

Agata KAŻMIERAK^a, Agnieszka SOSNOWSKA^b

Uniwersytet Warszawski

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych

^a email: a.kazmierak2@student.uw.edu.pl

^b email: a.sosnowska@uw.edu.pl

ORCID: 0000-0003-2128-6266

FUNKCJONOWANIE STREFY KRAJOBRAZOWEJ TUNDRY NA PÓŁKULI PÓLNOOCNEJ NA POCZĄTKU XXI WIEKU

The functioning of the tundra biome in the northern hemisphere at the beginning of the 21st century

Abstract: The tundra biome is considered as sensitive to the climate change. Observed climate changes contributes to the significant transformation of landscape functioning. The aim of the study was to analyze selected climate condition and their impact on vegetation and soil cover in the tundra biome of the northern hemisphere. The increase in annual temperature and humidity contributes to the colonization of new areas by tundra vegetation and an increase in the thickness of active layer in the soil.

Key words: tundra biome, global zoning, functioning, transformations, landscape

WPROWADZENIE

Strefowość krajobrazu, obok piętrowości, pasowości, stopnia kontynentalizmu/oceanizmu oraz sekwencji morfologicznej stanowi jedną z głównych prawidłowości (porządków) przestrzennych na Ziemi. Jest to kierunkowa zmienność krajobrazu (epigeosfery) oraz cech poszczególnych jego komponentów wraz z szerokością geograficzną. Prawo strefowości znane jest w naukach przyrodniczych od dawna. Za prekursora rozważań nad strefowością uznaje się W.W. Dokuczajewa, który na podstawie badania pokrywy glebowej w europejskiej części Rosji powiązał obszary występowania określonych typów gleb z rodzajem zbiorowiska roślinnego oraz cechami klimatu (Kalesnik, 1969). Koncepcję tę rozwijał później N.N. Sibirczew, któremu przypisuje się prawo strefowości szerokościowej (poziomej) (Głazowska, 1981).

Na strefowe zróżnicowanie krajobrazu na Ziemi mają wpływ czynniki astronomiczne, głównie dostawa energii słonecznej do geosystemu. Z tego względu klimat jest komponentem nadrzędnym w kształtowaniu globalnego zróżnicowania krajobrazu (Perelman, 1971). Zróżnicowanie dostawy energii słonecznej wpływa na pozostałe komponenty przyrody. Do podstawowych cech, zmieniających się strefowo należą: czas i intensywność insolacji, temperatura powietrza, wilgotność powietrza, wiatr, występowanie pór roku, rodzaj i intensywność wietrzenia skał, rodzaj i intensywność

Wpłynęło: 23.04.2021

Zaakceptowano: 5.11.2021

Zalecany sposób cytowania / Cite as: Kaźmierak A., Sosnowska A., 2021, Funkcjonowanie strefy krajobrazowej tundry na półkuli północnej na początku XXI wieku, *Prace i Studia Geograficzne*, 66.3, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa, 15–25, DOI: 10.48128/pisg/2021-66.3-01.

procesów morfogenetycznych, typ gleb, tempo procesu glebotwórczego, gatunki roślin, rodzaj formacji (zbiorowisk) roślinnych, długość okresu wegetacyjnego, produkcja biomasy oraz gatunki zwierząt (Balon, 2009).

Ponieważ czynniki astronomiczne są zmienne w czasie, to przekształceniom podlegają również wszystkie komponenty przyrody. Strefy krajobrazowe nie są więc czymś stałym i niezmiennym (Perelman, 1971). Krajobraz stale się rozwija co chociażby obrazuje zmienne w czasie położenie granic poszczególnych stref. Stąd obserwacje zmieniającego się klimatu pozwalają wyznaczyć możliwe kierunki przekształceń pozostałych składowych krajobrazu.

Strefa krajobrazowa tundry położona jest pomiędzy lasami borealnymi, a pustynią lodową (Podbielkowski, 1987). Roślinność tej strefy jest dosyć niska i uboga, składa się głównie z krzewów i porostów, przystosowanych do przetrwania w niesprzyjających warunkach klimatycznych i to właśnie zasięg ich występowania najczęściej definiuje granice tej strefy (Kornaś, Medwecka–Kornaś, 2002; Balasubramanian, 2013). Wyznaczenie zasięgu tej roślinności wydaje się zagadnieniem dosyć łatwym, ale południowa granica z tajgą bywa problematyczna, ponieważ stanowi ją dosyć szeroka strefa przejściowa nazywana lasotundrą, którą ze względu na rozciągłość określa się jako granicę gradientową (Richling, Solon, 2011). Ponieważ wyznaczenie dokładnego zasięgu roślinności tundrowej nie do końca jest jednoznaczne, przyjmuje się również inne kryteria wyznaczania południowej granicy strefy, są to: przebieg izotermy lipca 10°C (Köppen, 1936), granica 130 stopni–dni (Hopkins, 1959), przebieg południowej granicy wiecznej zmarzliny, czy Północne Koło Podbiegunowe (Balasubramanian, 2013).

Wszystkie przytoczone wyżej przykłady to granice umowne, w których w różnym stopniu roślinność tundrowa miesza się z tą typową dla tajgi. Odległość od mórz i oceanów, wysokość nad poziom morza, ukształtowanie powierzchni, warunki mikroklimatyczne w znaczący sposób wpływają na występującą lokalnie modyfikację rozmieszczenia roślinności tundrowej.

