

Mi lesz veled, szén-dioxid?

Haszpra László
HUN-REN Atommagkutató Intézet, HUN-REN Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, haszpra.l@gmail.com

DOI:10.56474/legkor.2026.3.1

Az emberi tevékenység során a légkörbe bocsátott szén-dioxid meghatározó szerepet játszik az éghajlat alakításában. A potenciális környezeti, gazdasági és társadalmi kockázatok miatt napirenden van a kibocsátás mihamarabbi megszüntetése. A tanulmány áttekinti, hogy mi lesz a sorsa a már a levegőben lévő szén-dioxid mennyiségnek, felhívva a figyelmet néhány elterjedt félreértésre. A szén-dioxid több, erősen különböző időskálájú biogeokémiai folyamatban vesz részt, ezért rá egyértelmű légköri élettartam adat nem adható meg. Légköri kiürülése csak komplex Föld-rendszer modellekkel vizsgálható. Az emberi eredetű többlet kiürülési folyamata rendkívül lassú. A légkörbe juttatott többlet szén-dioxid 15–20%-a még 1000 év múlva is a levegőben lesz, kihatva az éghajlatra.

What's going to you, carbon dioxide?

Carbon dioxide emitted into the atmosphere as a result of human activity plays a decisive role in shaping the climate. Due to potential environmental, economic, and social risks, phasing out these emissions as soon as possible is a priority. This study reviews the fate of carbon dioxide already present in the atmosphere, highlighting some common misconceptions. Carbon dioxide participates in several biogeochemical processes with highly different timescales, so no definitive atmospheric lifetime can be specified for it. Its atmospheric depletion can only be studied using complex Earth system models. The removal process of the anthropogenic excess is extremely slow. Even 1,000 years from now, 15–20 % of the excess carbon dioxide released into the atmosphere will still be present in the air, affecting the climate.

A jégmezők zsugorodása, a tengerszint emelkedése, a vegetációs övek és a fenológiai fázisok eltolódása egyértelműen jelzi, hogy gyors ütemben változik bolygónk éghajlata. Az éghajlati rendszerben energiatöbblet jelent meg, amely emeli a hőmérsékletet és ezzel kiváltja az említett jelenségeket. A globális hőmérséklet-emelkedést és az éghajlat egyéb jellemzőinek vele járó változásait mérések is igazolják (*Blunden et al.,* 2025; *Morice et al*., 2025). Az éghajlatváltozás hátterében elsősorban a szén biogeokémiai körforgalmában az utóbbi két-három évszázadban bekövetkezett változás és a kiváltott visszacsatolások állnak (*Haszpra*, 2026).

A szén-dioxid és az éghajlat

Bolygónk éghajlatát a Napból érkező energia, a légkör összetétele és a földfelszín jellemzői együttesen alakítják. Néhány évezred időtartamon belül a Nap által kibocsátott energia és a Föld pályaelemei nem

változnak lényegesen. Nem változik a kontinensek elhelyezkedése és a domborzat sem, melyek az óceáni és a légköri áramlások befolyásolásán keresztül kihathatnának a földi energiaeloszlásra. A kontinensek és az óceánok elhelyezkedése mellett fontos még a felszínborítottság jellege is, amely megszabja, hogy a beérkező energiából mennyi verődik vissza, illetve nyelődik el. Az eltérő albedóval[1] rendelkező, hóval, jéggel, erdőkkel borított területek és sivatagok elhelyezkedése azonban természetes körülmények között éppen magától az éghajlattól függ. Elhelyezkedésük és kiterjedtségük rövidebb időtávon belül az éghajlat megváltozása nélkül nem változik, de egy éghajlatváltozásra reagál. Ezzel ráerősíthet a megindult éghajlatváltozásra vagy mérsékelheti az éghajlatváltozást kiváltó kényszert. Rövid időtávon belül az éghajlatot csak a légkör összetételének változása módosíthatja.

A Napból beérkező, ún. rövidhullámú sugárzás csaknem 30%-a a gázmolekulákról, aeroszol részecskékről, a felhőzetről és a felszínről visszaverődik (*Wild et al.*, 2015), éghajlati szempontból nem hasznosul. A légkörben lévő nyomanyagok mind a rövidhullámú, mind a felszínről és a légkörből származó hőmérsékleti sugárzás (hosszúhullámú sugárzás) átbocsátását befolyásolhatják. A rövidhullámú sugárzás közel negyedét a légkör elnyeli (*Wild et al.*, 2015). Az ultraibolya sugárzást az oxigén és az ózon még a légkör magasabb régióiban abszorbeálja, míg a spektrum infravörös részén a vízgőznek vannak jelentős elnyelési tartományai (*Seinfeld* and *Pandis*, 2016). A már csak kevés beérkező energiát hordozó, 1,9 μm feletti hullámhossz-tartományban a szén-dioxidnak is vannak elnyelési sávjai (*Romaniello et al*., 2021). A felszínről és a légkörből távozó hőmérsékleti kisugárzás útjában azonban számos molekula áll. Az általuk elnyelt, és e folyamat révén felmelegedő levegő részben a felszín felé irányuló hőmérsékleti sugárzása eredményezi a légkör ún. üvegházhatását (*Haszpra*, 2025).

A troposzférában koncentrálódó vízgőz elnyelési spektruma a felszín hőmérsékleti kisugárzásának hullámhossz-tartományát (4–100 μm) nagyrészt lefedi. Ebben a tartományban nyel el a szén-dioxid, a metán, a dinitrogén-oxid, az ózon és számtalan halogéntartalmú vegyület is. Közülük a szén-dioxid nemcsak mennyiségileg emelkedik ki, hanem azért is, mert egyik fő elnyelési sávja (13–18 μm) nem esik messze a felszín hőmérsékleti kisugárzásának maximumától (~10 μm), egyben belenyúlik abba a tartományba, melyben a vízgőz kevéssé nyel el (8–14 μm) (*Petty*, 2006). Ezért fontos szerepet játszik a Föld-légkör rendszer energiamérlegének alakításában.

[1] Albedó: a visszavert és az elnyelt sugárzás aránya.

Az aeroszol részecskék mind a rövidhullámú, mind a hosszúhullámú sugárzásátvitelben szerepet játszanak. Légköri tartózkodási idejük rövid, a sztratoszférában sem haladja meg a néhány évet (*Toohey et al*., 2025). Aktuális mennyiségük a felszíni kibocsátástól, illetve prekurzor anyagaik kibocsátásától függ. A kibocsátás tartós megváltozása nélkül, csak rövid idejű éghajlati kilengéseket okozhatnak, ahogy ezt a nagyobb vulkánkitörések esetében látjuk (*Parker et al*., 1996).

A víz troposzferikus tartózkodási ideje szintén rövid, 8–10 nap (*Gimeno et al*., 2021). Légköri mennyiségét a párolgási és kondenzációs folyamatok állítják be. Feltéve, hogy a kondenzációs magok mennyisége és jellemzői globális léptékben nem változnak, a víz légköri mennyiségét maga az éghajlat szabja meg. Bár döntő szerepe van a felszín-légkör rendszer energiaháztartásában, passzív éghajlatszabályzó, amely önmagában nem tud éghajlatváltozást elindítani. Ugyanakkor erős pozitív visszacsatolásként ráerősít a bármilyen okból meginduló éghajlatváltozásra (*Haszpra*, 2025).

