

Topál Dániel

A globális klímaváltozás hatásai az Északi-sarkvidéken



Bevezetés

Ebben a fejezetben az északi-sarki éghajlati változásokat vesszük szemügyre. Elsőként áttekintjük az éghajlatváltozás fizikai alapjait, majd rátérünk az északi-sarki tengeri jég és a grönlandi jégtakaró változásaira, amelyek az antropogén éghajlati kényszer egyik leginkább kézzelfogható jelei. Hazánkban csak kevesen foglalkoznak az Északi-sarkot célzó éghajlati kutatásokkal; ez a fejezet mintegy ösztönzőként is hathat további kutatások előmozdítására.

Az éghajlat definíciója

Az *éghajlat* meghatározásához a releváns légköri változók (például a hőmérséklet, a csapadék, szél) időben vett átlagát és változékonyságát egyaránt vizsgáljuk. Az éghajlat definíció szerint a napi szintű légköri változások (azaz az *időjárás*) szintézisének – statisztikai átlagának – tekinthető. Egy adott régió éghajlatának leírásához információ szükséges az átlagos időjárási körülményekről, az évszakos változékonyságról, valamint az időjárási szélsőségek előfordulási valószínűségéről. A Meteorológiai Világszervezet (WMO) szabványa szerint az éghajlat meghatározásához használt átlagolás elvégzésére 30 év ajánlott. Azt is figyelembe kell vennünk, hogy a légkör állapotát, amelyet az éghajlat fenti meghatározásában használunk, számos olyan folyamat befolyásolja, amely nemcsak a légkört (atmoszféra), hanem a hidroszférát (óceánok, tengerek,

természetes vizek), a krioszférát (a sarki területek, valamint a hegyvidékek jéggel borított részei) és a bioszférát (az összes élő szervezet), valamint a különböző szférák közti kölcsönhatásokat is érinti (IPCC 2023). Ezért mindinkább elterjedő fogalom az *éghajlati rendszer*, amely mind az átlagos időjárást, mind pedig a különböző szférák közti kölcsönhatásokat magában foglalja.

Az éghajlatváltozás fizikai alapjai és a globális átlaghőmérséklet emelkedése

Az antropogén tevékenység következtében a modern műszeres mérések kezdete óta (1979) évente körülbelül 1%-kal növekszik a légköri szén-dioxid-koncentráció, amely az éghajlati rendszer *kényszerű változásait*¹ eredményezi. Az emberi tevékenység éghajlat-módosító hatásának megértéséhez elsőként tekintsük meg az éghajlati rendszer energia-háztartását! Az éghajlat „állandóságának” feltétele, hogy a Föld éghajlata úgynevezett sugárzási egyensúlyban legyen. Ez azt jelenti, hogy a Napból érkező sugárzási energia (amely a légköri mozgások, így az időjárás változásának is mozgatórugója) és a Föld által visszasugárzott/visszavert energia egyensúlyban van. Az éghajlati rendszer energiája szinte teljes egészében a Napból érkező elektromágneses sugárzás. A Föld légkörének tetején, a napsugarakra merőleges, átlagos Föld–Nap-távolságban lévő felületre mintegy 1360 W/m^2 jut (KOPP–LEAN 2011). Ennek az energiának valamivel kevesebb mint a fele az elektromágneses spektrum látható tartományába eső sugárzás formájában érkezik, a fennmaradó rész pedig főként a közeli infravörös tartományba esik, és kisebb mértékben az ultraibolya tartományba.

A Föld felszínéről a világűr felé távozó sugárzási energia számos formát ölt. A felhők például közvetlenül visszaverik a beérkező sugárzás egy részét hasonlóan a sarki területeket borító jéghez. Az energiának ezt a visszavert hányadát nevezzük a Föld *albedójának*, amelynek értéke mintegy 30% (GOOSSE 2015). A világóceán relatíve sötétebb felszíne több napsugárzást nyel el, mint amennyit visszaver – az albedója kicsi –, míg a sarki területek jéggel borított felszínének relatíve magasabb az albedója, azaz nagymértékben visszaveri a sugárzási energiát, amivel egyfajta természetes hűtőként üzemel a Föld energia-háztartása szempontjából. A légköri energia-háztartás szempontjából még kulcsfontosságúak

¹ A *kényszer* itt egyszerűen fogalmazva az éghajlati rendszert valamilyen módon egyensúlyi állapotából kibillenteni képes külső hatás.

a légkörben található üvegházhatású gázok, mint például a vízgőz, amely a leg-erősebb üvegházhatású gáz. Az üvegházhatású gázok a Föld által visszasugárzott hosszúhullámú kisugárzást elnyelik, majd a térszög minden irányába visszasugározzák – ennek a sugárzásnak a földfelszínre előrése az üvegházhatásnak köszönhető felszíni hőmérsékletnövekedés.

A Föld energia-háztartásában bekövetkező változásokat, azaz az egyensúlyi állapottól való eltérést (perturbációt) számszerűsíti az úgynevezett „sugárzási kényszer”. Ez definíció szerint a nettó (a földfelszín felé mínusz a világűr felé irányuló) sugárzási fluxus változása W/m^2 -ben kifejezve. Az éghajlati rendszert különböző típusú perturbációk érhetik, például a beérkező napsugárzás mennyiségének vagy a légkör összetételének változása. Az éghajlat a perturbációk hatására reagál, úgynevezett „éghajlati választ” produkál, és végül új egyensúlyi állapotba kerül. A Föld éghajlatát befolyásoló fő tényezők, amelyek a sugárzási kényszeren keresztül képesek megváltoztatni a Föld energia-háztartását, két fő kategóriába sorolhatók. Ezek a természetes és mesterséges (vagyis antropogén) eredetű kényszerek.