Tundra zaliczana jest do geosystemów szczególnie wrażliwych na zmiany klimatu. Od końca XX wieku średnia roczna temperatura powietrza w Arktyce wzrosła o 3°C i jest to zdecydowanie więcej niż średni wzrost temperatury powietrza na świecie (Beermann, 2016). Tak szybko zmieniający się klimat może pociągać za sobą ogromne przekształcenia środowiska przyrodniczego całej strefy, zgodnie z założeniem, że wszystkie komponenty przyrody są ze sobą ściśle powiązane i wzajemnie na siebie oddziałują (Richling, Solon, 2011). Najszybsze i najłatwiejsze do uchwycenia zmiany obserwowane są w komponentach zależnych – pokrywie roślinnej i glebowej. Tak więc wzrost temperatury powietrza może prowadzić do przesunięcia granicy strefy tundry na północ oraz przyczynić się do kształtowania odmiennego niż w przeszłości składu gatunkowego roślinności czy charakteru gleb.

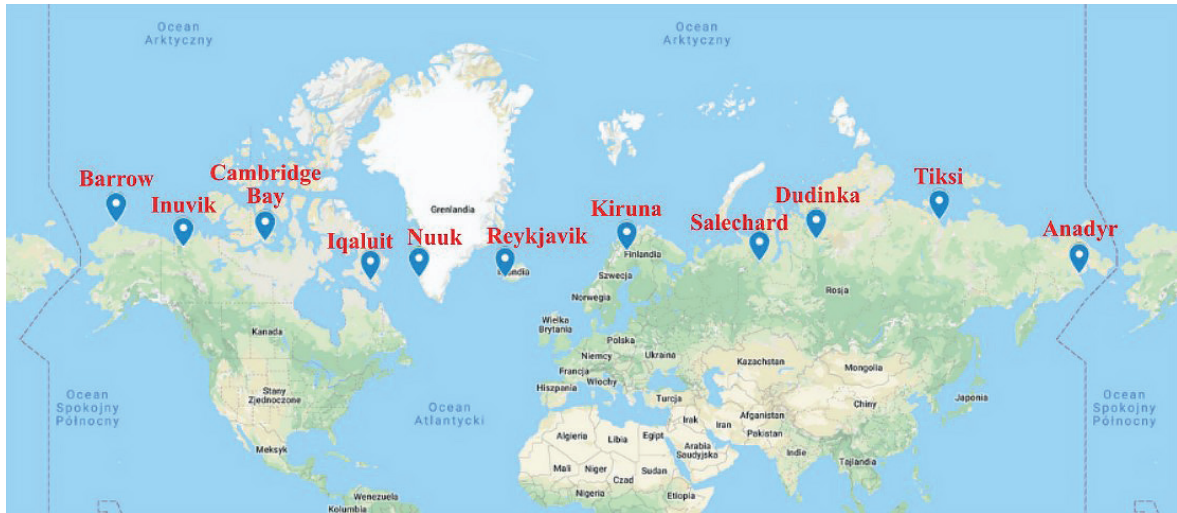
Celem niniejszej pracy była analiza wybranych cech klimatu w strefie krajobrazowej tundry na półkuli północnej na początku XXI wieku oraz określenie ich wpływu na funkcjonowanie świata roślinnego i pokrywy glebowej tej strefy.

METODYKA BADAŃ

Analizą objęto trzy komponenty przyrody: klimat (komponent nadrzędny), roślinność i pokrywę glebową (komponenty zależne).

Warunki klimatyczne określono na podstawie średnich z wielolecia następujących parametrów: średnia roczna temperatura powietrza, wielkość opadów atmosferycznych, długość okresu wegetacyjnego oraz długość zalegania pokrywy śnieżnej. Wartości tych parametrów obliczono na podstawie danych meteorologicznych (wartości: średniej miesięcznej temperatury powietrza i średniej sumy opadów atmosferycznych) z lat 1996 – 2018 dla 11 stacji klimatycznych (ryc. 1). Były to: Barrow (Alaska), Inuvik, Cambridge Bay, Iqaluit (Kanada), Nuuk (Grenlandia), Reykjavik (Islandia), Kiruna (Szwecja) oraz stacje położone w Rosji – Salechard, Dudinka, Tiksi, Anadyr (tab. 1). Stacje klimatyczne zostały dobrane w ten sposób, aby reprezentowały różne obszary tundry na półkuli północnej oraz posiadały dostępne serie danych meteorologicznych, które zaczerpnięto z następujących źródeł

(adresy stron podano w spisie): *World Meteorological Organization, Klimadiagramme Weltweit, Weather Online, National Oceanic and Atmospheric Administration – Earth System Research Laboratory, Government of Canada, Weather Spark, Tutiempo Network, Russian Federal Service for Hydrometeorology and Environmental Monitoring*. Wyznaczone parametry klimatyczne porównano następnie z wartościami podawanymi w różnych opracowaniach (dane z wielolecia 1950-1990), co pozwoliło na określenie tendencji zmian klimatycznych.



Ryc. 1. Położenie stacji klimatycznych

Źródło: opracowanie własne na podstawie Google Maps (www.mapy.google.pl, data dostępu 13.05.2018).

Fig. 1. The location of climatic stations

Source: authors' own elaboration based on Google Maps (www.mapy.google.pl, access 13.05.2018).

Wpływ cech klimatu na funkcjonowanie szaty roślinnej i pokrywy glebowej w tundrze został określony na podstawie analizy, opublikowanych przez innych autorów, wyników badań pochodzących z lat 1999-2019. W przypadku roślinności analizowano dane dotyczące występujących gatunków roślin charakterystycznych, wielkości biomasy oraz tempa rozkładu materii organicznej. Natomiast w przypadku pokrywy glebowej były to wyniki ukazujące zawartość węgla (C), zawartość azotu (N) oraz dominujące typy gleb i procesy glebotwórcze. Zarówno w przypadku pokrywy roślinnej, jak i glebowej zgromadzony i przeanalizowany materiał dobrano w taki sposób, aby pokazywał obecny stan obu komponentów przyrody, ale również prezentował zachodzące współcześnie przekształcenia. Wykorzystane w publikacji opracowania zawierają wyniki badań dotyczących obszarów położonych w bliskim sąsiedztwie analizowanych stacji klimatycznych (tab. 1).