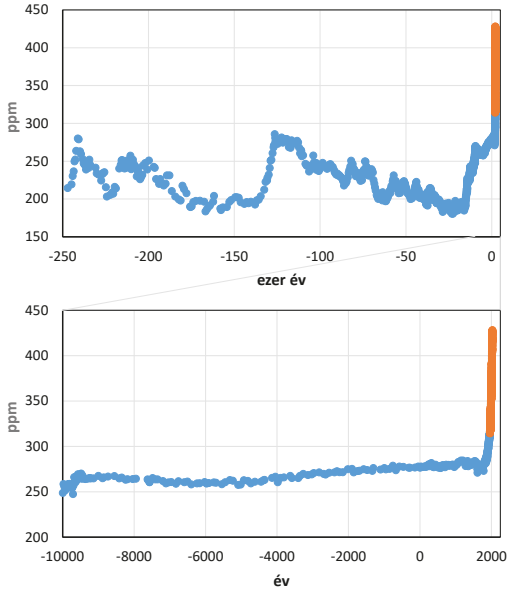
Bár a szén-dioxid molekulaszerkezete miatt nem tartozik a leghatékonyabb sugárzáselnyelők közé, mennyiségével súlyozva mégis – a vízgőz mellett – messze a legfontosabb éghajlati tényezővé lép elő (*Schmidt et al*., 2010). Mivel a légkör üvegházhatásában legmeghatározóbb vízgőz csak passzív szerepet játszik az éghajlat szabályozásában, a Föld légkörének földtörténetileg modern kori összetétele mellett évszázados-évezredes időskálán a szén-dioxid vezérli a bolygó éghajlatát (*Lacis et al*., 2010).

A légköri szén-dioxid koncentráció alakulása

A földtörténet kozmikus értelemben nyugalmasabb időszakának beköszönte táján, mintegy 3,5 milliárd évvel ezelőtt, a légkör szén-dioxid koncentrációja vélhetően több százszorosa volt a mai szintnek (*Catling* and *Zahnle*, 2020). A biogeokémiai és tektonikai folyamatok következtében ez a koncentráció – széles sávban ingadozva – a pliocén idejére (5,3-2,6 millió évvel ezelőtt) az intenzív iparosodás kezdete (i.u. ~1750) körüli szintre süllyedt (*Martinez-Boti et al*., 2015). A Föld hőmérséklete a kontinensek átrendeződése, az óceáni áramlások megváltozása, az üvegházhatás gyengülése és egyéb folyamatok következtében olyan tartományba hűlt, amelyben a bolygó pályaelemeinek változásai (Milanković-ciklusok) az albedó- és más visszacsatolás révén a korszak végétől már kiterjedt eljegesedéseket válthattak ki. Az éghajlat és a légkör

összetétele közötti szoros kapcsolat miatt a periodikus lehűlések a légkör szén-dioxid koncentrációján is nyomot hagytak (*Haszpra*, 2026).

A legutolsó jégkorszak lezárultától, a holocénnek az ipari forradalom kezdetéig tartó időszakában (i.e. 9700 – i.u. 1750) a szén biogeokémiai körforgalma a korábbi földtörténeti időszakokhoz képest rendkívül stabil, kiegyensúlyozott volt. Mind az óceánok és a légkör, mind a bioszféra és a légkör közötti nettó anyagforgalom (óceánok: beoldódás-kigázosodás; bioszféra: fotoszintézis-respiráció) közelítőleg nulla volt. Ennek következtében a szén-dioxid légköri koncentrációja is alig ingadozott, a bő 11 ezer év alatt is csak 13 ppm-et[2] emelkedett (*1. ábra*). A légköri szénmennyiség növekedése, a légköri szénmérleg kiegyensúlyozatlansága egyetlen részidőszakban sem haladta meg a 0,1 Gt/év-et[3] (*Bereiter et al.*, 2015). Mindezt ahhoz kell viszonyítanunk, hogy a légkör és a többi szféra közötti éves bruttó szénforgalom 165 Gt/év körül lehetett (*Canadell et al*., 2021).



1. ábra. A légkör szén-dioxid koncentrációjának alakulása az elmúlt 250 ezer évben, két eljegesedési (glaciális) időszakon keresztül (felső panel) és kinagyítva a holocén idején napjainkig (alsó panel). Jégfuratokból származó adatok (kék): https://www.ncei.noaa.gov/access/paleo-search/study/17975 (Bereiter et al., 2015); légköri mérési adatok (narancs): https://scripps.co2.ucsd.edu/data/atmospheric_co2/mlo.html (Keeling et al., 2001).

[2] 1 ppm = 1 milliomod térfogatrész

[3] Egy ppm-nyi térfogatarány-változás 2,124 gigatonnányi (Gt) légköri széntömeg-változással egyenértékű (Ballantyne et al., 2012)

Hogy a holocén közepétől a koncentráció lassú emelkedésében volt-e szerepe a megjelenő állattenyésztésnek, mezőgazdaságnak, az ezzel összefüggő erdőirtásoknak, illetve az építkezési és tüzelőfa kitermelésnek, azt nem tudjuk. Nem zárható ki, de a természetes folyamatok és ingadozásaik nagyságrendje mellett nem is támasztható alá (*Joos et al.*, 2004; *Ruddiman et al.,* 2016). A iparosodás 18. századi kibontakozásával gyors ütemben növekedni kezdő szén-dioxid kibocsátás hatása a légköri koncentrációra azonban már egyértelmű. A globális átlagkoncentráció, folyamatos növekedés mellett, 2025-re elérte a 426 ppm-et, az utóbbi 10 év átlagos növekedési üteme pedig 2,6 ppm/év volt (*Friedlingstein et al*., 2026). Napjainkban (2015-2024) évente átlagosan 5,6 Gt-val gyarapszik a légkör széntartalma, ami azt jelenti, hogy a légköri anyagmérleg kiegyensúlyozatlansága az elmúlt ~300 évben a korábbi időszakhoz képest nagyságrendekkel megnőtt.

A jövőre vonatkozóan fontos kérdés, nemcsak tudományos, hanem politikai és gazdasági szempontból is, hogy az a nagymennyiségű szén, amit az elmúlt 200–300 évben nagyrészt szén-dioxid formájában óvatlanul a légkörbe bocsátottunk és amit az elkövetkező években még minden bizonnyal kibocsátunk, mennyi idő alatt távozik onnan? Ezzel összefüggésben pedig milyen időtávon milyen éghajlati viszonyokra kell felkészülnünk?

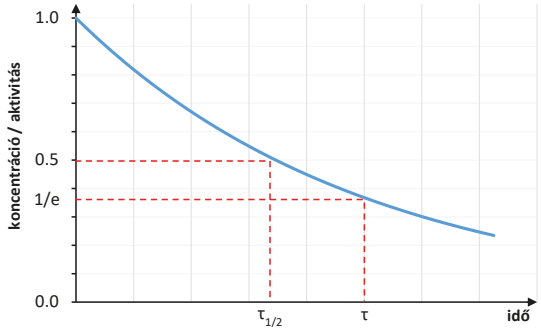
Tartózkodási idő, kicserélődési idő, élettartam, válaszidő, beállási idő

Ha egy nyomanyag légköri mennyisége állandó vagy legalábbis közel állandó (kvázistacionárius eset), akkor a légkörbe időegység alatt bekerülő és kikerülő anyagmennyiség (anyagáram, fluxus) szükségképpen (közel) egyenlő. A nyomanyag légköri tömegéből és az anyagáramból, a kettő hányadosaként meghatározható, hogy a nyomanyag egy-egy molekulája átlagosan mennyi időt tölt a levegőben, mielőtt kikerülne, és a helyére egy másik szférából egy hasonló molekula belépne. Ezt az időt tartózkodási időnek (*residence time*) vagy kicserélődési időnek (*turnover time*) nevezik.

