső soron egy sokkal rövidebb időskálát egy, a klímaváltozásnál sokkal drasztikusabb,

kvázi-periodikus kényszer hatása alatt jellemez. Így a módszer legfeljebb a zonális övezetek évi átlagos válaszána becslésére alkalmas.

A mérési adatbázison alapuló publikációk három nagy csoportba sorolhatók. Az első megoldás az, hogy az átlagos hőmérsékleti adatokból, vagy az ennél többszörösen érzékenyebben reagáló poláris térségek adataiból szélsőségesen hideg, illetve meleg éveket csoportosítanak össze, s e csoportok regionális középértékeit hasonlítják egymáshoz, vagy az átlagos viszonyokhoz (Williams, 1980, Jäger és Kellogg, 1983). E megoldás hátránya, hogy a fokozatos klímaváltozásnál egy nagyságrenddel rövidebb időskálán fellépő, a megelőző állapottól is erősen függő, az aktuális éghajlati kényszerhez még részben sem igazodott állapotok összehasonlításáról van szó. Ezt a módszert ezért nem tartjuk megfelelőnek. A második lehetőség az, hogy egymás utáni évekből álló, hosszabb időszakokat hasonlítunk össze, amelyek globális átlaghőmérséklete a lehető legjobban eltér egymástól. (Lough et al., 1983, Pittock és Salinger, 1982). Ez az eljárás az évtizedet meghaladó átlagolás esetén már megfelelő, azonban a csupán két adategyüttesből való extrapolálás feltételezi a globális, illetve regionális átlagos közötti egyváltozós kapcsolat lineáris voltát. Ugyanezzel a bizonytalan feltevéssel terhelt a harmadik megoldás (Vinnikov és Grojszman, 1979, Kovüneva, 1984) is, amelynek kétségtelen előnye, hogy a teljes adatbázis valamennyi évét felhasználja az ún. instrumentális változó módszerének alkalmazásával. E módszer további kérdéses pontja, hogy szigorúan véve csak akkor ad jó becslést a regionális és a globális változás arányára, ha a globális prediktorváltozó mérési hibája átlagosan zérus, ami a szisztematikus hibaforrások miatt (Jones et al., 1986 a, b) valószínűleg nem áll fenn.

A második megoldás egy továbbfejlesztéseként korábbi vizsgálatainkban (Boncz és Mika, 1983, 1984) az egyváltozós linearitás előzetes feltevését megkerülő összesen hét darab, egyenként 13–13 éves kvázi-egyensúlyi időszakra bontottuk a rendelkezésünkre álló százéves időszakot, majd e részidőszakok átlagai között kerestünk kapcsolatokat. E kapcsolatok a magyarországi félévi átlaghőmérsékletek, illetve az északi félgömb kontinenseinek átlaghőmérséklete között jellemzően nem lineárisak voltak. Minthogy azonban e nem linearitást a változások alig néhány tizedfokos tartományán nem tekintettük oksági jellegűnek, vizsgálati módszerünket az alábbiak szerint módosítottuk.

1. Az egyensúlyi és nem egyensúlyi szakaszolás módszere

Elsőként a korábban alkalmazott kontinentális léghőmérséklet (Jones et al., 1982) mellett egy további független változó, az óceánok feletti léghőmérséklet (Folland et al., 1984) bevonásával kétváltozós regressziós kapcsolatokat kerestünk a korábbi 13 éves kvázi-egyensúlyi szakaszokban. A kétváltozós lineáris kapcsolat már mindkét félévi magyarországi átlaghőmérsékletre szignifikáns volt, azonban a kontinensek, illetve az óceánok feletti léghőmérséklet, mint független változók korrelációja ($r = 0,62$ a hét adatpárra) nem elhanyagolható, ami matematikussá tette a regressziós együtthatók extrapolálását a jövőbeni klímaváltozásokra.

A következő lépésben ezért a kontinensek (T_c), illetve az óceánok (T_o) feletti léghőmérsékletekből két új prediktort képeztünk. Ezek: a félgömbi átlaghőmérséklet

$$\langle T \rangle = 0,6 T_o + 0,4 T_c \quad (1)$$

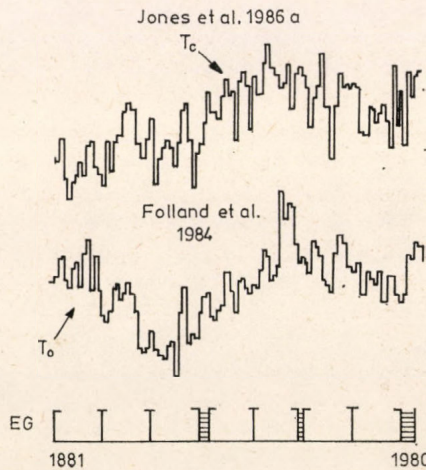
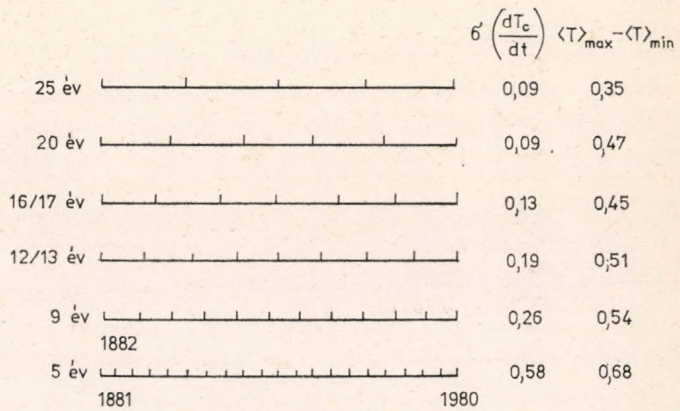
és a kontinens-óceán hőmérsékleti kontraszt

$$\Delta T = T_C - T_O. \quad (2)$$

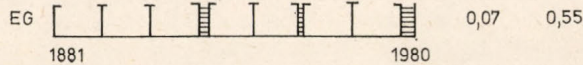
A kontinensek feletti hőmérsékleti idősor e vizsgálatban már az eredeti sort felülbíráló későbbi publikációból (Jones et al., 1986 a, b) származik, míg az óceáni idősor változatlan. Mivel az eredeti T_C és T_O idősorok egy-egy referencia-időszakhoz viszonyított anomáliák, a belőlük származtatott új független változók is azok, méghozzá az 1950–79 alapidőszakhoz viszonyítva.

Az idősorokon a jel/zaj aránynak mind a félgömbi, mind a regionális adatokra érvényes, kedvezőtlenül alacsony volta miatt a fél éves időbeli átlagolás fenntartásán túl két további zajsökkentő átlagolást alkalmaztunk. Az egyik az, hogy a regionális adatokból 4–4 állomás összevonásával területi átlagokat képeztünk Kisalföld (K: Magyaróvár, Sopron, Pápa és Szombathely) Bács-Kiskun (B: Kecskemét, Baja, Kalocsa és Szeged), valamint Észak-Tiszántúl (T: Túrkeve, Debrecen, Eger és Nyíregyháza) megnevezéssel. A másik zajsökkentő átlagolás az év mint év kapcsolatkeresés helyett azonos hosszúságú időszakokon belüli átlagok kapcsolatának vizsgálata.

