

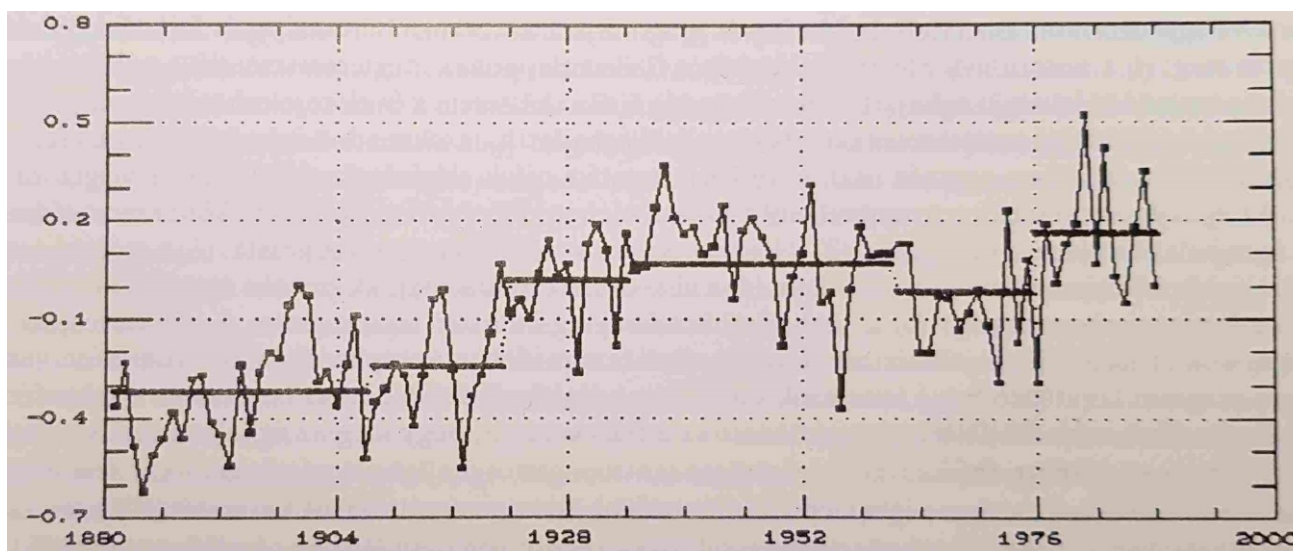
Faragó T.; Führer E.; Garbai L.; Iványi Zs.; Járó Z.; Jászay T.;
Márkus L.; Mika J.; Molnár Á.; Nováky B.; Práger T.; Szalai S.;
Szász G.; Szentimrey T.; Tóth L. F., 1991:
Az éghajlat változékonysága és változása II.: ..
(szerk.: Faragó T.; Iványi Zs.; Szalai S.)
Környezetvédelmi és Területfejlesztési Minisztérium - OMSZ,
Budapest, 210 o. ISBN 963 7702 45 8 II.k

AZ ÉGHAJLAT VÁLTOZÉKONYSÁGA ÉS VÁLTOZÁSA

II.

A LÉGKÖR ÖSSZETÉTELÉNEK ÉS
AZ ÉGHAJLAT JELLEMZŐINEK VÁLTOZÁSA,
A VÁLTOZÁSOK MEGFIGYELÉSE,
MODELLEZÉSE, ELŐREJELZÉSE ÉS HATÁSAI

Környezetvédelmi és Területfejlesztési Minisztérium
Országos Meteorológiai Szolgálat
1991



CLIMATE VARIABILITY AND CHANGE

II

CHANGES IN COMPOSITION OF ATMOSPHERE AND
IN THE CLIMATIC CHARACTERISTICS,
DETECTION, MODELLING, SCENARIOS AND
IMPACTS OF THE REGIONAL CHANGES

Hungarian Ministry for Environment and Regional Policy
Hungarian Meteorological Service

1991

ISBN 963 7702 44 X Ö
ISBN 963 7702 45 8 II.k

TARTALOMJEGYZÉK⁺

ELŐSZÓ	5
ÖSSZEFOGLALÁS	7
1. A LÉGKÖR ÖSSZETÉTELÉNEK ÉS AZ ÉGHAJLAT ÁLLAPOTÁNAK VÁLTOZÁSÁT ELŐIDÉZŐ EGYES ANTROPOGÉN OKOK	19
1.1. AZ ÜVEGHÁZ-GÁZOK FŐBB JELLEMZŐI.....	19
1.2. AZ ÜVEGHÁZ-HATÁS GLOBÁLIS ENERGETIKAI KAPCSOLATAI.....	22
1.3. ENERGETIKA ÉS KÖRNYEZET MAGYARORSZÁGON	34
1.4. A MAGYARORSZÁGI METÁN ÉS SZÉN-DIOXID KIBOCSÁTÁS FORRÁSAI ÉS HOZAMAI 1986-BAN.....	48
1.5. A MAGYARORSZÁGI ERDŐK SZÉNMEGKÖTŐ KÉPESSÉGE.....	52
2. AZ ÉGHAJLAT GLOBÁLIS ÉS REGIONÁLIS VÁLTOZÁSÁNAK VIZSGÁLATA	57
2.1. AZ ÉGHAJLATVÁLTOZÁS DETEKTÁLÁSÁNAK STATISZTIKAI MÓDSZEREI	57
2.2. AZ ÉGHAJLAT JÖVŐJE: MÓDSZEREK, MODELLEK, SZCENÁRIÓK	67
2.3. AZ ÉGHAJLATVÁLTOZÁS FELISMERÉSÉVEL ÉS ELŐREJELZÉSÉVEL KAPCSOLATOS BIZONYTALANSÁG EGYES OKAI	90
2.4. AZ ÉGHAJLATVÁLTOZÁS REGIONÁLIS JELLEMZŐINEK BECSLÉSE	99
3. AZ ÉGHAJLAT VÁLTOZÉKONYSÁGÁNAK ÉS VÁLTOZÁSÁNAK HATÁSAI MAGYARORSZÁGON	122
3.1. A TERMÉSZETI KÖRNYEZET VÁLTOZÁSA, AZ ÉGHAJLATVÁLTOZÁS ÉS A TÁRSADALMI-GAZDASÁGI FEJLŐDÉS ÖSSZEFÜGGÉSEINEK VIZSGÁLATA.....	122
3.2. AZ ÉGHAJLATI VÁLTOZÉKONYSÁG ÉS VÁLTOZÁS HIDROLÓGIAI HATÁSAI	131
3.3. AZ ÉGHAJLATVÁLTOZÁS ÉS AZ ÖKOLÓGIAI POTENCIÁL VÁLTOZÁSA	152
3.4. ÉGHAJLATI HATÁSOK A HOSSZÚ TERMESZTÉSI IDEJŰ FÁK NÖVEKEDÉSÉRE	161
3.5. AZ ENERGIAFELHASZNÁLÁS KLÍMAÉRZÉKENYSÉGE.....	169
IRODALOM	176

⁺A kiadvány nyomtatott változatában az előszó, a tartalomjegyzék és az összefoglaló angol nyelvű változata is szerepel a kötet elején. E szövegrészek ezúttal egy külön dokumentumba kerültek.

ELŐSZÓ

Az éghajlatváltozás regionális következményeire vonatkozó kutatási programot az 1989-1990-es időszakban a Környezetvédelmi és Területfejlesztési Minisztérium, valamint az Országos Meteorológiai Szolgálat támogatta. A kutatásokat az Országos Meteorológiai Szolgálatnál alakult ad hoc munkacsoport koordinálta. Az éghajlatváltozással összefüggő globális és regionális problémák számos területet, tudományágat érintenek, s ennek megfelelően a kutatásokban közreműködtek a klimatológia, a légkörfizika és levegőkémia, a hidrológia, a mezőgazdasági és az erdészeti tudományok, az energetika és a társadalomtudományok képviselői.

A kutatások fő irányainak és feladatainak meghatározásánál egyrészt a korábbi hazai kutatások eredményeit vettük figyelembe, másrészt a nemzetközi éghajlatkutatási együttműködésből származó ismereteket, az Éghajlati Világprogram és az Éghajlatváltozási Kormányközi Bizottság javaslatait. E bizottság munkacsoportjainak és a Második Éghajlati Világkonferenciának az ajánlásai alapján a jövőben az üvegház-gázok emissziójának részletes elemzése, valamint a globális klímaváltozás regionális következményeinek és hatásainak vizsgálata mellett több figyelmet kell fordítani a megelőzés és az alkalmazkodás gazdasági és társadalmi-politikai teendőire. Vizsgálatainkból kitűnik, hogy az éghajlati rendszerre gyakorolt növekvő mértékű emberi beavatkozások miatt az éghajlatváltozás kockázata egyre növekszik, még ha továbbra is jelentős a tudományos bizonytalanság e kockázat mértékét, tényleges bekövetkezését, a változások ütemét, folyamatait és lehetséges hatásait illetően.

dr. Faragó Tibor

ÖSSZEFOGLALÁS

E kötet az „éghajlat változékonysága és változása: a változások megfigyelése, modellezése, előrejelzése és hatásai” címmel 1990-ben végzett kutatások eredményeit mutatja be. Három fejezete a kutatások három fő témakörében végzett vizsgálatokról szól, nevezetesen a légkör összetételének jelenlegi változásairól és az ezzel kapcsolatos hazai emissziókról, a globális és regionális éghajlatváltozás feltételezhető jövőbeli alakulásáról, valamint e változások lehetséges ökológiai és társadalmi-gazdasági hatásairól.

Üvegház-gázok, energiafelhasználás, erdők

Az első fejezet az üvegház-gázok egyensúlyának kérdéseivel foglalkozik, különös tekintettel a magyarországi emissziók becslésére és várható alakulására, valamint az erdők szerepére a természetes szén ciklusban.

Az első (1.1.) rész általános áttekintést ad az üvegház-gázokról, mindenképp a szén-dioxid, a metán, a dinitrogén-oxid, az ózon, a halogénezett szénhidrogének fő forrásairól és légköri koncentrációik jelenlegi változásáról.

Az antropogén üvegház-gáz források emisszióját és a természetes („háttér”) források emisszióját hasonlítjuk össze a tanulmány következő részében (1.2.). A preindusztriális adatok, a jelenlegi megfigyelések és a 2030-re becsült értékek egybevetésével nyomon követhető e gázok mennyiségének számottevő változása. Az összehasonlító elemzések alapján jelenleg az energiaszektor (beleértve az energiatermelés és a felhasználás különféle módjait) meghatározó szerepet játszik abban az antropogén hatásmechanizmusban, amely végsősoron globális éghajlatváltozást idézhet elő. Következésképpen az energiaigények várható alakulása alapvető tényezője lesz a további üvegház-gáz kibocsátásoknak. E tendenciák összefoglalásán kívül a környezeti hatásokat is figyelembevevő energiastratégia fő elveit is áttekintjük ebben a részben.

Fontosságának megfelelően hangsúlyozzuk a CFC (freon) emisszió mielőbbi radikális csökkentésének szükségességét. Jelenleg a freonok a szén-dioxidét megközelítő nagyságrendben járulnak hozzá az üvegházhatáshoz. Ugyanakkor azonban – a fosszilis tüzelőanyagok elégetéséből és más forrásokból származó – antropogén CO₂ emisszió mennyisége sokkal nagyobb, mint a freonoké. Emellett a fosszilis tüzelőanyagok jelentősége, technológiai és gazdaságossági okok miatt is sokkal realisabb a CFC-emisszió mielőbbi csökkentése; ez egyúttal a sztratoszférikus ózonréteg ritkulásával kapcsolatos problémák megoldását is elősegíti. Ennek ellenére, a többi üvegház-gáz és főképpen a CO₂ emissziójának fokozatos csökkentése is elkerülhetetlennek látszik. Az említett megoldással azonban időt nyerhetünk arra, hogy a CO₂-emisszió nagymértékű csökkentésére hatékony globális stratégia születessen, ennek technikai, energiagazdálkodási és más feltételei – a további kutatások, fejlesztések révén – egyértelműbbé válhassanak.

A fosszilis tüzelőanyagok felhasználási arányának figyelembevételével, az energiafelhasználással összefüggő CO₂-emisszió közel lineáris függvénye a teljes energiafogyasztásnak. E kibocsátástól mentes energiaforrások (mint a víz-, a nukleáris, a szél- és a napenergia) csak korlátozott mértékben járulnak hozzá a globális energiatermeléshez. Számításba véve azokat a társadalmi folyamatokat, amelyek hatással vannak az energiaigényre (népességnövekedés, gazdasági tevékenység, életmód, életszínvonal), az energiaigény 1,2-1,6 %/év mértékű átlagos növekedése várható az elkövetkező évtizedekben. Az energiaigény 1,25 %-os, illetve 1,6%-os évi növekedése a GDP átlagosan 2 %-os, illetve 3 %-os évi növekedésének felel meg – az alkalmazott becslési eljárások keretében a fejlődés

adott mértékű energiaigényességét feltételezve. Más jelenlegi és becslési adatokat, népesség-előrejelzést, a fosszilis energiahordozók felhasználását, a szén-dioxid emissziót és annak légköri koncentrációját is bemutatjuk a 2020, 2050 és 2075 évekre.

A következő (1.3) rész részletesen beszámol a magyarországi energiatrendekről 1960 és 1989 között. 1960-tól a 70-es évek közepéig Magyarország gazdaságát extenzív fejlődés jellemezte. A lakossági energiafelhasználás 60 %-kal nőtt. Az energiaforrások szerkezete alapvetően megváltozott ezalatt az időszak alatt. A szilárd tüzelőanyagok felhasználásának relatív aránya az 1960-as 75 %-ról 1970-re 50 %-ra csökkent. Ugyanakkor a szénhidrátok felhasználása nőtt, a 70-es években elérte a 42,5 %-ot. Ez a tendencia 1978-ban véget ért, ezután a lakossági energiafelhasználás rövid ideig stagnált. Az energiaigény a 80-as években ismét nőtt. A bruttó energiafelhasználásban az anyagi ágak részesedése az 1970. évi 71,2 %-ról az 1980. évi 60,7 %-ra csökkent, és ezzel párhuzamosan nőtt a nem anyagi ágak részesedése. A lakossági energiaigény és energiafelhasználás középtávú perspektíváit szintén vizsgáltuk. Az energiaigény és a hozzáférhető források becslése mellett az országos energiapolitika jövőbeli feladatait is elemeztük: az energiamegtakarítás lehetőségeit, az energiafelhasználás racionalizálását, a szénbányászat jövőjét, az energiainport pénzügyi és kereskedelmi hátterét, a környezetvédelmi problémákat. A további elemzések érdekében megadtuk az egyes gazdasági ágazatokban a különböző energiaforrások által kibocsátott légszennyező anyagok mennyiségét.

A szén-dioxid és a metán a legjelentősebb üvegház-gázok közé tartozik. Az 1.4. részben különböző szakirodalmi források alapján megadjuk e gázok teljes hazai kibocsátását. E becslések szerint Magyarországon az 1986-os év teljes metán és szén-dioxid kibocsátása 0,6-1,1, illetve 87,7-114,4 millió tonna C (C-ekvivalens egységben).

Jelentős mennyiségű metán szabadul fel nemcsak biológiai, de antropogén forrásokból is. A biológiai források közül az állattenyésztés fontosságát kell hangsúlyozni, a többi biológiai forrásnak (rizstermesztés, talajok, vízfelszín stb.) kisebb szerepe van a magyarországi metánkibocsátásban. A számítások szerint az antropogén források dominálnak a teljes metán-emisszióban. Ebből a szempontból kisebb a szénbányászat szerepe, a földgáz kitermelése, szállítása és felhasználása során azonban nagy mennyiségű metán kerül a légkörbe. Bár a becslések legbizonytalanabb része a különböző hulladékokból származó metán-emisszió meghatározása, ezek kétségtelenül jelentős források.

A szén-dioxid legnagyobb része a növények légzése során és a különböző talajokból szabadul fel, de az antropogén emisszió mennyisége (fosszilis tüzelőanyagok égése, cementgyártás) ezzel összehasonlítható nagyságrendű. Kevésbé jelentős, de nem elhanyagolható mennyiségű szén-dioxid szabadul fel az állatok légzése folyamán. A különböző hulladékok szén-dioxid kibocsátása (a metánéhoz hasonlóan) bizonytalan, de a teljes szén-dioxid emisszióban játszott szerepük nem jelentős.

Az 1.5. rész a magyarországi erdők széntartalmának és szénmegkötő kapacitásának becslésével foglalkozik. A mérsékeltövi Európában fekvő területünkön jelentősen hozzájárulhatunk a térség antropogén eredetű üvegház-hatásának csökkentéséhez mintegy 1 millió hektár erdősítéssel. Egy ilyen megoldásnál tekintettel kell lenni a megfelelő fajkiválasztásra és a különböző fajok szénmegkötő képességére.

Az élőfaállomány az erdőállomány teljes szervesanyag készlete (törzs, ágak, lombzat, gyökérrendszer). A szén ciklus szempontjából a lombzat, ágak és gyökerek egy része az évi szerves szénanyagcserébe kerül, míg a vékonyabb ágak és gyökerek maradék része 10-100 éves periódusidővel kerül vissza a ciklusba. A törzs és a vastag ágak jelentik a hasznosítható szervesanyagot, a hosszúidejű szénmegkötést.

A fenti összetevőkre a hazai adatok alapján az alábbi becslések tehetők: a magyar erdők élőfaállománya mintegy 103,7 millió tonna, a lombkorona ebből 2,2 millió tonna, a dendromassza 57 %-a található tölgyben, cserben, bükkben és gyertyánban, amely az erdős terület 41 %-át borítja. Az élőfaállomány éves növekedésének köszönhetően (éves folyó növekmény) mintegy 4 millió tonna szén kötődik meg évente, amelynek 70 %-a raktározódik, a maradék rész emberi hasznosításra és az éves szenciklusba kerül.

Az éghajlatváltozás detektálása, modellezése, regionális jellemzői

A kötet második fejezete az éghajlatváltozás detektálásával, az éghajlat modellezésével és a globális éghajlatváltozás lehetséges regionális következményeivel foglalkozik.

Elsőként a megfigyelt adatok idősorait vizsgáljuk a célból, hogy teszteljük (elfogadjuk vagy elvessük) az esetleges szisztematikus változásokra vonatkozó hipotézist. Ennek érdekében a 2.1. részben áttekintjük a trendanalízis statisztikai alapjait és az éghajlati idősorokra való alkalmazásának feltételeit, majd egy speciális trendillesztési módszert mutatunk be és azt a felszíni hőmérséklet globális átlagainak idősoraira alkalmazzuk. E vizsgálatok klimatológiai háttérének megalapozása érdekében összefoglaljuk az éghajlat, az éghajlati állapot (azaz az éghajlati rendszer állapota) és éghajlatváltozás legfontosabb fogalmait és értelmezzük azokat statisztikai szempontból. Annak ellenére, hogy az éghajlat és az éghajlatváltozás nem definiálható teljes pontossággal az ilyen vizsgálatok céljaira, az éghajlatváltozás detektálásának feladata egyértelműen meghatározható. A detektálás – a változás felismerése – valójában a megfigyelt adatok stacionaritására vonatkozó statisztikai döntési feladatnak tekinthető. Amennyiben ez a hipotézis nem fogadható el, akkor az idősor nem-stacionárius jellegét – vagyis tág értelemben vett trendjét – kell kifejezni, és az így kapott trendfüggvényt klimatológiai szempontból megfelelően értelmezni.

A detektálási probléma részletesebb tanulmányozásához bemutatunk néhány idősor-modellt. A szisztematikus változás vagy trend elvileg a legáltalánosabb alakban is megadható, ennek ellenére csak a viszonylag egyszerű modellek alkalmasak a legalapvetőbb tulajdonságokat tartalmazó konkrét éghajlati idősor jellemzésére. A probléma az, hogy az idősorok elemei közötti sztochasztikus kapcsolat szintén változhat az időben, sőt, ezen elemek eloszlása (sztochasztikus viselkedése) is megváltozhat.

A statisztikai trendmodell szerint az adott éghajlati idősor a változást leíró trendfüggvény és az éghajlati ingadozásokat reprezentáló „zaj” összege. A trendanalízis célja, hogy elkülönítse a trendfüggvényt a „zaj”-tól, pontosabban az, hogy az adott szignifikancia-szinten a lehető legtöbb információt állítsuk a trendfüggvényről. Ezek egymásnak részben ellentmondó követelmények: ha túl sok információt akarunk nyerni a trendfüggvényről, ez sokkal bonyolultabbá teheti a hipotézis tesztelésének elvégzését (a trend szignifikanciájáról). E problémák miatt csak a viszonylag egyszerűbb lineáris analitikus módszereket és a sorfejtésen alapuló eljárásokat tanulmányozzuk. Egy alapvetően új módszert mutatunk be, melynek alapja a trendfüggvény Haar-sorfejtése. E módszer azért előnyös, mert nem feltételezi a priori a trendfüggvény konkrét alakját, mégis lehetővé teszi az egymást követő időszakokra vonatkozó középértékekben bekövetkező leglényegesebb változások felismerését. Így végsősoron rekonstruálható az éghajlati trend finomabb szerkezete egy adott szignifikancia-szinten anélkül, hogy a függvény formájára valamilyen kikötést tennénk. E modell felhasználásával az északi félgömb átlagos évi felszínhőmérsékleti adatsorát vizsgáltuk. Az adott módszerrel a megfigyelési időszakot feloszthattuk néhány részperiódusra: az időben legutolsó szignifikáns „törés” valóban pozitív előjelű volt (ami az 1970-es évek végétől kezdődően felmelegedésként értelmezhető), ugyanakkor – mint az más vizsgálatokból is jól ismert – az üvegházgázok koncentrációjának növekedése miatt feltételezett hosszútávú általános melegedési tendencia az 1960-as évek közepétől az 1970-es évek végéig terjedő időszakban megszakadt. Ez az időszak szignifikánsan elkülöníthető az adott trendmodellben. Emiatt a vizsgált teljes időszakra vonatkozó

általános melegedési trend hipotézise nem fogadható el a modell feltételei között, s emiatt célszerű elkerülni például az évtizedenkénti felmelegedési ütem megadását.

A 2.2. rész az éghajlatmodellezés technikájával foglalkozik. Elsőként az éghajlati rendszer elemeit és modellezésének fogalmi kérdéseit tekintjük át. A modellezni kívánt éghajlati rendszer környezeti alrendszerekből (léggör, világóceán, krioszféra, szárazföldi felszín és bioszféra) áll, melyek aktívan részt vesznek a Föld éghajlatának alakításában. Az éghajlatalakító hatások (az éghajlati rendszer különböző alkotóelemei és a külső kényszerek kölcsönhatásai) nagyon bonyolultak. Az éghajlati rendszert befolyásoló legfontosabb külső kényszerek a napsugárzás intenzitása, a Föld keringési és forgási paraméterei, valamint a sugárzásátviteli szempontból aktív anyagok (gázok és aeroszolok) a légkörben. Ez utóbbiak jelentik a belső kényszereket, amelyek az éghajlati rendszeren belüli kölcsönhatások következtében változhatnak. A legjelentősebb antropogén éghajlati kényszerek (pl., a szén-dioxid vagy a CFC-k emissziója) ebbe a kategóriába tartoznak. Az éghajlati rendszer alrendszerei között fellépő kölcsönhatások legfontosabb csoportjai a sugárzási, a termohidrodinamikai (a légkörben és az óceánban lejátszódó) folyamatok, a krioszférában lezajló jelenségek, a szárazföld felszínén végbemenő termodinamikai és hidrológiai folyamatok, végül a fizikai-kémiai és a biokémiai folyamatok. A kölcsönhatások egy része visszacsatolásként működik. Röviden jellemezzük az éghajlati rendszer következő visszacsatolási mechanizmusait: a légköri vízgőz és a globális hőmérséklet, a jég albedója és a globális hőmérséklet, a felszíni hőmérséklet és a felhőzet, a légköri szén-dioxid koncentráció és az óceán hőmérséklete.

Az éghajlati rendszer alapvető elemeinek bemutatásán kívül e részben kitérünk a rendszer legfontosabb dinamikai tulajdonságaira is. Ebből a szempontból az éghajlati rendszer tömegükben és sűrűségükben erősen különböző közegekből áll, melyeknek ezáltal – eltérő tehetetlenségükből fakadóan – különböző a kényszerekre adott válaszidejük. A leggyorsabb, viszonylag kis tehetetlenségű éghajlati alrendszer a légkör és a szárazföldi felszín, míg a világóceán és a krioszféra lassú (a külső kényszerek hatására lassan igazodó) éghajlati alrendszerek. Az éghajlati rendszerben a különböző kényszerek hatására állandóan adaptációs folyamatok zajlanak le, ezért az éghajlat úgy tekinthető, mint egy többféle igazodási idővel rendelkező bonyolult rendszer tranziens válasza az időben változó kényszerekre. Az éghajlat nem teljesen determinált, azaz a kényszerek nem határozzák meg egyértelműen. Az időben változó éghajlati kényszerek meghatározott szintje és összetétele mellett az éghajlatnak elvileg több különböző realizációja lehetséges. Ebben az esetben az éghajlat majdnem véletlenszerűen oszcillál a lehetséges válaszok között. Az éghajlati rendszer fent leírt viselkedését kaotikusnak nevezzük. Az éghajlati rendszer érzékenységének meghatározása az adott kényszerekre vagy az éghajlat legvalószínűbb jövőbeli alakulásának meghatározása – részben a rendszer kaotikussága miatt – nagyon bonyolult probléma.

A probléma megoldására az utóbbi 25 év folyamán az éghajlati modellek különböző osztályait fejlesztették ki. Az éghajlatmodellek a bennük szereplő dinamikai blokk szerint két fő csoportra oszthatók: termodinamikai és dinamikai éghajlatmodellekre. A termodinamikai modellek csupán az éghajlati rendszer termikus jellemzőinek reprodukálására képesek, míg a dinamikai modellek alkalmasak a termikus és áramlási karakterisztikák előállítására. Termodinamikai modell az energiaegyensúlyi modell, amely a felszínközeli éghajlati mennyiségek meghatározására, és a sugárzási-konvektív modell, amely a függőleges hőmérsékleteloszlás megállapítására szolgál. A dinamikai modellek egy csoportja parametrizált dinamikát tartalmaz, és így a globális cirkuláció néhány fő jellegzetességét adja meg, míg a másik csoport az áramlás részletes háromdimenziós képének leírására alkalmas. Az utóbbiakat az éghajlat általános cirkulációs modelljeinek (GCM) nevezzük. Ha most az éghajlati modelleket a bennük szereplő éghajlati alrendszerek szerint csoportosítjuk, megkülönböztethetünk légköri és csatolt modelleket. A leggyakrabban használt csatolt modellek a légkör-óceán csatolt modellek.

A továbbiakban az éghajlatmodellek alkalmazásaival foglalkozunk. E modellek segítségével olyan éghajlati folyamatok elemezhetők, amelyekről nincsenek megfigyeléseink. A modellekkel reprodukálható a jelenlegi éghajlat, egy-egy vizsgált periódus éghajlati fluktuációja, geológiai és történelmi korok vagy más bolygók éghajlata. Nagy gyakorlati jelentőséggel bírnak a klímaérzékenységi és a rövidtávú változékonysági vizsgálatok. Az éghajlatmodellek adat- és számításigénye óriási. Az éghajlatmodellezést a növekvő interdiszciplinaritás jellemzi: a viszonylag ismert atmoszférán kívül főleg az óceán és a krioszféra fokozott megfigyelésével próbálják ezen alrendszerekről szerzett ismereteinket bővíteni. A fejlődés tendenciái főleg a bonyolultabb modellek további fejlesztésére irányulnak, de folynak kísérletek speciális célú egyszerűbb modellek létrehozására is.

Keletkezése idején az éghajlatmodellezés célja szinte kizárólag a tudományos ismeretszerzés volt. E célok alapvetően átalakultak a 70-es években, amikor az emberi tevékenység környeztkárosító hatásait világszerte megfigyelték. A veszély, hogy az emberi tevékenység a jelenlegi állapotban jelentős vagy akár irreverzibilis globális környezeti változásokat okozhat, az 1980-as években arra a felismerésre vezetett, hogy nemzetközileg egyeztetett globális környezetgazdálkodásra van szükség. Az alapvető környezeti (és éghajlatformáló) mechanizmusok megismerése és az antropogén környezeti hatás következményeinek becslése a fenntartható fejlődéshez szükséges ésszerű környezetgazdálkodási program szerves része. Ezen célok eléréséhez az éghajlatmodellezés fontos gyakorlati eszköz, mert alapvető információkat szolgáltat a tervezéshez és az emberi tevékenység jövőbeli alakításához. Ezzel összhangban a magyarországi éghajlatmodellezési tevékenység alapvető célja az, hogy információkat nyerjünk a globális éghajlatváltozás várható lokális/regionális sajátosságairól.

A globális éghajlati rendszer jövőbeli állapotának becslésére a numerikus klímamodellezés csak az egyik lehetséges eszköz. A paleoklimatológiai adatokon alapuló scenáriók előnye, hogy olyan eseményeket, változásokat vizsgálnak, melyek már megtörténtek, így az éghajlati rendszer minden elemét figyelembe veszik. A módszer hátránya az, hogy az adatok pontossága (rekonstrukció) messze elmarad a jelenlegi megfigyelések pontosságától, továbbá a területi eloszlás is nagyon ritka a jelenlegi megfigyelő hálózathoz képest. E hátrányokon bizonyos mértékben segíthet a megfigyelt adatokra épülő analóg helyzetek alkalmazása, mivel ezek az adatok jóval sűrűbb hálózathoz származnak. Ezek az adatsorok azonban általában rövidek (mivel csak kisszámú hosszú adatsorú állomás létezik), az adatok nem fedik le a szükséges változás intervallumát és a megfigyelt intervallumon túli extrapolálás jelentős bizonytalansággal jár. A harmadik módszer a numerikus modellezés: az adatmezők a szükséges regionális éghajlat-karakterisztikák számításához kellően sűrűvé tehetők, és bármely paraméter egyszerűen változtatható. Ugyanakkor tekintettel kell lenni a modellezés alapvető elvi korlátjára: a modell a valós éghajlati rendszernek csak egy egyszerűsített változatát jelenti. Ez a probléma komoly hibákhoz vezethet. Szignifikáns hibák keletkezhetnek egy adott numerikus módszer alkalmazásából is. A módszertani kérdésen kívül példát mutatunk az egyes módszerekkel kapott konkrét számítások eredményeire is. Ezeknek az eredményeknek vannak hasonló és eltérő sajátosságai is. Ami a legvalószínűbb globális éghajlati scenáriókat illeti, a három módszer fő következtetései hasonlóan bizonyultak.

Az idősoranalízis vagy az analógiák használatának korlátai, valamint az éghajlatmodellezés nehézségei miatt az éghajlatváltozás becslési bizonytalanságait és azok okait külön részletesen elemezzük (2.3. rész). E bizonytalanságoknak egyrészt elméleti okai vannak, amelyek az éghajlati rendszer bonyolult belső szerkezetéből és viselkedéséből származnak. Másrészt a kényszermechanizmusok előrejelzésének nehézségei miatt is keletkeznek problémák. Az éghajlati előrejelzés ezen utóbbi problémakörének fő okai a külső kényszerek (főként az antropogén eredetűek: üvegház-hatású gázok, troposzférikus aeroszolok). Emellett nincs elégséges ismeretünk arról, hogy az egyes kényszerek intenzitásának változására milyen az éghajlati rendszer érzékenysége.

A részben röviden bemutatjuk azokat a legfontosabb tényezőket, melyek meghatározzák az éghajlati rendszer érzékenységét, különös tekintettel a visszacsatolási mechanizmusokra. A légkör válasza a különböző kényszerekre főként az éghajlati rendszer következő folyamataitól és tulajdonságaitól függ: a változó kényszerek által keltett tranziens változások és az óceán szerepe ezek szállításában; a felhőzet sugárzási tulajdonságai; a hó- és jégborítottság változása a nagy szélességeken; a légkör belső dinamikája (visszacsatolási mechanizmusaival). Hatalmas tömege miatt a világóceánnak nagy (termikus) tehetetlensége van, és így késleltetheti a globális felmelegedést. A becslések szerint a reakcióidő néhány száz és néhány ezer év között változik. Az óceán néhányszor tíz, illetve néhányszor száz méter mélységű felső rétege közvetlen kapcsolatban áll a légkörrel, ezáltal a termikus reakcióidő néhány hét lehet. A felhők szerepe az éghajlatváltozás folyamatában nagyon bonyolult, mivel hatnak a rövid- és a hosszúhullámú sugárzásra is. Az általános cirkulációs modellekkel végzett kísérletek tanúsága szerint a felhőzet szerepe csökken a közepes és alacsony szélességeken, növekszik a magas szélességeken. A felhők sugárzási tulajdonságai olyan szubgrid skálájú folyamatok, amelyek parametrizálása nem kielégítő az általános cirkulációs modellekben. A magasabb szélességeken a hó- és a jégtakaró meghatározó éghajlatalakító tényező, mégis hatásukat gyakran nagyon egyszerű módon veszik figyelembe a modellekben. Realisabb közelítés csak abban az esetben alkalmazható, ha a termodinamikai és dinamikai egyenletekkel leírják a hőtranszportot.

Az éghajlati rendszerre a külső perturbációkon (kényszereken) kívül sok, a rendszeren belüli visszacsatolás is hat. Ezen kapcsolatok sokasága, egyedi jellege és időskálája, az ok-okozat kapcsolatok nemlinearitása az éghajlati rendszert roppant bonyolulttá teszi. Főként a geofizikai (gázok, felhőzet, hó- és jégtakaró) és a biogeokémiai visszacsatolásokat tekintjük át részletesen. A legfontosabb biogeokémiai hatások a következők: a melegedés fizikai hatásai (megváltozik a metán felszabadulása a hidrátokból a magasabb hőmérséklet hatására, megváltozik az óceáni cirkuláció stb.); a melegedésre és a szén-dioxid tartalom növekedésére adott válaszok (a talaj szerves összetevőinek egyensúlyából származó szén-dioxid és metán fluxus, a növekvő műtrágyázásnak köszönhető szén-dioxid áram); az ökoszisztémán belül zajló folyamatok hatásai (például a felszíni albedó változása a növénytakaró változásakor, biológiai szénzállítás az óceánban). A legfontosabb hatásokat valószínűleg a geofizikai visszacsatolások keltik, míg a biogeokémiai visszacsatolások nem ennyire jelentősek. Egészében azonban a kezdeti hatások megerősödése, melyet a visszacsatolások sokasága okoz, nagyskálájú következményekhez vezethet. Ezért kívánatos lenne a leglényegesebb biogeokémiai hatások figyelembevétele az éghajlati rendszer tranziens modelljében.

A várható globális melegedés területünket érintő lehetséges regionális éghajlati következményeit a 2.4. részben tárgyaljuk. Pontosabban ezen tanulmányok célja feltételes éghajlati előrejelzések készítése a Kárpát-medence térségére az északi félgömb nagytérségű scenárióinak a felhasználásával. A fő mennyiségi következtetések az északi félgömbön, a mérsékelt szélességeken és a Magyarországon végett műszeres mérések idősorain alapulnak. A különböző skálájú éghajlati jellemzők között talált kapcsolatok általánosabb érvényességét történeti és paleoklimatológiai információk felhasználásával ellenőriztük. Ezenkívül elkészült a felszín légkör egy (területünkre parametrizált) energiaegyensúlyi modellje, amelynek a segítségével a globális és a regionális folyamatok közötti kapcsolatok ok-okozati mechanizmusa vizsgálható. A legegyszerűbb módszerekkel nyert becslések egy mérsékelt globális felmelegedési sebességet adnak. Többféle módszerrel becsültük meg az 1°C-ot meghaladó felszíni átlagos hőmérsékletemelkedéssel járó globális felmelegedés regionális jellemzőit: a meteorológiai elemek évszakos menetén alapuló módszerrel, a paleoklimatológiai rekonstrukciók eredményeinek interpolációjával és általános cirkulációs modellek szimulált eredményeinek felhasználásával.

Részletesebben kifejlesztettük a szeleteléses módszert, amely a regionális éghajlati elemek kapcsolatát vizsgálja két hemiszférikus hőmérsékleti jellemzővel, az átlagos felszínhőmérséklettel, valamint az óceán és a szárazföld feletti levegő hőmérsékleti kontrasztjával az 1881-1980-as időszakokra. E módszer szerint az átlagos évi hőmérséklet idősorait azonos hosszúságú részidőszakokra

bontjuk, és az ezekre vonatkozó (időbeli) átlagokat felhasználva regresszió-analízist alkalmazunk. A hemiszférikus sorok szisztematikus hibáinak randomizálása céljából bevezetünk egy „kvázi-egyensúlyi” felosztást a szárazföldi hőmérsékleti adatsorban elhanyagolható trendkomponenssel, valamint hat különböző hosszúságú „nem-egyensúlyi” felosztást. A „szeletelés” célja, hogy oly módon számszerűsítse az évenkénti felosztásban nem szignifikáns kapcsolatokat, hogy ne tegye tönkre az eredeti együtthatókat. Az említett összefüggések általánosabb érvényességét az 1490-1779 közötti történelmi és az i.e. 6000 - i.e. 1000 közötti paleoklimatológiai adatok felhasználásával vizsgáltuk. Az elemzéshez szükséges hemiszférikus indikátor a grönlandi jégmezők O_{18} izotóp tartalma, mely szoros összefüggésben áll a hemiszférikus átlaghőmérséklettel. A regionális éghajlatmodellben vizsgáltuk a szén-dioxid koncentráció, a vulkáni tevékenység és a növénytakaró változásainak közvetlen hatásait. Az intenzívebb (1°C -ot meghaladó melegezés egyensúlyi sajátosságait az évszakos menet alapján becsültük. Esetünkben ezen módszer lehetőségei már nem terjednek ki a 4°C -os felmelegedés regionális sajátosságainak vizsgálatára, így ehhez a paleoklimatikus rekonstrukciókat használtuk fel, illetve alkalmaztuk az általános cirkulációs modellek eredményeit Magyarországra.

A vizsgálatok alapján az üvegház-gázok légköri mennyiségének növekedésével várható globális éghajlatváltozás lehetséges regionális éghajlati következményei a következők. A globális melegezés erősödése a mérsékelt szélességeken más forrásokból jól ismert. Ami ennek mértékét illeti, a mérsékelt ($+0,5^{\circ}\text{C}$ -os küszöbértékig terjedő) hemiszférikus hőmérsékletváltozással párhuzamosan térségünkben átlagosan $1,0$ - $1,6^{\circ}\text{C}/^{\circ}\text{C}$ -os felszíni hőmérsékletemelkedés várható a nyári félévben; tehát $0,5^{\circ}\text{C}$ -os nagytérű változás esetén a közepes regionális nyári felmelegedés becsült értéke $0,5$ - $0,8^{\circ}\text{C}$. Ez a – meghatározott hőmérsékleti küszöbértékekkel jellemzett – vegetációs periódus 5 - 10 napos növekedésének felel meg. A téli félévben a lokális átlaghőmérséklet szignifikáns kapcsolatot mutat a szárazföld-óceán hőmérsékleti kontraszt évi átlagos értékével, $1,5$ és $2,0$ közötti regressziós együtthatóval (ami a felmelegedést jelentő hatás regionális felerősödésének mértékét jelzi). Láthatóan, a téli hőmérséklet emelkedés várhatóan számottevően meghaladja a nyári félévre számítottat. A becslések szerint a csapadékmennyiség a hemiszférikus átlaghőmérséklet növekedésével párhuzamosan, 50 - 100 mm/ $^{\circ}\text{C}$ mértékben csökken. Ez a változás minőségében megfelel a cirkulációs helyzetek egyidejű változásának (a várakozások szerint a előtérbe kerül az anticiklonitás). $0,5^{\circ}\text{C}$ -os átlagos hemiszférikus melegezés esetén a 30 %-nál kisebb relatív talajnedvességű száraz hónapok gyakorisága mintegy 60 %-kal növekedhet. A csapadék változásának előjele a téli félévben nem egyértelmű. A relatív napfénytartam a hemiszférikus átlaghőmérséklet növekedésével együtt $2,0^{\circ}\text{C}$ -os együtthatóval nő a nyári félévben. Ez $0,5^{\circ}\text{C}$ -os hemiszférikus melegezést feltételezve a globálsugárzás 8 %-os növekedését jelenti a felszínen. Ez a tendencia megegyezik a cirkuláció anticiklonális jellegének erősödésével. A további 1 - 4°C -os hemiszférikus melegezés – sokkal bizonytalanabb – egyensúlyi becslései szerint a regionális melegezés a nyári félévben azonos, esetleg kisebb mértékű lesz, míg a téli félévben körülbelül $1,5^{\circ}\text{C}/^{\circ}\text{C}$ marad. 1°C -os hemiszférikus melegezés mellett a nyári és az éves csapadékösszeg is lényegesen kisebb lesz, mint a jelenlegi éghajlati feltételek mellett. Nagyobb hőmérsékletemelkedés esetén az évi csapadékmennyiség változása – a becslések szerint – elenyésző.

Éghajlati hatástanulmányok

A kötet harmadik fejezete a regionális hatástanulmányokkal foglalkozik. Kifejezett éghajlatérzékenységük miatt a hidrológiai, ökológiai/mezőgazdasági hatásokat, a fák növekedésére és az erdőszetre gyakorolt hatásokat, valamint az energiaigénynek és az energiafogyasztásnak az éghajlati jellemzőktől való függését elemezzük.

A 3.1 részben elsőként az éghajlatváltozás és a társadalmi-gazdasági fejlődés közötti kapcsolatok vizsgálatának módszertani szempontjait tekintjük át. E módszerek kifejlesztését az a tény serkentette, hogy az utóbbi két évtized folyamán a természeti környezet és a társadalmi-gazdasági fejlődés közötti

kölcsönhatások jellege és mértéke alapvetően megváltozott. Egyre növekvő gondot okoznak azok a nagytérségű problémák, amelyek több országot vagy kontinenst érinthetnek, hosszú időn át – több évtizeden vagy akár több évszázadon keresztül fennállnak –, különböző földrajzi helyeken a gazdasági élet több szektorát érintik és jelentékeny változásokat idézhetnek elő a földi környezetben.

A globális környezeti problémák közös jellegzetessége, hogy a változásokat kiváltó folyamatok keletkezési helyüktől függetlenül a globális biogeokémiai ciklusra gyakorolt hatásukon keresztül befolyásolják a globális rendszert. Végsősoron e globális folyamatokra adható társadalmi válaszoknak két fő típusa létezik. Az első típus a lokális-regionális változásokhoz való alkalmazkodás. A második típus a globális változás megelőzése vagy legalábbis ütemének lassítása. Ez utóbbi a nemzetek egyetértésén alapuló nemzetközi megállapodások megkötését feltételezi, amelyekben ajánlásokat vagy kötelezettségeket fogadnak el a megfelelő környezetvédelmi lépésekről.

A feltételezett klímaváltozás antropogén okainak és e változás társadalmi-gazdasági következményeinek számos közös vetülete van. Az antropogén éghajlatalkító folyamatok kutatása érdekében meg kell vizsgálni azokat a fontosabb folyamatokat, amelyek az üvegházhatás további erősödését eredményezik. Így a jövő népességének nagysága, földrajzi eloszlása és sűrűsége, életkorának szerkezete, a falusi-városi lakosság megoszlása, a képzettségének szintje és migrációjának irányai közvetlenül hatással lesznek arra, hogy milyen igénybevétel éri a globális éghajlattal összefüggő környezeti rendszereket. A legtöbb antropogén hatás azonban nem közvetlenül a társadalmi folyamatok, hanem döntően egyes gazdasági tevékenységek következménye. Elsősorban azokról a tevékenységekről van szó, amelyek valamilyen módon befolyásolják az üvegház-gázok globális körforgalmát.

Az éghajlatváltozás különböző hatásainak modellezéséhez különböző felbontású éghajlatváltozási scenáriók szükségesek. Néhány gazdasági ágazat példáján áttekintjük az éghajlati hatáselemzések főbb szempontjait. Röviden utalunk a mezőgazdasági és a vízgazdálkodási hatások vizsgálatának főbb szempontjaira. A fogalmi és a módszertani bevezetés után specifikusabb hatástanulmányok következnek.

A 3.2. részben az éghajlat változékonyságának és korlátozott mértékű változásának egyes hazai hidrológiai hatásait tanulmányozzuk. Az éghajlati elemekkel szoros kapcsolatban álló vízgazdálkodás céljai lényegesen megváltozhatnak egy esetleges éghajlatváltozás esetén. Az éghajlati scenáriók általában hosszabb időre vonatkozó karakterisztikákat tartalmaznak. Különleges figyelmet kell szentelni azoknak az éghajlati hatásoknak, amelyek az évi lefolyást befolyásolják. Egy adott területre a lefolyás az egyik legfontosabb hidrológiai paraméter azok sorában, amelyek jelentősek egyrészt az olyan alapvető hosszútávú vízgazdálkodási problémák megoldásában, mint a vízszállítás és a többéves víztározás; másrészt pedig az adott régió maximálisan hasznosítható potenciális vízkészletének jellemzésében.

45 magyarországi vízgyűjtő lefolyásának és éghajlati megfigyeléseinek felhasználásával nemlineáris regionális éghajlati kapcsolatot állítottunk fel az évi átlagos lefolyás becslésére az átlagos évi csapadék és az átlagos évi középhőmérséklet mint független változók felhasználásával. E statisztikai összefüggés pontossága erősen korlátozott. A regionális modell egyik alapvető hibaforrása a kalibrálásához rendelkezésre álló adatok korlátozott reprezentativitása és pontossága. A vizsgált változók közötti illetve a modell által is leírt nem-lineáris kapcsolat következményeként a lefolyás igen érzékeny a figyelembevett éghajlati elemek eltéréseire (hibáira) és változásaira. Például, a középhőmérséklet regionális átlagának 0,5°C-os hibája 10 %-os eltérést eredményez a lefolyás becslésében. A regionális modell másik hibaforrása maga a regionalizálás, mely nem veszi figyelembe a felszíni karakterisztikák vízgyűjtőről vízgyűjtőre történő változását. A becslés jósága növelhető a felszín tulajdonságainak figyelembevételével.

A továbbiakban a lefolyás évközi változékonyságának éghajlati összefüggéseit vizsgáltuk a Duna nagymarosi szelvényére, a Zagyva jászteleki szelvényére, a Balaton vízgyűjtőjére és a Balatonban tárolt vízmennyiség évi változásának sorozatára. Két modell veszünk számításba: egy lineáris regressziós kapcsolatot az évi lefolyás és az éghajlati változók között, valamint a fent említett regionális modell egy változatát úgy, hogy azt az adott vízgyűjtőre kalibráljuk. A vizsgálatok szerint a két módszer eredményei többé-kevésbé azonosak a megfigyelt adatok terjedelmi határain belül. A modell az éves lefolyás idősorainak és a tárolt víz évi változásának mindegyikét felbontjuk egy éghajlatilag meghatározott és egy maradék idősorra. A Duna és a Zagyva esetében a maradéktag egy „fehér zaj” folyamat, míg a Balaton és vízgyűjtőjének esetében jelentős autokorreláció figyelhető meg mind a lefolyás, mind a tárolt víz évi változásának maradék idősoraiban. Ha az eredeti lineáris modellt kiegészítjük a megfelelő autoregressziós modellel, akkor az eredményül kapott maradék idősorok ugyancsak „fehér zaj” típusú véletlen folyamatok lesznek.

A lineáris és nemlineáris modell szerint is az évi lefolyás becslésének konfidencia-intervalluma 5 % és 15 % között van a legvalószínűbb érték körül, azaz ekkora az éghajlati változók alapján előállítható becslés megbízhatósága. Mivel ez a pontosság hasonló azoknak a változásoknak az értékéhez, amelyeket az éghajlati elemekben bekövetkező viszonylag kisebb változások idézhetnek elő az átlagos évi lefolyásban, a modell nem képes egyértelműen (kellő pontossággal) meghatározni az éghajlati hatásokat. Bár egy nagyobb fokú éghajlatváltozás által a potenciális lefolyásban várhatóan előidézett változások egyértelműen meghaladják az ettől független – tehát e modell keretében véletlennek tekintett – hatásokat, ezekben az esetekben a leírt módon illesztett és kalibrált modell már nem alkalmazható, vagy alkalmazhatósága legalábbis kétséges.

A becslési pontosság növelésének egyik módja az, hogy növeljük a modell időbeli felbontását. A Duna nagymarosi szelvényére végzett mintavizsgálatok szerint, az évszakos csapadékmennyiségek használata jelentékenyen csökkenti a maradék tag szórását. Az éghajlati változók és a lefolyás közötti összefüggés kapcsolatának pontossága hónapos időlépcső felhasználásával is növelhető. E modelljavítások ellenére a modell megfelelő pontosságú verifikációjának problémája lényegében nem oldható meg. Ennek az az alapvető oka, hogy nem állnak rendelkezésünkre független minták. Ennek megfelelően, a modell csak az adott éghajlati megfigyelési sorok viszonylag szűk terjedelmén belül verifikálható. Végsősoron a múltbeli megfigyelésekre alapozott hatásmodellekkel végzett előrejelzéseknél kétféle bizonytalansági tényezőt kell tekintetbe venni. Egyrészt a becslések bizonytalansága a vizsgált változók közötti összefüggés sztochasztikus jellegének és a statisztikai modellnek a sajátossága, valamint annak következménye, hogy az empirikusan meghatározott modell kalibrálása csak korlátozottan lehetséges. Másrészt a becslési hibák lehetséges forrása az, hogy nem kellően ismertek a feltételezett éghajlatváltozás hidrológiai és vízgazdálkodási következményei.

A kapott eredmények felhasználásával csak meglehetősen bizonytalan becslések adhatók az éghajlatváltozás lehetséges hidrológiai következményeire. E becslések is csak meghatározott pontossággal a független változóknak tekintett éghajlati elemekben bekövetkező olyan kisebb mértékű változásokra vezethetők le, amelyek közel vannak a megfigyelések terjedelméhez. Az éghajlatváltozás első szakaszában viszonylag csekélyebb hőmérsékletemelkedés (mintegy $0,5^{\circ}\text{C}$ évi átlagban) és az évi csapadékmennyiség mintegy 5 %-os csökkenése várható. Ezek az értékek a legvalószínűbb éghajlatváltozási scenáriókból származnak. E változások hatására az évi átlagos lefolyás 10-15%-os csökkenésére, az évi lefolyás változékonyságának kisebb mértékű növekedésére, s következésképpen a kritikus évi vízkészleteknek az átlagos csökkenésnél nagyobb mértékű csökkenésére lehet számítani. Ez utóbbinak köszönhetően a víztározási igény várhatóan megnő, míg a víztározás hidrológiai követelményei rosszabbodnak. A tavakban végbemenő vízkicserélődés ugyancsak lelassulhat.

Az agroökológiai potenciált alkalmazzuk az éghajlatváltozás lehetséges regionális ökológiai/mezőgazdasági hatásainak vizsgálatára (3.3.). Ez a jellemző azt az elsődleges terménymennyiséget jelenti, amely adott területen, adott környezeti feltételek (léghő, talaj) mellett előállítható. Az ökológiai rendszerben végbemenő energia- és tömegtranszport figyelembevételével az agroökológiai potenciál, illetve annak tér- és időbeli változásai megbecsülhetők. A léghő mint természeti erőforrás az ökológiai rendszerek folyamatait és „outputjait” alapvetően módosíthatja.

Az ökológiai potenciál agroklimatológiai összetevőinek módosulása közvetlen hatással van a termésmennyiségre. éghajlatváltozás esetén e potenciál is szükségszerűen megváltozik. Stacionaritást feltételezve a produkció különböző modellekkel becsülhető. E modellekben a fő éghajlati elemek (sugárzás, hőmérséklet, csapadék stb.) és bizonyos légköri összetevők (CO₂) a független változók (prediktorok). Emellett természetesen más paramétereket is számításba lehet venni. Kedvező tulajdonságai miatt az agroökológiai potenciált mint komplex indikátort alkalmazzuk a növénytermesztéssel kapcsolatos éghajlati hatások jellemzésére. Az agroökológiai potenciál évközi változása számottevő, s ez a termésmennyiség jelentékeny változékonyságát eredményezi. Ha a termésmennyiség időszora homogén, azaz a vizsgált növényfaj esetében változatlan biológiai alapokat és változatlan növénytermesztési technológiát feltételezünk, akkor az említett fluktuációkat az agroklimatikus jellemzőkben mutatkozó változások okozzák.

A számszerű elemzések során először az alapvető agroklimatikus jellemzőkkel foglalkozunk. A hazai éghajlati megfigyelések alapján megállapítható, hogy az agroökológiai potenciál éghajlati összetevői sajátos változásokon mentek keresztül az elmúlt 130 év során. E változások legfontosabb jellemzői: az évi átlaghőmérséklet növekvő tendenciát mutat (0,013°C/év; a szomszédos országokban hasonló tendencia figyelhető meg); a vegetációs időszak hossza mintegy 20 nappal hosszabb lett; az évi középhőmérséklet eltérése a sokévi átlagtól csökken; átlagosan a telek enyhébbek és a nyarak hűvösebbek; az éves csapadék csökkenő tendenciát mutat (körülbelül 0,8 mm/év); a havas napok száma szignifikánsan csökkent; az évi potenciális evapotranspiráció mintegy 80-150 mm-rel nőtt; a felszíni vízmérleg és a relatív evapotranspiráció felhasználásával számított évi vízhiány 150 mm/évről 250-300 mm/év-re nőtt.

Az éghajlati elemek statisztikusan meghatározott változásai jelentősen megváltoztatják az éghajlati potenciál értékét. Bizonyos esetekben csökken a magas terméshozamok elérésének valószínűsége. A további eredmények a következők: a növények által felhasznált napenergia növekvő tendenciát mutat; néhány fajra (búza, árpa, kukorica) az energiefelhasználás 4-5 %-kal (PhAR egységben), másokra (napraforgó, lucerna) 1-2 %-kal nőtt, ami valószínűleg a nagyobb produktivitás következménye; a hőmérsékletemelkedés növeli a hőstressz előfordulását; magasabb hőmérséklet miatt a növekszik a potenciális evapotranspiráció, ami a növények vízigényének növekedéséhez vezet.

A termésátlagok fokozatos növekedésével a növényeknek nő a szén-dioxid-igénye. Magyarországon végzett becslések szerint a mezőgazdasági területeken (8,3 millió ha) a növények átlagosan 600-800 millió tonna szén-dioxidot hasznosítanak évente. Ezen érték maximuma elérheti az 1300 millió tonnát is. A növények által hasznosított széndioxid-mennyiség csak részben ellensúlyozza a felszíni (antropogén eredetű) kibocsátás növekedését, és nem akadályozza meg a légköri szén-dioxid koncentráció további növekedését.

Az utóbbi évtizedben a növényzet vízigénye jelentősen növekedett. Ezt bizonyos mértékig ellensúlyozta az ásványi sókkal történő trágyázás. A jó termés és a hozzá szükséges biomassza nagy mennyiségű vizet igényel, míg a csapadék csökkenő tendenciája a szárazságok és a vízhiányos időszakok gyakoriságának növekedését eredményezné. A vízigény növekedése és a csapadék csökkenése az a két legnyilvánvalóbb jelenség, amely a mezőgazdaság számára a legkomolyabb következményekkel járhat. A valószínűleg növekvő vízhiány jelenti a feltételezett éghajlatváltozással járó legnagyobb problémát, amelyet a növénytermesztésnek az elkövetkező évtizedekben meg kell oldania.

Az éghajlati hatásokon kívül, a szén-dioxid növekvő légköri mennyiségének a növények fejlődésére gyakorolt közvetlen hatását is számításba kell venni. Elméletileg a fotoszintézis mértéke növekszik magasabb szén-dioxid koncentráció esetén. De ez a hatás csak akkor juthat érvényre, ha a növény számára a megfelelő vízellátottság is biztosított. Ezzel szemben az aszályos időszakok gyakoriságának várható növekedésével a szén-dioxid abszorpció végsősoron csökkenni fog (még a hasznosítható vízkészlet hatékonyabb felhasználásának figyelembevételével is), és így a növényzet fejlődése is lelassul. Következésképpen, a becslések alapján a növekvő szén-dioxid koncentrációnak tulajdonítható biomassza (termés-) növekedés nem fogja meghaladni ebben a régióban az agroökológiai potenciál várt csökkenését.

A 3.4. részben az erdőgazdálkodásnak az éghajlattal összefüggő problémáival foglalkozunk. Az erdő egy olyan ökoszisztéma, amelynek összetételét és szervesanyag termelését döntően az éghajlat határozza meg, az előbbi közvetlenül, az utóbbit közvetve. A hatástanulmányok keretében az éghajlatváltozás és a fák növekedése közti kapcsolatot vizsgálják.

A Gödöllő térségében különböző faállományokban végzett kerület- és további jellemzőkre vonatkozó mérések és a megfelelő meteorológiai elemek közötti összefüggések vizsgálata alapján az alábbi következtetéseket vonhatjuk le: az éghajlati összefüggések csak az összes lényeges hatásmechanizmus és folyamat figyelembevételével fejezhető ki, mivel az erdő növekedése nemcsak a meteorológiai paraméterektől függ, hanem azt más (például biotikus) tényezők is befolyásolják; a kerület éves növekedésének mértéke a víztározási (novembertől áprilisig terjedő) és a fő vízfelhasználási (májustól júliusig terjedő) időszak csapadékösszegétől függ; a kerületnövekedés vagy a szervesanyag-produkció és a meteorológiai elemek közötti összefüggés vizsgálata lehetővé teszi az ökofiziológiai becsléseket (például a faállomány éves növekedésének, a biotikus és abiotikus károknak, az erdészeti tevékenység hatásainak becslését); az így nyert ismeretek jól hasznosíthatók az évgyűrelemzésben és az éghajlat rekonstrukciójában, ha az adott helyre vonatkozó meteorológiai megfigyelések és az évgyűrűk adatsorai rendelkezésre állnak. A kapott összefüggések alapján a csapadékelletlenség a faállomány növekedésének meghatározó tényezője és az éghajlatváltozást – a légköri CO₂-koncentráció közvetlen hatásai mellett – első megközelítésben e klimatikus tényező változásának és a faállományra gyakorolt hatásának szempontjából célszerű vizsgálni.

Végül a magyarországi energiaigény és energiafelhasználás éghajlati érzékenységét elemezzük (3.5.). Mindenekelőtt az országos energiafelhasználást mutatjuk be a fűtési időszak középhőmérsékletének függvényében. E becsléseket felhasználva a globális és regionális éghajlati scenáriók alapján az energiafogyasztási következményeit vizsgáljuk. A téli középhőmérséklet 1°C-os csökkenése a fűtési célú energiafelhasználás 6 %-os növekedését idézné elő. Ez 20 PJ (petajoule) értékű növekedést jelent az energiafelhasználásban. Bemutatjuk a hőmérsékletváltozás hatásait az összenergia-felhasználásra és külön-külön a lakossági és kommunális fűtésre. Különböző éghajlati scenáriókra megadjuk a várható energiaigényeket valószínűségi függvények segítségével. Vizsgálatainkból azt a következtetést vonhatjuk le, hogy az éghajlatváltozás jelentős hatással lesz az energiaigényekre és az energiafelhasználásra, és emiatt az energiapolitikának ezeket a változásokat megfelelően figyelembe kell vennie.

1. A LÉGKÖR ÖSSZETÉTELÉNEK ÉS AZ ÉGHAJLAT ÁLLAPOTÁNAK VÁTOZÁSÁT ELŐIDÉZŐ EGYES ANTROPOGÉN OKOK

1.1. AZ ÜVEGHÁZ-GÁZOK FŐBB JELLEMZŐI

1.1.1. AZ ÜVEGHÁZ-GÁZOK ÉS AZ ÉGHAJLAT

Évmilliók során, az élet kialakulásának, megjelenésének következtében a Földön kialakult egymással szoros kölcsönhatásban álló és dinamikus egyensúlyban lévő szférák. Ezek egyike a légkör, amely igen fontos szerepet játszik az elemek körforgalmában, hiszen a légkör biztosítja az élőlények számára létezésük alapját. A légkörben komplex kémiai folyamatok játszódnak le. Ezek vizsgálata több szempontból is fontos mivel a kémiai összetétel a légkör fizikáját és dinamikáját is alapvetően befolyásolja.

Az emberi tevékenység a különböző nyomelemek ciklusát jelentős mértékben képes befolyásolni. A légkör esetében a szennyezés hatása két szempontból is lényeges; módosul a légkör kémiai összetétele s ezen keresztül az éghajlat, illetve megváltozik a légkörből a többi szférába jutó anyagmennyiség.

A nyomanyagok légkörbe bocsátásának üteme e században, főleg az utóbbi 50 évben erősödött fel nagymértékben.

A nyomgázok között számos olyan található, amelyek direkt módon hatnak a Föld energiamérlegére. Ezek a gázok erős abszorpciós sávokkal rendelkeznek az ún. légköri ablak tartományában. Elnyelik a földfelszín hőmérsékleti kisugárzásának egy részét, amelynek következménye lehet a Föld átlaghőmérsékletének növekedése. Ezek az anyagok az üvegház hatású gázok, legjelentősebb képviselőik a szén-dioxid, a metán, a dinitrogén-oxid, az ózon, a halogénezett szénhidrogének. Az egyes gázok aktivitása az abszorpciós sávjaik intenzitásától függ, de az üvegház-gázok hatásai nem kezelhetők más anyagok és tényezők figyelmen kívül hagyásával. Ugyanis nemcsak légköri mennyiségük változhat meg, de a kémiai reakciómechanizmusok is. További következményként megváltozhat az egyes anyagok légköri tartózkodási ideje (amely az üvegház-gázoknál elsőrendűen fontos kérdés), térbeli eloszlása (Rogers és Stephens, 1988).

A legfontosabb üvegház hatású gázok tartózkodási ideje hosszú, emiatt kibocsátásukkal nem lokális vagy regionális, hanem globális léptékű légszennyezést okozunk.

Bár az üvegház-gázok éghajlatmódosító hatását eddig csak elméleti számításokkal becsülték meg, közvetlen mérésekkel még nem bizonyították, nemzetközi megállapodásokra, egyezményekre van szükség kibocsátásuk csökkentésére. A halogénezett szénhidrogének gyártásának és felhasználásának korlátozásáról 1987-ben Montrealban megállapodás született. A freonok felhasználásának 50 %-os csökkentését, a halonok felhasználásának 1986-os szinten tartását határozták el, amelyet 1998-ig kell az aláíró államoknak végrehajtaniuk (Saving the ozone layer, 1990). Ugyancsak nemzetközi szerződés szükséges a szén-dioxid kibocsátásának mérséklésére. Ezzel a kérdéssel foglalkozott 1988-ban Torontóban, illetve 1989-ben Budapesten egy-egy nemzetközi konferencia. A résztvevők az 1988-as kibocsátási szint 20 %-os csökkentését határozták el 2005-ig (The changing atmosphere, 1988)

1.1.2. AZ ÜVEGHÁZHATÁSÚ GÁZOK

A szén-dioxid

A szén-dioxid az egyik legfontosabb üvegház hatású gáz. Légköri mennyiségét az ipari forradalom előtti időkig a természetes folyamatok egyensúlyban tartották, lényegében állandó értéken. Ekkor koncentrációja nem haladta meg a 280 ppm-et (Detwiler és Hall, 1988), s még a múlt század végén is csak 290 ppm körüli szén-dioxid koncentrációt mértek. Az 1950-es évek végére azonban légköri mennyisége már megközelítette a 320 ppm-et is (Bacastow és mts., 1985). A szén-dioxid koncentrációjának e folyamatos emelkedése egyértelműen az emberi tevékenységnek tulajdonítható. Legjelentősebb forrás a fosszilis tüzelőanyagok elégetése, de egyéb tevékenységek (pl. erdőirtás, faégetés, intenzív mezőgazdasági tevékenységek, mocsarak lecsapolása stb.) is jelentős mértékben befolyásolják a szén-dioxid kibocsátását és körforgalmát (Hirschler, 1981).

A légköri szén-dioxid koncentráció növekedésének alapvető problémája az, hogy az üvegházhatáson keresztül befolyásolja a légkör sugárzás-egyenlegét, s ezen keresztül a Föld éghajlatát. A Mauna Loa Observatórium szén-dioxid adatsora (1958-1988 között) (Keeling et al., 1989) és a hazai adatok (1981-1989) (Haszpra, 1989) is jól reprezentálják a globálisan jellemző CO₂ 0,2-0,5 %/éves növekedési ütemet (Lévai és Mészáros, 1989).

A metán

Éghajlati szempontból ugyancsak fontos széntartalmú gáz a metán. A metán légköri koncentrációja a múlt század elejéig közel állandó, 0,7-0,8 ppm volt (Ehhalt, 1988; Khalil és Rasmussen, 1987), de ezt követően növekedésnek indult. Az utóbbi években a növekedés felerősödött, értéke eléri a 1-2 %-ot évente (Finlayson-Pitts és Pitts, 1986). Légköri koncentrációja már meghaladja az 1,4-1,6 ppm-et is (Khalil és Rasmussen, 1987), ami arra mutat, hogy mennyisége kb. 200 év alatt megduplázódott. Az egyre gyorsuló növekedés a vizsgálatok szerint szoros korrelációban van a Föld lakosságának növekedésével.

A metán jelentős szerepet játszik a légkör egészének kémiájában (Ehhalt, 1985; 1988). A metán egy része a sztratoszférába kerül, s ott gyors reakcióba lép azokkal a klóratomokkal, amelyek a sztratoszférikus ózon bontásában résztvevő freonok fotolízisével keletkeznek. Ezzel a folyamattal sósav keletkezik, amelynek bizonyos hányada a troposzférába kerülve kimosódik a légkörből. Ilyen módon a metán csökkenti az ózont bontó klóratomok koncentrációját a sztratoszférában.

Háttér körülmények között a metán fontos szerepet játszik a troposzféra kémiájában is. A metán oxidációjával további kémiai folyamatokban résztvevő formaldehid, szén-monoxid, molekuláris hidrogén stb. keletkezik.

A dinitrogén-oxid

A dinitrogén-oxid fontos szerepet játszik a sztratoszféra kémiájában, a Föld sugárzási mérlegének kialakításában. Légköri tartózkodási ideje hosszú (100-180 év) (Ramanathan et al., 1985; Weiss, 1981), ezért az egész troposzférában közel állandó koncentrációban van jelen. Természetes forrásait a felszín mikrobiológiai folyamatai (nitrifikáció, denitrifikáció) jelentik. E forrás hozama nitrogén-műtrágyázással jelentősen megnövelhető. Antropogén forrásai közé tartozik a fosszilis tüzelőanyagok elégetése is (Weiss, 1981; Ramanathan et al., 1985; Coffey et al., 1981). Mivel a dinitrogén-oxidnak a troposzférában nincs számottevő nyelője, a sztratoszférába diffundál. Itt fotolízis és a molekuláris

oxigénnel lejátszódó reakciói jelentik legfontosabb légköri nyelőit. Oxidációjával, amelynek során nitrogén-monoxid is keletkezik, hozzájárul a sztratoszférikus ózon kémiájához.

Koncentrációja a troposzférában 300 ppb körüli (Ramanathan et al., 1985). A sztratoszférában mennyisége a magassággal gyorsan csökken, ugyanis itt nyelői (a kémiai reakciók és fotolízise) egyre effektívebbé válnak, valamint vertikális transzportja csökken (Coffey et al., 1981).

Az egyre intenzívebbé váló mezőgazdasági termelés és a fosszilis tüzelőanyagok növekvő mértékű felhasználása, az utóbbi 20 évben a dinitrogén-oxid légköri koncentrációjának növelésében is megjelent. A növekedés üteme 0,2-0,5 %/év (Weiss, 1981).

A troposzférikus ózon

Az ózon mind a troposzféra, mind a sztratoszféra kémiai folyamatait jelentősen befolyásolja. Az ózon két alapvetően különböző módon kerül a troposzférába. Egy része a troposzféra és a sztratoszféra kicserélődéséből származik - ez a folyamat tél végén és tavasszal a leghatékonyabb -, valamint kémiai reakciókban keletkezik. (Ózon nitrogén-oxidok jelenlétében a szén-monoxid, a metán és az egyéb szénhidrogének oxidációjakor keletkezik.) Elbomlása ugyancsak kémiai reakciókban történik.

Tartózkodási ideje a troposzférában kb. 1 hónap, emiatt koncentrációja térben és időben erősen változékony. Rövid tartózkodási ideje ellenére a troposzférikus ózon is az üvegház hatású gázok közé tartozik. Klímára gyakorolt hatásának vizsgálatai azt mutatták, hogy a tropopauza környezetében bekövetkező ózon-koncentráció megváltozására a hőmérséklet érzékeny.

Széleskörű felszíni és magaslégköri méréseket végeznek annak kiderítésére, vajon növekszik-e a troposzférikus ózon mennyisége (Logan, 1985). Bár ez a növekedés nem mutatható ki mindenütt, egyre nyilvánvalóbb, hogy az emberi tevékenység hatása regionális, kontinentális (s esetleg hemiszférikus) méretekben kimutatható a troposzférikus ózon koncentrációjának változásában. Európában azt találták, hogy az ózon mennyiségének növekedése 500 - 700 hPa-os magasságon volt a legerősebb, az ózonszondás mérések szerint ennek mértéke 1-2%/év (Logan, 1985).

A halogénezett szénhidrogének

Az antropogén szennyezés egyik legnyilvánvalóbb formája e vegyületek megjelenése a légkörben, mivel kizárólag az emberi tevékenység hatására kerülnek a légkörbe. Spray-k hajtógázaként, hűtőfolyadékként, habosító anyagként, oldószerként használják fel e gázokat (Saving the ozone layer, 1990).

Mivel e gázok kémiailag semlegesek, légköri tartózkodási idejük nagyon hosszú, több száz év is lehet. A troposzférából felkerülnek a sztratoszférába, ahol fotolízisen esnek át UV sugárzás hatására. E reakció során a halogénelemek szabaddá válnak, s az ózonnal gyors reakcióba lépnek.

A sztratoszférikus ózon intenzív bontása mellett a felszíni hosszuhullámú kisugárzás elnyelésével hozzájárulhatnak az éghajlat melegedéséhez. Egyes vizsgálatok szerint (Saving the ozone layer, 1990) egy freon-11 vagy freon-12 molekula tízezerszer hatékonyabb ebben a folyamatban, mint egy szén-dioxid molekula.

Globális háttér-koncentrációjuk 200-300 ppb (freon-11 és 12), és légköri mennyiségük tovább növekszik (Rogers és Steephens, 1988). Óriási jelentőségű környezeti hatásuk miatt született Montrealban nemzetközi megállapodás kibocsátásuk korlátozására, csökkentésére.

1.2. AZ ÜVEGHÁZ-HATÁS GLOBÁLIS ENERGETIKAI KAPCSOLATAI

1.2.1. AZ ÜVEGHÁZ-GÁZOK KIBOCSÁTÁSA

Az üvegház-hatást gyakran írják teljes egészében az energetika rovására. Ezzel szemben könnyen igazolható, hogy - bár tagadhatatlanul jelentős mennyiségű „üvegház-gázt” bocsátanak ki az energiahordozókat termelő és az energiaátalakító üzemek - az energetika egésze az üvegház hatásnak csak egy töredékéért felelős. A sugárzásilag aktív gázok kibocsátása, 1988-as adatok szerint, a következők szerint alakult:

Sugárzásilag aktív gázok kibocsátása források szerint (1988)
Mt(C,N,S,CFC)/év

Gáz	Összesen	Energia	Erdő és Mezőgazd.	Egyéb antropogén	Természetes ökosziszt.
CO ₂	116000-237000	4500-5500	0-2600	100	111000-169000
CH ₄	212-772	30-110	80-210	25-135	77-317
CO	430-1950	150-250	120-250	0-80	160-1100
CFC11	0,33	0	0	0,33	0
CFC12	0,44	0	0	0,44	0
CS ₂	0,7-4,4	0,1-0,7	na	0,03-0,1	0,5-3,6
N ₂ O	6-12	3-6	1-3	na	1-3
NO _x	22-92	19-65	na	0,1-0,3	3-28
BHC	0,12-0,13	na	na	0,12-0,13	0
SO ₂	151000-231000	90	na	11	50000-130000

A fentiekből az tűnik ki, hogy egyrészt az adatok szórása meglehetősen nagy, másrészt az energetika csak egy a légköri üvegház-hatást fokozó számos forrás közül. Különösen figyelemre méltó a CFC gázok (freonok) szerepe, mert sugárzási tulajdonságaik miatt hatásuk lényegesen nagyobb, mint az mennyiségük alapján várható lenne.

Az alábbi táblázat a koncentrációk eddigi tényleges, továbbá várható változását, valamint az egyes gázoknak az üvegház-hatásban játszott szerepét mutatja be.

Az üvegház-gázok koncentrációjának alakulása és hozzájárulásuk a globális melegedéshez

	Légköri koncentráció ppm			Növekedés		Hozzájárulás a melegedéshez %	
	Preindust	1980	2030	ppb/év	%/év	2000-ig	2050-ig
CO ₂	275	339	450	1200	0,35	44-50	51-60
CH ₄	0,7	1,55	2,4	12,8	1	6-18	3-23
CFC	0	0,0015	0,006	0,07	5	35-39	20-23
N ₂ O	0,28	0,3	0,4	0,7	0,25	3-6	6-9

Amint látható a freonok hozzájárulása a felmelegedéshez számot tevő. Rövidtávon gyakorlatilag megegyezik, de hosszútávon is összemérhető a CO₂ hatásával. Ugyanakkor nyilvánvaló, hogy míg

a freonoknak az emberi civilizáció létrehozásában semmi szerepe nem volt, a CO₂ termelés, a tűz, Prometheus idői óta alapja a civilizációnak. és az sem kétséges, mit tud inkább és hamarabb nélkülözni az emberiség, a tüzet, vagy a freonokat. Ez természetesen nem jelenti azt, hogy nem kell lépéseket tenni a CO₂ kibocsátás mérséklésére, de a két gáz „érdemei” és kiiktatásának lehetőségei nem összehasonlíthatóak. Ezt a lírai eszme-futtatást csak azért engedjük meg magunknak itt, hogy rámutassunk a feladat - a CO₂ kibocsátás mérséklése - hallatlan nehézségeire. Az ugyanis ma már világosan látható, hogy a megkötött CFC korlátozási egyezmény ellenére is igen vontatottan halad az ózonpajzsot puszító és az üvegházhatásban is jelentős szerepet játszó freonok kibocsátásának csökkentése. Pedig, mint említettük, a CFC gázok jelentősége egyszerűen nevetséges a CO₂ civilizációs szerepéhez, a hozzá fűződő ipari és gazdasági érdekekhez képest. Mindez nem jelentheti azonban azt, hogy ne kellene nagyon határozott formában foglalkozni a CO₂ kibocsátás korlátozásának vagy kompenzálásának kérdéseivel. Azt azonban mindig szem előtt kell tartani, hogy a CO₂ nem egyedül felelős az üvegházhatásért és vannak nála kevésbé érdemdús gázok is a károkozók között. A CFC gázok kibocsátásának sürgős és radikális redukciójával időt nyerhetünk a CO₂ kibocsátás-csökkentés szükséges mértékének és optimális megoldásának alapos vizsgálatára és a végrehajtás előkészítésére.

Az elmondottak természetesen nem mentik fel a világ energia iparát a CO₂ emisszió csökkentésének feladata alól, mindössze hozzájárulnak egy kiegyensúlyozottabb kép kialakításához.

1.2.2. A VILÁG ENERGIAIGÉNYÉNEK VÁRHATÓ ALAKULÁSA 2020-IG

Az energiaigények alakulását alapvetően az emberiség létszámának és civilizációs fejlődésének üteme befolyásolja. Ugyanakkor az említett két tényezőre természetesen visszahat az, hogy milyen feltételek mellett, milyen formában és milyen költséggel áll rendelkezésre az energia. Míg a fejlett országok várható viszonyai meglehetősen pontosan becsülhetők, a számítások során a fejlődők jelentik a legnagyobb bizonytalanságot.

A fejlett országokban a népesség számának stagnálása vagy kis emelkedése várható, a fajlagos energia igények - tonna olaj- egyenérték/fő/év (toe/fő/év) egységben kifejezve - pedig csak szerényen nőnek, esetleg csökkenhetnek is. A fejlődő országokban a népesség rohamos növekedésére számíthatunk, az ütem mérséklődése csak a civilizációs színvonal emelkedésétől várható. A kérdés ezután az, mennyi energiafelhasználás mellett és mennyi idő alatt érhetik el a jelenleg elmaradt országok ezt a szintet.

Az Energia Világtanács (WEC) 1989. évi kongresszusán az alábbiak szerint vázolták fel a 2020-ig várható fejlődést: a világ népessége 2000-ben 6 milliárd, 2020-ban 8 milliárd fő; a gazdasági növekedés üteme 2-3%/év. (Ez utóbbi paramétert egy lassú (L) és egy mérsékelt (M) fejlődési változat alapjellemezőjeként kezelték a prognózisokban.)

Összefoglaló eredményként ezekből a feltevésekből 2000-re az L változatra 9,5 milliárd toe, az M változatra 10,3 milliárd toe össz primer energia felhasználás adódott. 2020-ra az L változat esetén 11,6 milliárd toe, az M változat esetén pedig 13,6 milliárd toe primer energiafelhasználás az eredmény. Ezekben a számokban a nem kereskedelmi energiahordozók felhasználása is bennfoglaltatik. Érdeemes arra emlékeztetni, hogy a gyors gazdasági fejlődést feltételező változat már nem is szerepel a WEC prognózisaiban. Az elmúlt évtizedek tapasztalata ugyanis meglehetősen következetességgel az volt, hogy az új prognózisokban az a változat lett a mérsékelt fejlődési pálya, amelyik a korábbiiban a lassú volt és az új lassú scenárió természetesen még inkább alatta maradt a régi lassú fejlődési változatnak. Mindez jelzi a gazdaságban és az energetikában folyamatban lévő struktúraváltozást. Ez egyébként az üvegház hatás szempontjából kedvező tendencia, amit következetesen erősíteni kell.

Az L változat egyébként 1,2%/év primer energia felhasználás növekedést feltételez a 2%/év gazdasági növekedéshez, az M változat pedig 1,6%-ot a 3% gazdasági növekedéshez.

A fenti globális számok figyelemre méltó részleteket tartalmaznak, amit az alábbi táblázatok mutatnak be:

Egy főre eső energiafogyasztás toe/fő/év 1985-2020

	1985	2000	2020
Ipari országok	4,3	L 4,4	L 4,4
		M 4,5	M 5,2
Fejlődő országok	0,65	L 0,75	L 0,8
		M 0,8	M 0,9
Világ	1,6	L 1,55	L 1,5
		M 1,65	M 1,8

Az egységnyi GDP létrehozásához szükséges primer energia mennyisége pedig így alakul:

A gazdaság energiaintenzitása kgoe/\$(1980) 1985-2020

	1985	2000	2020
Ipari országok	0,5	L 0,44	L 0,4
		M 0,46	M 0,38
Fejlődő országok	0,7	L 0,68	L 0,65
		M 0,66	M 0,58

A bemutatott energiafelhasználások fedezetét, tehát az energiaforrások igénybevételét, a különböző energiafajták rendelkezésre állását és várható felhasználását, földrajzi és gazdasági régiók szerinti bontásban az itt következő táblázatok mutatják be (Sz=szén, Ol=olaj, Fg=földgáz, V=vízenergia, A=atomenergia, UE=új energiaforrások, NK=nem kereskedelmi energiahordozók).

Energiafogyasztás fajták és földrajzi régiók szerinti bontásban

	1985. évi tényszámok, Mtoe egységben							
	Sz	Ol	Fg	V	A	UE	NK	Össz.
Ny ipari orsz.	913	1357	718	262	264	10	89	3613
K ipari orsz.	602	480	515	50	48	1	43	1739
Ipari o. össz	1515	1837	1233	312	312	11	132	5352
Fejlődő orsz.	59	493	123	80	11	8	255	1029
Szegény fejl.	94	74	20	25	1	-	292	506
Ázsiai tervg.	448	93	12	28	-	-	201	728
3.világ össz	601	660	155	133	12	8	748	2317
Világ összes	2116	2497	1338	455	324	19	880	7669

*Energiafogyasztás fajták és földrajzi régiók szerinti bontásban
2000 évi prognózis, Mtoe egységben*

	<i>L változat</i>							
	Sz	OI	Fg	V	A	UE	NK	ÖSSZ
Ny ipari orsz.	988	1440	751	309	420	20	95	4023
K ipari orsz.	662	514	758	60	100	5	50	2149
Ipari o. össz	1650	1954	1509	369	520	25	145	6172
Fejlődő orsz.	100	690	218	120	26	15	335	1504
Szegény fejl.	138	133	35	39	3	1	390	739
Ázsiai tervg.	634	145	23	50	4	2	255	1112
3.világ össz	872	968	276	209	32	18	980	3355
Világ összes	2522	2922	1785	578	552	43	1125	9527
	<i>M változat</i>							
	Sz	OI	Fg	V	A	UE	NK	ÖSSZ
Ny ipari orsz.	1103	1520	820	330	450	35	90	4348
K ipari orsz.	682	527	805	65	135	10	40	2264
Ipari o.össz	1785	2047	1625	395	585	45	130	6612
Fejlődő orsz.	120	730	276	140	44	20	305	1635
Szegény fejl.	180	151	50	48	5	2	355	791
Ázsiai tervg.	731	160	30	59	3	3	235	1221
3.világ össz	1031	1041	356	247	52	25	895	3647
Világ összes	2816	3088	1981	642	637	70	1025	10259
	<i>L változat</i>							
	Sz	OI	Fg	V	A	UE	NK	ÖSSZ
Ny ipari orsz.	1165	1260	635	360	540	70	100	4130
K ipari orsz.	760	540	895	70	180	15	60	2520
Ipari o.össz	1925	1800	1530	430	720	85	160	6650
Fejlődő orsz.	150	945	350	266	70	60	375	2216
Szegény fejl.	190	229	80	73	15	15	495	1097
Ázsiai tervg.	973	203	38	79	15	10	280	1598
3.világ össz	1313	1377	468	418	100	85	1150	4911
Világ összes	3238	3177	1998	848	820	170	1310	11561
	<i>M változat</i>							
	Sz	OI	Fg	V	A	UE	NK	TMSSZ
Ny ipari orsz.	1385	1405	720	400	700	140	90	4840
K ipari orsz.	929	565	1010	80	230	35	35	2884
Ipari o. össz	2314	1970	1730	480	930	175	125	7724
Fejlődő orsz.	200	980	450	355	128	110	305	2528
Szegény fejl.	315	298	120	110	25	45	390	1303
Ázsiai tervg.	1222	295	55	98	30	35	235	1970
3.világ össz	1737	1573	625	563	183	190	930	5801
Világ összes	4051	3543	2355	1043	1113	365	1055	13525

1.2.3. A KÖRNYEZETVÉDELMI KÖVETELMÉNYEK ÉS AZ ENERGIAIPAR JÖVŐJE

Az energiaipar változó stratégiáját igen világosan mutatta az 1989. évi Energia Világkonferencia, melyet találóan nevezett „energiaügyekkel foglalkozó környezetvédelmi konferenciának” W. Saunders, a Világbank magasrangú tisztviselője. A konferencia megnyitásakor például Brian Mulroney, Kanada miniszterelnöke a következőket mondta: „Mi itt Kanadában úgy hisszük, hogy a környezetért érzett felelősség és az energia által mozgatott gazdasági fejlődés kéz a kézben kell, hogy haladjon. Nem engedhetjük meg magunknak többé azt a luxust, hogy egyiket a másik nélkül kíséreljük meg érvényesíteni. Ugyanakkor azt is tudjuk, hogy ha mindkettőt egyszerre akarjuk - és más választásunk nincs - akkor valamennyiünknek meg kell változtatnunk szemléletünket, méghozzá alapvetően.”

A konferencia általános és központi kérdéseként vetődött fel, hogy a válságmentes és folyamatos (sustainable) gazdasági és energetikai fejlődés egyáltalán megvalósítható-e, avagy lehetetlen. Itt új megszorító feltételként jelent meg a CO₂ szennyezés, az üvegház hatás problémája. Ezen belül a különböző energiahordozók egymás közötti versenye, az atomenergia, a megújuló energiaforrások, valamint az energiaracionalizálás, (pontosabban az egész civilizáció energia-intenzitásának drasztikus csökkentése) közötti helyes arányok megkeresése volt a figyelem középpontjában. Természetesen számos szélsőséges álláspont is megfogalmazódott a különböző lobbyk részéről. Abban azonban mindenki egyetértett, hogy a technológia fejlődése, valamint a gazdag országoknak a posztindusztriális korszakba való átlépése lehetőséget adhat a fejlődő országok felzárkózására anélkül, hogy az ipari országoknak áldozniuk kellene életszínvonalukból.

Jellemző az energia szakma jelenlegi átorientálódására a konferencia egyik, úgynevezett stratégiai ülésének címe: „Fenntartható avagy lehetetlen az energetika válságmentes fejlődése ?” Akarva-akaratlan ez vált a kongresszus fő témájává és nem indokolatlanul. Az egymondatos összefoglaló a következőként fogalmazható meg: Az energiaforrások rendelkezésre állása nem gond, a gond az, hogy mi legyen az energiaátalakítások melléktermékeivel!

Az „Energia és társadalom” szekció kulcselőadását Lord Marshall of Goring, a brit állami villamosenergia társaság, a CEGB elnöke tartotta. Mondanivalójának lényege az volt, hogy az energetika aktuális kérdéseit elsősorban nem az energiaforrások rendelkezésre állása, vagy az átalakítási és szállítási technológiák műszaki feladatai jelentik, hanem a helyi, a regionális és globális szabályozások, megállapodások és a társadalmi elfogadtatás problémái, tehát alapvetően intézményi ügyek. Előadásában látványos összehasonlítást tett a természet és az emberi tevékenység által az atmoszférába juttatott (szennyező) anyagok mennyisége között. Kimutatta, hogy a savas esőt okozó gázok kibocsátása egy nagyságrenddel nagyobb mint a természeti háttér forgalma ezekből a gázokból. Az üvegház-gázok esetében az antropogén kibocsátás mintegy negyede a természetes körforgalomban mozgó anyagmennyiségeknek. Végül, de nem utolsó sorban a nukleáris energiatermelés kibocsátásait vetve össze a természetes radioaktív háttér sugárzással bemutatta, hogy az előbbi sok-sok nagyságrenddel kisebb mint az utóbbi. Mindezek alapján a hatékony energiafelhasználást, az atomenergia jellegének és szükségszerűségének társadalmi megértését és elfogadtatását, valamint az ezekhez szükséges szervezeti, adminisztratív, jogi feltételek megteremtését jelölte meg mint célt.

Az „Energia és Környezet” szekció kulcselőadója L. Thomas, az EPA korábbi igazgatója öt kérdést nevezett meg, melyek meghatározzák energetikai és környezeti jövőnket. Nevezetesen: a globális felmelegedés, a savas eső, az atomerőművi hulladék elhelyezése, az olaj és gáz feltárás, végül a városi szmog.

Ami az üvegház hatást illeti, miközben a tudósok véleménye a jelenség alapvető mechanizmusait illetően még távolról sem egységes, a kérdés máris a politikai érdeklődés előterébe került. A párizsi gazdasági csúcskonferencia záróközleménye foglalkozott a kérdéssel és egy - az ózonpajzs védelmére kidolgozott Montreali Egyezményhez hasonló - nemzetközi megállapodás diplomáciai előkészítése megkezdődött. A kérdés megkülönböztetett figyelmet igényel a világ energetikai közösségétől.

A savas eső, illetve SO_x és NO_x szennyezés csökkentése jelentős programja volt az elmúlt évtizednek. Sok milliárd dollárt költöttek a szennyezők leválasztására, keletkezésük megelőzésére. Az erőfeszítések mértéke és az elért eredmények jelentősen különböznek a földkerekség országaiban. A kérdés ma az, hogy melyik szennyezőből milyen mértékű további csökkentést kell még elérni, ezt hol, és mennyi idő alatt. Technológiai és piaci típusú megoldási stratégiák állnak itt versenyben egymással. Utóbbi azt jelenti, hogy az ismert technológiákat alkalmazva létrehozzák a kibocsátás-csökkentések piacát és ezzel előmozdítják a környezetvédelemre rendelkezésre álló tőke optimális „allokációját”.

Az atomenergiának pozitív és negatív környezeti hatásokat egyaránt tulajdonítanak. Pozitívát a CO₂, SO_x és NO_x kibocsátás elmaradása, negatívát a radioaktív hulladékok elhelyezési problémái és a balesetek veszélye miatt. Az USA-ban a 70-es évek óta nem kötöttek szerződést új atomerőmű építésére, de most amikor a villamosenergia igények helyenként kitöltik a rendelkezésre álló kapacitást és az egyéb megoldások környezeti hatásai is komoly gondra adnak okot, újból mérlegelik a nukleáris energia kiaknázásának lehetőségét. A meghatározó tényező itt az lesz, hogy sikerül-e a biztonság és a hulladék elhelyezés tekintetében meggyőzően megnyugtatni a társadalmat.

Természetesen az olaj és földgáz termelésnek is vannak környezeti hatásai. Ezek nagysága, valamint a környezet helyreállításának esélyei, élénken vitatott témák napjainkban. A tengeri fúrások és a tengeri szállítás szennyező hatásának minimalizálására eredményes intézkedések történtek, mégis halasztások és tiltások korlátozzák új mezők termelésbe vételét az amerikai partok előtt és Alaszkában egyaránt. A szárazföldi olaj és gáz feltárás és termelés hulladékainak elhelyezése is napirendre került. Mindez befolyásolni fogja a szénhidrogének termelését az USA-ban és más országokban is.

A városi szmog csak az USA-ban 100 várost károsít, a világban pedig sokkal többet. Összetevői ózon, szénmonoxid, szénhidrogének, melyek kedvezőtlen időjárási körülmények között (kis légmozgás, erős napsütés) fotoszintézis révén egészségkárosító vegyületeket képeznek. A károsodások enyhítésére a megfontolás alatt álló intézkedések között szerepel alternatív motor hajtóanyagok - például metanol - előírása, erőművek füstgázainak katalitikus NO_x-mentesítése, a benzinkutaknál fellépő szénhidrogén párolgások drasztikus csökkentése, szigorúbb jármű emisszió előírások bevezetése. A skála változatos, egyben azonban nincs vita: több milliárd dolláros költségekről van szó. Az energiaipar a probléma kapcsán a költségeken túl jelentős infrastrukturális átalakításokra is kényszerülhet az alternatív tüzelőanyagok bevezetése miatt, annak ellenére, hogy a jótékony hatás bizonytalan.

Mindezek után L. Thomas a következőkben foglalta össze az energiapolitika és a környezetgazdálkodás hatékony kapcsolatának elveit:

A politikai döntések a legszélesebb bázison hozandók. A jelenlegi gyakorlatban ugyanis a környezetvédelmi politikát a partnerek szűk, de nagy társadalmi támogatást élvező csoportja alakítja. Ezért - felismerve a környezeti hatások jelentős befolyását az energetikai, a gazdasági és az általános nemzetközi viszonyokra - a lehető legszélesebb vitában kell feltárni a döntések hatásának teljes körét. A társadalmat fel kell világosítani a problémák mibenlétéről és a lehetséges döntési alternatívákról. Csak így lehet az energia - környezet kölcsönhatásokat teljes egészükben áttekinteni és a környezeti politika részeként a döntési folyamatba beilleszteni.

A tudománynak döntő szerepet kell juttatni a problémák megfogalmazásában és a megoldási lehetőségek felmutatásában. Ma a tudomány bizonytalanságai és az emóciók gyakran nagyobb szerepet játszanak a környezetpolitikában mint a tények. Azonkívül, hogy helyesen kell definiálni a kockázatokat, melyek az energiaiparból erednek, reálisan össze kell vetni ezeket más kockázatokkal, valamint értékelni kell azokat a forrásokat, melyeket a kockázatok megelőzésére fel kívánunk használni. Az összehasonlító kockázatelemzés módszerei alkalmazandók, ha reális válaszokat akarunk kapni.

Az alternatív megoldások költsége és haszna gazdaságilag értékelendő és a beavatkozás költségeit, és a be nem avatkozás költségeit egyaránt számításba kell venni. Természetesen ugyanez érvényes a haszonra is, hogy összehasonlítást lehessen tenni. A költség/haszon elemzés a környezet-energia vizsgálatok integráns részévé kell váljon.

Amikor új környezetvédelmi célú korlátozásokat vezetnek be adott szennyezők kibocsátásának csökkentésére, mindig megvizsgálandók a lehetséges alternatívák. Nemzeti és nemzetközi szabályozások esetén egyaránt bátorítani kell azokat a megoldásokat, melyek a piaci erőket hozzák játékba a leghatékonyabb megoldások megtalálására.

Az energetika és környezetvédelem elválaszthatatlanok és a fent kifejtett elvek betartása esetén is rendkívüli erőpróba lesz a megoldás megkeresése. Az energia és technológia kapcsolatot vizsgálva első helyen az energiaracionalizálás eredményeit kell említeni. 1973 óta több energiát takarítottak meg a világon technológiai fejlesztés és racionalizálás révén mint amennyit az új energia termelő kapacitásokból együttesen nyert a világgazdaság. Az OECD országokban 1973 és 1985 között évi 0,4%-kal nőtt az energiafogyasztás, miközben a GDP évi növekedése 2,4% volt. Az energiaintenzitás 20%-kal csökkent ebben az időszakban. Az árak csökkenésének idején az USA-ban ismét 1,0 körüli értékre nőtt a energia/GDP elaszticitás, de ez nem jellemző a többi OECD országra. A Nemzetközi Energia szignókség (IEA) becslései szerint az elkövetkező 10-20 évben további 30%-os csökkentés valósítható meg az energiaintenzitásban, ha kiaknázzák a gazdaságos racionalizálási lehetőségeket. Ennek ellenére a primer energia felhasználás növekedésére számítanak, ha a várt gazdasági növekedés következik be. Ezen belül a villamosenergia igény növekedése lesz a legnagyobb.

A technológiai fejlesztésre igen nagy feladatok várnak a „szén-paradoxon” megoldásában. Ez abban áll, hogy miközben szénből a legnagyobbak a geológiai tartalékok, a szén elégetése során keletkezik a legtöbb CO₂, azonos fűtőértékre vonatkoztatva. Ezt csak a széntüzelésű erőművek hatásfokának jelentős emelésével lehet kompenzálni és akkor is csak részben.

Az üvegházhatás mérséklése szempontjából fontos tény, hogy a földgáz cseppfolyósítás költsége csökkenthető volt. Ez ennek az energiaforrásnak a szélesebb körű hasznosítását mozdíthatja elő, s ez az üvegház-hatás mérséklése szempontjából igen kedvező hír. A szénhidrogén készletek feltárási technikájában bekövetkezett fejlődés biztosítékot látszik nyújtani arra, hogy az eddig nehezen hozzáférhetőnek minősített energiahordozó-vagyon is művelésbe vonható olyan költséggel, mely a jelenlegi árak mellett gazdaságos.

A nukleáris energia térnyerését indokolná a légkör szennyezésének csökkentésére való általános törekvés, különösen az újabbban előtérbe került üvegház-hatás. A társadalmi ellenállás viszont itt a legnagyobb. Olyan vélemények is elhangzottak, hogy az atomerőművek körüli nehézségek nem a műszaki fejlesztés hiányából, hanem ellenkezőleg annak túltengéséből adódtak. A túl sok koncepció és a túl változatos részletmegoldások költségben és engedélyezési időben nagyon sokba kerültek, ugyanakkor a megbízhatóságot, de főleg a bizalmat inkább rontották mint javították. Meggyőződése szerint az atomerőművek ma biztonságosabbak és társadalmilag elfogadhatóbbak lennének, ha több erőt fordítottak volna a rendszer, a méret, a kivitel és az üzemvitel szabványosítására.

A megújuló energiák terén, bizonyos értelemben az előző bekezdésben vázolt gondolatok jegyében is, meg kell határozni azt a technológiát, a megújuló energiáknak azt a formáját, amelynek a legnagyobb esélye van arra, hogy a válságmentes tartós fejlődés energiaforrásaként a nukleáris energiával versenyre keljen.

A műszaki fejlesztés gyorsulására lehet számítani az energetikában is. Alátámasztják ezt a véleményt az egyre újabb és újabb követelmények, amelyeknek eleget kell tenni. Az energetikai műszaki fejlesztésre költött pénz abszolút értékben nem kevés, az iparág termelési értékének mintegy 1%-a. Elenyésző azonban ez a szám, ha meggondoljuk, hogy a „high-tech” iparokban a termelési érték 10%-át költik erre a célra. Az új követelmények mellett, a kutatási igényeket tekintve, az energetika is „high-tech” iparrá válhat. Joggal várhatunk új eljárásokat a felhasználóknál, a feltárásnál és az átalakításnál egyaránt; egyszerűen szükség van azokra. Ugyanakkor tudni kell, hogy ha meg is lesznek az új technológiák, bevezetésük, elterjedésük igen hosszú időt fog igénybe venni. Az energiaipart - a berendezések óriási értéke, az infrastruktúra hatalmas területi kiterjedése miatt - a lassú technológia váltás jellemezte mindig is, és ez nem fog változni.

A jövő lehetséges fejlődési útjait keresve, a technológia fejlesztésének középpontjában a hatékony energiafelhasználás kell álljon. Ez az, ami a legnagyobb gazdasági és környezetvédelmi hatékonyságot nyújtja.

A konferencia igen érdekes, a távlatokkal foglalkozó ülése volt az „Energia és geopolitika a XXI. században” című, mely a hosszútávú kilátásokat és a politikai áttételeket próbálta felvázolni. Komolynak szánt, a technológia fejlődését valamelyest is elfogadhatóan becsülő megfontolások 30-50 évnél hosszabb távra nem végezhetők. Bizonyos végső határok azonban meghúzhatók. Marcel Boiteux, a WEC elnöke egy igen érdekes végső határt említett. Nevezetesen: ha a földgolyó teljes tömegét energiává alakítanánk Einstein elméletével összhangban ($E=mc$), akkor az 1960-as évek energia fogyasztásából indulva és az akkor uralkodott exponenciális növekedést folytatólag érvényesnek tekintve, nem egészen kétezer év alatt fogyasztanánk el bolygónk teljes tömegét. Ez tehát nyersanyagkészleteink abszurd, végső energetikai egyenértéke. A reális határ azonban, mint tudjuk, ennél mérhetetlenül közelebb van.