Azoknál az anyagoknál, amelyek elbomlanak, megadhatjuk a felezési időt (*half-life*) vagy az élettartamot (*lifetime*). Előbbi elsősorban a radioaktív bomlás jellemzésére használatos, és azt az időt adja meg, mely alatt az adott radioaktív anyag fele elbomlik. Az élettartammal általában a kémiailag bomló anyagokat jellemezzük, és azt az időtartamot jelenti, amely alatt a kezdeti anyagmennyiség e-ad részére, azaz körülbelül 36,8%-ára csökken. Kémiai bomlásnál az élettartamot

a környezeti feltételektől függő bomlási sebesség szabja meg, ezért ugyanarra az anyagra eltérő környezeti feltételek mellett más és más élettartamot kapunk, míg a radioaktív bomlás sebessége anyagi jellemző.

Egy radioaktív izotóp vagy egy molekula adott időn belül adott valószínűséggel bomlik el, azaz az időegység alatti koncentráció-változás arányos az anyagmennyiséggel. Az anyagmennyiség időbeli alakulását a következő exponenciális függvénnyel adhatjuk meg: $[A]_t = [A]_0 e^{-kt}$ (*Haszpra*, 2024a), ahol szögletes zárójellel jelöltük az *A* anyag mennyiségét, a *k* pedig az adott folyamatra jellemző bomlási sebesség (sebességi együttható). *k* az időegység alatti bomlások számát adja meg. $1/k = \tau$ az az időtartam, az *A* anyag élettartama, amely alatt a kiindulási anyagmennyiség *e*-ad részére csökken (*2. ábra*). A folyamat időfüggéséből következik, hogy ha az anyagmennyiség τ idő alatt *e*-ad részére csökken, akkor a következő τ időtartam alatt a maradvány is *e*-ad részére csökken. Mivel az élettartam fogalmat tágabb értelemben is használják, a kémiai folyamatok által meghatározott élettartamot gyakran kémiai élettartamként említik.



2. ábra. Egyszerű bomlási függvény, ahol $\tau_{1/2}$ jelöli a felezési időt, míg τ az élettartamot.

Az üvegházhatású gázok többsége fotodisszociációval bomlik el, ezért élettartamuk a fenti módon számolható. Kvázistacionárius koncentráció esetén kémiai élettartamuk megegyezik légköri tartózkodási idejükkel. Azoknak a nyomanyagoknak az esetében (pl. metán), melyek más nyomanyagokkal elreagálva kerülnek ki a légkörből a tartózkodási idő és az élettartam már nemcsak fogalmilag, hanem számértékben is eltérhet egymástól, hiszen a fogyási sebesség a reagens anyag koncentrációjától is függ.

Sajnálatos módon az éghajlat módosulásában kulcsszerepet játszó antropogén eredetű többlet szén-dioxid kiürülési ütemét nem tudjuk ilyen egyszerűen megközelíteni. A szén-dioxid légköri kémiai reakciókban nem vesz részt. A szén és az oxigén atomok közötti erős kötés miatt csak a légkör külső határán, a mezoszféra felső tartományában, illetve a termoszférában bomlik el az extrém (<170 nm) ultraibolya sugárzás hatására (*Clark*, 1971). Légkörből való távozásában az aktuális környezeti viszonyoktól erősen függő biokémiai (élő szervezetek fotoszintézise), fizikai-kémiai (óceáni beoldódás) és geokémiai (kőzetek kémiai mállása) folyamatok vesznek részt, de hosszabb időtávon a tektonikai folyamatok (kéreglemezek mozgása) is lényegesek. Az élő szervezetek, az óceánok és a geokémiai folyamatok egyben forrásai is a légköri szén-dioxidnak (respiráció, szerves anyagok bomlása, kigázosodás, üledékes kőzetek mállása, vulkanizmus). Emellett rövidebb, közepes és hosszabb időskálán más és más folyamatok játszanak meghatározó szerepet. A földkéregből felszabadított szén belátható időn belül nem kerül vissza eredeti helyére, hanem a biogeokémiai folyamatok által meghatározott arányban eloszlik a légkör, a bioszféra és az óceánok között, hosszabb távon bevonva a kőzeteket is. Ebben az esetben azt tudjuk megvizsgálni, hogy egy adott perturbáció (pl. légköri szén-dioxid bevitel) után mennyi idő alatt alakul ki az új kváziegyensúlyi helyzet[4]. Ezt az időtartamot válaszidőnek (*response time*) vagy beállási időnek (*adjustment time*) nevezzük. Ezek a fogalmak az éghajlattudomány számos területén használatosak (pl. új kváziegyensúlyi hőmérséklet beállása adott energetikai perturbáció után), esetenként némileg eltérő definícióval.

A 900 gigatonnás légköri teljes széntömegből és a különböző forrásokból a légkörbe irányuló körülbelül 220 Gt/év-es bruttó szénfluxusból (*Haszpra*, 2026) kiszámolható, hogy egy-egy szén-dioxid molekula jelenleg átlagosan ~4 évet tölt a levegőben mielőtt kikerülne és helyére egy másik szén-dioxid molekula érkezne valamelyik másik szférából[5]. A négy éves légköri tartózkodási idő (*residence time*) elegendően hosszú idő ahhoz, hogy a Föld bármely pontján kibocsátott szén-dioxid molekula a bolygó bármely másik pontjára eljuthasson, a kibocsátás a teljes légkörben elkeveredhessen. Ez megindokolja, miért mérünk csak minimálisan különböző koncentrációkat a különböző földrajzi pontokban lévő mérőállomásokon. Magyarországon, egy erősen iparosított, sűrűn lakott kontinensen az alsó troposzférában a szén-dioxid koncentráció átlagosan csak körülbelül 1%-kal magasabb, mint a Csendes-óceán közepén

[4] A légkörbe belépő és az onnan kilépő anyagmennyiség közelítőleg azonos.

[5] Szigorú értelemben átlagos kicserélődési időt csak akkor lehetne számítani, ha a légköri tömeg állandó lenne, azaz időegység alatt ugyanakkora anyagmennyiség lépne be, mint ki. Jelenleg azonban a légkörbe időegységenként több szén-dioxid kerül be, mint amennyi ki, ezért a számított érték csak egyfajta közelítésnek tekinthető.

(*Haszpra*, 2024b). Bár a tartózkodási idő csupán egy-egy szén-dioxid molekula átlagos lecserélődési ideje, semmi köze a légkörből való végleges kiürüléshez, klímaváltozás-szkeptikus körökben gyakran hivatkozzák úgy, mint ami a szén-dioxid gyors kiürülését bizonyítja, azaz a többlet szén-dioxidnak hosszabb távú hatása nem lehet. Ennek laikusokat talán még könnyebben megtévesztő változata, amikor a légköri nukleáris robbantások során keletkezett radioaktív szénizotópot tartalmazó szén-dioxid ($^{14}CO_2$) mért gyors kiürülésére hivatkoznak. A szén radioaktív izotópja (^{14}C) lényegesen ritkább, mint stabil izotópjai (^{13}C és ^{12}C), ezért az anyagcsere során a légkörből kilépő $^{14}CO_2$ helyére nagy valószínűséggel (~99%) $^{12}CO_2$, kisebb valószínűséggel (~1%) pedig $^{13}CO_2$ molekula kerül. Látszólag tehát tényleg eltűnik a szén-dioxid a légkörből, miközben valójában csak egy másik, ugyanolyan környezeti hatású izotopológjára cserélődik. Természetbeni arányának ($\sim 10^{-9}$) megfelelő valószínűséggel a $^{14}CO_2$ is visszatérhet a légkörbe a bioszférából vagy az óceánokból.

