

Magyar Agrár- és Élettudományi Egyetem
Budai Campus

Képesítő fordítás

Németh Csilla

Agrár- és természettudományi szakfordító szakirányú továbbképzés

Vidékfejlesztés és Fenntartható Gazdaság Intézet
Idegen Nyelvi Tanszék

Budapest

2024

Magyar Agrár- és Élettudományi Egyetem
Budai Campus

The Arctic Amplification and Its Impact: A Synthesis through Satellite Observations
Az erősödő arktikus melegedés és annak hatásai: összefoglalás műholdas
megfigyelések alapján

Képesítőfordítás

Konzulens: Zsizsmann Éva
nyelvtanár
Hallgató: Németh Csilla
IFCKDZ

Képzés: Agrár- és természettudományi szakfordító szakirányú továbbképzés

Vidékfejlesztés és Fenntartható Gazdaság Intézet
Idegen Nyelvi Tanszék

Budapest
2024

Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretném megköszönni Zsizsmann Éva tanárnő segítségét és tanácsait a fordítás készítése során, valamint Dr. Lábó-Szapannos Eszter (HungaroMet) cikkajánlását és szakértő segítségét egy-egy kifejezés lefordításában.

Szintén köszönetet érdemel Fritz Petra és Dr. Németh Zsófia, akik segítettek a helyesírásban és a keszekusza mondatok kiegyenesítésében.



Review

The Arctic Amplification and Its Impact: A Synthesis through Satellite Observations

Igor Esau ^{1,2,*} , Lasse H. Pettersson ¹ , Mathilde Cancet ³, Bertrand Chapron ⁴, Alexander Chernokulsky ⁵ , Craig Donlon ⁶, Oleg Sizov ⁷ , Andrei Soromotin ⁸ and Johnny A. Johannessen ¹

¹ Nansen Environmental and Remote Sensing Center, Jahnebakken 3, 5007 Bergen, Norway

² Department of Physics and Technology, UiT—The Arctic University of Norway, 9037 Tromsø, Norway

³ NOVELTIS, 31670 Labège, France

⁴ Ifremer, 1625 Rte de Sainte-Anne, 29280 Plouzané, France

⁵ A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics of the Russian Academy of Science, 3 Pyzhevsky, 119017 Moscow, Russia

⁶ Earth Surfaces and Interior Section (EOP-SME), Earth and Mission Science Division, European Space Agency/ESTEC, Keplerlaan 1, 2201 AZ Noordwijk, The Netherlands

⁷ Oil and Gas Research Institute of the Russian Academy of Sciences (OGRI RAS), 3 Gubkina Street, 119333 Moscow, Russia

⁸ Institute of Ecology and Natural Resources Management, Tyumen State University, Volodarskogo, 6, 625003 Tyumen, Russia

* Correspondence: igor.esau@uit.no

Abstract: Arctic climate change has already resulted in amplified and accelerated regional warming, or the Arctic amplification. Satellite observations have captured this climate phenomenon in its development and in sufficient spatial details. As such, these observations have been—and still are—indispensable for monitoring of the amplification in this remote and inhospitable region, which is sparsely covered with ground observations. This study synthesizes the key contributions of satellite observations into an understanding and characterization of the amplification. The study reveals that the satellites were able to capture a number of important environmental transitions in the region that both precede and follow the emergence of the apparent amplification. Among those transitions, we find a rapid decline in the multiyear sea ice and subsequent changes in the surface radiation balance. Satellites have witnessed the impact of the amplification on phytoplankton and vegetation productivity as well as on human activity and infrastructure. Satellite missions of the European Space Agency (ESA) are increasingly contributing to amplification monitoring and assessment. The ESA Climate Change Initiative has become an essential provider of long-term climatic-quality remote-sensing data products for essential climate variables. Still, such synthesis has found that additional efforts are needed to improve cross-sensor calibrations and retrieval algorithms and to reduce uncertainties. As the amplification is set to continue into the 21st century, a new generation of satellite instruments with improved revisiting time and spectral and spatial resolutions are in high demand in both research and stakeholders' communities.

Keywords: European Space Agency; Climate Change Initiative; Arctic amplification; satellite observations; climate change monitoring



Citation: Esau, I.; Pettersson, L.H.; Cancet, M.; Chapron, B.; Chernokulsky, A.; Donlon, C.; Sizov, O.; Soromotin, A.; Johannessen, J.A. The Arctic Amplification and Its Impact: A Synthesis through Satellite Observations. *Remote Sens.* **2023**, *15*, 1354. <https://doi.org/10.3390/rs15051354>

Academic Editors: Joan Masó, Ivette Serral and Alaitz Zabala Torres

Received: 9 January 2023

Revised: 24 February 2023

Accepted: 25 February 2023

Published: 28 February 2023



Copyright: © 2023 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

1. Introduction

On 29 May 2020, a power plant oil reservoir near Norilsk, Russia collapsed, causing one of the largest oil spills and incidences of extensive land and water contamination in the Arctic. About 17,000 tons of diesel went into the river Ambarnaya and streamed down towards the large lake Pyasino (see Figure 1). Nobody was injured in this remote area, but the total cost of the disaster exceeded USD 2 billion. This accident became a rallying cry, among other such unpleasant reminders, of rapid Arctic warming and its adverse impact on the natural environment, infrastructure, and society in the region. Moreover, the

accident highlighted the indispensable role of satellite observations' disclosure of the true scale and extent of damages. The European Space Agency (ESA)'s Sentinel-2 platform has been used to complement the analysis, field photographs, and historical data covering the 1980–2020 daily air temperature and precipitation, permafrost observations, and modeling—all diverse materials that helped to attribute this accident to the Arctic amplification of global warming [1]. Its immediate cause, a collapsing pillar, was accidental and local. Yet this collapse occurred due to more persistent and large-scale climate factors, namely, accelerated permafrost thaw that followed the abnormally warm weather in May 2020. The permafrost thaw and weakened ground-bearing capacities were the result of preceding decades of climate change [2].



Figure 1. The Copernicus Sentinel-2 image of an oil (diesel) spill into the river Ambarnaya near Norilsk, Russia. The image, from 1 June 2020, was processed by the ESA and has been made available under CC BY-SA 3.0 IGO license at https://www.esa.int/ESA_Multimedia/Images/2020/06/Arctic_Circle_oil_spill (accessed on 8 January 2023).

Capturing the climate change over a relatively short period—the majority of remote-sensing data products have become available since 1979 [3]—satellite observations have proven to be crucial for the discovery and monitoring of important changes in the earth's climate system [4]. Particularly, Arctic climate studies and environmental monitoring have benefited from the high density of cross sections of polar-orbiting satellites [5]. Arguably, many climate phenomena would not have been detected by climate models and conventional observations alone [4], for example, the spatial pattern of sea ice retreat [6] and increasing biological productivity (greening) in the high northern latitudes [7]. One such impactful phenomenon is a climatic transition from multiyear to seasonal sea ice in the Arctic Ocean [8], which unlocked surface feedback leading to the emergence of the apparent amplification in the 21st century [9].

The longest time series (since 1966) of satellite observations exists for snow cover [10]. Figure 2 presents the temporal coverage for essential climate variables (ECVs) collected in the ESA Climate Change Initiative (CCI). The ESA CCI efforts are central for synthesis; ECVs are considered from the perspective of physical climatology of the Arctic amplification. ECVs provide reliable, traceable, observation-based evidence for a range of climate applications, including monitoring and attributing of climate change phenomena [11]. The ECV concept has been adopted by space agencies operating Earth observation satellites. At

present, ESA CCI comprises 23 parallel ECV projects, a dedicated climate-modeling project for the assessment of products, a portal (<https://climate.esa.int/en/odp/#/dashboard> (accessed on 8 January 2023)) providing the products, a toolbox to facilitate the combining and analysis of the products, and a visualization tool supporting outreach. Although climatic-quality ECV records require data fusion from many space-born sensors and missions, the ESA satellite missions were of critical importance for many ECVs. A timeline of all ESA satellite missions can be found in the online Earth Observation Handbook, in the CEOS database at <http://database.eohandbook.com/measurements/overview.aspx> (accessed on 26 November 2022). Starkweather et al. [12] provided a wider perspective on a value chain for the Arctic Observing Network that combines both satellite and ground-based (in situ) monitoring systems. The value chain traces the impact of satellite observations (in combination with other data sets and models) down to vital signs of climate change and societal impact.

Aerosol	01.11.1978										31.12.2015
Cloud	01.01.1982										31.12.2016
Greenhouse Gases	30.09.2002										31.03.2021
Ozone	31.03.1996										31.12.2013
Ocean Colour	03.09.1997										31.12.2020
Sea Ice	31.05.2002										15.05.2017
Sea Level	01.08.1991										30.05.2018
Sea State	01.01.1988										08.07.2021
Sea Surface Salinity	01.01.2010										31.12.2020
Sea Surface Temperature	23.08.1981										31.12.2016
Water Vapour	01.01.1995										31.12.2019
Antarctic Ice Sheet	28.01.1994										19.01.2021
Above-Ground Biomass	01.01.2010										31.12.2018
Fire	01.01.1982										31.12.2020
Glaciers	01.01.1999										31.12.2017
Greenland Ice Sheet	14.06.1990										28.02.2018
Lakes	15.09.1992										31.12.2020
Land Cover	01.01.1992										31.12.2015
Land Surface Temperature	01.08.1995										31.12.2020
Permafrost	01.01.1997										31.12.2019
Snow	02.01.1979										31.12.2020
Soil Moisture	01.11.1978										31.12.2020
			1980	1985	1990	1995	2000	2005	2010	2015	2020
							Arctic sea ice transition period				

Figure 2. Temporal coverage of climate data records for ECVs in the ESA CCI. Dates and filled bars indicate availability of the data sets in the ESA CCI portal (<https://climate.esa.int/> (accessed on 8 January 2023)) by the end of 2022. Dark shading indicates the period of apparent amplification emergence.

Polar-orbiting satellites have captured details of the major environmental transitions in the Arctic with a variety of space-born instruments. This has helped in the development of robust long-term ECV records, trend analysis, and the study of the amplification [13].

This study is a synthesis of the satellite contribution to the assessment of the Arctic amplification, which we will refer to as just the amplification. The amplification is defined as an accelerated and amplified regional climate change; it is primarily atmospheric and surface warming, but it is also related to a diverse set of influential climate phenomena [14,15]. We schematically illustrate the most important phenomena and their links to satellite observations in Figure 3. The paper is organized as follows. Section 2 presents the

relevant literature, data, and methods. Section 3 is focused on the synthesis and discussion of the satellite contributions into the understanding of the amplification. Section 4 outlines the broader impact of the amplification identified through satellite observations. Section 5 highlights the conclusions and recommendations of this study. It should be emphasized that we do not follow an unfortunate but popular trend of composing a meta-analysis solely on the basis of automatically relevant literature. On the contrary, this synthesis is guided by a new amplification paradigm that has crystallized in modeling studies (e.g., Previdi et al., 2021; Semenov, 2021). The focus on satellite observations makes our work complementary to the recent comprehensive reviews by Taylor et al. [9] and Wendisch et al. [16], which synthesize modeling results. At the same time, this synthesis is distinct from the recent comprehensive reviews of satellite observations by Duncan et al. [5] and earlier reviews by Comiso and Hall [13] and Wang et al. [17]. We consider satellite observations from the perspective of physical climatology.

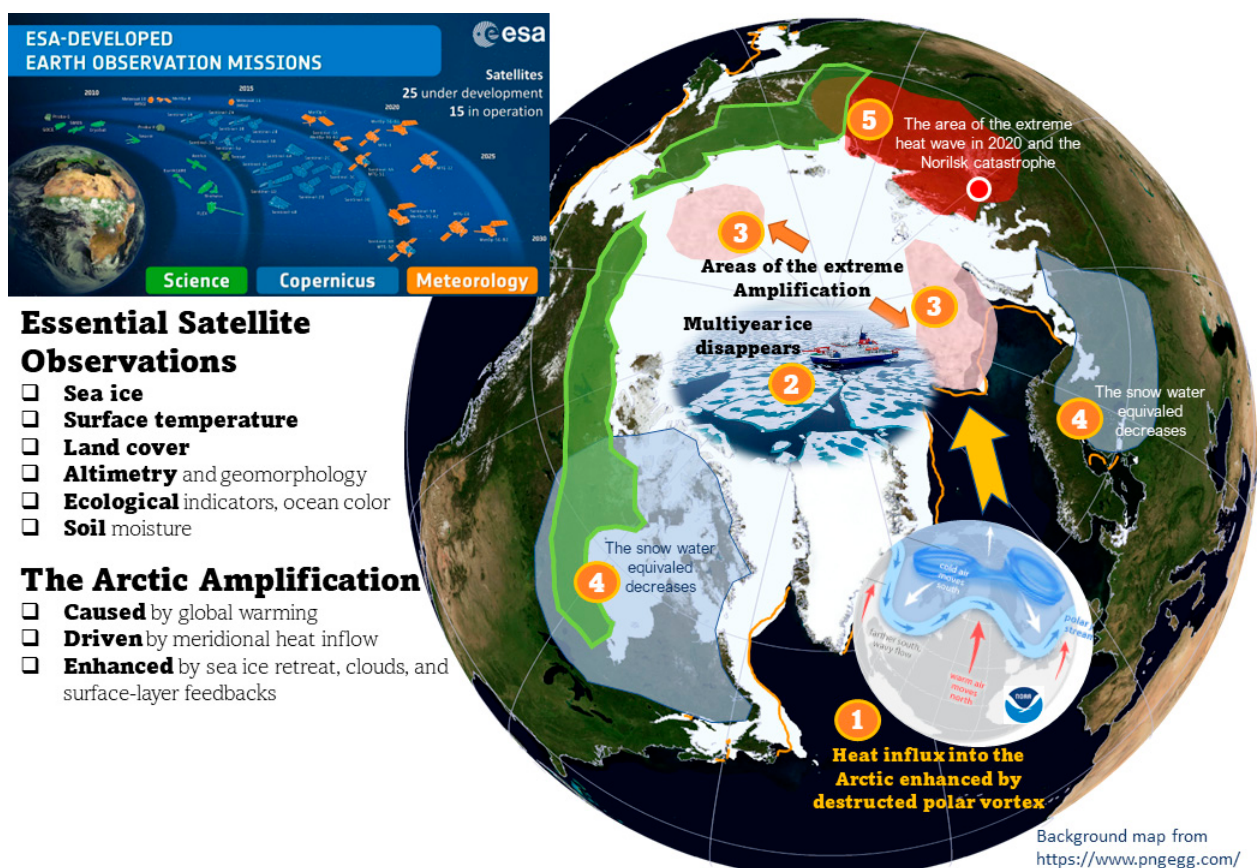


Figure 3. A schematic illustration of the ESA satellite fleet contributing to monitoring of the dynamic processes, physical feedback, and environmental impact related to the emergence of the apparent amplification.

2. Definition, Literature, Data, and Methods

Definition. Anthropogenic climate change is global. However, surface warming is uneven in space and time; the Arctic has experienced the regional amplification of this warming over the last three to five decades [18]. Moreover, the amplification in some limited Arctic areas, such as the northern Barents-Kara sea region, is exceptional and has no parallels elsewhere [19]. Although the amplification is an intuitive concept, it is not so unambiguous. Here, we rely on the amplification metrics found in recent studies [20–22]. The amplification can be defined through the difference, Δ_{AA} , and the ratio, R_{AA} , of air

temperature changes in the Arctic, ΔT_A , and over the northern hemisphere (0–90°N) or the northern extra-tropics (20–60°N), ΔT_H :

$$\Delta_{AA} = \Delta T_A - \Delta T_H, \quad (1)$$

$$R_{AA} = \frac{\Delta T_A}{\Delta T_H}. \quad (2)$$

The Arctic is typically defined as the region to the north of 60°N, 65°N, or 70°N (in this case, covering mostly the Arctic Ocean). Different definitions result in different values—the more limited the area of the Arctic is considered, the larger amplification indices are found [19,22]—but trends and variability of the phenomena are not significantly different. This similarity clearly indicates that the amplification patterns are localized in the high Arctic latitudes.

The amplification metrics are imperfect. A short-term trend of Δ_{AA} , i.e., $\frac{d\Delta_{AA}}{dt}$, would be a more justified measure of the regional temperature trends' divergence. This is, however, highly ambiguous against the backdrop of high Arctic climate variability, and it is hence used infrequently. A strong amplification ($R_{AA} \gg 1$) will be found during periods of transitional climate change, whereas approaching an equilibrium climate state will lead to $R_{AA} \approx 1$. Such behavior can be misleading. The averaging and aggregation of anomalies over longer periods (e.g., over 30 years) have been proposed to improve the statistical stability of the metrics [18,21,23]. As we will show, a longer averaging and aggregation impedes the identification of important physical transitions in the Arctic climate system that have a decisive impact on the amplification.

Literature. We are primarily interested in reviews and the synthesis of publications dealing with consistent long-term (climatic) satellite observations of temperature and closely related ECVs. We recommend the comprehensive review of Duncan et al. [5] to the reader interested in specific contributions from concrete instruments and satellite platforms. A detailed review of satellite temperature observations can be found in Comiso and Hall [13]. More recently, sea and ice surface temperatures from satellites (review and data sets) were published in [24]. A review of sea ice characteristics was published by Wang et al. [17]; a review of snow cover trends is found in Bormann et al. [25]; a review of phytoplankton dynamics is available in Ardyna and Arrigo [26]. Products and methods for monitoring changes in more complicated environmental indicators such as terrestrial vegetation cover [7] and permafrost [27] have also received considerable attention [28,29]. Several reviews have also attempted a holistic assessment of the Arctic environmental changes on the basis of satellite data products [30]. Data products covering two, three, and four decades of climate change combine data sets from successive satellite platforms/missions bearing similar instruments [28]. Table 1 lists some key recent reviews with a focus on satellite observations of Arctic climate change.

Table 1. List of key recent reviews focusing on satellite observations of Arctic climate change.

Reference	Key Notes and Brief Conclusions
<i>General reviews</i>	
[4]	Satellite observations are indispensable for climate monitoring.
[5]	Satellites play a vital role in Arctic climate change assessment.
[31]	Satellites reveal climate change footprints in the Arctic energy budget.
[32]	Satellites reveal changes in the radiation balance.
[13,33]	Satellites disclose the amplified Arctic warming.
[9]	Satellites reveal interconnections in the amplification drivers, feedback, and geographical patterns.
[19,34,35]	Exceptional warming over Barents Sea is related to sea ice retreat and declining sea ice import.

Table 1. Cont.

Specific reviews	
<i>Dynamical factors of the amplification</i>	
[36]	Increase in ocean warm water inflow
[37]	Decrease in meridional heat transport since 2000
[38]	Decrease in middle atmosphere temperature inversion strength
<i>Local factors and feedback of the amplification</i>	
[39,40]	Increase in land surface temperatures with minimum trends in summer and maximum trends in autumn; atmospheric temperature inversions correlated with sea ice anomalies
[6,24]	Rise in Arctic sea surface temperatures
[19,41]	Surface air and sea surface temperatures correlated with sea ice cover
[17,42–44]	Satellites show disappearance of multiyear ice and reduction in ice thickness and volume
[45]	Increase in area of melting ponds on ice
[25,46]	General decrease in extent of snow cover and water equivalent, but geographical variations are significant
[47]	Arctic cloud cover undergoes multidirectional changes
[48]	Regional changes in TOA radiation fluxes are insignificant—implies weak atmosphere–surface coupling
[49–51]	Decrease in Arctic ice surface albedo
[52]	Increase in sea ice radiative forcing
[53]	Increase in cloud radiative forcing
<i>Environmental changes</i>	
[30]	Satellite observations reveal rapid changes in the Arctic environment; list of relevant satellite data sets provided
[7,28]	Satellite observations reveal complex changes in the Arctic environment
[27,29,54–56]	Satellite observations could be used to monitor permafrost thaw; permafrost becoming unstable in different regions
[57]	Growing season duration and increase in productivity of vegetation
[26]	Satellites reveal increasing marine biological production in the Arctic
[58–60]	Loss in Greenland ice sheet mass and height
<i>Impact on humans</i>	
[61,62]	Satellites reveal expanding human infrastructure and growing impact in the Arctic

Three prominent examples highlight the significance of satellite observations for amplification studies. One example is given by the Greenland ice sheet studies. An unprecedented loss of Greenland ice (100 to 255 Gt of ice per year) has been inferred from a synthetic data product for ice mass balance (elevation) monitoring [63]. The first data were collected in the late 1970s by the National Aeronautics and Space Administration (NASA)’s Geodetic and Earth Orbiting Satellite-3 (GEOS-3), NASA’s Seasat, and the US Navy’s Geosat oceanographic radar altimeters. These data were combined with observations from a fleet of missions that provided for different products, e.g., GRACE and GRACE-FO [60]. Another example is given by the University of Alabama in Huntsville (UAH)’s Microwave Sounding Unit (MSU) and Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU) product that records the temperature of upper atmosphere data [64,65]. It combines data from NOAA satellite series and data from the TIROS-N (1978–1979), Aqua (2002–2009), and MetOP A (2007–2016) and B (2012–2016) satellites, which do not bear identical instrumentation. Yet another example refers to the Global Inventory Modeling and Mapping Studies Normalized

Difference Vegetation Index data set (GIMMS3g), which is widely used to assess long-term vegetation changes [66].

The ESA Copernicus Sentinel missions have opened a new era of polar satellite observations. The missions consist of a family of satellites designed for the operational monitoring of the Earth system with continuity up to 2030 and beyond. On-board sensors include both radar and multi-spectral imagers for land, ocean, sea ice, snow cover, ice sheets, glaciers, and atmospheric monitoring. Sentinel-1 is a polar-orbiting, all-weather, day-and-night radar imaging mission for land and ocean services. Sentinel-1A was launched on 3 April 2014, and Sentinel-1B on 25 April 2016. Sentinel-2 is a polar-orbiting, multi-spectral high-resolution imaging mission for land monitoring. Sentinel-2A was launched on 23 June 2015, and Sentinel-2B followed on 7 March 2017. Sentinel-3 is a polar-orbiting multi-instrument mission to measure sea surface topography, sea and land surface temperature, ocean color, and land color with high-end accuracy and reliability. Sentinel-3A was launched on 16 February 2016, and Sentinel-3B on 25 April 2018. Sentinel-5 is a polar-orbiting instrument aboard a MetOp Second Generation satellite with a focus on air quality and climate. Sentinel-5P has been orbiting since 13 October 2017. Sentinel-6 is a polar-orbiting mission carrying a radar altimeter to measure global sea surface heights, primarily for operational oceanography and for climate studies. The European earth's observation teams have identified several gaps and needs in the satellite monitoring of the polar regions. The most important characteristics are related to latency time and a lower revisit time [67]. Reductions in the revisit time to 3 h would enable polar navigation, enhanced weather forecasts, and the remediation of technogenic hazards.

Geostationary satellites continuously observe the same area as it moves through their field of view. Their contribution to amplification monitoring is, however, limited by large distortions in the field of view in high latitudes. Geostationary satellites are more for monitoring more distant impacts of the amplification in the sub-Arctic or mid-latitude continental areas, where they track snow cover changes.

Data. To date, several important climatic-quality data sets have been developed on the basis of remote-sensing data products. Since the accuracy of the data sets critically depends on high-quality satellite data, ESA CCI utilizes the Global Space-based Inter-Calibration System for bias intercalibration of level-1 data; this system calibrates geolocated measurements of radiances and other characteristics prior to the retrieval of geophysical variables [68]. The ESA CCI ESVs and the European Union's Earth Observation Program Copernicus Climate Change Service (C3S) have benefited from the systematic analysis of climatic-quality satellite data set requirements developed in several subsequent projects, e.g., in the Quality Assurance for Essential Climate Variables prototyping system [69]. An example of this production and validation system that was implemented for the derivation of long-term ice albedo products from MODIS data can be found in [70]. The main requirement for such climatic-quality data sets is that they should be free of multiyear fragmentation, be continuous in time, and be consistent in quality. A triple-collocation method has demonstrated promising results in several ESA CCI projects [71]. Geographically, the data sets should cover the whole Arctic or at least its important regions, e.g., the Barents Sea [72]. Our analysis of sea ice transitions suggests that the temporal coverage should include the critical years between 2000 and 2015.

At present, there is a large diversity in the long-term climatic-quality satellite data products available at different stages of their development [3]. Cross-product validation and calibration are still important issues for the remote-sensing community. The most actively used climatic-quality products in amplification studies are listed in Table 2.

Table 2. Actively used climatic-quality remote-sensing products complementing the essential climate variables from ESA CCI.

Product Name (Abbreviation)	Accessibility	Reference
Multiple variable products		
MODIS data products	Moderate Resolution Imaging spectroradiometer https://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataproduct/ (accessed on 8 January 2023)	[30]
Temperature		
UAH MSU/AMSU	University of Alabama-Huntsville (UAH) MSU/AMSU Mean Layer Atmospheric Temperatures, version 6 https://data.globalchange.gov/dataset/university-alabama-huntsville-uah-msu-amsu-mean-layer-atmospheric-temperatures-version-6 (accessed on 8 January 2023)	[65,73]
SST	Arctic Ocean—Sea and Ice Surface Temperature REPROCESSED https://data.marine.copernicus.eu/product/SEAICE_ARC_PHY_CLIMATE_L4_MY_011_016/description (accessed on 8 January 2023)	[24]
Cloud and radiation budget characteristics		
CLARA-A2	Cloud, Albedo, and Surface Radiation data set from AVHRR data, second edition https://wui.cmsaf.eu/safira/action/viewDoiDetails?acronym=CLARA_AVHRR_V002 (accessed on 8 January 2023)	[74]
CERES EBAF	Clouds and the Earth’s Radiant Energy System (CERES) Energy Balanced and Filled (EBAF) Top-of-Atmosphere (TOA) edition-4.1 data product https://asdc.larc.nasa.gov/project/CERES/CERES_EBAF-TOA_Edition4.1 (accessed on 8 January 2023)	[75]
PATMOS-x	NOAA’s Pathfinder Atmospheres, Extended program (PATMOS-x), v6.0 https://doi.org/10.7289/V5X92875 (accessed on 8 January 2023)	[76]
APP-x	Extended Advanced Very High-Resolution Radiometer (AVHRR) Polar Pathfinder (APP-x) https://www.ncei.noaa.gov/data/avhrr-polar-pathfinder-extended/access/ (accessed on 8 January 2023)	[77,78]
Sea ice and snow cover characteristics		
NOAA CDR – Rutgers	NOAA Snow Cover Extent Climate Data Record (CDR) Rutgers University Global Snow data set https://climate.rutgers.edu/snowcover/ (accessed on 8 January 2023)	[79]
EUMETSAT OSI SAF v2.0	https://osi-saf.eumetsat.int/about/access-data	[80]
Goddard Bootstrap (SB2) and NASA Team (NT1) data sets	National Snow and Ice Data Center (NSIDC): the NASA Team (http://nsidc.org/data/nsidc-0051 (accessed on 8 January 2023)) and Bootstrap SB2 (http://nsidc.org/data/nsidc-0079 (accessed on 8 January 2023))	[81]
PIOMAS	Polar Science Center sea ice data http://psc.apl.uw.edu/research/projects/arctic-sea-ice-volume-anomaly/data/ (accessed on 8 January 2023)	[82]

Table 2. Cont.

Product Name (Abbreviation)	Accessibility	Reference
Land cover and vegetation productivity		
GIMMS3g	Global Inventory Modeling and Mapping Studies https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/ndvi-normalized-difference-vegetation-index-3rd-generation-nasagfsc-gimms (accessed on 8 January 2023)	[66,83,84]
MEaSURES	MEaSURES Global Record of Daily Landscape Freeze/Thaw Status, version 3 (NSIDC-0477) https://nsidc.org/data/nsidc-0477/versions/3 (accessed on 8 January 2023)	[85]

Methods. This synthesis study utilizes only results that have already been published in literature. We focus on the interannual climatic variability and climate change trends captured in long-term satellite data sets. Our methodological goal is narrowed towards understanding whether satellite observations have captured important transitions in the Arctic climate system—those transitions that have resulted in the emergence of the exceptional amplification in the 21st century [19,34]. Although the amplification was discovered several decades ago [86,87], also through satellite observations [13,88], its emergence in surface records and other environmental indicators remained debated [89–91]. Specifically, the extension of products from the Satellite Application Facility on Climate Monitoring (CM-SAF; www.cmsaf.eu) to the Arctic has increased the quality and diversity of amplification studies [80,92]. CM-SAF is a component of the EUMETSAT activities that provides remote-sensing products derived from meteorological satellites. CM-SAF remote-sensing products provide important data on key variables related to the Arctic amplification, such as surface temperatures, the extent of sea ice, and cloud cover. CM-SAF computes daily and monthly means of various cloud parameters with a horizontal resolution of 15 km. The computations are based on cloud products derived from the AVHRR instrument onboard polar-orbiting satellites and from the SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager) instrument on the geostationary satellites.

3. The Synthesis

The current physical understanding of the amplification. Energy-balance models of the earth's climate system clearly relate the emergence of the apparent amplification to the changing heat capacity of the system, i.e., to the capacity to retain heat in the lower atmosphere and in the upper ocean/soil levels [93]. These models have revealed that the amplification emerges as the atmospheric fast mode in the meridional response to anthropogenic climate change. Enhanced heat transport towards the Arctic is a precursor driving sea ice melt and the eventual transition to a seasonally open-water Arctic Ocean. This indicates that the amplification can be seen as a response to the redistribution of heat sources and sinks on the planet [94]. In this way, accepting Manabe and Strickler's arguments [95], the amplification should not distort much of the top-of-the-atmosphere (TOA) radiation balance. On the contrary, a prominent effect on the surface energy balance is expected, as the surface is largely decoupled from the higher atmospheric layers in the stable Arctic atmosphere. Satellite observations clearly identify such a fingerprint of the dynamic Amplification drivers. Finally, both climate modeling and results of reanalysis studies found that the apparent amplification has accelerated when the local surface feedback was unlocked after the transition to seasonal sea ice cover [14,15,96]. This is when the surface recouples to the lower atmosphere. The fact that the amplification emerges in response to so many different drivers suggests that it is a robust global climate response independent of applied forcing and feedback details [9,14].

At present, the research community has created a physically consistent conceptual picture of the amplification [9]. The amplification is initiated by the atmospheric dynamics, but it is shaped and enhanced by interacting local physical processes and feedback. Climate simulations suggest the following chain of causality. Meridional atmospheric transport increases moist-static energy in the Arctic troposphere, which drives sea ice variability [97]. Initially, the atmospheric warming has little observable effect on the extent of sea ice and on surface temperatures, as multiyear ice has survived melting seasons [98]. By the year 2000, however, multiyear ice largely disappeared from the central Arctic and Eurasian shelf [42,44]. This outrunning thinning and reduction in multiyear ice was explained through a growth-thickness negative feedback mechanism [99]. Variability in the seasonal sea ice cover has increased [100]. This has unlocked mechanisms of summer heat accumulation in newly open surface waters with subsequent effects on autumn and winter temperatures [101]. The apparent amplification has been unlocked. Several specific physical feedback mechanisms trap further warming near the surface, enhancing its environmental impact. The most pronounced changes are then observed in the areas of the most recent sea ice and snow cover retreat, such as the marginal sea ice zone [19] and the forest–tundra interface [7]. A schematic illustration in Figure 3 provides a general overview of the dynamics and physics of the amplification under surveillance of the ESA satellite fleet.

Emergence and location of the apparent amplification. The current understanding maintains that the amplification developed for a long time in the free (lower) atmosphere, before it finally emerged onto surface climate records. Figure 4 displays this development in the UAH MSU TLT (lower atmosphere) data set. Time series of the Arctic and Hemispheric temperature anomalies, Δ_{AA} , began diverging in the 21st century, with the largest difference noted around 2005 and then again after 2015. The reanalysis data reveal that the contemporary amplification took off in 1990s [22]. Satellites (AVHRR data set) reveal the surface warming trends at latitudes above 64°N of $\sim 0.69 \pm 0.06^{\circ}\text{C dec}^{-1}$ compared to $\sim 0.17^{\circ}\text{C/dec}^{-1}$ globally from 1990–2010 [13]. The largest trends are found in the areas of active seasonal sea ice loss. The sea ice surface temperature and the sea surface temperature in the Arctic show smaller trends of $0.47 \pm 0.06^{\circ}\text{C dec}^{-1}$ and $0.09 \pm 0.01^{\circ}\text{C dec}^{-1}$, correspondingly.

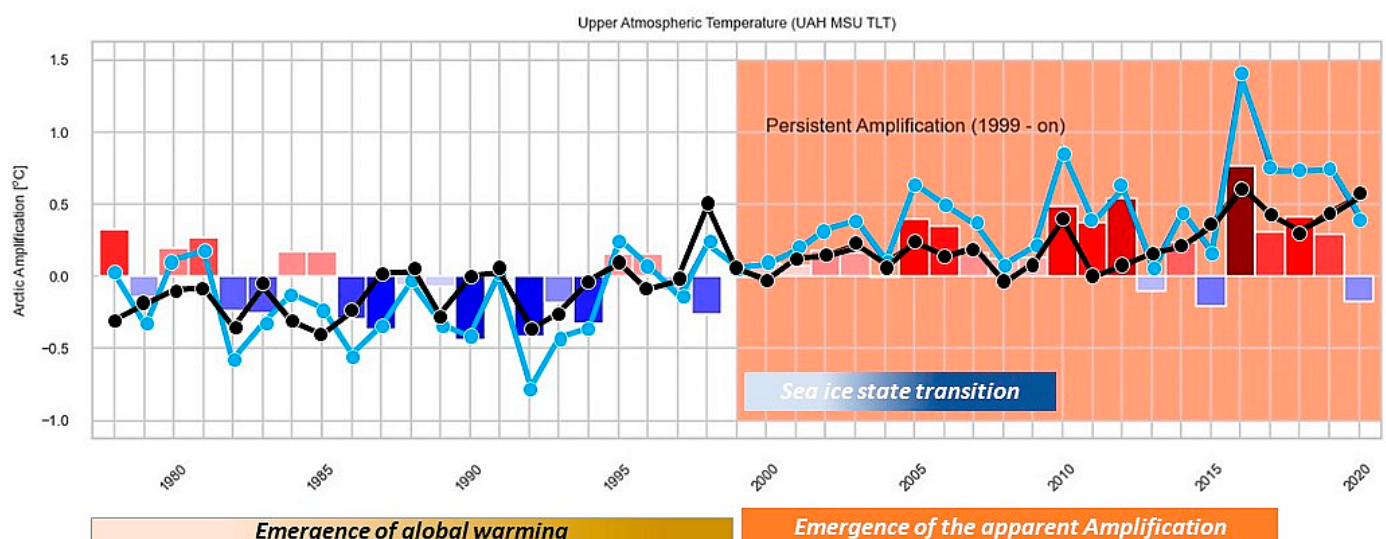


Figure 4. The amplification in the satellite observations (the lower troposphere UAH MSU TLT data set) with sketched periods of the apparent amplification emergence. The blue line shows the Arctic temperature anomalies; the black line shows the Northern Hemisphere temperature anomalies; the colored bars show the amplification (the difference Δ_{AA} between the lines).

Surface state transition caused by sea ice retreat. Monitoring of sea ice provides a spectacular example of satellites' contribution to the radical rethinking of Arctic climate

change [17,42]. A wide variety of satellite instruments provide data for sea ice monitoring [5,102]. Beginning with monitoring of the extent of sea ice [81,103], remote-sensing data products have gradually begun to provide for sea ice thickness since 2005 [44], as well as other derivative characteristics of the sea ice cover [42,102], including compactness and lead fraction [104,105]. Satellites with low spatial and high temporal resolution provide synoptic information about the Arctic sea ice cover, age, motion, and timing of retreat and advance.

Towards the end of the 20th century, global warming has been progressing without visible differences in its pace at low and high latitudes. The warming pace began to diverge only when sea ice had retreated over large areas in the Barents Sea and the Eastern Arctic. Satellites were able to capture a critical transition in both the extent and thickness of sea ice [106]. Between 2005 and 2007, the mean residual (October–November) sea ice thickness rapidly dropped by 1 m (about 50%), manifesting a transition from multiyear to seasonal ice cover [13], and the age-based sea ice volume decreased by around $-411 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$ [43]. Changes in sea ice thickness contribute more this volume change than changes in sea ice area. The 15-year satellite record depicts an ice volume loss of 4305 km^3 and 7695 km^3 in winter (February–March) and autumn (October–November), respectively. These numbers suggest that 30% to 40% of the total sea ice volume and >70% of the multiyear ice volume have been lost already. The major transition from about $4 \times 10^6 \text{ km}^2$ to less than $2 \times 10^6 \text{ km}^2$ of multiyear sea ice occurred between 2005 and 2010. Figure 5 shows the changes in the sea ice extent (SIE) derived from the OSI SAF Sea Ice Index product. This transition is detected by combining data products from NASA Ice, Cloud, and land Elevation Satellite (NASA ICESat) over 2003–2008 and the European Space Agency Earth Explorer Cryosphere Satellite 2 (ESA CryoSAT-2) from 2010 onward. The gap from 2008–2010 was unfortunate, however, as it occurred in the middle of the main multiyear sea ice decline period [44]. Data from the QuikSCAT (1999–2009) and MetOP ASCAT (2009–2018) scatterometers indicate more than a 50% decline in multiyear sea ice coverage [44], with a rapid decline in the multiyear ice area and volume that happened over just a few years (see Figure 5). The most used climatic quality sea ice data sets agree on ice patterns and the overall extent and trends [81]. A disagreement remains when sea ice characteristics, especially ice concentration distributions, in the marginal ice zone and adjacent regions are considered.