Mindenesetre a fenti eszmefuttatás arra jó, hogy az „örökségből vagy jövedelemből” való élés dilemmáját az energetika esetére exponálja. Az emberiség az ipari forradalom óta az évmilliók alatt felhalmozott energiahordozó örökségből, a fosszilis tüzelőanyagokból fedezi energiaszükségletének legnagyobb részét. A nukleáris energia ugyancsak egy készlet felhasználását jelenti azzal a különbséggel, hogy ebben az esetben a készlet létrejötténél nem beszélhetünk egy, az ősidőkben a földre érkező energiaáramból felhalmozott energiahordozó készletről. Ennek eredete más természetű. A „vagyonból vagy jövedelemből fedezzük az energiaigényeket?” kérdést a jövőt illetően feltéve, azt kell mondanunk, hogy bár az ásványi energiahordozó vagyon, a belátható 30-50 év távlatában, bőségesen kielégít minden reálisan becsülhető igényt, hosszabb távú, a XXI. század végéig kitekintő prognózisoknál realitásként kell elfogadni, hogy a „jövedelem”, tehát a föld felszínére jutó energiaáramok, növekvő mértékben kell részt vegyenek az igények kielégítésében. Ezek az energia áramok egyrészt a napenergiát jelentik, annak közvetlen és áttételes formáival, mint a biomassa és az atmoszférikus mozgások (víz, szél), másrészt az „alulról jövő” geotermikus energiákat.

A készletek és az áramok egyaránt nagyságrendekkel haladják meg a legmerészebben becsült igényeket is. Így a források fizikai rendelkezésre állása elvben nem jelent problémát. Megoldandó feladat azonban marad és nem is kevés. A feladatok megoldásában és a prognózisokban döntő tényező a technológia fejlődése. Ennek hatásai az energetikában, rövid-, és középtávon elfogadhatóan becsülhetők, mert az energetika a lassan változó iparágak egyik jellegzetes képviselője. Ennek oka az, hogy az energetikai beruházások igen költségesek és a meglévő infrastrukturális vagyon is óriási. Így a technológiaváltás még akkor is lassú az energiaiparban, ha történetesen egy új eljárás ipari bevezetésére készen rendelkezésre áll. Forradalmi újítások ez idő szerint nem mutatkoznak a

horizonton, de középtávon már nem zárhatók ki. Ez azt jelenti, hogy az energetikai rendszerek zöme 30 év múlva sem fog alapvetően különbözni attól, amit ma ismerünk, akkor sem, ha akkor már folyik új - ma laboratóriumban lévő, vagy még ismeretlen - technológiák bevezetése. Még mindig meghatározó szerepük lesz az ásványi eredetű energiahordozóknak. Tehát energia igényének döntő részét még mindig örökölt vagyona terhére fedezi a jelentősen megnövekedett létszámú emberiség. 50 év múlva (2040) viszont már jelentős részaránya, esetleg meghatározó szerepe lehet az energia ellátásban új eljárásoknak. Ezek között várhatóan jelentős szerephez jutnak majd az energia áramokat hasznosító eljárások, valamint esetleg a hulladék elhelyezési problémákat nem okozó fúziós nukleáris technológiák, ha sikerül ilyen létrehozni.

Az energia és a geopolitika kapcsolata abból adódik, hogy az energia rendelkezésre állása a gazdasági fejlettség bármely szintjén egyszerűen létfeltétel. Elengedhetetlen a fejlett országok számára technológiai vezető szerepük és életmódjuk megtartásához és még inkább elengedhetetlen a fejlődő országok felzárkózásához, legyen az bármilyen szerény ütemű is.

Itt Boiteux nyomatékosan utalt az energiahordozó-vagyon és az energia igények földrajzi eloszlásának eltéréseire, valamint a vagyon és a technológia birtoklása és hasznosítása körüli harcra. Fő gondolata az volt, hogy ha nem sikerül folyamatosan és jelentősen csökkenteni a földrajzi-gazdasági régiók közötti bántó különbségeket, kikerülhetetlenül megindul egy gazdasági okok által kiváltott és békés eszközökkel feltartóztathatatlan népvándorlás, melynek következményei beláthatatlanok. A feladat tehát az, hogy a ma elmaradott területeken olyan fejlődést kell előmozdítani, ami helyben biztosítja a fejlődő országok lakóinak a megfelelő életszínvonalat. Ez persze távoli cél, de mihamarabb el kell indulni ebben az irányban. Az életszínvonal növelése egyébként egyben a népszaporulat mérséklésének leghatásosabb eszköze is.

A WEC 1989. évi prognózisa mellett meg kell említeni néhány további távlati energiaigény becslést is. Ilyen például az Edmonds és Reilly által az USA Energia Minisztériuma (DOE) számára 1984-ben készített tanulmány, valamint a Mintzer által a World Resources Institute számára 1987-ben készült „The Potential for Controlling the Greenhouse Effect” jelentést. Ezek főbb adatai az alábbi táblázatban foglalhatók össze:

Népesség, energiafogyasztás és CO₂ koncentrációk 1860-2075

		Népesség	Fosszilis energiafogy.	Karbon kibocsátás	CO ₂ koncentráció
		millió	Mtoe/év	Mt/év	ppmv
Alap	1860	1100	150	120	280-290
WEC	1985	4850	6400	5350	345
WEC	2020	8000	10300	8800	410-430
Edmonds	L2025	6300	7000	6700	420-460
Edmonds	M2025	7300	12800	10500	440-480
Mintzer	2025	8200	9300	8000	420
Edmonds	L2050	6500	7200	6800	460-520
Edmonds	M2050	8200	17000	14500	510-600
Mintzer	2050	9700	13700	12300	500
WEC	2060	9700	12700	11000	520-560
Edmonds	L2075	6300	7000	6800	510-580
Edmonds	M2075	8500	21300	18800	670-760
Mintzer	2075	9700	-	16000	600

A fenti táblázat utolsó oszlopában szereplő koncentráció adatokhoz 70-150% ppmv értéket kell még hozzáadni, ha CO₂ egyenértékben kifejezve kívánjuk megadni a többi gáz hozzájárulását az üvegházhatáshoz. Ez azért fontos tényező, mert beszűkíti azt a tartományt, ami a CO₂ „rendelkezésére áll” abban az elképzelésben, mely szerint a CO₂ koncentráció megkétszereződése jelentené a kritikus szintet az összesített üvegház-hatásban. Amennyiben a metán- és a CFC-emissziótól már el lehetne tekinteni, akkor 20-25 évvel későbbre tolódna az eredő üvegház-hatás megduplázása. Tisztán CO₂-ből ennyivel hosszabb idő alatt alakulna ki ugyanaz az üvegház-hatás mint ami a jelenlegi kibocsátási összetétel mellett 2025-2030-ra várható. Általánosságban is elmondható, hogy az energiaipar időnyerésre igyekszik játszani, úgy hogy megtesz mindent, ami kis lépésekben és az iparág fő érdekeinek sérelme nélkül (nagy beruházások, alapvető struktúraváltás) megtehető az üvegház-hatás mérséklésére. Eközben élesen figyeli, hogy valóban igazolódik-e mindaz, amit a modellek alapján a tudományos körök mondanak. Ebben a vonatkozásban az energiaracionalizálás, az energia hatékony átalakítása és felhasználása az a terület, ahol nagy hibát, jelentős felesleges - később indokolatlannak bizonyuló - beruházást nem lehet csinálni. Érezhető továbbá a már jó ideje defenzívában lévő atomlobby hangjának erősödése is. Az „üvegház-hatás vagy atomenergia” alternatíva persze a környezetvédő mozgalmakat is megoldhatatlan dilemma elé állítja. Számukra is a hatékony energiafelhasználás jelenti a vállalható és egyben megoldást kínáló utat. Az OECD országok bocsátják ki az antropogén eredetű CO₂ több mint felét. 2020-ra a volt szocialista blokk és a harmadik világ országai 55%-ra növelik részesedésüket, 2060-ra pedig 60% fölé. Így természetesen a CO₂ ügyek ez utóbbi országok közreműködése nélkül nem kezelhetők. Az is világos, hogy az ipari országok történelmük során rengeteg energiát használtak fel eddig és az atmoszféra jelenlegi CO₂ többlete is lényegében kizárólag az ő számlájukra írható. Jelenlegi gazdagságukat nagyrészt ennek a korábbi energiafelhasználásnak (és az ezzel járó CO₂ kibocsátásnak) köszönhetik. Így az ipari országoknak fokozott felelősséget kell viselni a probléma megoldásában, nemcsak azért, mert döntő szerepük volt a helyzet kialakulásában, hanem azért is, mert nekik vannak meg a pénzügyi és technikai eszközeik a megoldás elősegítéséhez.

A fejlődő országok szerepe és lehetőségei

Sajátos problémát jelentenek a fejlődő országok. Mint már ebben a fejezetben is szerepelt, egy főre eső energiafelhasználásuk ma lényegesen kisebb, mint az ipari országoké és a belátható távlatokban az is marad. Lakosságuk növekedésével és jelentős mértékben szénbázisú energiaellátásuk miatt azonban, abszolút mennyiségben mérve, CO₂ kibocsátásuk jelentős növekedése várható. A magasabb civilizációs nívó és életszínvonal elérésére való jogukat senki sem vitathatja és nem is vitatja, de kívánatos lenne, hogy együttműködjenek a világgal ennek a globális problémának a megoldásában. Lehetőségeik azonban igen korlátozottak. A fejlődő országokban az első teendő a faállománnyal folytatott rablógazdálkodás helyett az újratelepítéses erdőgazdálkodásra való áttérés. További jelentős, és az erdőgazdálkodást kiegészítő lehetőség, vagy inkább szükségszerűség a házi tűzhelyek hatásfokának drasztikus növelése. Az erdőirtást eredményező mértékű fafelhasználás oka ugyanis az hogy a fát 1-2% hatásfokú tűzhelyekben használják fel. Néhány millió jó hatásfokú tűzhely a fejlődő országokban jelentősen és tartósan javítana a CO₂ helyzeten. Kínában az elmúlt évtizedben mintegy 40 millió jó hatásfokú tűzhely kiosztásával, több mint 30% százalékkal sikerült csökkenteni a tűzifa felhasználást.

A fejlődő országok problémái között a környezeti gyarmatosítás, vagyis a környezetileg káros - a fejlett országokban már nem megengedett - technológiák kitelepítése jelenti azt a terhet, amit mindenekelőtt az ipari országok mértéktartásával és a környezetkímélő technológiák transzferjével lehet és kell megoldani. Ide sorolandó az energia hatékony felhasználását, az energiatakarékosságot szolgáló technológiák következetes alkalmazása a fejlődő országokban is. Az energia hatékony felhasználása nem a gazdagok luxusa, hanem globális szükségszerűség, aminek realizálása a fejlett országoknak - saját területükön és a fejlődő országokban - nemcsak erkölcsi kötelessége, hanem jól felfogott önérdéke is.

Végül egy további, de nem jelentéktelen érv a fejlődő országok energiatakarékossági orientációjának alátámasztására az, hogy a takarékos, hatékony energiafelhasználás jelentős beruházási megtakarításokat hoz az energiaforrások létesítése terén. A kisebb energiafogyasztás kielégítéséhez kevesebb bányá, erőmű stb. szükséges. A beruházási javakkal való takarékoság pedig elsősorban a szegény fejlődő országoknak. Egészében véve a kis energiaigényű, de drágább felhasználói technológia és az energiaforrásokra fordított kisebb beruházás alacsonyabb összköltséget eredményezhet mint a konvencionális, kezdetben olcsóbbnak tűnő megoldás. Különösen áll ez, ha a hatékony technológiát az ipari országok saját jelenlegi és korábbi CO₂ kibocsátásaik kompenzálására kedvező feltételekkel adják a harmadik világ felhasználóinak. A harmadik világ CO₂ problémáin belül külön fejezetet képvisel Kína és India, ez a két hatalmas népességű állam, melyeknek hazai energiaforrása elsősorban a szén. Itt abban bízhatunk, hogy fejlődésük nem csak mennyiségi, hanem minőségi is lesz, tehát az energiaátalakítás és felhasználás hatásfokának javításával mérséklük gazdaságuk karbon-intenzitását. Nemkülönböző számottevő eredmények várhatók ebben a két országban a biomassza kiterjedt és hatékony alkalmazásától. A biogáz termelésben és felhasználásban már eddig is vezető szerepet játszott Kína és India egyaránt. A biogáztermelés, miután elsődleges vagy másodlagos biomasszát használ fel, CO₂ semleges. A karbon rövid ciklusú körforgalmát jelenti. Az elégetéssel az atmoszférába kerülő karbon egy-két éven belül, fotoszintézis révén visszakerül a biomasszába és újból rendelkezésre áll, tehát nem növeli az atmoszféra CO₂ koncentrációját. A biogáz kinyerése után visszamaradó anyag jobb trágya mint az eredetileg betáplált biomassza és ennek megfelelően használják is fel. A nem megfelelő technikai szinten megvalósított biogáz telepeknél az üvegház-hatást fokozó mellékhatásként jelentkezhet bizonyos mértékű metán kibocsátás a berendezések szivárgásai, tömítetlenségei következtében. Ez azonban korlátok között tartható sőt kizárható és nagyságrendekkel kisebb üvegház-hatást eredményez annál mint ha a biogáz helyett fosszilis tüzelőanyagokat használnának fel.

Magyarország CO₂ kibocsátása az elmúlt évtizedben

A szén-dioxid kibocsátás hazai csökkenése az elmúlt évtizedben az energiaforrások összetételében bekövetkezett változásnak köszönhető. Nevezetesen, növekedett a földgáz és csökkent a szén részaránya az energiamérlegben és megjelent az atomenergia a hazai villamosenergia termelésben. Végül, de nem utolsósorban, a villamosenergia import és annak növekedése szintén jelentős tényezője annak, hogy CO₂ kibocsátásunk szomszédainkhoz és energiafogyasztásunkhoz képest egyaránt alacsony.

A CO₂ emisszió és annak források szerinti megoszlása, 1980-1988

Forrás/év	MtCO ₂ /év				
	1980	1985	1986	1987	1988
Hőerőművek	27.8	24.9	25.3	24.3	21.3
Hőszolgáltatás (MVMT-n kívül)	2.6	2.6	2.5	2.6	2.6
Ipar és mezőgazd.33.0	28.9	28.6	28.5	28.2	
Közlekedés	8.7	8.0	8.3	8.6	8.7
Szolgáltatás	4.0	4.7	3.7	4.1	4.5
Lakosság	16.0	19.7	18.6	19.3	19.3
ÖSSZESEN	92.1	88.8	87.0	87.4	84.6

Mint látható, a CO₂ kibocsátás nyolc év alatt 8 százalékkal csökkent az energiaszerkezet kedvező alakulása következtében. A szilárd tüzelőanyagok részaránya 10 százalékkal csökkent, a földgázé pedig 20 százalékkal nőtt. A Paksi Atomerőmű üzembe állítása és az import növekedése tette lehetővé az erőművi szén felhasználásának számottevő csökkentését. 1988-ban a CO₂ emisszió 44 százaléka a szilárd, 27 százaléka a folyékony és 29 százaléka a gáznemű tüzelőanyagok elégetéséből származott,

miközben e tüzelőanyagok részaránya 34,30 és 36 százalék volt a primer energia mérlegben. Ez utóbbi arányok összevetése mutatja, hogy a földgáz karbon-intenzitása mennyivel kisebb, mint a többi fosszilis tüzelőanyagé.

Az egyes tüzelőanyagok karbon-intenzitása

	kg C/toe	szénre vonatkoztatott relatív érték
Földgáz	606	60 %
Olaj	820	80 %
Szén	1010	100 %
Fa és hulladék	1200	120 %

Az energetika kétségtelenül szerepet játszik a szénhidrogén kibocsátásokban is. Erre vonatkozóan hazai mérési adatok csak igen korlátozott mértékben állnak rendelkezésre, de a termelési és felhasználási mennyiségek és a kibocsátások közötti arányokat nyugati vizsgálatok alapján megadó irodalmi források adataira támaszkodva jó becslések végezhetők a magyarországi kibocsátásokról is. Az 1986. évi magyar adatok alapján a következő szénhidrogén kibocsátások becsülhetők:

Szénhidrogén emisszió Magyarországon 1986-ban

	kt/év	%
Természetes források		
erdők	238	42
mezőgazdasági területek	54	10
összesen	292	52
Antropogén források		
energiatermelés, átalakítás	17	3
kőolaj és földgáz vezetékek	3	<1
gázszivárgás földgázvezetékekből	29	5
oldószer párolgás, vegyipar	112	20
benzinkutak	11	2
közlekedés	90	16
egyéb	1	<1
összesen	263	47
ÖSSZES EMISSZIÓ	555	100

Az antropogén kibocsátásokban az oldószer párolgás és vegyipar, valamint a közlekedés és kapcsolt részei 90 százalékkal részesednek. Nagyrészt olyan kibocsátások ezek, amiket némi gondossággal jelentősen csökkenteni lehetne. A közlekedés szénhidrogén kibocsátásainak mintegy harmada aromás vegyület, mely a kétütemű motorokból származik. Ezek a gépkocsipark folyamatos lecserélésével belátható időn belül mérséklődni fognak.

Bár viszonylagosan kedvező a hazai CO₂ kibocsátási helyzet, a kibocsátás csökkentését elő kell irányozni. Az ezirányú technikai lehetőségekről már készültek vizsgálatok. Az elérhető redukciókról az alábbi táblázatok adnak tájékoztatást.

Magyarország energia igénye és karbon emissziója 1985-2005-2030

Év	1985	2005	2030
Teljes primer energia PJ/év	1324	1490-1550	1730-1890

Villamos energia TWh/év	31	40-43	53-62
Karbon emisszió Mt C/év	24	27-28	32-35

Karbon kibocsátás csökkentési lehetőségek MtC/év

Év	2005	2030
Ipari struktúra átalakítás	3,0	4,5
Technológiai korszerűsítés	1,3	1,5
Kapcsolt hő és villamosenergia termelés	1,2	1,8
Épületek fűtése	2,0	2,4
Kondenzációs erőművek hatásfok javítása	0,3	0,8
Közlekedés	1,2	2,8
ÖSSZESEN	9,0	13,8

A fent bemutatott karbon emisszió csökkentési lehetőségek csak a ma is ismert technológiai megoldások széleskörű megvalósítását feltételezik, tehát reális lehetőségként fogadhatók el. Azt, hogy ebből mi realizálódik az dönti el, hogy mennyi pénz áll erre a célra rendelkezésre és milyen ütemben.

1.3. ENERGETIKA ÉS KÖRNYEZET MAGYARORSZÁGON

1.3.1. AZ ENERGETIKA ALAKULÁSA MAGYARORSZÁGON 1960 ÉS 1989 KÖZÖTT

Az energetika fejlődése 1960 és 1970 között

Az 1960-as évek közepén Magyarország gazdaságát az extenzív növekedés jellemezte. Ehhez társulva rohamos mértékben nőtt az ország energiaszükséglete is. A bruttó energiafelhasználás 1960 és 1970 között mintegy 60%-kal növekedett. Az energiafelhasználásban a hazai alapenergiahordozók mennyisége csak mérsékelten, míg az import erőteljesen növekedett.

A széntermelés az 1966-1967. évi csökkenés után állandósult oly módon, hogy 1970-ben teljes kapacitással beindult a visontai külfejtés. Az intenzív szénhidrogén kutatások eredményeként ebben az időszakban kezdték meg a hajdúszoboszlói és Szeged környéki földgázmezők a gázszolgáltatást. A szilárd energiahordozók 1960. évi, kb. 75%-os részesedése 1970-re 50%-ra esett vissza. A szénhidrogének részaránya 1960-ban 22%, míg 1970-ben már 42,5%. Az energiaforrások szerkezetének alakulását 1960 és 1970 között az 1.-3. táblátok tartalmazzák.

Az energiahordozó import abszolút mennyisége 1960 és 1970 között csaknem megháromszorozódott. Az import alakulásának legfőbb jellemzője a kőolajbehozatal egyenletes, nagymértékű növekedése, valamint a villamosenergia importnak a kőolaj növekedési ütemét is meghaladó mértékű emelkedése.

Az energetika fejlődése 1970-től napjainkig

Az országos energiafelhasználás 1970-től 1988-ig 917 PJ-ról 1338 PJ-ra növekedett. Az évi átlagos növekedés üteme kb. 1,9% volt. Az igények növekedésében két ellentétes időszak figyelhető meg. 1970-78 között az energiaigények évi átlagban 4,1%-kal emelkedtek, míg 1979-88 között a növekedés üteme már csak 0,6%/év volt. A 80-as években a gazdaság energiaigényessége javult. A bruttó termelési értékre jutó energiafelhasználás 1980 és 1987 között 659,6 kJ/Ft-ról 592,5 kJ/Ft-ra, az anyagi ágakban 586,1 kJ/Ft-ról 486,2 kJ/Ft-ra, az iparban 650,2 kJ/Ft-ról 544,1 kJ/Ft-ra csökkent.

Változott az energiafelhasználás ágazati szerkezete. Az anyagi ágak részesedése a belföldi energiafelhasználásból 1970 és 1988 között 71,2%-ról 60,7%-ra csökkent, míg a nem anyagi ágak részesedése 28,8%-ról 39,3%-ra nőtt. Az anyagi ágak energiafelhasználása 1970-78 között átlagosan 3,7%-kal nőtt, míg 1979-88 között átlag 0,7%-os csökkenés állapítható meg. Az anyagi ágak 1970-1988 közötti energiafelhasználásának alakulása két alapvetően eltérő sajátosságú szakaszra bontható:

- Az 1970-78 közötti időszakot összességében az anyagi ágak (és ezen belül az ipar) termelésének erőteljes növekedése jellemezte, amelyen belül az energiaigényes alapanyagok és félkésztermékek gyártása is fokozódott. Ennek következtében az 1970-1978 közötti időszakra az energiafelhasználás gyors növekedése volt jellemző.

- Az 1978 utáni időszakban az anyagi ágak energiafelhasználása kezdetben csökkent, majd ezt követően stagnált.

A 70-es évek elején a gazdasági növekedés üteme felgyorsult. Az évtized első három évében az ipari termelés éves átlagában 7% körüli mértékben bővült, ez a többi anyagi ágazat termelésének fokozódását is előmozdította. Ebben az időszakban számos nagyberuházás valósult meg (Dunamenti Hőerőmű II. és III. ütem, Olefinmű, Dunamenti Cement és Mészmű bővítése stb.)

Az első olajrobbanás az anyagi ágazatok energiafelhasználásának alakulásában csak késleltetve éreztette hatását. Az erősen anyag- és energiaigényes termelés 1973-at követően is tovább fokozódott (olefinek, műtrágyák, kohászati alapanyagok gyártása stb.), kiugró mértékben nőtt a vegyipari alapanyagokként felhasznált energiahordozók - benzin és földgáz - mennyisége. Az energiaszükségletek gyors növekedése 1978-ban megállt. Az energiaszükségletek növekedését mindenekelőtt a gazdaság fejlődésének csökkenő üteme és megváltozott irányzata mérsékelte. Számos energiaigényes ipari termék gyártása visszaesett, főként a vaskohászat, alumíniumkohászat, nehézszerkezetgyártás és építőanyag ipar területén. Az energiaigényesség csökkenése a termelés növekedéséből származó energiaszükséglet-növekedést lényegében teljes mértékben ellensúlyozta. Az energiaigényesség csökkentésére irányuló tevékenység fokozódott, sokrétűbbé vált. Az energiaigényesség javulása terén az 1985-90. évek közötti időszakban számos új vonás is kibontakozóban van. Ezek között kiemelkedő szerepe van az anyagtakarékosággal elérhető energiamegtakarításoknak, valamint a mérés-kultúra és számítástechnikai kultúra fejlesztésének. E tényezők hatásai igen nehezen számszerűsíthetők, mivel az energiafelhasználás mennyiségét csak közvetve befolyásolják, szerepük azonban a 80-as évek második felében erősödik. Kibontakozásukat néhány tényező azonban gátolja. Ilyenek például a korszerű szerkezeti anyagok korlátozott rendelkezésre állása, az energetikai mérés-technikai eszközellátottság hiányosságai, szervizellátási gondjai, a mérés- és szabályozástechnikai berendezések alkalmazásának érdekeltségi rendszerénél tapasztalható nehézségek, a számítástechnikai és automatikai berendezések beszerzési problémái stb. Mindezek ellenére e területeken is jelentős előrelépések történtek az elmúlt években.

A nem anyagi ágak (a lakossági kommunális szektor) energiafelhasználása 1970-1988 között a kétszeresére, évente átlagosan 4,2%-kal növekedett. A növekedés üteme több, mint kétszerese volt a nemzetgazdaság 1,9%/év össz-energiaigény növekedésének. Ez a szektor az ország energiafogyasztásának egyre nagyobb részarányát - jelenleg közel 40%-át képviseli. A nem anyagi

ágak energiahasználásának növekedési üteme 1970-78 között átlag 4,8%, 1975-80 között átlag 3,2% volt. Az igénynövekedés 1978 után csökkenő tendenciájú, de még viszonylag mindig gyors ütemű, különösen akkor, ha figyelembe vesszük, hogy ebben az időszakban az anyagi ágazatok energiafogyasztása csökkent. (Ez azt jelenti, hogy 1979-1988 között a lakossági kommunális szektor energiafogyasztási növekménye több volt, mint a nemzetgazdaság összes energiafelhasználás növekedése.) A lakossági-kommunális szektor energiafelhasználásának mintegy háromnegyed részét a lakosság teszi ki. A lakossági energiafogyasztás 1970-től, évente 4,4%-kal növekedett. A mennyiségi növekedés az energiaszerkezet nagyarányú módosulásával párhuzamosan ment végbe. A vezetékes energiahordozók részaránya jelentősen emelkedett. A lakossági energiaigények felhasználási célok szerinti bontása a termelő ágak ilyen jellegű szerkezetétől merőben eltér. A felhasználási célok között kisebb arányváltozások következtek be. Az átlagosnál gyorsabban növekedett a gépjárművek üzemanyag fogyasztása, a vízmelegítés, a hűtés és az egyéb háztartási illetve termelési célú felhasználás. Csökkent a fűtés és főzés részaránya, de a lakossági energia felhasználás legnagyobb részét azonban még mindig a fűtési célú fogyasztás képezi.

A különböző gazdasági ágak eltérő energiafogyasztási növekedéséből következően megváltozott az energiafogyasztáson belül ezen ágazatok részaránya. Az anyagi ágak részesedése az össz energiafogyasztásból az 1970. évi 71%-ról 1988-ra 61%-ra csökkent, ezzel párhuzamosan a nem anyagi ágak aránya 29%-ról 39%-ra növekedett. Ez egyben azt is jelentette, hogy a 1970-88 évek közötti 421 PJ országos össz-energiaigény növekedéséből 262 PJ /62%/ a nem anyagi ágak igényének növekedése. Az energiafelhasználás szerkezetén belül kétirányú változás következett be: egyrészt csökkent a szilárd tüzelőanyagok részaránya (az 1970 évi 53%-ról 1988-ra 26%-ra), miközben a szénhidrogének részaránya 1980-ig növekedett (41%-ról 62%-ra), majd azt követően mérsékelten csökkent, és 1988-ban már csak 55%-ot tett ki. Ezzel párhuzamosan erőteljesen nőtt - különösen az 1980-as években a primer villamosenergia részaránya, és 1988-ban már megközelítette a 19%-ot. A másik sajátos változása az energiafelhasználásnak, hogy nőtt a vezetékes energiahordozók (villamosenergia, távhő és földgáz) részaránya, az 1970. évi kb. 40%-ról 1988-ban ez az arány meghaladta a 61%-ot. A vezetékes energiahordozók arányának növekedése egyrészt javított az energiaellátás technikai színvonalán, másrészt az elosztási és átalakítási költségek növekedése (illetve az energetikai ágazatban történő megjelenése) az energetikai beruházásokat növelte. Az 1970-1987 közötti időszakra az energiaforrások összetételében bekövetkezett változásokat a 4.-8. táblázatok mutatják.

Energiahatékonyság, 1970-1989

Az elmúlt évtizedekben Magyarországon nem alakult ki az energiahordozók kínálati piaca. Az energiahordozók tekintetében a behozatal mértéke – alapenergia-hordozóra vetítve - jelenleg mintegy 60%-os. Konvertibilis valuta és exportárú-alap hiányában energiahordozó- importunk 90%-os mértékben a Szovjetunióból történik. A kínálat hiánya következtében az ipari fogyasztók mértéke csak hatóságilag kijelölt, illetve engedélyezett energiahordozót használhatnak fel. Az energiahordozó árak ún. eltérített, nem értékarányos árak voltak, csak preferenciát és diszpreferenciát tartalmazó, kötött, hatóságilag rögzített árakról beszélhetünk. Létezett ún. lakossági és termelői ár. A lakossági energiahordozó árak - szociálpolitikai megfontolásokból - az előállított költségeknél általában lényegesen alacsonyabbak voltak. A termelői árak a beszerzési, illetve előállítási árnál lényegesen magasabban voltak megállapítva. Ennek mértéke az állami költségvetési politika függvénye volt. A jövőben az energiahordozó-árak egyszintűek lesznek, tükrözik a világpiacon árányokat és ármozgásokat, költségvetési támogatásokat és különleges elvonásokat nem fognak tartalmazni.

A magyar gazdaság energiahatékonyságát a bruttó hazai termék és a termeléshez felhasznált energiahordozók alakulásával jellemezhetjük. Az energiahatékonyság 1970-től napjainkig folyamatosan javult. A javulás mértéke azonban nem kielégítő. Az energiahatékonyság tekintetében ugyan kismértékben megelőzzük a kelet-európai országokat, viszont jelentősen elmaradtunk a fejlett

gazdaságú nyugat-európai országoktól. A gazdaság és az energetika fejlődése 1970-től - az energiahatékonyság tekintetében is - két, markánsan elhatárolható szakaszra bontható. 1970-78. évek között a gazdaság dinamikus fejlődése mellett az összes energiafelhasználás növekedési üteme 4,1%/év, a villamosenergiaé pedig 6,8%/év volt. A GDP 1%-os növekedéséhez 0,7% összenergia és 1,3% villamosenergia többletre volt szükség. 1977-88 évek között az energiatakarékosági intézkedések, a kormány által jóváhagyott energiagazdálkodási program és a gazdaság mérsékeltbb fejlődése jelentősen csökkentették az energiaigények növekedését. Az összigenyek ebben az időszakban átlagosan évi 0,6%-kal, a villamosenergia-szükséglet pedig évi 3,0%-kal növekedett. A GDP 1%-os növekedéséhez 0,3% összenergia és 1,4% villamosenergia felhasználás növekmény kapcsolódott (1-6. ábra és 9.-13. táblázat).

Az energiafelhasználás alakulását eseti jelleggel befolyásoló tényezők többsége 1989-ben az energiaszükséglet csökkenése irányába hatott. A gazdaság egészének teljesítménye az előző évinél kisebb volt: a bruttó hazai össztermék (GDP) 1-2%-kal csökkent. Az ipari termelés (bruttó termelési érték alapján számítva) 3,4%-kal maradt el az előző évitől, az alapanyagipar és a feldolgozóipar teljesítménye közel azonos mértékben csökkent. Néhány kivételtől eltekintve az ipar szakágazatainak döntő többségénél a termelés visszaesése általános volt. A mezőgazdasági termékek termelése a növénytermesztésben és az állattenyésztésben egyaránt csökkent, a közlekedési ágazat áruszállítási teljesítménye is az előző évinél kisebb volt. A gazdaság teljesítményének csökkenése az energiafelhasználás mérséklődésében jelentős szerepet játszott, egyidejűleg azonban az energiaigényesség növekedés irányába is hatott.

Az ipar összehasonlító áron számított bruttó termelési értékének és energiafelhasználásának változása 1988 és 1989 között (az 1988. évhez viszonyítva, 1988=100%)

Iparág	a bruttó termelési érték változása	az energiafelhasználás változása
Bányászat	94,7	97,9
Villamosenergia ipar	101,7	100,0
Kohászat	97,3	94,7
Gépipar	96,0	95,4
Építőanyagipar	95,1	98,3
Vegyipar	96,3	99,8
Könnyűipar	93,4	95,5
Egyéb ipar	90,0	88,9
Élelmiszeripar	99,2	99,5
IPAR	96,6	97,4

A gazdaság energia felhasználásának hatékonysága 1985 és 1989 között érdemben nem javult. A gazdaság egészének teljesítményére vonatkozó 1989. évi előzetes adatokat figyelembe véve a nemzeti jövedelem egységére jutó országos energiafelhasználás a négy év alatt összességében 3,5-4,5% közötti mértékben csökkent, ez éves átlagban 1% körüli javulást jelent. 1989-ben az előző évhez képest a gazdaság energiaigényessége nem változott (7. ábra). Az energiafelhasználás és a nemzeti jövedelem változása az 1985-1989 közötti években a következő volt (az előző év százalékában)

	1986	1987	1988	1989
Nemzeti jövedelem	100,9	104,1	100,3	98,0-99,0
Energiafelhasználás	99,6	102,9	98,5	98,7
a nemzeti jövedelem százalékában	98,7	98,8	98,2	99,6-100,7

Az energiafelhasználás változását a gazdaság fő szektoraiban a 8. ábra mutatja be.

Az energiafelhasználásban bekövetkezett változások számszerűen az alábbiakban részletezhetők:

	PJ
- A főbb anyagi ágak termelésének változása az előző évi energiaigényességgel számítva	-11,0
- Hőmérsékleti hatások az anyagi ágaknál	-6,0
- Energiaracionalizálás, takarékoság, termékszerkezet-változások, egyéb csökkentő és növelő tényezők eredője	1,5
Összes változás az anyagi ágaknál	- 18,5
- Lakásállomány változásának hatása a lakossági fűtési fogyasztásra	+7,0
- Lakás és készülékállomány növekedésének, kommunális intézményhálózat bővülésének hatása a nem fűtési célú felhasználásra	+2,3
- Üzemanyag-felhasználás növekedése a lakossági kommunális szektorokban	+5,5
- Hőmérsékleti hatások a lakossági kommunális szektorokban	- 20,5
- Lakossági többlet tüzelőanyag-vásárlás	+6,4
Összes változás a lakossági kommunális fogyasztóknál	+0,7
Országos energiafelhasználás változása összesen	- 17,8

A nemzeti jövedelem egységére jutó energiafelhasználás mutatószáma mellett az energiafelhasználás hatékonyságának alakulása az energiarugalmassággal is jellemezhető. 1985 és 1988 között az energiafelhasználás összesen 0,9%-kal nőtt, a nemzeti jövedelem 5,4%-kal emelkedett. A rugalmassági mutató 0,17% volt, ez az 1980-85 időszak 0,76 értékéhez képest lényegesen kedvezőbb. 1989-ben a csökkenő gazdasági teljesítményhez megközelítően hasonló ütemben csökkenő energiafelhasználás tartozott, a középértékben 0,9 körüli rugalmasság kis mértékben romló energiahatékonyságot jelez.

Tekintettel arra, hogy az energiafelhasználás 1988-89. évi csökkenésében a hőmérsékleti hatások alapvető szerepet játszottak, indokolt az energiaigényességnek a korrigált energiafelhasználási értékek segítségével történő meghatározása is. E számítások szerint 1985 és 1988 között az energiaigényesség összesen kb. 2%-kal csökkent, ezt követően 1989-ben 1-2% körüli mértékben növekedett.

A nemzeti jövedelem termelése jelentős részben az anyagi ágak tevékenységéhez képest kapcsolódik, bár a nem anyagi ágak és a lakosság kisvállalkozási tevékenységének aránya ezen belül növekvő. A termelési célú energiaráfordítások döntő része azonban az anyagi ágaknál jelenik meg. Az anyagi ágak energiafelhasználásának a nemzeti jövedelem egységére vetített hányadosa 1985 és 1989 között összesen 8,5%-kal csökkent, ezen belül 1989-ben az előző évinél 1% körüli mértékben volt alacsonyabb. Az 1989. évi csökkenés alapvetően a hőmérsékleti hatásokból származott, számottevő hatékonyság javulás esetén e téren nem jelentkezett.

A gazdaság villamosenergia-igényessége mérsékelten növekvő volt, 1985 és 1989 között a nemzeti jövedelem egységére vetített villamosenergia-felhasználás kb. 4,0-4,5%-kal nőtt. Az anyagi ágak villamosenergia felhasználásának a nemzeti jövedelem egységére jutó értéke ugyanakkor fokozatosan csökkent, a négy év alatt együttesen mindössze 2,5% körüli mértékben lett alacsonyabb. Az az irányzat, hogy az anyagi ágak tevékenységének egy részét a nem anyagi ágak, illetve a magán termelő szféra veszi át, az energiafelhasználáson belül főként a villamosenergia (és emellett a motorbenzin) felhasználásának a két fő szektor közötti arányeltolódását vonja maga után.

1.3.2. A HAZAI ENERGETIKA A JÖVŐBEN

Az energiaigények várható alakulása az ezredfordulóig

Az energiapolitika mozgásterét meghatározó egyik igen fontos körülmény a tőkekorlátos gazdasági környezet. Ez erős korlátot szab az energetikai beruházásoknak. Mindemellett követelmény marad a jelentkező energiaigények elfogadható biztonsággal való kielégítése. Ezért alapvető, az energiapolitika eszközeivel is elősegítendő, gazdaságpolitikai célként jelentkeznek a következők:

- a gazdaság energiaigényességének (egységnyi nemzeti termékre jutó energiamennyiségnek) a csökkentése;
- a villamosenergia és csúcsteljesítmény igények növekedési ütemének mérséklése.

A fenti követelmények azt igénylik, hogy az anyagi ágak nemzetgazdasági szintű energiaigénye - villamosenergiával együtt - ne növekedjék. A gazdasági szerkezet piac által kikényszerített átalakulása esetén a termelő tevékenységek a jelenlegi, vagy annál alacsonyabb energiaigény mellett is fejlődhetnek, a termelő szféra energiaigényét meghatározó tényezők becslése azonban igen sok bizonytalanságot rejt magában. Így például:

- Nincs megbízható támpont arra, hogy a gazdasági fejlődésnek a következő években milyen lesz az üteme (nem zárható ki néhány évig a gazdaság stagnálása).
- Nem lehet megbízható jelzést adni arra, hogy mikorra várható a gazdasági folyamatok élénkülése.
- Nehezen prognosztizálható, hogy a piaci hatások milyen ütemben és mértékben kényszerítik ki a gazdasági szerkezet átalakulását.

A nem termelő szféra meghatározó fogyasztója a lakosság. A lakossági fogyasztást befolyásoló főbb paraméterek jövőbeni változásai az alábbiak szerint foglalhatók össze:

- A közeljövőben a lakásállomány várhatóan kisebb ütemben bővül, mint az elmúlt 5-10 évben, de attól eltérő szerkezetben, mivel dominálnak a magánérs építkezések.
- A fajlagos energiaigények - az új lakások nagyobb alapterülete, valamint a háztartások gépesítettségének növekedése miatt - emelkednek.
- Az igénynövekedés ütemét mérsékelheti a fogyasztói készülékek jobb hatásfoka, energiatakarékos berendezések (TV készülékek, világítótestek, hűtőgépek), energiatakarékos építőanyagok és technológiák fokozott elterjesztése.
- A gépkocsiállomány növekedése miatt - figyelembe véve az új kocsik műszaki paramétereit, a gépkocsiállomány további előregedését, valamint az egyéni vállalkozások bővüléséből adódó szállítási többletfogyasztásokat - a lakossági üzemanyag igények növekedése prognosztizálható.
- A reálbérek csökkenéséből, stagnálásából és a fogyasztói ártámogatások leépítésének kötelezettségéből fakadóan a lakossági energiahordozó árak következő öt éven belüli radikális növekedése a lakosságot fokozott takarékoságra, a meglévő ésszerűtlen fogyasztás megszüntetésére készíti. Emiatt várhatóan csökken az energiaigény-növekedés üteme és módosul a lakossági fogyasztás szerkezete.

A fentieket összegezve megállapítható, hogy a gazdaság távlati energiaigénye jelen helyzetben csak bizonytalanul becsülhető. Ugyanakkor csaknem bizonyosan állíthatjuk, hogy a gazdaság energia igénye növekedésének üteme az ezredfordulóig nem haladja meg az 1980-as évek növekedési ütemét, sőt attól várhatóan elmarad. A villamosenergiánál azzal számolunk, hogy a lakossági-kommunális szektor évi igénynövekedése az 1990-es években az elmúlt 10 évben jelentkező 6%/évről 2,5-3,0%/évre csökken. Az anyagi ágaknál az igénynövekedés üteme 2,6%/év-ről 1,2-1,4%/évre mérséklődik. Ez azt jelenti, hogy hosszú távon a villamosenergia felhasználás évi 1-1,5 % közötti

növekedésre lehet átlagosan számítani. Mivel a fosszilis tüzelőanyag közvetlen felhasználásában a jövőben sem számolunk jelentős növekedéssel, így a villamosenergia igények alakulásának a függvényében a belföldi összenergia felhasználás évi 0-0,6%-os növekedése valószínűsíthető átlagosan. Mindezek alapján az 1990. évi energiafogyasztás 1250-1300 PJ, 2000-ben pedig 1330-1440 PJ. Ugyanezekben az években a villamosenergia igény 40,3 TWh, illetve 47 TWh.

Így ma az energiarendszer (és ezen belül az erőműépítés) fejlesztési stratégiáját egy alacsony fejlődési ütemre célszerű előíranyozni, de a tényleges helyzet alakulásának függvényében ezt rendszeresen felül kell vizsgálni, hogy szükség esetén a program gyorsításával elkerüljük az energia hiány kialakulását. Bizonytalan gazdasági környezetben az energiapolitikával szemben támasztott követelmény a rugalmasság, a különböző lehetséges jövőbeni változásokhoz való alkalmazkodási képesség növelése.

Az energiafelhasználási hatékonyság növelése

A magyar gazdaság energiahatékonysága (egységnyi energiával előállított GDP) 1971 és 1987 között csak 30 %-kal nőtt. Így a tett energetikai intézkedések ellenére sem sikerült döntő javulást elérnünk. Az elmaradásunk e téren a fejlett - piacgazdálkodást folytató - tőkés országokhoz képest jelentős maradt. Ennek fő oka, hogy a gazdaság hatékonyságában, termelési szerkezetében nem jött létre az ezt elősegítő változás. Az energiahatékonyság különbségének kisebb hányadát teszi ki ugyanis az ipari, energotechnológiai folyamatok rosszabb fajlagos energiahasználása. Az eltérés döntő hányadát az energia felhasználásával létrehozott termékek alacsony tiszta jövedelem tartalma okozza. E területen a változás létrehozása és ezen keresztül az energiahatékonyság javítása is a gazdaságpolitika alapvető feladata.

Az energiahatékonyság növelésének fő útja tehát a gazdasági szerkezetváltás, az energiapolitika azonban nem nélkülözheti a takarékosági, racionalizálási tevékenységet. Az átalakulóban lévő gazdaságban, az energetikában is mind nagyobb mértékben érvényesülnek a piaci viszonyok, amelyek között mindinkább vállalati feladattá válik az energiaköltségek mérséklése is.

Az energiaráfordítást mérséklő beruházásoknak mindaddig létjogosultsága van, amíg kisebb költséggel teszik lehetővé az adott energiaigény megtakarítását, mint amennyibe a helyettesítő energiahordozó mindenkor világgpiaci ára - mint határköltség - mellett a kielégítésük kerülne. Az 1985-90-es évek között várhatóan megvalósuló energiaraionalizáló beruházások fajlagos költsége kb. fele a 18 USD/barrel világgpiaci kőolajból levezetett 200 Ft/GJ kőolaj bekerülési költségének.

A leggyorsabban eredményt hozó, viszonylag kis tökeigényű energiaraionalizáló beruházások egy része már megvalósult, de az energiafelhasználás hatásfokában kimutatható nemzetközi elmaradásunk további megtakarítási lehetőségekre utal.

Az energiatakarékosági tevékenységek közül kiemelkedően fontos a villamosenergia csúcsidei teljesítményigények mérséklése. Hosszabb távra a következő területeken számolhatunk lehetőségekkel:

- a motorikus célú felhasználás racionalizálása (pl. a tirisztoros hajtásszabályozás, csavarkompresszorok, korszerű szivattyúk, stb.);
- a világítástechnika fejlesztése (nátriumlámpás köz- és ipari térvilágítás, kompakt fénycsövek, stb.);
- a hangfrekvenciás körvezérlés kiterjesztése Budapesten és az ország más területein;
- az energiatakarékos háztartási berendezéseknek a hazai piaci igényeket is kielégítő forgalmazása;

- a termelői szférában csúcsidei teljesítményigény csökkentést elősegítő tarifarendszer bevezetése (a földgázfogyasztás tekintetében is).

A fenti elemek hosszú távon jelentős potenciális teljesítményt jelentenek, 2000-ig mintegy 200-300 MW megtakarítás megvalósítása vehető figyelembe úgy, hogy a megtakarításokra irányuló tevékenységet alapvetően piaci vállalkozássá kell fejleszteni.

Az energiaracionalizálási tevékenység igen fontos területe az energiafelhasználói „infrastruktúra” (háttérpar, készülékek, korszerű falazóanyagok és nyílászáró szerkezetek stb.). E területen megvalósult beruházások számottevő megtakarítást jelentenek. E termékek iránt az utóbbi időben - a korábbiakhoz képest - igen megélnkült a kereslet, s ehhez a kínálatot is igazítani kell.

Gazdaságos teljesítményforrásokat jelenthet a helyi, kisebb teljesítőképességeket reprezentáló villamosenergia-termelési lehetőségek kihasználása is. Ezek csökkentik az erőműépítési program beruházási terheit.

E fejlesztéseket részben már szakértő intézmények vizsgálják, részben a műszaki és gazdaságossági vizsgálatokat ki kell terjeszteni addig, hogy a megvalósíthatóságról döntést lehessen hozni. Ilyen elemek:

- az ipari erőművek rekonstrukciója és az együttműködő rendszerhez való nagyobb mértékű kapcsolódása;
- az erőgépre és generátorra jelenleg nem dolgozó közepes és nagyobb ipari és hőszolgáltató kazántelemek kihasználása kapcsolt villamosenergia termelésre;
- kisebb gázlencsékre telepített zárt, vagy nyitott ciklusú gázturbinák;
- az arra alkalmas ipari hőkapacitásokra erőgépek (kis gőzturbinák, gőzmotorok) és áramfejlesztők telepítése.

A felvázolt lehetőségek realizálása alapvetően a beruházások gazdaságosságának függvénye. Az energiaracionalizálási tevékenység fokozásához, az energiahatékonyság növeléséhez megfelelő eszköztárra van szükség, amelyen belül - a piacgazdálkodás térnyerésével - dominálóak a közgazdasági elemek. Ezek:

- Energiaár- és tarifapolitika. Az energiahordozók árainak tükröznie kell a források megteremtésének és az energiahordozók elosztásának a költségráfordításait, és ösztönöznie kell a teljesítménygazdálkodásra. A termelői árakat a világpiaci árakhoz kell igazítani, és az energiaárakban ma még meglévő támogatásokat fokozatosan le kell építeni.
- Olyan összehangolt takarékoságot, racionalizálás-ösztönző pénzügyi politikát, amely - pl. az adókedvezményekkel - az energiahatékonyság növelését elősegíti.
- Az energiaszektor gazdálkodó egységeinél a bővített újratermeléshez szükséges önfinanszírozó képesség fokozatos megteremtése, gazdálkodásunk olyan megváltoztatása, amely fokozottan érdekeltté teszi őket a takarékos forrásfejlesztésben. Ebbe a rendszerbe gazdaságilag illeszteni kell - célszerű tarifapolitikával - a helyi forrásbővítési lehetőségeket is.

Az energiaforrások fejlesztésének fő irányai

Az energiaforrásoknak a felhasználók igényeit biztonságosan, hatékonyan és környezetkímélő módon ki kell elégíteniük. Ásványvagyon adottságaink miatt az energiaforrásokon belül a jelenlegi kb. 51 %-os import arány 2000-re mintegy 65 % körüli értékre növekedhet annak ellenére, hogy a gazdaságos hazai források fejlesztésével továbbra is számolunk.

Az energiahordozó import túlnyomó hányadát eddig - a kiépült szállítási rendszerek előnyeit kihasználva - a Szovjetunióból szereztük be. Mivel a szállítóképesség a kőolaj tekintetében az importigényeket még kb. 10-15 évig kielégíti, a földgáz tekintetében pedig bár bővítést igényel, de már jelenleg is nagy a kiépített kapacitás, a jövőben is célunk ennek kihasználása. Emellett törekedni kell az import diverzifikálására is. Ennek érdekében:

- új villamos-távvezetési kapcsolatot kell kiépíteni Nyugat-Európa (pl. Ausztria) irányába;
- be kell kapcsolódni a kelet-nyugati földgázszállító rendszerbe;
- az Adria kőolajvezetéken - kiépítésének eredeti céljával összhangban - biztosítani kell jelentős mennyiségű kőolaj hazaszállításának lehetőségét;
- csővezetési kapcsolatot célszerű létesíteni Ausztria és Magyarország termékszállító rendszerei között.

Mindez azonban idő- és költségigényes folyamat, amelynek megvalósításáig energiahordozó-importunk beszerzési relációja nagymértékben determinált.

Szénkitermelés

A hazai szénvagyon igénybevételét elsősorban gazdasági követelmények determinálják. A hatékonyság a kitermelés költsége tekintetében - 1988. évi árszinten - energetikai szén esetében 100 Ft/GJ. E gazdasági feltételek korlátozottan tükrözik a piaci viszonyok törvényszerűségeit, ezért megjelenésük óta viták és vizsgálatok folynak - az utóbbi időben külföldi szakértő intézmények bevonásával - a világpiaci viszonyokat tükröző költséghatárok megállapítására, továbbá arra vonatkozóan, hogy a költséghatárokat a gazdaság külső és belső feltételeit, a piaci viszonyok változását követve időről-időre miként kell kiigazítani. Az elmúlt két esztendőben hét - ebből 1988-ban három - mélyművelésű bányát bezárásra került sor. 1989-ben 34 mélyművelésű bányát üzemel, amelyek termelése várhatóan mintegy 15,5 Mt, a külfejtéses lignittermelés pedig mintegy 5,5 Mt lesz. E termelésből a rekonstrukció alatt álló erőművek részére 137 PJ* (15,5 Mt) kerül átadásra, amelyből 37 PJ (5,5 Mt) a lignit és 100 (10 Mt) a fekete- és barnaszén. (* 1 PJ energiamennyiség kb. 24 ezer tonna kőolajnak felel meg.)

A széntermelés gazdaságosságának növelése érdekében a megkezdett termelési szerkezetátalakítás folytatódik. Ennek megfelelően 1989-90-ben gazdaságtalan termelés, szénvagyon kimerülés és környezetvédelmi okok miatt további 8 mélyművelésű bányát szűnik meg. Az ezredfordulóig a széntermelésnek két változata lehetséges.

„A” változat: A bányabezárások miatt és a maradó bányák termelésének csökkenése következtében - új bányák nyitása és szénvagyonpótló beruházások megvalósítása nélkül - a mélyművelésű széntermelés a 90-es évek közepére kb. 10 Mt/évre csökken, amely a 8-9 Mt/év széntermelést jelent. E változatban 1995 után a széntermelés tovább csökken. 2000-ben már csak 8Mt/év mélyművelésű és 16-17 Mt/év összes széntermelés irányozható elő.

„B” változat: A megszűnő mélyművelésű termelési kapacitásokat, illetve a csökkenő széntermelést részben pótolhatja a 2 Mt/év kapacitású Dubicsányi bányászati üzem és/vagy a 2 Mt/év kapacitású Ajka II. Bányászati üzem létesítése és néhány szénvagyonpótló beruházás (pl. Márkushegy II., III., Alagútmező stb.) megvalósítása.

A hazai szénárrendszernek, valamint a Dubicsányi Bányászati üzem, az Ajka II. Bányászati üzem létesítésének, a Mecseki Szénbányák széntermelése gazdaságosságának vizsgálatát nemzetközi szakértők megkezdtek. Ezzel párhuzamosan folyik a szénbányászat gazdaságos termelési szerkezete további programjának - Világbankkal egyeztetett módszer alapján történő - pontosítása. Amennyiben

a nemzetközi vizsgálat alapján a javasolt szénbányászati fejlesztések gazdaságosnak minősülnek, az ezredfordulóig a mélyműveléses széntermelés 11-12 Mt/év szinten irányozható elő, ami a külfejtéses lignittel együtt 19-21 Mt/év termelést jelent.

A lakossági-kommunális szektor jelenleg mintegy 1,8 millió háztartásban - ami a lakásállomány kb. 40 %-át jelenti - évente kb. 6,5 Mt szenet és brikettet használ fel, amelyből a hazai szén és brikett 5,0-5,3 Mt évente. A fogyasztói árakban lévő támogatás fokozatos megszűnése a lakossági széntermékek árát nagyobb mértékben érinti, mint a többi energiahordozót, ezért a lakossági szénigények fokozatos csökkenése várható. A lakossági szén- és brikett kínálat - 1,0-1,2 Mt-ra csökken. A szenet fogyasztó háztartásoknál a hiány 1,0-1,5 Mt többlet szénimporttal elégíthető ki, vagy áttérést tesz szükségessé más tüzelőanyagra új berendezések mellett.

A „B” változatban a lakosság részére - mintegy 0,8 Mt import brikett alapanyag mellett - 4,5-5,0 Mt/év szén és brikett adható át. Ez a változat a csökkenő mélyművelésű széntermelés mellett is összhangban van a piaci igényekkel.

Az import szén és brikett szükséglet 1990-ben 2,7 Mt. Ebből 0,67 Mt az államközi szerződéssel biztosított brikett mennyisége, míg kb. 2 Mt a lakossági közvetlen tüzelésre, brikett alapanyagként és kokszolási célra felhasználható szén. A magasabb széntermelési változat esetében az import szén és brikett igény 2000-ig várhatóan 3,5 Mt/évre nő (a brikett mennyisége gyakorlatilag azonos a jelenlegi szinttel). Az alacsonyabb széntermelési változatnál 2000-ben 4 Mt szén és 0,9 Mt brikett, azaz összesen 4,9 Mt import szükséges. A magasabb széntermelési változathoz tartozó szénimport beszállítás a jelenlegi kapacitásokkal megoldható. Az alacsonyabb hazai termelés mellett már a közel 5 Mt import beszállításának technikai feltételeit is meg kell oldani.

Az előzőekben vázoltak alapján - megfelelő gazdaságosság esetén - a magasabb termelési, „B” változat megvalósítása indokolt, amely mellett a rekonstruált szenes erőművek szénellátása megfelelő mértékben kielégíthető. A lakossági-kommunális szénigények kielégítése pedig kevesebb importot igényel.

Szénhidrogén ipar

A hazai szénhidrogén termelés 1985-ben érte el csúcspontját. A jövőben a nagyobb kizozatalt biztosító, gazdaságos másod-harmadlagos kitermelési eljárások alkalmazása mellett is a termelés csökkenése prognosztizálható. Arra kell számítani, hogy a kőolajtermelés a jelenlegi évi 1,8 Mt-ról 1955-re 1,75 Mt-ra, az ezredfordulóra 1,5 Mt-ra, a földgáztermelés a jelenlegi 6,1 Mrd m³-ről 1995-re 5,5 Mrd m³, 2000-ben 4 Mrd m³ körüli értékre csökken.

A hazai termelés mérséklődését, valamint a kőolajtermék és földgáz kereslet növekedését többlet importból kell fedezni.

A kőolajfeldolgozás- és ezzel a kőolajimport - szükséges mértékét alapvetően az üzemanyagok és a vegyipari nyersanyagok iránti igény határozza meg. A jelenlegi számítások szerint az ezredfordulóra kb. 10-11 Mt/év kőolajfeldolgozás szükséges, a jelenlegi 8,5-9,0 Mt/évvel szemben.

A „hagyományos” kereskedelemben a szovjet kőolajkínálat csökkenésére nem számíthatunk. Nem hagyható figyelmen kívül az a változat sem, hogy a jelenlegi klíringes kőolaj és termékszállítások volumene 1991-től csökken. (Az 1990-ig érvényes szerződések szerinti szállítás évi 6,5 Mt kőolaj és mintegy 1,4 Mt kőolajtermék.) Az államközi szerződésekben lekötött szovjet import felett szükséges további kőolajbeszerzés barter (konstrukciós) vagy szabadpiaci vásárlású lehet. Ennek mennyisége a szerződéses szállításoktól és az igényektől függően az ezredfordulóra meghaladhatja az évi 2,5-3,5 Mt-t.

A viszonylag alacsony feldolgozási növekmény csak akkor tartható, ha a kőolajfeldolgozás mélysége növekszik. A növekvő gépkocsiállomány, a gázturbinás erőműfejlesztés és a petrokémia a benzin-gázolajfrakciók iránti igényeket növeli. A környezetvédelmi követelmények miatt ezek ólom- és kéntartalmát csökkenteni kell.

A rendelkezésünkre álló kőolaj távvezetékek (Barátság II, ill. Adria vezeték) szállítóképessége és az ugyancsak meglévő elsődleges kőolajfeldolgozó kapacitás lehetővé teszi az energetikai igények rugalmas, gyors kielégítését szovjet és nyugati beszerzésből egyaránt. Nyugati beszerzés esetén szállításra igénybe vehető az Adria kőolajvezeték.

Az elmúlt időszakban és napjainkban is a földgázrendszer dinamikusan fejlődik. Az országban felhasznált földgáz 1985-ben 11,1 Mrd m³ volt, 1990-ben 12,5-13,0 Mrd m³, 2000-ben 15-16 Mrd m³ körül várható.

A földgázfogyasztásban növekszik a lakosság igénye. 1985-ben az országban 336 település volt vezetékkel ellátva. A bekapcsolt települések száma 1990-ben 370, 1995-ben 420, az ezredfordulón 480 körül várható. A bekapcsolt háztartási fogyasztók száma 1990-ben 940 ezer. A továbbiakban - az anyagi lehetőségektől függően - évi 60-80 ezer lakás bekapcsolásával lehet számolni.

A lakosság mellett növekvő jelentőségű fogyasztó a villamosenergia ipar. A gázturbinás erőműfejlesztési program megvalósítása esetén a jelenlegi 2,5 Mrd m³ erőművi felhasználás a 90-es évek végére a 4 Mrd m³ mennyiséget is meghaladja. Mivel a földalatti gáztárolók létesítését a geológiai adottságok behatárolják és létesítésük erősen beruházásigényes, a téli időszakban - csúcskapacitás hiánya miatt - a gázturbinákat gázolajjal kell üzemeltetni.

A hazai földgáztermelés csökkenése, továbbá a lakossági és erőművi igények növekedése együttesen az import igen dinamikus növelését teszi szükségessé. A jelenlegi közel 6 Mrd m³/év földgáz importot 1995-re 8,5-9,0 Mrd m³-re, 2000-ben 11,0-12,0 Mrd m³/év mennyiségre szükséges növelni. Ebből a jelenlegi klíringes beszerzés - amennyiben 1991 után fennmarad -, továbbá az orenburgi és a jamburgi szerződések együttesen 5,5 Mrd m³-t fedeznek, így 1995-re 3,0-3,5 Mrd m³, 2000-re kb. 5,5-6,5 Mrd m³ földgáz pótlólagos lekötése szükséges.

Villamosenergia

Az erőműépítés szükséges mértékét meghatározó villamosenergia és teljesítményigény növekedés az előzőekben felsoroltak miatt csak sávban tervezhető. Az igényssáv felső határát kb. 2% /év fejlődési ütemmel jellemezhetjük. Az igényssáv alsó határának kijelölésekor az a mérvadó, hogy:

- a lakossági és kommunális szférában még elfogadható biztonsággal ki kell elégíteni az igényeket, figyelembe véve a háztartások villamosítása, valamint a kommunális szolgáltatások fejlődése következtében adódó követelményt is;
- a termelő ágazatokban biztosítani kell a gazdaság működőképességéhez minimálisan szükséges villamosenergiát;
- erőteljesen folytatni kell az energiaracionalizálási tevékenységet, az igényelt csúcsteljesítmények csökkentésének programját. Ki kell használni a csúcsigények racionalizálással történő csökkentésének mindazon lehetőségét, amely gazdaságosabb, mint ugyanerre a teljesítményigényre erőművet építeni.

Az elvégzett vizsgálatok alapján a villamos teljesítményigény növekedés sávjának alsó határaként az ezredfordulóig az évi 1,5 %-os értéket tekintjük, amely figyelembe veszi a már eddig előirányzott

teljesítménycsökkentési intézkedések hatását. Az alsó sáv becslését alapvetően befolyásolta a következő évtized várható gazdasági környezete, amely megköveteli a beruházás-takarékos politikát.

A fenti szempontok mérlegelése, de elsősorban a beruházási lehetőségek figyelembevétele alapján az a következtetés vonható le, hogy a növekmények 1998-2000-ig legcélszerűbben a gázturbinás kombinált ciklusú blokkok fokozatos építésével elégíthetők ki.

Az atomerőmű és/vagy lignitbázisú szén-erőmű építés ezt követően illeszthető programba. Az elvégzett vizsgálatok szerint 700 MW kapacitásig hőszolgáltató kombinált ciklusú gázturbinás egységek megvalósítása az erőművi rekonstrukcióhoz kapcsolódva gazdaságosabb megoldás az alaperőműveknél, tehát ezek programba iktatása és megvalósítása az alaperőmű előtt a jelenlegi adatok alapján gazdaságilag is indokolt.

A villamosenergia-ellátás kockázatának csökkentése érdekében szükségesek azok a megoldások, amelyek erősítik a nyugati villamosenergia-rendszer egyesüléssel való kapcsolataikat. Ilyen az osztrák és magyar villamosenergia-rendszer közötti tervezett 1992-re megépülő 550 MW átviteli képességű egyenáramú csomópont megvalósítása.

Ugyancsak folytatni kell azokat a tárgyalásokat, amelyek nyugati tőke bevonásával Magyarországon történő erőműépítés megvalósítására vonatkoznak olyan célra, hogy az erőmű egy része nyugati országok számára történő villamosenergia szállítás forrását képezze.

Új és megújuló energiaforrások

Az energiaigények kielégítése során számolunk a megújuló energiaforrások (nap, szél, geotermia, biomassza) felhasználásának fokozatos növelésével. Ezzel 10 éven belül reálisan néhány százalékkal mérsékelni lehet a hazai és import fosszilis energiahordozók volumenét. Ezekkel az energiaforrásokkal elsősorban kiegészítő jellegű, helyi igények kielégítésére alkalmas megoldásként lehet számolni, nagyrészt időszakos és kis koncentrációjú rendelkezésre állásuk miatt.

A megújuló energiaforrásokat környezetkímélő felhasználhatóság jellemzi, nagyobb részük évente megújulva a főtermékkel (gabonafélék, kukorica stb.) együtt nagy mennyiségben keletkezik. A megújuló energiák felhasználásakor nincs kén-dioxid szennyezés, ezért a levegőtisztaság védelme érdekében növelni kell hasznosításukat. A felhasználás növeléséhez átfogó műszaki-gazdasági elemzést kell végezni és a közgazdasági értékelést komplex vizsgálat alapján kell kialakítani. Ebben az energiahordozó árak összehasonlító rendszere mellett megfelelő súllyal kell a környezeti és levegőtisztasági tényezőnek is szerepelnie.

Az energetika gazdasági környezete

Az energiaszektor gazdasági mozgásterének jövőbeni alakulásánál a következőket indokolt kiemelni:

- az energiatermelés, elosztás, felhasználás hatékonyságának javítása (mint követelmény) elkerülhetetlenné teszi a piaci viszonyok érvényesítését;
- az energetika társadalmi „munkamegosztásban” elfoglalt helye, működésének és fejlesztésének hatalmas tőke-terhe, a nagyarányú importfüggőség a jövőben is szükségessé teszi stratégiai, alapvető ellátási kérdésekben az állami akarat érvényesítését. Cél, hogy ez az állami szerepvállalás lehetőség szerint közvetett, alapvetően gazdasági, pénzügyi eszközökkel történjen;

- gazdasági fejlődésünk objektív korlátja a tőkehiány és a „devizaszegénység”. Az energetikában ezért olyan stratégiát kell érvényesíteni, amely minimalizálja a tőkelekötést, biztosítva ezzel a versenyszféra fejlődési lehetőségét.

Az energetika jövőbeni szerepe a gazdaságpolitika - ezen belül kiemelten az iparpolitika - függvénye. Az energiaigények tudatos csökkentését ennek megfelelően döntően nem az energiagazdálkodás szféráján belül, hanem az anyagi javak termelésében, a gazdaságfejlesztés általános eszközszerében lehet biztosítani.

Az energiahordozó árrendszer jövőjét illetően az a követelmény fogalmazható meg, hogy a termelői és fogyasztói árak egységes elv alapján kövessék a világpiaci árakat (a felhasználók számára az árak preferenciát, vagy diszpreferenciát hosszabb távon se jelentsenek).

Ilyen feltételek mellett az energiatermelés és -szolgáltatás önfinanszírozó képessége alapvető szempont. A költségvetési támogatások leépítésével párhuzamosan az energiahordozók fogyasztói árát 5 éven belül a termelői árak (világpiaci árak) szintjére kell emelni (a kezdő év 1989, az első áremelés június 1-vel megtörtént).

Az energetika és a környezetvédelem

Az energetikai vertikumban folyó tevékenység (a kitermeléstől a végső felhasználásig) igen sokirányú gazdasági, szociális, egészségügyi, ökológiai stb. hatást gyakorol a környezetre. E hatások jelentős társadalmi tényezőként jelentkeznek. Ez szükségessé teszi az energetika és környezetvédelem kapcsolatának átértékelését.

Az energetika területén a környezetvédelem minden szakágazatához tartozó szennyeződés megjelenik, ezért a problémákat súlyozva, de komplexen kell kezelni. Az energiatermelés károsítja a levegőt, talajt, a természeti tájat, vizet, zajártalommal járhat. A megújuló energiaforrások felhasználása - másodlagos környezetkárosítást okozhat.

A problémák megoldására ma két lehetőségünk van: pótlólagos környezetvédelmi beruházások megvalósítása (passzív környezetvédelem); új létesítményeknél környezetbarát technológia alkalmazása (aktív környezetvédelem).

Az energiaipar területén jelenlegi feladatainkat a hazai környezetvédelmi eljárások és a vállalt nemzetközi kötelezettségeink erőteljesen motiválják, így a levegőszennyezés csökkentése a fő cél. Az energetikai tevékenység során keletkező hulladékok környezetkárosító, romboló hatása is egyre inkább előtérbe kerül. A már felhalmozódott és folyamatosan keletkező energetikai hulladék kérdéskörének - különös tekintettel a talaj- és vízszennyezés elkerülése, valamint a tájvédelem érdekében - az elkövetkezendő időszak megoldásra váró feladatai között lényeges szerepet kell betöltenie: erőteljesebb lépéseket kell tenni a széntüzelésű erőműveknél képződő salak és pernye hasznosítására, amely csak töredékében megoldott; korszerűsíteni kell az erőművi zagykezelési-, szállítási-, tárolási technológiát; meg kell oldani a betelt zagyterek rekultivációját; a megvalósítandó füstgáz kéntelenítési technológia választásánál figyelembe kell venni a keletkező végtermék elhelyezhetőségét. E problémák fosszilis bázisú erőművek létesítése esetén jelentik a feladatok halmozódását.

Az energetikai koncepció megvalósításának szerves része az energiahordozó termelés-elosztás-felhasználás során szükséges környezetvédelmi intézkedések végrehajtása. Ezért ezek megfogalmazását, költségigényeinek felmérését és azok finanszírozásának módját az egyes objektumok létesítési programja szerves részeként kell kezelni.

1.3.3. AZ ENERGIAÁGAZATOK LÉGSZENNYEZŐ KIBOCSÁTÁSA

Bohoczky és Lengyel vizsgálatai alapján az 14. táblázatban bemutatjuk a hazai energetikai szektorok SO₂, NO_x, por, CO, CO₂ kibocsátását és oxigénfelhasználását. Emellett ismertetjük - ugyancsak szektoronként - a fajlagos, a felhasznált energiahordozó egységére vonatkoztatott szennyezőanyag kibocsátás alakulását is (15. táblázat).

1.3. MELLÉKLET

A kiadvány nyomtatott változata az alábbi tartalmú táblázatokat és ábrákat foglalja magában:

1. táblázat: *Halmazatlan források 1960-1970 (10¹²kcal)*
 2. táblázat: *Halmazatlan források 1960-1970 (láncindex, %)*
 3. táblázat: *Halmazatlan források struktúrája 1960-1970*
 4. táblázat: *Halmazatlan források alakulása és struktúrája 1970-1981*
 5. táblázat: *Halmazatlan források alakulása 1980-1987 (PJ)*
 6. táblázat: *Halmazatlan források alakulása 1980-1987 (%)*
 7. táblázat: *Halmazatlan források struktúrája 1980-1987 (PJ)*
 8. táblázat: *Halmazatlan források struktúrája 1980-1987 (%)*
 9. táblázat: *Főbb gazdasági és energetikai mutatók*
 10. táblázat: *Az összenergia-szükséglet*
 11. táblázat: *Az összenergia-felhasználás*
 12. táblázat: *A bruttó hazai termék, 1980-1987*
 13. táblázat: *Az összenergia-hatékonyság*
 14. táblázat: *Szennyezőanyag-kibocsátás, 1989*
 15. táblázat: *Fajlagos szennyezőanyag-kibocsátás*
-
1. ábra: *Az energiahatékonyság egyes országokban 1984-ben*
 2. ábra: *A nemzeti jövedelem egységére jutó energiafelhasználás változása 1985 és 1987 között*
 3. ábra: *Az energiafelhasználás változása 1988 és 1989 között*

1.4. A MAGYARORSZÁGI METÁN ÉS SZÉN-DIOXID KIBOCSÁTÁS FORRÁSAI ÉS HOZAMAI 1986-BAN

1.4.1. BIOLÓGIAI FORRÁSOK

A vegetáció

Az élő növények szárazanyagának több mint 90%-a fotoszintetikusán kötött szén-dioxidból származik (Fung et al., 1987). A CO₂-fixációs mechanizmusokon keresztül megkötött szén-dioxid egy része légzéssel távozik a növényből, míg másik része szárazanyag-növekedésként jelenik meg. Ezt nevezik nettó asszimilációnak, vagy nettó elsődleges produkciónak (NPP). A vegetáció állandó állapotát feltételezve az évi nettó asszimiláció mértéke egyenlő az évi légzéssel (respirációval) kibocsátott szén mennyiségével (Fung et al., 1987; Bolin et al., 1977). A mérsékelt övben az asszimiláció döntően a vegetációs periódus alatt megy végbe, míg légzés az egész év folyamán történik. Emiatt a növényzet a nyári félévben nyelődje, a télben forrása a légköri szén-dioxidnak.

A növényzet respirációs kibocsátását az irodalomból származó nettó elsődleges produktivitás felhasználásával becsültük.

Az állatvilág

Az állattartás során jelentős mennyiségű metán keletkezik a növényevő állatok emésztőrendszerében. A kérődzők bendőjében óriási tömeg baktérium és protozoon él, amelyek a felvett takarmányban megbontják a sejtfalat alkotó cellulózt. Ezáltal feltárodnak a sejtekben található emészthető anyagok, így a keményítő is. Az összetett szénhidrátokból (cellulóz, keményítő) egyszerű szénhidrátok hasadnak le, amelyek emésztése során metán keletkezik (Szabó, 1980).

A keletkező metán mennyiségét a felvett takarmány szárazanyag-tartalmából tapasztalati összefüggéssel határozható meg (Baintner, 1957). Ismerve az egyes haszonállatok és vadállatok takarmányfogyasztását, kiszámítható az állatok metán termelése.

Az emberek és az állatok szén-dioxid kibocsátásának mértékét úgynevezett alpanyagcsere mérésekkel lehet meghatározni. E mérések megmutatják, hogy a szervezet működéséhez mennyi oxigén használódik fel a sejtek működéséhez szükséges energiatermelő folyamatokban. E folyamatokban, sejtlégzéskor termelődik a szén-dioxid. Állatfajonként elvégzett vizsgálatok szerint (Freeman, 1973; Kiss, 1988) az emlős állatoknál a kilélegzett szén-dioxid arányos a testtömeggel.

A különböző talajok és egyéb felszínek

Globális léptékben e forrás metán emissziójának igen jelentős része a rizstermesztésből származik. A vízzel elárasztott területeken anaerob (oxigénhiányos) körülmények között a szerves anyagok bontását részben metántermelő baktériumok végzik. Így a mocsarakban, lápokban, illetve a mesterségesen elárasztott talajokon, tehát a rizsföldeken is, kedvező környezet alakul ki a metán termelődéséhez (Holzapfel-Pschorn és Seiler, 1986; Ehhalt, 1985).

Hasonló anaerob folyamatok játszódnak le az édesvízi tavak esetében. Sajnos metán kibocsátásukról kevés információ állt rendelkezésünkre. A különféle talajok (mezők, erdők, művelt területek talajai) szerves anyagának erjedésszerű bomlásakor is keletkezik metán, de ennek mértéke csekély.

A biológiai források között nagy jelentőségű a talajból, a felszínről a levegőbe kerülő szén-dioxid. Ez egy igen összetett forrás, magába foglalja a talaj szervesanyagának mikrobiológiai bomlásakor

keletkező, a gyökérlégzéssel termelődő és a talajfelszínen levő avar bomlásakor keletkező szén-dioxidot. A talajban mikrobiológiai bomlással keletkező szén-dioxid mennyisége függ a talaj típusától, a vegetációtól, s erős korrelációt mutat a talajhőmérséklettel (Dörr és München, 1987; Fung et al., 1987). A gyökérlégzés szintén a vegetáció függvénye, egyes vizsgálatok szerint az összes talaj-kibocsátás 40-50 %-a is a gyökérlégzésnek tulajdonítható (Dörr és München, 1987).

1.4.2. ANTROPOGÉN FORRÁSOK

Települési szilárd hulladék

Magyarországon e hulladék ártalmatlanítása egy 1984-es felmérés alapján (A környezet állapota és védelme, 1986) 86%-ban feltöltéssel, 0,5%-ban komposztálással, 11%-ban égetéssel, 2,5%-ban egyéb módokon történt.

A metán kibocsátás szempontjából csak a feltöltéssel ártalmatlanított hulladékok mennyiségét vettük figyelembe. Ugyanis üregek, bányagödrök feltöltésével vagy a hulladék prizmaszerű lerakásával a hulladékban levő szervesanyag elbomlása elsősorban anaerob úton megy végbe. Oxigénszegény környezetben az erjesztést végző baktériumok döntően metán - szén-dioxid tartalmú biogázt hoznak létre. Bingemer és Crutzen (1987) szerint az elbontható szerves szénnek kb. 80 %-a alakul biogázzá, amelynek 50 t^o%-a metán.

A metán termelődésénél csak a papír, a textil és a bomló szerves hulladékkal számoltunk, mivel a többi nem, illetve csak igen lassan bomló szervesanyagot (l. műanyagok) tartalmaz. Az előbb említett anyagfélések széntartalmát figyelembe véve (Bingemer és Crutzen, 1987) határoztuk meg az elbontható, illetve a ténylegesen elbontott széntartalmukat, majd feltételezve, hogy a keletkező gáz 50 %-a metán, megbecsültük az ebből a forrásból származó metán emissziót.

A szilárd hulladékok feltöltéses ártalmatlanításakor, anaerob körülmények között keletkező gáz 50-50 t^o%-ban tartalmaz metánt és szén-dioxidot. A szén-dioxid kibocsátás becslésénél ugyanaz a számítás menete mint a metán emisszió esetében.

Az összes szilárd hulladék 11 %-át égetéssel semmisítik meg (A környezet állapota és védelme, 1986). Az emisszió meghatározásakor figyelembe kell venni minden éghető anyagot. Az emissziót Hirschler (1981) nyomán átvett emissziófaktort felhasználva becstük meg.

Folyékony települési hulladék és szennyvíz

Számításaink során csak a nem kielégítően ártalmatlanított folyékony települési hulladék és szennyvíz mennyiségét vettük figyelembe. Tárolásuk során (nyílt felszínű kis tavakban, lagúnákban stb.) az anaerob körülmények kialakulása miatt ugyancsak biogáz keletkezésével kell számolnunk. A többi folyékony hulladéknál és szennyvíznél feltételeztük, hogy az ártalmatlanítás zárt rendszerű, s ezért emisszióval nem kell számolni.

Ahhoz, hogy pontos becslést adjunk az így keletkező metán mennyiségére, ismernünk kell a szennyvíz és a folyékony települési hulladék szerves szárazanyag-tartalmát és a biodegradáció mértékét. Hiányos információink miatt a számolás során feltételeztük, hogy a körülmények közelíthetők egy biogáz telep termelési körülményeivel. A keletkező gáz 60 t^o%-a metán, 40 t^o%-a szén-dioxid (Kovács, 1971; 1984).

A folyékony települési hulladéknál az összes térfogat 5 %-át tekintettük szárazanyag-nak (Grábner, 1956), míg a szennyvíz esetében 0,1-1 %-os szárazanyag-tartalmat becstünk. Az alkalmazott közelítések miatt a metán kibocsátást nagy valószínűséggel túlbecstük.

A szén-dioxid emisszió az előbbieket figyelembevételével (az anaerob körülmények között keletkező biogáz 40 t%-a CO₂) becsülhető meg.

Állattartás

Az istállótrágya hagyományos kezelésekor és érlelésekor a bomlási folyamatok főleg aerob úton mennek végbe. Így a keletkező gázelegyben csak kevés metán található, elsősorban szén-dioxid keletkezik.

Fosszilis tüzelőanyagok

Metán kibocsátás

Irodalmi adatok alapján (CONCAWE, 1986), amelyet a Kőolaj- és Gázipari Trösztől kapott információk is megerősítettek, a földgáz kitermelésekor kb. 2 t%-os veszteséggel kell számolni. A csővezetékes szállítás során az illeszkedési pontoknál az összmennyiség 3 %-a (CONCAWE, 1986; Statisztikai Évkönyv 1986, 1987) kerül a levegőbe.

A földgáz-kitermelés és szállítás mellett a szénbányászat is jelentős metán forrás. A szénképződés során a dehidrogénező folyamat melléktermékei főleg a metán és a víz (Szabó, 1981). Az irodalom szerint (Ehhalt, 1985) a szén tonnáként átlagosan 5 m³ oldott metánt tartalmaznak. Bányászatuk során ennek egy része a légkörbe kerül.

Szén-dioxid kibocsátás

A fosszilis tüzelőanyagok elégetése a légköri szén-dioxid koncentráció növekedésének legjelentősebb forrása. A kiszámított szén-dioxid emisszió függ a kiindulási adatok megbízhatóságától (Rotty, 1983):

- a tüzelőanyagok mennyiségétől
- a tüzelőanyagok széntartalmától
- az oxidálódó szén hányadától.

A becslés elkészítésénél több forrást is felhasználtunk, s egymáshoz igen hasonló szén-dioxid kibocsátásokat kaptunk.

Egyéb források

Jelentősebb antropogén szén-dioxid forrásként kell számon tartani a cementgyártást. Az előállítás során a kalcium-karbonát szén-dioxiddá és kalcium-oxiddá bomlik (Hirschler, 1981; Rotty, 1983; Marland és Rotty, 1984).

1.4.3. A METÁN ÉS SZÉN-DIOXID KIBOCSÁTÁS BECSLÉSE

A magyarországi metán kibocsátás becslése az 1. táblázatban található. Megállapíthatjuk, hogy mind a biológiai mind az antropogén forrásokból jelentős mennyiségű metán kerül a levegőbe. A biológiai források közül elsősorban az állattartást kell kiemelnünk. A globális metán emisszióban tekintélyes részt képvisel a rizstermesztés, Magyarországon azonban a természeti adottságok miatt a metán emisszióknak csak kis hányada kerül ki ebből a forrásból. Az egyéb talajok metán emissziója

sem jelentős, míg az édesvizek viszonylag nagyobb hányadot képviselnek a kibocsátásból. Kiindulási adatok híján a becslésből hiányzik a biomassa égésből származó metán.

Számításaink azt mutatják, hogy az antropogén források döntően meghatározzák a metán kibocsátás értékét. Míg a szénbányászat kisebb jelentőségű, addig a földgáz kitermelése és szállítása során nagy mennyiségű metán kerül a levegőbe. A becslés legbizonytalanabb pontja a különböző típusú hulladékok kibocsátásának meghatározása. Minden bizonnyal jelentős forrásról van szó, ezért további kutatásokat szükséges folytatni. A közlekedési és egyéb kisebb antropogén források megfelelő adatok híján kimaradtak a becslésből.

A globális szén-dioxid kibocsátás szerint a kibocsátásnak csak kis részét képviselik az antropogén források. Ezek közül a legnagyobb figyelmet a fosszilis tüzelőanyagok elégetésekor keletkező szén-dioxid mennyisége érdemel. Ugyanígy megoszrlást figyelhetünk meg a hazai szén-dioxid kibocsátásnál is (2. táblázat). A legnagyobb CO₂ kibocsátók a növényzet és a különböző talajfelszínek, de az antropogén emisszió (fosszilis tüzelőanyagok elégetése, cementgyártás) nagysága is összevethető velük. Kisebb jelentőségű, de nem elhanyagolható nagyságú az állatvilág (köztük az ember is) respirációs szén-dioxid kibocsátása sem. Mint a metán esetében is, bizonytalan a különböző hulladékokból származó emisszió becslése. Ez azonban nem okoz nagy hibát, mert e források csak kis hányadát képviselik az összes szén-dioxid kibocsátásnak. Ugyancsak hiányzik a becslésből a biomassa égetéséből származó szén-dioxid emisszió, amely azonban jelentős lehet.

1. táblázat: Magyarország 1986. évi metán kibocsátásának becslése

Források	Emisszió 10³ tonna C/év
Biológiai források	
állattartás	124,7
nádas, halastó, tó	
tározó	26,2- 52,4
rizsföld	6,1-18,1
mezők, erdők, termőföldek talajai	21,6
biomassa égés	?
Antropogén források	
földgáz kitermelése	65,6
szállítása	168,8
szénbányászat: szén	20,6-41,1
szénbányászat: lignit	4,7-14,1
települési szilárd hulladék	99,0-141,5
folyékony hulladék és szennyvíz	49,5-420,8
kipufogó gázok	?
egyéb források	?
Összesen	586,7-1068,4

2. táblázat: A magyarországi 1986. évi szén-dioxid kibocsátás becslése

Források	Emisszió 10⁶t C/év
Biológiai források	
növényzet	27,6
talaj	38,6-50,6
állatvilág	2,4
Antropogén források	
széntüzelés	8,0-17,1

olajtüzelés	5,5-9,1
földgáz	4,3-6,0
tűzifa	0,4
cementgyártás	0,6
települési szilárd hulladék	0,2
folyékony települési hulladék, szennyvíz	<0,1-0,3
istállótrágya	0,1
Összesen	87,7-114,4

1.5. A MAGYARORSZÁGI ERDŐK SZÉNMEGKÖTŐ KÉPESSÉGE

1.5.1. AZ ERDŐK JELENTŐSÉGE A LÉGKÖRI SZÉN-DIOXID SZABÁLYOZÁSÁBAN

Az erdő szerkezetéből és felépítéséből, valamint az élettelen környezetével kialakult kölcsönhatások sokféleségéből adódóan a legfontosabb szárazföldi ökoszisztémák egyike. Az erdő olyan ökológiai rendszer, melyben a klíma döntően meghatározza az erdő összetételét és közvetve az erdő szervesanyag-termelését. A szervesanyag-termeléshez szénforrásként az erdei növények a légköri szén-dioxidot használják fel, mely gáz koncentrációjának emberi hatás eredményeként bekövetkező emelkedése a légkör általános felmelegedéséhez vezet (üvegházhatás). Következésképp az erdő szervesanyag-termelésével visszahat a légköri szén-dioxid mennyiségének szabályozásán keresztül magára az éghajlatra, annak változására is.

Houghton és Woodwell (1989) becslése szerint a fosszilis energiahordozók elégetésével több mint 5 milliárd tonna, az erdők, elsősorban a trópusi erdők, irtásával pedig csaknem 2 milliárd tonna szén-dioxid jut évente a légtérbe. A kibocsátás mérsékléséhez az erdőirtások megszüntetése, a szén-dioxid légköri koncentrációjának csökkentéséhez pedig a meglévő erdőterületek potenciális termőképességének jobb hasznosítása (rontott erdők átalakítása) és új erdők létesítése nagymértékben hozzájárulhat.

Sajnos a mérsékelt égövi erdők megbetegedése és pusztulása következtében felszabaduló szén-dioxid mennyiség ma még nem becsülhető. Ugyanakkor vizsgálni kell az erdők szénmegkötő képességét annak érdekében, hogy egyrészt a feltételezett klímaváltozás hatását az erdők produktivitása vonatkozásában becsülhessük, másrészt azért, hogy felmérhessük az erdők mérséklő szerepét az üvegház-gázok mennyiségének növekedéséből eredő éghajlatváltozásban és a szénlekötést is figyelembevevő közép és hosszútávú fafajpolitikai irányelveket kidolgozhatunk.

Egyes becslések szerint (Oberle et al., 1989) az erdőterületek, valamint az erdők produktívitásának csökkenése mintegy 10 %-ban járul hozzá a Föld globális felmelegedéséhez. Fontos ezért, hogy az erdei biomasszában az atmoszférából mind több szén megkötésére kerüljön sor. A légkör szén-dioxid tartalmának 50%-os redukciójához 200 millió hektár új erdő létesítése szükséges. Az európai mérsékelt égövi zónában elhelyezkedő Magyarország a globális klímaváltozás regionális érvényesülésének csökkentéséhez a mintegy 1 millió hektár beerdősítendő területével hathatósan hozzájárulhat. A szénlekötést figyelembe vevő termőhely szerinti fafajmegválasztási irányelvek kidolgozásának kiindulási alapja viszont a magyarországi erdők élőfa-készletének és az ebbe beépült szénmennyiségnek a meghatározása.

Ennek érdekében első lépésként az erdők összes dendromasszájának meghatározását kell elvégezni. A dendromassza magába foglalja a föld (vágáslap) feletti, kéreggel együtt mért vastag és vékonyfa tömegét, a tuskó és gyökérfa-tömeget, valamint a fák lomb- és tűlevélzetének, esetenkénti termésének mennyiségét. A dendromassza ismeretében kiszámítható, illetve becsülhető annak

széntartalma, ugyanis az egyes fafajok, faválasztékok és a levélzet kémiai összetétele, ezen belül „C”-tartalma elsősorban külföldi vizsgálatok alapján ismert.

Az elmondottak alapján tehát közelítő számításokkal meghatározható fafajonként az aktualizált erdőleltár szerint:

- a kéregben mért földfeletti fatérfogat;
- a tuskó és gyökérzet térfogata;
- a kettő összegéből az élőfakészlet (m³);
- az élőfakészlet abszolút száraz állapotban lévő térfogata (m³);
- a vonatkozó térfogatsúlyok segítségével az abszolút tömeg (t);
- az élőfakészlet „C”-tartalma (t);
- a lomblevél élőnedves és abszolút száraz tömege (t);
- a lomblevél valószínűsíthető „C”-tartalma (t);
- a dendromassza tömege és „C”-tartalma.

A fák rendszerint periodikusan jelentkező magtermését a kalkulációknál nem vettük számításba, mert az élőfakészlet jelentéktelen hányadát képviselik csak. A fenyők tűmennyiségének széntartalma pedig az élőfában került kimutatásra.

1.5.2. AZ ÉLŐFAKÉSZLET SZÉNTARTALMÁNAK MEGHATÁROZÁSA

A földfeletti élőfakészlet mennyiségét a tíz évenként megújított erdészeti üzemtervek kellő pontossággal tartalmazzák. Az üzemterveket készítő Erdőrendezési Szolgálat (ERSZ) az üzemtervek összesített adatait az erdő-leltárakban teszi közzé. Az adott időpontra átszámított (aktualizált) és összesített adatok a „Magyarország erdőállományainak főbb adatai, 1986” című kiadványban lelhetők fel. Az ebből vett „Erdőterületek megoszlása fafajok szerint, korosztályonként” és az „Élőfakészlet megoszlása fafajok szerint, korosztályonként” táblázatok mutatják, hogy:

a./ Ennek megfelelően Magyarország faállománnyal borított erdőterülete 1986. jan. 1-én 1.578.332 ha, kerekén másfél millió ha volt (1. táblázat):

- ebből a lassan növekvő lombos fafajok (tölgyek, cser, bükk, gyertyán), melyek hosszú vágásfordulójuk miatt a szénmegkötés szempontjából a legfontosabbak 47%-ot foglalnak el. A gyorsan növekvő lombos fafajok az ország erdőterületének 37%-át, a fenyvesek pedig 16%-át teszik ki;
- az erdőterület korosztályonkénti átlagos megoszlása általában a fiatal kortól idős korig fokozatosan csökken. A lassan növekvő lombos fafajok területaránya a 40 és 60 év között a legnagyobb.

b./ A kéregben mért föld- (vágáslap) feletti élőfakészlet 275,4 millió m³ (2. táblázat).

- ennek a lassan növekvő lombos fafajok 60%-át, a gyorsan növekvő lombos fafajok 27%-át, a fenyvesek pedig 13%-át képezik. Vagyis egységnyi területen a lassan növekvő lombos fafajok szervesanyag-termelése, azaz szénmegkötése és tárolása a legnagyobb,
- amíg a lassan növekvő lombos fafajoknál az 50-től 70 éves korú állományok földfeletti élőfakészlete a legmagasabb, addig a gyorsan növekvő lombos faállományoknál a 20-tól 40 éves, a fenyveseknél pedig a 10-től 30 éves korú állományok élőfakészlete a legnagyobb.

A gyökér és tuskófa mennyiségére vonatkozó teljeskörű felmérése a hazai erdészetnek nincs. A fahasználattal kapcsolatosan azonban történtek megfigyelések (Müller 1923, Fekete 1951, Márkus 1974). Ez a térfogat természetesen kisebb, mint a földalatti összes szervesanyag fatömege. Ez utóbbira vonatkozóan legutóbbi vizsgálataink adnak támpontokat. Ezeket az értékeket alkalmaztuk munkánkban. A földalatti szervesanyag százalékos értéke kb. 15-50 % között változik. A fiatalabb korban nagyobb, az idősebbnél pedig kisebb a tuskó és gyökérfák százaléka.

A földfeletti élőfakészlet és a becsült tuskó és gyökérfa együtt teszi ki az összes élőfakészlet mennyiségét, amely Magyarországon 390,7 millió m³. Ebből a tuskó és gyökérfa 115,6 millió m³, azaz 29,6%.

A további számításokhoz szükség van az összes élőfakészlet nyers térfogatán kívül az abszolút száraz térfogat nagyságának ismeretére is. Ennek során a nyerstérfogatot először a száraz, majd azt az abszolút száraz térfogatra kell átszámítani. E munkához Krippel adataira támaszkodva kitűnt, hogy a fafajok térfogata az összeaszás következtében különbözőképpen változik. Hazai viszonylatban az abszolút szárazfa térfogata a nyersnek átlagosan 83%-át teszi ki.

Az élőfakészlet tömegben történő megadásához szükség volt a térfogatűrűség (térfogatsúly) megállapítására. A térfogatűrűség nagysága fafajokként és a nedvességtartalom szerint vehető számításba. A kalkulációnkban a törzs átlagára vonatkozó abszolút száraz térfogatűrűség kiszámítására került sor, amely az abszolút száraz tömeg és az abszolút száraz térfogat hányadosa. A feldolgozásunkkor Halupáné (1983) térfogatsűrűség adatainak súlyozott átlagát használtuk. A vonatkozó térfogatűrűséget az 5. táblázatban találhatjuk meg. A számítások alapján az összes fakészlet abszolút szárazsúlya Magyarországon 207,8 millió tonna.

A következő lépés a szárazanyag „C”-tartalmának meghatározása volt. A faanyag vegyi összetételére, a fában lévő elemek megoszlására Krippel (1921), Kovács (1979) és Nyikityin (1955) adatai voltak irányadóak (4. és 5. táblázat).

Három elem: a szén (C, 50%), az oxigén (O, 43%), és a hidrogén (H, 6%) aránya csak igen kis mértékben különbözik az egyes fafajokban, valamint a fa egyes részeiben (gyökér, törzs, ág). E tekintetben a különböző szerzők véleménye azonos.

Ha a fafajok abszolút száraztömege és karbon százaléka ismert, számítható a „C”-mennyisége tonnában kifejezve. Ennek megfelelően a magyar erdők élőfakészletének széntartalma 103,7 millió tonnára becsülhető.

Az összes „C” tartalom 28,3%-a a tölgyekben található meg. Jelentős még a cser (15,1%), a bükk (13,4%) és az akác (14,9%) „C”-tartalma is.

1.5.3. A LOMBLEVÉLZETBE BEÉPÜLT SZÉNTARTALOM MEGHATÁROZÁSA

A teljes dendromassza természetesen magába foglalja még a lomblevél tömegét és „C”-tartalmát is, bár hangsúlyozni kell, hogy ez a mennyiség az avarlebomláson keresztül az éves szénkörforgalomba kerül és így nem, vagy csak részben és időlegesen akkumulálódik a dendromasszában. Az erdők lomblevél tömegének vizsgálata kb. száz éves múltra tekinthető vissza. A hazai részletes adatfelvételek pedig kb. három évtizede kezdődtek el (Járó, 1959; Márkus, 1963; Bondor et al., 1983). E vonatkozásban jelentős további kutató munka folyt a magyar erdők biomassza készletének megállapításával kapcsolatban is. Különböző módszerekkel igyekeztek az egyes fák, állományok lomblevél tömegét megállapítani. Azonos fafajú állományoknál a levél mennyisége a termőhely minőségétől és az állomány korától függ. A vizsgálatok során az egyes korosztályok területtel súlyozott élőnedves lomblevél mennyiségét abszolút száraz tömegre szükséges átszámítani,

majd pedig ennek „C”-tartalmát kell meghatározni. Az egyes fafajok és fajták levelének különböző korban megállapított százalékos „C” tartalma közel azonos.

Az elmondottak értelmében a hazai lomblevelű erdők abszolút száraz levéltömegének „C”-tartalma 2,2 millió tonnára becsülhető. A lomblevelű összes „C”-tartalmának közel egyharmadát, 31,2%-ot a tölgyek adják, jelentős még a cser 19%-ot és az akác 16%-ot kitevő arányrésze.

1.5.4. A MAGYAR ERDŐK DENDROMASSZÁJÁNAK SZÉNKÉSZLETE

Az élőfakészlet és a lomblevelűzet „C”-tartalmának összegezésével az egész dendromassza „C”-tartalma kapható meg. Ez országosan 1986. január 1-jei állapotnak megfelelően 105,9 millió tonnára becsülhető, amelyből az élőfakészlet 97,9%-ot, s lomboszat pedig 2,1 %-ot tesz ki. A kérdéses időpontban a dendromassza élő-nedves, abszolút száraz térfogatát és tömegét, valamint a „C”-tartalmát abszolút értékben, illetve százalékos megoszlásban a 6., 7. táblázat foglalja össze. Az egyes fafajok állományaiban felhalmozott „C”-tartalom és a fafajok területi megoszlásának összevetéséből látható, hogy a 41%-os területi térfoglalású tölgyesek, cseresek és bükkösök dendromasszájában a hazai erdőkben tárolt összes szénkészlet 56,8%-a található. Viszont az is igaz, hogy ezen szénkészlet 100 éves vágásfordulójú gazdálkodás mellett halmozódott fel, míg a gyorsan növényöző fafajoknál ezen időszak alatt két, vagy több generáció is felnevelhető. Ez utóbbi tény azonban a szénmegkötés szempontjából nem tekinthető előnyösnek, mert a kitermelt fában elraktározódott szénkészlet jelentős része emberi hasznosítás során ismét a légkörbe kerül.

Mód van az éves átlagos változás becsülésére is. A már meglévő állományok éves földfeletti térfogatának növekedése 12-13 millió m³, ami kb. 7,5-8,2 millió tonna C tartalomnak felel meg. Az éves folyónövedék megközelítőleg 70%-a kerül évenként kitermelésre, aminek széntartalma 2,87 millió tonnára becsülhető. A kitermelt fatömeg 20%-a az úgynevezett apadék, amelynek megfelelően a széntartalom 0,57 millió tonna, a kitermelés 80%-a pedig 2,3 millió tonna széntartalommal hasznosításra kerül. Ez utóbbiból 50%, azaz 1,15 millió tonna energiaforrásként, a másik 50% viszont tartós fogyasztási cikként hasznosul. Az éves folyónövedékben képződő, összesen 4,1 millió tonna „C”-tartalomból tehát mintegy 30% hasznosul energiaforrásként s így felszabadulva a légkörbe jut és bekapcsolódik az éves szénforgalomba. A folyónövedék ki nem termelt részében tárolódó 1,23 millió tonna „C” pedig az erdők karbon akkumulációját növeli.

ÖSSZEFOGLALÁS

Szervesanyag-termeléshez szénforrásként az erdei növények a légköri szén-dioxidot használják fel, mely gáz koncentrációjának az emberi hatás eredményeként bekövetkező emelkedése a légkör általános felmelegedéséhez vezet (üvegház-hatás). Ezzel összefüggésben vizsgálni kell az erdők szénmegkötő képességét.

Az európai mérsékelt égövi zónában elhelyezkedő Magyarország a globális klímaváltozás regionális érvényesülésének csökkenéséhez a mintegy 1 millió hektár beerdősítendő területtel hattósan hozzájárulhat. A szénlekötést figyelembevevő termőhely szerinti fafajmegválasztási irányelvek kiindulási alapja viszont a magyarországi erdők élőfakészletének és az ebbe beépült szénmennyiség meghatározása. Az Erdőrendezési Szolgálat aktualizált és összesített adataira támaszkodva becsülhető:

- a magyar erdők élőfakészletének széntartalma, mely megközelítően 103,7 millió tonna, a lomblevelűzete pedig 2,2 millió tonna,
- a 41%-os területi térfoglalású tölgyesek, cseresek és bükkösök dendromasszájában a hazai erdőkben tárolt összes szénkészlet 57%-a található,

- évenként, mintegy 4 millió tonna szén megkötésére kerül sor az éves föld feletti fatérfogat növekedés révén, aminek 70%-a akkumulálódik, a fennmaradó rész pedig az éves emberi hasznosítás során ismét felszabadul és az éves szénkörforgalomba kerül.