E szeletekre bontás egyik változata a korábban is alkalmazott, 13 év hosszúságú kvázi-egyensúlyi időszakok előállítására, melyeken belül alacsony a kontinentális átlaghőmérséklet időbeli trendje és az időszakok hossza egybeesik T_C időbeli autokorrelációs függvénye egy lokális minimumával (Boncz és Mika,



1. ábra: Az északi félgömb kontinensei (T_C), illetve óceánjai (T_O) feletti átlagos léghőmérséklet idő sora és az 1881–1980 időszak kvázi-egyensúlyi (EG), illetve nem-egyensúlyi szeletei. A bal oldalon feltüntettük a kontinentális hőmérséklet trendjeinek szórását $\sigma(\partial T_C / \partial t) K (10 \text{ év})^{-1}$ és az időszakok félgömbi átlaghőmérsékleteinek terjedelmét



1983). Ezen kívül – tekintet nélkül a hőmérsékleti trendekre – az évek egymásutánjából nem egyensúlyi szakaszolást is végeztünk különböző, de egy felbontáson belül rögzített hosszúságú szeletekkel. E szeletek hossza rendre 5, 9, 12/13, 16/17, 20 és 25 év volt. (A törtvonal az időszeletek hosszának állandóságával szemben az adatszám növelését célzó kompromisszumot jelöli, ami az első esetben a rövidebb hossz 8-ból négyszeri, a másodikban 6-ból kétszeri alkalmazását jelentette.) E felbontás célja a zajcsökkentésen túl az idősorokban fel-lepő esetleges szisztematikus mérési vagy térbeli átlagolási hibák véletlenszerűsítése, randomizálása. A felbontott adatsort és a szakaszolás határoló éveit az 1. ábrán mutatjuk be.

A fenti szakaszolással nyert új minták elemszámát, a félgömbi átlaghőmérséklet szélső értékeivel jellemzett terjedelmet és a kontinentális átlaghőmérsékletnek az egyes időszakokon belüli (nem vizsgált szignifikanciájú) lineáris trendjeinek az e trendekre, mint egy új minta elemeire értelmezett empirikus szórását ugyancsak az 1. ábrán tüntettük fel. Megfigyelhetjük, hogy a globális átlaghőmérséklet-eloszlás terjedelme hozzávetőleg fél fok, vagyis eredményeink csak ekkora tartományra vonatkoztathatók. A trendek szórása alapján a leginkább egyensúlyinak valóban az előre kiválogatott, 13 éves kvázi-egyensúlyi időszakok mutatkoznak, de még a 20 és 25 éves időszakok trendjeinek szórása is kisebb mint 0,1 K/év.

Az időszakokra átlagolt lokális (Y), illetve félgömbi ($\langle T \rangle$ és ΔT) adatokból képzett 4–20 adathármasra az egyes szakaszolásokon belül kétváltozós lineáris regressziós kapcsolatokat állapítottunk meg, az

$$Y = Y_0 + \frac{\partial Y}{\partial \langle T \rangle} \langle T \rangle + \frac{\partial Y}{\partial (\Delta T)} \Delta T \quad (3)$$

alakban. A kapcsolatok szignifikancia-vizsgálatát a korábbiaktól eltérően nem a korrelációs, hanem a regressziós együtthatókra végeztük el. Student-féle t -próbával ellenőriztük, hogy a zérus érték kívül esik-e a kapott együtthatók 95, illetve 80%-os konfidencia-intervallumán (Ezekiel és Fox, 1970). Az előbbi esetben a regressziós együttható számszerű értékét, míg az utóbbiban csak az előjelét vetjük figyelembe. A hat nem egyensúlyi szakaszolás mintáiból nyert együtthatókat akkor átlagoltuk ki, ha azok többsége, vagyis legalább négy a 80%-ot meghaladó szinten szignifikáns volt.

A regressziós együtthatók értelmezését nagymértékben megkönnyíti, hogy a $\langle T \rangle$ és ΔT független változók korrelációja az adott mintaelemszámok mellett elhanyagolható, abszolút értéke valamennyi szakaszolásban kisebb mint 0,2.

2. Eredmények

Az egyensúlyi és nem egyensúlyi szeletek átlagértékeit megjelenítő adathármasokra kapott statisztikai jellemzők közül a magyarországi hőmérsékletre, relatív napfénytartamra és csapadék összegre vonatkozó regressziós együtthatók az 1. táblázatban láthatók. E táblázat és a további eredmények szöveges ismertetésénél csak a szignifikáns kapcsolatokra térünk ki.

2.1. *Hőmérséklet.* A nyári félév átlaghőmérsékleteit mindhárom vizsgált térségben egyértelmű, a zérustól 95%-os szinten szignifikánsan különböző pozitív kapcsolat jellemzi a félgömbi átlaghőmérséklettel. A nem egyensúlyi felbontás esetén viszont ez a kapcsolat sokkal gyengébb, a 80%-os szinten is csak a Tiszán-

túl térségére szignifikáns a felbontások több, mint felére. A téli félévben a nyári-val ellentétben nem a fégömbi átlaghőmérséklet, hanem a kontinens-óceán kontraszt játszik statisztikai értelemben meghatározó szerepet. E tekintetben az egyensúlyi, illetve a nem egyensúlyi felbontások között nem mutatkozik lényeges különbség, noha az együtthatók az utóbbi esetben valamivel alacsonyabbak.

2.2. *Relatív napfénytartam.* A relatív napfénytartam – azaz a tényleges és a csillagászatilag lehetséges értékek hányadosa – alakulását 1907-ig visszamenően két állomásra, Magyaróvárra és Debrecenre sikerült reprodukálni, a környező állomások adatait is felhasználva (Dunay, 1986, személyes közlés). Az adatsor hossza az egyensúlyi időszakokra 5, míg 5, 9, 12/13 és 16/17 év hosszúságú nem egyensúlyi szakaszokra rendre 15, 8, 6 és 4 adathármas képzését tette lehetővé, míg a húsz és a huszonöt éves felbontásoktól el kellett tekintenünk. A rela-

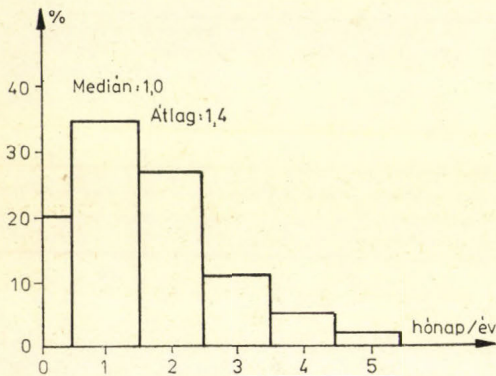
1. TÁBLÁZAT

A hőmérséklet, a csapadék és a relatív napfénytartam viszonylagos érzékenysége a fégömbi átlaghőmérséklet ($\langle T \rangle$) és a kontinens-óceán kontraszt (ΔT) függvényében a három magyarországi körzetben. (A napfénytartamnál K Magyaróvárt, T pedig Debrecen rövidíti.) A 95 %-on szignifikáns parciális regressziós együtthatókat számszerűen, a 80 %-on szignifikánsakat előjelükkel ábrázoltuk.