Természetes kényszerkomponens például a Napból a teljes elektromágneses spektrumban érkező sugárzás változékonyságát kifejező napállandó (amely az utóbbi évtizedekben tapasztalt gyors éghajlati változások időskáláján valóban állandónak tekinthető) vagy a vulkánkitörések során a légkörbe kerülő vulkáni hamuból (főként kén-dioxid) oxidálódó szulfát aeroszol részecskék légköri koncentrációja, amelyek képesek a globális éghajlatot kb. egy-két évre befolyásolni (lehűteni). A légkörben található számos üvegházhatású gáz légköri koncentrációjának változása is természetes eredetű kényszerű éghajlati változásokat eredményezhet, különös tekintettel azokra a gázokra, amelyek légköri tartózkodási ideje nagy (például a szén-dioxid vagy a metán). Ezek természetes változékonysága azonban szintén állandónak tekinthető azokon az időskálákon, amelyekről a modern globális éghajlatváltozás során beszélünk (évtizedek, évszázadok).

Az antropogén kényszer elsősorban ez utóbbi tényező révén, a légköri üvegházhatású gázok koncentrációjának változásán keresztül fejt ki éghajlat-módosító hatást vagy másképp sugárzási kényszert. Az elmúlt 250 évben tehát döntően a légköri üvegházhatású gázok koncentrációjának növekedése (ezek közül is a CO_2 -koncentráció változása) az, ami hozzájárult az 1750-től napjainkig megfigyelt közel $2 W/m^2$ sugárzási kényszerhez. Ez a többletenergia a fő oka a tapasztalt éghajlati változásoknak, amelyek közül a globális átlaghőmérséklet emelkedése a legkézzelfoghatóbb bizonyíték. A globális felszínhőmérséklet átlaga az elmúlt évtizedben körülbelül $1^\circ C$ -kal haladta meg az 1850–1900 közötti időszak átlagát. Ez a felmelegedés a kibocsátási

forgatókönyvektől függően tovább folytatódik, 2100-ig 1,5–5 °C közötti globális átlaghőmérséklet-emelkedést várunk (IPCC 2023). A jelenlegi globális átlaghőmérséklet vagy a jégta-
karók kiterjedése tehát nincsenek egyensúlyban az aktuális légköri CO₂-koncentrációval, a sugárzási kényszerre adott válasz kialakulása jelenleg is tart.

Az északi-sarkvidéki krioszféra utóbbi 45 évben megfigyelt változásai

Jelen könyv szempontjából kiemelten fontosak a krioszférát érintő éghajlati változások. A krioszféra a Föld felszínének az a része, ahol a víz szilárd formában létezhet. Idetartozik a tengeri jég, a tavak és folyók jege, a hótakarók, a gleccserek, a jégsapkák és jégta-
karók, valamint a permafroszt (fagyott talaj). Ebben a fejezetben kizárólag az északi-sarkvidéki krioszféra egyes elemeivel; a Jeges-tenger felszínét borító tengeri jéggel és a grönlandi jégta-
karóval foglalkozunk.

„Kényszer-visszacsatolás-válasz” és az északi-sarkvidéki felerősítés

Az Északi-sarkvidék éghajlati rendszerben betöltött fontos szerepének szemléltetéséhez további fontos fogalmakkal kell megismerkednünk. Mint azt az előzőkben már említettük, az éghajlati rendszer állapotát jellemző változók (például hőmérséklet) az antropogén sugárzási kényszerre (ΔQ) adott válaszként megváltoznak. Ezzel párhuzamosan a légköri sugárzási mérleg is változik, amely olyan visszacsatolást indukál, amely *felerősítheti* (pozitív visszacsatolás) vagy *tompíthatja* (negatív visszacsatolás) a perturbáció közvetlen hatását. Ennek megértéséhez leegyszerűsítjük a légköri komplex folyamatokat, és azt feltételezhetjük, hogy az antropogén sugárzási kényszer hatására a légkör külső határán bekövetkező sugárzási változások jól becsülhetők pusztán a globális felszíni átlaghőmérséklet (T_c) változásainak függvényében. Ezt a választ (ΔR) úgy írhatjuk, mint $\Delta R = \Delta Q + \lambda * \Delta T_c$, ahol a λ (W m⁻² K⁻¹) úgynevezett „éghajlati visszacsatolási paraméter”, amely a T_c globális felszínhőmérséklet ΔQ sugárzási kényszerre adott válaszá-
nak mértékét szabályozza. A perturbációt követő elegendően sok idő után a rendszer a $\Delta R = 0$ állapothoz tartozó egyensúlyi állapotba kerül. A λ visszacsatolási paraméter értéke a pozitív és negatív visszacsatolások együttes hatásából adódik. Minél nagyobb a λ abszolút értéke (azaz minél erősebbek a negatív visszacsatolások), annál stabilabb a rendszer, és annál kisebb

egy adott sugárzási kényszerre adott hőmérséklet-változás. A fenti egyenlet alapján kapjuk a ΔQ sugárzási kényszerre adott globális felszínhőmérséklet-változást: $\Delta T_G = \frac{1}{\lambda} \Delta Q$. Ebből definiáljuk az egységnyi sugárzási kényszerhez tartozó úgynevezett „éghajlati érzékenység” paramétert: $\alpha = \frac{1}{\lambda}$, amelynek mértékegysége $\text{K m}^2 \text{W}^{-1}$ (α -nak mindig pozitívnak kell lennie ahhoz, hogy egy *pozitív* sugárzási kényszerhez globális *felmelegedés* társuljon). Miután az egységnyi ($\Delta Q = 1 \text{ W/m}^2$) sugárzási kényszerhez tartozó hőmérséklet-változás kissé elvont fogalom, a gyakorlatban az úgynevezett „egyensúlyi éghajlati érzékenységet” határozzák meg, amely definíció szerint a globális átlagos felszínhőmérséklet-változás értéke akkor, amikor a légköri CO_2 koncentrációjának (az iparosodás előtti értékéhez képesti) megduplázódására adott válaszul az éghajlati rendszer már stabilizálódott egy új egyensúlyi állapotban. Ez a fenti egyenlet alapján $\Delta Q = 3,7 \text{ W/m}^2$ sugárzási kényszernek felel meg.

