

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

PRACE GEOGRAFICZNE NR 216

GEOGRAPHICAL STUDIES

No. 216

THE RELATIONSHIPS BETWEEN SNOW COVER AND VEGETATION
ON EXAMPLE OF OAK-LINDEN-HORNBEAM COMMUNITIES
IN THE BIAŁOWIEŻA NATIONAL PARK

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

PRACE GEOGRAFICZNE NR 216

Grzegorz Żarnowiecki

ZWIĄZKI POMIĘDZY POKRYWĄ ŚNIEŻNĄ
A ROŚLINNOŚCIĄ NA PRZYKŁADZIE
GRĄDÓW BIAŁOWIESKIEGO
PARKU NARODOWEGO



WARSZAWA 2008

<http://rcin.org.pl>

KOMITET REDAKCYJNY

REDAKTOR: Grzegorz Węclawowicz
CZŁONKOWIE: Jerzy Grzeszczak, Barbara Krawczyk,
Jan Matuszkiewicz, Jerzy Parysek

RADA REDAKCYJNA

Bolesław Domański, Adam Kotarba, Jan Łoboda,
Andrzej Richling, Jan S. Kowalski, Andrzej Lisowski,
Eamonn Judge, Lydia Coudroy

RECENZENCI TOMU:

Barbara Krawczyk, Jerzy Solon

Publikacja współfinansowana
przez Uniwersytet Humanistyczno-Przyrodniczy
Jana Kochanowskiego
w Kielcach

ADRES REDAKCJI:

Dział Wydawnictw IGiPZ PAN
ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
e-mail: e.janko@twarda.pan.pl

Opracowanie redakcyjne i techniczne: Ewa Jankowska
Zdjęcie na okładce: Grzegorz Żarnowiecki

© Copyright by Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
im. Stanisława Leszczyckiego, Warszawa 2008

PL ISSN 0373-6547
ISBN 978-83-87954-98-7

Łamanie wykonano w Dziale Wydawnictw IGiPZ PAN, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
Druk: Drukarnia KLIMIUK, ul. Foksal 11, 00-372 Warszawa; e-mail: drukarnia@klimiuk.com.pl

SPIS TREŚCI

1. WSTĘP	7
1.1. Motywy, cele i zakres badań.....	7
1.2. Przegląd literatury.....	10
1.2.1. Wpływ lasu na akumulację i zanikanie pokrywy śnieżnej	10
1.2.2. Ekologiczne znaczenie śniegu i pokrywy śnieżnej	17
2. TEREN BADAŃ	25
2.1. Białowiecki Park Narodowy – położenie i klimat	25
2.2. Obiekty badawcze – podzespoły grądu <i>Tilio-Carpinetum</i>	30
2.2.1. Grąd niski kokoryczowy <i>T-C corydaletosum</i>	32
2.2.2. Grąd niski czyścicowy <i>T-C stachyetosum</i>	33
2.2.3. Grąd typowy <i>T-C typicum</i>	34
2.2.4. Grąd wysoki trzcinnikowy <i>T-C calamagrostietosum</i>	34
2.3. Struktura i zwarcie drzewostanów.....	35
3. MATERIAŁ I METODY	39
3.1. Metodyka pomiarów pokrywy śnieżnej i obserwacji fenologicznych	39
3.2. Statystyczne i graficzne metody opracowania	43
4. CHARAKTERYSTYKA KLIMATYCZNA OKRESU BADAŃ	47
4.1. Zróżnicowanie śnieżno-termiczne sezonów zimowych	47
4.2. Okres śnieżny na tle pozostałych okresów ekoklimatycznych.....	52
5. WPŁYW DRZEWOSTANÓW GRĄDOWYCH NA POKRYWĘ ŚNIEŻNĄ	61
5.1. Średnia grubość i częstość występowania pokrywy śnieżnej.....	61
5.2. Zróżnicowanie grubości pokrywy śnieżnej w podzespołach grądu w poszczególnych sezonach zimowych.....	63
5.3. Sezonowe przebiegi grubości pokrywy śnieżnej i znaczenie odwilży	68
5.4. Różnice grubości pokrywy śnieżnej pomiędzy grądem i terenem otwartym	70
5.5. Zmienność przyrostów i spadków grubości pokrywy śnieżnej.....	74
5.6. Wpływ zmian zwarcia drzewostanów na grubość pokrywy śnieżnej względem terenu poza lasem. Intercepcja śnieżna.....	77
5.7. Ostateczny (wiosenny) zanik pokrywy w grądach i poza lasem	86
5.8. Zmienność zaniku trwałej pokrywy śnieżnej na powierzchniach badawczych grądów	86
6. WPŁYW WARUNKÓW POGODOWYCH NA SPADKI GRUBOŚCI POKRYWY ŚNIEŻNEJ	93
6.1. Klasyfikacja pogody podczas spadków grubości pokrywy śnieżnej.....	93
6.2. Przeciętne zmniejszenia grubości pokrywy śnieżnej w grądach i na polu w poszczególnych klasach pogody.....	97
6.3. Związki pomiędzy spadkami grubości pokrywy w grądach i poza lasem podczas różnych klas pogody.....	100