1.5. MELLÉKLET

A kiadvány nyomtatott változata az alábbi tartalmú táblázatokat és ábrákat foglalja magában:

1. táblázat: *Erdőterület eloszlása*

2. táblázat: *Élőfakészlet eloszlása*

3. táblázat: *Tuskók és gyökérfa a föld feletti fatömeg százalékában, 1943*

4. táblázat: *Tuskók és gyökérfa a föld feletti fatömeg százalékában, 1974*

5. táblázat: *Fafajok és fajták törzsfájának térfogat sűrűsége*

6. táblázat: *A fa vegyi összetétele*

7. táblázat: *Különböző fafajok elemi összetétele*

8. táblázat: *Fontosabb hazai fafajok dendromassza adatai*

9. táblázat: *Erdeink dendromasszája*

10. táblázat: *Dendromassza 2000-ben*

2. AZ ÉGHAJLAT GLOBÁLIS ÉS REGIONÁLIS VÁLTOZÁSÁNAK VIZSGÁLATA

2.1. AZ ÉGHAJLATVÁLTOZÁS DETEKTÁLÁSÁNAK STATISZTIKAI MÓDSZEREI

2.1.1. AZ ÉGHAJLATVÁLTOZÁS FOGALMA

Az éghajlatváltozás detektálásával kapcsolatban először is az éghajlat és az éghajlatváltozás statisztikai értelmezését kellene tisztáznunk. Ezek egzakt és gyakorlati szempontból használható értelmezése azonban nem egyszerű feladat, ugyanis az éghajlat meghatározásával a légköri állapotok valamilyen adott időre vonatkozó statisztikai változatlanságát kívánjuk megragadni, míg az éghajlatváltozás fogalmával ezen változatlan állapotok időbeli változását kívánjuk értelmezni. Filozófiailag ezt akár el is intézhetnénk azzal, hogy az éghajlatváltozás a légköri állapotok statisztikai állandóságának és változásának „dialektikus egysége”, azonban ez a meghatározás gyakorlati szempontból nem túl szerencsés. Tehát, az éghajlatnak olyan egzakt meghatározására lenne szükség, ami alapján vizsgálhatnánk, megállapíthatnánk főbb jellemzőit (éghajlati karakterisztikák) illetve detektálhatnánk esetleges változását, fenntartva természetesen azt, hogy nincs semmiféle *a priori* ok arra vonatkozóan, hogy az éghajlatnak léteznie kell (Lorenz, 1964, Götz, 1982). Külön nehézséget jelent, hogy az éghajlat fogalmát véges időszakra kell definiálni, hiszen különben értelmetlenné válna az éghajlatváltozással kapcsolatos kérdésfelvetés, tehát az éghajlat meghatározása időskála függő.

Ezen ellentmondásos szempontokat figyelembe véve, általában bizonyos kompromisszumos definíciókat szoktak alkalmazni, melyek ugyan nem teljesen egzaktak, de gyakorlati szempontból nagyjából elfogadhatóak. Például a WCRP (World Climate Research Programme) értelmezése szerint az éghajlat a légköri állapotoknak egy olyan időszakra vonatkozó összessége, amely elég hosszú a statisztikai tulajdonságok (várható érték, szórás, extrém események valószínűsége stb.) becsléséhez, és az így definiált éghajlat nagyjából független a pillanatnyi állapotoktól. Szintén ezen értelmezés szerint megkülönböztetjük az éghajlatváltozás és az éghajlati változékonyság fogalmát. Ennek értelmében az éghajlatváltozás következménye az éghajlati paraméterek „hosszú” időszakra vonatkozó várható értékeinek időbeli változása, míg az éghajlati változékonyság a havi, évszakos, évi értékeknek a várható értéktől való eltérését, fluktuációját foglalja magában. Ezen meghatározás szerint, ha a légköri állapotok időbeli változását úgy tekintjük, mint egy sztochasztikus folyamatot, amely stacionárius szakaszokból áll, akkor az éghajlati változékonyság az adott stacionárius szakaszon belüli ingadozásoknak, míg az éghajlatváltozás a különböző stacionárius időszakra jellemző statisztikai jellemzők eltéréseinek felel meg. Tehát ilyen értelemben az éghajlatváltozás detektálása az említett eltérések felismerése, jellemzése.

2.1.2. AZ ÉGHAJLATVÁLTOZÁS DETEKTÁLÁSA, AZ ÉGHAJLATI IDŐSOROK VIZSGÁLATA

Az éghajlatváltozás empirikus, statisztikai vizsgálatának eszköze tulajdonképpen az éghajlati elemekre vonatkozó adatsorok, idősorok elemzése. Ilyen vizsgálatokat végeznek többek között a légköri gázok koncentrációinak, a hatáselemzések szempontjából alapvető fontosságú éghajlati jellemzőknek, mindenekelőtt a felszíni léghőmérsékletnek és a csapadékmennyiségnek, a szélsőséges éghajlati jelenségek intenzitásának, gyakoriságának adatsoraira, vagy a tágabb értelemben vett éghajlati rendszer olyan elemeire, mint például a hó és a (tengeri) jégtakaró kiterjedése, a felszíni vízmérleg összetevői, a sugárzás jellemzői. A vizsgálatok az összes területi léptékű éghajlati paraméterre kiterjednek: egy-egy állomás adatsorára, regionálisan, hemiszférikusan, globálisan

átlagolt mezőkre. Az ilyen statisztikai számítások, modellezések fő célja a különféle időskálájú változások - a hosszabbtávú tendenciaszerű, periodikus és aperiodikus változások, valamint a változékonyság ("zaj") - felismerése és elkülönítése, a változások nagyságrendjének, a modellek paramétereinek becslése, illetve a változások becslési korlátainak feltárása. A kérdés természetesen az, hogy az éghajlat és az éghajlatváltozás nem teljesen egzakt, hanem inkább intuitív statisztikai értelmezése alapján mit értsünk az éghajlati idősorok változásán illetve változékonyságán, hiszen e fogalmak definiálása nélkülözhetetlen a konkrét vizsgálatokhoz. Az éghajlat és az éghajlati változás statisztikai szempontból kissé heurisztikus, viszont tapasztalati szempontból elfogadható értelmezése alapján kézenfekvő, hogy az éghajlati idősorokat sztochasztikus idősorokként modellezzük, és az olyan éghajlati idősorokat, amelyekről elfogadható a stacionaritás, statisztikai szempontból nem-változónak tekintjük. Tehát a nem stacionárius éghajlati idősorokat tekintjük változónak, azaz az ilyen idősorok utalhatnak az esetleges éghajlatváltozásra.

Végül is, ha az éghajlatot és változását nem is tudjuk teljesen egzakt módon definiálni, sőt esetleg még a létezésével kapcsolatban is fenntartásaink vannak, az éghajlatváltozás detektálásának feladata, vagy pontosabban e feladat első lépése egyértelműen meghatározható, nevezetesen a stacionaritás kérdésének eldöntése, illetve az esetleges nem stacionaritás jellemzése a vizsgált éghajlati idősorokkal kapcsolatban. Természetesen ez csak az első lépés, hiszen a kapott eredményt fizikailag értelmezni kell, másszóval meg kell adni, hogy az milyen információt jelent az „éghajlatra” vonatkozóan. Tehát az éghajlatváltozás detektálásának ilyen kissé egzisztencialista meghatározásával - a létezés megelőzi a lényegét; az éghajlat egzakt meghatározása nélkül meghatározzuk változásának detektálását - azért egy kicsit elveszítjük a vámon, amit nyertünk a réven.

Az egyik lényeges, értelmezésre szoruló kérdés, hogy milyen időléptékű változást tekintünk éghajlati változásnak. Az időléptékkel kapcsolatos számszerű vizsgálatokra az éghajlati idősorok spektrál-, variancia-analízisét végzik el (Madden és Ramanathan, 1980; Wigley és Jones, 1981; Hayashi, 1982; Mobley és Preisendorfer, 1985). A felszíni hőmérsékletre vagy például a jégviszonyokra vonatkozó, a paleoklimatológia eszközeivel rekonstruált adatokból a következő időszakokat különítették el: az éghajlat konkrét éveken belüli fluktuációi; az éghajlat évközi ingadozásai (10^{-1} és 10^{+1} nagyságrend); az éghajlatváltozások szűkebb értelemben vett tartománya, tíz és tízezer éves nagyságrendek között; a jégkorszakon belüli glaciális interglaciális változások (10^4 és 3×10^5 év között); a Föld történetének túlnyomó részére jellemző, jelentősebb (viszonylagos) változások nélküli, „egyenletes” klíma (3×10^5 és 10^7 év között); végül a jégkorszak ismétlődésének tartománya 10^7 és 10^9 éves nagyságrendű időtartományok között, amely a jelenlegi paleoklimatológiai ismeretek szerint kiterjeszhető a Föld mintegy 4,5 milliárd éves korának kezdetéig.

Egy másik alapvető probléma a regionális illetve globális éghajlatváltozás kérdése. A probléma lényege, hogy általában nagy térségek éghajlati változásával kívánunk foglalkozni, sőt elsősorban egy esetleges globális változás érdekel bennünket, melynek vizsgálatához lokális éghajlati idősorok állnak rendelkezésünkre. Azonban a regionális, globális változások értelmezése a lokális változások alapján igen bonyolult feladat, hiszen egyáltalán nem biztos, hogy egy adott területhez tartozó éghajlati idősorokra azonos jellegű változás jellemző, sőt elvileg még olyan eset is elképzelhető, hogy stacionárius idősorok együttesen nem stacionárius mezőt alkotnak, azaz az eddigi meghatározásunk szerint külön-külön nem változnak, együttesen viszont igen. Tehát a regionális, globális éghajlatváltozás értelmezése illetve létezése nem egyértelmű, tulajdonképpen csak az éghajlati mezők időbeli változását tudjuk értelmezni, szintén a stacionaritás alapján. A nehézségeket csak fokozza, hogy egy esetleges közös globális hatás is csak áttételesen jelenik meg a lokális éghajlati adatsorokban, hiszen a helyi hatások lényegesen intenzívebbek is lehetnek (például földrajzi sajátosságok, vagy antropogén hatások), másrészt a klímarendszer globális állapota (a globális légköri cirkuláció, vagy például a feltételezett globális felmelegedés) területenként eltérő jellegzetességekkel rendelkezik. A helyi hatások kiküszöbölése érdekében az empirikus-statisztikai vizsgálatokban globálisan vagy regionálisan átlagolt éghajlati jellemzőkkel számolnak. Például, nagy térségek

átlaghőmérsékleti idősorának meghatározásával több kutatócsoport is foglalkozik, melyről Wigley és Jones (1986) adott egy áttekintést. Az északi félgömb főként szárazföldi adatai alapján Jones és Kelly (1983), Jones et al. (1986), Vinnikov et al. (1987), Hansen és Lebedeff (1987, 1988) állítottak elő átlaghőmérsékleti sorokat, melyek interpretációja az időbeli menet szempontjából hasonlóak. Természetesen ezen sorok vizsgálatánál is felmerül a kérdés, hogy hogyan értelmezhetők, milyen információval rendelkeznek az „éghajlatra” vonatkozóan. Ezzel kapcsolatos Jones és Kelly (1983) megállapítása: „Sok éghajlatváltozással foglalkozó tanulmányban a hemiszférikus átlaghőmérsékleti sorba vetett bizalom nem mondható szerencsésnek, véleményünk szerint ennek inkább kényelmi oka van, mint fizikai indoka”. Jones és Kelly (1983) a hemiszférikus átlaghőmérsékleti sor és a lokális sorok korrelációs kapcsolatát is vizsgálták és azt kapták, hogy századunkban az átlaghőmérsékleti sor nincs szignifikáns kapcsolatban a lokális sorokkal. Véleményünk szerint azonban, ebből nem következik, hogy az esetleges éghajlatváltozás szempontjából az átlaghőmérsékleti sor rosszul reprezentálná a lokális sorokat, ugyanis a korreláció inkább a változékonyságok közötti kapcsolat mérőszáma, mint az esetleges változások közötti kapcsolaté.

A lokális és globális éghajlatváltozás kérdésköréhez tartozik a városi hatás, illetve a helyi (lokális) és a globális hatások szétválasztásának problémája is. Az állomások jelentős része ugyanis olyan lakott települések környezetében van, ahol a mérési eredményeket a helyi klíma változása (városi hatás) alapvetően befolyásolhatja, míg nagy területekről (például az óceánok térségéből) alig vannak felszíni adataink. Tehát abból, hogy a vizsgált lokális éghajlati idősoroknál esetleg változást tapasztalunk, még nem következtethetünk automatikusan valamifajta globális éghajlatváltozásra, hiszen elképzelhető, hogy a városi hatás miatt a vizsgált éghajlati idősorok rosszul reprezentálják a globális éghajlati rendszert. Ezért a regionális, globális éghajlati változás detektálásánál nagyon lényeges kérdés a városi hatás vizsgálata (Karl et al., 1988) illetve következményeinek kiszűrése az adott éghajlati idősorokból.

A városi hatás kiszűréséhez hasonló probléma a tágabb értelemben vett antropogén tevékenység esetleges globális éghajlatmódosító hatásának vizsgálata. Manapság a globális éghajlatváltozással kapcsolatos kutatási programok egyik központi témája az üvegházhatás, azaz az üvegházgázok légköri koncentrációjának növekedéséből fakadó éghajlati következmények vizsgálata.

Az ilyen jellegű statisztikai vizsgálatoknál lényegében arra kerestünk választ, hogy felfedezhető-e valamilyen sztochasztikus kapcsolat az üvegház-gázok koncentrációjának növekedése és az éghajlati idősorok között, ugyanis ennek ismeretében esetleg prognosztizálhatók bizonyos jövőbeli éghajlati változások (Epstein, 1982; Kuo et al., 1990).

Az éghajlati idősorok statisztikai vizsgálatának kérdéseit a következő pontban tárgyaljuk. Az azonban az eddigiek alapján is nyilvánvaló, hogy az idősorok modellezése, elemzése csak egy része az éghajlatváltozás detektálásával kapcsolatos vizsgálatoknak, hiszen értelmeznünk is kell, pontosabban meg kell értenünk, hogy az elemzés eredménye milyen információt jelent az éghajlatról. A probléma összetettségét jól példázzák az elmúlt évtizedek többé-kevésbé ellentmondó megállapításai. Az elmúlt egymillió évben közel 70-120 ezer éves periódussal glaciális és (lényegesen rövidebb idejű) interglaciális időszakok következtek egymás után. E természetes hosszúidejű változékonyságnak, ingadozásnak és annak a ténynek a figyelembevételével, hogy a jelenlegi interglaciális időszak mintegy 10-15 ezer évvel ezelőtt kezdődött, több kutató a 70-es években még azt „prognosztizálta”, hogy a jelenlegi viszonylag meleg interglaciális időszak végéhez közeledik; e feltevés megerősödésében - megalapozatlan - szerepet játszott a hozzávetőlegesen az 1930-as és 1960-as évek közötti meleg időszakot követő lehülési tendencia (Boriszenkov, 1976). Ebben az időszakban az antropogén éghajlatmódosító hatások nagyságrendje, szerepe még nem kapott kellő hangsúlyt. Néhány év elteltével (döntően az 1. Éghajlati Világkonferencia után) már a globális melegedés hipotézise vált uralkodóvá (NDV, 1978; Federov, 1979; Flohn, 1979); a későbbi megfigyelések birtokában már úgy látszik, hogy a globális hőmérséklet emelkedése a 60-as évek közepe óta tart, és ez a tendencia érvényes - ha nagyobb ingadozásokkal is - az elmúlt 100 éves

időszakra (Vinnikov, 1986). E problémák arra is rámutatnak, hogy a becslések csak feltételes prognosztikai értékkel rendelkeznek.

2.1.3. AZ ÉGHAJLATI IDŐSOROK STATISZTIKAI MODELLEZÉSE

Az előző pontok értelmezése szerint az olyan éghajlati idősorokat, amelyekről elfogadható a stacionaritás, statisztikai szempontból nem-változónak tekintjük, és a nem stacionárius idősorokat tekintjük változónak, azaz az ilyen éghajlati idősorok utalhatnak az éghajlat esetleges változására. Tehát a vizsgálat célja első közelítésben, a stacionaritás kérdésének eldöntése, illetve a stacionárius és az esetleges nem stacionárius „részek” statisztikai elkülönítése, leírása, azaz a változékonyság és a változás jellemzése. Ugyanakkor erre a célra általában csak egy véges minta áll a rendelkezésünkre, vagy úgy is mondhatjuk, hogy az idősor egyetlen realizációja alapján kell a fenti kérdésekre választ keresnünk, ami úgyszólván lehetetlen feladat.

Éppen azért, a feladat konkrétabb megfogalmazása érdekében, bizonyos a priori, *a posteriori* megfontolások alapján a vizsgálatokhoz idősor-modelleket vezetünk be, és a modellek segítségével, illetve e modelleken belül kísérjük meg az adott idősor statisztikai jellemzését. Természetesen mivel a modellezés bizonyos elhanyagolásokat, egyszerűsítéseket jelent, ezért vizsgálatunk eredményét némi fenntartással kell kezelnünk, tudnunk kell róla, hogy ez csak az adott modellre vonatkozik, tehát például a „változás” detektálása csak azt jelenti, hogy a vizsgált éghajlati idősor viselkedése nem felel meg a modellben szereplő stacionaritásra vonatkozó feltételeknek (Epstein, 1982).

Egy másik lényeges kérdés szintén a vizsgálat eredményével, pontosabban az eredmény statisztikai jellegével kapcsolatos. A vizsgálat célja, hogy minél több információt szerezzünk az adott időszakra jellemző változásról, illetve változékonyságról egy bizonyos idősor-modell alapján. Azonban az idősor-modell sztochasztikus voltából következően csak véletlen (statisztikai) információkat szerezhethetünk a változás és változékonyság jellegéről (paramétereiről), azaz a rájuk vonatkozó információink „zajjal” terhelték, vagy úgy is mondhatjuk, hogy ezek a jellemzők legfeljebb csak valószínűsíthetők. Tehát arra kell törekednünk, hogy a vizsgált idősorra vonatkozó megállapításainkat egy adott valószínűségi szinten fogalmazzuk meg, azaz ismerjük az esetleges tévedésünk valószínűségét - feltéve persze, hogy adekvát idősor-modellt alkalmazunk -, ugyanis megállapításaink, információink megbízhatóságának mértéke pontosan az adott valószínűségi, szignifikancia-szint. Az ilyen jellegű vizsgálatok alapvető módszertani eszköze a statisztikai hipotézisvizsgálat.

A modellalkotás és a hipotézisvizsgálat kérdésével kapcsolatos, hogy tulajdonképpen két ellentétes szempontot kell figyelembe vennünk. A bonyolultabb modell előnye, hogy feltéhetően pontosabban írja le a vizsgált idősor viselkedését - bár esetleg téves előfeltételezéseket tartalmazhat - ugyanakkor viszont hátránya, hogy egyrészt az ismeretlen statisztikai jellemzők (paraméterek) számának növekedésével csökken a statisztikai információink „szabadsági fokának száma” és így az információink megbízhatósága is, másrészt általában sokkal nehezebben oldható meg a hipotézisvizsgálat végrehajtása. Tehát a konkrét vizsgálatoknál olyan „egyszerű” modellek alkalmazására kell törekedni, amelyekről azért feltételezhető, hogy lényegében pontosan írják le az adott éghajlati idősor viselkedését.

Az éghajlati idősorok vizsgálatánál, modellezésénél tulajdonképpen két dolgot kell figyelembe venni. Az egyik az idősor elemei közötti sztochasztikus kapcsolat - függés, függetlenség - és annak időbeli változása, a másik az elemek eloszlása, és az eloszlás esetleges időbeli változása. Tekintettel arra, hogy az éghajlatváltozás detektálása szempontjából lényegében az évek közötti változás érdekel bennünket, az a kérdés, hogy az ilyen jellegű éghajlati idősorok (elemek az egymás után következő évekhez tartoznak) hogyan modellezhetők az előző szempontok alapján.

Egy elég általánosnak mondható additív modell szerint az ilyen idősorok három részből tevődnek össze, azaz

$$\delta_t = m_t + \tau_t + \varepsilon_t$$

ahol m_t egy esetleg nem stacionárius idősor; τ_t egy nulla várható értékű stacionárius idősor, melynek elemei között gyenge sztochasztikus kapcsolat van; ε_t elemei pedig nulla várható értékűek és teljesen függetlenek; továbbá a három idősor teljesen független egymástól. E felbontásnál a változást lényegében az m_t reprezentálja, amely egy determinisztikus számsorozatnak is tekinthető a három tag teljes függetlensége miatt, az elemek közötti kapcsolatot a nem változó stacionárius τ_t jellemzi, és végül az ε_t a várható értéktől való eltérés eloszlását, azaz a változékonyság esetleges változását reprezentálja. A különböző idősor vizsgálatoknál a τ_t tagot általában vagy elsőrendű autoregresszív idősorok tekintik (Madden és Romanathan, 1980; Wigley és Jones, 1982), vagy a feltételezhetően igen gyenge évek közötti kapcsolat miatt egész egyszerűen elhagyják, azaz a vizsgálat a teljes függetlenség feltételezésével történik (Epstein, 1982; Angell, 1983; Jones és Kelly, 1983). Ez utóbbi esetben tehát az a modell, hogy az adott éghajlati idősor elemei teljesen függetlenek és esetleg az eloszlásuk változik az idő folyamán. Egy további általánosan alkalmazott egyszerűsítés, hogy az ε_t elemei azonos eloszlásúak, azaz a vizsgált éghajlati idősor elemei teljesen függetlenek, és az eloszlásuk legfeljebb csak a várható értékben változhat, vagyis az elemzés a közismert trendmodell alapján történik, mellyel a továbbiakban majd részletesebben is foglalkozunk. Ez utóbbi egyszerűsítéssel kapcsolatban azonban megjegyezzük, hogy például a „szélsőséges éghajlati események” valószínűségeinek változására, a változékonyság - ε_t eloszlásának - változása, komolyabb hatással lehet a trendjellegű - várható értékben való - változásnál (Mearns et al., 1984; Katz 1989). E vizsgálatoknál a szélsőséges éghajlati eseményekbe beleértik a „rekordértékeket”, a „rendkívül” magas vagy alacsony (valamilyen küszöbértéket meghaladó vagy azt el nem érő) értékek gyakoriságát, illetve a viszonylag tartós anomáliákat. Az ilyen események jelentőségét növeli, hogy heurisztikusan azok megjelenése irányítja rá sokszor a figyelmet az éghajlat állapotának esetleges megváltozására. Éppen ezért, véleményünk szerint, a trendvizsgálati módszereken kívül az éghajlati idősorok szélsőérték-analízise is hatékony eszköz lehet az esetleges éghajlatváltozás detektálása szempontjából (Fragó, 1989; Katz, 1989).

2.1.4. STATISZTIKAI TRENDVIZSGÁLATI MÓDSZEREK

A statisztikai trendvizsgálat diszkrét esetének általános modellje, hogy a vizsgált idősor

$$\delta_t = m_t + \varepsilon_t \quad t=1,2,\dots,n \quad (1)$$

alakban áll elő, ahol m_t a δ_t időbeli változásának alaptendenciáját jellemző trendfüggvény (várható érték függvény), az ε_t „zaj” elemei pedig azonos eloszlásúak, nulla várható értékűek, σ szórásúak és teljesen függetlenek. Az éghajlati idősorok trendvizsgálatánál az m_t trendfüggvény az éghajlati változást, az ε_t zaj pedig az éghajlat változékonyságát reprezentálja, és a σ szórás lényegében a változékonyság egy mérőszáma.

A statisztikai trendvizsgálat célja a trendfüggvény és a zaj szétválasztása, pontosabban minél több információ szerzése a trendfüggvényről egy adott valószínűségi szinten. Lehetőségeink korlátozottak, hiszen a δ_t idősor egyetlen realizációja alapján a trendfüggvényt nem ismerhetjük meg, legfeljebb bizonyos jellemzői becsülhetők, valószínűsíthetők. Lényeges, hogy a trendfüggvényre vonatkozó állításaink megbízhatóságának mértéke éppen az adott szignifikancia szint.

A vizsgálat sémája, hogy hipotéziseket $\{H_i; i=1,2,\dots,K\}$ fogalmazzunk meg a trendfüggvényről, és e hipotézisek elfogadhatóságáról, illetve elvetéséről statisztikai információk (statisztikák), illetve statisztikai próbák alapján döntünk adott szignifikancia szinten, azaz:

- (i) a H_1, \dots, H_k hipotéziseket elfogadjuk $1-p$ szignifikancia-szinten;
- (ii) a H_{k+1}, \dots, H_L hipotéziseket elvetjük, esetleg helyettük az A_{k+1}, \dots, A_L állításokat (pl. konfidencia-intervallumokat) fogadjuk el az adott $1-p$ szignifikancia szinten,

és tudjuk, hogy a (ii) döntésnél a tévedés - az elsőfajú hiba - valószínűsége legfeljebb p .

Ezek szerint az éghajlati idősorok trendvizsgálatánál két egymásnak némileg ellentmondó szempontot kell figyelembe vennünk: egyrészt minél több, fizikailag értelmezhető információt szeretnénk a trendfüggvényekről, azaz a változásról; másrészt az információhordozó statisztikáknak „jó” statisztikai tulajdonságokkal kell rendelkezniük, vagyis alkalmasnak kell lenniük az együttes hipotézisvizsgálatra. Ez utóbbi követelmény lényegében ekvivalens a statisztikák teljes függetlenségével, ami sajnos nem mindig biztosítható, még az ideális normális zaj esetében sem. A továbbiakban, a különféle trendvizsgálati módszerek ismertetésénél általában feltételezzük a zaj normalitását, ami első közelítésben egy nagyon szigorú megkötésnek tűnik, azonban véleményünk szerint a centrális határeloszlás tételek alapján ez a modell gyakran elfogadható az éghajlati idősorok vizsgálatánál is. Természetesen konkrét vizsgálatoknál tesztelni kell - vagy legalábbis tesztelni „illik” - e feltevés jogosságát.

Lineáris analitikus trendvizsgálat és általánosítása

A lineáris analitikus trendvizsgálatnál feltételezzük, hogy

$$m_t = \sum_{i=1, \dots, L} c_i \Phi_i(t) \quad t=1,2,\dots,n \quad (2)$$

azaz az m_t trendfüggvény az adott $\{\Phi_i(t), i=1,2,\dots,L\}$ ($L \ll n$) függvényrendszer elemeinek lineáris kombinációja, és az ismeretlen c_i együtthatókat a legkisebb négyzetek módszere szerint becsüljük a δ_t idősor alapján. Közismert, hogy különösen normális zaj esetén ezek a c_i becslések igen jó tulajdonságokkal rendelkeznek (Móri és Székely, 1986), feltéve persze, hogy a (2) azonosság igaz. És pontosan itt van a probléma, hiszen a (2) azonosság feltételezése csupán egy a priori leegyszerűsítése a tapasztalatilag esetleg elfogadható (1) trendmodellnek, abból a célból, hogy matematikailag kezelhetővé tegyük feladatunkat. Tehát óhatatlanul felvetődik a kérdés, hogy általános esetben (1) a c_i becslések milyen információt jelentenek a trendfüggvényre nézve, illetve hogyan értelmezhetők. Ezzel kapcsolatban igaz (Szentimrey, 1989), hogy a c_i statisztikák általánosan azon c_i együtthatók becsléseinek tekinthetők, amelyekre teljesül, hogy

$$\sum_{t=1, \dots, n} \{ m_t - \sum_{i=1, \dots, L} c_i \Phi_i(t) \}^2 = \min_{c_1, \dots, c_L}$$

azaz a c_i együtthatók az m_t trendfüggvény $\{\Phi_i(t), i=1,2,\dots,L\}$ függvény-rendszerre vonatkozó vetületének együtthatói.

A c_i becslések tulajdonságai hasonlóak a pontos illeszkedés - a (2) azonosság teljesülése - esetére vonatkozó ismert tulajdonságokhoz:

- (i) c_i ($i=1,\dots,L$) a δ_t idősor elemeiben lineáris, tetszőleges m_t trendfüggvény esetén torzítatlan becslése c_i -nek ($i=1,\dots,L$) és az ilyen típusú becslések közül a legkisebb szórású (BLUE).
- (ii) Ha a zaj normális, azaz $\varepsilon_t: N(0, \sigma^2)$, akkor a c_i ($i=1,\dots,L$) együtthatókra pontosan ugyanolyan módon adhatók konfidencia-intervallumok - Student-eloszlás alapján -, illetve a

$c_i=0$ ($i=1,\dots,L$) hipotézis ugyanúgy ellenőrizhető F-próbával, mint a pontos illeszkedés (2) esetében. Ez abból adódik, hogy egyrészt a c_i becslések együttes elosztása, illetve a korrigált átlagos hibától ("standard error") való függetlenségük nem függ a (2) azonosság teljesülésétől, másrészt a korrigált átlagos hiba eloszlásban éppen akkor minimális, ha igaz a (2) azonosság.

Tehát ezek alapján a különböző éghajlati idősorok lineáris analitikus trendvizsgálati eredményei az általános (1) modell szerint is értelmezhetők. Ilyen értelemben, az éghajlati idősorok trendvizsgálatának leggyakoribb esete, amikor a trendfüggvénynek az idő lineáris függvényeire vonatkozó vetületét kívánjuk közelíteni. Ez esetben a trendfüggvény „lineáris” növekedése vagy csökkenése az idő együtthatójával jellemezhető, és pontbecslés illetve intervallumbecslés (konfidencia-intervallum) is adható rá. Ilyen elemzéseket végeztek különféle regionális és globálisan átlagolt hőmérsékleti adatsorokra, tengerfelszín hőmérsékletekre, a jégtakaró kiterjedésére, csapadék és légnyomás adatsorokra és számos további meteorológiai változóra (Barnett, 1984; Karl, 1986; Koflanovits, 1974; Golicin, 1986; Mobley és Preisendorfer, 1985; Szentimrey, 1989; Hanson et al., 1989). Jelenleg a legnagyobb jelentősége a hemiszférikus vagy globális felszíni hőmérsékleti adatsorok vizsgálatának, a pozitív trendre vonatkozó feltevés igazolásának (vagy elvetésének) van (Vinnikov et al., 1987; Jones et al., 1986).

Számos kutatócsoport véleménye szerint az északi félgömbre egy 0-0,6°C-os szignifikáns „lineáris” növekedés jellemző az utóbbi száz év folyamán, másoknak azonban a vizsgált adatsorok esetlegesen nem megfelelően reprezentáns volta miatt fenntartásaik vannak ezen eredményekkel kapcsolatban (Callendar, 1961; Karl és Quayle, 1988).

A hemiszférikus vagy globális elemzéseknél óhatatlanul felmerül az idősorok együttes trendvizsgálatának kérdése, vagyis ha több idősorra - esetleg egy konstanstól eltekintve - ugyanaz a trendfüggvény jellemző, akkor milyen módszerekkel lehetséges a közös „jel” és a különböző zajrészek szétválasztása, avagy hogyan térhetünk át egy reprezentáns idősor vizsgálatára. Kézenfekvő megoldás az átlag-idősor alkalmazása, azonban az idősorok közötti esetleges sztochasztikus kapcsolat miatt célszerűbbnek tűnik, ha az átlagolásuknál figyelembe vesszük a kovariancia-szerkezetüket, és a tagok eszerint kapnak súlytényezőket. Például, ha a $\delta_t^{(j)}$ ($j=1,\dots,p$) idősorokra teljesül, hogy

$$\delta_t^{(j)} = c_0^{(j)} + m_t + \varepsilon_t^{(j)}, \quad t=1,\dots,n; j=1,\dots,p$$

ahol m_t a közös változást jellemző „trendfüggvény”, és K a sztochasztikus kapcsolatukat leíró kovariancia-mátrix, akkor az átlagolásuknál a $w=[w_1,\dots,w_p]^T=(K^{-1}e)/(e^TK^{-1}e)$ súlytényezők használata az optimális, olyan értelemben, hogy egyrészt az ezekkel a súlytényezőkkel kapott átlag-idősor várhatóérték függvénye (trendfüggvénye) - esetleg egy konstanstól eltekintve szintén a közös m_t , másrészt az ilyen jellegű súlyozással kapott idősorok közül a legkevésbé változókéony, azaz a zajrész szórása minimális (E az egységvektort jelenti, $E=[1,\dots,1]^T$). Természetesen ez esetben az időben nem változó K kovariancia-mátrix becslése jelent problémát, hiszen a várhatóérték függvény ismeretlen. Megjegyezzük azonban, hogy a lineáris analitikus modell (2) teljesülése esetén, az egy idősorra kidolgozott lineáris analitikus trendvizsgálati módszerek (pontbecslés, intervallumbecslés) általánosíthatók az idősorok együttes vizsgálatára is, ahol persze a súlytényezőket az idősorok alapján becsüljük, és ennek megfelelően az együtthatóbecslések, illetve a standard hiba eloszlása is némileg módosul.

A lineáris analitikus trendvizsgálatnál egy igen lényeges kérdés a közelítő függvényrendszer megadása, hiszen ez a választásunk meglehetősen önkényes. Az általános értelmezésünk szerint a trendfüggvénynek az adott függvényrendszerre vonatkozó vetületét becsüljük, azonban a trendfüggvénynek a vetülettel való jelzése szempontjából nem mindegy, hogy milyen mértékű az eltérésük. Tehát felmerül a kérdés, hogyan ellenőrizhető a trendfüggvény és a vetület egybeesése, azaz hipotézisvizsgálati terminológiával megfogalmazva, milyen statisztikai próbával dönthetünk a

(2) azonosság elfogadhatóságáról. A gyakorlatban általában megadunk egy nagy elemszámú függvényrendszert és ebből statisztikai próbák alapján kiválasztunk egy olyan részfüggvényrendszert, amelyről elfogadható, hogy az elemei lineáris kombinációjaként előállítható a trendfüggvény. A válogatás történhet előre megadott sorrendben, például a polinomiális közelítésnél fokszám szerint, de történhet bizonyos előre megadott szempontok alapján is, például a stepwise-regressziós módszernél (Móri és Székely, 1986) a közelítés jósága (standard hiba) szerint. A statisztikai próbáknál általában azt vizsgáljuk, hogy egy-egy új elem bevonása „szignifikánsan” javít-e az addigi közelítésünkön, azaz a lépésenkénti standard hibákat hasonlítjuk össze, a normalitás feltételezésével. Ezzel az eljárással kapcsolatban az egyik komoly probléma, hogy lényegében csak ortogonális függvényrendszer esetén (ortogonális sorfejtés) hajtható végre statisztikai szempontból egzakt módon, ugyanis általános esetben az esetleges tévedésünk valószínűségét legfeljebb csak lépésenként ismerjük, együttesen azonban nem. Egy másik probléma, hogy a hibákat egymáshoz viszonyítjuk és nem az optimálishoz, azaz a zaj szórásához (σ), ami esetünkben a változékonyság mértéke. Természetesen a σ szórás ismeretlen, azonban véleményünk szerint az éghajlati idősorok vizsgálatánál jó becslés adható rá, ugyanis feltételezhető, hogy ezeknél a változás mértéke elhanyagolható a változékonyság mértékéhez képest, azaz $|m_t - m_{t-1}| \ll \sigma$ és ebből következően $M\{(\delta_t - \delta_{t-1})^2\}/2 \sim \sigma^2$, tehát a szomszédos elemek négyzetes eltéréseinek felhasználásával becsülhetjük a szórásnégyzetet, melynek alapján F-próba is konstruálható a (2) azonosság elfogadhatóságának eldöntésére (Szentimrey, 1989).

Tekintsük például az éghajlati idősorok vizsgálatának talán leggyakoribb esetét, amikor a trendfüggvénynek az idő lineáris függvényeire eső vetületét becsüljük. Ha a zaj (ε_t) normális és a trendfüggvény maga is az idő lineáris függvénye, akkor a

$$PS = (([n/2] - 1) / (n - [n/2] - 1)) [2S_1 / S_0 - 1]$$

próbat statisztika $\{n-[n/2]-1, [n/2]-1\}$ paraméterű F-eloszlást követ, ahol S_1 a δ_t idősor lineáris közelítésénél kapott négyzetes hibák összege; S_0 a $\delta_{2t} - \delta_{2t-1}$ ($t=1, 2, \dots, [n/2]$) idősor átlagtól való eltéréseinek négyzetösszege; $[n/2]$ az $n/2$ egész része. Tehát a PS próbat statisztika alapján dönthetünk a linearitásra vonatkozó hipotézisünk helyességéről.

E probléma eldöntésére egy másik, nem teljesen lineáris, de azzal rokon módszer az úgynevezett két-fázisú regressziós modellen (Hinkley 1969, 1971; Solow, 1987) alapszik. Ennél a modellen feltételezzük, hogy a trendfüggvény két lineáris szakaszból áll, azaz

$$m_t = c_1 + c_2t + c_3(t-T) \text{IND}_T(t) \quad t=1, \dots, n$$

ahol $\text{IND}_T(t)=0$, ha $t < T$ és $\text{IND}_T(t)=1$, ha $t > T$. E modell vizsgálatánál az a null-hipotézis, hogy a trendfüggvény lineáris, azaz $c_3=0$, míg az ellenhipotézis szerint a trendfüggvény megtörik, azaz $c_3 \neq 0$. Az ismeretlen c_1, c_2, c_3, T értékek becslése a legkisebb négyzetek módszere szerint történik. Itt problémát tulajdonképpen csak az esetleges T töréspont becslése jelent. A hipotézisvizsgálatot a likelihood-hányados-próba alapján hajthatjuk végre, az ennek megfelelő próbat statisztika

$$U = [(S_0 - S_1)/3]/[S/(n-4)]$$

ahol S_0 a null-hipotézishez tartozó négyzetes hibaösszeg, S_1 pedig az ellenhipotézishez tartozó négyzetes hibaösszeg. Amennyiben a zaj normális eloszlású, és igaz a null-hipotézis, akkor a próbat statisztika határeloszlásban $(3, n-4)$ -paraméterű F eloszlást követ. A különböző éghajlati idősorok vizsgálatánál, a módszer előnyös tulajdonsága, hogy lehetőséget biztosít esetleges alaptendenciabeli változás kimutatására, töréspont becslésére, bár az utóbbival kapcsolatos eredmények mind matematikailag, mind pedig fizikailag inkább heurisztikusnak mondhatók.

Összefoglalva az eddigieket, a különböző analitikus módszerek alapján igen értékes fizikailag értelmezhető statisztikai információkat szerezhetünk a trendfüggvényről, azonban általános esetben az információink megbízhatóságának (szignifikancia-szint) együttes kiértékelése igen komoly nehézségekbe ütközik. A probléma megoldásához lényegében a statisztikai információk teljes függetlensége szükséges, aminek lineáris statisztikus vizsgálatnál, normális zaj esetén szükséges és elégséges feltétele az adott függvényrendszer ortogonalitása. Éppen ezért az analitikus trendvizsgálat szempontjából az ortogonális sorfejtéseknek kiemelkedő szerepe van.

Trendvizsgálat ortogonális sorfejtés alapján

Tegyük fel, hogy a $\{\Phi_i(t), i=1,2,\dots,n\}$ függvényrendszer teljes és ortogonális - nem feltétlenül normált - az $\{1,2,\dots,n\}$ halmazon. Ekkor az ortogonális sorfejtés értelmében az m_t trendfüggvény és a δ_t idősor - lásd (1) modell - sorbafejthető az adott függvényrendszer szerint, azaz

$$m_t = \sum_{i=1..n} c_i \Phi_i(t), \quad \delta_t = \sum_{i=1..n} c_i \Phi_i(t), \quad t=1,2,\dots,n.$$

Ez esetben a trendfüggvény megismerése szempontjából a c_i ($i=1,\dots,n$) együtthatók érdekelnek bennünket, melyek becslésére a c_i ($1,\dots,n$) együtthatók állnak rendelkezésre. A becslések főbb tulajdonságai:

(i) c_i ($i=1,\dots,n$) a δ_t idősor elemeiben lineáris, tetszőleges m_t trendfüggvény esetén torzítatlan becslése c_i -nek ($i=1,2,\dots,n$) és az ilyen típusú becslések közül a legkisebb szórású (BLUE). c_i szórása $D(c_i) = \sigma^2 / \|\Phi_i\|^2$, ahol σ^2 az ε_t zaj szórása, $\|\Phi_i\|^2$ pedig a $\Phi_i(t)$ négyzetes normáját jelöli.

(ii) Normális ε_t zaj esetén a c_i becslések teljesen függetlenek és normális eloszlásúak: $c_i \in N \{c_i / \|\Phi_i\|^2\}$

E jó tulajdonságok alapján, a vizsgálat tulajdonképpeni célja a zérustól különböző c_i együtthatók meghatározása adott szignifikancia szinten, ami alatt az alábbiakat értjük.

A kiválasztás során kétfajta hibát követhetünk el: elsőfajú hibát, amikor létezik olyan zérus c_i együttható, amiről úgy döntünk, hogy zérustól különbözik, illetve másodfajú hibát, amikor létezik olyan zérustól különböző c_i együttható, amiről úgy döntünk, hogy zérus. Statisztikai szempontból egy ilyen válogatási eljárás akkor tekinthető egzaktnak, ha az elsőfajú hiba valószínűségét, illetve az ezzel ekvivalens a szignifikancia-szintet előre rögzítjük. Nem bizonyítjuk, de normális zaj esetén konstruálhatók az ilyen statisztikai eljárások, vagyis, ha az eljárás eredményeképpen azt kapjuk, hogy $c_{i1} \neq 0, \dots, c_{iK} \neq 0$, akkor tudjuk, hogy az elsőfajú hiba valószínűsége legfeljebb p , ahol $1-p$ az adott szignifikancia-szint. Normális zaj esetén az elemzéseknél a becslések (ii) tulajdonságainak azon követelményei használhatók fel, hogy a $\|\Phi_i\|^2 c_i^2$ ($i=1,\dots,n$) statisztikák egyrészt teljesen függetlenek, másrészt, ha $c_i=0$, akkor $\sigma^2 X_1^2$ eloszlásúak, illetve, ha $c_i \neq 0$, akkor eloszlásban nagyobbak a $\sigma^2 X_1^2$ eloszlásnál, ahol X_1^2 az egy szabadsági fokú khi-négyzet eloszlás. A vizsgálatnál természetesen törekedni kell arra is, hogy a másodfajú hiba valószínűsége lehetőleg minél kisebb legyen, aminél célszerű figyelembe venni az adott $\{\Phi_i(t)\}$ függvényrendszer tulajdonságait.

A hipotézisvizsgálat eredményeképpen a trendfüggvény közelítésére az $m_t = \sum_{j=1..K} c_{ij} \Phi_j(t)$, $j=1,2,\dots,K$, $t=1,\dots,n$ becslést használjuk, ahol $c_{ij} \neq 0$ ($j=1,\dots,K$) az adott szignifikancia szinten.

Az ortogonális sorfejtés eljárás tehát statisztikai szempontból korrekt, sok információt szolgáltató trendvizsgálati módszer, azonban nem mindegy, hogy ezek a statisztikai információk fizikailag értelmezhetőek-e. Ebből a szempontból a kulcskérdés a $\{\Phi_i(t), i=1,2,\dots,n\}$ ortogonális rendszer diszkutálásra, „fizikai” értelmezésre alkalmas megválasztása. A továbbiakban ezzel kapcsolatban ismertetünk két eljárást.

Diszkrét Fourier-féle sorfejtés

A diszkrét Fourier sorfejtéssel történő trendvizsgálat lényegében az idősorok spektrálanalízisének (Priestley, 1981; Matyasovszky, 1990) egy speciális esete, amikor is a trendfüggvényre jellemző esetleges periodicitásokat próbáljuk detektálni. Ennél a sorfejtésnél az

$$\{1, \cos(t2i/n), \sin(t2i/n)\}, \quad i=1,2,\dots,[n/2]$$

trigonometrikus ortogonális rendszert alkalmazzuk, tehát lényegében a $T_i = n/i$ ($i=1,2,\dots,[n/2]$) periódusokhoz tartozó periodikus összetevőket vizsgáljuk. A hipotézisvizsgálat nem pontosan az előbb ismertetettek szerint történik, hanem az úgynevezett periodogram (Priestley, 1981) elemzése alapján, ugyanis a sorfejtéseknél egy vizsgált periódust két összetevő is reprezentál.

A diszkrét Fourier-féle sorfejtés, illetve periodogram-elemzés széles körben elterjedt módszer, alkalmazzák globális, regionális éghajlati idősorok vizsgálatára egyaránt, azonban a „szignifikánsan létező” T_i periódusok fizikai értelmezése csaknem kivétel nélkül komoly problémát jelent.

Ablaktechnika: a Haar-féle ortogonális sorfejtés

A vizsgálat célja, hogy információt szerezzünk a trendfüggvény esetleges változásáról bizonyos idő-intervallumokon belül, pontosabban azt akarjuk eldönteni, hogy elfogadható-e az $m^{(1)}=m^{(2)}$ hipotézis egy adott ablakrendszer elemein belül, ahol $m^{(1)}, m^{(2)}$ a trendfüggvény megfelelő részátlagai. A részidőszakokat jelentő ablakrendszert az alábbi I diszkrét intervallum-rendszerből kiindulva definiáljuk:

$$(i) (1,n) = \{ 1,2,\dots,n \} \in I$$

$$(ii) \text{ ha } (k,l) = \{ k,\dots,l \} \in I \text{ és ha } k \neq l, \text{ akkor} \\ (k,[(k+1)/2]) = \{ k,\dots,[(k+1)/2] \} \in I \text{ és} \\ ([(k+1)/2]+1,l) = \{ [(k+1)/2]+1,\dots,l \} \in I.$$

Ezek alapján ablakoknak I azon elemeit tekintjük, melyeknek legalább két elemük van:

$$W = \{ (k,l) \mid l-k+1 \geq 2, (k,l) \in I \}$$

és ez esetben az ablakok száma: $\#W=n-1$. Ekkor a Haar-féle ortogonális sorfejtés (Szőkefalvy, 1977) diszkrét általánosításának értelmében ($t=1,2,\dots,n$):

$$m_t = m + \sum_{(k,l) \in W} dm_{(k,l)} \Phi_{(k,l)}(t)$$

$$\delta_t = \delta + \sum_{(k,l) \in W} d\delta_{(k,l)} \Phi_{(k,l)}(t)$$

ahol

$$dm_{(k,l)} = m([(k+1)/2]+1,l) - m(k,[(k+1)/2])$$

$$d\delta_{(k,l)} = \delta([(k+1)/2]+1,l) - \delta(k,[(k+1)/2])$$

és $m(i,j)$, $\delta(i,j)$ az (i,j) diszkrét intervallumhoz tartozó átlagok; $\{ \Phi_{(k,l)}(t) | (k,l) \in W \}$ egy, az azonosan 1 függvénnyel együtt, teljes ortogonális rendszer, a Haar-féle ortogonális rendszer diszkrét megfelelője. Tehát ez esetben végül is egy olyan ortogonális sorfejtésről van szó, ahol az együtthatók „fizikailag” értelmezhetők, nevezetesen a vizsgált megfigyelési sor időszakról időszakra változó vagy éppenséggel nem változó középértékei.

E módszert az Északi Hemiszféra évi átlagos felszíni középhőmérsékleteinek adatsorára alkalmaztuk (Jones et al., 1986). A 95%-os szinten szignifikáns sorfejtési együtthatókkal rekonstruált, a sorfejtési tagok fokozatos kiegészítésével kapott trendfüggvényeket az 1.-4. ábrákon mutatjuk be.)))

2.1. MELLÉKLET

A kiadvány nyomtatott változata az alábbi tartalmú ábrákat foglalja magában:

1. ábra: Az északi hemiszféra évi átlaghőmérsékletének fokozatos közelítése (2 szakasz)

2. ábra: Az északi hemiszféra évi átlaghőmérsékletének fokozatos közelítése (3 szakasz)

3. ábra: Az északi hemiszféra évi átlaghőmérsékletének fokozatos közelítése (4 szakasz)

4. ábra: Az északi hemiszféra évi átlaghőmérsékletének fokozatos közelítése (6 szakasz)

2.2. AZ ÉGHAJLAT JÖVŐJE: MÓDSZEREK, MODELLEK, SZCENÁRIÓK

Az éghajlati rendszer folyamatainak vizsgálatára, e rendszer állapotának előrejelzésére számos eljárást dolgoztak ki. Ebben a fejezetben ezeket a módszereket tekintjük át. Jelentőségüknek megfelelően, mindenekelőtt az éghajlati modellekkel foglalkozunk. Az éghajlati rendszer rendkívüli összetettsége miatt a különféle módszerek, modellek segítségével egyelőre inkább csak feltételes előrejelzések készíthetők. Ennek egyes okairól a következő fejezetben szólnunk.

2.2.1. AZ ÉGHAJLAT MODELLEZÉSE

Az éghajlat-modellezés az elmúlt negyedszázadban a légkör-modellezéssel párhuzamosan fejlődött, fejlődését megszabta a légkör-modellezés fejlődésének üteme. Az 1960-as évek közepén, amikor az éghajlatmodellezés megindult, még a légköri folyamatok dinamikai modellezése is fejlődésének kezdetén volt. Ebben az időszakban egyedül a szinoptikus skálájú meteorológiai folyamatok modelljei működtek kielégítő pontossággal, a légköri folyamatok más osztályairól egyáltalán nem voltak, vagy nem voltak megfelelő pontosságú dinamikai modellek. A korabeli számítógépek teljesítőképességét az említett modellek is maximálisan kihasználták, bonyolultabb számítógépi modellek megalkotására nem lehetett gondolni.

Tulajdonképpen az 1970-es és az 1980-as években fejlődött oda a számítógépes dinamikus meteorológia, hogy a légköri folyamatok minden lényeges osztályáról rendelkezünk többé-kevésbé adekvát számítógépi modellekkel, és a folyamatok kölcsönhatását, a légkör-rendszer teljes működési mechanizmusát is kielégítő pontossággal tudjuk szimulálni. Ez a fejlődés a számítógépek fejlődésének mindenkor teljes kihasználása mellett zajlott le, az általános légkörzés komplex dinamikai modelljei jelenleg is csak a legnagyobb teljesítményű (1 milliárd művelet/mp) kapacitású szuper-számítógépeken realizálhatók.

Az említett körülmények és az, hogy éghajlatmodellek fejlesztésével elsősorban a légkörkutatók foglalkoztak, odavezettek, hogy az éghajlatmodellekben - egészen a mai napig - a légkör és a légkör folyamatai dominálnak. Természetesen ehhez az is hozzájárult, hogy az éghajlati rendszer többi összetevőjének megismerése és dinamikájuk megértése a fejlődés során még a légkörnél is lényegesen alacsonyabb szinten volt és van. A fenti körülmények hatását jól jelzi, hogy az 1970-es évek folyamán az éghajlat-modellezésben olyan - ma már tévesnek tekintett - nézetek uralkodtak, hogy az éghajlatot elégséges a légkörben modellezni.

Az éghajlat dinamikájának megértése, modellek útján való szimulációja, és esetleges változásainak előrejelzése a tudomány előtt álló legnagyobb mértékben interdiszciplináris feladatok egyike. E feladat megoldásához igen sokféle szaktudomány képviselőinek összefogása, kutatási eredményeik, összegyűjtött adataik egyesítése, sőt - a számítógépes modellezés céljából - gondolkodásmódjuk, kutatási eszköztáruk egységesítése szükséges. Az éghajlatkutatás és -modellezés kellő mértékű interdiszciplinaritása még csak most van kialakulóban.

Az éghajlatmodellezés fejlődését az utóbbi évtizedben nagymértékben elősegítette a kibontakozó nemzetközi együttműködés. A Meteorológiai Világszervezet, a UNEP és az ICSU 1980-ban indította útjára az Éghajlati Világprogramot, amelynek tudományos programja a következő háromlépcsős kutatási cél elérését fogalmazta meg: (i) a hosszútávú időjárás-előrejelzés fizikai alapjainak megteremtése; (ii) a néhány hónaptól néhány évig terjedő időskálájú éghajlati változékonyság fizikai hátterének és előrejelezhetőségének megértése; (iii) az évtizedes időskálájú természetes és emberi eredetű éghajlati hatásokra adott éghajlati válaszok felmérése. A program szerint a sorban egymás után következő kutatási célok elérésének előfeltétele a megelőző célok elérése. Az éghajlatkutatási alprogramon belül a kutatások hat különböző rész-program köré szerveződnek: (1) légköri éghajlati előrejelzési kutatások, (2) a légköri-óceáni közös határréteg vizsgálata, (3) a trópusi óceán és a globális légkör kölcsönhatásainak vizsgálata, (4) a világoceán cirkulációjának globális észlelési kísérlete, (5) a krioszféra-kutatási részprogram, (6) az éghajlati érzékenység-kutatási részprogram. A célkitűzésekből és a részprogramok struktúrájából jól kiérezhető az éghajlati rezsim időbeni komplexitásának felismerése, valamint az, hogy a program keretében folyó kutatások súlypontja a légkörről áttevődött az óceánra és a krioszféra.

Évtizedünk második felére megérlelődött az a felismerés is, hogy még az éghajlati rendszer éghajlat központú komplex kutatása, másszóval a lehetséges (antropogén) éghajlatváltozások kutatása sem végezhető elszigetelten a földi környezetben végbemenő más, nem éghajlati típusú változások kutatásától. Ezek a változások kölcsönhatásban vannak az éghajlatváltozással, nagy részük éghajlatváltozás okozója is lehet. E tágabb feladatkört öleli fel az ICSU/UNEP szervezésében 1986-ban elindított Nemzetközi Geoszféra-Bioszféra (Globális Változás) Program.

A továbbiakban röviden áttekintjük az éghajlatmodellezés főbb szintjeit, problémáit és fejlődési irányait.

Az éghajlatmodellezés egyes elvi kérdései

Az éghajlati rendszer abszolút modelljének megalkotása különböző okok miatt jelenleg még nem lehetséges, bár a fejlődés intenzíven halad előre ebben az irányban. Az éghajlati rendszerben a különböző időskálákön léteznek olyan viszonylag zárt alrendszerek, és olyan viszonylag autonóm kölcsönhatás-csoportok, amelyek alapján sikerrel alkothatók meg a rendszer egyszerűsített modelljei. A fenti feltétel azonban azt jelenti, hogy a kérdéses alrendszerek kvázi-zártsága, illetve a kérdéses kölcsönhatás-csoportok kvázi-autonómiája csak bizonyos karakterisztikus skálájú éghajlati folyamatok esetében igaz, más folyamat-osztályokra nem teljesül. Az egyszerűsített modellek tehát csak korlátozottan, bizonyos éghajlati folyamatok leírására alkalmazhatók. Az éghajlat rövid időskálájú folyamatai (a szezonális, illetve az éves skálát meg nem haladó folyamatok) során a lassú

éghajlati alrendszerek időben állandó kényszerként kezelhetők, hiszen a kényszerhatásokra történő megváltozásuk, válaszuk még elhanyagolhatóan kicsi. Az ilyen időskálájú éghajlati folyamatok szimulációját tehát többé-kevésbé pontosan elvégezhetjük a légkör dinamikai rendszerére redukált ún. atmoszférikus éghajlat-modellekkel, amelyek természetesen tartalmazzák a felszín-légkör kölcsönhatásokat, illetve a felszín valamilyen egyszerűsített dinamikáját.

A belsőleg kormányzott légköri dinamikai folyamatok időskálája valószínűleg nem haladja meg az egy hónapot. Az egy hónapnál nagyobb időskálákon a légkör többé-kevésbé teljes tömegében adaptálódik a környezeti kényszerekhez, amelyek közül éghajlati szempontból a termikus kényszerek (a sugárzási és hőcsere folyamatok) az elsődlegesek. A légkör dinamikájában az egy hónapnál nagyobb időskálán nő a termodinamikai (hőcsere) és csökken a hidrodinamikai (áramlási) folyamatok jelentősége. A meteorológiai folyamatokkal ellentétben ezért a légkör éghajlati időskálájú folyamatait viszonylag pontosan lehet közelíteni tisztán termodinamikai modellekkel. Ezt a sajátosságot ismerték fel, és használták ki azok a kutatók, akik az éghajlatnak a meteorológiai folyamatok hidro-termodinamikai modelljeitől eltérő, egyszerű termodinamikai modelljeit alkották meg.

Az időskálát egy év fölé növelve azonban, bár a termikus kölcsönhatások dominanciája továbbra is megmarad, a légkörrel kölcsönhatásban levő geofizikai alrendszerek már nem tekinthetők inertnek, maguk is megváltoznak a kölcsönhatás során. Az éves skálánál hosszabb idejű éghajlati folyamatok leírására tehát már nem megfelelőek azok az éghajlatmodellek, amelyekben az éghajlati rendszer a légkörre egyszerűsödik le. A korszerű éghajlati rendszerképnek felelnek meg az ún. csatolt (coupled) termodinamikai éghajlatmodellek. A csatolt modellek közül a légkör-óceán rendszer modelljei a legegyszerűbbek, a bonyolultabb összekapcsolt modellek a szárazföldi felszín, illetve a krioszféra (leggyakrabban a tengeri jég) dinamikáját is magukban foglalják.

Az időskálát tovább növelve az évtizedes határig, a termodinamikai folyamatok viszonylagos autonómiájának feltételezése sem lesz igaz. Az éghajlati rendszer hőcsere folyamatait ezen az időskálán már jelentősen befolyásolják a geokémiai és a biokémiai folyamatok, amelyek módosítják a légkörben a sugárzásilag aktív (sugárzáselnyelő és -kibocsátó) gázok és aeroszolok koncentrációját. Ezért ezen éghajlati folyamatok kellő pontosságú leírására már csak az ún. kémiai-termodinamikai éghajlatmodellek az alkalmasak, amelyekben az atmoszféra és az óceán fizikai-kémiai folyamatai is a modellezett kölcsönhatások részét képezik. Megjegyezzük, hogy a komplexitás legalacsonyabb fokát képviselő kémiai-termodinamikai éghajlatmodellek bonyolultsága is olyan nagymértékű, hogy a szimulációs kísérletek során gyakran a fentiekből nem következő korlátozó feltételekkel is kell élni. Természetesen az éghajlati rendszer áramló közegeiben lezajló áramlási folyamatok figyelmen kívül hagyása jelentősen csorbítja a termodinamikai éghajlatmodellek pontosságát és alkalmazásuk lehetőségeit. Ezért az éghajlatmodellek másik nagy csoportjában explicit módon leírják az áramlási folyamatokat is. Ezeket a modelleket dinamikai éghajlatmodelleknek nevezhetjük. Az atmoszférikus dinamikai éghajlatmodellek, az ún. atmoszférikus általános cirkulációs modellek voltak azok az éghajlati modellek, amelyeknek a fejlesztése elsőként indult meg. Természetesen ezek a modellek – nevüknek megfelelően – elsősorban a légkör általános cirkulációja évszakos képének és évközi menetének szimulációjára alkalmasak. Az évesnél nagyobb időskálájú változások szimulációja során ezekben a modellekben a lassú éghajlati alrendszerek valamilyen hipotetikus kényszer- válaszának előírása szükséges. Jelenleg vannak kialakulóban a csatolt óceán-légkör általános cirkulációs modellek. Ezek a modellek, mivel a legtöbb esetben a nem áramló éghajlati rendszerösszetevők termodinamikai modelljeit, és a bioszféra egyszerűsített fizikai-kémiai modelljét is tartalmazzák, már joggal tekinthetők kezdetleges komplex éghajlati dinamikai modelleknek. Pillanatnyilag ezek a modellek jelentik az éghajlat-modellezésben a szintézis legmagasabb fokát, ezek az éghajlati rendszer jelenleg létező maximális modelljei. Ugyanakkor ezekkel a rendkívüli bonyolultságú modellekkel végrehajtott szimulációs kísérletek még gyakran viselik magukon az *in vitro* (lombik) szimulációk jellegzetességeit az *in vivo* (élethű) szimulációk vonásai helyett. Ennek oka számos olyan korlátozó feltételben rejlik, melyekről a továbbiakban szólunk majd.

Termodinamikai éghajlatmodellek

Energiaegyensúlyi éghajlatmodellek horizontális felbontással

Az éghajlat elsőként megalkotott modelljei Budyko (1969) és Sellers (1969) nevéhez fűződnek. Mindkét modell a légkörrel azonosnak tekintett teljes éghajlati rendszer termodinamikai egyensúlyának feltételén alapul. A modellekben figyelembevett termodinamikai folyamatok: a rövidhullámú sugárzásbevitel és a felszín-légkör hosszúhullámú kisugárzása. A felszín-légkör rendszer hosszúhullámú kisugárzásának parametrizációjára Budyko elsőként használta az azóta híressé vált és róla elnevezett lineáris regressziós formulát, amely a kisugárzást a felszíni léghőmérséklet globális átlagával kapcsolja össze. E parametrizáció mellett a rövidhullámú sugárzásbevitelt az éghajlati rendszer albedóján keresztül fejezik ki. Ez a modell, amely az éghajlatmodellek prototípusa volt, egyben a modellek egyszerűsítésének végső fokát képviseli. Az éghajlati modell-hierarchiába e modellt a következő jelzőkkel sorolják be: nulladimenziós (mivel globális térbeli átlagokkal dolgozik), stacionárius (mivel időbeli állandóságot tételez fel) atmoszférikus energiaegyensúlyi éghajlatmodell. Az energiaegyensúlyi jelző a modell termodinamikai karakterére utal a rejtett gondolattal, hogy a modellezett folyamatoknál a kinetikus és a potenciális energiafajták szerepe másodlagos a termodinamikai energia mellett, ezért a termodinamikai energiaegyenlet közelítőleg a felszín-légkör rendszer teljes energiaháztartását leírja. A Budyko és Sellers féle modellek egyszerűségük ellenére igen hatékonyak bizonyultak pl. az éghajlati rendszer egyensúlyi válaszána szimulációjára a napállandó változása, ill. a légköri üvegházhatás vagy aeroszol-tartalom növekedése (Vinnikov és Groisman, 1981) esetén.

Már Budyko eredeti cikkében megjelent az energiaegyensúlyi modellek eggyel fejlettebb generációjának első képviselője, az ún. egydimenziós (övezetes) stacionárius energiaegyensúlyi modell (EEM). Budyko a teljes éghajlati rendszer válaszána kívül ugyanis vizsgálni kívánta az egyes földrajzi szélességek hőmérsékletének, valamint ezzel kapcsolatban a sarki jégtakarók kiterjedésének alakulását is a napállandó függvényében. Ezért bevezetett egy második egyenletet az egyes földrajzi szélességek átlagértékeinek meghatározására, amelyben a sugárzási mérlegen kívül az átlagos meridionális hőtranszport által okozott energiavesztés ill. -nyereség is szerepelt. Ezt a tagot az adott földrajzi szélesség átlaghőmérséklete és a globális átlaghőmérséklet különbségeivel hozta regressziós kapcsolatba. A zonálisan átlagolt rendszer-albedót egy Heaviside-típusú függvénnyel megadva, (melynek ugrása a jéghatár földrajzi szélességénél van) a modell kiváló eszközzé vált a hőmérséklet-albedó visszacsatolás tanulmányozására. Ezt a mechanizmust a Budyko-Sellers féle éghajlatmodell különböző változatait alkalmazva az 1970-es években számos kutató tanulmányozta, (Held és Suarez, 1974, Chylek és Coakley, 1974, Frederiksen, 1976, Su és Hsieh, 1976) kimutatva a (modell) éghajlat többszörös egyensúlyi állapotainak létezését. Akárcsak a Budyko féle modell, Sellers 1969-es modellje is tartalmaz egy egydimenziós, övezetes éghajlatmodell változatot is. Sellers az 1970-es évek elején továbbfejlesztette ezt az övezetes modellt, különbséget téve a szárazföldi felszín és az óceán feletti légkör hőháztartása között (Sellers, 1973, 1974). Ez a modell, bár még tisztán atmoszférikus EEM volt, irányt mutatott a későbbi kapcsolt légkör-óceán EEM-ek fejlesztése felé. Sellers 1973-as modelljének másik úttörő vonása az, hogy ez már nem stacionárius, hanem az évszakos menet szimulációjára is alkalmas szezonális EEM. Természetesen a hosszabb karakterisztikus idejű tranziens éghajlati folyamatokat a lassú éghajlati alrendszerek hiánya miatt ez a modell nem tudja leírni.

Az 1970-es évek második felében North-ék az egydimenziós EEM-ek ún. spektrális osztályát alkották meg, amelyekben a változók meridionális eloszlását gömbfüggvények (asszociált Legendre függvények) erősen csonkított ortogonális sorával közelítették (North, 1975a,b). A North féle kutatócsoport nevéhez fűződik néhány szezonális (évszakos) EEM megalkotása is (North és Coakley, 1978, 1979). Modelljeinek segítségével számos éghajlati érzékenységi vizsgálatot végeztek, megvizsgálták néhány fontos éghajlati visszacsatolás hatását, előállították a modell-egyenlet analitikus megoldását, variációs megformulázását, és a megoldás stabilitásának kritériumait

(Coakley, 1977, 1979, Cahalan és North, 1979, North et al., 1979). Az energiaegyensúlyi modellek fejlesztői között az 1970-es években kifejtett munkásságuk alapján feltétlenül említést érdemel S. Schneider és munkatársainak neve. Schneiderék 1973-ban jelentkeztek első övezetes energiaegyensúlyi éghajlatmodelljükkel (Schneider és Gal-Chen, 1973). Ezt a modellt 1976-ban egy kétrétegű modellé fejlesztették tovább, ahol a felső réteg a gyors, kis termikus inerciájú, míg az alsó réteg a lassú, nagy termikus inerciájú éghajlati alrendszereket volt hivatott képviselni (Gal-Chen és Schneider, 1976). Végül 1979-ben megalkották az utóbbi modell szezonális változatát is (Thompson és Schneider, 1979). Bár a Schneider-féle modellek szerkezetét a nagymértékű absztrakció jellemzi, általuk első ízben lehetett betekintést nyerni a változó tömegű (és termikus inerciájú) óceáni keveredési réteg éghajlati hatásaiba.

Budyko és Sellers elsősége az energiaegyensúlyi éghajlatmodellek megalkotásában tulajdonképpen vitatható, ha figyelembe vesszük J. Adem munkásságát. Adem már 1964-ben és 1965-ben közzétette egy olyan modell részleteit (Adem, 1964, 1965), amelynek alapegyenletei a légkör és a felszín hőháztartásának egyenletei, tehát konstrukciós elveiben teljesen megegyezik az egyensúlyi modellekkel. A dolog paradox volta abban rejlik, hogy Adem - korrektil - arra célra konstruálta és használta fel modelljét, amire az tényleg alkalmas volt: a légköri folyamatok hónapos és évszakos skálájú előrejelzésére. Adem nemcsak a légkör hőháztartásának egyenletét, hanem az óceán felszíni rétegének hőháztartási egyenletét is tartalmazta. Mindezek alapján joggal tekinthetjük Ademet az éghajlatmodellezés méltatlanul mellőzött úttörőjének és az első kapcsolt légkör-óceán éghajlatmodell megalkotójának.

A kapcsolt energiaegyensúlyi modellek intenzív fejlesztése az 1970-es évek végén indult meg. A lassú rendszereket a különböző parametrizációk lényegtelen eltérésekkel hőkapacitás nélküli kétdimenziós felszínként kezelték. Sok modellben a felszín az óceáni és a szárazföldi felszín átlagát képviselte, ezek voltak az ún. „mocsár” (swamp) éghajlatmodellek. Módszertani háttérként e szemléleti módhoz az szolgált, hogy az éghajlati rendszer egyensúlyi válaszát modellezték, és ebben - az általánosan elfogadott vélemény szerint - nem játszott szerepet az éghajlati alrendszerek különböző relaxációs ideje. Hasselmann volt az, aki 1976-ban egy elemző tanulmányban (Hasselmann, 1976) felhívta a figyelmet ennek a szemléletnek a téves voltára. Ha ugyanis a modell éghajlati rendszernek az időben változó kényszerre adott tranziens válasza függ attól, hogy milyen éghajlati alrendszereket veszünk figyelembe a modellben (erre utalt számos modell-kísérlet eredménye), akkor nincs bizonyítékunk rá, hogy a stacionárius válasz, a tranziens válasz határértéke független ettől.

Hunt és Wells 1979-es maximálisan egyszerűsített légkör-óceán modell-tanulmánya után M. Hoffert és társainak 1980-ban közzétett munkája tekinthető az első tényleges kapcsolt légkör-óceán energiaegyensúlyi éghajlatmodellnek. Ebben a modellben az óceán termodinamikai szerkezetének modellezése a légkörével azonos súlyú. A következő lépés az általánosítás féle a tengeri jégtakaró termodinamikai rendszerének a modellekbe való beépítése volt.

Az energiaegyensúlyi modellek fejlesztése az 1980-as évek végére fokozottan eltolódott az ún. multibox vagy multidomain energiaegyensúlyi modellek irányába, amelyek már az éghajlati rendszer minden lényeges összetevőjét tartalmazzák autonóm termodinamikai rendszerekként (nem parametrizálva), a köztük fennálló összes sugárzási és termikus kölcsönhatás lehetőség szerinti teljes figyelembevételével. Ide sorolható a Harvey által 1988-ban publikált energiaegyensúlyi modell (Harvey, 1988a,b,c), amely havi és meridionális felbontásban írja le az óceán, a szárazföld, a jégtakaró és a légkör összekapcsolt termodinamikai rezsímjét. A modell különösen érdekes és újszerű részletei: a jégtakaró termodinamikájának részletes kezelése, valamint a szárazföld energiaháztartásában a bioszféra (a különböző növénytakaró-típusok) figyelembevétele. Említést érdemel ebben a kategóriában a SZUTA Oceanográfiai Intézetében létrehozott kétdimenziós energiaegyensúlyi box-modell (Kagan és Chalikov, 1984), valamint ide tartozik az OMSZ Központi Légtérfizikai Intézetében kifejlesztett termodinamikai éghajlatmodell.

Sugárzási-konvektív éghajlatmodellnek (SKM) nevezzük azokat a termodinamikai éghajlatmodelleket, amelyek leírják az éghajlati változók vertikális eloszlását (is). Bár van néhány olyan termodinamikai éghajlatmodell, amely egyben horizontális és vertikális felbontást is tartalmaz. A most ismertetendő modellosztályt - ha a modellek nem tartalmazzák a konvekció vertikális szállítási folyamatát - a felszín-légkör rendszer sugárzásátviteli modelljeinek is tekinthetnénk. Ezek a modellek lehetőséget nyújtanak a legfontosabb antropogén éghajlati kényszerek (légköri nyomgáz, és aeroszol koncentrációk megváltoztatása, albedó-módosítások) éghajlati hatásainak pontosabb figyelembevételére (hiszen ezek a kényszerek elsődlegesen sugárzási jellegűek), valamint az éghajlati hőmérsékletváltozások légköri eloszlásának leírására. A földfelszín közelében és a magasabb szinteken lejátszódó éghajlati hőmérsékletváltozások hatása jelentősen eltérhet egymástól, ugyanakkor a horizontális felbontású EEM-ekben természetesen nincs lehetőség ezek elkülönítésére.

A sugárzási-konvektív modellek stacionárius változataiban a modellezett légoszlopot (vagy légkört és felszíni réteget tartalmazó oszlopot) fizikailag zárt rendszerként lehet kezelni, és a sugárzásátvitel egyensúlyi egyenleteit lehet modell-egyenletként használni. Ugyanakkor a modellek nem-egyensúlyi változatai csak a horizontális légköri hőszállítás vertikális profiljának megadásával válhatnak teljessé. A horizontális hőszállítás viszont olyan szoros kölcsönhatásban van az egyes légoszlopok sugárzás- és hőháztartásával, hogy kényszerhatásként való modellezése nem lehet sikeres. A másik nehézség a nem-egyensúlyi modell- változatok megalkotásában az, hogy változó hőmérsékletű légoszlopban a termodinamikai egyensúly feltétele mellett lezajló sugárzásátvitel formulái is veszítenek érvényességükből. A fentieket úgy foglalhatjuk össze, hogy a sugárzási-konvektív modelleknek csak a stacionárius változatai fejleszthetők és üzemeltethetők sikerrel autonóm modellként. A légkörben azonban alig van olyan tér- és időskála, ahol a termodinamikai zárttság (a stacionaritás feltétele) igaz lenne. Ez évi átlagban és a légkör egészére vonatkoztatva igaz csak közelítőleg, tehát egy stacionárius sugárzási-konvektív modell csak a teljes légkör egyensúlyi éghajlati válaszát képes helyesen visszatükrözni. A fenti megszorítás az, ami a sugárzási-konvektív modellek alkalmazási lehetőségeit erősen beszűkíti. Ezt felismerve az éghajlatmodellezők az 1970-es évek végétől lényegében felhagytak a sugárzási-konvektív modellek önálló fejlesztésével, ezek a modellek optimális alkalmazásukat és további fejlődésüket a háromdimenziós dinamikai éghajlatmodellek sugárzási blokkjaiként találták meg.

A radiatív-konvektív modellek fejlesztése az 1970-es években a sugárzási parametrizációk finomítása irányában haladt tovább. A hosszuhullámú sugárzás (a felszín és a légkör termikus sugárzása) tartományában az egyetlen jelentős modellezendő sugárzási folyamat a szelektív (vonalas) abszorpció. Ennek legegyszerűbb, empirikus modelljét, ahol a teljes vagy integrál-abszorpció értéket közelítik a hőmérséklettől és a nyomástól függő regressziós formulával, S. Manabe és munkatársai alkották meg az 1960-as évek végén, általános cirkulációs modelljükben való felhasználás céljából (Manabe és Strickler, 1964, Manabe és Wetherald, 1967). Az elnyelés fizikai (vonalas) természetén alapuló modelleket hoztak létre Goody (1964), Rodgers (1968), valamint Dickinson (1973). A rövidhullámú sugárzás (a Nap sugárzása) tartományában a modellezendő sugárzási folyamatok jóval bonyolultabbak, mivel egyszerre lép fel elnyelés és szórás, az elnyelő és szóró közegek (molekulák, aeroszolak, felhők) pedig eltérő optikai tulajdonságúak. Ezért az ezt leíró modell-blokkok fejlesztésében még nagyobb szerepet kaptak az empirikus technikák, a mért sugárzásgyengítéseknek empirikus függvényekkel való közelítései. A rövidhullámú sugárzás- átvitel ilyen félig empirikus modelljeit alkották meg Manabe és Strickler (1964), Sasamori et al. (1972), Lacis és Hansen (1974).

Az 1970-es évektől a sugárzási-konvektív modellek pontosságának növekedésével kezdtek e modelleket egyre szélesedő mértékben alkalmazni a földi éghajlat, ezen belül a vertikális hőmérsékletprofilra gyakorolt egyes hatások szimulációjára. Az első specifikusan a földi légkör szimulációjára kidolgozott sugárzási-konvektív modell Manabe és Strickler említett 1964-es modellje

volt, az ezt követő modell-generációk között említést érdemelnek Manabe és Wetherald (1967), Wang és Domoto (1974), Ramanathan (1976), Coakley (1977) modelljei.

E modellek felhasználási köre elég széles volt. A modellek egy részében a jelenlegi klíma vertikális hőmérsékleti eloszlásának reprodukciója volt a cél, elsősorban általános cirkulációs modellkísérletekben való felhasználás céljából. A felhasználás másik módja az egyes rétegek sugárzási hűlésének, ill. melegedésének kiszámítása a sugárzásilag aktív anyagok eloszlásának függvényében. A modellkísérletek egy jelentős része foglalkozik visszacsatolási mechanizmusok (hőmérséklet-vízgőz visszacsatolás, felhőzet-felszínhőmérséklet visszacsatolás, stb.) tanulmányozásával. Természetesen a legtöbb modellkísérlet a sugárzásilag aktív anyagok koncentráció-változása miatt bekövetkező változások szimulációjára irányul. A szén-dioxid sugárzás-profil módosító hatásainak elemzését tartalmazza Schneider (1975), valamint Augustsson és Ramanathan (1977) munkája. Az aeroszolok hasonló hatásait, és ezeknek a felszín-albedóval való kapcsolatát vizsgálja Reck (1974), Chylek és Coakley (1974), Ackermann et al. (1976), Fiocco et al. (1976). Wang et al. (1976) a sztratoszférikus ózon és az antropogén forrású nitrogén-vegyületek kémiai kölcsönhatásai következtében beálló sugárzási rezsím változásokat modellezik összekapcsolt kémiai-dinamikai modell segítségével.

Éghajlatmodellek parametrizált dinamikával

Ebbe az osztályba soroljuk azokat az éghajlat-modelleket, amelyekben az éghajlati folyamatok termodinamikai leírásával összemérhető súllyal van jelen a folyamatok dinamikai oldala is, de a dinamikai leírás (és esetleg a termodinamikai leírás is) a valósághoz képest lényegesen egyszerűsített formában jelenik meg.

A parametrizált dinamikájú éghajlatmodellek első képviselőjének Saltzman modelljeit tarthatjuk (1968). A modell a stacionárius éghajlati rezsimben kialakuló zonálisan szimmetrikus átlagos cirkuláció, valamint a zonálisan aszimmetrikus stacionárius örvények struktúráját írja le. A modell igazi újdonsága és legnagyobb előnye az, hogy struktúrája összhangban van a légköri energetikában az 1950-es évek végén felismert (Lorenz, 1967) fő szállítási és konverziós mechanizmusokkal (zonálisan szimmetrikus átlagos cirkuláció - stacionárius és tranzien örvények), és így ezen mechanizmusok közvetlen szimulációjára alkalmas.

Parametrizált dinamikájú éghajlatmodellnek minősülnek, és így ezen modellek érdekes osztályát alkotják a háromdimenziós általános cirkulációs modellek kétdimenziós, zonálisan átlagolt kísérleti variánsai (majdnem minden általános cirkulációs modell kifejlesztése közben kidolgoztak egy ilyen modell-variáns is), valamint ugyanezeknek a modelleknek az ún. idealizált geográfiajú változatai, amelyekben a kontinensek és az óceánok elhelyezkedését egyszerűsítették le valamilyen módon. Ilyen idealizált geográfiajú modellekkel hajtották végre az első dinamikai éghajlat-érzékenységi vizsgálatokat.

Atmoszférikus általános cirkulációs modellek

Az első általános cirkulációs modellek megkonstruálásának fő célja az általános légkörzés modellezése volt, azzal az indítékkal, hogy a modellkísérletek eredményei alapján mennyiségi információt lehet majd nyerni a cirkuláció olyan szállítási és energia-konverziós mechanizmusairól, amelyek közvetlen mérésére nincs lehetőség. Az első működő általános cirkulációs modell megalkotása S. Manabe, J. Smagorinsky és munkatársai nevéhez fűződik. A modell dinamikai egyenletei a primitív egyenletek voltak, amelyek a hidrosztatikus közelítésen kívül nem tartalmaztak más dinamikai megszorító feltételeket, és így alkalmasak voltak a nagytérségű geosztrofikus mozgásokon kívül a légkör gravitációs eredetű mozgásainak leírására is. A modellben a légköri mozgásokat abban az időben még nem szokásos részletességgel, 9, majd 11 vertikális szint alkalmazásával írták le, elsőként alkalmazva az Arakawa által javasolt integrált közelítő numerikus

módszert. A konvektív instabilitás felhalmozódásának elkerülésére a modellezés történetében elsőként alkalmaztak konvektív hőmérsékleti átrétegzési algoritmust. A modellbe már az első változatban beépítették a vízkörforgalom légköri ágát, a párolgást, a vízgőz légköri szállítását és a csapadékot, valamint konvektív átrétegzési folyamatban is figyelembe vették a vízgőztartalom destabilizáló hatását. Ezáltal ez a modell volt az első, ahol a légköri vízgőztartalom interaktív tényezőként, a légköri folyamatok aktív formálójaként jelent meg. A modellbe a rövidhullámú és a hosszuhullámú sugárzási rezsimek (korábban említett) egyszerű parametrizációt is beépítették. Az első modellkísérlet-sorozatban az északi hemiszféra évi átlagos cirkulációs és klimatológiai viszonyait szimulálták, teljesen mesterséges kezdeti feltételek (izoterm, áramlásmentes, teljesen száraz légkör) és erősen egyszerűsített peremfeltételek (teljesen telített, de hőkapacitás nélküli alsó határfelszín) esetén. Részletesen analizálták a modell-rezsimek stacionarizálódása után létrejövő cirkuláció energetikáját, mérlegfeltételeit és szállítási mechanizmusait. Különösen alapos vizsgálatnak vetették alá a szimulált cirkulációban kialakuló planetáris Rossby-hullámok domináns hullámszámainak, és a nedvességátvitel hatását az egyes modulusok amplitúdóira.

Az NCAR (National Center of Atmospheric Research) kutatógárdája Kasahara és Washington irányításával konstruált általános cirkulációs modellt, amely horizontálisan szférikus rácshálózatot, vertikális koordinátaként pedig a magasságot használta; a modell összesen két vertikális szintet tartalmazott. A vízgőzciklust a modellbe nem építették be, helyette az atmoszféra teljes telítettségének eléggé durva feltételével éltek. Ugyanakkor a sugárzási folyamatok parametrizációja ebben a modellben fejlettebb volt, mint a GFDL modellben. Sajnos a különféle egyszerűsítések miatt ebben a modellben nem teljesültek az alapvető mérleg-feltételek (az atmoszféra belső energiataralma állandóan növekedett), a modellszámítások eredményei nem stabilizálódtak, ún. nem-lineáris instabilitás lépett fel. A kudarcba fulladt modellkísérletek az NCAR első általános cirkulációs modelljével arra figyelmeztettek, hogy a GFDL modellben hosszú és körültekintő munkával ellenőrzött bonyolult követelményrendszer (energiamegmaradási ill. -konverziós feltételek, numerikus séma, stb.) elengedhetetlen a sikeres általános cirkulációs modellek megkonstruálásához.

A klímamodellezésnek ebben a korai időszakában intenzíven folyt általános cirkulációs modellfejlesztési tevékenység az UCLA-ban is (University of California, Los Angeles) A. Arakawa és Y. Mintz vezetésével. (Arakawa nevéhez fűződik a dinamikus légkörmodellezés minden területén sikerrel használt Arakawa féle konzervatív rácshálózatok bevezetése.) Ezeket az eredményeket felhasználva az 1966-1972 években sikeres kétszintű általános cirkulációs modellt fejlesztettek ki, amely a vízszintesben a szférikus koordinátákat, vertikális koordinátaként pedig a GFDL modellhez hasonlóan a Phillips féle szigma-koordinátát használta. A modellbe beépítették a vízgőz és az ózon szállítási egyenletét.

Az 1970-es évek elején az NCAR-ban intenzív modellfejlesztési tevékenységbe kezdtek. Elsősorban Kasahara és a kutatócsoporthoz csatlakozott D. Williamson tevékenysége nyomán egységessé és több mennyiség szempontjából konzervatívvá vált a modell véges különbséges megformulázása (Kasahara, 1965, Houghton et al., 1966, Williamson, 1966, 1968, 1970, Williamson és Browning, 1973) Williamson tevékenysége nemcsak a szférikus metrikán alapuló véges különbséges közelítések fejlődéséhez járult hozzá, hanem bizonyos értelemben megalapozta későbbi szférikus spektrális közelítési módszerek fejlesztését is. Az NCAR modell fejlesztései során Sasamori (1968) számításilag effektív hosszuhullámú sugárzási blokkot dolgoz ki a modellhez, Krishnamurti és Moxim (1971) a konvekció parametrizációját építik be a modellbe, végül Washington (1974) a hótakaró kiterjedésének és a talaj nedvességtartalmának (tehát lényegében a szárazföldi felszín hidrológiájának) prognosztikai egyenletével bővíti a modellt.

Az 1970-es évek elején Goddard Institute of Space Studies (GISS) keretein belül kezdődött intenzív általános cirkulációs modell fejlesztés, lényegében az UCLA modell nyomdokain haladva, annak egyes dinamikai algoritmusait átvéve. A 9-szintű GISS modell (Somerville et al., 1974) négy jelentős területen különbözik az UCLA modelltől, ezek a rövidhullámú és a hosszuhullámú sugárzás

parametrizációja, a nedves konvektív átrétegződés, valamint a határreteg turbulenciájának parametrizációja. A GISS modellben alkalmazott parametrizációk közül a legidőtállóbbnak a sugárzási parametrizációk bizonyultak. A sugárzási-konvektív modellek között már említett, Lacis és Hansen által konstruált sugárzási blokkok (a rövidhullámú blokk az ózon és a vízgőz abszorpciós profilja analitikus függvényekkel való közelítésén, míg a hosszuhullámú blokk a szélessáv-közelítésen alapul) optimális kompromisszumot jelentenek a leírás pontossága és a szükséges számítások mennyisége között, így jelenleg is a legkorábban használt sugárzási parametrizációs közé tartoznak. A modell fizikai parametrizációs algoritmusait az 1980-as évek elején teljesen új alapokra helyezték (Hansen et al., 1983) az éghajlat-modellezésben addig végbement fejlődés figyelembevételével. Elsősorban a felhőzet, a planetáris határreteg és a konvekció különböző típusainak parametrizációja bővült ki lényegesen a korábbi modell-verzióhoz képest, valamint a szárazföldi felszín termodinamikája, vízháztartása, és mechanikai tulajdonságai kerültek be a kor színvonalán álló részletességgel a modellben figyelembevett hatások közé.

Az ebben az időszakban kidolgozott általános cirkulációs modellek között kell megemlíteni az angol meteorológiai szolgálat általános cirkulációs modelljét, amelyet G. Corby és A. Gilchrist irányításával fejlesztettek ki az 1972-76 években és amely az első években UKMO (United Kingdom Meteorological Office), később BMO (British Meteorological Office) modell néven szerepelt ill., szerepel a szakirodalomban. A modell a véges különbséges közelítések szempontjából optimális szférikus rácshálózatot, az ún. Kurihara rácsot használja, a vertikálisban öt szintet vesz figyelembe. Újszerű vonásai az addig kifejlesztett modellek között a határreteg folyamatainak igen részletes kezelése.

Az 1970-es évek közepétől a nagytérségű légkördinamikai modellezés közelítő és számítási módszereinek fejlődését a spektrális módszerek térhódítása jellemzi, a véges különbséges módszerek rovására. Az Arakawa-féle konzervatív sémákban az atmoszférikus feladatokra alkalmazott véges különbséges módszerek elérték fejlődésük legmagasabb fokát. Számos olyan nehézség maradt azonban, amelyeket véges különbséges módszerek alkalmazásával egyáltalában nem lehet áthidalni. A spektrális módszer alkalmazásánál a térbeli, ill. gyakrabban a gömbfelületen adott meteorológiai mezőket (földrajzi hosszúság és esetleg a magasság szerint) a Fourier- és (földrajzi szélesség szerint) a Legendre- transzformáció alkalmazásával a mezők spektrális hullám-összetevőinek amplitudó-fázisterébe transzformálják át. Így a fejlődés előrejelzése az amplitudók időbeli változásának meghatározására „egyszerűsödik le”. A spektrális módszer alkalmazásának úttörője Silberman (1954) volt, aki a módszert a barotrop örvényességi egyenlet megoldására használta fel. Az 1960-as évek során Lorenz (1960), Platzman (1960) és Robert (1966, 1969) tanulmányozták a módszer tulajdonságait. A módszer fejlődését ebben az időszakban erősen gátolta rendkívül számításgényes volta. Az elméleti áttörést 1970-ben Ország és Eliassen et al. munkássága hozta meg, akik egymástól függetlenül egy lényegesen kevésbé számításgényes módszert dolgoztak ki a nem lineáris tagok kezelésére. Ebben a módszerben, amelyet ma transzform-módszernek nevezünk, a nem lineáris tagok spektrális reprezentációját is közvetlen integrál-transzformációval állítják elő. 1972-ben Machenhauer és Rasmussen, ill. 1974-ben Bourke egyesítették a módszer matematikai és számítási megformulázását, a gyors Fourier-transzformáció alkalmazásával. Machenhauer és Daley (1972) mindhárom térbeli dimenzióban spektrális módszert fejlesztett ki, azonban a további fejlődés során kizárólag a horizontálisan spektrális, vertikálisan véges különbséges módszerek terjedtek el (Hoskins és Simmons, 1975; Gordon és Stern, 1974).

A spektrális módszer első gyakorlati modell-realizációja az ausztrál meteorológiai szolgálat 9 szintű spektrális modellje volt, amelyet rövidtávú előrejelzési céllal 1976-ban kezdtek üzemeltetni majd e modellt általános cirkulációs modellezési feladatok megoldására is felhasználták (McAvaney et al., 1978). A további fejlesztések között elsősorban az ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecasts) spektrális modelljét kell megemlíteni, amely jelenleg 110 spektrális hullámkomponenssel a legrészletesebb és legpontosabb közép- és hosszútávú előrejelzési modell a világon. A tradicionális éghajlat- és általános cirkuláció-) modellező helyek közül az NCAR tért át

elsőként az új, spektrális modellezési technika alkalmazására. Az NCAR CCM első verziója lényegében az ausztrál (ANMRC) modell változtatás nélküli adaptációja volt, amelynek sugárzási és felhőzeti blokkjait azután Ramanathan és Dickinson (1979) tökéletesítette. 1981-től fokozatosan közép- és hosszútávú előrejelzési kísérletek elvégzésére is alkalmassá tették az addig csak cirkulációs tanulmányokra alkalmas modellt.

1983-tól kezdve a hamburgi Max Planck Institut für Meteorologie keretein belül is megkezdődött az éghajlat-modellezési tevékenység G. Fischer és K. Hasselman vezetésével. Atmoszférikus általános cirkulációs modellként az ECMWF spektrális modelljének (triangulárisan trunkált) T21 változatát alkalmazzák, melyet számos éghajlati parametrizációval egészítettek ki.

A Szovjetunióban a leningrádi GGO-ban és a SZUTA Oceanológiai Intézetében folyik általános cirkulációs éghajlatmodell-fejlesztési tevékenység (Aleksandrov et al. 1982).

Az általános cirkulációs modellek fejlesztői számára kezdettől fogva világos volt, hogy éghajlatérzékenységi szimulációs kísérleteket ezekkel a modellekkel csak úgy lehet végezni, ha valamilyen módon figyelembe veszik az óceán érzékenységét is. A kísérletek megkezdésének időpontjában (az 1970-es évek közepe) azonban a rendelkezésre álló óceán-modellek nem voltak megfelelő minőségűek, ill. még lényegesebb akadály volt, hogy nem voltak olyan számítógépek, amelyeken a légkör és az óceán egymástól 1/100-1/1000 arányban eltérő relaxációs idejű rendszereinek kölcsönhatásait szimulálni lehetett volna. Ezért számos egyszerűsítés megoldás született ezekben az években a kísérletek megtervezésére és végrehajtására.

Az első éghajlati érzékenységvizsgálatot (a CO₂ által indukált éghajlat-változás vizsgálatát) dinamikai modell segítségével Manabe és Wetherland végezték el 1975-ben, a GFDL általános cirkulációs modellt összekapcsolva egy földrajzilag idealizált (egy kontinens, egy óceán, 50-50% területarány) ún. swamp (mocsár) óceánfelszín-moddellel. Ez egy teljesen telített, végtelen vízkapacitású, de hőkapacitással nem rendelkező felszín, amely természetesen csak igen fogypótlóan szimulálja a valóságos óceán éghajlati hatásait. Az 1970-es évek végén az ilyen típusú modell-eredmények iránti ugrásszerűen fokozódó igény számos hasonló modell-kísérletet eredményezett. Atmoszférikus általános cirkulációs modell és (egyes esetekben már reális geográfiájú) swamp óceán összekapcsolásával végzett el hasonló jellegű vizsgálatot Hansen (1979), Manabe és Wetherald (1980) (az 1975-ös vizsgálat továbbfejlesztése), Schlesinger (1982), Washington és Meehl (1982), valamint Aleksandrov et al. (1982). Ezekben a tanulmányokban a CO₂ koncentráció ugrásszerű megduplázódása esetén 1.3 - 3.9 K globális átlaghőmérséklet-növekedést nyertek, a légkör relaxációs idejére jellemző 1 éven belüli késési idővel.

Előírt óceánfelszín-hőmérséklettel hajtottak végre CO₂ érzékenység vizsgálatot Gates et al. (1981) az OSU modell, valamint Mitchell (1981) a BMO modell alkalmazásával. Ezeknek a kísérleteknek az eredményeit már akkoriban sem ismerték el szignifikáns érzékenységi eredményenként (US National Academy of Sciences, 1979). A korai éghajlati érzékenység-szimulációs kísérleteket és a kapott eredményeket teljességre törekvően összegzi Schlesinger (1983). Az éghajlat-érzékenységi szimulációs kísérletek lényegesen fejlettebb változatát jelentette az, amikor az atmoszférikus általános cirkulációs modellt egy hőkapacitással rendelkező, de a hőt nem szállító kevert réteg óceánnal kapcsolták össze. Ilyen vizsgálatokat végzett el Manabe és Stouffer (1980) a GFDL modell, ill. Hansen (1979) a GISS modell felhasználásával. A modellkísérletekben a légköri modellekre jellemző nagy érzékenységet, 2.5-3.5 K globális hőmérséklet-változást nyertek. Manabe, Wetherald és Stouffer (1981) a szén-dioxid érzékenység évszakos menetét is vizsgálta és téli melegedést, valamint nyári nedvességcsökkenést állapítottak meg. Washington és Meehl (1984) hasonló évszakos kísérleteket hajtottak végre az NCAR modell és egy kevert réteg óceán összekapcsolásával, amelyben elég részletesen sikerült előállítanunk a széndioxid koncentráció-növekedés éghajlati hatásait a Föld egyes térségeiben. Schlesinger, Gates és Han 1985-ben számoltak be (az OSU modellel elvégzett) hasonló kísérletek eredményeiről. Ugyanezeket a kísérleteket

Schlesinger és Zhao 1987-ben szezonális változatban is megismételték. Végül a BMO modellel is elvégezték ezeket a kísérleteket, eredményeikről Wilson et al. (1987) számoltak be.

Az óceán és a krioszféra egyszerűsített formában való figyelembevétele ellenére a fenti modellek egyik csoportja sem tekinthető teljes értékű kapcsolt légkör-óceán éghajlati dinamikai modellnek. Ugyanez mondható el az elvégzett kísérletek értékéről is. A kvázistacionárius modelleredmények nagy szórása, valamint a modellek erősen eltérő időbeli viselkedése ezekben a kísérletekben egyértelműen egy, a légköri általános cirkulációs modell-blokkal azonos komplexitású óceáni blokk szükségességére utalt az ilyen jellegű éghajlati szimulációk elvégzése során.

Kapcsolt légkör-óceán általános cirkulációs modellek

Már az első működő általános cirkulációs modell (a GFDL modell) megtervezői számára is világos volt, hogy reális éghajlat-szimulációkat az évesnél nagyobb időskálájú éghajlati folyamatok esetén csak a légkör-óceán rendszer azonos konstrukciós elveken alapuló dinamikai modelljeinek összekapcsolásával lehet nyerni. Ennek bizonyítéka, hogy már 20 évvel ezelőtt, 1967-68-ban K. Bryan vezetésével létrehoztak egy, a hidrosztatikus és a Boussinesq-közelítést tartalmazó primitív egyenleteken alapuló (5 szintű, kb. 5 fok felbontású) óceán-modellt, amelyet összekapcsolva a légköri általános cirkuláció modelljével 1969-ben eléggé sikeresen szimulálták a teljes földi vízciklust és annak éghajlati hatásait (Manabe, 1969a,b; Manabe és Bryan, 1969). Korábban már foglalkoztunk azzal, hogy ezután a rendszerelméletileg korrekt és sikeres kezdet után miért esett vissza az 1970-es években a kapcsolt légkör-óceán dinamikai modellezés. Ez az évtized azonban sikeres volt a dinamikai óceánmodellek fejlődésének szempontjából.

Bryan et al. (1975), Cox (1975) az 1969-es óceánmodell továbbfejlesztéséről számolnak be. A továbbfejlesztés fizikai része elsősorban a tengeri jég termodinamikáját érinti, de lényegesebb, hogy a modell a vertikálisban 9 szintűvé, horizontálisan pedig kb. 2 fok felbontásúvá finomodik. Mindkét modell-változattal - az óceáni mozgások időskálájának megfelelő 5-10 napos idővel - évszázados integrálásokat hajtanak végre a kvázi-stacionárius cirkulációs kép szimulálása céljából. Semtner 1976-ban egy korábban már említett fejlettebb termodinamikai jégmodellel egészíti ki az óceándinamikai modellt. Semtner és Chervin (1988), a modellt 20 szintűvé és 1/2 fok felbontásúvá bővítik, és sikerrel szimulálják az óceán cirkulációját, a nagysebességű lokalizált áramlások és a mezoskálájú örvények struktúrájával együtt. Williams (1988) az óceáni mezoskálájú örvények részvételét vizsgálja az óceán-légkör kölcsönhatási folyamatokban. A hamburgi MPI(T21) modellt 1985-87-ben egy saját konstrukciójú óceáni általános cirkulációs modellel egészítik ki (Maier-Reimer, 1985, Maier-Reimer és Hasselman, 1987).

Az eddig elmondottakból kiderül, hogy a légköri általános cirkulációs modellektől eltérően, a világ-óceán általános cirkulációjának modellezésében lényegében minden nagyobb kutatóhely ugyanazt a modellt használja. Ez a modellezés fejlődésének valószínűleg kedvezőbb formája, hiszen mentes a rivalizálástól és az erőik szétforgácsolásától. Az óceán dinamikai modelljének közös fejlesztését az USA-ban a CME (Community Modeling Effort) elnevezéssel illetik. Jelenleg a globális cirkulációt, a makroskálájú áramlatokat, a mezoskálájú örvényeket és az óceáni határrejteget kölcsönhatásukban leíró óceánmodellek fejlesztése van napirenden.

Az atmoszférikus és az óceáni általános cirkulációs modellek összekapcsolása legalább olyan nehéz feladat, mint a dinamikailag egyenrangú óceánmodellek megkonstruálása volt, és azzal ellentétben igen távol van még a megoldástól. Lényegében az első „igazi” összekapcsolt légkör-óceánmodell kísérlet az említett 1980-as NCAR-beli cirkuláció-szimulációs kísérlet volt a CCM és a Semtner-féle óceánmodell verzió felhasználásával. Ez a kísérlet azonban „könnyű” feladat volt, mivel a szimulált évszakos skálán az óceán mélyebb rétegei kvázi-inert rendszerként viselkedtek, és a modell éghajlati rendszer nem nyilvánította ki a lassú rendszerek relaxációs idejéhez közelálló ún. lassú válaszát.