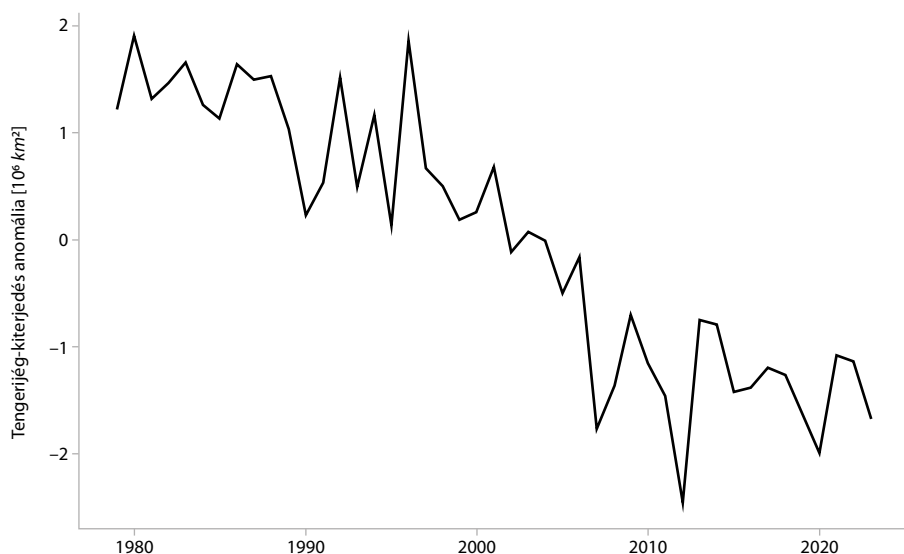
Az északi-sarkvidéki területekhez kapcsolódó legfontosabb éghajlati visszacsatolási folyamat a hó és a jég magas albedójából adódó, úgynevezett „jég-albedó visszacsatolás”. Egy hőmérséklet-emelkedést okozó perturbáció hatására a hóval és jéggel borított területek nagysága lecsökken, ami a felszíni albedó csökkenéséhez vezet. Ennek következtében a relatíve sötétebb felszínek több beérkező sugárzást nyelnek el, ami további felmelegedéshez vezet. Ez a jelenség rendkívüli módon tetten érhető az Északi-sarkvidéken, ahol a globális átlagot akár négyszer is meghaladó (úgynevezett „arktikus felerősítés” vagy *Arctic amplification*) melegedést mértek az elmúlt négy évtizedben (RANTANEN et al. 2022). Ezért kiemelten fontos a sarki jéggel borított területek fizikai folyamatainak megértése, a kutatások és a tudományterületek közötti együttműködések sürgetése.

A fenti levezetés azonban jelentős mértékben leegyszerűsített a valós éghajlati rendszerhez képest. Bonyodalmat okoz egyrészt, hogy potenciálisan nem lineáris módon is válaszolhat a felszínhőmérséklet a sugárzási kényszerre, valamint az is, hogy a globális átlag nem mindig reprezentatív a regionálisan erősen különböző területek folyamataira. Így például az északi-sarkvidéki területekre, ahol az éghajlati rendszer természetes változékonysága igen nagy mértékű (TOPÁL–DING 2023). Az északi-sarkvidéki éghajlati kutatások során tehát figyelembe kell vennünk, hogy az antropogén üvegházhatású gázok által okozott sugárzási kényszer jelentősen befolyásolja a légkör természetes változékonysága, amely a rendszer sajátos dinamikájából, annak kaotikus jellegéből adódik. Erről lentebb részletesen is szót ejtünk. Az éghajlati rendszer válasza az antropogén kényszerre tehát fokozott bizonytalanságokkal terhelt a sarki területeken, amely tény kiemelt jelentőséget kölcsönöz az északi-sarkvidéki kutatásoknak.