7. ZNACZENIE POKRYWY ŚNIEŻNEJ W SEZONOWEJ RYTMICE FITOCENOZ GRĄDOWYCH	107
7. 1. Oddziaływanie pokrywy śnieżnej na roślinność warstwy runa.....	107
7.1.1. Zgodność wczesnego zejścia pokrywy śnieżnej z wczesnym rozwojem runa.....	107
7.1.2. Zanikanie trwałej pokrywy śnieżnej, a fazy rozwoju runa w wieloleciu	109
7.1.3. Wpływ końca okresu śnieżnego i temperatury powietrza w okresie późniejszym na okres rozwoju runa	116
7.2. Oddziaływanie pokrywy śnieżnej i innych czynników na vegetację drzewostanów	119
7.2.1. Okres śnieżny, a początek rozwoju i długość okresu pełnego ulistnienia... ..	119
7.2.2. Koniec okresu śnieżnego a początek i czas trwania vegetacji drzewostanów.....	121
7.2.3. Koniec okresu śnieżnego i temperatura powietrza w okresie późniejszym a termin początku rozwoju ulistnienia.....	124
8. ZRÓŻNICOWANIE ŚNIEŻNO-TERMICZNE I STRUKTURALNO-FLORYSTYCZNE PODZESPOŁÓW GRĄDOWYCH.....	129
8.1. Zróżnicowanie podzespołów pod względem śnieżno-termicznym	129
8.1.1. Zróżnicowanie zbiorowisk pod względem cech pokrywy śnieżnej	130
8.1.2. Zróżnicowanie zbiorowisk pod względem cech śnieżnych i termiki w okresie późniejszym.....	131
8.2. Zróżnicowanie podzespołów pod względem florystyczno-fenologicznym	134
8.2.1. Zróżnicowanie zbiorowisk pod względem cech warstwy runa.....	134
8.2.2. Zróżnicowanie zbiorowisk pod względem cech warstw drzew i krzewów... ..	135
8.2.3. Zróżnicowanie zbiorowisk pod względem stabilności gatunkowej.....	138
8.2.4. Zróżnicowanie drzewostanów pod względem fenologicznym	138
9. DYSKUSJA WYNIKÓW	143
9.1. Zmienność grubości i czasu zalegania pokrywy śnieżnej	143
9.2. Znaczenie pokrywy śnieżnej w rozwoju roślinności	148
9.3. Zróżnicowanie śnieżne i strukturalno-florystyczne podzespołów grądowych	151
10. PODSUMOWANIE I WNIOSKI KOŃCOWE.....	155
Literatura.....	164
The relationships between snow cover and vegetation on example of oak-linden-hornbeam communities in the białowieża national park – <i>summary</i>	172
Podziękowania	177
Załączniki.....	178
Fotografie.....	213

1. WSTĘP

1.1. MOTYWY, CELE I ZAKRES BADAŃ

Studia nad rytmiką sezonową zbiorowisk leśnych w Polsce są prowadzone m.in. w Białowieskim Parku Narodowym, który stanowi idealny obiekt dla badań fenologicznych. Ich prekursorem był wybitny uczony i pierwszy dyrektor tego Parku J.J. Karpiński (1949), który wprowadził zasady badania wszelkich możliwych zjawisk ekologicznych w cyklach rocznych, a następnie wieloletnich. Idea ta jako przewodnia została przejęta najpierw przez W. Matuszkiewicza (1951, 1959), a następnie kontynuowana przez J.B. Falińskiego – długoletniego kierownika Białowieskiej Stacji Geobotanicznej Uniwersytetu Warszawskiego (Faliński 1967, 1972, 1996, 2001).

Wstępne wyniki obserwacji (1952–1962) wskazywały na odrębność i swoistość rytmów sezonowych 10 zbiorowisk leśnych i zaroślowych na poziomie zespołów. Ważnym argumentem, który potwierdzał tę tezę były prowadzone przez K. Falińską (1973, 1974, 1986) szczegółowe studia nad rytmiką sezonową runa oraz praca dotycząca grzybów kapeluszowych (Nespiak 1959).

Spory udział w programie tych badań miały studia ekoklimatyczne nad pokrywą śnieżną i zamarzaniem gleby (Sokołowski 1962), ekologiczną rolę przymrozków (Matuszkiewicz 1977) oraz temperaturą powietrza (Olszewski 1986, 1995) i wilgotnością powietrza (Żarnowiecki 1991, 1994, 1995). Po potwierdzeniu indywidualności fenologicznej każdego z zespołów leśnych zrodziło się pytanie, czy podobne zjawisko występuje także w jednostkach niższego rzędu, odpowiadających randze podzespołów (Faliński 1967, 1996). W 1962 roku rozpoczęto kolejną serię obserwacji mogących dać odpowiedź, „*czy zróżnicowanie roślinności na niższe jednostki socjologiczne, tj. podzespoły, znajduje swój odpowiednik w zróżnicowaniu zjawisk mikroklimatycznych i ekologicznych*” (Faliński 1996).

