



A légköri szén-dioxid szerepe a Föld éghajlatának alakításában az elmúlt 66 millió évben: tanulságok a jelen globális felmelegedés vonatkozásában

Újvári Gábor

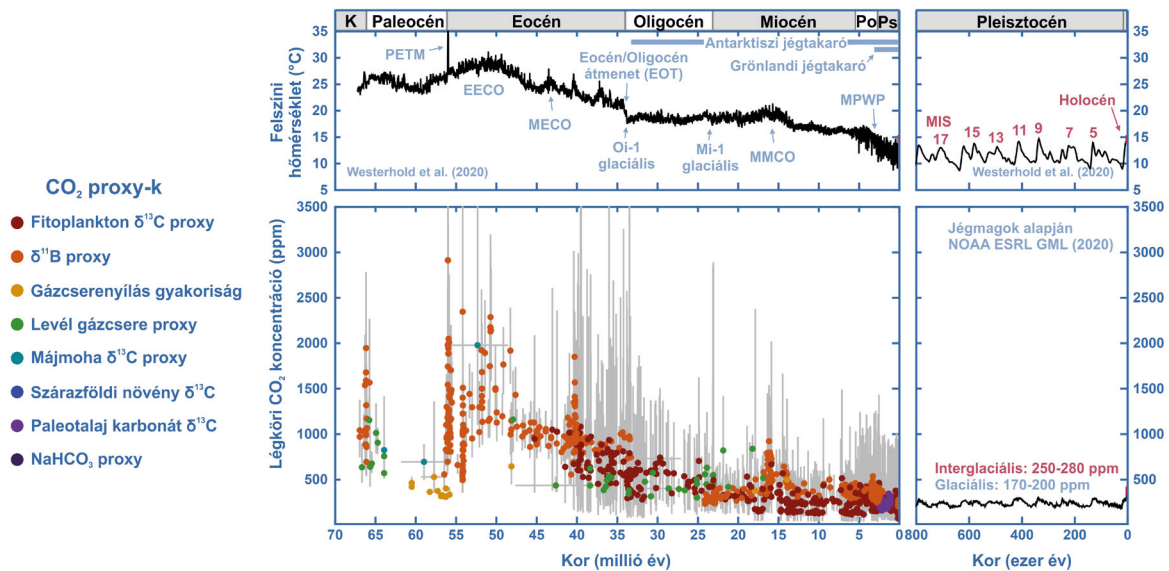
HUN-REN Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet ujvari.gabor@csfk.hun-ren.hu

DOI: 10.56474/legkor.2025.2.1

A kainozoikum (elmúlt 66 millió év) során, egy a geológiai rekordokban jól nyomon követhető globális lehűlés zajlott a légköri szén-dioxid (CO₂) koncentráció drasztikus csökkenésével párhuzamosan. Az üledékes kőzetekbe zárt paleoklíma-információk arról tanúskodnak, hogy a légköri CO₂-koncentráció igen erős kapcsolatban volt a globális felszíni hőmérséklettel, gyakorlatilag minden időskálán (10³ – 10⁶ év). A légköri CO₂ némely periódusban éghajlati kényszerként jelentkezett, más esetben pozitív visszacsatolásként felerősítette a globális hőmérsékletváltozásokat, amelyeket egyéb éghajlatalkító tényezők (pl. földpályaelem kényszerek, a kontinensek földrajzi eloszlása, vulkanizmus stb.) szabályozták. A földtörténet különböző klímaállapotairól szerzett eddigi információk nagyban segítették az éghajlati rendszer működésének megértését és rámutatnak a légköri CO₂ (és a globális szén-ciklus) klímaszabályozó szerepére.

The role of atmospheric carbon dioxide in shaping Earth's climate over the past 66 million years: lessons for current global warming

During the Cenozoic era (spanning the last 66 million years), significant global cooling has been extensively documented in the geological record, coinciding with a substantial decline in atmospheric carbon dioxide (CO₂) concentrations. Palaeoclimate information in sedimentary archives demonstrates that atmospheric CO₂ concentrations were strongly related to global surface temperatures on virtually all timescales (10³ – 10⁶ years). Atmospheric CO₂ has been demonstrated to act as a climate forcing in certain periods, and in other cases as a positive feedback amplifying global temperature variations that were controlled by other climate forcing factors (e.g. orbital forcing, geographic distribution of continents, volcanism, etc.). The wealth of information gathered thus far concerning the diverse climate states that have characterised the Earth's history has significantly enhanced our comprehension of the functioning of the climate system. This has led to the identification of the pivotal role played by atmospheric CO₂ (and the global carbon cycle) in regulating climate.



1. ábra. A globális felszíni hőmérséklet (GFH) és a légköri CO_2 -koncentráció alakulása a kainozoikum során. Rövidítések az angol megfelelő alapján: PETM – paleocén-eocén hőmérsékleti maximum (Paleocene-Eocene Thermal Maximum), EECO – korai-eocén klímooptimum (Early Eocene Climatic Optimum), MECO – középső-eocén klímooptimum (Middle Eocene Climatic Optimum), EOT – eocén-oligocén átmenet (Eocene-Oligocene Transition), MMCO – középső-miocén klímooptimum (Mid-Miocene Climatic Optimum), MPWP – középső-pleiocén meleg periódus (Mid-Pliocene Warm Period), MIS – tengeri izotóp stádium (Marine Isotope Stage). A GFH-adatsor alapját Cibicidoides és Nuttallides bentikus foraminiferák héjain készült oxigénizotóp-elemzések adatai képezik. Az említett foraminiferákat az Ocean Drilling Program (ODP) és az Integrated Ocean Drilling Program (IODP) expedíciói során fűrt, karbonátban gazdag mélytengeri üledékekből nyerték ki. A 0 és 34 millió évek közötti intervallum átlagos felbontása 2 ezer év; a 34 és 67 millió évek közötti intervallum esetében 4,4 ezer év. További információ: Westerhold et al. (2020). A CO_2 adatok forrása: The CenCO2PIP Consortium (2023).

A jelenkori globális felmelegedés kapcsán szüntelen tudományos viták zajlanak annak kimutathatóságáról, valamint arról is, hogy a jelenség kielégítően magyarázható-e egy természetes éghajlati változékonysággal (Szarka, 2024) vagy az döntően a légkörben egyre növekvő koncentrációban jelenlévő szén-dioxid (CO_2) okozta többlet sugárzási kényszer hatása (IPCC, 2023). További vitás kérdés többek között, hogy maga a légköri CO_2 -többlet vajon döntően antropogén vagy egyéb fosszilis szénforrásból (pl. vulkáni kigázosodásból) származik-e. Az említett kérdések és a légköri CO_2 szerepének megértéséhez érdemes lehet a geológiai múltban jellemző klímaállapotok és éghajlatváltozások, valamint az ezeket alakító tényezők és a geológiai archívumokból rekonstruálható globális hőmérséklet és a CO_2 kapcsolatát közelebbről is megvizsgálni. A jelen tanulmány éppen erre vállalkozik anélkül, hogy egy részletes, átfogó képet próbálna nyújtani a múlt klímaváltozásairól. Elsődleges célja, hogy a földtörténet elmúlt 66 millió évének klímaváltozásain, és ezen belül néhány kiemelt példán keresztül mutassa be az egyes éghajlatalkító tényezők szerepét és értékelje, hogy a geológiai archívumokban rögzült klímaváltozások

milyen módon és mértékben szolgálhatnak analógiaként a jelen globális felmelegedés mértékének és hatótényezőinek megértése szempontjából.