A légköri tömeg és a felszín-légkör anyagáram hányadosaként meghatározott tartózkodási idő (*residence time*) vagy kicserélődési idő (*turnover time*) nem mond semmit arról, hogy mennyi idő alatt csökkenne a légkör szén-dioxid tartalma akár egyetlen molekulával is. Erről a bruttó anyagforgalomnál lényegesen kisebb, jelenleg (2015-2024. átlag) 5,6 Gt/év-es nettó anyagforgalom (3,2 Gt/év a bioszféra felé, 2,4 Gt/év az óceánok felé — *Friedlingstein et al*., 2026) sem tud információt adni, mivel ez az érték csupán egy pillanatnyi érték, ami folyamatosan változik. Függ magától a mindenkori légköri koncentrációtól és a széles értelemben vett környezeti feltételek alakulásától.

Hány év? Mi hány év?

Egyszerű kémiai elreagálás hiányában az antropogén eredetű többlet szén-dioxid kiürülési ütemére csak az összes közreható folyamat modellezésével tudunk, a modellek bizonytalanságával összhangban lévő becslést adni.

Watson és munkatársai az 1980-as évek végén a korabeli egyszerű óceán-modellek segítségével[6] 50-200 éves „élettartamot" (*lifetime*) becsültek (*Watson et al.*, 1990). Tanulmányukban korrektül leírják, hogy a légkörhöz adott szén-dioxid impulzus utáni új (kvázi) egyensúly elérési idejét (*adjustment time*) vizsgálták. Megállapították, hogy az adott feltételek mellett a többlet szén-dioxid fele 50 év alatt eltűnik a légkörből, de az újabb feleződésre már 250 évet kell várni, a kvázi-egyensúly beálltához pedig, ami után már csak nagyon csekély változások történnek, évszázadok kellhetnek. Az viszont nem derül ki, hogy tanulmányuk összefoglalójában végül miért 50-200 évet említenek (*„The time taken for atmospheric CO_2 to adjust to changes in sources or sinks is of the order of 50-200 years,..."*), ami az IPCC 1. Értékelő Jelentésének (*IPCC*, 1990) Döntéshozói összefoglalójába végül 50-200 év élettartamként (*lifetime*) jelent meg.

Az 50-200 év élettartam (*lifetime*, valójában nagyvonalúan becsült beállási idő [*adjustment time*]!), amit gyakran végképp hibásan tartózkodási időnek (*residence time*) említettek, a kezdetektől szakmai kritika alatt állt (pl. *Tans*, 1997), hiszen a több, különböző időskálájú folyamat egyidejű jelenléte miatt nem áll fenn az élettartam definíciójából következő, azonos idő alatti azonos arányú változás. Az azonos arányú változásokhoz (pl. feleződéshez, e-ad részre csökkenéshez) egyre hosszabb időtartamok tartoznak. Az 50-200 éves „élettartam" (rosszabb esetben: „tartózkodási idő") azonban a szakirodalomból sem könnyen, az ismeretterjesztő irodalomból, tankönyvekből pedig végképp nehezen tűnt el. Bár az 1990-es években már nagy számban jelentek meg a többlet szén-dioxid évezredekre nyúló hatásaival foglalkozó tanulmányok (terjedelmes áttekintést ad erről *Archer et al*., 2009), az IPCC 2001-ben megjelent 3. Értékelő Jelentésének (*IPCC*, 2001) Technikai összefoglalójában még mindig ez az adat szerepelt. Éghajlatpolitikai szempontból talán előnyös volt ez az időtartomány, mivel jól szimbolizálta azt, hogy döntéseink hosszú távra (akár 200 év!) meghatározzák bolygónk jövőjét, de ha megfelelő lépéseket teszünk, akkor emberileg belátható időn belül (<200 év!) javíthatunk a helyzeten. Félő, hogy a legtöbb, a tématerületen laikus az 50-200 éves időtartamot az antropogén eredetű szén-dioxid légkörből való teljes távozásaként értelmezte, holott erről szó sincs.

2009-ben Archer és munkatársai (*Archer et al*., 2009) kilenc olyan modell eredményeit hasonlították össze, melyek magukban foglalták a bioszféra, az óceán és az üledékképződés hosszú időskálájú folyamatait, az egyes szférák közötti, valamint az éghajlat és a globális biogeokémiai szénforgalom közötti visszacsatolásokat, és számítástechnikailag alkalmasak voltak 10.000 modelléves futtatásra. A modellekkel pillanatszerű szén-dioxid bevitel lecsengését vizsgálták (beállási idő/adjustment time) különböző anyagmennyiségek mellett. Az emberi tevékenység eddig mintegy 740–750 Gt szenet juttatott a légkörbe szén-dioxid

[6] Ekkor még nem volt ismert, hogy a bioszféra is nettó szén-dioxid nyelő. Csupán hipotézis volt, hogy a globális légköri szénmérleg hiányzó nyelője, a korabeli szakirodalomban „missing sink"-ként emlegetett nyelő, talán a bioszféra.

formájában a fosszilis tüzelőanyagok elégetésével, a cementgyártással és a földhasználat-változtatással (*Friedlingstein et al*., 2026). A modelleket 1000 gigatonnás szén-impulzussal indították[7]. A bioszféra hamar beálló kváziegyensúlyi állapota után az óceánok továbbra is szén-dioxidot vonnak ki a légkörből, csökkentve a légköri koncentrációt. A kezdeti gyors koncentráció-csökkenés után az óceánok átlagosan ~280 év (120–430 év) után érték el kváziegyensúlyi állapotukat. Ekkor az eredeti szén-dioxid bevitel 18–27%-a még a légkörben volt. A csökkenő légköri koncentráció azt eredményezi, hogy a bioszféra egyre kevesebb szenet tud fotoszintézissel felvenni, miközben a respirációs folyamatok lényegében nem változnak. Mindez távlatilag a bioszféra lassú szénvesztéséhez, azaz gyenge forrássá válásához vezet, ami fékezi a szén-dioxid kiürülését.