Tabela 1. Podstawowe informacje geograficzne o stacjach klimatycznych

Table 1. The basic geographical information about climatic stations

Stacja klimatyczna Climatic station	Państwo Country	Szerokość geograficzna Latitude	Długość geograficzna Longitude	Najbliższy akwen wodny (odległość w km) The nearest water reservoir (distance in km)	Wysokość m n.p.m. Altitude
Barrow	USA	71°18'N	156°47'W	Morze Beauforta (0)	3
Inuvik	Kanada	68°18'N	133°29'W	Morze Beauforta (106)	103
Cambridge Bay	Kanada	69°06'N	105°07'W	Morze Beauforta (0)	27
Iqalut	Kanada	63°44'N	68°31'W	Morze Labradorskie (0)	10

Stacja klimatyczna Climatic station	Państwo Country	Szerokość geograficzna Latitude	Długość geograficzna Longitude	Najbliższy akwen wodny (odległość w km) The nearest water reservoir (distance in km)	Wysokość m n.p.m. Altitude
Nuuk	Grenlandia (Dania)	64°10'N	51°45'W	Morze Labradorskie, Morze Baffina (0)	27
Reykjavik	Islandia	64°08'N	21°53'43"W	Ocean Atlantycki – Zatoka Faxaflói (0)	37
Kiruna	Szwecja	67°51'N	20°13'E	Morze Norweskie (200)	579
Salechard	Rosja	66°32'N	66°32'E	Morze Karskie – Zatoka Obska (265)	35
Dudinka	Rosja	69°24'N	86°10'E	Morze Karskie – Zatoka Jenisejska (450)	19
Tiksi	Rosja	71°39'N	128°48'E	Morze Łaptiewów (0)	71
Anadyr	Rosja	64°47'N	177°34'E	Morze Beringa – Zatoka Anadyrska (0)	62

Źródło: opracowanie własne na podstawie Google Maps (www.mapy.google.pl, data dostępu 15.05.2018).
Source: authors' own elaboration based on Google Maps (www.mapy.google.pl, access 15.05.2018).

WYNIKI I DYSKUSJA

Warunki klimatyczne

Średnia roczna temperatura powietrza w analizowanych stacjach klimatycznych odznacza się dużym zróżnicowaniem (tab. 2). Najniższe wartości odnotowano w Cambridge Bay (-12,7°C), Tiksi (-11,9°C) oraz w Barrow (-10,8°C). Barrow i Cambridge Bay znajdują się w strefie oddziaływania stałego wyżu arktycznego, który rozwija się w chłodnej porze roku nad zamrożoną powierzchnią Oceanu Arktycznego, powodując napływ chłodnych mas powietrza (Martyn, 2000). W przypadku Tiksi niska temperatura powietrza spowodowana jest kontynentalizmem, wzrastającym w tundrze azjatyckiej z zachodu na wschód. Najwyższe średnie roczne temperatury powietrza odnotowano w Reykjaviku (4,4°C), Nuuk (-0,1°C) oraz w Kirunie (-0,7°C). Klimat tych miejsc jest kształtowany przez działalność ciepłych prądów morskich, wpływających na podwyższenie temperatury powietrza oraz wzrost opadów atmosferycznych (Martyn, 2000).

Różnica pomiędzy najniższą, a najwyższą średnią roczną temperaturą powietrza w analizowanych stacjach klimatycznych wynosi aż 17,1°C, co jest zbliżone z podawanymi dla tej strefy w literaturze dosyć szerokimi zakresami temperatury powietrza. Wg. R. Bednarek i S. Skiby (2016) średnia roczna temperatura powietrza w strefie tundry wynosi od -2°C do -12°C. Z. Podbielkowski (1987) podaje, że średnia temperatura najzimniejszego miesiąca (styczeń) waha się od -8°C do -25°C, zaś najcieplejszego (lipiec) od 5°C do 10°C. Wartość temperatury powietrza dla większości (7 z 11) spośród analizowanych stacji klimatycznych mieści się w podawanych zakresach. Niższą średnią roczną temperaturą charakteryzuje się jedynie Cambridge Bay (różnica 0,7°C). W trzech analizowanych stacjach (Kiruna, Nuuk i Reykjavik), średnia roczna temperatura powietrza jest wyższa od podawanej w literaturze o 1,9-6,4°C.

Warunki klimatyczne panujące w tundrze najczęściej określane są jako „surowe” (Susłow, 1954; Okołowicz, 1969), ponieważ charakteryzują się stosunkowo niskimi średnimi temperaturami powietrza zarówno latem, jak i zimą, co jest konsekwencją dużych zmian nasłonecznienia w ciągu roku.

Tabela 2. Parametry klimatyczne analizowanych stacji (dane z wielolecia 1996-2018)
Table 2. The climatic characteristics of analyzing stations (data from years 1996-2018)

Stacja klimatyczna Climatic station	Śr. roczna temp. powietrza Avg. annual air temperature (°C)	Śr. roczna suma opadów atmosferycznych Avg. annual precipitation (mm)	Długość okresu wegetacji Length of growing season	Liczba dni z zalegającą pokrywą śnieżną Number of days with snow cover	Roczna amplituda temp. powietrza Annual amplitude of air temperature (°C)
Barrow	-10,8	113	62	238	31,6
Inuvik	-6,9	259	121	225	42,6
Cambridge Bay	-12,7	140	70	258	41,5
Iquluit	-9,5	424	82	232	34,5
Nuuk	-0,1	723	105	202	14,9
Reykjavik	4,4	800	174	103	11,1
Kiruna	-0,7	523	132	187	25,4
Salechard	-5,2	427	142	208	39,1
Dudinka	-9,0	519	94	216	42,7
Tiksi	-11,9	323	74	242	40,4
Anadyr	-6,5	336	103	222	33,1

Skróty: śr.- średnia, temp. – temperatura, avg – average. Skrajne wartości oznaczono: **kolorem niebieskim** najbardziej surowe warunki klimatyczne, **kolorem pomarańczowym** najbardziej łagodne warunki klimatyczne.

