

Tanulmány

AZ ÉGHAJLATI RENDSZER ÉS MOZGATÓI

Haszpra László

az MTA doktora,
Országos Meteorológiai Szolgálat
haszpra.l@met.hu

Elsődleges éghajlat-alakító tényezők

Bolygónk éghajlatát a Naptól érkező energia mennyisége és ennek az energiának a felszín-légkör rendszerben való eloszlása határozza meg. Az éghajlat alakításában három aktív és számos passzív, a visszacsatolások révén közreműködő tényező, illetve tényezőcsoport vesz részt.

A Föld energiaháztartását alapvetően meg szabja, hogy mennyi energiát kap a Naptól. Ez függ a Nap sugárzási teljesítményétől, illetve a Nap–Föld távolságtól, a Föld keringési pályájának excentricitásától. A Föld belső hője elhanyagolható mértékben járul hozzá a bolygó éghajlatának alakításához. Energiafluxusa ($0,09 \text{ W/m}^2$) három nagyságrenddel kisebb, mint a földfelszín által elnyelt közvetlen napsugárzása (Davies – Davies, 2010). Az emberi eredetű energiahozzájárulás még ennél is kisebb (kb. $0,03 \text{ W/m}^2$ – EIA, 2010).

A Naptól érkező energia (átlagosan 341 W/m^2 , meteorológiai szóhasználatban a rövidhullámú sugárzás) egy része a légkörből,

illetve a felszínről visszaverődik (79 , illetve 23 W/m^2). A maradék bő kétharmadát (161 W/m^2) elnyeli a felszín, míg a többi (78 W/m^2) a légkörben nyelődik el (Trenberth et al., 2009). A felszín és a légkör hőmérsékleti ki-sugárzása (meteorológiai szóhasználatban a hosszuhullámú sugárzás) ugyancsak keresztülhalad a légkörön. Mind a rövidhullámú, mind a hosszuhullámú sugárzásátvitelt a légkör összetétele, a benne lévő, sugárzási szempontból aktív (elnyelő, visszaverő) anyagok mennyisége szabályozza.

A bolygó alakjából, forgásából és keringési pályájának alakjából következik, hogy felületét sem területileg, sem időben nem egyenletesen éri a Nap sugárzása. Ez homogén felszínű bolygó esetén is kiegyenlítő áramlásokat hozna létre a légkörben és a bolygót esetleg borító cseppfolyós közegben. A Föld felszíne azonban még csak nem is homogén. A szárazföldek és az óceánok eltérő energiaelnyelő képessége, a kontinensek területileg egyenetlen elhelyezkedése tovább növeli a felszíni energiabevitel heterogenitá-

sát. A szárazföldek elhelyezkedése, a kontinensek, illetve az óceáni medencék domborzata pedig befolyásolja a kiegyenlítő áramlások irányát és intenzitását, azaz az energiaelozslást, végső soron az éghajlatot.

Az éghajlat elsődleges alakítói tehát a kozmikus tényezők, a légkör összetétele, valamint a kontinensek és óceáni medencék elhelyezkedése, illetve domborzata. A kontinensek és az óceánok energiaelnyelő képességét meghatározza a felszínborítottság, a bioszféra és a jégtakaró elhelyezkedése, területi kiterjedtsége. Eltekintve a bioszféra lassú evolúciós folyamataitól, mind a bioszféra elhelyezkedése, mind a jégtakaró kiterjedtsége az éghajlattól magától függ, csak annak változásának hatására módosul. Ezért, bár a felszínborítottságnak meghatározó jelentősége van az éghajlat alakításában, nem tekinthetjük elsődleges éghajlatalakító tényezőnek. Alapvetően a visszacsatolások révén játszik szerepet az elsődleges tényezők által megindított változásokban.

A Nap sugárzását asztrofizikai folyamatok, míg a Föld mozgását az égi mechanika törvényei szabályozzák. A kontinensek elhelyezkedését, a bolygó domborzatát a tektonikus folyamatok alakítják. A bolygó felszínét elsődlegesen alakító természeti folyamatok mellett ma már az ember aktív szerepét is meg kell említeni. A jégfelületek elszennyezésével, a területhasználat módosításával befolyásolja a felszín energiaelnyelő képességét, és így az energiabevételt, illetve energiaelozslást. A légkör összetételét a geológiai korok során a vulkáni tevékenység, a geokémiai folyamatok (kőzetek kémiai mállása) és a bioszféra evolúciója alakította. Ez utóbbi kettő nem teljesen független az éghajlattól, így a vizsgálatok időskálájától függően a kapcsolódó visszacsatolást is figyelembe kell venni. Ma már a

légkör összetételét alakító aktív tényezők közé kell sorolnunk az emberi tevékenységet is, ami csak kismértékben függ az éghajlattól (például fűtés). Számos légköri nyomanyag tekintetében az emberi források hozama meghaladja a természetes forrásokét, és nem kicsi a természetes források nélküli légköri nyomanyagok száma és mennyisége sem.