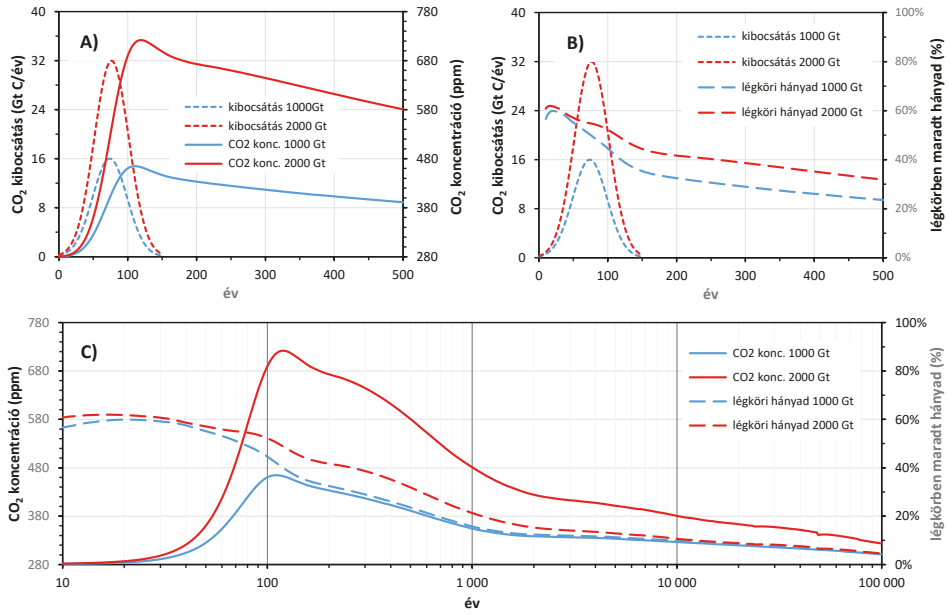
Az óceánok kváziegyensúlyi állapotának beállta után a légkör-bioszféra-óceán rendszerben lévő szénmennyiség már csak nagyon lassan, az üledékképződési folyamat és a magmás kőzetek kémiai mállása révén csökken. A modellezett idő végén, 10.000 évvel a légköri szén-dioxid impulzus után, a kiindulási mennyiség 10–20%-a még mindig a légkörben volt.

Nagyobb mennyiségű szén-dioxid bevitele esetén az impulzus lecsengése lassabb. A vegetáció szén-dioxid felvétele nem feltétlenül tud lépést tartani a magasabb légköri koncentrációval, mivel egyrészt korlátozottan állnak rendelkezésre a növényekben a szén-dioxid beépülését elősegítő enzimek, másrészt a növények a szén-dioxidon kívül más tápanyagokat is igényelnek. Ezek véges mennyiségben állnak rendelkezésre a talajban, ami fékezi, megakadályozhatja a szén-dioxid felvételét egy bizonyos szint felett (*Xu et al.*, 2025; *Bassett et al*., 2026). Az óceáni felvétel sem nő arányosan a koncentrációval, mivel a felszínközeli vízréteg gyorsan egyensúlyba kerül a légkörrel, a további felvétel pedig csak a mélységi rétegekkel való kicserélődés ütemében lehetséges, ami független a légköri koncentrációtól. A magasabb légköri koncentrációval járó melegebb éghajlat és a nagyobb szén-dioxid mennyiség beoldódás miatt növekvő savasodás sem kedvez az óceáni beoldódásnak, emellett a melegedés az átkeveredést is lassítja.

Joos és munkatársai 2013-ban 14 Föld-rendszer modellt (Earth System Model) indítottak 436 ppm-es jövőbeni feltételezett maximum koncentrációról (*Joos et al.*, 2013), melyet mára már majdnem meghaladtunk. Ezer modelléven keresztül követték nyomon a légköri szén-dioxid koncentráció alakulását, feltételezve, hogy a jelzett maximum-koncentráció elérése után további szén-dioxid kibocsátás már nem történik. Mind a bioszferikus, mind az óceáni szénfelvétel a légköri koncentrációtól függ, nem a kibocsátástól, ezért a kibocsátás megszűnése nem okoz azonnali változást a szén-dioxid felvételben. Ennek következtében a kibocsátás megszűnése után a légkör szén-dioxid tartalma a modellben gyors csökkenésnek indul. Az első 20 évben a modell-eredmények átlaga szerint a kiindulási légköri többlet szén-dioxid ~40%-a kerülhet ki a levegőből. A kezdetben gyorsan csökkenő légköri szén-dioxid koncentráció azonban egyre mérsékeltebb szén-dioxid stimulálást (szén-dioxid „trágyázást") jelent a bioszféra számára, aminek következtében nettó szénfelvétele gyorsan zsugorodik. A bioszféra néhány évtized alatt közel egyensúlyba kerül a légköri koncentrációval, a nettó anyagmérleg, a fotoszintézis és a respiráció különbsége, nulla közelébe csökken. További érdemi nettó szén-dioxid felvétel már nem várható. A bioszféra közelítő egyensúlyba kerülése után egyre inkább az óceánok jóval lassabb folyamatai veszik át a domináns szerepet, ahogy azt a korábbi modellek is mutatták. 100 évvel a kibocsátás megszűnése után az eredeti többlet szén-dioxid ~40%-a még mindig a légkörben lesz, és negyede még egy évezred múlva is befolyásolja a Föld éghajlatát. Joos és munkatársai (*Joos et al*., 2013) úgy találták, hogy az 1000 éven belüli szén-dioxid kiürülés üteme, a 14 modell átlaga, három exponenciális időfüggvény szuperpozíciójával viszonylag jól leírható. Fontos azonban megjegyezni, hogy ez csak a kiürülési görbe matematikai közelítése! Az egyes függvénytagoknak nincs fizikai jelentése.

A válaszidő a vizsgált rendszernek egy adott perturbációra, impulzusszerű anyagbevitelre vagy az anyagbevitel pillanatszerű megszűnésére adott reakcióját írja le. Az antropogén szén-dioxid kibocsátás pillanatszerű megszűnése azonban nem életszerű, csak a kibocsátás fokozatos megszűnése tekinthető reális jövőképnek. Kaufhold és munkatársai (*Kaufhold et al.*, 2025a) az impulzusszerű anyagbevitel mellett azt is megvizsgálták, hogyan alakul a légkör szén-dioxid tartalma az antropogén kibocsátás fokozatos megszüntetése esetén. Hat különböző nagyságú kumulatív kibocsátással és három különböző, időben közelítőleg gaussi lefutású kibocsátásiütem-változással számoltak. A jelen valósághoz legközelebb eső forgatókönyv 1000 Gt kumulatív szénkibocsátással és a kibocsátási maximumtól a nullára csökkenésig 75 év időtartammal számol. Ez 465 ppm-es csúcskoncentrációt

[7] A modellekben az egyes szférák/rezervoárok közötti anyagáramok követhetősége érdekében mindig széntömegben számolnak. 1 Gt szén 3,67 Gt szén-dioxidnak felel meg.



3. ábra. 75 éves felfutású és lefutású 1000, illetve 2000 gigatonnás kumulatív kibocsátás hatása a légköri széntartalomra 280 ppm-es iparosodás előtti koncentrációt feltételezve Kaufhold és munkatársainak adatai alapján (Kaufhold et al., 2025a). A) a modellezett kibocsátás és a szén-dioxid koncentráció időbeli alakulása; B) a modellezett kibocsátás és légkörben maradó hányadának időbeli alakulása; C) a szén-dioxid koncentráció és a modellezett kibocsátás légkörben maradó hányadának időbeli menete.

eredményez, amely a kibocsátási csúcs után 35 évvel áll be (*3. ábra*). Ennyi ideig tart ugyanis, amíg a kibocsátás annyira lecsökken, hogy már nem haladja meg a bioszféra és az óceán aktuális együttes nettó szénfelvételét, azaz nem növeli tovább a légköri koncentrációt.