A tengeri jég megfigyelt változásai

A tengeri jég a tengervíz megfagyásakor képződő mozgó közeg, amelynek jelentős a szezonalitása (hasonlóan a kontinentális hótakaróhoz): nyáron nagymértékben csökken a tengeri jég koncentrációja. Általánosságban ezért azokat a hónapokat szokás vizsgálni, amikor a tengeri jég minimális (szeptember), illetve maximális (március) kiterjedést mutat egy adott éven belül. A tengeri jég koncentrációját például egy műholdkép rácspontjának azon hányadaként határozzuk meg, amelyet ténylegesen tengeri jég borít. Az 1 értékű (vagyis 100%-os) jégkoncentráció tehát egy összefüggő jégtakarónak, míg a 0 érték a nyílt óceánnak felel meg: e között a két érték között változhat a tengeri jég koncentrációja. Szokványos mérőszám a tengeri jég „kiterjedése” (angolul *sea ice extent*): azon rácspontok területének összege, amelyekben legalább 0,15 (azaz 15%) a tengeri jég koncentrációja függetlenül az aktuális koncentráció értékétől. Ezzel a mérőszámmal a műholdas mérési bizonytalanságok figyelembevétele mellett egy könnyen számítható mennyiséget kapunk, amely összehasonlíthatóvá teszi a méréseket az éghajlati modellek tengerijég-szimulációival. Az úgynevezett *sea ice area*, azaz a tengeri jég „területe” szintén használatos mennyiség, amely abban különbözik a fenti tengeri jég kiterjedésétől, hogy figyelembe vesszük az adott tengeri jég koncentrációjának értékét is az integrálás során (azaz megszorozzuk a jég koncentrációjának értékét a rácspont területével, majd integráljuk minden rácspontra). A tengeri jég térbeli szerkezetét jellemző kifejezéseknek sincs egyelőre magyar szakirodalma. Ilyenek az egyébként folytonosan jéggel borított tenger/óceán felszínén található kisebb nyílt vízi területek, a tengeri jég szerkezetében található keskeny törések, hasadékok (angolul *leads*) vagy a nagyobb, tengeri jég által körbezárt összefüggő nyílt vízterületek, amelyeket angolul *polynya* kifejezéssel nevezünk meg. A tengeri jég felületén kialakuló olvadékvíz tavak (úgynevezett *melt ponds*) szintén fontos jelenségek a sarki területeken, bennük a jég-albedó visszacsatolás kifejezetten tetten érhető.

Az északi-sarkvidéki tengeri jég kiterjedésének 1979 (a műholdas mérések kezdete) óta megfigyelt drámai csökkenése a folyamatban lévő éghajlatváltozás már-már ikonikus szimbólumává vált. Leginkább a nyári (június–július–augusztus) hónapokra tehető az olvadás, amelynek integrált hatását a szeptemberi jég kiterjedésének mérésével szokás számszerűsíteni. A modern mérések kezdetéhez képest szeptemberben mára már csupán feleannyi jég borítja a Jeges-tenger felszínét (1. ábra). Míg a globális felszíni átlaghőmérséklet tekintetében az antropogén sugárzási kényszer dominanciája mára vitathatatlan (HAWKINS et al. 2020), a regionális és így az északi-sarkvidéki területeket érintő változások tekintetében továbbra is nagy a bizonytalanság (DING et al. 2017;



1. ábra: Szeptemberi tengeri jég-kiterjedés eltérése
a hosszú idejű (1979–2023) átlagtól (azaz anomália)

Forrás: National Snow and Ice Data Centre,

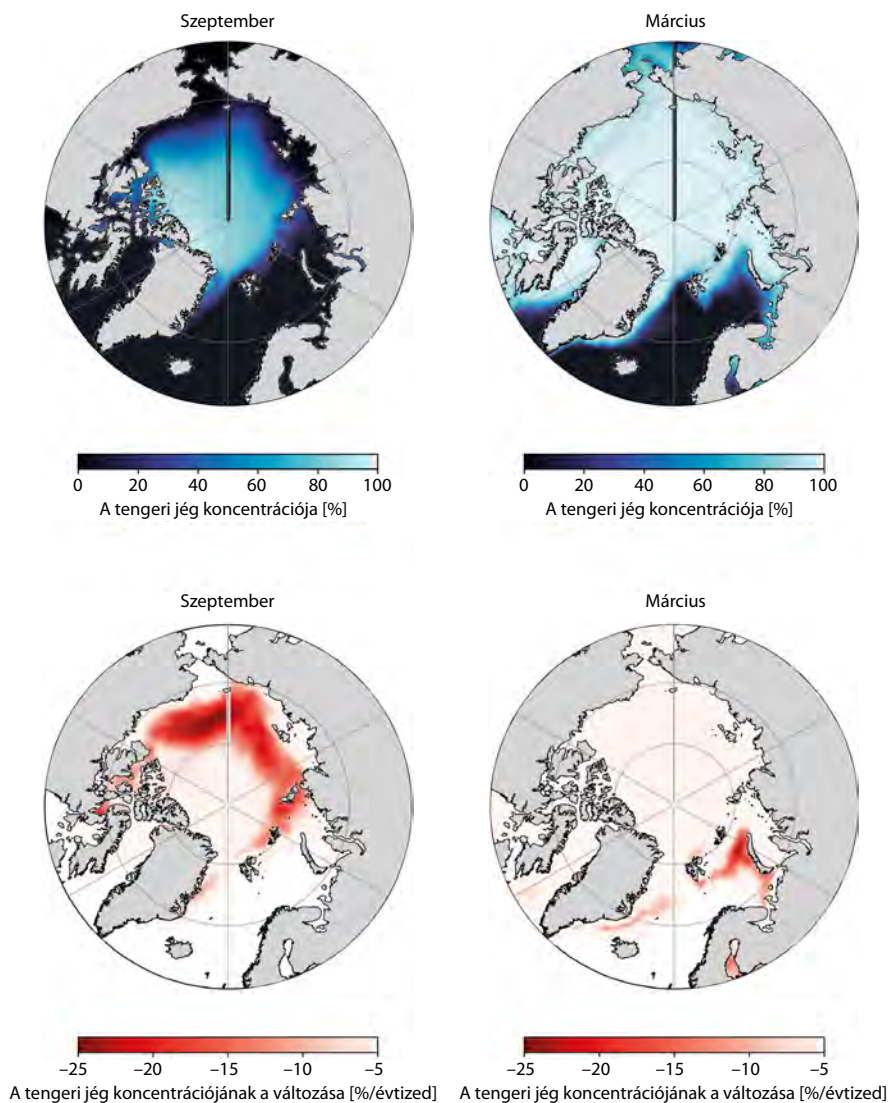
https://noaadata.apps.nsidc.org/NOAA/Go22o2_V4/north/monthly/

TOPÁL–DING 2023). Mindazonáltal a megfigyelt sarkvidéki felmelegedés jelentős – de még bizonytalan – része kétségtelenül az antropogén kényszernek és a hozzá kapcsolódó pozitív visszacsatolásoknak tulajdonítható, amelyeket együttesen a már fentebb említett északi-sarkvidéki felerősítésnek (*Arctic amplification*) neveznek (DESER et al. 2010; SCREEN–SIMMONDS 2010; NOTZ–STROEVE 2016; SCREEN et al. 2018).