Nyilvánvaló, hogy az éghajlati rendszerben legalább két alapvetően különböző relaxációs idejű választípus van jelen. Az egyik a gyors éghajlati alrendszerekre (a légkörre és a szárazföldi felszínre) jellemző 1 hónap - 1 év relaxációs idejű válasz, míg a másik a lassú alrendszerekre (az óceánra, a tengeri és a kontinentális jégtakaróra) jellemző 10-100 évi időtartamú válasz. Hozzá kell tennünk, hogy tüzetesebb vizsgálat a három „lassú” alrendszer relaxációs idejében is lényeges eltérést talál: a tengeri jég relaxációs ideje 1-10 év, az óceáné - a legújabb kutatások tükrében - 100-1000 év, míg a kontinentális jégtakaróé jóval 1000 év felett van. Ezek a válaszok, mint karakterisztikus alfrekvenciák hatnak egymásra az éghajlati rendszerben, és „interferenciájukból” alakulnak ki a teljes éghajlati rendszer választípusai.

Az évtizedes skálán való modellezés, ami az érzékenységi vizsgálatok során minimálisan szükséges, már „nehéz” feladat a kapcsolt légkör-óceán dinamikai modell számára, hiszen a gyors és a lassú válasz is jelen van és kölcsönhatásba lép. A fenti állítás igaz voltát az a mindmáig áthidalhatatlanul kellemetlen jelenség bizonyítja, amit az ilyen modellkísérletek eredményében fellépő „éghajlati eltolódásnak” (climatic drift) neveznek. Az éghajlati eltolódás az évtizedes skálájú kapcsolt légkör-óceán modell kísérletek eredményében az évi átlagos légköri klíma fokozatos irreális megváltozása, az óceánnal való nem tökéletes összhang következtében. Ennek a jelenségnek az elhárítására, ill. kezelésére számos empirikus technika ismeretes, de felléptét a modellek pontosításával még nem sikerült megakadályozni.

Az 1980-as évek második felében számos olyan éghajlat-érzékenységi kísérletet, melyet korábban kevert réteg óceán-moddellel hajtottak végre, megismételtek most már dinamikai óceán-moddellel felhasználásával. 1985-ben Bryan és Spelman a CO₂ koncentráció megnégyszereződésére az óceáni cirkulációban bekövetkező változásokat vizsgálta a GFDL kapcsolt modell segítségével. Azt találták, hogy a bekövetkezett melegedés elegendő az óceáni termohalin konvekció leállításához, ennek ellenére az óceán negatív visszacsatolási mechanizmusok révén megtartja áramlási struktúráját, sőt a felszíni réteg hőtároló-képessége még fokozódik is. Ugyanezekben a kísérletekben a légkörben bekövetkezett változások során a magas földrajzi szélességek fokozott érzékenységet mutattak (Manabe és Bryan, 1985; Schlesinger és Mitchell, 1987). A sarkvidéken átlagosan 14°K hőmérséklet-növekedés következett be a trópusokon regisztrált 2,5°K-nel szemben. A kevert réteg óceánnal elvégzett kísérlettel azonos módon a nyári hónapokban jelentős talajnedvesség-csökkenést is tapasztaltak (Manabe és Wetherald, 1986). Bryan, Manabe és Spelman (1988) a CO₂-felmelegedés aszimmetrikus voltát mutatja ki a két félgömbön. 1984-ben Hansen et al. több fontos éghajlati visszacsatolási mechanizmus érzékenységi vizsgálatairól számolnak be, melyeket a felújított GISS modell és különböző óceánmodell-verziók összekapcsolásával hajtanak végre. 1985-től kezdve ugyanezekkel a modellekkel Rind (1986, 1987a,b), Rind és Rossow (1984), Rind és Peteet (1985), számos kísérletet végeznek el különböző geológiai korok éghajlatának reprodukálására, valamint az óceáni és a légköri általános cirkuláció kölcsönhatásainak tanulmányozására a CO₂ megduplázódása után stabilizálódó klímában. 1988-ban Schlesinger és Jiang az OSU kapcsolt légkör-óceán dinamikai modelljével elvégzett széndioxid-duplázódási kísérletekről számolnak be. Az NCAR 1988-89-re jutott el a kapcsolt légkör-óceán általános cirkulációs modellekkel elvégzett éghajlat-érzékenységi kísérletek fázisába. Washington és Meehl (1989) szén-dioxid érzékenységi kísérletek eredményeiről számolnak be. A modellek összekapcsolására újszerű módszert használnak, amely lehetőséget ad a légkör-és az óceán-moddellel kvázi-szinkron integrálására, és ezzel az összekapcsolási instabilitások minimalizálására. A kísérletekben - melyek között első ízben lineárisan növekvő CO₂-koncentráció szimulációja is szerepel - a termohalin cirkuláció lelassulását, ugyanakkor a modellbeli éghajlati rendszer kisebb érzékenységét tapasztalják, mint a kevert réteg óceán figyelembevételére esetén.

Komplex éghajlati dinamikai modellfejlesztési tevékenységek

A légkör és az óceán általános cirkulációs modelljeinek összekapcsolásával az 1980-as évek közepétől megkezdődött az éghajlati rendszer komplex dinamikai modelljeinek kialakulása. Jól tükrözi ezt a fejlődést a Schlesinger (1986) által szerkesztett összefoglaló, amely az éghajlati rendszer

modellezésének jelenlegi státusát a következő témákban elvégzett kutatások szintéziseként tárgyalja: az éghajlatmodellek dinamikai alapegyenletei és a megoldásukra használt matematikai módszerek; a különböző fizikai folyamatok (sugárzási folyamatok, kondenzációs és felhőfizikai folyamatok, a talaj felszíni rétegének folyamatai, bioszféra folyamatok) parametrizációja a modellekben; az óceán általános cirkulációjának modellezése; a krioszféra modellezése.

A tengeri jég termodinamikai modelljének az atmoszférikus általános cirkulációs modellekbe való bekapcsolása már az „óceán coupling”, a kapcsolt általános cirkulációs modellek fejlesztése előtt napirenden volt, mivel a jégalbedő-hőmérséklet visszacsatolás pontos modellezésének lényeges volta igen korán ismertté vált az éghajlatmodellezők körében. Néhány empirikus kísérlet mellett (Zubov, 1943; Langleben, 1972) a tengeri jég első termodinamikai modelljét Untersteiner (1964) fejlesztette ki. A modellt Maykut és Untersteiner (1971) továbbfejlesztették és számos kísérletet hajtottak végre segítségével. A modell a lehetőségekhez mérten részletesen veszi figyelembe a tengeri jég különböző zónáinak (hótakaró, lead ice) eltérő hővezetési tulajdonságait. A modellt, ami eredeti formájában általános cirkulációs modellszámításokra kissé túl bonyolult és nehézkes, Semtner (1976) egyszerűsítette le és az óceáni általános cirkulációs modell blokkjaként alkalmazta. A tengeri jég Semtner által leegyszerűsített termodinamikai modelljét elsőként az NCAR-ban Parkinson és Washington (1979) kapcsolták be általános cirkulációs modellszámításokba, Parkinson és Kellogg (1979) a CO₂-melegedésnek a tengeri jég kiterjedésére gyakorolt hatását modellezték. A termodinamikai modellek, bár a globális jégfedettséget és az átlagos jégvastagságot elég jól visszaadták, elég gyengén szimulálták a jég földrajzi eloszlását, sőt az Antarktisz közelében a jég összmennyiségében is jelentős eltérés volt a szimulált és a mért adatok között. Ez indította a jégmodellezőket komplexebb, a tengeri jég dinamikáját is tartalmazó modellek fejlesztésére. A dinamikai modellekben két olyan fontos mechanizmust lehet figyelembe venni, amely a tengeri jég hőháztartását jelentősen befolyásolja, és amelyek figyelembevételre tisztán termodinamikai modellekben nincs lehetőség: a sodródó tengeri jég hőszállítását, valamint a teljes vastagságú jégtáblák közötti vékony-jég (lead ice) képződést. Az utóbbi mechanizmus megsokszorozza a jég és a tengervíz közötti horizontális hőcsere intenzitását a termodinamikai modellekben leírthoz képest, ahol ilyen hőcsere csak a tömörnek képzelt jégmező határán mehetett végbe. A tengeri jég mozgását is figyelembevevő első dinamikai modellt az arktikus tengeri jégre Hibler (1980), az antarktisi tengeri jégmezőkre pedig Hibler és Ackley (1983) dolgozta ki. A jég mozgásmennyiség-megmaradási egyenletében a tengeráramlások, a szélsodrás, valamint a jég-jég ütközések hatásait vették figyelembe. A tengeri jég dinamikai modellezésének fejlődésében a következő lépés valószínűleg a rugalmatlan ütközések és alakváltozások hatásának figyelembevétele lesz a reológia alapegyenlete (az ún. Reiner-Rivlin egyenleten) keresztül. A dinamikai jégmodell segítségével Hibler és Bryan (1984) kapcsolt jég-óceándinamikai modellt alkottak meg, ezt a következő három évben némileg továbbfejlesztették (Hibler és Bryan, 1987). A Hibler-Bryan féle óceán-jég modellt a GFDL atmoszférikus modellel összekapcsolva még 1984-ben részletes vizsgálatokat végeztek annak megállapítására, hogy a tengeri jég termodinamikájának és/vagy mozgásának figyelembevétele mennyiben befolyásolja a CO₂ - melegedésre kapott éghajlatváltozási képet (Hibler, 1984).

A kontinentális felszín alapvető éghajlati hatásainak a felszín-légkör kölcsönhatásokon keresztül való figyelembevétele mindig is részét képezte az éghajlatmodellek szinte minden osztályának. A mozgásmennyiség-, a hó és a nedvesség-kicserélődés hagyományos parametrizációinak fejlődésével itt nem kívánunk foglalkozni, csupán azokra az eredményekre koncentrálunk, melyek a talaj termodinamikájának és hidrológiájának az éghajlati modellekbe való beépítésével kapcsolatosak. A talaj termodinamikájának legegyszerűbb formában való figyelembevétele a dinamikai modellekben a talaj-hőáram előállításán keresztül lehetséges. A GFDL modell első változatába (Smagorinsky et al., 1965) ez nem volt bekapcsolva. A NCAR modell első változatában (Kasahara és Washington, 1971) a talaj hőáramot a légköri szenzibilis hőárammal vették arányosnak. Az UCLA modellben (Arakawa és Mintz, 1974) explicite megoldották a talaj diffúzív hővezetési egyenletét, konstans ill. változó vastagságú termikusan aktív réteget feltételezve. Ugyanezt a technikát vette át a BMO modell konstruktőr-gárdája (Corby et al., 1977). Később, az UCLA modellnek a Rand Corporation keretein

belül történő továbbfejlesztése során egy Bhumralkar (1975) által javasolt retardált parametrizációval cserélték fel az előbbi. Hansen et al. (1983) éghajlatmodell-továbbfejlesztésükben az előbbi egyrétegű talajmodellekkel ellentétben háromrétegű hővezetési modellt használtak, Warrilow et al. (1986) négyrétegű modellel elvégzett kísérletekről számol be. Az ECMWF modellje a háromrétegű talajmodellt adaptálta (Blondin, 1985), míg a BMO modellben a négyrétegű verziót alkalmazzák (Carson, 1986).

A talaj vízháztartási egyenletét már a GFDL általános cirkulációs modellje is tartalmazta (Manabe, 1979). Ebben a modellezés szempontjából legkomplikáltabb tag az elfolyás, mivel ez a talajba való beszivárgás és a felszíni elfolyás együttes hatását írja le. A BMO modellben ezt a hatást statisztikai eszközökkel írják le. Az általános cirkulációs modellnek a talaj nedvességi állapotától való függését elsőként Walker és Rowntree (1977) vizsgálta. Az 1977-es trópusi területekre vonatkozó vizsgálatot Rowntree és Bolton (1983) európai területekre vonatkozóan is megismételte. Yeh et al. (1984) a GFDL modellel kísérletezve azt találta, hogy a talajnedvesség anomáliái perzisztens anomáliákat hozhatnak létre a csapadékeloszlásban. Deardorff (1977, 1978) javasolta először kétrétegű talajmodell alkalmazását a nedvesség talajbeli áramlásának parametrizációjára. A parametrizációs eljárást a GISS általános cirkulációs modellbe építették be elsőként (Rind, 1982). Ez és a talaj hőáramának számításai is komplex alkalmazásra kerültek a most ismertető két komplex talaj-bioszféra szubmodellben, melyek a szintézis jelenlegi legmagasabb fokát képezik.

Az első komplex talaj-növényzet sugárzási-termodinamikai-hidrológiai szubmodellt a NCAR-ban hozták létre (Dickinson et al., 1986). A BATS modellben 18 különböző tulajdonságú talaj-vegetáció együttest vesznek figyelembe (Matthews, 1983, Wilson és Henderson-Sellers, 1985). A talaj hőmérsékleti és nedvességi eloszlásának kiszámítására egyaránt a Deardorff által javasolt kétrétegű kényszer-tárolási technikát alkalmazzák. Részletesen számítják az elfolyás-beszivárgás vízháztartási hatásait. Megoldják a növénytakaró parametrizált energiamérleg- és vízmérleg-egyenletét is, a kapott eredménnyel a csupasz felszín feletti hő- és nedvességáram értékeit módosítják. A modell outputként a talaj-növénytakaró és a légkör kölcsönhatásait teljesen meghatározó albedó, sűrűlási együttható, valamint hő- és nedvességáram értékeket szolgáltatja. Hasonló elveken épül fel, de valamivel bonyolultabb és pontosabb parametrizációkat tartalmaz a GISS és GFDL modell blokkjaként megkonstruált SiB (Simple Biosphere) modell (Sellers et al., 1986, 1988). E modell összesen három vegetációs alaptípussal operál, ezek: magas növényzet (fák), középszintű növényzet (bokrok) és alacsony növényzet (fű), azonban a három alaptípus minden lehetséges kombinációját figyelembe veszik. A talaj hő- és vízháztartási számításai az előző modellhez hasonlóak. Igen részletes számítási módszert tartalmaz a modell a sugárzásnak valamint a szélesebbnek a növényzeten belüli eloszlásáról. A talajban is részletes hidraulikai számításokkal határozzák meg a víz mozgását.

A hazai éghajlatmodellezési tevékenység áttekintése

A klímaváltozás jelentőségére és a lehetséges regionális következmények vizsgálatának szükségességére a hazai kutatók is felhívták a figyelmet már a 70-es évektől kezdődően, illetve ezzel párhuzamosan elvi-elméleti és numerikus éghajlatmodellezési kísérletek is folytak (Ambrózy, Czelnai és Götz, 1977; Götz, Dévényi és Faragó, 1978; Mika, 1979, 1981; Faragó, 1979; Czelnai, 1980; Faragó, 1981a,b; Götz, 1981, 1988; Pálvölgyi, 1985; Szalai, 1988,1989). 1985-ben átfogó numerikus éghajlatmodellezési program indult az Országos Meteorológiai Szolgálatnál Götz G. és Práger T. vezetésével a Magyar Tudományos Akadémia által (OTKA pályázat keretében) támogatott kutatási téma keretében ("Antropogén éghajlatváltozások lehetséges hatásainak és előrejelzési lehetőségeinek kutatása a Kárpát-medence területére"). E kutatások fő célja az antropogén hatásokkal kapcsolatos regionális éghajlat-érzékenységi vizsgálatok elvégzése volt döntően éghajlatmodellezési eszközök segítségével. A téma ilyen megfogalmazása 1985-ben nemzetközi szinten is újszerűnek számított, az éghajlatmodellezésnek ugyanis mindmáig gyenge pontja a regionális hatások feltárása. Az energiaegyensúlyi modellek közül a legrészletesebbek felbontása sem haladja meg a kontinentális,

ill. szubkontinentális skálát, és a legnagyobb felbontású általános cirkulációs modellek is legalább 500 km-es rácsávolsággal dolgoznak. Nyilvánvaló tehát, hogy egy Kárpát-medence nagyságú területre nézve, ahova a modelleknek egy vagy két rácspontra esik, a modellek nem adnak értékelhető eredményt. A modellek konstrukciója is olyan, hogy elsősorban a globális mérlegfeltételek teljesülését, az éghajlati rendszer globális válaszában realitását tűzik ki célul. Ezeknek a nehézségnek az áthidalására a modellek felbontásának radikális növelése, vagy valamilyen ún. rács-teleszkopizációs technika (a modell-rácspontra csak a vizsgálni kívánt területen való sűrítése) kínálkozik. Az első megoldást, technikai kivitelezésének nehézségei és rendkívüli költségigénye miatt mindmáig sehol sem realizálták. A második megoldás első modell-realizációjára (Dickinson et al.) is 1988-ig kellett várni, a fellépő elméleti nehézségek, és az ugyancsak nagy költség- és időigény miatt. Emellett a hazai kutatások szempontjából lényeges, hogy egyrészt 1985-ben még nem volt reális lehetőség arra, hogy a kutatási feladatot valamely nagy éghajlat-modellező központ modell-háttérének felhasználásával próbáljuk megoldani, másrészt viszonylag kedvező helyzetet teremtett, hogy munkába állt az OMSZ első, a modell-számítások elvégzésére alkalmas (kb. 1 mips sebességű) számítógépe. Az éghajlatmodellezési vizsgálatok három - összefüggő - irányban indultak meg: (i) termodinamikai modellek kifejlesztése a globális éghajlat érzékenységének szimulációjára végcélként szubkontinentális és vertikális felbontással (a kifejlesztendő termodinamikai modell horizontális energiaegyensúlyi és vertikális sugárzási blokkját külön fejlesztettük); (ii) egyszerű geosztrofikus dinamikai modell kifejlesztése a termodinamikai kényszerek hatására kialakuló hemiszférius kvázi-stacionárius áramlási kép modellezése céljából; (iii) a dinamikai modellek eredményein alapuló statisztikus, vagy statisztikus-dinamikus eljárások kifejlesztése a regionális hatásvizsgálatok elvégzésére. A következőkben röviden áttekintjük a két első kutatási lépcsőben elért modell-fejlesztési eredményeket.

Az 1985-88 években több horizontális energiaegyensúlyi modell kifejlesztésére került sor az említett kutatási cél elérésére, amelyeket a fokozatosan bonyolultabbá váló struktúra jellemzett. Az első, legegyszerűbb modell az északi hemiszféra átlagolt atmoszférius energiaegyensúlyi modellje volt, amelyben a szárazföldi és a tengerfelszín együttesét csupán egy hőkapacitással és egységes albedóval rendelkező „swamp” réteg helyettesítette (Pálvölgyi, 1985). Már ez a modell is és a fejlettebb modellek mindegyike havi bontású eredményeket szolgáltatott, szezonális modell volt. A hemiszfériusan átlagolt energia-egyensúlyi modell fejlődésének következő lépcsőfokát az jelentette, hogy a modell a szárazföldi réteg és az óceán egydimenziós diffúzív termodinamikai modelljével bővült ki, melyek felváltották a felszín durva „swamp” parametrizációját (Pálvölgyi, 1986, 1988a). Az óceán részmodell a Kraus és Turner (1967) féle háromrétegű óceán-modell, a talajmodell pedig a Corby et al. (1977) talaj-termodinamikai modell építkezését követi. Ezzel a modell a kapcsolt EEM-ek szintjére fejlődött, amit teljessé tett a termodinamikai krioszféra (tengeri jég) részmodell bekapcsolása (Pálvölgyi, 1988b). Ezt a részmodellt lényegében a Semtner (1976) egyszerűsített termodinamikai jégmodellje nyomán alakítottuk ki. A kapcsolt légkör-óceán-szárazföldi felszín-krioszféra modellel széleskörű kísérleteket hajtottunk végre a modell éghajlati rendszer rezsimjének és stabilitásának felmérésére (Práger és Pálvölgyi, 1989), és különböző éghajlatérzékenységi vizsgálatok elvégzésére, amelyek közül néhány a modellnek egy levegőkémiai modellel való összekapcsolását is igényelte (Bozó és Pálvölgyi, 1989). Ezek után került sor a modellfejlesztés utolsó lépcsőfokának végrehajtására, amelyben a modell globális és (a felszínen) 13 tartományú termodinamikai box-modellé bővült. A modell-tartományok a kontinensek és az óceánok karakterisztikus éghajlati zónáinak felelnek meg, szerkezetük megegyezik a korábbi hemiszférius boxmodell tartományainak szerkezetével (Pálvölgyi, 1989a). Ezzel a modellel is számos olyan kísérletre került sor, amelyekben az éghajlati rendszernek különböző kényszerekre való érzékenységét vizsgáltuk. A horizontális energiaegyensúlyi modellek strukturálisan gyenge pontja a légköri sugárzásátvitel felbontás nélküli „bulk” parametrizációja, amely a modelledmények pontosságát is kedvezőtlenül befolyásolja. A sugárzási számítások pontosságának javítása, és az éghajlati érzékenység vertikális eloszlásának modellezése céljából energiaegyensúlyi modellünket egy sugárzási-konvektív modellel kívántuk összekapcsolni. Erre a célra először a Lacis és Hansen

(1974) féle sugárzási parametrizációt választottuk, amelyet szovjet kutatók is sikeresen kapcsoltak össze energiaegyensúlyi modellel (Karol és Frolkisz, 1984). A parametrizációt adaptációja után önálló sugárzási-konvektív modellként próbáltuk ki, különböző éghajlati-érzékenységi szimulációkban (Práger és Kovács, 1988a). A továbbiakban a parametrizációt továbbfejlesztettük, lényegében a második generációs GISS modellek (Hansen et al., 1984) sugárzási parametrizációjának megfelelő formájúvá, amelyben a rövidhullámú sugárzás korábbi empirikus számításait is a szélessávú közelítésen és a delta-Eddington módszeren alapuló elnyelési és szórás számítások váltották fel (Práger és Kovács, 1988b). 1989-ben került sor az első szimulációs kísérletekre az összekapcsolt kvázi-háromdimenziós termodinamikai modellel.

Mint említettük, az északi hemiszférán adott termodinamikai feltételek mellett kialakuló cirkulációs képet egy egyszerű, de mégis flexibilis dinamikai modellel kívántuk szimulálni, ez a modellblokk jelentette modell-koncepciókban a parametrizált dinamika bekapcsolását. Erre a célra az 1966-ban kidolgozott Bengtsson-féle háromszintű baroklin kvázi-geosztrofikus modellt választottuk ki, mivel ezt a modellt korábban már realizáltuk az OMSZ számítógépén rövidtávú előrejelzési feladatok és légkördinamikai vizsgálatok elvégzése céljából (Práger et al., 1985, Gyúró és Práger, 1988). A modellben lehetőség van a domborzat, a tengerfelszín hőmérsékleti anomáliái, valamint az átlagos meridionális és vertikális hőmérsékleti gradiens cirkulációira gyakorolt hatásainak figyelembevételére. A barotrop modell-változattal elvégzett első cirkuláció-szimulációs kísérletek után (Ihász, 1989), a baroklin szimulációk elvégzése jelenleg folyik.

1988-ban a kutatási terv első hároméves ciklusának befejeződésével a kutatási terv célkitűzései némiképpen módosultak ill. kibővültek. A fent vázolt modell-apparátus és a globális éghajlati érzékenységet a lokális érzékenységgel összekapcsoló statisztikai modellek alkalmazásával becsléseket nyertünk néhány magyarországi éghajlati jellemző valószínű megváltozásáról a CO₂ megduplázódás hatására (Mika, 1988). Ugyanakkor célul tűztük ki a magyarországi éghajlatot befolyásoló rövididejű éghajlati fluktuációk mechanizmusának és ezen keresztül a fluktuációk előrejelezhetőségének vizsgálatát a meglévő modell-park felhasználásával és új modellek segítségével. A vizsgálatok céljára fel kívánjuk használni kapcsolt kvázi-háromdimenziós termodinamikai modellünket, sőt ebben az irányban már néhány kezdeti vizsgálatot is elvégeztünk (Pálvölgyi, 1989b). Ugyanakkor az elmúlt év során modell-apparátusunkat megerősítettük egy specifikusan a lassú éghajlati alrendszeréből érkező (kényszer) hatások szimulációjára kidolgozott kis hullámszámú, két vertikális szintű, a primitív egyenleteken alapuló spektrális általános cirkulációs modellel (Hanna és Stevens, 1984). A modell algoritmusait adaptáltuk, helyenként módosítottuk, és végrehajtottuk vele az első érzékenységi szimulációkat (Várnai, 1989, Práger és Labancz, 1989). Ez a modell, lényegesen pontosabb matematikai struktúrája és finomabb fizikai parametrizációi figyelembevételével kiválthatná a Bengtsson-modellt a hosszútávú érzékenységi vizsgálatokban is, ennek azonban korlátja a jelenleg rendelkezésünkre álló számítógépi kapacitás.

Az éghajlatmodellezés perspektívái

A természeti környezet változásainak megismerése, az antropogén hatások felmérése és a következmények becslése érdekében szükséges a megfigyelő (monitoring) rendszerek fejlesztése, a modellezési eljárások tökéletesítése és a hatástanulmányok kiterjesztése. A környezet folyamatok, a hatásmechanizmusok megismerésének a modellezés szinte kizárólagos eszköze. Természetesen ez a megismerés annál tökéletesebb és a becslések annál pontosabbak, minél jobb a modellek minősége. Ugyanakkor a modellek minőségét általában a hatásmechanizmusok megismerésének foka szabja meg, ez azonban csak egy kis módosítással igaz az éghajlati rendszer esetén. Az éghajlati rendszer teljes komplexitású, ún. abszolút dinamikai modelljének létrehozása meghaladja a jelen kor lehetőségeit. Jelenleg nem létezik olyan éghajlatmodell, amely az éghajlati rendszert és annak felismert összes fontos kölcsönhatás típusát (az áramlási, a termikus, a fizikai-kémiai és a biológiai kölcsönhatásokat) teljes komplexitásában kezelni tudja. A jelenlegi szakaszban az éghajlati modellalkotás és a szimuláció lehetőségeit meghatározó fő tényezők a következők.

- A kvantitatív modellalkotás és a modell-kontroll előfeltétele a megfelelő mennyiségű és minőségű mérési adat megléte a modellezett rendszerről. Az éghajlati rendszer legtöbb alrendszeréről, azok belső struktúrájáról és időbeli változásairól csak nem kielégítő mérési eredményekkel rendelkezünk.
- A modellalkotáshoz ismerni kell a rendszer fejlődését meghatározó keret-törvényeket. Az éghajlati rendszer különböző típusú kölcsönhatásait leíró törvényszerűségek alakját fogyatékosan ismerjük. Ismereteink különböző tudományágak inhomogén eszköztárával megfogalmazott, a legtöbb esetben bonyolult és közelítő törvényszerűségek halmazából állnak.
- Minden modellezési feladat alapproblémája a modell-realizáció kérdése. Az éghajlati rendszer esetében laboratóriumi modellre, a rendszerösszetevők bonyolultsága miatt, gondolni sem lehet. (Egyes rész-rendszereket lehet laboratóriumban modellezni, de például az általános légkörzés laboratóriumi modelljei már csak a teljes komplexitás tört részét képesek visszaadni). Az egyetlen járható út természetesen a számítógépes modellezés és szimuláció, de ennek útjában is akadályok állnak. (a) A számítógépes modellezés a kölcsönhatásokat leíró törvényszerűségek algoritmizálható matematikai formulákba való öntését igényli. Ez az éghajlatmodellezésben az ún. parametrizációs problémák miatt jelenleg nem oldható meg tökéletesen. (b) A jelenlegi számítógépek műveleti sebessége - az elmúlt időszakban végbement óriási fejlődés ellenére - még mindig nem elegendő egy „abszolút” éghajlati modellel végrehajtott szimulációk reális idő alatti végigszámolásához.

Melyek a fejlődés fő irányai? A fejlődés egyik fő vonala az „abszolút” éghajlati modell létrehozására irányul, amely szintetizálja az éghajlati rendszerre vonatkozó összes ismereteinket. A megfelelő feltételek megteremtése, az imént vázolt akadályok leküzdése irányában jelentős lépések történtek. A WCRP-n belüli adatgyűjtési tevékenység jelenleg elsősorban a kevésbé megismert éghajlati alrendszerekre, az óceánra és a krioszférára irányul (TOGA és WOCE projectek). A WCDP-n belül létrejött az INFOCLIMA (World Climatic Data Information Referral Service) szolgálat, amely rendszerezetten és naprakészen nyilvántartja a világon jelenleg hozzáférhető összes adatot az éghajlati rendszer egyes összetevőiről. Lépések történtek az adatok formátumának, minőségének egységesítése, és a kölcsönös szabad hozzáférhetőség megteremtése irányában. A nagy dinamikai éghajlat-modellek konstrukciós alapelvei és matematikai algoritmusai jelenleg is döntő többségükben kölcsönösen hozzáférhetők a témával foglalkozó kutatók számára. Jelentős a modellek egységesítésére irányuló tendencia, valamint az az erőfeszítés, hogy egyes kevésbé fejlett részterületek kutatása az erők összefogásával, koncentráltan történjen. A komplex dinamikai éghajlatmodellek fejlesztőinek tevékenységét az állandó kapcsolattartás, az intenzív tudományos konzultáció jellemzi. Egyre inkább egységessé válnak a modellekben felhasznált matematikai módszerek, és a számítógépi programjaik struktúrája is. Ez természetesen az optimális megoldások alkalmazására való törekvés következménye. A számítógépi háttér-bázis fejlődésében is a koncentráció jellemző; az a tendencia, hogy egyre kevesebb helyen halmozódik fel egyre nagyobb számú számítási kapacitás. Jelenleg nem több 4-5-nél azoknak a nagy kutatóközpontoknak a száma, ahol a legfejlettebb modellekkel éghajlatszimulációs kísérleteket lehet végrehajtani, és ez a szám a jövőben - a növekvő kapacitásigényt és a szuperszámítógépek egyre költségesebbé válását figyelembe véve valószínűleg csökkenni fog.

A fejlődés ezen szintetikus ágának nagy előnyei (koncentrált fejlesztés, erőforrások optimális kihasználása) mellett vannak bizonyos hátrányai is. Az éghajlatmodellek fejlődését az 1970-es években jelentősen előrevitte a modellezés diverzifikálódása: az, hogy sok helyen sokféle, eltérő konstrukciójú modellt fejlesztettek. Félő, hogy a fejlődéssel együttjáró koncentráció az ötletgazdagság csökkenéséhez, bizonyos megoldások senki által nem vitatott monopóliumához vezet majd. A másik nem egyértelműen előnyös vonás, az, hogy az egyre nagyobb bonyolultságú modellek jó úton vannak a felé is, hogy működésük ugyanolyan kevésbé megismertté és megértetté váljon, mint a modellezett éghajlati rendszeré. Egy komplex dinamikai modell számos kutatóból álló kollektív munkájának eredménye, ahol minden résztvevő csak a saját kisebb területét tudja áttekinteni teljes

részletességgel. Ez jelentősen megnehezíti a modellkísérletek megtervezésének és kiértékelésének munkáját. Ezért továbbra is szükség van specifikus, egyszerűsített modellek fejlesztésére is, elsősorban azokon a területeken, ahol még az egyszerűbb, kevésbé összetett mechanizmusok megismerése is a fejlődés kezdetén tart. Ide lehet sorolni az éghajlati rendszernek a légkörön kívüli összes alrendszere modellezését, az éghajlati dinamika matematikai modellezését, és az összes olyan visszacsatolás modellezését, amely az éghajlati rendszer globális válaszát az egyes alrendszerek ill. földrajzi térségek válaszaival köti össze. Ezekben a területeken jelentős fejlődés várható a jövőben az egyszerűbb modellek osztályaiban is.

2.2.2. ÉGHAJLATI SZCENÁRIÓK KÉSZÍTÉSE

Az éghajlatváltozás és -változékonyság becslési módszerei

Az éghajlatváltozás és -változékonyság becslésére több módszert alkalmaznak (Pittock és Salinger, 1982):

- általános cirkulációs modellek, amelyek a megfelelő konzisztenciával tartalmazzák az egyes éghajlati folyamatokat és visszacsatolásokat (pl., Washington és Meehl 1984);
- a műszeres észlelések idejéből analógiák kiválasztása ami általában a meleg évek kiválasztását jelenti (egymást követőket vagy a lokális maximum szerinti individuális éveket) és ezek összehasonlítását a sokéves átlaggal vagy a hasonló módszerrel kiválasztott hideg időszakokkal (pl., Palutikof et al. 1984);
- paleoklimatológiai rekonstrukció, amelynek módszereiről többek között az előző évi tanulmány (Faragó, Iványi és Szalai, 1989) tartalmaz összefoglalást, alkalmazásáról pedig pl. Flohn (1979) közöl részletes áttekintést;
- térbeli korrelációk és empirikus éghajlati kapcsolatok felhasználása, ezek összekapcsolása a légköri cirkulációval (pl., Pittock és Salinger, 1982).

Mindegyik módszernek megvannak a maga előnyei és korlátai. Az utóbbiak ellenére a kiindulási feltételekből az éghajlati rendszer egy olyan belsőleg konzisztens állapotát képesek előállítani, amelyről belátható, hogy a vizsgált folyamat következményeként előfordulhat. Az éghajlati rendszer ezen belsőleg konzisztens szimulációit hívjuk scenárióknak. A scenáriók létrehozásánál tehát egy elképzelt, de valószínűsíthető állapotból indulunk ki. A feltevés a vizsgált rendszer egy vagy több input adatára vonatkozik, és a vizsgálat célja a rendszernek a bemenő adatok scenárió jellegű változására adott válasza. Tehát egy scenárióhoz szükséges egy vele konzisztens modell, különben a scenárió definíciójában szereplő feltétel nem teljesül. Ez felveti a modell és a modellezendő folyamat megfeleltethetőségét, az időskálák problematikáját. A scenáriók döntő része a globális melegezéssel foglalkozik, ezen belül is a regionális hatásokkal és az időbeli részletezéssel, de speciális scenáriók is készülnek, például a sztratoszférikus ózonbomlásról a freonok különböző emisszióját feltételezve (Wuebbles, 1983). De nemcsak az éghajlati rendszer állapotának leírásához használnak scenáriókat, hanem a hatásvizsgálatokhoz is, ahol például az éghajlati modell eredményeit pótolják scenárió jellegű feltételezésekkel (pl., Keepin, Wynne, 1984). Meg kell még említeni, hogy ezen feltételeknek valamely reálisnak tekinthető értékosztályból kell származniuk, amely eleve feltételezi valamely éghajlatváltozás-becslési mód implicit (és állandónak tekintett, nem interaktív) használatát.

Scenáriók a múlt éghajlati adatai alapján

Ezen scenáriók alapfeltételezése, hogy a múltbeli éghajlat a jövőbeli analógiájául szolgálhat akkor is, ha nem tudjuk, hogy mely okok, folyamatok alakították azt ki (Wigley et al., 1980). Más

szavakkal ez azt jelenti, hogy eltekinthetünk attól, hogy az éghajlati rendszer mely komponense kényszeríti ki a változást. Ha az a rendszeren belül konzisztens, akkor a kapott változások jó közelítéssel hasonlóak lesznek. Ezt látszik megerősíteni Manabe és Wetherald (1980) kísérlete, amely során jó egyezést kaptak a napállandó (amely a Napból érkező rövidhullámú sugárzásra vonatkozik) és a szén-dioxid koncentrációjának (amely az üvegházhatást erősíti) növekedése között.

A paleoklimatikus rekonstrukciók során valamely feltételezett jövőbeli állapot egy múltbelinek felel meg. Budyko et al. (1987) a jelenlegi felmelegedést három szakaszra bontják. Állításuk szerint 2000-ig a hőmérséklet növekedése 1,3 °C; 2025-ig 2,5 °C és 2050-ig 3-4 °C lesz. Ez rendre megfelel a holocén optimumnak (mintegy 6000 évvel ezelőtt); az interglaciális optimumnak (mintegy 125.000 évvel ezelőtt); illetve a pliocén optimumnak (mintegy 3,3-4,3 millió évvel ezelőtt). A paleoadatok alapján a fenti időszakok és a jelenlegi éghajlat különbségei szélességi körönként az alábbiak:

A holocén optimum és a jelenlegi zonális hőmérsékletek különbsége (július-augusztus) (1. ábra)

szélesség(fok)	80-70	70-60	60-50	50-40	40-30	30-20
°C	4,4	3,0	1,9	1,0	0,3	-0,2

Az interglaciális optimum és a jelenlegi zonális hőmérsékletek különbsége (július-augusztus és éves átlag) (2. ábra)

szélesség(fok)	80-70	70-60	60-50	50-40	40-30	30-20
°C	6,0	4,8	2,8	1,6	0,3	-0,2
°C (év)	6,7	5,6	3,8	2,0	0,8	0,0

A pliocén optimum és a jelenlegi zonális hőmérsékletek különbsége (július, éves átlag és Manabe és Bryan, 1985 eredményei „num”) (3. ábra)

szélesség(fok)	80-70	70-60	60-50	50-40	40-30	30-20
°C	10,3	6,5	5,4	4,1	2,3	1,1
°C (év)	11,8	8,9	5,9	4,4	3,0	2,0
°C (num)	8,0	6,0	4,9	2,7	2,6	2,6

A holocén optimummal sokan foglalkoztak (pl., Kellogg, 1977, 1978). Általánosan elfogadott, hogy a korai holocénben egy globális meleg periódus volt, bár vannak kételkedők, akik szerint ez az állítás kétségbe vonható (Wigley et al., 1986). A Föld számos pontján maximálisan 2°C-kal melegebb viszonyok uralkodtak, mint ma, de a globális hőmérsékletet nem ismerjük a nem kielégítő térbeli adateloszlás miatt. Így korrektül azt mondhatjuk, hogy az időszakról jól meghatározott és interpretált, de nem elegendő számú éghajlati adattal rendelkezünk (Webb és Wigley, 1985). Készültek scenáriók az adatok kritika nélküli, vagy a meghatározás bizonytalanságainak csak részleges figyelembevételével. További problémát jelent, hogy az adott korban (korai holocén) a beérkező napsugárzás szezonális és térbeli eloszlása alapvetően különbözött a maitól. A holocén optimum ugyanis - legalábbis részben - a Föld orbitális paramétereivel magyarázható. Az északi félgömbön a 9000 évvel ezelőtti besugárzás júliusban 8 %-kal, 6000 évvel ezelőtt pedig 6 %-kal volt magasabb, mint napjainkban, míg januárban körülbelül hasonló értékkel volt alacsonyabb. A szén-dioxid koncentrációja valószínű, hogy magasabb volt, mint a preindusztriális időben. A holocén analógia további problémája, hogy az észak-amerikai jég nem olvadt el 6000 évvel ezelőttig. (A melegedés hatására viszonylag gyors olvadásnak indult a jégmező, de így is jelentős időt vett igénybe az elolvadása.) Így a megemelkedett üvegház-gáz koncentrációkhoz a más tér- és időbeli eloszlású

besugárzással, valamint eltérő határfeltételekkel rendelkező holocén optimum analógiaként csak feltételesen alkalmazható.

Az utolsó interglaciális Flohn (1980) ajánlotta melegebb éghajlati analógiául. A korszak érdekessége a mainál magasabb tengerszint, azért az időszak az antarktikus jég részleges elolvadásának lehet az analógiája.

A holocén optimumtól napjainkig terjedő időszakról eléggé szélsőséges vélemények alakultak ki. Az óvatosabbak szerint (Wigley et al., 1986) a 6000 évtől szinte napjainkig terjedő időszakról a kevés adat miatt nem tudjuk, hogy hogyan változott a globális éghajlat, változott-e a globális átlaghőmérséklet. Az utolsó 2000 évben ellentétes karakterű időszakokat állapítottak meg. Meleg volt például a 800-1200-ig, hideg (kis jégkorszak) az 1400-1800-ig terjedő időszak (részletesebben lásd pl. Faragó, Iványi és Szalai, 1989).

Ha nagyon felmelegedne a globális éghajlat, lehetséges volna az arktikus jég elolvadása is. Szenárió jelleggel vizsgálják ennek feltételeit, keresik analógiáit (Budyko, 1962; Flohn, 1980).

Megemlítjük a paleoklimatikus rekonstrukciók egy gyakorlati felhasználását, a globális melegedés hatásának vizsgálatát a talajnedvességre és a lefolyásra a Szovjetunió területén (Vinnikov és Lemesko, 1987). A felhasznált scenáriók: a műszeres mérések időszakának analógiája (0,5°C-os hőmérsékletnövekedés), a holocén klímaoptimum analógiája (1,2°C-os hőmérsékletnövekedés) és az utolsó interglaciális analógiája (2,0°C hőmérsékletnövekedés). E kutatás alapvető lépései a következők: (i) A sokéves felszínközeli léghőmérséklet, nedvességdeficit, felhőzet, albedó és (ha rendelkezésre áll) a globális napsugárzás alapján kiszámították a havi átlagos párolgást, lefolyást és talajnedvességet. (ii) A scenáriónak megfelelő bemenő adatok megválasztása (léghőmérséklet és csapadék). Feltesszük, hogy a havi átlagos effektív relatív nedvesség, a felhőzet mennyisége és a globális sugárzás nem változik. (iii) A globális melegedés scenáriójának adott léptékű regionális klímafeltételei alapján kiszámítják a víz és energiaegyensúlyi komponenseket és éghajlati jellemzőket. Paleo-rekonstrukcióról feltették, hogy a tavaszi és őszi szezonális léghőmérséklet-változás a téli és nyári hőmérséklet változásának számtani közepe és a havi csapadékmennyiség megváltozása arányos a jelen korszak havi átlagos csapadékaival és a globális melegedés évi relatív megváltozásával.

A műszeres mérések analógiái

A módszer lényege időbeli analógiák készítése a műszeres észlelések időszakából. A módszer bizonyos szempontból jobb a numerikus modellezésnél, mivel közvetlenül regionalizálható és jobb a paleoklimatológiai rekonstrukciónál, mivel kellő részletességű, valamint ismertek a globális változások is. Hátránya viszont, hogy terjedelme kicsi, azaz a potenciálisan lehetséges változásoknak csak kis intervallumát fedi le, és az idősor rövidsége miatt a statisztikai számításoknál nehézségek keletkeznek.

A módszer gyakorlati használata során kiválogatnak meleg és hideg éveket, részletes térbeli felosztással meghatározzák a nyomás-, hőmérséklet- és csapadékkülönbségeiket. Ezek után feltételezik, hogy hasonló mértékű melegedéskor a megfelelő meteorológiai paraméterek eloszlása hasonló lesz a jövőben is, mint a múltban. A hideg évek helyett alkalmazható a sokévi átlag is. Így - bár a publikációkban legfeljebb szezonális scenáriók szerepelnek - létrehozható havi bontás is.

Az évek kiválogatásánál sok tényezőt kell figyelembe venni. Egyedi meleg/hideg évek kiválogatása (pl., Wigley et al. 1980) nem megfelelő módszer a lassú antropogén klímaváltozás analógiájához. Megfelelőbb egymás után következő évek kiválasztása. Több munka bizonyítja (pl.,

Palutikof et al., 1984), hogy a két módszer jelentősen eltérő eredményt szolgáltat. Egymás után következő évek esetében is célszerű egy olyan adategyüttest választani, amelytől mért eltéréseket vizsgáljuk. Wigley et al. (1986) szerint erre a célra legmegfelelőbb a globális hőmérsékleti átlag. Ennek hiányában a félgömbi átlag, esetleg a félgömbi szárazföldi, vagy nagy szélességek hőmérsékleti átlaga, de lehet januári vagy éves átlag is.

Egy másik módszer szerint (Budiko et al., 1978) lineáris kapcsolatot kerestek a lokális, szezonális éghajlati adatok és az északi félgömb felszíni léghőmérséklete között ($17,5^\circ - 87,5^\circ$ N). A kapott összefüggés alakja: $c_i = aT_i + b + e_i$, ahol c_i a választott lokális klímáparaméter (hőmérséklet, csapadék) i -dik évbéli értéke, T_i az északi félgömb átlaghőmérséklete a megelőző 12 hónapban, a , b a regressziós koefficiensek és e_i a hibahiba. Az együtthatók ismeretében az adott félgömbi hőmérsékletváltozáshoz regionális és szezonális scenáriók fejleszthetők ki. A módszer alkalmazása során a szerzők a lehető leghosszabb idősort használták fel. Mások (pl., Brinkmann, 1979) kimutatták, hogy az a együttható változik az időben, ami kétségesé teszi a regressziós egyenlet előrejelzési hatékonyságát.

A műszeres scenáriók a már említett korlátjuk (a változás kis amplitúdója) miatt csak a lehetséges globális melegedés első szakaszára használhatók, egyes becslések szerint a XXI. század első évtizedeiig. A műszeres analógiákon alapuló scenáriók érvényességét az a feltételezés adja, hogy mindegy, mi okozza az éghajlat módosulását, a felszíni éghajlati elemek térbeli eloszlása hasonló marad. Vannak bizonyítékok ezen feltételezés ellen és mellett is. Az anyag egy része az egyensúlyi GCM-ek érvényességére is utal, mint a jövőbeli változó éghajlat scenárióira. A műszeres analógiák alkalmazásának helyességét éppen egyensúlyi klímamodellekkel igazolták (Manabe és Wetherald 1980). A növekvő szén-dioxid koncentráció és a növekvő napállandó által okozott felszínközeli változások meridionális jellege a kísérletek szerint hasonló.

Az egyensúlyi modell eredményei és a felszíni léghőmérséklet változásai a műszeres éghajlati scenáriók gyakorlati támaszai. Az északi félgömb e század eleji meridionális és szezonális mintái hasonlóak az egyensúlyi GCM-ekkel kapott mintákhoz. Ha a hasonlóság a század elején a szén-dioxid növekedésének a hatása, akkor ebből következik, hogy az egyensúlyi modellek leírhatnak reális eseményeket, legalábbis átlagolt adatok esetén. Ha a hasonlóság létrejöttében a szén-dioxid nem játszott jelentős szerepet, akkor valószínű lehet, hogy az éghajlatváltozás meridionális eloszlása döntően független a kényszer típusától.

A műszeres analógiákon alapuló scenáriók alkalmazása ellen talált érvet Jones és Kelly (1983) a megfigyelt idősorban. Szerintük a scenáriók regionális részletei nagyban függenek a scenáriókészítéshez felhasznált időintervallumtól. A századeleji melegedés és a 40-es évektől kezdődött lehűlés, illetve az azt követő melegedés vizsgálata során az időszakok között jelentős tér- és időbeli eloszlásokat találtak.

Érdekes megvizsgálni az éghajlati rendszer tranziens válaszát. Ez sokkal közelebb áll a valósághoz, mivel - az egyensúlyi modellekkel ellentétben - a változások túlnyomórészt folyamatosan és nem ugrásszerűen mennek végbe. Mivel a változásokhoz tartozó válaszidők eltérőek és függenek a térbeli elhelyezkedéstől, ezért a tranziens modell eredménye különbözik az egyensúlyiétől (Hansen et al., 1984). Spelman és Manabe (1984) részletesen vizsgálták a jelenséget egy csatolt óceán-légkör modellel. Azt találták, hogy ha a szén-dioxid növekedése nem volt túl gyors, akkor a meridionális válasz hasonló volt egyensúlyi és tranziens esetben. Thompson és Schneider (1982) szerint a tranziens válasz térbeli elhelyezkedése (tehát zonális részei is) lényegesen különbözhetnek az egyensúlyi állapotbeli választól. Ezt látszanak megerősíteni a legújabb csatolt modellel folytatott kísérletek is.

Ezek az eredmények azért jelentősek, mert egyrészt a műszeres éghajlati scenáriók használhatóságát bizonyítják, másrészt igazolják az egyensúlyi GCM-ek eredményeinek alkalmazhatóságát a globális melegedési scenáriókhoz. Ha a tranziens modellek időfüggő

kényszerek által keltett válasza eltér az egyensúlyi vizsgálatokéitól, akkor az egyensúlyi modell nem használható fel az üvegház-gázok koncentrációváltozásának modellezésére.

A műszeres észlelések időszakából származó analógiákra épülő scenáriók közül Palutikof et al. (1984) eredményeit ismertetjük röviden. A vizsgálat Európa és Észak-Amerika területére készült. Az időszak kiválasztásánál az alábbi szempontokat vették figyelembe: (1) A megfigyelési időszakból lehetőség szerint a legnagyobb hőmérsékletkülönbségű időszakokat válogatták ki. Így - Williams (1980)-tól eltérően, aki a sokévi átlagtól való eltérést javasolta - a meleg évek hideg évek különbségét tekintették. (2) Lehetőség szerint összefüggő évsorozatot szándékoztak használni, így alkalmazható az a feltevés, hogy a szén-dioxid állandóan és fokozatosan növekszik ahhoz, hogy az óceáni és krioszférikus határfeltételek változásaival kapcsolatban legyen. (3) A „hideg” és „meleg” évek definíciójában meglévő szubjektivitást úgy igyekeztek kiszűrni, hogy az éghajlatváltozásra, illetve -változékonyságra a számítások szerint legérzékenyebb helyet (65° - 85° N) (Wigley et al., 1980) és időszakot (tél) (Manabe, Stouffer 1980) használták fel. Ha összefüggő évek sorozatát választják, akkor teljesül a (2) szempont, de az (1) nem, míg az individuális évek esetén fordítva. Így négy scenáriót fejlesztettek ki, amelyek mindegyike legalább egy-egy szempontot vesz figyelembe.

- A scenárió (1. és 3. szempont): Az arktiszi idősor alapján az 5 individuális leghidegebb és legmelegebb évet veszi figyelembe az 1925-1978 időszakban (ez a korlát az arktiszi idősor adekvátsága miatti megkötés)
- B scenárió (2. és 3. szempont): Az arktiszi idősor alapján a leghidegebb és legmelegebb dekádok összehasonlítása. Hasonlít az A scenárióhoz, mivel annak 4 leghidegebb, illetve 4 legmelegebb éve megtalálható a kiválasztott dekádokban. A blokkhossz meghatározása kompromisszum az adatsor hossza és a 2. szempont között.
- C scenárió (2. szempont): Az északi félgömb 1901-1980 idősorából a leghidegebb és legmelegebb összefüggő 20 év összehasonlítása. A meleg időszak tartalmazza az A és B scenárió valamennyi kiválasztott (egyedi és dekád) évét, míg a hideg időszak az adatbázis eltérése miatt A és B scenárió egy évét sem tartalmazza.
- D scenárió (1. szempont): A C scenárióban kiválasztott 20 évekből 5-5 individuális legmelegebb, illetve leghidegebb évet vizsgáltak a 15° - 45° N régió hőmérséklete szerint válogatva ki azokat. Ezért a C és a D scenárió valamilyen hasonlóságot kell, hogy mutasson.

Mindegyik scenárióhoz elkészítették 3 felszíni elem, a tengerszinti légnyomás, a hőmérséklet és a csapadék területi eloszlását. A kapott eredmények közül megemlítenk néhány érdekesebbet. Európára: globális melegedésnél a telek hidegebbek és változékonnyabbak a kontinens nagy részén (ez a lehülés kapcsolódik a blocking gyakoribbá válásához); a csapadék mindenütt tavasszal és nyáron csökken, míg az ősz és a tél nedvesebb lesz; Közép- és Nyugat-Európában a hőmérséklet változékonnyabbá válik; egész Európára a csapadékösszeg mennyisége csökken és változékonnyabb. Észak-Amerika: az éven belüli kontrasztok kisebbek, mint Európában; a hőmérséklet általában az egész évben magasabb a jelenlegi szintnél (csak egy scenáriónál van egy kis lehülés bizonyos területen); a hőmérséklet változékonysága csökken; Európával ellentétben itt csak a telek válnak nedvesebbé, az ősz inkább száraz. Az ábrákon bemutatjuk a hőmérséklet változását évszakos bontásban a különböző scenáriók szerint Európára (4.-6. ábrák).

Numerikus modellek

A numerikus modellekről részletesebben az előző évi tanulmányban és a 2.2. pontban írtunk. Ezúttal a más módszerekkel kapott eredményekkel való összehasonlítás érdekében közlünk egy

csatolt modellel végzett numerikus kísérlet eredményét (7a., 7b. ábrák) a légköri szén-dioxid kétszereződés esetére (Washington és Meehl, 1984).

Empirikus módszer

Ezt a módszert külön nem részletezzük. Lényege a megismert éghajlati törvényszerűségek alkalmazása a kvantitatív jellegű változások leírására, amely során a légköri cirkuláció módosulását vizsgálják. Ide sorolhatjuk a térbeli analógiák „földrajzi” scenárióit, amelyek még további vizsgálatokat igényelnek. Erre példa az, hogy Izland éghajlata hasonló lehet ahhoz, ami jelenleg ÉK-Skóciában uralkodik (Bergthórsson et al., 1988).

Az éghajlati scenáriók továbbfejlesztése

A IIASA ajánlásokat dolgozott ki a scenáriók további fejlesztési irányaira (Chen, Parry 1987). Ezek szerint:

- A GCM-ek nagyléptékű outputja és a természetes, hidrológiai és más hatásmodellek kisebb léptékű inputja kapcsolatának fejlesztése és finomítása. Ehhez a meglévő finomabb skálájú megfigyelési adatokat használná a jövőbeli feltételekhez „kalibrációként”. Lokális és mezoszkála modellek beágyazását is kutatni kell. Ilyen kapcsolat magában foglalja a GCM-ek elsődleges outputjából leszármaztatott mennyiségek kiszámítását.
- GCM-eken, műszeres méréseken vagy más, empirikus adatokon alapuló scenáriók készítése különböző régiókra, olyanokra is ahol a GCM-ek kevésbé pontosak (például a trópusokon). A kezdeti scenáriófejlesztő tevékenységek nagy területeket vizsgáltak, például Európa, Észak-Amerika, ahol sok adat áll a rendelkezésre és a GCM-ek meglehetősen pontosak. Mivel itt a különböző scenáriómódszerek megfelelően bizonyították alkalmasságukat, ezért most más régiók (trópus, Szahel-övezet stb.) klímascenáriói számára szükség van a hatástanulmányokhoz bemenő adatokra. Ilyen scenáriók készítésekor alkalmazható alternatív adatforrás, kombinálhatók különböző scenáriómódszerek és az adott régióban speciális érdeklődésre igényt tartó paraméterek származtathatók le.
- Az éghajlati scenáriók egy alapvető irányvonalának elkészítése, a különböző régiók és paraméterek kapcsolatának a változó bizonytalansága és a scenáriókísérletek összehasonlítása. A scenáriók eltérő megalkotása, bemutatása és alkalmazása a bizonytalanságok ismeretének hiányában a scenáriók interpretálását és összehasonlítását nehezíti (például a GCM scenárióknál a referencia megfigyelések hossza, időszaka stb.).
- A szén-dioxid duplázódási kísérleten kívül más scenáriók kidolgozása, lehetőség szerint finomabb tér- és időbeli skálán, a regionális és lokális éghajlati paraméterek egy teljesebb együttesével és időfüggő statisztikai tulajdonságaival, a valószínűségek és bizonytalanságok kifejtésével. Ezáltal a GCM eredmények hatásvizsgálatok számára alkalmasak lennének.
- A kritikus klimatológiai küszöbértékek meghatározása fizikai és ökológiai rendszerekre. Ez lehetséges éghajlati küszöbök meghatározását jelenti scenáriók kifejtéséhez.
- Információk a légkör összetételéről és kémiaijáról. A levegő összetételének konzisztens vizsgálata az éghajlati scenáriók elősegítheti a hatásvizsgálat konzisztenciáját.

2.2. MELLÉKLET

A kiadvány nyomtatott változata az alábbi tartalmú táblázatokat és ábrákat foglalja magában:

1. ábra: *A holocén optimum középhőmérsékletének eltérése a jelenlegi éghajlattól július-augusztus hónapokban*

2. ábra: *A legutóbbi interglaciális időszak és a jelenlegi éghajlat nyári átlaghőmérsékletének különbsége*

3. ábra: *A pliocén optimum nyári hőmérsékletének eltérése a jelenlegi éghajlattól július-augusztus hónapokban*

4. ábra: *Hőmérsékletváltozási scenárió: meleg évek átlagából kivonva a hideg évek átlaga*

5. ábra: *Hőmérsékletváltozási scenárió: Európára – B scenárió*

6. ábra: *Hőmérsékletváltozási scenárió: Európára – C scenárió*

7. ábra: *Egyensúlyi szén-dioxid duplázódási scenárió: a felszínközeli léghőmérséklet változása*

2.3. AZ ÉGHAJLATVÁLTOZÁS FELISMERÉSÉVEL ÉS ELŐREJELZÉSÉVEL KAPCSOLATOS BIZONYTALANSÁG EGYES OKAI

Hozzávetőlegesen egy évtizede született meg a tudományos körök közös állásfoglalása, amely szerint az éghajlatváltozás lehetősége a közeljövőben fennáll. Ennek mértéke várhatóan nagyobb lesz, mint bármely, az emberi társadalom által eddig a legutolsó jégkorszak befejeződése óta (azaz az utóbbi 12000 éves időszakban) átélt környezeti változása. A próbálkozások ellenére semmi olyan természeti hatást nem sikerült felfedezni vagy kimutatni, amely a légköri szén-dioxid tartalom - illetve általánosabban véve, az üvegház-gázok mennyiségének - növekedésével járó hőmérséklet-emelkedést ellensúlyozni tudná. Az óceánok hőnyelő képessége például csak késleltetheti - néhány évtizeddel - a globális melegedési tendenciát (Dickinson, 1989). A változás irányába ható folyamatot egy igen bonyolult rendszer - az éghajlati rendszer - belső és külső törvényszerűségei irányítják, amelyeket még nem sikerült kellő mértékben feltárni. Annak ellenére tehát, hogy a tudományos közvélemény állást foglalt az éghajlatváltozás lehetősége és várható iránya mellett, távolról sem ilyen egyértelműen adható meg e változás nagysága (mértéke és sebessége), valamint a természetes ökoszisztémákra, a gazdasági- és társadalmi élet különböző szféráira gyakorolt hatásainak mértéke. Az éghajlatváltozás mennyiségi jellemzése során részben elvi, tehát előrejelezhetőségi és modellezési problémákkal állunk szemben, de ezeken túlmenően az alapvető problémákat az okozza, hogy egyrészt nehéz prognosztizálni a változást előidéző kényszereket, másrészt magának az éghajlati rendszernek a belső tulajdonságait, az azokból fakadó érzékenységet sem ismerjük kielégítő pontossággal. A jövőbeli éghajlati képről való ismereteink ezért meglehetősen bizonytalanok. Melyek azok a tényezők, amelyek e bizonytalanság fő forrásait képezik? Ezek egyrészt külső kényszerek, amelyek alatt most elsősorban az antropogén eredetű (üvegház-gázok, troposzférikus aeroszolok, antropogén hőtermelés, felszínátalakítás) hatásokat értjük. A természetes változékonyságot, változást előidéző tényezők (naptevékenység, vulkánosság) szerepével most nem foglalkozunk, azok hatása többé-kevésbé jól becsülhető a mérések révén. A bizonytalanság másik forrását az okozza, hogy az éghajlati rendszernek a kényszerekre adott válaszát, a rendszer érzékenységét sem ismerjük a kívánt pontossággal és részletességgel. A továbbiakban e két tényező szerepét tekintjük át, különös tekintettel az éghajlati rendszerben működő visszacsatolási folyamatokra, ezen belül is főleg az általános cirkulációs modellekbe be nem épített, nem geofizikai eredetű visszacsatolások jelentőségét hangsúlyozzuk.

2.3.1. Külső kényszerek

Az emberi tevékenység éghajlat-módosító hatásának kiinduló pontja az, hogy a kibocsátott anyagok következtében a légkör összetétele megváltozik. Ugyanakkor viszont a levegő összetétele és az éghajlat is befolyásolja az üvegház-gázok kibocsátását és légköri tartózkodási idejét. A jövőbeli éghajlati állapot előrejelzéséhez ismernünk kellene a különböző üvegház-gázok várható kibocsátásának mértékét, ezenkívül az egyes nyomgázok viselkedését, sugárzási tulajdonságait és légköri ciklusát is.

A nyomgázokról való ismereteink múltbeli méréseken alapulnak. Az elmúlt időszakban tapasztalt változások határozottan növekvő tendenciát mutatnak. Az ebből származó, a légköri sugárzási mérlegben bekövetkező változások révén történő felmelegedés számítása kielégítő, annak pontossági, bizonytalansági mértéke 10-25% között van. Ennek oka csak részben az, hogy a sugárzási paramétereket általában laboratóriumi kísérletek révén határozták meg. Nagyobb pontatlanságot eredményez az, hogy a légköri nyomgázok jövőbeli kibocsátásáról keveset tudunk.

A légkör sugárzásilag legaktívabb részei a nyomgázokon (H_2O , CO_2 , N_2O , CH_4 , O_3 , CFC-12) kívül az aeroszolok és a felhők. Az aeroszolok fajtái és így tulajdonságai is nagyon széles skálát ölelnek fel, egyedi figyelembevételük a rendszer leírását nagymértékben bonyolítja, az átlagos tulajdonságokkal történő leírás pedig pontosan a leglényegesebb részeket simíthatja, takarhatja el. A felhők és a vízgőz elsősorban antropogén eredetűek, a természetes vízkörforgalom révén az éghajlati rendszer belső részei, nagyfokú tér- és időbeli változékonyságuk következtében mennyiségük és így a sugárzásban játszott szerepük becslése pedig igen problematikus.

2.3.2. Az éghajlati rendszer érzékenysége

A légkör összetételének változásai és a sugárzási kényszer által okozott bizonytalansági tényezőkön túl a jövőbeli éghajlat becslésének pontosságát alapvetően az éghajlati rendszer érzékenysége határozza meg. A fő kérdés az, hogy a fent említett kényszerekre hogyan válaszol az éghajlati rendszer, azaz légkörünk mekkora tűrőképességgel rendelkezik. Az éghajlati rendszernek a kényszerekre adott válasza az alábbiaktól függ:

- az óceán által közvetített, változó kényszerekre adott tranziens változás,
- felhőzet sugárzási tulajdonságai,
- hó- és jégborítottság változása a magas szélességeken,
- a légkör belső dinamikája, visszacsatolási mechanizmusok.

Az óceán szerepe

Elméleti és tapasztalati tény, hogy az óceán által képviselt hatalmas tömeg - hőtehetetlenségénél fogva - késleltetni tudja a globális melegedést, azonban ennek a bizonytalansági mértékét nem ismerjük. Az óceán fontos szerepet játszik az éghajlatváltozás tranziens jellegében. Az üvegház-gázok növekedése bizonyos késéssel hat az éghajlati rendszerre, ennek a viszont-reakciónak az időtartama, az ún. tranziens válasz határozza meg végső soron az éghajlati kép módosulásának időbeli változását. A tranziens válasz idejének meghatározása rendkívül bonyolult, mert számos ismert és kevésbé ismert folyamat együttes hatásának eredményeként jön létre. Ezek között az egyik legfontosabb meghatározó tényező az óceánok által elnyelt hőmennyiség. Az óceánoknak hatalmas tömegük és nagy hőtároló képességük miatt igen hosszú, néhány száztól néhány ezer évig terjedő reakció időre van szükségük ahhoz, hogy a külső kényszerek (mint a CO_2 vagy egyéb üvegház-gázok) változásából fakadó felszíni melegedés mellett egyensúlyi állapotba kerüljenek. Az óceánok

heterogének és a legtöbb helyen erős hőmérsékleti rétegződés jellemzi azokat. Az óceánok felső 50-100 m vastag (esetenként ennél is vastagabb) része általában olyan réteg, amelyben az erős átkeveredés miatt csaknem vertikálisan izoterm a hőmérsékleti szerkezet. Ez az ún. keveredési réteg közvetlenül kapcsolódik a légkörhöz, az ott lezajló változásokat hozzávetőlegesen egy vagy néhány évtized időskálával követik az óceáni keveredési réteg változásai. Ezt a válaszfalát annak a hőmennyiségnek a mértéke határozza meg, amely a felső keveredési réteg és az alsó mélyebb rétegek között átkeveredik. Maga a keveredési folyamat igen komplex, nagytérségű termohalinális cirkulációk, az Ekman-szélnyírás, a konvekció, a hő- és sódiffúzió részletes ismeretét igényli (Harvey, 1989). A fenti folyamatokról való ismereteink meglehetősen korlátozottak. A felszín alatti óceáni réteg keveredési folyamatának, a cirkulációnak direkt módon való megfigyelése gyakorlatilag lehetetlen az óceán legtöbb részén. A cirkulációs képek mintáira és a sebességekre is általában az óceán bizonyos tulajdonságainak (pl. sótartalom, oldott oxigén, tápanyagtartalom, radioizotópok) háromdimenziós eloszlásaiból következtetnek. Valamennyi módszer jelentős bizonytalansági tényezővel rendelkezik, ily módon sokszor olyan ellentmondó eredmények is születnek, amelyek következtében még a hőfluxus irányát sem tudják egyértelműen megadni.

Az óceánok tanulmányozásának egy alternatív közelítése a numerikus-dinamikus modellezés. Ezzel kapcsolatban a fő nehézség abban áll, hogy a globális óceán modellek nem - vagy csak komoly kompromisszumok árán - illeszthetők össze a globális légköri modellekkel. A légkörben ható örvény energia karakterisztikus mérete 1000 km-nél nagyobb, ezért az általános cirkulációs modellek, amelyek felbontása általában 200x200 km, a légköri örvény energiát figyelembe tudják venni. Az óceánok esetében az örvény energia hosszúsági skálája 100 km alatt van, így a 200x200 km felbontású modellekkel nem írható le az átkeverés folyamata (hanem csak szubgrid skálájú folyamatként parametrizálható), pedig ezek az örvények fontos szerepet játszanak a nagytérségű cirkulációban is.

Léteznek olyan óceán modellek, amelyeknek a felbontóképessége 20-40 km, ezek azonban túlságosan sok fizikai egyszerűsítést tartalmaznak. Jelenleg a számítógépek sebességének és memóriájának a korlátai megakadályozzák az olyan óceán modellek alkalmazását, amelyek megfelelő felbontóképességgel rendelkeznek, ugyanakkor az alkalmazott fizikai elhanyagolások mértéke is kielégítő. A kapcsolt légkör-óceán modelleket oly módon kell tehát felépíteni, hogy a szubgrid skálájú turbulens átkeveredés parametrizációja szerepeljen benne. A jelenlegi lehetőségek mellett még az egyszerűbb kapcsolt modellek futtatása is numerikus modellezési és számítástechnikai szempontból bonyolult és költséges vállalkozás.

A felhőzet szerepe

A felhőzet több olyan tulajdonsággal rendelkezik, amely az éghajlatváltozás szempontjából jelentős, mivel mind a rövidhullámú, mind a hosszúhullámú hőmérsékleti sugárzással kapcsolatba hozható. A legnyilvánvalóbb paraméter a felhőzet mennyisége, de a besugárzás visszaverődése nagy mértékben függ a felhőzet vastagságától. Fontos továbbá a felhőben lévő különböző részecskék nagyság szerinti eloszlása is. A felhőkről történő infravörös kisugárzás a felhő hőmérsékletétől és emisszióképességétől függ. Az általános cirkulációs modellekkel végzett kísérletek azt mutatták, hogy a különböző szimulációk minőségileg hasonló térbeli mintákat - ti. a globális felhőzet eloszlását jellemző szerkezetet - eredményeznek a földrajzi hosszúságok mentén átlagolt felhőzet változása esetén. Azt találták, hogy a nedves, nagy konvektív aktivitású területeken (az alacsony és közepes földrajzi szélességek esőöve) a felhőzet szerepe csökken, növekszik viszont a stabilis légállapotú területek felett az alacsonyabb szélességektől a magasabbak felé haladva. Az alacsonyszintű felhők növekedése nagyobb visszavert sugárzást, így hűtést, míg egyéb változások - az esőövebeli felhők csökkenése és a magasszintű, vékony felhők növekedése - a melegedést segítik elő. A felhőzetnek a modellekbe történő bevezetése számos nehézséggel jár, így sok esetben még a felhőzet hatásának előjele is bizonytalan. A felhőzet tulajdonságai általában szubgrid skálájú folyamatokhoz

kapcsolódnak. Vertikális kiterjedésük kisebb, mint a modell egy rétegének vastagsága, horizontális méretük általában 1 és 100 km közé esik. Ezzel szemben az általános cirkulációs modellek horizontális felbontása 500 km körül van. További problémát jelent, hogy igen nagyszámú felhőtípus van, amelyeknek a sugárzási tulajdonságai is jelentősen eltérnek, tehát valamennyi teljesen különböző fizikai modellt igényelne. Nagyon szegényesek az információink a felhőzet napi változásáról, pedig ezek minden bizonnyal fontos szerepet játszanak a felhők sugárzási mérlegének alakulásában.

A hó- és jégborítottság

A hó- és jégborítottság - amely értelemszerűen a magas földrajzi szélességeken dominál - két szempontból is fontos szerepet játszik a melegedés folyamatában. Egyrészt - mivel a hó és a jég magas albedóval (nagy visszaverő-képességgel) rendelkezik - olvadás esetén megnő a felszín által abszorbeált energia, azaz a melegedés fokozódik. Másrészt, a légkör a magasabb földrajzi szélességeken felett stabilis, a hőmérséklet a magassággal kisebb mértékben csökken, mint az alacsony földrajzi szélességeken. Ennek eredményeként a légkör és a felszín közötti energiacsere kevésbé intenzív, a hőmérsékletváltozás a felszínen a legnagyobb.

A tenger jégborítottságának változásai nagyobb hangsúlyt kapnak a sugárzási mérleg becslésében, mint a szárazföldi hóborítottság mértéke. A tengereken a jég hónapokon keresztül megmarad, másrészt a szárazföldi területeken a nagy kiterjedésű erdőségek elfedhetik a hó-albedó hatását.

A hó- és jégborítottság változásának és azok hatásának az általános cirkulációs modellekben történő figyelembevétele távolról sem megoldott. A tenger-jég hatását általában termodinamikailag modellezik az óceáni keveredési réteg bevezetésével. A jég dinamikáját, a szubgrid skálát, a mély óceánnal való kölcsönhatást elhanyagolják. A hó-albedó figyelembevétele általában valószínűtlenül leegyszerűsödik. A valóságot jobban közelítő megoldás csak úgy nyerhető, ha az óceáni hőátvitel jellemzése termodinamikai-dinamikai eszközök figyelembevételével történik. Az éghajlati rendszer viselkedésének reális leírása tehát a kapcsolt légkör-óceán modelleken alapulhat. Ezekben a modellekben is problémát jelent a légkör belső dinamikájának leírása, az ún. visszacsatolási mechanizmusok ismerete és figyelembevételének módja.

Visszacsatolási mechanizmusok

Az éghajlati rendszer egyrészt a külső kényszerek (természetes és antropogén tényezők) perturbáló hatása alatt áll, másrészt számos ún. visszacsatolási mechanizmus is befolyásolja a rendszer működését, állapotát. Az éghajlati rendszernek a különböző - akár természetes, akár antropogén eredetű - kényszerekre adott válasza végső soron a visszacsatolások természetétől függ. A visszacsatolások közül azokkal érdemes foglalkozni, amelyeknek hatása illetve a hatás időskálája a nem túl távoli jövőben, azaz 100 éven belül várhatóan érvényesül, másszóval amelyek karakterisztikus (vagy reakció-) ideje ilyen vagy ennél kisebb nagyságrendű. Fontos tehát a különböző visszacsatolások és azok hatásának ismerete. Jogosan vetődhet fel a kérdés, hogy az általános cirkulációs modellekben általában figyelembe vett visszacsatolási folyamatok kielégítőek-e az éghajlati rendszer állapotának leírásához?

A visszacsatolási folyamatokat célszerű két részre elkülöníteni aszerint, hogy az éghajlati rendszer fizikai vagy kémiai folyamatain keresztül érvényesülnek. A geofizikai visszacsatolások az éghajlati rendszeren belül hatnak, előidézői a légkör-óceán-krioszféra rendszer fizikai folyamatai, amelyek egy kezdeti sugárzási és hőmérsékleti perturbáció következtében (az arra adott válaszként) megváltoztatják a rendszer sugárzási tulajdonságait. A biogeokémiai visszacsatolások a bioszféra által adott válaszokat foglalják magukban. (Ide szokták sorolni a geoszféra azon összetevőinek

válaszait is, amelyeket a modellek figyelmen kívül hagytak.) A bioszféra visszacsatolási folyamatai közé tartoznak például az üvegház-gázok forrásaiban és nyelőiben bekövetkezett változások, továbbá a felszín tulajdonságainak (albedó, transpiráció) változásai.

A különböző visszacsatolások egymással is kapcsolatban állhatnak.

A nyomgázok koncentrációjának változása éghajlatváltozást idéz elő, amely befolyásolhatja az óceáni CO₂ elnyelést és a természetes ökoszisztémák globális eloszlását. Ez utóbbiban bekövetkező változás módosítja a felszíni albedót, az evapotranspirációt, a szén-ciklus (szén-dioxid és metán) teresztrikus összetevőit és a bioszférát is. Az éghajlatváltozás közvetlenül is befolyásolhatja a bioszféra tulajdonságait az adott rendszer hőmérsékleti és csapadék viszonyain keresztül. A globális melegedés a metán emissziójához vezethet és változásokat idézhet elő az energia felhasználásban. Végül, a nyomgázok (főleg a CO₂) koncentrációjában bekövetkezett változások közvetlenül hatnak a természetes és a mezőgazdasági ökoszisztémákra. A geofizikai és biogeokémiai visszacsatolások számszerű hatásait tartalmazza az alábbi táblázat (Lashof,1989). Ezeket az eredményeket egyszerűsített éghajlati modellek szolgáltatták. A táblázatban feltüntetett nyereség fogalma az elektromos erősítés analógiája alapján került bevezetésre: a rendszer nyeresége g a teljesítmény és a bemenő jel függvénye; ha $g < 0$, akkor negatív visszacsatolás van, ha viszont $g > 0$, akkor pozitív a visszacsatolás.

A geofizikai és a biogeokémiai visszacsatolások hatása az éghajlati rendszerre

Visszacsatolások	Nyereség
Geofizikai:	
vízgőz	0,39
jég és hó	0,12
felhők	0,09
Biogeokémiai:	
metánhidrátok	0,1
troposzférikus kémia	-0,04
óceán kémia	0,008
óceán örvény-diffúzió	0,02
óceán biológia és cirkuláció	0,06
vegetációs albedó	0,05
vegetációs respiráció	0,01
CO ₂ műtrágyázás	-0,02
mocsaraktól származó metán	0,01
rizsből származó metán	0,006
elektromos igény	0,001

Ha az éghajlati rendszer lineáris lenne és nem lenne időkülönbség közöttük, akkor a globális üvegház-hatásból származó teljes nyereséget az egyedi folyamatok egyszerű összegezésével lehetne meghatározni. A gyakorlatban a kölcsönhatások jellege, a nem-linearitás és az időtől való függés a rendszert még összetettebbé teszi és az eredő hatás nem számítható ki a részhatások összeadásával. Ennek ellenére, a táblázat által tartalmazott egyedi esetekre vonatkozó becslések az éghajlati rendszernek az emberi hatásokkal szembeni érzékenységének vizsgálatánál meghatározó tényezőknek tekinthetők. A továbbiakban tekintsük át röviden a különböző visszacsatolási folyamatokat.

Geofizikai visszacsatolások

A geofizikai visszacsatolások között (legalábbis a rövid időskálán) a legfontosabbak az alábbiak: vízgőz-visszacsatolás, felhőzeti visszacsatolás, jég- és hóvisszacsatolás. Ezek a visszacsatolási folyamatok általános cirkulációs modellekkel szimulálhatók és az éghajlati rendszernek a sugárzási kényszerekben bekövetkezett változásokra adott választ jellemzik.

A vízgőz-visszacsatolás úgy jön létre, hogy a légkör melegedése révén az abszolút nedvesség növekszik és a vízgőz mint üvegház-hatású anyag a kezdeti állapotot, azaz a melegedést tovább növeli (pozitív visszacsatolás). A vízgőz-visszacsatolás jelentőségéhez nem fér kétség, de a hatás nagysága bizonytalan, mert a légköri vízgőz sugárzási tulajdonságainak modellezése számos nehézséget tartalmaz.

A hó- és jégborítottság szintén pozitív visszacsatolási kapcsolatban van a hőmérséklettel, mert a földfelszín melegedése csökkenti a planetáris albedót és növeli az óceánból a légkörbe történő hőátvitelt, ezáltal csökken a jég- és hóborítottság (mértéke és fennmaradása is), amely tovább fokozza a melegedést.

A felhőzeti visszacsatolás a legösszetettebb és legbizonytalanabb mechanizmus. Általában az alacsonyszintű felhők esetében a felhőzet növekedése negatív, míg a magasszintű felhők növekedése pozitív visszacsatolást eredményez.

Biogeokémiai visszacsatolások

Biogeokémiai visszacsatolások alatt azokat a hatásokat értjük, amelyek a bioszféra válaszait és a geoszféra azon válaszait tartalmazzák, amelyeket a klímamodellek nem vesznek figyelembe. Ezek a visszacsatolások három fő osztályba sorolhatók:

- a melegedés fizikai hatásai (hidrátokból történő metán kibocsátás, az óceán cirkulációjában és a keverésben bekövetkezett változások, a légkondicionálási igény növekedésével járó hatások),
- a melegedésre és a szén-dioxid növekedésre adott rövid időtartamú biológiai válaszok (a talaj szervesanyag tartalmából a légkör felé irányuló megnövekedett szén-dioxid és metán fluxus, a szén-dioxid tartalmú műtrágya felhasználás fokozódásának következményeként a légkörből a bioszféra felé mutató megnövekedett szén-dioxid fluxus),
- az ökoszisztémák újraszerveződése következtében fellépő hatások (a felszíni albedó változásai, a teresztrikus szén raktározásában bekövetkezett változások, az óceán felszínközeli részéből a mély-óceán felé irányuló biológiai szén-szállítás)

A potenciálisan legfontosabb biogeokémiai visszacsatolás a hidrátokból felszabaduló metán kibocsátás lenne, ennek a bizonytalansági tényezője azonban még mindig óriási. A metán-hidrátok a metán molekulának a vízmolekula rácsába történő beépülésével jönnek létre (ahol a $\text{H}_2\text{O}:\text{CH}_4$ arány 6:1). A hidrátok által tartalmazott metán teljes mennyisége 2×10^3 és 5×10^6 között van, a bizonytalanságot jól jellemzi az értékhatárok közötti három nagyságrendbeli különbség (Lashof, 1989). Amikor a metán-szénhidrát együttes labilissá válik (például hőmérséklet-emelkedés hatására), akkor a rendszer felbomlik és metán szabadul fel. A különböző vizsgálatok tapasztalatai szerint a metán ily módon való keletkezése nem hanyagolható el.

Az éghajlat-kémiai kölcsönhatások között a legnagyobb éghajlati hatással a vízgőztartalom változásával összefüggő hidroxil gyök (OH) rendelkezik. Egy melegebb klímájú Földön nagyobb lenne az abszolút nedvesség és így több OH keletkezne. Ez pedig csökkentené a metán és a troposzférikus ózon koncentrációját, ami pedig negatív visszacsatolást eredményezne. A vizsgálatok

szerint (Lashof, 1989) az éghajlat-kémia visszacsatolás csökkenti a troposzférikus ózont 11%-kal, a metánt 17%-kal (feltéve, hogy a metán-, a szén-monoxid- és a nitrogén-oxidok fluxusa állandó). Ennek következtében az általános cirkulációs modellek által előrejelzett melegedés - a szén-dioxid-koncentráció megkétszereződésének feltétele mellett - +3,13 értékről +2,93-ra csökken, a nyereség tehát -0,04.

Egy másik fontos éghajlat-kémia visszacsatolás a sztratoszférikus ózon kémiájával kapcsolatos. Az üvegház-gázok által okozott felszíni melegedést a sztratoszférában erős lehűlés kíséri. A megváltozott hőmérsékleti szerkezet jelentősen befolyásolja az ózon kémiáját, a hatás nagyságát és előjelét elsősorban a földrajzi szélesség és az ózonváltozás mértéke határozza meg.

Az óceán szén-dioxid felvétele és kibocsátása azért fontos tényező, mert az óceánok az antropogén eredetű szén-dioxid emisszió fő elnyelői. Továbbá az óceáni keveredési réteg egymaga hozzávetőlegesen ugyanakkora mennyiségű szén-tartalmat tartalmaz (H_2CO_3 , HCO_3^- gyök és CO_3^{2-} gyök formájában), mint a légkör. A felszínközeli szél jelentősen befolyásolja a légkör és a keveredési réteg közötti szén-dioxid átvitelt, továbbá az óceáni bióta is fontos szerepet játszik a keveredési réteg felől az óceán mélyebb rétegei felé tartó szénszállításban (Sarmiento és Toggweiler, 1984). Mindkét tényező szerepe jelentős a légkör és az óceán közötti szénegyensúly szempontjából. Amennyiben ez az egyensúly valamilyen módon felborul (például változik a szél, az óceán-kémia, a keveredés, a biológia stb.), a légkörben felhalmozódott szén-dioxid mennyisége lényegesen megváltozhat. Az óceán az éghajlati rendszer lényeges alkotórésze (mint ismeretes, a meridionális hőtranszport 30%-t az óceánok közvetítik), így módon az óceán szén- és hőtárolásában bekövetkezett változások erős éghajlati visszacsatolást hoznak létre. Az óceánok szénkörforgalmát a bennük lejátszódó kémiai folyamatok (a szén egyensúlyi állapota felborulhat a melegedés hatására és savasodás indulhat meg), valamint az óceán vertikális hőmérsékleti gradienstől függő turbulens-diffúziós együttható (melynek értéke 2100-re kb. 30%-kal növekedhet) befolyásolják.

A légkör-óceán cirkulációs rendszer kismértékű módosulása is feltételezhetően jelentős visszacsatolással bír. A jégkristályokban végzett mérések révén derült fény arra, hogy a glaciális-interglaciális közötti átmeneti időszakban a légkörben olyan nagymértékű és gyors volt a szén-dioxid tartalom változása, amely csak úgy képzelhető el, ha az óceán jelentős mennyiségű szén-transzportot képes végrehajtani. Az óceáni szén-dioxid változás részben az óceáni cirkuláció változásához kapcsolódik, de fontos a biológiai produktivitás változása is.

A teresztrikus bióta az éghajlattal számos vonatkozásban hozható kapcsolatba. Igen lényeges a teresztrikus ökoszisztémák nagytérségű újrászerveződése, a megváltozott környezeti feltételekhez való alkalmazkodás. A bennünket érdeklő időskálán a globálisan leglényegesebb visszacsatolást a felszíni albedó értékében bekövetkezett változások képviselik. Nem kizárt, hogy a glaciális-interglaciális szakaszok közötti hőmérsékletváltozás létrejöttében az albedó visszacsatolásnak fő szerepe volt (Cess, 1978).

A 18000 évvel ezelőtti vegetáció rekonstruálása révén összehasonlították az akkori és a jelenlegi vegetációs képet. Azt találták, hogy a planetáris albedó 0,0022-del magasabb volt a glaciális időszakban a vegetációban bekövetkezett változás hatására. Hasonló eredmény adódott az általános cirkulációs modellekkel végzett kísérletekből is. A numerikus modell kísérletek arra az eredményre vezettek, hogy a planetáris albedó 0,003-mal növekedett, amikor a kontroll éghajlati képet a 18000 évvel ezelőtti jégkorszakkal helyettesítették. Az albedó jelenlegi értékéhez (0,3) viszonyítva, ez hozzávetőlegesen 1%-os növekedést jelent. Ebből az albedóváltozásból adódó nyereség 0,06 és 0,08 között van. Mivel a jelenlegi tendencia - és ez várhatóan a jövőben is így lesz - azt mutatja, hogy a tundra-boreális erdőhatár a pólus felé tolódik, ezért a fenti nyereség-intervallum alsó határát szokták 0,05-nek tekinteni. Elképzelhető azonban az is, hogy az éghajlatváltozás vagy az emberi tevékenység közvetlen hatásaként a füves és sivatagi területek növekedésével az albedó is növekedhet, kompenzálva részben a magas szélességeken az albedó csökkenését. Ezek a lehetőségek tovább

szélesítik az albedóváltozásból származó nyereség intervallumát, melynek becsült értéke 0,0-0,09 között van (Lashof, 1989).

A teresztrikus bioszféra szerepéhez kapcsolódó másik jelentős visszacsatolás a globális szén ciklus, beleértve mind a szén-dioxid, mind a metán emissziót és elnyelődést is. A globális teresztrikus (a Föld egészére vonatkozó) elsődleges nettó produkció (net primary production, NPP) nyeli el a légkörben lévő szén 10%-t évente. Amennyiben a bioszféra és a talaj szénkészlete közel állandónak tekinthető, akkor az NPP hatásával a respiráció tart egyensúlyt. Az éghajlat és a szénkészlet közötti kapcsolat nem rendelkezik egyöntetű iránnyal. Az NPP az elérhető hővel és nedvességgel általában monoton növekszik, ezzel szemben a biomassza és a talaj széntartalmára ez nem áll. A trópusi nedves esőerdőknél magas az NPP és a biomassza széntartalma, alacsony viszont a talajé. Ugyanakkor a tundra esetében ez fordítva van (ott az NPP és a biomassza széntartalma alacsony, míg a talajé nagyon magas). A teresztrikus szén-egyenleg vizsgálatának egyik lehetséges módja az, hogy a jelenlegi és a szén-dioxid megkétszereződéséhez tartozó éghajlat esetén az ökoszisztémák eloszlásából származó szénkészleteket összehasonlítják. A különböző numerikus kísérletek azt mutatták, hogy az NPP valamennyi esetben növekedett, a talaj szénkészlete csökkent, míg a biomassza esetében ellentmondó eredmények születtek.

A teresztrikus ökoszisztémákban lévő szénáramok dinamikai modelljei lehetővé teszik a fluxusok közvetlen vizsgálatát és figyelembe tudják venni mind a szén-dioxid, mind az éghajlatváltozás közvetlen hatásait. Ezek a szimulációs modellek azt jelzik, hogy a fafajta összetételében és az egyes fajok növekedési mértékében egyaránt várhatók változások. A tundra-boreális erdők helyein gyors biomassza növekedést tapasztaltak, míg a jelenleg a boreális erdők által elfoglalt helyeken a biomassza hozzávetőlegesen 20%-kal csökken és ez kb. 50-100 évig tart (Solomon, 1986). Más modellkísérletek szerint a boreális zónában a talaj teljes széntartalmának 10-50% közötti része kibocsátásra kerül a következő néhány évtizedben, mert a respiráció nagyobb mértékben fog növekedni, mint a fotoszintézis a globális melegedés következményeként (Woodwell, 1980). Nagyon valószínű, hogy a gyors éghajlatváltozás a jelenleg létező ökoszisztémákat szétrombolja, ennek eredményeként csökkenni fog a biomassza és a talaj széntartalma. A boreális zónában a megnövekedett talaj respiráció valószínűen növeli a szén-dioxid kibocsátást. A szén ciklus/hőmérséklet modellek 0,01-os nyereséget becsülnek.

A bioszféra szén-dioxid tartalmú műtrágyázásra adott globális válasza, illetve annak jellemzése is problematikus. Néhány növényfajta esetében a rövid időtartamú válaszokat mérték, hiányosak azonban az ökoszisztémák hosszútávú szénraktározására vonatkozó információk. A jelenlegi ismeretek szerint az NPP-ben bekövetkező változások 0,25-0,5-ször nagyobbak, mint a légköri szén-dioxid tartalomban bekövetkező változások. Az NPP és a biomassza közvetlenül nem kapcsolódnak egymáshoz, ez nyilvánvaló a füvel és erdővel borított ökoszisztémák különbözősége miatt, amelyeknek hasonló lehet az évi produktivitása, de lényegesen különbözik az elraktározott szénkészlet (Gates, 1985). Az egyszerű növekedési modellek azt mutatták, hogy az átlagos biomassza növekedés 0,2-0,6-szor nagyobb, mint a feltételezett NPP növekedés. A szén-dioxid megkétszereződése a globális biomassza 15%-os növekedéséhez vezetne. Ennek feltételezésével végrehajtott szén ciklus modellkísérlet alapján az adódott, hogy a szén-dioxid műtrágyázás hatásának „nyeresége” -0,01 és -0,04 között van.

A metán körforgalom szintén az éghajlatváltozás hatása alatt áll. A vízmérlegben bekövetkezett változások kritikus tényezőként hathatnak. Sajnos a csapadékban várható változások becslése igen bizonytalan, a talaj nedvességtartalmának változásáról nem is beszélve. Ennek megfelelően a mocsarokból származó metán esetében a nyereség becsült értéke igen széles határok között ingadozik: 0,003 és 0,012.

A bioszféra fontos szerepet játszik a különböző nyomgázok légköri emissziójában. Így például a nitrogén-oxidok emissziójának a fele mikrobákkal kapcsolatos folyamatok eredményeként keletkezik

a természetes talajokban. A dinitrogén-oxid emissziója általában epizód jellegű és a talaj fizikai tulajdonságain és a hőmérsékleten kívül erősen függ a csapadéktól is. Ezek a tapasztalatok azt támasztják alá, hogy az éghajlatváltozást jelentős dinitrogén-oxid emisszió változás kíséri, bár a mikrobiológiai folyamatokról még keveset tudunk.

A biogeokémiai visszacsatolások között meg kell még említenünk az emberi tevékenységekhez szükséges energiaigényt. Ezek közül most csak a fűtési és a hűtési igényt tekintjük. Egyesült Államokbeli vizsgálatok szerint a fosszilis tüzelőanyagokból származó teljes szén-dioxid emisszió 37%-át elektromos erőművek bocsátják ki, és várhatóan ez az arány a jövőben növekszik. Ha ez az arány 40%, akkor a szén-dioxid emisszióknak a szén-ciklus modellbe történő bevezetésével az adódik, hogy a visszacsatolási folyamatból származó nyereség 0,001.

2.3.3. ÖSSZEFOGLALÓ MEGJEGYZÉSEK

Az előző pontban vázolt visszacsatolási folyamatok hatása a valóságban soha nem egyedileg érvényesül, mert azok mindig valamely kombinációban együttesen fordulnak elő és hatnak. Az egyedi esetre végzett becslések (amelyeknek számszerű értékei az I. táblázatban találhatóak) nem adhatók össze algebrai úton, mert az egyes folyamatok nem tekinthetők függetleneknek. Vannak közöttük egyidejűleg és nem egyidejűleg ható folyamatok. Kimutatták (Hansen et al., 1984), hogy az óceánok hőkapacitásának hatására a rendszer reakcióideje - az egyidejűleg ható geofizikai visszacsatolások következtében - az erősítés négyzetével arányos. A biogeokémiai visszacsatolások figyelembevétele további időállandókat vezet be, amelyek tovább késleltethetik az egyensúly elérését. A biogeokémiai visszacsatolások teljes hatásának legjobb közelítő becsléséhez az I. táblázatban szereplő visszacsatolások megfelelő szelektív kombinációjára van szükség. A troposzférikus visszacsatolás például hasonló reakcióidővel rendelkezik, mint a metán élettartama. Az óceán kémiai és az örvény-diffúziós visszacsatolásait feltételezhetően magukban foglalják azok az óceán-biológiai és cirkulációs visszacsatolások, amelyek az utolsó eljegesedés alatt előfordult változásokból származtathatók. Az óceán lecsökkent hőelnyelése (részben az örvény-diffúziós visszacsatolás következményeként) egy további olyan tényező, amely hozzájárulhatna az éghajlatváltozáshoz a következő évszázadban. Vannak olyan javaslatok, hogy a számos visszacsatolás közül csak a biológiai és az óceáni cirkulációt érdemes figyelembe venni, de azokat a lehető legnagyobb pontossággal.

A vegetációs albedó visszacsatolás azt tételezi fel, hogy a boreális erdőöv kiterjed a jelenlegi tundra területére, csökkentve így a felszíni albedót. A talajból származó szénvesztés az albedócsökkenéssel egyidejűleg előfordulhat, mivel az élő vegetáció elmozdul. A szén-dioxid tartalmú műtrágyázási visszacsatolás a légköri koncentrációban bekövetkezett változásokra közvetlenül válaszol. A teresztrikus ökoszisztémáknak az éghajlatváltozás által történő „szétszakítása” elnyomja a szén-dioxid tartalmú műtrágyázás hatásosságát. A következő évszázadban elképzelhető, hogy a légzés és a műtrágyázási visszacsatolások ellensúlyozzák egymás hatását, így az albedó visszacsatolásnak csak a fele realizálódik. Ami az energiatermelést illeti, a fokozódó energiaigény következtében növekvő emissziót ellensúlyozhatja a kisebb fűtési igény. A metán hidrát, a troposzférikus kémia, az óceáni biológia és cirkuláció, a vegetációs albedó, a mocsarokból és rizsből származó metán visszacsatolásokat kombinálva, azok együttes hatásának nyeresége 0,16.

A visszacsatolási folyamatokról összességében az az álláspont alakult ki, hogy a „legnagyobb” visszacsatolási mechanizmusok - amelyek az elkövetkező évszázadban minden bizonnyal hatni fognak - a geofizikai visszacsatolások (vízgőz, felhőzet, jég és hó albedó). A fentebb tárgyalt egyéb visszacsatolások egyedileg sokkal szerényebb hatással bírnak, valamennyi - egyenként - 0,1-nél kisebb nyereséget jelent (a vízgőzé 0,4). A teljes rendszer vonatkozásában azonban az erősítés nagyon érzékeny lehet a sok kis hatás eredőjeként. Így, a számos bizonytalansági tényező mellett is lehetséges, hogy a biogeokémiai visszacsatolások megfelelő kombinációban befolyással lehetnek az

éghajlati rendszerre. A vizsgálatok szerint a legfontosabbak a metánhidrátok, az óceáni keveredés és cirkuláció, a vegetációs albedó. Mindenképpen szükség lenne arra, hogy a biogeokémiai ciklusok és a hozzákapcsolódó visszacsatolások pontosabban becsülhetők legyenek és célszerű lenne ezeket a hatásokat beépíteni az éghajlati rendszer tranziens modelljeibe.

2.4. AZ ÉGHAJLATVÁLTOZÁS REGIONÁLIS JELLEMZŐINEK BECSLÉSE

2.4.1. BEVEZETÉS

Az légkör üvegházhatásának antropogén erősödése miatt a jövő század közepére a felszíni hőmérséklet magasabbra emelkedhet, mint az emberi történelem során valaha. A Föld átlaghőmérsékletére illetve az egyes meteorológiai elemek változásának területi jellegzetességeire vonatkozó előrejelzések azonban legtöbbször széles bizonytalansági sávot adnak eredményül. Ezért az egyetlen, bizonytalan prognózis helyett általában különböző alternatív forgatókönyveket (szcenáriókat) fogalmazznak meg, legtöbbször egy maximális, egy minimális és egy köztes, legvalószínűbb változat formájában.

A Kárpát-medence földrajzi elhelyezkedése és domborzata következtében a nedves óceáni, a száraz kontinentális és a nyáron száraz, télen nedves mediterrán éghajlati régiók határán helyezkedik el. Hazánk földrajzi elhelyezkedése ezért a várható klímaváltozás szempontjából kiemelt jelentőségű. E határzónában ugyanis az éghajlati övek kismértékű eltolódásában jelentkező éghajlatváltozás a globálist meghaladó mértékű hatást eredményezhet.

Az éghajlati hatáselemzés nélkülözhetetlen előfeltétele ezzel kapcsolatban, hogy prognózissal, de legalább éghajlati scenáriókkal rendelkezünk a globális klímaváltozás regionális sajátosságainak valószínű alakulásáról. E fejezet célja e feltételes prognózisok alátámasztása azáltal, hogy megvizsgáljuk: az egyes félgömbi léptékű hőmérsékleti anomáliákhoz milyen hazai éghajlati anomáliák tartoztak a múltban? Ennek során elemezzük a műszeres mérések időszoraiból származtatott eredmények illeszkedését a nagyobb térségek hőmérsékleti és cirkulációs változásaihoz. Történeti és paleoklimatológiai információk, valamint az 1981-88 közötti időszak megfigyelései alapján, minőségileg verifikáljuk a globális-regionális éghajlati kapcsolatokat. Végül megvizsgáljuk, a kisebb hemiszférikus melegedéshez tartozó, hazai tendenciák érvényesek maradnak-e nagyobb, több fokos változásra?

2.4.2. A REGIONÁLIS VÁLTOZÁSOK BECSLÉSÉNEK MÓDSZEREI

1. A legtöbb vizsgálat természetesen a műszeres mérések mintegy százéves időszakának bázisán történt. E módszer előnye, hogy a csillagászati és felszíni határfeltételek kevéssé különböznek a jelenlegiektől, illetve a jövőben várható viszonyoktól. Hátránya viszont, hogy szigorúan véve csupán a már végbement kb. 0,6 fokos változások tartományán alkalmazható. Emellett egyes időszakokban a félgömbi átlagos adatsorokat a lassú változásokkal összemérhető szisztematikus hibák terhelhetik, sőt a regionális adatok sem mentesek az inhomogenitástól (észlelési helyszín- és időpontváltozás, városítás, műszer-csere; Jones et al., 1986a).

2. A történeti adatok és feljegyzések szintén rendelkeznek a határfeltételek hozzávetőleges azonosságának elvi előnyével, azonban regionálisan, de még inkább a térségi átlagok vonatkozásában, meglehetősen hiányosak, bizonytalanok és nehezen számszerűsíthetők. Emiatt a történeti korokból származó információkat eddig inkább csak minőségi összehasonlításhoz lehetett alkalmazni (Wigley et al., 1986). A történeti korok (vagyis gyakorlatilag az elmúlt néhány évszázad hűvösebb klímái) maximum egy fokos melegedésig szolgálhatnak analógiaként.

3. A paleoklimatológiai rekonstrukció több, a mainál pár fokkal melegebb időszakot ismer, melyek azonban a csillagászati és a jégtaikaró kiterjedésével kapcsolatos felszíni határfeltételek különbözősége miatt ugyancsak korlátozottan alkalmazhatóak egy jövőbeni felmelegedés analógjaként. További probléma, hogy a kormeghatározás pontatlanságai miatt a regionális átlagértékek csak valamilyen egyensúlyi klímaállapotra tekinthetők jellemzőnek, szemben a valószínű felmelegedés nem egyensúlyi jellegével. Leggyakrabban az 5,5 ezer évvel ezelőtti, Holocén interglaciális optimumot, a kb 125 ezer év előtti Riss-Würm (más néven Eem- vagy Mikulin interglaciális optimumát és a 3-4 millió éves Pliocén optimumot tekintik a várható felmelegedés analógiájának (Flohn, 1977). Az első a mainál kb. 1 K, a második kb. 2 K, a harmadik pedig kb. 4 K fokkal melegebb klímát reprezentál.