Visszacsatolások és kölcsönhatások az éghajlati rendszerben

Globális éghajlatváltozást csak az előzőkben említett elsődleges éghajlat-alakító tényezők indíthatnak be, mivel ehhez az energiamérleg, illetve az energiaelozslás megváltoztatása szükséges. A bekövetkező változások mértéke azonban meghatározó mértékben függ a visszacsatolásként belépő folyamatoktól.

A jégborítottság, a bioszféra elhelyezkedése, általánosságban a felszínborítottság, illetve annak megváltozása a megváltozó albedón¹ keresztül mind a bolygó egészének energiamérlegét, mind az energiabevétel területi elozslását módosíthatja, és ezzel az éghajlat megváltozásához vezet. A jégborítottság változása, egyes területek elsvatagosodása vagy kizöldülése, a növényállomány megváltozása azonban csak valamely elsődleges éghajlatalakító tényező változása által megindított éghajlatváltozás hatására indul meg, azaz a felszínborítottság változása (kivéve a közvetlen emberi beavatkozást) nem elsődleges oka az éghajlatváltozásoknak, hanem következménye. A változások erősíthetik (pozitív visszacsatolás) vagy mérsékelhetik (negatív visszacsatolás) az éghajlatváltozási folyamatot. A visszacsatolás erőssége függ az aktuális éghajlattól is. Szélsőséges példaként: jégmentes időszakban, ha a lehűlés mértéke nem éri el a jege-

¹ A felszínről visszaverődő és a beérkező energiafluxus hányadosa

sedés megindulásához szükséges szintet, a jégborítottsággal összefüggő visszacsatolás magától értetődően nem léphet fel.

A bioszféra nem csupán a felszínborítottságon keresztül, hanem a légkör összetételének módosítása révén is befolyásolja az elsődleges tényezők által megindított éghajlatváltozási folyamatot. A változó létfeltételek növelhetik/csökkenthetik a vegetáció szén-dioxid-felvételét/-leadását, a biomasszában tárolt szénmennyiséget. A szerves anyagok bomlása, melynek során – többek között – szén-dioxid és metán kerülhet a levegőbe, ugyancsak éghajlatfüggő. Mivel mind a szén-dioxid, mind a metán üvegházhatású gáz, a bioszféra megváltozó aktivitása hatást gyakorol a légkör üvegházhatására, a felszín-légkör rendszer energiaeloszlására, végső soron az éghajlatra.

A biológiai vagy geológiai folyamatok által termelt metán egy része nem kerül a légkörbe. Megfelelő hőmérsékleti- és nyomásviszonyok mellett metán-hidrátot képezve gyűlik az alacsony hőmérsékletű talajokban, a kontinentális talapzatok óceáni üledékében. A hőmérséklet növekedésével az így megkötött metán felszabadulhat, és a légkörbe kerülve az üvegházhatás erősítésén keresztül további melegedést válthat ki. Fordítva: a valamilyen elsődleges éghajlatalkító tényezőnek köszönhetően megindult lehűlés a légkör metánbevitelének csökkenéséhez vezethet, erősítve a lehűlési folyamatot.

A gázok oldódása hőmérsékletfüggő. Adott hőmérsékleten az óceánokban oldott gázmennyiség függ a vizsgált anyag légköri koncentrációjától (Henry-törvény). Éghajlati szempontból különös jelentősége van az üvegházhatású, vízben jól oldódó szén-dioxidnak. A hőmérséklet emelkedésével oldhatósága csökken, így a hőmérséklet-emelkedés hatására szén-dioxidban túltelítetté váló óce-

ánvízből felszabadul, a légkörbe kerül, üvegházhatásával tovább erősítve a megindult melegedést. Lehűléskor fordított folyamat játszódik le: a szén-dioxidban telítetlenné váló óceánvízbe a légkörből beoldódik a szén-dioxid egy része. A lecsökkenő légköri koncentrációval pedig mérséklődik az üvegházhatást, erősödik a hűlés. Adott hőmérsékleten a légköri szén-dioxid szintjének növekedése a Henry-törvénynek megfelelően a beoldódáson keresztül növeli az óceánokban lévő szén-dioxid mennyiséget is, de éppen az egyensúlyra törekvés miatt a légkörbe került gázmennyiségnek csak egy részét nyelheti el az óceán. A légköri szén-dioxid többletmennyisége pedig az üvegházhatás erősítésén keresztül kiváltott melegedés miatt csökkenti saját oldhatóságát. Változatlan külső körülmények mellett is az új egyensúly beállításához az óceánok lassú átkeveredése miatt évezredekre van szükség. Az óceánokba oldódó szén-dioxid befolyásolja a víz kémhatását is. Növekvő légköri és így óceáni szén-dioxid-koncentráció savasabbá teszi az óceán vizét, ami a vízben zajló kémiai folyamatok miatt csökkenti a szén-dioxid oldhatóságát, tovább növelve a gáz légköri arányát. Az óceánvíz kémhatása nem közömbös az erre igen érzékeny tengeri élővilág szempontjából sem.