Źródło: opracowanie własne.

Source: authors' own elaboration.

Podobnie jak średnia temperatura powietrza, roczna suma opadów atmosferycznych w analizowanych stacjach klimatycznych charakteryzuje się dosyć dużym zróżnicowaniem (tab. 2). Najwięcej w ciągu roku opadów występuje w Reykjavíku (800 mm), Nuuk (723 mm) oraz w Kirunie (523 mm). W Barrow i Cambridge Bay opadów jest znacznie mniej, odpowiednio 113 mm i 140 mm w ciągu roku.

W procesie powstawania opadów atmosferycznych ważna jest między innymi obecność podstawowych źródeł pary wodnej, która przedostaje się do atmosfery głównie w wyniku parowania. Obszary położone nad morzami w strefie oddziaływania ciepłych prądów morskich (Reykjavik, Nuuk, Kiruna) charakteryzują się większą wilgotnością powietrza. Natomiast te położone w głębi lądu i poza strefą oddziaływania ciepłych prądów charakteryzuje znaczny kontynentalizm klimatu, stąd dużo niższe wartości rocznej sumy opadów atmosferycznych.

Najczęściej dla strefy krajobrazowej tundry podawana jest roczna suma opadów atmosferycznych w przedziale 140-400 mm (Bednarek, Prusinkiewicz 1974; Kostrowicki, 1999). Z. Podbielkowski (1987) podkreśla natomiast zróżnicowanie tych wartości w zależności od kontynentu. Dla tundry euroazjatyckiej jest przedział 200-400 mm, natomiast dla Ameryki Północnej nawet 750 mm.

Obliczone dla analizowanych stacji klimatycznych średnie opady atmosferyczne najczęściej nie mieszczą się w podawanych zakresach (7 z 11). Mniej, bo tylko 113 mm rocznie pada wyłącznie w Barrow na Alasce, natomiast Iqaluit, Salechard, Dudinka, Kiruna, Nuuk oraz Reykjavik to obszary, w których pada znacznie więcej (424-800 mm) niż w podawanych w literaturze przedziałach (Susłow, 1961; Podbielkowski, 1987; Kostrowicki, 1999). Najprawdopodobniej jest to konsekwencja wzrostu temperatury wody morskiej w szerokościach okołobiegunowych, co powoduje wzrost parowania z powierzchni mórz i oceanów i tym samym przyczynia się do wzrostu opadów atmosferycznych (Cowie, 2007). Zjawisko to jest szczególnie widoczne na obszarach będących pod wpływem oscylacji północnoatlantyckiej NAO (Pinto, Raible, 2012).

Na podstawie otrzymanych wyników dotyczących parametrów klimatycznych (tab. 2) stwierdzono, iż długość okresu wegetacji dla analizowanych obszarów wynosi od 62-70 dni (Barrow, Cambridge Bay) do 142-174 (Salechard, Reykjavik). W literaturze najczęściej podawane są wartości 60-80 dni,

choć dla północnych krańców nawet mniej niż 60 dni, a dla strefy przejściowej z tajgą (lasotundry) – 100 dni (Susłow, 1961). Nawet w porze letniej w tundrze występują przygruntowe przymrozki, a tak krótki okres wegetacyjny w zasadzie eliminuje rośliny jednoroczne, gdyż nie są one w stanie wydać owoców w tak krótkim czasie. Z tego względu większość roślin tundrowych to gatunki wieloletnie (Berg, 1962).

Ponad połowa spośród analizowanych stacji (6 z 11) wyróżnia się dłuższym niż podawany w literaturze okresem wegetacyjnym (Inuvik – 121 dni, Nuuk – 105 dni, Reykjavik – 174 dni, Kiruna – 132 dni, Salechard – 142 dni, Anadyr – 103 dni).

Analizując długość zalegania pokrywy śnieżnej stwierdzono, że najdłużej utrzymuje się ona w Cambridge Bay, Tiksi oraz Barrow (odpowiednio 258, 242, 238 dni, co stanowi 65-70% dni w roku). Najkrócej, bo jedynie 103 dni (ok. 29% dni w roku) pokrywa śnieżna zalega natomiast w Reykjaviku, na co ma znaczny wpływ efekt miejskiej wyspy ciepła (Steinecke, 1999). Uzyskane wyniki wykazują ściśle powiązanie długości zalegania pokrywy śnieżnej ze średnią roczną temperaturą powietrza. Na obszarach, gdzie temperatura jest najniższa, pokrywa śnieżna utrzymuje się najdłużej.

Najwyższą roczną amplitudę temperatury powietrza, wynoszącą 43°C stwierdzono w Dudince (położonej w głębi kontynentu azjatyckiego). Natomiast najmniejszą, wynoszącą jedynie 11,1°C charakteryzuje się Reykjavik. Tak duża różnica amplitudy temperatury uwarunkowana jest znacznym na wybrzeżu, a niewielkim w głębi lądu wpływem oceanów.

W literaturze światowej zmiany klimatu zachodzące w strefie krajobrazowej tundry są dosyć dobrze udokumentowane i odznaczają się przede wszystkim wzrostem średniej rocznej temperatury powietrza oraz wzrostem rocznej sumy opadów (IPCC..., 2014; Vavrus i in., 2012; Johannessen i in., 2004). Na tej podstawie można wysnuć wniosek, że w niedalekiej przyszłości parametry klimatyczne ulegną zmianie i większość z nich będzie odbiegała od tych, które podawane są w literaturze pochodzącej z lat sześćdziesiątych czy siedemdziesiątych XX w.