Viszonylagos érzékenység		Nyári félév						Téli félév						
		EG	5	9	12/13	16/17	20 25	EG	5	9	12/13	16/17	20 25	
Hőmérséklet														
$\frac{\partial T_L}{\partial \langle T \rangle}$	K	1,5	+	.	+
	B	1,5
	T	1,5	+	+	+	+	+	+	.
$\frac{\partial T_L}{\partial (\Delta T)}$	K	1,8	1,4	1,5	1,6	2,0	1,4	1,5
	B	1,5	1,1	+	1,2	1,5	0,9	1,7
	T	2,0	1,4	1,5	1,5	2,0	1,5	+
Csapadék														
$\frac{\partial C}{\partial \langle T \rangle}$	K	-	-	-	-123	-130	-125	-
	B	-79	.	-	-88	-88	-99	-74	.	+	+	+	+	.
	T	.	.	.	-	-	-57	-	-
$\frac{\partial C}{\partial (\Delta T)}$	K	-	-
	B	-41
	T	-	-	.	.	-	.
Relatív napfénytartam														
$\frac{\partial N}{\partial \langle T \rangle}$	K	+	+15	+18	+17	+XXXXXXX		XXXXXXX	
	T	+23	+20	+	+22	+XXXXXXX		.	+	.	.	.	XXXXXXX	
$\frac{\partial N}{\partial (\Delta T)}$	KXXXXXXX		XXXXXXX	
	TXXXXXXX		XXXXXXX	

tív napfénytartam és a félgömbi hőmérsékleti jellemzők között szignifikáns kapcsolatot a nyári félévi relatív napfénytartam és a félgömbi átlaghőmérséklet között mutatható ki. A 4 nem-egyensúlyi felosztás szerinti átlagos regressziós együtttható értéke igen magas: 0,18, illetve 0,21 K⁻¹, főként, ha figyelembe vesszük, hogy a nyári félév átlagos relatív napfénytartamértéke a két állomásra 0,53, illetve 0,54.

2.3. *Csapadék.* A nyári félévi csapadékösszeg mindhárom térségben jellemzően negatív kapcsolatot mutat a félgömbi átlaghőmérséklettel. A regressziós együtthatók a három térségben eléggé eltérőek, de ha figyelembe vesszük, hogy a



2. ábra: A 30%-nál kisebb átlagos talajnedvességű hónapok számának gyakorisági eloszlása 4 állomás (Magyaróvár, Debrecen, Pécs és Szeged) átlagában évente (1881–1980). A csoportba sorolás két negyedről felfelé értendő.

félévi csapadékösszeg a *K*, *B* és *T* térségekben rendre 400, 334, illetve 347 mm, mindenütt számottevő csökkenést jeleznek. Fél fokos feltételezett félgömbi melegedéshez a nem egyensúlyi időszakok átlagos együttthatói alapján rendre 14, 13, illetve 7% csapadék csökkenés tartozik, bevonva a nem szignifikáns együttthatókat is. A téli félévben a Bács-Kiskun térség négy állomásának átlagában gyengén szignifikáns csapadék növekedés volt kimutatható, amely azonban e térségben is kisebb a nyári félévi csapadék csökkenésnél.

2.4. *Talajnedvesség.* A nyári félévben a félgömbi átlaghőmérséklet emelkedéséhez tartozó csapadékcsökkenés, valamint a légkör párolgató képességének növekedésére utaló napfénytartam-növekedés és a hőmérséklet-emelkedés együttesen valószínűvé teszik a talaj nedvességtartalmának erőteljes csökkenését. E feltételezés igazolására azonban közvetlenül mért adatok nem álltak rendelkezésünkre, ezért külön e célra előállított, a felső 50 cm-es talajrétegre három lépésben számított százalévi talajnedvesség-adatsort alkalmaztunk. A számítás első lépése a talajmintavételes-gravimetriás nedvességértékek kapcsolatának a meghatározása volt a hagyományos meteorológiai elemek dekádonkénti értékeivel (Dunay et al., 1968). A második lépésben e kapcsolat alapján 1950 és 1980 között kiszámításra került a talajnedvesség az egyes állomásokon, majd a harmadik lépés ezen harminc év számított idősorainak összekapcsolása volt a csapadék és a hőmérséklet havonkénti átlagaival oly módon, hogy minden hónap talajnedvességét a megelőző őszi, illetve tavasztól akkumulált hőmérsékleti és csapadékösszegek határozták meg kétváltozós regressziós kapcsolat alakjában (Dunay, 1987).

Tekintettel a talajnedvesség-számítás áttételes, közvetett voltára, a félgömbi hőmérsékletváltozásokkal kapcsolatban nem az átlagos talajnedvesség alakulását, hanem a hozzávetőleges aszályküszöbnek tekinthető, 30%-os talaj-

nedvességnél alacsonyabb telítettségű hónapok számának alakulását vizsgáltuk. A fellépő bizonytalanság további mérséklése érdekében 4 állomás, Magyaróvár, Debrecen, Pécs és Szeged alacsony nedvességtartalmú hónapjainak átlagos számszámát hoztuk kapcsolatba a félgömbi hőmérsékletekkel. A 2. ábrán e hónapok számának gyakorisági eloszlását mutatjuk be a vizsgált 100 éves időszakban. Megfigyelhető, hogy a $-1/4$ hónap/év pontossággal értelmezett – eloszlás mediánja 1,0 hónap/év, átlagos gyakorisága pedig 1,4 hónap/év.

Ehhez viszonyítva a félgömbi átlaghőmérsékletre vonatkozó regressziós együtthatók (2. táblázat) az aszályhajlam markáns megnövekedéséről tanúskod-

2. TÁBLÁZAT

A 30 %-nál kisebb talajnedvességű hónapok gyakoriságának függése a félgömbi jellemzőktől 4 állomás átlagában (vö. a 2. ábra és az 1. táblázat aláírásával)

Talajnedvesség	EG	5	9	12/13	16/17	20	25	$\Sigma/6$
$\partial n/\partial \langle T \rangle$	1,3	+	1,5	1,8	2,0	+	+	1,6
$\partial n/\partial (\Delta T)$

3. TÁBLÁZAT

Nyomási-cirkulációs indexek a Kárpát-medence térségében, s ezek változása a félgömbi jellemzők függvényében

Cirkulációs indexek	Nyári félév		Téli félév	
	EG	$\Sigma/6$	EG	$\Sigma/6$
1. $\partial/\partial \langle T \rangle$
$\partial/\partial (\Delta T)$.	.	.	-1,1
2. $\partial/\partial \langle T \rangle$.	.	-2,3	-2,5
$\partial/\partial (\Delta T)$	+2,1	+1,7	.	.
3. $\partial/\partial \langle T \rangle$
$\partial/\partial (\Delta T)$.	.	.	+0,8
4. $\partial/\partial \langle T \rangle$	+1,1	.	.	.
$\partial/\partial (\Delta T)$.	.	.	-1,1
5. $\partial/\partial \langle T \rangle$	+1,1	.	.	.
$\partial/\partial (\Delta T)$

nak. Félfokos átlagos félgömbi melegedéshez 0,8 hónap/év gyakoriságnövekedés felel meg, ami a száz évi közepes gyakoriság 57%-a.