Éghajlati trendek, felszíni hőmérséklet és a légköri CO_2 kapcsolata a kainozoikum során

A kainozoikumot jellemző fő, hosszútávú éghajlati trend egy több lépcsőben megjelenő, jelentős globális lehülés (Zachos et al., 2001), mellyel párhuzamosan a légköri CO_2 -koncentráció szignifikáns csökkenése figyelhető meg (1. ábra). A paleocént 25 °C körüli globális felszíni hőmérséklet (GFH) jellemezte, amely tovább emelkedve a korai eocén klímooptimum (Early Eocene Climatic Optimum, EECO) során érte el a 28–30 °C körüli maximumát az utolsó 66 millió évben (Westerhold et al., 2020). Az EECO-t követően egy globális lehülési trend kezdődött, egyelőre még viszonylag magas GFH értékekkel a késő eocénben. A paleocén-eocén során meglehetősen magas (650–2500 ppm közötti) légköri CO_2 -szintek rekonstruálhatók (The

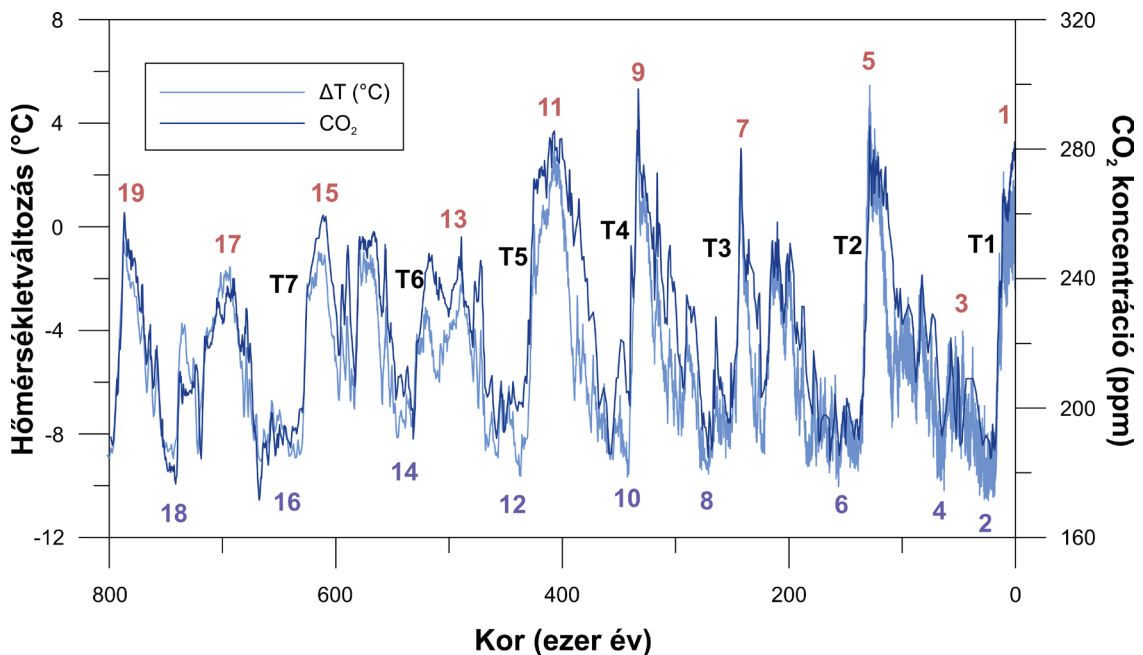
CenCO₂PIP Consortium, 2023), melyek a paleocén/eocén határon és az EECO során tetőztek egy-egy rövid periódusú (~10⁵ év) hipertermális eseményhez kapcsolódva (*Zachos et al.*, 2008). A legjelentősebb ezen események sorában a paleocén-eocén hőmérsékleti maximum (Paleocene-Eocene Thermal Maximum, PETM, ~56 millió év), amely egy 170 ezer éven át tartó, extrém meleg időszaka volt a földtörténetnek. Az esemény hátterében részben földpályaelem-kényszerek (excentricitás maximum, *Zeebe és Louerns*, 2019), részben pedig nagy mennyiségű, valószínűleg vulkanikus eredetű szén-dioxid, illetve tenger alatti metán-klatrátrából és/vagy a felolvadó permafrosztból felszabaduló metán légkörbe kerülése állhatott (*DeConto et al.*, 2012), melynek során 5–6000 év alatt becslések szerint ~3200–12000 Gt, ¹³C-ben kiürült szén került a légkör-óceán rendszerbe (*Turner*, 2018). Ez a jelentős szén ciklus-perturbáció globálisan nyomot hagyott mind a mélytengeri, mind pedig a szárazföldi üledékekben (negatív szénizotóp kilengés, δ¹³C) és drasztikus hőmérséklet-emelkedéshez, a hidrológiai ciklus jelentős átalakulásához, az óceánok elsavasodásához, valamint a szárazföldi emlősfanának és a tengeri élőlények egy részének kihalásához vezetett (*McInerney és Wing*, 2011). A paleocén/eocénre általában jellemzőek voltak a szignifikánsan csökkent meridionális hőmérsékleti gradiensek (*Greenwood és Wing*, 1995) és az ún. melegház klímaállapotok (*Judd et al.*, 2024).

A globális (és mélytengeri) hőmérséklet lépcsőszerű, jelentősebb csökkenésére az eocén/oligocén átmenet (Eocene/Oligocene Transition, EOT, ~33.6 millió év) körül, pár százezer év alatt került sor, ami az Oi-1 eljegesedéshez és a kelet-antarktiszi jég-takaró kialakulásához vezetett, földpályaelem-kényszereknek (*Liebrand et al.*, 2017) és a trendszerűen csökkenő légköri CO₂-koncentrációnak köszönhetően, ami nagyjából 750 ppm körüli CO₂-határértéknél tette lehetővé az Antarktisz eljegesedését (*DeConto et al.*, 2008). Az oligocén végén egy enyhe melegedési trend indult, ami a középső miocén klímaoptimum (Middle Miocene Climatic Optimum, MMCO) során tetőzött. Az antarktiszi jég-takaró kiterjedése ebben az időben lecsökkent, de az időszak során egy-egy rövid periódusú glaciális (pl. Mi-1) is megjelent (*Zachos et al.*, 2001). Az MMCO-t követően a globális hőmérséklet-csökkenés (egy-egy rövidebb felmelegedési fázistól eltekintve, pl. középső pliocén meleg periódus, MPWP) tovább folytatódott és nagyjából 3 millió év körül megindult az északi pólus eljegesedése is (*Zachos et al.*, 2001; *Westerhold et al.*, 2020), mintegy 280 ppm körüli CO₂-koncentráció mellett (*DeConto et al.*, 2008).

Míg a pliocén és korai pleisztocén éghajlatát és a globális jég-takarót alapvetően a 41 ezer éves (tengelyferdeség) periódusok határozták meg, addig a középső-pleisztocén átmenetet (Middle Pleistocene Transition, MPT, 1,25-0,8 millió év) követően nagyobb amplitúdójú és ~100 ezer éves periódusú eljegesedések jelentek meg (*Chalk et al.*, 2017). A glaciális-interglaciális éghajlati ingadozásokat nagyrészt a Föld pályájának és forgástengelye dőlésszögének megváltozását követő, a besugárzás tér- és időbeli eloszlásában bekövetkező eltérések idézik elő, az éghajlati kilengést (pl. felmelegedést) pedig a CO₂ (és más üvegházgázok, pl. a metán) mennyiségének és a felszíni albedónak a közel egyidejű változása erősíti fel (*Hansen et al.*, 2013; *Past Interglacials Working Group of PAGES*, 2016). A plio-pleisztocén során tovább csökkenő globális hőmérséklettel párhuzamosan a légköri CO₂-koncentráció is rekord alacsony szintre süllyedt és ~170–280 ppm között ingadozott a glaciális-interglaciális időszakok során. A glaciálisokra jellemző igen alacsony CO₂-szint valószínűleg egy hatékonyabb óceáni biológiai pumpának az eredménye (*Galbraith és Skinner*, 2020).