The role of sea ice transition is further emphasized in an analysis of the seasonality of the trends. The amplification reveals a strong seasonal cycle, see Figure 6. The most significant changes develop when the surface freezes or melts, notably during September, October, and November (SON) due to the persistent shift in the melting/freezing onset. The mean SON trends in 12 reanalysis data sets are greater than +5 K from 1979–2017 [107]. The mean melting season (June, July, August) trends are less than +1 K from 1979–2017.

As sea ice retreats, the sea surface temperature (SST) in the Arctic begins increasing as well [6,108]. The mean August SST is the most appropriate representation of Arctic Ocean warming. The highest mean August SST ($6\text{--}9^\circ\text{C}$) is observed in the southern Chukchi and Barents Seas.

The warming of the Arctic SST is, however, in its initial stage. Yet the ocean impact is growing. Satellite-based analysis of sea ice loss suggests the rising influence of ocean fluxes [109]. One modeling study [110] attributed about 1°C near-surface warming in winter to the thinning of sea ice, which corresponds to about 37% of the amplification in the marginal sea ice zone. Another study [111] argued that increasing ocean heat inflow leads to thermodynamic recoupling between the ocean and the atmosphere, and this might account for about 80% of the amplification by 2100.

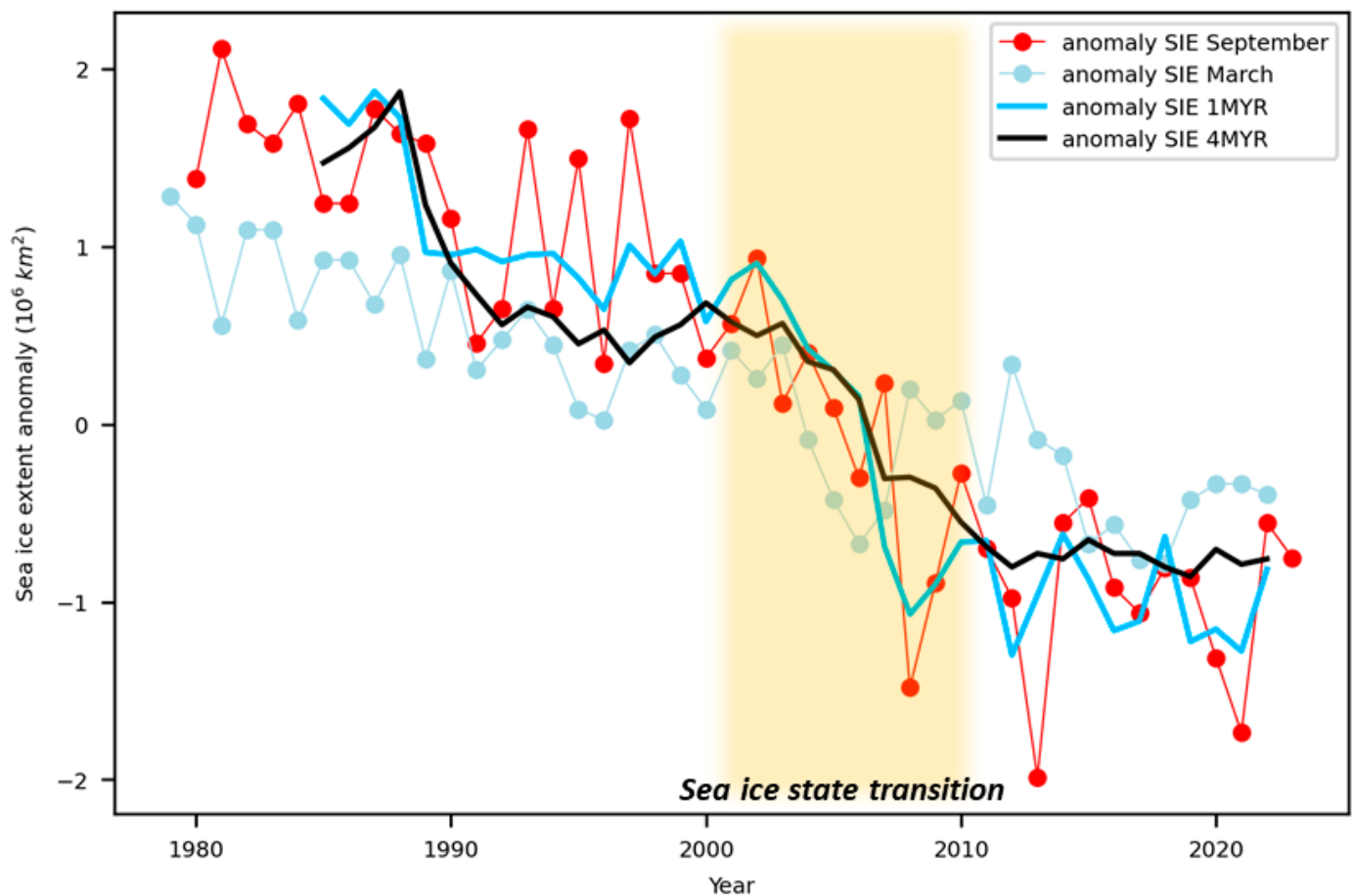


Figure 5. Changes in the Arctic sea ice extent (SIE). The total September and March SIE anomalies are taken from the OSI SAF Sea Ice Index v2.1 (available at <https://osisaf-hl.met.no/v2p1-sea-ice-index>, accessed on 5 January 2023) [80]; the reference period is 1989–2021. All data are based on passive microwave sensors (the SMMR, SSM/I, and SSMIS); the multiyear (older than one year, 1MYR) and old (older than 4 years, 4MYR) SIE anomalies are taken from NSIDC [112], see more details in [43]. SIE is defined as the area covered with more than 15% of sea ice.

Surface-state transitions caused by snow cover retreat. The longest satellite observations (since 1966) exist for snow cover [10,25]. The NOAA Climate Data Record (CDR), also known as the Rutgers snow cover data set, has been digitized from snow cover maps at a spatial resolution of 190.6 km at 60 N [79]. Since 2004, both the spatial resolution and quality of this record have been greatly enhanced by MODIS and VIIRS data streams (0.5 to 1 km resolution, respectively). The European Space Agency (ESA)’s GlobSnow product has an intermediate (25 km) resolution, which is generally adequate for homogeneous surfaces in the Arctic. The snow cover is in retreat in the Arctic, but trends remain controversial and dependent on the selected period and season. Estilow et al. [79] showed that the extent of hemispheric seasonal average snow cover increases in fall and winter but decreases in spring and summer. The snow cover duration is decreasing by 5–6 days per decade over the Northern Hemisphere. The snow water equivalent (SWE) determines the amount of heat needed to melt snow, and thus, it is important for the emergence of the amplification. Results for the SWE trends from the 36-year passive microwave record (1980–2015) suggest that the hemispheric SWE is decreasing. However, at regional scales, the trends are less certain and are highly variable between products. New satellite missions with the ability to retrieve snow water equivalents are needed to fill the gap in quantitative information. The Copernicus Global Land Cover service provides SWE for the northern hemisphere at a

5 km resolution (<https://land.copernicus.eu/global/products/swe> (accessed on 8 January 2023)).

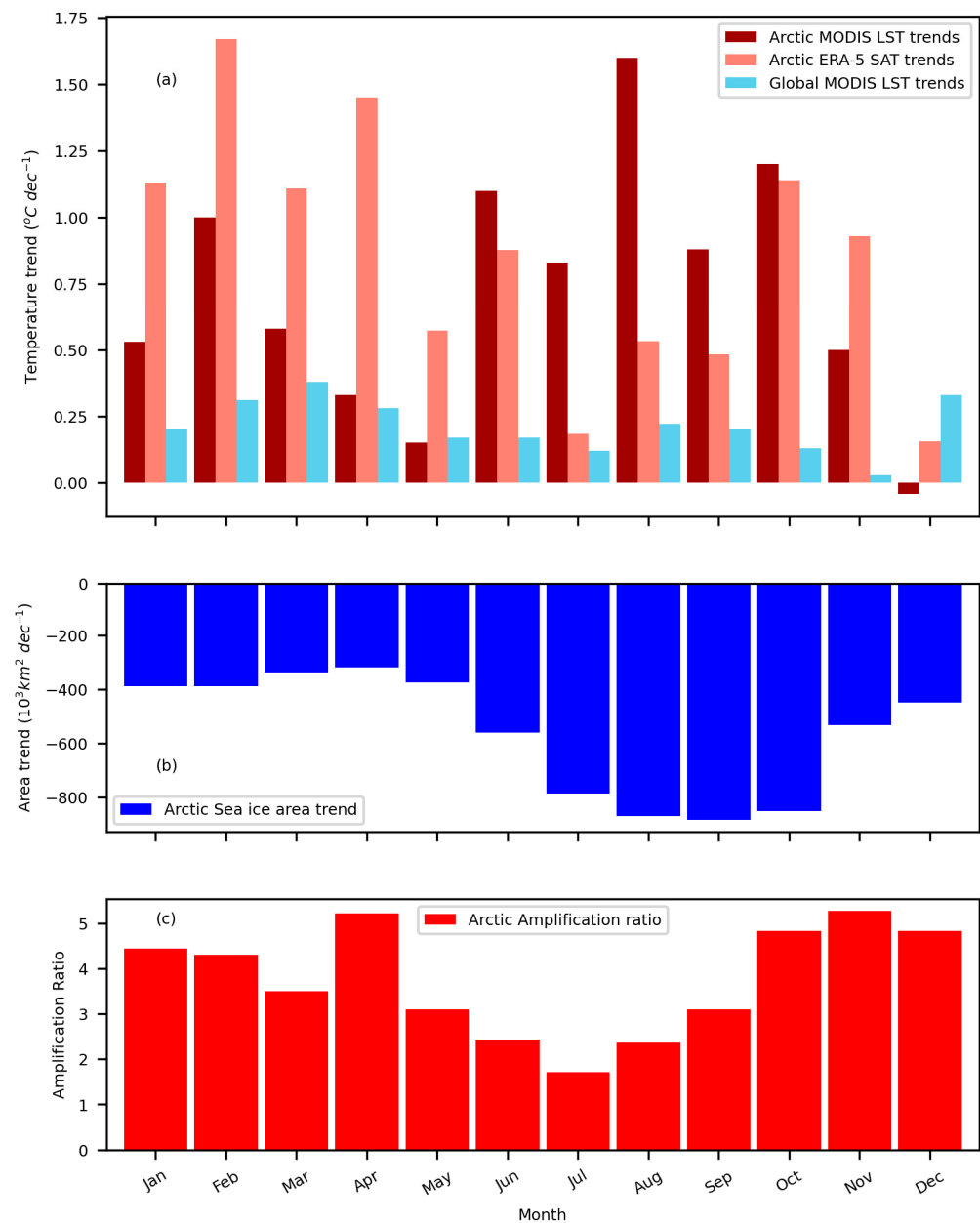


Figure 6. Monthly variations in Arctic climate trends. (a) Land temperature (LST) trends from MODIS LST data set and the surface air temperature trend from ERA-5 reanalysis from 2001–2020 [40]. (b) Sea ice area trends from 1979–2019 [113]. (c) Arctic amplification ratio from 1979–2021 averaged over three observational data sets (Berkeley Earth, Gistemp, HadCRUT5) and the ERA5 reanalysis [34].

Surface–atmospheric coupling effects. The Arctic is one of a few regions (other regions are collocated with ocean upwelling zones) where weak surface–atmospheric coupling controls the climate sensitivity [95].

Satellite observations can be used to estimate the characteristics of the vertical turbulent mixing, surface layer coupling, and effective heat capacity of the climate system [114]. However, such data products are still in their infancy. A promising algorithm looks at aerosol backscatter [115]. It utilizes a threshold at which the backscatter signal exceeds the clear atmosphere signal by a small arbitrary value or vertical gradients in a lidar backscatter profile. More sophisticated detection methods have been suggested as well [116]. The

CALIOP (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization) instrument onboard the CALIPSO mission was also used [117,118]. Another potentially useful data set is provided by GPS Radio Occultations (GPS-RO) [119], which are more numerous and less sensitive to clouds. The GPS-RO algorithms typically define the boundary layer height as a level of the most negative moisture gradient [120]. During the winter months (December–February), when the total precipitable water in the troposphere is at a minimum, a fairly straightforward algorithm based on temperature inversions can be used [121]. The shallow Arctic boundary layer is a challenge for the GPS-RO retrieval. Ding et al. [122] showed that the 10-year retrieval has a low vertical resolution and accuracy, which could be critical for the detection of the boundary layer height in high latitudes. Temperature profile methods could be also used for the retrieval of the boundary layer height. In the Arctic, however, temperature inversions are of radiative origin and could be unrelated to vertical mixing. In addition, there is still no synthetic data product for lower atmosphere temperature inversions. The existing data sets, e.g., a 17-year time series (1980–1996) of clear-sky temperature inversions derived from High-Resolution Infrared Radiation Sounder (HIRS) data [38], do not cover the emergence period.

Turbulent fluxes are also important for the assessment of the surface energy budget, air–surface coupling and moisture, greenhouse gases, and aerosol exchange. The remote sensing of turbulent fluxes is a rapidly developing application of the earth’s observations. Significant progress has been achieved in development of turbulent flux products over the global open ocean [71]. A corresponding development in the Arctic domain, however, has met with considerable difficulties. Turbulent fluxes here are influenced by sea ice, frequent overcast cloudiness, high wind speeds, low winter temperatures, and a small temperature contrast between the surface and cloud layers. Surface heterogeneity and the presence of sea ice leads, in particular, might greatly enhance the fluxes [123]. Qu et al. [124] derived turbulent fluxes from leads at different scales using a combination of surface temperatures and lead distribution from remote-sensing images (Landsat-8 TIRS and MODIS) and meteorological parameters from a reanalysis data set. A fetch-limited model applied to thermal images and wind data estimates the fluxes to be more than 40% larger than those of the homogeneous sea ice surface.

Arctic cloudiness effects. Arctic cloudiness is undoubtedly the major wildcard in amplification assessment and understanding [47]. The cloudiness effect is twofold. Clouds distract optical satellite surface observations and data retrievals, and clouds play an active and still poorly understood role in forcing the amplification on all scales. Strong connections have been found between cloud cover changes and dynamical patterns of the heat inflow into the Arctic [125]. Figure 7 compares interannual variations in the total cloud cover in the Arctic and its effect (forcing) on the longwave radiation balance at the surface, as obtained from two satellite data products. The recent decade has witnessed both enhanced cloud cover and its surface heat forcing.

Satellite observations are essential in studies of Arctic cloudiness and its impact [32,126,127]. Today, almost 40 years (1982 on) of satellite cloud observations are available [47]. Currently, four long-term climate data records (data sets) exist that are exclusively based on AVHRR data. One is a CM SAF Cloud, Albedo, and Surface Radiation data set from AVHRR data, second edition (CLARA-A2). It applies a hierarchical decision tree thresholding method to retrieve cloud properties [74]. The other data set—the NOAA’s Pathfinder Atmospheres, Extended program (PATMOS-x)—is based on a naïve Bayesian method [76]. The third is the Extended Advanced Very High-Resolution Radiometer (AVHRR) Polar Pathfinder (APP-x) [77]. The fourth is the ESA Cloud CCI (version 3) 1982–2017, which uses neural network and optimal estimation techniques to provide cloud property retrievals [128,129].

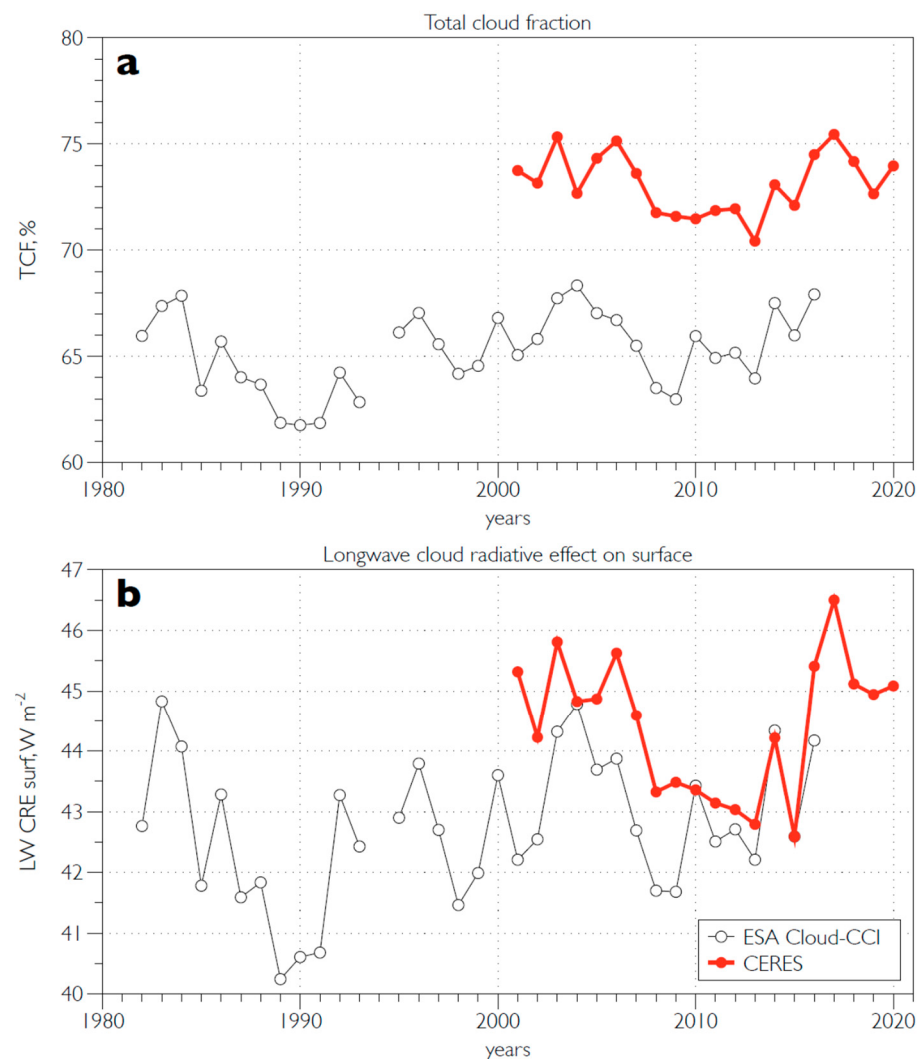


Figure 7. Variations in the total cloud cover (a) and the longwave cloud radiative effect on the surface (b) obtained from ESA Cloud-CCI and CERES data products.

Satellite cloud data products do not fully agree with each other. A study of 16 cloud climatologies showed that the annual mean total cloud fraction in the region north of $60^{\circ}N$ is 0.70 ± 0.03 (over the ocean 0.74 ± 0.04 ; over land 0.67 ± 0.03) [130]. The average disagreement between MODIS and CALIOP over the whole Arctic reaches 13.1% during daytime and 26.7% during nighttime [131]. This MODIS–CALIOP disagreement has high seasonal dependence; it is the lowest in summer (showing a 10.7% difference in cloud fractions) and the largest in winter (28.0%). MODIS typically under-detects low-level (top height < 2 km) and high-level clouds (top height > 6 km). Very low and thin clouds (< 0.3 km) over sea ice that are detected by MODIS are sometimes not observed or misclassified by CALIOP. Aside from this, MODIS cloud products perform better over open water than over ice [132]. The main reason for the discrepancies among observations is the difference in cloud detection algorithms, especially when clouds are detected over the ice/snow surface (during the whole year) or over regions with a presence of strong low-tropospheric temperature inversions (mostly in winter).

Arctic cloudiness is particularly challenging for climate models, causing major uncertainties and discrepancies in regional climate change projections. Most models project increasing low-level cloudiness in the region. Satellite observations confirm this tendency [114]. The Arctic was found to be more cloudy in spring (the decadal trend from 1984–2004 is $2.3\% \text{ dec}^{-1}$) and summer ($0.5\% \text{ dec}^{-1}$) but less cloudy in winter ($-3.4\% \text{ dec}^{-1}$) [33].

More recent studies [133], however, found extensive positive low-level cloud fraction trends over the Arctic sea ice. The strongest trends are found for October and November. Amplitudes of these trends exceed $+10\% \text{ dec}^{-1}$.

The estimations of the TOA forcing sensitivity give $-0.46 \pm 0.90 \text{ W m}^{-2}$ per each percentage of cloud cover change for shortwave radiation and $+0.14 \pm 0.087 \text{ W m}^{-2}$ per percentage for longwave radiation. The temperature responses to radiative changes vary from $0.25 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ in the CLARA A1 data to $0.43 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ in the CERES broadband planetary albedo data [53]. Hwang et al. [134] gave estimations of the radiative feedback using CERES/Terra data (2000–2014) of $1.88 \pm 0.73 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ and $2.38 \pm 0.59 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ for short- and long-wave radiation, respectively. They found that clouds reduce the albedo feedback by about 50%, from $1.13 \pm 0.44 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ in clear-sky periods to $0.49 \pm 0.30 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ in overcast periods. The TOA cloud feedback over $60\text{--}90^\circ\text{N}$ using CERES data remains rather uncertain, ranging from -0.3 to $0.5 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ [135]. Kay and L'Ecuyer [136,137] concluded that the clouds over the Arctic Ocean warm the surface by 10 W m^{-2} in annual average and cool the top of the atmosphere (TOA) by -12 W m^{-2} . Philipp et al. [114] analyzed clouds, radiation flux, and sea ice records covering 34 years of satellite observations. These data confirmed statistically significant anticorrelations between sea ice concentrations and the cloud fraction in autumn over melting zones. The net warming effect of clouds was found in late autumn through spring due to weak solar insolation. Thus, an increasing fraction of low-level clouds induces a surface warming trend up to $+8.3 \text{ W m}^{-2} \text{ dec}^{-1}$, causing a prolonged melting season and hindering perennial ice formation. Based on an assumption that the observed decrease in albedo is responsible for the full warming, Pistone et al. [50] obtained a feedback estimation of $0.31 \pm 0.04 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$.

Excessive cloud cover interferes differently with short- and long-wave radiation. In summertime, when short-wave radiation is available, a reduced cloud fraction allows for additional absorption of the solar energy at the surface and in the upper ocean. In total, Arctic clouds cool the atmosphere by 22 W m^{-2} [137]. The annual average cloud forcing has been changing at a rate of $-2.11 \text{ W m}^{-2} \text{ dec}^{-1}$, indicating a damping effect on the surface warming by clouds [33]. Cloud effects could, however, be offset by a changing surface albedo and radiation balance, as well as by a redistribution of the additional heat between atmospheric layers [51]. The net heating (the warming contribution to the amplification) effect of clouds is still uncertain and remains rather disputable [138]. However, recent additions to the satellite fleet (A-train with CloudSat and CALIPSO) have considerably advanced our knowledge of the Arctic clouds and their climatic impact [137].

Many important issues have been clarified in recent studies [47]. It was confirmed that reduced cloudiness supports the amplification well into the autumn season, when accumulated heat is released [139]. In the wintertime, enhanced low-level cloud fraction traps outgoing long-wave radiation. This trapping is known as cloud optical depth feedback [140]. Observations from the ISCCP, MODIS, and PATMOS-x platforms confirmed that this feedback increases surface warming [141]. The CERES EBAF data set suggests that cloudiness over the areas of sea ice retreat is enhanced, inducing positive radiation forcing [137,142]. Since clouds reduce surface heat loss in the winter season, they are capable of enhancing the amplification.

The Arctic energy budget. Satellite platforms are the most suitable for observing spectral radiance and the energy budget [31]. Therefore, the amplification has gained the largest boost in understanding from climatic-quality data sets of the radiative components of the TOA and surface energy budgets and forcing. The total Arctic energy budget is dominated by a heat deficit of 115.8 W m^{-2} at the top of the atmosphere (TOA) on the annual average [94]. This deficit is larger (-176.9 W m^{-2}) in January but reverts to a small energy gain (12.4 W m^{-2}) in July.

The TOA radiative forcing has been reconstructed using different sensors since the end of 1970s [31]. The CERES data set (2000–2018) indicates only a statistically insignificant Arctic TOA response of $-0.19 \pm 0.44 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ (in high sea ice concentration (SIC) periods) to $-0.15 \pm 0.16 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ (in low SIC periods) [48]. Thus, the TOA radiative

response in the amplification domain has remained nearly stable during the recent period, which is in agreement with model-drawn conclusions [14].

Changes in the regional surface albedo have a strong impact on the heat absorption and redistribution in the Arctic. The long-term darkening of the Arctic surface due to sea ice loss has been observationally confirmed; the mean surface albedo has been reduced from 0.52 to 0.48 since 1979 [50]. Over 28 years of homogenized satellite data (CLARA-A1-SAL product; 1982–2009), the mean albedo of the sea ice cover has been decreasing at $0.029 \pm 0.011 \text{ dec}^{-1}$ [49]. As sea ice and snow cover retreat, the total Arctic surface albedo has decreased over 1982–2014 at rates of 1.25 ± 0.34 (CLARA A1) and $1.51 \pm 0.41 \text{ \% dec}^{-1}$ (APP-x) [143]. This has caused moderate changes in the radiative fluxes and forcing. Using the CLARA A1 data product, Cao et al. [53] found that sea ice loss has resulted in a $0.20 \pm 0.05 \text{ W m}^{-2}$ decrease in radiative forcing, yielding a sea ice albedo feedback strength of $0.25 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ for the Northern Hemisphere and $0.19 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ for the entire globe.

4. A Broader Impact of the Amplification

Impacts on extremes. Interest in the amplification is maintained by its impact on the marine environment, the biosphere, and the cryosphere. The amplification changes not only the mean values of ECVs but also induces a broad spectrum of weather extremes and environmental hazards [144]. Extremes are becoming new normals in the changing Arctic [8]. Amplified warming literally means more intensive and more frequent heat waves in the Arctic, such as those observed in 2012, 2016, 2019, and 2020 [145]. The effects of sea ice retreat, snow cover reduction, and soil carbon release could be felt worldwide [146], though they are perhaps not as straightforward as it has been previously suggested [147]. At the same time, there is no consensus on the impact of the amplification on mid-latitude weather extremes [148]. Synoptic activity in the mid-latitudes likely enhances the amplification; poleward winds are stronger in years of reduced sea ice concentration, increasing the atmospheric (surface oceanic) poleward heat flux by up to 25% and accelerating sea ice retreat [149]. However, the amplification likely has an insignificant impact on synoptic activity [150].

Impacts on ecosystems. The amplification impacts Arctic ecosystems (both their composition and productivity) strongly. The most informative data products systematically quantify changes from earlier baselines [90]. The longest running data product combines more than 40 years of satellite observations since 1981 in the Global Inventory Modeling and Mapping Studies (GIMMS) [66,83]. Vegetation indices in GIMMS isolate signals of vegetation productivity by emphasizing reflectance in different parts of the radiometric spectrum. However, the indices are not developed in the polar context [7]. The relevant issues here, for instance, are a low sun angle, an abundance of surface water, and a low or high surface contrast. Other climatic-quality products include: VIP3 (Vegetation Index and Phenology, version 3), LTDR4 (Long-Term Data Record, version 4), SPOT-VGT (Système Pour l'Observation de la Terre VEGETATION), and the MODIS data set [30]. These data products still have trend discontinuities, as sensor shifts potentially introduce uncertainties and artifacts in data records [151]. Spatial fragmentation of the pixel-based trends creates difficulties for regional trend aggregation [152], so that a trend detection methodology needs more attention [153]. Satellite products also suffer from inadequate sensitivity to detect changes; known problems are related to aliasing from decreasing snow cover and increasing leaf area, atmospheric contamination, orbital drift, and sensor replacements [83]. At present, the EU Sentinel missions [154] have significantly improved monitoring of the terrestrial ecosystem, introducing a 10–60 m spatial resolution and a potential revisit time of five days. The development of hyperspectral missions such as the EnMAP, FLEX, and HypsIRI is expected to deliver richer functionality and accuracy of information. In recent years, attempts to retrieve more diverse traits, such as plant heights, have been presented [155]. The retrieval combines C-band SAR and multispectral vegetation indices, especially through the acquisition strategy of Sentinel-1 and 2.

Remote sensing has already revealed longer growing seasons (up to 20 days longer over the past decade) and increased annual biological production (greening) of the northernmost bioclimatic zones of tundra and forest–tundra [156]. In total, seasonal biological productivity has increased for 42% of northern vegetation, which translates to a 21% gain in productivity between 1982 and 2014 [57]. Only 2.5% of northern vegetation shows browning, which corresponds to a 1.2% loss of productivity.

Impacts on marine biology. Sea ice retreat has improved illuminance, followed by increasing temperatures in upper, biologically productive layers. More stormy weather, higher waves, and enhanced inflow of Atlantic water enrich the productive layers with nutrients. Satellites are witnessing growing primary production, which extends further north and east in the marginal Arctic seas [26,157]. Areas of marine species, from algae and fish to birds and polar bears, have been moving northwards, with implications for the entire food web and leading to an increasing number of fishing vessels visiting Svalbard. Satellite platforms are the main tool to monitor marine ecosystems, providing for the onset and peaks of the annual spring and summer algae blooms as well as for their extent and phenology, both in open waters and under sea ice. Fishery fleet activity can be also monitored. The combined use of SAR and AIS data will provide information on changes in the catch pattern of the fishing fleet in Arctic waters. The ESA contribution has been politically recognized as an essential basis to sustain fisheries in the Arctic Ocean [158].

Impact on soils and permafrost. Following the amplification and land cover changes, warming begins to penetrate in active soil layers and permafrost [159]. The changes in permafrost could be monitored from space using direct and indirect methods. Indirect methods utilize diverse signatures left on terrestrial morphology, hydrology, and biology [29,160]. Such surface changes could be related to the occurrence of certain vegetation types [161] or to the disappearance or shrinkage of lakes [162]. The proxy data may be utilized to extend global permafrost products back to the 1980s or to even earlier periods.

A more direct approach utilizes the land surface temperature and its derivatives in connection with soil temperature modeling. The model complexity and remote-sensing contributions may vary. A number of auxiliary input parameters might be involved. A simple frost-and-thaw index approach was commonly used in earlier works, but later, a more computationally extensive approach began to dominate [163]. Permafrost monitoring with the MODIS LST input was applied by Marchand et al. [164]. This approach is followed in the GlobPermafrost project [56]. It estimates permafrost distribution using an equilibrium state model for the temperature at the top of the permafrost (TTOP model) for the 2000–2016 period. The Copernicus Sentinel-1 and -2 missions provide information on changing topography (land surface slumps, erosion related to thawing permafrost, surface depressions, shrubification), whereas missions carrying thermal sensors (Sentinel-3) assess changes in the land surface temperature. Information on snow conditions and land cover can be used as a proxy for soil properties. Both snow and soil regulate heat transfer and thus determine the impact of the amplification on the frozen soil beneath. Park et al. [54] inferred the extent of permafrost from satellite microwave data of the daily landscape freeze–thaw status over 30 years (1980–2009). The data set is presented in Kim et al. [85]. The extent of permafrost has been declining since 1980 at a rate of $0.33 \text{ million km}^2 \text{ dec}^{-1}$ ($p < 0.05$), but this decline has seemed to accelerate since 2004.

Impact on the Arctic ice sheets and glaciers. Due to the vast time scale difference, it is not a simple question as to whether the amplification has already imposed its impact on the Arctic ice sheets and glaciers. Satellite data reveal a robust decline in the Greenland ice mass since the 2000s. The IMBE team [58] published a data set that compares and combines 26 individual satellite measurements of changes in the Greenland ice sheet mass balance. The ice sheet remained nearly in balance in the 1990s, but annual ice losses have risen since then. The peak loss was recorded in 2011, when it reached 345 ± 66 billion tons. The total loss between 1992 and 2018 was 3902 ± 342 billion tons of ice, driving the mean sea level up by 10.8 ± 0.9 mm. Despite its significant ice sheet loss, Greenland and the surrounding seas do not exhibit a strong amplification, perhaps due to an increasing influx of ice in the

adjacent waters. A review by Cooper and Smith [60] synthesized remote-sensing methods and key findings for the Greenland ice sheet ablation zone. Observations for other, smaller glaciers have provided more diverse results [165].

Impacts on society and humans. Although still wild and remote, the Arctic is increasingly touched by human activity. The Sentinel-1 and -2 satellites have improved the mapping of Arctic settlements and infrastructure [61,62]. Local human disturbances around settlements, mining fields, and transport routes are gradually merging into a pan-Arctic network of modified land cover types. The slow recovery of soils and vegetation increases the footprints of any disturbances, even minimal artificial ones. High-resolution satellite imagery has helped in tracking human footprints over decades, e.g., in northern West Siberia, where the exploration of vast hydrocarbon deposits has been extensive since 1970s. Holistic, interdisciplinary studies of human-induced disturbances include the analysis of diverse satellite imagery and remote-sensing data products [166]. The extensive transformation of disturbed land patches has been documented.

Sizov et al. [167] gives an illustrative example of northern forest advance in northern West Siberia. They compared high-resolution satellite images taken over the last 50 years (1968–2018). The study clearly demonstrates the widespread advance of alternative ecosystems (forest) on damaged land patches that replace tundra ecosystems in their traditional ecotone (Figure 8). Generalizing this example, enhanced greening has been revealed in the MODIS NDVI data around the majority of Arctic towns [168].

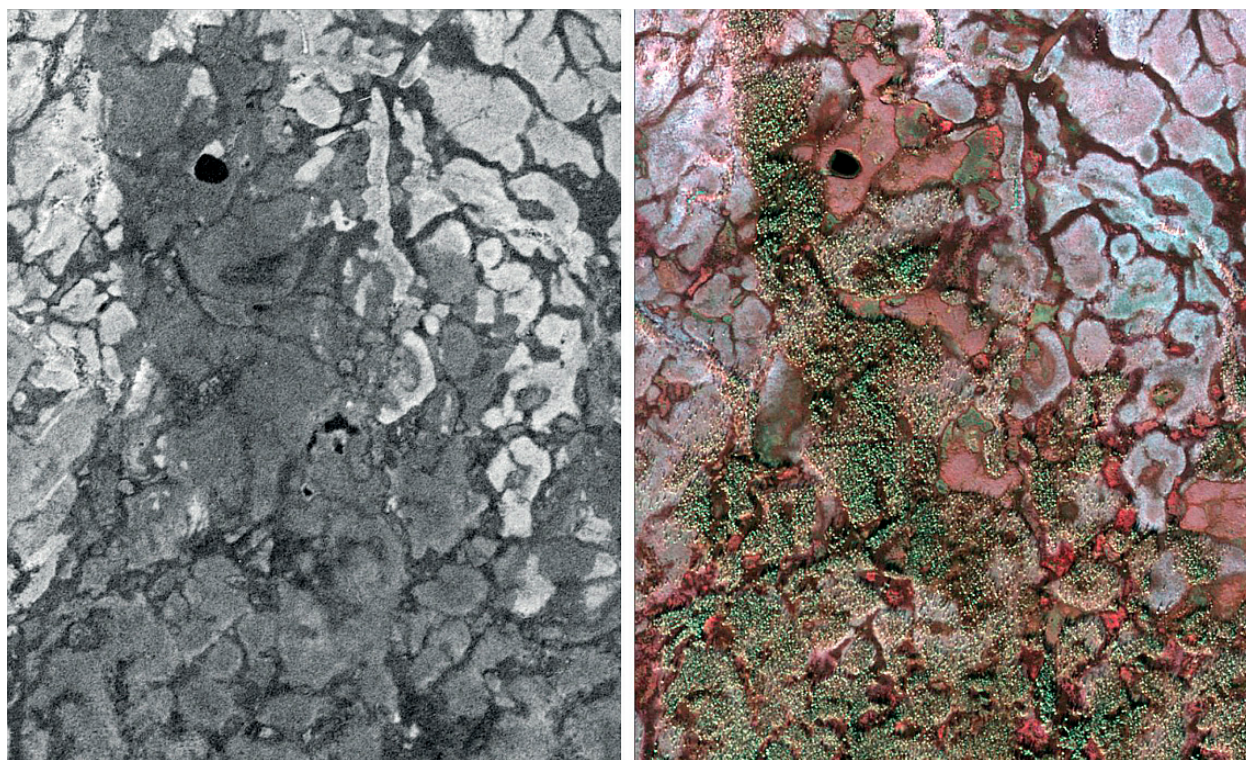


Figure 8. Afforestation of a burned tundra area in northern West Siberia. The left image was taken by Corona/KH-4b, 21 August 1968, the right image by Resurs-P, 28 September 2016. Source: [168].