Az északi-sarkvidéki regionális változásokat tekintve a legnagyobb nyári (szeptemberi) jégolvadás a Csendes-óceán felőli térségben (Beaufort- és Csukcs-tenger) tapasztalható, míg télen leginkább az Atlanti-óceán felőli térségben (Barents- és Kara-tenger) a legnagyobb mértékű a jégveszteség (2. ábra). Az olvadás mögött álló fizikai okok tekintetében légköri és óceáni eredetű folyamatok is szerepet kapnak. Az óceáni folyamatok közül kiemelendők az északi-sarkvidéki térségbe az alacsonyabb szélességekről beáramló víztömegek, amelyek melegebbek és sósabbak is a sarki tengerek vizeinél. A relatíve melegebb óceáni áramlatok a klímaváltozás hatására tovább melegednek, ami az északi-sarkvidéki térségben elsődlegesen a tengeri jég vízfelszínnel érintkező alsó részén fejt ki olvasztó hatást (úgynevezett *basal melt*), ezzel pedig a jég vastagságát csökkenti. A légköri folyamatok közül mind a rövidhullámú,

mind pedig a hosszúhullámú sugárzás hozzájárul a sarki tengeri jég olvadásához, ami elsősorban a jég felszíni részén fejt ki olvasztó hatást (úgynevezett *surface melt*), de a konduktivitás révén a tengeri jég alján is képes olvasztani. Így a légköri hatások nemcsak a jég kiterjedését, de annak vastagságát is könnyen befolyásolják. A jégolvadás szempontjából fontos tényező a sarki magaslégtörő (5–7 km magasságú) cirkuláció (vagyis szelek) a műholdas mérések kezdete óta megfigyelt változásai, amelyek friss kutatások szerint a megfigyelt jégolvadás mintegy 50%-áért felelősek (DING et al. 2017; TOPÁL–DING 2023). A megfigyelt légköri áramlatok trendje (főként a nyári hónapokban) mindinkább egy anticiklonra jellemző cirkulációs mintázat kialakulását jelzi. Az anticiklon magjában a légkör teteje felől a felszín felé leszálló levegő adiabatikusan (azaz a környezetével vett hőcsere nélkül) felmelegszik, ami a felszínközeli melegedvekciós hatásokkal együtt (az anticiklon széléről a közepe felé a felszín közelében áramló levegő) a hosszúhullámú sugárzás anomálinak erősödését okozza az alsó troposzférában. Ez pedig a felszín felmelegedéséhez és a tengeri jég olvadásához vezet. Fontos kiemelni, hogy ez a mechanizmus az éghajlati modellek szerint csupán kismértékben kapcsolódik az antropogén kényszerhez. A megfigyelések szerint a sarki légköri változások háttérében inkább a trópusi Csendes-óceán középső, keleti medencéjében megfigyelt felszínhőmérsékleti anomáliák játszanak szerepet, amelyek légköri hullámmozgásokat keltve „hidat” képeznek a trópusi és az északi-sarkvidéki éghajlati változások között (TOPÁL–DING 2023). Az azonban, hogy a folyamatban mekkora szerep jut az antropogén sugárzási kényszernek, napjaink egyik legfontosabb, máig megválaszolatlan kérdése.

Az oladásért szintén felelős antropogén kibocsátás okozta sugárzási kényszer hatásait az északi-sarkvidéki területeken tovább erősíti a fentebb már említett jég-albedó visszacsatolás (SCREEN–SIMMONDS 2010). A jég elolvadása után hátramaradó relatíve sötétebb tengerfelület több rövidhullámú sugárzást képes elnyelni, ezzel pedig tovább gyorsítja az oladást, valamint a hőenergiát el is tárolja az óceán. A nyáron eltárolt többletenergiát a rákövetkező őszi és téli folyamán (amikor sötétségbe borul a Jeges-tenger nagy része) az óceán „visszaadja” a légkörnek, amivel jelentősen befolyásolhatja a sarki légköri áramlatokat. Ez a hatás a kutatások szerint a közepes szélességeket is elérheti sarki hidegbetörések formájában (YE et al. 2024). Fontos azonban megjegyezni, hogy a legújabb kutatások ezeket a jégolvadás által okozott légköri cirkulációs változásokat minimálisnak ugyan, de nem elhanyagolhatónak tartják (például SMITH et al. 2022). Láthatjuk tehát, hogy az északi-sarkvidéki jégolvadás korántsem lokális probléma. Az északi-sarkvidéki tengeri jégolvadás szorosan a globális éghajlati rendszerhez csatolt, amelynek változásaira nemcsak reagál, de vissza is hat.