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 változékonysága miatt csak a több fokos változásokhoz tartozó regionális értékeket tudják szignifikánsan megkülönböztetni. Sajnálatosan eddig e modellekben leginkább a 18 ezer évvel ezelőtti, glaciális szélsőségeket (Hansen et al., 1984; Rind, 1986; Kutzbach és Guetter, 1986; Lautenschlager et al., 1987) szimulálták. Ez azért kedvezőtlen, mert e klímának a jelenhez hasonlítása - ti. ez lenne a melegedés analógiája - más kezdő-állapotról indul, ami az alsó határfeltétel drasztikus különbsége miatt (éppen a regionális skálán) az analógia alkalmatlanságát okozza. A melegebb klímákat a mainál sokkal szélsőségesebb évszakos besugárzási viszonyokkal és több kontinentális jéggel jellemzett 9-10 ezer évvel ezelőtti klímák (Kutzbach és Guetter, 1986; Adem et al., 1984), illetve a jövő században valószínűhöz képest túl meleg Mezozoikumi klímák (Rind, 1986; Barron és Washington, 1984) képviselik.

5. A standard másodfajú prognózisok (pl. ugrásszerű 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 korlátozza a regionális léptékű kapcsolatok extrapolálhatóságának. További hibaforrás a modellek nem tökéletes fizikai felépítése és korlátozott térbeli felbontása. Emiatt egy-egy kisebb térség viszonylatában a különböző modellek eltérő helyi válaszokat is generálhatnak. A kontinentális léptékű, illetve az övezetes sajátosságok tekintetében a modellek válaszai ugyanakkor valószínűleg elfogadhatók.

6. Előfordult, hogy a félgömbi átlaghőmérséklet, illetve a regionális meteorológiai elemek triviális, évszakos ingadozásának összehasonlításával becsülték az évi átlagos kapcsolatokat (Budüko és Efimova, 1984). E megközelítés csak nagy körültekintéssel, más módszerek kiegészítéseként alkalmazható.

A fenti megoldásokon kívül előfordul két további, véleményünk szerint teljesen inadekvát próbálkozás is. Mindkettő feltételezi a leginkább prognosztizálható lokális évi középhőmérséklet megváltozásának ismeretét (pl. valamilyen általános cirkulációs modellkísérlet alapján). Ennek egyik módja, hogy egy lokális évi középhőmérsékleti idősor alapján kiválasztanak egy-egy hideg és meleg periódust (Bergthórsson et al., 1988), majd képezik az összes többi meteorológiai elem (e vonatkozásban akár évszakos bontású) átlagértékeinek a különbségét. A szcenárió e különbségnek a lokális évi átlaghőmérsékletek időszakos, illetve modell-output szerinti értékeinek a hányadosával szorzott „becsléseivel” operál. E megközelítés hibája, hogy semmi nem biztosítja, hogy a kiválasztott időszakok közötti különbség valóban a globális feltételek megváltozásából következne, akár a hőmérséklet, akár a többi elem vonatkozásában. A másik - szintén nem ajánlható - próbálkozás szerint az évi középhőmérséklet különbsége kijelöl egy egészen más földrajzi helyzetű állomást, melynek összes többi meteorológiai paraméterére vonatkoztatják ezt a - jelenbeni - analógiát (Kellogg és Schware, 1983). Így pl. az is megtörténhet, hogy a hazánkra vonatkozó szcenáriót a Földközi-tenger

melletti mediterrán térségből képeznénk anélkül, hogy az általános légkörzés vagy a globális légköri össz-víz-tartalom megváltozására tekintettel lennénk.

7. A továbbiakban bemutatjuk a regionális éghajlatváltozás jellemzőinek becslésére általunk alkalmazott eljárást. Az 1881 és 1980 közötti időszak két félgömbi jellemzője, az átlaghőmérséklet és a kontinens-óceán léghőmérsékleti kontraszt, illetve egy-egy regionális éghajlati elem közötti kapcsolatokat az ún. szeletelés módszerével vizsgáltuk. Ennek lényege, hogy a jelentős - és ismeretlen statisztikai szerkezetű - szisztematikus és véletlen hibákkal terhelt „év-mint-év” számítások helyett a rendelkezésre álló időszakot azonos hosszúságú szakaszokra bontjuk, s a kapcsolatokat e szakaszok átlagértékei között állapítjuk meg. Az időbeli összevonás célja az „év-mint-év” összehasonlításban nem egyértelmű, vagy nem lineáris kapcsolatok feltárása az éghajlatváltozások évtizedes időskáláján. Az időszakok által lefedett változás a félgömbi átlagban kb. fél fok. A regionális relatív érzékenységet a két félgömbi indikátorral, mint független változókkal számított, három változós lineáris regressziós együtthatók értékeivel becsültük. Az együtthatók szignifikanciáját t-próbával minősítettük. Regionális meteorológiai elemként a hőmérséklet, a csapadék és a napfénytartam félévenkénti átlag-idősorai mellett felhasználtuk a küszöbhőmérséklethez kötött tenyészidőszakok hosszának és a felső 50 cm-es talajréteg havonkénti talajnedvességének számított adatsorait, valamint a Kárpát-medence térségére képzett néhány cirkulációs indexet. A regionális meteorológiai elemeket a nagyobb térbeli reprezentativitás érdekében, 4-4 állomás adataiból kiátlagoltuk. Így a Kisalföldre, az Alföld déli részére és a Tiszántúl észak-keleti vidékére érvényes területi átlagokhoz jutottunk.

8. A fenti modellt további vizsgálatok egészítik ki. Műholdas mérések, felszíni és aerológiai megfigyelések felhasználásával, Magyarország területére határoztuk meg a felszín-légkör rendszer rövid- és hosszúhullámú sugárzási mérlegeinek függését a felhőzetől (relatív napfénytartamtól) és a hőmérséklettől. E kapcsolatokat a felszínalbedő-hőmérséklet biofeedback, a szenzibilis és a latens hőmérleg vonatkozásában fizikailag helytálló, de csak jelentős hibával becsülhető kapcsolatokkal tudtuk kiegészíteni. Az így szerkesztett modellben vizsgáltuk a szén-dioxid koncentráció 100 ppm-es növekedése és az ezzel párhuzamos napfénytartam-változás hatását az energia-mérlegre és a hőmérsékletre, valamint a vulkánosság szerepét a jelenlegi, illetve a magasabb szén-dioxid koncentráció szerinti felhőzet jelenlétében. E kísérletekben a közvetlen energetikai kényszert egy Magyarországra adaptált radiatív-konvektív modell számításai szolgáltatták.

9. A műszeres adatokra nyert magyarországi kapcsolatokat az 1490-1779 közötti történeti, és -6 ezer évig terjedő paleoklimatológiai információkon is ellenőriztük. A történeti adatokat hazánk területére Réthly szövegszerű gyűjtése alapján Rácz (1989) számszerűsítette, az egyes évek szélső évszakaira vonatkozó, 3-3 minőségi fokozatban. A paleoklimák magyarországi sajátosságait Kordos (1979) ún. pocok-hőmérője jeleníti meg, amely a különböző pocok-fajták számára optimális hőmérsékleteket súlyozza az illető fajták részarányával. Ugyanígy a vízipocokok arányából a nedvességi viszonyokra vonható le - kvalitatív - következtetés.

Az elemzéshez felhasznált, félgömbi karakterisztika a grönlandi jégzárványok O18 izotóp-aránya, ami az ottani hőmérsékletet jellemzi. E hőmérséklet azonban mind a téli, mind a nyári félévben nagy lokális relatív érzékenységgel követi a félgömbi átlaghőmérsékletet. A félgömbi, illetve a regionális skála közötti kapcsolatot a történeti és a paleoklimák időszakában is, néhány időpontra illeszkedő, regresszió-számítás útján kerestük. Az általában gyenge szignifikanciájú együtthatókat előjelük szerint vetettük egybe az eredeti, műszeres kapcsolatokról származó együtt hatókkal.

10. Ugyancsak független időszakra történt verifikálást jelent az 1981-88 közötti magyarországi adatok tényleges, illetve a félgömbi karakterisztikákból, a megelőző száz év kapcsolatai alapján becsült anomáliáknak az összehasonlítása.

11. A fenti vizsgálatok a félgömbi változások legfeljebb fél-egy fokig terjedő melegedési tartományához nyújthatnak analógiát. A 2 fokig terjedő, egyensúlyi melegedéshez olyan, szintetikus adatsorokat állítottunk elő, melyek alapja a hemiszférikus, illetve a regionális éghajlatban mutatkozó évszakos menet. Célunk annak vizsgálata, hogy a kis változások regionális sajátosságai megmaradnak-e a nagyobb változásokra.

Az évi átlagos változások szimulálására, a sokévi átlag-adatok bevonásával olyan hónap-negyesekeket képeztünk, melyek mindegyik hónapja más-más évszaktól való, s a négy hónap átlagában az óceán és a légkör hőforgalma közelítőleg zérus. Az éves menet sugárzási kényszere két vonatkozásban is eltér a várható klímaváltozástól. E különbségek torzító hatása csak részben ellensúlyozható a korábbi együtthatók alkalmas transzformálásával, ezért eredményeinket a több fokkal melegebb paleoklimák, illetve az általános cirkulációs modellek eredményeinek Magyarországra interpolálásával is egybevetettük.

2.4.3. MŰSZERES IDŐSOROKON ALAPULÓ MÓDSZER ÉS EREDMÉNYEK

A hálózatszerű felszíni megfigyelések elmúlt, mintegy száz éves idősorai alapján mód nyílik a különböző térbeli léptékeket jellemző anomáliák kapcsolatának statisztikai jellemzésére. E megfigyelések mintegy fél fokos hemiszférikus változást fognak át. A kapcsolatok tanulmányozásához alkalmazott módszer célja a klímaváltozások évtizedes időskáláján érvényes kapcsolatok feltárása, olyan független változókhoz kapcsolódva, amelyek más módszerekkel - döntően a globális klímaváltozások matematikai modellezése útján - kellő bizonyossággal előre jelezhetők.

A „szeletelés módszere”

Módszerünk kezdeti változatában a kontinensek feletti léghőmérséklet (T_C) értékeivel kerestünk kapcsolatokat, majd a kontinensek és az óceánok feletti léghőmérséklet (T_O) együttes hatásának vizsgálata következett. E két változó azonban nem elhanyagolható korrelációt mutatott egymással, ezért belőlük két új prediktort képeztünk. Ezek: a félgömbi átlaghőmérséklet

$$\langle T \rangle = 0,6 T_O + 0,4 T_C$$

és a kontinens-óceán hőmérsékleti kontraszt

$$T = T_C - T_O$$

A kontinensek feletti hőmérsékleti idősor vizsgálathoz Jones et al. (1986) adatsorát, míg az óceáni idősor elemzéséhez Folland et al. (1984) munkáját használtuk fel. Mivel az eredeti T_C és T_O idősorok egy-egy referencia időszakhoz viszonyított anomáliák, a belőlük származtatott új független változók is azok, mégpedig az 1950-79 alapidőszakhoz viszonyítva.

Az idősorokon a jel/zaj aránynak mind a félgömbi, mind a regionális adatokra érvényes, kedvezőtlenül alacsony volta miatt a féléves időbeli átlagolás fenntartásán túl két további zajscsökkentő 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 □szak-Tiszántúl (T: Túrkeve, Debrecen, Eger és Nyíregyháza) területére.

A másik zajcsökkentő eljárás az átlagok hosszabb időszakra történő számítása, azaz az éves átlagok helyett - az évnél hosszabb - azonos hosszúságú időszakokon belüli átlagok képzése. Vizsgálataink első szakaszában az egyensúlyi globális melegedés és a regionális változások kapcsolatainak megállapítására törekedtünk. Olyan időszakokat kívántunk tehát a rendelkezésünkre álló kontinentális léghőmérsékleti idősorból (Jones et al., 1982) kialakítani, amelyekben belül a lineáris trend nem, vagy csekély mértékben változik (kvázi-egyensúlyiak), az intervallumok részben sem fedik egymást, a 100 éves adatsort jól lefedjék, az időszakok száma a lehetőségekhez mérten elegendően sok legyen és az intervallumok számtani középértékei is viszonylag stabilak legyenek. E kívánalmaknak megfelelt a 13 év hosszúságú kvázi-egyensúlyi időszakok előállítása, melyekben belül alacsony a kontinentális átlaghőmérséklet időbeli trendjének meredeksége és az időszakok hossza egybeesik T_C időbeli autokorrelációs függvénye egy lokális minimumával. Ezen kívül - tekintet nélkül a hőmérsékleti trendekre - az idősoron 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 tört vonallal jelölt időszakok esetében az adatszám növelése miatt az intervallumok hossza nem állandó, hanem a törtben megadott két hossz valamelyikének felel meg.) E felbontás célja a zaj csökkentésén túl az idősorokban fellépő szisztematikus mérési vagy térbeli átlagolási hibák véletlenszerűsítése, randomizálása. A nem-egyensúlyi időszakok bevezetése két okból szükséges. Az egyik az, hogy egyre inkább előtérbe kerül a globális éghajlat fokozatos, nem-egyensúlyi, illetve az egyensúlyi átmeneteken keresztül történő megváltozása közötti eltérések kutatása, amely vizsgálatok a hazai klímamodell-fejlesztésnek is egyik célját képezik. Ezen kívül a 13 éves átlagokra érvényes eredményeket a független változóknak sejtendő hibák miatt más hosszúságokra is ellenőrizni kellett. Ám az egyensúlyi jelleggel még számításba jövő, 18 éves hosszából csak 4 megfelelő szeletet tudtunk volna képezni. A felbontott adatsort és a szakaszolás határoló éveit az 1. ábrán mutatjuk be.

Az általunk alkalmazott félgömbi átlaghőmérséklet és a kontinens-óceán kontraszt az elmúlt száz év során egyetlen időszakos eltolás szerint sem mutatott számottevő korrelációt. E tulajdonság valószínűleg véletlen. Így elkerültük az ún. multikollinearitás problémáját.

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 a 1. ábrán tüntettük fel. Megfigyelhetjük, hogy a globális átlaghőmérséklet terjedelme hozzávetőleg fél fok, vagyis eredményeink csak ekkora tartományra vonatkoztathatók. A trendek szórása alapján a leginkább egyensúlyinak a 13 éves kvázi-egyensúlyi időszakok mutatkoznak, de még a 20 és 25 éves időszakok trendjeinek szórása is kisebb, mint 0,01 K/év.

Az időszakokra átlagolt lokális (Y), illetve félgömbi ($\langle T \rangle$ és ΔT) adatokból képzett, a felbontás hosszától függően 4-20 adathármasra az egyes szakaszolásokon belül kétváltozós lineáris regressziós kapcsolatokat állapítottunk meg. A kapcsolatok szignifikanciájának vizsgálatát a regressziós együtthatókra vonatkozóan 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 vettük figyelembe.

Mundruczó (1981) levezetése szerint ebben az esetben az átlagolt mintából a legkisebb négyzetek módszerével képzett regressziós együtthatók torzítatlan becslései az eredeti együtthatóknak, amennyiben az átlagok azonos hosszúságúak. Esetünkben ez elhanyagolható kompromisszumokkal - 12/13 és 16/17 éves szeletek - teljesül. Az együttható becslés varianciája ugyanakkor megnő az átlagolt mintában. E növekedés annál kisebb, minél inkább sikerül maximalni a varianciát a csoportátlagok között és egyidejűleg minimalizálni az időszakokon belül évek esetében. Az egyensúlyi szeletek képzése e követelményt elég jól megközelíti.

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

A módszer ismertetése végén három diszkussziós jellegű kérdéssel foglalkozunk:

1. A globális klímaváltozás hazai éghajlati következményeinek becslése a műszeres idősorok alapján nem mutatkozott könnyű feladatnak, hiszen a félgömbi és esetleg a lokális adatok hibái valószínűleg összemérhetőek a végbement változásokkal. Célunk ezért a statisztikailag minél jellemzőbb, fizikailag is jól interpretálható kapcsolatok megtalálása volt. Ugyanakkor nem vizsgáltuk, hogy a feltárt kapcsolatok az év milyen, esetleg a fél évnél rövidebb szakára a legjellemzőbbek. Ennek oka kettős. Az egyik ok az, hogy az ilyen optimumkeresés eredménye lehet véletlenszerű szélsőérték is, aminek ellenőrzése nehézkes lenne. A másik ok, hogy az optimum kérdése nem annyira a hagyományos, formális időbeli bontásokra érdekes, hanem a gazdasági és ökológiai következmények behatárolásához szükséges természetes, illetve alkalmazott időszakokban. Az ilyen típusú vizsgálatokra a módszer egyéb részleteinek tisztázása után az érintett területek igényei által motivált, konkrét hatásvizsgálatok során kerülhet sor. A nagyobb térbeli felbontásnak a hazai száz éves sorozatú állomások száma és egyenetlen területi eloszlása szabott határt. A kellően fedett területek 4-4 állomásának összevonása - az időbeli átlagolásokkal együtt - ugyanakkor eredményes zajcsökkentő eljárásnak bizonyult.

2. A felhasznált adatsorok (Jones et al., 1986a, Folland et al., 1984) alkalmazásuk időpontjában (1985-87-ben) az elérhető legjobb félgömbi átlagolású idősorok voltak. Azóta azonban ezek szerzői tovább dolgoztak idősoraikon, sőt más, független publikációk is születtek. Kérdés, hogy az újabb idősorok mennyire egyeznek az általunk felhasznált sorokkal. Ha ugyanis komoly eltérés tapasztalható, akkor kapcsolatainkat is újra kell számolni.

A norwich-i (University of East Anglia) csoporttól független két rekonstrukció (Vinnikov et al., 1987; Hansen és Lebedeff, 1987) kontinentális léghőmérsékleti sorai erősen korrelálnak az általunk alkalmazott sorral, ami nem véletlen, hiszen csaknem azonos kiinduló állomáshálózatot dolgoznak fel, bár ez utóbbi sor esetében a melegedés trendje mintegy 0,2 K fokkal nagyobb, mint a másik két sor esetében. Ennek oka viszont az, hogy a meredekebb idősor sok nagyvárosi állomást is tartalmaz, főleg az amerikai kontinensről (Jones et al., 1989). E két új kontinentális idősor megjelenése ezért nem teszi szükségessé számításaink felülvizsgálatát.

Az óceán feletti léghőmérséklet adatok a bracknell-i (United Kingdom Meteorological Office) bázison kívül az USA COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) összeállításában található (Woodroff et al., 1987) Ez az általunk alkalmazottnál mintegy 50 %-kal több adatot tartalmaz, de nem különülnek el benne a nappali és az éjszakai mérések, aminek időben változó aránya hibaforrás lehet. Ez utóbbi adatbázis félgömbi átlagolása is Jones et al. (1986b) nevéhez fűződik. E munka már alapvetően eltérő eredményeket szolgáltatott, ami magyarországi eredményeink újraszámítását tette szükségessé.

Jones et al., (1986b) ugyanis sajátos korrekciót hajtott végre az eredeti óceán feletti léghőmérsékleteken. Ennek 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 több ezer kilométer oldalhosszúságú (15-70 földrajzi fok kiterjedésű) térképi téglalapon - azonosak. E korrekciós feltételezés az óceánok feletti léghőmérsékletet azonban a kontinensek felettiével (Jones et al., 1986a) szoros korrelációba hozza. A - formális - korreláció az egyensúlyi, illetve a nem-egyensúlyi szeletekre rendre 0,4 illetve 0,4; 0,5; 0,5; 0,6; 0,8 és 0,9.

A fenti korrekció elszórt volt azzal igazolható, hogy az alkalmazott δT_0 korrekció (-1)-szerese (más szóval, a korrigálandó eltérés a 15 téglalapon belül) időszakonként eltérő együtthatókkal bár, de

szignifikáns kapcsolatot mutat a kontinentális átlaghőmérséklettel. A $\delta T_O = a T_C + b$ regressziós együtthatói az 1881-1902, 1903-1924, 1925-1941 és 1946-79 közötti, a korrekciós görbén (Jones et al., 1986b, Fig 2.) markánsan elkülönülő időpontokban rendre 1,0; 0,2; 0,3 és 0,6 K/K. Ezek az együtthatók közelítően megfelelnek a δT tényleges (tehát az egész északi félgömbre kiterjedő) kontinens-óceán kontraszt, illetve a T_C közötti, 1,1; 0,4; 0,5 és 0,5 K/K értékeknek. Ez utóbbi kapcsolat fizikailag teljesen érthető: a melegedést és a hűlést a kontinens hamarabb visszatükrözi, mint a nagyobb hőkapacitású óceán. Úgy gondoljuk, hogy a Jones et al. (1986b) által alkalmazott korrekció is nagyrészt ezt a fizikailag reális kapcsolatot interpretálja mérési hibaként. A COADS-adatsor Jones et al.(1986b) által végrehajtott korrekciója nyomán előálló, új adatsor tehát egy fizikailag reális, statisztikailag igazolt jelenséget semlegesített.

3.) Három ok miatt nem növeltük a független változók számát. Az első, hogy nem rendelkezünk kellő hosszúságú, teljes félgömbi fedésű, de kontinentális léptékű bontást lehetővé tevő hőmérsékleti adatsorral. (Ez áthidalható lenne.) A másik ok, hogy módszerünk nem bír el több független változót, noha ezen is lehetne segíteni pl. a változók ortogonalizálása utáni legfontosabb 2-3 komponens megtartásával, bár ekkor a kapcsolatok szemléletessége elveszne. A harmadik, leginkább elvi kifogásunk a kisebb léptékek használatával szemben az, hogy ez esetben több okból is problematikussá válhat a feltárható kapcsolatoknak a globális klímaváltozással való összefüggése. Először is kérdéses, hogy a kisebb léptékekre is lenne-e megbízható prognózis, másrészt nem biztos, hogy a regionális, illetve a kontinentális skála közötti kapcsolat iránya olyan egyértelmű, mint a nagyobb léptékek esetében. Végül az is lehet, hogy e kisebb léptékek, mint azonos globális következmény esetén az összes vizsgálat elvi alapja, ti. a regionális eloszlásnak a kiváltó októl való függetlensége sem teljesülne.

A Magyarországra vonatkozó eredmények

A magyarországi félévi átlaghőmérsékletre, csapadékösszegre és relatív napfénytartamra vonatkozó regressziós együtthatók a 2. táblázatban láthatók. Az együtthatók hibaszórását a nem-egyensúlyi szeletelésekre egyszerűen kiátlagoltuk. Az így nyert számokat a regressziós együtthatók átlagaival együtt a 3. táblázatban mutatjuk be, a több, mint felerészben legalább 80 %-os szinten szignifikáns kapcsolatokra. (Kivételt képeznek egyes térségek téli félévi hőmérsékletei és csapadékösszegei, ahol az összehasonlítás érdekében a nem szignifikáns együtthatókat is feltüntettük. Az eredmények ismertetésénél csak a szignifikáns kapcsolatokra térünk ki. A nem szignifikáns együtthatókat úgy tekintjük, hogy a kapcsolatok vagy nem lineárisak, vagy nem is meghatározóak az egyéb hatások mellett.

a.) Hőmérséklet. Egyensúlyi felbontásban a nyári félév átlaghőmérsékleteit mindhárom vizsgált térségben egyértelmű, a zérustól 95 %-os szinten szignifikánsan különböző pozitív kapcsolat jellemzi a félgömbi átlaghőmérséklettel. A nem-egyensúlyi felbontások esetén viszont ez a kapcsolat gyengébb, a 80 %-os szinten is csak a Tiszántúl térségére szignifikáns a felbontások több, mint felére. A nem-egyensúlyi együtthatók mintegy 2/3-át teszik ki az egyensúlyiaknak. A téli félévben a nyárral ellentétben nem a félgömbi átlaghőmérséklet, hanem a kontinens-óceán kontraszt játszik statisztikai értelemben meghatározó szerepet. E tekintetben az egyensúlyi, illetve nem-egyensúlyi felbontások között nem mutatkozik lényeges különbség, noha az együtthatók az utóbbi esetben valamivel alacsonyabbak, s a becslési hibák nagyobbak.

b.) 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 félévi átlagos csapadékösszeg az 1964-76 közötti referencia-időszakban 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 együtthatói alapján rendre 14, 13, illetve 7 % csapadék-csökkenés tartozik. 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. A Kisalföldön nem szignifikáns pozitív, a Tiszántúlon ugyanilyen negatív együtthatót kaptunk eredményül.

c.) Relatív napfénytartam. A felhőzeti viszonyok jellemzésére a szubjektív észlelések helyett a napfénytartam adatsorokat használtuk fel. A relatív napfénytartam - azaz a tényleges és a csillagászatilag lehetséges értékek hányadosa - alakulása 1907-ig visszamenően két állomásra, Magyaróvárra és Debrecenre állt rendelkezésünkre, kis mértékben a környező állomások adatait is felhasználva (Dunay, 1986, személyes közlés). Az adatsor hossza az egyensúlyi időszakokra öt, míg az 5, 9, 12/13 és 16/17 év hosszúságú nem egyensúlyi szakaszokra rendre 15, 8, 6 és 4 adathármas képzését tette lehetővé. (A húsz és a huszonöt éves felbontásoktól el kellett tekintenünk.) A relatív napfénytartam és a félgömbi hőmérséklet között a nyári félévben szignifikáns kapcsolat mutatható ki. A regressziós együttható értékek igen magasak (l. a 4 és 5 táblázatokat), főként, ha figyelembe vesszük, hogy a nyári félév átlagos relatív napfénytartam-értéke a két állomásra 0,53, illetve 0,54 K^{-1} . Eszerint fél fokos melegedéshez a referencia-érték csaknem húsz százalékos viszonylagos növekedése tartozik.

A három magyarországi meteorológiai elemre kapott eredményekből kitűnik, hogy a T hőmérsékleti kontraszt bevezetése nem szüntette meg teljesen az egyensúlyi és a nem-egyensúlyi változások hazai következményei közötti különbségeket, bár az előjelek mindenütt azonosak, s az együtthatók hasonlóak. A hőmérséklet esetében az egyensúlyi, míg a csapadéokra a nem-egyensúlyi együtthatók magasabbak és szignifikánsabbak.

Az eddigi számításokban alkalmazott idősorok 1980-nal végződtek. Az azóta eltelt időszak független időszakként alkalmas lehet az eredmények verifikálására, felhasználva az ezekkel egyidejű félgömbi jellemzők adatsorait, amelyek a Norwich-i, illetve a Bracknell-i adatközpontokból származnak (Jones, 1989; Parker, 1989). Arra a kérdésre kerestük a választ, hogy az 1981 és 1988 közötti, $+0,18^{\circ}K$ félgömbi átlagos anomáliájú és $+0,16^{\circ}K$ kontinens-óceán léghőmérsékleti kontraszttal jellemezhető nyolc év átlagában bekövetkezett magyarországi hőmérsékleti, csapadék- és napfénytartam-értékek megfelelnek-e a megelőző századra érvényes bilineáris összefüggésből következő, számított anomáliáknak? Ennek az időszaknak az átlagait a 9 éves szeletelés szerinti várható anomáliákkal hasonlítottuk össze. Eredményeinket a 10. táblázat tartalmazza. Az anomáliák előjelét (az 1964-76 közötti lokális referencia-időszakhoz képest) a formulák többnyire helyesen adták meg (3 kivétel a 16 vizsgált esetből). A mértékadóbb minősítés érdekében az eltéréseket a képletekkel való becslés bizonytalanságához kell hasonlítani, hogy megítélhessük, a legújabb időszak értékei beleférnek-e ebbe a bizonytalanságba? A megfelelő statisztikai próbával elvégzett vizsgálat szerint a korábban levezetett képleteinkre rosszul illeszkedő elemek, térségek és félévek együttes gyakorisága nem magasabb a véletlennél, vagyis nem kell elvetnünk azt a hipotézist, hogy az 1981 és 1988 közötti időszak hazai éghajlati anomáliái megfelelnek a megelőző száz év képletei és a félgömbi karakterisztikák alapján várható anomáliáknak. Ez annak ellenére fennáll, hogy a félgömbi anomáliák kissé túlnyúltak a képletek eredeti származtatási tartományán. A képleteknek való világos megfelelés egyben arra utal, hogy a talált lineáris kapcsolatok az előállításuk tartományán kívül sem romlanak el azonnal.

A kapott eredmények alapján a hatásvizsgálatokban fontos további éghajlati jellemzőszámok várható változására adható becslés.

A tenyészidőszak hossza. A tenyészidőszak hosszának azt az időszakot tekintjük, amelynek során a napi középhőmérséklet meghalad egy rögzített (számításainkban 5, 10 és 15 fokos) küszöbértéket. Ezen időszakokat az aktuális szomszédos hónapok középhőmérsékleteiből lineáris interpolációval határoztuk meg minden évre úgy, hogy a havi középhőmérsékletet a hónap középső napjára vonatkoztattuk. Az egyes térségeket 1-1 állomással (Magyaróvár, Kalocsa és Debrecen) jellemeztük.

Az évente előállított hosszakat ezután az egyensúlyi szeletelés szerinti bontásban átlagoltuk tovább. Az eredményeket a 4. táblázat tartalmazza, már a fél fokos hemiszférikus melegedésre vonatkoztatva. A tenyészidőszak hossza 5-11 nappal nő, legnagyobb mértékben a 15 fokos küszöbhőmérséklethez viszonyított összeg változik. Még szembetűnőbb ez a különbség, ha a változásokat az 1964-76-os időszak átlagával osztva, relatív értékben vizsgáljuk. Ekkor a 15 fok feletti időszak meghosszabbodása 5-9 % (ti. fél fok hemiszférikus melegedésre), szemben a másik két tenyészidőszak 3-4 %-os meghosszabbodásával. (A nem-egyensúlyi következmények ennél valamivel kisebbek.)

Talajnedvesség. A nyári félévben a félgömbi átlaghőmérséklet emelkedéséhez tartozó csapadékcsökkenés, valamint a légkör párologtató képességének növekedésére utaló napfénytartam-növekedés és 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, száz éves talajnedvesség-adatsort (Dunay, 1987) alkalmaztunk. A számítás első lépése, a talajmintavételes-gravimetriás nedvességértékek közelítése volt hagyományos meteorológiai elemek dekádonkénti értékeivel. A második lépésben e kapcsolat alapján 1950 és 1980 között kiszámításra került a talajnedvesség az egyes állomásokon, majd a harmadik lépés ezen harminc éves számított idősorok közelítése a csapadék és a hőmérséklet havonkénti átlagaival oly módon, hogy minden hónap talajnedvességét a megelőző őszi, illetve tavasztól akkumulált hőmérsékleti- és csapadék-összegek határozták meg kétváltozós regressziós kapcsolat alakjában (Dunay, 1987). Tekintettel a talajnedvesség számítás áttételes, közvetett voltára, nem a simított talajnedvesség-, hanem a hozzávetőleges aszály-küszöbnek tekinthető, 30%-os talajnedvességnél alacsonyabb telítettségű hónapok számának alakulását vizsgáltuk. Az idősor előállításához felhasznált talajnedvesség-számítás első két lépésének eredményeit ugyanis sok év óta, operatíván alkalmazzák, s a tapasztalat szerint jól visszaadják a szélsőséges nedvességu állapotokat. A fellépő bizonytalanság további mérése érdekében 4 állomás, Mosonmagyaróvár, Debrecen, Pécs és Szeged alacsony nedvességtartalmú hónapjainak átlagos számát hoztuk kapcsolatba a félgömbi hőmérsékletekkel. Az - 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 az aszály-hajlam markáns megnövekedéséről tanúskodnak. Fél fokos átlagos félgömbi melegedéshez 0,8 hónap/év gyakoriság-növekedés felel meg, ami a száz éves közepes gyakoriság 57%-a, illetve az 1964-76-os referencia-időszak 70%-a.

Globálsugárzás. A napfénytartamnak a globális felmelegedéssel párhuzamosan tapasztalt megnövekedése kihat a felszínre érkező globálsugárzásra is. Az ún. Angström-formula szerint ugyanis $G=R(a+b n)$, ahol G a globálsugárzás, R a légkör külső határára érkező (csillagászatilag lehetséges) napsugárzás és n a relatív napfénytartam. Ez az összefüggés lehetővé teszi a globálsugárzásban valószínűsíthető változás becslését. A fenti b együtthatót Nagy (1989) nyomán objektív kritérium, a direkt sugárzás 200 Wm^{-2} küszöbértékéhez kötött napfénytartammal, mint független változóval számoltuk ki, Budapest (KLFI) 1987. és 1988. évi 4 időszaka, június-július (50 nap), szeptember-október (60 nap), december (60 nap) és március-április (46 nap) mintái alapján. A G/R hányados ugyaninnen származik, szintén Nagy (1989) közlése nyomán. Az így nyert havi/kéthavi együtthatók alapján a közbenső hónapokra interpolált további együtthatókhöz jutottunk. Ezeket a csillagászatilag lehetséges napfénytartammal havonként súlyozva, arra a következményre jutottunk, hogy a 0,5 K fokos félgömbi melegedésnek a nyári félév átlagában megfelelő, 0,1 relatív napfélynövekedésnek 8,0% globálsugárzás-növekedés lenne a következménye.

A műszeres mérések idősorain alapuló más módszerek eredményei

A kérdéses módszerek 3 fő csoportba sorolhatók. Az első csoportba azok a munkák tartoznak, amelyek valamilyen előzetes szempont szerint kiválasztott évekre, vagy összefüggő időszakokba eső, regionális éghajlati átlagokat egyszerűen összehasonlítanak, vagy kivonnak egymásból. Az összefüggő időszakok használata valószínűleg szerencsésebb, mint az egyes évekből történő következtetés, ekkor ugyanis a rövid tranzienst hatások szerepe zavaró lehet. Az ajánlatosabb összehasonlítás történhet két, elegendően hosszú, globális jellemzőiben esetleg nem is vizsgált időszakra nézve (Rubinstein és Polozova, 1966; Lamb, 1974; Namias, 1980; Szavina és Hmelevszkaja, 1981), nagyobb vulkánkitörések időpontjához viszonyítva (Szpirina, 1973; Loginov, 1984), az Arktikus térség hőmérséklete alapján (Williams, 1980; Wigley et al, 1980; Jager és Kellogg, 1983), s végül a félgömbi kontinensek léghőmérséklete alapján (Pittock és Salinger, 1982; Lough et al., 1983; Henderson-Sellers, 1986).

E megközelítések fő hibája, hogy csak egy részét - gyakran töredékét - használják fel a meglévő idősoroknak és így nem biztos, hogy a kimutatott eltérés valóban kapcsolatos azzal a félgömbi indikátorral, amely szerint a csoportosítás történt.

A második csoportot jellemző megközelítés abból indul ki, hogy amikor a félgömbi hőmérséklet egy irányban változik (pl. melegedéskor), az egyes regionális éghajlati trendek is markánsak lehetnek. E trendek pedig ugyanúgy térképre vihetők, mint az előbbi csoportosítással képzett különbségek (van Loon és Williams, 1976; Gruza és Ranykova, 1980, Jones és Kelly, 1983, Hansen és Lebedeff, 1987).

E módszerrel szemben Jones és Kelly (1983) felveti, hogy az 1917 és 1939 közötti illetve az 1965 és 1980 közötti melegedő fázisok trend-térképei markánsan különböznek egymástól. Ez a különbség azonban abból származik, hogy a regionális viszonyokat nem a kontinensek feletti hőmérséklet, hanem a teljes félgömbi átlag, sőt a kontinensek és az óceánok eltérő ütemű melegedéséből következő kontinens-óceán kontraszt is meghatározza. Ez utóbbi tendencia pedig a két időszakban eltérő volt, amint azt a következő pontban - a fenti eltérés folytán szintén megkérdőjelezett „hasonlósági hipotézis” kapcsán - bemutatjuk.

A műszeres méréseken alapuló eljárások harmadik csoportját a félgömbi, illetve regionális karakterisztikák közötti regressziós becslések alkotják. Ez történhet az alapadatok (Drozdov, 1966), vagy előre csoportosított időátlagok (Lauscher, 1981) legkisebb négyzetes becslése útján, vagy pedig az év-mint-év skálán lineárisnak feltételezett kapcsolat regressziós együtthatójának ún. instrumentális változó segítségével történő becslése alapján (Grojszman, 1979, Vinnikov és Grojszman, 1979; Kovüneva, 1984; Vinnikov, 1986).

A „szeletelés” módszerének legközelebbi elődje Lauscher (1981) módszere, aki 10-10 éves időátlagokra vizsgálta az általa generált kontinentális átlaghőmérsékletek és a helyi átlaghőmérsékletek kapcsolatát. Mi több, különböző hosszúságú szeletet (közte az egyensúlyi változásoknak megfelelőt) alkalmaztunk, véletlenszerűsítve ezzel a félgömbi adatokban megmaradt hibák hatását. E módszert, sőt valamennyi napjainkig publikált módszert az ajánlott eljárás meghaladja azáltal, hogy először vesszük figyelembe az óceán feletti területeket is a félgömbi átlaghőmérsékletben, ill. először alkalmazunk két félgömbi változót a kapcsolat-keresésben, melyek - némiképp a vizsgált időszak szerencsés tulajdonságaként - egyszerre szemléletesek és korrelálatlanok. Az első csoportba tartozó - legnagyobb számú - vizsgálatot módszerünk ezen kívül abban is meghaladja, hogy a rendelkezésre álló teljes időszakot felhasználja. Ennek jelentőségét a 2. ábra alapján azonnal megértjük, ha előbb pl. a balról első pontot a negyedikkel, majd a harmadikat a hatodikkal hasonlítjuk össze. A nyári félévben az első pontpárhoz gyenge lehűlés, a második pontpárhoz viszont komoly felmelegedés tartozna. A téli félévben az első időszak-párnál jelentős melegedés, a másodiknál viszont kis hűlés lenne a konklúzió az első csoportba tartozó, kiragadott

különbségképzés szerint. A másik két módszerrel szemben felmutatható pozitív - a független változók tágabb köréről mondottakon túl -, hogy egyértelműen az éghajlati időskálára érvényes kapcsolatokat állapítunk meg, s hogy módunkban áll az egyensúlyihoz közeli átmenet elkülönítése a nem-egyensúlyiaktól. Ugyancsak előny, hogy az időszakok hosszának variálásával csökkenthetjük a félgömbi adathibák jelentőségét.

A kapott eredmények a félgömbi változók eltérései miatt, kvantitatív nem összehasonlíthatók a korábbiakkal. További probléma, hogy noha azok általában évszakos bontásúak - szemben a mi féléves átlagainkkal -, viszont legtöbbször nem különülnek el a szignifikáns területek, illetve a mi térségünk kívül esik ezeken.

E különbségek ellenére természetesen megvizsgáltuk eredményeink minőségi egyezését a három csoportba tartozó, összesen 4, teljes információt közlő publikáció eredményeivel. Ezek Jager és Kellogg (1983), Lough et al. (1983), illetve a felhőzetre azonos módszerrel (a legmelegebb és leghidegebb kontinentális léghőmérsékletű, összefüggő 20-20 év összevetésével) Henderson-Sellers (1986) munkái az első, van Loon és Williams (1976) térképei a második, s végül Kovüneva (1984) - instrumentális változók módszerével operáló - dolgozata a harmadik módszer-csoportból. A regionális változásokkal szembeni félgömbi jellemző a kontinentális léghőmérséklet, kivéve az első munkát, ahol az Arktikus térség legmelegebb és leghidegebb 10-10 éve került összehasonlításra.

Az évszakos térképek félévre súlyozásából kitűnik, hogy a félgömbi melegedéssel párhuzamosan a későbbiekben ismertetett eredményeinknek megfelelő hőmérsékletemelkedés és csapadék-csökkenés a fenti dolgozatok mindegyike szerint reális (van Loon és Williams, 1976 csak a hőmérsékleteket elemzi). A mi nyári félévi nyomásemelkedési eredményeinkhez hasonló látható ezen kívül Kovüneva 1982-ben készült térképein (közli Vinnikov, 1986), s a nyári felhőzet csökkenése Henderson-Sellers (1986) munkájában.

A magasabb (kontinentális vagy arktikus) félgömbi indikátorhoz tartozó hazai magyarországi, téli hőmérséklet Kovüneva (1984) és Jager és Kellogg (1983) szerint pozitív, a másik két dolgozat szerint negatív előjelű. A szomszéd hónapokkal való, féléves kiegészítés a pozitív együttthatókat erősíti, vagy megtartja, míg a negatívakat a zérus változás irányába csökkenti. A mi eredményeink szerint szignifikáns kapcsolat nem a félgömbi átlaghőmérséklettel, hanem a kontinens-óceán kontrasztal mutatható ki, vagyis a fenti ellentmondó, de - a kontinens-hőmérséklettel inkább pozitív - kapcsolatok kvalitatív, szintén megfelelnek a mi eredményeinknek. A téli csapadék Kovüneva (1984) és Lough et al. (1983) számításai szerint növekedő, míg Jager és Kellogg (1983) szerint csökkenő. A félévekre való kiegészítés mindhárom esetben a szárazodás irányába mozdítja a tendenciákat, továbbra sem egybehangzó eredménnyel.

További módszerekre azért van szükség, mert a műszeres idősorok csak a kb. fél fokos hemiszférikus változásokra terjednek ki.

2.4.4. FÜGGETLEN MÓDSZEREK A 0,5-1,0 °C MELEGEDÉS TARTOMÁNYÁRA

Történeti- és paleoklimatológiai információ alkalmazása

A történeti- és paleoklimatológiai információkat analóg, melegebb időszakoknak a mai klímával való összehasonlítása útján szokás felhasználni. E megoldás azonban több hibaforrást is hordoz. Először is a félgömbi átlaghőmérséklet múltbeli értékeiről csak hozzávetőleges becslések vannak, különösen az időben közelebb eső, kisebb változásnak megfelelő analógok esetében. Bonyolultabb karakterisztika, mint pl. a kontinens-óceán kontraszt, figyelembe vételére pedig általában nincs is lehetőség. További hibaforrás, hogy a regionális éghajlati jellemzők közvetett előállításánál

keletkező hiba a kisebb változásokra összemérhető magával, a mai klímához viszonyított különbséggel. A paleoklimatológiai rekonstrukció esetén ráadásul az analógia követelménye a csillagászati viszonyok és az alsó (jégtakaró-kiterjedtségi) határfeltételek miatt is csorbát szenvedhet. A Milankovics-elmélettel összhangban az előbbi kb. 9 ezer év körül kulminál, a Szt. Lőrinc-jéghátság pedig mintegy 7 ezer évvel ezelőtt tűnt el teljesen az amerikai kontinensen (Kutzbach és Guetter, 1986).

E hibaforrások miatt a kis változások verifikálása érdekében az 1-1 analóg korszak kiválasztása helyett más módszerhez folyamodtunk. Ennek összefoglalását az analógia-választással szembeállítva a 8. táblázat tartalmazza. A műszeres idősorokhoz hasonlóan, regressziós együtthatót becsültünk a rekonstruált, magyarországi adatok és a félgömbi átlaghőmérséklettel arányos, indikátor között.

Az alsó határfeltétel meg nem felelése miatt, az időben 6 ezer évvel ezelőttig lehet visszamenni, noha a csillagászati határfeltétel ezen belül is erősen változott. Bizonyítani nem, csak feltételezni tudjuk, hogy e különbség hatásai a több időpontra illesztett regressziós együtthatókat nem torzítják egy irányban. A hatezer évig visszatekintő paleoklimák összességükben valamivel melegebbek az elmúlt száz évre vonatkozó klímánál. A verifikáció így nem szigorúan ugyanarra a tartományra vonatkozik.

A félgömbi indikátor a Grönlandi jéghátságban végzett fúrások mintáiból analizált 18-as oxigén izotópok O18 aránya (Daansgard et al., 1984, 1986), amely annál nagyobb, minél magasabb a levegő hőmérséklete. Egy ezreléknyi különbség 1,7 K hőmérséklet-különbségnek felel meg (Daansgard et al., 1986) a mintavétel helyén. Ugyanakkor az északi félgömb átlaghőmérsékletével párhuzamos legnagyobb hőmérsékletváltozás Grönland térségében mutatkozik. A grönlandi térség e kedvező tulajdonságát kihasználva a helyi hőmérséklettel arányos O18 izotóp-arány - legalábbis tendenciájában - a félgömbi átlaghőmérséklet indikátorának tekinthető.

A grönlandi oxigén-izotópok félgömbi indikátorával párhuzamba állított hazai adatsor, a történeti időszakban a Rác (1989) által írásos feljegyzésekből (Réthly, 1962, 1970) digitalizált hőmérsékleti (1490-1779) és csapadék adatok (1701-1779) voltak. A szélső évszakok hőmérsékletére utaló feljegyzések számszerűsítése 1700 előtt 3-3 kategóriában történt (enyhe, hideg vagy igen hideg tél, hűvös, meleg vagy igen meleg nyár). A feljegyzésekben gazdagabb, 1700 utáni időszakban minden hónap +3 és -3 közötti számmal volt jellemezhető, így az évszakok +9 és -9 közötti értékeket vehettek fel. Rác a számszerűsítés előtt előzetes forráskritikával is élt (Rác, 1989).

A rendelkezésre álló teljes időszakot három részmintára bontottuk, 1490 és 1579 között, 1580 és 1700 között, valamint 1701 és 1779 között külön-külön vizsgálva a kapcsolatokat. A regressziós együtthatókat 10-10 évi átlagokból vagyis rendre 9, 12 és 8 elemű mintákból határoztuk meg, a magyarországi indexek és a grönlandi oxigén-izotópok között (9. táblázat).

A hazai nyári hőmérsékletnek a félgömbivel párhuzamos melegedését mindhárom történeti alperiódus megerősíti, noha a regressziós együtthatók - részben a többszörösen áttételes származtatás miatt - kevésbé szignifikánsak. A téli hőmérséklet ugyanakkor - a műszeres időszakkal szintén egyezően - nem mutatott kapcsolatot a félgömbi átlaghőmérséklet indikátorával. A félgömbi melegedéssel kapcsolatos nyári csapadékcsökkenést a rendelkezésre álló egyetlen időszak történeti adatai megerősítették. A télen a - műszeres időszakban nem egyértelmű, gyenge - csapadék-növekedést a történeti adatok felerősítették, bár ez a rövidebb (3 hónapos) időszaknak is lehet a következménye.

A történeti adatokon kívül, a teljesség érdekében, felhasználtuk Budapest félévi átlaghőmérsékleteinek mért és kiegészített adatait is, 1781 és 1880 között. Ebben az időszakban a nyári félévi budapesti hőmérséklet és a grönlandi indikátor közötti kapcsolat - minden más időszakkal ellentétben - negatívnak adódott. Ennek oka azonban véleményünk szerint az O¹⁸ izotóp-adatok

hibája lehet, amit a felszínhez való közelség, vagy a jég kontinentális mozgását kompenzáló korrekció (Daansgard et al., 1986) okozhatott. Állításunkat azzal tudjuk alátámasztani, hogy a kérdéses budapesti hőmérséklet a Groveman és Landsberg (1979) által származtatott kontinentális adatsorral ugyanolyan alakú, másodfokú kapcsolatban van (4. ábra), mint az egy évszázaddal későbbi, mért adatsorok. Említésre méltó, hogy éppen ennek az időszaknak az oxigén izotóp arányból becsülhető hőmérséklete eltérő, erősen emelkedő tendenciát mutat a korábbi, a jégmozgás miatti korrekciót nem tartalmazó rekonstrukcióhoz képest.

A történeti időszakokból nyert eredmények után célszerű megvizsgálunk, hogy a kapcsolat-elemzéshez rendelkezésünkre álló időszakok félgömbi hőmérsékleteinek alakulása eléggé különbözik-e a műszeres időszakokétól? Más szóval nem fordulhat-e elő az, hogy a független időszakokra történő igazolás sem a hemiszférikus, illetve a regionális skálák közötti tartós és lényegi kapcsolatok eredménye, hanem csak más - pl. mindkét skálán párhuzamosan ható - prediktorokkal való, véletlen fázisegyezés eredménye?

Az 5. ábra tanúsága szerint a kontinensek feletti léghőmérsékletek 4 időszakra megállapítható félgömbi átlagértékeinek (Jones et al., 1986a, Groveman és Landsberg, 1979) autokorrelációs függvényei erősen eltérnek egymástól. Valószínű tehát, hogy a véletlen fázisegyezés kizárható, s a félgömbi átlagok módosulását kiváltó okok is eltérőek lehetnek.

A magyarországi paleoklíma-információkat Kordos munkáiból (1977, 1979) merítettük, majd személyes közlés alapján pontosítottuk (Kordos, 1989). A csontmaradványok alapján azonosítható, eltérő hőmérsékleti- és nedvesség-igényű pocokfajták arányából júliusi középhőmérsékletre, valamint az éves csapadékkellátottságra lehet következtetni. Az alábbi hőmérsékleti eredmények a több barlangból összevont és Kordos által publikált értékek helyett - bár ezek szintén a várakozásunkat megerősítő eredményt szolgáltattak - két egyedi barlangból származó leleten alapulnak. Erre azért volt szükség, mert az egyes barlang-szájak eltérő fekvése (tengerszint feletti magasság, égtáj, légcseré-mikroklima) miatt az átlagok csak akkor lennének elfogadhatóak a szükséges, érzékeny elemhez, ha az átlagolás minden időszakban ugyanazokra a barlangokra terjedt volna ki. Ez azonban nem teljesült (Kordos, 1989). A legfeljebb hatezer évig terjedhető időszakban két barlangból jutottunk kielégítő számú adathoz. Ezek az Aggteleki karszthoz tartozó ún. Nagyoldali zomboly (5 adat, 0,7 és 2,5 ezer év között) és a Szlovák karszthoz tartozó Mastalna-barlang (9 adat, 1,0 és 6,0 ezer év között). Az adatok ez esetben több száz év átlagaként értelmezhetők.

A júliusi hőmérséklet és a grönlandi izotóp arány kapcsolatát elemezve, a regressziós együttható és a konfidencia-intervallum hányadosa 1,7, illetve 1,4; ami a 3, illetve 7 szabadsági fokú t-próba szerint 80-80 %-os szignifikanciát jelent.

A paleoklimák nedvességi viszonyainak jellemzésére még kevesebb, összesen 3 időszak állt rendelkezésre, több barlang adataiból egybehangzó, hosszabb időszakokra. Ezek az 1000-1500 évvel ezelőtti száraz, a 2-4 ezer évvel ezelőtti nedves és a 4-5 ezer évvel ezelőtti ismét száraz időszakok (Kordos, 1979). A fenti időszakokra átlagolt oxigén-izotóp arányok rendre -28,8, -29,0 és -28,6 ezrelék, vagyis a nedves időszakhoz hidegebb félgömbi indikátor társult, mint a szárazabbakhoz. E három időszak tehát minőségileg megerősíti az eddig talált viselkedést, mégpedig a mainál valamivel magasabb félgömbi hőmérsékletek tartományán.

Összefoglalásul elmondhatjuk, hogy bár a történeti és a paleoklimák alapján nyerhető összefüggések önmagukban alacsony megbízhatóságúak, minőségileg megerősítik a műszeres időszak fő következtetéseit.

Lokális energiamérleg modellezés

Eddigi, statisztikai vizsgálatainkkal a jelenségek szintjén tudunk kapcsolatokat megállapítani. Ha a változások háttérében álló fizikai folyamatokat legalább részben ismernénk, annak több előnye lenne. Mennyiségileg igazolhatnánk egyes statisztikai kapcsolatokat, illetve új eredményekhez juthatnánk, melyek az adathibákkal terhelt empirikus vizsgálatnál esetleg nem szignifikánsak. A részfolyamatok tanulmányozása a statisztikai kérdés-feltevésnek új irányt adhat, végül, ha az egyes részfolyamatok megmaradása a nagyobb globális változásokra is feltételezhető, akkor közelebb juthatunk ahhoz a problémához, hogy a kis változásokra feltárt kapcsolatok érvényesek maradnak-e a több fokos melegedés tartományán.

E fizikai háttér kvantitatív elemzése regionális modellekben lehetséges. Az alábbiakban a felszín-légkör rendszer energia-forgalmának a magyarországi félévi átlagokkal operáló modelljét ismertetjük. A modell-kísérletek útján nyert új információk közül csak azokat közöljük, melyek e tanulmány gondolatmenete szempontjából lényegesek. A modell parametrizálása egyben hazánk klimatográfiájában is új, közelítő ismeretek megfogalmazását jelentheti. A modell parametrizálása során három alapelvet követtünk. (i) Az együtthatókat a tényleges magyarországi adatokból származtatjuk, kerülve a más térségekre megállapított értékek adaptálását. (ii) Minthogy a felszín-légkör rendszer rövid- és hosszuhullámú sugárzási mérlegei az eddigi ismeretek szerint a Föld területének legnagyobb részén jól közelíthetők a felhőzet és a hőmérséklet bilineáris függvényeként (Simmonds és Chydzey, 1982, Golitsyn, 1984, Ohring és Gruber, 1984), ezért mi is ilyen alakú parametrizációkat kerestünk. Miután a szenzibilis és a latens hő idősoraiiban nem találtunk közvetlen kapcsolatot a félgömbi átlaghőmérséklettel, illetve a kontinens-óceán kontraszttal, e két nem-sugárzási energia-tagra is előbb e két lokális változóval operáltunk. Statisztikai és szemléleti okokból, a végleges változatban a napfénytartammal, illetve a hőmérséklettel szembeni, egyváltozós kapcsolatok együtthatóit építettük be a számításokba. (iii) Az együtthatókat az éghajlati időskálára jellemző mintákból becsültük, vagy legalábbis olyanokból, amelyekre az időléptékek eltérése nem nyilvánvaló hibaforrás. A félévi átlagok használata csekély kivétellel az adatbázisok rövidege miatt kényszer is, nem csupán az eddigi felbontáshoz való kötődés. Modellünk alapegyenlete

$$q \, dT_0/dt = \delta R(c_i) + R(T_0, n_0) + l(T_0) + A(n_0) \quad (*)$$

ahol T_0 , n_0 és c_i a felszíni hőmérséklet, relatív napfénytartam és párányomás, (e-t később kifejezzük T és n lineáris függvényeként), q a felszín-légkör rendszer eredő hőkapacitása, R a sugárzási mérlegben a légkör összetételének módosulása miatti direkt változás, R , l és A pedig a sugárzási mérleg, a latens hőmérleg és a szenzibilis hőmérleg változása a globális klímaváltozással összefüggő meteorológiai változások áttételes következményeként. Az alapegyenletnek az energiaegyensúlyi modellekben szokásos felírása feltételezi, hogy (a) a talaj és a légkör különböző szintjein bekövetkező hőmérsékletváltozások fázisa - lassú változásokról lévén szó - azonos, így közös hőkapacitás képezhető, (b) a potenciális energia horizontális transzportja - pl. geosztrofikus közelítésben - zérus, így l és A mellett nem keletkezik további nem-sugárzási komponens.

Az $R(c_i)$ sugárzási gerjesztést egy külön radiatív-konvektív modell számolta ki, amelynek egyik alsó határfeltétele éppen a felszíni hőmérséklet változatlansága. Ugyanígy nem módosul a felszíni párányomás és a felhőzet eloszlása sem. A felhasznált modell (Práger és Kovács, 1988) eredetileg a félgömbi átlagos hőmérsékleti profilt határozza meg. Ehhez a légkör sugárzásilag aktív komponenseinek előre megadott magasság szerinti eloszlásából kiszámítja a rövid- és a hosszuhullámú energiafelvételt, majd a vertikális kicserélődést (konvekciót), a hőmérsékleti gradiensre kirótt felső korlát előírásával figyelembe véve előállítja a hőmérsékleti profilt. A modell-számításokat Nagyné Kovács Eleonóra végezte. A sugárzási mérleg parametrizálásának bilineáris együtthatóit egyszerű regressziós módszerrel határoztuk meg, műhold-bázisú mintákból (Mika és Rimóczi-Paál, 1988, Rimóczi-Paál et al., 1988). A rendszerelbedő téli hőmérsékletfüggésének

becslését független úton állítottuk elő. Ehhez Ambrózy és Szakácsné (1979) számítását használtuk fel, amely kapcsolatot teremt a téli átlaghőmérséklet és a hótakarós napok száma között, Budapest 78 évi adatai alapján.

A felszínalbedóval kapcsolatos biológiai visszacsatolásokról nem juthattunk információhoz a rendelkezésre álló minták alapján, pedig a növényzet szerepének felismerése a klíma-modellezés kezdeti fázisában megtörtént (Charney, 1975, Cess 1976, Sagan et al., 1979), s feltehetően az élő szférák klíma-stabilizáló szerepe (Lovelock, 1979) is éppen ezen az úton jut érvényre. A biológiai visszacsatolások meghatározása két lépcsőben történhet. Először ismernünk kellene, hogyan változik a felszínalbedó az éghajlati elemek módosulása következtében. Másodszor kiszámítandó - ahogy már a hó-albedó kapcsolatnál is tettük -, hogy a felszíni változások (adott napállás és felhőzeti viszonyok között) milyen hatással vannak a rendszeralbedóra. A hazai növények albedóit Dávid (1983) szintetizálta a hosszabb-rövidebb mérésekre támaszkodó, növényenként és fenofázisonként megállapított szakirodalmi felszínalbedó-értékekből. A fenofázisok időbeli eltolódásai alapján hazánk területe néhány (a legtöbb növényre 3) termőkörzetre volt osztható, melyekre növényenként és dekádonként egy-egy éghajlatilag jellemző felszínalbedót állapított meg. Az egyes fenofázisok fellépése leginkább a hőmérséklet - esetleg akkumulált - küszöbértékeihez köthető, így az alkalmazott körzetek egyben hőmérséklet szerinti szétválasztásnak is tekinthetők. Így a két szélső természeti körzet (ti. az 1. és a 3.) rendszeralbedó különbségéhez hasonlóan képezhető a térségek átlagos hőmérsékletei közötti eltérés is. E két különbség hányadosa pedig felfogható a hőmérséklet-fenofázis-rendszeralbedó visszacsatolás linearizált együtthatójaként. A rendszeralbedó és a felszínalbedó közötti kapcsolat pedig, amit a radiatív-konvektív modell keretei között állítottuk elő, igen nagy pontossággal lineáris. Az így keletkező számérték azonban csak egyik összetevője a hőmérséklettel összefüggő, biológiai visszacsatolásoknak, hiszen csak a haszonnövényekre támaszkodik, figyelmen kívül hagyva pl. az erdők összetett viszonyait (Justyák, 1987). Ezen túlmenően szerephez juthat pl. a nedvességellátottságban fellépő változás sőt, ha ezen felül a természet növényzet szerkezetébe történő tudatos beavatkozással is számolunk, e visszacsatolás még erősebb lehet.

A szenzibilis hőmérleg parametrizálása során Németh (1989) adatsorát használtuk fel, amely a szabad légkörben a budapesti aerológiai felszállások szélmeréseivel, a határrétegben pedig e felszállások és a felszíni megfigyelőhálózat havi adataival operál. A szabad légkörben a különböző magasságokban mért szélvektorokat geosztrófikus szélnek tekintjük, a határrétegben - a talaj és a 850 hPa között - pedig az a feltételezésünk, hogy a hőmérséklet horizontális gradiense az egymás feletti nyomás-értékeknek lineáris függvénye. A felszíni gradiens érték és a szélvektor megállapításához 20 hazai felszíni megfigyelőállomás adatai kerültek felhasználásra.

A 27 éves (1962 és 1988 közötti) minta alapján a szenzibilis hőmérleget a hazai napfénytartam függvényében parametrizáltuk, mivel a hőmérséklettel való kapcsolatról feltételezhető, hogy benne az ok és okozat szerepe éppen fordított. A 7. táblázatban látható negatív együtthatók a napfénytartam és az advekciónak között arra utalnak, hogy a cirkuláció bizonyos anomáliái egyszerre okoznak pl. derültebb időt és hideg advekciót. E kapcsolat megfelel a szinoptikus tapasztalatnak.

A vízgőz szállítása nemcsak az energiamérlegnek, de a légköri vízháztartásnak is lényeges komponense. Az ebben alkalmazott, nagyságrendi analízis alapján a légköri nedvesség-mérleg közelíthető a talajnedvesség félévre eső megváltozásával. E tag parametrizációjához rendelkezésünkre állt a talaj felső 50 cm-es rétegének nedvességtartalma a hasznos vízkapacitás (kb. 15 cm) százalékában, havonta (Dunay, 1987). Ennek a nyári félévre eső megváltozását 1907 és 1986 között minden évre előállítottuk. E számokat a léghőmérséklettel hoztuk statisztikai kapcsolatba, aminek eredménye a 6. táblázatban látható. Magasabb félévi átlaghőmérsékletre eszerint gyorsabb kiszáradás, tehát nagyobb latens energia-elhordás tartozik.

A q termikus tehetetlenségi együttható légköri összetevőjét határoztuk meg, mindhárom energiaforma (belső-, latens- és potenciális energia) bevonásával, budapesti aerológiai adatokra

támaszkodva. Ennek számított értéke a két félévre összesen $0,38 \text{ Wév/m}^2\text{K}$, illetve $0,34 \text{ Wév/m}^2\text{K}$. Ha eltekintünk a napfénytartammal kapcsolatos visszacsatolásokról és a latens hőmérség változásától, akkor az így redukált lokális modellben a $q/(R/T)$ ún. relaxációs időre kerekén $0,1$ év adódik. Eszerint egy kezdeti anomália ennyi idő alatt az $1/e$ -ad részére csökken. E csekély relaxációs idő miatt az alábbiakban a kiindulási (*) egyenlet bal oldalától eltekintünk és kizárólag stacionárius válaszokat vizsgálunk.

A modellben végzett kísérletek közül csupán azokról szólunk, melyek közvetlen kapcsolatban vannak fő témánkkal, a globális klímaváltozás magyarországi sajátosságainak becslésével.

a.) A szén-dioxid kísérlet. A R értékeit a CO_2 -koncentráció 330 ppm-ről 430 ppm-re történő feldúsulásához állítottuk elő a radiatív-konvektív modellben. E változás a nyári félévre $1,28 \text{ Wm}^{-2}$, amiből a $\delta(R/c_i)c_i$ közvetlenül csak $0,28 \text{ Wm}^{-2}$ -et okoz. Mivel a napfénytartam a téli félévben nem mutatott egyértelmű kapcsolatot a félgömbi jellemzőkkel, a számítás során a nyári félévre szorítkoztunk. A fenti változás egyensúlyi hőmérsékleti következménye a 6. táblázat szerinti együttthatók mellett, de a felhőzeti visszacsatolások nélkül $0,36 \text{ K}$. Ehhez a napfénytartammal parametrizált visszacsatolások $0,76 \text{ Wm}^{-2}$ energia-többlettel járulnak hozzá, így a teljes változás $0,58 \text{ K}$. A félgömbi $0,5 \text{ K}$ melegedés szerint, amit Bozó és Pálvölgyi (1988) publikációja alapján tarthatunk a 100 ppm hemiszférikus következményének, eredményünk tökéletesen megfelel a korábban ismertetett $1,0$ - $1,2 \text{ K/K}$ relatív érzékenységnak. Mivel azonban modellünk paramétereinek becslése csak jelentős hibahatárral volt lehetséges, ez a számszerű egyezés akár véletlen is lehet. Az mindenestre valószínű, hogy mivel az $1,28 \text{ Wm}^{-2}$ direkt energia-többlet a dE/dT , teljes energia-érzékenységi együtttható becslési tartományának a szélső értékeire sem fedi a félgömbi melegedés jelentős részét, a felhőzetnek (napfénytartamnak) mindenképpen jelentős kiegészítő szerepet kell játszania a nyári félévi melegedésben. Egy másik - hasonló szerkezetű modellben (Tricot és Berger, 1987) a 100 ppm növekedéshez hasonló növekedési ütem mellett $1,2 \text{ K}$ félgömbi melegedés tartozott (szemben a Bozó és Pálvölgyi (1988) által kapott $0,5 \text{ K}$ -nel.) Ha a napfénytartam és a félgömbi átlaghőmérséklet közötti pozitív kapcsolat együttthatója ekkora változásra sem csökkenne, akkor ehhez $0,88 \text{ K}$ melegedés, vagyis 1 -nél kisebb relatív érzékenység tartozna. A nyári félévi relatív érzékenységnak a nagyobb hemiszférikus változásokra valószínűsíthető csökkenése eszerint még nem zárja ki, hogy a napfénytartam és T kapcsolatának együttthatója továbbra is jelentős pozitív érték maradjon.

b.) A vulkáni aeroszokok vizsgálata. Számításainkban 75 %-os kénsav-oldatnak megfelelő aeroszol átbecsátási jellemzőkkel (WMO, 1983, Lenoble és Brogniez, 1984) számoltunk. Teszt-kísérletként az 1982. évi El Chichon vulkán hatását tekintettük mértékadónak. Robock (1984) számításai szerint a hazánkat jellemző földrajzi szélességen a vulkáni felhő optikai vastagsága $0,07$ volt a kitörést követő év nyári félévének átlagában. Egy másik forogatókönyvként $0,13$ -os optikai vastagsággal számoltunk, amint ezt Deepak és Gerber (WMO, 1983) ajánlja - igaz, globális átlagban. E számot még az is indokolja, hogy 1983 nyári félévében Robock (1984) számításai szerint a kitörés övezetében - tehát 17 fok északi szélességen - ugyanennyi volt az optikai vastagság. (Vagyis, ha a mi szélességünkön történne hasonló erejű kitörés, akkor hozzávetőleg ilyen vastag maradna egy évvel később.) A legfontosabb eredmény az, hogy a felszín-légkör rendszer sugárzási mérlege kétszeres optikai vastagságra kétszeres változással reagál - noha az egyes komponensekre ez az arány nem teljesül. E változások - a felhőzet módosulása nélkül - csupán $0,1$ - $0,2 \text{ K}$ hőmérséklet-csökkenést okoznának, amit a félgömbi válasz mértékétől függően változó, nyári félévi napfénytartam hozzávetőleg megkétszerezhet. Egy másik fontos következtetés, hogy a szén-dioxidban gazdagabb klímában a sugárzási mérleg kb. 30 %-kal erősebb változást mutat, mint a jelenlegi alapállapotból kiindulva. A vulkáni hatásnak ez a felerősödése felveti azt a problémát, hogy vajon a felhőzet nyári félévi csökkenésével párhuzamosan nem várható-e a hőmérséklet változékonyságának a növekedése? Ennek első vizsgálata érdekében - a szeleteléses módszerrel, de csak a 13 éves egyensúlyi szeletekre - megvizsgáltuk az egyes időszakokon belüli szórások kapcsolatát a $\langle T \rangle$ félgömbi átlaghőmérséklettel és a ΔT kontinens-óceán kontraszttal. A vizsgált hazai adatok a már

ismertetett és az előzetes számításokban már szerepelt, 7 hosszú sorozatú állomás (Magyaróvár, Szombathely, Keszthely, Budapest, Kalocsa, Nyíregyháza és Debrecen) félévi átlagainak szórásából közepelt országos átlagok voltak. A nyári félévben a szórások országos átlaga 2 %-os szignifikancia szinten pozitív kapcsolatot mutatott a $\langle T \rangle$ -gal. Az együttható 0,85 (+0,25) K/K. A téli félévben ugyanez az együttható csak 20 %-os szinten szignifikáns 0,79 (+0,50) K/K értékkel. A vulkáni hatás erősödése és a hazai - csak egyensúlyban és országos átlagban vizsgált - hőmérsékleti változékonyság növekedése között oksági kapcsolatot természetesen nem tudunk bizonyítani. A változékonyság változásának a kutatása mégis eddigi gondolatmenetünk logikus folytatása lehet a jövőben.

2.4.5. A KAPCSOLATOK MEGMARADÁSÁNAK KÉRDÉSE NAGYOBB GLOBÁLIS MELEGEDÉS ESETÉN

Az éves menet, mint analóg

A Nap látszólagos évi járása két alapvető termikus kényszert gyakorol az általános légközre és így az egyes földrajzi térségek éghajlatára. Az egyik a rövidhullámú mérleg övezetes módosulása, a másik pedig a léghőmérséklet is megmutatkozó, kontinens-óceán kontraszt vezérlése. Az előbbit a 6. ábrán, az utóbbit a 7. ábrán szemléltetjük.

A 6. ábrán a csillagászatilag lehetséges, maximális napsugárzás és a rendszeralbedő által meghatározott, rövidhullámú mérleg júniusi és decemberi szélső értékei közötti ΔS különbségek övezetes átlagai láthatók Stephens et al. (1981) adatai alapján. Megfigyelhető, hogy az övezetenkénti energia-bevétel eloszlása korántsem egyenletes. A (területekkel súlyozott) félgömbi átlag 488 Wm⁻² értékéhez képest a 30° és 80° szélességek között nagyobb, ennél északabbra és délebbre pedig kisebb az energetikai kényszer mértéke. A Kárpát-medence térsége közel fekszik az éven belüli maximális energia-ingadozás övezetéhez. Ez az egyenetlenség semmiképpen sem felel meg az üvegházhatás erősödésével összefüggésben várható energia-többlet eloszlásának.

A 7. ábra megmutatja, hogy a kontinens-óceán léghőmérsékleti kontraszt hogyan változik a félgömbi átlaghőmérséklettel párhuzamosan, az év folyamán. Adatforrásaink a félgömbi átlag esetében Crutcher és Meserve értékei (Golitsyn, 1983), illetve Folland et al. (1984) óceán feletti léghőmérsékletei voltak. Megfigyelhető, hogy az egyes hónapokban a kontraszt eltérése az évi átlagtól csekély hiszterézissű, szoros lineáris kapcsolatban van a félgömbi átlaghőmérséklettel. E kapcsolatnak az analógiaképzés szempontjából az a jelentősége, hogy az éves menet szerint a félgömbi átlaghőmérsékletekkel párhuzamba állítandó regionális anomáliák valójában a kontinens-óceán kontrasztnak is a hatása alatt állnak. E hatás implicit módon a $\langle T \rangle$ -gal szembeni együtthatóban jelenik meg. Más szóval, ha egy Y regionális éghajlati elem a félgömbi átlagnak és a kontrasztnak a függvénye:

$$Y = Y(\langle T \rangle, \Delta T)$$

és az utóbbi változó az előbbitől nem független, akkor az Y-nak $\langle T \rangle$ szerinti megváltozására felírható

$$dY/d\langle T \rangle = \delta Y/\delta \langle T \rangle + \delta Y/\delta(\Delta T) \cdot d(\Delta T)/d\langle T \rangle$$

kifejezés második tagja nem zérus, ellentétben az eddigi módszerekkel. Ebből következően, ha az előzőekben bemutatott kapcsolatok érvényét a nagyobb változások esetére az éves menet alapján akarjuk megvizsgálni, akkor olyan mesterséges $d(\Delta T)/d\langle T \rangle$ deriváltakat kell előállítanunk, melyek $\delta Y/\delta \langle T \rangle$, illetve $\delta Y/\delta(\Delta T)$ együtthatói a korábbi módszerekből, a $d(\Delta T)/d\langle T \rangle$ pedig az éves menet szerinti kapcsolatból származik.

A 11. táblázatban ezek a mesterséges együttthatók szerepelnek a magyarországi térségek évi átlagos hőmérsékleti, csapadék és napfénytartam változásaira. Az együttthatóknak az ugyancsak feltüntetett hibaszórásaiból megállapítható, hogy ez a közvetett becslés a csapadék esetében a változás előjelét is kérdésessé tevő bizonytalanságot hordoz, míg a másik két elemnél az együttthatók a hibát jelentősen meghaladják.

Ahhoz, hogy az éves menetből következő, rövid időskálájú változásokat egy lassú klímaváltozás analógjaként tanulmányozhassuk, a 12 hónap olyan csoportosítását kell képeznünk, amely biztosítja, hogy a félgömbök közötti, illetve az éghajlati rendszer összetevői közötti fáziseltolódások közelítően kiegyenlítődjenek. Az e követelményt mellőző, empirikus analógok ugyanis szinte tetszőleges eredményre vezethetnek aszerint, hogy az év energia-veszteséges, vagy nyereséges időszakait átlagoljuk össze. E követelményt Budüko és Efimova (1984) úgy oldotta meg, hogy átlagolták a márciusról áprilusra, illetve szeptemberről októberre végbemenő változásokat. Így meteorológiai elemenként egy-egy számpárt kaptak a hemiszférikus és a regionális változásokra. Ha biztosak lehetnének a kapcsolatok lineáris voltában, akkor e megoldás is kielégítő lehetne. Mivel azonban e kapcsolatok alakját több fokos változásokra nem ismerjük, több félgömbi regionális adatpárra van szükség.

Ennek érdekében a hónap-párosok helyett hónap-négyeseket képeztünk. Az energia-egyensúlynak, a félgömbi átlaghőmérséklet éven belüli fáziseltéréseinek a kiszűrését előíró követelményét közelítőleg azáltal biztosítottuk, hogy minden évszaktól pontosan egy hónapot választottunk. E követelmény szigorúbb betartása nagyon leszűkítette volna a vizsgálható, szintetikus félgömbi változások tartományát. Az így képezhető 81 darab hónap-négyes közül 22 olyan választható ki, amelyre az egyensúlyi jelleg másik követelménye (ti. a rendszerkomponensek fáziseltéréseinek kiküszöbölése) érdekében az óceánok energia-mérlegének zérus volta $+4 \text{ Wm}^{-2}$ hibával teljesül. Az óceánok energia-mérlegét a félgömbi átlagos sugárzási mérleg adataiból, valamint a teljes éghajlati rendszer belső energiájának hónapról hónapra történő megváltozásából Pálvölgyi (1985) állította elő, globális klímamodelljének parametrizálása céljából. A 22 darab hónap-négyes, valamint a négy hónapok átlagában jelentkező félgömbi átlaghőmérsékletek által meghatározott hőmérsékleti intervallum az átlagos $14,94 \text{ K}$ fokhoz képest csaknem $+2 \text{ K}$ szélességű.

Az éghajlati elemek regionális és hemiszférikus évi átlagai közötti, egyensúlyi jellegű kapcsolatot a továbbiakban e 22 darab hónap-négyes segítségével vizsgáljuk, melyeket egy-egy egyensúlyi klíma analógjának tekintünk. A kapcsolat független változója a négy hónap hemiszférikus átlaghőmérséklete, függő változója pedig egy-egy magyarországi állomás (később övezetes átlag) ugyancsak 4-4 havi középértéke. A kapcsolatot lineáris regresszió formájában keressük, majd a kapott együttthatókat összehasonlítjuk a 11. táblázatban szereplő becslésekkel, hogy megállapítsuk, változnak-e azok a nagyobb, $+2$ fokig terjedő melegedés esetén.

A számításokhoz szükséges sokévi átlagokat a Magyarország Éghajlati Atlasza II. Adattár c. kiadványból vettük. Az ország közel egyenletes, de geográfiai részletekbe nem menő lefedése érdekében 9, nem nagyvárosi éghajlati állomást választottunk.

A 12. táblázatban rendre a hőmérséklet, a csapadék és a relatív napfénytartam állomásonkénti átlagértékei és a félgömbi változással szembeni regressziós együttthatói szerepelnek. Feltüntetettük ezen kívül a 9 állomás havonkénti értékeiből képzett országos átlagok jellemzőit is.

A magyarországi hőmérséklet 1,5-1,7-szeres arányban követi a félgömbi átlag szintetikus változásait. E számérték valamivel kisebb, mint a műszeres idősorokkal kapcsolatos, az évi menet sajátosságaihoz igazított értékek a 11. táblázatban.

A csapadék regressziós együtthatói szignifikáns pozitív kapcsolatra utalnak, szemben a műszeres idősorokból számolt (a 11. táblázat szerinti) gyengén szignifikáns, negatív együtthatókkal. Ennek az ellentmondásnak a feloldására e pont végén és a következő pontban teszünk kísérletet.

A napfénytartam adatok ismét pozitív együtthatók, vagyis a műszeres idősorokon is tapasztalt tendencia jellemzi, igaz a 11. táblázat szerintnél kisebb együtthatóval. E különbség magyarázatához is az övezetes energetikai kényszernek a zonális hőmérsékleti érzékenységre gyakorolt hatásának elemzése után térünk vissza.

A 8. ábrán a hőmérséklet zonális átlagértékeinek a félgömbi átlaghőmérséklettől való függését ábrázoltuk, Hanevszkaja, (1968) sokévi átlagadatai alapján, a 22 hónap-négyesből származtatva. Ugyanitt ezen kívül, a műszeres idősorokból számított korrigált együtthatók, továbbá a Riss-Würm interglaciális kb. 2 fokos, illetve a pliocén optimumhoz tartozó, kb. négy fokos melegedéséhez rekonstruált övezetes, relatív megváltozások (Budüko és Izrael, 1987) is szerepelnek. A négy görbe alapján a következő megállapítások tehetők: (i) a relatív érzékenység a pólus felé monoton nő a földrajzi szélességgel és a növekedés meredeksége éppen az éves menet szerinti profilnál viszonylag a legkisebb; (ii) az övezetes átlaghőmérséklet relatív érzékenysége a 47,5°N környezetében ugyancsak az éves menet szerint a legmagasabb, 1,5 K/K, szemben a másik három görbe 1,1 - 1,3 K/K értékeivel. Véleményünk szerint, mindkét tapasztalat összhangban van az energetikai kényszernek a 6. ábrán bemutatott, nem egyenletes eloszlásával, amely erősebben „melegíti” a közepes szélességeket. A csapadék és a napfénytartam vonatkozásában e sajátosságok minőségileg az alábbi következményekkel járhatnak.

A valóságoshoz képest kevésbé meredek zonális érzékenységi profilból a zonális áramlás gyengülésének, vagyis a kontinentális nedvesség-ellátottság romlási fokának alulbecslése következik. További tényező a csapadékösszeg esetleg irreális mértékű növekedésében az, hogy a magasabb felszíni hőmérséklethez a tapasztalat szerint nagyobb labilitás tartozik. A számítások szerint, e mutatóknak az 50. északi szélesség térségében jelentkező függése a félgömbi átlaghőmérséklettől alig néhány százalék változást jelent a 2 fok melegedésre, ezért önmagukban aligha felelősek a csapadék erős pozitív együtthatójáért. A magyarázatot ezért máshol kell keresnünk.

A csapadék - szemben a hőmérséklettel és a napfénytartammal - kettős évi maximumot mutat a Kárpát-medencében. A félgömbi átlaghőmérséklettel való párhuzamossága így nem nyilvánvaló. Emiatt a 12. táblázatban szereplő, egyértelmű, pozitív együtthatók ellenére is megrajzoltuk az országos átlaggal képzett 22 hónap-négyeshez tartozó adat-párok grafikonját (9. ábra). Ezen rögtön látható, hogy a pontok eloszlása az emelkedő tendencia körül korántsem egyenletes, inkább a kapcsolat többértékű voltára utaló. E jelenség megnehezíti az évi csapadékösszeg-változás előjelének a meghatározását, hiszen lehet, hogy a 9. ábra sűrűsödési pontjainak egy részéből képezhető görbék valamelyike felel meg a tényleges kapcsolatoknak. E bizonytalanságok miatt a csapadék évi összegének a +2 K fokos félgömbi melegedéshez tartozó előjelét nem tudjuk kellő biztonsággal megállapítani. (Mint a későbbiekben megmutatjuk, e bizonytalanság a régmúlt paleoklímák alapján sem szűnik meg teljesen.)

A baroklinitás gyengülésének az energia-közlés övezetes eloszlása miatti, fentebb részletezett alulbecslése és a labilitás növekedésének túlbecslése ugyanakkor minőségileg megfelel a napfénytartam növekedésére a 12., illetve a 11. táblázatokban szerepeltetett együtthatók eltérésnek. Kvantitatív igazolásra ugyanakkor nincs lehetőségünk.

Összességében arra a következtetésre jutottunk, hogy a kisebb változásokhoz tartozó magyarországi hőmérsékletváltozások mértéke és tendenciája az éves menet szerint kb. +2 foknál is fennmarad, csakúgy, mint a napfénytartam növekedése, bár a relatív változás (regressziós együtthatók) a nagyobb változásokra gyengébb. A kezdeti melegedéshez tartozó csapadék-csökkenés

ugyanakkor megfordul, esetleg növekedéssé válik. Mivel az éves menetről kimutattuk, hogy nem tökéletes analógja az üvegházhatás várható erősödésének, további módszerek bevonása szükséges.

Régmúlt, meleg paleoklimák vizsgálatának és általános cirkulációs modell-kísérleteknek Magyarországra vonatkozó eredményei

A paleoklíma-rekonstrukciók Magyarországra összesített eredményeit a 13. táblázat tartalmazza. Ezek túlnyomó részét térképek kézi inter- és extrapolációjával, kisebb hányadát hazai, vagy közeli számszerű becslésből (ekkor változtatás nélkül) képeztük.

Mint ezt már korábban kifejtettük, kis változásoknál az egyszerű különbségképzést nem tartjuk optimális megoldásnak, a Holocén optimum szerepeltetése csupán a nagyobb változásokkal való minőségi összehasonlíthatóságot szolgálja.

A táblázatban nem szereplő források közül Kellogg (1977) és Butzer (1980) gyakran hivatkozott térképeit azért nem vettük figyelembe, mert e kezdeti összesítések egybemossák a 4 és 8 ezer év közötti információkat. Ez lehet a magyarázata annak is, hogy a két térkép Európa nagy részén éppen ellentétes előjelű csapadék-anomáliát produkál. Pittock és Salinger (1982) rekonstrukciója 7 és 9 ezer évvel ezelőtre nyúlik vissza. Eredményeiket a maitól erősen eltérő csillagászati és jégkiterjedtségi határfeltételek miatt hagytuk figyelmen kívül. Ugyanez az oka a 9-10 ezer évvel ezelőtti klímákat szimuláló általános cirkulációs modell-kísérletek figyelmen kívül hagyásának és ugyanezért nem támaszkodhatunk a 18 ezer évvel ezelőtti glaciális maximumra, mint ellentétes előjelű, anti-analógra.

Ezen kívül az angolszász rekonstrukciók általában az Amerikai kontinensre vagy más térségekre készültek, illetve Huntley és Prentice (1986) esetleg felhasználható munkájához nem jutottunk hozzá.

A 13. táblázatban szereplő adatok a számszerű eltérések ellenére alkalmasak három következtetés levonására. Az első az, hogy a helyi hőmérséklet a globális melegedés erősödésével párhuzamosan - ha nem is lineárisan - növekszik. A második, hogy ezen belül a téli változás általában kétszerese a nyárinak, s végül a harmadik az, hogy az évi csapadékösszeg módosulása a két fokos melegedés közelében a kezdeti csökkenés után a mainál magasabb értékeket ér el.

Ez az átfordulás - amelynek valószínű voltát, nagyobb térségek átlagában, először Drozdov (1983) igazolta - a fordulópont helyére és az átmenet meredekségére fennmaradó bizonytalansággal együtt is, összecseng az éves menetből kapott becslésünkkel, amely a +2 fokos tartományon már pozitív együtthatót szolgáltatott. Az átfordulás jellemzőinek pontosítása további beható vizsgálatokat követel, amelyben a csapadékot meghatározó fizikai folyamatok modellezése is szerephez jut.

A regionális vizsgálatokhoz nem kielégítő térbeli felbontással bár, de ilyenek az általános cirkulációs modellek. Megjelenésük óta a CO₂ -duplázódás (négyeszeresedés) a modellek tesztelésének standard kísérlete. Mivel a modellek folyamatosan tökéletesednek, a 14. táblázatban csak az általunk ismert legutolsó változatokkal publikált eredményeket foglaltuk össze. A globális melegedés 3,5 és 5,2 K fok közé esik.

A publikált térképekből kézi interpolációval származtatott adatokból kitűnik, hogy míg a téli magyarországi sajátosságok jól egybeesnek (jelentős melegedés, növekvő csapadék és talajnedvesség), addig a nyári kép nem ilyen egyértelmű. A csupán 50%-kal különböző globális melegedésekkel szemben a magyarországi hőmérsékletek eltérése háromszoros. A csapadék- és még inkább a talajnedvesség megváltozásának az előjele is eltérő az egyes modellekben. Annyi mindenesetre megállapítható, hogy a magyarországi nyári félévi klímának a melegedés kezdetéhez tartozó szárazabb volta további néhány fokos globális felmelegedés esetén megfordulhat (ti. nem csak évi átlagban, ami már két fok körül valószínűsíthető).

A korábban bemutatott kapcsolatokat a hőmérséklet évszakos/félévi átlagaira, illetve a csapadék évi átlagaira az alábbiakban foglalhatjuk össze (15. táblázat).

A nyári/nyári félévi hőmérséklet a kezdeti, 1-et meghaladó relatív változásról elég hamar a félgömbi évi átlagos melegedés 0,6 - 0,9-szeresét kitevő értékre esik vissza. A téli/téli félévi hőmérséklet kezdetben nem mutat kapcsolatot a félgömbi átlaggal, majd kb. egy fok hemiszférikus melegedés után kb 1,5-szeres relatív értéken stabilizálódik, tartósan felülmúlva a nyári hazai melegedés mértékét. Az évi csapadékösszeg a fél és az egy fokos félgömbi melegedésre tíz százalék körüli csökkenést mutat, ami különösen kezdetben a nyári félévben koncentrálnak. A csökkenő tendencia kb. 2 fok körül megfordul és kb. 4 fokon már nagy pozitív csapadék-többlet várható. A talaj víztartalma csak ennél később - nagyobb melegedésre válhat kedvezőbbé. A napfénytartam kezdeti nyári növekedése - a csökkenő ütemű relatív felmelegedésből következtethetően - nem sokkal később ellentétes tendenciát vesz fel, bár ezzel egyidejűleg a téli napfénytartam növekedhet, ha az éves menetből levezetett, évi átlagos napfénytartam-növekedés, legalább tendenciájában elfogadható.

2.4.6. A TOVÁBBI FELADATOK

A globális éghajlatváltozás regionális következményeire vonatkozó eredmények legfontosabb része a vízellátottság éghajlati feltételeinek romlása elsősorban a mező- és erdőgazdaságot, valamint a vízgazdálkodást érinti, de - a hőmérsékleti következményekkel együtt - hatása lehet az állattenyésztésre, az energiafelhasználásra, sőt az emberi egészségre és a levegő öntisztulási feltételeinek alakulására is.

A globális klímaváltozás magyarországi sajátosságainak specifikálásában eddig elért eredmények igazolják ugyan a feltételes előrebecslés kivitelezhetőségét, de éppen a kapcsolódó hatásvizsgálatokra tekintettel e téren is minőségi fejlődés szükséges. A legfontosabb további feladatok a következők.

Az eddig feltárt kapcsolatokat térben és időben tovább kell finomítani, megközelítve ennek a jel/zaj arány által megszabott korlátait. Ennek során nem a fél évnél rövidebb, de formális kategóriákat (évszak, hónap), hanem az ökológiai és gazdasági hatásterületek legérzékenyebb időszakait, illetve természetes körzetei szerinti bontást célszerű követni. E felbontás azonban metodikai korlátok (jel/zaj arány) miatt nem növelhető korlátlanul. Az információk konkretizálása az alábbi négy irányban történhet: (i) a globális prognózisok és azok bizonytalansági sávjai függvényében szükségessé válhat, hogy a regionális sajátosságokat tetszőleges közbenső globális változásra számszerűsítsük; (ii) A hatásvizsgálati igények előbb-utóbb további meteorológiai elemekre is szükségessé teszik a feltételes forgatókönyvek elkészítését; (iii) a klímaváltozás nem csak az átlagértékek eltolódásában, hanem az egyes meteorológiai elemek évközi változékonyságának módosulásában is megnyilvánul; (iv) a Kárpát-medencére kidolgozott módszereket alkalmazni lehet más - pl. gazdasági kapcsolataink által preferált - földrajzi térségekre is.

A rendelkezésre álló forgatókönyvek további térbeli- és időbeli bontása valószínűleg csak korlátozottan végezhető el az eddigi módszerek egyszerű megismétlésével. Ezért szükségessé válhat olyan speciális eljárások kidolgozása, amelyek a különböző tér-idő léptékek közötti kapcsolatokon alapul. Ennek során azonban nagyon óvatosan kell eljárni, hiszen azokat és csak azokat a jeleket kell számszerűsíteni, amelyek összefüggnek a globális változásokkal.

A globális/kontinentális modell-outputok lokális specifikálásának tisztán statisztikai módszerei - előnyeik mellett - két fontos negatívumot hordoznak. Az egyik, hogy a kapcsolatok csak akkora globális változási tartományra vonatkozhatnak, amekkorán megállapítottuk azokat. A másik hiányosság, hogy az adathibák, illetve a skálák közötti kapcsolatokról függetlenül, tényleges zavaró folyamatok miatt az együttthatók becslési hibája túl nagy lehet. A globális klímaváltozások regionális

(magyarországi) sajátosságainak felderítésében ezért a statisztikai kapcsolatok megállapítása mellett növekvő szerephez kell juttatni az e skálán végbemenő fizikai folyamatok megértését.

A lokális modellekben célszerű megvizsgálni olyan, 104-106 km² léptékű, szintén valószínűsíthető antropogén változások éghajlati következményeit, mint a hőszennyezés, aeroszol-kibocsátás, a növénytakaró célirányos és visszacsatolás-szerű változásai. E változások a globális melegedés következményeire szuperponálódva alakítják ki a helyi éghajlatot. A növénytakaró változásával összefüggő, hidrológiai és energetikai visszacsatolások például három osztályba sorolhatók: (a) a talaj és a növényzet fizikai jellemzőiben fellépő változások; (b) az ökológiai övezetek eltolódásával és a természeti területek célszerű módosulása miatti változások; (c) a légköri CO₂ -tartalom növekedése miatti, közvetlen változások. Ilyenformán e probléma sajátos inverze a „koncentrációváltozás -- klímaváltozás -- hatás a növényre” kapcsolatsornak, mintegy további felhasználását kínálva az e tárgyban keletkezett ismereteknek.

A standard mérési programok idősoraiból - a hatásvizsgálatok igényei szerint - speciális éghajlati mutatók (pl. aszály-indexek, fagyos napok száma, a csapadékos periódusok hossza) is származtathatók. Külön módszertani problémát hordoz a klímaváltozás miatti változékonyság-változás számszerűsítése.

A fokozatosan egyre részletesebb éghajlati forgatókönyvek felhasználása elsősorban direkt hatásvizsgálatokban fog megtörténni, főként ha valóban a hatásterületekkel szoros konzultációban születik majd meg. E hatásvizsgálatok módszertana - bizonyos előtanulmányok után (l. az előző évi jelentés 3.1. fejezetét) most van kialakulóban. Ezzel kapcsolatban alapvető kérdés a múltbeli éghajlati jellemzők jövőbe extrapolálásának gyakorlata: milyen „normálértékeket”, tervezési értékeket, mértékadó szélsőértékeket kell figyelembe venni az egyes földrajzi térségekben és a különböző, a meteorológiai körülményektől is függő társadalmi-gazdasági területeken, miképpen változhatnak meg a korábbi megfigyelések alapján megismert és az egyes tevékenységek tervezésénél és kiértékelésénél alkalmazott éghajlati hatások.

2.4. MELLÉKLET

A kiadvány nyomtatott változata az alábbi tartalmú táblázatokat és ábrákat foglalja magában:

- 1. táblázat: A félgömbi átlaghőmérséklet és a kontinens-óceán léghőmérsékleti kontraszt*
- 2. táblázat: A hőmérséklet, a csapadék és a relatív napfénytartam viszonylagos érzékenysége a a félgömbi átlaghőmérséklet és a kontinens-óceán kontraszt függvényében*
- 3. táblázat: A hőmérséklet, a csapadék és a relatív napfénytartam viszonylagos érzékenysége a a félgömbi átlaghőmérséklet és a kontinens-óceán kontraszt függvényében - a hibaszórásokkal kiegészítve*
- 4. táblázat: Az 5, 10 és 15 C fok küszöbhőmérséklet feletti tenyészidőszak hosszának abszolút és relatív meghatározása 0,5 C fok félgömbi melegedés esetén*
- 5. táblázat: A 30%-nál kisebb talajnedvességű hónapok gyakoriságának függése a félgömbi jellemzőktől*
- 6. táblázat: A visszacsatolások hőmérsékletre vonatkozó becsült együtthatói*
- 7. táblázat: A visszacsatolások relatív napfénytartamra vonatkozó becsült együtthatói*
- 8. táblázat: A történeti és paleo- analógiákon alapuló módszerek jellemzői*

9. táblázat: *A hőmérséklet és a csapadék kapcsolata a félgömbi átlaghőmérséklettel*

10. táblázat: *Az 1981 és 1988 közötti időszak tényleges hőmérsékleti, csapadék és napfénytartam anomáliái*

11. táblázat: *A hőmérsékleti, csapadék és relatív napfénytartam évi átlagainak feltételezett változása*

12. táblázat: *A hőmérsékleti, csapadék és relatív napfénytartam évi átlagainak a félgömbi átlaghőmérséklettől való regressziós együtthatói*

13. táblázat: *Három, meleg paleoklimához tartozó magyarországi érték*

14. táblázat: *Egyensúlyi modell-válaszok Magyarország területére négy szén-dioxid duplázódási kísérletben*

15. táblázat: *A magyarországi hőmérséklet évszakos, ill. a csapadék évi átlagos egyensúlyi jellemzői*

1. ábra: *Az északi félgömb kontinensei ill. óceánjai feletti átlagos léghőmérséklet idősora*

2. ábra: *A kontinensek feletti léghőmérsékleti adatsorból képzett kvázi-egyensúlyi időszakok adatsorai*

3. ábra: *A magyarországi félévi átlaghőmérsékletek másodfokú kapcsolatai*

4. ábra: *A budapesti téli és nyári félévi átlaghőmérsékletek kapcsolata a kontinentális léghőmérséklettel*

5. ábra: *A kontinensek feletti léghőmérsékletek autokorrelációs függvényei*

6. ábra: *A rövidhullámú sugárzási mérleg júniusi és decemberi értékeinek különbsége*

7. ábra: *Az északi félgömb kontinensei és óceánjai feletti léghőmérséklet különbségének függése a félgömbi átlagtól*

8. ábra: *A hőmérséklet övezetenkénti emelkedésének és a félgömbi átlagos melegedésnek a hányadosa*

9. ábra: *Az évi csapadékösszeg országos átlaga és a félgömbi átlaghőmérséklet közötti kapcsolat*

3. AZ ÉGHAJLAT VÁLTOZÉKONYSÁGÁNAK ÉS VÁLTOZÁSÁNAK HATÁSAI MAGYARORSZÁGON

3.1. A TERMÉSZETI KÖRNYEZET VÁLTOZÁSA, AZ ÉGHAJLATVÁLTOZÁS ÉS A TÁRSADALMI-GAZDASÁGI FEJLŐDÉS ÖSSZEFÜGGÉSEINEK VIZSGÁLATA

3.1.1. BEVEZETÉS

Az utóbbi néhány évben egyértelműen megfigyelhető volt az a tendencia, hogy a tudományos kutatók és a döntéshozók is egyre nagyobb figyelmet fordítottak a társadalmi-gazdasági fejlődés és a természeti környezet közötti hosszútávú és nagy földrajzi térségekre kiterjedő interakciók jellegének és következményeinek tanulmányozására. A történelem során az emberiség fejlődése időről időre összeütközésbe került a természeti környezettel. Az esetek többségében e konfliktusok következménye az volt, hogy a helyi ökológiai rendszerek minősége és produktivitása rövidebb-hosszabb időre leromlott. A múltban azonban a környezet állapotának akárcsak átmeneti leromlása csaknem mindig korlátozott volt térben (egy folyószakaszra, vízgyűjtő területre vagy levegő medencére), időben (néhány napra, de legfeljebb néhány évre), valamint az ok-okozati kapcsolatok komplexitását tekintve (egy-egy kiváltó ok és annak nyilvánvaló következménye).

Az utolsó két évtizedben a fejlődés és a környezet közötti kölcsönhatások mértéke és jellege alapvetően megváltozott. Egyre nagyobb figyelmet követelnek

- a nagy földrajzi térségeket átfogó problémák, amelyek több országot, egész kontinenseket vagy a Föld egészét érintik (lásd savas ülepedés Európában és Észak-Amerikában, a Föld hőháztartását befolyásoló üvegházgázok (ÜHG) felhalmozódása a légkörben);
- a hosszú időszakokat átfogó problémák, amelyek évtizedeken vagy évszázadokon keresztül makacsul megmaradnak (lásd a talajvizek elszennyeződése, a radioaktív hulladékok elhelyezése);
- a komplex ok-okozati összefüggéseket magukban foglaló problémák, amelyek a gazdaság több szektorából és a Föld számos földrajzi helyéről származnak és a környezeti változások összetett szindrómáit váltják ki a Föld minden pontján (lásd a sztratoszféra ózonrétegének bontásával kapcsolatos problémák).

A globális klímaváltozás problémája nyilvánvalóan egyike a fentiekben leírt és a Globális Környezeti Változás (Global Change) gyűjtőnéven összefoglalt problémakomplexumnak. E problémák közös jellemzője, hogy a kiváltó okok - származzanak a Föld bármely pontjáról - a globális biogeokémiai körforgáson keresztül a földi rendszer egészét érintik. Ebből következően a globális környezeti változásokra adható társadalmi válaszoknak két fő csoportja van: alkalmazkodás a változások helyi következményeihez, ami a helyi és nemzeti döntéshozatali intézmények hatáskörében kezelhető, illetve a változások megelőzése vagy ütemének lassítása, amely viszont a nemzetállamokon alapuló globális politikai rendszerben csak valamennyi ország konszenzusán alapuló nemzetközi egyezmények keretében oldható meg.

A globális klímaváltozás fentiekben leírt struktúrájából adódik a klímaváltozás különböző környezeti és társadalmi-gazdasági aspektusait áttekintő jelen fejezet szerkezete. Az első részben a klímaváltozást kiváltó legfontosabb társadalmi-gazdasági tevékenységek globális modelljeinek összehasonlító elemzése a cél. A második részben pedig a Globális Légköri Modellekből kiindulva ismertetésre kerül egy sor olyan modellezési technika, illetve konkrét modell, amelyek segítségével a klímaváltozás lokális hatásait lehet tanulmányozni.

3.1.2. A TÁRSADALMI-GAZDASÁGI FEJLŐDÉS GLOBÁLIS MODELLJEI

A globális klímaváltozást eredményező társadalmi-gazdasági tevékenységek jövőbeli alakulását négy fő területen célszerű tanulmányozni. Ezek: a globális népesség növekedése és ennek eredményeként a globális energia-, mezőgazdasági és ipari termelés növekedése. Ezúttal csak az első három területtel foglalkozunk, aminek sajnálatosan egyszerű magyarázata van: néhány vegyi anyag kivételével nem létezik olyan globális ipari modell, amelynek eredményei, időhorizontja és belső részletezettsége lehetővé tenné felhasználásukat a globális környezeti változások és ezen belül a klímaváltozás tanulmányozására.