Az óceáni áramlások, az „óceáni szállítószalag” jelentős mennyiségű energiát szállít a trópusokról a sarkvidéki területek felé, ezzel alapvető szerepet játszik a Föld éghajlatának alakításában. Ennek az áramlási rendszernek fő mozgatórugója a légköri áramlásokon kívül az, hogy az Atlanti-óceán trópusi-szubtrópusi területeiről induló meleg, sóban gazdag víz az Északi-sarkvidék felé haladva lehűl, és a környezeténél nagyobb sűrűségűvé válva a mélybe süllyed (termohalin cirkuláció). Ha a sarkvidéki területek melegebbé válnak, a

jégsapkából származó olvadékvíz csökkentheti a trópusok felől érkező víz sókoncentrációját. Az ily módon kevésbé sűrűvé váló víz kisebb sebességgel süllyed a mélybe, mérsékelve a termohalin cirkulációt, és ezen keresztül a sarkvidéki területek felé való energiaszállítás intenzitását, ami globális mértékben is kihat az éghajlatra.

Az óceánokról más szempontból is szót kell ejtenünk. Víztömegük hatalmas hőkapacitása jelentős stabilizáló tényező a Föld éghajlatának alakulásában. Így az aktív éghajlat-alakító tényezők rövid idejű (például naptevékenység rövid periódusidejű ingadozása, eseti vulkánkitörések stb.) és nem katasztrofális (például aszteroida-beccapódás) méretű ingadozásai még a pozitív visszacsatolásokkal együtt sem tudják általában globálisan kibilencsíteni az éghajlati rendszert átlagos állapótól. Mindez azt jelenti, hogy az óceánok jellemző, több ezer éves átkeveredési idejére való tekintettel nem nagyon érdemes szoros korrelációt keresnünk a rövid ideig fennálló vagy ható kényszerek és a globális éghajlat alakulása között. Ugyanígy értelmetlen a geológiai korok folyamán lezajlott éghajlatváltozásokat egy-egy kiragadott elsődleges éghajlat-alakító tényező vonatkozásában vizsgálni (például légköri CO₂-tartalom), hiszen ilyen időskálán már más elsődleges éghajlat-alakító tényezők is változnak.

Az óceánok jelentős hőtehetetlensége azonban nem jelenti azt, hogy a rövid periódusidejű vagy eseti ingadozások ne jelennének meg az aktuális időjárásban, illetve ne válhatnak ki globálisan nagyrészt kiegyenlítő regionális éghajlati anomáliákat. A légkör (és kisebb mértékben az óceán) mint kaotikus rendszer maga is folyamatosan generál ingadozásokat az időjárásban. Az egymásra ható, különböző karakterisztikus idejű

dinamikus rendszerekben (légkör, óceán, krioszféra) rezonanciák léphetnek fel, ami kaotikus ingadozásokat eredményezhet, miközben – az elsődleges éghajlat-alakító tényezők kényszere alatt – tendenciaszerű változások is bekövetkezhetnek. Ezeknek a kimutatása a rendszer kaotikus jellege miatt nem egyszerű. Az éghajlat elemzésében – igazodva a véletlen ingadozások karakterisztikus idejéhez és kiszűrendő az éghajlat szempontjából zajnak tekinthető rövid idejű ingadozásokat – legkevesebb évtizedes, de inkább több évtizedes (jellemzően harmincéves) átlagértékekkel dolgozunk. Néhány éves, mégoly egyirányúnak is tűnő változásokból botorság lenne éghajlatváltozásra következtetni.