2. ábra: Az északi-sarkvidéki tengeri jég átlagos kiterjedése (az 1979–2023 időszakra átlagolva) szeptember és március hónapokban (felső panelek), valamint az 1979–2023 időszakra számított lineáris trend, azaz az elmúlt 45 év alatt megfigyelt változások %/évtized mértékegységben (alsó panelek)

Forrás: National Snow and Ice Data Centre,

https://noaadata.apps.nsidc.org/NOAA/Go22o2_V4/north/monthly/

A grönlandi jégta­karó megfigyelt változásai

A jégta­karók jég­to­me­gegyen­su­lya a fel­szí­ni to­me­gmér­leg (a hófelhalmozódás és a fel­szí­ni olvadékvíz lefo­lyá­sa­nak kü­lön­bsé­ge), a lá­ba­za­ti (angolul *basal*) to­me­gmér­leg (a jégta­karó alapkő­zet­tel érint­ke­ző ré­szén tör­te­nő jég­ké­p­ző­dé­ és olva­dás miatti nettó to­me­gvál­to­zás) és a jégta­karó di­na­mi­kai fo­lya­ma­ta­inak függ­vé­nye. A di­na­mi­kai fo­lya­ma­tok kö­zé tar­to­zik a jégta­karó alá lefo­lyó olvadékvíz, il­let­ve az úgy­ne­vezett *calving*, amely a fel­szí­ni vi­ze­k­hez ké­pest me­le­gebb, mé­lyeb­ben (pár 100 mé­ter mé­ly­ség­ben) ta­lá­lha­tó ó­ceáni vi­ze­k és a jégta­karó ten­ge­r­szí­nt alatti ré­szei­nek ta­lá­lko­zá­sa­ból ere­dő fel­szí­n alatti olva­dás. A to­me­gmér­leg több évtizede negatív a grönlandi jégta­karó e­se­te­ben, amely­nek ér­te­ke a 2002 és 2022 kö­zötti idő­szak­ban mű­holdas mé­re­sek alap­ján $-255 \pm 19 \text{ Gt év}^{-1}$ (HANNA et al. 2024). Ez kö­rül­be­lül $0,74 \text{ mm év}^{-1}$ ten­ge­r­szí­nt-egyenérték­nek fe­lel meg, te­hát a két évtized alatt a grönlandi jégta­karó olva­dása min­te­gy 15 mm glo­bális ten­ge­r­szí­nt-emel­ke­dé­st ere­d­ményezett. A grönlandi jégta­karó olva­dása a tel­jes glo­bális ten­ge­r­szí­nt-emel­ke­dés min­te­gy ne­gye­de­ért fe­lelős önál­lóan (a hegy­vi­dé­ki gleccserek és az antarktiszi jégta­karó olva­dásán ki­vül).

A grönlandi jégta­karó olva­dását – a ten­ge­ri jég­hez ha­son­lóan – mind lé­g­kö­ri, mind pe­dig ó­ceáni fo­lya­ma­ta­tok is befo­lyá­so­lják. A lé­g­kö­ri fo­lya­ma­ta­tok a jégta­karó to­me­gmér­le­gét szé­les tér- és idő­ská­lán ké­pesek befo­lyá­so­lni. A lé­g­kö­ri cir­ku­lá­ció el­so­sor­ban a hó/jég felhalmozódására és annak olva­dására gyako­rolt kö­zvet­len ha­ta­sa ré­vén befo­lyá­so­lja a jégta­karót, a hó- és csapa­dé­k­men­nyisé­get, va­lamint a fel­szí­ni sugár­zá­si mér­le­get sa­ba­lyoz­va. A ten­ge­ri je­get is befo­lyá­so­ló fen­tebb emlí­te­tt anti­ciklonális cir­ku­lá­ciós mintá­zat éppúgy ha­ta­sal van a grönlandi jégta­karó to­me­gmér­le­gé­re (HANNA et al. 2024). Ó­ceáni fo­lya­ma­ta­tok el­so­sor­ban a ten­ge­r­ben vé­gző­dő grönlandi gleccserek és jég­ta­blák olva­dását okoz­zák. A Grönland kör­nyé­ki ó­ceán felme­le­ge­dé­se az 1990-es évek ele­je óta szá­mos part menti gleccser olva­dásában, a gleccserek frontális helyze­té­nek és vastagsá­gá­nak vá­lto­zá­sa­ban is szerepet játs­zott. Ezek a gleccserek nagy­részt sziklaszir­tszerű függő­le­ges jég­fal­ban vé­gző­dnek a fjordok­ban, ahol a gleccser fel­szí­n alatti ré­szé­nek olva­dását az ó­ceáni hőáramlás sa­ba­lyoz­za (HANNA et al. 2024).

A grönlandi jégta­karó olva­dása a je­len­legi legnagyobb egye­dül­i hoz­zá­járuló a glo­bális ten­ge­r­szí­nt emel­ke­dé­sé­hez (HoFER et al. 2020). A grönlandi jégta­karó olva­dását az an­tro­po­gén kényszert jól kö­zelítő modellszimulációk szé­pen vissza­ad­ják, azon­ban ér­de­mi szimulált lé­g­kö­ri cir­ku­lá­ciós vá­lto­zá­so­k nél­kül. Minde­köz­ben a megfigye­lé­sek alap­ján a lé­g­kö­ri cir­ku­lá­ció meg­vá­lto­zá­sa egyértelműen egy­ütt jár a grönlandi jégta­karó olva­dásá­val. Ez arra en­ged kö­vet­ke­z­te­etni, hogy a háttérben álló fi­zi­kai fo­lya­ma­ta­tok

a modellekben és a valóságban eltérők lehetnek (HANNA et al. 2024; TOPÁL et al. 2022). A modellek kiértékelése és fejlesztése napjaink szintén egyik legfontosabb sarki kutatási területe.