2.5. Légnyomás, cirkuláció. E tényezők változásainak jellemzéséhez objektív információ-forrás állt rendelkezésünkre. A Moszkvai Világadatközpontban (Obnyinszk) előállított légnyomási mező adatsor 5 fok szélesség és 10 fok hosszúság szerinti bontásban számszerűsíti a tengerszinti légnyomás havi középértékeit 1873 és 1982 között. A korábbiaktól némileg eltérően ezt az adatsort 5, 9, 13, 17 és 21 éves nem egyensúlyi részekre, valamint az egyensúlyi 13 évekre bontottuk

fel, így az időszakok átlagai rendre 21, 12, 8, 6 és 5, illetve továbbra is 7 elemű mintákat képeztek. Ebből az adatmezőből a Kárpát-medence térségét jellemző öt nyomási (cirkulációs) indexet határoztunk meg az alábbiak szerint:

1. *Átlagos nyomás:* $\{p(50^{\circ}\text{N } 20^{\circ}\text{E}) + p(45^{\circ}\text{E } 20^{\circ}\text{E})\}/2$ [hPa]
2. *Meridionális gradiens:* $2\{p(45^{\circ}\text{N } 10^{\circ}\text{E}) + p(45^{\circ}\text{N } 20^{\circ}\text{E}) + p(45^{\circ}\text{N } 30^{\circ}\text{E}) - p(50^{\circ}\text{N } 10^{\circ}\text{E}) - p(50^{\circ}\text{N } 20^{\circ}\text{E}) - p(50^{\circ}\text{N } 30^{\circ}\text{E})\}/3$ [hPa 10 fok⁻¹]
3. *Közepes zonális gradiens:* $\{p(45^{\circ}\text{N } 30^{\circ}\text{E}) + p(50^{\circ}\text{N } 30^{\circ}\text{E}) - p(45^{\circ}\text{N } 10^{\circ}\text{E}) - p(50^{\circ}\text{N } 10^{\circ}\text{E})\}/4$ [hPa (10 fok)⁻¹]
4. *A keleti szektor zonális gradiense:* $\{p(45^{\circ}\text{N } 20^{\circ}\text{E}) + p(50^{\circ}\text{N } 20^{\circ}\text{E}) - p(45^{\circ}\text{N } 30^{\circ}\text{E}) - p(50^{\circ}\text{N } 30^{\circ}\text{E})\}/2$ [hPa (10 fok)⁻¹]
5. *A nyugati szektor zonális gradiense:* $\{p(45^{\circ}\text{N } 20^{\circ}\text{E}) + p(50^{\circ}\text{N } 20^{\circ}\text{E}) - p(45^{\circ}\text{N } 10^{\circ}\text{E}) - p(50^{\circ}\text{N } 10^{\circ}\text{E})\}/2$ [hPa (10 fok)⁻¹]

A fenti nyomási indexek kapcsolatát a félgömbi hőmérsékletekkel a 3. táblázatban szereplő együtthatók jellemzik. Általában megfigyelhető, hogy szignifikáns kapcsolatok – a meridionális gradiens kivételével – csak az öt nem egyensúlyi felbontás esetén mutathatók ki. A nyári félév fő jellegzetessége a 20°E hosszúság tengerszinti légnyomásának a mindkét zonálisan szomszédos rácspontnál gyorsabb növekedése (4. és 5. index) a félgömbi átlaghőmérséklet emelkedése esetén. Ez együttesen az anticiklonhajlam növekedését jelenti, amely azonban önmagában a 20°E rácspontjaiban (1. index) nem jelentkezik. A meridionális nyomási gradiens (2. index) ugyanakkor a kontinens-óceán kontraszttal mutat pozitív kapcsolatot. Ez más megfogalmazásban, minőségileg az átlagos zonális áramlás erősödésével egyenértékű a vizsgált közép-európai térségben.

A téli félévben a 20°E hosszúság nyomása (1. index) csökkenő jellegű a kontinens-óceán kontraszt növekedése esetén, ami a tartós téli hideg helyzetek számának valószínű csökkenésén keresztül megfelel a hőmérséklet 2.1. pontban ismertetett viselkedésének. Ugyanilyen értelmű a közepes déli áramlás (3. index) növekedése, illetve a keleti szektor északias áramlásának (4. index) viselkedése szintén a kontinens-óceán kontraszttal párhuzamosan. Az északi félgömb átlaghőmérsékletének növekedése a téli félévben a meridionális gradiens (2. index), vagyis a zonalitás gyengülésével mutat szignifikáns kapcsolatot.

3. Diskusszió

Az előző pontban több magyarországi és a Kárpát-medence környékén értelmezett meteorológiai mutatónak a félgömbi átlaghőmérséklettel, illetve a kontinensek és óceánok feletti levegő hőmérsékleti különbségével való kapcsolatot elemeztük. Ennek legfőbb eredménye, hogy a felhasznált magyarországi és félgömbi adatok szerint a külső kényszerek és a belső igazodás egy konkrét lefutására (vagyis az elmúlt száz évre) félfokos melegedéshez aszályosabb magyarországi klíma tartozott.

Az ezzel kapcsolatban felmerülő kérdések a következők:

- Megbízható-e a magyarországi és a félgömbi adatok, vagyis a talált kapcsolatok ténylegesen az elmúlt száz év éghajlati történéseit írják-e le, azaz nem a mérési és átlagolási hibák következményei-e?
- Mennyire okságiak a talált kapcsolatok, vagyis érvényesek-e a külső kényszerek egy más időbeli lefutására, illetve egy másik időszakra is?
- Mekkora globális hőmérséklet-változásig extrapolálható az aszályosabbá válás tendenciája?

Az első kérdésben a magyarországi adatok megbízhatósága mellett szól az, hogy a nyári félévi hőmérsékletre, a napfénytartamra, a csapadéokra, a talajnedvességre és a nyomási-cirkulációs indexekre kapott eredmények a nyári félévben ellentmondás-mentesen összecsengenek. Kevésbé egyértelmű viszont a félgömbi indikátorok pontossága, különösen az óceánok feletti területeken, ahol a mérések térbeli eloszlása igen egyenlőtlen, és a megfigyelés módja különösen az időszak első felében különböző inhomogenitásokat hordozhat (Folland et al., 1984, Jones et al., 1986b). E lehetséges hibaforrást kiküszöbölendő az eddig használt óceáni léghőmérsékleti adatsor ($F\bar{\theta}$) mellett számításaink egy részét elvégeztük három másik óceáni léghőmérsékleti adatsor felhasználásával készült félgömbi indikátorokra is.

4. TÁBLÁZAT

A magyarországi nyári félévi csapadékösszegek függése az eredeti ($F\bar{\theta}$) és három másik óceáni léghőmérsékleti sorra támaszkodó félgömbi átlaghőmérséklettől

Csapadék $\partial C/\partial(T)$	Nyári félév						
	EG	5	9	12/13	16/17	20	25
	Kisalföld						
$F\bar{\theta}$	—	—	—	— 123	— 130	— 125	—
$J\bar{\theta}$	—	—	—	— 126	— 135	— 137	— 118
$J1$.	.	—	—	—	— 200	— 162
JCORR	—	— 284	— 232
	Bács-Kiskun						
$F\bar{\theta}$	— 79	—	—	— 88	— 88	— 99	— 74
$J\bar{\theta}$	— 78	—	—	— 101	— 90	— 107	— 77
$J1$.	.	—	— 99	—	—	— 88
JCORR	.	.	.	— 178	—	—	— 111
	É-Tiszántúl						
$F\bar{\theta}$.	.	.	—	—	— 57	—
$J\bar{\theta}$.	.	.	—	—	— 61	—
$J1$	—	—	.	—	.	— 84	— 70
JCORR	— 143	.	.	— 183	.	— 115	— 119