A Föld egyre növekvő népességének a javak és szolgáltatások iránt egyre növekvő kereslete jelenti a legfontosabb hajtóerőt a társadalmi-gazdasági fejlődés és a természeti környezet közötti kölcsönhatásokban. A globális népesség jövőbeli nagysága, földrajzi eloszlása és az ebből adódó népsűrűség, a korösszetétel, a vidék-város megoszlás, a képzettségi szint és a vándorlási minták közvetett hatást gyakorolnak arra, hogy a világ különböző részeiről milyen erős hatások érik a Föld éghajlatát meghatározó környezeti rendszereket. A klímaváltozás kiváltó okainak nagy része azonban nem közvetlenül az emberre vezethető vissza, hanem arra, hogy az emberek mit tesznek. Témánk szempontjából kiemelkedő jelentősége van az energia- és a mezőgazdasági termelés környezeti hatásainak. Az alapvető különbség a két szektor között abban áll, hogy - néhány kivételtől eltekintve - az energiatermelés különböző formáiból és technológiáiból származó környezeti hatások nem befolyásolják ugyanazon technológiák jövőbeli használatát, a mezőgazdaság viszont közvetlenül megsínyli a káros környezeti hatásokat, származzanak azok magából a mezőgazdaságból vagy azon kívüli szektorokból.

Az energiatermelés és -felhasználás különböző típusaihoz gyökeresen eltérő környezeti hatások kapcsolódnak. A klímaváltozás jövőbeli alakulásának előrejelzéséhez tehát nemcsak a teljes energiatermelés alakulását kell figyelembe venni, hanem a fő energiahordozó-típusok részesedését is. A későbbiekben bemutatásra kerülő energiamodellek a következő energiahordozókra térnek ki: kőolaj, szén, földgáz, szintetikus tüzelőanyagok, biomassza, vízi- és napenergia, valamint nukleáris energia.

A mezőgazdasági tevékenységek különböző típusait és a létalapjukat jelentő természeti erőforrásbázist sokrétűen érintik a többi gazdasági szektorból származó környezeti hatások, illetve a mezőgazdaságban alkalmazott technológiák és művelési módok. A vizsgált mezőgazdasági modellek és előrejelzések a teljes mezőgazdasági termelés mellett a következő földhasználati típusokat és intenzitási mutatókat veszik figyelembe: teljes mezőgazdasági terület, száraz művelésű és öntözött területek nagysága, legelő, erdő, egyéb mezőgazdasági területek, összes műtrágya-felhasználás, egységnyi földterületre jutó műtrágya-felhasználás.

Globális demográfiai modellek

A népesség jövőbeli növekedésének pontos előrejelzéséhez a demográfiai változás jól megalapozott elméletére lenne szükség, amely magában foglalja a termékenységet, a halálozást és a vándorlást meghatározó tényezők elméleti értelmezését. Keyfitz (1983) áttekintette a termékenység, halálozás és vándorlás változásainak elméleti magyarázatait taglaló rendkívül gazdag irodalmat és megállapította, hogy az elméletek többsége a múltbeli tendenciák megfigyelésén alapul. Nincs tehát olyan elmélet, amelyre a jövőbeli népesség alakulását előrejelző szimulációs modelleket lehetne építeni. Ennek hiányában a népesség-előrejelzések technikái különböző statisztikai és matematikai módszereken alapulnak.

Keyfitz és mások: Globális népesség és munkaerő előrejelzés

Ez az előrejelzés a Littman és Keyfitz (1977) által készített becslés revideált változata, amely az Oak Ridge-i Társult Egyetemek Energiaelemzési Intézetében készült (Keyfitz et al., 1983). Az előrejelzések a világ 150 országát tartalmazzák, amelyeket 9 régió szintjén aggregáltak. Az előrejelzés technikája az ún. komponens-módszer volt, amelynek keretében azt feltételezték, hogy a népesség növekedési üteme - régióktól függően - 2000 és 2005 vagy 2015 és 2020 között az egyszerű újratermelési szintre lassul le (vagyis a „netto reprodukciós ráta” 1 lesz). Ennek 1975-ös szintje és az egyszerű újratermelési szint beállításának feltételezett időpontja között lineáris interpolációval határozták meg a csökkenés ütemét. Az így kapott nettó reprodukciós rátákat a Coale és Demeny (1966) által kifejlesztett regionális életkor-táblázatok segítségével számolták át ország-, nem- és korszpecifikus termékenységi rátákká.

Az 1. táblázat a prognózis összefoglaló adatait mutatja be. Az adatokból látható, hogy a világ fejlett régióiban a népesség nagysága nem sokkal 2000 után elér egy állandó szintet. A fejlett világ népessége 1975-ben még a globális népesség 28 százalékát tette ki, ez az arány azonban 2025-ig 17-19 százalékra esik vissza. 2075-re a világ népessége várhatóan a 8,4-11,3 milliárd között lesz, 8,9 milliárdos „legvalószínűbb” értékkel, amelyet a modell készítői a globális népesség stacioner szintjének tekintenek.

ENSZ: A globális népesség előrejelzése

Az ENSZ előrejelzése (United Nations, 1985) a világ 210 országára és földrajzi területére terjed ki, amelyeket különbözőképpen aggregáltak: világ összes, fejlett és fejlődő országok, valamint 8 nagy földrajzi régió. A modell időhorizontja 1950-2025, az előrejelzés alapadatai az 1983. elején rendelkezésre álló statisztikákra támaszkodnak. Az ENSZ előrejelzése is a komponens- módszeren alapul, amelyhez explicit és jól dokumentált feltételezéseket használtak a termékenységi, halálozási és népvándorlási rátákra vonatkozóan. Ezek különböző kombinációi alapján négy variáns készült: magas, közepes, alacsony és konstans variánsok.

A 2. táblázat az ENSZ előrejelzés legfontosabb adatait foglalja össze. A fejlett világ részesedése a globális népességből az 1980-as 25 százalékról (1,16 milliárd fő) 2025-re 17 százalékra csökken (1,4 milliárd fő), miközben az egyébként is alacsony éves növekedési ráta tovább csökken. Ezzel párhuzamosan nő a fejlődő világ részesedése. Bár az átlagos éves növekedési ráta itt is csökken, még 2025-ben is 1 százalék felett lesz (a közepes variáns esetén). Az arányeltolódás mértékét mutatja, hogy a világ népességének növekedéséből 2025-ig a fejlődő országok 95 százalékkal részesednek.

Globális energia-modellek

Az energiatermelés és -felhasználás minden társadalom életében központi szerepet játszik, jövőbeli alakulása pedig rendkívül fontos a különböző ÜHG-k (elsősorban a CO₂) kibocsátása szempontjából. Emellett az energiaszektor számos más területen is kulcsszerepet játszik a társadalmi-gazdasági fejlődés és a természeti környezet viszonyának alakulásában. Az energiahordozók a biofizikai környezetből származnak és ezt a közeget terhelik az energiahasználat gyakran nagyon súlyos „mellékhatásai” is.

A világ jövőbeli energiaellátásának előrejelzésére különböző modellezési megközelítési módokat dolgoztak ki az utóbbi években. Ezek egy része formális modelleket használ (végső keresleten alapuló

megközelítés, általános gazdasági modellezés), más részük pedig szakértői becsléseken és azok valamilyen szempont alapján történő szintézisén alapul.

Az Edmonds-Reilly (IEA/ORAU) modell

A modell első változatának elkészítését az 1980-as évek elején kezdték meg az Oak Ridge-i Társult Egyetemek Energiaelemzési Intézetében (Edmonds és Reilly, 1984). A modell időhorizontja 1975-tól 2050-ig tart (bizonyos elemzésekhez 2100-ig is elfuttatták), 25-éves időszakokra felbontva (Edmonds és Reilly, 1985). A modell alapvető hipotézise, hogy az energiatermelés tőkeállománya 25 évenként teljes egészében lecserélődik. A modell a világot 9 nagy régióra osztva vizsgálja és 6 primer (olaj, szén, földgáz, vízi-, nap- és nukleáris) és 4 szekunder energiahordozóval számol.

A modell két nagy részének működését (keresleti modul és energiamérleg modul) gazdasági összefüggések határozzák meg, míg a harmadikban elsősorban a természeti erőforrás-korlátok dominálnak (kínálati modul). A modell működését alapvetően a gazdasági folyamatokra vonatkozó feltételezések dominálják: piaci mechanizmusok, árak, jövedelmek, munkatermelékenység, továbbá a népesség nagysága. Az energia iránti keresletet a modell népesség- és GNP-előrejelzésekből számolja. A regionális primer energiahordozó-árak a világpiaci ártól és régióként változó pótlólagos költségektől (szállítási költségek, adók és vámok) függenek. Az energiakínálat meghatározásához a modell három energiahordozó típust vesz figyelembe: erőforrás-korlátolt hagyományos (például hagyományos kőolaj és földgáz), erőforrás-korlátolt megújuló (például biomassza és vízenergia), valamint korlátmentes (szén, olajpala és nukleáris energia) típusokat. Régiók közötti kereskedelmet csak az ásványi energiahordozók esetében enged meg a modell, mégpedig úgy, hogy a világpiaci árak egy piactisztító árszínvonalra álljanak be a kereslet és a kínálat egyensúlya mellett. A piactisztító árakat a modell egy iteráció során mindaddig újraszámolja, ameddig az egyensúly be nem áll minden régióban és minden energiahordozó típusra.

Az 1. ábra a modell legfontosabb eredményeit mutatja be 2100-ig előre vetítve, a 2. ábra pedig az energiahordozók szerkezetének alakulását mutatja.

Nordhaus-Yohe modell

Nordhaus és Yohe (1983) modellje 1975 és 2100 között a világot egyetlen régióként tekintve vizsgálja az energiatermelés és -felhasználás problémáit. Két aggregált energiahordozó típust vesz figyelembe: ásványi eredetű energiahordozókat (kőolaj, földgáz, szén, olajpala, szintetikus tüzelőanyagok) és nem-ásványi eredetű energiahordozókat (nukleáris, nap- és vízenergia, valamint egyéb megújítható energiaforrások).

A modell megközelítési módját tekintve az energiafogyasztás aggregált, dinamikus ökonometriai modellje, amely egy általánosított Cobb-Douglas termelési függvényen alapul. Legfontosabb input paraméterei a népesség növekedési üteme, a technológiai fejlődés üteme, valamint az ásványi energiahordozók összetétele. Ezekből az input adatokból határozza meg a modell az ásványi, illetve nem-ásványi eredetű energiahordozók árait és fogyasztását, továbbá a GNP nagyságát, valamint a légkörbe kibocsátott CO₂ mennyiségét. A modell kiemelkedő érdeme, hogy a jövővel kapcsolatos bizonytalanság kezelésére egy szisztematikus megközelítési módot biztosít valószínűségi szcenárió-elemzés formájában. A 3. ábra a modell legfontosabb paramétereinek időbeli alakulását, a 4. ábra pedig a két energiahordozó-típus egymáshoz viszonyított arányának változását mutatja.

Az erőteljesen aggregált struktúra miatt a modell jelentős mennyiségű információt veszít azáltal, hogy nem veszi figyelembe az egyes régiók (különösen az iparosított, illetve a fejlődő országok) közötti különbségeket. Mivel a modell csak két energiahordozó-típussal dolgozik, az eredmények

meglehetősen érzékenyek a közöttük végbemenő helyettesítési folyamatokat szabályozó paraméterek változásaira. Az egyszerű modell-struktúra ugyanakkor nagyban megkönnyíti a számítások elvégzését, továbbá a különböző energiastratégiák és forgatókönyvek hatásainak elemzését. Ebből következően a modell alkalmas az energiahasználattal kapcsolatos környezetvédelmi stratégiák kidolgozására, például adózási politikák hatásainak elemzésére.

Az IIASA-modell

A modellt a Nemzetközi Alkalmazott Rendszerelemzési Intézetben (IIASA) dolgozták ki az 1970-es évek végén (H.,fele et al., 1981). Célja a világ hosszútávú energiaellátásának tanulmányozása, alternatív energia jövőképek kidolgozása, valamint az ásványi energiahordozók utáni időszakra való átmenet lehetőségeinek feltárása volt. A modell időhorizontja 50 év (1980-2030), a világot 7 nagy régióra bontva vizsgálja, és 7 különböző energiahordozóval számol. A modell négy fő modulból áll, amelyeket számos forgatókönyv-elemzés, „kézi” számítás és szakértői becslés egészít ki. A számítások kiindulási pontja itt is a népesség növekedése, a gazdasági növekedés, az életmód és a magánfogyasztás változásai, beruházások, a természeti erőforrások mennyisége és költségei. A modell által meghatározott változók köréből a legfontosabbak az aggregált végső kereslet nagysága, a régiónkénti primer energiatermelés és ennek energiahordozók szerinti összetétele, az energia/GDP rugalmasság és a teljes tőkeberuházási igény.

A modell ún. magas forgatókönyvének legfontosabb paramétereit az 5. ábra, a megfelelő energiahordozó-összetételt pedig 6. ábra illusztrálja. A modell a globális és regionális energiarendszerek fokozatos fejlődésének lehetőségeit ábrázolja. Jól ragadja meg a makrogazdasági folyamatok és strukturális változások hosszútávú alakulását, így például az energiaszektor beruházási folyamatait, a technológiai fejlődést és az életmód változását. Komoly hátránya azonban a modellnek, hogy a környezeti hatások semmilyen korlátozó jellegű visszacsatolást nem jelentenek az energiaszektorra.

Globális mezőgazdasági modellek

Az előző részben bemutatott és a hozzájuk hasonló más globális energiamodellek fontos kiindulópontjai a klímaváltozás mértékét és jellegét előrejelző globális cirkulációs modelleknek. A világ mezőgazdaságának az ÜHG-k kibocsátásához történő hozzájárulásáról sokkal kevesebbet tudunk, bár a szakértők többsége jelentősnek tartja a földhasználat változásából, az árasztásos művelésből (elsősorban rizs) és a kérődző állatokból származó ÜHG-kibocsátást. Fontos feladat tehát, hogy számba vegyük azokat a globális mezőgazdasági modelleket, amelyek az ilyen irányú kutatások kiindulási pontjai lehetnek.

A FAO Agroökológiai Zónák (AEZ) modellje

Az AEZ modell (FAO, 1979-1981) célja, hogy felmérje a világ mezőgazdasági területeinek termelési potenciálját és bemutassa, hogyan csökkenhet a földterületek termőképessége a nem megfelelő művelési módok következtében. A modellnek - céljából adódóan - nincs „idődimenziója” és csak a fejlődő országokat foglalja magában. A módszer azonban elvben az egész világra kiterjeszhető.

Az AEZ modell adatbázisa egy klimatikus komponensből (3500 meteorológiai állomás havi adatai alapján) és egy talaj komponensből (106 talajtípus több mint 5000 körzetben) áll. A klíma-adatbázis 14 klimatikus zónát tartalmaz, amelyeket a talaj nedvességtartalma, a hőmérséklet és a tenyészedőszak hossza alapján határoztak meg. A talajtani adatbázis az FAO/UNESCO 1:5 millió

felbontású Globális Talajtérképe alapján készült és 10000 km² nagyságú cellákat tartalmaz. A modell feltételezései közé tartozik még, hogy a talaj minősége az induló besorolásnál kötött, de változhat a nem megfelelő művelési módok következtében. Ezek közül az AEZ modell a talajeróziót vette figyelembe. A talajleltár készítésénél az egy főre jutó nem-mezőgazdasági terület nagyságát 0,05-ha-ban határozták meg. A megtermelt biomassza mennyiség 50 százaléka alkalmas emberi fogyasztásra, amelyből még le kell vonni a vetőmaghányadot, a takarmányozásra fordított részt és a hulladékok mennyiségét. A modell a potenciális hozamokat három technológiai szint mellett határozza meg: alacsony (hagyományos vetőmagvak használatával, de műtrágya és egyéb vegyszerek alkalmazása, valamint talajvédelem nélkül), magas (javított hozamú vetőmagvak, ajánlott mennyiségű műtrágya és vegyszerek alkalmazása, teljes talajvédelem), valamint átlagos (az alacsony és a magas keveréke) technológiai szint.

Az AEZ modell legfontosabb eredményei a termőföldbázisra és a potenciális termelés nagyságára vonatkoznak. A modell nemcsak felmérte a régiókénti termőföldbázist, de azt is kimutatta, hogy milyen veszteségek származhatnak abból, ha nem megfelelő művelési módokat alkalmaznak. A termelési oldalon a modell meghatározza az adott területen termesztendő növények körét, a potenciális hozamokat, valamint a különböző talaj- és klímaviszonyok mellett szükséges ráfordítások mértékét.

Az IIASA Mezőgazdasági világmodell

Az IIASA Mezőgazdasági modelljének (Parikh, 1981) három fő célja volt: a világ élelmiszerellátásának átfogó értékelése, a főbb mozgatóerők feltárása, továbbá a helyzet javítására irányuló nemzeti, regionális és globális politikák kidolgozása. E politikáknak olyan fejlődési utakat kell feltárnia, amelyek révén a világ élelmiszerellátása hosszútávon fenntartható, igazságos és a különböző eredetű (természeti, társadalmi) megrázkódtatásokkal szemben ellenálló lesz.

A fenti célkitűzések elérése érdekében egy olyan összetett modellrendszert fejlesztettek ki (Basic Linked System - BLS), amely 18 nemzeti (ország) modellből, 2 országcsoport (EGK és KGST) modellből, valamint 14 regionális modellből áll. A modelleket a kereskedelmi, az élelmiszersegély és a tőkeáramlások kötik össze egy általános egyensúlyi modell keretében. A modell azt mutatja, hogy a különböző gazdasági szereplők magatartása hogyan reagál rövid távon a politikák (belföldi árpolitika, élelemelosztás, kereskedelmi korlátozások, stratégiai tartalékképzés stb.) változására és ennek mik a hosszú távú következményei.

A modell legfontosabb eredményeit a jövőbeli termelési szintek előrejelzései jelentik. Az alapváltozat (referencia forgatókönyv) nem tételez fel semmilyen drasztikus változást a jelenlegi kormányzati politikákban és a világkereskedelmi rendszerben. A forgatókönyv eredményeit a 7. ábra mutatja. A modell struktúrája kiválóan alkalmas különböző mezőgazdasági politikák következményeinek elemzésére. A szerkezetből adódóan egy-egy szektort érintő változások nemcsak az adott szektorban jelentkeznek, hanem végigfutnak a teljes rendszeren.

Az IIASA modell meglepően stabil és ebből adódóan alkalmas hosszútávú változások felmérésére is. A közelmúltban a modellt felhasználták a klímaváltozásnak az élelmiszerek globális termelésére és világkereskedelmére gyakorolt hatásának elemzésére, amelynek keretében 2050-2060-ig futtatták. Az eredmények értékelése azt mutatja, hogy a modell nemcsak a gazdaságon belüli változások hatásainak elemzésére, hanem a rendszeren kívüli, a biofizikai környezetben beálló változások következményeinek értékelésére is alkalmas.

3.1.3. A KLÍMAVÁLTOZÁS HATÁSAINAK MODELLEZÉSE

A globális klímaváltozás jellegének és mértékének előrejelzésére használt modellezési módszerek közül a háromdimenziós globális cirkulációs modelleket (GCM) tartják a legmegbízhatóbbnak. A különböző validációs futtatások azt mutatják, hogy ezek a modellek viszonylag jó közelítéssel képesek meghatározni az ÜHG-k légköri koncentrációjának változásaiból adódó globális és átlagos változások mértékét, de sokkal kevésbé vagy nem alkalmazhatók a regionális és helyi klímaváltozás részletes előrejelzésére. Ilyen körülmények között az egyik lehetséges kutatási stratégia különböző klímaváltozási forgatókönyvek helyi hatásainak felmérése, a hatásokra adható társadalmi válaszok meghatározása, majd a különböző forgatókönyvek alapján kapott eredmények összehasonlítása annak érdekében, hogy meghatározzuk: mely válasz-stratégiák lehetnek sikeresek a különféle forgatókönyvekből adódó hatások esetén (robosztus stratégiák), illetve melyek azok, amelyek csak egy bizonyos forgatókönyv körülményei között működőképesek, de teljesen használhatatlanok, ha a klímaváltozás hatásai nem pontosan az adott forgatókönyvben előrejelzett mértékben és ütemben következnek be.

Helyi klímaváltozási forgatókönyvek

A klímaváltozás különböző hatásterületeinek modellezése eltérő részletettségű klímaváltozási forgatókönyvek elkészítését követeli meg. A részletes növényfejlődési szimulációs modellekhez és az ugyancsak részletes hidrológiai modellekhez napi (24 órás) felbontású inputadatokra van szükség. A kevésbé részletes vízháztartási és a statisztikai módszereken alapuló mezőgazdasági modellekhez heti vagy havi felbontású klimatikus adatok is elegendőek.

A kiindulási alap minden esetben a GCM-k által az adott régióra előrejelzett hőmérséklet, csapadék és más klimatikus paraméterek, illetve a rendelkezésre álló meteorológiai megfigyelések idősorai. A lokális klímaváltozás napi részletességű forgatókönyveinek elkészítéséhez a felhasznált GCM adatokat ráták (vagyis százalékos változások) formájában alkalmazzuk. A hőmérséklet, csapadék és egyéb paramétereket a vizsgált régióban fekvő meteorológiai állomás földrajzi helyzetének megfelelő pontra interpoláljuk egy bilineáris interpolációs algoritmus segítségével, az állomáshoz legközelebb eső négy GCM pont adatainak felhasználásával. Mivel a GCM-ek általában havi bontású eredményeket adnak, így a fentiekből 12 havi hosszú távú középérték-rátákat kapunk a hőmérsékletre és a csapadékmennyiségre vonatkozóan. A fenti 12 rátát interpolálva állítjuk elő azon 366 napi rátákat, amelyek - az előállítás módjánál fogva - minden évre azonosak. A múltbeli abszolút értékek hosszútávú idősorát kombinálva a klímaváltozás hatásait tükröző rátákkal, megkapjuk az adott GCM eredményeken alapuló, de az illető régiót jellemző hosszú távú klímaváltozási forgatókönyv napi értékeit.

Növényfejlődési szimulációs modellek

Az e típusba tartozó modellek nagy részletességgel vizsgálják a különböző szántóföldi növények fejlődésére ható tényezőket és ezek alapján határozzák meg az egyes életfázisok alakulását, a teljes biomassza termelést és ezen belül a szemtermés arányát. A modellek inputadatai általában négy fő csoportba sorolhatók: a klimatikus viszonyokat tükröző meteorológiai adatok, a talajadottságokra vonatkozó adatok, a genetikai tulajdonságokat leíró adatok és a termesztés technológiáját jellemző adatok.

Az alábbiakban a CERES modelles család általános jellemzőit mutatjuk be három konkrét modell alapján: rizs (RICE, Ritchie, 1988; Godwin és Singh, 1989), kukorica (MAIZE, Jones és Kiniry, 1986), valamint szója (SOYGRO, Jones et al., 1988). A modelleket az Amerikai Egyesült Államokban dolgozták ki, de eredményesen alkalmazták a világ számos más térségében is, különböző

földrajzi és klimatikus viszonyok között a klímaváltozás biofizikai hatásainak felmérésére (lásd például Panturat és Eddy, 1989; Salim et al., 1989).

A témánk szempontjából legfontosabb klimatikus adatokat az előző részben leírt módszerrel állíthatjuk elő valamilyen feltételezett klímaváltozási forgatókönyvre vonatkozóan. A modellek a napi hőmérséklet, csapadék és sugárzási viszonyokat leíró adatsorokat igényelnek. A talajadottságokat egy sor, a talajfelületet leíró paraméterrel (textúra, visszatükröző-képesség, vízfolyás), valamint a talaj profil adataival (víztartó képesség, kémiai összetétel stb.) jellemezzük. A modellek által használt nyolc genetikai együttható a fajta növekedési és fejlődési jellemzőit írja le a kifejlődés, a virágzás és a szemnövelés fázisában. Végül a termesztési technológia adatai a talajelőkészítésre, a vetés/ültetés módjára, a felhasznált műtrágya mennyiségére és kiszórásának időzítésére, továbbá az öntözés módjára és mennyiségére vonatkozó adatokra terjednek ki.

A modellek minden egyes vetési időszakra vonatkozóan részletes jelentést adnak a növényfejlődés egyes fázisainak kezdő és befejező időpontjáról, az egyes fázisokban felhasznált tápanyagok és víz mennyiségéről, az esetlegesen előforduló hiányhelyzetekről (vízhiány, tápanyaghiány), továbbá a termés beérésének időpontjáról, a hozam nagyságáról, 1000 szem súlyáról, a keletkezett szalma és szár mennyiségéről, végül külön a szem és a szár fejlődése során felhasznált nitrogén mennyiségéről.

Nagyobb térségek elemzése GIS technikával

Az előző részben ismertetett növényfejlődési szimulációs modellek jellegüknél és adatigényüknél fogva csak kisebb területekre végzett hatáselemzéseknél alkalmazhatók. Kiterjesztésük nagyobb körzetekre csak akkor lehetséges, ha biztosak lehetünk benne, hogy a felhasznált klimatikus és talaj adatbázis jól jellemzi az egész körzetet. Ez a homogenitási feltételezés azonban elsősorban a talajviszonyokat illetően erősen lehatárolja az egy menetben vizsgálható körzet nagyságát, mert a talajviszonyok változásával egy új sorozat input adatot kell készíteni, a modellt újra kell kalibrálni stb.

Nagy, több ezer négyzetkilométeres körzetek szintjén a klímaváltozás hatásainak egy durva, első közelítést jelentő vizsgálatát Földrajzi Információs Rendszerekkel (GIS) lehet elvégezni. A GIS-ben egy-egy térképréteget képeznek a különféle talaj és klimatikus paraméterek, amelyeket csak egy-egy cellán belül kell homogénnek tekintenünk. A megváltozott klimatikus viszonyokat tükröző, a GCM eredmények alapján felépített térképrétegeket alkalmasan választott aritmetikai és logikai összefüggések alapján kombinálva a talajadottságokkal elsősorban arra kaphatunk választ, hogyan tolnának el az egyes növények természetességének körzetei.

Vízgyűjtő területek és folyóvölgyek modelljei

A mezőgazdaság mellett a klímaváltozás által közvetlenül érintett másik fontos terület a vízgazdálkodás. A lehulló csapadék mennyiségének és időbeli eloszlásának változásai jelentősen módosíthatják a múltban megfigyelt klimatikus minták alapján méretezett árvízvédelmi rendszereket. Az öntözéses művelésre berendezkedett mezőgazdasági területeken pedig jelentős hatása lehet a változó csapadékminták miatt módosuló öntözési igényeknek. Ezen változások nyomonkövetésére számos modellt dolgoztak ki világszerte.

Az SWRRB (Arnold et al., 1986) folyóvölgy modell a korábban ismertetett növényfejlődési modellekhez hasonlóan napi bontású klimatikus adatokkal dolgozik, ami különösen alkalmassá teszi kiterjedt öntözéses mezőgazdasági területek vízellátásának tanulmányozására a megváltozó klimatikus viszonyok között. Résztezettségénél fogva adatigénye is meglehetősen nagy.

A modell időjárási adatait a napi csapadék, hőmérséklet és sugárzási adatok jelentik, amelyek forgatókönyveit a korábban ismertetett módszerrel lehet a GCM eredményekből előállítani. A következő nagy feladat a folyóvíz részletes leírása: teljes terület és a részterületek száma. Minden részterületre meg kell adni a lefolyási adatokat (a talaj fényvisszaverő-képessége, a földfelszínen lévő hó víztartalma, az alluvium hidraulikus vezetőképessége, különféle eróziós paraméterek), a víztározók adatait (a teljes felület nagysága, a teljes víztározó-kapacitás mértéke stb.), a részletes talajadatokat valamennyi talajtípusra, a folyóvízben folytatott mezőgazdasági művelés jellemzőit (a vegetáció típusa, a vetés és a betakarítás időpontja, a szántás és talaj-előkészítés jellege, maximális lombfelület-index), végül az öntözésre vonatkozó adatokat.

A SWRRB modell a fenti adatok alapján részletesen nyomonköveti a vízhozam és a vízellátás alakulását, a tározók feltöltöttségének mértékét és egyéb hidrológiai paramétereket, amelyek alapján elemezni lehet a folyóvíz vízgazdálkodásának várható problémáit a változó klimatikus viszonyok között.

A HEC-1 modell (USA/COE, 1987) a SWRRB-höz hasonló célokat szolgál. Ez a modell is egy folyóvíz felszíni vízfolyását határozza meg a csapadék függvényében és a folyóvíz részterületek halmazaként reprezentálja, amelyek mindegyikében lehet lefolyási csatorna, víztározó és/vagy egy diverziós komponens. A fizikai folyamatokat matematikai összefüggések írják le, a modell egy sor áramlási hidrográfot határoz meg. A modell másik lehetséges felhasználási módja, amikor a valóságban megfigyelt és mért áramlási hidrográfokból és a megfelelő csapadékadatokból a modell határozza meg a két input adathalmaz kompatibilitását biztosító optimális modell paraméterhalmazt. Ily módon a HEC-1 modell felhasználható a SWRRB modell kalibrálására.

3.1.4. ÖSSZEFOGLALÓ ÉRTÉKELÉS

A tanulmányban bemutatott modellek a klímaváltozással kapcsolatos problémakör két fő területén folytatott kutatásokhoz szolgálnak fontos segédeszközként. Az első az „input” oldal: milyen modellekre támaszkodhatunk, amikor a klímaváltozásban fontos szerepet játszó ÜHG-k jövőbeli kibocsátásának fő forrásait és mértékét próbáljuk meg számba venni. Ezen modellek eredményei jelentik a klímaváltozás jellegének és mértékének előrejelzésére használt GCM-k fontos input adatait. A második fő terület a „hatás” oldal: a GCM-k által produkált klímaváltozási előrejelzésekből hogyan lehet a társadalom és gazdaság szempontjából legfontosabb környezeti és természeti erőforrásrendszerekre gyakorolt hatásokat felmérni.

A tanulmány keretei között a klímaváltozás hatásainak tanulmányozására szolgáló modellek közül csak néhányra volt lehetőség. A növényfejlődési szimulációs modelleket illetően annyi azonban e rövid ismertetések alapján is világos, hogy a modellek - megfelelő adatgyűjtés és kalibrálás után - alkalmasak arra, hogy segítségükkel tanulmányozzuk a klímaváltozás hatásait a magyar mezőgazdaságra. Mivel a magyar mezőgazdasági kutatóintézetek viszonylag hosszú és részletes adatsorokkal rendelkeznek az agroklimatikus, talajtani, növénygenetikai és más tényezők területén, így a modellek kalibrálása elvben nem jelenthet nagy nehézséget. Az átfogóbb, aggregáltabb jellegű, a GIS technikán alapuló elemzésnek jó kiindulópontja lehet az 1980-as évek első felében az MTA irányításával végrehajtott agroökológiai potenciál felmérés és az ezzel kapcsolatos modellezési tevékenység (MTA, 1984).

A mezőgazdasághoz hasonlóan a magyarországi folyók és vízgyűjtő területek is jól dokumentáltak, feltehető tehát, hogy a tanulmányban ismertetett vagy azokhoz hasonló más folyóvíz modellek hazai alkalmazásának nincs különösebb akadály.

3.1. MELLÉKLET

A kiadvány nyomtatott változata az alábbi tartalmú táblázatokat és ábrákat foglalja magában:

1. táblázat: *Keyfitz et al. összefoglaló adatok*

2. táblázat: *ENSZ összefoglaló adatok*

1. ábra: *Növekedési ráták – Edmonds és Relly*

2. ábra: *Energiahordozók szerkezete – Edmonds és Relly*

3. ábra: *Növekedési ráták – Nordhaus és Yohe*

4. ábra: *Energiahordozók szerkezete – Nordhaus és Yohe*

5. ábra: *Növekedési ráták - IIASA*

6. ábra: *Energiahordozók szerkezete – IIASA*

7. ábra: *A világ mezőgazdasági termelése - IIASA*

3.2. AZ ÉGHAJLATI VÁLTOZÉKONYSÁG ÉS VÁLTOZÁS HIDROLÓGIAI HATÁSAI

3.2.1. BEVEZETÉS

A vízgazdálkodás feladatainak jelentős része az éghajlat változékonyságából fakad. Ez az éghajlati hatás alapvetően két formában jelentkezik: egyrészt a különböző társadalmi-gazdasági tevékenységekkel kapcsolatos vízigényeken keresztül, másrészt a vízháztartási folyamatokon keresztül. A lehetséges éghajlatváltozás kihatással lehet mind a vízigényekre, mind a hidrológiai adottságokra, továbbá nem kizárható, hogy egyes vonatkozásokban a vízgazdálkodásban alkalmazott technológiákra is.

A vízgazdálkodás vízkárelhárítással összefüggő feladatai számára a vízjárásnak rövidebb időtartamhoz kötődő és általában szélsőséges eseményei nyújthatnak kellő támpontot, míg a vízhasznosítással összefüggő feladatok a különböző időtartamú (időjárás) események ismeretét igénylik. A különféle vízigények kielégítése során a mértékadó vízkészletek meghatározásához a vízjárás éven belüli, legalább havi, de inkább dekád, sőt napi alakulásának ismerete szükséges. Ugyanakkor számos vízgazdálkodási döntés megalapozható csupán a hosszabb időléptékre (félévre, évre) vonatkozó ismeretek alapján, elsősorban a különféle vízvezetések, a sokéves tározások esetén. Az évi átlagos lefolyás pedig egy térség igénybe vehető (potenciális) vízkészletéről tájékoztat.

A vízgazdálkodás feladatai tehát jórészt a vízjárás rövidebb idejű változékonyságának ismeretét igénylik, annak a változásnak az ismeretét, amelyet az éghajlat rövidebb idejű változékonysága vált ki. A meglévő éghajlati scenáriók ezekre a rövid idejű meteorológiai eseményekre nem vagy csak nagy általánosságban térnek ki, a bennük megfogalmazott lehetséges változások szinte kizárólagosan hosszabb időszakok (év, félév, esetleg évszakok) éghajlati jellemzőinek, mindenekelőtt a csapadéknak és a hőmérsékletnek az értékeire, ezek között is az átlagos értékekre terjednek ki. Az éghajlati scenáriókban megfogalmazott lehetséges éghajlatváltozások elsősorban tehát a víz hosszabb időszakok vízjárási jellemzőinek hatásvizsgálatát teszik lehetővé, ezért alapvetően az évi vízjárási jellemzőkben várható hatások vizsgálatát tűztük ki célul.

A vízjárás elemnek az éghajlati hatásvizsgálatainkban megválasztott időtartama meghatározza a vizsgálat módszerét is. A felszíni hidrológiai folyamatok éghajlati hatásvizsgálatainak módszereit Beran (1984) a következők szerint osztályozza: az időbeli analógiákon, a regionális elemzéseken, valamint a hidrológiai modelleken alapuló eljárások.

Az időbeli analógiák - műszeres észlelések, történelmi adatok, paleoklimatológiai rekonstrukciók - alapján a feltételezett éghajlatváltozások múltbeli analógiáit keresik meg és ezt az analógiát terjesztik ki a hidrológiai adottságokra is. A regionális elemzések lényegében területi analógiák, amelyek során a feltételezett éghajlatváltozásoknak a jelenlegi globális éghajlati viszonyok mellett kiválasztható térbeli analógiáit keresik meg, és az éghajlat térbeli analógiáját terjesztik ki a hidrológiai folyamatokra. A térbeli analógia megválasztását az éghajlati és a hidrológiai állapotjelzők közötti, észlelések alapján szerkesztett területi empirikus összefüggések lényegesen segítik (Liebscher 1989). A hidrológiai modelleket Klemes (1982) két nagy csoportba osztja: empirikus és kauzális (oksági) modellekre. Az empirikus modellek az éghajlat és a hidrológiai jellemzők kapcsolatát statisztikai módszerekkel írják le, anélkül, hogy a fizikai (oksági) tartalmat vizsgálnák. A kauzális modellek figyelembe veszik a hidrológiai folyamatok fizikai törvényszerűségeit, alapjaikat a vízháztartási mérlegek teremtik meg. A paraméterezésekhez azonban itt is többnyire empirikus összefüggéseket használnak. Az éghajlati hatásvizsgálatainkban az éghajlat és a lefolyás regionális összefüggéseinek empirikus elemzésén és az éghajlati elemek és a lefolyás empirikus, lineáris regresszióval leírható kapcsolatán alapuló eljárásokat alkalmaztuk.

Mind az empirikus összefüggések regionális elemzésein, mind a hidrológiai modelleken alapuló hatásvizsgálatok két alapvető problémával állnak szemben. Az egyik probléma a modell megbízhatósága, az, hogy a modell mennyire adekvátan írja le a természeti jelenséget, az éghajlat és a lefolyás tényleges kapcsolatát. Legalább ilyen fontos a modellek stabilitásának a kérdése, amely különös tekintettel a változó éghajlati adottságokra, igen nagy jelentőséggel bír. A stabilitással összefüggésben különösen fontos (lenne) a múltbeli észlelések alapján kalibrált modellek független mintán történő ellenőrzése, amit azonban megnehezít az, hogy a modell kalibrálása többnyire felhasználja a rendelkezésre álló egyetlen (és sok esetben a modell kalibrálásához is korlátozott méretű) mintát. Ebben tér el leginkább az éghajlati hatásvizsgálat a rövid idejű előrejelzésektől. Ez utóbbi esetben a modellparaméterek stabilitásának vizsgálatához elegendő terjedelmű lehet a minta, de a lépésként megtett előrejelzések során a paraméterek rekurzív felújítása is megtörténhet. Ilyen felújítás az éghajlatváltozás esetén csak annak bekövetkezte után volna lehetséges.

A lineáris regresszió bizonyos lehetőséget ad a modellparaméterek mintán belüli stabilitásának a vizsgálatára, másfelől a modellparaméterek és a modell szerinti becslések megbízhatóságának értékelésére. Részleges verifikációk is végezhetők a modellel a mintán belül kiválasztott rövidebb időszakok illeszkedési vizsgálatainak alapján.

A vízgazdálkodással kapcsolatos éghajlati hatásvizsgálataink lényegében előzmények nélküliek. Ez azonban nem jelenti azt, hogy a múltban nem végeztek vizsgálatokat az éghajlati és a hidrológiai folyamatok közötti összefüggések feltárására. Mindmáig meghatározó jelentőségű Lászlóffy (1954) az átlagos évi lefolyásra végzett éghajlati vizsgálata, amelyben az éghajlati elemek és a lefolyás közötti külföldi észlelések alapján feltárt összefüggések - elsősorban a Langbein-összefüggés (1948) - alkalmazásával szerkesztette meg az ország első fajlagos lefolyás térképét. A fajlagos lefolyás térképezéséhez Nováky (1985) hazai adatokon alapuló regionális összefüggést és eljárást dolgozott ki Budiko eljárásából kiindulón. A rövidebb időszakok észlelt csapadéka (ritkábban hőmérséklete) és a lefolyás között szerkesztett regressziós összefüggések gyakorta szolgáltak és szolgálnak alapul a hiányzó adatok pótlására, esetleg meghosszabbítására (Domokos és Kovács, 1982). Különösen sok vizsgálat készült a hidrológiai folyamatok különböző idő- és térbeli léptékű vízháztartási összefüggéseinek feltárására részben a hidrológiai folyamatok modellezése, még inkább előrejelzése céljából. Az előrejelzéseknek hazánkban is igen széles irodalma van, amelyből Bartha és Szöllösi-Nagy (1978) és Bartha (1986) összefoglaló jellegű munkáit említjük meg. A vízháztartási

vizsgálatok közül több is foglalkozik a tavak vízháztartásával (Szesztay 1962, Kontur 1987), vagy nagyobb régiók, az ország vízháztartásával (Szesztay 1980).

3.2.2. A LEFOLYÁS ÉGHAJLATI MODELLEZÉSE

Az átlagos évi lefolyás regionális éghajlati összefüggésének modellezése

A hidrológiai gyakorlatban régi törekvés az átlagos évi lefolyás olyan éghajlati összefüggéseinek a feltárása az észlelésekkel rendelkező vízgyűjtők észlelt adatai alapján, amelyek területi kiterjesztésével (regionalizálásával) az átlagos évi lefolyás az észlelésekkel nem rendelkező vízgyűjtőkre is becsülhető csupán az éghajlati elemek alapján.

Az átlagos évi lefolyásnak az átlagos évi csapadék és átlagos évi középhőmérséklet alapján történő becslésére a WMO (1974) Langbein egyik eljárását (1949) és a Turc-féle eljárást (1954) javasolja. Hazai viszonyaink mellett mindkettő erősen túlbecsüli az átlagos évi lefolyást, a Langbein-eljárás mintegy 40%-kal, a Turc-eljárás 150%-kal (1. táblázat, Nováky, 1990).

A hidrológiai lefolyás észleléseinek gyarapodásával a lényegében a lefolyás területi interpolációját szolgáló regionalizálási eljárások háttérbe szorultak, az éghajlati hatásvizsgálatok kapcsán azonban újra élők reneszánszukat (Liebscher, 1989), mivel egyszerű felépítésük mellett is általában elfogadható becslést adnak és illeszthetők az éghajlati hatásvizsgálatok kiindulásául szolgáló éghajlati scenáriókhoz.

A fejezetben olyan regionális éghajlati összefüggés kidolgozására, illetve meglévő eljárás hazai adaptálására törekedtünk, amelyik

- az észlelt adatokhoz jobban illeszkedik, egyúttal lehetőséget ad az összefüggés megbízhatóságának, pontosságának közelítő becslésére,
- csak az átlagos évi csapadék és az átlagos évi középhőmérséklet értékeire épít,
- lehetőséget ad e két éghajlati jellemző hatásának más hatásoktól való elkülönítésére.

Az átlagos évi lefolyás hazai regionális éghajlati összefüggésének kidolgozásánál a Budiko-eljárásból indultunk ki. Budiko (1948) az átlagos évi lefolyás (R) becslésére az

$$R = P \exp(-rL^{-1} P^{-1}) \quad (1)$$

képletet javasolta, ahol P az átlagos évi csapadék, r a sugárzási egyenleg, L a párolgáshoz szükséges latens hő, az $rL^{-1}P^{-1}$ kifejezés az ariditási tényező. Az éghajlati hatásvizsgálatokhoz ezt a regionális összefüggést alakítjuk át úgy, hogy az átalakított összefüggésben a csapadék mellett a hőmérséklet szerepeljen a sugárzási egyenleg helyett.

Az (1) képletében rL^{-1} a maximálisan lehetséges ET_{max} párolgást fejezi ki, ami akkor alakulna ki, ha a felszín energia bevétele teljes egészében a párolgás emésztene fel (és természetesen mindig rendelkezésre állna a párolgáshoz szükséges vízmennyiség). A valóságban a sugárzási egyenleg meghatározott része - Péczely (1981) vizsgálatai szerint a hazánkéhoz hasonló éghajlati adottságú területeken mintegy 1/4-e - a légkör turbulens hőátadás útján való felmelegedésére fordítódik. Ezért a tényleges maximálisan lehetséges párolgás kisebb az elméletileg lehetséges maximális párolgásnál.

Az ET_{max} potenciális párolgásra mérések nem állnak rendelkezésre. Ismertek viszont a kádpárolgás mért értékei (E_p), amelyek a szabad vízfelszín párolgását mérik, és így közelítően jó indikátorai lehetnek a területi potenciális párolgásnak. 13 hazai párolgásmérő kád viszonylag hosszú

idejű észleléseire támaszkodva kapcsolatot kerestünk az átlagos évi kádpárolgás és a maximálisan lehetséges területi párolgás között, ez utóbbit a sugárzási egyenlegből számolva (Farkasné-Takács, 1976; Varga-Haszonits, 1987). E vizsgálat szerint a kádpárolgás 7 állomás esetén csupán +10%-kal, 11 állomás esetén is csak +20 %-kal tér el a sugárzási egyenlegből következő maximális párolgástól. További 2 állomás esetében az eltérés 26, illetve 34%. Tekintettel a térképi leolvasások közelítő jellegére, arra, hogy a sugárzási egyenleget módosító helyi hatások (magasság, kitettség) csak korlátozottan vehetők figyelembe a térkép szerkesztése során, az $rL^{-1} = ET_{\max}$ értéknek a kádpárolgással történő helyettesítését egy α_1 korrekciós tényező bevezetésével az

$$rL^{-1} = ET_{\max} = \alpha_1 E \quad (2)$$

formában fogadjuk el. Az rL^{-1} és E_p közötti kapcsolathoz két megjegyzés kívánkozik. Egyrészt a kádpárolgás mért értékei nem haladhatják meg a sugárzási egyenlegből levezethető maximális párolgást. Ez elérhető a sugárzási egyenleg és a kádpárolgás időben osztott kapcsolatának figyelembe vételével. Másrészt az rL^{-1} és az E_p változók közötti kapcsolat lehet nemlineáris is.

Az ET_{\max} -nak a (2) képlet szerinti helyettesítése lehetőséget ad az átlagos évi kádpárolgás (ezzel együtt rL^{-1}) és az éghajlat alapvető jellemzői közötti regionális összefüggés tényleges észleléseken alapuló vizsgálatára.

A kádpárolgás döntő hányada - mintegy 85-90%-a - az április-szeptember hónapokat felölelő (feltételes) nyári félévre esik. Ebből adódik, hogy az átlagos évi kádpárolgás szoros összefüggésben van a nyári félév átlagos középhőmérsékletéből (T_{ny}) és az átlagos csapadékból (P_{ny}) képzett egyfajta éghajlati mutatóval: $k_{ny} = 100T_{ny}P_{ny}^{-1}$. Az $E_p = f(k_{ny})$ kapcsolat az észlelések értéktartományán lineárisnak tekinthető. A k_{ny} éghajlati mutató kapcsolatba hozható az évre számított $k_{év} = 100TP^{-1}$ éghajlati mutatóval. Így lehetőség van arra, hogy a kádpárolgást az átlagos évi csapadék és az átlagos évi középhőmérséklet függvényében közvetlenül is kifejezzük az

$$E_p = (l TP^{-1} + v) \alpha_2 \quad (3)$$

alakban. A l és v paraméterek értékei a hazai éghajlati adottságok mellett: $l=36400$ és $v=104$. Az α_2 paraméter egy javítótényező, amely magában hordozza mindazon tényezők és körülmények hatását, amelyeket a két figyelembe vett éghajlati jellemző nem tartalmaz. Az α_2 értéke a vizsgált észlelési adatok alapján 0,84 és 1,14 között változik. A kádpárolgásra kapott (3) éghajlati összefüggést behelyettesítve a (2), majd (1) képletekbe, valamint elvégezve a két javítótényező $\alpha_1\alpha_2 = \alpha$ összevonását, az átlagos évi lefolyásnak a hazai viszonyokra érvényes alakját kapjuk:

$$R = P \exp[-\alpha(36400TP^{-1} + 104) P^{-1}] \quad (4)$$

Az összefüggés a szerkesztéshez felhasznált empirikus adatok terjedelme alapján az átlagos évi csapadék 500-1000 mm és az átlagos évi középhőmérséklet 6-11°C tartományán fogadható el érvényesnek.

A vízgyűjtőnként változó α paraméter egyetlen régióra jellemző α_0 értékben rögzítése azt jelenti, hogy az átlagos évi lefolyás a pontosan illeszkedő (4) egyenlet helyett a regionális összefüggés

$$R_{cl} = P \exp[-\alpha_0(l PT^{-1} + v) P^{-1}] \quad (5)$$

egyenletével közelíthető. A közelítés jóságát a

$$\beta = RR_{cl}^{-1} \quad (6)$$

viszonyszám méri. Az $R = \beta R_{cl}$ képletnek megfelelően az átlagos évi lefolyás egy, csupán az átlagos évi csapadék és az átlagos évi középhőmérséklet függvényében változó R_{cl} lefolyás és a β javítótényező szorzata. Az éghajlatilag determinált R_{cl} átlagos évi lefolyás azonos a Budiko (1951) által éghajlatinak, Lászlóffy (1954) által eszményinek nevezett lefolyással. A β javítótényező mindenekelőtt az adott vízgyűjtő helyi adottságainak a hatását fejezi ki, de magában foglalja mindazon hatásokat is, amelyeket a két alapvető éghajlati jellemző nem tartalmaz: az éghajlati elemek éven belüli alakulásának, a modell felépítésének és az adatok megbízhatóságának hatását is. A β javítótényező nagyságáról az észlelések alapján tájékozódhatunk.

Az átlagos évi lefolyás területi (regionális) éghajlati összefüggéseinek elemzésébe 40 vízfolyás 45 - a Duna nagymarosi vízgyűjtőjének kivételével hazai - vízgyűjtőjét vontunk be (1. táblázat). A 40 vízfolyás átfogja az ország teljes hegy- és dombvidéki területét, a hazai vízgyűjtők kiterjedése néhány 10 km²-től néhány 100 km²-ig terjed, és így a vizsgálat alkalmas általános megállapítások levonására. Az átlagos évi lefolyás számításához szükséges évi lefolyás értékeket a VITUKI (1958) és a VGI (1979) hidrológiai adatgyűjteményei biztosították, de egyes vízgyűjtők esetében a kiindulási adatok forrását az Országos Vízgazdálkodási Keretternak (1984) a vízfolyásaink műszaki-hidrológiai jellemzéséhez végzett vizsgálatai jelentették. A hazai vízgyűjtőjű kis vízfolyások többségén az észlelések az 1950-es, sőt az 1960-as években indultak be, ezért az átlagos évi lefolyás számításához felhasznált idősorok is rövidek: 27 vízgyűjtő esetében haladják meg a 20 és csupán 6 vízgyűjtő esetében a 30 évet (1. táblázat).

Az átlagos évi csapadék területi átlagainak számításához szükséges adatok forrása elsősorban az Országos Meteorológiai Szolgálat által összeállított és közreadott adatgyűjtemény (Hajósy et al., 1975) volt. Az 1970. évet követő évek csapadékait a VITUKI által szerkesztett Vízrajzi Évkönyvekből vettük. A területi átlagok számításához vízgyűjtőnként eltérő számú, 2 és 16 között változó csapadékmérő állomást használtunk fel. Az átlagok számításába bevont állomások száma a vízgyűjtőterület nagyságának függvényében változott. A hazai kis vízgyűjtőkben 1-1 csapadékmérő állomás nagyjából 40-250 km² területet jellemez. A Duna nagymarosi vízgyűjtőjében ez a szám 5000 km²-re emelkedik, jóllehet a területi átlag számításába bevont állomások száma ebben a vízgyűjtőben volt a legmagasabb, összesen 35. Az átlagos évi csapadék vízgyűjtő szerinti területi átlagát az egyes állomások átlagos évi csapadékának számtani középértékeként számoltuk.

Az átlagos évi középhőmérséklet vízgyűjtők szerinti átlagainak számításához szükséges adatok forrását 23 meteorológiai állomásnak az 1928-1979 évekre dekádbontásban meglévő idősorai jelentették, amelyeket az Országos Vízgazdálkodási Keretternak (OVH, 1984) kidolgozása során a növénytermesztés vízháztartási vizsgálataihoz (Orlóci és Pintér, 1981) használtak fel. A hőmérsékleti adatsorok az Országos Meteorológiai Szolgálat észlelési adatai. A hőmérsékleti adatok csak igen korlátozottan álltak rendelkezésre, ezért egy-egy vízgyűjtő hőmérsékleti viszonyait csupán 1-3 állomás alapján volt lehetőségünk jellemezni. Amennyiben a vízgyűjtőben egynél több állomás volt, úgy a hőmérséklet területi átlagait az egyes állomások adatainak számtani átlagaként számítottuk. Az átlagos évi középhőmérsékletek kevés számú állomás felhasználásával számított területi átlagai közelítő értékek, ezért korrekciót végeztük: 1901-1950 közötti átlagos évi középhőmérsékletek térképének a segítségével (OMSZ, 1960) valamennyi a vizsgálatba bevont vízgyűjtőre meghatároztuk a középhőmérsékletek sokévi „pontos” átlagait, majd a következő lépésben a térképről leolvastuk az átlagos évi középhőmérsékleteket azokra az állomásokra, amelyek az előbbieken felsorolt 23 állomás közül az adott vízgyűjtő hőmérsékleti viszonyainak jellemzésére felhasználhatók (több ilyen állomás esetén számítottuk a leolvasott értékek számtani középértékét), e leolvasott értékekből számítottuk a sokévi „közelítő” átlagokat, végül a megfelelő átlagok hányadosával „korrekciós tényezőket” vezettünk be. A korrekciós tényezővel javítottuk az évi középhőmérsékletek területi átlagának adott vízgyűjtőre (és az adott évekre) csupán 1-3 állomás alapján közelítően becsült idősorait (2. táblázat). A korrekciós tényező figyelembe vételével is csak közelítőnek tekinthető területi átlagszámítások további vizsgálataink egyik hibaforrását jelentik.

Az α paraméter az egyes vízgyűjtőkre széles tartományban változik, eközben jól kifejezett területi rendeződést nem mutat, függetlennek tekinthető az átlagos évi középhőmérséklettől, amit az $r(\alpha, T)$ korrelációs tényező alacsony értéke támaszt alá. Az átlagos évi csapadék és az α paraméter közötti $r(\alpha, P)$ korrelációs tényező ugyan 0,512, de 95%-os szignifikancia szinten ez sem utal jelentősebb kapcsolatra. Az átlagos évi lefolyás éghajlati összefüggésének regionalizálásában az α paraméter értékét $\alpha_0=2,02$ értékben rögzítettük. Ennek megfelelően a regionális összefüggés

$$R = P \exp(-73528TP^{-2} - 210,08P^{-1}) \quad (7)$$

alakú. A regionális összefüggést grafikusán a 1. ábra mutatja be. A 2. táblázat tartalmazza az éghajlati lefolyásnak a (7) képlet szerint számított értékeit valamennyi vízgyűjtőre. Kiszámítottuk a β javítótényezők értékeit is. A lefolyás észlelésekből számított tényleges átlagos évi lefolyás és az éghajlati adatok alapján számított éghajlati lefolyás kapcsolatának szorosságát mérő korrelációs tényező a minta szerint 0,806, de a valódi alapsokaságot jellemző korrelációs tényező sem kisebb 0,68-nál. Az éghajlati lefolyás és a ténylegesen észlelt lefolyás értékek között az átlagos relatív eltérés 27% a 65% maximális eltérés mellett.

A hazai észlelési adatokból felépített regionális éghajlat-lefolyás modell szerint elvégzett vizsgálatok azt mutatják, hogy az átlagos évi lefolyás területi változékonyságában meghatározó szerepe van a két legalapvetőbb éghajlati elem, az átlagos évi csapadék és az átlagos évi középhőmérséklet területi változékonyságának, és ezzel magyarázható az átlagos évi lefolyás területi változékonyságának mintegy fele. Tekintettel arra, hogy a csapadék és a hőmérséklet éven belüli alakulásában az ország egyes térségei között lényeges eltérések nincsenek, az átlagos évi lefolyás területi változékonyságában a két alapvető éghajlati jellemzővel nem magyarázható változékonyságának okát elsősorban a térszíni adottságok területi differenciáltságában kell keresni.

A lefolyás időbeli változékonyságának éghajlati modellezése

Az évi lefolyás jelentős mértékben ingadozik a sokévi átlagos érték körül. Természetes körülmények között az ingadozás bizonyos törvényszerűséget mutat: hosszabb időszakokra az évi lefolyás átlagai, szórásai és az évi lefolyás belső összefüggéseit leíró autokorrelációk statisztikai értelemben állandóak: az évi lefolyás folyamata stacionárius folyamat.

Az éghajlatváltozások hidrológiai-vízgazdálkodási hatásvizsgálatai kapcsán alapvető kérdésként merül fel, hogy milyen összefüggés van az éghajlati változékonyság, közelebről a csapadék és a hőmérséklet változékonysága és a lefolyás változékonysága között, az összefüggések miként írhatók le matematikailag, továbbá ezek a matematikailag leírt összefüggések, modellek milyen mértékben alkalmasak az éghajlatváltozások hatásainak előrejelzésére. Az összefüggések feltárását és leírását megnehezíti, hogy az évi lefolyás változékonyságában az éghajlati elemek változékonysága mellett jelentős szerepet játszhatnak a különféle emberi tevékenységeknek a lefolyási viszonyokra gyakorolt hatásai.

Ratkovics (1976) Budiko éghajlat-lefolyás összefüggéseiből kiindulva elemezte az évi lefolyás változékonyságát az évi lefolyás változékonyságának és az ariditási indexnek a függvényében. Megállapította, hogy az évi lefolyás változékonysági tényezője az éghajlat jellegének (ariditásának) változásával akkor is változik, ha eközben az évi csapadék változékonysági tényezője állandó (változatlan) marad.

Az évi lefolyás és az éghajlati elemek: az évi csapadék és az évi középhőmérséklet változékonysága közötti összefüggéseket a Zagyva járszteleki, a Duna nagymarosi vízgyűjtőiben, valamint a Balaton vízgyűjtőjére vizsgáltuk. A vízgyűjtők ilyen megválasztásánál az egyik szempont az volt, hogy mind szárazabb, mind nedvesebb éghajlatú területek kerüljenek a vizsgálatba, a másik

szempont pedig az, hogy a hazai vízrajzi arculat mindkét alapvető elemére, a vízfolyásra és a tavakra egyaránt terjedjenek ki a vizsgálatok.

A Zagyva és a Duna vízgyűjtőiben a havi lefolyás éghajlati összefüggéseire is végeztünk vizsgálatokat, a Balaton esetében pedig a természetes évi vízkészlet-változásra. Arra törekedtünk, hogy kapcsolatot keressünk az évi lefolyásnak az átlagos érték mellett másik alapvető statisztikai paramétere, a változékonysági (variációs) tényező és az éghajlati elemek változékonysági (variációs) tényezői között.

Az évi (havi) lefolyás, illetve a tó esetében a természetes évi vízkészlet-változás időbeli változékonyságának éghajlati összefüggéseit a hidrológiai szakirodalomban is széleskörűen alkalmazott lineáris regresszióval modelleztük. Az évi (havi) lefolyás, az évi (havi) csapadék és évi (havi) középhőmérséklet közötti összefüggést lineárisnak tekintve a lefolyás idősorára az

$$R_i = R_{cl,i} + R_{m,i} = \beta_1 P_i + \beta_2 T_i + \beta_3 j^{-1} \sum P_{i-j} + \beta_0 + R_{m,i} \quad (8)$$

alakú lineáris regressziós egyenlet illeszthető, ahol R_i az adott év (hónap) lefolyása, P_i és T_i adott év (hónap) csapadéka és középhőmérséklete, P_{i-j} a megelőző évek (hónapok) csapadéka, $R_{m,i}$ a maradéktag, β_0, β_1, \dots a regressziós együtthatók.

A Balaton természetes évi vízkészlet-változásának éghajlati modelljében a lefolyás helyén a természetes évi vízkészlet-változás értékei szerepelnek, amelyet a lefolyástól való megkülönböztetés érdekében W -vel jelölünk.

A regressziós modell a lefolyás, illetve a természetes évi vízkészlet-változás idősorát egy, a csapadékkal és a középhőmérséklettel determinált (éghajlati) idősorra és egy, az éghajlati elemek változékonyságával nem magyarázott véletlen idősorra fejtí szét. A modellben a $\beta_1 P_i + \beta_2 T_i$ összetevő az éghajlat késleltetés nélküli hatását, a $\beta_3 j^{-1} \sum P_{i-j}$ összetevő az éghajlat késleltetett hatásait veszi figyelembe.

Az éghajlat késleltetett hatásai az éghajlat-lefolyás folyamatok belső tehetetlenségével magyarázhatók, ami viszont a vízgyűjtő tározóhatásaival van összefüggésben. A tározóhatások következtében egy adott év (hónap) késleltetés nélküli lefolyását a vízgyűjtő tározótereiben - mindenekelőtt felszín alatti tározótereiben - a megelőző években (hónapokban) visszatartott lefolyás, nedvességekészlet növeli, míg a megelőző években (hónapokban) leürült tározóterek feltöltésére az adott évben (hónapban) visszatartott lefolyás csökkenti. Az adott év (hónap) ténylegesen észlelt lefolyása a vízgyűjtő tározóterein keresztül tart fizikai kapcsolatot a megelőző évek (hónapok) éghajlati állapotával.

A lefolyás éghajlati összefüggéseinek modellezése szempontjából igen fontos az $R_{m,i}$ (illetve $W_{m,i}$) maradék idősor. Amennyiben az nem „fehérzajszerű” folyamat és valamilyen szignifikáns trendszerű változást mutat, úgy feltehető az éghajlat-lefolyás kapcsolatokat megzavaró antropogén hatásoknak a vízgyűjtőbeli jelenléte. A maradék idősor elemzésével feltárhatók (detektálhatók) az emberi tevékenységek lefolyás-módosító hatásai.

Megvizsgáltuk az évi csapadék és az évi középhőmérséklet éven belüli alakulásának az évi lefolyásra gyakorolt hatását. Ennek során az évet k számú, egyenlő hosszúságú időszakokra osztottuk fel. Maguknak az éghajlat-lefolyás kapcsolatoknak a modellezésénél két alapvető megközelítéssel éltünk. Az egyik megközelítésnél az egyes részidőszakok lefolyására külön-külön illesztettünk regressziós egyeneseket, amelyekben magyarázó változóként az adott részidőszak csapadékát és középhőmérsékletét vontuk be. A valamennyi részidőszakra külön-külön optimált regressziós egyenletek összegzésével előállítható az évi lefolyás éghajlatilag determinált, az éghajlati elemek éven belüli alakulását is figyelembe vevő összetevőjének - az éghajlati lefolyásnak - az idősora,

valamint a maradék idősor. A modell ez utóbbi alapján értékelhető. A másik megközelítésnél az évi lefolyást tekintettük függő változónak, míg független változónak a csapadék és a középhőmérséklet egyes részidőszakokra vonatkozó értékeit, s így kerestük a változók között az optimális lineáris regressziót. A modell értékelése ugyancsak a maradék-idősor alapján végezhető el.

Amennyiben a lefolyás éghajlatilag determinált és véletlen fehérzajszerű folyamatra történt szétfejtése optimális, az éghajlatilag determinált és a véletlen folyamat egymástól független. A változékonysági tényezőket

$$C_v(R_i)=D(R_i)M^{-1}(R_i), C_v(P_i)=D(P_i)M^{-1}(P_i), C_v(T_i)=D(T_i)M^{-1}(T_i) \quad (9)$$

a (8) egyenletbe helyettesítve és rendezve, közvetlen összefüggés nyerhető az éghajlati elemek és az évi lefolyás változékonysági tényezői között. Mivel

$$M^2(P) M^{-2}(R) = h^{-2} \quad (10)$$

ahol h a lefolyási tényező, úgy ez az összefüggés a

$$C_v^2(R)=(\beta_1^2+\beta_3^2)h^{-2}C_v^2(P)+ \beta_2^2M^2(T)M^{-2}(R)C_v^2(T)+D^2(R_m)M^{-2}(R) \quad (11)$$

alakba írható. A lefolyási tényező szerepeltetése a képletben azt jelenti, hogy az összefüggés nemcsak az éghajlati változékonyságot, de az éghajlat sokévi átlagokkal jellemezhető egyensúlyi állapotát is figyelembe veszi.

Több, elsősorban a rövidebb időszakokra végzett vizsgálat mutatja, hogy az éghajlat-lefolyás összefüggés nemlineáris, különösen a kapcsolat aridabb éghajlatú területekre vonatkozó szakaszában. Ezt támasztja alá az átlagos évi lefolyás regionális éghajlati elemzése is. Emiatt a lineáris regresszióval való közelítés csak első becslésnek tekinthető. Ezért az évi lefolyás időbeli változékonyságának éghajlati összefüggéseinek elemzését nemlineáris modellel is elvégeztük, amelynek során az átlagos évi lefolyás regionális éghajlati összefüggéseihez kapott (4) modellből indultunk ki.

Az éghajlati elemek (csapadék és hőmérséklet) és a lefolyás közötti időbeli összefüggések észleléseken alapuló feltárása és az összefüggések időbeli alakulásának vizsgálata hosszú idejű észlelési adatsorokat követel meg. Ugyanakkor az észlelési sorok hosszának növelésénél számolni kell a következőkkel:

- Csökken a folyamatosan észlelő meteorológiai állomások száma, amelyek alapján a vízgyűjtőt jellemző területileg átlagolt csapadék és hőmérséklet számítható.
- Az észlelések feltételeiben, mindenekelőtt a műszerekben bekövetkezett változások miatt az idősorok homogenitása kérdésessé válik.
- A régebbi időszakok meteorológiai adatainak a hozzáférhetősége, különösen az országon kívül eső vízgyűjtők esetében, nehezebbé válik.

Mindezen általános szempontok figyelembevételével, továbbá az egyes vízgyűjtőkre elvégzett vizsgálatok alapján választottuk ki a lefolyás éghajlati modellezéséhez felhasznált lefolyás és éghajlati idősorokat a következő részletezés szerint. A Zagyva jásztelki szelvényében a VITUKI adattárából csaknem hiánytalanul rendelkezésre áll a havi lefolyások 1901-től folyamatos idősora, amelyet csupán az 1928. január és február havi lefolyás hiánya szakít meg. Viszonylag kevés a pótoltt adatok száma: mindösszesen 4 hónapban volt erre szükség az 1944/45 téli időszakában. Az idősor észlelt idősor, amelyen semmiféle igazítás - az említett pótlásokon kívül - nem történt; az idősor tehát

tartalmazza a vízgyűjtőben folyó különféle emberi tevékenységek esetleges lefolyásmódosító hatásait is. Ezek közül mindenekelőtt az ipari, mezőgazdasági és kommunális célokra a Zagyván és egyes mellékfolyóin (Galga, Gyöngyös patak, Szuha patak, Tarna) kiépített mintegy 40 tározót kell megemlíteni, amelyek együttes térfogata csaknem 40 millió köbméter, a sokévi átlagos évi lefolyásnak mintegy 15%-a. Ugyancsak említésre méltó, hogy a mátraaljai bányák, s elsősorban a gyöngyös-visontai felszínközeli lignit-telepek művelése következtében viszonylag nagy mennyiségű bányavíz kerül a felszíni vizekbe. A vízgyűjtőben az 1970. évi helyzet szerint az Országos Meteorológiai Szolgálat hosszabb-rövidebb ideig összesen 106 csapadékmérő állomást működtetett. A viszonylag nagyszámú állomásból csupán 6 állomás üzemel 1901-től vagy azt megelőző időponttól, 1928-tól 14, 1934-től 21 és 1954-től 55 állomás észlelése folyamatos vagy csak kisebb megszakításokkal folyamatos. A többnyire a háborús időszakokat jellemző észlelési hiányokat ezekre az állomásokra pótolták és az ezen pótlásokkal hiánytalan havi csapadék idősorokat közzétették (OMSZ, 1975).

Az éghajlat és a lefolyás közötti összefüggések modellezésébe bevont idősorok megválasztását megelőzően elvégeztük a következő vizsgálatot. Előállítottuk a területileg átlagolt évi csapadékok idősorait az 1954-1970 időszakra 4 változatban, rendre az 1901-től, 1928-tól, 1934-től, majd 1954-től folyamatosan üzemelő állomások bevonásával. Kiszámítottuk az így előállított területi csapadék idősorok átlagait, szórásait és relatív szórásait, továbbá az egyes idősorok között lineárisnak vett kapcsolatok korrelációs tényezőit. Az eredmények:

- a kevesebb számú állomás alapján számított átlagos évi csapadék alacsonyabb, mint a több állomás alapján számított átlag, ami azzal magyarázható, hogy a vízgyűjtő magasabb és így csapadékosabb pontjain az állomások telepítése csak később történt meg,
- az évi csapadékok abszolút és relatív szórásában nincsenek lényegesebb eltérések az egyes változatok idősorai között,
- az eltérő számú állomás figyelembevételével előállított területileg átlagolt évi csapadékok idősorai között igen szoros, 0,97-es korrelációs tényezővel jellemezhető kapcsolat van.

Tekintettel arra, hogy a lefolyás éghajlati hatásvizsgálataiban elsősorban az éghajlati változékonyság mértéke a döntő, figyelembe véve a lefolyás adatsorok 1929-től való hiánytalanságát és tekintettel arra, hogy az egyes idősorok egymással jól korrelálnak, éghajlati hatásvizsgálatainkhoz az 1929-1987 időszakot választottuk. Az 1929-1987 időszakra tehát előállítottuk a területi átlagcsapadékok havi idősorát, a területi átlagok képzéséhez 14 állomás felhasználásával. Hasonló jellegű vizsgálatok alapján a területileg átlagolt havi középhőmérsékleteket két állomás adataiból számítottuk ki.

A Duna nagymarosi szelvényében a lefolyás adatsora 1883-tól áll rendelkezésünkre hiánytalanul a VITUKI adattárából. A havi lefolyás idősorában csak az 1945. év néhány hónapjában volt szükség az adatok pótlására. Az idősorban további igazítás nem történt, azaz az idősor az emberi tevékenységek által esetlegesen - feltehetően csak kis mértékben - módosított természetes viszonyokat tükrözi.

A vízgyűjtő éghajlati adottságainak jellemzésére rendelkezésünkre álltak a havi csapadék és havi középhőmérséklet területileg átlagolt idősorai (Kalmár, 1981) az 1946-1971. évekre. A területileg átlagolt csapadék és középhőmérséklet havi idősorainak összeállításához Németország, Ausztria, Cseh és Szlovákia és Magyarország területéről 35 állomás adatait használták fel. Az állomásokat úgy választották meg, hogy egyfelől az egy-egy állomás által jellemzett terület közel azonos nagyságú (mintegy 5-5,5 ezer km²) legyen, másfelől az állomások jól reprezentálják a vízgyűjtő változó magassági viszonyait. Ellenőrzésképpen a vízgyűjtő ausztriai részén négy állomás adataiból nyert területi középértékeket összehasonlították a négy állomás vonatkozási területének valamennyi, összesen 154 állomás adatának észlelését figyelembe véve végzett területi átlagszámítás

eredményével külön egy száraz (1962. október) és külön egy nedves (1962. július) hónapra. Az előbbi hónapnál a közelítő számítás 8%-kal, a második esetben 7%-kal magasabb értéket ad a részletes számításnál.

Az éghajlati hatásvizsgálatunk során kísérletet tettünk az adatsorok meghosszabbítására. Az idősorok meghosszabbításához német és csehszlovákiai adatok nem álltak rendelkezésünkre, csupán osztrák és magyar adatok. Az osztrák meteorológiai adatokat a VITUKI adattárában fellelhető magyar és 1981-ig meglévő osztrák vízrajzi évkönyvekből vettük át. Az 1946-1971 közötti időszakra kiszámítottuk a vízgyűjtő területileg átlagolt csapadékát és középhőmérsékletét csupán az osztrák és magyar állomások figyelembevételével. A kevesebb számú állomás alapján számolt idősor szerint az évi csapadék sokévi átlaga mintegy 5%-kal magasabb, az évi átlagos középhőmérséklet mintegy 0,3°C-kal alacsonyabb, mint a részletes, a teljes vízgyűjtőt felölelő állomáshálózat alapján számított hasonló értékek. Erre az ad magyarázatot, hogy a Duna vízgyűjtőjének a legcsapadékosabb, egyúttal legalacsonyabb hőmérsékletű része éppen a magas hegyekkel borított Ausztriában van. Ugyanakkor az évi csapadék és a hőmérséklet szórásában és relatív szórásában (változékonyságában) a kétféle megközelítéssel számított adatsor között lényeges eltérés nincs. Tekintettel arra, hogy az éghajlati hatásvizsgálatainkban az éghajlat változékonysága a hangsúlyozott, továbbá arra, hogy a kétféle megközelítésben számított évi csapadék és évi középhőmérséklet idősorok között nagy korrelációjú kapcsolat van, a közelítően számított idősorokat is alkalmasnak találjuk a vizsgálatainkhoz. Ez lehetőséget ad arra, hogy a vizsgálati időszakot 11 évvel meghosszabbítsuk, s így a Duna nagymarosi szelvényében előállíthatók az éghajlati elemek és a lefolyás 37 évet felölelő évi és havi idősorai.

A Balaton vízgyűjtőjére és magára a Balatonra a korábbi vizsgálatokból (Szesztay, 1962; Baranyi, 1975; VITUKI, 1986) 1921-től állnak rendelkezésre a vízgyűjtő, illetve a tó vízháztartás legfontosabb elemeinek az idősorai. Az adatok képzésének részletes leírása megtalálható ezekben a kiadványokban és tanulmányokban. A természetes vízkészletváltozás 1921 és 1985 között rendelkezésünkre álló idősorát - a csapadék, a párolgás, és a hozzáfolyás számításában beállt módszertani és a számításokhoz felhasznált állomásokban bekövetkezett változások miatt - csupán közelítő jellegűnek lehet tekinteni.

Az éghajlati hatásvizsgálatokhoz a tanulmány kidolgozása során kiszámítottuk az évi csapadékok és az évi középhőmérsékletek területi átlagainak 1921-1985 közötti idősorát. A csapadék területi átlagolásába 15 csapadékmérő állomást választottunk ki. Az állomások megválasztásával biztosítható volt a területi átlag számításába bevont állomások területileg egyenletes kiosztása. A középhőmérsékletek területi átlagának számításához részben a vízgyűjtő területén, részben annak határán elhelyezkedő 6 állomás adatait használtuk fel.

A Zagyva, a Duna és a Balaton vizsgálatainkhoz felhasznált lefolyás, csapadék és középhőmérséklet adatait a 2. függelék tartalmazza.

A lefolyás és a természetes vízkészlet-változás éghajlati modellezése előtt elvégeztük az évi lefolyás és az évi természetes vízkészlet-változás idősorainak trend és autokorreláció vizsgálatát. Az idősorokra - a legkisebb négyzetek módszere (Dévényi és Gulyás, 1988) alkalmazásával lineáris trendfüggvényeket illesztettünk. A lineáris trend a Zagyva vízgyűjtőjében az évi lefolyás kismértékű csökkenését mutatja az 1901-1988 közötti időszakban, ugyanakkor a rövidebb, 1928-1988 közötti időszakban a csökkenés üteme lényegesen nagyobb (2. ábra). A trendvizsgálatok eredményeinek időtől függő jellege óvatosságra int az eredményekből levonható következtetéseket illetően. Különösen óvatosan kell bánnunk a rövid idősorok eredményeivel. A Duna nagymarosi vízgyűjtőjének az 1946-1981 közötti éveket felölelő, összesen 36 év hosszúságú idősorra illesztett lineáris trend kismértékű növekedést mutat az évi lefolyásban (3. ábra). (Lovásznak (1986) a csaknem 100 évet átfogó 1883-1980 évek évi lefolyás idősorára illesztett lineáris trendje csökkenő tendenciát tárt fel.) A Balaton vízgyűjtőjében az évi lefolyás 1921-1985 között kismértékben emelkedő tendenciájú (4. ábra). Hasonlóan emelkedő tendenciát mutat a természetes évi vízkészlet-

változás időszora is (4. ábra). Az emelkedés oka a vízgyűjtőben végzett emberi tevékenységek hatása lehet, mindenképp a bányászat és a vízellátás során kiemelt karsztvizek felszíni vizekbe történt átvezetése. A bemutatott trendvizsgálatok egyike sem utal az éghajlatnak a vízgyűjtőkben bekövetkezett változására.

A Zagyva, a Duna és a Balaton vízgyűjtő évi lefolyásának idősorai csak gyenge autokorreláltságot mutatnak, s hasonlóan gyenge az autokorreláltság a Balaton természetes évi vízkészlet-változásának idősorában is.

A lineáris regresszióba bevont magyarázó változók az évi csapadék, az évi középhőmérséklet és a megelőző év évi csapadéka voltak. Ez utóbbinak a regressziós modellbe történő bevonását a következő indokolta. Első közelítésben a regressziós összefüggést az évi lefolyás, az évi csapadék és az évi középhőmérséklet között kerestük, majd diagnosztizáltuk a maradék idősor (a hiba idősor) és a megelőző n számú év átlagos csapadéka közötti korrelációs kapcsolatot. Az n lépésenkénti növelésével. Úgy találtuk, hogy valamennyi vizsgált vízgyűjtőre n=1 esetén adódik a legmagasabb korreláció. Tekintve, hogy az egymást követő évek csapadéka között nincs jelentős korreláció, a megelőző év csapadékának a többszörös regresszióba vonása nyilvánvalóan növeli a kiindulásul felvett regresszió szorosságát.

A Duna nagymarosi és a Zagyva jászteleki szelvényeiben az évi lefolyás idősorára illesztett regressziós modell maradék időszora 0 középértékű, autokorrelálatlan, és szignifikáns trendet nem mutató „fehérzajszerű” folyamat (5. ábra). Ez utóbbi a csúcspróba igazolja. A Balaton vízgyűjtő lefolyás és a tó természetes évi vízkészlet-változása idősorának regresszióval nem magyarázott maradék idősorai 95%-os szinten szignifikáns autokorreláltságot mutatnak az első néhány év lépéseltolásban (6. ábra).

Az évi lefolyás éghajlati elemekkel magyarázott része (az éghajlati lefolyás) és a tényleges lefolyás közötti kapcsolat minta szerinti szorossága 0,73-0,77 korrelációs tényezővel jellemezhető, és az alapsokaságot jellemző valódi korrelációs tényező sem kisebb - 95%-os megbízhatósági szinten - 0,55-0,60-nál. Az évi csapadék és az évi középhőmérséklet változékonyságával magyarázható az évi lefolyás változékonyságának mintegy 30-35%-a.

A Balaton természetes évi vízkészlet-változására illesztett regresszió korrelációja 0,84 a mintára, az alapsokaságot jellemző korreláció nem kisebb - 95%-os megbízhatósággal - 0,72-nél. A Balaton természetes évi vízkészlet-változása lineáris regresszió szerinti becslésének további értékeléséhez előállítottuk a becsült vízkészlet-változások és az átlagos természetes évi vízkészlet-változások közötti eltérések folyamatosan összegzett idősorát és ezt egybevetettük a valódi vízkészlet-változások esetére hasonlóan számított folyamatos különbség-összeg idősorral (7. ábra). Az ábra szemléletesen mutatja, hogy jóllehet a modell a természetes évi vízkészlet-változást elfogadhatóan becsli, a modell mégsem alkalmas a folyamatosan összegzett különbség idősor, végső soron a tó vízszintváltozás adekvát becslésére. Javítható a modell szerinti becslés, amennyiben a modellt egy autoregresszív modellel egészítjük ki.

A Duna vízgyűjtőjére a mintabeli éves lefolyás regresszió egyenlet szerinti szétfejtését az éghajlat késleltetés nélküli, késleltetett és a véletlen hatásokra a 8. ábrán mutatjuk be.

A Duna vízgyűjtőjében vizsgáltuk az éghajlati elemek éven belüli alakulásának a hatását az évi lefolyásra. A vizsgálatot az 1946-1971 közötti évekre végeztük. Az évet 4, egyenként 3-3 hónapból álló, nagyjából azonos hosszúságú szakaszra bontottuk. A december, január, február hónapokat felölelő téli időszak valamennyi hónapjában a vízgyűjtő egészét tekintve a havi középhőmérsékletek - egyes évek kivételével - 0°C alatt maradtak. Ezt az időszakot a többnyire hó formájában hulló csapadék felhalmozódása jellemzi. A téli időszakot követő, március-május hónapokból álló tavaszi időszakban a havi középhőmérsékletek - a vízgyűjtő egészét tekintve - 0°C fölé emelkednek, aminek

következményeként a téli időszakban felhalmozódó hókészlet jelentős része eltávozik a vízgyűjtőről. A megnövekedő párolgás miatt a vízgyűjtő nedvességekészlete csökkenő. Ez a csökkenés tovább folytatódik az év három legmelegebb hónapjából álló nyári időszakban. A bőséges csapadék miatt - a nyári időszakban esik az évi csapadék 37%-a - a felszíni lefolyás magas, sőt valamennyi szezonális időszakot tekintve a legmagasabb. A nyári időszakot a szeptember, október és november hónapokból álló őszi időszak követi, amikor a havi középhőmérsékletek fokozatosan csökkennek, de továbbra is 0°C felett maradnak. A csökkenő párolgás következtében megkezdődik a vízgyűjtő nedvességekészletének a felhalmozódása. Ez a felhalmozódás jellemzi az őszi és téli időszakok összevonásából kapott téli félét, míg a nedvességekészlet csökkenése a tavaszi és nyári időszakok összevonásával kapott nyári félét.

Az egyes időszakokra külön-külön meghatározott lineáris regressziós modellekkel számított évi lefolyás és a tényleges lefolyás közti különbség - a maradék idősor - szórásnégyzetei: 1536 (a négy évszak adataiból), 1056 (a két félévi adatból), illetve 1078 (az évi adatokból). Következésképpen, a csapadék és a hőmérséklet éven belüli alakulásának figyelembevétele az adott közelítésű modellben az évi lefolyás éghajlati jellemzők alapján történő becslésének jóságát nemhogy javítja, de még rontja is.

A második megközelítésben az évi lefolyás a független változó, míg magyarázó változóként a téli (október-március) és a nyári (április-szeptember) félévek csapadékát és középhőmérsékletét választottuk. Az F-próba szerint a regressziós egyenletben a hőmérsékletek regressziós együtthatói szignifikánsan nem különböznek 0-tól és ezért elegendő csupán a két félév csapadékával - jelölésünk szerint $P^{(t)}$ és $P^{(n)}$ - számolni. A féléves bontású

$$R_i = 0,459P_i^{(t)} + 0,499P_i^{(n)} - 43,69 + R_{m,i} \quad (12)$$

lineáris regressziós egyenes együtthatói szignifikánsak, a maradék idősor szórásnégyzete csak valamelyest kisebb a féléves bontással nem számoló modell esetében kapott maradék idősor szórásnégyzeténél. A csapadékok évszakos (tavasz - ta, nyár - n, ősz - ő, és tél - t) megoszlásával számoló

$$R_i = 0,389P_i^{(t)} + 0,625P_i^{(ta)} + 0,867P_i^{(n)} + 0,277P_i^{(ö)} - 62,22 + R_{m,i} \quad (13)$$

lineáris egyenlet szerint szétfejtett évi lefolyás maradék idősorának a szórása csupán 65%-a a csapadék éven belüli megoszlásával nem számoló modellénél. A tényleges és a modellezett lefolyás-idősorok közötti korrelációs tényező a minta szerint 0,91, az alapsokaságra - 95%-os szignifikancia szinten - nem kisebb 0,80-nál. A csapadék éven belüli megoszlásának a figyelembevétele tehát növeli a modell illeszkedésének a pontosságát.

A lineáris regressziós modell szerinti szétfejtés alapján az évi lefolyás változékonysági tényezője és az éghajlati elemek - az évi csapadék és az évi középhőmérséklet - változékonysági tényezői közötti (11) alakú kapcsolat a Duna vízgyűjtőjére

$$C_v(R) = [0,200h^{-2} C_v^2(P) + 0,28C_v^2(T) + 0,012]^{0,5} \quad (14)$$

a Zagyva vízgyűjtőjére

$$C_v(R) = [0,043h^{-2} C_v^2(P) + 2,94C_v^2(T) + 0,189]^{0,5} \quad (15)$$

Az évi lefolyás lineáris éghajlati modelljei mellett vizsgáltuk az (4) nemlineáris modell szerinti becslések illeszkedésének pontosságát. Az (4) modellbe a csapadék, a középhőmérséklet és a lefolyás i-dik évre vonatkozó tényleges értékeit behelyettesítve számíthatjuk az α paraméter i-ik évre vonatkozó értékét. Az egyes évekre számított α_i paraméter értékek n évből álló időszakra becsült α^*

átlaga - az (4) összefüggés nem-linearitásából adódóan - eltér az n évből álló időszak α paraméterének az átlagos évi csapadék, évi középhőmérséklet és lefolyás alapján becsült értékétől; az (4) szerint számított α paraméter az egyes évekre számított α_i paraméter korrigált átlaga.

A modell szerint az egyes évekre számított α_i paraméter értékek időszora valamennyi vizsgált vízgyűjtőben jelentős változékonyságot mutat. A változékonyság jelentős hányada - mintegy 30-50%-a - az évi csapadékkal összefüggésbe hozható. A kapcsolat lineáris regresszióval történt leírásával az α_i paraméter időszora szétfejtethető egy csapadék által determinált és egy maradék időszorra. A maradék idősor valamennyi vizsgált vízgyűjtőben 0 középértékű, autokorrelálatlan és szignifikáns trendet nem tartalmazó „fehérzajszerű” folyamat. Ez utal arra, hogy a vízgyűjtőben olyan antropogén hatás, amely az éghajlati elemek és a lefolyás éves kapcsolatát szignifikánsan megváltoztatta volna, nagy valószínűséggel kizárható. Heurisztikusan azt mondhatjuk, hogy az α paraméter a vízgyűjtő tározottságát, míg az α_i paraméter a mindenkori tározóállapotot fejezi ki, s ez utóbbi nyilvánvalóan függ a csapadéktól.

Az α_i paraméter és az évi csapadék kapcsolatának lineáris regresszió szerinti figyelembevételével az évi lefolyás éghajlati modelljei a Duna nagymarosi vízgyűjtőjére

$$R_i = P_i \exp[-(0,00398P_{i-1},469)(36400T_i P_i^{-1} + 104)P_i^{-1}] \quad (16)$$

a Zagyva jászteleki vízgyűjtőjére

$$R_i = P_i \exp[-(0,00522P_{i-1},201)(36400T_i P_i^{-1} + 104)P_i^{-1}] \quad (17)$$

a Balaton vízgyűjtőjére

$$R_i = P_i \exp[-(0,00526P_{i-1},560)(36400T_i P_i^{-1} + 104)P_i^{-1}]. \quad (18)$$

A nemlineáris modellel és a lineáris regressziós modellel számított lefolyás értékek egymással is jól egyeznek a modellek kalibrálásához felhasznált lefolyástartományban, a nemlineáris modell a csapadék adott tartománya alatt ugyanakkor már értelmezhetlenné válik. A Duna vízgyűjtőjében például az évi csapadék 520 mm körüli értékénél az évi csapadék csökkenése ellenére a modell a lefolyás növekedését jelzi előre, ami fizikailag lehetetlen. A példa óvatosságra int a kalibrálás tartományában kitűnően illeszkedő modelleknek a kalibráláson túli tartományban való használatára.

A Duna nagymarosi és a Zagyva jászteleki vízgyűjtőire a havi lefolyás éghajlati összefüggéseit is vizsgáltuk. A havi lefolyás, a havi csapadék és a havi középhőmérséklet kapcsolatát leíró regressziós egyenesnek a dunai vízgyűjtőre specifikált alakja

$$R_i = 0,166P_i + 0,089T_i + 18,97 \quad (19)$$

a Zagyva vízgyűjtőre specifikált alakja

$$R_i = 0,059P_i - 0,260T_i + 4,54 \quad (20)$$

A modellek szerint a havi lefolyás változékonyságának (szórásnégyzetének) a Zagyva vízgyűjtőjében csupán mintegy 10%-a, a Duna vízgyűjtőjében is csupán 25%-a magyarázható az éghajlati elemek havonkénti változékonyságával a minta szerint. Az alapsokaságot jellemző tényleges kapcsolat ennél is alacsonyabb, sőt nem zárható ki a kapcsolat véletlenszerűsége sem. Az éghajlati kapcsolat alapján modellezett lefolyás maradék időszora jelentős szórást mutat, a maradék-idősor autokorreláltságára pedig a lefolyás, illetve az éghajlat-lefolyás összefüggés 12 hónapos periodicitása jellemző.

Ennek a periodicitásnak a kiszűrése érdekében célszerűnek látszik csak az azonos hónapok, különböző évekből vett lefolyási és éghajlati jellemzői közötti kapcsolatának lineáris regresszióval történő közelítése. A lineáris regresszió május, augusztus és november hónapokra példászerűen elvégzett illesztése azt mutatta, hogy egyrészt a kapcsolat szorossága növekszik (a havi lefolyás változékonyságának egyes hónapokra több mint 50%-a is magyarázható a csapadék és a hőmérséklet változékonyságával), másrészt az így kapott modellezett lefolyás maradék idősorok autokorrelálatlanok.

A maradék idősor szórásának további csökkentésére adhat lehetőséget a megelőző hónapok csapadékösszegének mint magyarázó változónak a figyelembevétele hasonlóan az évi lefolyás éghajlati modelljéhez. A Zagyva jászteleki vízgyűjtőjében például a novemberi modellezett lefolyás maradék-idősora a megelőző három hónap csapadékösszegével adja a legszorosabb korrelációs kapcsolatot, és a megelőző csapadéknak a regresszióba vonása a

$$R_i = 0,047P_i + 0,048P_{i-j} - 0,519T_i - 2,80 \quad (21)$$

modell szerint a maradék idősor szórását a csak egyidejű csapadék és hőmérsékletet figyelembe vevő modellhez képest mintegy 25-30%-kal csökkenti. A maradék idősor autokorrelálatlan, szignifikáns trendet nem mutató „fehérzajszerű” folyamat. Ezek a vizsgálatok csupán példászerűen mutatták be a havi lefolyás éghajlati összefüggéseinek modellezési lehetőségét. Az egyes hónapokra és egyes vízgyűjtőkre legjobban illeszkedő regressziós modellek felkutatása és a modelleknek az éghajlati hatásvizsgálatokhoz való felhasználhatósága további részletes és módszeres kutatást igényel.

3.2.3. AZ ÉGHAJLATI HATÁSVIZSGÁLATOK LEHETŐSÉGE ÉS MEGBÍZHATÓSÁGA

Az átlagos évi lefolyás

Az átlagos évi lefolyás regionális éghajlati modelljét - további vizsgálatok nélkül - nem tartjuk alkalmasnak az éghajlatváltozások hatásvizsgálataihoz, minthogy a regionális összefüggés adott vízgyűjtő átlagos évi lefolyását csak igen jelentős valószínű hibával képes modellezni még a múltra vonatkozóan is, s amely hibák összemérhető nagyságúak az átlagos évi lefolyás éghajlatváltozásból eredő változásának mértékével. Alkalmas lehet viszont a regionális modellnek az a változata, amelyben a modell egyetlen (α) paraméterét az adott vízgyűjtőre kalibráljuk be.

Az átlagos évi lefolyás becslésére két éghajlati modell áll rendelkezésünkre, az előző fejezetben részletezett lineáris és nemlineáris modell. A modellek és a modellek szerinti becslések megbízhatóságát - mivel a hidrológiai folyamatokra általában jellemzően csak egyetlen minta áll rendelkezésünkre - magából a mintából kell vizsgálni. A modellek teljes értékű verifikálására nincs lehetőség, hiszen a kalibrálásuk lényegében az egyetlen rendelkezésre álló mintát felhasználja, s ezért az ellenőrzéshez független minta nincsen. A minta ugyanakkor bizonyos mértékig lehetőséget kínál a modell(ek) részleges verifikálására.

A két modell átlagos évi lefolyásra adott becslés megbízhatósági intervallumának összevetése alapján a két modell azonos megbízhatóságúnak tekinthető. A 95%-os megbízhatósági intervallum a legvalószínűbb értéktől a Duna és a Balaton vízgyűjtőjében mintegy 5%-kal, a Zagyva vízgyűjtőjében mintegy 13%-kal tér el. A tó természetes vízkészlet-változása esetében az eltérés 8%. Az ilyen mértékű eltérések tehát az évi lefolyás és az évi éghajlati jellemzők (lineáris és nemlineáris) kapcsolatában meglévő véletlen jelleggel is magyarázhatók, az átlagos évi lefolyás, illetve természetes évi vízkészlet-változás véletlen eredetű változékonyságának a mértéke összevethető az éghajlatváltozásból eredően várható változékonyság mértékével, és ez ismételten óvatosságra int a modelleknek az éghajlati hatásvizsgálatokhoz való felhasználásánál.

A modellek részleges verifikálását a kalibráláshoz felhasznált időszakétól eltérő éghajlati jellemzők (átlagos évi csapadék és átlagos évi középhőmérséklet) esetére a mintabeli adatok alapján végeztük. Ennek során a teljes észlelési időszakot kettévágtuk, és az így kapott időszakokra, azok átlagos évi csapadéka és évi középhőmérséklete alapján külön-külön is becsültük a modellek szerint az adott időszak átlagos évi lefolyását. A tényleges lefolyás valamennyi vízgyűjtőben az éghajlati jellemzők alapján becsült átlagos évi lefolyás becslésének megbízhatósági intervallumán belül van. Az átlagos évi lefolyás modell szerinti változása a Duna vízgyűjtőjében ellentétes a tényleges változással.

A Duna vízgyűjtőjében az 1964-1981 időszak átlagos lefolyása 393 mm, 1,2%-kal magasabb mint az 1946-1961 időszakban. Ezzel szemben a modellezett lefolyás 1964-1981-ben 385 mm, illetve 388 mm a lineáris és a nemlineáris modellek szerint, s ezek az értékek 3,1%-kal, illetve 1,3%-kal alacsonyabbak, mint az 1946-1961 időszak modellezett 397 mm, illetve 393 mm lefolyás értékei. Ezek a kismértékű eltérések az éghajlat lefolyás kapcsolatában meglévő véletlenszerűséggel teljes mértékben magyarázhatók, ezért a modell nem mond ellent a ténylegesen megfigyelt változásnak.

A két egymást követő időszak közötti éghajlati eltérések az évi csapadéknál nagyjából a 3-4%-os csökkenés és az ugyanilyen mértékű növekedés között változtak az egyes vízgyűjtőkre, az évi középhőmérsékletnél az évi 0,2°C-os csökkenés és 0,2°C-os melegedés között. Az éghajlati jellemzők ezt meghaladó mértékű ingadozása hidrológiai hatásainak részleges verifikálását a minták hossza erősen korlátozza: a minták ugyanis csak korlátozott lehetőséget nyújtanak olyan egybefüggő, viszonylag hosszabb időszakok kiválasztására, amelyek éghajlati jellemzői az előzőeknél nagyobb mértékben térnek el az átlagostól. A nagyobb mértékű eltéréseket biztosító rövidebb időszakok, pl. egyes évek, kevésbé jellemzőek az éghajlat egyensúlyi állapotára.

Ezeket a korlátokat figyelembe véve választottuk ki az észlelési mintából a legcsapadékosabb, legcsapadékszegényebb, legmelegebb és leghidegebb 10 összefüggő évből álló időszakokat. A legcsapadékosabb 10 év az átlagostól 6%-kal, a Zagyva vízgyűjtőben közel 14%-kal tért el az átlagostól, míg a legcsapadékszegényebb 10 év csapadéka nagyjából 10%-kal volt alacsonyabb a teljes minta szerinti átlaghoz képest. A legmelegebb 10 év átlagos évi középhőmérséklete a Duna vízgyűjtőjében csupán 0,4°C-kal, a Zagyva vízgyűjtőjében 0,6°C-kal, a Balatonéban 0,8°C-kal volt magasabb a teljes mintabeli átlagnál, míg a leghidegebb 10 évben 0,2°C-kal, 0,5°C-kal és 0,5°C-kal maradt el az egyes vízgyűjtőkre.

Az így megválasztott időszakokra az észlelt és a modellezett átlagos évi lefolyás a Duna és a Balaton vízgyűjtőjében jól, a megbízhatósági intervallumon belül illeszkedett egymáshoz. A Zagyva vízgyűjtőjében viszont az eltérés jelentős volt. A legcsapadékosabb 10 évre becsült 69 mm (lineáris modell), illetve 71 mm (nemlineáris modell) lényegesen elmaradt a ténylegesen észlelt 100 mm-től, s ehhez hasonlóan a legcsapadékszegényebb 10 évre modellezett 54 mm, illetve 55 mm jelentősen nagyobb a ténylegesen észlelt 37 mm-nél (9. ábra).

A részleges verifikálás a modellek éghajlati hatásvizsgálatokhoz való alkalmasságát az éghajlatváltozások csak viszonylag szűk tartományában támasztja alá: a Duna és a Balaton vízgyűjtőjében a modell az évi átlagos csapadék 10%-os és az évi középhőmérsékletek 0,5°C-os megváltozásának a tartományában, a Zagyva vízgyűjtőjében a csapadék 5%-os és a hőmérséklet 0,5°C-os megváltozásának a tartományában lehet alkalmas az éghajlati hatásvizsgálatokhoz.

A modellek éghajlati hatásvizsgálatokhoz való felhasználásánál a modell stabilitását feltételeznünk kell. Ezt a feltételezést alátámasztja az, hogy a modellparaméterek a minta alapján függetleneknek mutatkoztak az éghajlati jellemzőktől. A Duna vízgyűjtőjében végzett vizsgálat azt mutatja, hogy a teljes minta kettévágásával kapott két részmintára külön-külön optimált regressziós kapcsolatok regressziós együtthatói nem különböznek szignifikánsan, azaz a regressziós együtthatók mintabeli stabilitása igazolható.

Nem zárható ki, hogy az éghajlatváltozás a térszíni adottságok olyan mértékű változását okozza elsősorban a növényzeti és talajadottságokban, hogy ezek a változások a modellparaméterek megváltozását is maguk után vonják. Ennek lehetőségét a kauzális modellek nagyobb valószínűséggel és biztonsággal tárhatják fel.

Az évi lefolyás változékonysága

Az évi lefolyás változékonyságának éghajlati összefüggéseire levezetett (11) alakú összefüggés megbízhatóságát és az összefüggés éghajlati hatásvizsgálatokhoz való alkalmasságának a megbízhatóságát a minta alapján lehet és kell becsülni.

A megbízhatósági intervallum p szignifikancia szinten a szélsőértékeihez tartozó regressziók szerinti szétfejtés esetén a maradék idősor a minta szerint nem független az éghajlatilag determinált idősortól. Ezt a függetlenséget csak a minta szerinti legvalószínűbb, egyben optimális szétfejtés biztosíthatja. Mivel a szélső értékek esetén a függetlenség nem áll fenn, a szórásnégyzetekre a nem független folyamatokat jellemző

$$D^2(R) = D^2(R_{cl}) + D^2(R_m) - 2rD(R_{cl})(R_m) \quad (22)$$

képlet írható fel (Reimann és V.Nagy, 1984), ahol r az R_{cl} és R_m folyamatok közötti korrelációs kapcsolat. Ennek a korrelációs kapcsolatnak a figyelembevételével az évi lefolyás változékonysági tényezőjének (11) képlete a következőképpen módosul:

$$C_v^2(R) = [(\beta_1^2 + \beta_3^2)h^{-2}C_v^2(P) + \beta_2^2M^2(T)M^{-2}(R)C_v^2(T)]z + D^2(R_m)M^2(R) \quad (23)$$

amelyik annyiban különbözik a (11) összefüggéstől, hogy az éghajlatilag determinált rész tartalmaz egy z javítótényezőt, ami a (23) képlet szerint a regressziós szétfejtés mintabeli együtthatóinak az ismeretében közvetlenül is számítható. A z javítótényező 1 és csakis akkor 1, ha az éghajlatilag determinált R_{cl} idősor és az R_m maradék idősor egymástól független. E javítótényező figyelembevételével az évi lefolyás változékonyságára az éghajlati összefüggés paraméterei számíthatók. Az évi lefolyás változékonysági tényezője megbízhatóságának a vizsgálatát a Duna és a Zagyva vízgyűjtőkre végeztük el.