Wyznaczone zakresy dowodzą również znacznemu zróżnicowaniu wartości tych parametrów w obrębie samej strefy, co podkreśla, że poza szerokością geograficzną, ogromny wpływ na kształtowanie się klimatu mają pozostałe, bardziej lokalne czynniki.

Roślinność

Roślinność tundry porastająca północne krańce Ameryki Północnej, Europy oraz Azji, pomimo znacznego oddalenia geograficznego, jest do siebie dosyć zbliżona. Gatunkami charakterystycznymi są: brzoza karłowata (*Betula nana* L.), borówka brusznica (*Vaccinium vitis-idaea* L.), bagno zwyczajne (*Rhododendron tomentosum* Harmaja), wełnianka pochwowata (*Eriophorum vaginatum* L.), turzycza tęga (*Carex bigelowii* Torr. ex Schwein), borówka bagienna (*Vaccinium uliginosum* L.), malina moroszka (*Rubus chamaemorus* L.) i bażyna czarna (*Empetrum nigrum* L.), a zasięg ich występowania systematycznie przesuwa się na północ (Phillips, Wurzbürger, 2019; Evgrafova i in., 2018; Tränger i in., 2017; Iturrate-Garcia i in., 2016; Hicks-Pries i in., 2013; Buckeridge i in., 2010; Hinkel i in., 2001). Jest to konsekwencją wzrastającej w Arktyce temperatury powietrza (IPCC..., 2014; Vavrus i in., 2012; Johannessen i in., 2004). Przyczynia się to do zmiany położenia strefy krajobrazowej tundry, której granice, zarówno północna, jak i południowa przesuwały się bardziej na północ (Kostrzewski i in., 2007), zmiana położenia granic zaś przyczynia się między innymi do wzrostu wielkości dostawy materii organicznej, produkcji rocznej netto, a w konsekwencji wzrostu zawartości węgla organicznego oraz dostępności azotu dla roślin.

Materia organiczna jako jedna z najistotniejszych składowych gleby, w dużym stopniu decyduje o jej żyzności. W jej skład wchodzi biomasa, resztki organiczne pochodzenia roślinnego i zwierzęcego oraz próchnica. Rozkład substancji organicznej w tundrze następuje przez cały rok. Mikroorganizmy są aktywne nie tylko w cieplej porze roku, w okresie wegetacyjnego, ale również zimą, choć ich aktywność jest wówczas zdecydowanie mniejsza (McLaren i in., 2017). W tundrze głównym źródłem materii organicznej są korzenie roślin, które mogą stanowić nawet 60- 80% (Perelman, 1971; Phillips, Wurzbürger, 2019). Tempo ich rozkładu jest dużo wolniejsze niż niezdrewniałych części roślin (Hicks-Pries i in., 2013).

Biomasa w lasach tropikalnych przekracza 500 t/ha, w zbiorowiskach lasów liściastych (dębowych) oscyluje w okolicach 400 t/ha, w lasach iglastych tajgi jest to ponad 260 t/ha, w tundrze natomiast wynosi od 4 do 9 t/ha w części północnej do około 20-28 t/ha w części południowej (Träger i in., 2017; Yano i in., 2013; Kornaś, Medwecka–Kornaś, 2002; Kostrowicki, 1999; Perelman, 1971). Stąd wynika, że na południu wielkość biomasy wynosi tyle, co na stepach łąkowych, zaś na północy tyle co na pustyniach (Perelman, 1971). Na terenach, gdzie gleby są lepiej rozwinięte, a procesy rozkładu zachodzą intensywniej, tam wzrasta wyraźnie udział mchów w produkcji biomasy (nawet do 70%), natomiast na młodszych glebach udział poszczególnych typów roślinności w tworzeniu biomasy jest bardziej zróżnicowany; mchy stanowią ok. 40%, trawy ok. 20%, zaś porosty do 13% (Yano i in., 2013).

Roczna produkcja netto w wilgotnych lasach tropikalnych wynosi nieco ponad 32 t/ha, w lasach liściastych około 10 t/ha, a w tundrze tylko 1-2,5 t/ha (Kornaś, Medwecka–Kornaś, 2002, Kostrowicki, 1999). Wraz z przesuwaniem się granic tundry na północ wzrasta również biomasa i roczna produkcja netto (Phillips, Wurzbürger, 2019).

Pokrywa glebowa

Tundra znajduje się w morfoklimatycznej strefie peryglacjalnej, w której głównymi czynnikami rzeźbotwórczymi są procesy mrozowe oraz te związane z obecnością lodu gruntowego. Zmieniająca się w ciągu roku temperatura powietrza powoduje zamrażanie gruntu i sezonowe odmarzanie jego niewielkiej, przypowierzchniowej części, tzw. warstwy czynnej (Migoń, 2012). Cykl ten, powtarzany regularnie (każdego roku), ma bardzo duży wpływ zarówno na kształtowanie się rzeźby terenu, jak i cechy pokrywy glebowej.