Az első ilyen adatsor a Jones et al., (1986a) által közölt kontinentális hőmérsékleti sor, illetve a Jones et al. (1986b) által grafikusán közreadott óceáni adatsor ($J1$) kombinációja, amely a Folland et al. (1984) által feldolgozott adat-tömegnél mintegy ötven százalékkal több, de lényegében azonos óceáni térségekből származó adatok sajátosságosan korrigált félgömbi átlagait tartalmazza. E korrekció lényege az a vitatható feltételezés, hogy a kontinensek, illetve óceánok feletti léghőmérséklet időbeli anomáliái egymástól nem túlságosan távol — konkrétan a szerzők által kijelölt 15 darab, egyenként néhány ezer kilométer oldalhosszúságú térképi téglalapban — azonosak. E korrekciós feltételezés az óceánok feletti léghőmérsékletet a kontinensek felettivel szoros korrelációba hozza. A félgömbi átlag e változatban a két térség idősorainak 50–50%-os súlyozású átlaga. Egy másik adatsor ($J\bar{\theta}$) az előbbi óceáni adatsornak a kontinentális korrekció nélküli, nyers változatát kombinálja össze az eredeti kontinentális adatsorral. A harmadik kontrollidősort (JCORR) úgy állítottuk elő, hogy a kontinentális adatsorral a $J1$ sort $J\bar{\theta}$ -ből generáló — megítélésünk szerint túl-

zott – korrekciós járulékok értékeit csökkentettük a korrekció és a T_C sorok száz adatpárra vonatkozó

$$J1 - J0 = -0,03 + 0,54T_C, \quad r = 0,53 \quad (4)$$

szignifikáns lineáris regressziós kapcsolatából származó értékkel azt feltételezve, hogy a korrekciónak ez a része főleg, mivel az óceánok feletti léghőmérsékletnek az eltérő hőkapacitások miatti természetes késése a kontinensek felettivel szemben, vagyis nem mérési-átlagolási hiba. Ez utóbbi véleményünkben megerősített bennünket Oort et al. (1987) dolgozatának 2. ábrája, amely szerint az elmúlt 100 évben az óceán feletti léghőmérsékleti mérésének száma az egyes szélességeken közel azonos fázisban változott, vagyis az egyes szélességek területi súlya a számított félgömbi átlagadatokban közel állandó.

E három új félgömbi adatsor, valamint az eredeti, a 2. fejezetben ismertetett eredményeket szolgáltató (T) és ΔT független adatpárral nyert regressziós együtthatókat a nyári félév csapadékösszegei vonatkozásában a 4. táblázatban mutatjuk be. Megállapítható, hogy a nyári félév csapadéka mint a négy félgömbi átlaghőmérséklettel markánsan negatív kapcsolatot mutat. Ez az eredmény alátámasztja, hogy a félgömbi átlaghőmérséklet és a magyarországi aszályhajlam kapcsolata az elmúlt száz évnek tényleges jellemzője.

Az e fejezet elején megfogalmazott második és harmadik kérdés, vagyis a kapcsolatok oksági jellege és a fél fokos változáson belüli – a kiváltó okoktól független – általános jellegének igazolása további vizsgálatokat igényel, főként a történeti adatok és feljegyzések bevonásával. Ugyanez vonatkozik a kapcsolatoknak a fél foknál nagyobb változásokra kiterjedő érvényének kérdésére is azzal a különbséggel, hogy ez esetben mód van a szakirodalomban már fellelhető – de általában más területekre vonatkozó – paleoklíma-rekonstrukciók és modellkísérletek eredményeinek szintetizálására, amit a meglévő hazai éghajlati rekonstrukciókkal szükséges kiegészíteni.

Ezúton fejezzük ki köszönetünket Mednyánszky né Pausz Valériának, az OMSZ Számítógéppont munkatársának a félgömbi légnyomás-adatbázison elvégzett számításokért és Dunay Sándornak, a Központi Meteorológiai Intézet osztályvezetőjének az új talajnedvesség-adatsorok előállításáért és a felhasznált hazai hőmérsékleti, csapadék- és napfénytartam-adatbázis megszerkesztéséért.

IRODALOM

- Boncz, J. i. Míka, J., 1983: O nyeszinhronnosztyi izmenyenyij temperaturü v Prikarpatzskih sztrana i izmenyenyij temperaturü v Szevernom polusarii. XI. Mezsdunardnaja Konferencija po Meteorologii Karpát, 78–95.
- Boncz J. és Míka J., 1984: A hazai növénytermesztés éghajlati feltételeinek alakulása a globális klímaváltozásokkal összefüggésben. A légköri erőforrások hasznosítása az energiagazdálkodásban Magyarországon. OMSZ Hivatalos Kiadványai LXII, 134–146.
- Borzenkova, I. I. and Zubakov, V. A., 1983: The late-atlantic climatic optimum of the Holocene as a model of global climate of the early 21-st century, US/USSR Meeting of Experts on Anthropogenic Climatic Change, Leningrad, p 19.
- Dunay S., Posza I. és Varga-Haszonits Z., 1968: Egyszerű módszer a tényleges evapotranszspiráció és a talaj vízkészletének meghatározására I. A párolgás meteorológiája. Öntözéses Gazdálkodás 6. 39–48.
- Ezekiel, M. és Fox, K. A., 1970: Korreláció és regresszió analízis. Közgazd. és Jogi Kiadó, Budapest.
- Fairbridge, R. W., 1967: Ice-age theory. The encyclopedia of atmospheric sciences and astrology. Reinhold Publ. Corp., New York, 462–474.
- Folland, C. K., Parker, D. E. and Kates F. E., 1984: Worldwide marine temperature fluctuations 1856–1981. Nature 310, 670–673.

- Hansen, J., Lacis, A., Rind, D., Russell, G., Stone, P., Fung, I., Ruedy, R. and Lerner, J. 1984: Climate sensitivity: analysis of feedback mechanisms. In *Climate Processes and Climate Sensitivity. Geophys. Monograph 29*, 130–163.
- Jäger, J. and Kellogg, W. W., 1983: Anomalies in temperature and rainfall during warm Arctic seasons. *Climatic Change 5*, 39–60.
- Jones, P. D., Wigley, T. M. L. and Kelly, P. M., 1982: Variations in surface air temperatures: Part 1. Northern Hemisphere, 1881–1980. *Mon. Wea. Rev.* 110, 59–69.
- Jones, P. D., Raper, S. C. B., Bradley, R. S., Diaz, H. F., Kelly, P. M. and Wigley, T. M. L., 1986a: Northern Hemisphere surface air temperature variations 1851–1984. *J. Climate Appl. Meteor.* 25, 161–179.
- Jones, P. D., Wigley, T. M. L. and Wright, P. B., 1986b: Global temperature variations between 1861 and 1984. *Nature* 322, 430–434.
- Kovüneva, N. P., 1984: Zakonomernostyi szovremennih izmenenyij polej prizemnoj temperaturü vozduha i atmosfernüüh oszadkov *Izv. AN SZSZSZR Szer. Geograf.* No. 6, 29–39.
- Lough, J. M., Wigley, T. M. L. and Palutikof, J. P., 1983: Climate and climate impact scenarios for Europe in a warmer world. *J. Climate Appl. Meteor.* 22, 1673–1684.
- Manabe, S. and Wetherald, R. T., 1980: On the distribution of climate change resulting from an increase in CO₂ content of the atmosphere. *J. Atmos. Sci.* 37, 99–118.
- Oort, A. H., Pan, Y. H., Reynolds, R. W. and Ropelewski, C. F., 1987: Historical trends in the surface temperature over the oceans based on the COADS. *Climate Dynamics* 2, 29–38.
- Pittock, A. B. and Salinger, J. M., 1982: Towards regional scenarios for a CO₂-warmed Earth. *Climatic Change* 4, 23–40.
- Vinnikov, K. Ja. i Grojszman P. Ja., 1979: Empiriceszskaja modelszovremennüüh izmenenyij klima-ta *Meteor. i gidrol.*, No. 3., 30–43.
- Williams, J., 1980: Anomalies in temperature and rainfall during warm Arctic seasons as a guide to the formulation of climate scenarios. *Climatic Change* 2, 249–266.
-