Éghajlatváltozások a múltban

Az elsődleges éghajlat-alakító tényezők a Föld története során folyamatosan változtak. Változott a Nap sugárzásának intenzitása, a légkör összetétele, a kontinensek elhelyezkedése, a kontinentális lepusztulás, a hegységképződés és a vulkanizmus globális mértéke, változtak a Föld pályaelemi. Ennek megfelelően folyamatosan változott a Föld éghajlata is. Egyes időszakokban a globális átlaghőmérséklet akár 6 °C-kal is meghaladhatta a mait (pl. kambrium, devon, korai eocén), míg más periódusokat a nagymértékű eljegesedés jellemezte (Donnadieu et al., 2004). A távoli múltból csak viszonylag kevés, közvetett információnk van. A pleisztocén időszakban a Föld pályaelemeinek periodikus ingadozása által kiváltott éghajlatváltozásról, az ismétlődő jégkorszakokról azonban már többet tudunk. Az energetikailag kedvezőtlen kozmikus pozícióból fakadó csekély energiabevétel-csökkenés önmagában nem okozhatott volna számottevő lehűlést (Hansen et al., 2008), az általa kiváltott visszacsatolások

azonban jelentős változásokat eredményeztek. A terjedő jégborítottság növelte a bolygó rövidhullámú albedóját, tovább csökkentve az energiabevételt. A lehűlő óceánok szén-dioxidot vontak ki a légkörből, miközben a szárazföldeken a lehűlés lassította a szén-dioxid-termelődéshez vezető biológiai folyamatokat. Az alacsonyabb hőmérséklet csökkentette a légkör vízgőztartalmát, ami így együttesen a légköri üvegházhatás gyengüléséhez, azaz az energiavesztés növekedéséhez vezetett. Bizonyos jelek alapján úgy tűnik, hogy a hidegebb éghajlat alacsonyabb légköri vízgőztartalma jelentős területek elsivatagosodását is okozhatta. Az innen származó többlet légköri aeroszolrészecske-mennyiség pedig ugyancsak mérsékelhette valamelyest a felszín energiabevételét. Mindez együttesen a bolygó jelentős lehűlését eredményezte. A pályaelemek változásával ismét növekedésnek induló energiabevétel hatására ugyanez a folyamat fordított irányban, de az időközben megváltozott viszonyok miatt nem szimmetrikusan zajlott le. A mintegy százézer év alatt bekövetkező, globális átlagban 4–5 fokkal lehűlés, majd a néhány ezer év alatt végbemennő hasonló mértékű felmelegedés mélyreható változásokat okozott a Föld élővilágában, annak területi eloszlásában.

A legutolsó jégkorszak bő tízezer évvel ezelőtti lezárultával meglehetősen stabil éghajlat köszöntött bolygónkra. Hogy ez mennyire tekinthető rendkívülinek, de legalábbis szokatlannak, azt nehéz megítélni, hiszen ahogy időben haladunk visszafelé, úgy egyre kevesebb, egyre kevésbé részletes felbontású és pontos adat áll rendelkezésünkre. Ez az éghajlati stabilitás, amely minden bizonnyal jelentősen hozzájárult az emberi civilizáció kialakulásához, természetesen nem jelentette az éghajlat abszolút változatlanságát. Törté-

nelmet alakító tényező volt az elsősorban az északi félgömbön megfigyelhető középkori klímaoptimum a 10–13. században, illetve a nem is oly távoli múltban (16–19. század) beálló ún. kis jégkorszak. Ugyanakkor a regionális anomáliákat elfedő globális átlaghőmérséklet ingadozása nagy valószínűséggel belül maradt az 1 fokon (Mann et al., 2009).

Megjegyzendő, hogy a hőmérséklet az éghajlatnak csupán az egyik jellemzője. Változatlan átlaghőmérséklet mellett is változhat a csapadékmennyiség és -eloszlás, az uralkodó széljárás, a szélsőségek gyakorisága stb., egyszóval az éghajlat. Ennek ellenére, talán a potenciálisan egyirányú tendencia és a laikusok által is könnyebb értelmezhetőség miatt, az éghajlat kapcsán mégis többnyire a hőmérsékletet emlegetik.

A jelenkori éghajlatváltozás mozgatói

Számos, egymástól független jellemző (hőmérsékletmérési adatok, tengerszint-emelkedés, gleccserek zsugorodása, vegetációs övek eltolódása) jelzi, hogy napjainkban erőteljes, és a paleoklíma-adatok fényében szokatlanul gyors éghajlatváltozás zajlik bolygónkon. Nem rövid idejű, regionálisan jelentkező, globálisan azonban hosszabb idő alatt kiegyenlítődő anomáliákról van szó, hanem globális átlagban is megfigyelhető, tendenciaszerű változásról, ami jelen tudásunk szerint szignifikánsan meghaladja az éghajlat természetes ingadozásából fakadó mértéket (IPCC, 2007). Múltbeli tapasztalataink mutatják, hogy az éghajlatváltozások jelentősen átformálhatják bolygónk képét. A történelmi időkben a regionális éghajlat-ingadozások is virágzó kultúrákat dönthettek romba, semmisíthettek meg, így nem érdektelen tisztázni, hogy a jelenleg észlelhető igen gyors éghajlatváltozást mi okozhatja, mire számíthatunk a jövőben.