Mięszkość warstwy czynnej waha się od 50 do 150 cm (Bednarek, Skiba, 2016). W przypadku utworów piaszczystych jest to ok. 150 cm, w utworach gliniastych do 120 cm, zaś w torfach, które są słabym przewodnikiem ciepła jedynie do 35–40 cm (Berg, 1962). Rozmieszczenie i mięszkość wieloletniej zmarzliny są ściśle powiązane z czynnikami lokalnymi. Na stokach o ekspozycji południowej zmarzlina jest znacznie cieńsza niż na tych zwróconych ku północy. Również obecność rzek i jezior wpływa na mięszkość zmarzliny. W ich pobliżu redukuje ona swoją grubość, a w niektórych miejscach wręcz całkowicie zanika (Jahn, 1966). Mięszkość zmarzliny zmienia się również w zależności od szerokości geograficznej. Na północy tundry jej mięszkość jest znacznie większa niż na południu. Największa mięszkość zmarzliny została odnotowana w północnej Syberii i wynosiła 1500 m (Mycielska-Dowigałło i in., 2001). Zmarzlina w tundrze euroazjatyckiej ma charakter ciągły, na północy Alaski oprócz marzłoci ciągłej występuje również nieciągła, sporadyczna i izolowana (Kostrzewski i in., 2007). Z tego względu cechą charakterystyczną gleb tundrowych jest obecność w profilu glebowym wieloletniej zmarzliny. Powszechnie występującymi glebami strefowymi są tundrowe gleby glejowe (Gleysols wg *IUSS Working Group WRB*, 2015). Ich odczyn jest najczęściej kwaśny lub silnie kwaśny, a mięszkość próchnicy niewielka (3-9 cm) (Bednarek, Prusinkiewicz, 1974). Dominującym procesem glebotwórczym jest oglejenie. Obecność w podłożu wieloletniej zmarzliny hamuje możliwość przesiąkania wody w głąb profilu glebowego, czego efektem jest bardzo silne uwilgotnienie, a przy stałym nasyceniu wodą występują warunki beztlenowe, wywołujące procesy redukcyjne. W tundrze rozpowszechnione są również Cryosole (*Soil Atlas of the Northern Circumpolar Region*, 2010). Gleby te, pozwalają na tworzenie się gruntów strukturalnych oraz poligonalnych (*IUSS Working Group WRB*, 2015). W sąsiedztwie analizowanych stacji klimatycznych występują również Podzole, Regosole i Histosole (*Soil Atlas of the Northern Circumpolar Region*, 2010).

Występowanie warstwy czynnej determinuje typ i cechy gleb tundrowych, gdyż jest to strefa aktywności drobnoustrojów i zachodzenia pedogenezy, do której ogranicza się rozrost korzeni oraz przemieszczanie substancji (Beermann, 2016). Odmarzająca w ciepłych porach roku warstwa czynna ma różną mięszkość. Na północnych stokach Gór Brookska (Alaska) wynosi około 50 cm (McLaren i in., 2017), natomiast na Syberii w okolicach Dudinki od 40 do 100 cm (Evgrafova i in., 2018), od 80 do 100 cm w pobliżu Tiksi (Beermann, 2016) oraz od 14 do 48 cm w Jakucji (Iturrate–Garcia i in., 2016).

Obserwowany w Arktyce wzrost średniej rocznej temperatury powietrza (IPCC..., 2014), powoduje wzrost temperatury gleby, przyczyniając się do kurczenia zmarzliny i w konsekwencji wzrostu miąższości warstwy czynnej. W trakcie badań przeprowadzonych w okolicach Barrow (lata 1994–1998) miąższość warstwy czynnej wzrosła średnio o 11 cm. Liczba dni, podczas których warstwa czynna rozmarzała w 1994 roku wynosiła 83, dwa lata później już 117 dni, a w 1998 aż 128 dni (Hinkel i in., 2001). Prognozowany jest wzrost miąższości warstwy czynnej od 19 do nawet 35 cm w roku 2100 (Beermann, 2016), co doprowadzi do intensyfikacji procesów wietrzenia skał, zwiększenie miąższości gleb i w konsekwencji przyspieszenie kolonizacji przez nowe gatunki roślin. Trawy i mchy będą ustępowały miejsca wyższym i nieco bardziej wymagającym krzewom, co przyczyni się do dalszego wzrostu biomasy i zawartości substancji odżywczych w glebach oraz przekształcania się roślinności (Hicks-Pries i in., 2013).

Gleby strefy tundry charakteryzują się znaczną zawartością węgla organicznego w poziomach organicznych, pomimo niewielkiej rocznej dostawy materii organicznej. Gleb Alaski zawierają w tych poziomach od 14,8% do 44,6% węgla (Yano i in., 2013), w północnej Kanadzie jest to 49-52% (Buckeridge i in., 2010), w okolicach Tiksi do 47% (Beermann, 2016), a w Jakucji do 42,3% (Iturrate-Garcia i in., 2016). W poziomach próchnicznych zawartość węgla jest zdecydowanie niższa i rzadko przekracza 4%.

Rozkład materii organicznej zachodzi w górnych warstwach gleby, gdyż tam działalność mikroorganizmów jest najaktywniejsza, a temperatura podczas okresu wegetacyjnego jest średnio o 2,5°C wyższa niż w tych niżej położonych. Najwięcej (15-40%) materii organicznej ulega rozkładowi w warstwie przypowierzchniowej gleby (głębokość do 10 cm), niżej jest to już tylko ok. 10% (Hicks-Pries i in., 2013). Zarówno korzenie, jak i liście różnych gatunków roślin ulegają rozkładowi w różnym tempie. Liście brzozy karłowatej w początkowym stadium rozkładają się wolniej niż liście np. wełnianki pochwowatej i borówki brusznicy. Po dwóch latach rozkład liści brzozy karłowatej nieco przyspiesza, zaś po trzech latach, brzoza karłowata, wełnianka pochwowata oraz borówka brusznica ulegają dekompozycji w podobnym tempie (McLaren i in., 2017). Zróznicowane tempo rozkładu roślin jest konsekwencją składu tkanek roślinnych. Wraz ze wzrastającą średnią temperaturą powietrza rozkład materii organicznej w tundrze będzie nadal przyspieszał (Yano i in., 2013).