Following global economic and political trends regarding Arctic development, the Arctic population is experiencing significant changes [169]. The amplification creates both risks and opportunities. On the one hand, sea ice retreat, increasing land productivity, and less severe winters improve access to remote areas and resources in the Arctic. On the other hand, an active soil layer and permafrost warming lead to weakened ground stability under infrastructure [2], destroyed roads, and other detrimental effects [170]. Satellites have monitored human-induced changes and effects since the 1960s. There are several important

issues for satellites to follow up on, namely, coastal erosion [61], the stability of settlements on the permafrost [171,172], and monitoring of the environmental pollution [173].

5. Conclusions and Perspectives

Responding to the global issue of anthropogenic climate change, the European Space Agency (ESA) has undertaken the Climate Change Initiative (CCI) to exploit the full potential of long-term global satellite observations. The ESA CCI essential climate variables (ECVs) cover more than 40 years of monitoring the earth from space and provide climatic-quality data sets for the investigation of climate phenomena in development [3]. Data sent by the ESA, NASA, and some other satellite platforms are utilized to create a variety of ECV records. Both the advantages and challenges of the ESA CCI projects are related to the need to fuse data information from different sensors working on different satellite platforms with different spatial, temporal, and spectral resolution. Nevertheless, since the emergence of profound climate change in the Arctic has been delayed by the transition of the sea ice state, ESA CCI climatic-quality records have captured the amplified and accelerated climate warming in the Arctic and its widespread influential effects and impacts. These linkages are summarized in Figure 9.

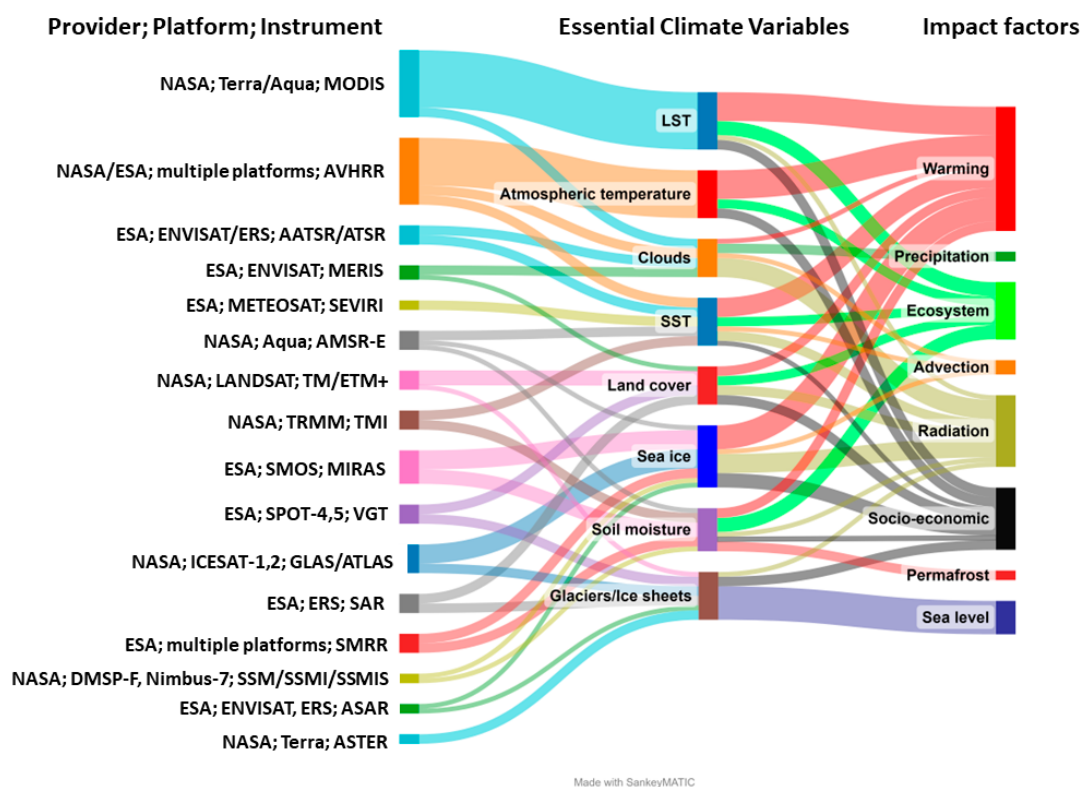


Figure 9. Primary satellite sensors contributing to the amplification ECVs in the ESA CCI program. The diagram combines presentations in several publications [5,12,68,80]. A complete description for each ECV is available at <https://climate.esa.int/en/> (accessed on 8 January 2023).

Satellite observations are indispensable for crystallizing a new physical paradigm for the amplification. Although this paradigm benefits from model sensitivity and process studies, such modeling efforts would not be feasible without satellite information in native resolution on the characteristics of sea ice, snow cover, clouds, vegetation, albedo, and TOA radiative fluxes—all of these characteristics are poorly reproduced in unconstrained model runs. Specifically, satellite observations have been essential in revealing the link between sea ice cover and the apparent (surface layer) amplification. They revealed the spatial

relocation of the amplification core from the northern continents to the marginal sea ice zone (e.g., the Barents-Kara Sea region) as soon as multiyear sea ice cover had disappeared.

This synthesis draws a broadly consistent picture of the amplification and its impacts derived from the ESA CCI ECVs and other collections of climatic-quality remote-sensing data products. At the same time, we have to agree with a critical judgement of satellite observations: “While suitable for detecting overall change, the current capability [of satellite observations] is inadequate for systematic monitoring and for improving process-based and large-scale understanding of the integrated components the cryosphere, biosphere, hydrosphere, and atmosphere” [5]. There is future potential in multi-sensor/data and synergetic applications of satellite and in situ data to be used in combination with numerical modeling. Those still-existing gaps in ECVs for amplification monitoring will be reduced by new ESA satellite missions [67].

Perspectives on the future amplification. The amplification is a robust response to climate forcing. Historical observations and climate reconstructions have revealed periods of amplified and accelerated temperature trends in the Arctic’s past [174]. Model simulations suggest that the amplification will proceed into the future. At the same time, the amplification will not develop as a steady process. Will it vanish as the Earth’s climate system approaches its new, warmer equilibrium? Climate models suggest that it will decrease already by the end of the 21st century [175], owing largely to the disappearance of summer sea ice in the Arctic and the equilibration of the global radiation response in the climate system [176]. Other studies disagree with this projection [177]. They expect R_{AA} between 2.5 and 3.5 by the end of the 21st century. CMIP6 climate models project the amplification’s continued presence throughout the 21st century, with R_{AA} of about 2.4 (2 to 4 for individual models). As such, the Arctic’s annual mean temperature and precipitation could reach about 11.5 ± 3.4 °C and $49 \pm 19\%$ over the 2081–2100 period (with respect to a 1995–2014 baseline) under the SSP5-8.5 scenario or 4.0 ± 2.5 °C and $17 \pm 11\%$ under the SSP1-2.6 scenario. It remains unclear whether the period of the most accelerated warming will be limited to the transition to a seasonally ice-free Arctic Ocean, or whether the Arctic warming pace will be still increasing in an open-water Arctic [178].

Satellite observations contribute not only to the monitoring of the amplification but also to the entire value chain that comprises data, information, knowledge, and wisdom [179]. Remote-sensing products of climate quality become integrated into body of knowledge and are used in holistic informed decision making. The ESA CCI is significant in providing data for societal benefits [180]. There is, however, more work to be done. First, more diverse long-term climate quality data products are needed. Diversification of ECV products must be complemented by studies of consistency between different products, and intercalibration should be performed if necessary. This will help to create a model-independent assessment of Arctic climate change and also of spatial and temporal scales that are still unresolved in climate models and analyses. Second, there is a need to improve the processing and cross-platform calibration of long-term climate quality data products, so that the statistical analysis of time records, specifically trends, would become more reliable. Year-round sampling capabilities and sampling of the land sea interface need to be considerably advanced. Specifically, regular atmospheric vertical profile information is still undersampled. Finally, there is a need for a standard protocol for such calibration, which would ensure the quality of long-term data sets. It is important to bring consistency to diverse data products, which at present are increasing the uncertainties of future climate projections.

Author Contributions: Conceptualization, I.E., B.C. and J.A.J.; methodology, I.E., B.C., L.H.P. and A.C.; formal analysis, I.E., L.H.P., A.C. and A.S.; resources, J.A.J. and C.D.; data curation, O.S., M.C., A.S., A.C. and I.E.; writing, I.E. and A.C.; supervision, J.A.J., B.C. and C.D.; project administration, J.A.J.; funding acquisition, J.A.J. and C.D. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

Funding: This work was supported by the European Space Agency (contract no. 4000127401/19/NL/LF—“ARKTALAS Hoavva”).

Data Availability Statement: All data sets should be requested from original references.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest.

References

1. Rajendran, S.; Sadooni, F.N.; Al-Kuwari, H.A.S.; Oleg, A.; Govil, H.; Nasir, S.; Vethamony, P. Monitoring Oil Spill in Norilsk, Russia Using Satellite Data. *Sci. Rep.* **2021**, *11*, 3817. [\[CrossRef\]](#)
2. Hjort, J.; Karjalainen, O.; Aalto, J.; Westermann, S.; Romanovsky, V.E.; Nelson, F.E.; Etzelmüller, B.; Luoto, M. Degrading Permafrost Puts Arctic Infrastructure at Risk by Mid-Century. *Nat. Commun.* **2018**, *9*, 5147. [\[CrossRef\]](#)
3. Hegglin, M.I.; Hollmann, R.; Ardhuin, F.; Bartsch, A.; Bastos, A.; Bennett, V.; Boutin, J.; Brockmann, C.; Buchwitz, M.; Chuvieco, E.; et al. Consistency of Satellite Climate Data Records for Earth System Monitoring. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2020**, *101*, E1948–E1971. [\[CrossRef\]](#)
4. Yang, J.; Gong, P.; Fu, R.; Zhang, M.; Chen, J.; Liang, S.; Xu, B.; Shi, J.; Dickinson, R. The Role of Satellite Remote Sensing in Climate Change Studies. *Nat. Clim. Chang.* **2013**, *3*, 875–883. [\[CrossRef\]](#)
5. Duncan, B.N.; Ott, L.E.; Abshire, J.B.; Brucker, L.; Carroll, M.L.; Carton, J.; Comiso, J.C.; Dinnat, E.P.; Forbes, B.C.; Gonsamo, A.; et al. Space-Based Observations for Understanding Changes in the Arctic-Boreal Zone. *Rev. Geophys.* **2020**, *58*, e2019RG000652. [\[CrossRef\]](#)
6. Jia, C.; Minnett, P.J. High Latitude Sea Surface Temperatures Derived from MODIS Infrared Measurements. *Remote Sens. Environ.* **2020**, *251*, 112094. [\[CrossRef\]](#)
7. Myers-smith, I.H.; Kerby, J.T.; Phoenix, G.K.; Bjerke, J.W.; Epstein, H.E.; Assmann, J.J.; John, C.; Andreu-hayles, L.; Angers-blondin, S.; Beck, P.S.A.; et al. Complexity Revealed in the Greening of the Arctic. *Nat. Clim. Chang.* **2020**, *10*, 106–117. [\[CrossRef\]](#)
8. Landrum, L.; Holland, M.M. Extremes Become Routine in an Emerging New Arctic. *Nat. Clim. Chang.* **2020**, *10*, 1108–1115. [\[CrossRef\]](#)
9. Taylor, P.C.; Boeke, R.C.; Boisvert, L.N.; Feldl, N.; Henry, M.; Huang, Y.; Langen, P.L.; Liu, W.; Pithan, F.; Sejas, S.A.; et al. Process Drivers, Inter-Model Spread, and the Path Forward: A Review of Amplified Arctic Warming. *Front. Earth Sci.* **2022**, *9*, 1391. [\[CrossRef\]](#)
10. Robinson, D.A.; Dewey, K.F.; Heim, R.R. Global Snow Cover Monitoring: An Update. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **1993**, *74*, 1689–1696. [\[CrossRef\]](#)
11. Bojinski, S.; Verstraete, M.; Peterson, T.C.; Richter, C.; Simmons, A.; Zemp, M. The Concept of Essential Climate Variables in Support of Climate Research, Applications, and Policy. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2014**, *95*, 1431–1443. [\[CrossRef\]](#)
12. Starkweather, S.; Shapiro, H.; Vakhutinsky, S.; Druckenmiller, M. *15-Year Retrospective Analysis on AON the Observational Foundation of the Arctic Report Card—A 15-Year Retrospective Analysis on the Arctic Observing Network (AON) and Insights for the Future System*; NOAA Arctic: Washington, DC, USA, 2020. [\[CrossRef\]](#)
13. Comiso, J.C.; Hall, D.K. Climate Trends in the Arctic as Observed from Space. *WIREs Clim. Chang.* **2014**, *5*, 389–409. [\[CrossRef\]](#)
14. Previdi, M.; Smith, K.L.; Polvani, L.M. Arctic Amplification of Climate Change: A Review of Underlying Mechanisms. *Environ. Res. Lett.* **2021**, *16*, 093003. [\[CrossRef\]](#)
15. Semenov, V.A. Modern Arctic Climate Research: Progress, Change of Concepts, and Urgent Problems. *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* **2021**, *57*, 18–28. [\[CrossRef\]](#)
16. Wendisch, M.; Brückner, M.; Crewell, S.; Ehrlich, A.; Notholt, J.; Lüpkes, C.; Macke, A.; Burrows, J.P.; Rinke, A.; Quaas, J.; et al. Atmospheric and Surface Processes, and Feedback Mechanisms Determining Arctic Amplification: A Review of First Results and Prospects of the (AC)3 Project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2022**, *104*, E208–E242. [\[CrossRef\]](#)
17. Wang, Y.; Bi, H.; Huang, H.; Liu, Y.; Liu, Y.; Liang, X.; Fu, M.; Zhang, Z. Satellite-Observed Trends in the Arctic Sea Ice Concentration for the Period 1979–2016. *J. Oceanol. Limnol.* **2019**, *37*, 18–37. [\[CrossRef\]](#)
18. England, M.R.; Eisenman, I.; Lutsko, N.J.; Wagner, T.J.W. The Recent Emergence of Arctic Amplification. *Geophys. Res. Lett.* **2021**, *48*, e2021GL094086. [\[CrossRef\]](#)
19. Isaksen, K.; Nordli, Ø.; Ivanov, B.; Køltzow, M.A.Ø.; Aaboe, S.; Gjeltén, H.M.; Mezghani, A.; Eastwood, S.; Førland, E.; Benestad, R.E.; et al. Exceptional Warming over the Barents Area. *Sci. Rep.* **2022**, *12*, 9371. [\[CrossRef\]](#)
20. Francis, J.A.; Vavrus, S.J. Evidence Linking Arctic Amplification to Extreme Weather in Mid-Latitude. *Geophys. Res. Lett.* **2012**, *39*, L06801. [\[CrossRef\]](#)
21. Johannessen, O.M.; Kuzmina, S.I.; Bobylev, L.P.; Miles, M.W. Surface Air Temperature Variability and Trends in the Arctic: New Amplification Assessment and Regionalisation. *Tellus Ser. A Dyn. Meteorol. Oceanogr.* **2016**, *68*, 28234. [\[CrossRef\]](#)
22. Davy, R.; Chen, L.; Hanna, E. Arctic Amplification Metrics. *Int. J. Climatol.* **2018**, *38*, 4384–4394. [\[CrossRef\]](#)
23. Bekryaev, R.V.; Polyakov, I.V.; Alexeev, V.A. Role of Polar Amplification in Long-Term Surface Air Temperature Variations and Modern Arctic Warming. *J. Clim.* **2010**, *23*, 3888–3906. [\[CrossRef\]](#)
24. Nielsen-Englyst, P.; Høyer, J.L.; Kolbe, W.M.; Dybkjær, G.; Lavergne, T.; Tonboe, R.T.; Skarpalezos, S.; Karagali, I. A Combined Sea and Sea-Ice Surface Temperature Climate Dataset of the Arctic, 1982–2021. *Remote Sens. Environ.* **2023**, *284*, 113331. [\[CrossRef\]](#)

25. Bormann, K.J.; Brown, R.D.; Derksen, C.; Painter, T.H. Estimating Snow-Cover Trends from Space. *Nat. Clim. Chang.* **2018**, *8*, 924–928. [\[CrossRef\]](#)
26. Ardyna, M.; Arrigo, K.R. Phytoplankton Dynamics in a Changing Arctic Ocean. *Nat. Clim. Chang.* **2020**, *10*, 892–903. [\[CrossRef\]](#)
27. Nitze, I.; Grosse, G.; Jones, B.M.; Romanovsky, V.E.; Boike, J. Remote Sensing Quantifies Widespread Abundance of Permafrost Region Disturbances across the Arctic and Subarctic. *Nat. Commun.* **2018**, *9*, 5423. [\[CrossRef\]](#) [\[PubMed\]](#)
28. Beamish, A.; Raynolds, M.K.; Epstein, H.; Frost, G.V.; Macander, M.J.; Bergstedt, H.; Bartsch, A.; Kruse, S.; Miles, V.; Tanis, C.M.; et al. Recent Trends and Remaining Challenges for Optical Remote Sensing of Arctic Tundra Vegetation: A Review and Outlook. *Remote Sens. Environ.* **2020**, *246*, 111872. [\[CrossRef\]](#)
29. Trofaier, A.M.; Westermann, S.; Bartsch, A. Progress in Space-Borne Studies of Permafrost for Climate Science: Towards a Multi-ECV Approach. *Remote Sens. Environ.* **2017**, *203*, 55–70. [\[CrossRef\]](#)
30. Jenkins, L.K.; Barry, T.; Bosse, K.R.; Currie, W.S.; Christensen, T.; Longan, S.; Shuchman, R.A.; Tanzer, D.; Taylor, J.J. Satellite-Based Decadal Change Assessments of Pan-Arctic Environments. *Ambio* **2020**, *49*, 820–832. [\[CrossRef\]](#)
31. Liang, S.; Wang, D.; He, T.; Yu, Y. Remote Sensing of Earth's Energy Budget: Synthesis and Review. *Int. J. Digit. Earth* **2019**, *12*, 737–780. [\[CrossRef\]](#)
32. Riihelä, A.; Key, J.R.; Meirink, J.F.; Kuipers Munneke, P.; Palo, T.; Karlsson, K.-G. An Intercomparison and Validation of Satellite-Based Surface Radiative Energy Flux Estimates over the Arctic. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2017**, *122*, 4829–4848. [\[CrossRef\]](#)
33. Wang, X.; Key, J.; Liu, Y.; Fowler, C.; Maslanik, J.; Tschudi, M. Arctic Climate Variability and Trends from Satellite Observations. *Adv. Meteorol.* **2012**, *2012*, 505613. [\[CrossRef\]](#)
34. Rantanen, M.; Karpechko, A.Y.; Lipponen, A.; Nordling, K.; Hyvärinen, O.; Ruosteenoja, K.; Vihma, T.; Laaksonen, A. The Arctic Has Warmed Nearly Four Times Faster than the Globe since 1979. *Commun. Earth Environ.* **2022**, *3*, 168. [\[CrossRef\]](#)
35. Lind, S.; Ingvaldsen, R.B.; Furevik, T. Arctic warming hotspot in the northern Barents Sea linked to declining sea-ice import. *Nat. Clim. Chang.* **2018**, *8*, 634–639. [\[CrossRef\]](#)
36. Ricker, R.; Kauker, F.; Schweiger, A.; Hendricks, S.; Zhang, J.; Paul, S. Evidence for an Increasing Role of Ocean Heat in Arctic Winter Sea Ice Growth. *J. Clim.* **2021**, *34*, 5215–5227. [\[CrossRef\]](#)
37. Yang, X.-Y.; Fyfe, J.C.; Flato, G.M. The Role of Poleward Energy Transport in Arctic Temperature Evolution. *Geophys. Res. Lett.* **2010**, *37*. [\[CrossRef\]](#)
38. Liu, Y.; Key, J.R.; Schweiger, A.; Francis, J. Characteristics of Satellite-Derived Clear-Sky Atmospheric Temperature Inversion Strength in the Arctic, 1980–1996. *J. Clim.* **2006**, *19*, 4902–4913. [\[CrossRef\]](#)
39. Sobrino, J.A.; Julien, Y.; García-Monteiro, S. Surface Temperature of the Planet Earth from Satellite Data. *Remote Sens.* **2020**, *12*, 218. [\[CrossRef\]](#)
40. Wang, Y.; Hessen, D.O.; Samset, B.H.; Stordal, F. Evaluating Global and Regional Land Warming Trends in the Past Decades with Both MODIS and ERA5-Land Land Surface Temperature Data. *Remote Sens. Environ.* **2022**, *280*, 113181. [\[CrossRef\]](#)
41. Li, M.; Ke, C.Q.; Shen, X.; Cheng, B.; Li, H. Investigation of the Arctic Sea Ice Volume from 2002 to 2018 Using Multi-Source Data. *Int. J. Climatol.* **2021**, *41*, 2509–2527. [\[CrossRef\]](#)
42. Bi, H.; Liang, Y.; Wang, Y.; Liang, X.; Zhang, Z.; Du, T.; Yu, Q.; Huang, J.; Kong, M.; Huang, H. Arctic Multiyear Sea Ice Variability Observed from Satellites: A Review. *J. Oceanol. Limnol.* **2020**, *38*, 962–984. [\[CrossRef\]](#)
43. Liu, Y.; Key, J.R.; Wang, X.; Tschudi, M. Multidecadal Arctic Sea Ice Thickness and Volume Derived from Ice Age. *Cryosph.* **2020**, *14*, 1325–1345. [\[CrossRef\]](#)
44. Kwok, R. Arctic Sea Ice Thickness, Volume, and Multiyear Ice Coverage: Losses and Coupled Variability (1958–2018). *Environ. Res. Lett.* **2018**, *13*, 105005. [\[CrossRef\]](#)
45. Feng, J.; Zhang, Y.; Cheng, Q.; Tsou, J.Y. Pan-Arctic Melt Pond Fraction Trend, Variability, and Contribution to Sea Ice Changes. *Glob. Planet. Chang.* **2022**, *217*, 103932. [\[CrossRef\]](#)
46. Pulliainen, J.; Luojus, K.; Derksen, C.; Mudryk, L.; Lemmetyinen, J.; Salminen, M.; Ikonen, J.; Takala, M.; Cohen, J.; Smolander, T.; et al. Patterns and Trends of Northern Hemisphere Snow Mass from 1980 to 2018. *Nature* **2020**, *581*, 294–298. [\[CrossRef\]](#)
47. Devasthale, A.; Sedlar, J.; Tjernström, M.; Kokhanovsky, A. A Climatological Overview of Arctic Clouds. In *Physics and Chemistry of the Arctic Atmosphere*; Springer: Cham, Switzerland, 2020; pp. 331–360.
48. Hwang, J.; Choi, Y.; Su, H.; Jiang, J.H. Invariability of Arctic Top-of-Atmosphere Radiative Response to Surface Temperature Changes. *Earth Space Sci.* **2020**, *7*, e2020EA001316. [\[CrossRef\]](#)
49. Riihelä, A.; Manninen, T.; Laine, V. Observed Changes in the Albedo of the Arctic Sea-Ice Zone for the Period 1982–2009. *Nat. Clim. Chang.* **2013**, *3*, 895–898. [\[CrossRef\]](#)
50. Pistone, K.; Eisenman, I.; Ramanathan, V. Observational Determination of Albedo Decrease Caused by Vanishing Arctic Sea Ice. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* **2014**, *111*, 3322–3326. [\[CrossRef\]](#)
51. Marcianesi, F.; Aulicino, G.; Wadhams, P. Arctic Sea Ice and Snow Cover Albedo Variability and Trends during the Last Three Decades. *Polar Sci.* **2021**, *28*, 100617. [\[CrossRef\]](#)
52. Seong, N.; Kim, H.-C.; Choi, S.; Jin, D.; Jung, D.; Sim, S.; Woo, J.; Kim, N.; Seo, M.; Lee, K.; et al. Evaluation of Sea Ice Radiative Forcing According to Surface Albedo and Skin Temperature over the Arctic from 1982–2015. *Remote Sens.* **2022**, *14*, 2512. [\[CrossRef\]](#)
53. Cao, Y.; Liang, S.; Chen, X.; He, T. Assessment of Sea Ice Albedo Radiative Forcing and Feedback over the Northern Hemisphere from 1982 to 2009 Using Satellite and Reanalysis Data. *J. Clim.* **2015**, *28*, 1248–1259. [\[CrossRef\]](#)

54. Park, H.; Kim, Y.; Kimball, J.S. Widespread Permafrost Vulnerability and Soil Active Layer Increases over the High Northern Latitudes Inferred from Satellite Remote Sensing and Process Model Assessments. *Remote Sens. Environ.* **2016**, *175*, 349–358. [\[CrossRef\]](#)
55. Philipp, M.; Dietz, A.; Buchelt, S.; Kuenzer, C. Trends in Satellite Earth Observation for Permafrost Related Analyses—a Review. *Remote Sens.* **2021**, *13*, 1217. [\[CrossRef\]](#)
56. Obu, J.; Westermann, S.; Bartsch, A.; Berdnikov, N.; Christiansen, H.H.; Dashtseren, A.; Delaloye, R.; Elberling, B.; Etzel Müller, B.; Kholodov, A.; et al. Northern Hemisphere Permafrost Map Based on TTOP Modelling for 2000–2016 at 1 Km² Scale. *Earth-Sci. Rev.* **2019**, *193*, 299–316. [\[CrossRef\]](#)
57. Park, T.; Ganguly, S.; Tømmervik, H.; Euskirchen, E.S.; Høgda, K.-A.; Karlsen, S.R.; Brovkin, V.; Nemani, R.R.; Myneni, R.B. Changes in Growing Season Duration and Productivity of Northern Vegetation Inferred from Long-Term Remote Sensing Data. *Environ. Res. Lett.* **2016**, *11*, 084001. [\[CrossRef\]](#)
58. The IMBIE team Mass Balance of the Greenland Ice Sheet from 1992 to 2018. *Nature* **2020**, *579*, 233–239. [\[CrossRef\]](#)
59. Mottram, R.; Simonsen, S.B.; Høyer Svendsen, S.; Barletta, V.R.; Sandberg Sørensen, L.; Nagler, T.; Wuite, J.; Groh, A.; Horwath, M.; Rosier, J.; et al. An Integrated View of Greenland Ice Sheet Mass Changes Based on Models and Satellite Observations. *Remote Sens.* **2019**, *11*, 1407. [\[CrossRef\]](#)
60. Cooper, M.; Smith, L. Satellite Remote Sensing of the Greenland Ice Sheet Ablation Zone: A Review. *Remote Sens.* **2019**, *11*, 2405. [\[CrossRef\]](#)
61. Bartsch, A.; Pointner, G.; Nitze, I.; Efimova, A.; Jakober, D.; Ley, S.; Högström, E.; Grosse, G.; Schweitzer, P. Expanding Infrastructure and Growing Anthropogenic Impacts along Arctic Coasts. *Environ. Res. Lett.* **2021**, *16*, 115013. [\[CrossRef\]](#)
62. Bartsch, A.; Pointner, G.; Ingeman-Nielsen, T.; Lu, W. Towards Circumpolar Mapping of Arctic Settlements and Infrastructure Based on Sentinel-1 and Sentinel-2. *Remote Sens.* **2020**, *12*, 2368. [\[CrossRef\]](#)
63. Sasgen, I.; Wouters, B.; Gardner, A.S.; King, M.D.; Tedesco, M.; Landerer, F.W.; Dahle, C.; Save, H.; Fettweis, X. Return to Rapid Ice Loss in Greenland and Record Loss in 2019 Detected by the GRACE-FO Satellites. *Commun. Earth Environ.* **2020**, *1*, 8. [\[CrossRef\]](#)
64. Spencer, R.W.; Christy, J.R.; Braswell, W.D. UAH Version 6 Global Satellite Temperature Products: Methodology and Results. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.* **2017**, *53*, 121–130. [\[CrossRef\]](#)
65. Christy, J.R.; Spencer, R.W.; Braswell, W.D.; Doty, K.G. NOAA CDR Program. *NOAA Climate Data Record (CDR) of MSU and AMSU-A Mean Layer Temperatures, UAH Version 6.0*, NOAA National Centers for Environmental Information: Washington, DC, USA, 2017. [\[CrossRef\]](#)
66. Guay, K.C.; Beck, P.S.A.; Berner, L.T.; Goetz, S.J.; Baccini, A.; Buermann, W. Vegetation Productivity Patterns at High Northern Latitudes: A Multi-Sensor Satellite Data Assessment. *Glob. Chang. Biol.* **2014**, *20*, 3147–3158. [\[CrossRef\]](#)
67. Lancheros, E.; Camps, A.; Park, H.; Sicard, P.; Mangin, A.; Matevosyan, H.; Lluch, I. Gaps Analysis and Requirements Specification for the Evolution of Copernicus System for Polar Regions Monitoring: Addressing the Challenges in the Horizon 2020–2030. *Remote Sens.* **2018**, *10*, 1098. [\[CrossRef\]](#)
68. Hollmann, R.; Merchant, C.J.; Saunders, R.; Downy, C.; Buchwitz, M.; Cazenave, A.; Chuvieco, E.; Defourny, P.; de Leeuw, G.; Forsberg, R.; et al. The ESA Climate Change Initiative: Satellite Data Records for Essential Climate Variables. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2013**, *94*, 1541–1552. [\[CrossRef\]](#)
69. Nightingale, J.; Boersma, K.; Muller, J.-P.; Compernelle, S.; Lambert, J.-C.; Blessing, S.; Giering, R.; Gobron, N.; De Smedt, I.; Coheur, P.; et al. Quality Assurance Framework Development Based on Six New ECV Data Products to Enhance User Confidence for Climate Applications. *Remote Sens.* **2018**, *10*, 1254. [\[CrossRef\]](#)
70. Kharbouche, S.; Muller, J.-P. Sea Ice Albedo from MISR and MODIS: Production, Validation, and Trend Analysis. *Remote Sens.* **2018**, *11*, 9. [\[CrossRef\]](#)
71. Bentamy, A.; Piollé, J.F.; Grouazel, A.; Danielson, R.; Gulev, S.; Paul, F.; Azelmat, H.; Mathieu, P.P.; von Schuckmann, K.; Sathyendranath, S.; et al. Review and Assessment of Latent and Sensible Heat Flux Accuracy over the Global Oceans. *Remote Sens. Environ.* **2017**, *201*, 196–218. [\[CrossRef\]](#)
72. Smedsrud, L.H.; Esau, I.; Ingvaldsen, R.B.; Eldevik, T.; Haugan, P.M.; Li, C.; Lien, V.S.; Olsen, A.; Omar, A.M.; Otterå, O.H.; et al. The role of the barents sea in the arctic climate system. *Rev. Geophys.* **2013**, *51*, 415–449. [\[CrossRef\]](#)
73. Santer, B.D.; Solomon, S.; Pallotta, G.; Mears, C.; Po-Chedley, S.; Fu, Q.; Wentz, F.; Zou, C.Z.; Painter, J.; Cvijanovic, I.; et al. Comparing Tropospheric Warming in Climate Models and Satellite Data. *J. Clim.* **2017**, *30*, 373–392. [\[CrossRef\]](#)
74. Karlsson, K.-G.; Anttila, K.; Trentmann, J.; Stengel, M.; Fokke Meirink, J.; Devasthale, A.; Hanschmann, T.; Kothe, S.; Jääskeläinen, E.; Sedlar, J.; et al. CLARA-A2: The Second Edition of the CM SAF Cloud and Radiation Data Record from 34 Years of Global AVHRR Data. *Atmos. Chem. Phys.* **2017**, *17*, 5809–5828. [\[CrossRef\]](#)
75. Loeb, N.G.; Doelling, D.R.; Wang, H.; Su, W.; Nguyen, C.; Corbett, J.G.; Liang, L.; Mitrescu, C.; Rose, F.G.; Kato, S. Clouds and the Earth’s Radiant Energy System (CERES) Energy Balanced and Filled (EBAF) Top-of-Atmosphere (TOA) Edition-4.0 Data Product. *J. Clim.* **2018**, *31*, 895–918. [\[CrossRef\]](#)
76. Heidinger, A.K.; Foster, M.J.; Walther, A.; Zhao, X. (Tom) The Pathfinder Atmospheres–Extended AVHRR Climate Dataset. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2014**, *95*, 909–922. [\[CrossRef\]](#)
77. Wang, X.; Key, J.R. Arctic Surface, Cloud, and Radiation Properties Based on the AVHRR Polar Pathfinder Dataset. Part II: Recent Trends. *J. Clim.* **2005**, *18*, 2575–2593. [\[CrossRef\]](#)