Éghajlatváltozás megindulásához valamely elsődleges éghajlat-alakító tényező megváltozása szükséges. Az így meginduló éghajlatváltozás hatására léphetnek csak működésbe a visszacsatolási mechanizmusok, amelyek jellegüktől függően ráerősíthetnek a megindult éghajlatváltozásra vagy mérsékelhetik az elsődleges tényező hatását.

Napunk energiakibocsátása folyamatosan változik. A 11 éves naptevékenységi ciklus rövid periódusideje miatt az éghajlatot érdemben nem befolyásolja. Bár az elmúlt száz évben a Nap energiakibocsátása némelyest erősödött, ezzel az energiatöbblettel nem tudjuk megmagyarázni az észlelt tendenciaszerű globális melegedés mértékét (Foukal et al., 2006).

Az alatt a rövid időtartam alatt, amióta a jelenkori globális éghajlatváltozást észleljük, éghajlatot befolyásoló mértékű geológiai változások nem zajlottak le a bolygón. Nem változott érdemben a kontinensek elhelyezkedése, domborzata, ami így nem indokolhatja a lég- és tengeráramlatok megváltozását, amelyek módosíthatták volna a felszín-légkör rendszer² energiaeloszlását. Az emberi eredetű felszíni változások (területhasználat-változás, jégfelületek elszennyezése) valamelyest módosították a bolygó albedóját, de ez távolról sem tűnik elegendőnek a tapasztalt éghajlatváltozás megindításához (IPCC, 2007). A jelenlegi éghajlatváltozás okát tehát a harmadik elsődleges éghajlat-alakító tényezőnél, a légkör összetételében kell keresnünk. Felmelegedést okozhat, ha a légkör rövidhullámú sugárzás-átbocsátása nő és/vagy hosszúhullámú át-bocsátása csökken.

Az antarktisi és a grönlandi jégfuratminták arról tanúskodnak, hogy a légkör összetétele

² Itt a felszínbe beleértendő az óceánok teljes víztömege, illetve a szárazföldeknek a folyamatokban részt vevő felszíni rétege.

az elmúlt 200–300 évben jelentősen, az üveg-házhatású gázok tekintetében tendenciaszerűen megváltozott, és ezek a változások ma is zajlanak (IPCC, 2007). Ezen az időskálán a bioszféra evolúciója vagy a geokémiai folyamatok alacsony anyagfluxusai miatt gyakorlatilag nem tudnak befolyást gyakorolni a légkör összetételére. Intenzív vulkáni tevékenység sem indult meg ebben az időszakban. A lezajlott néhány jelentős vulkánkitörés a légkörbe bocsátott nagy mennyiségű kén-dioxid és a belőle képződő szulfát-részecskék, továbbá a kapcsolódó vízgőz-visszacsatolás révén okozott ugyan átmeneti lehűlést, de mivel ezek a részecskék egy-két éven belül kiürültek még a sztratoszférából is, így hosszú távú hatásuk nem volt. A vulkáni eredetű szén-dioxid mennyisége az elmúlt évezredekben az egyéb forrásokhoz képest elenyésző volt. A légköri szén-dioxid-adatokból a legnagyobb kitörések sem mutathatók ki. A jelenkori vulkáni tevékenység hatása paradox módon a légköri szén-dioxid-mennyiség átmeneti *csökkenésében* (napjainkban: a növekedési ütem átmeneti mérséklődésében) jelentkezik. Ennek oka az, amit a jégkorszakok kialakulásánál vázoltunk: a lehűlés növeli az óceánok szén-dioxid-felvételét és mérsékli a szárazföldi források hozamát, azaz összességében csökkenti a légköri koncentrációt.

A légkör rövidhullámú sugárzásátvitelét befolyásoló aeroszolrészecske-mennyiség, a légkör „homályossága” az elmúlt egy-két évszázadban számottevően változott, és ez elsősorban az ipari tevékenységnek tulajdonítható (Tsigaridis et al., 2006). Az ipari forradalom kibontakozásával gyors ütemben növekedni kezdett a fosszilis tüzelőanyagok – kezdetben elsősorban a szén – energetikai célú elégetése. A szénben (kisebb mértékben a kőolajban) szennyezésként jelenlévő kénből

kén-dioxid lesz, amelyből a légkörben szulfát-részecskék képződnek. Az egyre növekvő kibocsátás a második világháború után már olyan méreteket öltött, hogy az okozott környezeti károkat (például: halálos áldozatokat követelő szmog-epizódok, környezetsavasodás, korróziós károk stb.) már nem lehetett tovább figyelmen kívül hagyni. Így az 1980-as években az iparilag fejlett országokban már mérséklődött a kibocsátás, míg az ipari fejlődésben később indult ázsiai országokban a kén-dioxid kibocsátásának csökkenését csak az ezredfordulót követően sikerült elérni.