Niezbędnym dla roślin, pobieranym z gleby pierwiastkiem jest azot. Stymuluje on przyrost biomasy oraz pobieranie przez rośliny składników pokarmowych. Głównym źródłem azotu w glebie jest rozkładająca się materia organiczna, dlatego jego procentowa zawartość jest największa w górnych poziomach glebowych. Dostępność azotu dla roślin jest częściowo uwarunkowana wartością pH gleby i innymi jej właściwościami. W związku z tym, iż rozkład materii organicznej przy niskich temperaturach powietrza panujących w tundrze, jest wolniejszy, tylko niewielka ilość zmagazynowanego azotu jest dostępna dla roślin (Yano i in., 2013). Procentowa zawartość azotu w poziomach organicznych gleb Alaski wynosi od 1,34 do 1,94% (Phillips, Wurzbürger, 2019), w glebach północnej Kanady 1,13-1,27% (Buckeridge i in., 2010), zaś w glebach Syberii od 0,13 do 1,95% (Iturrate-Garcia i in., 2016), a stosunek węgla do azotu w powierzchniowych warstwach gleby jest dosyć wysoki. W glebach Alaski mieści się w przedziale 19,5-76,7 (Yano i in., 2013) lub 16,9-22,5 (Phillips, Wurzbürger, 2019), w glebach północnej Kanady jego średnia wartość wynosi 35,9 (Träger i in., 2017), w glebach Syberii zaś 33,8-38,6 (Evgrafova i in., 2018). W glebach tundrowych znacznie przeważa węgiel, co determinuje powolny przebieg procesów mineralizacji i magazynowanie azotu w mikroorganizmach. Wzrastająca temperatura powietrza przyspiesza mineralizację materii organicznej oraz zwiększa dostępność dla roślin składników odżywczych (w tym w dużej mierze azotu) (Iturrate-Garcia i in., 2016, Yano i in., 2013). Zmiana ta prowadzi następnie do wzrostu wysokości roślin oraz ich liczebności. Z drugiej strony, wkraczanie krzewów na tereny wcześniej porośnięte przez krzewinki, mchy i porosty przyczynia się do zacienienia powierzchni gleby. Może to być swego rodzaju ochroną zmarzliny przed dalszym topnieniem (Iturrate-Garcia i in., 2016).

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Na podstawie przeprowadzonych analiz dotyczących cech klimatu stwierdzono, że średnia roczna temperatura powietrza, suma opadów atmosferycznych oraz długość okresu wegetacji w latach 1996-2018 w strefie krajobrazowej tundry na półkuli północnej charakteryzowała się dużym zróżnicowaniem. Obszary o najwyższych temperaturach powietrza i sumach opadów w ciągu roku znajdowały się w strefie oddziaływania oscylacji północnoatlantyckiej (NAO), natomiast te o najniższych wartościach charakteryzuje znaczny kontynentalizm.

Wyznaczone wartości temperatury powietrza dla większości spośród analizowanych stacji klimatycznych mieściły się w zakresach podawanych w literaturze, natomiast te podawane dla rocznej sumy opadów i długości okresu wegetacji dla większości stacji były zdecydowanie niższe. Analizując długość zalegania pokrywy śnieżnej stwierdzono, że jest ona ściśle powiązana ze średnią roczną temperaturą powietrza. Tam, gdzie jest ona najniższa, tam pokrywa śnieżna utrzymuje się najdłużej.

Obserwowane współcześnie na Ziemi zmiany klimatyczne mają ogromny wpływ na funkcjonowanie wszystkich komponentów przyrody. W strefie krajobrazowej tundry przekształcenia środowiska przyrodniczego przebiegają znacznie szybciej niż w pozostałych częściach globu. Fakt ten jest w literaturze dosyć dobrze udokumentowany. Klimat w wysokich szerokościach geograficznych staje się cieplejszy i bardziej wilgotny, co przyczynia się do rozmarzania wieloletniej zmarzliny i tym samym do zwiększania miąższości warstwy czynnej gleby, dzięki czemu nowe obszary mogą być kolonizowane przez rośliny. Wyższa temperatura powietrza wpływa również na wzrost aktywności mikroorganizmów, co przekłada się na zwiększone tempo rozkładu materii organicznej i wyraźny wzrost dostępności substancji odżywczych dla roślin, między innymi azotu.

Dosyć trudno jest określić, jak szybko dalsze przekształcenia środowiska przyrodniczego w tundrze, czy innych strefach krajobrazowych będą następować oraz jak długo ich kierunek będzie się utrzymywał. Należy pamiętać, że zmiany klimatu mają charakter cykliczny, więc w przyszłości z pewnością nastąpi odwrócenie tych tendencji (Boryczka, Wicik, 1994).

Literatura

- Balasubramanian A., 2013, *The tundra biome*, University of Mysore, Mysore, India.
- Balon J., 2009, Porządki przestrzenne, *Problemy Ekologii Krajobrazu*, 23, s. 61-70.
- Bednarek R., Prusinkiewicz Z., 1974, *Geografia gleb świata*, Wydawnictwo UMK w Toruniu, Toruń.
- Bednarek R., Skiba S., 2016, *Geografia gleb świata* [w:] A. Mocek (red.), *Gleboznawstwo*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, s. 365-419.
- Beermann F., 2016, *Nutrient availability and limitation within soils of polygonal tundra in the Sakha Republic*, Russian Federation, Universität Hamburg, Germany.
- Berg L., 1962, *Przyroda ZSRR*, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.
- Boryczka J., Wicik B., 1994, Record of Holocene climatic cycles in lake sediments in central Poland, *Miscellanea Geographica*, 6, s. 69-77.
- Buckeridge K. M., Zufelt E., Chu H., Grogan P., 2009, Soil nitrogen cycling rates in low arctic shrub tundra are enhanced by litter feedbacks, *Plant and Soil*, 330, s. 407-421.
- Cowie J., 2007, *Zmiany klimatyczne*, przeł. J. Wibig, Wydawnictwo Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.
- Evgrafova A., René de la Haye T., Haase I., Shibistova O., Guggenberger G., Tananaev N., Sauheitl L., Spielvogel S., 2018, Small – scale spatial patterns of soil organic carbon and nitrogen stocks in permafrost – affected soils of northern Siberia, *Geoderma*, 329, s. 91-107.
- Głazowska M.A., 1981, *Gleby kuli ziemskiej*, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.
- Hicks-Pries C. E., Schuur E. A. G., Vogel J. G., Natali S. M., 2013, Moisture drivers surface decomposition in thawing tundra, *Journal of Geophysical Research: biogeosciences*, 118, s. 1133-1143.
- Hinkel K. M., Paetzold F., Nelson F. E., Bockheim J. G., 2000, Patterns of soil temperature and moisture in the active layer and upper permafrost at Barrow, Alaska: 1993 – 1999, *Global and Planetary Change*, 29, s. 293-309.