A Duna nagymarosi vízgyűjtőjében a regressziós együtthatók megbízhatósági intervalluma 95%-os szignifikancia szinten a következő: a β_1 együttható 0,284 és 0,548, a β_2 -57,14 és -4,37, végül a β_3 0,023 és 0,293 között változik. Valamennyi regressziós együttható szignifikánsan különbözik 0-tól. Az együtthatók külön-külön számított konfidencia intervallumai nem konzisztensek a szimultán konfidenciatartománnyal, a külön-külön meghatározott konfidencia intervallumok együttes bekövetkezési valószínűsége a valószínűségük szorzatával egyenlő, azaz mintegy 85%. A Duna vízgyűjtőjében a valódi regressziós becslés tehát mintegy 85%-os megbízhatósággal az

$$R_i = 0,284P_i + 0,023P_i^{-1} - 57,14T_i + 482,88 \quad (24a)$$

$$R_i = 0,548P_i + 0,293P_i^{-1} - 4,37T_i - 369,60 \quad (24b)$$

regressziós egyenesek közé esik.

A z javítótényező (23) képletből számított értékei a (24a) regresszió esetében 0,849, a (24b) regresszió esetében 0,392. Ezek ismeretében az évi lefolyás változékonysági tényezőjének éghajlati összefüggései a

$$C_v(R) = [0,069h^{-2}C_v^2(P) + 0,809C_v^2(T) + 0,018]^{0,5} \quad (25a)$$

$$C_v(R) = [0,152h^{-2} C^2(P) + 0,022 C^2(T) + 0,018]^{0,5} \quad (25b)$$

egyenletekkel írhatók le.

A (14) képlet szerinti legvalószínűbb becslésnek megfelelően a Duna évi lefolyása változékonyságának 54%-a magyarázható a csapadék és 7%-a az évi középhőmérséklet változékonyságával, míg 39%-a véletlennel. Mintegy 80%-os megbízhatósággal viszont csak azt állíthatjuk, hogy a véletlen hatások szerepe nem nagyobb 59%-nál, a hőmérsékletek változékonyságának a hatása 1 és 22% között változhat, s a fennmaradó hányad a csapadékkal magyarázható.

A Zagyva jásztelki vízgyűjtőjében az évi lefolyás változékonyságának éghajlati összefüggései - a (15) egyenletben megfogalmazott legvalószínűbb becslés mellett - a következő szélső intervallumokkal jellemezhetők:

$$C_v(R) = [0,016h^{-2}C_v^2(P) + 12,68C_v^2(T) + 0,225]^{0,5} \quad (26a)$$

$$C_v(R) = [0,037h^{-2}C_v^2(P) + 0,01C_v^2(T) + 0,225]^{0,5} \quad (26b)$$

A Zagyva vízgyűjtőjében az évi lefolyás változékonyságában nagyobb szerepet kap a véletlen hatás: a legvalószínűbb becslés esetén is az évi lefolyás változékonyságának mintegy 53%-a, 80%-os megbízhatósággal pedig mintegy 65%-a magyarázható a véletlennel. Az évi középhőmérséklet változékonysága az évi lefolyás változékonyságának mintegy 1-21%-át magyarázzák, hasonlóan a Duna vízgyűjtőjéhez. Tekintve azonban, hogy az éghajlati változékonyság magyarázó szerepe kisebb, ez egyúttal azt is jelenti, hogy a Zagyva vízgyűjtőjében a hőmérséklet változékonyságának a szerepe a csapadék változékonyságához képest relatíve megnövekszik. Ez összhangban van az aridabb területek éghajlat-lefolyás kapcsolatairól meglévő ismereteinkkel.

A regressziós egyenletekben szereplő paraméterek stabilitásának a vizsgálatát a minták hossza nem teszi lehetővé voltaképpen magán a mintán belül sem. Még inkább bizonytalan a stabilitás a feltételezett éghajlatváltozások során, amikor az éghajlati jellemzők a jelenlegitől számottevően térnek el. Az évi lefolyás változékonyságának egy éghajlattól függő és egy attól független összetevőre történt felbontásával nyert paraméterek a mintában lényegében függetlenek az éghajlati jellemzőktől, és ez vélelmezi, hogy a mintára felírt összefüggés (a számított megbízhatósági intervallummal) más éghajlati mintára is stabil marad(hat). Az éghajlati hatásvizsgálatainkban a továbbiakban ezzel a hipotézissel élünk kellett.

3.2.4. AZ ÉGHAJLATVÁLTOZÁSOK HATÁSAINAK SZCENÁRIÓVIZSGÁLATA

A lehetséges éghajlatváltozások egyes hidrológiai és vízgazdálkodási hatásainak szcenárióvizsgálatánál két, a hazai viszonyokra lehetséges éghajlati szcenárióból indultunk ki. Az első éghajlati szcenárió az átlagos évi középhőmérséklet 0,5°C-os növekedését és az átlagos évi csapadék kisebb mértékű, 5%-os csökkenését feltételezi, tehát a mainál szárazabb és melegebb éghajlattal számol. A második éghajlati szcenárió hazai éghajlati adottságainkban az átlagos évi középhőmérséklet nagyobb mértékű, 2°C-os növekedése mellett az átlagos évi csapadék kisebb mértékű, mintegy 5%-os növekedését feltételezi, azaz a mainál lényegesen melegebb és valamelyest nedvesebb éghajlattal számol.

Az első éghajlati szcenárióban felvett változások mértéke olyan nagyságrendű, amelyre a múltbeli észlelések meglehetősen nagy biztonsággal verifikálták az éghajlati hatásvizsgálatokhoz

felhasználható modelleket. Ezzel szemben a második éghajlati scenárió a verifikálható tartományon kívül esik, ezért az ehhez a scenárióhoz kapcsolódó hatásvizsgálat csak erősen közelítő jellegű lehet.

Az éghajlati hatásvizsgálatokhoz további feltételezést is be kellett vezetni, nevezetesen azt, hogy az egyes évek éghajlati jellemzőiben, az évi csapadékban és az évi középhőmérsékletben bekövetkező változások mértéke valamennyi évre azonosan egyenlő az átlagos évi éghajlati jellemzők változásának a mértékével. Az egyes évek középhőmérsékletének az átlagossal azonos mértékű változására tett feltételezés lényegében a korábbi egyensúlyi éghajlatot leíró évi középhőmérsékleti idősorok lineáris eltolását, lineáris transzformációját jelenti. A lineáris transzformáció a szórást nem érinti, ugyanakkor megváltoztatja a hőmérséklet ingadozását jellemző relatív szórást, a változékonysági tényezőt. Az évi csapadék esetében, amennyiben feltételezzük az évi csapadék valamennyi évben azonos mértékű növekedését, úgy ugyanilyen mértékben növekszik az évi csapadék szórása is. Ez viszont azt jelenti, hogy a változékonysági tényező nem változik.

Az évi középhőmérséklet 0,5°C-os növekedését és az évi csapadék 5%-os csökkenését feltételező éghajlatváltozás esetén az átlagos évi lefolyásnak a csökkenése várható valamennyi vízgyűjtőben. A Zagyva jásztelki vízgyűjtőjében a jelenlegi 58 mm lefolyás 47 mm-re, a Balaton vízgyűjtőjében a jelenlegi 108 mm lefolyás 99 mm-re, a Duna nagymarosi vízgyűjtőjében a jelenlegi 390mm-ről a lineáris modell szerint 360 mm-re, a nemlineáris modell szerint 353 mm-re csökkenhet le a legvalószínűbben. A csökkenés mértéke a Balaton és a Duna vízgyűjtőjében mintegy 8-10%-os, a Zagyva vízgyűjtőjében 17%-os. Ugyanakkor a modell bizonytalansága miatt nem zárható ki ennél kisebb mértékű, csupán 4-5%-os csökkenés sem, de nem mond ellent a modelleknek egy nagyobb mértékű, a Duna és a Balaton esetében akár 12%-os, a Zagyva esetében akár 25%-os mértékű csökkenés sem. Az átlagos évi lefolyásban lehetséges éghajlati eredetű változások azt támasztják alá, hogy az aridabb éghajlatú területek érzékenyebbek az éghajlati változásokra.

Az átlagos évi lefolyás csökkenése mellett és azzal összefüggésben a modell legvalószínűbben az évi lefolyás változékonyságának a növekedését becsli, ez pedig a lefolyási tényező csökkenésével - a vízgyűjtő ariditásának a növekedésével - van összefüggésben, hiszen az évi középhőmérsékletek változékonysága feltételeink szerint csökkenő. Valószínű, hogy a Duna vízgyűjtőjében a növekedés csak igen kismértékű, sőt a modell nem mond ellent a változékonysági tényező kismértékű csökkenésének sem. A Zagyva vízgyűjtőjében az évi lefolyás változékonysági tényezője a legnagyobb valószínűséggel a jelenlegi 0,60 körüli értékről 0,63-0,66 körüli értékre növekszik, de nem zárható ki ennél magasabb, 0,75 körüli érték sem, ugyanakkor nem mond ellent a modellnek az sem, ha a változékonysági tényező - az évi lefolyás változékonysága - változatlan marad.

Az évi lefolyás évközi változékonyságának az átlagos évi lefolyás csökkenésével együtt járó növekedése a természetes körülmények között éves szinten adott p biztonsággal számított vízkészletek csökkenését is eredményezi. A nagy valószínűséggel meghaladott, a vízkészlet-gazdálkodási intézkedések tervezésénél mértékadó éves vízkészletek az átlagost meghaladó mértékben érzékenyek az éghajlat feltételezett változásaira. Ez belátható a következőből. Az évi lefolyás eloszlása jól közelíthető normális eloszlással. Ebben az esetben a p valószínűséggel meghaladott R_p éves vízkészlet az

$$R_p = [\Phi(p)C_v(R) + 1]R_0$$

képlettel számítható, ahol R_0 az átlagos évi lefolyás. A $\Phi(p)$ csak p-től függ, s mintegy értéke $p > 50\%$ esetén negatív, a $C_v(R)$ növekedésével együtt a $\Phi(p)C_v(R)$ szorzat is növekszik, tehát a $[\Phi(p)C_v(R)+1]$ kifejezés és vele együtt R_p is csökken.

Mindezek a változások azt is jelentik, hogy a feltételezett éghajlatváltozás a vízigény kielégítésének jelenlegi biztonságát csökkenti, növekszik a lefolyásszabályozás iránti igény, ugyanakkor romlanak a tározóépítés hidrológiai adottságai.

Az éghajlati scénárióban felvett éghajlatváltozások számottevő hatással lehetnek a Balaton vízháztartási egyensúlyára. A vízgyűjtőről érkező hozzáfolyás mintegy 5-12%-os, a tóra hulló csapadék 5%-os csökkenése, valamint a hőmérséklet 0,5°C-os növekedésével összefüggő párolgási növekedés miatt csökken a tó természetes évi vízkészlet-változása. Erre a változásra a tó természetes állapotban a vízfelület és a tóból kifolyó vízmennyiség csökkenésével válaszolna. Minthogy a Balaton szabályozott, a tó így az éghajlati változásokra - feltételezve a szabályozás mai alapelveinek változatlanóságát - kizárólag a kifolyás csökkenésével válaszolhat. Ennek hatása lesz a tó vízforgalmára, amelynek következtében csökken a tó kifolyás/párolgás aránya, becsléseink szerint a jelenlegi 0,73-ról a 0,39 és 0,70 közötti értékek közé. A vízforgalom ilyen irányú változása a tó növekedő szikesedéséhez vezethet.

A második éghajlati scénárió esetében az éghajlatváltozás hidrológiai és vízgazdálkodási következményeinek megfogalmazásánál még óvatosabban kell eljárunk, hiszen az ebben a scénárióban megjelölt éghajlatváltozások olyan mértékűek, amelyekre a modellünket a mintán belül még részlegesen sem lehetett verifikálni.

Nagyon valószínű, hogy az évi csapadék 5%-os növekedésének a lefolyásra gyakorolt hatása csak részben képes ellensúlyozni a hőmérséklet növekedésének (ezzel együtt a párolgás növekedésének) a lefolyás csökkentő hatását. Különösen várható ez az arid területeken, ahol az átlagos lefolyás 20-25%-os csökkenése sem zárható ki. A Duna vízgyűjtőjében az átlagos évi lefolyás csökkenése nagyjából 10% körülnek várható. Tovább növekszik az évi lefolyás változékonysága, a Duna esetében elérheti a 0,19-0,20, a Zagyva esetében a 0,75-0,80 értéket, azaz tovább növekszik a tározás iránti igény. A Balaton természetes vízforgalma tovább csökken, a kifolyás/párolgás aránya 0,5 alá eshet. A tó mind közelebb kerülhet a zárt állapothoz, amikor a tó vízbevitelét kizárólag a párolgás tartja egyensúlyban. Nem zárható ki, hogy a Balaton vízszintszabályozásának üzemi rendjét felül kell vizsgálni.

3.2.5. KÖVETKEZTETÉSEK, JAVASLATOK

Az éghajlatváltozások hatásvizsgálatai során tanulmányunkban kétféle eljárással kísérleteztünk, a regionalizálással és az empirikus hidrológiai modellel.

Az átlagos évi lefolyás hazai adatokon kifejlesztett éghajlati modellje jobb illeszkedésű, mint a külföldi irodalomból ismert Langbein- és Turc-féle eljárás. Mégsem tekinthetjük a modellt - további pontosítások nélkül - alkalmasnak az éghajlati hatásvizsgálatokhoz, mivel az átlagos évi lefolyás éghajlati modell alapján történő becslésének a hibája jelentős, meghaladja a lefolyásnak a feltételezett éghajlatváltozások következtében lehetséges változásának mértékét, de mindenképpen összemérhető vele. A modell tehát nem képes elkülöníteni a lefolyásnak az éghajlatváltozásból eredő változását a modell hibájától.

A modell pontatlanságának két alapvető hibaforrása van. Az egyik hibaforrást a modell szerkesztéséhez felhasznált adatok pontossága jelenti. A modell szerkesztése során is hangsúlyoztuk a területi éghajlati jellemzők számítási pontosságának korlátait, ami az észlelő állomások korlátozottságából adódik. Különösen igaz ez a hőmérsékletek esetében. A kevés számú észlelőállomás a csapadék és a hőmérsékleti átlagok csak közelítő számítására ad lehetőséget. Tekintve, hogy az átlagos évi lefolyás és az éghajlati jellemzők modellkapcsolata exponenciális felépítésű, amelyben a hőmérséklet és a csapadék a kitevőben (is) szerepel, a modell különösen érzékeny a területi átlagolásban elkövetett hibákra. A középhőmérséklet területi átlagolásában elkövetett 0,5 °C-os hiba a lefolyásban 10%-os hibát eredményez, de a 0,2-0,3 °C-os hiba is a lefolyás 5%-os hibájához vezet. Hasonló pontatlanságokat eredményez a csapadék számításában elkövetett 2-3%-os hiba is.

A regionális modell másik hibaforrása maga a regionalizálás, azaz az éghajlati jellemzők és a lefolyás kapcsolatában területileg változó modellparaméter(ek) egyetlen értékben való rögzítése. Ez a rögzítés azt jelenti, hogy a regionális modell figyelmen kívül hagyja a térszín vízgyűjtőnként változó, eltérő adottságait, amelyek közül a domborzat, a talaj és a növényzet lefolyásalakító szerepe számottevő. A térszín eltérő adottságai még azonos éghajlati adottságok mellett is eltérő módon alakítják a vízgyűjtő nedvességkészletének időbeli változását, a tározottságot, a párolgást, következésképpen azonos éghajlati adottságok mellett is eltérő lehet a lefolyás. Vizsgálatunk eredménye, hogy a regionális modell szerint az átlagos évi lefolyás területi változékonyságának csupán fele magyarázható az évi csapadékkal és az évi középhőmérséklettel.

Az átlagos évi lefolyás regionalizáláson alapuló éghajlati modelljét az említett pontatlanságok ellenére további fejlesztésekkel alkalmasnak véljük az éghajlati hatásvizsgálatokhoz. A továbbfejlesztés egyik útja a modell szerkesztéséhez felhasznált területi éghajlati jellemzők pontosítása. Ez részben módszertani probléma, ami rövid távon megoldható, részben az észlelőhálózat fejlesztési kérdése, ami viszont csak hosszabb távon segít a probléma megoldásán.

A fejlesztés ma is lehetséges és rövidebb távon eredményes másik útja a térszíni adottságok figyelembevétele a modellben. Elsősorban a párolgásra kell olyan, a hőmérsékletre és a térszín mindenkori nedvességellátottságára alapozó számítási eljárást kidolgozni vagy hazai adottságainkra adaptálni, amelyik vízgyűjtő méretekben alkalmas a területi párolgás számítására adott térszíni adottságok mellett, és képes figyelembe venni az utóbbiakban bekövetkezett, antropogén és természetes eredetű változásokat is. Elsősorban a FRENDO-program keretében kidolgozott eljárás lehet alkalmas hazai viszonyokra is. Az egyszerű felépítésű modellben figyelembe vett éghajlati és térszíni jellemzők alapján a modell az évi lefolyás területi változékonyságának mintegy 95%-át képes magyarázni. A nagyszámú vízgyűjtő észlelési adatán kifejlesztett modell az éghajlati adottságok igen széles intervallumán jól illeszkedik és ez feltételezi a modell stabilitását is.

Az átlagos évi lefolyás regionális éghajlati modelljének adott vízgyűjtőre kalibrált változata a leszűrhető tapasztalatok alapján alkalmas lehet az éghajlati hatásvizsgálatokhoz az éghajlatváltozások adott tartományában, természetszerűen specifikált alakjában, kizárólag a kalibrált vízgyűjtőre. Ugyanakkor a tanulmányban vizsgált vízgyűjtőkre elvégzett vizsgálatok azt mutatják, hogy az évi csapadék, az évi középhőmérséklet és az évi lefolyás összefüggését leíró nemlineáris modell csak kismértékben pontosabb illeszkedésű, mint az ugyanezen változókra felépíthető lineáris regressziós modell.

A vízgyűjtőkre elvégzett vizsgálatok feltárták a modellek éghajlati hatásvizsgálatokhoz való alkalmasságának alapvető korlátait. Az egyik korlátot - a regionális modellhez hasonlóan - a modell illeszkedési pontossága jelenti. Az évi csapadék, az évi középhőmérséklet és az évi lefolyás időben változó kapcsolatában meglévő véletlen hatások miatt a modell csak viszonylag tág megbízhatósági intervallummal képes becsülni magát az átlagos évi lefolyást. A megbízhatósági intervallum mértéke az átlagos évi lefolyás 5-15%-a, miközben a megbízhatóság az éghajlat ariditásának növekedésével csökkenő. Ez a megbízhatósági sáv azt is jelenti, hogy a modell kalibrálásához felhasznált éghajlati minta az átlagos évi lefolyásra - a megbízhatósági intervallumnak megfelelően - a mintából kapottnál mind magasabb, mind alacsonyabb értéket is eredményezhetett volna. A hidrológiai és így a vízgazdálkodási hatásvizsgálatok bizonytalanságai tehát megnövekszenek az éghajlat és a lefolyás kapcsolatokban jelentkező bizonytalanságokkal, amelyek csak részben erednek a modell szerkesztésének a bizonytalanságaiból. A bizonytalanság nem kis részben a kapcsolat sztochasztikus jellegéből adódik.

A modell a viszonylag kismértékű éghajlatváltozások - olyan változások, amelyek nagyjából megfelelnek az éghajlati ingadozás mértékének - lefolyásra gyakorolt hatását nem képes egyértelműen szétválasztani a véletlen hatásoktól. Az éghajlat nagyobb mérvű megváltozása esetén,

amikor ezt a modell elvileg megtehetné, mert az éghajlatváltozásból eredő lefolyásváltozás meghaladja a véletlen hatásokat, alapvetően már nem a modell pontossága, hanem egyáltalában a modell alkalmazhatósága, a modell stabilitása válik kérdésessé.

A modell illeszkedési pontosságának a növelésére az egyik lehetőség a modell időbeli részletezettségének növelése, ugyanis az évi lefolyás évi éghajlati jellemzők (csapadék és hőmérséklet) által determinált részének leválasztása után fennmaradó maradék idősor „féhérzajszerű” folyamat, amely alátámasztja, hogy ilyen időléptékű modellszerkesztés mellett nincs lehetőség a modell pontosságának növelésére. Néhány példaképpen elvégzett vizsgálat viszont azt támasztja alá, hogy a modell időbeli osztásával a modell pontossága növelhető.

A bemutatott lineáris regresszió és az azzal lényegében azonos értékű nemlineáris modell éghajlati hatásvizsgálatokhoz való alkalmasságának másik lényegese korlátját a modell stabilitásának bizonytalansága jelenti. Mivel a minta alapján kalibrált modell független mintán való kalibrálásra nincs lehetőség, a részleges, mintán belüli verifikáció pedig az éghajlati jellemzők változékonyságának csak viszonylag szűk tartományára valószínűsíti a modellt, lényegében egyértelmű igazolás arra, hogy a modell a mintától jelentősebben eltérő éghajlati állapotra is igaz, nincsen. A stabilitás vizsgálati módszerének megalapozása az éghajlati hatásvizsgálatok egyik legfontosabb feladata és nemcsak a hidrológiai adottságok vonatkozásában.

A múltbeli adatok alapján szerkesztett éghajlat-lefolyás modell bizonytalanságai miatt a tanulmányban végzett hatásvizsgálatokban is csupán mértéktartóan törekedhettünk a következmények levonására. Még az így megtett következtetések is csak a feltételezett éghajlatváltozások lehetséges következményeinek tekinthetők. Ezek a hidrológiai következmények a vízgazdálkodást is alapvetően érinthetik: csökkenhet a potenciális, azaz a maximálisan igénybe vehető vízkészlet, még erőteljesebben csökkenhet a mértékadó évi vízkészlet, csökkenhet a vízigények kielégítésének a biztonsága, növekedhet a tározással szembeni igény, csökkenhet a tavaink természetes vízcseréje. Mivel a vízgazdálkodás hidrológiai adottságainak ilyen jellegű változásaihoz való alkalmazkodás viszonylag hosszú időelőnyt, a megvalósítás maga hosszú időt igényel, igen indokolt az éghajlati hatásvizsgálatok olyan módszertani fejlesztése, amelyekkel a bizonytalanságok csökkenthetők.

A bizonytalanságok csökkentésére az egyik lehetséges út a részletesebb időléptékű empirikus-statisztikus modellezés. A másik - és ígéretesebb út - a kauzális modellek fejlesztése és alkalmazása, amelyek az éghajlat-lefolyás vízháztartási és hőháztartási kapcsolatát részletesebb tér- és időbeli bontásban képes adekvát módon leírni. Az éghajlati hatásvizsgálatokhoz olyan kauzális modell kidolgozása, illetve alkalmazása szükséges,

- amely az éghajlat és a lefolyás kapcsolatát a tényleges fizikai kapcsolatok modellezésére építi,
- ezeknek a modellezése során olyan modellkapcsolatokat használ, amelyek érvényessége az éghajlati jellemzők széles tartományában ismert és igazolt,
- a modell figyelembe veszi a vízgyűjtő térszíni adottságait is, azok parametrizációjával,
- a modell a felszíni lefolyás alakításában is kulcsszerepet játszó talajnedvesség-tartalom alakulásának hatásvizsgálatát is elvégzi, így a felszíni lefolyás hatásvizsgálata konzisztenssé tehető a talaj vízháztartásának alakulásával,
- a modell olyan paramétereket tartalmaz, melyek nemcsak a modell kalibrálásánál, de működtetésük során is rendelkezésre állhatnak,
- a modell figyelembe képes venni az éghajlatnak nemcsak a lefolyásra, de a lefolyást is befolyásoló térszíni adottságokra gyakorolt hatásait is, amelyek közül hangsúlyozott a növényzet éghajlati hatásvizsgálata.

Az éghajlatváltozások hidrológiai-vízgazdálkodási hatásai témakörben a vizsgálatokat a következő területeken javasoljuk továbbfolytatni:

- A regionális modellek vonatkozásában a FRIEND-program keretében kidolgozott eljárás hazai kipróbálását és az éghajlati hatásvizsgálatokhoz való felhasználását.
- Az empirikus-statisztikus eljárások részletesebb időléptékű lefolyás jellemzőkre való alkalmazásának lehetősége, érvényessége, feltételei.
- Egy hidrológiailag, éghajlatilag, növényzetileg és valamennyi földrajzi adottságaiban jól feltárt kisebb vízgyűjtőre az előzőekben felsoroltaknak eleget tevő kauzális modell kidolgozása valamennyi érdekelt szakterület egyidejű részvételével.

3.2. MELLÉKLET

A kiadvány nyomtatott változata az alábbi tartalmú táblázatokat és ábrákat foglalja magában:

1. táblázat: *Az átlagos éves lefolyás becslése Langbein és Turc eljárásával*
2. táblázat: *Az éghajlati lefolyás számítása a (10) képlet alapján*
1. ábra: *Az átlagos évi lefolyás regionális éghajlati összefüggése*
2. ábra: *Az évi lefolyás trendje*
3. ábra: *Az évi lefolyás trendje*
4. ábra: *Az évi lefolyás és a természetes évi vízkészlet-változás trendje*
5. ábra: *A modellezett évi lefolyás és természetes vízkészlet-változás maradék-idősorai*
6. ábra: *Az évi lefolyás és természetes évi vízkészlet-változás autokorrelációs függvényei*
7. ábra: *A Balaton természetes vízkészlet-ingadozása*
8. ábra: *Az évi lefolyás szétfejtése*
9. ábra: *A modell verifikálásának pontossága*

3.3. AZ ÉGHAJLATVÁLTOZÁS ÉS AZ ÖKOLÓGIAI POTENCIÁL VÁLTOZÁSA

3.3.1. A MEZŐGAZDASÁG ÉS AZ ÉGHAJLATI FELTÉTELEK

A mezőgazdasági termelés természeti feltételei közül ki kell emelni a légköri folyamatok szerepét, mivel azok változékonysága messze meghaladja az egyéb természeti erőforrások időbeli változásának mértékét, ütemét, valamint az idő függvényében kedvezőbbé illetve kedvezőtlenebbé válásának mértékét. A légköri folyamatoknak a növényzetre kifejtett hatása igen jelentős társadalmi-gazdasági szempontból, mivel e folyamatok következményei végighullámszerűen az élelmiszerláncolatot át a gazdaság legmagasabb szintű megnyilvánulásáig.

A légköri folyamatok által a növénytermesztésre gyakorolt hatások mértéke helyről-helyre nehezen mérhető le, ugyanis azonos hatás a különböző fejlettségű mezőgazdaságban eltérő mértékű

reakciót vált ki. A mezőgazdaságnak, ezen belül a növénytermesztésnek az „időjárás-érzékenysége” eltérő módon értelmezhető. A fejlett mezőgazdaságokban az időjárás hatások lényegesen nagyobb produkció-ingadozást váltanak ki, mint a termelés alacsony színvonalán. Egyidejűleg a nemzetgazdaság tekintetében az alacsony színvonalú mezőgazdaságban a relatív alacsony szintű ingadozás sokkal nagyobb társadalmi veszélyt okoz, mint fordítva. Az ipar-mezőgazdaság termelési értékének aránya döntő módon fejezi ki a mezőgazdaság időjárás-érzékenységének negatív gazdasági következményeit (Smith, 1964; Taylor, 1970). Az időjárás-érzékenység tehát különböző paraméterekkel mérhető le, ezek közül a leggyakrabban használtak: a termék mennyiségének időbeli változása és ingadozása, továbbá a termék értékének gazdasági-társadalmi jelentősége.

Magyarországon a mezőgazdaság hosszú ideje fontos szerepet tölt be a nemzetgazdaság jövedelemalakulásában, s így szükségszerűen a mezőgazdaságra gyakorolt időjárás, éghajlati hatásokkal is sokat kellett, illetve kell foglalkozni figyelembe véve ennek a problémakörnek a sokarcúságát.

A természeti erőforrások közül a légköri eredetű erőforrások termést szabályozó szerepe sokszor bizonyított tény (Kerék, 1934; Berényi, 1951; Láng, 1983). A hazai kutatások területén általánosan elismert az a tény, hogy a különböző növények termésátlagait az időjárás 50-70 %-ban határozza meg. Az időjárás determinációs faktora növényfajonként helyről-helyre változik, és természetesen tükröződnek azok a klímafluktuációk, melyek jelenleg, a közelmúltban, vagy a régmúltban zajlanak illetve zajlottak le. A légköri erőforrások összetevői a régmúltban viszonylag hosszú időn át közel azonos arányúak voltak, a civilizációs hatások következtében az elmúlt évtizedben ezek az arányok megváltoztak, és egy - feltehetően - viszony gyors éghajlatváltozásnak vagyunk a tanúi (Lamb, 1982; Oeschger et al., 1980). Az éghajlatváltozás rendkívül sok formában juthat kifejezésre, és még sokrétűbb annak közvetett következménye. E közvetett következmények kategóriájába sorolhatók azok a jelenségek, amelyek a növénytermesztésben nyilvánulnak meg. A szántóföldi növénytermesztés éghajlati függése és annak módosulása a Föld különböző pontjain eltérő formában és mértékben jelenik meg. E kérdésekkel különböző nemzetközi tudományos fórumok igen részletesen foglalkoztak.

Az alábbiakban a klímaváltozás mezőgazdasági vonatkozású kérdéseinek a számszerűsítésére törekszünk tágabb megközelítésben, nevezetesen az ökológiai potenciál várható változásának becslésén keresztül. A becslések - scenárió jellegűek. E klímaváltozás problémájának tanulmányozása mind meteorológiai, mind mezőgazdasági és gazdasági-társadalmi szempontból rendkívül fontos, tekintettel arra, hogy e folyamatok mezőgazdasági peremhatásai igen szerteágazóak és rendkívül nehéz meghatározni e kérdés érdekeltégi körének határát.

3.3.2. AZ ÖKOLÓGIAI POTENCIÁL AGROKLIMATIKUS ÖSSZETEVŐI

Az ökológiai potenciál azt a produkciómennyiséget fejezi ki, amely egy adott termőhelyen adott légköri és talajfeltételek esetén képződhet. A produkció tömegét általában a primer produkció nagyságában, vagyis szénhidrát-egységben szokás kifejezni. Az ökológiai rendszerben a légköri összetevők fontos szerepet játszanak, amennyiben azok eredő hatása megváltozik, az maga után vonja a rendszer teljesítőképesség-változását. Az ökológiai rendszerben - lévén produkciós rendszer -, nyilvánvalóan determinisztikus energetikai folyamatok játszódnak le, amelyek lényege az energia beépülése és annak átalakulása. Az energia-beépülés rendkívül bonyolult anyagtranszformációs folyamat, melynek első fázisa a szénhidrátok képződése fotoszintézis útján. A termőhely, illetve egy ökológiai rendszer a makrokörnyezetbe épül be, és ha a makrokörnyezet összetevői vagy azok aránya megváltozik, az ökológiai rendszer produktivitása módosul. Az egyik legfőbb cél a produkciós rendszer teljesítőképességének a fokozása, ami különböző antropogén beavatkozások nyomán bizonyos határokig elérhető. Az antropogén tényezők természetesen különböző formában nyilvánulnak meg; a kedvező és a káros hatások rendszerint együttjárnak (Heichel, 1975). A

klímaváltozás jelenségeiben is található a növénytakaró számára kedvező és kedvezőtlen hatások, pl. a széndioxid-koncentráció növekedése és a hőmérséklet emelkedése feltételesen kedvező hatásnak minősül, ugyanakkor a csapadék csökkenése, a hőmérséklet mérséklődése pedig feltételesen kedvezőtlen hatássá válhat. A termőhelyek, illetve a különböző ökoszisztémák jellemzése során szükség szerű a rendszer összetevőinek számszerűsítése. Ez azért is indokolt, mivel a produkció képződésének induló szakasza biofizikai folyamat. Ezeket a biofizikai folyamatokat követő szakaszok már inkább a biokémia területére korlátozódnak, azonban reakciókinetikai szempontból a fizikai hatások itt is érvényesülnek (hőmérséklet-függés). A folyamat végterméke a produkció, amelynek jellemzője nem kizárólagosan a különböző értelemben vett mennyiség, hanem kifejezhető anyagi összetételével összefüggő energia-tartalmának nagyságával.

A továbbiakban azokkal a kérdésekkel kell foglalkozni, hogy a légköri összetevők milyen mértékben és milyen úton hatnak a produkciós folyamatok alakulására, majd pedig a produkció nagyságára. E vizsgálati lehetőségnek egyik legegyszerűbb módja az, hogy a különböző produkciós modelleken áttekintünk, és kikeressük azokat a tényezőket, amelyek közvetlenül vagy közvetve alá vannak vetve a különböző légköri folyamatoknak. Előre kell bocsátanunk, hogy alapvetően két tényezőt kell kiemelten kezelni: a hőmérsékletet és a vízellátottságot. A CO₂ mint légköri anyagi összetevő szintén fontos szerepet játszik a fotoszintézis alakulásában, azonban a CO₂ -felhasználást elsősorban nem a felszínközeli légrétegekben mérhető szén-dioxid koncentráció szabályozza, hanem a növényi levélzet sztomatikus üregeiben kialakuló koncentráció a valódi meghatározó tényező. E helyen nem cél a különböző empirikus, félsztocasztikus, determinisztikus modelleken való áttekintés, csupán néhány kiemelt modellen keresztül vizsgáljuk a szekuláris klímaváltozás következményeit a produkció alakulásában. A vizsgálatok során a makroléptékű produkciós modellekre támaszkodunk, tekintettel arra, hogy ebben az esetben nem szükséges lokális, a mikrotérben lejátszódó légkörfizikai folyamatok következményeivel számolni. A modellekre vonatkozóan el kell fogadni azt a feltételezést, hogy a produkció nagyságát egy alulról és felülről korlátos függvénynek kell tekinteni. A produkció nagyságában lényegében a természeti feltételrendszer kihasználtsága látható, és az kifejezi a termőhely energetikai, ökológiai és ökonómiai hatásfokát.

A továbbiak során a zavartalan megértés végett kell megemlíteni a különböző termék kategóriák fogalmi alakjait:

- energetikailag lehetséges produkció: a globálsugárzásnak vagy a fotoszintetikusan aktív sugárzásnak adott efficiencia szintjének megfelelő szénhidrátekvivalense;
- klimatikusan lehetséges produkció az energetikailag lehetséges produkciónak a hő- és vízellátottság mértéke alapján megállapítható aránya;
- maximális produkció: adott genetikai tulajdonságú növényfaj produkciója optimális ökológiai feltételek esetén, s ennek a főtermékre vonatkoztatott hányada fejezi ki a potenciális termőképesség értékét.

Az energetikai produkció nagysága rendkívül könnyen becsülhető a sugárzási meteorológiai adatok alapján, ugyanis a globálsugárzásnak mintegy fele fotoszintetikusan aktív sugárzásnak tekinthető. Ha feltételezzük az empirikus adatok alapján, hogy a fotoszintézishez felhasznált energiaarány a globálsugárzás 2%-a, és az egységnyi tömegű szénhidrát előállításához 16,5 kJ energiamennyiség szükséges g-ként, az átszámítás egyszerűen elvégezhető. Lényegesen bonyolultabbá válik a helyzet, ha a klimatikus produkció értékét kell meghatározni. Ekkor ugyanis számolni kell a hőmérséklet és a vízellátottság a szabályozó hatásával.

3.3.3. AZ ÉGHAJLATVÁLTOZÁS HATÁSA AZ AGRO-ÖKOPOTENCIÁLRA

A produktós folyamatok részletes tanulmányozásának egyik fő célja a produkció nagyságának egzakt módon történő meghatározása. A részfolyamatok szimulálása, illetve a különböző szubmodellek egymásra épülő rendszere lehetőséget ad a produkció meghatározására. A modellek két nagy csoportra bonthatók: energetikai modellekre és sztochasztikus modellekre. Az utóbbiakat hosszú idejű folyamatok jellemzésére nem célszerű alkalmazni, ehelyett a féldeterminisztikus modellszerkezet használata terjedt el. A modellek kiindulási pontja a fotoszintézis alapösszefüggése:



A fenti folyamatot leíró összefüggés tartalmazza az egyik legfontosabb ökológiai tényezőként a vizet. A fotoszintézis közismerten hőmérsékletfüggő folyamat, függetlenül a fotoszintézis típusától. A termesztett növényekben a fotoszintézis két különböző folyamat keretében zajlik le. Ennek alapján a növények C3 és C4 típusba sorolhatók a lejátszódó biokémiai folyamatok típusa szerint. A C4-es növényekre jellemző, hogy fényteltődési pont gyakorlatilag nincs. Hasonlóképpen különbözik a CO₂ kompenzációs pont, amely a C3-as növényeknél sokkal magasabb, mint a C4 típusúaknál. Ebből következő további eltérés: a C4-es típusú növényeknél nincs fotorespiráció. A C3-as növényeknél mintegy 15-20 °C-kal alacsonyabb a fotoszintézis optimális hőmérséklete. A C3-as növényeknek a transzspirációs együtthatója lényegesen magasabb (450-950 g víz/sz.a.), míg a C4-es típusú fotoszintézis esetén az említett együttható értéke lényegesen kisebb (250-350 g víz/sz.a.). Eltekintve a fotoszintézis folyamatának típusaitól, a fotoszintézis intenzitása 20-80 mg/dm óra érték között változik a hőmérséklettől és a vízellátás mértékétől függően. A fenti összefüggés alapján jól becsülhető az az energiamennyiség, amely egy tenyészidőszak alatt adott éghajlati feltételek esetén képződhet. A becslés módja: $(FI \cdot F \cdot LAI \cdot N) / 1000$ sz.a. kg/ha/év, amelyben FI: a fotoszintézis intenzitása, F: a felület m²-ben, N: a tenyészidőszak tartama napokban kifejezve, LAI: levélfelületi index. A fotoszintézis intenzitása 1 m²-nyi felületre vonatkoztatva a fotoszintézis típusától függetlenül 5-6 g-ra tehető. Ebben az esetben már figyelembe lett véve a légzési és egyéb veszteség, tehát ez nettó produkciónak tekinthető.

A fenti általános összefüggések figyelembevételével becsülhető az a szénhidrátmennyiség, amely a tenyészidőszak alatt képződik. Elfogadva a nettó fotoszintézis átlagos értékét, amely 5 g sz.a./nap/m², az évi teljes produkció 1 ha-ra vonatkoztatva 36 t sz.a./ha/év. Ezt az értéket a globálsugárzás értékéből is megközelíthetjük, ha ismerjük a szoláris energiának a fotoszintézisre fordított hányadát. Közelítő becslésként a következő alapösszefüggést tekinthetjük elfogadhatónak: a tenyészidőszak alatti szoláris energiának a nagysága 328 kJ/cm², ennek beépülési aránya 1,5 %, 1 g növényi szárazanyag előállításához szükséges energia 15 kJ. Ha ezt az arányt átszámítjuk 1 ha-ra, abban az esetben 32,1 t produkció érhető el. Tehát akár a fotoszintézis alapján, akár pedig a beépülési energia (efficiencia) szerint történik a számítás, közel azonos eredményhez lehet jutni. Magyarországon a korábbi vizsgálatok szerint (Szász, 1964; Láng, 1980) a lehetséges növényi produkció 30-35 t-ra tehető hektáronként.

A fentiek kapcsán fölmerül az a kérdés, hogy a produkció nagyságát milyen tényezők befolyásolják. A klimatikusan elérhető produkció nagyságát neveztük el klímapotenciálnak, amely tulajdonképpen a klimatikus feltételek szerint képződhető növényi szárazanyagtömeget fejezi ki a tenyészidőszakra vonatkoztatva. A továbbiakban azt kell megvitatni, hogy a klímapotenciál, illetve annak értéke és az egyes összetevője miként változik az éghajlat módosulása során.

1. szcenárió

A növényi szárazanyag-képződés alapfeltétele a szoláris energia nagysága. A korábbiakban bebizonyosodott, hogy hazánk sugárzó energia-ellátottsága olyan bőséges, hogy fényhiány

terméscsökkenést nem okoz. Más szóval ez azt jelenti, hogy a sugárzó energia tekintetében jelentős mennyiségű ökológiai tartalékkal rendelkezünk, és ez lehetővé teszi a termékek továbbnövekedését.

Az elmúlt évtizedekben Magyarországon a termesztett növények produkciója jelentős mértékben növekedett. E növekedés mértéke termőtájanként változó, azonban értéke jellegzetes módon alakul. Magyarországon a termékek növekedésének nagysága búzánál 0,05-0,18 t/ha év, kukoricánál 0,1-0,25 t/ha év, vagyis a termesztéstechnológia korszerűsödésével, a genetikai alapok és talajtermékenység javulásával a termékek 20 év alatt csaknem megkétszereződtek. Ennek a jelenségnek közvetlen következménye, hogy a szoláris energiának a fotoszintézis által felhasznált aránya, a növénytakaróba való beépülése megnövekedett. Ezt az értéket a régebbi időben az energiamérlegben elhanyagolhatónak tekintették, mai vizsgálatok szerint ezzel az energiával feltétlenül számolni kell a mérleg összetevőinek vizsgálata során. Arra vonatkozóan, hogy a szoláris energia beépülése milyen mértékben módosul részletes vizsgálatok folytak az 1870-80, valamint az 1976-80-as évek termésátlaga alapján. Elfogadva az energia konverziós értékének (16,7 kJ/g sz.a.) állandóságát, mivel az technológiai beavatkozás hatásától mentes genetikai tulajdonság, a produkciónak az energiaekvivalensét hasonlítottuk össze a két időszakra. Az erre vonatkozó adatokat tartalmazza a következő táblázat.

A szoláris energia beépülésének mértéke

Növényfaj	Tenyészedőszak alatti PhAR 105MJ/ha	1870-1880 produkció 10 ³ MJ/ha	%	1976-1980 produkció 10 ³ MJ/ha	%	Eltérés %
Búza	124	107	0,86	583	4,70	3,84
Őszi árpa	107	109	0,10	516	4,82	4,72
Tavaszi árpa	88	119	1,35	431	4,90	3,55
Rozs	125	96	0,77	208	1,66	0,89
Zab	120	87	0,73	344	2,86	2,13
Kukorica	132	132	1,00	701	5,32	4,32
Cukorrépa	138	520	3,10	1190	7,01	3,91
Burgonya	163	131	0,80	620	3,80	3,00
Lucerna	169	559	3,31	709	4,20	0,89
Napraforgó	180	(132)	0,73	231	1,28	0,55

Ennek alapján megállapítható, hogy a felsorolt növények termései emelkedő tendenciát mutatnak, vagyis a szoláris energia hasznosulása fokozódik. A fokozódás mértéke igen változó, pl. 100 év alatt a rozsnál mindössze 0,89 %-os effienciánövekedés állapítható meg, ugyanakkor kukoricánál, búzánál és őszi árpánál, valamint a cukorrépánál 3,5 %-kal növekedett az effienciavérték. A globálsugárzásra vonatkoztatott beépülési arány átlagosan Magyarországon 2,3 %, de egyes esetekben, a szélsőségesen nagy termékek alkalmával elérheti a 4,0-5,0 közötti értéket, míg a rendkívül nagy szénhidrátottermelő cukorrépa esetében megközelíti a 6 %-ot. Ennek alapján megállapítható, hogy a szántóföldi növénytermesztés az egyik olyan termelési ágazat, amely a szoláris energiának a legnagyobb hányadát hasznosítja. Meg kell jegyezni, hogy a táblázatban közölt értékek nem a hasznos termékre, hanem a bruttó produkcóra vonatkoznak. Ha összevetjük a 100 éves terméssorozatok induló és záró éveinek termésátlagait, megállapítható, hogy 100 év alatt a szoláris energiának a kihasználása megkétszereződött, sőt egyes esetekben négyszeresére emelkedett. Mindebből a vizsgálati anyagból megállapítható, hogy a szoláris energia növényi hasznosulásának növekedésével tényként kell számolnunk. Azt is meg kell jegyezni, hogy e változás nem kapcsolódik okozatilag az éghajlatváltozáshoz, kifejezetten biológiai és technológiai beavatkozások következménye.

2. scenárió

A fotoszintézis alapegyenlete szerint a másik legfontosabb légköri-ökológiai tényező a víz, s ezen keresztül a vízellátottság. A vízellátottság mértékének kifejezésére számos lehetőség nyílik, ennek leghagyományosabb formája a kvantifikált csapadék, majd a csapadéknak az optimumhoz viszonyított helyzete és távolsága, de kifejezhető a vízellátottság mértéke a tényleges és potenciális párolgás közötti különbséggel, illetve annak hányadosával. Gyakorta használatos a csapadék látens hője és a sugárzási mérleg energiájának hányadosa. A fotoszintézis folyamata szerint a fölhasznált vízmennyiség nagysága és a képződött növényi száraanyag mennyisége között számszerű összefüggés áll fenn. E szerint a produkció növekedésével arányosan növekszik a produkcióhoz szükséges vízmennyiség. A természetben ezt a vízmennyiséget a csapadék biztosítja. A csapadék nagysága - mint korábban említettük - korlátozott, ennek következtében a fotoszintézis folyamatát is mérsékelheti, illetve gátolhatja a víz hiányának mértéke. Ez az egyik magyarázata annak, hogy az energetikailag és genetikailag lehetséges produkció teljes egészében nem tud kibontakozni, a produkciók tömege, ezen belül pedig a főtermék nagysága évről-évre változik, és a vízigény szerint különböző mértékű ingadozást mutat. Hazánk területére a csapadék döntő szerepe már bizonyított (Berényi, 1951).

Hogy az éghajlatváltozásnak és a termékek kapcsolatának a létét a csapadékon keresztül bizonyítani lehessen, szükséges megkeresni azt a kapcsolatformát, amely a csapadék mennyisége és a termékek nagysága között fennáll. E kapcsolatot nem rövid időszakra terjedő statisztikai módszerrel kell leírni, hanem úgy, hogy a kapcsolat értelmezésében a szekuláris változások kifejezésre juthassanak. Erre a célra találtuk alkalmasnak a csapadékhasznosulás tényezőjét, amely azt fejezi ki, hogy 1 t főtermékre mekkora csapadékmennyiség jutott különböző, több éves időszakokban. Mivel a főbb növények több mint 100 éves termésátlagai ismertek, így lehetővé vált a csapadékmennyiség és a főtermék tömege hányadosának megállapítása. Az országos termésátlagok felhasználásával ki lehet mutatni, hogy a termékek növekedésével a hányados értéke egyre csökken. Ez a csökkenés elsősorban azoknál a növényeknél mutatható ki a leghatározottabban, amelyeknek a termése az idő folyamán a legerőteljesebben növekedett. Az alábbi táblázat az 1 t főtermékre eső csapadékmennyiség nagyságát fejezi ki a múlt század második felétől 1980-ig.

Év	Búza	Kukorica	Cukorrépa
1871-80	720	290	24
1931-40	320	190	21
1971-75	120	100	14
1976-80	100	70	14

A közölt adatok dimenziója mm/t/ha. Az együtthatók határozottan csökkenő tendenciát mutatnak, az újabb időszakokban búzánál 1/7, kukoricánál 1/4, cukorrépánál kb. 1/2 csapadékmennyiség szükséges 1 t főtermékre, mint amennyi az 1871-80-as években. A csapadékhasznosulás csökkenése két okból következhet be: egyrészt a termékmennyiség növekedése miatt, másrészt a csapadék csökkenése folytán. A terméssorok és a csapadéksorok divergenciája következtében a hasznosulási tényező egyre csökken, vagyis egyre kisebb vízmennyiséggel kell a termés mennyiségét növelni. A növények specifikus vízigénye, illetve az evapotranspirációs koefficiense ugyan kisebbedik, ennek ellenére el kell fogadni azt a fizikai törvényt, hogy víz nélkül, illetőleg egy minimális vízmennyiség alatt a fotoszintézis folyamata nem indul meg, vagyis a víz korlátozó tényezővé válik. Ha a csapadék csökkenésének ütemét 1 mm/év átlagértékével elfogadjuk, úgy 2020-ban az ország csapadékban legszegényebb területein a sokéves átlag 470 mm-re csökken, míg az Alföld egyéb területein 500 mm/év lesz szemben a jelenlegi 500, illetve 530 mm-rel. Ha a terméskövetés üteme csak fele olyan mértékben folytatódik, mint ahogy az elmúlt két évtizedben alakult, akkor 2020-ban 1 t búzát 40-50 mm-nyi vízmennyiséggel, 1 t kukoricát pedig 35-45 mm-nyi csapadékmennyiséggel kell előállítani. Kérdésként merül fel, hogy e változás nem lesz-e a jövőben a terméskövetés akadályozója. Jelenleg

megítélve úgy tűnik, hogy a következő évszázad első felében a mezőgazdaság legkritikusabb tudományos problematikája a megfelelő vízellátottság biztosításának a kérdése lesz. Nyilvánvaló, hogy a problematikával kapcsolatban - a tudományos megoldáson túlmenően - megfelelő ökológiai stratégia kidolgozása válik szükségessé. Az ökológiai krízis egyik legfontosabb komponense a vízellátottság lesz, mivel ennek előjelei már napjainkban is szigorú formában mutatkoznak.

3. scenárió

A produkciós folyamat egyes szakaszainak sebessége nagymértékben függ a hőmérséklettől, ahogyan az az általános biofizikai törvényszerűség szerint ismert. Általában a biokémiai folyamatok a hőmérséklet emelkedésével gyorsulnak, és ez kifejezésre jut a növények gyarapodási sebességében is. A hőmérséklet emelkedésével a fenológiai fázisok felgyorsulnak, vagyis a tenyészidőszak lerövidül. A növénytermesztési tapasztalatok azt bizonyítják, hogy a növények termésátlaga a tenyészidőszak rövidülésének arányában kisebbedik. Amennyiben hőmérséklet-emelkedéssel számolunk, úgy arra is figyelemmel kell lennünk, hogy egyidejűleg a hőmérsékleti maximumok értéke gyakrabban kerül a fotoszintézis szempontjából optimális hőmérséklet fölé. Termesztett növények esetén az optimális hőmérséklet általában 25-30°C közé esik. 30°C felett már rendkívül erős a respiráció, s ezáltal a nettó asszimilációs tömeg fokozatosan kisebbedik. Mindennek a jelenségnek a halmozott következménye abban jut kifejezésre, hogy a végtermék tömege viszonylag alacsony marad. A hőmérséklet emelkedése egy bizonyos határig nem jelent hazánk éghajlatában klimatikus kockázatot a termések továbbnövelésében, a növénytermesztés jelenlegi ökológiai igényeinek figyelembevételével. Ha a hőmérséklet-emelkedés meghaladná a kb. 2°C-ot, úgy a nyári félévben már jelentősen megnövekszik azoknak a napoknak a száma, amelyeken a hőmérsékleti maximum 30°C felé emelkedik, és ez már ökológiai gátló tényezőnek bizonyul. Jelenleg 15-30 olyan nap van átlagban egy évben, amikor a hőmérsékleti maximum 30°C fölé emelkedik. Ha feltételezünk egy 2°C-os hőmérséklet-emelkedést, akkor ezeknek a napoknak a száma csaknem megkétszereződik, és ezeknek a zöme a három nyári hónapra koncentrálódik. Ez azt jelenti, hogy még a hőigényes növényeknek a produkciós folyamatait is gátolja a magas nappali hőmérséklet, és ez különösen veszélyes abban az esetben, amikor a vízellátottság terén mérsékelt vagy erőteljes vízhiány uralkodik.

A fotoszintézist szabályozó hőmérséklet lényegesen magasabb legtöbb növényállományban, mint a klimatikus hőmérsékleti érték. A mikroklimatikus terek kialakulása törvényszerűségeinek ismeretében következtetni lehet az állomány légterében fennálló hőmérsékleti feltételekre, ha a klimatikus - 2 m magasságban mért - hőmérséklet ismert. A széleskörű mikroklimatológiai vizsgálatok szerint a növény- állományok belsejében a nappali órákban 1-4°C-kal magasabb a hőmérséklet a külső légtérhez képest. Amennyiben kialakul a 30°C-os hőmérsékleti maximum 2 m-en, úgy a növényállományokban a hőmérséklet 32-36°C között lesz. Ezen túlmenően azt is figyelembe kell venni, hogy a növényállomány jelentős sugárzó energiát nyel el, ezáltal a növényi test felmelegszik. Bár a transzspirációs folyamatok a fölmelegedést megakadályozzák, vízhiányos helyzetekben mégis a levegő hőmérséklete fölé emelkedik a levélzet hőmérséklete. Így könnyen kialakulhat a 36-40°C közötti hőmérsékleti érték, amely a fotoszintézist ténylegesen szabályozza. Ezeknek a törvényszerűségeknél a figyelembevétele tehát azt jelenti, hogy a 2°C-os hőmérséklet-emelkedés már komoly problémák kezdetét jelenti, és megindítja a kultúrnövényekre vonatkoztatott termikus értelemben vett ökológiai krízist.

4. scenárió

A genetikailag meghatározott produkciós potenciál kibontakozását a légköri folyamatok közül a hőmérséklet és a víz együttesen szabályozza. A hőmérsékletnek és a vízellátottságnak együttes hatása tekinthető klímaszabályozó tényezőnek, és e hatásegüttest nevezzük klímapotenciálnak. A klímapotenciál numerikus megállapítása általános formában nem jelent bonyolult folyamatot,

ugyanis az kifejezhető az említett két komponens relatív értékével. E relatív értékeket nevezzük hatásfüggvénynek, s abszolút értéke annál nagyobb, minél közelebb áll 1,0-hez. E hatásfüggvény értelmezhető mind a hőmérsékletre, mind pedig a vízellátottságra. A hőmérsékleti hatásfüggvény az alábbi:

$$f(T) = 1 - (\Sigma T - \Sigma T_0) / \Sigma T_0 \leq 1,0$$

Ezzel analóg a vízellátottsági hatásfüggvény:

$$f(VE) = 1 - (TE - TE_0) / TE_0 \leq 1,0$$

A két hatásfüggvény szorzata adja a klímapotenciálnak azt az értékét, amelyet a légköri feltételek határoznak meg. A fentiekben a T az optimális hőmérsékletet jelenti a növekedési sebesség, illetve a különböző fejlődési szakaszokhoz tartozó fotoszintetikus folyamatoktól függően, a T pedig a tényleges hőmérsékleti összeget. Hasonlóan a TE az optimális vízellátásnak megfelelő evapotranspiráció, TE pedig a tényleges evapotranszspirációs vízvesztés. Mindkét hányados abszolút értéként kezelhető, s így a függvény maximális értéke 1,0, ami az ideális helyzetet fejezi ki; ha pedig az optimálishoz képest eltérnek a tényleges feltételek, abban az esetben a hatásfüggvény értéke kisebb, mint 1,0. Ez utóbbi arra utal, hogy az energetikailag lehetséges termés a víz hiánya, illetve a hőmérsékletnek az optimálistól való eltérése miatt nem bontakozhat ki.

A feltételezett és részben bizonyított hőmérsékletemelkedés, valamint a csapadék csökkenése együttesen jelentős nagyságú termés-csökkenés okozója lehet. Amennyiben ezt a szorzatot tekintjük eredő klímahatásnak, akkor ennek a jelenlegi értéke a következő értékekből adódik:

hőmérsékleti hatásfüggvény: 0,7-0,9

vízellátottsági hatásfüggvény: 0,6-0,9.

Ezeknek a hatásoknak együttese 0,65, vagyis a lehetséges produkciónak csupán 60 %-a bontakozhat ki. Az energetikailag lehetséges produkció - ahogyan már korábban említettük - 30-35 t sz.a./ha/év, s a tényleges produkció átlaga Magyarországon Láng (1980) szerint 15-18 t sz.a./ha/év, vagy közel azonos a számított értékkel.

Feltételezve a csapadékcsökkenést - amely bizonyított az utóbbi évtizedekre - és a nyári félév hőmérsékletének közel állandóságát, úgy abban az esetben a klimatikus hatásfüggvény szorzófaktoraként kifejezve csökken, vagyis a lehetséges produkcóból egyre kisebb arány képződhetett. Figyelembe véve a terméspályák felfutását napjainkig, nem lehet prognózist kialakítani a termékek alakulására a változó genetikai tulajdonsággal rendelkező biológiai alapanyagokra, fajokra és fajtákra, az azonban megállapítható, hogy a klímapotenciál csökkenésére lehet számítani az ezredfordulót követő évtizedekre, elsősorban a csapadék csökkenése folytán, valamint az ariditás fokozódása miatt. Lényegében ezt bizonyítják a Lieth (1974) által kidolgozott globális modellek is, melyek szerint főként a csapadékmódosulás tölti be a főszerepet a produkció globális mennyiségére és földfelszíni eloszlására.

5. scenárió

Az éghajlatmódosulás és a légkör CO₂-készlete közötti kapcsolat számtalanszor bizonyított tény. A légköri CO₂-készlet körforgalma alakításában részt vesz a növénytakaró. Bár a Föld szén-dioxid-készletének jelentős hányadát az óceánok tárolják, emellett mégis jelentősnek kell tekinteni azt a CO₂-mennyiséget, melyet az évente megújuló növénytakaró a légkörből elvon. A légkör anyagi összetétele tehát egyben életfeltételt is jelent a növénytakaró számára, elsősorban a CO₂ jelenlétén

keresztül. A mérsékelt égövben a növényzet által felhasznált CO₂ -tartalom jelentős mennyiségű, míg télen ennek az anyagnak a beépülése gyakorlatilag megszűnik. A CO₂ -koncentráció a troposzféra alsó rétegeiben eléggé csekély, és erőteljes fotoszintetikus tevékenység esetén a felszín felé irányuló CO₂ -fluxus főként a dinamikus kicserélődés útján igen intenzívvé válik. Nem cél a CO₂ -körforgalom kérdésével részletesen foglalkozni, azonban egy másik aspektusból érdemes közelíteni a CO₂ -főhasználásának kérdését. Az áttekinthetőség végett a fotoszintézis alapegyenletéből kiindulva megállapítható az az elemi CO₂ -tömeg, amely 1 g szénhidrát előállításához szükséges. Ha figyelembe vesszük a légzés, a fotorespiráció és egyéb veszteségeket, akkor közelítőleg 1 g szénhidrát-szárazanyag felépüléséhez 0,6 g CO₂ -mennyiség szükséges. Elfogadva ezt az alapösszefüggést, becsülhető az a szén-dioxid-tömeg, amely Magyarország termőterületén főhasználódik a légkörből. E becslés az alábbi lépésekben végezhető el:

Alapösszefüggés: 1 g sz.a. ~ 0,6 g CO₂

Évi bruttó produkció átlagértéke: 15 t sz.a./ha/év

Magyarország termőterülete: 8,3 millió ha

A termőterület teljes produkciója: 124,5 millió sz.a./év

A produkcióhoz felhasznált CO₂ tömege: 74,7 millió t CO₂/év

Felhasznált légköri eredetű CO₂ tömege: 59,8 millió t CO₂/év

A növénytakaróba beépült szén-dioxid tömegének 80%-a tekinthető légköri eredetűnek, míg a fennmaradó 20% a talajlégzés útján jut a talajmenti légtérbe. Amennyiben a hőmérsékletemelkedés ténylegesen bekövetkezik, úgy a CO₂ -felhasználás első közelítésben növekszik, mivel a fotoszintézis is hőmérséklettől függő folyamat. Azonban ha a csapadékhiány tovább fokozódik, abban az esetben a vízellátottság további mérséklődése folytán a növényi gázcsere sebessége visszaesik a sztómarendszer hidroregulációja folytán. E folyamat következménye a CO₂ felhasználásának mérséklődése is. Tekintettel arra, hogy a gázcsere-folyamatot elsősorban a hidrikus feltételek szabályozzák és ehhez képest a termikus effektusok másodlagos szerepet töltenek be, ezért nem várható, hogy az elkövetkező évtizedekben a növénytakaró CO₂ immissziója növekedni fog. Egyébként e helyen is utalni kell arra a biofizikai törvényszerűségekre, hogy a CO₂ -nek fotoszintézis útján történő beépülését nem a légköri koncentráció határozza meg, hanem a sztomatikus üregekben kialakuló CO₂ -arány. A nappali órákban a növényállományokban a CO₂ -koncentráció 240-280 ppm közötti, viszont sztomatikus üregekben ez a koncentráció lényegesen kisebb. A fotoszintézis intenzitását ez az utóbbi érték szabályozza, tehát a sztomatikus diffúziós ellenállás tekinthető a meghatározó paraméternek és nem a levélen kívüli CO₂ -koncentráció. Amennyiben a vízellátottság csökken, úgy a sztomatikus diffúziós ellenállás növekszik, és ezáltal kerülhet a növény CO₂ -hiányhelyzetbe, és így alakul ki a szén-dioxid-sztresszállapot. Az arid hajlam fokozódása együtt jár a vízstresszek gyakoriságának növekedésével, és ezek alakítják ki a CO₂ -stresszállapotot.

A fenti okfejtés szerint végül arra a következtetésre lehet jutni, hogy a légkör a növénytakaró számára biztosítja azt a rendkívül fontos növényi építőanyagot, amely a fotoszintézishez kell, azonban a CO₂ esetleges légköri dúsulása nem vonja maga után a fotoszintetikus tevékenység fokozódását.

3.3.4. KÖVETKEZTETÉSEK

Az éghajlatváltozás növénytermesztési következményei a magyarországi adatokon vizsgálva jelentőseknek minősíthetők. Az erre vonatkozó elemzések alapján adott főbb megállapítások, általában egybeesnek a nemzetközi tapasztalatokkal, illetve következtetésekkel. Végző következtetésként állapítható meg, hogy ha csupán a csapadék csökkenésének következményeivel számolunk és jelentős mértékű hőmérsékletváltozás nem következik be, abban az esetben is a növénytermesztés eredményeinek szintentartása, esetleges továbbemelése a mezőgazdaság keretében új ökológiai stratégia kidolgozását követeli meg. Ennek a stratégiának a lényege: szárazság elleni

védekezés főként passzív eljárásokkal, esetenként pedig aktív beavatkozásokkal. A passzív védekezés lényege a szárazságtűrő fajták szélesebb körű elterjesztése, szükség esetén egyes területeken a vetésterületi arányok módosítása a növényfajok között, vízmegőrző agrotechnikai rendszerek kidolgozása különböző talajtípusokra.

Az aktív védekezési eljárások közül ki kell emelni az öntözés kérdését. Jelenleg Magyarországon az öntözés mind ökonómiai, mind műszaki szempontból megítélve rendkívül nehéz helyzetben van, ennek ellenére szükségesnek tűnik e komplex probléma technológiai és ökonómiai felülvizsgálata és a rendelkezésre álló vízkincs gazdaságos hasznosítása. Mivel Magyarországon az agrárszektor beláthatatlan ideig az egyik legfontosabb ágazat marad, meg kell vizsgálni minden rizikóforrást, amely a termékek biztonságát veszélyezteti. Ezek közé a veszélyforrások közé kell sorolni az éghajlat káros megnyilvánulásait, sőt, magának az éghajlatnak a megváltozásával járó következményeket is. Ahogyan a fentiekből kitűnik, az éghajlatváltozásnak túlnyomórészt kedvezőtlen megnyilvánulásaira kell számítani, vagyis az agroökológiai rendszer állapota az éghajlatváltozás következtében romlik, és a klímapotenciál csökken.

3.4. ÉGHAJLATI HATÁSOK A HOSSZÚ TERMESZTÉSI IDEJŰ FÁK NÖVEKEDÉSÉRE

3.4.1. BEVEZETŐ

Az üvegházhatás fokozódása miatt előrejelzett hőmérsékletemelkedés legerősebb érvényesülése a közepes szélességi régiókban valószínűsíthető. Ezen a területen a klíma várhatóan nemcsak melegebb lesz, hanem átlagban szárazabb is. Ez utóbbi körülmény pedig döntően befolyásolhatja a magyarországi erdők területi elhelyezkedését, összetételét és produktivitását (Járó, Führer, 1989). Hiányosak az ismereteink az esetleges klímaváltozás mértékéről és üteméről is, következésképp az erdei ökoszisztémákban várható változások csak bizonyos fenntartásokkal modellezhetők.

Az éghajlatváltozás és a hazai erdőgazdálkodás kapcsolatának feltárásakor alapvető érdekünk megismerni (a) az éghajlati elemek változása és a fák növekedése közötti összefüggést, valamint (b) a magyarországi erdők szénmegkötő képességét annak érdekében, hogy a feltételezett és előrejelzett klímaváltozás hatását a magyarországi erdők produktivitása vonatkozásában becsülhessük, illetve a globális éghajlatváltozás regionális érvényesülését csökkentő, a szénlekötést is figyelembevevő közép és hosszútávú fafajpolitikai irányelveket kidolgozhassuk. Az előbbi kérdést ebben a fejezetben vizsgáljuk, az erdők szénmegkötő képességének becsülésével pedig a tanulmány 1. részében foglalkoztunk.

A bioszférát befolyásoló antropogén hatások közül az üvegházhatást kiváltó és azt fokozó gázok, különösen a légköri szén-dioxid mennyiségének emelkedése a légkör általános felmelegedését eredményezi. Ezen jövőben várható éghajlatváltozás regionálisan a vegetáció-övek eltolódásaként értelmezhető és a becslések szerint 1°C átlagos hőmérsékletemelkedés a vegetáció-övek 100-150 km-es eltolódásához vezet.

Az éghajlat változatosságát bizonyos mértékben az időjárás változatossága tükrözi. Az erdőt alkotó fafajok elterjedése elsősorban az éghajlattól függ, növekedésük és szervesanyag termelésük azonban közvetlenül és közvetve az időjárás függvénye. Magyarország természetföldrajzi viszonyai mellett, különösen a szárazabb termőhelyeken az erdő termelését a hasznosítható vízmennyiség határozza meg. Ennek nagysága közvetlenül, illetve talajon keresztül közvetve az éves csapadéktól függ. Következésképp hazánkban a légkör felmelegedésénél nagyobb veszélyt jelent a faállományok növekedésére nézve a csapadék valószínűsíthető csökkenése.

3.4.2. A FÁK NÖVEKEDÉSMÉRÉSÉNEK MÓDSZERTANA, ÖSSZEFÜGGÉSBEN AZ IDŐJÁRÁSI ELEMEKKEL

A fák-faállományok növekedésmérésének módszertanát az erdészek a fatermesztés eredményességének érdekében - már több mint egy évszázada kidolgozták (fatömeg táblák, fatermési táblák) és azóta is folyamatosan fejlesztik. A faállomány hasznosítható szervesanyag-termelésének meghatározására a magassági-, átmérő-, körlap-, fatömeg folyó- és átlagnövedék értékelést az erdészeti tervezésben és gyakorlatban általánosan alkalmazzák.

A felsorolt növedék értékek és az erdőtársulások - faállományok - egyes fák szervesanyag-termelési között nagyon szoros korreláció áll fenn. A növekedést - szervesanyag-termelést - az egyes fák, ill. az egész faállomány törzsének vastagodása, kerületnövekedése, vagy az évgyűrűk vastagsága reprezentálja.

A fák-faállományok éves növekedésmentét és mértékét a növekedésmérő szalag alkalmazásával nagy pontossággal lehet megmérni. A több mint 15 éves mérési sorok értékelése alapján meghatározható erdeink állományalkotó fafajainak (egyedek, faállományok) éves és korszaki növekedési folyamata mennyiségi és minőségi vonatkozásban, sőt az abiotikus (pl. időjárás) és biotikus (kor, károsítás, erdőművelési beavatkozások) hatásokat is mérni lehet.

A gödöllői erdei ökoszisztémák folyamatvizsgálatában a kerületmérő szalaggal történő mérésekből az éves szervesanyagképzés - növekedés alapjellemzőit határoztuk meg (Járó, Tátraaljai, 1984-85) a hazai lomb és fenyőállományokra.

A lombfák április elejétől rövid kezdeti növekedés - kezdeti növekedési szakasz - után, május elejétől erőteljesen vastagodnak július közepéig-végéig. Ennek a fő (intenzív) növekedési szakasznak az elején, 2-3 hét alatt kialakul a teljes lombzat is. Július közepétől-végétől augusztus végéig, szeptember közepéig - befejező növekedési szakasz - még kisebb-nagyobb növekedés mérhető. Szeptember közepétől a lombhullásig növekedést alig észlelünk, gyakorlatilag már új szervesanyag-képzés nincs. Kivétel a termés növekedése, érése, ami a nagymagvúaknál egyes években jelentős szervesanyag gyarapodást jelent. A lombfák évi kerületnövekedésének - szervesanyag-termelésének - átlagosan 5%-a a kezdeti növekedési szakaszra, 88%-a a fő növekedési szakaszra és mindössze 7%-a a befejező növekedési szakaszra esik.

A fenyők kezdeti növekedési szakasza március végén kezdődik és április második harmadáig tart. A fő növekedési szakasz április végétől augusztus elejéig terjed. Ennek elejére esik az új tűlevelek kifejlődése is. A befejező növekedési szakasz október elejéig nyúlik. A fenyők mindhárom növekedési szakasza hosszabb, mint a lombfáké. Az évi kerületnövekedésnek 4%-a a kezdeti, 86%-a a fő és 10%-a a befejező növekedési szakaszra esik. A szakaszok hossza és a növekedés mértéke nagyon változó, de kisebb mértékben, mint a lombfákénál.

Az átlagadatokat szerint a lombfák 20 hétig növekednek, és ebből az évi szervesanyag gyarapodásuknak több mint 90%-a a május-június-júliusi, kb. 12 hétre esik. Ekkor legintenzívebb az élettevékenységük, s ekkor legnagyobb a víz- és tápanyag-felhasználásuk. A fenyők kerületnövekedése lényegesen hosszabb, mintegy 27 hét, de a fő növekedési szakaszuk április végétől augusztus első harmadáig csak 16 hét. Tehát az intenzív növekedésük és az ehhez szükséges víz és tápanyag-felhasználásuk átlagosan közel 25%-kal hosszabb, de nem nagyobb, mint a lombfáké.

A hazai erdők szervesanyag-képzésükre épülő vízbevételei- vízfelhasználási folyamatában, vízforgalmi rendszerében három, egymáshoz szorosan kapcsolódó szakaszt különíthetünk el.

A tárolási szakasz a lombhullást követően október végén - november elején kezdődik és a rügyfakadásig, április végéig tart. Ebben az időszakban még új szervesanyag-képzés, tehát ehhez

vízfelhasználás nincs. A lehulló csapadék az intercepció (faállomány, avar) veszteséget leszámítva a talajba szivárog és ott a természetes vízkapacitásnak megfelelően tárolódik. Számolni kell az evaporációval, de ez nem jelentős az alacsony hőmérséklet és a nagy relatív páratartalom miatt, továbbá az avar védőhatása is érvényesül. Hazai viszonyok között a faállomány alatt a hótakaró párolgása (szublimáció) általában kicsi, viszont a lejtős területeken a gyors hóolvadás idején felszíni elfolyással kell számolni, különösen az avartakaró nélküli talajon. A tárolási időszak féléve (november-április) alatt lehullott csapadék a veszteségeket (lombállományokban 30-35%, fenyvesekben 40-45% is lehet, (Járó, 1980)) levonva tárolódik a talajban a termőréteg természetes vízkapacitásának megfelelően.

A rügyfakadás után kezdődik a szervesanyag produkció növekedés, ami május végén-júniusban éri el a maximumát. Ebben az időszakban lombosodik ki az erdő és képződik a növedék 80-90%-a, ilyenkor igényli az erdő a legnagyobb mennyiségű vizet. A fő szervesanyag-képzési idő egyúttal a víz fő felhasználási időszakasza. A termőréteget behálózó gyökerek a talajban az előző időszakban tárolt vizet és a május-június-júliusban lehullott csapadékot is hasznosítják. Természetesen ebben az időszakban is veszteséget jelent az intercepció amely a lombállományoknál nagyobb, fenyveseknél pedig kisebb, mint a tárolási időszakban, továbbá a magasabb hőmérséklet és alacsonyabb légnedvesség miatti (mennyiségben ma még kevésbé ismert) evaporáció (avar, talaj).

A hazai erdők éves életciklusában az augusztus-szeptember-októberi időszak már csak elenyésző új szervesanyag-képzést jelent, és gyakorlatilag a csökkent vízfelhasználással a növény a hőháztartását szabályozza. A három hónap rendkívül változó mennyiségű csapadéka már az erdő élettevékenységét fedezi. A talajban tárolt vizet az átlagos években hervadáspontra kihasználják a faállomány gyökerei. Ez a fenntartási időszak gyakran válik aszályossá és ilyenkor a korai lombhullatással védekezik a lombérdő a kedvezőtlen vízvesztéssel szemben.

Az erdő éves fiziológiai folyamatát figyelembe véve a szervesanyag-képzést, a víz- és tápanyagforgalom szerint három szakaszt különítünk el, amelyben a döntő tényező a vízbevitel-vízfelhasználás:

- tárolási időszak novembertől-áprilisig
- főfelhasználási időszak májustól-júliusig
- fenntartási időszak augusztustól-októberig

Az erdőben, mint ökoszisztémában a hatások rendkívül változatosan jelennek meg, tehát ezeknek a vízbeviteli-vízfelhasználási szakaszoknak mennyiségi és minőségi vonatkozásai is rendkívül változatosan és kölcsönhatásokban érvényesülnek.

A kerületnövekedés-szervesanyag produkció és a vízbevitel-vízfelhasználás összefüggését értékeljük a Gödöllői Arborétum 17 faállománytípusából a feltételezhető klímaváltozás szempontjából jellemző csertölgyes, akác és olasznyáras 12 évi mérési soraiban.

A vizsgálati anyag és módszer

A faállományok cseres-kocsánytalan tölgyes klímában többfélehatástól független hidrológiájú, CaCO₃ tartalmú homokon kialakult középmély termőrétegű rozsdabarna erdőtalajon állnak. A természetes cseres-tölgyes erdő társulást kiirtották, és a területet mezőgazdaságilag növelték az 1910-es évekig, amíg az arborétum létesítését meg nem kezdték. A szántóművelés hatására a rozsdabarna erdőtalaj „A” szintje főleg humuszban elszegényedett és az enyhe lejtés miatt többé-kevésbé erodálódott. Az elmúlt 81 év alatt az erdő hatására a humuszosodás jelentős. A vízbevitel-vízfelhasználás szempontjából ki kell emelni, hogy a talaj jó vízvezetősége, talajhiba nincs, tehát a természetes vízkapacitásig történő vízfeltöltésnek-tárolásnak nincs akadálya.

Az arborétumban meteorológiai állomás működik. Az 50 éves és a vizsgált időszak átlagai az alábbiak:

	1901-1950	1973-1987
hőmérséklet	9,1 °C	9,5 °C
csapadék	596 mm	514 mm
tárolási+főfelhasználási időszak	444 mm	408 mm

A vizsgálat éveiben a tárolási és felhasználási időszak átlaga (408 mm) és szélsőértékei (343 mm minimum, 524 mm maximum) lehetővé tették az összefüggő vizsgálatokat, amelyek egyelőre csak a csapadékmennyiség és a kerület-növekedés közti értékelésre terjednek ki.

A kerületnövekedést a kerületmérő szalaggal a mellmagassági átmérőnél mértük kéthetes - júniusban egyhetes - időközönként, 0,1 mm-es pontossággal. Az összehasonlíthatóság és általánosíthatóság érdekében a különböző átmérőjű fák kerületnövekedését 1 m-re és a faállományokra számítottuk át. A mért fákat az állományszerkezeti összetétel szerint választottuk ki. Ennek megfelelően a kimagasló és uralkodó fák képviselték a populációkat, de a közbeszorult fák is szerepelnek a faállomány átlagában. Az olasznyáras (cv 'I 214') természetesen egyklónú. A faállományok jellemzői 1973-ban:

Faállománytípus	Kor (év)	Átlagátmérő (cm)	Átlagos intercepció (%)
Csertölgyes	34	20,7	27
Akácos	11	9,7	30
Olasznyáras	8	19,4	25

A mérési időszakban (1973-1987) mindhárom faállományban elvégezték a gyérítést (a mért fákat nem vágta ki) és az utolsó két évben már az öngyérülés következtében egyes mért fák is elszáradtak. Az olasznyáras nem erre a termőhelyre való, de a termesztési technológia szigorú betartása eredményeként még elfogadható kerületnövekedésű volt 1987-ben is. Mindhárom faállomány, a gyökérvizsgálatok szerint, a talaj termőrétegét teljes mélységig hasznosítja.

A vizsgálatok értékelése

A 15 év folyamatvizsgálataiból a szervesanyagképzés-kerületnövekedés és az időjárás-hasznosítható csapadék összefüggés meghatározására az 1975-1987 évek mérési adatait értékeltük, mert az 1973-74. évi kerületmérési eredményeket a gyérítések nagymértékben befolyásolták.

A csertölgy lassú növekedésű kemény lombos fafaj. Az arborétumi faállomány helyi makkból, mesterséges felújítású származék erdő. Az átlagos kerület-növekedés április közepén indul, de nem szervesanyag-képzéssel, hanem vízfelvételből adódó duzzadással. A szervesanyag-képzés - a törzsvastagodás - április végén a teljes lombkifejlődést követő intenzív asszimilációval kezdődik meg és tart augusztus elejéig (fő növekedési szakasz). Augusztus első két hetében némi növekedés még mérhető (1. ábra). Az évi összes kerületnövekedés szorosan összefügg (4. ábra) az időjárással, elsősorban a tárolási és a fő felhasználási időszakban lehullott csapadékkal. Ezt igazolja az 1985. évi legkisebb (3,1 mm/m), valamint az 1978. évi nagy (9,0 mm/m) és az 1977. évi legnagyobb (10,0 mm/m) kerületnövekedés (1. ábra). Az 1977. évi nagy kerületnövekedést a tárolási és főfelhasználási időszak csapadéka mellett a fenntartási időszak kedvező csapadékeloszlása és az egész növekedési időszak hőmérséklete tette lehetővé. A szeptemberi 14°C, ill. az októberi 12°C átlaghőmérséklet nemcsak a lombhullást tolta el novemberre, hanem még vastagodást is mértünk. Megfigyeltük, hogy a csertölgy, mint szubmediterrán fafaj, későn hullatja le a lombját, és ha kedvező az időjárás

(csapadékos-meleg őszi) második vastagodás is megfigyelhető, ez azonban a vastagodásnak csak 10-15%-át teszi ki.

A csertölgyes a vizsgált időszakban az időjárástól függően időben és mértékben változó kerületvastagodást mutatott (1. táblázat). Előfordul igen hosszú (1975) és igen rövid (1986) kerületnövekedésű év, de a növekedési időszak hosszúsága, ill. rövidege nem jár együtt a növekedés arányos mértékével.

Az akác gyors növekedésű keménylombos fafaj. őshonos termőhelye csapadékban gazdagabb és melegebb, mint hazánk termőhelyei. Ez a szinte szubtrópusi fafaj nagyon jól tenyészik a hazai viszonyok között, bár a korai és kései fagyok károsítják. A vizsgált akácos ismeretlen származású populáció, mageredetű. Az átlagos kerületnövekedése nagyobb, mint a csertölgyesé, de hasonló tendenciájú (2. ábra). A gyenge kerületnövekedés, ill. duzzadás április közepétől május elejéig tart és azután indul meg a szervesanyag-képzés, intenzív törzsvastagodás a lombkifejlődéssel egyidőben. Az intenzív kerületnövekedés általában rövid, július végén befejeződik. Kerületnövekedés kedvező időjárású évben még augusztusban és szeptemberben is mérhető (2. táblázat). Ez az évi növekedésnek 5-15%-a, mutatva az akác hosszú tenyészidejűségét (genetikai tulajdonság). Egyúttal arra is felhívja a figyelmet, hogy a klíma felmelegedése az akác számára kedvező lehet. Amennyire hőigényes az akác, legalább annyira vízigényes is. Az évi összes kerületnövekedése a tárolási és főfelhasználási időszak csapadékmennyiségével függ össze elsősorban (4. ábra). A növekedési időszakban bekövetkező szárazságra azonnal reagál, nemcsak leáll a törzsvastagodás, hanem a száradás hatására zsugorodás is bekövetkezik, ami természetesen a következő csapadék hatására megszűnik (dagadás) és ismét megindul a növekedés. Pl. 1983., 1986. év (2. táblázat). Általában a július végi-augusztusi időszak száraz-meleg időjárásaiban az akácos már nem tud elegendő vizet felvenni, vastagsági növekedése leáll, sőt a korai lombhullás is megindulhat, mint pl. 1974, 1981, 1982, 1983, 1986 években. Az akácos kerületnövekedés mértékének éves változatossága nagy (8,8 mm/m minimum, 17,1 mm/m maximum, átlag 13,3 mm/m) és szoros kapcsolatot mutat az időjárással, a hasznosítható víz mennyiségével. Az erdőművelési munka - gyérités - a hasznosítható vízmennyiség növelő hatását mutatja az akácos 1975. évi nagy kerületnövekedése (23,1 mm/m). 1974. év végén gyéritették a faállományt (a mért fákat nem vágta ki), így az intercepció csökkent, és a tárolási és főfelhasználási időszak vízbevitelét kisebb számú fa hasznosíthatta az 1975. év vegetációs időszakában. Az eredmény kiugró kerületnövekedés volt. A nagyobb hasznosítható vízmennyiség hatása még a következő évben is érvényesül a kis tárolási és főfelhasználási időszak kevés vízbevitelére (4. ábra).

Az akácos a vizsgált időszakban, a csertölgyeseshez hasonlóan, az időjárástól függően időben és mértékben változó kerületvastagodást mutat (2. táblázat). Az akác nagy alkalmazkodóképességét mutatja az 1982 év kerületnövekedése (12,4 mm/m). Az április-május elejének alacsony hőmérséklete visszafogja a növekedést, de a május 4-től kezdődő felmelegedés (15°C feletti napi átlaghőmérséklet) hatására hirtelen nagy kerületnövekedés indult meg és tartott július végéig. Július végétől a csapadékszegénység és a 19°C feletti átlaghőmérséklet hatására a felvehető vízkészlet oly mértékben lecsökkent, hogy a kerületnövekedés véglegesen leállt. Hasonló az akácos 1983. évi kerületnövekedése, azzal a kiegészítéssel, hogy a május végi-július elejei csapadékhiány és magas hőmérséklet hatására a vegetációs idő közepén növekedésleállás és zsugorodás következett be.

Az olasznyár (*Populus x euramericana* cv 'I 214') a Po síkságon kialakult klón, amelyik gyors növekedésű lágylombfaj. A vizsgált faállomány egy nyárfajta összehasonlítható kísérlet része. Rövid termesztésű idejű (15-25 év), nagy víz- és hőigényű fafaj, ezért az időjárás és a szervesanyagképzés-kerületnövekedés összefüggés vizsgálatra nagyon alkalmas. A kerületmérésre épülő évgűrű kronológiához az olasznyáras rövid termesztési ideje miatt nem adhat adatokat, de az időjárás és szervesanyagtermelés-növekedés menet megismerését a gyors növekedése és az időjárásra való érzékenysége miatt jól elősegíti. Ezt igazolja, hogy a mérési időszak éves átlagos kerületnövekedése 33,0 mm/m, több mint ötszöröse a csertölgyesének, illetve háromszorosa az akácosénak. Az

olasznyáras átlagos növekedésmenete a lombfákéval megegyezik, csak nagyságrendben a legnagyobb. Az áprilisban mérhető duzzadás átlagban május legelején vált át gyors növekedésbe és ez július végéig tart, az augusztusi növekedés már jelentéktelen (3.ábra). A fő vízfelhasználási időben májustól-júliusig a lombkialakítás mellett a növedék (kerületnövekedés) 90%-a megtermelődik, de van olyan év (1981, 1982, 1983, 1986), amikor 100% képződik ezen rövid idő alatt (3.táblázat). A tárolás és főfelhasználási időszak csapadékmennyisége és a kerületnövekedés mértéke között a nagy vízigény miatt az összefüggés nagyon szoros (4.ábra). Ugyanakkor az 1973 telén végrehajtott gyérítés hatása is nagyon erősen megjelenik 1975-ben, sőt még 1976-ben is. Viszont az 1977. évi maximális kerületnövekedés kétségtelenül a tárolási időszakban lehullott nagy csapadék hasznosítható vizének az eredménye. A fák folyónövedéke a kor növekedésével csökken, ezért a kerületnövekedés is csökken. Az olasznyárasnál ezt a tendenciát nem lehet kimutatni, mert a mérési időszak utolsó hat évében a hasznosítható víz is csökkent (4.táblázat). A feltételezett klímaváltozás hatását a várhatóan erre legjobban reagáló csertölgy, akác és olasznyár vizsgálatával lehet felmérni. A három fafaj állományainak éves kerületnövekedés menetét, mértékét és az időjárás - elsősorban csapadékmennyiség - összetevőit összehasonlítva (4.táblázat, 4.ábra) azonos termőhelyen az alábbi következtetések vonhatók le:

- a kerületmérő szalag a növekedés menetének és mértékének meghatározására jól alkalmazható és a mérési eredmények az időjárás hatásának meghatározását lehetővé teszik;
- a csertölgyes, akácos és olasznyáras éves növekedésmenete ugyanolyan jellegű, mint a lombfafajainknál: a jelentéktelen kezdeti növekedési szakasz április közepétől annak végéig tart. A fő növekedési szakasz május-július. Végül a befejező növekedési szakasz változó időtartama és jelentéktelen mértéke, elsősorban az augusztus-szeptember hőmérsékletétől-csapadéktól függ;
- az éves kerületnövekedés mértéke elsősorban a tárolási időszak (novembertől-áprilisig) és a fő felhasználási szakasz (májustól-júliusig) csapadékmennyiségétől függ;
- a fő növekedési időszak közepén fellépő aszály a kerületnövekedést leállítja, sőt zsugorodás is bekövetkezik, azonban megfelelő csapadék hatására újra megindul a kerületnövekedés;
- a fő növekedési szakasz végén bekövetkező aszály a kerületnövekedést végleg leállítja, sőt idő előtti részleges lombhullást is okoz;
- a kerületnövekedést az erdőművelési munkák - gyérítés - oly mértékben növelik, hogy az időjárás hatása kevésbé érvényesül, mert a visszamaradó fák a kivágott fák által fel nem vett vizet is hasznosítják;
- a kerületnövekedés-szervesanyagprodukciónak és az időjárás összefüggésének vizsgálata sokrétű ökofiziológiai értékelésre ad lehetőséget;
- a kerületnövekedés és az időjárás összefüggésének vizsgálatából levont következtetések az évgyűrű elemzésnél és klímarekonstrukciónál jól felhasználhatók.

3.4.3. ÉVGYŰRŰ ELEMZÉS KLIMATOLÓGIAI ALKALMAZÁSA

A növényvilágban egyedül a fák rendelkeznek azzal a tulajdonsággal, hogy éves növekedésüket hosszú életük folyamán rögzíteni tudják. Mint ahogy az előző fejezetből kitűnt, a fák kerületnövekedését, következésképp az évgyűrű-szélességet a faji és egyedi öröklött tulajdonságokon kívül a környezeti tényezők is jelentősen befolyásolják. Ezért egy adott időszakban az időjárási elemek változatossága kifejeződik az évgyűrűszélesség változatosságában. Az időjárási elemek és a fák évgyűrű növekedése közötti összefüggés feltárása a dendroklimatológia feladata.

Ma már nagyszámú kutató foglalkozik az évgyűrű-kronológiával (Jonsson, 1969; Klemmer, 1969; Wenk, Fiedler, 1979; Müller, 1980; Briffa et al., 1983; Vogel, 1988). Az eddigi eredmények

legátfogóbb szemléletes összefoglalását és összegző értékelését Schweingruber (1983) adta. Magyarországon Majer (1972, 1976) és Somogyi (1988, 1989) foglalkozott behatóbban a kérdéssel, elsősorban azonban az évgyűrű növekedéstani vonatkozásaival.

Schweingruber részletesen tárgyalja az úgynevezett „Response Funktions” kérdését, mellyel az időjárás körülmények és az évgyűrűszélesség változása közötti összefüggést lehet feltárni. Többféle statisztikai eljárás (mint pl. előjeltesztelés, korrelációs számítás, regresszió-analízis) nyújt lehetőséget a klímaváltozás- és növekedésváltozás görbéinek összehasonlítására.

Fritts (1976) e vonatkozásban az alábbi összehasonlító modell elvégzését javasolja:

- az évgyűrűszélesség görbének időben eltolt helyzetben önmagával történő összehasonlítása. Ezáltal felvilágosítást kapunk, hogy a fa előző évi fiziológiai állapota mennyire befolyásolja a tárgyévi növedék nagyságát;
- az évgyűrűszélesség időbeli változásának összehasonlítása különböző időjárás elemek időbeli változásával (havi középhőmérséklet, havi csapadék, éves vagy más periódusra kiszámított átlagos csapadék és hőmérséklet adatok stb).

A számítások eredményességének, az összefüggések feltárásának előfeltétele, egyben a további hasznosítás kritériuma az, hogy:

- megfelelő mennyiségű évgyűrűszélesség sorozat álljon ugyanazon termőhelyről rendelkezésre;
- a meteorológiai adatok közeli mérőállomásról származzanak;
- csak biológiai szempontból összefüggő tényezőket szabad összehasonlítani;
- az eredmények ökológiai és fiziológiai szempontból megmagyarázhatók legyenek;
- az összehasonlításba vont klimatikus paraméterek lehetőleg egymástól függetlenek, legyenek;
- az eredmények csak a vizsgált termőhelyre érvényesíthetők.

A „Response Funktions” tehát abból a kérdésfeltevésből indul ki, hogy mely időjárás tényezők befolyásolják az évgyűrűszélesség változását. A modellezéskor az alábbi három szakasz különíthető el:

- kalibrációs szakasz, amikor egy matematikai reláció segítségével összefüggést keresünk az évgyűrű és az időjárás elemek változását mutató görbék között;
- ellenőrzési szakasz, amelyben a kalibrációs szakaszban nyert reláció ellenőrzésére kerül sor más időintervallumban;
- rekonstrukciós szakasz, amikor nem áll rendelkezésre összehasonlítandó adatsor, vagyis amikor a meteorológiai adatok hiányoznak.

Sajnos az említett modellezést az előfeltételek hiányában nem tudtuk elvégezni, ugyanis nem álltak rendelkezésünkre adott termőhelyre hosszú időintervallumra vonatkozó, megfelelő részletzettségű meteorológiai adatsorok.

Mint már rámutattunk, egy-egy környezeti tényező meghatározó lehet a fák növekedésében, mégis a fák évgyűrűszélességekkel jellemezhető növekedését általában több tényező befolyásolja. Emiatt van szükség a különféle matematikai megközelítésre. Ezek közül a tárgykörben leggyakrabban alkalmazottak:

- az úgynevezett előjel-tesztelés, mely két sorozat egymást követő időpontjaiban mért változás tendenciáinak összevetése alapján adott görbék összehasonlítására szolgál;
- az egyváltozós regresszió-, és korrelációs számítás;

- a többváltozós lineáris regresszió-, és korrelációs számítás;
- csoportos regresszió számítás stb.

Az 5. táblázatban a gödöllői állományok kerületnövekedés görbéi és a szervesanyagképzést meghatározó vízbeviteli-vízfelhasználási szakaszok csapadékmennyiség görbéi közötti hasonlóságot jellemző paraméterek (G %) láthatók:

Fafaj	X-IX	V-VII	X-IX	VIII-X	V-X	XI-X
	1	2	3=1+2	4	5	6
Cser	30	58	63	50	50	58
Akác	46	54	75	46	46	71
Olasznyár	58	67	88	58	58	83

Mint ahogy azt az előző fejezetben már a biológiai összefüggések segítségével feltártuk, a növekedés változás a hasznosítható csapadék (XI-VII. hónap) változásával mutatja a legszorosabb hasonlóságot (G: csernél 63%, akácnál 75%, olasznyárnál 88%). A lineáris korrelációs koefficiens (r) ugyancsak a hasznosítható csapadék vonatkozásában a legnagyobb; csernél +0,78, akácnál +0,61 és az olasznyárnál +0,72.

Az 5. és 6. ábrán a farkasgyepűi bükkösből (Farkasgyepű 23 D erdőrészlet) kivágott uralkodó szintben lévő két 107 éves törzs (bükk 1 és bükk 2) mellmagassági átmérőjéből vett korongok évgűrűszélesség görbéit, valamint a Farkasgyepűn mért hasznosítható csapadék mennyiségének alakulását láthatjuk. Rá kell mutatni, hogy a két törzs évgűrűszélességének időbeli alakulása csak részben hasonló, ami a fák eltérő szociológiai helyzetéből adódik. Az ábrákról kitűnik, hogy a hasznosítható csapadék mennyisége és az évgűrűk szélessége rendkívül nagy változatosságot mutat. Ezen belül jól felismerhető, hogy a hasznosítható vízkészlet hiánya miatt a fák szervesanyag termelése (évi növedéke) kevesebb lett. A tárolási időszak csapadékhiányát pótolhatja a fő növekedési időszak kedvező csapadéka, de növelheti a hiányt, ha a fő növekedési szakaszban is kevés a csapadék. A törvényszerűséget jól mutatják a 41-42 éves, a 48 éves, a 65-66 éves, a 69-70 éves, a 87-88 éves, a 96 éves és a 101 éves korban mért adatok.

A csapadék és évgűrűszélesség közötti összefüggés értékelésénél figyelembe kell venni a fák, illetve az erdő növekedés menetét. Fiatal korban a fák a termőhely vízkészletét még nem képesek teljes mértékben hasznosítani, mert a termőréteget csak a folyó növedék kulminációjának idejére hálózják be gyökereikkel. Ez a bükkösnél 25-30 év.

A fák évgűrű analízise meghatározott körülmények között jól mutatja az időjárás és az erdő növekedése közötti összefüggést. Ki kell emelni, hogy ez az összefüggés-vizsgálat csak megfelelő relatív összehasonlítással ad eredményt, mert az erdő növekedése nem kizárólag a csapadéktól, illetve az időjárástól függ, hanem egyéb tényezők is befolyásolják. A vizsgált bükkösből 23 éves, 53 éves és 80 éves korban gyérítést végeztek, emiatt a fák növekedése megnőtt, nagyobb térfogatú termőréteg vízkészletét tudták hasznosítani és ennek megfelelően az évgűrűszélességek is megnöttek. Az erdőt érő abiotikus, illetve biotikus károsítók csökkenthetik az erdő szervesanyag-képzését akkor is, ha a vízellátás megfelelő. Ezeknek az abiotikus, illetve biotikus károsítóknak a hatását, mértékét a múltban alig jegyezték fel, és különösen a vizsgált törzsekre vonatkozóan nincsenek adataink. A károsítók hatását a 103 éves korban mért évgűrű szélessége jól mutatja. Ebben az évben a jó vízellátás ellenére keskeny volt az évgűrűszélesség, mert a fő növekedési szakaszban rendkívül erős tetükárosítás lépett fel. A levelek összegöngyölödtek, kisárgultak, úgy nézett ki az erdő, mintha száradna. Az asszimiláció, szervesanyag képzés természetesen lecsökkent, és ennek megfelelően az évgűrűszélesség, szervesanyag-termelés az előző és az utána következő évekhez viszonyítva jelentősen visszaesett. A G érték az 1. törzsnél 66%, a 2. törzsnél pedig 54%, a korrelációs koefficiens

értéke pedig mindkét törzsnél alacsony. A gyenge összefüggés hiánya ráirányítja a figyelmet arra, hogy:

- a humid klímában tenyésző fafajok növekedését a hasznosítható csapadék mellett a vegetációs időszak hőmérsékleti viszonyai is meghatározzák. Ezek a termőhelyeken a nedvesség nem minimum faktor, mind például a szárazabb klímájú Gödöllőn. Az összefüggés kimutatására többváltozós regresszióanalízis nyújt csak lehetőséget;
- megfelelő minőségű (közeli meteorológiai állomáson mért adatok) és részletezettségű, sokféle klímajellemző egy időben történő folyamatos mérésével kapott adatsorral kell rendelkezni az összefüggés kimutatásához.

Ezért a jövőben feltétlen szükséges elvégezni:

- a különböző termőhelyeken álló főbb fafajok növekedésmenetének meghatározását;
- klímajelző fafajok évgyűri elemzésének összevetését a meteorológiai megfigyelőállomások részletes mérési adataival;
- hatáselemzésre alkalmas matematikai módszerek kifejlesztését annak érdekében, hogy az elmúlt 100 év klímahatásait az évgyűri elemzéssel kimutathassuk, illetve ennek alapján a várható klímaváltozás hatását a fák növekedésére prognosztizálhassuk.

3.4.4. ÖSSZEFOGLALÁS

Az erdő olyan ökológiai rendszer, melyben a klíma döntően meghatározza az erdő összetételét és közvetve az erdő szervesanyag-termelését. Az éghajlatváltozás és az erdőgazdálkodás kapcsolatának feltárása ezért alapvető érdekünk. Ennek során többek között szükséges megismerni az időjárási elemek változása és a fák növekedése közötti összefüggést.

A gödöllői cserestölgy, akác és olasznyár állományok éves kerületnövekedés menetét, mértékét és az időjárás - elsősorban csapadékmennyiség - összetevőit összehasonlítva megállapítható volt, hogy

- az összefüggés-vizsgálat csak megfelelő relatív összehasonlítással ad eredményt, mert az erdő növekedése nem kizárólag a csapadéktól illetve az időjárástól függ, hanem egyéb tényezők (biotikus) is befolyásolják;
- az éves kerületnövekedés mértéke a tárolási időszak (novembertől-áprilisig) és a főfelhasználási időszak (májustól-júliusig) csapadék mennyiségétől függ;
- a kerületnövekedés-szervesanyagtermelés és az időjárás összefüggésének vizsgálata sokrétű ökofiziológiai értékelésre ad lehetőséget és
- ebből levonható következtetések az évgyűri elemzésnél és klímarekonstrukciónál jól felhasználhatók abban az esetben, ha megfelelő minőségű és részletezettségű meteorológiai adatsorokkal és a termőhelyre jellemző, jól kiválasztott és megfelelő számú fatörzs évgyűrszélesség sorozatával rendelkezünk.