78. Wang, X.; Liu, J.; Yang, B.; Bao, Y.; Petropoulos, G.P.; Liu, H.; Hu, B. Seasonal Trends in Clouds and Radiation over the Arctic Seas from Satellite Observations during 1982 to 2019. *Remote Sens.* **2021**, *13*, 3201. [\[CrossRef\]](#)
79. Estilow, T.W.; Young, A.H.; Robinson, D.A. A Long-Term Northern Hemisphere Snow Cover Extent Data Record for Climate Studies and Monitoring. *Earth Syst. Sci. Data* **2015**, *7*, 137–142. [\[CrossRef\]](#)
80. Lavergne, T.; Macdonald Sørensen, A.; Kern, S.; Tonboe, R.; Notz, D.; Aaboe, S.; Bell, L.; Dybkjær, G.; Eastwood, S.; Gabarro, C.; et al. Version 2 of the EUMETSAT OSI SAF and ESA CCI Sea-Ice Concentration Climate Data Records. *Cryosphere* **2019**, *13*, 49–78. [\[CrossRef\]](#)
81. Comiso, J.C.; Meier, W.N.; Gersten, R. Variability and Trends in the Arctic Sea Ice Cover: Results from Different Techniques. *J. Geophys. Res. Ocean.* **2017**, *122*, 6883–6900. [\[CrossRef\]](#)
82. Schweiger, A.J.; Wood, K.R.; Zhang, J. Arctic Sea Ice Volume Variability over 1901–2010: A Model-Based Reconstruction. *J. Clim.* **2019**, *32*, 4731–4752. [\[CrossRef\]](#)
83. Piao, S.; Wang, X.; Park, T.; Chen, C.; Lian, X.; He, Y.; Bjerke, J.W.; Chen, A.; Ciais, P.; Tømmervik, H.; et al. Characteristics, Drivers and Feedbacks of Global Greening. *Nat. Rev. Earth Environ.* **2020**, *1*, 14–27. [\[CrossRef\]](#)
84. Pinzon, J.; Tucker, C. A Non-Stationary 1981–2012 AVHRR NDVI3g Time Series. *Remote Sens.* **2014**, *6*, 6929–6960. [\[CrossRef\]](#)
85. Kim, Y.; Kimball, J.S.; Glassy, J.; Du, J. An Extended Global Earth System Data Record on Daily Landscape Freeze–Thaw Status Determined from Satellite Passive Microwave Remote Sensing. *Earth Syst. Sci. Data* **2017**, *9*, 133–147. [\[CrossRef\]](#)
86. Holland, M.M.; Bitz, C.M. Polar Amplification of Climate Change in Coupled Models. *Clim. Dyn.* **2003**, *21*, 221–232. [\[CrossRef\]](#)
87. Serreze, M.C.; Barry, R.G. Processes and Impacts of Arctic Amplification: A Research Synthesis. *Glob. Planet. Chang.* **2011**, *77*, 85–96. [\[CrossRef\]](#)
88. Comiso, J.C. Warming Trends in the Arctic from Clear Sky Satellite Observations. *J. Clim.* **2003**, *16*, 3498–3510. [\[CrossRef\]](#)
89. Serreze, M.C.; Francis, J.A. The Arctic Amplification Debate. *Clim. Chang.* **2006**, *76*, 241–264. [\[CrossRef\]](#)
90. Box, J.E.; Colgan, W.T.; Christensen, T.R.; Schmidt, N.M.; Lund, M.; Parmentier, F.J.W.; Brown, R.; Bhatt, U.S.; Euskirchen, E.S.; Romanovsky, V.E.; et al. Key Indicators of Arctic Climate Change: 1971–2017. *Environ. Res. Lett.* **2019**, *14*, 45010. [\[CrossRef\]](#)
91. Screen, J.A.; Deser, C.; Simmonds, I. Local and Remote Controls on Observed Arctic Warming. *Geophys. Res. Lett.* **2012**, *39*. [\[CrossRef\]](#)
92. Babar, B.; Graversen, R.; Boström, T. Evaluating CM-SAF Solar Radiation CLARA-A1 and CLARA-A2 Datasets in Scandinavia. *Sol. Energy* **2018**, *170*, 76–85. [\[CrossRef\]](#)
93. Lohmann, G. Temperatures from Energy Balance Models: The Effective Heat Capacity Matters. *Earth Syst. Dyn.* **2020**, *11*, 1195–1208. [\[CrossRef\]](#)
94. Mayer, M.; Tietsche, S.; Haimberger, L.; Tsubouchi, T.; Mayer, J.; Zuo, H. An Improved Estimate of the Coupled Arctic Energy Budget. *J. Clim.* **2019**, *32*, 7915–7934. [\[CrossRef\]](#)
95. Jeevanjee, N.; Held, I.; Ramaswamy, V. Manabe’s Radiative–Convective Equilibrium. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2022**, *103*, E2559–E2569. [\[CrossRef\]](#)
96. Thackeray, C.W.; Hall, A. An Emergent Constraint on Future Arctic Sea-Ice Albedo Feedback. *Nat. Clim. Chang.* **2019**, *9*, 972–978. [\[CrossRef\]](#)
97. Olonscheck, D.; Mauritsen, T.; Notz, D. Arctic Sea-Ice Variability Is Primarily Driven by Atmospheric Temperature Fluctuations. *Nat. Geosci.* **2019**, *12*, 430–434. [\[CrossRef\]](#)
98. Bliss, A.C.; Anderson, M.R. Arctic Sea Ice Melt Onset Timing From Passive Microwave-Based and Surface Air Temperature-Based Methods. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2018**, *123*, 9063–9080. [\[CrossRef\]](#)
99. Bitz, C.M.; Roe, G.H. A Mechanism for the High Rate of Sea Ice Thinning in the Arctic Ocean. *J. Clim.* **2004**, *17*, 3623–3632. [\[CrossRef\]](#)
100. Brennan, M.K.; Hakim, G.J.; Blanchard-Wrigglesworth, E. Arctic Sea-Ice Variability During the Instrumental Era. *Geophys. Res. Lett.* **2020**, *47*, e2019GL086843. [\[CrossRef\]](#)
101. Serreze, M.C.; Barrett, A.P.; Stroeve, J.C.; Kindig, D.N.; Holland, M.M. The Emergence of Surface-Based Arctic Amplification. *Cryosphere* **2009**, *3*, 11–19. [\[CrossRef\]](#)
102. Johannessen, O.M.; Bobylev, L.P.; Shalina, E.V.; Sandven, S. (Eds.) *Sea Ice in the Arctic*; Springer Polar Sciences; Springer International Publishing: Cham, Switzerland, 2020; ISBN 978-3-030-21300-8.
103. Ivanova, N.; Pedersen, L.T.; Tonboe, R.T.; Kern, S.; Heygster, G.; Lavergne, T.; Sørensen, A.; Saldo, R.; Dybkjær, G.; Brucker, L.; et al. Inter-Comparison and Evaluation of Sea Ice Algorithms: Towards Further Identification of Challenges and Optimal Approach Using Passive Microwave Observations. *Cryosphere* **2015**, *9*, 1797–1817. [\[CrossRef\]](#)
104. Olason, E.; Rampal, P.; Dansereau, V. On the Statistical Properties of Sea-Ice Lead Fraction and Heat Fluxes in the Arctic. *Cryosphere* **2021**, *15*, 1053–1064. [\[CrossRef\]](#)
105. Zhang, Y.; Cheng, X.; Liu, J.; Hui, F. The Potential of Sea Ice Leads as a Predictor for Summer Arctic Sea Ice Extent. *Cryosphere* **2018**, *12*, 3747–3757. [\[CrossRef\]](#)
106. Wagner, P.M.; Hughes, N.; Bourbonnais, P.; Stroeve, J.; Rabenstein, L.; Bhatt, U.; Little, J.; Wiggins, H.; Fleming, A. Sea-Ice Information and Forecast Needs for Industry Maritime Stakeholders. *Polar Geogr.* **2020**, *43*, 160–187. [\[CrossRef\]](#)
107. Marquardt Collow, A.B.; Cullather, R.I.; Bosilovich, M.G. Recent Arctic Ocean Surface Air Temperatures in Atmospheric Reanalyses and Numerical Simulations. *J. Clim.* **2020**, *33*, 4347–4367. [\[CrossRef\]](#)

108. Minnett, P.J.; Alvera-Azcárate, A.; Chin, T.M.; Corlett, G.K.; Gentemann, C.L.; Karagali, I.; Li, X.; Marsouin, A.; Marullo, S.; Maturi, E.; et al. Half a Century of Satellite Remote Sensing of Sea-Surface Temperature. *Remote Sens. Environ.* **2019**, *233*, 111366. [\[CrossRef\]](#)
109. Kumar, A.; Yadav, J.; Mohan, R. Spatio-Temporal Change and Variability of Barents-Kara Sea Ice, in the Arctic: Ocean and Atmospheric Implications. *Sci. Total Environ.* **2021**, *753*, 142046. [\[CrossRef\]](#)
110. Lang, A.; Yang, S.; Kaas, E. Sea Ice Thickness and Recent Arctic Warming. *Geophys. Res. Lett.* **2017**, *44*, 409–418. [\[CrossRef\]](#)
111. Chemke, R.; Polvani, L.M.; Kay, J.E.; Orbe, C. Quantifying the Role of Ocean Coupling in Arctic Amplification and Sea-Ice Loss over the 21st Century. *NPJ Clim. Atmos. Sci.* **2021**, *4*, 46. [\[CrossRef\]](#)
112. Tschudi, M.; Meier, W.N.; Stewart, J.S.; Fowler, C.; Maslanik, J. *EASE-Grid Sea Ice Age, Version 4 [Data Set]*; NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center: Boulder, CO, USA, 2019.
113. Matveeva, T.A.; Semenov, V.A. Regional Features of the Arctic Sea Ice Area Changes in 2000–2019 versus 1979–1999 Periods. *Atmosphere* **2022**, *13*, 1434. [\[CrossRef\]](#)
114. Philipp, D.; Stengel, M.; Ahrens, B. Analyzing the Arctic Feedback Mechanism between Sea Ice and Low-Level Clouds Using 34 Years of Satellite Observations. *J. Clim.* **2020**, *33*, 7479–7501. [\[CrossRef\]](#)
115. Luo, T.; Yuan, R.; Wang, Z. Lidar-Based Remote Sensing of Atmospheric Boundary Layer Height over Land and Ocean. *Atmos. Meas. Tech.* **2014**, *7*, 173–182. [\[CrossRef\]](#)
116. Dang, R.; Yang, Y.; Hu, X.M.; Wang, Z.; Zhang, S. A Review of Techniques for Diagnosing the Atmospheric Boundary Layer Height (ABLH) Using Aerosol Lidar Data. *Remote Sens.* **2019**, *11*, 1590. [\[CrossRef\]](#)
117. McGrath-Spangler, E.L.; Denning, A.S. Global Seasonal Variations of Midday Planetary Boundary Layer Depth from CALIPSO Space-Borne LIDAR. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2013**, *118*, 1226–1233. [\[CrossRef\]](#)
118. Kim, M.-H.; Yeo, H.; Park, S.; Park, D.-H.; Omar, A.; Nishizawa, T.; Shimizu, A.; Kim, S.-W. Assessing CALIOP-Derived Planetary Boundary Layer Height Using Ground-Based Lidar. *Remote Sens.* **2021**, *13*, 1496. [\[CrossRef\]](#)
119. Von Engel, A.; Teixeira, J. A Planetary Boundary Layer Height Climatology Derived from ECMWF Reanalysis Data. *J. Clim.* **2013**, *26*, 6575–6590. [\[CrossRef\]](#)
120. Ao, C.O.; Waliser, D.E.; Chan, S.K.; Li, J.L.; Tian, B.; Xie, F.; Mannucci, A.J. Planetary Boundary Layer Heights from GPS Radio Occultation Refractivity and Humidity Profiles. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2012**, *117*, 1–18. [\[CrossRef\]](#)
121. Ganeshan, M.; Wu, D.L. An Investigation of the Arctic Inversion Using COSMIC RO Observations. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2015**, *120*, 9338–9351. [\[CrossRef\]](#)
122. Ding, F.; Iredell, L.; Theobald, M.; Wei, J.; Meyer, D. PBL Height From AIRS, GPS RO, and MERRA-2 Products in NASA GES DISC and Their 10-Year Seasonal Mean Intercomparison. *Earth Space Sci.* **2021**, *8*, e2021EA001859. [\[CrossRef\]](#)
123. Esau, I.N. Amplification of Turbulent Exchange over Wide Arctic Leads: Large-Eddy Simulation Study. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2007**, *112*, D08109. [\[CrossRef\]](#)
124. Qu, M.; Pang, X.; Zhao, X.; Zhang, J.; Ji, Q.; Fan, P. Estimation of Turbulent Heat Flux over Leads Using Satellite Thermal Images. *Cryosph.* **2019**, *13*, 1565–1582. [\[CrossRef\]](#)
125. Chernokulsky, A.; Esau, I. Cloud Cover and Cloud Types in the Eurasian Arctic in 1936–2012. *Int. J. Climatol.* **2019**, *39*, 5771–5790. [\[CrossRef\]](#)
126. Lenaerts, J.T.M.; Van Tricht, K.; Lhermitte, S.; L'Ecuyer, T.S. Polar Clouds and Radiation in Satellite Observations, Reanalyses, and Climate Models. *Geophys. Res. Lett.* **2017**, *44*, 3355–3364. [\[CrossRef\]](#)
127. Karlsson, K.-G.; Devasthale, A. Inter-Comparison and Evaluation of the Four Longest Satellite-Derived Cloud Climate Data Records: CLARA-A2, ESA Cloud CCI V3, ISCCP-HGM, and PATMOS-X. *Remote Sens.* **2018**, *10*, 1567. [\[CrossRef\]](#)
128. Stengel, M.; Stapelberg, S.; Sus, O.; Schlundt, C.; Poulsen, C.; Thomas, G.; Christensen, M.; Carbajal Henken, C.; Preusker, R.; Fischer, J.; et al. Cloud Property Datasets Retrieved from AVHRR, MODIS, AATSR and MERIS in the Framework of the Cloud_cci Project. *Earth Syst. Sci. Data* **2017**, *9*, 881–904. [\[CrossRef\]](#)
129. Stengel, M.; Stapelberg, S.; Sus, O.; Finkensieper, S.; Würzler, B.; Philipp, D.; Hollmann, R.; Poulsen, C.; Christensen, M.; McGarragh, G. Cloud_cci Advanced Very High Resolution Radiometer Post Meridiem (AVHRR-PM) Dataset Version 3: 35-Year Climatology of Global Cloud and Radiation Properties. *Earth Syst. Sci. Data* **2020**, *12*, 41–60. [\[CrossRef\]](#)
130. Chernokulsky, A.; Mokhov, I.I. Climatology of Total Cloudiness in the Arctic: An Intercomparison of Observations and Reanalyses. *Adv. Meteorol.* **2012**, *2012*, 542093. [\[CrossRef\]](#)
131. Chan, M.A.; Comiso, J.C. Arctic Cloud Characteristics as Derived from MODIS, CALIPSO, and CloudSat. *J. Clim.* **2013**, *26*, 3285–3306. [\[CrossRef\]](#)
132. Liu, Y.; Ackerman, S.A.; Maddux, B.C.; Key, J.R.; Frey, R.A. Errors in Cloud Detection over the Arctic Using a Satellite Imager and Implications for Observing Feedback Mechanisms. *J. Clim.* **2010**, *23*, 1894–1907. [\[CrossRef\]](#)
133. Boccolari, M.; Parmiggiani, F. Trends and Variability of Cloud Fraction Cover in the Arctic, 1982–2009. *Theor. Appl. Climatol.* **2018**, *132*, 739–749. [\[CrossRef\]](#)
134. Hwang, J.; Choi, Y.S.; Kim, W.M.; Su, H.; Jiang, J.H. Observational Estimation of Radiative Feedback to Surface Air Temperature over Northern High Latitudes. *Clim. Dyn.* **2018**, *50*, 615–628. [\[CrossRef\]](#)
135. Zhang, R.; Wang, H.; Fu, Q.; Pendergrass, A.G.; Wang, M.; Yang, Y.; Ma, P.; Rasch, P.J. Local Radiative Feedbacks Over the Arctic Based on Observed Short-Term Climate Variations. *Geophys. Res. Lett.* **2018**, *45*, 5761–5770. [\[CrossRef\]](#)

136. Kay, J.E.; L'Ecuyer, T. Observational Constraints on Arctic Ocean Clouds and Radiative Fluxes during the Early 21st Century. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2013**, *118*, 7219–7236. [\[CrossRef\]](#)
137. Kay, J.E.; L'Ecuyer, T.; Chepfer, H.; Loeb, N.; Morrison, A.; Cesana, G. Recent Advances in Arctic Cloud and Climate Research. *Curr. Clim. Chang. Rep.* **2016**, *2*, 159–169. [\[CrossRef\]](#)
138. Pithan, F.; Mauritsen, T. Arctic Amplification Dominated by Temperature Feedbacks in Contemporary Climate Models. *Nat. Geosci.* **2014**, *7*, 181–184. [\[CrossRef\]](#)
139. Palm, S.P.; Strey, S.T.; Spinhirne, J.; Markus, T. Influence of Arctic Sea Ice Extent on Polar Cloud Fraction and Vertical Structure and Implications for Regional Climate. *J. Geophys. Res.* **2010**, *115*, D21209. [\[CrossRef\]](#)
140. Goosse, H.; Kay, J.E.; Armour, K.C.; Bodas-Salcedo, A.; Chepfer, H.; Docquier, D.; Jonko, A.; Kushner, P.J.; Lecomte, O.; Massonnet, F.; et al. Quantifying Climate Feedbacks in Polar Regions. *Nat. Commun.* **2018**, *9*, 1919. [\[CrossRef\]](#) [\[PubMed\]](#)
141. Terai, C.R.; Klein, S.A.; Zelinka, M.D. Constraining the Low-Cloud Optical Depth Feedback at Middle and High Latitudes Using Satellite Observations. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2016**, *121*, 9696–9716. [\[CrossRef\]](#)
142. Sledd, A.; L'Ecuyer, T. How Much Do Clouds Mask the Impacts of Arctic Sea Ice and Snow Cover Variations? Different Perspectives from Observations and Reanalyses. *Atmosphere* **2019**, *10*, 12. [\[CrossRef\]](#)
143. Zhang, R.; Wang, H.; Fu, Q.; Rasch, P.J.; Wang, X. Unraveling Driving Forces Explaining Significant Reduction in Satellite-Inferred Arctic Surface Albedo since the 1980s. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* **2019**, *116*, 23947–23953. [\[CrossRef\]](#)
144. Walsh, J.E.; Ballinger, T.J.; Euskirchen, E.S.; Hanna, E.; Mård, J.; Overland, J.E.; Tangen, H.; Vihma, T. Extreme Weather and Climate Events in Northern Areas: A Review. *Earth-Sci. Rev.* **2020**, *209*, 103324. [\[CrossRef\]](#)
145. Dobricic, S.; Russo, S.; Pozzoli, L.; Wilson, J.; Vignati, E. Increasing Occurrence of Heat Waves in the Terrestrial Arctic. *Environ. Res. Lett.* **2020**, *15*, 024022. [\[CrossRef\]](#)
146. Vincent, W.F. Arctic Climate Change: Local Impacts, Global Consequences, and Policy Implications. In *The Palgrave Handbook of Arctic Policy and Politics*; Springer International Publishing: Cham, Switzerland, 2020; pp. 507–526.
147. Smith, D.M.; Eade, R.; Andrews, M.B.; Ayres, H.; Clark, A.; Chripko, S.; Deser, C.; Dunstone, N.J.; García-Serrano, J.; Gastineau, G.; et al. Robust but Weak Winter Atmospheric Circulation Response to Future Arctic Sea Ice Loss. *Nat. Commun.* **2022**, *13*, 727. [\[CrossRef\]](#)
148. Cohen, J.; Zhang, X.; Francis, J.; Jung, T.; Kwok, R.; Overland, J.; Ballinger, T.J.; Bhatt, U.S.; Chen, H.W.; Coumou, D.; et al. Divergent Consensuses on Arctic Amplification Influence on Midlatitude Severe Winter Weather. *Nat. Clim. Chang.* **2020**, *10*, 20–29. [\[CrossRef\]](#)
149. Alkama, R.; Koffi, E.N.; Vavrus, S.J.; Diehl, T.; Francis, J.A.; Stroeve, J.; Forzieri, G.; Vihma, T.; Cescatti, A. Wind Amplifies the Polar Sea Ice Retreat. *Environ. Res. Lett.* **2020**, *15*, 124022. [\[CrossRef\]](#)
150. Blackport, R.; Screen, J.A. Insignificant Effect of Arctic Amplification on the Amplitude of Midlatitude Atmospheric Waves. *Sci. Adv.* **2020**, *6*, eaay2880. [\[CrossRef\]](#) [\[PubMed\]](#)
151. Tian, F.; Fensholt, R.; Verbesselt, J.; Grogan, K.; Horion, S.; Wang, Y. Evaluating Temporal Consistency of Long-Term Global NDVI Datasets for Trend Analysis. *Remote Sens. Environ.* **2015**, *163*, 326–340. [\[CrossRef\]](#)
152. Metcalfe, D.B.; Hermans, T.D.G.; Ahlstrand, J.; Becker, M.; Berggren, M.; Björk, R.G.; Björkman, M.P.; Blok, D.; Chaudhary, N.; Chisholm, C.; et al. Patchy Field Sampling Biases Understanding of Climate Change Impacts across the Arctic. *Nat. Ecol. Evol.* **2018**, *2*, 1443–1448. [\[CrossRef\]](#)
153. Forkel, M.; Carvalhais, N.; Verbesselt, J.; Mahecha, M.; Neigh, C.; Reichstein, M. Trend Change Detection in NDVI Time Series: Effects of Inter-Annual Variability and Methodology. *Remote Sens.* **2013**, *5*, 2113–2144. [\[CrossRef\]](#)
154. Dash, J.; Ogutu, B.O. Recent Advances in Space-Borne Optical Remote Sensing Systems for Monitoring Global Terrestrial Ecosystems. *Prog. Phys. Geogr. Earth Environ.* **2016**, *40*, 322–351. [\[CrossRef\]](#)
155. Bartsch, A.; Widhalm, B.; Leibman, M.; Ermokhina, K.; Kumpula, T.; Skarin, A.; Wilcox, E.J.; Jones, B.M.; Frost, G.V.; Höfler, A.; et al. Feasibility of Tundra Vegetation Height Retrieval from Sentinel-1 and Sentinel-2 Data. *Remote Sens. Environ.* **2020**, *237*, 111515. [\[CrossRef\]](#)
156. Post, E.; Forchhammer, M.C.; Bret-Harte, M.S.; Callaghan, T.V.; Christensen, T.R.; Elberling, B.; Fox, A.D.; Gilg, O.; Hik, D.S.; Høye, T.T.; et al. Ecological Dynamics Across the Arctic Associated with Recent Climate Change. *Science* **2009**, *325*, 1355–1358. [\[CrossRef\]](#)
157. Frey, K.E.; Comiso, J.C.; Cooper, L.W.; Grebmeier, J.M.; Stock, L.V. Arctic Ocean Primary Productivity: The Response of Marine Algae to Climate Warming and Sea Ice Decline. *Arct. Rep. Card* **2020**. [\[CrossRef\]](#)
158. Bohlmann, U.M.; Koller, V.F. ESA and the Arctic—The European Space Agency's Contributions to a Sustainable Arctic. *Acta Astronaut.* **2020**, *176*, 33–39. [\[CrossRef\]](#)
159. Biskaborn, B.K.; Smith, S.L.; Noetzli, J.; Matthes, H.; Vieira, G.; Streletskiy, D.A.; Schoeneich, P.; Romanovsky, V.E.; Lewkowicz, A.G.; Abramov, A.; et al. Permafrost Is Warming at a Global Scale. *Nat. Commun.* **2019**, *10*, 264. [\[CrossRef\]](#)
160. Jorgenson, M.T.; Grosse, G. Remote Sensing of Landscape Change in Permafrost Regions. *Permafr. Periglac. Process.* **2016**, *27*, 324–338. [\[CrossRef\]](#)
161. Stow, D.A.; Hope, A.; McGuire, D.; Verbyla, D.; Gamon, J.; Huemmrich, F.; Houston, S.; Racine, C.; Sturm, M.; Tape, K.; et al. Remote Sensing of Vegetation and Land-Cover Change in Arctic Tundra Ecosystems. *Remote Sens. Environ.* **2004**, *89*, 281–308. [\[CrossRef\]](#)
162. Smith, L.C.; Sheng, Y.; MacDonald, G.M.; Hinzman, L.D. Disappearing Arctic Lakes. *Science* **2005**, *308*, 1429. [\[CrossRef\]](#) [\[PubMed\]](#)

163. Riseborough, D.; Shiklomanov, N.; Etzelmuller, B.; Gruber, S.; Marchenko, S. Recent Advances in Permafrost Modelling. *Permafr. Periglac. Process.* **2008**, *19*, 137–156. [\[CrossRef\]](#)
164. Marchand, N.; Royer, A.; Krinner, G.; Roy, A.; Langlois, A.; Vargel, C. Snow-Covered Soil Temperature Retrieval in Canadian Arctic Permafrost Areas, Using a Land Surface Scheme Informed with Satellite Remote Sensing Data. *Remote Sens.* **2018**, *10*, 1703. [\[CrossRef\]](#)
165. Du, J.; Watts, J.D.; Jiang, L.; Lu, H.; Cheng, X.; Duguay, C.; Farina, M.; Qiu, Y.; Kim, Y.; Kimball, J.S.; et al. Remote Sensing of Environmental Changes in Cold Regions: Methods, Achievements and Challenges. *Remote Sens.* **2019**, *11*, 1952. [\[CrossRef\]](#)
166. Kumpula, T.; Pajunen, A.; Kaarlejärvi, E.; Forbes, B.C.; Stammer, F. Land Use and Land Cover Change in Arctic Russia: Ecological and Social Implications of Industrial Development. *Glob. Environ. Chang.* **2011**, *21*, 550–562. [\[CrossRef\]](#)
167. Sizov, O.S.; Tsybmarovich, P.R.; Ezhova, E.V.; Soromotin, A.V.; Prikhodko, N.V. Assessment of the Post-Pyrogenic Dynamics of Tundra Vegetation in the Northern Part of Western Siberia over the Past 50 Years (1968–2018) Based on Detailed and High Resolution Remote Sensing Data. *Sovrem. Probl. Distantionnogo Zo. Zemli Kosmosa* **2020**, *17*, 137–153. [\[CrossRef\]](#)
168. Esau, I.; Miles, V.V.; Davy, R.; Miles, M.W.; Kurchatova, A. Trends in Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) Associated with Urban Development in Northern West Siberia. *Atmos. Chem. Phys.* **2016**, *16*, 9563–9577. [\[CrossRef\]](#)
169. Vaguet, Y.; Ourng, C.; Moriconi-Ebrard, F. Is the Arctic Really a Frontier? Settlement Dynamics within Various Arctic Limits Based on the Arcticapols Geohistorical Database. *Espac. Popul. Sociétés* **2021**, *1*. [\[CrossRef\]](#)
170. Yu, Q.; Epstein, H.E.; Engstrom, R.; Shiklomanov, N.; Streletskiy, D. Land Cover and Land Use Changes in the Oil and Gas Regions of Northwestern Siberia under Changing Climatic Conditions. *Environ. Res. Lett.* **2015**, *10*, 124020. [\[CrossRef\]](#)
171. Melnikov, V.P.; Osipov, V.I.; Brouchkov, A.V.; Falaleeva, A.A.; Badina, S.V.; Zheleznyak, M.N.; Sadurtdinov, M.R.; Ostrakov, N.A.; Drozdov, D.S.; Osokin, A.B.; et al. Climate Warming and Permafrost Thaw in the Russian Arctic: Potential Economic Impacts on Public Infrastructure by 2050. *Nat. Hazards* **2022**, *112*, 231–251. [\[CrossRef\]](#)
172. Ramage, J.; Jungsberg, L.; Wang, S.; Westermann, S.; Lantuit, H.; Heleniak, T. Population Living on Permafrost in the Arctic. *Popul. Environ.* **2021**, *43*, 22–38. [\[CrossRef\]](#)
173. Nyland, K.E.; Gunn, G.E.; Shiklomanov, N.I.; Engstrom, R.N.; Streletskiy, D.A. Land Cover Change in the Lower Yenisei River Using Dense Stacking of Landsat Imagery in Google Earth Engine. *Remote Sens.* **2018**, *10*, 1226. [\[CrossRef\]](#)
174. Miller, G.H.; Alley, R.B.; Brigham-Grette, J.; Fitzpatrick, J.J.; Polyak, L.; Serreze, M.C.; White, J.W.C. Arctic Amplification: Can the Past Constrain the Future? *Quat. Sci. Rev.* **2010**, *29*, 1779–1790. [\[CrossRef\]](#)
175. Andrews, T.; Gregory, J.M.; Webb, M.J. The Dependence of Radiative Forcing and Feedback on Evolving Patterns of Surface Temperature Change in Climate Models. *J. Clim.* **2015**, *28*, 1630–1648. [\[CrossRef\]](#)
176. Alexeev, V.A.; Langen, P.L.; Bates, J.R. Polar Amplification of Surface Warming on an Aquaplanet in “Ghost Forcing” Experiments without Sea Ice Feedbacks. *Clim. Dyn.* **2005**, *24*, 655–666. [\[CrossRef\]](#)
177. Haine, T.W.N.; Martin, T. The Arctic-Subarctic Sea Ice System Is Entering a Seasonal Regime: Implications for Future Arctic Amplification. *Sci. Rep.* **2017**, *7*, 4618. [\[CrossRef\]](#) [\[PubMed\]](#)
178. Graff, L.S.; Iversen, T.; Bethke, I.; Debernard, J.B.; Seland, Ø.; Bentsen, M.; Kirkevåg, A.; Li, C.; Olivié, D.J.L. Arctic Amplification under Global Warming of 1.5 and 2 °C in NorESM1-Happi. *Earth Syst. Dyn.* **2019**, *10*, 569–598. [\[CrossRef\]](#)
179. Virapongse, A.; Pearlman, F.; Pearlman, J.; Murambadoro, M.D.; Kuwayama, Y.; Glasscoe, M.T. Ten Rules to Increase the Societal Value of Earth Observations. *Earth Sci. Inform.* **2020**, *13*, 233–247. [\[CrossRef\]](#)
180. Plummer, S.; Lecomte, P.; Doherty, M. The ESA Climate Change Initiative (CCI): A European Contribution to the Generation of the Global Climate Observing System. *Remote Sens. Environ.* **2017**, *203*, 2–8. [\[CrossRef\]](#)

Disclaimer/Publisher’s Note: The statements, opinions and data contained in all publications are solely those of the individual author(s) and contributor(s) and not of MDPI and/or the editor(s). MDPI and/or the editor(s) disclaim responsibility for any injury to people or property resulting from any ideas, methods, instructions or products referred to in the content.

Az erősödő arktikus melegedés és annak hatásai: összefoglalás műholdas megfigyelések alapján

Absztrakt: Az északi-sarkvidéken az éghajlatváltozás már most is erősebb és gyorsabb regionális felmelegedéshez vezetett, ezt nevezzük erősödő arktikus melegedésnek. A műholdas megfigyelések ezt az éghajlati jelenséget a kialakulása óta kellő területi részletességgel rögzítik. Ezen a távoli és zord vidéken, ahol alig végeznek felszíni méréseket, az ilyen típusú megfigyelések elengedhetetlenek voltak - és azok is maradnak – az erősödés nyomon követéséhez. Ez a tanulmány a műholdas megfigyelések legfontosabb hozzájárulásait összefoglalva magyarázza meg és jellemzi az erősödést. A tanulmány felhívja a figyelmet arra, hogy a műholdak számos fontos környezeti átalakulást tudtak rögzíteni a régióban, az erősödés egyértelmű kialakulását megelőzően és azt követően is. Egy ilyen átalakulás például a többéves tengeri jég gyors fogyása és az ebből eredő változások a felszíni sugárzási egyenlegben. A műholdak tanúsítják az erősödő melegedés hatását a fitoplanktonokra és a növényzet-produktivitásra, valamint az emberi tevékenységre és az infrastruktúrára. Az Európai Űrügynökség (European Space Station, ESA) műholdas tevékenységei fokozottan hozzájárulnak az erősödés nyomon követéséhez és értékeléséhez. Az ESA Éghajlatváltozási Kezdeményezése nélkülözhetetlen szolgáltatója lett a hosszú távú, távérzékeléssel mért alapvető klimatikus változóknak. Az ilyen szintézisek mégis azt mutatják, hogy további erőfeszítésekre van szükség a szenzorok közötti kalibrációk és a keresési algoritmusok javításához, valamint a bizonytalanságok csökkentéséhez. Mivel az erősödő arktikus melegedés a 21. században is folytatódni fog, a kutatói és az érdekelt felek körében egyaránt nagy igény mutatkozik a műholdas műszerek új generációjára, amelyek jobb visszatérési idővel, valamint spektrális és térbeli felbontással rendelkeznek.

Kulcsszavak: Európai Űrügynökség, Éghajlatváltozási Kezdeményezés, erősödő arktikus melegedés, műholdas megfigyelések, éghajlatváltozás megfigyelése

1. Bevezetés

2020. május 29-én az oroszországi Norilszk közelében összeomlott egy erőmű olajtározója, az egyik legnagyobb olajszennyezést, valamint kiterjedt föld- és vízszennyezést okozva az Északi-sarkvidéken. Körülbelül 17 000 tonna gázolaj jutott az Ambarnaja folyóba és indult meg a nagy Pjaszinó-tó felé (1. ábra). Ezen a félreeső területen senki sem sérült meg, de a katasztrófa

összköltsége meghaladta a 2 milliárd amerikai dollárt. Ez a baleset – más hasonló kellemetlen események mellett – a gyors északi-sarkvidéki felmelegedés és a régió természetes környezetére, infrastruktúrájára és társadalmára gyakorolt káros hatásainak jelképévé vált. A baleset ráadásul rávilágított a műholdas megfigyelések nélkülözhetetlen szerepére is a károk valódi mértékének és kiterjedésének feltárásában. Az Európai Űrügynökség (ESA) Sentinel-2 rendszerét használták az elemzések, a terepi felvételek, az 1980–2020 közötti napi hőmérséklet és csapadékmennyiség történelmi adatsorai, a permafroszt-megfigyelések és modellezések kiegészítéseként. Mindezek a változatos források hozzájárultak a baleset és a globális felmelegedés sarkvidéken erősödő hatásának összekapcsolásához. [1] A katasztrófa közvetlen oka – egy összeomlott oszlop – helyi eredetű, véletlen baleset volt. Az összeomlás hátterében azonban tartósabb és nagyobb léptékű éghajlati tényezők játszanak szerepet, nevezetesen a 2020 májusában tapasztalt szokatlanul meleg időjárást követő felgyorsult permafroszt olvadás. A permafroszt felolvadása és a talaj teherbíró képességének meggyengülése a megelőző évtizedek éghajlatváltozásának eredménye volt. [2]



1. ábra: A Copernicus Sentinel-2 felvétele az Ambarnaya folyóba ömlött olajról (dízolaj), Norilszk közelében, Oroszországban. A 2020. június 1-jei képet az ESA dolgozta fel és tette közzé a CC BY-SA 3.0 IGO licenc alatt a https://www.esa.int/ESA_Multimedia/Images/2020/06/Arctic_Circle_oil_spill oldalon (utolsó megtekintés: 2023. január 8.).

Az éghajlatváltozást viszonylag rövid ideje rögzítő műholdas megfigyelések – a távérzékelési adatok nagy része csak 1979 óta áll rendelkezésünkre [3] – nélkülözhetetlenek bizonyultak a Föld éghajlati rendszerében bekövetkező fontos változások felfedezésében és nyomon követésében [4]. Különösen az Északi-sarkvidék éghajlati tanulmányainak és környezeti megfigyeléseinek kedveztek a poláris pályán keringő műholdak, a sűrű felszíni lefedettségük miatt. [5]. Vitathatatlan, hogy számos éghajlati jelenséget az éghajlati modellek és a hagyományos megfigyelések önmagukban nem fedeztek volna fel [4], ilyen például a tengeri jég visszahúzódásának térbeli szerkezete [6] és a biológiai termelékenység növekedése (kizöldülés) a magas északi szélességeken [7]. Az egyik ilyen jelentős folyamat a Jeges-tenger esetében a többévesről szezonális tengeri jégre való éghajlati átalakulás [8]. Ez indította el azt a felszíni visszacsatolási folyamatot, amely az egyértelműen erősödő melegedés kialakulásához vezetett a 21. században [9].

A leghosszabb műholdas megfigyelési idősor a hótakaróra vonatkozóan áll rendelkezésre (1966 óta) [10]. A 2. ábra az ESA Éghajlatváltozási Kezdeményezése (ESA Climate Change Initiative, CCI) alatt gyűjtött alapvető klímaváltozók (Essential Climate Variables, ECV-k) időbeli lefedettségét mutatja be. Az ESA CCI törekvései központi szerepet játszanak a szintézis szempontjából; az Északi-sarkvidék erősödő melegedésének fizikai klimatológiai oldaláról vizsgálva az ECV-ket. Az alapvető klímaváltozók megbízható, nyomon követhető, megfigyelésen alapuló bizonyítékként szolgálnak számos éghajlati alkalmazáshoz, beleértve az éghajlatváltozás jelenségeinek megfigyelését és leírását [11]. Az ECV-konceptiót átvették a Föld-megfigyelő műholdakat üzemeltető ügynökségek is. Az ESA CCI jelenleg 23 párhuzamos ECV-projektet, egy az eredmények kiértékelésére használható speciális klímamodellezési projektet, egy portált az adatok eléréséhez (<https://climate.esa.int/en/odp/#/dashboard>, utolsó megtekintés 2023. január 8-án), egy az eredmények összekapcsolását és elemzését elősegítő eszköztárat, valamint egy tudományos ismeretterjesztést támogató vizualizációs eszközt foglal magába. Bár az éghajlatot minősítő ECV-felvételek számos űrbéli érzékelő és küldetés adatainak egyesítését igénylik, az ESA műholdas küldetései kulcsfontosságúak voltak számos ECV adatsor tekintetében. Az ESA összes műholdas missziójának időrendje megtalálható az online Földmegfigyelési kézikönyvben, a CEOS (Committee on Earth Observing Satellites, Föld-megfigyelő Műholdak bizottsága) adatbázisában, a

<http://database.eohandbook.com/measurements/overview.aspx> oldalon (utolsó megtekintés: 2022. november 26-án). Starkweather et al. [12] tanulmányában szélesebb látószöget nyújt a sarkvidéki megfigyelőhálózat értékláncáról, amely a műholdas és a felszíni (in situ) megfigyelőrendszereket egyaránt ötvözi. Az értéklánc a műholdas megfigyelések hatását követi nyomon (más adatkészletekkel és modellekkel kombinálva) az éghajlatváltozás alapvető jeleiig és a társadalmi hatásokig.

Aeroszol	1978.11.01										2015.12.31
Felhő	1982.01.01										2016.12.31
Üvegházhatású gázok	2002.09.30										2021.03.31
Ózon	1996.03.31										2013.12.31
Óceánszin	1997.09.03										2020.12.31
Tengeri jég	2002.05.31										2017.05.15
Tengerszint	1991.08.01										2018.05.30
Tengerállapot	1988.01.01										2021.07.08
Tengerfelszíni sótartalom	2010.01.01										2020.12.31
Tengerfelszíni hőmérséklet	1981.08.23										2016.12.31
Vízgőz	1995.01.01										2019.12.31
Arktikus jégmező	1994.01.28										2021.01.19
Talaj feletti biomassza	2010.01.01										2018.12.31
Tűz	1982.01.01										2020.12.31
Gleccserek	1999.01.01										2017.12.31
Grönlandi jégmező	1990.06.14										2018.02.28
Tavak	1992.09.15										2020.12.31
Felszínborítottság	1992.01.01										2015.12.31
Földfelszíni hőmérséklet	1995.08.01										2020.12.31
Permafroszt	1997.01.01										2019.12.31
Hó	1979.01.02										2020.12.31
Talajnedvesség	1978.11.01										2020.12.31
		1980	1985	1990	1995	2000	2005	2010	2015	2020	
						Sarkjég átalakulási időszaka					

2. ábra. A klimatikus adatkészletek időbeli lefedettsége az ESA CCI-ben szereplő ECV-k esetében. Az időpontok és a kitöltött sávok az adatkészletek elérhetőségét jelzik az ESA CCI portálon (<https://climate.esa.int/> (utoljára megnyitva 2023. január 8-án)) 2022 végéig. A sötét árnyékolás a látszólagos erősödés megjelenésének időszakát jelzi.