Az emberi eredetű szulfátrészecskék mennyiségének megnövekedése mérsékelte a légkör rövidhullámú átbocsátókéességét, a felszín elért energiamentiséget. A szakirodalomban *global dimming*, azaz globális elhomályosulás néven emlegetett jelenség szerepet játszhatott a második világháború előtt már észlelt (Callendar, 1938), de akkor még statisztikailag nem szignifikáns globális melegedési tendencia átmeneti megtorpanásában (Wild, 2009). Gondolhatnánk, hogy a felmelegedés az aeroszol-koncentráció utóbbi évtizedekben bekövetkezett csökkenésével, az égbolt „kifényesedésével” (global brightening [Wild, 2009]) van összefüggésben, de ez a hatás csak arra lenne elegendő, hogy visszaálljanak a korábbi, az emberi kén-dioxid-kibocsátás által még kevésbé befolyásolt éghajlati viszonyok. A jelenlegi melegedési tendencia magyarázatához meg kell vizsgálnunk a hosszúhullámú sugárzásátbocsátás alakulását is.

A légkörben számos olyan gáz van, amely befolyásolja a hosszúhullámú sugárzásátvitelt. A légkör ún. üvegházhatása szempontjából a vízgőz a legjelentősebb. A vízgőz légköri mennyiségét a párolgás és a csapadékképződés folyamatai szabályozzák, amelyek viszont az éghajlati viszonyoktól függenek. Így a légkö-

ri vízgőz nem lehet éghajlatváltozás kiváltója, de a visszacsatolások révén jelentős szerepet játszhat a valamilyen okból már megindult éghajlatváltozás mértékében. Különösen fontos lehet a felhőzet alakulásán keresztül megvalósuló visszacsatolás, hiszen a felhőborítottság mind a rövidhullámú, mind a hosszúhullámú sugárzásátvitelt befolyásolja. E területen azonban tudásunk meglehetősen bizonytalan. Újabb keletű munkák inkább a pozitív visszacsatolást valószínűsítik (Dessler, 2010).

A második legfontosabb üvegházhatású gáz a szén-dioxid. Mennyisége több évezredes viszonylagos stabilitás után az elmúlt 250 évben közel 40%-kal növekedett (WMO, 2010). Geológiailag rövid időskálán a légkör szén-dioxid tartalmában az óceánok és a bioszféra játssza a meghatározó szerepet. Az óceánok szén-dioxid-forgalma azonban a hőmérséklet, az óceáni áramlások megváltozása nélkül nem változik, azaz az óceánok nem játszhatnak kezdeményező szerepet a légköri szén-dioxid szintjének változásában. Ugyanez mondható el a bioszféráról is, amelynek szén-dioxid forgalma az éghajlat alakulásától függ.

A légköri szén-dioxid izotópösszetételének elemzéséből azt tudjuk, hogy a növekmény olyan szén-dioxidból származik, amely év százazredek óta nem volt kölcsönhatásban a légkörrel. A légkörben a kozmikus sugárzás hatására (a kozmikus sugárzás ingadozásán belül) egyenletesen képződik a szén 14-es tömegszámú, radioaktív izotópja, ami 5730 éves felezési idővel el is bomlik. A mérések szerint a légköri szén-dioxid relatív ¹⁴C aránya (figyelembe véve a légköri nukleáris robbantások és az atomerőművek hatását is) folyamatosan csökken, azaz a légkörbe ¹⁴C-mentes, fosszilis eredetű szén-dioxid kerül (Suess, 1955; Levin et al., 2008). A kőzetek kémiai mállásának üteme nem változott ilyen ugrásszerű

mértékben az elmúlt évszázadokban, és a vulkáni tevékenység sem mutat feltűnő növekedést. Ráadásul, mint fentebb említettük, a legnagyobb vulkánkitörések szén-dioxid kibocsátása sem eredményezett látható ugrást a légköri szén-dioxid koncentrációjában.