KULIN ISTVÁN (1901–1987) EMLÉKEZETÉRE

A mezőgazdaság tudományos és gyakorlati kérdéseivel, majd a mezőgazdaság és az időjárás-éghajlat kapcsolatával, felfedhető és megmagyarázható folyamataival foglalkozott negyven éven át hivatásszerűen Kulin István, az OMSZ nyugalmazott tudományos osztályvezetője. Tevékeny élete egészét kitöltötte az ember és a természet között létező, egymásra ható megszámlálhatatlanul sok jelenség, a mikrovilágtól a beláthatatlan terjedelmű makrovilágig szinte a semmiből felsokasodó jelenségszöveg, s igyekezett mindezt belső, emberi lelki-egyensúlyát meg nem bontó egyéni filozófiai rendszerbe foglalni.

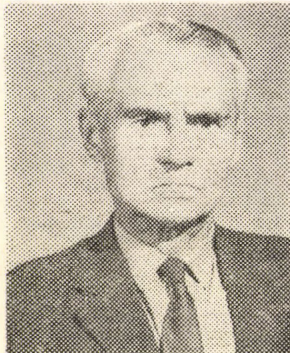
Ezt a nagyon igényes életvitelt nagyon egyszerű, külsőségeiben az általában szokásos, a puritán módon leélt „curriculum vitae” tárja elénk. A magyar szellemi életnek nem egy nagy alakját elindító városban, a bihari Nagyszalon-tán született 1901. március 5-én. Családi viszonyai lehetővé tették, hogy a gimnáziumi érettségét szülővárosában, adottságainak leginkább megfelelő felsőfokú mezőgazdasági ismereteit pedig a mai Agrártudományi Egyetem elődjében, a debreceni Mezőgazdasági Akadémián szerezze meg. További ismeretszerzés és önképzés céljából 1922–25 között a keszthelyi és a magyaróvári Gazdasági Akadémiák gyakorlati mezőgazdasági és növénytermelési tanácskezein működött. Többek között bekapcsolódott a 20-as évek elején megkezdett, a Dunántúl több vidékére kiterjedő szójabab honosítási és természetési kísérletekbe. A szorongató értelmiségi álláshány miatt és jó képességei és vállalkozó kedve, fiatalsága ellenére már elismert szaktekintélye miatt közel két évet töltött Törökországban a mezőgazdasági oktatás és növénytermelési kísérleti munka magyar segítőjeként. Hazatérve a Mezőgazdasági Múzeum munkatársaként résztvett a Barcelonában rendezett világkiállítás magyar részlegének megtervezésében és kivételezésében. A magyar kiállítás aranyérmét kapott.

E térben és időben nagyívű kitérők után, ismeretekben és tapasztalatokban meggazdagodva szerződött az Országos Meteorológiai Intézet szolgálatába 1929. október 1-jén. Itt első

éveit a meteorológia tanulására, az intézet gyakorlati munkájának megismerésére fordította. A légkör életét, az állandóan változó időjárást és jelenségeinek több-kevesebb szabályossággal ismétlődő összetett folyamatait: az éghajlatot, mint a természetes és kultúrnövényekkel borított felszínen kölcsönhatásban létrejövő természeti tényezőt nagyon hamar képesül tudta széles körű mezőgazdasági ismereteivel. Kialakult az a meggyőződése, hogy megbízható időjárás- és éghajlati adatok nélkül a mezőgazdasági termelés nem érheti el azt a szintet, amelyet az ország természeti adottságai egyébként lehetővé tennének.

Különösen a csapadék, az ország csapadékviszonyai, a csapadék-éghajlat részleteinek megismerése került érdeklődésének középpontjába. Az intézet akkori szervezeti felépítésében az éghajlati osztály fiálijaként, de mégis önállóan működő csapadékhálózati osztály vezetője lett, s 1933-tól közel ezer mérőállomásból álló hálózat fenntartását, többszöri át- és újjászervezését, a csapadékatatok kritikai vizsgálatát és éghajlati feldolgozását irányította egészen 1951-ig. Így olyan áttekintés birtokába jutott az időjárás események és az éghajlati adatok mezőgazdasági jelentőségének értékelésében, hogy agrometeorológiai tanulmányait, adatokkal mindig bőven alátámasztott agrárgazdasági értékeléseit a különböző mezőgazdasági szaklapok, más általánosabb profilú folyóiratok szívesen közölték, sőt nem egynek (pl. a Magyar Mezőgazdaság címűnek) állandó rovatvezetője lett. Rendkívüli időjárás események – ilyenekben bőven volt részünk a 40-es évek elején – általános gazdasági, de különösen mezőgazdasági kártételeinek megállapítása, a további teendők meghatározása céljából összehívott szűkebb körű, szakmai jellegű, de nem egyszer országos ankétok nyitó előadójaként mindig világosan, tárgyilagosan tárta fel a vita tárgyát képező esemény meteorológiai hátterét, és helyét a sok évtizedes éghajlati megfigyelések tükrében.

Szerese az Országos Meteorológiai Intézetben 1951-ben jelentősen megváltozott. A századforduló óta többször tett kísérletet az intézet vezetése



önálló agrometeorológiai tevékenység megindítására. A legutolsó ilyen próbálkozást jó elméleti megalapozással, növényfenológiai és -biológiai jelenségek országos hálózat keretei között történő megfigyeléseinek kiértékelésével és eredményeinek az éghajlati adatokkal történt összehasonlításával tette (Fáthy Ferenc tervezete és szervezése), de kitűnt, hogy az intézet a meteorológiai (szinoptikus, éghajlati és csapadékmérő) állomáshálózat fenntartása mellett egy újabb, nagygigényű hálózatot jelentős számú speciálisan képzett szakember nélkül megszervezni és fenntartani nem tud. Ekkor kapta *Kulón István* azt a feladatot, hogy a lehetőségekhez alkalmazkodó keretek között szervezze meg az agrometeorológiai osztály operatív tevékenységére épülő kutatást, szakismereteit, bőséges tapasztalatait hasznosítva e területen. Munkásságát a martonvásári Agrometeorológiai Observatóriumban (1955), a bakocsi és a mátrai fagykísérleti állomásokon új szemlélettel, a növény és az időjárás kapcsolatának részletes megfigyelésére irányuló, pontosan körülhatárolt kísérletekkel folytatta. Tanulmányai az Időjárásban (1952–56 között) és az Országos Meteorológiai Intézet kiadványai sorában, valamint az OMI Beszámolókötetjeiben jelentek meg.