A poláris pályán keringő műholdak számos mérőeszközzel az űrből rögzítették az Északi-sarkvidék jelentős környezeti változásainak részleteit. Ez segítette a masszív, hosszú távú ECV-adatsorok létrehozását, a trendelemzését és az erősödés vizsgálatát [13].

Ez a tanulmány összefoglalja a műholdak hozzájárulását az erősödő arktikus melegedés kiértékeléséhez, amelyet a továbbiakban csak erősödésnek nevezünk. Az erősödést felgyorsult és fokozott regionális klímaváltozásként definiálják; elsősorban légköri és felszíni

felmelegedésről van szó, de sokféle komoly éghajlati jelenséggel is összefügg [14,15]. A 3. ábrán vázlatosan bemutatjuk a legfontosabb jelenségeket és azok kapcsolatát a műholdas megfigyelésekkel. A cikk felépítése a következő: a 2. szakasz bemutatja a kapcsolódó szakirodalmakat, adatokat és módszertant; a 3. szakasz a műholdas mérések hozzájárulását összegzi és taglalja, az erősödés megértésére összpontosítva; a 4. szakasz a műholdas megfigyelések alapján beazonosított erősödés szélesebb körű hatását ismerteti; az 5. szakasz összefoglalja a tanulmány következtetéseit és javaslatait. Fontos kiemelni, hogy nem követjük azt a sajnálatos, de népszerű irányzatot, hogy kizárólag az automatikusan kapcsolódó szakirodalom alapján állítsunk össze metaanalízist. Éppen ellenkezőleg, ezt az összefoglalót egy új, a modellezési tanulmányokban kialakult felerősítő szempontrendszer vezérli (pl. Previdi et al., 2021; Semenov, 2021). A műholdas megfigyelésekre való koncentrálással munkánk kiegészíti Taylor et al. [9] és Wendisch et al. [16] közelmúltban készült átfogó elemzéseit, amelyek a modellezési eredményeket összegzik. Ugyanakkor ez az összefoglaló különbözik a Duncan et al. [5] által műholdas megfigyelésekről a közelmúltban írt széles körű áttekintéstől, valamint a Comiso és Hall [13] és Wang et al. [17] által készített korábbi összefoglalóktól. A műholdas megfigyeléseket a fizikai klimatológia szempontjából vizsgáljuk.



3. ábra: Az ESA műholdflottájának vázlatos illusztrációja. Hozzájárulnak a dinamikai folyamatok, a fizikai visszacsatolások és a környezeti hatások megfigyeléséhez, a látszólagos erősödés kialakulásával kapcsolatban.

2. Meghatározás, szakirodalom, felhasznált adatok és módszerek

Meghatározás: Az antropogén éghajlatváltozás világszintű. A felszíni felmelegedés azonban térben és időben egyenlőtlenül történik: az Északi-sarkvidéken az elmúlt három-öt évtizedben a felmelegedés regionális erősödését tapasztalták [18]. Ráadásul az erősödés néhány körülhatárolható sarkvidéki területen, például az északi Barents- és Kara-tenger térségében kivételes, páratlan a Földön. [19]. Bár az erősödés intuitív fogalom, mégsem teljesen egyértelmű. Ebben az cikkben a legfrissebb tanulmányokban szereplő amplifikációs metrikákra támaszkodunk [20-22]. Az amplifikáció kiszámítható a Δ_{AA} különbség, az R_{AA} arányszám, az északi sark léghőmérséklet változását jelölő Δ_{TA} , illetve az északi félteke (é.sz. 0° – 90°) vagy az északi félteke mérsékelt égövének (é.sz. 20° – 60°) léghőmérséklet változását jelölő Δ_{TH} változók segítségével:

$$\Delta_{AA} = \Delta_{TA} - \Delta_{TH} \quad (1)$$

$$R_{AA} = \frac{\Delta_{TA}}{\Delta_{TH}} \quad (2)$$

Az Északi-sarkvidéket rendszerint az északi szélesség 60° , 65° vagy 70° -tól északra fekvő területként határozzák meg (a leutóbbi esetben ez leginkább a Jeges-tengerre területére terjed ki). A különböző meghatározások eltérő eredményeket mutatnak: minél inkább leszűkítik az Északi-sarkvidék területét, annál nagyobb az amplifikációs index [19,22]. Azonban a jelenségek trendje és változékonysága között már nincsen jelentős különbség. Ez a hasonlóság egyértelműen azt mutatja, hogy az erősödési jelenségek a magas sarkvidéki szélességekre lokalizálódnak.

Az amplifikációs metrikák nem tökéletesek. Egy rövidebb időszakra vizsgált Δ_{AA} trend, pl. $\frac{d\Delta_{AA}}{dt}$, egy jobban igazolható mérőszám lenne a regionális hőmérsékleti trendek eltérésének vizsgálata során. Azonban a sarkvidéki éghajlat nagyfokú változékonysága miatt ez igen ellentmondásos eredményekhez vezet, ezért ritkán használják. Erős amplifikáció ($R_{AA} \gg 1$) figyelhető meg az éghajlatváltozás átmeneti időszakaiban, míg az egyensúlyi állapothoz

közeledve az $R_{AA} \approx 1$ lesz, ez a változás pedig megtévesztő lehet. A metrika statisztikai stabilitásának javítására ajánlott az anomáliák hosszabb időszakokra (pl. 30 év) vonatkozó átlagolása és aggregálása [18,21,23]. Ahogy azt a továbbiakban bemutatjuk, a hosszabb idősokra végzett átlagolás és aggregálás meggátolja az északi-sarkvidéki éghajlati rendszerében bekövetkező, az erősödésre jelentős hatást gyakorló fizikai átmenetek azonosítását.

Szakirodalom: Elsősorban a hőmérséklet és az ahhoz szorosan kapcsolódó ECV-k konzisztens, hosszú távú (klimatikus) műholdas megfigyeléseivel foglalkozó áttekintő cikkek és a publikációk összefoglalása érdekelt minket. Azoknak az olvasóknak, akik a konkrét mérőeszközök és a műholdak specifikus hozzájárulásai iránt érdeklődnek, Duncan et al. [5] átfogó áttekintését ajánljuk figyelmébe. Comiso és Hall [13] publikált egy részletes áttekintést a műholdas hőmérséklet-megfigyelésekről. A legújabb publikációban [24], műholdas mérésekből származó tenger- és jégfelszíni hőmérsékletek áttekintését és adatsorait tették közzé. A tengeri jég jellemzőinek áttekintését Wang et al. [17]; a hótakaró trendjeinek áttekintését Borman et al. [25]; a fitoplankton dinamikájának áttekintését Ardyna és Arrigo [26] publikálta. Az összetettebb környezeti mutatók, mint például a szárazföldi növénytakaró [7] és a permafroszt [27] változásainak nyomon követésére szolgáló termékek és módszerek szintén jelentős figyelmet kaptak [28, 29]. Továbbá több áttekintés is kísérletet tett az Északi-sarkvidék környezeti változásainak holisztikus értékelésére a műholdas produktumok alapján [30]. Az éghajlatváltozás két, három és négy évtizedes időszakát lefedő adatkészletek az egymást követő, hasonló műszerekkel ellátott műholdas rendszerek/küldetések adatsorait egyesítik [28]. Az 1. táblázat bemutat néhány kulcsfontosságú, az Északi-sarkvidék éghajlatváltozásának műholdas megfigyeléseire fókuszáló, közelmúltban készült áttekintő cikket.

Hivatkozás	Alapgondolat és rövid összegzés
Általános áttekintések	
[4]	A műholdas megfigyelések nélkülözhetetlenek az éghajlat megfigyeléséhez.
[5]	A műholdak létfontosságú szerepet játszanak a sarkvidéki éghajlatváltozás felmérésében.
[31]	A műholdak rávilágítanak az éghajlatváltozás nyomaira az Északi-sarkvidék energiaháztartásában.
[32]	A műholdak kimutatják a sugárzási egyenleg változásait.
[13,33]	A műholdak felfedik a felerősödött sarkvidéki melegedést.
[9]	A műholdfelvételek összefüggéseket tárnak fel az erősítő tényezők, a visszacsatolások és a földrajzi mintázatok között.
[19,34,35]	A Barents-tenger térségében tapasztalható rendkívüli felmelegedés összefügg a tengeri jég visszahúzódásával és a tengeri jég beáramlásának csökkenésével.
Specifikus áttekintések	
Az erősödő melegedés dinamikus tényezői	
[36]	Növekvő meleg óceáni beáramlás.
[37]	2000 óta csökkenő meridionális hőtranszport.
[38]	Csökkenő hőmérsékleti inverzió a légkör középső rétegében.
Lokális tényezők és az erősödő melegedés visszacsatolási folyamatai	
[39,40]	Emelkedő szárazföldi felszínhőmérséklet nyári minimum és őszi maximum trendekkel. A légköri hőmérsékleti inverziók korrelálnak a tengeri jég anomáliáival.
[6,24]	A tengerfelszín hőmérséklet emelkedése a sarkvidéken.
[19,41]	A levegő és a tengerfelszín hőmérséklete korrelál a tengeri jégtakaró kiterjedésével.
[17,42-44]	A többéves jég eltűnését, valamint a jég vastagságának és térfogatának csökkenését mutatják a műholdfelvételek.
[45]	Növekvő területű olvadéktavak a jégen.
[25,46]	Általános csökkenés a hótakaró és a vízegyenérték esetében, azonban jelentős területi eltérésekkel.
[47]	A sarkvidéki felhőtakaró sokoldalú változása.
[48]	Gyenge légkör-felszín kölcsönhatásra utal a légkör tetejére érkező sugárzási fluxus jelentéktelen regionális változása.
[49-51]	A sarkvidéki jégfelszín albedó csökkenése.
[52]	A tengeri jég sugárzási kényszerének növekedése.
[53]	A felhők sugárzási kényszerének növekedése.
Környezetváltozás	
[30]	Az Északi sarkvidék műholdas megfigyelései gyors környezetváltozást mutatnak – az erre vonatkozó műholdas adatkészletek listája csatolja.

[7,28]	A műholdas megfigyelések összetett változásokat tárnak fel az Északi-sarkvidék környezetében.
[27,29, 54-56]	A műholdas megfigyelések lehetővé tennék a permafroszt olvadásának nyomon követését; a permafroszt egyre instabilabbá válik egyes régiókban.
[57]	A vegetációs időszak időtartama és a növényzet termelékenységének növekedése.
[26]	A műholdak növekvő tengeri biológiai produktivitást észlelnek az Északi-sarkvidéken.
[58-60]	A grönlandi jégtakaró tömegének és vastagságának csökkenése.
Emberekre gyakorolt hatása	
[61,62]	A humán infrastruktúra bővülését és egyre növekvő befolyását mutatják a műholdképek az Északi-sarkvidéken.

1. Táblázat: A sarkvidéki éghajlatváltozás műholdas megfigyeléseire fókuszáló kulcsfontosságú, friss áttekintő cikkek listája

A következő három szemléletes példa rávilágít a műholdas megfigyelések jelentőségére az amplifikációs tanulmányok szempontjából. Az első példát a grönlandi jégtakaró tanulmányai nyújtják. A grönlandi jég példátlan mértékű csökkenésére (évi 100-255 Gt jégvesztés) következtettek a jég tömegmérésének (magasságának) megfigyelésére szolgáló szintetizált produktumból [63]. Az első adatokat az 1970-es évek végén a Nemzeti Repülési és Űrkutatási Hivatal (National Aeronautics and Space Administration, NASA) Geodéziai és Föld körüli pályán keringő műholdja (GEOS-3), a NASA Seasat és az amerikai haditengerészet Geosat oceanográfiai radaros magasságmérője gyűjtötte. Ezeket az adatokat ötvözték más projektekből származó adattermékekkel. Pl. GRACE és GRACE-FO [60]. Következő példa a Huntsvill-i Alabama Egyetem (University of Alabama in Huntsville, UAH) mikrohullámú szondaegység (Microwave Sounding Unit, MSU) és a fejlesztett mikrohullámú szondaegység (Advanced Microwave Sounding Unit, AMSU) adatsora, amely a felső légkör hőmérsékleti adatait rögzíti [64,65], egyesítve a különböző műszerekkel felszerelt NOAA műholdak, a TIROS-N (1978-1979), az Aqua (2002-2009), valamint a MetOP A (2007-2016) és B (2012-2016) műholdak méréseit. Jó példa lehet még a hosszú távú vegetációs változások kiértékelésére használt Globális Leltározó, Modellező és Térképező Tanulmányok normalizált vegetációs index adatkészlete (Global Inventory Modeling and Mapping Studies Normalized Difference Vegetation Index data set - GIMMS3g) [66].

Az ESA Copernicus Sentinel küldetései új korszakot nyitottak a sarkvidéki műholdas megfigyelések terén. A küldetések egy a Föld rendszerének operatív megfigyelésére tervezett

műholdcsaládot foglalnak magukban, amely folytonos lesz 2030-ig és akár utána is. A fedélzeti érzékelők között radar- és multispektrális képalkotók is megtalálhatók a szárazföld, az óceán, a tengeri jég, a hótakaró, a jégtakaró, a gleccserek és a légkör megfigyelésének érdekében. A Sentinel-1 egy poláris pályán keringő, minden időjárási viszonyok között, éjjel-nappal működő radaros képalkotó műhold, amely szárazföldi és óceáni megfigyeléseket végez. A Sentinel-1A-t 2014. április 3-án, a Sentinel-1B-t pedig 2016. április 25-én bocsátották fel. A Sentinel-2 egy poláris pályán keringő, több spektrumú, nagy felbontású képalkotó műhold program a szárazföld megfigyelésére. A Sentinel-2A 2015. június 23-án, a Sentinel-2B pedig 2017. március 7-én indult. A Sentinel-3 egy poláris pályán keringő, többműszeres küldetés, amely a tengerfelszín topográfiáját, a tenger és a szárazföld felszíni hőmérsékletét, az óceán színét és a szárazföld színét méri nagy fokú pontossággal és megbízhatósággal. A Sentinel-3A 2016. február 16-án, a Sentinel-3B pedig 2018. április 25-én indult. A Sentinel-5 egy poláris pályán keringő mérőműszer egy MetOp második generációs műhold fedélzetén, amely főként a levegőminőségre és az éghajlatra összpontosít. A Sentinel-5P 2017. október 13. óta kering. A Sentinel-6 egy poláris pályán keringő műhold, egy radaros magasságmérővel, a globális tengerfelszín magasságának mérésére, elsősorban az operatív oceanográfia és az éghajlati tanulmányok érdekében. Az európai földmegfigyelési csoportok számos hiányosságot és igényt azonosítottak a sarkvidékek műholdas megfigyelése terén. A legfontosabbak jellemzően a késleltetési idővel és az alacsonyabb visszatérési idővel kapcsolatosak [67]. A visszatérési idő 3 órára csökkentése lehetővé tenné a sarki navigációt, a jobb időjárás-előrejelzést és a technogén szennyezés kármentesítését.

A geostacionárius műholdak folytonosan ugyanazt a területet vizsgálják, miközben az áthalad a megfigyelési mezőjükön. A magas szélességi fokoknál azonban a látómező nagy torzulásai miatt korlátozott a szerepük az erősítés monitorozásában. A geostacionárius műholdak inkább az erősödés távolabbi hatásainak megfigyelésére alkalmasak a szubarktikus vagy a közepes földrajzi szélességű kontinentális területeken, ahol a hótakaró változását követik nyomon.

Adatok: Napjainkra már számos fontos klimatikus adatkészletet fejlesztettek ki távérzékelési adatok alapján. Mivel az adatkészletek pontossága nagymértékben függ a jó minőségű műholdas adatoktól, az ESA CCI a Globális Űrbázisú interkalibrációs rendszert (Global Space-based Inter-Calibration System) használja az 1. szintű adatok torzítási interkalibrációjára. Ez a rendszer a geofizikai változók lekérdezése előtt kalibrálja a sugárzások és egyéb jellemzők

geolokalizált méréseit [68]. Az ESA CCI ECV-k és az Európai Unió Föld-megfigyelési programja, a Copernicus Éghajlatváltozási Szolgálat (Copernicus Climate Change Services, C3S) számára is hasznót hozott a műholdas klimatikus adatkészletek minőségi követelményeinek rendszerezése. Ezt több egymást követő program keretében dolgozták ki, például Alapvető Klímaváltozók Minőségbiztosítási prototípusrendszere (Quality Assurance for Essential Climate Variables prototyping system) [69] keretében. Egy jó példa ennek az előállítási és validálási rendszernek a használatára, amikor MODIS-adatokból származó hosszú távú jégalbedő-adatsort számolták ki a [70] tanulmányba. Az ilyen jellegű, klimatikus adatkészletekkel szemben támasztott fő követelmények, hogy ne tartalmazzanak többéves töredezettséget, időben folyamatosak és minőségben konzisztensek legyenek. Egy hármas kollokációs módszer ígéretes eredményeket mutatott több ESA CCI-projektben [71]. Földrajzi szempontból az adatkészleteknek le kell fedniük az egész Északi-sarkvidéket vagy legalább a fontos régióit, például a Barents-tengert [72]. A tengeri jég átmeneteivel kapcsolatos elemzésünk alapján azt javasoljuk, hogy az időbeli lefedettségnek terjedjen ki a 2000 és 2015 közötti kritikus évekre.

A jelenleg elérhető, hosszú távú, műholdas éghajlati adatsorok között igen nagy a változatosság, ráadásul fejlesztésük különböző szakaszaiban állnak rendelkezésre [3]. A távérzékelő közösség számára még mindig fontos kérdés a termékek keresztellenőrzése és kalibrálása. A 2. táblázat tartalmazza az amplifikációs vizsgálatokban leggyakrabban használt éghajlati adatkészleteket.

Termék neve (rövidítés)	Elérhetőség	Hivatkozás
	Többváltozós adatsorok	
MODIS adatkészletek	Moderate Resolution Imaging spectroradiometer https://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataproduct/ (utolsó megtekintés: 2023.január 8.)	[30]
	Hőmérséklet	
UAH MSU/AMSU	University of Alabama-Huntsville (UAH) MSU/AMSU Mean Layer Atmospheric Temperatures, version 6 https://data.globalchange.gov/dataset/university-alabama-huntsville-uah-msu-amsu-mean-layer-atmospheric-temperatures-version-6	[65,73]

	(utolsó megtekintés: 2023.január 8.)	
SST	Arctic Ocean—Sea and Ice Surface Temperature REPROCESSED https://data.marine.copernicus.eu/product/SEAICE_ARC_PHY_CLIMATE_L4_MY_011_016/description (utolsó megtekintés: 2023.január 8.)	[24]
	Felhő és sugárzás egyenleg jellemzők	
CLARA-A2	Cloud, Albedo, and Surface Radiation data set from AVHRR data, second edition https://wui.cmsaf.eu/safira/action/viewDoiDetails?acronym=CLARA_AVHRR_V002 (utolsó megtekintés: 2023.január 8.)	[74]
CERES EBAF	Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) Energy Balanced and Filled (EBAF) Top-of-Atmosphere (TOA) edition-4.1 data product (utolsó megtekintés: 2023.január 8.)	[75]
PATMOS-x	NOAA's Pathfinder Atmospheres, Extended program (PATMOS-x), v6.0 https://doi.org/10.7289/V5X9287S (utolsó megtekintés: 2023.január 8.)	[76]
APP-x	Extended Advanced Very High-Resolution Radiometer (AVHRR) Polar Pathfinder (APP-x) https://www.ncei.noaa.gov/data/avhrr-polar-pathfinder-extended/access/ (utolsó megtekintés: 2023.január 8.)	[77,78]
	Tengeri jég és hótakaró jellemzők	
NOAA CDR – Rutgers	NOAA Snow Cover Extent Climate Data Record (CDR) Rutgers University Global Snow data set https://climate.rutgers.edu/snowcover/ (utolsó megtekintés: 2023.január 8.)	[79]
EUMETSAT OSI SAF v2.0	https://osi-saf.eumetsat.int/about/access-data	[80]

Goddard Bootstrap (SB2) és NASA Team (NT1) adatkészletek	National Snow and Ice Data Center (NSIDC): the NASA Team(http://nsidc.org/data/nsidc-0051 and Bootstrap SB2 (http://nsidc.org/data/nsidc-0079) (utolsó megtekintések: 2023.január 8.)	[81]
PIOMAS	Polar Science Center sea ice data (utolsó megtekintés: 2023.január 8.)	[82]
	Felszínborítottság és növényzet produktivitása	
GIMMS3g	Global Inventory Modeling and Mapping Studies https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/ndvi-normalized-difference-vegetation-index-3rd-generation-nasagfsc-gimms (utolsó megtekintés: 2023.január 8.)	[66,83,84]
MEaSURES	MEaSURES Global Record of Daily Landscape Freeze/Thaw Status, version 3 (NSIDC-0477) (utolsó megtekintés: 2023.január 8.)	[85]

2. Táblázat: Az ESA CCI alapvető klímaváltozókat kiegészítő, gyakran használt, távérzékel, éghajlati adatkészletek.

Módszerek: Ez az összefoglaló tanulmány kizárólag a már publikált eredményeket használja fel. Az évközi éghajlati változékonyságot és az éghajlatváltozás tendenciáit megörökítő hosszú távú műholdas mérésekre koncentrálunk. Módszerünk célja annak felmérésére korlátozódik, hogy a műholdas megfigyeléseknek sikerült-e megragadniuk az Északi-sarkvidék éghajlati rendszerének fontos átmeneteit – különösen a 21. századi rendkívüli erősödés kialakulásához vezető átalakulásokat [19,34]. Bár az erősödést már évtizedekkel ezelőtt felfedezték [86,87] műholdas megfigyelések révén is [13,88], a felszíni feljegyzésekben és más környezeti mutatókban való megjelenése vitatott marad [89-91]. Az Éghajlat-megfigyelő Munkacsoport (The Satellite Application Facility on Climate Monitoring, CM-SAF, www.cmsaf.eu) produktumainak kiterjesztése az Északi-sarkvidékre növelte az erősödési vizsgálatok minőségét és sokszínűségét [80,92]. A CM-SAF a EUMETSAT meteorológiai műholdakból származó távérzékelési termékeket biztosító tevékenységeinek része. A CM-SAF távérzékelési produktumok fontos adatokat biztosítanak az Északi-sarkvidék erősödésével kapcsolatos kulcsfontosságú változokról, mint a felszíni hőmérsékletről, a tengeri jég kiterjedéséről és a felhőborítottságról. A CM-SAF 15 km-es horizontális felbontással számítja ki a különböző

felhőparaméterek napi és havi átlagait. A számítások a poláris pályán keringő műholdak AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer, nagy felbontású sugárzásmérő műszer) és a geostacionárius műholdak SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager, továbbfejlesztett látható és infravörös tartományú forgó képalkotó) műszerek méréseiből származó felhőtermékeken alapulnak.

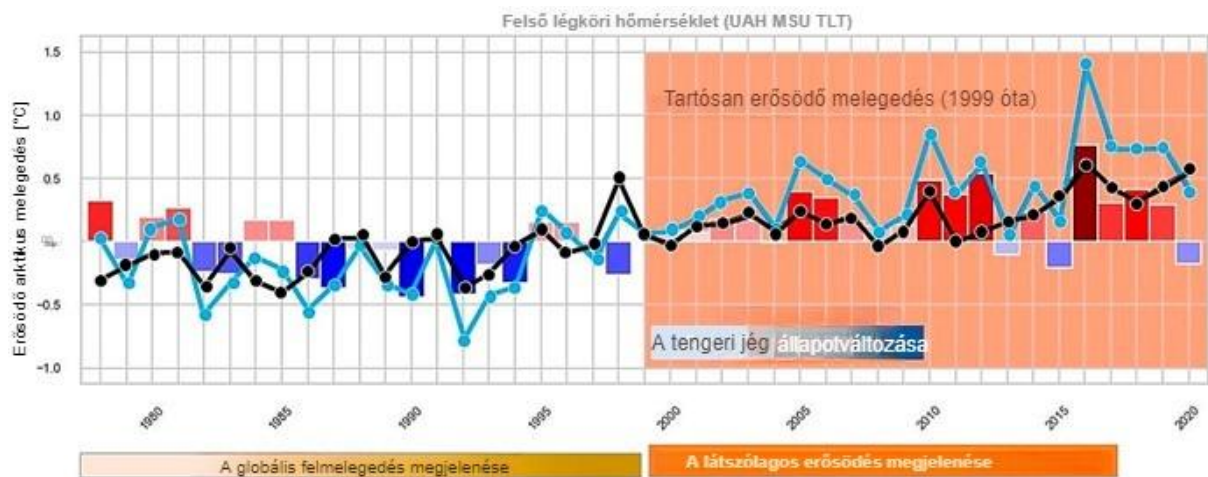
3. Összegzés

Az erősödés jelenlegi fizikai értelmezése. A föld éghajlati rendszerének energia-egyensúlyi modelljei a megjelenő erősödés kialakulását egyértelműen a rendszer változó hőkapacitásával, tehát a légkör alsó részének és az óceánok/talaj felsőbb rétegeinek hőtárolási képességével hozzák összefüggésbe [93]. Az antropogén éghajlatváltozásra adott meridionális válaszban az erősödés, a légköri válasz gyors módjában jelenik meg, mutattak rá a modellek. Az Északi-sarkvidék felé áramló fokozott hőtranszport az előfutára a tengeri jég oladásának és a szezonálisan nyílt vízfelületű Északi-sarkvidék kialakulásának. Ez azt jelzi, hogy az erősödés a bolygónkon belüli hőforrások és -nyelők átrendeződésére adott válasznak tekinthető [94]. Manabe és Strickler [95] érveit elfogadva, az erősítés így nem torzíthatja nagymértékben a sugárzási mérleget a légkör tetején (top-of-the atmosphere, TOA). Éppen ellenkezőleg, jelentősebb hatás a felszíni energiamérleg esetében várható, mivel a stabil sarkvidéki légkörben a felszín nagymértékben elkülönül a magasabb légköri rétegektől. A műholdas megfigyelések egyértelműen azonosítják a dinamikus erősítő hajtóerők efféle lenyomatát. Végsősorban az éghajlatmodellezés és a reanalízisvizsgálatok eredményei is azt találták, hogy a megjelenő erősödés felgyorsult, amikor a szezonális tengeri jégtakaróra áttérés után a helyi felszíni visszacsatolási folyamat kibontakozott [14,15,96]. Ekkor a felszín újra bekapcsolódik az alsó légköri folyamatokba. Az a tény, hogy az erősödés ilyen sok, különböző hajtóerőre adott válaszként jelentkezik, arra utal, hogy ez egy erőteljes globális éghajlati válasz, amely független a vonatkozó kényszerek és a visszacsatolások részleteitől [9,14].

A kutatói közösség mostanra egy fizikailag konzisztens fogalmi képet alkotott az erősítésről [9]. Az erősítést a légkör dinamikai folyamatai indítják el, majd ezt a lokális fizikai folyamatok és visszacsatolások kölcsönhatásai alakítják és fokozzák tovább. Az éghajlati szimulációk a következő ok-okozati láncolatot sugallják. A meridionális légköri transzport megnöveli a nedves-statikus energiát az Északi-sarkvidék troposzférájában, ami a tengeri jég változékonyságának mozgatórugója [97]. Kezdetben a légköri felmelegedés hatása a tengeri

jég kiterjedésére és a felszíni hőmérsékletre alig volt megfigyelhető, mivel a többéves jég túlélte az olvadási időszakokat [98]. 2000-re azonban a többéves jég nagyrészt eltűnt a közép-sarkvidéki és eurázsiai talapzatról [42,44]. A többéves jég gyorsuló elvékonyodását és csökkenését egy növekedés-megvastagodási negatív visszacsatolási folyamattal magyarázták [99]. A szezonális tengeri jégtakaró változékonysága megnőtt [100]. Ez felszabadította a nyár hőfelhalmozódási mechanizmusait az immár nyitott felületű felszíni vizek esetében, amely hatással van az őszi és téli hőmérsékletre is [101]. A megjelenő erősödés kibontakozott. A további felmelegedést a felszín közelében csapdába ejti számos speciális fizikai visszacsatolási folyamat, fokozva a környezeti hatásokat. A leghangsúlyosabb változások a közelmúltban visszahúzódtott tengeri jég és hótakaró területein figyelhetők meg, mint például a tengeri jég peremén [19] és az erdő-tundra határvidékén [7]. A 3. ábrán látható sematikus illusztráció általános áttekintést nyújt az ESA műholdflotta által megfigyelt erősödés dinamikájáról és fizikai jellemzőiről.

A látszólagos erősödés megjelenése és helye. A jelenlegi ismereteink alapján a jelenség hosszú időn keresztül a légkör szabad (alsó) részében fejlődött, majd végül a felszíni éghajlati adatokban is megjelent. A 4. ábra ezt a fejlődést mutatja be az UAH MSU TLT (Temperature in the Lower Troposphere, alsó troposzféra hőmérséklet) adatsorában. Az északi-sarkvidéki és a félteke hőmérsékleti anomália idősorai (Δ_{AA}) a 21. században kezdtek eltérni egymástól, a legnagyobb különbség 2005 körül, majd újra, 2015 körül volt megfigyelhető. A reanalízis adatokból megállapítható, hogy a jelenkori erősödés már az 1990-es években elkezdődött [22]. A műholdak (AVHRR adatkészlet) megmutatják, hogy a felszín melegedési trendje az északi szélesség 64° felett évtizedenként $\sim 0,69 \pm 0,06^\circ\text{C}$, miközben a globális érték $\sim 0,17^\circ\text{C}$ volt, 1990–2010 között. A legmarkánsabb tendenciák az aktív szezonális tengeri jégvesztéssel érintett területeken figyelhetők meg. A tengeri jég felszíni hőmérséklete és a tengerfelszín hőmérséklete az Északi-sarkvidéken alacsonyabb, évtizedenként $0,47 \pm 0,06^\circ\text{C}$ és $0,09 \pm 0,01^\circ\text{C}$ tendenciát mutat.



4. ábra. Az erősödés a műholdas megfigyelésekben (az alsó troposzféra UAH MSU TLT adatsora). A megjelenő erősödés kialakulásának vázlatos periódusaival. A kék vonal a sarkvidéki hőmérsékleti anomáliákat mutatja; a fekete vonal az északi félteke hőmérsékleti anomáliáit; a színes sávok az erősítést (a vonalak közötti Δ_{AA} különbséget) mutatják.

A tengeri jég visszahúzódása által okozott felületi állapotváltozás. A tengeri jég megfigyelése látványos példája a műholdak hozzájárulásának az Északi-sarkvidék éghajlatváltozásának radikális újragondolásához [17,42]. A műholdas műszerek széles választéka szolgáltat adatokat a tengeri jég megfigyeléséhez [5,102]. A tengeri jég kiterjedésének megfigyelésével kezdődően [81,103] a távérzékeléssel előállított adattermékek 2005 óta fokozatosan kezdik megadni a tengeri jég vastagságát [44], valamint a tengeri jégtakaró más származtatott jellemzőit [42,102], beleértve a tömörséget és a jégmező hasadási arányát [104,105]. Az alacsony térbeli és nagy időbeli felbontású műholdas megfigyelések szinoptikus információkat szolgáltatnak az Északi-sarkvidék tengeri jégtakarójáról, koráról, mozgásáról, a visszahúzódás és az előrenyomulás üteméről. A 20. század vége felé a globális felmelegedés folyamatának ütemében az alacsony és a magas szélességi fokokon nem mutatkozott látható különbség. A felmelegedés üteme csak akkor kezdett elkülönülni, amikor a Barents-tenger és a keleti sarkvidék nagy területein a tengeri jég visszahúzódott. A műholdak rögzíteni tudták a tengeri jég kiterjedésében és vastagságában bekövetkezett kritikus átmenetet [106]. 2005 és 2007 között az átlagosan megmaradó (október-novemberi) tengeri jég vastagsága hirtelen 1 méterrel (kb. 50%-kal) csökkent, ami a többéves jégtakaróról a szezonális jégtakaróra való áttérést jelzi [13]. Ráadásul a jég kora alapján kiszámított tengeri jég térfogata mintegy 411 km³/évvel csökkent [43]. A tengeri jég vastagságának változása nagyobb mértékben járul hozzá a térfogatváltozáshoz, mint a területének változása. A 15 éves műholdas felvételek 4305 km³-

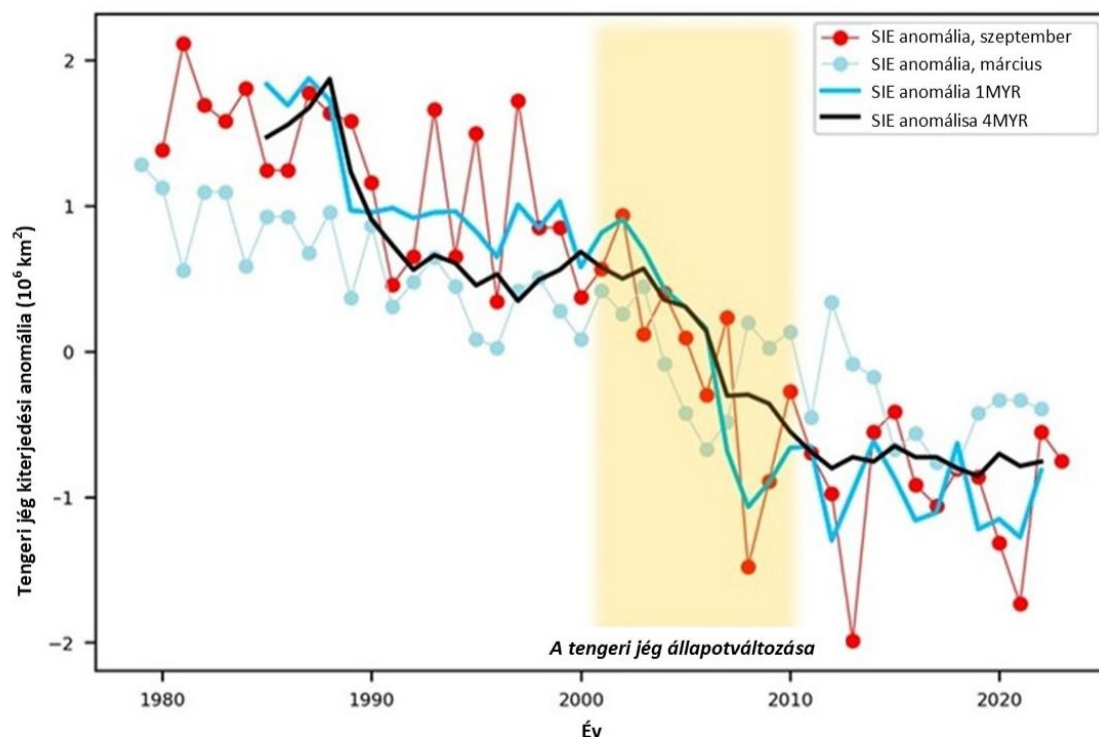
es és 7695 km^3 -es jégtérfogat-csökkenést mutatnak télen (február-március) és ősszel (október-november). Ezek a számok arra utalnak, hogy a teljes tengeri jég térfogatának 30-40%-a és a többéves jég térfogatának mér több mint 70%-a elveszett. A többéves tengeri jég mintegy $4 \times 10^6 \text{ km}^2$ -ről kevesebb mint $2 \times 10^6 \text{ km}^2$ -re csökkenése 2005 és 2010 között ment végbe. Az 5. ábra a tengeri jég kiterjedésének (SIE, Sea Ice Extent) változásait mutatja, az OSI SAF (Ocean & Sea Ice Satellite Application Facility) Sea Ice Index termékéből számítva. Ezt az átmenetet 2003-2008 között a NASA ICESat, a NASA jég-, felhő- és felszíni magasságmérő műholdja (NASA ICESat, Ice, Cloud, and land Elevation Satellite), majd 2010-től az Európai Űrügynökség Föld Felfedező krioszféra 2-es műholdja (ESA Earth Explorer Cryosphere Satellite 2, CryoSAT-2) által mért adatok kombinálásával észleltük. A 2008 és 2010 közötti adathiány egyáltalán nem volt szerencsés, mivel pont a többéves tengeri jégcsökkenés fő időszakának közepén történt [44]. A QuikSCAT (1999-2009) és a MetOP ASCAT (2009-2018) szórás mérők adatai a többéves tengeri jégborítottság több mint 50%-os csökkenését jelzik [44], a többéves jég területének és térfogatának gyors csökkenésével, amely mindössze néhány év alatt következett be (lásd az 5. ábrát). A leggyakrabban használt éghajlati tengeri jég adatsorok megegyeznek a jég mintázatában, valamint az általános kiterjedésben és a tendenciákban [81]. A tengeri jég jellemzőinek, különösen a jégkoncentráció eloszlásának figyelembevételkor a jeges területek határán és a szomszédos régiókban azonban továbbra is maradtak még eltérések.