A kainozoikumi lehűlés jól láthatóan egy rendkívül lassú, több lépcsőben lejátszódó folyamat volt és világosan kimutatható, hogy a légköri CO₂ meghatározó módon befolyásolta a globális felszíni hőmérsékletet (log-CO₂ vs. GFH: r=0.97; *Judd et al.*, 2024). Az a tény, hogy a CO₂ a hosszú távú kainozoikus éghajlati trendek domináns oka, nyilvánvaló a Föld energiaháztartásának figyelembevételével. Az ilyen nagy éghajlati változások nem származhatnak az energiának az éghajlati rendszeren belüli újraelosztásából, ahogyan azt a légkör vagy az óceánok dinamikájának változásai okozhatnák. Ehelyett jelentős globális éghajlati kényszerre van szükség, ami a CO₂ esetén ~10 W/m² körül lehetett a kainozoikumra számolva (*Hansen és Sato*, 2012). Az elmúlt 66 millió évet jellemző légköri CO₂-csökkenés és globális lehűlés magyarázatára számos hipotézis született, többek között a globális erózió és szilikátmállás¹ mértékének növekedése vagy épp a vulkáni kigázosodás csökkenése a kainozoikum során (*Raymo és Ruddiman*, 1992; *Sternai et al.*, 2020). Valószínű azonban, hogy egyéb tényezők (pl. a szárazföldek-tengerek konfigurációja, eloszlása, az óceáni hőtranszport változása) hatását sem lehet

¹ A kémiai mállás alapvetően millió éves időskálán befolyásolja a légköri CO₂ koncentrációt a szilikátos kőzetek karbonáttá alakításával a CO₂ + CaSiO₃ → CaCO₃ + SiO₂ általános reakció szerint. Metamorf átalakulások és magmás folyamatok során a reakció ellenkező irányban zajlik le, melynek során CO₂ szabadul fel az ún. karbonát-szilikát ciklusban.



2. ábra. Légköri CO_2 koncentráció és az antarktiszi felszíni hőmérsékletváltozás az elmúlt 800 ezer évben az EPICA Dome C jégmagfúrás adatai alapján. A hőmérsékletváltozás rekonstrukciója a jég mért hidrogénizotóp összetétele alapján (Jouzel et al., 2007), míg a CO_2 -koncentrációk a jégbe zárt gázbuborékok elemzése alapján készült (Lüthi et al., 2008). Mindkét proxy adatsor az EDC3 korszakán van megjelenítve. A tengeri izotóp stádiumok (MIS) közül a párosak az eljegesedéseket (glaciálisokat), a páratlanok a felmelegedéseket (interglaciálisokat) jelölik. A T1-T7 a glaciálisból az interglaciálisba való átmeneteket jelölik (T=termination).

kizárni a folyamatban, de ezek mind igen kis mértékben járulhattak hozzá a lehüléshez. Igaz ez a Nap luminositásának növekedésére is (~0,4%), ami egyébként egy minimális globális felmelegedéshez vezetett volna a kainozoikum során (Hansen és Sato, 2012).

Tyúk vagy tojás: a CO_2 vagy a hőmérséklet vezet a geológiai rekordokban? És miért lényegtelen ez a jelenkori klímaváltozás szempontjából?

A recens globális felmelegedéssel kapcsolatos vitákban gyakran felmerülő kérdés, hogy vajon a geológiai múlt klímaarchívumaiban a légköri CO_2 vagy a felszíni hőmérséklet változik előbb, azaz melyik függ a másiktól? Ha az időzítés kérdésére választ akarunk kapni, akkor olyan archívumokat kell keressünk, amelyek kora nagy pontossággal meghatározható és amelyekből megfelelő globális/regionális hőmérsékleti és CO_2 -proxy-k² nyerhetők. Ennek a jégmagok felelnek meg leginkább, a mélytengeri üledékek kevésbé, kivéve az utolsó glaciális maximum és a holocén közötti felmelegedést, amely periódusra a tengeri üledékek radiokarbon kormeghatározása – a rezervoár³ problémák ellenére – viszonylag jó kronológiát biztosít.

Az antarktiszi jégtakarón mélyített korábbi jégfúrások (pl. Vostok, EPICA Dome C, stb.) elemzése első közelítésben egy nagyon erős összefüggést mutattak az Antarktisz felszíni hőmérséklete (AFH) és a légköri CO_2 -koncentrációk között (2. ábra). Közelebbről vizsgálva a két változót, a legtöbb T1 és T3-ra (glaciális terminációk, lásd 2. ábra) vonatkozó korai elemzés azt találta, hogy az AFH változása nagyjából 800–1000 évvel megelőzte a légköri CO_2 -szint megemelkedését (Monnin et al., 2001; Caillon et al., 2003). Fontos megjegyezni, hogy míg a jégmagokból történő hőmérsékletbecslés a jég hidrogén- és/vagy oxigénizotóp-összetételén alapul, addig a CO_2 - (és CH_4 -) mérések a jégbe zárt gázbuborékokon történtek. Mivel a gázbuborékok

² A proxy egy olyan mérhető fizikai tulajdonság vagy kémiai összetételbeli jellemző, amelyből – sok esetben egy átviteli függvényen keresztül – egy adott meteorológiai paraméter (hőmérséklet, csapadék stb.) számolható, meghatározott bizonytalanságok mellett.

³ Ha egy szénrezervoárnak alacsonyabb a radiokarbon (^{14}C) tartalma, mint a légkörnek, akkor ezt nevezzük rezervoár hatásnak. A tengeri rezervoár hatás a radiokarbon kormeghatározást befolyásoló jelenség. Mivel az óceánban élő szervezetek által elfogyasztott szén nagy része idősebb (kisebb a ^{14}C tartalma), mint a szárazföldi szervezetek által elfogyasztott széné, a tengeri élőlények mérszázai a vizsgálat során a valóságosnál idősebbnek tűnhetnek (jellemzően kb. 400 ^{14}C évvel). A hatás azonban térben és időben nagyon változó és az Északi-sarkvidéken elérheti a 800-1200 ^{14}C évet is.

bezárodása (és az atmoszférától való teljes elszeparálódása) csak 50–120 méterrel a jégfelszín alatt történik, így annak kora fiatalabb, mint a gázzárványt magában foglaló jégé (Loulergue *et al.*, 2007). A jég- és gázkorok közötti különbség (Δt) számszerű becsléséhez a firmesedés során lezajló fizikai folyamatokat (pl. sűrűsödés) leíró modelleket használnak, amiknek megvannak a saját bizonytalanságai. Az újabb metán-szinkronizációs kormodellek és pontosabb regionális, több jégmag izotópösszetételén alapuló hőmérséklet-becslések szerint a légköri CO_2 és AFH közel szinkronban változott az utolsó felmelegedés (T1) során, bizonyos periódusokban a CO_2 , másokban az AFH vezetett néhány száz évvel (Pedro *et al.*, 2012, Parrenin *et al.*, 2013; Beeman *et al.*, 2019).

A fent vázolt kormodellezési problémára újszerű választ adtak a legújabb, a gázbuborékok nemesgáz összetételén alapuló hőmérséklet-becslések. Ennél a módszernél az üvegházgáz- és nemesgázmérések ugyanazon gázzárványon történnek és bár kizárják a jég- és gázkorok közötti eltérés problémáját, ezek sem mentesek a bizonytalanságoktól, mert a nemesgáz adatokat a firm oszlopban bekövetkező gravitációs dúsulással és termikus frakcionációval kell korrigálni (Bereiter *et al.*, 2018). Az utolsó felmelegedésre (T1) a nemesgáz összetételből számolt átlagos óceáni hőmérsékletek (Mean Ocean Temperature, MOT) gyakorlatilag teljesen szinkronban változtak az AFH-val és a légköri CO_2 -szinttel (Bereiter *et al.*, 2018), több száz évvel megelőzve a globális átlagos felszíni hőmérsékletet (GFH). Ezt Shakun *et al.* (2012) globális hőmérséklet proxy adatai is megerősítik, ahol a déli félteke hőmérséklete vezet a CO_2 előtt, míg a globális és az északi félteke felszíni hőmérséklete követi a légköri CO_2 változását. Ez nem meglepő, mert az átlagos óceáni hőmérsékleteket a déli félteke hőmérséklete vezérli a dominánsan ott zajló óceáni ventiláció miatt, ami a T1 során az emelkedő CO_2 koncentrációk forrása is volt (Skinner *et al.*, 2010). Mára világos, hogy az egyes féltekék közötti hőmérsékletkülönbségek az Atlanti Meridionális Alámerülő Cirkuláció (Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC) erősségének és a két félteke közötti hőszállításra gyakorolt hatásainak tulajdoníthatók. Ezek az óceáni hőtranszport folyamatok jól magyarázzák, hogy az antarktisi hőmérséklet miért vezetett a CO_2 -höz viszonyítva, miközben a globális hőmérséklet a CO_2 -vel időben azonos fázisban volt, vagy enyhén elmaradt attól (Shakun *et al.*, 2012).