A kibocsátás kezdetekor megindul a légköri koncentráció növekedése, és ennek hatására a bioszféra és az óceán nettó szénfelvétele is. A kibocsátással egyidejűleg zajlik a légkörbe került szén kivonása is. Ennek következménye, hogy mire a koncentráció a fenti forgatókönyv mellett eléri a maximumát, az addigi antropogén kibocsátás ~60%-a már nincs a levegőben. A valóságban az ipari forradalom kezdete óta az emberi tevékenységhez köthető körülbelül 740–750 gigatonnányi szénkibocsátásból már ~400 Gt (54%) kikerült a levegőből (*Friedlingstein et al.*, 2026). Az adott modellfeltételek mellett a koncentrációcsúcs idején meglévő antropogén széntöbblet csak 80 év alatt csökken 20%-ot, hiszen az időszak nagy részében még van antropogén kibocsátás. Ellentétben az egyszeri CO_2 impulzussal számoló modellekkel és közelebb a valósághoz, a nettó kikerülési sebesség kezdetben kicsi. A következő 20%-ra már további 270 évet kell várnunk. Mivel erre az időszakra már lezárul a nettó emberi kibocsátás, megadhatjuk, hogy ennek az időszaknak a végére a teljes, 1000 gigatonnás emberi kibocsátásnak a 23%-a marad a levegőben.

Mivel eddigre a bioszféra már inkább gyenge nettó forrás és az óceán is közelít a kváziegyensúlyi állapotához, a további kiürülés már nagyon lassú: 1000 évvel a koncentrációcsúcs után az emberi kibocsátás 15%-a, 10.000 év után pedig a 10%-a lesz még a levegőben. A modellt 100.000 modellévig futtatták, de a légköri koncentráció még ekkor is 20 ppm-mel magasabbnak adódott, mint az iparosodás előtti időszakban, ami nagyjából 5%-nyi többlet szén-dioxidnak felel meg (*Kaufhold et al.*, 2025a) (*3. ábra*). Fontos azonban megjegyezni, hogy a modell az időközben bekövetkező földpálya-változásokat és az ebből adódó besugárzásváltozásokat, a kapcsolódó éghajlati visszacsatolásokat nem kezeli. Ugyancsak fontos, hogy mivel az üledékképződést és a kőzetek kémiai mállását leíró kis fluxusokat csak nagy bizonytalansággal ismerjük, a sokezer éves távlatokra vonatkozó eredmények már eléggé bizonytalanok.

Kaufhold és munkatársainak (*Kaufhold et al.,* 2025a) számításai is alátámasztják azokat a korábbi modell-eredményeket, melyek szerint minél magasabb légköri koncentráció alakul ki, annál lassúbbá válik a kiürülés (*3.B ábra*). A magasabb koncentrációval nemcsak nagyobb az energetikai kényszer, hanem az előálló erőteljesebb éghajlatváltozás is hosszabb távon marad fenn, mélyrehatóbb változásokat okoz az ökológiai rendszerekben. Napjaink embere számára

talán kevésbé érdekes, hogy tízezer év után viszont már alig függ az antropogén többlet kikerülési üteme a kibocsátott anyagmennyiségtől. De a hasonló modellszámításoknál használt szélsőséges, 5000 gigatonnás kibocsátás esetén a 100.000 év után is megmaradó 5%-nyi többlet szén már 100 ppm-nyi többlet szén-dioxidot jelent az iparosodás előtti szinthez képest, amelynek nem elhanyagolható az éghajlati hatása.

A szén-dioxid kiürülése és az éghajlat

Bár a légköri szén-dioxid meghatározó vezérlője az éghajlatnak, döntéshozói és társadalmi szempontból nem annyira az az érdekes, hogy mikor mennyi van belőle a levegőben, hanem hogy hogyan alakítja az éghajlatot. A szén biogeokémiai körforgalma és az éghajlat közötti szoros visszacsatolás miatt a Föld-rendszer modellek az éghajlat alakulását is nyomon követik. Az eredmények nem adnak okot optimizmusra. Az óceánok nagy hőtehetetlensége miatt a hőmérséklet csak nagyon lassan reagál az üvegházhatás változására. Így történt ez a múltban is: csak 200 év intenzív légszennyezése után vált észrevehetővé az éghajlat változása. A Joos és munkatársai (*Joos et al.*, 2013) és a Kaufhold és munkatársai (*Kaufhold et al.*, 2025a) által használt Föld-rendszer modellek csak nagyon csekély, néhány tized fokos hőmérséklet-csökkenést mutatnak a CO_2-kibocsátás megszűntét követő évszázadokra, de más modellek sem mutatnak kedvezőbb képet (*Williams et al*., 2017; *MacDougall et al*., 2020; *King et al*., 2025). A jelenség hátterében egyrészt a sugárzási kényszert közvetlenül, illetve a visszacsatolásokon keresztül vezérlő szén-dioxid nagyon lassú kiürülése, illetve az óceánok hatalmas hőkapacitása áll.

A jelenlegi tendenciák alapján remélhető, hogy az antropogén szén-dioxid kibocsátás a belátható jövőben tetőzik. A mesterséges intelligencia alkalmazások adat- és számítóközpontjainak, az elektromobilitásnak erőteljesen növekvő, napi 24 órában jelentkező energiaigénye azonban megújuló forrásokból a rendelkezésre álló, a szükségeshez képest primitív, alacsony hatékonyságú energiatároló eszközökkel kielégíthetetlennek látszik. Erősen kétséges, hogy a kibocsátás-csökkentés olyan ütemben végrehajtható-e, ahogy azt az éghajlatpolitika elképzeli. A próbálkozások ellenére a távoli horizonton sem látszik olyan technológia, amely érdemi mennyiségben tudna szén-dioxidot kivonni a légkörből. Ha valamikor az évszázadunk második felében tetőzik is a légköri szén-dioxid koncentráció, a jelenlegi éghajlati trendek még bőven belenyúlhatnak a 22. századba. A modellek azt jelzik, hogy a légkörbe juttatott szén-dioxid 5–10%-a még évtízezredek után is a levegőben lesz. Ha az ebből eredő légköri koncentráció elég magas, és így elég nagy az éghajlati hatása, akkor akár meg is akadályozhatja a Milanković-ciklus közelgő következő eljegesedését (*Archer* and *Ganopolski*, 2005; *Ganopolski et al*., 2016; *Kaufhold et al.*, 2025b). A várhatóan évszázadokra, évezredekre kiható, potenciálisan komoly ökológiai változásokat okozó éghajlatváltozás ellenére meglepően kevés a hosszabb távú kutatás.

Összefoglalás

A fosszilis tüzelőanyagokból, a földkéregből felszabadított szén, amit zömmel szén-dioxidként juttatunk a légkörbe, a kibocsátás megszűnése után sem tűnik el, mindössze megoszlik az egymással kölcsönhatásban lévő szférák között. Több lesz belőle az óceánokban és a bioszférában, mint az ipari tevékenység megjelenése előtt, és arányos rész marad belőle a légkörben is, hosszú távon kifejtve éghajlatalakító hatását. A földkéreg fosszilis széntelepeit a természet évmilliók alatt hozta létre, és ugyanennyi idő lesz, amíg visszagyűjti az ember által felhasznált szenet. Néhány száz éves tevékenységünkkel geológiai korokra kihatóan alakítjuk a Föld történetét.