- Hopkins D., 1959, Some characteristics of the climate in forest and tundra region in Alaska, Arctic, *Journal of the Arctic Institute of North America*, 4, 12, s. 214 – 220.
- Iturrate–García M., O’Brien M., Khitun O., Abiven S., Niklaus P. A., Schaepman–Strub G., 2016, Interactive effect between plant functional types and soil factors on tundra species diversity and community composition, *Ecology and Evolution*, 6, 22, s. 8126– 8137.
- IPCC: *Climate Change 2014: Synthesis Report, Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 2014, Pachauri R. K., Meyer L. A. (red.), IPCC, Geneva, Switzerland.
- IUSS Working Group WRB, 2015, International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. Update 2015, World Soil Resources Report 106, FAO, Rome, Italy.
- Jahn A., 1966, *Alaska*, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.
- Johannessen O. M., Bengtsson L., Miles M. W., Kuzmina S. I., Semenov V. A., Alekseev G. V., Nagurnyi A. P., Zakharov V. F., Bobylev L. P., Pettersson L. H., Hasselmann K., Cattle, H. P., 2004, Arctic climate change: Observed and modelled temperature and sea-ice variability, *Tellus A*, 56, s. 328–341.
- Kalesnik S.W., 1969, *Geografia fizyczna ogólna*, PWN, Warszawa.
- Kornaś A., Medwecka–Kornaś A., 2002, *Geografia roślin*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Kostrowicki A. S., 1999, *Geografia biosfery. Biogeografia dynamiczna lądów*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Kostrzewski A., Rachlewicz G., Zwoliński Z., 2007, *Zmiany funkcjonowania geosystemów lądowych Arktyki*, [w:] A. Marsz, A. Styszyńska (red.), *Zmiany klimatyczne w Arktyce i Antarktyce w ostatnim pięćdziesięcioleciu XX wieku i ich implikacje środowiskowe*, Gdynia, s. 289-309.
- Köppen W., 1936, *Das geographische system der Klimate*, Berlin, Germany.
- Martyn D., 2000, *Klimaty kuli ziemskiej*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- McLaren J.R., Buckeridge K. M., van de Weg M. J., Shaver G. R., Schimel J. P., Gough L., 2017, Shrub encroachment in Arctic tundra: *Betula nana* effects on above – and belowground litter decomposition, *Ecology*, 95, 5, s. 1361–1376.
- Migoń P., 2008, *Geomorfologia*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Mycielska–Dowgiałło E., Korotaj–Kokoszczynska M., Smolska E., Rutkowski J., 2001, *Geomorfologia dynamiczna i stosowana*, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski, Warszawa.
- Okołowicz W., 1969, *Klimatologia ogólna*, PWN, Warszawa.
- Pinto J.G., Raible C.C., 2012, Past and recent changes in the North Atlantic oscillation, Wiley interdisciplinary reviews, *Climate Change*, 3, 1, s. 79-90.
- Perelman A. J., 1971, *Geochemia krajobrazu*, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Wrocław.
- Philips C. A., Wurzbarger N., 2019, Elevated rates of heterotrophic respiration in shrub – conditioned arctic tundra soils, *Pedobiologia – Journal of Soil Ecology*, 72, s. 8–15.
- Podbielkowski Z., 1987, *Roślinność kuli ziemskiej*, Wydawnictwo Szkolne i Pedagogiczne, Warszawa.
- Richling A., Solon J., 2011, *Ekologia krajobrazu*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Soil Atlas of the Northern Circumpolar Region*, 2010, Awyn Jones (Ed.), Publications Office of the European Union.
- Steinecke K., 1999, Urban climatological studies in the Reykjavik subarctic environment, Iceland, *Atmospheric Environment*, 33 (24-25), s. 4157–4162.
- Susłow S. P., 1961, *Geografia fizyczna azjatyckiej części ZSRR*, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.
- Träger S., Milbau A., Wilson S. D., 2017, Potential contributions of root decomposition to the nitrogen cycle in arctic forest and tundra, *Ecology and Evolution*, 7, s. 11021–11032.
- Vavrus S. J., Holland M. M., Jahn A., Bailey D. A., Blazey B. A., 2012, Twenty-first-century Arctic climate change in CCSM4, *Journal of Climate*, 25, s. 2696–2710.
- Yano Y., Shaver G. R., Rastetter E. B., Giblin A. E., Laundre J. A., 2013, Nitrogen dynamics in arctic tundra soils of varying age: differential responses to fertilization and warming, *Ecosystem Ecology*, 173, s. 1575–1586.

Źródła internetowe

Government of Canada www.climate.weather.gc.ca (dostęp: 5.04.2019).

Klimadiagramme weltweit www.klimadiagramme.de (dostęp: 5.04.2019).

National Oceanic and Atmospheric Administration – Earth System Research Laboratory www.esrl.noaa.gov (dostęp: 5.04.2019).

Russian Federal Service for Hydrometeorology and Environmental Monitoring www.aari.ru/transarctica2019 (dostęp: 5.04.2019).

Tutiempo Network www.en.tutiempo.net (dostęp: 5.04.2019).

Weather Online www.weatheronline.co.uk (dostęp: 5.04.2019).

Weather Spark www.weatherspark.com (dostęp: 5.04.2019).

World Meteorological Organization www.public.wmo.int/en/our-mandate/climate (dostęp: 5.04.2019).