A fentiek tanulsága, hogy egy rendkívül komplex rendszerrel van dolgunk a glaciálisok/interglaciálisok során, ahol valószínűleg nem a légköri CO_2 megemelke-

dése indította el a felmelegedést, hanem földpályaelem-kényszerek okozta besugárzásváltozások (Clark *et al.*, 2012). Ezt követően azonban a CO_2 és a globális hőmérséklet növekedése kéz a kézben haladt tovább. Az iniciális felmelegedés hatására megnövekedő CO_2 és változó albedó itt tehát pozitív visszacsatolásként értelmezhetők, amik egyéb üvegházgázokkal együtt felerősítik (amplifikálják) a felmelegedést, nem pedig éghajlati kényszerként (Hansen *et al.*, 2013). A jelenkori globális felmelegedés esetén azonban más a helyzet, itt a CO_2 éghajlati kényszerként jelentkezik (lásd alább). Ez a légköri CO_2 szerepét illető szignifikáns különbség a természetes és antropogén eredetű klímaváltozás esetén arra mutat rá, hogy a glaciális-interglaciális légköri CO_2 és globális hőmérsékletváltozások időbeli összefüggései sajnos nem (vagy csak részben) nyújtanak releváns információt a CO_2 jelenkori globális felmelegedésben játszott szerepét illetően.

Hőmérsékleti proxy adatsorok a múltból és az éghajlati érzékenység

A fenti elemzés szerint szignifikáns kapcsolat volt a légköri CO_2 és a GFH között a kainozoikum során, több időskálán is. A jelenkori globális felmelegedés kapcsán felmerül a kérdés, hogy a paleoklíma adatok alapján mekkora felmelegedésre számíthatunk (rövid- és hosszútávon egyaránt) egy adott mértékű légköri CO_2 -szint növekedés esetén, azaz mennyire érzékeny a Föld éghajlata egységnyi CO_2 -emelkedésre? Az éghajlati érzékenység (S) a globális felszíni hőmérséklet-változás (Δ_{GFH}) egy meghatározott egységnyi éghajlati kényszer (F) – például a $3,7\text{--}4 \text{ W/m}^2$ éghajlati kényszert okozó légköri CO_2 megduplázódásának ($F_{2\times\text{CO}_2}$) – hatására (Paleosens Project Members, 2012; Hansen *et al.*, 2013). Az éghajlati érzékenység a pozitív (a változást felerősítő) és negatív (a változást csökkentő) visszacsatolásoktól függ (Hansen *et al.*, 2011) és időskálától függően többféleképpen definiálható. Az átmeneti éghajlati válasz (Transient Climate Response, TCR) az a hőmérsékletemelkedés, ami a légköri CO_2 megduplázódásának pillanatában bekövetkezik (Sherwood *et al.*, 2020). Ez hasznos mérőszám arra nézve, hogy mire számíthatunk ebben az évszázadban a légköri CO_2 -koncentráció jelenlegi növekedési üteme mellett ($2\text{--}3 \text{ ppm/év}$). Az éghajlati rendszer a TCR-pont után még jó ideig melegebbé fog, főként azért, mert az óceánok nagyon lassan reagálnak⁴. Ezért fontos figyelembe vennünk azt a hőmérsékletemelkedést is, amely végül (több évtized vagy néhány száz év után) bekövetkezik, amikor az éghajlati rendszer teljesen alkalmazkodik

a CO₂ tartós megduplázódásához. Ezt nevezzük egyensúlyi éghajlati érzékenységek (Equilibrium Climate Sensitivity, ECS, másol Charney szenzitivitás), és úgy határozzuk meg, mint az az egyensúlyi globális felszíni hőmérsékletváltozás ($\Delta_{\text{GFH-eg}}$), ami egy meghatározott egységnyi kényszer hatására bekövetkezett, miután a bolygó energiaegyensúlya helyreállt (Hansen et al., 2011). Az ECS a sugárzási kényszer változásaira adott gyors visszacsatolásokat foglalja magában, beleértve a vízgőz, a felhőzet, a hőmérséklet vertikális szerkezetét érintő (ún. „lapse rate”), és a hó/jég albedó visszacsatolásokat (Paleosens Project Members, 2012). Definíció szerint az ECS nem tartalmazza az évezredekig tartó visszacsatolásokat, például a Föld albedójának hosszútávú változásait a jégtakaró és a növényzet változásai következtében, vagy a mélyóceánok lassú felmelegedését, amely szintén évezredekig tart. A Föld éghajlati rendszerének egy adott CO₂-kényszerre adott hosszútávú, ezeréves időskálá(ko)n megjelenő éghajlati válaszát Föld-rendszer érzékenységek (Earth System Sensitivity, ESS) nevezzük, amely magában foglalja a gyors és lassú visszacsatolásokat is (kivéve a szenciklust), és nagyjából duplája az ECS-nek (Lunt et al., 2010; Hansen et al., 2013).

A kainozoikumi proxy idősorok alapvetően az ESS becslését teszik lehetővé, amely a Föld-rendszer teljes egyensúlyi éghajlati válaszát tükrözi. Az erre vonatkozó legfrissebb számítások szerint az ESS nagyjából 5–9, jellemzően 7–8 °C/F_{2xCO₂} körül lehet (The CenCO₂PIP Consortium, 2023; Judd et al., 2024). Rendelkezésre állnak azonban az ECS-re vonatkozó becslések is a teljes kainozoikumra és a glaciális-interglaciálisokra (különösen az utolsó eljegesedésre és holocénre), amelyek jellemzően 2–5 °C/F_{2xCO₂} között szórnak (Paleosens Project Members, 2012; Knutti et al., 2017). Bár jelenleg is viták zajlanak a kérdéőről, hogy vajon az éghajlati érzékenység függ-e a klíma-állapottól, több tanulmány szerint a TCR/ECS értékei magasabb CO₂-szintekkel jellemezhető, melegebb éghajlati állapotoknál felfelé tolódnak (Anagnostu et al., 2020), az ECR esetén 5–8 °C/F_{2xCO₂} között lehetnek (Tierney et al., 2022) valószínűleg felhőképződési visszacsatolások miatt (Bjorndal et al., 2020).

Egyensúlytalanságok a jelenkori szénkörforgásban és a légköri többlet CO₂ forrása

A 2022-es évre vonatkozó becslések szerint az emberiség által generált közvetlen, fosszilis forrásokból származó szénkibocsátás elérte a 9,9±0,5 GtC/év

(36,4±1,8 Gt CO₂)⁵ értéket, amelyhez még földhasználat változásból és erdőgazdálkodásból származó 1,3±0,7 GtC (4,7±2,6 Gt CO₂) szénkibocsátás járul (Friedlingstein et al., 2023). Összehasonlításként, a földtörténet egyik kiemelten meleg periódusában, a korábban említett PETM során a szénkibocsátás üteme ennek a tizede lehetett (~1,1 GtC/év; Zeebe et al., 2016). Bár a jelenkori éves szénkibocsátás értéke eltörpül a legnagyobb szénrezervoárok méretéhez képest (óceánok: 37700 GtC, talajok: 1700 GtC, atmoszféra: 885 GtC, stb., bővebben lásd pl. Újvári és Topál, 2025), a gyors szenciklusban résztvevő rezervoárok közti éves szénforgalom szempontjából azonban rendkívül jelentős. Olyannyira, hogy a bioszféra (3,3±0,8 GtC, 31%) és az óceánok (2,9±0,4 GtC, 26%), mint természetes szénfelvevők, a kibocsátásoknak együttesen csak mintegy 57%-át tudták elnyelni (2013–2022-es évek átlaga), a fennmaradó mennyiség a légkörben maradt, az utóbbi években nagyjából évi 2–3 ppm-mel növelve a légköri CO₂ koncentrációt. A légköri frakció aránya az ENSO (El Niño Southern Oscillation) pozitív/negatív fázisaitól függően változik, El Niño esetén magasabb (Újvári és Topál, 2025).