A jövőben várható változások

A jövőben várható változások becslését kizárólag éghajlati modellszimulációkkal lehetséges elvégezni (Norz – SIMIP Community 2020). A modelleket terhelő bizonytalanságok természetesen az előrejelzés bizonytalanságát is magukban hordozzák, amelyekkel együtt is számos trend kirajzolódik, ezek pedig összhangban állnak az elmúlt négy évtized megfigyeléseivel.

Az első jégmentes északi-sarkvidéki nyár eljövetele

Az északi-sarkvidéki tengeri jég hosszú távú csökkenését a kutatók, hajózási vállalatok és a helyi lakosok is figyelemmel kísérik, hiszen fontos pont lehet, amikor a Jeges-tenger (legalábbis szezonálisan) először válik jégmentessé. Ennek pontos meghatározása, előrejelzése azonban nem egyszerű, a vélemények és jóslatok igen csak eltérnek. Ezt mi sem szemlélteti jobban, mint az, hogy 2023 júniusában két, egymástól csupán néhány nap különbséggel megjelent *Nature* lapcsaládhoz tartozó publikáció látszólag ellentétes következtetésekre jutott. Az egyik tanulmány azt állította, hogy a jégmentes nyár hamarabb jöhet, mint várták, mert az éghajlati modellek alábecsülik az üvegházhatású gázok által okozott sugárzási kényszer következtében tapasztalt tengeri jégolvadást (Kim et al. 2023). A másik tanulmány azonban azt emelte ki, hogy a klímamodellek a természetes változékonyság szerepét becsülik alá, ami legalább egy évtizeddel késleltetheti az első jégmentes nyár eljövetelét (TOPÁL–DING 2023). A jégmentes nyár időpontjának eljövetelét övező széles körű érdeklődést tovább jelzi, hogy egy 2024. márciusi tanulmány következtetései szerint az első jégmentes északi-sarkvidéki nyár még ebben az évtizedben bekövetkezhet (JAHN et al. 2024).

A „jégmentes Északi-sarkvidék” kifejezés alatt nem azt értjük, hogy a teljes Jeges-tenger egész évben jégmentes lenne, hanem csak a nyári hónapokban megfigyelt jégmentességre gondolunk. Télen még legalább pár évszázadig nem várható, hogy elolvadjon a tengeri jég. A Jeges-tenger még nyáron sem kifejezetten meleg hely; a víz hőmérséklet

0°C körül mozog. Még néhány fokos globális átlaghőmérséklet-emelkedés sem zárja ki, hogy némi tengeri jég megmaradjon a legmelegebb hónapokban is. Ezért konszenzus szerint a jégmentesség határát az 1 millió km² tengeri jég kiterjedés jelenti (OVERLAND–WANG 2013). Az 1 millió km² alatti jégkiterjedés gyakorlatilag jégmentes körülményeket jelent a jeges-tengeri hajózás szempontjából, bár a foltokban fennmaradó jég még értékes élőhelyet biztosítana például a jegesmedvék számára.

Az ENSZ éghajlatváltozással foglalkozó kormányközi testülete (Intergovernmental Panel on Climate Change: IPCC) jelentése (IPCC 2023) szerint az északi-sarkvidéki tengeri jégvesztesség a globális felmelegedés egyik leglátványosabb és legkézzelfoghatóbb jele, és további intézkedések szükségesek a jégvesztesség csökkentésére és a klímaváltozás hatásainak mérséklésére. A globális közönségnek sürgősen csökkentenie kell az üvegházhatású gázok kibocsátását, hogy megakadályozza az északi-sarkvidéki tengeri jég további veszteségét, és megvédje az északi-sarkvidéki ökoszisztémát.

A grönlandi olvadás hozzájárulása a tengerszint emelkedéséhez 2100-ig

A grönlandi jégta­karó jövőbeli hozzájárulása a tengerszint emelkedéséhez a különböző kibocsátási forgatókönyvek szerint változik. Ezek a forgatókönyvek elsősorban azt hivatottak modellezni, hogy milyen mértékben csökken a jövőben az emberi tevékenységből származó üvegházgázok kibocsátása (IPCC 2023). Az IPCC által használt SSP5-8.5 forgatókönyv esetén az IPCC hatodik értékelő jelentésében szereplő előrejelzések szerint a grönlandi jégta­karó további 13 cm-rel (9–18 cm közötti valószínűsíthető tartományban) járulhat hozzá a tengerszint emelkedéséhez. A párizsi egyezményhez használt hasonló jövőbeli forgatókönyv (SSP2-4.5) szerint a tengerszint emelkedéséhez való hozzájárulás 8 cm (valószínűsíthetően 4–14 cm). A két forgatókönyv leginkább 2050 után tér el egymástól, amit a grönlandi nyári felszínhőmérséklet különbözőségei okoznak.

Összefoglalás

Az északi-sarki területeket érintő éghajlati változások az utóbbi négy évtizedben igencsak felgyorsultak. A jeges-tengeri jég és a grönlandi jégta­karó egyaránt fontos szerepet töltenek be az antropogén kényszerre adott éghajlati válasz szabályozásában.