3.5. AZ ENERGIAFELHASZNÁLÁS KLÍMAÉRZÉKENYSÉGE

3.5.1. AZ ÉGHAJLAT ÉS AZ ENERGIAFELHASZNÁLÁS KÖZÖTTI KAPCSOLAT BECSLÉSE

Az energiafelhasználás klímafüggése elsősorban a lakóépületek, irodaépületek, közintézmények, munkahelyek, üzemi épületek, tehát az emberi tartózkodásra szolgáló épületek fűtési célú

energiafelhasználásának klímfüggésén keresztül mutatkozik meg. Bizonyos mértékű klímfüggés kimutatható egyes - főként szabadban elhelyezett - technológiai berendezések esetében is, ahol a működtetés nagyobb energiafelhasználással jár, elsősorban a berendezések nagyobb hővesztesége miatt. Közvetett klímfüggés mutatkozik meg például a mező- és erdőgazdaságban, ahol bizonyos kedvezőtlen időjárási jelenségek (pl. aszály, vagy éppenséggel túl sok csapadék) a mezőgazdasági gépek fokozott igénybevételét eredményezik. A betakarítás, szántás, növénytermesztés gépeinek energiafelhasználása, a növényházak fűtési szükséglete, a szántóföldek műtrágyaszükséglete stb. mind-mind klímfüggő. Ebből a szempontból alapvető jelentőségű az ágazatonkénti energiafelhasználás arányainak alakulása (1.-7. táblázatok).

E fejezetben a gazdaság, illetve egyes ágazatok fűtési célú energiafelhasználásának klímfüggőségét vizsgáljuk. A gazdaság egyéb ágainak termelését közvetlenül vagy közvetett módon befolyásoló klímahatásokat nem elemezzük. Ilyen módon rejtve marad az a hatás, amely a termelési volumen és klímahatások összefüggéséből az energiafelhasználásra nézve következik, tehát az, hogy valamely ágazat termelése a klímahatások következtében módosul. A termelés megváltozásának viszont egyenes következménye az energiafelhasználás megváltozása.

A főbb tényezők bemutatása és a vizsgálati modell

A fűtési célú energiafelhasználás alapvetően a külső levegőhőmérséklet, a szél intenzitása, valamint napsugárzás függvénye. Valamely fűtött objektum hővesztesége, tehát a fűtési célú hőfelhasználása elméletileg:

$$Q = K A (t_b - t_k) + Q_{inf}$$

ahol K ($Wm^{-2}K^{-1}$) a határoló falak hőátbocsajtó tényezője, A (m^2) a határoló falak felülete, t_b (K) a fűtött tér ill. t_k (K) a külső léghőmérséklet, Q_{inf} a filtrációs hőveszteség. A hőátbocsajtási tényező:

$$K = 1 / (\alpha_1^{-1} + \sum \delta_i \tau_i^{-1} + \alpha_2^{-1})$$

ahol α_1 ($Wm^{-2}K^{-1}$) a belső hőátadási tényező, α_2 ($Wm^{-2}K^{-1}$) a külső hőátadási tényező, δ_i (m) a határoló falrétegek vastagsága, τ_i ($Wm^{-1}K^{-1}$) a határoló falrétegek hővezetési tényezője. A külső hőátadási tényező közelítőleg a szélesebbesség lineáris függvénye. Megállapítható, hogy egy átlagosan hőszigetelt lakás esetében a szél hatása a hőveszteség nagyságára nem jelentős. A fűtött terek filtrációs hővesztesége

$$Q_{inf} = V c (t_b - t_k)$$

ahol V a filtrációs légáram, c a levegő állandó nyomáson mért fajhője.

A fűtési időszak középhőmérsékletének szerepe az energiafelhasználásban

Vizsgálataink alapján úgy látjuk, hogy a gazdaság, vagy egy-egy ágazat klímfüggésének vizsgálatában releváns módon a fűtési célú hőfelhasználáson keresztül csak a külső hőmérséklet hatása jeleníthető meg. Az egyéb hatások sem statisztikailag, sem elméletileg nem választhatók jól külön illetve elhanyagolhatók a külső hőmérséklet hatásához képest.

Az energetikában a külső hőmérséklet szerepét a következőképpen szokás figyelembe venni. Az energiagazdálkodás statisztikai rendszerében - becslést értékkel - szeparált módon rendelkezésre áll a fűtési célú energiafelhasználás. A fűtési célú energiafelhasználás az elemzések szerint szoros korrelációt mutat a fűtési szezon átlagos külső levegőhőmérsékletével. A fűtési szezon szokásos $3,5$ C fok értékére „normált” Q_n fűtési hőfelhasználás lehetséges terjedelme a

$$Q = Q_n (t_b - t_k)/(t_b - 3,5)$$

kapcsolattal becsülhető, ahol t_b a fűtött helyiségek átlagos hőmérséklete, becsülhetően 20-22 °C. Ha 20 °C átlagos hőmérsékletet veszünk alapul, akkor

$$Q = Q_n (20 - t_k)/16,5$$

Ha a fűtési szezon átlagos hőmérséklete 1°C értékkel kisebb a sokéves átlagnál, az a fűtési célú hőfogyasztás várható értékét a fenti összefüggés alapján 6%-kal növeli.

Az energetikai statisztikák a gazdaság és egyes szektorainak felhasználására a kereskedelmi forgalomban értékesített energiahordozó mennyiségeket közlik. Szilárd és folyékony energiahordozók esetében ezektől az értékektől a valóságos felhasználás különbözhet. A megvásárolt energiahordozót általában nem teljes egészében használja fel a fogyasztó, hanem egy részét tárolja. Ezt a lakosság esetében „pinceszletnek” nevezzük. A pinceszletek változásáról csak reprezentatív felméréseken alapuló becslések állnak rendelkezésre. Valamely év tényleges fűtési fogyasztását tehát úgy kapjuk, hogy a kereskedelmi fogyasztási adatokat a tárolt mennyiségekben bekövetkező változással kell korrigálni: $V = K \pm P$, ahol V - a valóságos felhasználás, K - a kereskedelmi értékesítés, P - a tárolt mennyiségekben (pinceszletekben) bekövetkezett változás. Az előzőekben vázolt hőmérsékleti korrekciót nyilvánvalóan a V valóságos fogyasztáson célszerű végrehajtani. Ha tehát valamely évben a fűtési időszak átlagos hőmérséklete t_k értékű volt, akkor az ún. korrigált fogyasztás értéke, amely 3,5 °C középhőmérsékletre vonatkozik:

$$V_n = V [(20 - t_k)/(20 - 3,5)]^{-1}$$

Az a többletenergia-felhasználás, vagy energiahordozó felhasználás csökkenés, amely amiatt valószínű, hogy a fűtési időszak középhőmérséklete eltér a 3,5 °C-os sokévi átlagtól,

$$V' = V - V_n = [16,5/(20-t_k)-1] * V$$

A kereskedelmi forgalomban értékesített (K), valamint a tárolt mennyiségekkel (P) korrigált és a 3,5 °C értékre normált országos összes energiahordozó felhasználás (V_n) alakulását az alábbi táblázatok mutatja be. Megjegyezzük, hogy a korrekció az Energiagazdálkodási Statisztikai Évkönyvben részletezett adatok közül két csoportot érint: a közvetlen fűtéseket (kályhafűtés és engedélyköteles kazánban előállított hőenergiával történő központos fűtés), valamint a hőenergia termelésnél szerepeltetett engedélymentes kazánok - központos fűtési célra történő - tüzelőanyagok felhasználását. Mivel az utóbbi csoport gőz vagy melegített víz kibocsátását nem számolják el, ezért a közvetlen felhasználások között sem a tüzelőanyag, sem hőenergia nem jelenik meg. A korrekció ezért a „Hő és villamosenergia-termelés” rovatát is érinti.

Az 1985-1989 évek kereskedelmi értékesítésű és a korrigált energiahordozó felhasználását az alábbi táblázatban mutatjuk be.

	1985	1986	1987	1988	1989
Fűtési idény átlaghőm.(C)	2,96	3,08	3,07	4,23	5,89
Orsz.energiafelhaszn.(PJ)	1323,9	1318,8	1356,9	1336,8	1319,0
Láncindex (%)	-	99,6	102,9	98,5	98,7
Korrigált energiafelhasználás (PJ)	1309,0	1316,9	1350,5	1348,2	1350,5
Láncindex (%)	-	100,7	102,6	99,8	100,2

Korrekcio (PJ)	-14,9	- 1,9	- 6,4	+ 11,4	+ 31,5
----------------	-------	-------	-------	--------	--------

A fenti évekre a gazdaság teljes fűtési célú tényleges (V), valamint a 3,5 °C sokévi középhőmérsékletekre korrigált energiahordozó felhasználása az alábbiak szerint alakult.

	1985	1986	1987	1988	1989
Fűtési tényl. felhaszn.(V) 3,5 °C értékre	335	326	347	332	304
Normált felhasználás (PJ)	324	318	338	347	356

A fentiekből az látható, hogy amennyiben a fűtési időszak középhőmérséklete 1°C értékkel kisebb, mint a sokévi 3,5°C középhőmérséklet, akkor a gazdaság tényleges energiahordozó felhasználásában várható értékben - az 1985-90-es évek szintjén - mintegy 20 PJ fogyasztásnövekedést eredményez.

A fenti idősorból kiemelve az 1988. és 1989. év fogyasztási értékeit, a következő megállapításokat tehetjük. Valamennyi ágazatnál, szektornál az energiafelhasználás csökkenését segítette elő a fűtési idény hőmérsékletének alakulása. Az év egészét tekintve a fűtési idény átlagos hőmérséklete az előző évhez képest 1,6 °C-kal melegebb volt. Ez a különbség kb. 26,5 PJ-lal alacsonyabb energiaszükségletet jelentett a fűtési fogyasztásban, amelyből kb. 20,5 PJ a lakossági kommunális fogyasztóknál, 6 PJ pedig az anyagi ágaknál érvényesült. A fűtési célt szolgáló szilárd tüzelőanyagok országos forgalma (vásárlása) az előző évekhez képest kb. 14 PJ-lal alacsonyabb volt. A megvásárolt tüzelőanyagoknak is kb. 10,2 PJ hőértékű részét nem használták fel, hanem tárolásra került, de az országos és ezen belül a lakossági energiafelhasználás adatai ezt is tartalmazzák (1988-ban is volt többletvásárlás, kb. 3,8 PJ hőértékben). Ez a többletvásárlás az év első felében valósult meg, amikor az előre bejelentett tüzelőanyag-áremelés miatt jelentős felvásárlás volt szénből és brikettből. Az előző év első feléhez képest 1989. I. félévében a lakossági szén és brikett vásárlás kb. 15%-kal nőtt. Az év második felében a szilárd tüzelőanyagok iránti lakossági igény kb. 30%-kal visszaesett, az év egészét tekintve a vásárlás az előző évhez viszonyítva kb. 10-12%-kal kevesebb volt. A szilárd tüzelőanyag fogyasztók számának a földgázra való átállások miatti csökkenése, valamint a hőmérséklet alakulása következtében a tényleges felhasználás még ennél is kb. 3-5%-kal alacsonyabb. A különbség, bár az országos energiafelhasználás adatai tartalmazzák, valójában a lakossági tüzelőanyag készleteket növelte. A táblázat adataiból látható, hogy az energiafelhasználás 1988. és 1989. évi csökkenésében a hőmérsékleti hatások alapvető szerepet játszottak. A korrigált energiafelhasználás időszora kiegyenlített, és csak mérsékelten - éves átlagban 0,8%-kal növekszik. Kiugró értéket csak az 1987. évi felhasználás mutat, amelyhez az átlagosnál dinamikusabb gazdasági fejlődés (a nemzeti jövedelem 4,1%-os, az ipari termelés 3,8%-os növekedése) is tartozott. Az 1989. évi korrigált felhasználás az előző évi korrigált értéknél 0,2%-kal nagyobb. Ez a kb. 2 PJ növekmény a lakossági kommunális szektornál jelentkező hőmérsékleti hatásoktól független igénynövekedés (pl. a lakásállomány és felszereltség növekedése miatti fűtési és nem fűtési célú igénynövekedés, vagy a személygépkocsik üzemanyag felhasználásának emelkedése) és az anyagi ágaknál érvényesülő - főként a termelés csökkenésével és kisebb mértékben a termelés energiaigényességének mérséklődésével összefüggő - igénycsökkenés eredőjeként jelent meg.

Az ország összes energiahordozó felhasználásából kiemelve, az alábbi táblázatban és az 1. ábrán bemutatjuk a távhőellátás keretében szolgáltatott energia hőmérsékletfüggését (PJ/év):

	1980	1985	1987	1989
Tényleges /V/	80,9	89,0	90,3	84,4

Korrigált /V _n /	81,1	88,5	89,6	89,5
-----------------------------	------	------	------	------

A látszólagos (kereskedelmi értékesítés) fogyasztás, a pincekészletekkel korrigált valóságos fogyasztás, valamint a 3,5°C középhőmérsékletre normált fogyasztási értékek idősorát - dr. Erdősi Pál vizsgálatai alapján - a lakossági szektorra a 9-11. táblázatok mutatják be.

A fűtési középhőmérsékletnek az energiafelhasználásra gyakorolt hatása kimutatására meghatároztuk az egyéni bruttó nemzeti termelési értékre jutó energiafelhasználás EF (PJ/mdFt) és a fűtési szezon átlaghőmérséklete t_k (°C) közötti lineáris korrelációs összefüggést, amely 1980. és 1989. évi adatokkal (12. táblázat):

$$EF = 0,6112 - 0,0051 t_k$$

A sokévi 3,5 °C középhőmérsékletre vonatkozó fajlagos energiahordozó felhasználás a fenti egyenletről EF = 0,5934 PJ/mdFt. Ha a középhőmérséklet 1°C-kal csökken, akkor EF = 0,5985 PJ/mdFt. 2400 mdFt bruttó nemzeti termelési érték esetében a várható energiahordozó igény 3,5 °C középhőmérséklet esetében

$$E = EF \cdot BNT = 0,5934 \cdot 2400 = 1424 \text{ PJ}$$

A középhőmérséklet 1 °C értékű csökkenése esetén:

$$E = 0,5985 \cdot 2400 = 1436 \text{ PJ}$$

Ez a korreláció a nemzetgazdaság hőmérsékletérzékenységét tehát 12·PJ/°C értékben jelzi. Megjegyezhetjük ugyanakkor, hogy a felhasználás statisztikában csak igen kis súllyal szerepeltek a 3,5°C alatti középhőmérsékletek. Másrészt célszerűbb lenne ezt a korrelációt az anyagi és a nem anyagi ágakra külön bontva meghatározni. Ettől azonban eltekintettünk, mivel ez a szétválasztás csak becsült értékkel tehető meg.

3.5.2. A KLIMATIKUS HATÁSOK SZEREPE A VÁRHATÓ ENERGIÁIGÉNYEKBE

A klimatikus szélsőségek hatását az előzőek szerint úgy becsülhetjük, ha meghatározzuk a jelentős mértékben hőmérsékletfüggő fűtési célú energiahordozóigény-hányadot az összes energiahordozó igényen belül. A jelen helyzethez képest a következő tendenciák érvényesülhetnek.

Az épületek hőszigetelése fokozatosan javulhat. Számításaink szerint a jobb fűtésszabályozás, a programozott fűtések terjedése, a változó napszaki igények jobb kielégítése következtében a lakások légtérhőmérséklete eredőben várhatóan nem nő a jövőben a jelenlegihez képest. az ipar szerkezeti változása következtében az épületek aránya kismértékben nő a jelenlegihez képest.

A téli középhőmérséklet alakulásának szerepe a jövőben fokozódik. Az anyagi ágakban a szerkezetváltás következtében összességében az energiahordozó-igények csak jelentéktelen mértékben nőnek, ugyanakkor jelentősebb mértékben nőhet a nem-anyagi ágak energiafelhasználása, és ezzel együtt a hőmérsékletfüggő (elsősorban) fűtési célú energiafelhasználás.

Úgy ítéljük meg, hogy a hőmérsékleti hatásoknak kitett energiahordozó-szükséglet elérheti a 450-500 PJ értéket. Ilyen módon a sokévi átlaghoz képest esetlegesen mutatkozó 1°C hőmérséklet csökkenés, az energiahordozó felhasználásban (450 ~ 500)* 0,06 = 27 ~ 30 PJ közvetlen energiaigény növekedést eredményezhet. A vázolt bizonytalansági sáv a gazdaságfejlődési pályák bizonytalanságának mértékét tükrözi, és azt lehet mondani, hogy abban nincsen figyelembe véve az esetleges klimatikus hatása. Az alábbiakban illusztráljuk azt, hogy az ezredfordulóra becsült

igényekben milyen hatást eredményezhet a téli középhőmérséklet esetleges szélsőséges megváltozása:

	2000. év (PJ)
Várható igény 3,5 °C középhőmérséklet esetén	1330 - 1440
Várható igény 2,5 °C középhőmérséklet esetén	1360 - 1470
Várható igény 1,5 °C középhőmérséklet esetén	1390 - 1500

3.5.3. ÖSSZEFOGLALÁS ÉS A TOVÁBBI FELADATOK

A magyarországi energiafelhasználás az 1980-as években 1300-1350 PJ határok között mozgott. 1990. évre várhatóan 1300 PJ érték alatt marad. Ebből az értékből a fűtési célú energiafelhasználás, amelyet a téli klimatikus viszonyok közvetlenül befolyásolnak, kb. 350 PJ értékben jelölhető meg.

A modellvizsgálatok és a tapasztalat alapján a fűtési időszak középhőmérsékletéhez képest 1°C eltérés várható értékben, mintegy 6%-os igényváltozást eredményez. Ha tehát a téli középhőmérséklet 3,5°C értékű, ez kb. 20-21 PJ többletenergia felhasználást valószínűsít.

A távlatban a nem anyagi ágak részaránya növekedhet, és a fűtési célú energiahordozó felhasználás növekedésével számolunk. Az ezredfordulóra a nemzetgazdaság energiahordozó felhasználásának hőmérsékletérzékenysége elérheti a 25 PJ/°C értéket. Fontos kérdésnek ítéljük meg, hogy a jövő energiaprognózisai valószínűségelméleti elemzésekre épüljenek, annak érdekében, hogy pontosabban elemezhetőek legyenek az egyes hatótényezők, s ezek sorában részletesebben megállapítható legyen a klímahatások szerepe.

Tanulmányunkban nem foglalkoztunk a téli középhőmérséklet alakulásának közvetett hatásaival: pl. amelyet egyes ágazatok termelési volumenére és termelékenységére gyakorol, továbbá az egyes technológiák hőmérsékletérzékenységgel sem. E kérdéskört egy további vizsgálatra utaljuk. Megvizsgálandónak tartjuk az egyéb klímaelemek, aszály, szárazság, csapadékviszonyok stb. befolyását az olyan ágazatok működésére, mint pl. a mezőgazdaság és ennek közvetett hatásait a nemzetgazdaság egyéb termelő szektorára.

3.5. MELLÉKLET

3.2. MELLÉKLET

A kiadvány nyomtatott változata az alábbi tartalmú táblázatokat és ábrákat foglalja magában:

1. táblázat: *A halmozott energetikai közvetlen felhasználás (10^{12} Kcal), 1960-1970*

2. táblázat: *A halmozott energetikai közvetlen felhasználás (láncindex %), 1960-1970*

3. táblázat: *A halmozott energetikai közvetlen felhasználás (megoszlás %), 1960-1970*

4. táblázat: *Belföldi energiafelhasználás*

5. táblázat: *Halmazott végső elosztás*

6. táblázat: *A halmazatlan energiafelhasználás*

7. táblázat: *A nemzetgazdasági szintű energiafelhasználás*

1. ábra: *Átlaghőmérséklet szerint korrigált hőfelhasználás*

8. táblázat: Belföldi energiafelhasználás

9. táblázat: A lakosság látszólagos energiafelhasználása

10. táblázat: A lakosság nemzetgazdasági szintű korrigált felhasználása

11. táblázat: Strukturális megoszlás

12. táblázat: Bruttó termelési értékre vetített fajlagos energiahordozó felhasználás

IRODALOMJEGYZÉK

A környezet állapota és védelme 1986: Központi Statisztikai Hivatal, Budapest.

Ackerman, T. P., Liou, K. N., and Leovy, C. B., 1976 : Infrared radiative transfer in polluted atmospheres. *J. Appl. Meteorol.*, 15, 28-35.

Adem, J., Berger, A., Gaspar, Ph., Pestiaux, P. and van Ypersele, J.P., 1984: Preliminary results on the simulation of climate during the last deglaciation with a thermodynamic model. In: Milankovitsch and climate (eds. Berger, A. et al.) D. Reidel Publ. Comp., Dordrecht, 527-538

Adem, J., 1964.: On the physical basis for the numerical prediction of monthly and seasonal temperatures in the troposphere-ocean-continent system. *Mon. Weather Rev.*, 92, 91-103.

Adem, J., 1965.: Experiments aiming at monthly and seasonal numerical weather prediction. *Mon. Weather Rev.*, 93, 495-503.

Adem, J., 1970 : On the prediction of mean monthly ocean temperatures. *Tellus*, 22, 410-430.

Aleksandrov, V. V., Arkhipov, P.L., Parkhomeno, V.P. and Stenchikov, G.L., 1982: A global coupled atmosphere-ocean model and its sensitivity to the CO₂ increase. *Izv. Akad. Nauk. SSSR. Fiz. Atmos. Okeana*.

Ambrózy P. és Szakács Gy-né, 1979: A téli középhőmérséklet és a hótakaró kapcsolatáról. *Léggör* 24, 1-2.sz., 15-17.

Ambrózy P., Czelnai R., Götz G., 1977: Éghajlatváltozások és az éghajlati rendszer modellezése. *Fizikai Szemle*, 2.

Angell, J. K., 1983: Global temperature variations in the troposphere and stratosphere, 1958-1982. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 901-921

Antal E., 1968: Az öntözés előrejelzése meteorológiai adatok alapján. *Tud. Min. Biz., Kand. ért.* Budapest, 147 p.

Arakava, A., 1966 : Computational design for long-term numerical integration of the equation of fluid motion: Two dimensional incompressible flow. Part.I. *J. Comput. Phys.*, 1, 119-143.

Arakawa, A., and Mintz, Y., 1974: The UCLA atmospheric general circulation model. Department of Meteorology, Univ. of Calif. Los Angeles.

Arakawa, A., and Schubert, W. H., 1974 : Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part I. *J. Atmos. Sci.*, 31, 674-701.

Ardanuy, P. E., Kyle, H. L., Hucek, R. R., The Nimbus-7 ERB Experiment Team, 1986: El Nino and Outgoing Longwave Radiation: An Atlas of Nimbus-7 Earth Radiation Budget Observations.

NASA Reference Publication N° 1163.

Arnold, J. G., Williams, J. R. és Nicks, A. D. 1986.: SWWRB, a simulator for water resources in rural basins. Vol 1: Model documentation. Vol 2: User manual. USDA/ARS, Temple, Tx.

Augustsson, T., and Ramanathan, V., 1977 : A radiative - convective model study of the CO₂ - climate problem. J. Atmos. Sci., 34, 448-451.

Bacastow, R. B., Keeling, C. D. and Whorf, T.P., 1985: Seasonal amplitude increase in atmospheric CO₂ concentration at Mauna Loa, Hawaii, 1959-1982. J. Geophys. Res., 90, 10529-10540.

Baede, A.P.M., Jarraud, M., and Cubash, U., 1978: Adiabatic formulation and organization of the ECMWF's spectral model. European Centre for Medium Range Weather Forecasts. Techn. Rept. No.15.

Baintner, K., 1957: Takarmányozástan. Mezőgazdasági Kiadó, Budapest.

Baranyi S., 1975. A Balaton vízháztartási hidrológiai jellemzői 1921-1970. VITUKI Tanulmányok és Kutatási Eredmények, 45.sz. Budapest

Barnett, T. P., 1984: Long-term trends in surface temperature over the oceans. Mon. Wea. Rev., 112, 303-312.

Barron, E.J. and Washington, W.M., 1984: The role of geographic variables in explaining paleoclimates: results from Cretaceous climate model sensitivity studies. J. Geophys. Res. C89, 1267-1279

Bartha P., Szöllősi-Nagy A., 1978. Koncepciótervezet a vízrajzi előrejelzés fejlesztési programjához. Kézirat, VITUKI kutatási jelentés (témaszám: 7411/2.1.1)

Bartha P., 1986. Előrejelzési módszerek. VITUKI - tanulmány, Budapest

Beran, M. A., 1984. Climate change: New problems for water resources and hydrology. In: Proceedings of the International Conference on Hydrology at the Scientific Basis for the Rational Management of Water Resources. Paris, UNESCO / WMO/ IAHS, SC-84/WS53

Berényi D. in: Aujeszky et al., 1951: Mezőgazdasági meteorológia. MTA Kiadó Budapest, 550 p.

Bergthörsson, P., Björnsson, H., Dyrmondsson, O., Gudmundsson, B., Helgadóttir, A. and Jönmundsson, J.V., 1988: The effect of climatic variations on agriculture in Iceland. In: Parry, M.L., Carter T.R. and Konijn, N.T. (eds.) The Impact of Climatic Variations on Agriculture Vol. 1. D. Reidel Publ., Dordrecht

Bhumralkar, C. M., 1975: Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in an atmospheric general circulation model. J. Appl. Meteorol., 14, 1246-1258.

Bingemer, H. G. and Crutzen, P. J., 1987: The Production of Methane From Solid Wastes. J. Geophys. Res., 92, 2181-2187.

Blondin, C. A., 1986: Treatment of land-surface properties in the ECMWF model. In: Proc. Conf. on Parametrization of Land-Surface Characteristics, Use of Satellite Data in Climate Models and

First Results of ISLSCP. Rome, 2-6 December 1985, ESA SP-248, pp. 53-60.

Bolin, B., Degens, E. T., Kempe, S. and Ketner, P. (eds.), 1977: The global carbon cycle. SCOPE 13, John Wiley and Sons Ltd., Chichester - New York - Brisbane - Toronto.

Boncz J. és Mika J., 1983: O nyeszinhrónnosztyi izmenenyij temperaturi v prikarpatzskih sztranah i izmenenyij temperaturi v szevernom polusarii. Trudi XI Konferencii Karpatszkih sztran, Székesfehérvár, 1983. 78-95

Boncz J. és Mika J., 1984: A hazai növénytermesztés éghajlati feltételeinek alakulása a globális klímaváltozásokkal összefüggésben. „A légköri erőforrások feltárása és hasznosítása” OMSZ Hiv. Kiadv. LVII. 134-146

Bondor A., Halász A., Keresztesi B., Sali E., 1983: Az erdei biomassza számbavétele és hasznosítása. Erdészeti Kutatások. Vol. 75.

Borzenkova, I. I., 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

Bourke, W., 1974 : A multi-level spectral model I. Formulation and hemispheric integrations. Mon.Weather Rev.,102, 687-701.

Bozó L. and Pálvölgyi T.,1988: A global model on the climatic effects of sulfur compounds and CO₂. Időjárás 92, 210-221

Briffa K. R., Jones P.D., Wigley M. L., Pilcher I.R., Baillie M.G.L., 1983: Climate reconstruction from tree rings: Post 1, basic methodology and preliminary results for England. of. Climatology, Vol.3.

Brinkmann, W. A. R., 1979: Association between temperature trends. Annals of AAG. 69, 250-261.

Broecker, W.: 1987, Unpleasant Surprises in the Greenhouse ?, Nature 328. 123-126

Bryan, K., Komro, F.G., Manabe, S. and Spelman, M.J., 1982: Transient climate response to increasing atmospheric carbon dioxide. Science 215, 56-58

Bryan, K., Manabe, S.,and Pacanowski, R.C., 1975 : A global ocean-atmosphere climate model: Part II. The oceanic circulation. J.Phys.Oceanogr.,5,30-46.

Bryen, K., and Spelman, M.J., 1985 : The ocean's response to a CO₂ -induced warming. J Geophys.Res.,90,11 679-11 688.

Bryen, K., Komro, F.G., Manabe,S., and Spelman, M.J., 1982 : Transient climate response to increasing atmospheric carbon dioxide. Science, 209, 763-768.

Bryen, K., Manabe, S., and Spelman, M. J., 1988 : Interhemispheric asymmetry in the transient response of a coupled ocean-atmosphere model to a CO₂ forcing. J.Phys.Oceanogr.,18, 851-867.

Budiko, M. I., 1974: Izmenenia klimata. Gidrometeor., Leningrad, 279 p.

- Budiko, M. I., 1981: Szovremennoe szosztojanie izsledovanij klimata. Meteor. i Gidrol. No. 6, 49-62 p.
- Budiko, M. I., 1962: A sarki jég és az éghajlat (oroszul). A SZTA Közleményei, Földrajz, N°6, 3-10.
- Budiko, M. I., Efimova, N.A., 1984: Godovoj hod meteorologicseszkih elementov kak model izmenenyij klimata. Meteorol. i Gidrol., N1, 5-10
- Budiko, M. I., Izrael, Ju.A. (red.), 1987: Antropogennüje izmenenyija klimata. Gidrometizd., Leningrad, 404 o.
- Budiko, M. I., Vinnikov, K.Ja., Drozdov, O.A., Efimova, N.A., 1978: Az elkövetkező klímaváltozás (oroszul). A SZTA Közleményei, Földrajz, N°6, 5-20.
- Budiko, M. I., 1948. Iszparényijá v esztyesztenüh uszlovijáh. Gidrometizdat, Leningrád
- Budiko, M.I., 1969: The effect of solar radiation variation on the climate of the Earth. Tellus, 21, 611-619.
- Butzer, K.W., 1980: Adaptation to global environmental change. Professional Geographer 32, 269-278
- Cahalan, R.F., and North, G.R., 1979 : A stability theorem for energy balance climate models. J.Atmos.Sci., 36, 1205-1216.
- Callendar, G.S., 1961: Temperature fluctuations and trends over the earth. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 87, 1-2.
- Carson, D.J., 1986: Parametrizations of land surface processes in Meteorological Office numerical weather prediction and climate models. United Kingdom Met. Office Rept. Met. 020, Techn. Note N° 37.
- Cess, R.D., 1976: Climatic Change : An Appraisal of Atmospheric Feedback Mechanisms Employing Zonal Climatology. J. Atmos. Sci. 33, 1831-1843
- Cess, R: 1978, Biosphere - Albedo Feedback and Climate Modeling, J. Atmospheric Sci. 35., 1765-1769.
- Charney, J.C., 1975: Dynamics of deserts and drought in the Sahel. Quart. J. Roy, Met. Soc. 101, 193-202
- Chen, R.S., Parry, M.L., 1987: Policy-Oriented Impact Assessment of Climatic Variations. IIASA, RR-87-7, Laxenburg.
- Chylek, P., and Coakley, J.A. Jr., 1974 : Aerosols and climate. Science, 183, 75-77.
- Chylek, P., and Coakley, J.A. 1974 : Analytical analysis of Budiko-type climate model. J.Atmos. Sci., 32, 675-679.
- Coakley J.A., 1977 : Feedbacks in vertical column energy balance models. J.Atmos.Sci., 34, 465-470.

Coakley J.A., 1979 : A study of climate sensitivity. using a simple energy balance climate model. *J.Atmos.Sci.*,36, 260-269.

Coakley, J.A. Jr., 1977 : An efficient numerical approach to radiative-convective equilibrium. *J.Atmos.Sci.*,34, 1402-1407.

Coale, A. és Demeny, P. 1966.: Regional model life tables and stable populations. Princeton University Press, Princeton, N.J.

Coffey, M.T., Mankin,W.G. and Goldman,A., 1981: Simultaneous spectroscopic determination of the latitudinal, seasonal and diurnal variability of stratospheric N₂O, NO, NO₂ and HNO₃. *J. Geophys. Res.*, 86, 7331-7341.

CONCAWE: Volatile organic compound emissions: an inventory for Western Europe. Report No 2/86, (1986), Den Haag

Cox, M.D., 1975 : A baroclinic numerical model of the world ocean : Preliminary results. In *Numerical Models of Ocean Circulation*. Us Nat'l Academy of Sciences. pp. 107-120.

Csebotarev, N.P., 1951. O koefficientáh variácii godovovo sztoká dljá málih rek. *Meteorologijá i gidrologijá*, 6

Czelnai R., 1980: Climate and society: the Great Plain of the Danube Basin. *IIASA Proc. Series*, 10, 149-180.

Daley, R., Girard, C., Henderson, J., and Simmonds, I., 1976: Short-term forecasting with a multi-level spectral primitive equations model. *Atmosphere*, 14, 98-134.

Danny Harvey L.D.;1981, *Transient Response to an increase of Greenhouse Gases*

Dansgaard, W., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup N. and Hammer, C.U., 1986: Climatic history from ice core studies in Greenland data correction procedures. In: *Current Issues in Climate Research* (eds. Ghazi A. and Fantechi, R.) D. Reidel Publ. Comp., Dordrecht, 45-60

Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Hammer, C.U. and Oeschger, H., 1984: North Atlantic climatic oscillations revealed by deep Greenland ice cores. In: *Climate Processes and Climate Sensitivity*. *Geophys. Monograph* 29, vol. 5., 288-298

Davidov, L.K., 1948. O vlijányii fiziko-geograficeszkih faktorov na izmenycsivoszty godovovo sztoka rek. *Meteorologijá i gidrologijá*, 4.

Deardorff, J.W., 1977: A parametrization of ground surface moisture content for use in atmospheric prediction models. *J. Appl. Meteorol.*, 16, 1182-1186.

Deardorff, J.W., 1978: Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, 83, 1887-1903.

Detwiler, R.P. and Hall,C.A.S., 1988: Tropical forests and the global carbon cycle. *Science*, 239, 42-47.

- Dévényi D., Gulyás O., 1988. Matematikai statisztikai módszerek a meteorológiában. Tankönyvkiadó, Budapest
- Dickinson, R.E., 1984: Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. In: Climate Processes and Climate Sensitivity. J.E. Hansen and T. Takahashi eds., American Geophys. Union, Washington D.C.
- Dickinson, R.E., Henderson-Sellers, A., Kennedy, P.J., and Wilson, M.F., 1986: Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model. NCAR Techn. Note NCAR/TN-275+STR. Boulder.
- Dickinson, R.E., 1973 : Method of parametrization for infrared cooling between altitudes of 30 and 70 km. J Geophys.Res.,78, 4451-4457.
- Dickinson, R.E., 1989: Uncertainties of Estimate of Climatic Change:A Review, Climate Change 15. 5 - 13.
- Domokos M., Kovács Gy. (geogr.) , 1982. Vízhozam-idősor meghosszabbítása regresszióval. Vízügyi Közlemények, 4. füzet
- Dörr, H. and Münich,K.O., 1987: Annual variation in soil respiration in selected areas of the temperate zone. Tellus, 39B, 114-121.
- Drozdov, O.A., 1966: Ob izmenenyii oszadkov szevernogo polusarija pri izmenenyii temperaturü poljarnogo bassejna. Trudü GGO 198, 3-16
- Drozdov, O.A., 1983: Vlijanyie termiceszkogo rezsima na uvlazsnyenyie szusi. Trudü GGI 280, 3-14
- Duckham, A. N., J. G. W. Jones, E. H. Roberts, 1976: Food production and consumption. North-Holland Publ. Comp., Amsterdam, 541 p.
- Dunay S.,1987: „Centan”: százéves talajnedvesség-sorozat rekonstrukciója 10 o. Kézirat
- Edmonds, J. és Reilly, J. 1984.: The IEA/ORAU long-term global energy- CO₂ model. US DOE # DE-AC05-84-OR21400. Washington, D.C.
- Edmonds, J. és Reilly, J. 1985.: Global energy: assessing the future. Oxford University Press, New York, N.Y.
- Ehhalt, D.H., 1985: Methane in the Global Atmosphere. Environment, 27, 10.
- Ehhalt, D.H., 1988: How Has the Atmospheric Concentration of CH₄ Changed? In: The Changing Atmosphere (eds. F.S. Rowland and I.S.A. Isaksen), John Wiley and Sons Ltd., 25-32.
- Eliassen, E., Machenhauer,B., and Rasmussen,E., 1970 : On a numerical method for integration of the hydrodynamical equations with a spectral representation of the horizontal fields. Institute of Theoretical Meteorology, University of Copenhagen, Rpt. No.2.
- Éltető Gy., Meszéna Gy. és Zierman M., 1982: Stochasztikus mdszerek és modellek. Közgazd. Jogi Könyvkiadó Budapest, 419 o.

- Energiagazdálkodási Statisztikai évkönyv, 1970, SKV, Budapest
- Energiagazdálkodási Statisztikai évkönyv, 1978, SKV, Budapest
- Environmental impact on energy policy making in Hungary. Symposium EEC 1990 Stuttgart. Lászl Lengyel.
- Epstein, E.S., 1982: Detecting climate change. *J. Appl. Meteor.*, 21, 1772-1182.
- Ezekiel, M., Fox, K.A., 1959: *Methods of Correlation and Regression Analysis (Linear and Curvilinear)*. John Wiley and Sons, New York, N.Y. (Magyarul: Korreláció- és regresszió-analízis. Közgazd. Jogi Kiadó, Budapest, 1970)
- Ezekiel, M., Fox, K.A., 1970. *Korreláció- és regresszió-analízis*. Közgazdasági és Jogi Könyvkiadó, Budapest
- FAO. 1978-1981. Reports of the Agro-ecological Zones Project. World Soil Resources Report 48. Vol.1-Vol.4. FAO, Rome.
- Faragó T., 1979: Az éghajlatmodellezés alapjai. *OMSz Hiv. Kiadv. XLVIII*, 151-161.
- Faragó T., 1981a: Az éghajlatkutatás jelentősége és feladatai. *Időjárás*, 85, 162-172.
- Faragó T., 1981b: Éghajlat és társadalom. *Magyar Tudomány*, 7-8. 503-509.
- Faragó T., 1989: Extreme value analysis and some problems of applications in meteorology. *OMSz Kiadvány*
- Faragó T., Iványi Zs., Szalai S. (szerk.), 1989: *Az éghajlat változékonysága és változása: okok, folyamatok, regionális hatások*. Környezetvédelmi és Területfejlesztési Minisztérium és OMSZ, Budapest, 100 o. (könyvalakban megjelent: 1990)
- Fedorov, E.K., 1979: Climatic change and human strategy. *Proc. of World Climate Conference, WMO*
- Finlayson-Pitts, B.J. and Pitts, J.N., Jr., 1986: *Atmospheric Chemistry. Fundamentals and Experimental Techniques*. John Wiley and Sons Ltd., New York - Chichester - Brisbane - Toronto - Singapore.
- Fiocco, G., Grams, G., and Mugnai, A., 1976 : Energy exchange and temperature of aerosols in the earth's atmosphere (0-60 km). *J. Atmos. Sci.*, 33, 2415-2424.
- Flohn, H., 1977: Climate and energy: a scenario to a 21st century problem. *Climatic Change* 1, 5-20
- Flohn, H., 1979: A Scenario of Possible Future Climates Natural and Manmade. *Proc. World Clim. Conf., Geneva, WMO-N° 537*, 243-266.
- Flohn, H., 1980: Possible Climatic Consequences of Man-Made Global Warming. *IIASA RR-80-30*, Laxenburg.
- Folland, C.K., Parker, D.E. and Kates F.E., 1984: Worldwide marine temperature fluctuations 1856-

1981. Nature 310, 670-673

Frederiksen, J.S., 1976 : Nonlinear albedo-temperature coupling in climate models. J. Atmos. Sci., 33, 2267-2272.

Freeman, B.M., 1973: Metabolic energy and gaseous metabolism. In: Poultry Physiology, Acad. Press, 282.

Frisch, J.R., 1989: Global Energy Perspectives 2000-2020. World Energy Council, London.

Fritts, H.C., 1976: Tree rings and climate. London, New York, San Francisco, Academic Press, 567 pp.

Fung, I.Y., Tucker, C.J. and Prentice, K.C., 1987: Application of advanced very high resolution radiometer vegetation index to study atmosphere-biosphere exchange of CO₂. J. Geophys. Res. 92, 2999-3015.

Gács I., 1990: Energetika és környezet. Energia és Atomtechnika, 5-6. sz.

Gal-Chen T., and Schneider, S.H., 1976 : Energy balance climate modeling : Comparison of radiative and dynamic feedback mechanisms. Tellus, 28, 108-121.

Gates, W.L., Cook, K.H., and Schlesinger, M.E., 1981: Preliminary analysis of experiments on the climatic effects of increased CO₂ with an atmospheric general circulation model and a climatological ocean. J. Geophys. Res., 86, 6385-6393.

Gates, D.: Global Biospheric Response to Increasing Atmospheric Carbon Dioxide Concentration, in B. Strain and J. Cure (eds.) Direct Effects of Increasing Carbon Dioxide on Vegetation, Report DOE/ER - 0238, U.S. Dep. of Energy, Washington, D.C.

Gates, W.L., and Schlesinger, M.E., 1977 : Numerical simulation of the January and July global climate with a two-level atmospheric model. J. Atmos. Sci., 34, 36-76.

Godwin, D. és Singh, U. 1989.: CERES-RICE Version 2.00. International Fertilizer Development Center, Muscle Shoals, Alabama.

Golicin, G.S., 1986: Éghajlatváltozás a XX. és a XXI. században. Fizika atmos. i okeana, 22, 12., 1235-1249.

Golitsyn, G.S., 1983: Almost Empirical Approaches to the Problem of Climate, Its Variations and Fluctuations. Adv. Geophys. 25, 85-115

Goody, R.M., 1964 : The transmission of radiation through an inhomogeneous atmosphere. J. Atmos. Sci., 21, 575-581.

Gordon, T., and Sterb, W., 1974: In Proc. Int. Symp. Spectral Methods in Numerical Weather Prediction, 1974 Rept. No.7. GARP Working Group on Numerical Experimentation. pp.46-82.

Götz G., 1981: Éghajlati Világprogram- az éghajlatváltozások kutatásának jelentősége, lehetőségei és problémái. MTA X. Oszt. Közl., 14, 157-175.

Götz G., 1982: Néhány gondolat a klíma dinamikus meteorológiai értelmezéséről. Időjárás, 5., 287-

Götz G., 1988: Klímaváltozások és előrejelzésük lehetőségei. *Időjárás*, 92, 140-152.

Götz G., Dévényi D., Faragó T., 1978: Éghajlatmodellezés és szubgridskálájú folyamatok. OMSz, Budapest.

Grojszman, P.Ja., 1979: Algoritm ocenivanyija linyejnoj sztrukturnoj szvjazi mezsdu makroklimaticseszkimi parametrami. *Trudü GGI 257*, 76-80

Groverman, B.S. and Landsberg, H.E., 1979: Reconstruction of Northern Hemisphere temperature: 1579-1880. Meteorology Program, University of Maryland Publ. No 79.

Gruza, G.B. i Ranykova, E.Ja., 1980: Sztruktura i izmenycsivoszty nabljudaeomogo klimata. Temperatura vozduha szevernogo polusarija. *Gidrometizd. Leningrad*, 72 o.

Gyúró, Gy., and Práger, T., 1988: Short-range forecast experiments with a limited area quasi-geostrophic model. *Időjárás*, 92, 17-29.

Hafele, W., Anderer, J., McDonald, A. és Nakicenovic, N. 1981.: Energy in a finite world. Vol 1: Paths to a sustainable future. Vol 2: A global systems analysis. Ballinger, Cambridge, Mass.

Hajóssy F., Kakas J., Kéri M., 1975. A csapadék havi és évi összegei Magyarországon a mérések kezdetétől 1970-ig. Az OMSZ hivatalos kiadványai. XLIII. kötet. Budapest.

Halupáné, 1983: Adatok a fafajok térfogati sűrűségéről (térfogatsúlyáról). *Erdészeti Kutatások*. Vol. 75, 49-66

Hansen, J. and Lebedeff, S., 1987: Global trends of measured surface air temperature. *J. Geophys. Res.* 92, 13345-13372

Hansen, J. and Lebedeff, S., 1988: Global surface air temperatures: update through 1987. *Geophysical Research Letters*, 15, 323-326.

Hansen, J., 1979: In Carbon dioxide and climate: A scientific assessment. Rept. of an Ad Hoc Study Group on Carbon Dioxide and Climate. Climate Research Board. US Nat'l Academy of Sciences. Washington D.C.

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*, vol. 5. 130-163

Hansen, J. et.al., 1983 : Efficient three-dimensional global models for climate studies: Models I.and II. *Mon.Weather.Rev.*, 111, 609-662.

Hanson K., Maul, G.A. and Karl T.R., 1989: Are atmospheric „greenhouse” effects apparent in the climatic record of the contiguous U.S. (1895-1987). *Geoph. Res. Letters*, 16, 49-52.

Harvey, L.D., 1988a : A semianalytic energy balance climate model with explicit sea ice and snow physics. *J. Climate*, 1, 1065-1085.

Harvey, L.D., 1988b : Development of a sea ice model for use in zonally averaged energy balance

climate models. *J. Climate*, 1, 1221-1238.

Harvey, L.D., 1988c : On the role of high latitude ice, snow and vegetation feedbacks in the climatic response to external forcing changes. *Climate Change*, 13.

Hasselmann, K., 1976 : Some comments on the design of model response experiments for multi-time scale systems. *JOC-Study GARP. No.22*, 1037-1049.

Haszpra L., Mersich I. és Mika J., 1989: A légkör üvegházhatása és az éghajlat. In: *Tények könyve '90* (szerk.: Baló Gy. és Lipovecz I.) 88-92

Haszpra, L., 1989: The atmospheric carbon budget and its influence on Earth's climate. In: *The biochemical cycle of elements in nature. Proc. of a common session among the different departments of the Hungarian Academy of Sciences.* (ed. Pais, I.), 51-66.

Hayashi, Y., 1982: Confidence intervals of a climatic signal. *J. Atm. Sci.*, 39, 1895-1905.

Heichel, G. H., 1975: Progress in measurements and methods of crop physiology. In: *Progr. in Plant Biomet. Div. C. Sweets, Amsterdam*, 135-180.

Held, I.M., and Suarez M., 1974 : Simple albedo feedback models of the ice-caps. *Tellus*, 36, 613-629.

Henderson-Sellers, A., 1986: Cloud changes in a warmer Europe. *Climatic Change* 8, 25-52

Hibler, W.D., 1984: The role of sea ice dynamics in modeling CO₂ increases. In: *Climate Processes and Climate Sensitivity. Geophys. Monogr. N° 29, Maurice Ewing Ser. N° 5., Am. Geophys. Union*, pp. 228-253.

Hibler, W.D., and Ackley, S.F., 1983: Numerical simulation of the Weddell Sea pack ice. *J. Geophys. Res.*, 88, 2873-2887.

Hibler, W.D., and Bryan, K., 1984: Ocean circulation: its effect on seasonal sea ice simulations. *Science*, 224, 489-492.

Hibler, W.D., and Bryan, K., 1987: A diagnostic ice-ocean model. *J. Phys. Oceanogr.*, 17, 987-1015.

Hinkley, D.V., 1969: Inference about the intersection in two-phase regression. *Biometrika*, 56, 495-504.

Hinkley, D.V., 1971: Inference in two-phase regression. *J. Amer. Stat. Assoc.*, 66, 736-743.

Hirschler, M.M., 1981: Man's emission of carbon dioxide into the atmosphere. *Atmos. Environ.*, 15, 719-727.

Hoffert, M.I., Callegari, A.J., and Hsieh C.T., 1980 : The role of deep sea heat storage in the secular response to climatic forcing. *J. Geophys. Res.*, 85, 6667-6679.

Hoskins, B.J., and Simmons, A.J., 1975: A multi-layer spectral model and the semi-implicit method. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 101, 637-655.

Hosszútávú energiapolitikai koncepció, különös tekintettel a hosszútávú erőmű-építési programra 1989.május

Hotyinszkij, N.A. i Szavina Sz.Sz., 1985: Paleoklimaticseszkije szhemü teritorii SzSzSzR v borealnom, atlanticseszkom i szubborealnom periodah holocena. Izv. AN SzSzSzR, Szer. Geograf., N4, 18-34

Houghton R.A., Woodwel G.M., 1989: Világméretű éghajlatváltozás. Tudomány, 1989. június

Houghton, D., Kasahara, A., and Washington, W., 1966 : Long -term integration of the barotropic equations by the Lax-Wendroff method. Mon.Weather.Rev., 94,141-153.

Hourcade, J.C., Megie, G., Theys, J., Crimee, D., 1989: Modificatiois climatique et reorientation des politique energetiques: comment gerer l'incertitude. WEC 14. Congress, Montreal.

Hozapfel-Pschorn, A. and Seiler, W., 1986: Methane Emission During a Cultivation Period From an Italian Rice Paddy. J. Geophys. Res., 91, 11803-11814

Hunt, B.G., and Wells, N.C., 1979 : An assessment of the possible future climatic impact of carbon dioxide increases based on a coupled one-dimensional atmospheric-oceanic model. J. Geophys. Res., 84, 787-791.

Huntley, B. and Prentice, I.C., 1986: Pollen data and climate estimates for 6000 and 9000 yr B.P. from Europe. In: Global climates 6000 and 9000 yr B.P. (COHRAM Members ed.), Univ. Minnesota Press, Mineapolis

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.

IKM Energiapolitikai Főosztály, 1990: Az energetika környezeti hatásai.

Interaction between climate and biosphere. Progr. in Biometeorol., Vol. 3., Ed: H. Lieth. 1984, Osnabrück. J. Atmos. Sci., 24, 241-259

Jager, H., Reiter, R., Carnuth, W. and Funk, W., 1984: The El-Chicon cloud over Central-Europe. Geofisica Internacional 23, N2, 243-257

Jager, J. and Kellogg, W.W., 1983: Anomalies in temperature and rainfall during warm Arctic seasons Climatic Change 5, 39-60

Járó Z., 1959: A levélfelület nagysága néhány erdőtípusban. Erdészeti Kutatások. Vol. 6.

Járó Z., 1980: Intercepció a Gödöllői kultúrerdei öko-témában. Erdészeti Kutatások, Vol.73.

Járó Z., Führer E., 1989: Az éghajlat változékonyságának és feltételezett változásának hatása az erdőállományokra, az erdőgazdálkodásra. Az éghajlat változékonysága és változása című OMSz tanulmány.

Járó Z., Tátraaljai E.-né, 1984-85: A fák éves növekedése. Erdészeti Kutatások. Vol 76-77.

Jászay T., 1990: Hungary: Carbon Dioxide Control to the Year 2030. Battelle Northwest Pacific

Laboratories, Richland, Washington.

Jones, C.A. és Kiniry, J.R. 1986.: CERES-MAIZE. Texas A and M University Press, Tx.

Jones, J.W., Boote, K.J., Jagtrap, S.S., Hoogen Boom, G. és Wilkerson, G.G. 1988.: Soybean crop growth simulation model. Agricultural Engineering Department and Agronomy Department, University of Florida, Fl.

Jones, P.D. and Kelly, P.M., 1983: The spatial and temporal characteristics of Northern Hemisphere surface air temperature variations J. Climatology 3, 243-252

Jones, P.D., 1989: Kontinentális léghőmérsékleti anomáliák az északi félgömbön 1988-ig. Személyes közlés

Jones, P.D., et al.,1986: Northern Hemisphere surface air temperature variations: 1851-1984. J. Clim. Appl. Meteor., 25, 161-179.

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 Farmer, G., 1990: Marine and land temperature data sets: A comparison and a look at recent trends. In: Greenhouse-gas induced climatic change (ed. Schlesinger, M.E.), Kluwer Acad. Publ. (in press)

Jones, P.D., Wigley, T.M.L. and Kelly, P.M., 1982: Variations in surface air temperatures: Part 1. Northern Hemisphere, 1881-1980. Mon. Weather Rev. 110, 59-69

Jones, P.D., Wigley, T.M.L. and Wright, P.B., 1986b: Global temperature variations between 1861 and 1984. Nature 322, 430-434

Jones, P.D., Wigley, T.M.L., Folland C.K., Parker, D.E., Angell, J.K., Lebedeff, S. and Hansen, J.E., 1988: Evidence for global warming in the past decade. Nature 332, 790.

Jonsson, B., 1969: Untersuchungen von Variationen der Jahresringbreiten bei Kiefer und Fichte in Abhängigkeit von der Wetterbedingungen in Schweden. Institutionen for Skogsproduktion, skogshogskolan, Berichte und Aufsätze 16, 297 S.

Justyák J., 1987: Energiaháztartás-mérések tölgyerdőben. Időjárás 91, 131-147

Kalmár I.,1981. A Duna vízháztartási vizsgálatának előkészítése (kézirat)

Karl, T.R. and Quayle, R.G.,1988: Climate change in fact and in theory: are we collecting facts ? Climatic Change, 13, 5-17.

Karl, T.R., H.F. Diaz and G. Kukla,1988: Urbanization: its detection and effect in the United States climate record. J. Climate, 11, 1099-1123.

Karl, T.R.,1986: Relationship between decreased temperature range and precipitation trends in the United States and Canada, 1941-80. J. Climate Appl. Meteor. 25, 1878-1886.

Karl, T.R.,1986: Relationship between decreased temperature range and precipitation trends in the

United States and Canada, 1941-80. *J. Climate Appl. Meteor.* 25, 1878-1886.

Karol, I.L., and Frolkisz, V.A., 1984 : Energobalansova'a radiatsionno-konvektivna'a model globalnovo klimata. *Meteorologi'a i Gidrologi'a* , No.8.59-68.

Károsi Cs., 1987: *Légekör XXXII. évf. No. 3.* 28-30.

Kasahara, A., and Washington, W.M., 1971: General circulation experiments with a six-layer NCAR model, including orography, cloudiness and surface temperature calculations. *J. Atmos. Sci.*, 28, 657-701.

Kasahara, A., 1965 : On certain finite-difference methods for fluid dynamics. *Mon. Weather. Rev.*, 93, 27-31.

Kasahara, A., 1974 : Various vertical coordinate systems used for numerical weather prediction. *Mon. Weather. Rev.*, 102, 509-515.

Katz, R.W., 1989: Climate change for extreme events: an application of the theory of extreme values. 11th Conf. „Probability and statistics in Atmos. Sciences", Monterey.

Keeling, C.D., Bacastow, R.B., Carter, A.F., Piper, S.C. and Whorf, T.P., 1989: A three dimensional model of atmospheric CO₂ transport based on observed winds: Observational data and preliminary analysis. Appendix A. In: *Aspects of Climate Variability in the Pacific and the Western Americas*. Geophysical Monograph American Geophysical Union, 55.

Keepin, B., Wynne, B., 1984: Technical analysis of IIASA energy scenarios. *Nature*, 312, 691-695.

Kellogg, W.W. and Schware, R., 1983: Society, science and climate change. *Dialogue* N61, (USA) 3/1983, 62-69

Kellogg, W.W., 1977: Effect of human activities on climate. WMO N° 486, Geneva.

Kellogg, W.W., 1978: Global influences of mankind on climate. In: Gribbin J.(ed.) *Climatic Change*, 205-227. Cambridge University Press.

Kerék J., 1934: Az időjárás befolyása az Alföldön a termés mennyiségére és minőségére. *M. Kir. Tud. Egy. Közg. Kar, Budapest*, 96 p.

Keyfitz, N. 1983.: Can knowledge improve forecasts. RR-83-05. International Institute for Applied Systems Analysis, Laxenburg, Austria.

Keyfitz, N., Allen, E., Edmonds, J., Dougher, R. és Wiget, N. 1983.: Global population (1975-2075) and labor force (1975-2050). Institute for Energy Analysis, Oak Ridge Associated Universities, ORAU/IEA-83-6(M), Oak Ridge, Tennessee.

Khalil, M.A.K. and Rasmussen, R.A., 1987: Atmospheric methane: Trend over the last 10000 years. *Atmos. Environ.*, 21, 2445-2452.

Kiehl, J.T., and Briegleb, B., 1987: A new parametrization of CO₂ absorption for use in climate models. *Tellus*, 39B

Kim, J.-W., Chang, J.-T., Baker, N.L., Wilks, D.S., Gates, W.L., 1984: The statistical problem of

- climate inversion: determination of the relationship between local and large-scale climate. MWR, 112, 2069-2077.
- Kiss, J., 1988: Anyag- és energiaforgalom. In: Élettan biológusoknak (eds: Ádám,Gy., Fehér,O.) Budapest, Tankönyvkiad, 450.
- Klemes, V., 1982. Empirical and causing modeling in hydrology. Scientific basis of water resource management. National Research Council, National Academy Press, Washington.
- Klemmer, L., 1969: Die Periodik des Radialzuwachses in einem Fichtenwald und deren meteorologische Steuerung. In: Wissenschaftl. Mitteilungen Meteorologisches Institut München 17, 85 S.
- Koflanovits E., 1974: Hosszú csapadéksorok trendjének elemzése Eurpa területén. Időjárás, 78, 88-96.
- Kondratyev, K.Ja., 1983: Radiacionnűj balansz zemli, aerazol i oblaka. Itogi nauki i techniki No. 10, Moszkva, 312 o.
- Kontur I., 1972. A Balaton Vízháztartási elemeinek idősor vizsgálata. Hidrológiai Közlöny, 10.
- Kontur I., 1987. A Balaton Vízforgalmának modellezése Markov-láncokkal. Hidrológiai Közlöny, 5-6. szám
- Kordos L., 1977: Changes in the Holocene climate of Hungary reflected by the „vole thermometer” method. Földrajzi Közlemények XXV., 1-3, 222-229
- Kordos L., 1979: A magyarországi paleoklimatológiai kutatások módszerei és eredményei. OMSZ Hiv. Kiadv. L. köt. 168 o.
- Kordos L., 1989: Pocok-hőmérő adatok barlangonkénti bontásban. Személyes közlés
- Kovács I., 1979: Faanyagismerettan. Mezőgazdasági Kiad.
- Kovács, K., 1971: Nitrogéntakarékos, energianyereséges trágyaerjesztés. Kísérletügyi Közlemények, Növénytermesztés, 1-3, 85-97.
- Kovács, K., 1984: Mezőgazdasági melléktermék-biomassza tartalékaink és hasznosításuk perspektívái a talajtermékenység növelésében, a mezőgazdaság energiagazdálkodásában. Mezőgazdasági Tudományos Napok 1984. 2. kötet. 138-142.
- Kovüneva, N.P., 1984: Zakonomernosztyi szovremennih izmenenyij polej prizemnoj temperaturü vozduha i atmoszferñuh oszadkov. Izv. AN SzSzSzR Szer. Geograf. No.6, 29-39
- Kratz, D.P., and Cess, R.D., 1985: Solar absorption by atmospheric water vapour: A comparison of radiation models. Tellus, 37B, 53-63.
- Krippel M., 1921: Erdőhasználat I, II.
- Kuo, C., Lindberg, C. and Thomson, D.J., 1990: Coherence established between atmospheric carbon dioxide and global temperature. Nature, 343, February.

- Kutzbach, J. E. and Guetter, P.J., 1986: The influence of changing orbital parameters and surface boundary conditions on climate simulations for the past 18 000 years. *J. Atmos. Sci.* 43, 1726-1759
- Lacis, A.A. and Hansen, J.E., 1974 : A parametrization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 31, 189-204.
- Lamb, H. H., 1982: *Climate history and the modern world*. Methuen, London, 387 p.
- Lamb, H.H., 1974: *The current trend of world climate - a report on the early 1970's and a perspective*. University of East Anglia, Norwich, CRU RP3, 25 o.
- Landsberg, J. J., 1975: Temperature effects and plant response. *Progr. in Biometeorol.* Vol. 1. 86-107.
- Láng I., 1980: *A mezőgazdaság agroökológiai potenciálja az ezredfordulón*. MTA Budapest, 328 p.
- Láng I., 1980: *A mezőgazdaság agroökológiai potenciálja az ezredfordulóig. Mellékletek*. MTA Budapest, 402 p.
- Langleben, M.P., 1972 : Decay of an annual cover of sea ice. *J. Glaciol.*, 11, 337-344.
- Lashof, D.A.; 1989, The dynamic greenhouse: feedback processes, that may influence future concentrations of atmosphere trace gases and climatic change, *Climatic Change*. 14. 213 - 242.
- Lászlóffy W., 1954. A fajlagos lefolyás sokévi átlaga Magyarországon, és a hidrológiai hosszszelvények. *Vízügyi Közlemények*
- Lauscher, F., 1981: S.,kulare Schwankungen der Dezennienmittel und extreme Jahreswerte der Temperatur in allen Erdteilen. *Arb. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien*, 48, 42 o.
- Légszennyező kibocsájtás az energetikában. Kézirat: Bohoczky Ferenc
- Lenoble, J. and Brogniez C., 1984: A comparative review of radiation aerosol models. *Beitr. Phys. Atmos.* 57, 1-20
- Lévai, A. and Mészáros, E., 1989: Energy production and carbon dioxide emissions in Eastern Europe with special reference to Hungary. *Időjárás*, 93, 4, 196-204.
- Liebscher, H, 1989. Effects of climate variability and change on fresh water bodies (keynote paper). Conference on climate and water. September, Helsinki, Finland.
- Lieth, H., 1974: *Phenology and sesonality modeling*. Springer-Verl., Berlin, 444 p.
- Littman, G. és Keyfitz, N. 1977.: *The next hundred years*. Working Paper No. 101. Harvard University, Cambridge, Mass.
- Logan, J., 1985: Tropospheric ozone: seasonal behavior, trends, and anthropogenic influence. *J. Geophys. Res.*, 90, 10463-10482.
- Loginov, V.F., 1984: *Vulkanicseszkie izverzsenyija i klimat*. Leningrad, Gidrometizd. 64 o.

- Lorenz, E.N., 1964: The problem of deducing the climate from the governing equations. *Tellus*, 16, 1-11.
- Lorenz, E.N., 1960 : Maximum simplification of the dynamical equations. *Tellus* ,12, 243-254.
- Lorenz, E.N., 1967 : The nature and theory of the general circulation of the atmosphere. WMO-No. 218. TP.115. World Meteorological Organization. Geneva.
- 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
- Lovász Gy., 1986. A lefolyás tendenciái a Duna nagymarosi szelvényében 1883-1980 között. *Földrajzi Értesítő*, 1-2.sz.
- Lovelock, J.E., 1979: *Gaia*. Oxford Univ. Press, 157 o.
- Machenhauer, B.,and Rasmussen., 1972 : On the integration of the spectral hydrodynamical equations by a transform method. Institute of Theoretical Meteorology, University of Copenhagen, Rept.No.3.
- Machenhauer, B.,and Daley, R., 1972 : A baroclinic primitive equation model with a spectral representation in three dimensions. Institute of Theoretical Meteorology, University of Copenhagen, Rept.No.4.
- Madden R.A. and V. Ramanathan, 1980: Detecting climate change due to increasing carbon dioxide. *Science*, 209, No.4458, 763-768.
- Magyarország Távhőszolgáltató Rendszerei, 1975
- Magyarország Távhőszolgáltató Rendszerei, 1980
- Magyarország Távhőszolgáltató Rendszerei, 1987
- Maier-Reimer, E., 1985 : A large - scale ocean circulation model. Techn. Rept. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.
- Maier-Reimer, E., and Hasselman,K.,1987 : Transport and storage of CO₂ in the ocean- an inorganic ocean-circulation carbon cycle model. *Climate Dyn.*, 2, 63-90.
- Majer A., 1972: *Évgyűrű kronológia*. Az Erdő
- Majer A., 1976: Félévszázados kísérletek a farkasgyepűi bükkösben. MTA-VEAB kiadvány 2.
- Major, G., Miskolczi, F., Putsay, M., Rimczió-Paál, A., Takács, O., Tárkányi, Zs., 1982: Meteorological Aspects of the Utilization of Solar Radiation as an Energy Source. WMO No. 557
- 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
- Manabe, S., and Bryen,K., 1985 : CO₂ -induced change in a coupled ocean-atmosphere model and

its paleoclimatic implications. *J Geophys.Res.*, 90, 11 689-11 707.

Manabe, S., and Stouffer, R.J., 1980: Sensitivity of a global climate model to an increase of CO₂ - concentration in the atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 85, 5529-5554.

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.

Manabe, S., and Wetherald, R.T., 1967 : Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity.

Manabe, S., 1969a : Climate and the ocean circulation. I. The atmospheric circulation and the hydrology of the Earth's surface. *Mon. Weather. Rev.*, 97, 739-774.

Manabe, S., 1969b : Climate and the ocean circulation. II. The atmospheric circulation and the effect of heat transfer by ocean currents. *Mon. Weather. Rev.*, 97, 775-805.

Manabe, S., and Strickler, R.F., 1964 : Thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjustment. *J. Atmos. Sci.*, 21, 361-385.

Márkus L., 1963: Levélfelületvizsgálatok. In: Márkus Fatermési és faállományszerkezeti vizsgálatok. Doktori értekezés

Márkus L., 1974: A vágáslap alatti tusk- és gyökérfa megállapítása. In Sopp: Fatömegszámítási táblázatok. Mezőgazdasági Kiad.

Marland, G. and Rotty, R.M., 1984: Carbon dioxide emissions from fossil fuels: a procedure for estimation and results for 1950-1982. *Tellus*, 36B, 232-261.

Matthews, E., 1983: Global vegetation and land use: New high resolution data bases for climate studies. *J. Climate Appl. Meteorol.*, 22, 474-487.

Matyasovszky I., 1990: Éghajlati idősorok spektrális elemzésének módszerei I-II., *Időjárás*, in print.

Maykut, G.A., and Untersteiner, N., 1971 : Some results from a time -dependent thermodynamic model of sea ice. *J Geophys.Res.*, 76, 1550-1575.

Mc Avaney, B.J., Bourke, W., and Puri K., 1977: A global spectral model for simulation of the general circulation. *J. Atmos. Sci.*, 35, 1557-1583

Mearns, L.O. et al., 1984: Extreme high-temperature events: changes in their probabilities with changes in mean temperature. *J. Clim. Appl. Meteor.*, 23, 1601-1603.

Meszéna Gy. és Zierman M., 1981: Valszínűségelmélet és matematikai statisztika. Közgazd. Jogi Könyvkiadó, Budapest, 554 o.

Meteorologische Abhandlungen, 1979-80: Wettersatelliten Daten aus dem Berliner Empfangsbereich, Freie Universität, Berlin

Mika J. and Rimczió-Paál A., 1988: Investigation of the cloudiness-albedo feedback using analogue satellite images. *Atmospheric Research* 21, 323-335

- Mika J. és Boncz J., 1987: Az éghajlati zaj, mint az átkaroló középértékek minimális maradéka. *Időjárás* 91, 366-378
- Mika J., 1979: Egy kapcsolt óceán-légkör modell éghajlatelméleti vizsgálata. Egyetemi doktori értekezés, ELTE Budapest.
- Mika J., 1981: A globális éghajlat statisztikai-dinamikai modellezése. *MTA Közlemények*, 14, 177-192.
- Mika J., 1985: Az éghajlat globális felmelegedésének folyamata és néhány gazdasági következménye a 2020-ig terjedő időszakban. A III. Magyar Jövőkutatási Konferencia Előadásai, MTESZ, Budapest, I. köt., 173-179
- Mika J., 1987a: A meteorológiai elemek éves menetének felhasználása a globális klímaváltozások regionális sajátosságainak becslésére. *Időjárás* 91, 34-42
- Mika J., 1987b: Empirical methods for specifications of regional climate parallel to global changes. „Climatic Changes” Proceedings of the X-th Czechoslovak-Hungarian Meteorological Conference, 63-72
- Mika J., 1988: A globális felmelegedés regionális sajátosságai a Kárpát-medencében. *Időjárás*, 92, 178-189.
- Mika J., 1989a: Estimation of the relative sensitivity of regional climate as compared to global changes In: „Climate Changes in the Historical and the Instrumental Periods” (ed. R. Brázdil) Proceedings of the IGU Conference (11-16 June 1989, Brno, Czechoslovakia, in Press)
- Mika J., 1989b: A globális felmelegedés és magyarországi sajátosságai. *Vízügyi Közlemények*, LXXI, 542-559
- Mitchell, J.F.B., 1981: The sasonal response of a general circulation model to changes in CO₂ and sea temperature. *Met. O. 20 Techn. Note II/171*. Meteorological Office, Bracknell, U.K.
- Mobley, C.D., R.W. Preisendorfer, 1985: Statistical analysis of historical data climate series. *J. Climate Appl. Meteor.*, 24, 555-567.
- Móri, F.T. és Székely, J.G. 1986: *Többváltozós statisztikai analízis*. Műszaki Könyvkiadó, Budapest.
- MTA 1984. A biológiai eredetű anyagok (biomassza) hasznosításának távlati lehetőségei. 1-3. kötet. MTA, Budapest.
- Müller U., 1923: *Lehrbuch der Holzmesskunde*. III. kiadás. Berlin 1923, p.251.
- Müller, H.N., 1980: Jahrringwachstum und Klimafaktoren. In: *Angewandte Pflanzensoziologie*, Wien, 25. Heft. 81 S.
- Mundrucz Gy., 1981: *Alkalmazott regressziószámítás*. Akadémiai Kiadó, 259 o.
- Namias, J., 1980: Some concomitant regional anomalies associated with hemispherically averaged temperature variations. *J. Geophys. Res.* 85, 1580-1590
- NDU, 1978: *Climate change to the year 2000. A survey of expert opinion*. Nat. Defense Univ.

Nordhaus, W.D. és Yohe, G.W. 1983.: Paths of energy and carbon dioxide emissions. In: NRC, Changing Climate. pp. 87-152. Washington, D.C.

North, G.R., Mengel, J.G., and Short, D.A., 1983 : Simple energy balance model resolving the seasons and the continents : Application to the astronomical theory of the ice ages. J.Geophys. Res.,88, 6576-6586.

North, G.R., and Coakley J.A., 1978 : Simple seasonal climate models. Meteorologi'a i Hidrologi'a, No.5, 26-32.

North, G.R., and Coakley J.A., 1979 : Differences between seasonal and mean annual energy balance model calculations of climate sensitivity. J.Atmos.Sci.,36,1189-1204.

North, G.R.,1975a : Analytical solution to a simple climate model with diffusive heat transport. J.Atmos.Sci, 32, 1301-1307.

North, G.R.,1975b : Theory of energy balance climate models. J.Atmos.Sci, 32, 2033-2043.

Nováky B.,1985. A lefolyás éghajlati adottságai a Zagyva-Tarna vízgyűjtőrendszerben, Vízügyi Közlemények, 1.füzet

Nováky B.,1990. Éghajlati változások hidrológiai hatásai (egyetemi doktori értekezés), Budapest

Nyikityin, 1955: A fa kémiája.

Oberle B.M., Bosshart U., Kohler Th., 1989: Waldzerstörung und Klimaveränderung. Ambio, Zürich, Juli

Oeschger, H. et al., 1980: Das Klima Analysen und Modelle, Geschichte und Zukunft. Springer-Verl., Berlin, 296 p.

Ohring, G., Gruber, A., 1984: Satellite Radiation Observations and Climate Theory. Adv. Geophys. 25, 237-304

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

Orlóci I., Pintér Á, 1981. A növénytermesztés vízháztartási adottságai összefüggéseinek vizsgálata. VGI-jelentés, Budapest

Orszag, S.A.,1970 : Transform method for calculation of vector coupled sums : Application to the spectral form of the vorticity equation. J.Atmos.Sci.,27, 890-895.

OVH, 1984. Országos Vízgazdálkodási Keretterv, Budapest

Palutikof, J.P., Wigley, T.M.L., Lough, J.M.,1984: Seasonal Climate Scenarios for Europe and North America in a High- CO₂, Warmer World. DOE/EU/10098-5.

Pálvölgyi T., 1985: Havi bontású nulldimenziós energiaegyensúlyi éghajlatmodell. Időjárás, 89, 228-241.

- Pálvölgyi T., 1986: Potential role of the oceanic mixed layer dynamics on the model climate sensitivity. WMO/TO N° 141. 849-850.
- Pálvölgyi T., 1988: A talaj-légkör rendszer termikus tehetetlenségének becslése. Kézirat
- Pálvölgyi T., 1988: Az óceán és a tengeri jég szerepe az éghajlat antropogén eredetű módosulásában. Időjárás 92, 163-177
- Panturat, S. és Eddy, A. 1989.: Some impacts on rice yield from changes in the variance of regional precipitation. Manuscript.
- Parikh, K.S. 1981.: Exploring national food policies in an international setting. WP-81-12. International Institute for Applied Systems Analysis, Laxenburg, Austria.
- Parker, D.E. and Folland, C.K., 1988: The Meteorological Office historical sea surface data set. In: Recent climatic Change (ed. Gregory S.), Belhaven Press, 42-50
- Parker, D.E., 1989: Óceán feletti léghőmérsékleti anomáliák az északi félgömbön 1988-ig. Személyes közlés
- Parkinson, C.L., and Kellogg, W.W., 1979: Arctic sea decay simulated for a CO₂ induced temperature rise. Climatic Change, 2, 149-162.
- Parkinson, C.L., and Washington, W.M., 1979> A large scale numerical model of sea ice. J. Geophys. Res., 84, 311-337.
- Pascale, A. J., 1975: Agricultural Biometeorology and Bioclimatology. Progr. in Biometeor. Vol. 1. 183-226.
- Pécsi M., 1977: A hazai és európai löszképződmények paleogeográfiai kutatása és összehasonlítása. Geonómia és Bányászat 10. 3-4, 183-221
- Péczely Gy., 1957: Grosswetterlagen in Ungarn. OMI Kisebb Kiadv. No. 30. Budapest.
- Péczely Gy., 1981. Éghajlattan. Tankönyvkiadó, Budapest
- Péczely Gy., 1983: Magyarország makroszinoptikus helyzeteinek katalógusa (1881-1983). OMI Kisebb Kiadv. No. 58. Budapest.
- Pittock, A.B., Salinger, J.M., 1982: Towards regional scenarios for a CO₂ -warmed Earth. Clim. Ch., 4, 23-40.
- Platzman, G.W., 1960 : The spectral form of the vorticity equation. J.Meteorol., 17, 635-644.
- Práger, T., and Labancz, K., 1989: Simulation of CO₂ -induced long-term changes and SST anomalies induced short-term fluctuations in the regime of atmospheric global circulation.
- Práger, T., and Pálvölgyi, T., 1989: Stability properties of seasonal energy balance climate models. Időjárás, 93.
- Práger, T., és Kovács, E., 1988: A légköri nyomgázok és aeroszol részecskék éghajlatmódosító hatásának vizsgálata sugárzási-konvektív modellel. Időjárás, 92, 153-162.

- Práger, T., Kovács, E., and Gyúró, Gy., 1986: Numerical experiments with a three-parameter baroclinic quasi-geostrophic model of the atmosphere. In: *Annales Univ. Sci. Budapestinensis de Rolando Eötvös nominatae. Sectio Geologica*, T.26.
- Priestley, M.B., 1981: *Spectral analysis of time series*. Academic Press, New York.
- Rácz L., 1989: A középkor és a kora újkor éghajlanttörténetéről. *Agrártört. Szemle* 1. (megj. alatt)
- Ramanathan, V., and Dickinson, R. E., 1979: The role of the stratospheric ozone in the zonal and seasonal radiative energy balance of the earth-troposphere systems. *J. Atmos. Sci.*, 36, 1084-1104.
- Ramanathan, V., and Downey, P., 1986: A nonisothermal emissivity and absorptivity formulation for water vapour. *J. Geophys. Res.*, 91, 8649-8666.
- Ramanathan, V., Cicerone, R.J., Singh, H.B. and Kiehl, J.T., 1985: Trace gas trends and their potential role in climate change. *J. Geophys. Res.*, 90, 5547-5566.
- Ramanathan, V., 1976 : Radiative transfer within the earth's troposphere and stratosphere : A simplified radiative-convective model. *J. Atmos. Sci.*, 33, 1330-1346.
- Ratkovics, D.Ja., 1976. *Mnogoletnyije kolebányije recsnovo sztoka*. Gidrometizdat, Leningrád
- Reck, R.A., 1974 : Influence of surface albedo on the change in the atmospheric radiation balance due to aerosols. *Atmos. Environ.*, 8, 823-833.
- Réthly A., 1962, 1970: *Időjárási események és elemi csapások Magyarországon I (-1700), II (1701-1780)*, Akadémiai Kiadó, Budapest
- Rimóczi-Paál A., Kovács E., Mika J. and Práger T., 1988: Surface-induced and atmospheric effects on the radiation balance and the vertical radiation fluxes estimated from satellite measurements and a numerical model. In: *Proceedings of the Third Hungarian Conference on Satellite Remote Sensing 20-22 Sept. 1988, Budapest* (ed. Remetey-Fülöpp G.), 139-153
- Rind, D., 1982: The influence of ground moisture conditions in North America on summer climate as modeled in the GISS GCM. *Mon. Weather Rev.*, 110, 1487-1494.
- Rind, D., 1986: The dynamics of warm and cold climates. *J. Atmos. Res.* 43, 3-24
- Rind, D., 1986 : The dynamics of warm and cold climates. *J. Atmos. Sci.*, 43, 3-24.
- Rind, D., 1987a : Components of the ice age circulation. *J Geophys. Res.*, 92, 4241-4281.
- Rind, D., 1987b : The doubled CO₂ climate : Impact of the sea surface temperature gradient. *J. Atmos. Sci.*, 44, 3235-3268.
- Rind, D., and Peteet, D., 1985 : Terrestrial conditions at the last glacial maximum and CLIMAP sea - surface temperature estimates : Are they consistent ? *Quart. Res.*, 24, 1-22.
- Rind, D., and Rossow, W., 1984 : The effects of physical processes on the Hadley circulation. *J. Atmos. Sci.*, 41, 479-507.

- Ritchie, J. 1988.: User documentation of the CERES-RICE simulation model Version 1.20 - Upland conditions. Manuscript.
- Robert, A.J., 1966 : The integration of a low - order spectral form of the meteorological equations. *J. Meteor. Soc. Japan*, 44, 237-245.
- Robert, A.J., 1969 : Integration of a spectral model of the atmosphere by a spectral method. *Proc. WMO/IUGG. Symp. Numerical Weather Prediction*. Tokyo, Japan Meteor. Agency, VII, 19-24.
- Robock, A., 1982: The Russian surface temperature data set. *J. Appl. Meteor.* 21, 1781-1783
- Robock, A., 1984: Climate model simulations of the effects of the El-Chicon eruption. *Geophys. Internat.* 23, 403-414
- Rodgers, C. D., 1968 : Some extensions and applications of the new random model for molecular band transmission. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 94, 99-102.
- Rogers, J.D. and Stephens, R.D., 1988: Absolute infrared intensities for F-113 and F-114 and an assessment of their greenhouse warming potential relative to other chlorofluorocarbons. *J. Geophys. Res.*, 93, 2423-2428
- Rotty, R.M., 1983: Distribution of and changes in industrial carbon production. *J. Geophys. Res.*, 88, 1301-1308.
- Rožanov, E.V., Timofeyev, J.M., Frolkis, V.A., 1981: Vlijanyije malüh gazovüh szosztavlajuscih na nyekotorüje harakteriszyiki radiacionnogo rezsima v infrakrasznom diapazone. *Fizika Atmoszferü i Okeana* 4, 384-391
- Rubinstein, E.Sz., Polozova, L.G., 1966: Szovremennoe izmenenyie klimata. *Gidromet. Izd. Leningrad* 268 o.
- Sagan, C., Toon, O.B. and Pollack, J.B., 1979: Anthropogenic albedo changes and the earth's climate. *Science* 206, 1363-1368
- Salim, S., Yong, E.F. és Yeow, P.K. 1989.: Effects of climatological changes on rice production in the Muda area. Manuscript.
- Saltzman, B., 1968 : Steady state solution for axially-symmetric climatic variables. *Pageoph.*, 69, 237-259.
- Sarmiento, J. and Toggweiler, J.: 1984, A New Model to the Role of the Oceans in Determining Atmospheric CO₂, *Nature* 308, 621-624.
- Sasamori, T., London, J. and Van Hoyt, D., 1972 : Radiation budget of the southern hemisphere. *Meteorol. Monogr.*, 13, 9-23.
- Sasamori, T., 1968 : The radiative cooling calculation for application to general circulation experiments. *J. Appl. Meteorol.*, 7, 721-728.
- Sausen, R., Barthel, K., and Hasselman, K. 1988 : Coupled ocean -atmosphere models with flux correction. *Climate Dyn.*, 2, 145-163.

- Saving the ozone layer: A global task, 1990. The Swedish Society for the Conservation of Nature.
- Schlesinger, M.E. and Mitchell, J.F.B., 1985: Model Projections of the Equilibrium Climatic Response to Increased Carbon Dioxide. In: *The Potential Climatic Effects of Increasing Carbon Dioxide* US Dept. of Energy., Washington, 81-148
- Schlesinger, M.E., 1983: A review of climate models and their simulation of CO₂ -induced warming. *Intern. J. Environmental Studies*, 20, 103-114.
- Schlesinger, M.E., A numerical simulation of the general circulation of the atmospheric ozone. Ph.D.Thesis, Dept.Atmos.Sci., University of California, Los Angeles.
- Schlesinger, M.E., and Gates, W.L., 1980 : The January and July performance of the OSU two-level atmospheric general circulation model. *J.Atmos.Sci.*,37, 1914-1943.
- Schlesinger, M.E., and Jiang, X., 1988 : The transport of CO₂ -induced warming into the ocean : An analysis of simulations by the OSU coupled atmosphere-ocean general circulation model. *Climate Dyn.*,3, 1-17.
- Schneider, S.H ,1975 : On the carbon dioxide climate confusion.*J.Atmos.Sci.*,32, 2060-2066.
- Schneider, S.H. and Thompson, S.L., 1981: Atmospheric CO₂ and climate: Importance of the transient response. *J. Geophys. Res.* C86, 3135-3147
- Schneider, S.H., 1984: On the empirical verification of model-predicted CO₂ -induced climatic effects. In:*Climate Processes and Climate Sensitivity. Geophys. Monograph 29, vol. 5.*
- Schneider, S.H., and Gal-Chen T., 1973 : Numerical experiments in climate stability. *J.Geophys. Res.*, 78, 6182-6194.
- Schönwiese, C. D., 1979: *Klimaschwankungen.* Springer-Verl., Berlin, 181 p.
- Schweingruber, F.H., 1983: *Der Jahrring.* Verlag Paul Haupt Bern und Stuttgart.
- Scott, M.J., Edmonds, J.A., Kellog, M.A., Schultz, R.W., 1989: *Global Energy and the Greenhouse Issue.* WEC 14. Congress, Montreal.
- Sellers, P.J., Mintz, Y., Sud, Y.C., and Dalcher, a., 1986: A simple biosphere (SiB) model for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, 43, 505-531.
- Sellers, W.D.,1969: A global climatic model based on the energy balance of the earth-atmosphere system. *J. Appl. Meteor.*,8, 392-400.
- Sellers, W.D.,1974 : A reassessment of the effect of CO₂ variations on a simple global climatic model. *J.Appl.Meteor.*,13, 831-833.
- Sellers, W.D.,1973 : A new global climatic model. *J.Appl.Meteor.*, 12, 241-254.
- Selomon, A., 1986: *Transient Response of Forests CO₂ Induced Climate Change : Simulation Modeling Experiments in Eastern North America,* *Oecologia* 68. 567-579.

- Semtner, A.J., 1976 : A model for the thermodynamical growth of sea-ice in numerical investigations of climate. *J.Phys.Oceanogr.*,6, 379-389.
- Semtner, A.J., and Chervin, R.M., 1988 : A simulation of the global ocean circulation with resolved eddies.*J Geophys.Res.*,93, 15 502 -15 522.
- Semtner, A.J., and Mintz, Y.H., 1977 : Numerical simulation of the Gulf Stream and mid-ocean eddies. *J.Phys.Oceanogr.*,7, 208-230.
- Silberman, I.S., 1954 : Planetary waves in the atmosphere. *J. Meteorol.*,11, 27-34.
- Simmonds, I., Chidzey, C., 1982: The Parametrization of Longwave Flux in Energy Balance Climatic Models. *J. Atmos. Sci.* 39, 2144-2151
- Solow, A.,W., 1987: Testing for climate change: an application of the two-phase regression model. *J. Climate Appl. Meteor.*, 1401-1405.
- Somerville, R.C.J., et al., 1974 : The GISS model of the global atmosphere.*J.Atmos.Sci.*,31, 84-117.
- Somogyi Z., 1988: Évgyűrűelemzés alapvető módszerének kialakítása. ERTI Kutatási jelentés
- Somogyi Z., 1989: Matematikai-statisztikai technikák az évgyűrű szélességek és az azokat meghatározó környezeti tényezők közötti kapcsolatok vizsgálatára. ERTI Kutatási jelentés.
- Spelman, M.J. and Manabe, S., 1984: Influence of oceanic heat transport upon sensitivity of a model climate. *J. Geophys Res.* C89, 571-586
- Spinhirne, J.D. and King, M.D., 1985: Latitudinal variation of spectral optical thickness and columnar size distribution of the El Chicon stratospheric aerosol layer. *J. Geophys. Res.* 90, 10607-10619
- Statisztikai Évkönyv 1986, 1987. Központi Statisztikai Hivatal, Budapest.
- Stephens, G.L., Campbell, G.G. and Vonder Haar, T.H., 1981: Earth radiation budgets. *J. Geophys. Res.* C86, 9739-9760
- Su, C.H., and Hsieh, D.Y., 1976 : Stability of the Budyko climate model. *J Atmos. Sci.*, 33, 2273-2275.
- Szabó, I.M., 1980: Általános mikrobiológia IV. A nitrogén, a foszfor és a kén körforgalma. A fémek biogeokémiája. *Vízmikrobiológia. Szimbiózis*, Tankönyvkiadó, Budapest
- Szabó, I.M., 1981: Általános mikrobiológia III. Prebiológiai evolúcióbaktériumok. *Mikrobiológia. Az energiaáram kanalizálása a bioszférában. A szén körforgalma.* Tankönyvkiadó, Budapest.
- Szalai S., 1988: Az északi hemiszféra kis paraméterszámú éghajlati modellje (oroszul). Kandidátusi értekezés, Leningrád.
- Szalai S., 1989: Az északi félgömb kétdimenziós éghajlati modellje. *Időjárás*, 2-3.
- Szász G., 1973: A potenciális párolgás meghatározásának új módszere. *Hidrol. Közl.* 435-442.

- Szász G., 1984: A szoláris energia hasznosulása a hazai szántóföldi növénytermesztésben. OMSz Hiv. Kiadv. LVII., Budapest, 147-164.
- Szász G., 1989: Agrometeorológia (általános és speciális). Mezőgazd. Kiad Budapest, 461 p.
- Szavina, Sz.Sz., Hmelevszkaja, L.V., 1981: Cirkulacionnue i klimaticsieszkie razlicsija eksztremalnüh deszjatiletij XX. sztoletija v szevernom polusarii. Izv. AN SzSzSzR, Szer. Geograf., N4, 5-22
- Szentimrey T., 1989: A lineáris analitikus trendvizsgálat néhány elvi-módszertani kérdése. Időjárás, 2-3., 151-156.
- Szentimrey T., Gulyás O., 1986: Iterative Method for the Periodical Analysis of long time series. Third International Conference on Statistical Climatology, Vienna.
- Szesztay K., 1962. A Balaton vízháztartása. VITUKI Tanulmányok és Kutatási Eredmények, 9. Budapest
- Szesztay K., 1980. A vízgazdálkodás vízháztartási adottságai. Vízügyi Közlemények 3.füzet.
- Szőkefalvy-Nagy B., 1977: Vals függvények és függvénysorok, Tankönyvkiadó, Budapest.
- Szokolovszkij, D.L., 1968. Recsnoj sztok. , Leningrád
- Szpirina, L.G., 1973: O sezonnüh izmenenyijah polja temperaturü szevernogo polusarija poszle vulkanicseszkih izverzsenyij. Trudü GGO 299, 3-7
- SZU-USA, 1982: Vlijanyije uvelicsenyija koliceszstva uglekiszlogo gaza v atmosfere na klimat. Mat. Szovetszko-amerikanszkiego szovescsanyija, 1981., Gidrometizd., Leningrad, 56 o.
- Tájékoztató az Országgyűlés részére a kormány energiapolitikai koncepciójáról, 1989.nov.
- Tájékoztató az Országgyűlés részére a kormány energiapolitikai koncepciójáról, 1988.nov.
- The changing atmosphere: implications for global security. Conference statement, Toronto, Ontario, Canada, June 27-30, 1988.
- Thompson, S.L., Schneider, S.H., 1982: Carbon dioxide and climate: the important of realistic geography in estimating the transient temperature response. Science, 217, 1031-1033.
- Thomson, S.L., and Schneider, S.H., 1979 : A seasonal zonal energy balance climate model with an interactive lower layer. J.Geophys. Res., 84, 2401-2414.
- Toth, F.L. 1989.: Scenarios of socioeconomic development for environmental studies: An overview. In: Toth et al., 1990, pp. 1-12.
- Toth, F.L., Hizsnyik, és Clark, W.C. (eds.) 1989.: Scenarios of socioeconomic development for studies of global environmental change: A critical review. RR-89-4. International Institute for Applied Systems Analysis, Laxenburg, Austria.
- Tricot, Ch. and Berger, A., 1987: Modelling the equilibrium and transient responses of global

temperature to past and future trace gas concentrations. *Climate Dynamics* 2, 39-61

United Nations. 1985.: World population prospects, estimates and projections as assessed in 1982. United Nations, Population Studies, No. 865, ST/ESA/SER.A/86, New York, N.Y.

United States Army, Corps of Engineers. 1987.: HEC-1: Flood hydrograph package. Users Manual. Hydraulic Engineering Center Publication, 723 - X6 - L2010.

Untersteiner, N., 1964 : Calculations of the temperature regime and heat budget of sea ice in the central Arctic. *J Geophys. Res.*, 69, 4755-4766.

van Loon, H. and Williams, J., 1976: The connection between trends of mean temperature and circulation at the surface: Parts I, II and III. *Monthly Wea. Rev.* 104, 365-380, 1003-1011 and 1592-1596

Varga-Haszonits Z., 1970: Módszer a csupasz talaj párologtatásának és vízkészletének számítására. *OMI Hiv. Kiadv.* XXXV., Budapest, 189-193.

Varga-Haszonits Z., 1987. *Agrometeorológiai információk és hasznosításuk.* Mezőgazdasági Kiad, Budapest

Velicsko, A.A., Gricsuk, V.P., Gurtovaja, E.E. i Zelikszon, E.M., 1983: Paleoklimat teerritorii SzSzsZR v optimum poszlednyego (mikulinszkogo) mezslednyikovja. *Izv. AN SzSzsZR Szer. Geograf.*, N6, 30-45

Velicsko, A.A., Gricsuk, V.P., Gurtovaja, E.E., Zelikszon, E.M. i Boriszova, O.K., 1982: Paleoklimaticseszkie rekonsztrukcii dlja optimuma mikulinszkogo mezslednyikovja na teerritorii Evropü. *Izv. AN SzSzsZR Szer. Geograf.*, N1, 15-27

VGI, 1979. Magyarország természetes felszíni vízkészletét jellemző hidrológiai adatok gyűjteménye. Témafelelős: Szalai Miklós

Viegert, R. (Ed.), 1976: *Ecological energetics.* Halsted Press, Stoudsburg Pennsylvania, Benchmark Papers in Ecology. V. 4., 457p.

Villach-Bellagio, 1987: Developing policies for responding to climatic change. A summary of the discussions and recommendations of the workshop (by J. Jager). WCIP-1, WMO/TD-No 225

Vinnikov, K. Ya, 1986: *Csuvsztvitelnoszty klimata.* Gidrometeoizdat, Leningrád, 219 o.

Vinnikov, K. Ya. et al., 1987: Az Északi Hemiszféra középhőmérsékletének változása 1841-1985 között (orosz nyelven) *Meteor. i Gidrol.*, 1, 45-55.

Vinnikov, K.J., i Groisman, P.J., 1981 : Empiricheskij analiz vli'ani'a CO₂ na sovremennye izmeneni'a srednei godovoi temperatury vozduha severnogo polusari'a. *Meterologi'a i Gidrologi'a*, No.11, 30-43.

Vinnikov, K.Ja. i Grojszman P.Ja., 1979: Empiricseszakaja model szovremennüh izmenenyij klimata. *Meteor. i gidrol.*, No. 3., 30-43

Vinnikov, K.Ja., Grojszman, P.Y., Lugina K.M. i Golubev, A.A., 1987: Izmenenyija temperaturü vozduha Szevernogo polusarija za 1841-1985. *Meteorol. i Gidrol.* No.1 45-53

- Vinnikov, K.Ja., Lemesko, N.A., 1987: Talajnedvesség és lefolyás a Szovjetunió területén globális felmelegedés esetén (oroszul). *Met. i Gid.*, N° 12, 96-103.
- VITUKI, 1958. Magyarország vízkészlete. I. Felszíni vízfolyások Szerkesztette: Puskás T.
- VITUKI, 1986. Hidrológiai vizsgálatok végzése a vízfolyásokon a Balaton modellezéséhez c. kutatási téma 1985. évi beszámolójához. Témaszám 7612/4-2.2 (Témafelelős: Varga Gy.)
- Vogel, M., 1988: Nachweis von Zuwachsveränderungen infolge von Umweltfaktoren durch Zuwachsfeinmessungen. Diplomarbeit, TU Dresden, Sekt. Forstw., Tharandt, 73 S.
- Walker, J.M., and Rowntree, P.R., 1977: The effect of soil moisture on circulation and rainfall in a tropical model. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 103, 29-46.
- Wang, W.C., and Domoto, G.A., 1974 : The radiative effect of aerosols in the earth's atmosphere. *J.Appl.Meteorol.*, 13, 521-534.
- Wang, W.C., et al., 1976 : Greenhouse effects due to man -made perturbacions of trace gases. *Science*, 194, 685-690.
- Warren, S.G., Hahn, C.J., London, J., 1985: Simultaneous Occurrence of Different Cloud Types. *J. Climate Appl. Met.* 24, 658-667
- Warrilow, D.A., Sangster, A.B., and Slingo, A., 1986: Modelling of land surface processes and their influence on European climate. United Kingdom Met. Office Rept. Met. 020, Techn. Note N° 38.
- Washington, W.M., and Meehl, G.A., 1984: Seasonal cycle experiment on the climate sensitivity due to a doubling of CO₂ with an atmospheric general circulation model coupled to a simple mixed-layer ocean model. *J. Geophys. Res.*, 89, 9475-9503.
- Washington, W.M., 1974 : NCAR global circulation model. In *Modeling for the First Garp Global Experiment. Rept.No.,14, GARP Publ.Ser.pp. 61-78.*
- Washington, W.M., and Meehl, G.A., 1982: General circulation model experiments on the climatic effects due to a doubling and quadrupling of carbon dioxide concentration. Rept. NCAR/0306/81-2(E). Boulder.
- Washington, W.M., and Meehl, G.A., 1989 : Climate sensitivity due to increased CO₂: Experiments with a coupled atmosphere and ocean general circulation model. *Climate Dyn.*, 4, 1-38.
- Webb, T.III., Wigley, T.M.L., 1985: What past climates tell us about a warmer world. In: McCracken, M.C., Luther, F.M. (eds.) *The Potential Climatic Effects of Increasing Carbon Dioxide.* DOE, Washington D.C., 235-257.
- Weiss, R.F., 1981: The temporal and spatial distribution of tropospheric nitrous oxide. *J. Geophys. Res.*, 86, 7185-7195.
- Wenk G., Fiedler F., 1979: Interpretationen zur Periodizität des Durchmesserwachstums von Waldbaumen als Folge der Einwirkung meteorologischer Elemente. In: *Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften der DDR, Abt. Mathem.-Naturwiss.-Techn., Berlin 1 N.*

- Wigley T.M.L., P.D.Jones, 1981: Detecting CO₂ -induced climatic change. *Nature*, 292, 205-208.
- Wigley, T.M.L. and Jones, P.D., 1982: Signal-to-noise ratios for surface air temperature and detection of a CO₂ -induced climatic change. In: Moses, H. and MacCracken, M.C. (Eds.), *Proceedings of the Workshop on First Detection of Carbon Dioxide Effects*. DOE Report CONF-8106214, 143-158.
- Wigley, T.M.L., Farmer G. and Ogilvie, A.E.J., 1986: Climate reconstructions using historical sources. In: *Current Issues in Climate Research* (eds. Ghazi A. and Fantechi, R.) D. Reidel Publ. Comp., Dordrecht, 97-100
- Wigley, T.M.L., Jones P.D. and Kelly, P.M. 1986: Empirical climate studies. Warm scenarios and the detection of a CO₂ -induced climatic change. In: *An Assessment of the Role of Carbon Dioxide and Other Radiatively Active Constituents in Climate Variations and Associated Impact*. Chapter 6. (Villach, 1985: The revised manuscript)
- Wigley, T.M.L., Jones, P.D. and Kelly, P.M., 1980: Scenarios for a warm high- CO₂ world. *Nature* 283, 17-21
- Wigley, T.M.L., Jones, P.D. and Kelly, P.M., 1986: Empirical climate studies. In: *The Greenhouse Effect, Climatic Change, and Ecosystems*. *SCOPE* 29, 271-322.
- Wigley, T.M.L., Jones, P.D., Kelly, P.M., 1980: Scenario for a Warm, High- CO₂ World. *Nature*, 283, 17.
- Williams, R.G., 1988 : Modification of ocean eddies by air-sea interaction. *J Geophys.Res.*,93, 15 523-15 533.
- 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
- Williamson, D.L., and Browing, 1973 : Comparison of grids and difference approximations for numerical weather prediction over a sphere. *J.Appl.Meteorol.*, 12.,264-274.
- Williamson, D.L., 1966 : Stability of difference approximations to certain partial differential equations of fluid dynamics. *J.Comput.Phys.*, 1, 51-67.
- Williamson, D.L., 1968 : Integration of the primitive barotropic model over a spherical geodesic grid. *Tellus*,20, 642-653.
- Williamson, D.L., 1970 : Integration of the barotropic vorticity equation on a spherical geodesis grid. *Mon.Weather.Rev.*,98, 512-520.
- Wilson, C. and Mitchell J.F., 1987: A doubled CO₂ climate sensitivity experiment with a global climate model including a simple ocean. *J. Geophys Res.* 92, 13315-13343
- Wilson, M.F., and Henderson-Sellers, A., 1985: A global archive of land cover and soils data for use in general circulation climate models. *J. Climatology*, 5, 119-143.
- WMO, 1975. *Guide to hydrological practices*. Geneva.
- WMO, 1983: *Report of the Experts Meeting on Aerosols and Their Climatic Effects*. Williamsburg,

Virginia 28-30 March 1983, World Climate Programme, WCP-55

Woodruff, S.D., Slutz, R.J., Jenne R.J. and Steurer, P.M., 1987: A Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set. Bull. Amer. Meteor. Soc. 68, 1239-1250

Woodwell, G: 1986, Global Warming: And What We Can Do About it, Amicus Journal 8, 8-12.

Wuebbles, D.J., 1983: Chlorocarbon emission scenarios: potential impact on stratospheric ozone. JGR, 88, 1433-1443.

Yeh, T.C., Wetherald, R.T., and Manabe, S., 1984: The effect of soil moisture on the short term climate and hydrology change. A numerical experiment. Mon. Weather Rev., 112, 474-490.

Zubov, N. N., 1943: Arctic ice. Translation. National Technical Information Service (AD 426972), USA.