A légköri CO₂ kapcsán a szkeptikusokban gyakran felmerülő kérdés, hogy az vajon fosszilis forrásból származik-e és tényleg antropogén eredetű? A kérdés első felére a válasz teljesen egyértelmű: a légköri CO₂ szénizotóp összetétele világosan bizonyítja a fosszilis tüzelőanyagok ¹³C-tartalma ugyanis jelentősen alacsonyabb, mint a légköri szén-dioxidé, ¹⁴C-tartalma pedig gyakorlatilag nulla (a ¹⁴C ~5730 év felezési idővel az idős fosszilis tüzelőanyagokban rég elbomlott). Ezért tehát a fosszilis tüzelőanyagok elégetése a ¹²CO₂-t gyorsabb ütemben növeli, mint a ¹³CO₂-t és a ¹⁴CO₂-t. Ezt a hígító hatást, ami a légköri szén-dioxid $\delta^{13}\text{C}$ és $\Delta^{14}\text{C}$ értékeit negatív irányban mozgatja, és ami a mérésekben világosan megfigyelhető, „Suess-hatásnak” nevezik (Keeling, 1979). Bár a fosszilis eredet egyértelmű, világos azonban, hogy fosszilis szén vulkáni

⁴ A globális felszíni hőmérséklet lassan reagál az éghajlati kényszerre, a választ az éghajlati rendszer termikus tehetetlensége lassítja. Az éghajlati rendszerben az óceán biztosítja a hőtárolási kapacitás nagy részét, mivel körülbelül 100 méteres mélységig a szél és a konvekció miatt gyorsan átkeveredik. Az óceáni kevert réteg termális tehetetlensége önmagában körülbelül egy évtizedes felszíni hőmérsékleti válaszdőt eredményezne, de a kevert réteg és a mélyebb óceán közötti vízcsera a felszíni hőmérsékleti válaszdőt az átkeveredés sebességétől és az éghajlat érzékenységétől függő mértékben megnöveli (Hansen et al., 2011).

⁵ A GtC mértékegység jelentése gigatonna (10⁹ tonna) szén. 1 GtC = 3.67 Gt CO₂, amit CO₂ ekvivalens értéknek nevezünk.

kigázósodásból is származhat, nem pusztán fosszilis tüzelőanyagok elégetéséből. A legutóbbi becslések szerint a globális vulkanikus eredetű CO₂-kibocsátás nagyjából 0,3–0,6 Gt CO₂/év érték körül lehet (Gerlach, 2011; Burton et al., 2013), aminek durván 60-szorosra a jelenkori antropogén eredetű kibocsátás. Sokan azonban nem fogadják el ezeket a becsléseket, különösen a tenger alatti vulkanizmusból származó CO₂-kibocsátások potenciális alulbecslései miatt. Nyilvánvaló, hogy a vulkanikus eredetű CO₂- (és vízgőz) emisszió pontosításához további kutatások szükségesek, ez nem is vitás. Ugyanakkor érdemes végiggondolni, hogy ahhoz, hogy évente több mint 36 gigatonnányi vulkáni CO₂ keletkezzen (azt feltételezve, hogy az antropogén kibocsátás valójában vulkáni eredetű), a világon évente 850 köbkilométert meghaladó mennyiségű magma kellene termelődjön, ami az óceánközépi hátságok éves magmakibocsátásának több mint 40-szerese úgy, hogy ez a vulkáni tevékenység észrevétlenül kellene maradjon a szárazföldön vagy a tenger alatt (Gerlach, 2011). Ezen felül, növekvő ütemű légköri CO₂ koncentráció növekedés nehezen (vagy egyáltalán nem) képzelhető el vulkáni kibocsátásból, amely természeténél fogva sztochasztikus. Messze a legvalószínűbb forgatókönyv tehát, hogy a légköri CO₂-koncentráció-növekedés antropogén eredetű.

Egyensúlytalanságok a Föld jelenkori energiamérlegében az elmúlt 150 ezer év glaciális/interglaciális klímaváltozásainak tükrében

A Föld energiamérlegében mutatkozó egyensúlytalanság (Earth Energy Imbalance, EEI) a bolygó nettó energianyeresége (vagy -vesztése), azaz az elnyelt napenergia és a kibocsátott hősugárzás különbsége a légkör felső részén (top of the atmosphere, TOA). Az EEI olyan alapvető diagnosztikai adat, amely a globális éghajlat változásának irányáról és mértékéről tájékoztat bennünket. Amíg több energia érkezik be a Föld-rendszerbe, mint amennyi távozik, azaz amíg az EEI pozitív, addig a Föld globális hőmérséklete nő és fordítva. Az EEI⁶ a sugárzási kényszer és az erre a kényszerre adott felszíni hőmérséklet válasz függvénye. Tehát az EEI az éghajlati kényszer azon részét tükrözi, amelyre a bolygó felszíni hőmérséklete még nem reagált (Hansen et al., 2011), ugyanis a Föld-rendszer számos komponense csak hosszú időskálán kerül ismét egyensúlyba. Az EEI becslült értéke +0,76±0,2 W/m² (Schuckmann et al., 2023) a 2006–2020 közötti periódusra (mások szerint +0,58±0,15 W/m² 2005–2010-re,

Hansen et al., 2011), ami világosan jelzi, hogy manapság a Föld éghajlati rendszere nincs energiaegyensúlyban. Bár az EEI szempontjából a Nap jelenkori besugárzás változásai nem elhanyagolhatók (0,25 W/m² változékonyság), éghajlati kényszerként az antropogén forrásból származó légköri üvegházgázok játsszák a meghatározó szerepet (Murphy et al., 2009; Hansen et al., 2011). A pozitív EEI következtében felgyülemelő hő nagy részét (89%-át) az óceánok, 5%-át a szárazföldek, 4%-át a jéggel borított területek nyelik el és ennek csak ~2%-a melegíti a légkört (Schuckmann et al., 2023).

Ha visszatekintünk a geológiai közelmúltba, az utolsó glaciális-interglaciális ciklus klímaingadozásai nyújtanak támpontot az EEI múltbeli változásainak mértékére, ugyanis a felmelegedéseket a jégtakarók olvadásának látens hőjével és az óceáni hőfelvétellel összefüggő energiaváltozások dominálták (Shackleton et al., 2023). Míg a korábban már említett jégmag-gázzárvány-nemesgázmérésekből rekonstruálható MOT az óceánok egykori hőtartalmának becslésére ad lehetőséget (Baggenstos et al., 2019), addig a bentikus foraminiferák kalcit vázának δ¹⁸O adatai – mivel ezeket a mélyóceánok hőmérséklete és a jégtakarók mérete kombináltan befolyásolja (Shackleton, 2000) – az óceánok felmelegedésével/lehűlésével (óceáni hőtartalom) és a jégtakaró felépülésével/olvadásával (látens hőtartalom) kapcsolatos nettó energiaváltozásokat, azaz az EEI-t tükrözik (Shackleton et al., 2023). Az utolsó felmelegedés során (T1 termináció), körülbelül 10000 éven át jellemzően +0,2 W/m² EEI rekonstruálható, két átmeneti ~+0,4 W/m² körüli maximummal, amelyek az AMOC intenzitásának (és az óceáni hőfelvétel) jelentős csökkenése idejére tehető, ami kihatott a globális sugárzási egyensúlyra is (Baggenstos et al., 2019). Az utolsó előtti felmelegedés (T2 termináció) során becslések szerint jellemzően +0,2–0,4 W/m² EEI értékek voltak jellemzőek, az utolsó eljegesedés során ezeréves időskálájú, kisebb (<0,15 W/m²) kilengésekkel (Shackleton et al., 2023). Világos tehát, hogy a geológiai közelmúltban a bolygó energiamérlegében mutatkozó egyensúlytalanságok, amelyek egy-egy eljegesedési periódusból egy másik, szignifikáns globális felmelegedéshez (T2 és T1 termináció) vezettek, jelentősen elmaradtak a jelenkori EEI értékétől.