Irodalom

Archer, D., Eby, M., Brovkin, V., Ridgwell, A., Cao, L., Mikolajewicz, U., Caldeira, K., Matsumoto, K., Munhoven, G., Montenegro, A., Tokos, K. and 2009: Atmospheric lifetime of fossil fuel carbon dioxide. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 37, 117-134. https://doi.org/10.1146/annurev.earth.031208.100206

Archer, D. and *Ganopolski, A.,* 2005: A movable trigger: Fossil fuel CO_2 and the onset of the next glaciation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6, Q05003. https://doi.org/10.1029/2004GC000891

Ballantyne, A.P., Alden, C.B., Miller, J.B., Tans, P.P. and *White, J.W.C.,* 2012: Increase in observed net carbon dioxide uptake by land and oceans during the past 50 years. *Nature* 488, 70-72. https://doi.org/10.1038/nature11299

Bassett, K.R., Hupperts, S.F., Jämtgård, S., Östlund, L., Fridman, J., Perakis, S.S. and *Gundale, M.J*., 2026: Rising atmospheric CO_2 reduces nitrogen availability in boreal forests. *Nature* 650, 629-635. https://doi.org/10.1038/s41586-025-10039-5

Bereiter, B., Eggleston, S., Schmitt, J., Nehrbass-Ahles, C., Stocker, T.F., Fischer, H., Kipfstuhl, S. and *Chappellaz, J.,* 2015: Antarctic ice cores revised 800 kyr CO_2 data. https://www.ncei.noaa.gov/access/paleo-search/study/17975. https://doi.org/10.25921/n8y4-bp27

Blunden, J., Reagan, J. and *Dunn, R.J.H.,* 2025: State of the climate in 2024. *Bulletin of the American Meteorological Society* 106, S1-S513. https://doi.org/10.1175/2025BAMSStateoftheClimate.1

Canadell, J.G., Monteiro, P.M.S., Costa, M.H., Cunha, L.C.d., Cox, P.M., Eliseev, A.V., Henson, S., Ishii, M., Jaccard, S., Koven, C., Lohila, A., Patra, P.K., Piao, S., Rogelj, J., Syampungani, S., Zaehle, S., Zickfeld, K., 2021: Global carbon and other biogeochemical cycles and feedbacks. *In Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA*, 673-816. https://doi.org/10.1017/9781009157896.007

Catling, D.C. and *Zahnle, K.J.*, 2020: The Archean atmosphere. *Science Advances* 6, eaax1420. https://doi.org/10.1126/sciadv.aax1420

Clark, I.D., 1971: The chemical knetics of CO_2 atmospheres. *Journal of Atmospheric Sciences* 28, 847-858. https://doi.org/10.1175/1520-0469(1971)028<0847:TCKOCA>2.0.CO;2

Friedlingstein, P., O'Sullivan, M., Jones, M.W., Andrew, R.M., Bakker, D.C.E., Hauck, J., Landschützer, P., Le Quéré, C., Li, H., Luijkx, I.T., Peters, G.P., Peters, W., Pongratz, J., Schwingshackl, C., Sitch, S., Canadell, J.G., Ciais, P., Aas, K., Alin, S.R., Anthoni, P., Barbero, L., Bates, N.R., Bellouin, N., Benoit-Cattin, A., Berghoff, C.F., Bernardello, R., Bopp, L., Brasika, I.B.M., Chamberlain, M.A., Chandra, N., Chevallier, F., Chini, L.P., Collier, N.O., Colligan, T.H., Cronin, M., Djeutchouang, L., Dou, X., Enright, M.P., Enyo, K., Erb, M., Evans, W., Feely, R.A., Feng, L., Ford, D.J., Foster, A., Fransner, F., Gasser, T., Gehlen, M., Gkritzalis, T., Goncalves De Souza, J., Grassi, G., Gregor, L., Gruber, N., Guenet, B., Gürses, Ö., Harrington, K., Harris, I., Heinke, J., Hurtt, G.C., Iida, Y., Ilyina, T., Ito, A., Jacobson, A.R., Jain, A.K., Jarníková, T., Jersild, A., Jiang, F., Jones, S.D., Kato, E., Keeling, R.F., Klein Goldewijk, K., Knauer, J., Kong, Y., Korsbakken, J.I., Koven, C., Kunimitsu, T., Lan, X., Liu, J., Liu, Z., Lo Monaco, C., Ma, L., Marland, G., McGuire, P.C., McKinley, G.A., Melton, J., Monacci, N., Monier, E., Morgan, E.J., Munro, D.R., Müller, J.D., Nakaoka, S.I., Nayagam, L.R., Niwa, Y., Nutzel, T., Olsen, A., Omar, A.M., Pan, N., Pandey, S., Pierrot, D., Qin, Z., Regnier, P.A.G., Rehder, G., Resplandy, L., Roobaert, A., Rosan, T.M., Rödenbeck, C., Schwinger, J., Skjelvan, I., Smallman, T.L., Spada, V., Sreeush, M.G., Sun, Q., Sutton, A.J., Sweeney, C., Swingedouw, D., Séférian, R., Takao, S., Tatebe, H., Tian, H., Tian, X., Tilbrook, B., Tsujino, H., Tubiello, F., van Ooijen, E., van der Werf, G., van de Velde, S.J., Walker, A., Wanninkhof, R., Yang, X., Yuan, W., Yue, X. and *Zeng, J.,* 2026: Global Carbon Budget 2025. *Earth Syst. Sci. Data*, 18, 3211-3288, https://doi.org/10.5194/essd-18-3211-2026,

Ganopolski, A., Winkelmann, R., Schellnhuber, H.J., 2016: Critical insolation–CO_2 relation for diagnosing past and future glacial inception. *Nature* 529, 200-203. https://doi.org/10.1038/nature16494

Gimeno, L., Eiras-Barca, J., Durán-Quesada, A.M., Dominguez, F., van der Ent, R., Sodemann, H., Sánchez-Murillo, R., Nieto, R. and *Kirchner, J.W.,* 2021: The residence time of water vapour in the atmosphere. *Nature Reviews Earth & Environment* 2, 558-569. https://doi.org/10.1038/s43017-021-00181-9

Haszpra, L., 2024a: Metán: az ózonképződéstől az éghajlatváltozásig. *Légkör* 69, 18-24. https://doi.org/10.56474/legkor.2024.1.1

Haszpra, L., 2024b: Multi-decadal atmospheric carbon dioxide measurements in Hungary, central Europe. *Atmos. Meas. Tech.* 17, 4629-4647. https://doi.org/10.5194/amt-17-4629-2024

Haszpra, L., 2025: A légkör szerepe az éghajlati rendszerben. *Légkör* 70, 134-142. https://doi.org/10.56474/legkor.2025.3.1

Haszpra, L., 2026: A szén biogeokémiai körforgalma és az éghajlat. *Légkör* 71, 2-9. https://doi.org/10.56474/legkor.2026.1.1

IPCC, 1990: Climate Change. The IPCC Scientific Assessment. Report prepared for IPCC by Working Group 1. (eds.: J. T. Houghton, G. J. Jenkins, J .J .Ephraums.) Cambridge University Press. Cambridge - New York - Port Chester - Melbourne - Sydney.

IPCC, 2001: Climate Change 2001. The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. (eds.: Houghton, J. T., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguer, M., Van der Linden, P. J., Dai, X., Maskell, K., Johnson, C. A.) Cambridge University Press. Cambridge - New York - Melbourne - Madrid - Cape Town.