A sarki változások következményei közül kiemelendő a jeges-tengeri jég olvadása miatt lehetségesen megnyíló új hajózási útvonalak és a hajózási útvonalakra vonatkozó tengerijég-előrejelzések felértékelődése. A sarki jég előrejelzéséhez azonban széles körű fizikai ismeretekre és helyszíni tapasztalatra van szükség, ami a probléma interdiszciplináris jellegét is jól mutatja. A sarki jég olvadása mellett az ökoszisztémát érintő változások sem elhanyagolhatók; a jegesmedvék számára például fontos élettér a tengeri jég. A fejezetben bemutatott változások felhívják a figyelmet arra, hogy miután a sarki területek a globális éghajlati rendszer komponenseihez szorosan csatolt, a látszólag távolban játszódó jelenségek, mindennapi életünkre is hatással vannak már a jelenben.

Felhasznált irodalom

- DESER, Clara et al. (2010): The Seasonal Atmospheric Response to Projected Arctic Sea Ice Loss in the Late Twenty-First Century. *Journal of Climate*, 23, 333–351. Online: <https://doi.org/10.1175/2009JCLI3053.1>
- DING, Qinghua et al. (2017): Influence of High-Latitude Atmospheric Circulation Changes on Summer-time Arctic Sea Ice. *Nature Climate Change*, 7(4), 289–295. Online: <https://doi.org/10.1038/nclimate3241>
- GOOSSE, Hugues (2015): *Climate System Dynamics and Modelling*. Cambridge: Cambridge University Press.
- HANNA, Edward et al. (2020): Mass Balance of the Ice Sheets and Glaciers – Progress since AR5 and Challenges. *Earth Science Reviews*, 201, 102976. Online: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102976>
- HANNA, Edward et al. (2024): Short- and Long-term Variability of the Antarctic and Greenland Ice Sheets. *Nature Reviews Earth & Environment*, 5, 193–210. Online: <https://doi.org/10.1038/s43017-023-00509-7>
- HAWKINS, Ed et al. (2021): Observed Emergence of the Climate Change Signal: From the Familiar to the Unknown. *Geophysical Research Letters*, 47(6), e2019GL086259. Online: <https://doi.org/10.1029/2019GL086259>
- HOFER, Stefan et al (2020): Greater Greenland Ice Sheet Contribution to Global Sea Level Rise in CMIP6. *Nature Communications*, 11, 6289.
- IPCC (2023): Summary for Policymakers. In The Core Writing Team – LEE, Hoesung – ROMERO, José (szerk.): *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*. Geneva: IPCC, 1–34. Online: <https://doi.org/10.59327/IPCC/AR6-9789291691647.001>
- JAHN, Alexandra – HOLLAND, Marika M. – KAY, Jennifer E. (2024): Projections of an Ice-free Arctic Ocean. *Nature Reviews Earth & Environment*, 5(3), 164–176. Online: <https://doi.org/10.1038/s43017-023-00515-9>

- KIM, Yeon-Hee et al. (2023): Observationally-constrained Projections of an Ice-free Arctic Even Under a Low Emission Scenario. *Nature Communications*, 14(1), 3139. Online: <https://doi.org/10.1038/s41467-023-38511-8>
- KOPP, Greg – LEAN, Judith L. (2011): A New, Lower Value of Total Solar Irradiance: Evidence and Climate Significance. *Geophysical Research Letters*, 38, L01706. Online: <https://doi.org/10.1029/2010GL045777>
- NOTZ, Dirk – SIMIP Community (2020): Arctic Sea Ice in CMIP6. *Geophysical Research Letters*, 47(10), e2019GL086749. Online: <https://doi.org/10.1029/2019gl086749>
- NOTZ, Dirk – STROEVE, Julianne (2016): Observed Arctic Sea-ice Loss Directly Follows Anthropogenic CO₂ Emission. *Science*, 354(6313), 747–750. Online: <https://doi.org/10.1126/science.aag2345>
- OVERLAND, James E. – WANG, Muyin (2013): When Will the Summer Arctic Be Nearly Sea Ice Free? *Geophysical Research Letters*, 40(10), 2097–2101. Online: <https://doi.org/10.1002/grl.50316>
- RANTANEN, Mika et al. (2022): The Arctic Has Warmed Nearly Four Times Faster than the Globe since 1979. *Communications Earth & Environment*, 3(168). Online: <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00498-3>
- SCREEN, James A. et al. (2018): Consistency and Discrepancy in the Atmospheric Response to Arctic Sea-ice Loss across Climate Models. *Nature Geoscience*, 11, 155–163. Online: <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0059-y>
- SCREEN, James A. – SIMMONDS, Ian (2010): The Central Role of Diminishing Sea Ice in Recent Arctic Temperature Amplification. *Nature*, 464, 1334–1337. Online: <https://doi.org/10.1038/nature09051>
- SMITH, Doug M. et al. (2022): Robust but Weak Winter Atmospheric Circulation Response to Future Arctic Sea Ice Loss. *Nature Communications*, 13, 727. Online: <https://doi.org/10.1038/s41467-022-28283-y>
- TOPÁL, Dániel et al. (2022): Discrepancies Between Observations and Climate Models of Large-scale Wind-driven Greenland Melt Influence Sea-level Rise Projections. *Nature Communication*, 13. Online: <https://doi.org/10.1038/s41467-022-34414-2>
- TOPÁL, Dániel – DING, Qinghua (2023): Atmospheric Circulation-constrained Model Sensitivity Recalibrates Arctic Climate Projections. *Nature Climate Change*, 13(7), 710–718. Online: <https://doi.org/10.1038/s41558-023-01698-1>
- YE, Kunhui et al. (2024): Response of Winter Climate and Extreme Weather to Projected Arctic Sea-ice Loss in Very Large-ensemble Climate Model Simulations. *npj Climate and Atmospheric Science*, 7, 20. Online: <https://doi.org/10.1038/s41612-023-00562-5>