⁶ EEI = F – λΔT, ahol F az éghajlati (sugárzási) kényszer, ΔT a kimenő hősugárzás változása, amelyet a bolygó felszíni hőmérsékletének ΔT változása okoz. λ egy linearizációs paraméter, amely a legpontosabban adja meg az energiamérleg időskála-függő egyensúlytalanságát és 1/λ kellően hosszú kiegyenlítődési idő után megközelíti a Föld-rendszer érzékenységét (ESS) (Murphy et al., 2009).

Miért lehet kulcsszerepe a légköri széndioxidnak a jelenkori klímaváltozásban?

A vízgőz a legfontosabb üvegházhatású gáz, amely a bolygónk légkörének jelenléte miatti üvegházhatás (ami miatt a felszíni hőmérséklet 33 °C-kal magasabb, mintha nem lenne légkör) mintegy feléért/kétharmadáért felelős. Ennek ismeretében adódik a kérdés, hogy miért aggódunk elsősorban a CO₂ (és más üvegházgázok) felhalmozódása miatt, amely(ek) közvetlen hozzájárulása a globális felmelegedéshez a vízgőznél csekélyebb? A vízgőz egy lényeges dologban különbözik a többi üvegházhatású gáztól (CO₂, CH₄, N₂O): képes a fázisátalakulásra és csapadék (eső, hó) formájában történő kihullásra, míg az üvegházhatású gázok a légkörben mindig gáz halmazállapotban vannak. Ez a folyamat olyan gyors, hogy egy vízmolekula átlagosan csak körülbelül 4–10 napig tartózkodik a légkörben (Läderach és Sodemann, 2016; Gimeno et al., 2021), azaz az általunk a légkörbe juttatott többletvíz egyszerűen nem marad elég sokáig a légkörben ahhoz, hogy megváltoztassa az éghajlatot. Még akkor sem, ha a levegő minden 1 °C melegedésével a légkör vízmegtartó képessége ~7%-kal nő, ami pozitív visszacsatolást okoz a felmelegedés során. A CO₂ azonban egy hosszú tartózkodási idejű üvegházgáz, amelynek a hatása még évtizedek/évszázadok múltán is terhelni fogja az éghajlati rendszert (Archer és Brovkin, 2008), amikor az antropogén eredetű kibocsátás már jelentősen lecsökkent, de a globális hőmérséklet – a pozitív visszacsatolások miatt – még nem stabilizálódott. Mint a fentiekből kiderült, a légköri CO₂ domináns hatást gyakorolt az elmúlt 66 millió év klímájára, több más tényező (földpályaelem kényszerek, orogenezis, szárazföldek-óceánok elhelyezkedése, stb.) mellett. A kainozoikum különböző időléptékű klímaváltozásaiban a CO₂ (és részben a metán) más és más szerepet játszhatott, egyfelől éghajlati kényszerként jelentkezve (pl. PETM hipertermális esemény) közvetlenül előidézhette, másfelől pozitív visszacsatolásként felerősíthette (amplifikálhatta) a földpályaelem-kényszerek miatt megindult (glaciális-interglaciális időléptékű) globális felmelegedést. Ezzel párhuzamosan pedig a légköri CO₂ a lassú szencikluson (pl. kémiai mállás) keresztül hosszabb távon regulálta a globális felszíni hőmérséklet alakulását a kainozoikumban, ami végül egy geológiai értelemben véve hideg klímaállapothoz vezetett a holocénre. Éppen a holocén (jelenkor) az, amelynek során az emberi mezőgazdasági tevékenység egyes elméletek szerint már 7000–5500 évvel ezelőtől jelentősebb hatást gyakorolhatott a globális éghajlatra

(Ruddiman et al., 2020). Bár az éghajlat az elmúlt kb. 10000 évben viszonylag stabilnak bizonyult (GFH változások: <0,8 °C, Marsicek et al., 2018), abban természetes ingadozások is voltak, akár inszolációs változások miatt (Lorenz et al., 2006), vagy éppen a megnövekedett vulkáni és lecsökkent szoláris aktivitás kombinációjának köszönhetően (pl. kis jégkorszak, Owens et al., 2017). Mára azonban a modern felmelegedés mértéke és nagysága túlmutat az elmúlt évezredek hőmérsékletváltozásain (Osman et al., 2021). A jelenleg egyre inkább gyorsulónak mutakozó felmelegedésnek földpályaelem-kényszerek (és más hosszabb időskálán ható tényezők) biztosan nem lehetnek az okai és a Nap aktivitásának változásai is csak kis mértékben járulhatnak hozzá a folyamathoz (Hansen et al., 2011), még ha erről folyamatos viták is zajlanak (pl. Scafetta, 2023). Jelen tudásunk szerint a legvalószínűbb forgatókönyv, hogy a globális felmelegedés okozója a fosszilis tüzelőanyagok elégetéséből származó, a természetes nyelők által fel nem vett, légkörben maradó CO₂ és az ebből fakadó többlet üvegházhatás⁷ miatti egyensúlytalanság a Föld energiamérlegében. Világos, hogy az emberiség mára drasztikusan és geológiai értelemben is precedens nélküli módon befolyásolta a szénkörforgalmat. Az ennek nyomán jelentősen megnövekedett légköri CO₂-koncentráció tehát egy szignifikáns, antropogén eredetű éghajlati kényszerként jelent meg, ami erőteljesen hajtja a jelenkori globális felmelegedést (Murphy et al., 2009; Hansen et al., 2011). Ennek nyomán további – részben szintén antropogén hatásra kialakuló (pl. csökkenő aeroszolkibocsátás; Goessling et al., 2024) – pozitív visszacsatolások (többlet vízgőz, felhőzetcsökkenés, jégtakaró visszahúzódás, alacsonyabb planetáris albedó) csak felerősítik a folyamatot. Az emberiség alapvetően elsősorban a szén-ciklusba képes hathatósan beleavatkozni, a hidrológiai ciklusba nem, ezért is a CO₂ a kulcs a jelenkori globális felmelegedés szempontjából. A természet lehetőséget adott számunkra, hogy létrejöjjön az emberi civilizáció, amelynek előfeltétele volt egy kellően hosszú ideig stabil éghajlati rendszer, amelyet az alacsony CO₂-szintek, a kiterjedt jégtakarók, stabil óceáni áramlási rendszerek és bioszféra jellemeztek. A rendszert felborítottuk, de a probléma megoldásához időt nyertünk

⁷ Az üvegházgázok, mint a CO₂ vagy a metán, növekedése a légkört átlátszatlannabbá teszi az infravörös hullámhosszon. Ez a fokozott „átlátszatlanság” (opacitás) azt eredményezi, hogy a bolygó hősugárzása a világűrbe a légkör magasabb, hidegebb szintjeiről történik, így csökkentve annak hőenergia kibocsátását. A Naptól elnyelt energia és a világűrbe történő hőkibocsátás közötti átmeneti egyensúlyhiány miatt a bolygó felmelegszik, amíg a bolygó energiaegyensúlya helyre nem áll.

a geológiai múlt globális folyamataiból származó, az iparosodás kezdetén még mindig viszonylag alacsony légköri CO₂-koncentrációk, kiterjedt jégtakarók és hideg mélyóceánok révén, így az éghajlatváltozást egyelőre még tompítva érzékeljük. Az idő azonban elfogyott a további tétlenkedésre, ami sajnos egyelőre alig tükröződik a politikai döntéshozatalban (lásd a komolyabb eredmények nélkül zárult ENSZ COP konferenciákat).