Joos, F., Gerber, S., Prentice, I.C., Otto-Bliesner, B.L. and *Valdes, P.J.,* 2004: Transient simulations of Holocene atmospheric carbon dioxide and terrestrial carbon since the Last Glacial Maximum. *Global Biogeochemical Cycles* 18, GB2002. https://doi.org/10.1029/2003GB002156

Joos, F., Roth, R., Fuglestvedt, J.S., Peters, G.P., Enting, I.G., von Bloh, W., Brovkin, V., Burke, E.J., Eby, M., Edwards, N.R., Friedrich, T., Frölicher, T.L., Halloran, P.R., Holden, P.B., Jones, C., Kleinen, T., Mackenzie, F.T., Matsumoto, K., Meinshausen, M., Plattner, G.K., Reisinger, A., Segschneider, J., Shaffer, G., Steinacher, M., Strassmann, K., Tanaka, K., Timmermann, A. and *Weaver, A.J.*, 2013: Carbon dioxide and climate impulse response functions for the computation of greenhouse gas metrics:

a multi-model analysis. *Atmos. Chem. Phys*. 13, 2793-2825. https://doi.org/10.5194/acp-13-2793-2013

Kaufhold, C., Willeit, M., Liu, B. and *Ganopolski, A.*, 2025a: Assessing the lifetime of anthropogenic CO_2 and its sensitivity to different carbon cycle processes. *Biogeosciences* 22, 2767-2801. https://doi.org/10.5194/bg-22-2767-2025

Kaufhold, C., Willeit, M., Munhoven, G., Klemann, V. and *Ganopolski, A.*, 2025b: Timing of a future glaciation in view of anthropogenic climate change. *Communications Earth & Environment* 6, 1016. https://doi.org/10.1038/s43247-025-02867-0

Keeling, C.D., Piper, S.C., Bacastow, R.B., Wahlen, M., Whorf, T.P., Heimann, M. and *Meijer, H.A.*, 2001: Exchanges of atmospheric CO_2 and $13CO_2$ with the terrestrial biosphere and oceans from 1978 to 2000. I. Global aspects. *SIO Reference Series, No. 01-06, Scripps Institution of Oceanography, San Diego* http://escholarship.org/uc/item/09v319r9

King, A.D., Alastrué de Asenjo, E., Maycock, A.C., Ziehn, T., Borowiak, A.R., Clark, S. and *Maher, N.*, 2025: Detectability of post-net zero climate changes and the effects of delay in emissions cessation. *Earth's Future* 13, e2025EF006918. https://doi.org/10.1029/2025ef006918

Lacis, A.A., Schmidt, G.A., Rind, D. and *Ruedy, R.A.*, 2010: Atmospheric CO_2: principal control knob governing Earth's temperature. *Science* 330, 356-359. https://doi.org/10.1126/science.1190653

MacDougall, A.H., Frölicher, T.L., Jones, C.D., Rogelj, J., Matthews, H.D., Zickfeld, K., Arora, V.K., Barrett, N.J., Brovkin, V., Burger, F.A., Eby, M., Eliseev, A.V., Hajima, T., Holden, P.B., Jeltsch-Thömmes, A., Koven, C., Mengis, N., Menviel, L., Michou, M., Mokhov, I.I., Oka, A., Schwinger, J., Séférian, R., Shaffer, G., Sokolov, A., Tachiiri, K., Tjiputra, J., Wiltshire, A., and *Ziehn, T.*, 2020: Is there warming in the pipeline? A multi-model analysis of the Zero Emissions Commitment from CO_2. *Biogeosciences* 17, 2987-3016. https://doi.org/10.5194/bg-17-2987-2020

Martinez-Boti, M.A., Foster, G.L., Chalk, T.B., Rohling, E.J., Sexton, P.F., Lunt, D.J., Pancost, R.D., Badger, M.P.S. and *Schmidt, D.N.*, 2015: Plio-Pleistocene climate sensitivity evaluated using high-resolution CO_2 records. *Nature* 518, 49-54. https://doi.org/10.1038/nature14145

Morice, C.P., Berry, D.I., Cornes, R.C., Cowtan, K., Cropper, T., Hawkins, E., Kennedy, J.J., Osborn, T.J., Rayner, N.A., Recinos Rivas, B., Schurer, A.P., Taylor, M., Teleti, P.R., Wallis, E.J., Winn, J and *Kent, E.C.*, 2025: An observational record of global gridded near-surface air temperature change over land and ocean from 1781. *Earth Syst. Sci. Data* 17, 7079-7100. https://doi.org/10.5194/essd-17-7079-2025

Parker, D.E., Wilson, H., Jones, P.D., Christy, J.R. and *Folland, C.K.*, 1996: The impact of Mount Pinatubo on world-wide temperatures. *International Journal of Climatology* 16, 487-497. https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(199605)16:5<487::AID-JOC39>3.0.CO;2-J

Petty, G.W., 2006: A first course in atmospheric radiation. Sundog Publishing, Madison, Wisconsin, USA

Romaniello, V., Spinetti, C., Silvestri, M. and *Buongiorno, M.F.*, 2021: A methodology for CO_2 retrieval applied to hyperspectral PRISMA data. *Remote Sensing* 13, 4502. https://doi.org/10.3390/rs13224502

Ruddiman, W.F., Fuller, D.Q., Kutzbach, J.E., Tzedakis, P.C., Kaplan, J.O., Ellis, E.C., Vavrus, S.J., Roberts, C.N., Fyfe, R., He, F., Lemmen, C. and *Woodbridge,* J., 2016: Late Holocene climate: Natural or anthropogenic? *Reviews of Geophysics* 54, 93-118. https://doi.org/10.1002/2015RG000503

Schmidt, G.A., Ruedy, R.A., Mille, R.L. and *Lacis, A.A.*, 2010: Attribution of the present-day total greenhouse effect. *J. of Geophysical Research* 115D, D20106. https://doi.org/10.1029/2010JD014287

Seinfeld, J.H. and *Pandis, S.N.*, 2016: Atmospheric chemistry and physics. From air pollution to climate change. John Wiley & Sons, Hoboken, New Jersey

Tans, P.P., 1997: The CO2 lifetime concept should be banished. An Editorial comment. *Climatic Change* 37, 487-490. https://doi.org/10.1023/A:1005373006194

Toohey, M., Jia, Y., Khanal, S. and *Tegtmeier, S.*, 2025: Stratospheric residence time and the lifetime of volcanic stratospheric aerosols. *Atmos. Chem. Phys*. 25, 3821-3839. https://doi.org/10.5194/acp-25-3821-2025

Watson, R.T., Rodhe, H., Oeschger, H. and *Siegenthaler, U.*, 1990: Greenhouse gases and aerosols. In: Climate Change. The IPCC Scientific Assessment (Eds.: J. T. Houghton, G. J. Jenkins, J. J. Ephraums), Cambridge University Press, Cambridge - New York - Port Chester -Melbourne - Sydney, 1-40

Wild, M., Folini, D., Hakuba, M., Schär, C., Seneviratne, S., Kato, S., Rutan, D., Ammann, C., Wood, E. and *König-Langlo, G.*, 2015: The energy balance over land and oceans: an assessment based on direct observations and CMIP5 climate models. *Climate Dynamics* 44, 3393-3429. https://doi.org/10.1007/s00382-014-2430-z

Williams, R.G., Roussenov, V., Frölicher, T.L. and *Goodwin, P.*, 2017: Drivers of continued surface warming after cessation of carbon emissions. *Geophysical Research Letters* 44, 10,633-610,642. https://doi.org/10.1002/2017GL075080

Xu, N., Wang, T., Wang, Y., Dong, J. and *Bao, W.*, 2025: Photosynthetic responses of forests to elevated CO_2: A cross-scale constraint framework and a roadmap for a multi-stressor world. *Biology* 14, 1534. https://doi.org/10.3390/biology14111534