Tudományos pályájának jelentős állomása volt az éghajlati adatok és a mezőgazdasági termelés között mutatkozó kapcsolatok alkalmazási lehetőségeire rámutató kandidátusi értekezésének sikeres megvédése 1954-ben. Ezekben az években érte el munkássága kiteljesedését az Országos Meteorológiai Intézet keretein belül kialakult agrometeorológiai operatív és kutatómunka irányítójaként. Egyre több fiatal diplomás meteorológust indított el az önálló meteorológiai-agrometeorológiai kutatás egy-egy részterületén, s közben ő is nagy gonddal igyekezett e kutatások egyre nagyobb számban megjelenő eredményeit összefoglalni, tájékoztató tanulmányaiba beépíteni (főleg az MTA Agrometeorológiai Bizottságában ismertette ezeket az eredményeket). De ugyanezeken, 1955–59 között – talán éppen a martonvásári Agrometeorológiai Observatórium szorgos látogatása, ott végzett elmélyült és eredményes egyéni kutatómunkája következtében – egyre inkább lazultak a Meteorológiai Intézet nagy közösségéhez fűződő szálai, egyre kevesebbszer vett részt az intézet egészét érintő szakmai értekezleteken, nem hangoztatta véleményét az időjárás és éghajlati események, anomáliák sokoldalú kiértékelése során. Az Időjárás szakírói között ezekben az években már nem szerepelt. Mindez azonban nem jelentette azt, hogy elszakadt az intézeti közösségtől, hiszen 1960-ban a Légkör-ben, az Országos Meteorológiai Intézet egyre határozottabban szakmai jelleggel felvett tájékoztatójában az akkor megjelent Magyarország Éghajlati Atlasz-át ismertető recenziójában legnagyobb terjedelemben a mű

egészének mezőgazdasági hasznosságát, sokoldalúságát részletezi, értékeli.

Tudományos-társadalmi tevékenysége kiemelkedően jelentős volt. Azonkívül, hogy számos nem meteorológiai tudományos testületnek, egyesületnek megbecsült tagja volt (pl. az Országos Talajvédelmi Tanácsnak), a meteorológiai közéletben is megbecsült, tiszteletnek örvendő kolléga, munkatárs volt. A Magyar Meteorológiai Társaságnak 1930-tól tagja, sok éven át választmányi tagja, 1960-ban ügyvezető alelnöke és az agrometeorológiai szakosztály elnöke volt. A társaság 1956-ban a Steiner Lajosról elnevezett emlékéremmel tüntette ki. A Gödöllői Agrártudományi Egyetemtől „mezőgazdasági mérnök”-i címet kapott s ott avatták a mezőgazdasági tudományok doktorává is.

Amint 60. életévét betöltötte, munkahelyének, az időközben Országos Meteorológiai Szolgálat-ra változott Országos Meteorológiai Intézetnek az igazgatósága 1961. április 1-jével nyugdíjba küldte. Személyét a magyar meteorológia története szempontjából röviden úgy értékelhetjük, hogy a századunk első harmadában végzett agrometeorológiai tevékenység minden eredményének ismeretében a század második harmadában megkísérelte a meteorológiát tudományos szinten összekapcsolni a mezőgazdasági operatív munkával és – részben – a tudományos kutatással is, megteremtve ezáltal a század utolsó harmadára a hazai agrometeorológiai kutatás modern módszerekkel és eszközökkel történő folytatásához az elméleti alapokat.

Több mint negyedszázadot töltött nyugállományban. Ezekben az évtizedekben kiteljesedett életbölcsességgel, derűs léletszemlélettel fordul a természethez, majd egy kissé befelé fordulva, de még mindig derűsen az emberi lét magasabb szellemi szféráiról elmélkedett s barátkozott az elmulás gondolatával. 1987. december 31-én halt meg hosszabb, de könnyen viselt betegségben. Hamvait január 22-én a budapesti Farkasréti temetőben helyezték örök nyugalomra, kortársa és fiatal munkatársa részvételével.

*

Kéri M.

FEKETE LÁSZLÓ KANDIDÁTUSI VÉDÉSE

Családiás légkörben került sor *Fekete László* kandidátusi értekezésének nyilvános vitájára az MTA kistermében 1988. január 15-én. A bíráló bizottság elnöke *Major György* doktor, tagjai *Erdős László*, *Kéri Menyhért* (titkár), *Pletser János* és *Szász Gábor* kandidátusok, az opponensek pedig *Justyák János* és *Varga Haszonits Zoltán* kandidátusok voltak.

A jelölt ritkán hallható élvezetes előadásban ismertette „Az Alföld (különös tekintettel a Duna–Tisza közti homokhátság) fagyviszonyai a késő tavaszi és a kora őszi időszakban, valamint a helyi fagyelőrejelzés módszere” című értekezését, amelyet *Antal Emánuel* kandidátus, apiránsvezető irányításával készítette el. A meglepően terjedelmes mű, amely a táblázatokkal és ábrákkal együtt több mint kettőszáz oldalt tesz ki, lényegileg két részre osztható. Az első felében a késő tavaszi és a kora őszi időszak részletes fagyklímája található, míg a második rész a minimum hőmérséklet síkvidéki területen alkalmazható, helyi megfigyeléseken alapuló előrejelzését tárgyalja, továbbá bemutat egy saját előrejelzési módszert.

A klimatológiai részben Kecskemét 1901–80 közt feljegyzett késő tavaszi és kora őszi fagyhelyzeteinek körülményeit vizsgálta a szerző a Péczely-féle makroszinoptikus helyzetek alapján. A fagyok vizsgálatánál nemcsak a 0°C-os küszöbértékkel foglalkozott, hanem a -1, -2, -3, -4 és a -5 °C előfordulásainak határnapjait és az ettől mentes időszakot is vizsgálta az Alföldre 36 állomás adatai alapján. A dolgozat második felében kilenc helyi előrejelzési módszer hazai alkalmazhatóságát vizsgálta. Sajátmaga egy háromváltozós regressziós összefüggést állított elő, amely a 19 órakor észlelt felhőzet, a relatív nedvesség, valamint a szélsősebesség alapján adja meg a várható minimumhőmérsékletet. A módszert pontosítására még egy korrekciós tényezőt is bevezetett, ami a 19 és 22 óra közötti időváltozást veszi figyelembe. A korrekciós tényezővel javított és a tényleges minimumhőmérsékletek korrelációs együttható értéke 0,92-nek adódott.

A bizottság által feltett kérdésekre a jelölt kielégítő válaszokat adott. Vita nem alakult ki, csak a bizottság több tagja fűzött gondolatokat az elhangzottakhoz, valamint általánosságban taglalták a kandidátusi értekezésekkel kapcsolatos lehetséges elvárásokat.

Mivel mind az opponensek, mind a bizottság tagjai lényegesen tekintve pozitívan értékelték az értekezést és a védést, nem okozott meglepetést, hogy a bizottság 13 pontra értékelte a jelölt munkáját és javasolta a TMB-nek a kandidátusi fokozat odaítélését.

Dunkel Z.

*

SZLACHANYINÉ BARTHOLY JUDIT KANDIDÁTUSI VÉDÉSE

Bartholy Judit — a KMI dolgozója, az MTA aspiránsa — kandidátusi értekezésének nyilvános vitájára 1988. január 20-án került sor az MTA kistermében. A benyújtott értekezés címe: „Hemiszférikus magassági mezők makrocirkulációs helyzeteinek osztályozása objektív statisztikai módszerekkel.” A tudományos témavezető Gulyás Ottó kandidátus volt, a bíráló bizottság tagjai Fejősné Iványi Zsuzsa kandidátus, Koppány György doktor (elnök), Makainé Császár Margit kandidátus (titkár), Tanczer Tibor kandidátus, Titkos Ervin kandidátus. Az értekezés opponensei Faragó Tibor és Práger Tamás kandidátusok voltak.