A trendek szezonális elemzése még inkább kiemeli a tengeri jég átalakulásának szerepét. Az erősítés erős évszakos ciklust mutat, ahogy az a 6. ábrán látható. A legjelentősebb változások a felszín fagyásakor vagy olvadásakor jelentkeznek, nevezetesen szeptember, október és november folyamán (SON) az olvadás/fagyás kezdetének tartós eltolódása miatt. Az 1979-2017 közötti időszakban az átlagos SON trendek, 12 reanalízis adatsorban, nagyobbak, mint 5K [107]. Ugyanerre az időszakra vizsgált átlagos olvadási időszak (június, július, augusztus) trendjei kisebbek, mint $+1\text{K}$.

A tengeri jég visszahúzódásával a sarkvidéki tengerfelszíni hőmérséklet is emelkedésnek indul [6,108]. Az augusztusi átlagos SST (Sea Surface temperature - tengerfelszín hőmérséklet) az Északi-sarkvidék felmelegedésének lehető legjobb reprezentációja. A legmagasabb augusztusi átlagos SST-t ($6-9 \text{ }^\circ\text{C}$) a déli Csukcs- és Barents-tengeren figyelték meg.

Az északi-sarkvidéki SST felmelegedése azonban még csak kezdeti stádiumban van, miközben az óceánok hatása egyre fokozódik. A tengeri jégvesztesség műholdas elemzése az óceáni

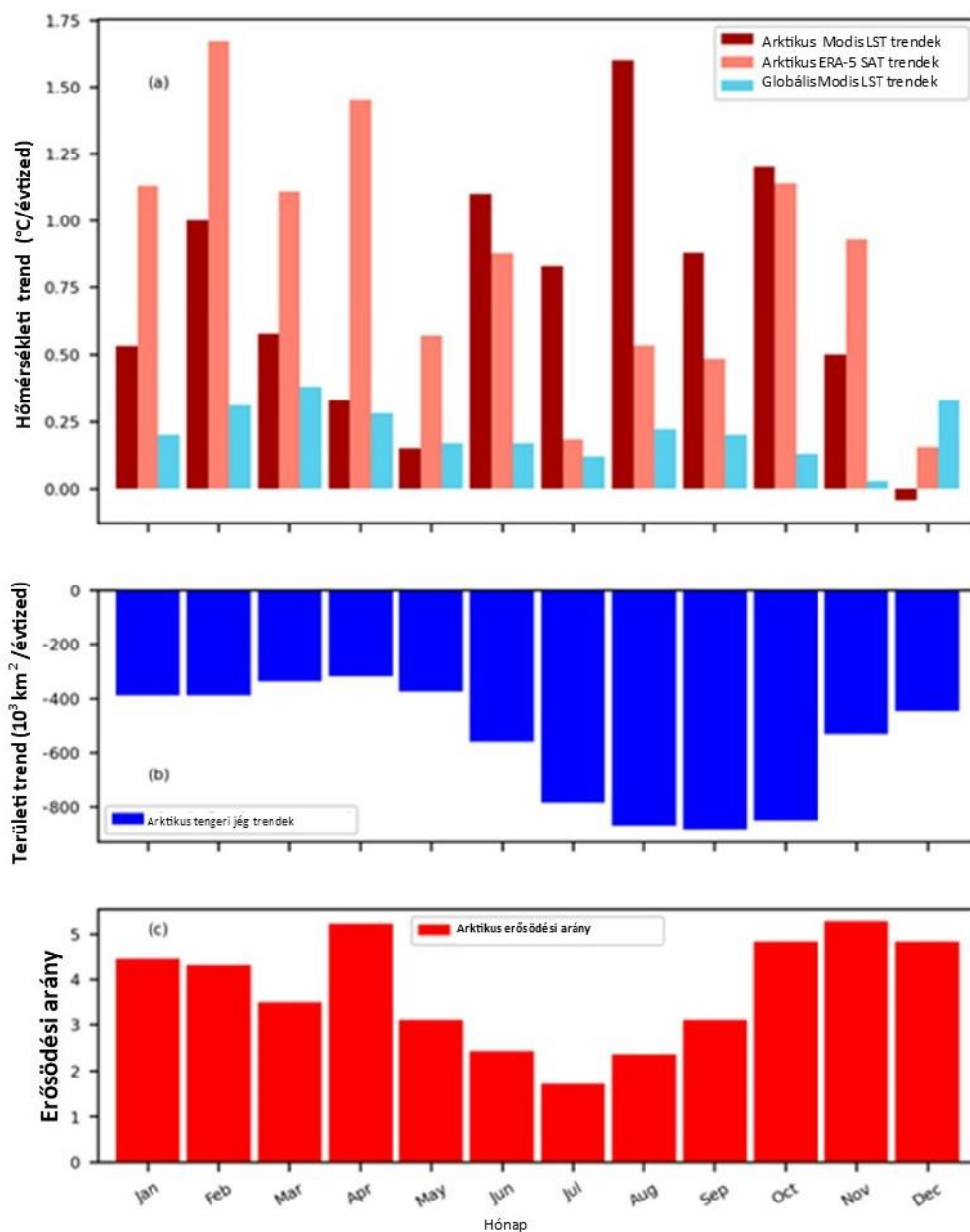
áramlások növekvő befolyására utal [109]. Egy modellezési tanulmány [110] télen 1°C-nyi felszínközeli felmelegedést a tengeri jég elvékonyodásának tulajdonította, ami a tengeri jég határán tapasztalható erősödés 37%-ának felel meg. Egy másik tanulmány [111] azzal érvelt, hogy a növekvő beáramló hőmennyiség az óceánban termodinamikai visszacsatoláshoz vezet az óceán és a légkör között és majd ez lesz felelős a 2100-ra bekövetkező erősödés mintegy 80%-áért.



5. ábra. A sarkvidéki tengeri jég kiterjedésének (SIE) változása. A teljes szeptemberi és márciusi SIE-anomáliák az OSI SAF Sea Ice Index v2.1 (elérhető a <https://osisaf-hl.met.no/v2p1-sea-ice-index> oldalon, utolsó megtekintés: 2023. január 5.) [80] adataiból származnak. A referencia-időszak 1989-2021. Minden adat passzív mikrohullámú érzékelők (SMMR, SSM/I és SSMIS) mérésén alapul; a többéves (egy évnél idősebb, 1MYR) és a régi (4 évnél idősebb, 4MYR) SIE anomáliák az NSIDC [112] adataiból származnak, további részleteket lásd [43]. A SIE-t úgy határozzuk meg, mint a 15%-nál nagyobb tengeri jéggel borított területet.

A hótakaró visszahúzódása által okozott felszíni állapotváltozások. A leghosszabb műholdas megfigyelések (1966 óta) a hótakaró megfigyelések [10,25]. A NOAA Éghajlati adatbázisa (Climate Data Record, CDR), másnéven a Rutgers hótakaró-adatkészlet, 190,6 km-es térbeli felbontású hótakaró-térképekből digitalizált adatok, az északi szélesség 60°-án. 2004 óta a MODIS és a VIIRS adatállományok jelentősen javították a nyilvántartás térbeli felbontását és minőségét (0,5 és 1 km közötti felbontással). Az Európai Űrügynökség (ESA) GlobSnow terméke

közepes (25 km-es) felbontású, ami általánosságban alkalmas az Északi-sarkvidék homogén felszíneihez. A hótakaró visszaszorulóban van az Északi-sarkvidéken, de a tendenciák továbbra is ellentmondásosak, függnék a vizsgált időszakról és évszaktól. Estilow és munkatársai [79] kimutatták, hogy a hemiszférikus évszakos átlagos hótakaró kiterjedése ősszel és télen növekszik, tavasszal és nyáron azonban csökken. Az északi féltekén évtizedenként 5–6 nappal csökken a hóborítottság időtartama. A hó-vízegyenérték (snow water equivalent, SWE) határozza meg a hóolvadáshoz szükséges hőmennyiséget, így jelentős szerepet játszik az erősödés kialakulásában. A 36 éves passzív mikrohullámú felvételekből (1980-2015) származó SWE-trendekre vonatkozó eredmények azt mutatják, hogy a félgömbi SWE egyre csökken. Regionális szinten vizsgálva azonban a trendek kevésbé biztosak, és a különböző adatsorok között nagy különbségek mutatkoznak. A kvantitatív adatokhiány pótlásához új, a hó-vízegyenértékének meghatározására alkalmas műholdas küldetésekre van szükség. A Copernicus szárazföld monitoring szolgáltatása az északi féltekére vonatkozóan 5 km-es felbontásban szolgáltat SWE-t (<https://land.copernicus.eu/global/products/swe>, utolsó megtekintés: 2023. január 8.).



6. ábra. Az északi-sarkvidéki éghajlati trendek havi ingadozásai. (a) A MODIS LST-adatsorból) származó szárazföldi felszín-hőmérséklet (LST; Land Surface Temperature) trendek és az ERA-5 reanalízisből származó felszíni léghőmérséklet trendje 2001-2020 között [40]. (b) A tengeri jégfelület trendjei 1979-2019 között [113]. (c) A sarkvidéki erősödési arány 1979-2021 között, három megfigyelési adatsor (Berkeley Earth, Gistemp, HadCRUT5) és az ERA5 reanalízis átlagából számítva [34].

Felszín-atmoszféra kölcsönhatások. Az Északi-sarkvidék egyike azon kevés régióknak - a többi régió az óceáni feláramlási zónákkal van összekapcsolva - ahol a gyenge felszín-légkör kölcsönhatás szabályozza klímaérzékenységet [95].

A műholdas megfigyelések segítségével megbecsülhetők a függőleges turbulens keveredés, a felszíni rétegek kapcsolata és az éghajlati rendszer effektív hőkapacitása [114]. Az ilyen jellegű adatszolgáltatások azonban még gyerekcipőben járnak. Egy ígéretes algoritmus az aeroszol sugárzás visszaverését vizsgálja [115]. Olyan küszöbértéket használ, amelynél a visszavert jel egy tetszőlegesen kicsi értékkel meghaladja a tiszta légköri jelet, vagy a lidar visszaverődési profil függőleges gradiensét. Ennél még kifinomultabb érzékelési módszereket is javasoltak [116]. A CALIPSO műhold fedélzetén található CALIOP (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization) lidart is használták [117,118]. Egy másik potenciálisan hasznos adatkészletet a fedett átvitelű rádió jelek (GPS-RO, GPS Radio Occultation) szolgáltatnak [119], amelyek jóval nagyobb számúak és kevésbé érzékenyek a felhőzetre. A GPS-RO algoritmusai a határréteg magasságát rendszerint a legnegatívabb nedves hőmérsékleti gradiens szintjeként határozzák meg [120]. A téli hónapokban (december-február), amikor a troposzférában a minimális víz áll rendelkezésre a csapadékképződéshez, egy meglehetősen egyszerű, hőmérséklet-inverziókon alapuló algoritmus használható [121]. A sarkvidék sekély határrétege kihívást jelent a GPS-RO adatgyűjtés számára. Ding et al.[122] kimutatta, hogy a 10 éves adatgyűjtés során a függőleges felbontás és a pontosság alacsony, ami kritikus lehet a határréteg magasságának észlelése szempontjából a magas szélességek esetében. A határréteg magasságának meghatározásához léteznek a hőmérsékleti profilt használó módszerek. Az Északi-sarkvidéken azonban a hőmérsékleti inverziók a besugárzásból származnak, a vertikális keveredéstől független folyamatok okozhatják. Ráadásul, továbbra sincs szintetizált adatsor az alsó légkör hőmérsékleti inverziójának számításához. A meglévő adatsorok, mint például a nagyfelbontású infravörös szondázó (HIRS, High-Resolution Infrared Radiation Sounder) méréseiből nyert 17 éves, felhőtlen égbolt hőmérsékleti inverzióinak időszora (1980-1996) [38], nem fedik le az erősödés megjelenésének időszakát.

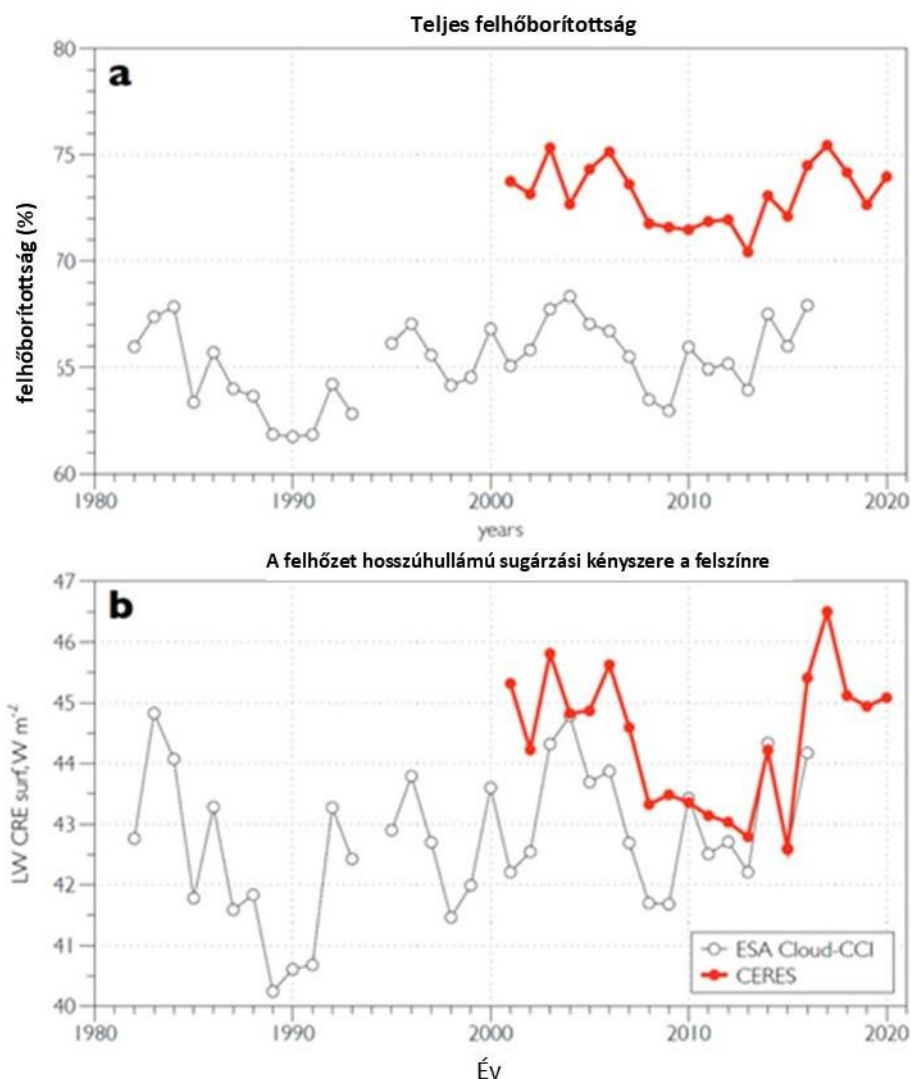
A turbulens fluxusok is fontos szerepet játszanak a felszíni energiaháztartás, a felszín-légkör kölcsönhatások, nedvességszállítás, az üvegházhatású gázok és az aeroszolok áramlásának megértésében. A turbulens fluxusok távérzékelése megfigyelések rohamosan fejlődő alkalmazási területe. A globális nyíltvízű óceáni területek turbulens fluxusainak kiszámításában

már jelentős eredményeket értek el [71]. Hasonló fejlesztés az Északi-sarkvidéken azonban jelentős nehézségekbe ütközött. A turbulens fluxusokat itt a tengeri jég, a gyakori felhőborítottság, a nagy szélsőségek, az alacsony téli hőmérsékletek, valamint a felszíni és a felhőrétegek közötti kis hőmérsékleti kontraszt is befolyásolja. A heterogén felszín, különösen a tengeri jégfelszín hasadásai nagymértékben fokozhatja a fluxusokat [123]. Qu et al. [124] a különböző mértékű hasadások okozta turbulens fluxusok kiszámításához a távérzékelésből származó képek alapján számított (Landsat-8 TIRS és MODIS) felszínhőmérséklet és jégmező hasadási arány adatsorokat kombinált reanalízisekből származó más meteorológiai paraméterek adatsoraival. A hőtérképekre és széladatokra alkalmazott, hossz-limitált modell becslése szerint a fluxusok a sarki jégfelszín esetében több, mint 40%-kal nagyobbak, mint a homogén tengeri jégfelület esetében.

A sarkvidéki felhőzet hatása. A sarkvidék feletti felhőzet hatása kétségtelenül sarkalatos kérdés az erősödés értékelésében és megértésében [47]. A felhőzet hatása ugyanis kétrétű. Az optikai műholdak felszíni megfigyeléseit és az adatok begyűjtését megzavarja a felhőzet. Ráadásul, továbbra is hiányosak az ismeretek arról, hogy milyen szerepet játszik a felhőzet az erősödés különböző léptékű kényszerei között. Erős összefüggéseket találtak a felhőborítottság változása és az Északi-sarkvidékre beáramló hőmennyiség dinamikus alakulása között [125]. A 7. ábra összehasonlítja az Északi-sarkvidék teljes felhőtakarójának évenkénti változásait és annak hatását (kényszereit) a felszíni hosszuhullámú sugárzási egyenlegére, két műholdas adatkészlet alapján. Az elmúlt évtizedben mind a felhőborítottság, mind a felszíni hőmérsékleti kényszere megnövekedett.

A műholdas megfigyelések nélkülözhetetlenek a sarkvidéki felhőzet és annak hatásának vizsgálata során [32,126,127]. Napjainkra közel 40 évnyi (1982-től kezdődően) műholdas felhőzet megfigyelés áll rendelkezésünkre [47]. Jelenleg négy hosszú távú éghajlati adatkészlet létezik, amelyek teljes egészében az AVHRR-adatokon alapulnak. Ebből az egyik a CM SAF AVHRR méréseiből nyert felhőzetre, albedóra és felszíni sugárzásmérlegre vonatkozó (CLARA-A2) második kiadású adatbázisa. Ennél a felhő tulajdonságok kinyerésére egy hierarchikus döntési fa küszöbértékes módszerét alkalmazzák [74]. Egy másik adatkészlet - a NOAA Pathfinder Atmospheres, kibővített programjának eredményei (PATMOS-x) - a naiv Bayes-féle módszeren alapulnak [76]. A harmadik az AVHRR (nagy felbontású sugárzásmérő műszer) poláris Pathfinder (APP-x) program eredmények. A negyedik adatsor pedig az ESA CCI felhőzet

(3.verzió) 198-2017 közötti adatsora, amely neurális hálózatot és optimális becslési technikákat használ a felhő tulajdonságainak kinyeréséhez [128,129].



7. ábra. A teljes felhőtakaró (a) és a felhőzet hosszuhullámú sugárzási kényszerének változása a felszínen (longwave radiative effect on the surface, LW CRE surf) és az ESA Cloud-CCI és CERES adataiból (b).

A műholdas felhőzeti adatkészletek nem teljesen vannak összhangban egymással. Egy 16 felhőklimatológiát vizsgáló tanulmány kimutatta, hogy az éves átlagos teljes felhőhányad az északi szélesség 60°-tól magasabb szélességű területeken $0,7 \pm 0,03$ (az óceáni területek felett $0,74 \pm 0,04$ és szárazföld felett $0,67 \pm 0,03$) [130]. A MODIS és a CALIOP adatok közötti átlagos eltérés az Északi-sarkvidék teljes területén eléri a 13,1%-ot nappal és a 26,7%-ot éjszaka [131]. Ez a MODIS-CALIOP eltérés nagymértékben függ az évszakoktól: nyáron a legkisebb (10,7%) és télen a legnagyobb (28,0%) az eltérés a felhőborítottság arányai közötti eltérésben. A MODIS jellemzően alul becsli az alacsony felhőket (felhőtető magasság <2 km) és a magas szintű

felhőket (felhőtető magasság > 6 km). A MODIS által kimutatott nagyon alacsony és vékony felhőzetet (<0,3 km) a tengeri jég felett a CALIOP néha nem is észleli vagy tévesen osztályozza. Ezen kívül, a MODIS felhőproduktumok jobban teljesítenek a nyílt víz felett, mint a jég felett [132]. A megfigyelések közötti eltérések fő oka a felhődetektáló algoritmusok közötti különbség, különösen, amikor a felhőket jég/hófelszín felett (egész évben) vagy olyan régiók felett észleli, ahol erős hőmérsékleti inverzió van a troposzférában (főleg télen).

A sarkvidéki felhőzet különösen nagy kihívást jelent az éghajlati modellek számára, mivel jelentős bizonytalanságokat és eltéréseket okoz a regionális éghajlatváltozási előrejelzésekben. A legtöbb modell az alacsony szintű felhőzet növekedését mutatja a régióban. A műholdas megfigyelések megerősítik ezt a tendenciát [114]. Az 1984-2004 közötti évtizedes trendek alapján, az északi-sarkvidék tavasszal (+2,3%) és nyáron (+0,5%) felhősebb, télen azonban kevésbé felhős (-3,4%) [33]. Az újabb tanulmányok [133] azonban terjedelmes pozitív trendeket találtak az Északi-sarkvidéki tengeri jég feletti alacsony felhőborítottság arányában. A legerősebb trendeket októberre és novemberre találták, amelyek kiugrásai meghaladják a +10% -os értékeket évtizedenként.

A légkör tetején (TOA) mért sugárzási kényszer érzékenységi vizsgálata rövidhullámú sugárzás esetében $-0,46 \pm 0,90 \text{ W/m}^2$, hosszú hullámú sugárzás esetében $+0,14 \pm 0,90 \text{ W/m}^2$ eredményt ad a felhőzet 1%-os változáshoz. A sugárzási kényszer megváltozására adott hőmérsékleti válasz $0,25 \text{ W/m}^2 \text{ K}^{-1}$ (CLARA A1 adatkészlet) és $0,43 \text{ W/m}^2 \text{ K}^{-1}$ (CERES szélessávú planetáris albedó adatsor) között változik. Hwang et al. [134] munkájában a becsléshez CERES Terra adatkészletet használt (2000-2014) ami alapján a rövidhullámú sugárzás esetében $1,88 \pm 0,73 \text{ W/m}^2 \text{ K}^{-1}$ a hosszúhullámú sugárzás esetében pedig $2,38 \pm 0,59 \text{ W/m}^2 \text{ K}^{-1}$ ez az érték. Arra az eredményre jutottak, hogy a felhőzet kb. 50%-kal csökkenti az albedó okozta visszacsatolási kényszert: a tiszta égbolt esetében $1,13 \pm 0,44 \text{ W/m}^2 \text{ K}^{-1}$ borult égboltnál viszont csak $0,49 \pm 0,30 \text{ W/m}^2 \text{ K}^{-1}$. Az északi szélesség 60-90° közötti területen a CERES adatok alapján számolt felhő visszacsatolás a légkör tetején $-0,3$ és $0,5 \text{ W/m}^2 \text{ K}^{-1}$ között ingadozik. [135] Kay és L'Ecuyer [136,137] arra a megállapításra jutottak, hogy a Jeges-tenger feletti felhők éves átlagban 10 W/m^2 -rel melegítik a felszínt, miközben 12 W/m^2 -rel hűtik a légkör tetejét (TOA). Philipp et al. [114] 34 évnnyi műholdas adatsorokat elemzett felhőzet, sugárzási fluxus és tengeri jég adatok esetében. Statisztikailag szignifikáns antikorreláció áll fenn az olvadási zónák felett ősszel, a tengeri jég koncentrációja és a felhőborítottság között, erősítették meg az adatok. A

felhőzet késő ősztől tavaszig tapasztalt nettó melegítő hatását a kisebb besugárzás okozta. Így az alacsonyszintű felhők növekvő aránya évtizedenként akár $+8,3 \text{ W/m}^2$ felszíni felmelegedést okoz, meghosszabbítva az olvadási időszakot és akadályozva az állandó jégtakaró képződést. Feltételezve, hogy a teljes melegedésért a megfigyelt albedó csökkenés felelős, Pistone et al. [50] $0,31 \pm 0,04 \text{ W/m}^2 \text{ K}^{-1}$ visszacsatolásra vonatkozó becslést kapott.

A nagymértékű felhőborítottság különböző módon befolyásolja a rövid és hosszúhullámú sugárzást. Nyáron, amikor a rövidhullámú sugárzás rendelkezésre áll, a felhőzet kisebb aránya lehetővé teszi a napsugárzás további abszorpcióját a felszínen és az óceán felső részén. A sarkvidéki felhőzet összesen 22 W/m^2 -rel hűti a légkört [137]. Az éves átlagos felhő-kényszer változása $-2,11 \text{ m}^2 \text{ K}^{-1}$ évtizedenként, ami a felhőzet felszíni felmelegedést csillapító hatását jelzi [33]. A felhőzet hatásait azonban kibillentheti a felszíni albedó és a sugárzási egyensúly változása, valamint a többlethő légköri rétegek közötti átrendeződése [51]. A felhők nettó melegítő hatása (az erősítéshez adódó melegedés) még mindig bizonytalan és meglehetősen vitatott [138]. A műholdflotta közelmúltbeli bővítése (A-train, CloudSat és CALIPSO műholdakkal) azonban jelentősen előmozdította az Északi-sarkvidék felhőzetéről és éghajlati hatásairól szerzett ismeretinket [137]. Számos fontos kérdést tisztáztak a legújabb tanulmányok [47]. Megerősítést nyert, hogy a felhőzet csökkenése jócskán elősegíti az erősödést az őszi szezonban, amikor a felhalmozódott hó felszabadul [139]. Télen, a megnövekedett alacsonyszintű felhőborítottság csapdába ejti a kibocsátott hosszúhullámú sugárzást, amit a felhő optikai vastagság visszacsatolásaként ismerünk [140]. Az ISCCP, MODIS és PATMOS-x programok megfigyelései megerősítették, hogy ez a folyamat növeli a felszíni felmelegedést [141]. CERES EBAF-adatsor (Energy Balanced and Filled, kiegyensúlyozott és kitöltött energia) azt sugallja, hogy a tengeri jég visszahúzódásának területei fölött a felhőzet felerősödik, ami pozitív sugárzási kényszert eredményez [137,142]. Mivel a felhők a téli időszakban csökkentik a felszíni hőveszteséget, képesek fokozni az erősödést.

Az Északi-sarkvidék energiaháztartása. A spektrális sugárzás és az energiaháztartás megfigyelésére a műholdas platformok a legalkalmasabbak [31]. Így az erősödés megértésében a legnagyobb fellendülést a légkör teteje (TOA) és a felszín energiaháztartásának, valamint az ezekre ható kényszerek sugárzási összetevőinek klimatikus adatsorai adták. Az Északi-sarkvidék teljes energiaháztartását éves átlagban $115,8 \text{ W/m}^2$

hőhiány uralja a légkör tetején [94]. Ez a hiány januárban a legnagyobb ($-176,9 \text{ W/m}^2$), viszont júliusban egy minimális energiátöbbletbe ($12,4 \text{ W/m}^2$) fordul vissza.

A TOA sugárzási kényszer rekonstruálása az 1970-es évek vége óta különböző szenzorok segítségével történik [31]. A CERES-adatsor (2000–2018) csak statisztikailag jelentéktelen TOA-válásra utal a sarkvidéken: $-0,19 \pm 0,44 \text{ W/m}^2 \text{K}^{-1}$ (magas tengeri jég koncentrációs időszakokban) és $-0,15 \pm 0,16 \text{ W/m}^2 \text{K}^{-1}$ (alacsony tengeri jég koncentrációs időszakokban) [48]. Tehát a TOA sugárzási válasza az erősítési tartományban az elmúlt időszakban szinte stabil maradt, ez megegyezik a modellezési eredményekkel [14].

A regionális felszíni albedó változása nagy hatással van a hőelnyelésre és a hó újraeloszlására az Északi-sarkvidéken. Megfigyelésekkel igazolt az Északi-sarkvidék felszínének hosszú távú sötétedése, a tengeri jég elvesztése miatt. Az átlagos felszíni albedó 1979 óta 0,52-ről 0,48-ra csökkent [50]. A 28 éves homogenizált műholdas adatok (CLARA- A1-SAL termék; 1982–2009) alapján a tengeri jégtakaró átlagos albedója $0,029 \pm 0,11$ /évtized ütemben csökkent. A tengeri jég és a hóborítottság visszahúzódásával a teljes sarki felszíni albedó csökkenése $1,25 \pm 0,34 \%$ (CLARA A1) és $1,51 \pm 0,41 \%$ (APP-x) évtizedenként, 1982 és 2014 között [143]. Ez mérsékelt változásokat okozott a sugárzási fluxusokban és kényszerekben. A CLARA A1 adatkészlet felhasználásával Cao et al. [53] megállapította, hogy a tengeri jég veszteség $0,20 \pm 0,05 \text{ W/m}^2 \text{K}^{-1}$ csökkenést eredményezett a sugárzási kényszerbe. Ez alapján a tengeri jég albedó visszacsatolásának erőssége $0,25 \text{ W/m}^2 \text{K}^{-1}$ északi féltekére és $0,19 \text{ W/m}^2 \text{K}^{-1}$ az egész Földre.

4. Az erősödés szélesebb körű hatásai

Hatása a szélsőségekre. Az erősödés iránti érdeklődést a tengeri környezetre, a bioszférára és a krioszférára gyakorolt hatása tartja fenn. Az erősödés nemcsak az ECV-k átlagértékeit változtatja meg, hanem az időjárási szélsőségek és veszélyes környezeti helyzetek széles spektrumát idézi elő [144]. A szélsőségek válnak az új normálissá az átalakuló Északi-sarkvidéken [8]. A felerősödött melegedés szó szerint erősebb és gyakoribb hóhullámokat jelent az Északi-sarkvidéken, mint például amelyet 2012-ben, 2016-ban, 2019-ben és 2020-ban figyeltek meg [145]. Az egész világon érezni lehet a visszahúzódó tengeri jég, a csökkenő hótakaró és a talajból felszabaduló szén a hatásait [146], de talán nem olyan egyértelműen, mint ahogyan korábban feltételezték [147]. Azonban az erősödés közepes szélességi fokok

időjárási szélsőségeire gyakorolt hatásáról nincs egyetértés. [148] A középső területek szinoptikus aktivitása valószínűleg fokozza az erősítést: a pólus felé irányuló szelek erősebbek az alacsonyabb tengeri jégkoncentrációjú években, ami akár 25%-kal megnöveli a légköri (óceán felszíni) pólusirányú hőáramlást, felgyorsítva a tengeri jég visszahúzódását [149]. Az erősödés hatása a szinoptikus aktivitásra azonban valószínűleg elhanyagolható.

Hatás az ökoszisztémákra. Az erősödés hatása jelentős az Északi-sarkvidéki ökoszisztémáira (összetételükre és termelékenységükre is). A legtanulságosabb adatbázisok módszeresen számszerűsítik a korábbi kiindulási értékekhez képest bekövetkezett változásokat [90]. A leghosszabb ideje futó adatbázis, a Globális Leltározó, Modellező és Térképező Tanulmányok (GIMMS), több mint 40 év műholdas megfigyeléseit egyesíti 1981 óta [66,83]. A GIMMS vegetációs indexei a sugárzásspektrum különböző részeinek visszaverődését kiemelve elkülönítik a növényzet termelékenységére utaló jeleket. Az indexeket azonban nem a sarkvidéki környezetben fejlesztették ki [7]. Itt lényeges tényezők például a napsütés alacsony beesési szöge, a tundra felszíni víz, valamint az alacsony vagy magas felszíni kontraszt. Léteznek más klimatikus adatbázisok is, például: VIP3 (Vegetation Index and Phenology, 3. verzió), LTDR4 (Long-Term Data Record, 4. verzió), SPOT-VGT (Système Pour l'Observation de la Terre VEGETATION) és a MODIS adatkészlete [30]. Ezek az adatkészletek még mindig tartalmaznak trendszakadásokat, mivel a szenzorok változása bizonytalanságokat és torzításokat okozhat az adatrekordokban [151]. A képpont-alapú trendek térbeli töredezettsége megnehezíti a regionális trendek aggregálását [152], így a trendek kimutatásának módszertana nagyobb figyelmet igényel [153]. Ráadásul a műholdas eszközök érzékenysége nem megfelelő a változások érzékeléséhez. Ilyen problémás terület a csökkenő hótakaró és a növekvő levélfelület, a légköri szennyeződés, a keringési pálya sodródás és a szenzorok cseréjével kapcsolatos átfedések [83]. Jelenleg az EU Sentinel projektjei [154] jelentősen javították a szárazföldi ökoszisztéma megfigyelését, a 10–60 méteres térbeli felbontás és az akár ötnapos visszatérési idő biztosításával. Az elmúlt években egyre változatosabb jellemzők (pl. növénymagasság) kinyerésére irányuló próbálkozásokat mutattak be. [155] A lekérdezési folyamat a C-sáv SAR (Specific Absorption Rate- Specifikus sugárzási ráta) és a multispektrális vegetációs jeleket kombinálja, különösen a Sentinel-1 és 2 adatgyűjtése során. A távérzékelési módszerek segítségével már kimutatták a hosszabb vegetációs időszakokat (az elmúlt évtizedben akár 20 nappal meghosszabbodott) és a

legészakibb éghajlati övezetek, a tundra és az erdős-tundra megnövekedett éves biológiai termelését (kizöldülés) [156]. Összességében a szezonális biológiai termelékenység az északi növényzet 42%-nál nőtt, ami 21%-os termelékenység növekedést jelent 1982 és 2014 között [57]. Az északi vegetáció mindössze 2,5%-a mutat barnulást, ami 1,2%-os termelékenység csökkenésnek felel meg.

Hatása a tengerbiológiára. A tengeri jég visszahúzódása fokozta a megvilágítottságot, majd ezt követte a hőmérséklet emelkedése a felső, biológiailag termékeny rétegekben. A viharosabb időjárás, a magasabb hullámok és az Atlanti-óceán vízének fokozott beáramlása tápanyagokkal dúsítja a produktív rétegeket. A műholdak növekvő elsődleges termelésről tanúskodnak, amely egyre inkább északra és keletre terjed a peremvidéki sarkvidéki tengereken [26,157]. A tengeri fajok élőhelyei az - algáktól és halaktól kezdve a madarakig és jegesmedvékig - észak felé mozdultak el, ez kihatással van a teljes táplálékláncre és a Svalbard-szigetekre látogató halászhajók számának növekedéséhez vezet. A tengeri ökoszisztémák megfigyelésének fő eszközei a műholdas eszközök, amelyek az éves tavaszi és nyári algavirágzás kezdetét és csúcspontjait, valamint kiterjedését és fenológiáját is kimutatják a nyílt vizekben és a tengeri jég alatt egyaránt. A halászflootta tevékenysége is ellenőrizhető. A SAR és AIS (hajófedélzeti azonosító rendszer) adatok együttes felhasználása információt nyújt a sarkvidéki vizeken működő halászflootta fogásainak mintázatában bekövetkező változásokról. Az ESA-hozzájárulást politikailag elismerték, mint a Jeges-tengeren folytatott halászat fenntartásának alappillérét [158].

Hatása a talajra és a permafrosztra. Az erősödés és a földtakaró változásait követően, a melegedés kezd bejutni az aktív talajrétegekbe és a permafrosztba [159]. A permafrosztban bekövetkező változásokat az űrből direkt és indirekt módszerekkel is nyomon lehetne követni. Az indirekt módszerek változatos morfológiai, hidrológia és biológiai [29,160] nyomokat használnak fel a szárazföldön. Az ilyen felszíni változások összefüggésbe hozhatók bizonyos vegetációtípusok megjelenésével [161] illetve a tavak eltűnésével vagy zsugorodásával [162]. A helyettesítő adatok felhasználhatók a globális permafroszt-termékek kiterjesztésére az 1980-as évekig vagy akár még korábbi időszakokra is.

Egy ennél direkter megközelítés a talajhőmérséklet modellezésével kapcsolatosan a szárazföldi felszín hőmérsékletét és annak származtatott értékeit használja fel. A modell

összetettsége és a távérzékelés hozzájárulása eltérő lehet. Számos kiegészítő bemeneti paramétert lehet alkalmazni. A régebbi munkákban általában egyszerű fagyás- és olvadásiindex megközelítést alkalmaztak, de később a számításigényesebb eljárások kezdtek dominálni [163]. A permafroszt monitorozását a MODIS LST bemeneti adatokkal Marchand és munkatársai alkalmazták [164]. Ezt a megközelítést követi a GlobPermafrost projekt [56]: a permafroszt területi eloszlását becsüli meg 2000–2016 között. A permafroszt felső rétegének hőmérsékletére alkalmazott egyensúlyi állapotmodell (TTOP-modell, temperature at the top of the permafrost) segítségével. A Copernicus Sentinel-1 és -2 műholdak a topográfiai változásokról (földfelszíni lejtők, a permafroszt felolvadásával kapcsolatos erózió, felszíni mélyedések, cserjésedés), míg a hőérzékelőket hordozó Sentinel-3 a földfelszín hőmérsékletének változását értékeli. A hóviszonyokra és a talajborításra vonatkozó adatok helyettesíthetik a talaj jellemzőket. A hó és a talaj egyaránt szabályozza a hóátadást, így meghatározza az erősödés hatását az alatta lévő fagyott talajra. Park et al.[54] a napi mikrohullámú műholdképekről leolvasható, fagyási-olvadási állapotokból következtette ki a permafroszt kiterjedését egy 30 éves időszakra (1980–2009). Az adatkészletet Kim et al. [85] mutatja be. 1980 óta a permafroszt kiterjedése évtizedenként 0,33 millió km² -rel ($p < 0,05$) csökken, ráadásul úgy tűnik, a csökkenés 2004 óta felgyorsult.