Köszönetnyilvánítás

Ú.G. köszönetét fejezi ki az NKFIH-nak a PETM-el kapcsolatos kutatásainak támogatásáért (K-137767 számú OTKA projekt), valamint a kézirat bírálójának az értékes megjegyzéseiért.

Irodalomjegyzék

- Anagnostou, E., John, E. H., Babila, T. L. et al., 2020: Proxy evidence for state-dependence of climate sensitivity in the Eocene greenhouse. *Nat. Commun.* 11, 4436. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-17887-x>
- Archer, D., Brovkin, V., 2008: The millennial atmospheric lifetime of anthropogenic CO₂. *Clim. Change* 90, 283–297. <https://doi.org/10.1007/s10584-008-9413-1>
- Baggenstos, D., Häberli, M., Schmitt, J., Shackleton, S. A., et al., 2019: Earth's radiative imbalance from the Last Glacial Maximum to the present. *PNAS* 116, 14881–14886. <https://doi.org/10.1073/pnas.1905447116>
- Beeman, C. J., Gest, L., Parrenin, F., Raynaud, D., Fudge, T. J., Buizert, C., Brook, E. J., 2019: Antarctic temperature and CO₂: near-synchrony yet variable phasing during the last deglaciation. *Clim. Past* 15, 913–926. <https://doi.org/10.5194/cp-15-913-2019>
- Bereiter, B., Shackleton, S., Baggenstos, D., Kawamura, K., Severinghaus, J., 2018: Mean global ocean temperatures during the last glacial transition. *Nature* 553, 39–44. <https://doi.org/10.1038/nature25152>
- Bjorndal, J., Storelvmo, T., Alterskjær, K. et al., 2020: Equilibrium climate sensitivity above 5°C plausible due to state-dependent cloud feedback. *Nat. Geosci.* 13, 718–721. <https://doi.org/10.1038/s41561-020-00649-1>
- Burton, M. R., Sawyer, G. M., Granieri, D., 2013: Deep carbon emissions from volcanoes. *Rev. Mineral. Geochem.* 75, 323–354. <https://doi.org/10.2138/rmg.2013.75.11>
- Caillon, N., Severinghaus, J. P., Jouzel, J., Barnola, J.-M., Kang, J., Lipenkov, V. Y., 2003: Timing of atmospheric CO₂ and Antarctic temperature changes across Termination III. *Science* 299, 1728–1731. <https://doi.org/10.1126/science.1078758>
- Chalk, T. B. et al., 2017: Causes of ice age intensification across the mid-Pleistocene transition. *PNAS* 114, 13114–13119. <https://doi.org/10.1073/pnas.1702143111>
- Clark, P. U. et al., 2012: Global climate evolution during the last deglaciation. *PNAS* 109, E1134–E1142. <https://doi.org/10.1073/pnas.1116619109>
- DeConto R. M., Galeotti, S., Pagani, M., Tracy, D., Schaefer, K., Zhang, T., Pollard, D., Beerling, D. J., 2012: Past extreme warming events linked to massive carbon release from thawing permafrost. *Nature* 484, 87–91. <https://doi.org/10.1038/nature10929>
- Friedlingstein, P., O'Sullivan, M., Jones, M. W. et al., 2023: Global carbon budget 2023. *Earth Syst. Sci. Data* 15, 5301–5369. <https://doi.org/10.5194/essd-15-5301-2023>
- Galbraith, E. D., Skinner, L. C., 2020: The Biological Pump During the Last Glacial Maximum. *Ann. Rev. Mar. Sci.* 12, 559–586. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010419-010906>
- Gerlach, T., 2011: Volcanic versus anthropogenic carbon dioxide. *EOS* 92, 201–202. <https://doi.org/10.1029/2011EO240001>
- Jimeno, L., Eiras-Barca, J., Durán-Quesada, A. M., Dominguez, F. et al., 2021: The residence time of water vapour in the atmosphere. *Nat. Rev. Earth Environ.* 2, 558–569. <https://doi.org/10.1038/s43017-021-00181-9>
- Goessling, H. F., Rackow, T., Jung, T., 2024: Recent global temperature surge intensified by record-low planetary albedo. *Science*, eadq7280. <https://doi.org/10.1126/science.adq7280>
- Greenwood, D. R., Wing, S. L., 1995: Eocene continental climates and latitudinal temperature gradients. *Geology*, 23, 1044–1048. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<1044:ECCALT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<1044:ECCALT>2.3.CO;2)
- Hansen, J., Sato, M., Kharecha, P., von Schuckmann, K., 2011: Earth's energy imbalance and implications. *Atmos. Chem. Phys.* 11, 13421–13449. <https://doi.org/10.5194/acp-11-13421-2011>
- Hansen, J. E., Sato, M., 2012: Paleoclimate Implications for Human-Made Climate Change, In Climate Change [Berger, A., Mesinger, F. and Sijacki, D., Eds.], Springer, Vienna, 21–47. https://doi.org/10.1007/978-3-7091-0973-1_2
- Hansen, J., Sato, M., Russell, G., and Kharecha, P., 2013: Climate sensitivity, sea level and atmospheric carbon dioxide. *Philos. Trans. R. Soc. A* 371, 20120294. <https://doi.org/10.1098/rsta.2012.0294>
- IPCC, 2023: Summary for Policymakers, In Climate Change 2023: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, Lee H., Romero J. (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 1–34. https://www.ipcc.ch/report/ar6/syr/downloads/report/IPCC_AR6_SYR_SPM.pdf
- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J. M., Chappellaz, J., Fischer, H., Gallet, J. C., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Luethi, D., Oerter, H., Parrenin, F., Raisbeck, G., Raynaud, D., Schilt, A., Schwander, J., Selmo, E., Souchez, R., Spahni, R., Stauffer, B., Steffensen, J. P., Stenni, B., Stocker, T. F., Tison, J. L., Werner, M., Wolff, E. W., 2007: Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800,000 years. *Science* 317, 793–796. <https://doi.org/10.1126/science.1141038>
- Judd, E. J., Tierney, J. E., Lunt, D. J., Montañez, I. P., Huber, B. T., Wing, S. L., and Valdes, P. J., 2024: A 485-million-year history of Earth's surface temperature. *Science* 385, eadk3705. <https://doi.org/10.1126/science.adk3705>
- Keeling, C. D., 1979: The Suess effect: ¹³Carbon-¹⁴Carbon interrelations. *Environ. Int.* 2, 229–300. [https://doi.org/10.1016/0160-4120\(79\)90005-9](https://doi.org/10.1016/0160-4120(79)90005-9)
- Kern, Z., Leuenberger, M., 2013: Comment on “The phase relation between atmospheric carbon dioxide and global temperature” Humlum et al. [Glob. Planet. Change 100: 51–69.]: Isotopes ignored. *Glob. Planet. Change* 109, 1–2. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.07.002>
- Knutti, R., Rugenstein, M., Hegerl, G., 2017: Beyond equilibrium climate sensitivity. *Nat. Geosci.* 10, 727–736. <https://doi.org/10.1038/ngeo3017>
- Läderach, A., Sodemann, H., 2016: A revised picture of the atmospheric moisture residence time. *Geophys. Res. Lett.* 43, 924–933. <https://doi.org/10.1002/2015GL067449>
- Liebrand, D., de Bakker, A. T. M., Beddow, H. M., Wilson, P. A., Bohaty, S. M., Ruessink, G., et al., 2017: Evolution of the early Antarctic ice ages. *PNAS* 114, 3867–3872. <https://doi.org/10.1073/pnas.1615440114>