A holocénnek az ipari forradalom előtti időszakában a légkör szén-dioxid mérlege meghökkenítő mértékben kiegyensúlyozott volt. Az óceánok és a légkör, valamint a bioszféra és a légkör közötti, széntömegben kifejezve évi 200 gigatonna körüli anyagforgalom mellett – hosszabb időszak átlagában – az anyagforgalom kiegyensúlyozatlansága mindössze kb. 0,004 gigatonna/év volt. Tízezer év alatt ez 20 ppm-es növekedést eredményezett a légkör szén-dioxid koncentrációjában. Ezekkel az értékekkel vetendő össze az emberi tevékenység 10 gigatonna/év-hez közelítő (Friedlingstein et al., 2010) szén-dioxid kibocsátása, amelynek mintegy fele a légkörben marad évi 2 ppm körüli koncentrációnövekedést okozva. Azt, hogy nem a teljes kibocsátott mennyiség marad a légkörben, a különböző visszacsatolási mechanizmusoknak köszönhetjük.

A szén-dioxid és a vízgőz mellett kisebb mértékben néhány más gáz is hozzájárul a légkör természetes üvegházhatásához. A metán mennyisége az elmúlt 250 évben másfélszeresére nőtt, míg a dinitrogén-oxid növekedése 20% közelében van (WMO, 2010). A dinitrogén-oxid növekedése folyamatos, míg a metánkoncentráció növekedésében az 1990-es években, a 2000-es évek elején átmeneti megtorpanást tapasztaltunk. Mindkét gáz keletkezésében fontos szerepet játszanak az éghajlatfüggő biotikus folyamatok, míg a metán esetében megemlíthetők éghajlattól független, abiotikus, geológiai folyamatok is. Nincs jele annak, hogy az utóbbiakban olyan

mértékű változás történt volna, amely a megfigyelt jelentős légköri koncentráció-növekedést indokolná, míg a biotikus források hozama az adott időskálát tekintve csak az éghajlatváltozás hatására változhatott. Az emberi tevékenység légszennyező hatása miatt a légkör oxidatív kapacitása az elmúlt évszázadban nőtt, ami nemcsak hogy nem lassította a metán távozását a légkörből, de valamelyest még gyorsíthatta is, míg a dinitrogén-oxidot elbontó fotokémiai folyamat sebességében nem következett be érdemi változás.

A dinitrogén-oxid esetében az antropogén források (mezőgazdaság, állattenyésztés, ipari tevékenység, fosszilis tüzelőanyagok felhasználása stb.) megközelíti, míg metán esetében (mezőgazdaság, állattenyésztés, ipari tevékenység, fosszilis tüzelőanyagok felhasználása, szerves hulladék stb.) jóval meg is haladja a természetes források hozamát (IPCC, 2007).

A hosszúhullámú átvitel tárgyalása során a már fent említett felhőzethatáson kívül szót kell ejtenünk az ebben a spektrális tartományban is aktív koromrézecskekről is. Ezek jelentős része ugyancsak antropogén eredetű, a tüzelőanyagok tökéletlen égéséből származik. A koromrézecskek mérséklék a rövidhullámú sugárzásátvitelt is, de jelenlegi tudásunk szerint eredő hatásuk inkább fűti, semmint hűti a bolygót (IPCC, 2007).

Összefoglalás

Összefoglalva megállapíthatjuk, hogy a jelenlegi, példátlanul gyorsnak tűnő éghajlatváltozást elsősorban a légkör összetételének változása gerjesztheti, és ennek háttérében döntően az emberi tevékenység áll. Mennyiségénél fogva az éghajlatváltozás fő vezérlője a szén-dioxid. Ennek koncentrációnövekedése az, ami közvetlenül, illetve a gerjesztett visszacsatolásokon keresztül megszabja bolygónk ég-

hajlatát. Komoly problémát jelent, hogy míg a viszonylag gyors légköri kémiai folyamatok az antropogén kibocsátás megszűnését követően gyorsan kivonnák a légkörből a többlet metánt és dinitrogén-oxidot (átlagos légköri tartózkodási idejük kb. tizenkét, illetve százti-zennégy év [IPCC, 2007]), a források és a nyelők a megváltozott éghajlat melletti természetes szinten egyensúlyba kerülnének, addig a szén-dioxidot az emberi időléptékkal mérve csak végtelenül lassú geokémiai folyama-

tok tudják eltávolítani a levegőből. A bioszféra és az óceán viszonylag gyorsan egyensúlyba kerül a légkörrrel, így tőlük hosszabb távon nettó szén-dioxid-felvétel nem várható. A gondatlanul felfűtött klíma minden, nehezen felbecsülhető környezeti, gazdasági, társadalmi és politikai következményével együtt év tízezredekig érezteti még hatását.