Hatása a sarkvidéki jégtakaróra és gleccserekre. A hatalmas időbeli különbségek miatt nehéz kérdés, hogy az erősödés kifejtette-e már hatását az északi-sarkvidéki jégtakaróra és gleccserekre. A műholdas adatok a 2000-es évek óta a grönlandi jégtömeg jelentős csökkenését mutatják. Az IMBE kutatócsoport [58] által közzétett adatkészlet 26 különböző, a grönlandi jégtakaró tömegmérésében bekövetkezett változásokra vonatkozó műholdas mérést hasonlít össze és egyesít. A jégtakaró az 1990-es évekig szinte egyensúlyban volt, de azóta az éves jégveszteségek növekedtek. A veszteség legmagasabb értékét 2011-ben regisztrálták, amikor elérte a 345 ± 66 milliárd tonnát. Az 1992 és 2018 közötti teljes veszteség 3902 ± 342 milliárd tonna jég volt, ami $10,8 \pm 0,9$ mm tengerszint emelkedést okozott. Grönland és a környező tengerek jelentős jégtakaró-vesztesége ellenére nem mutatnak nagymértékű erősödést, ez talán a határos tengerekbe egyre nagyobb mértékben beáramló jégnek köszönhető. Cooper és Smith [60] összefoglalója a jégtakaró ablációs zónájával kapcsolatos a távérzékelési módszereket és legfontosabb eredményeket összegzi. Más, kisebb gleccserekre vonatkozó megfigyelések változatosabb eredményekkel szolgáltak [165].

Hatása a társadalomra és az emberekre. Bár az Északi-sarkvidék továbbra is távoli és vad vidék, egyre inkább az emberi tevékenység befolyása alá kerül. A Sentinel-1 és -2 műholdak segítségével javult a sarkvidéki települések és infrastruktúra feltérképezése [61,62]. A helyi emberi beavatkozásokkal járó települések, bányamezők és közlekedési útvonalak fokozatosan egybeolvadnak a megváltozott földtípustípusok pánarktikus hálózataként. A talajok és a növényzet lassú felépülése megnöveli minden zavaró tényező lenyomatát, még a minimális mesterséges zavarokét is. A nagy felbontású műholdfelvételek évtizedek óta segítenek az emberi befolyás nyomon követését, például Nyugat-Szibéria északi részén, ahol az 1970-es évek óta hatalmas területeken folyik a szénhidrogén-lelőhelyek feltárása. Az ember okozta zavarok átfogó, interdiszciplináris vizsgálataihoz szükséges a változatos műholdképek és távérzékelési adatkészletek elemzése [166]. A károsodott földterületek nagyszabású átalakulását dokumentálták.

Sizov et al. [167] szemléletes példát mutat be az északi erdők előrenyomulására Nyugat-Szibéria északi részén. Összevetette az elmúlt 50 év (1968–2018) során készült nagyfelbontású műholdfelvételeket. A tanulmány egyértelműen kimutatja az alternatív ökoszisztémák (erdő) széles körű előrenyomulását a károsodott földterületeken, amelyek az eredeti növénytakasulást, a tundrát váltják fel (8. ábra). A példát általánosítva, a MODIS NDVI adatsor rávilágít, hogy a sarkvidéki városok többsége körül fokozott a kizöldülés [168].

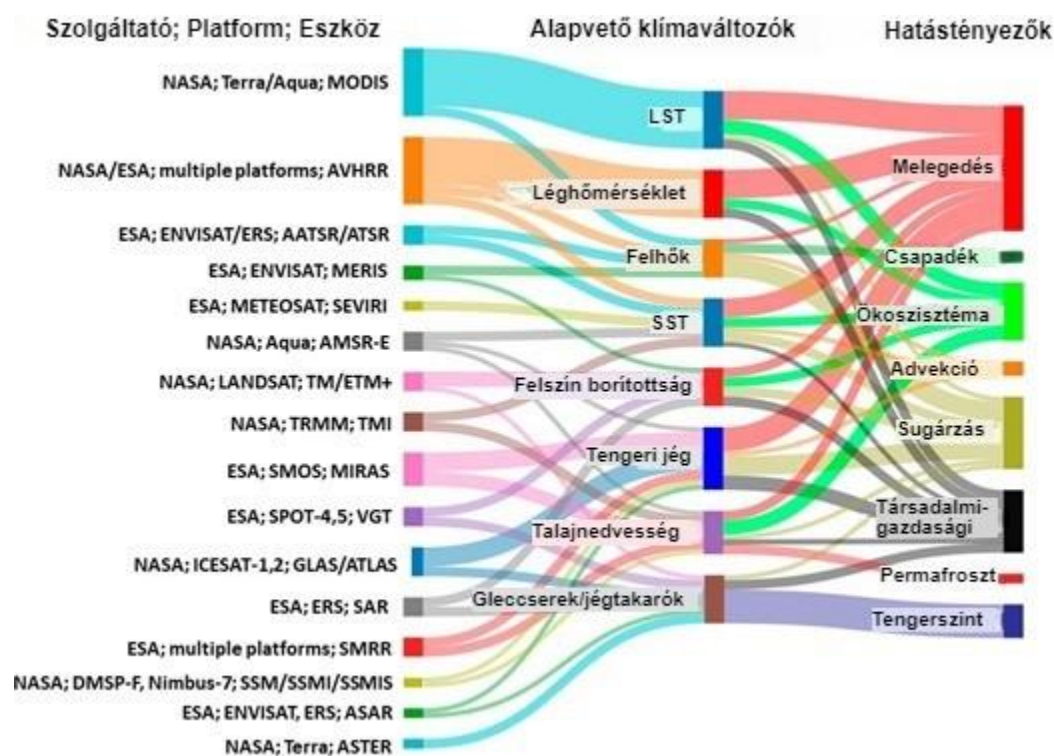


8. ábra. Egy leégett tundraterület beerdősülése Nyugat-Szibéria északi részén. A bal oldali képet a Corona/KH-4b készítette 1968. augusztus 21-én, a jobb oldali képet a Resurs-P, 2016. szeptember 28-án. Forrás: [168].

Az Északi-sarkvidék fejlődésével kapcsolatos globális gazdasági és politikai irányzatok nyomán az Északi-sarkvidék lakossága jelentős változásokat él át [169]. Az erősödő melegedés egyszerre teremt lehetőségeket és kockázatokat is. Egyrészt a tengeri jég visszahúzódása, a növekvő szárazföldi termelékenység és az enyhébb telek javítják a hozzáférést a távoli területekhez és erőforrásokhoz az Északi-sarkvidéken. Másrészt viszont az aktív talajréteg és a permafroszt felmelegedése az infrastruktúra alatti talajstabilitás gyengüléséhez [2], az utak tönkremeneteléhez vezet és más káros következményekkel jár [170]. A műholdak az 1960-as évek óta nyomon követik az ember okozta változásokat és hatásokat. A műholdak számos fontos területet figyelnek, nevezetesen a part menti eróziót [61], a települések stabilitását a permafroszton [171,172] és a környezetszennyezést [173].

5. Következtetések és perspektívák

Az antropogén éghajlatváltozás globális problémájára reagálva az Európai Űrügynökség (ESA) elindította az Éghajlatváltozási Kezdeményezést (CCI), a hosszú távú globális műholdas megfigyelésekben rejlő lehetőségek teljes mértékű kiaknázására. Az ESA CCI alapvető klímaváltozók (ECV-k) a már több mint 40 éves űrből végzett földmegfigyelés eredményeként klimatikus adatkészleteket biztosítanak a fejlődésben lévő éghajlati jelenségek vizsgálatához [3]. Az ESA, a NASA és néhány más műholdas rendszer méréseit változatos ECV-adatsorok létrehozásához használják fel. Az ESA CCI-projektjeinek előnyei és kihívásai egyaránt azzal kapcsolatosak, hogy egyesíteni kell a más-más műholdas platformokon működő, különböző térbeli, időbeli és spektrális felbontású eszközök méréseit. Ugyanakkor, mivel az Északi-sark gyökeres éghajlatváltozásának megjelenését késleltette a tengeri jég állapotváltozása, az ESA CCI klimatikus adatsorai megörökítették az Északi-sarkvidék felerősödött és felgyorsult melegedését, valamint széles körű következményeit és hatásait. A 9-es ábra összefoglalja ezeket a kapcsolatokat.



9. ábra. Az ESA CCI-programjában az erősödő melegedéssel kapcsolatos ECV adatsorokhoz hozzájáruló elsődleges műholdas mérőeszközök. Az ábra számos publikáció eredményeit egyesíti [5,12,68,80]. Az egyes ECV- k teljes leírása a <https://climate.esa.int/en/oldalon> érhető el (utolsó megtekintés 2023. január 8.).

A műholdas megfigyelések nélkülözhetetlenek az erősítés új fizikai paradigmájának kialakításához. Ez a szemléletmód kihasználja a modellek érzékenységét és a folyamatok tanulmányozását. Az ilyen modellezési törekvések megvalósíthatatlanok lennének a tengeri jég, a hótakaró, a felhők, a növényzet, az albedó és a TOA sugárzási fluxusok jellemzőire vonatkozó, lokális felbontású műholdas információk nélkül. Mindegyik felsorolt jellemző rosszul reprodukálható a nem korlátos tartományú modellekben. A műholdas megfigyelések különösen fontos szerepet játszottak a tengeri jégtakaró és a látszólagos (felszíni réteg beli) erősödés közötti kapcsolat feltárásában. Egyből kimutatták az erősödés középpontjának térbeli áthelyeződését, az északi szárazföldi területekről a tengeri jég peremterületére (pl. a Barents- és Kara-tenger térségébe), amint a többéves tengeri jégtakaró eltűnt.

Ez az összefoglaló az ESA CCI ECV adatsorok és más klimatikus távérzékelési adatbázisokból származó eredmények alapján, nagyjából egységes képet rajzol ki az erősödő arktikus melegedésről és hatásairól. Azonban egyet kell értenünk a műholdas megfigyelések kritikus megítélésével: „Bár az általános változások észlelésére alkalmasak, a [műholdas megfigyelések] jelenlegi képességei nem megfelelőek a rendszerszintű megfigyeléshez és a

krioszféra, a bioszféra, a hidroszféra és a légkör összetett elemeinek folyamatalapú és nagyléptékű megértéséhez” [5]. Jövőbeli lehetőségek kulcsa lehet a több-szenzoros adatsorok használata vagy a műholdas és in situ érzékelések egyesítése a numerikus modellezéssel. Az erősödés megfigyelésével kapcsolatos hiányosságokat az ECV adatsorokban csökkenteni fogják az ESA új műholdas küldetései.

Az erősödő arktikus melegedés jövője. Az erősödés egy klimatikus kényszerre adott erőteljes válaszreakció. Az Északi-sarkvidék múltjában a történelmi megfigyelések és az éghajlati rekonstrukciók felerősödött és felgyorsult hőmérsékleti trendek időszakaira mutattak rá [174]. A modellszimulációk azt sugallják, hogy az erősödés a jövőben is folytatódni fog, azonban a folyamat nem fog állandóvá válni. Vajon eltűnik majd, ahogy a Föld éghajlati rendszere megközelíti az új, melegebb egyensúlyi állapotát? Az éghajlati modellek szerint már a 21. század végére mérséklődni fog [175], ami nagyrészt a sarkvidéki tengeri jég nyári eltűnésének és az éghajlati rendszer globális sugárzási visszacsatolásának kiegyenlítődésének lesz köszönhető [176]. Más tanulmányok viszont nem értenek egyet ezzel az előrejelzéssel [177]. A 21. század végére 2,5 és 3,5 közötti R_{AA} várható. A CMIP6 klímamodellek szerint a 21. század folyamán továbbra is jelen lesz az erősödés, és az R_{AA} értéke 2,4 körül lesz (az egyes modellek esetében 2–4 között). Így az Északi-sarkvidék éves középhőmérséklete és csapadékmennyisége a 2081–2100 közötti időszakban (az 1995–2014-es referencia szinthez képest): az SSP5-8.5 forgatókönyv szerint $11,5 \pm 3,4^{\circ}\text{C}$ és $49 \pm 19\%$ lehet, az SSP1-2.6 forgatókönyv szerint pedig $4,0 \pm 2,5^{\circ}\text{C}$ és $17 \pm 11\%$. Az továbbra is kérdéses, hogy a legnagyobb mértékű felmelegedés a szezonálisan jégmentes Jeges-tengerre való átmenetre korlátozódik-e, vagy a sarkvidéki felmelegedés üteme a nyíltvízű sarkvidéken is tovább fokozódik [178].

A műholdas megfigyelések nemcsak az erősödő melegedés nyomon követéséhez járulnak hozzá, hanem az adatokból, információkból, szaktudásból és tapasztalatból álló értékteremtő láncolathoz is [179]. A távérzékelésből származó klimatikus produktumok beépülnek a globális tudástárba, és a teljeskörűen megalapozott döntéshozatalban kerülnek felhasználásra. Az ESA CCI így jelentős szerepet tölt be a társadalom javára történő adatszolgáltatásban [180]. Azonban akad még bőven tennivaló. Először is, többféle, hosszú távú klimatikus adattermékre van szükség. Az ECV-adatsorokat változatosabbá kell tenni. Ki kell egészíteni a különböző adatkészletek közötti konzisztencia vizsgálatával és ha szükséges, interkalibrációt kell végezni. Ez elősegíti majd Északi-sarkvidék éghajlatváltozásának modellfüggetlen értékelését, valamint

az éghajlati modellekben és elemzésekben még mindig tisztázatlan, térbeli és időbeli skálák felmérését. Másodszor, javítani kell a hosszú távú klimatikus adattermékek feldolgozását és platformok közötti kalibrálását, hogy az idősorok, különösen a trendek statisztikai elemzése megbízhatóbbá váljon. Az egész éves mintavételi kapacitásokat és a szárazföld-tengerviszonyok határterületének mintavételét jelentősen fejleszteni kell. Kifejezetten a légköri vertikális profil rendszeres mintavételezése szegényes. Végül pedig szükség lenne egy szabványosított kalibrációs protokollra, amely biztosítaná a hosszú távú adatsorok minőségét. Fontos, hogy konzisztensé tegyünk a változatos adatkészleteket, hiszen a nem konzisztens adatkészletek jelenleg is megnövelik az éghajlati előrejelzések bizonytalanságát.

Irodalomjegyzék

1. Rajendran, S.; Sadooni, F.N.; Al-Kuwari, H.A.S.; Oleg, A.; Govil, H.; Nasir, S.; Vethamony, P. Monitoring Oil Spill in Norilsk, Russia Using Satellite Data. *Sci. Rep.* **2021**, *11*, 3817. [[CrossRef](#)]
2. Hjort, J.; Karjalainen, O.; Aalto, J.; Westermann, S.; Romanovsky, V.E.; Nelson, F.E.; Etzelmüller, B.; Luoto, M. Degrading Permafrost Puts Arctic Infrastructure at Risk by Mid-Century. *Nat. Commun.* **2018**, *9*, 5147. [[CrossRef](#)]
3. Hegglin, M.I.; Hollmann, R.; Ardhuin, F.; Bartsch, A.; Bastos, A.; Bennett, V.; Boutin, J.; Brockmann, C.; Buchwitz, M.; Chuvieco, E.; et al. Consistency of Satellite Climate Data Records for Earth System Monitoring. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2020**, *101*, E1948–E1971. [[CrossRef](#)]
4. Yang, J.; Gong, P.; Fu, R.; Zhang, M.; Chen, J.; Liang, S.; Xu, B.; Shi, J.; Dickinson, R. The Role of Satellite Remote Sensing in Climate Change Studies. *Nat. Clim. Chang.* **2013**, *3*, 875–883. [[CrossRef](#)]
5. Duncan, B.N.; Ott, L.E.; Abshire, J.B.; Brucker, L.; Carroll, M.L.; Carton, J.; Comiso, J.C.; Dinnat, E.P.; Forbes, B.C.; Gonsamo, A.; et al. Space-Based Observations for Understanding Changes in the Arctic-Boreal Zone. *Rev. Geophys.* **2020**, *58*, e2019RG000652. [[CrossRef](#)]
6. Jia, C.; Minnett, P.J. High Latitude Sea Surface Temperatures Derived from MODIS Infrared Measurements. *Remote Sens. Environ.* **2020**, *251*, 112094. [[CrossRef](#)]
7. Myers-smith, I.H.; Kerby, J.T.; Phoenix, G.K.; Bjerke, J.W.; Epstein, H.E.; Assmann, J.J.; John, C.; Andreu-hayles, L.; Angers-blondin, S.; Beck, P.S.A.; et al. Complexity Revealed in the Greening of the Arctic. *Nat. Clim. Chang.* **2020**, *10*, 106–117. [[CrossRef](#)]
8. Landrum, L.; Holland, M.M. Extremes Become Routine in an Emerging New Arctic. *Nat. Clim. Chang.* **2020**, *10*, 1108–1115. [[CrossRef](#)]
9. Taylor, P.C.; Boeke, R.C.; Boisvert, L.N.; Feldl, N.; Henry, M.; Huang, Y.; Langen, P.L.; Liu, W.; Pithan, F.; Sejas, S.A.; et al. Process Drivers, Inter-Model Spread, and the Path Forward: A Review of Amplified Arctic Warming. *Front. Earth Sci.* **2022**, *9*, 1391. [[CrossRef](#)]
10. Robinson, D.A.; Dewey, K.F.; Heim, R.R. Global Snow Cover Monitoring: An Update. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **1993**, *74*, 1689–1696. [[CrossRef](#)]
11. Bojinski, S.; Verstraete, M.; Peterson, T.C.; Richter, C.; Simmons, A.; Zemp, M. The Concept of Essential Climate Variables in Support of Climate Research, Applications, and Policy. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2014**, *95*, 1431–1443. [[CrossRef](#)]
12. Starkweather, S.; Shapiro, H.; Vakhutinsky, S.; Druckenmiller, M. *15-Year Retrospective Analysis on AON the Observational Foundation of the Arctic Report Card—A 15-Year Retrospective Analysis on the Arctic Observing Network (AON) and Insights for the Future System*; NOAA Arctic: Washington, DC, USA, 2020. [[CrossRef](#)]
13. Comiso, J.C.; Hall, D.K. Climate Trends in the Arctic as Observed from Space. *WIREs Clim. Chang.* **2014**, *5*, 389–409. [[CrossRef](#)]
14. Previdi, M.; Smith, K.L.; Polvani, L.M. Arctic Amplification of Climate Change: A Review of Underlying Mechanisms. *Environ. Res. Lett.* **2021**, *16*, 093003. [[CrossRef](#)]

15. Semenov, V.A. Modern Arctic Climate Research: Progress, Change of Concepts, and Urgent Problems. *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* **2021**, *57*, 18–28. [[CrossRef](#)]
16. Wendisch, M.; Brückner, M.; Crewell, S.; Ehrlich, A.; Notholt, J.; Lüpkes, C.; Macke, A.; Burrows, J.P.; Rinke, A.; Quaas, J.; et al. Atmospheric and Surface Processes, and Feedback Mechanisms Determining Arctic Amplification: A Review of First Results and Prospects of the (AC)3 Project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2022**, *104*, E208–E242. [[CrossRef](#)]
17. Wang, Y.; Bi, H.; Huang, H.; Liu, Y.; Liu, Y.; Liang, X.; Fu, M.; Zhang, Z. Satellite-Observed Trends in the Arctic Sea Ice Concentration for the Period 1979–2016. *J. Oceanol. Limnol.* **2019**, *37*, 18–37. [[CrossRef](#)]
18. England, M.R.; Eisenman, I.; Lutsko, N.J.; Wagner, T.J.W. The Recent Emergence of Arctic Amplification. *Geophys. Res. Lett.* **2021**, *48*, e2021GL094086. [[CrossRef](#)]
19. Isaksen, K.; Nordli, Ø.; Ivanov, B.; Køltzow, M.A.Ø.; Aaboe, S.; Gjeltten, H.M.; Mezghani, A.; Eastwood, S.; Fjørland, E.; Benestad, R.E.; et al. Exceptional Warming over the Barents Area. *Sci. Rep.* **2022**, *12*, 9371. [[CrossRef](#)]
20. Francis, J.A.; Vavrus, S.J. Evidence Linking Arctic Amplification to Extreme Weather in Mid-Latitude. *Geophys. Res. Lett.* **2012**, *39*, L06801. [[CrossRef](#)]
21. Johannessen, O.M.; Kuzmina, S.I.; Bobylev, L.P.; Miles, M.W. Surface Air Temperature Variability and Trends in the Arctic: New Amplification Assessment and Regionalisation. *Tellus Ser. A Dyn. Meteorol. Oceanogr.* **2016**, *68*, 28234. [[CrossRef](#)]
22. Davy, R.; Chen, L.; Hanna, E. Arctic Amplification Metrics. *Int. J. Climatol.* **2018**, *38*, 4384–4394. [[CrossRef](#)]
23. Bekryaev, R.V.; Polyakov, I.V.; Alexeev, V.A. Role of Polar Amplification in Long-Term Surface Air Temperature Variations and Modern Arctic Warming. *J. Clim.* **2010**, *23*, 3888–3906. [[CrossRef](#)]
24. Nielsen-Englyst, P.; Høyer, J.L.; Kolbe, W.M.; Dybkjær, G.; Lavergne, T.; Tonboe, R.T.; Skarpalezos, S.; Karagali, I. A Combined Sea and Sea-Ice Surface Temperature Climate Dataset of the Arctic, 1982–2021. *Remote Sens. Environ.* **2023**, *284*, 113331. [[CrossRef](#)]
25. Bormann, K.J.; Brown, R.D.; Derksen, C.; Painter, T.H. Estimating Snow-Cover Trends from Space. *Nat. Clim. Chang.* **2018**, *8*, 924–928. [[CrossRef](#)]
26. Ardyna, M.; Arrigo, K.R. Phytoplankton Dynamics in a Changing Arctic Ocean. *Nat. Clim. Chang.* **2020**, *10*, 892–903. [[CrossRef](#)]
27. Nitze, I.; Grosse, G.; Jones, B.M.; Romanovsky, V.E.; Boike, J. Remote Sensing Quantifies Widespread Abundance of Permafrost Region Disturbances across the Arctic and Subarctic. *Nat. Commun.* **2018**, *9*, 5423. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
28. Beamish, A.; Reynolds, M.K.; Epstein, H.; Frost, G.V.; Macander, M.J.; Bergstedt, H.; Bartsch, A.; Kruse, S.; Miles, V.; Tanis, C.M.; et al. Recent Trends and Remaining Challenges for Optical Remote Sensing of Arctic Tundra Vegetation: A Review and Outlook. *Remote Sens. Environ.* **2020**, *246*, 111872. [[CrossRef](#)]
29. Trofaier, A.M.; Westermann, S.; Bartsch, A. Progress in Space-Borne Studies of Permafrost for

- Climate Science: Towards a Multi-ECV Approach. *Remote Sens. Environ.* **2017**, *203*, 55–70. [[CrossRef](#)]
30. Jenkins, L.K.; Barry, T.; Bosse, K.R.; Currie, W.S.; Christensen, T.; Longan, S.; Shuchman, R.A.; Tanzer, D.; Taylor, J.J. Satellite-Based Decadal Change Assessments of Pan-Arctic Environments. *Ambio* **2020**, *49*, 820–832. [[CrossRef](#)]
 31. Liang, S.; Wang, D.; He, T.; Yu, Y. Remote Sensing of Earth's Energy Budget: Synthesis and Review. *Int. J. Digit. Earth* **2019**, *12*, 737–780. [[CrossRef](#)]
 32. Riihelä, A.; Key, J.R.; Meirink, J.F.; Kuipers Munneke, P.; Palo, T.; Karlsson, K.-G. An Intercomparison and Validation of Satellite-Based Surface Radiative Energy Flux Estimates over the Arctic. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2017**, *122*, 4829–4848. [[CrossRef](#)]
 33. Wang, X.; Key, J.; Liu, Y.; Fowler, C.; Maslanik, J.; Tschudi, M. Arctic Climate Variability and Trends from Satellite Observations. *Adv. Meteorol.* **2012**, *2012*, 505613. [[CrossRef](#)]
 34. Rantanen, M.; Karpechko, A.Y.; Lipponen, A.; Nordling, K.; Hyvärinen, O.; Ruosteenoja, K.; Vihma, T.; Laaksonen, A. The Arctic Has Warmed Nearly Four Times Faster than the Globe since 1979. *Commun. Earth Environ.* **2022**, *3*, 168. [[CrossRef](#)]
 35. Lind, S.; Ingvaldsen, R.B.; Furevik, T. Arctic warming hotspot in the northern Barents Sea linked to declining sea-ice import. *Nat. Clim. Chang.* **2018**, *8*, 634–639. [[CrossRef](#)]
 36. Ricker, R.; Kauker, F.; Schweiger, A.; Hendricks, S.; Zhang, J.; Paul, S. Evidence for an Increasing Role of Ocean Heat in Arctic Winter Sea Ice Growth. *J. Clim.* **2021**, *34*, 5215–5227. [[CrossRef](#)]
 37. Yang, X.-Y.; Fyfe, J.C.; Flato, G.M. The Role of Poleward Energy Transport in Arctic Temperature Evolution. *Geophys. Res. Lett.* **2010**, *37*. [[CrossRef](#)]
 38. Liu, Y.; Key, J.R.; Schweiger, A.; Francis, J. Characteristics of Satellite-Derived Clear-Sky Atmospheric Temperature Inversion Strength in the Arctic, 1980–1996. *J. Clim.* **2006**, *19*, 4902–4913. [[CrossRef](#)]
 39. Sobrino, J.A.; Julien, Y.; García-Monteiro, S. Surface Temperature of the Planet Earth from Satellite Data. *Remote Sens.* **2020**, *12*, 218. [[CrossRef](#)]
 40. Wang, Y.; Hessen, D.O.; Samset, B.H.; Stordal, F. Evaluating Global and Regional Land Warming Trends in the Past Decades with Both MODIS and ERA5-Land Land Surface Temperature Data. *Remote Sens. Environ.* **2022**, *280*, 113181. [[CrossRef](#)]
 41. Li, M.; Ke, C.Q.; Shen, X.; Cheng, B.; Li, H. Investigation of the Arctic Sea Ice Volume from 2002 to 2018 Using Multi-Source Data. *Int. J. Climatol.* **2021**, *41*, 2509–2527. [[CrossRef](#)]
 42. Bi, H.; Liang, Y.; Wang, Y.; Liang, X.; Zhang, Z.; Du, T.; Yu, Q.; Huang, J.; Kong, M.; Huang, H. Arctic Multiyear Sea Ice Variability Observed from Satellites: A Review. *J. Oceanol. Limnol.* **2020**, *38*, 962–984. [[CrossRef](#)]
 43. Liu, Y.; Key, J.R.; Wang, X.; Tschudi, M. Multidecadal Arctic Sea Ice Thickness and Volume Derived from Ice Age. *Cryosph.* **2020**, *14*, 1325–1345. [[CrossRef](#)]
 44. Kwok, R. Arctic Sea Ice Thickness, Volume, and Multiyear Ice Coverage: Losses and Coupled Variability (1958–2018). *Environ. Res. Lett.* **2018**, *13*, 105005. [[CrossRef](#)]
 45. Feng, J.; Zhang, Y.; Cheng, Q.; Tsou, J.Y. Pan-Arctic Melt Pond Fraction Trend, Variability, and

- Contribution to Sea Ice Changes. *Glob. Planet. Chang.* **2022**, *217*, 103932. [[CrossRef](#)]
46. Pulliainen, J.; Luojus, K.; Derksen, C.; Mudryk, L.; Lemmetyinen, J.; Salminen, M.; Ikonen, J.; Takala, M.; Cohen, J.; Smolander, T.; et al. Patterns and Trends of Northern Hemisphere Snow Mass from 1980 to 2018. *Nature* **2020**, *581*, 294–298. [[CrossRef](#)]
 47. Devasthale, A.; Sedlar, J.; Tjernström, M.; Kokhanovsky, A. A Climatological Overview of Arctic Clouds. In *Physics and Chemistry of the Arctic Atmosphere*; Springer: Cham, Switzerland, 2020; pp. 331–360.
 48. Hwang, J.; Choi, Y.; Su, H.; Jiang, J.H. Invariability of Arctic Top-of-Atmosphere Radiative Response to Surface Temperature Changes. *Earth Space Sci.* **2020**, *7*, e2020EA001316. [[CrossRef](#)]
 49. Riihelä, A.; Manninen, T.; Laine, V. Observed Changes in the Albedo of the Arctic Sea-Ice Zone for the Period 1982–2009. *Nat. Clim. Chang.* **2013**, *3*, 895–898. [[CrossRef](#)]
 50. Pistone, K.; Eisenman, I.; Ramanathan, V. Observational Determination of Albedo Decrease Caused by Vanishing Arctic Sea Ice. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* **2014**, *111*, 3322–3326. [[CrossRef](#)]
 51. Marcianesi, F.; Aulicino, G.; Wadhams, P. Arctic Sea Ice and Snow Cover Albedo Variability and Trends during the Last Three Decades. *Polar Sci.* **2021**, *28*, 100617. [[CrossRef](#)]
 52. Seong, N.; Kim, H.-C.; Choi, S.; Jin, D.; Jung, D.; Sim, S.; Woo, J.; Kim, N.; Seo, M.; Lee, K.; et al. Evaluation of Sea Ice Radiative Forcing According to Surface Albedo and Skin Temperature over the Arctic from 1982–2015. *Remote Sens.* **2022**, *14*, 2512. [[CrossRef](#)]
 53. Cao, Y.; Liang, S.; Chen, X.; He, T. Assessment of Sea Ice Albedo Radiative Forcing and Feedback over the Northern Hemisphere from 1982 to 2009 Using Satellite and Reanalysis Data. *J. Clim.* **2015**, *28*, 1248–1259. [[CrossRef](#)]
 54. Park, H.; Kim, Y.; Kimball, J.S. Widespread Permafrost Vulnerability and Soil Active Layer Increases over the High Northern Latitudes Inferred from Satellite Remote Sensing and Process Model Assessments. *Remote Sens. Environ.* **2016**, *175*, 349–358. [[CrossRef](#)]
 55. Philipp, M.; Dietz, A.; Buchelt, S.; Kuenzer, C. Trends in Satellite Earth Observation for Permafrost Related Analyses—a Review. *Remote Sens.* **2021**, *13*, 1217. [[CrossRef](#)]
 56. Obu, J.; Westermann, S.; Bartsch, A.; Berdnikov, N.; Christiansen, H.H.; Dashtseren, A.; Delaloye, R.; Elberling, B.; Etzelmüller, B.; Kholodov, A.; et al. Northern Hemisphere Permafrost Map Based on TTOP Modelling for 2000–2016 at 1 Km² Scale. *Earth-Sci. Rev.* **2019**, *193*, 299–316. [[CrossRef](#)]
 57. Park, T.; Ganguly, S.; Tømmervik, H.; Euskirchen, E.S.; Høgda, K.-A.; Karlsen, S.R.; Brovkin, V.; Nemani, R.R.; Myneni, R.B. Changes in Growing Season Duration and Productivity of Northern Vegetation Inferred from Long-Term Remote Sensing Data. *Environ. Res. Lett.* **2016**, *11*, 084001. [[CrossRef](#)]
 58. The IMBIE team Mass Balance of the Greenland Ice Sheet from 1992 to 2018. *Nature* **2020**, *579*, 233–239. [[CrossRef](#)]
 59. Mottram, R.; Simonsen, S.B.; Høyer Svendsen, S.; Barletta, V.R.; Sandberg Sørensen, L.; Nagler, T.; Wuite, J.; Groh, A.; Horwath, M.; Rosier, J.; et al. An Integrated View of Greenland Ice Sheet Mass Changes Based on Models and Satellite Observations. *Remote Sens.* **2019**, *11*, 1407. [[CrossRef](#)]
 60. Cooper, M.; Smith, L. Satellite Remote Sensing of the Greenland Ice Sheet Ablation Zone: A Review. *Remote Sens.* **2019**, *11*, 2405. [[CrossRef](#)]

61. Bartsch, A.; Pointner, G.; Nitze, I.; Efimova, A.; Jakober, D.; Ley, S.; Högström, E.; Grosse, G.; Schweitzer, P. Expanding Infrastructure and Growing Anthropogenic Impacts along Arctic Coasts. *Environ. Res. Lett.* **2021**, *16*, 115013. [[CrossRef](#)]
62. Bartsch, A.; Pointner, G.; Ingeman-Nielsen, T.; Lu, W. Towards Circumpolar Mapping of Arctic Settlements and Infrastructure Based on Sentinel-1 and Sentinel-2. *Remote Sens.* **2020**, *12*, 2368. [[CrossRef](#)]
63. Sasgen, I.; Wouters, B.; Gardner, A.S.; King, M.D.; Tedesco, M.; Landerer, F.W.; Dahle, C.; Save, H.; Fettweis, X. Return to Rapid Ice Loss in Greenland and Record Loss in 2019 Detected by the GRACE-FO Satellites. *Commun. Earth Environ.* **2020**, *1*, 8. [[CrossRef](#)]
64. Spencer, R.W.; Christy, J.R.; Braswell, W.D. UAH Version 6 Global Satellite Temperature Products: Methodology and Results. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.* **2017**, *53*, 121–130. [[CrossRef](#)]
65. Christy, J.R.; Spencer, R.W.; Braswell, W.D.; Doty, K.G. NOAA CDR Program. *NOAA Climate Data Record (CDR) of MSU and AMSU-A Mean Layer Temperatures, UAH Version 6.0*, NOAA National Centers for Environmental Information: Washington, DC, USA, 2017. [[CrossRef](#)]
66. Guay, K.C.; Beck, P.S.A.; Berner, L.T.; Goetz, S.J.; Baccini, A.; Buermann, W. Vegetation Productivity Patterns at High Northern Latitudes: A Multi-Sensor Satellite Data Assessment. *Glob. Chang. Biol.* **2014**, *20*, 3147–3158. [[CrossRef](#)]
67. Lancheros, E.; Camps, A.; Park, H.; Sicard, P.; Mangin, A.; Matevosyan, H.; Lluch, I. Gaps Analysis and Requirements Specification for the Evolution of Copernicus System for Polar Regions Monitoring: Addressing the Challenges in the Horizon 2020–2030. *Remote Sens.* **2018**, *10*, 1098. [[CrossRef](#)]
68. Hollmann, R.; Merchant, C.J.; Saunders, R.; Downy, C.; Buchwitz, M.; Cazenave, A.; Chuvieco, E.; Defourny, P.; de Leeuw, G.; Forsberg, R.; et al. The ESA Climate Change Initiative: Satellite Data Records for Essential Climate Variables. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2013**, *94*, 1541–1552. [[CrossRef](#)]
69. Nightingale, J.; Boersma, K.; Muller, J.-P.; Compernelle, S.; Lambert, J.-C.; Blessing, S.; Giering, R.; Gobron, N.; De Smedt, I.; Coheur, P.; et al. Quality Assurance Framework Development Based on Six New ECV Data Products to Enhance User Confidence for Climate Applications. *Remote Sens.* **2018**, *10*, 1254. [[CrossRef](#)]
70. Kharbouche, S.; Muller, J.-P. Sea Ice Albedo from MISR and MODIS: Production, Validation, and Trend Analysis. *Remote Sens.* **2018**, *11*, 9. [[CrossRef](#)]
71. Bentamy, A.; Piollé, J.F.; Grouazel, A.; Danielson, R.; Gulev, S.; Paul, F.; Azelmat, H.; Mathieu, P.P.; von Schuckmann, K.; Sathyendranath, S.; et al. Review and Assessment of Latent and Sensible Heat Flux Accuracy over the Global Oceans. *Remote Sens. Environ.* **2017**, *201*, 196–218. [[CrossRef](#)]
72. Smedsrud, L.H.; Esau, I.; Ingvaldsen, R.B.; Eldevik, T.; Haugan, P.M.; Li, C.; Lien, V.S.; Olsen, A.; Omar, A.M.; Otterå, O.H.; et al. The role of the barents sea in the arctic climate system. *Rev. Geophys.* **2013**, *51*, 415–449. [[CrossRef](#)]
73. Santer, B.D.; Solomon, S.; Pallotta, G.; Mears, C.; Po-Chedley, S.; Fu, Q.; Wentz, F.; Zou, C.Z.; Painter, J.; Cvijanovic, I.; et al. Comparing Tropospheric Warming in Climate Models and Satellite Data. *J. Clim.* **2017**, *30*, 373–392. [[CrossRef](#)]