- Lorenz, S. J., Kim, J.-H., Rimbu, N., Schneider, R. R., Lohmann, G., 2006: Orbitally driven insolation forcing on Holocene climate trends: Evidence from alkenone data and climate modeling. *Paleoceanography* 21, PA1002. <https://doi.org/10.1029/2005PA001152>
- Loulergue, L., Parrenin, F., Blunier, T., Barnola, J.-M., Spahni, R., Schilt, A., Raisbeck, G., Chappellaz, J., 2007: New constraints on the gas age-ice age difference along the EPICA ice cores, 0–50 kyr. *Clim. Past* 3, 527–540. <https://doi.org/10.5194/cp-3-527-2007>
- Lunt, D. J., Haywood, A. M., Schmidt, G. A., Salzmann, U., 2010: Earth system sensitivity inferred from Pliocene modeling and data. *Nat. Geosci.* 3, 60–64. <https://doi.org/10.1038/ngeo706>
- Lüthi, D., Le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J.-M., Siegenthaler, U., Raynaud, D., Jouzel, J., Fischer, H., Kawamura, K., Stocker, T. F., 2008: High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. *Nature* 453, 379–382. <https://doi.org/10.1038/nature06949>
- Marsicek, J., Shuman, B., Bartlein, P. et al., 2018: Reconciling divergent trends and millennial variations in Holocene temperatures. *Nature* 554, 92–96. <https://doi.org/10.1038/nature25464>
- McInerney, F. A., Wing, S. L., 2011: The Paleocene-Eocene Thermal Maximum: a perturbation of carbon cycle, climate, and biosphere with implications for the future. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 39, 489–516. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-040610-133431>
- Monnin, E., Indermühle, A., Dällenbach, A., Flückiger, J., Stauffer, B., Stocker, T. F., Raynaud, D., Barnola, J.-M., 2001: Atmospheric CO₂ concentrations over the last glacial termination. *Science* 291, 112–114. <https://doi.org/10.1126/science.291.5501.112>
- Murphy, D. M., Solomon, S., Portmann, R. W., Rosenlof, K. H., Forster, P. M., Wong, T., 2009: An observationally based energy balance for the Earth since 1950. *J. Geophys. Res.* 114, D17107. <https://doi.org/10.1029/2009JD012105>
- Osman, M.B., Tierney, J.E., Zhu, J. et al., 2021: Globally resolved surface temperatures since the Last Glacial Maximum. *Nature* 599, 239–244. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03984-4>
- Owens, M. J., Lockwood, M., Hawkins, E., Usoskin, I., Jones, G. S., Barnard, L., Schurer, A., Fasullo, J., 2017: The Maunder minimum and the Little Ice Age: an update from recent reconstructions and climate simulations. *J. Space Weather Space Clim.* 7, A33. <https://doi.org/10.1051/swsc/2017034>
- Parrenin, F., Masson-Delmotte, V., Köhler, P., Raynaud, D., Paillard, D., Schwander, J., Barbante, C., Landais, A., Wegner, A., Jouzel, J., 2013: Synchronous change of atmospheric CO₂ and Antarctic temperature during the last deglacial warming. *Science* 339, 1060–1063. <https://doi.org/10.1126/science.1226368>
- PALAEOSSENS Project Members, 2012: Making sense of paleoclimate sensitivity. *Nature* 491, 683–691. <https://doi.org/10.1038/nature11574>
- Past Interglacials Working Group of PAGES, 2016: Interglacials of the last 800,000 years. *Rev. Geophys.* 54, 162–219. <https://doi.org/10.1002/2015RG000482>
- Pedro, J. B., Rasmussen, S. O., van Ommen, T. D., 2012: Tightened constraints on the time-lag between Antarctic temperature and CO₂ during the last deglaciation. *Clim. Past* 8, 1213–1221. <https://doi.org/10.5194/cp-8-1213-2012>
- Raymo, M. E., Ruddiman, W. F., 1992: Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature* 359, 117–122. <https://doi.org/10.1038/359117a0>
- Ruddiman, W. F., He, F., Vavrus, S. J., Kutzbach, J. E., 2020: The early anthropogenic hypothesis: A review. *Quat. Sci. Rev.* 240, 106386. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106386>
- Scafetta, N., 2023: Empirical assessment of the role of the Sun in climate change using balanced multi-proxy solar records. *Geosci. Front.* 14, 101650. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2023.101650>
- Shackleton, N. J., 2000: The 100,000 year Ice-Age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide and orbital eccentricity. *Science* 289, 1897–1902. DOI: 10.1126/science.289.5486.1897
- Shackleton, S., Seltzer, A., Baggenstos, D. et al., 2023: Benthic δ¹⁸O records Earth's energy imbalance. *Nat. Geosci.* 16, 797–802. <https://doi.org/10.1038/s41561-023-01250-y>
- Shakun, J. D., Clark, P. U., He, F., Marcott, S. A., Mix, A. C., Liu, Z., Otto-Bliesner, B., Schmittner, A., Bard, E., 2012: Global warming preceded by increasing carbon dioxide concentrations during the last deglaciation. *Nature* 484, 49–54. <https://doi.org/10.1038/nature10915>
- Sherwood, S. C., Webb, M. J., Annan, J. D., Armour, K. C., Forster, P. M., Hargreaves, J. C., et al., 2020: An assessment of Earth's climate sensitivity using multiple lines of evidence. *Rev. Geophys.* 58, e2019RG000678. <https://doi.org/10.1029/2019RG000678>
- Skinner, L. C., Fallon, S., Waelbroeck, C., Michel, e., Barker, S., 2010: Ventilation of the Deep Southern Ocean and Deglacial CO₂ Rise. *Science* 328, 1147–1151. <https://doi.org/10.1126/science.1183627>
- Siernai, P., Caricchi, L., Pasquero, C., Garzanti, E., van Hinsbergen, D. J. J., and Castellort, S., 2020: Magmatic Forcing of Cenozoic Climate?. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 125, e2018JB016460. <https://doi.org/10.1029/2018JB016460>
- Szarka, L. Cs., 2024: A jelenkori felmelegedés lehetséges hatótényezőiről. *Magyar Tudomány* 185, 244–259. https://mersz.hu/dokumentum/matud202402_12/#matud202402_f98740
- The CenCO2PIP Consortium, 2023: Towards a Cenozoic history of atmospheric CO₂. *Science* 382, eadi5177. <https://doi.org/10.1126/science.adi5177>
- Tierney, J., Zhu, J., Li, M., Ridgwell, A., Hakim, G., Poulsen, C., Whiteford, R., Rae, J., Kump, L., 2022: Spatial patterns of climate change across the Paleocene–Eocene Thermal Maximum. *PNAS* 119, e2205326119. <https://doi.org/10.1073/pnas.2205326119>
- Turner, S. K., 2018: Constraints on the onset duration of the Paleocene–Eocene Thermal Maximum. *Phil. Trans. R. Soc. A* 376, 20170082. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2017.0082>
- Újvári, G., Topál, D., 2025: Légköri szén-dioxid és a globális szén ciklus: jelen és jövő a múlt tükrében. *Magyar Tudomány*, 186, 982–993. <https://doi.org/10.1556/2065.186.2025.5.23>
- von Schuckmann, K., Mimière, A., Gues, F. et al., 2023: Heat stored in the Earth system 1960–2020: where does the energy go? *Earth Syst. Sci. Data* 15, 1675–1709. <https://doi.org/10.5194/essd-15-1675-2023>
- Westerhold, T., Marwan, N., Drury, A. J., Liebrand, D., Agnini, C., Anagnostou, E., et al., 2020: An astronomically dated record of Earth's climate and its predictability over the last 66 million years. *Science* 369, 1383–1387. <https://doi.org/10.1126/science.aba6853>
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., and Billups, K., 2001: Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science* 292, 686–693. DOI: 10.1126/science.1059412
- Zachos, J. C., Dickens, G. R., Zeebe, R. E., 2008: An Early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature* 451, 279–283. <https://doi.org/10.1038/nature06588>
- Zeebe, R. E., Lourens, L. J., 2019: Solar System chaos and the Paleocene–Eocene boundary age constrained by geology and astronomy. *Science* 365, 926–929. <https://doi.org/10.1126/science.aax0612>
- Zeebe, R. E., Ridgwell, A., Zachos J. C., 2016: Anthropogenic carbon release rate unprecedented during the past 66 million years. *Nat. Geosci.* 9, 325–329. <https://doi.org/10.1038/ngeo2681>