Kulcsszavak: *éghajlati rendszer, éghajlatváltozás, üvegházhatás*

IRODALOM

- Callendar, Guy Stewart (1938): The Artificial Production of Carbon Dioxide and Its Influence on Temperature. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 64, 223–240., Doi: 10.1002/Qj.49706427503 • <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/qj.49706427503/pdf>
- Davies, J. Huw – Davies, D. Rhodri ((2010): Earth's Surface Heat Flux. *Solid Earth*. 1, 5–24., • <http://www.Solid-Earth.Net/1/5/2010/>
- Dessler, Andrew E. (2010): A Determination of the Cloud Feedback From Climate Variations over the Past Decade. *Science*. 330, 1523–1527. Doi: 10.1126/Science.1192546 • <http://www.sciencemag.org/content/330/6010/1523.full>
- Donnadieu, Yannick – Goddérís, Y. – Ramstein, G. – Nédélec, A. – Meert, J. (2004): A 'Snowball Earth' Climate Triggered by Continental Break-up Through Changes in Runoff. *Nature*. 428, 303–306. Doi:10.1038/Nature 02408
- EIA (2010): *Energy Outlook, 2010*. DoE/Eia-0484(2010) • <http://www.Eia.Gov/Oiaf/Ieo/>
- Foukal, Peter – Fröhlich, C. – Spruit, H. – Wigley, T. M. L. (2006): Variations in Solar Luminosity and Their Effect on the Earth's Climate. *Nature*. 443, 161–166., Doi: 10.1038/Nature 05072
- Friedlingstein, Pierre – Houghton, R. A. – Marland, G. – Hackler, J. – Boden, T. A. – Conway, T. J. – Canadell, J. G. – Raupach, M. R. – Ciais, P. – Quéré, C. L. (2010): Update on CO₂ Emissions. *Nature Geoscience*. 3, 811–812. Doi: 10.1038/Ngeo 1022
- Hansen, James – Sato, M. – Kharecha, P. – Beerling, D. – Berner, R. – Masson-Delmotte, V. – Pagani, M. – Raymo, M. – Royer, D. L. – Zachos, J. C. (2008): Target Atmospheric CO₂: Where Should Humanity Aim? *The Open Atmospheric Science Journal*. 2, 217–231. Doi: 10.2174/1874282300802010217 • http://pubs.giss.nasa.gov/docs/2008/2008_Hansen_etal.pdf
- IPCC (Solomon, Susan – Qin, D. – Manning, M. et al. eds.) (2007): *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge–New York • http://www.ipcc.ch/publications_and_data/ar4/wg1/en/contents.html
- Levin, Ingeborg – Hammer, S. – Kromer, B. – Meinhardt, F. (2008): Radiocarbon Observations in Atmospheric CO₂: Determining Fossil Fuel CO₂ over Europe Using Jungfraujoch Observations as Background. *Science of the Total Environment*. 391, 211–216. Doi: 10.1016/J.Scitotenv.2007.10.019
- Mann, Michael E. – Zhang, Z. – Rutherford, S. – Bradley, R. S. – Hughes, M. K. – Shindell, D. – Ammann, C. – Faluvegi, G. – Ni, F. (2009): Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*. 326, 1256–1260. Doi: 10.1126/Science.1177303 • <http://www.sciencemag.org/content/326/5957/1256.full>
- Suess, Hans E. (1955): Radiocarbon Concentration in Modern Wood. *Science*. 122, 415–417. Doi: 10.1126/Science.122.3166.415-A • <http://www.sciencemag.org/content/122/3166/415.1.full.pdf>
- Trenberth, Kevin E. – Fasullo, J. T. – Kiehl, J. (2009): Earth's Global Energy Budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 90, 311–323. Doi: 10.1175/2008bams2634.1 • http://www.cgd.ucar.edu/cas/Trenberth/trenberth.papers/TFK_bams09.pdf
- Tsigaridis, Konstantinos – Krol, M. – Dentener, F. J.

– Balkanski, Y. – Lathière, J. – Metzger, S. – Hauglustaine, D. A. – Kanakidou, M. (2006): Change in Global Aerosol Composition Since Preindustrial Times. *Atmospheric Chemistry and Physics*. 6, 5143–5162., Doi: 10.5194/Acp-6-5143-2006 • http://pubs.giss.nasa.gov/docs/2006/2006_Tsigaridis_etal.pdf
Wild, Martin (2009): Global Dimming and Brightening: A Review. *Journal of Geophysical Research*. 114,

D00D16, 31. Doi: 10.1029/2008jd011382 • <http://www.agu.org/journals/ABS/2009/2008JD011470.shtml>

WMO (2010): The State of Greenhouse Gases in the Atmosphere Based on Global Observations through 2009. *WMO Greenhouse Gas Bulletin*. 6, • <http://www.Wmo.Int/Pages/Prog/Arep/Gaw/Ghg/Ghgbulletin.Html>