Az értekezés az atlanti-európai térségre, illetve az északi hemiszférára egy-egy osztályozást mutat be, amelyek az 500 és a 700 hPa-os magassági szintek adatai alapján, a matematikai clusteranalízis és a rotált empirikus ortogonális függvényanalízis (EOF) módszereinek felhasználásával a makrocirkulációs légköri folyamatok évszakonkénti tipizálását, rendszerezését adják. Ez a hemiszférikus osztályozás egyrészt — egy komplex hosszú távú előrejelző modell egyik alapparamétereként — a légköri folyamatok jobb, pontosabb követését, prognosztizálását teszi lehetővé, másrészt sok egyéb klimatológiai tárgyú kutatás bázisául szolgálhat. A tézisek és az opponensi vélemények elhangzása után, ha széles körű vita nem is, — ahogy már általában lennie szokott — de egy szűkebb körű érdekes polémia azért kialakult. Ezt tulajdonképpen a színvonalas értekezés módszertani tekintetben figyelemre méltó gazdagsága, többek között a rotált EOP és a clusteranalízis szellemes kombinálása váltotta ki. A vita tárgya lényegében a meteorológia tudományának és az alkalmazott matematika integrálásának kérdése volt, s ez már a kérdés bonyolultságánál fogva természetesen messze túlmutat egy kandidátusi értekezés fölötti vitán, és még inkább ennek ismertetése keretében.

A bizottság 13 pontra értékelte az értekezést, illetve védését, és ez alapján javasolta a TMB-nek a kandidátusi fokozat odaítélését.

Szentimrey T.

*

SZERZŐINK FIGYELMÉBE

Az IDŐJÁRÁS célja az elméleti és alkalmazott meteorológia tárgykörébe tartozó tanulmányok publikálása. A tanulmányok új kutatási eredményeket tartalmazó beszámolók, illetve adott szakterület időszerű kérdéseit összefoglaló kritikai szemleecikkek lehetnek. A közlés nyelve: magyar vagy angol. A kettes sortávolsággal gépelt kéziratok két példányban küldendők be a következő címre: **Időjárás Szerkesztősége 1525 Budapest, Pf. 38.**

A kéziratokat a szerkesztőbizottság lektoráltatja. A lektor nevét a szerzővel nem közöljük. A kéziratnak a következő formai igényeket kell kielégítenie:

Címreész: Tartalmazza a tanulmány címét, a szerző(k) nevét, munkahelyét és ez utóbbi pontos címét.

Összefoglalás: Külön oldalakon, magyar és angol nyelven, tartalmazza a kutatás célját, módszerét és a kapott eredményeket.

Szövegrész: Alcímekkel értelemszerűen fejezetekre tagolandó.

Irodalmi hivatkozások: Szövegben a hivatkozás tartalmazza a szerző(k) nevét aláhúzva és a publikálás évét. Pl. egyetlen szerző esetén: *Róna* (1909), vagy ha a szerző neve a szövegbe nem illeszthető be: (*Róna*, 1909); két szerző esetén: *Gamow és Cleveland* (1973); több szerző esetén: *Bacsó et al.*, (1953). Ha adott szerzők ugyanazon évben publikált több cikkére hivatkozunk, akkor az évszámhoz *a, b* stb. betűket frunk. Az irodalom felsorolása a cikk végén a szerző(k) neve szerinti betűrendben történik. Folyóirat esetén: szerző(k) neve, évszám, a cikk címe, a folyóirat neve, kötetszám, kezdő és befejező oldalszám. Pl.: *Dési, F.*, 1955: A meteorológiai kutatás időszerű kérdései. *Időjárás* 57, 65–70. Könyv esetén: Szerző(k) neve, évszám, könyvcím, kiadó, megjelenés helye. Pl. *Junge, C. E.*, 1963: *Air chemistry and radioactivity*. Academic Press, New York and London.

Ábrák: A kézirat első példányához az ábrákat pausz- vagy mm-papíron, a másodikhoz az eredeti ábrák másolatát kell csatolni. Az ábrák aláírásait külön lapon kell mellékelni. Fényképek fekete-fehér színben, fényes, kontrasztos minőségben nyújthatók be.

Táblázatok: A táblázatokat római számozással, szövegükkel együtt, külön lapon kell mellékelni.

Matematikai formulák és jelölések: A nem latin betűket és kézzel írott jeleket a margón szerszával írt magyarázattal kell ellátni.

A szerzők megjelent tanulmányukért tiszteletdíjat és térítésmentesen 30 db különlenyomatot kapnak. Több különlenyomat a szerző költségére a kézirat elküldésével egyidejűleg rendelhető.

NOTES TO THE AUTHORS

The purpose of IDŐJÁRÁS is to publish papers in the field of theoretical and applied meteorology. These may be reports on new results of scientific investigations or critical review articles summarizing current problems in certain subject. Authors may be of any nationality but papers are published only in Hungarian or English. Two copies of the manuscripts, typed with double space, should be sent to the Editorial Office of *Időjárás*. Address: **Budapest, P. O. B. 38. H-1525, Hungary.**

Papers will be subjected to constructive criticism by unidentified referees.

The manuscript should meet the following formal requirements:

Title: Should contain the title of the paper, the name(s) of the author(s) with indication of the name and address of employment.

Abstract: Should contain the aim, method and conclusions of the scientific investigation on a separate page.

References: The text citation should contain the name(s) of the author(s) underlined and the year of publication. In case of one author: *Róna* (1909), or of the name of the author cannot be fitted into the text: (*Róna*, 1909); in case of two authors: *Gamow and Cleveland* (1973); there are more than two authors: *Bacsó et al.* (1953). When referring to several papers published in the same year by the same author, the year of publication should be followed by letters, *a, b* etc. At the end of the paper the list of references should be arranged alphabetically. For an article: the name(s) of author(s), year, title of article, name of journal, volume number, pages. E. g. *Dési, F.* 1955: Current problems of meteorological research. *Időjárás* 57, 65–70. For a book: the name(s) of author(s), year, title of book, publisher, place of publication. E. g. *Junge, C. E.*, 1963: *Air chemistry and radioactivity*. Academic Press, New York and London.

Figures: Should be prepared entirely in black India ink upon transparent paper and be attached to the first copy of the manuscript; a copy of the original figures should be attached to the second manuscript copy. The legends of figures should be given on a separate sheet. Photographs of good quality may be provided in black and white.

Tables: Should be marked by Roman numbers and provided on separate sheets together with relevant captions.

Mathematical formulas and symbols: Non-Latin letters and hand-written marks should be explained by making marginal notes in pencil.

Authors are receiving 30 reprints free of charge. Additional reprints may be ordered at the authors expense when submitting the manuscript.

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

A szerkesztésért felel: dr. Mészáros Ernő

Szerkesztőség: 1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1.

Levélcím: 1525 Budapest, Pf. 38. tel.: 353-500

Kiadja a Pallas Lap- és Könyvkiadó Vállalat, Budapest VII., Lenin körút 9–11. Telefon: 221-285

Levélcím: 1906 Budapest, Pf. 223

Felelős kiadó: Siklósi Norbert vezérigazgató

88. 419., Állami Nyomda, Budapest

Felelős vezető: Mihalek Sándor igazgató

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329