74. Karlsson, K.-G.; Anttila, K.; Trentmann, J.; Stengel, M.; Fokke Meirink, J.; Devasthale, A.; Hanschmann, T.; Kothe, S.; Jääskeläinen, E.; Sedlar, J.; et al. CLARA-A2: The Second Edition of the CM SAF Cloud and Radiation Data Record from 34 Years of Global AVHRR Data. *Atmos. Chem. Phys.* **2017**, *17*, 5809–5828. [[CrossRef](#)]
75. Loeb, N.G.; Doelling, D.R.; Wang, H.; Su, W.; Nguyen, C.; Corbett, J.G.; Liang, L.; Mitrescu, C.; Rose, F.G.; Kato, S. Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) Energy Balanced and Filled (EBAF) Top-of-Atmosphere (TOA) Edition-4.0 Data Product. *J. Clim.* **2018**, *31*, 895–918. [[CrossRef](#)]
76. Heidinger, A.K.; Foster, M.J.; Walther, A.; Zhao, X. (Tom) The Pathfinder Atmospheres–Extended AVHRR Climate Dataset. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2014**, *95*, 909–922. [[CrossRef](#)]
77. Wang, X.; Key, J.R. Arctic Surface, Cloud, and Radiation Properties Based on the AVHRR Polar Pathfinder Dataset. Part II: Recent Trends. *J. Clim.* **2005**, *18*, 2575–2593. [[CrossRef](#)]
78. Wang, X.; Liu, J.; Yang, B.; Bao, Y.; Petropoulos, G.P.; Liu, H.; Hu, B. Seasonal Trends in Clouds and Radiation over the Arctic Seas from Satellite Observations during 1982 to 2019. *Remote Sens.* **2021**, *13*, 3201. [[CrossRef](#)]
79. Estilow, T.W.; Young, A.H.; Robinson, D.A. A Long-Term Northern Hemisphere Snow Cover Extent Data Record for Climate Studies and Monitoring. *Earth Syst. Sci. Data* **2015**, *7*, 137–142. [[CrossRef](#)]
80. Lavergne, T.; Macdonald Sørensen, A.; Kern, S.; Tonboe, R.; Notz, D.; Aaboe, S.; Bell, L.; Dybkjær, G.; Eastwood, S.; Gabarro, C.; et al. Version 2 of the EUMETSAT OSI SAF and ESA CCI Sea-Ice Concentration Climate Data Records. *Cryosphere* **2019**, *13*, 49–78. [[CrossRef](#)]
81. Comiso, J.C.; Meier, W.N.; Gersten, R. Variability and Trends in the Arctic Sea Ice Cover: Results from Different Techniques. *J. Geophys. Res. Ocean.* **2017**, *122*, 6883–6900. [[CrossRef](#)]
82. Schweiger, A.J.; Wood, K.R.; Zhang, J. Arctic Sea Ice Volume Variability over 1901–2010: A Model-Based Reconstruction. *J. Clim.* **2019**, *32*, 4731–4752. [[CrossRef](#)]
83. Piao, S.; Wang, X.; Park, T.; Chen, C.; Lian, X.; He, Y.; Bjerke, J.W.; Chen, A.; Ciais, P.; Tømmervik, H.; et al. Characteristics, Drivers and Feedbacks of Global Greening. *Nat. Rev. Earth Environ.* **2020**, *1*, 14–27. [[CrossRef](#)]
84. Pinzon, J.; Tucker, C. A Non-Stationary 1981–2012 AVHRR NDVI3g Time Series. *Remote Sens.* **2014**, *6*, 6929–6960. [[CrossRef](#)]
85. Kim, Y.; Kimball, J.S.; Glassy, J.; Du, J. An Extended Global Earth System Data Record on Daily Landscape Freeze–Thaw Status Determined from Satellite Passive Microwave Remote Sensing. *Earth Syst. Sci. Data* **2017**, *9*, 133–147. [[CrossRef](#)]
86. Holland, M.M.; Bitz, C.M. Polar Amplification of Climate Change in Coupled Models. *Clim. Dyn.* **2003**, *21*, 221–232. [[CrossRef](#)]
87. Serreze, M.C.; Barry, R.G. Processes and Impacts of Arctic Amplification: A Research Synthesis. *Glob. Planet. Chang.* **2011**, *77*, 85–96. [[CrossRef](#)]
88. Comiso, J.C. Warming Trends in the Arctic from Clear Sky Satellite Observations. *J. Clim.* **2003**, *16*, 3498–3510. [[CrossRef](#)]
89. Serreze, M.C.; Francis, J.A. The Arctic Amplification Debate. *Clim. Chang.* **2006**, *76*, 241–264. [[CrossRef](#)]

90. Box, J.E.; Colgan, W.T.; Christensen, T.R.; Schmidt, N.M.; Lund, M.; Parmentier, F.J.W.; Brown, R.; Bhatt, U.S.; Euskirchen, E.S.; Romanovsky, V.E.; et al. Key Indicators of Arctic Climate Change: 1971–2017. *Environ. Res. Lett.* **2019**, *14*, 45010. [[CrossRef](#)]
91. Screen, J.A.; Deser, C.; Simmonds, I. Local and Remote Controls on Observed Arctic Warming. *Geophys. Res. Lett.* **2012**, *39*. [[CrossRef](#)]
92. Babar, B.; Graversen, R.; Boström, T. Evaluating CM-SAF Solar Radiation CLARA-A1 and CLARA-A2 Datasets in Scandinavia. *Sol. Energy* **2018**, *170*, 76–85. [[CrossRef](#)]
93. Lohmann, G. Temperatures from Energy Balance Models: The Effective Heat Capacity Matters. *Earth Syst. Dyn.* **2020**, *11*, 1195–1208. [[CrossRef](#)]
94. Mayer, M.; Tietsche, S.; Haimberger, L.; Tsubouchi, T.; Mayer, J.; Zuo, H. An Improved Estimate of the Coupled Arctic Energy Budget. *J. Clim.* **2019**, *32*, 7915–7934. [[CrossRef](#)]
95. Jeevanjee, N.; Held, I.; Ramaswamy, V. Manabe’s Radiative–Convective Equilibrium. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2022**, *103*, E2559–E2569. [[CrossRef](#)]
96. Thackeray, C.W.; Hall, A. An Emergent Constraint on Future Arctic Sea-Ice Albedo Feedback. *Nat. Clim. Chang.* **2019**, *9*, 972–978. [[CrossRef](#)]
97. Olonscheck, D.; Mauritsen, T.; Notz, D. Arctic Sea-Ice Variability Is Primarily Driven by Atmospheric Temperature Fluctuations. *Nat. Geosci.* **2019**, *12*, 430–434. [[CrossRef](#)]
98. Bliss, A.C.; Anderson, M.R. Arctic Sea Ice Melt Onset Timing From Passive Microwave-Based and Surface Air Temperature-Based Methods. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2018**, *123*, 9063–9080. [[CrossRef](#)]
99. Bitz, C.M.; Roe, G.H. A Mechanism for the High Rate of Sea Ice Thinning in the Arctic Ocean. *J. Clim.* **2004**, *17*, 3623–3632. [[CrossRef](#)]
100. Brennan, M.K.; Hakim, G.J.; Blanchard-Wrigglesworth, E. Arctic Sea-Ice Variability During the Instrumental Era. *Geophys. Res. Lett.* **2020**, *47*, e2019GL086843. [[CrossRef](#)]
101. Serreze, M.C.; Barrett, A.P.; Stroeve, J.C.; Kindig, D.N.; Holland, M.M. The Emergence of Surface-Based Arctic Amplification. *Cryosphere* **2009**, *3*, 11–19. [[CrossRef](#)]
102. Johannessen, O.M.; Bobylev, L.P.; Shalina, E.V.; Sandven, S. (Eds.) *Sea Ice in the Arctic*; Springer Polar Sciences; Springer International Publishing: Cham, Switzerland, 2020; ISBN 978-3-030-21300-8.
103. Ivanova, N.; Pedersen, L.T.; Tonboe, R.T.; Kern, S.; Heygster, G.; Lavergne, T.; Sørensen, A.; Saldo, R.; Dybkjær, G.; Brucker, L.; et al. Inter-Comparison and Evaluation of Sea Ice Algorithms: Towards Further Identification of Challenges and Optimal Approach Using Passive Microwave Observations. *Cryosphere* **2015**, *9*, 1797–1817. [[CrossRef](#)]
104. Ólason, E.; Rampal, P.; Dansereau, V. On the Statistical Properties of Sea-Ice Lead Fraction and Heat Fluxes in the Arctic. *Cryosphere* **2021**, *15*, 1053–1064. [[CrossRef](#)]
105. Zhang, Y.; Cheng, X.; Liu, J.; Hui, F. The Potential of Sea Ice Leads as a Predictor for Summer Arctic Sea Ice Extent. *Cryosphere* **2018**, *12*, 3747–3757. [[CrossRef](#)]
106. Wagner, P.M.; Hughes, N.; Bourbonnais, P.; Stroeve, J.; Rabenstein, L.; Bhatt, U.; Little, J.; Wiggins, H.; Fleming, A. Sea-Ice Information and Forecast Needs for Industry Maritime Stakeholders. *Polar Geogr.* **2020**, *43*, 160–187. [[CrossRef](#)]

107. Marquardt Collow, A.B.; Cullather, R.I.; Bosilovich, M.G. Recent Arctic Ocean Surface Air Temperatures in Atmospheric Reanalyses and Numerical Simulations. *J. Clim.* **2020**, *33*, 4347–4367. [[CrossRef](#)]
108. Minnett, P.J.; Alvera-Azcárate, A.; Chin, T.M.; Corlett, G.K.; Gentemann, C.L.; Karagali, I.; Li, X.; Marsouin, A.; Marullo, S.; Maturi, E.; et al. Half a Century of Satellite Remote Sensing of Sea-Surface Temperature. *Remote Sens. Environ.* **2019**, *233*, 111366. [[CrossRef](#)]
109. Kumar, A.; Yadav, J.; Mohan, R. Spatio-Temporal Change and Variability of Barents-Kara Sea Ice, in the Arctic: Ocean and Atmospheric Implications. *Sci. Total Environ.* **2021**, *753*, 142046. [[CrossRef](#)]
110. Lang, A.; Yang, S.; Kaas, E. Sea Ice Thickness and Recent Arctic Warming. *Geophys. Res. Lett.* **2017**, *44*, 409–418. [[CrossRef](#)]
111. Chemke, R.; Polvani, L.M.; Kay, J.E.; Orbe, C. Quantifying the Role of Ocean Coupling in Arctic Amplification and Sea-Ice Loss over the 21st Century. *NPJ Clim. Atmos. Sci.* **2021**, *4*, 46. [[CrossRef](#)]
112. Tschudi, M.; Meier, W.N.; Stewart, J.S.; Fowler, C.; Maslanik, J. *EASE-Grid Sea Ice Age, Version 4 [Data Set]*; NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center: Boulder, CO, USA, 2019.
113. Matveeva, T.A.; Semenov, V.A. Regional Features of the Arctic Sea Ice Area Changes in 2000–2019 versus 1979–1999 Periods. *Atmosphere* **2022**, *13*, 1434. [[CrossRef](#)]
114. Philipp, D.; Stengel, M.; Ahrens, B. Analyzing the Arctic Feedback Mechanism between Sea Ice and Low-Level Clouds Using 34Years of Satellite Observations. *J. Clim.* **2020**, *33*, 7479–7501. [[CrossRef](#)]
115. Luo, T.; Yuan, R.; Wang, Z. Lidar-Based Remote Sensing of Atmospheric Boundary Layer Height over Land and Ocean. *Atmos. Meas. Tech.* **2014**, *7*, 173–182. [[CrossRef](#)]
116. Dang, R.; Yang, Y.; Hu, X.M.; Wang, Z.; Zhang, S. A Review of Techniques for Diagnosing the Atmospheric Boundary LayerHeight (ABLH) Using Aerosol Lidar Data. *Remote Sens.* **2019**, *11*, 1590. [[CrossRef](#)]
117. McGrath-Spangler, E.L.; Denning, A.S. Global Seasonal Variations of Midday Planetary Boundary Layer Depth from CALIPSO Space-Borne LIDAR. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2013**, *118*, 1226–1233. [[CrossRef](#)]
118. Kim, M.-H.; Yeo, H.; Park, S.; Park, D.-H.; Omar, A.; Nishizawa, T.; Shimizu, A.; Kim, S.-W. Assessing CALIOP-Derived PlanetaryBoundary Layer Height Using Ground-Based Lidar. *Remote Sens.* **2021**, *13*, 1496. [[CrossRef](#)]
119. Von Engel, A.; Teixeira, J. A Planetary Boundary Layer Height Climatology Derived from ECMWF Reanalysis Data. *J. Clim.* **2013**, *26*, 6575–6590. [[CrossRef](#)]
120. Ao, C.O.; Waliser, D.E.; Chan, S.K.; Li, J.L.; Tian, B.; Xie, F.; Mannucci, A.J. Planetary Boundary Layer Heights from GPS RadioOccultation Refractivity and Humidity Profiles. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2012**, *117*, 1–18. [[CrossRef](#)]
121. Ganeshan, M.; Wu, D.L. An Investigation of the Arctic Inversion Using COSMIC RO Observations. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2015**, *120*, 9338–9351. [[CrossRef](#)]
122. Ding, F.; Iredell, L.; Theobald, M.; Wei, J.; Meyer, D. PBL Height From AIRS, GPS RO, and MERRA-

- 2 Products in NASA GESDISC and Their 10-Year Seasonal Mean Intercomparison. *Earth Space Sci.* **2021**, *8*, e2021EA001859. [[CrossRef](#)]
123. Esau, I.N. Amplification of Turbulent Exchange over Wide Arctic Leads: Large-Eddy Simulation Study. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2007**, *112*, D08109. [[CrossRef](#)]
 124. Qu, M.; Pang, X.; Zhao, X.; Zhang, J.; Ji, Q.; Fan, P. Estimation of Turbulent Heat Flux over Leads Using Satellite Thermal Images. *Cryosph.* **2019**, *13*, 1565–1582. [[CrossRef](#)]
 125. Chernokulsky, A.; Esau, I. Cloud Cover and Cloud Types in the Eurasian Arctic in 1936–2012. *Int. J. Climatol.* **2019**, *39*, 5771–5790. [[CrossRef](#)]
 126. Lenaerts, J.T.M.; Van Tricht, K.; Lhermitte, S.; L'Ecuyer, T.S. Polar Clouds and Radiation in Satellite Observations, Reanalyses, and Climate Models. *Geophys. Res. Lett.* **2017**, *44*, 3355–3364. [[CrossRef](#)]
 127. Karlsson, K.-G.; Devasthale, A. Inter-Comparison and Evaluation of the Four Longest Satellite-Derived Cloud Climate Data Records: CLARA-A2, ESA Cloud CCI V3, ISCCP-HGM, and PATMOS-X. *Remote Sens.* **2018**, *10*, 1567. [[CrossRef](#)]
 128. Stengel, M.; Stapelberg, S.; Sus, O.; Schlundt, C.; Poulsen, C.; Thomas, G.; Christensen, M.; Carbajal Henken, C.; Preusker, R.; Fischer, J.; et al. Cloud Property Datasets Retrieved from AVHRR, MODIS, AATSR and MERIS in the Framework of the Cloud_cciProject. *Earth Syst. Sci. Data* **2017**, *9*, 881–904. [[CrossRef](#)]
 129. Stengel, M.; Stapelberg, S.; Sus, O.; Finkensieper, S.; Würzler, B.; Philipp, D.; Hollmann, R.; Poulsen, C.; Christensen, M.; McGarragh, G. Cloud_cci Advanced Very High Resolution Radiometer Post Meridiem (AVHRR-PM) Dataset Version 3: 35-Year Climatology of Global Cloud and Radiation Properties. *Earth Syst. Sci. Data* **2020**, *12*, 41–60. [[CrossRef](#)]
 130. Chernokulsky, A.; Mokhov, I.I. Climatology of Total Cloudiness in the Arctic: An Intercomparison of Observations and Reanalyses. *Adv. Meteorol.* **2012**, *2012*, 542093. [[CrossRef](#)]
 131. Chan, M.A.; Comiso, J.C. Arctic Cloud Characteristics as Derived from MODIS, CALIPSO, and CloudSat. *J. Clim.* **2013**, *26*, 3285–3306. [[CrossRef](#)]
 132. Liu, Y.; Ackerman, S.A.; Maddux, B.C.; Key, J.R.; Frey, R.A. Errors in Cloud Detection over the Arctic Using a Satellite Imager and Implications for Observing Feedback Mechanisms. *J. Clim.* **2010**, *23*, 1894–1907. [[CrossRef](#)]
 133. Boccolari, M.; Parmiggiani, F. Trends and Variability of Cloud Fraction Cover in the Arctic, 1982–2009. *Theor. Appl. Climatol.* **2018**, *132*, 739–749. [[CrossRef](#)]
 134. Hwang, J.; Choi, Y.S.; Kim, W.M.; Su, H.; Jiang, J.H. Observational Estimation of Radiative Feedback to Surface Air Temperature over Northern High Latitudes. *Clim. Dyn.* **2018**, *50*, 615–628. [[CrossRef](#)]
 135. Zhang, R.; Wang, H.; Fu, Q.; Pendergrass, A.G.; Wang, M.; Yang, Y.; Ma, P.; Rasch, P.J. Local Radiative Feedbacks Over the Arctic Based on Observed Short-Term Climate Variations. *Geophys. Res. Lett.* **2018**, *45*, 5761–5770. [[CrossRef](#)]
 136. Kay, J.E.; L'Ecuyer, T. Observational Constraints on Arctic Ocean Clouds and Radiative Fluxes during the Early 21st Century. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2013**, *118*, 7219–7236. [[CrossRef](#)]
 137. Kay, J.E.; L'Ecuyer, T.; Chepfer, H.; Loeb, N.; Morrison, A.; Cesana, G. Recent Advances in Arctic Cloud

- and Climate Research. *Curr. Clim. Chang. Rep.* **2016**, *2*, 159–169. [[CrossRef](#)]
138. Pithan, F.; Mauritsen, T. Arctic Amplification Dominated by Temperature Feedbacks in Contemporary Climate Models. *Nat. Geosci.* **2014**, *7*, 181–184. [[CrossRef](#)]
 139. Palm, S.P.; Strey, S.T.; Spinhirne, J.; Markus, T. Influence of Arctic Sea Ice Extent on Polar Cloud Fraction and Vertical Structure and Implications for Regional Climate. *J. Geophys. Res.* **2010**, *115*, D21209. [[CrossRef](#)]
 140. Goosse, H.; Kay, J.E.; Armour, K.C.; Bodas-Salcedo, A.; Chepfer, H.; Docquier, D.; Jonko, A.; Kushner, P.J.; Lecomte, O.; Massonnet, F.; et al. Quantifying Climate Feedbacks in Polar Regions. *Nat. Commun.* **2018**, *9*, 1919. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
 141. Terai, C.R.; Klein, S.A.; Zelinka, M.D. Constraining the Low-Cloud Optical Depth Feedback at Middle and High Latitudes Using Satellite Observations. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2016**, *121*, 9696–9716. [[CrossRef](#)]
 142. Sledd, A.; L'Ecuyer, T. How Much Do Clouds Mask the Impacts of Arctic Sea Ice and Snow Cover Variations? Different Perspectives from Observations and Reanalyses. *Atmosphere* **2019**, *10*, 12. [[CrossRef](#)]
 143. Zhang, R.; Wang, H.; Fu, Q.; Rasch, P.J.; Wang, X. Unraveling Driving Forces Explaining Significant Reduction in Satellite-Inferred Arctic Surface Albedo since the 1980s. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* **2019**, *116*, 23947–23953. [[CrossRef](#)]
 144. Walsh, J.E.; Ballinger, T.J.; Euskirchen, E.S.; Hanna, E.; Mård, J.; Overland, J.E.; Tangen, H.; Vihma, T. Extreme Weather and Climate Events in Northern Areas: A Review. *Earth-Sci. Rev.* **2020**, *209*, 103324. [[CrossRef](#)]
 145. Dobricic, S.; Russo, S.; Pozzoli, L.; Wilson, J.; Vignati, E. Increasing Occurrence of Heat Waves in the Terrestrial Arctic. *Environ. Res. Lett.* **2020**, *15*, 024022. [[CrossRef](#)]
 146. Vincent, W.F. Arctic Climate Change: Local Impacts, Global Consequences, and Policy Implications. In *The Palgrave Handbook of Arctic Policy and Politics*; Springer International Publishing: Cham, Switzerland, 2020; pp. 507–526.
 147. Smith, D.M.; Eade, R.; Andrews, M.B.; Ayres, H.; Clark, A.; Chripko, S.; Deser, C.; Dunstone, N.J.; García-Serrano, J.; Gastineau, G.; et al. Robust but Weak Winter Atmospheric Circulation Response to Future Arctic Sea Ice Loss. *Nat. Commun.* **2022**, *13*, 727. [[CrossRef](#)]
 148. Cohen, J.; Zhang, X.; Francis, J.; Jung, T.; Kwok, R.; Overland, J.; Ballinger, T.J.; Bhatt, U.S.; Chen, H.W.; Coumou, D.; et al. Divergent Consensuses on Arctic Amplification Influence on Midlatitude Severe Winter Weather. *Nat. Clim. Chang.* **2020**, *10*, 20–29. [[CrossRef](#)]
 149. Alkama, R.; Koffi, E.N.; Vavrus, S.J.; Diehl, T.; Francis, J.A.; Stroeve, J.; Forzieri, G.; Vihma, T.; Cescatti, A. Wind Amplifies the Polar Sea Ice Retreat. *Environ. Res. Lett.* **2020**, *15*, 124022. [[CrossRef](#)]
 150. Blackport, R.; Screen, J.A. Insignificant Effect of Arctic Amplification on the Amplitude of Midlatitude Atmospheric Waves. *Sci. Adv.* **2020**, *6*, eaay2880. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
 151. Tian, F.; Fensholt, R.; Verbesselt, J.; Grogan, K.; Horion, S.; Wang, Y. Evaluating Temporal Consistency of Long-Term Global NDVI Datasets for Trend Analysis. *Remote Sens. Environ.* **2015**, *163*, 326–340.

[\[CrossRef\]](#)

152. Metcalfe, D.B.; Hermans, T.D.G.; Ahlstrand, J.; Becker, M.; Berggren, M.; Björk, R.G.; Björkman, M.P.; Blok, D.; Chaudhary, N.; Chisholm, C.; et al. Patchy Field Sampling Biases Understanding of Climate Change Impacts across the Arctic. *Nat. Ecol. Evol.* **2018**, *2*, 1443–1448. [\[CrossRef\]](#)
153. Forkel, M.; Carvalhais, N.; Verbesselt, J.; Mahecha, M.; Neigh, C.; Reichstein, M. Trend Change Detection in NDVI Time Series: Effects of Inter-Annual Variability and Methodology. *Remote Sens.* **2013**, *5*, 2113–2144. [\[CrossRef\]](#)
154. Dash, J.; Ogutu, B.O. Recent Advances in Space-Borne Optical Remote Sensing Systems for Monitoring Global Terrestrial Ecosystems. *Prog. Phys. Geogr. Earth Environ.* **2016**, *40*, 322–351. [\[CrossRef\]](#)
155. Bartsch, A.; Widhalm, B.; Leibman, M.; Ermokhina, K.; Kumpula, T.; Skarin, A.; Wilcox, E.J.; Jones, B.M.; Frost, G.V.; Höfler, A.; et al. Feasibility of Tundra Vegetation Height Retrieval from Sentinel-1 and Sentinel-2 Data. *Remote Sens. Environ.* **2020**, *237*, 111515. [\[CrossRef\]](#)
156. Post, E.; Forchhammer, M.C.; Bret-Harte, M.S.; Callaghan, T.V.; Christensen, T.R.; Elberling, B.; Fox, A.D.; Gilg, O.; Hik, D.S.; Høye, T.T.; et al. Ecological Dynamics Across the Arctic Associated with Recent Climate Change. *Science* **2009**, *325*, 1355–1358. [\[CrossRef\]](#)
157. Frey, K.E.; Comiso, J.C.; Cooper, L.W.; Grebmeier, J.M.; Stock, L.V. Arctic Ocean Primary Productivity: The Response of Marine Algae to Climate Warming and Sea Ice Decline. *Arct. Rep. Card* **2020**. [\[CrossRef\]](#)
158. Bohlmann, U.M.; Koller, V.F. ESA and the Arctic—The European Space Agency’s Contributions to a Sustainable Arctic. *Acta Astronaut.* **2020**, *176*, 33–39. [\[CrossRef\]](#)
159. Biskaborn, B.K.; Smith, S.L.; Noetzli, J.; Matthes, H.; Vieira, G.; Streletskiy, D.A.; Schoeneich, P.; Romanovsky, V.E.; Lewkowicz, A.G.; Abramov, A.; et al. Permafrost Is Warming at a Global Scale. *Nat. Commun.* **2019**, *10*, 264. [\[CrossRef\]](#)
160. Jorgenson, M.T.; Grosse, G. Remote Sensing of Landscape Change in Permafrost Regions. *Permafr. Periglac. Process.* **2016**, *27*, 324–338. [\[CrossRef\]](#)
161. Stow, D.A.; Hope, A.; McGuire, D.; Verbyla, D.; Gamon, J.; Huemmrich, F.; Houston, S.; Racine, C.; Sturm, M.; Tape, K.; et al. Remote Sensing of Vegetation and Land-Cover Change in Arctic Tundra Ecosystems. *Remote Sens. Environ.* **2004**, *89*, 281–308. [\[CrossRef\]](#)
162. Smith, L.C.; Sheng, Y.; MacDonald, G.M.; Hinzman, L.D. Disappearing Arctic Lakes. *Science* **2005**, *308*, 1429. [\[CrossRef\]](#) [\[PubMed\]](#)
163. Riseborough, D.; Shiklomanov, N.; Etzelmuller, B.; Gruber, S.; Marchenko, S. Recent Advances in Permafrost Modelling. *Permafr. Periglac. Process.* **2008**, *19*, 137–156. [\[CrossRef\]](#)
164. Marchand, N.; Royer, A.; Krinner, G.; Roy, A.; Langlois, A.; Vargel, C. Snow-Covered Soil Temperature Retrieval in Canadian Arctic Permafrost Areas, Using a Land Surface Scheme Informed with Satellite Remote Sensing Data. *Remote Sens.* **2018**, *10*, 1703. [\[CrossRef\]](#)
165. Du, J.; Watts, J.D.; Jiang, L.; Lu, H.; Cheng, X.; Duguay, C.; Farina, M.; Qiu, Y.; Kim, Y.; Kimball, J.S.; et al. Remote Sensing of Environmental Changes in Cold Regions: Methods, Achievements and

- Challenges. *Remote Sens.* **2019**, *11*, 1952. [[CrossRef](#)]
166. Kumpula, T.; Pajunen, A.; Kaarlejärvi, E.; Forbes, B.C.; Stammer, F. Land Use and Land Cover Change in Arctic Russia: Ecological and Social Implications of Industrial Development. *Glob. Environ. Chang.* **2011**, *21*, 550–562. [[CrossRef](#)]
 167. Sizov, O.S.; Tsymbarovich, P.R.; Ezhova, E.V.; Soromotin, A.V.; Prikhodko, N.V. Assessment of the Post-Pyrogenic Dynamics of Tundra Vegetation in the Northern Part of Western Siberia over the Past 50 Years (1968–2018) Based on Detailed and High Resolution Remote Sensing Data. *Sovrem. Probl. Distantionnogo Zo. Zemli Kosmosa* **2020**, *17*, 137–153. [[CrossRef](#)]
 168. Esau, I.; Miles, V.V.; Davy, R.; Miles, M.W.; Kurchatova, A. Trends in Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) Associated with Urban Development in Northern West Siberia. *Atmos. Chem. Phys.* **2016**, *16*, 9563–9577. [[CrossRef](#)]
 169. Vaguet, Y.; Ourng, C.; Moriconi-Ebrard, F. Is the Arctic Really a Frontier? Settlement Dynamics within Various Arctic Limits Based on the Arcticapolis Geohistorical Database. *Espac. Popul. Sociétés* **2021**, *1*. [[CrossRef](#)]
 170. Yu, Q.; Epstein, H.E.; Engstrom, R.; Shiklomanov, N.; Streletskiy, D. Land Cover and Land Use Changes in the Oil and Gas Regions of Northwestern Siberia under Changing Climatic Conditions. *Environ. Res. Lett.* **2015**, *10*, 124020. [[CrossRef](#)]
 171. Melnikov, V.P.; Osipov, V.I.; Brouchkov, A.V.; Falaleeva, A.A.; Badina, S.V.; Zheleznyak, M.N.; Sadurtdinov, M.R.; Ostrakov, N.A.; Drozdov, D.S.; Osokin, A.B.; et al. Climate Warming and Permafrost Thaw in the Russian Arctic: Potential Economic Impacts on Public Infrastructure by 2050. *Nat. Hazards* **2022**, *112*, 231–251. [[CrossRef](#)]
 172. Ramage, J.; Jungsberg, L.; Wang, S.; Westermann, S.; Lantuit, H.; Heleniak, T. Population Living on Permafrost in the Arctic. *Popul. Environ.* **2021**, *43*, 22–38. [[CrossRef](#)]
 173. Nyland, K.E.; Gunn, G.E.; Shiklomanov, N.I.; Engstrom, R.N.; Streletskiy, D.A. Land Cover Change in the Lower Yenisei River Using Dense Stacking of Landsat Imagery in Google Earth Engine. *Remote Sens.* **2018**, *10*, 1226. [[CrossRef](#)]
 174. Miller, G.H.; Alley, R.B.; Brigham-Grette, J.; Fitzpatrick, J.J.; Polyak, L.; Serreze, M.C.; White, J.W.C. Arctic Amplification: Can the Past Constrain the Future? *Quat. Sci. Rev.* **2010**, *29*, 1779–1790. [[CrossRef](#)]
 175. Andrews, T.; Gregory, J.M.; Webb, M.J. The Dependence of Radiative Forcing and Feedback on Evolving Patterns of Surface Temperature Change in Climate Models. *J. Clim.* **2015**, *28*, 1630–1648. [[CrossRef](#)]
 176. Alexeev, V.A.; Langen, P.L.; Bates, J.R. Polar Amplification of Surface Warming on an Aquaplanet in “Ghost Forcing” Experiments without Sea Ice Feedbacks. *Clim. Dyn.* **2005**, *24*, 655–666. [[CrossRef](#)]
 177. Haine, T.W.N.; Martin, T. The Arctic-Subarctic Sea Ice System Is Entering a Seasonal Regime: Implications for Future Arctic Amplification. *Sci. Rep.* **2017**, *7*, 4618. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
 178. Graff, L.S.; Iversen, T.; Bethke, I.; Debernard, J.B.; Seland, Ø.; Bentsen, M.; Kirkevåg, A.; Li, C.; Olivié, D.J.L. Arctic Amplification under Global Warming of 1.5 and 2 °C in NorESM1-Happi. *Earth Syst. Dyn.*

2019, *10*, 569–598. [[CrossRef](#)]

179. Virapongse, A.; Pearlman, F.; Pearlman, J.; Murambadoro, M.D.; Kuwayama, Y.; Glasscoe, M.T. Ten Rules to Increase the Societal Value of Earth Observations. *Earth Sci. Inform.* **2020**, *13*, 233–247. [[CrossRef](#)]
180. Plummer, S.; Lecomte, P.; Doherty, M. The ESA Climate Change Initiative (CCI): A European Contribution to the Generation of the Global Climate Observing System. *Remote Sens. Environ.* **2017**, *203*, 2–8. [[CrossRef](#)]

Magyar nyelvű összefoglaló

A globális felmelegedés korunk egyik legnagyobb kihívása és különösen súlyos a helyzet az Északi-sarkvidéken, ahol a klímaváltozás erősebben és gyorsabban fejti ki hatását. Ezen a távoli és nehezen megközelíthető régióban a közvetlen, felszíni mérések ritkák. Szerencsére a több évtizedes műholdas megfigyeléseknek köszönhetően mégis nyomon követhető ez a drasztikus változás.

A tanulmány bemutatja az északi-sarkvidéki éghajlat változásának jeleit és azokat a folyamatokat, amelyek jelentős változást okoznak a sugárzási egyensúlyban. Ezek a változások pedig olyan visszacsatolási mechanizmusokat indítanak el, amelyek tovább gyorsítják a felmelegedést. A jelenségre az "Arctic Amplification" (erősödő sarkvidéki melegedés) kifejezést használják. A klímamodellek és a reanalízis-tanulmányok is megerősítették, hogy az erősödés felgyorsult, amikor szezonálissá vált a tengeri jégtakaró.

Az összefoglaló az írásakor már megjelent több, mint 40 forráson keresztül, az erősödés főbb jellemzőit és következményeit vizsgálja. Megadja az amplifikáció kiszámításának módját és az egyes változókra mért eredményeket. Rávilágít, hogy a műholdas megfigyelések kulcsfontosságúak az Északi-sarkvidék változásainak nyomon követésében és a felmelegedés hatásainak vizsgálatában, beleértve az emberi tevékenységet és az infrastruktúrát is.

Az eredményekből azonban kiderül, hogy a műholdas adatok nem mindenre képesek választ adni és még sok a bizonytalanság. További fejlesztések szükségesek az eltérő műholdas rendszerek közötti kalibrációhoz és a feldolgozási algoritmusok javításához. Emellett fontos egy szabványos protokoll kidolgozása is, amely biztosítja a hosszú távú adatkészletek konzisztenciáját és növeli a különféle éghajlati modellek megbízhatóságát. Az Északi-sarkvidék folyamatos megfigyeléséhez és a jövő éghajlati trendjeinek pontosabb előrejelzéséhez létfontosságú a távérzékelési módszerek fejlesztése.

Magyar nyelvű összefoglaló idegen nyelvű fordítása

Global warming is one of the greatest challenges of our time, and the situation is particularly serious in the Arctic, where the effects of climate change are stronger and faster. In this remote and hard-to-reach region, direct surface measurements are limited. Fortunately, decades of satellite observations have made it possible to track this drastic change.

This paper describes the signs of climate change in the Arctic and the processes that are causing significant changes in the radiation balance. These changes then trigger feedbacks that further accelerate warming. The phenomenon is referred to as Arctic Amplification. Climate models and reanalysis studies have confirmed that the amplification accelerated when sea ice became seasonal.

This summary analyzes the main characteristics and consequences of the amplification, drawing from over 40 sources already published at the time of writing. It provides the method for calculating the amplification and presents the results for each variable. The summary highlights the role of satellite observations in monitoring changes in the Arctic and studying the effects of warming, including human activity and infrastructure.

However, the results show that satellite data do not provide all the answers, and there are still many uncertainties. Further improvements are needed to calibrate between different satellite platforms and to improve processing algorithms. It is also important to develop a standard protocol to ensure the consistency of long-term data sets and to increase the reliability of different climate models. The development of remote sensing methods is essential for continuous monitoring of the Arctic and for more accurate prediction of future climate trends.

Szerzői/Eredetiség nyilatkozat

Szerzői nyilatkozat

Alulírott Németh Csilla,

Agrár- és természettudományi szakfordító szakirányú továbbképzés,

kijelentem, hogy *Az északi sarkvidék erősödő melegezése és annak hatásai: összefoglalás műholdas megfigyelések alapján* című

képesítőfordítás a saját munkám eredménye. Azon részeket, melyeket más szerzők munkájából vettem át, egyértelműen megjelöltem, s az irodalomjegyzékben szerepeltettem.

Ha a fenti nyilatkozattal valótlan állítottam, tudomásul veszem, hogy a Záróvizsgabizottság a záróvizsgából kizár és záróvizsgát csak új dolgozat készítése után tehetek.

Budapest, 2024.04.25.


a hallgató aláírása

Nyilatkozat: a képesítőfordítás oktatási és kutatási célokra felhasználható

Alulírott Németh Csilla nyilatkozom arról, hogy a képesítőfordítás oktatási és kutatási célokra felhasználható.

Budapest, 2024.04.25.

Németh Csilla

Konzulensi nyilatkozat

A dolgozat készítőjének konzulense nyilatkozom arról, hogy a Záródolgozatot/Szakdolgozatot/Diplomadolgozatot/Képesítőfordítást áttekintettem, a hallgatót az irodalmi források korrekt kezelésének követelményeiről, jogi és etikai szabályairól tájékoztattam.

A Záródolgozatot/Szakdolgozatot/Diplomadolgozatot/Képesítőfordítást záróvizsgán történő védeésre javaslom / nem javaslom*.

A dolgozat állam- vagy szolgálati titkot tartalmaz: igen nem*

Kelt: 2024 év 04. hó 15. nap

Fürsman S. V. Z.

Konzulens