Jako obiekt badań wybrano grąd, który jest najpowszechniej występującym zbiorowiskiem Białowieskiego Parku Narodowego (Matuszkiewicz 1952). Przemawiały za tym jego zonalny charakter, bardzo dobry stan zachowania w Puszczy Białowieskiej oraz duże zróżnicowanie tak florystyczno-fitosocjologiczne, jak i siedliskowe. Wymagało to założenia nowego systemu powierzchni badawczych, zlokalizowanych w biochorze grądu na północ od strumienia Orłówki w BPN. Objęły one 4 podzespoły grądu:

nr 36 – grąd niski kokoryczowy *Tilio-Carpinetum corydaletosum*;

nr 37 – grąd niski czyścicowy *Tilio-Carpinetum stachyetosum*;

nr 38 – grąd typowy *Tilio-Carpinetum typicum*;

nr 39 – grąd wysoki trzcinnikowy *Tilio-Carpinetum calamagrostietosum*.

Dotychczasowe badania w tych zbiorowiskach obejmowały rozwój runa i jego składników (Faliński 1986, 1988, 1991), zachowanie się populacji niektórych gatunków runa (Falińska 1974, 1975, 1986; Faliński 1968), a także rozwój drzew i sklepienia lasu (Faliński 1986, 1991), ekologicznej roli pokrywy śnieżnej (Faliński 1977; Faliński, Olszewski 1977) oraz rytmiki sezonowej w związku z procesami dynamiki roślinności, tj. fluktuacji i regeneracji (Faliński 1986, 1991, 2001). Jednorodnie metodycznie obserwacje fenologiczne i mikroklimatyczne trwały od roku 1963 do 1988, co stawia je w rzędzie najdłuższych serii pomiarowych tego typu nie tylko w Polsce, ale i na świecie (Faliński 2001). Ich specyfiką jest 5-dniowy odstęp między obserwacjami, które przeprowadzano w tych samych terminach i według jednolitych reguł. Po przejściu z początkiem 1989 roku na dekadowy system obserwacji fenologicznych, zmianą tą objęto także pomiary mikroklimatyczne. System ten ujawnił swe wady w odniesieniu do pokrywy śnieżnej, toteż zrezygnowano w niniejszej pracy z wykorzystania materiału badawczego uzyskanego po roku 1988.

Większość prac poświęconych pokrywie śnieżnej prowadzono w górach strefy umiarkowanej, bądź w strefie klimatu chłodnego, a więc głównie w iglastych lasach borealnych. Z racji dużego zróżnicowania pokrywy śnieżnej w górach i stałej jej obecności w terenach wysokogórskich badania takie, podobnie jak w strefie klimatu chłodnego, nie wymagają zwykle długich wieloletnich obserwacji. W kapryśnym, bardzo zmiennym klimacie nizinnej Polski wartość długoterminowych pomiarów w lesie naturalnym jest bezcenna.

W niniejszej pracy wykorzystano 25-letnie serie pomiaru grubości pokrywy śnieżnej oraz niektórych danych fenologicznych z BPN obejmujących zarówno rozwój wegetacji warstwy runa jak i drzewostanu. Ze względu na brak warstwy mchów w runie badanych zbiorowisk, warstwę ziół (gatunki zielne i krzewinki) traktowano umownie jako runo (Faliński 2001).

Starano się wykazać, czy istnieje specyficzna dla każdego podzespołu rytmika narastania i zanikania pokrywy śnieżnej. Unikalność wieloletniej serii systematycznych pomiarów miała także umożliwić zbadanie wzajemnych relacji „las-teren otwarty”. W szczególności starano się odpowiedzieć na pytanie, jaki jest wpływ drzewostanów (w tym przypadku głównie liściastych) na zmienność czasową i przestrzenną pokrywy śnieżnej oraz ustalić, w jakim stopniu termin jej ostatecznego wiosennego ustąpienia ma wpływ na początek

i tempo rozwoju wegetacji. Usiłowano więc potwierdzić początkową ideę podjętych w 1963 roku obserwacji modyfikując ją do następującej hipotezy – „*podział grądu Tilio-Carpinetum na niższe jednostki socjologiczne (podzespoły) ujawnia się również pod względem pokrywy śnieżnej i jej wpływem na okres wegetacyjny*”.

Weryfikując przyjętą hipotezę, założono dwuczęściowy charakter pracy. W pierwszej części starano się określić specyficzne cechy podzespołów grądowych pod względem pokrywy śnieżnej, stawiając następujące problemy i pytania szczegółowe:

I. Modyfikujący wpływ zbiorowisk grądu na sezonową rytmikę pokrywy śnieżnej

1. Jakimi cechami odznacza się sezonowy przebieg grubości pokrywy śnieżnej w grądach?

2. Jaka rolę w zmienności pokrywy śnieżnej odgrywało zwarcie i struktura drzewostanów?

3. Jakie prawidłowości występowały w relacjach „grądy – teren otwarty” pod względem grubości i czasu zalegania pokrywy śnieżnej?

II. Rola warunków pogodowych w zanikaniu pokrywy śnieżnej w grądach i poza lasem

4. Jak określone sytuacje pogodowe wpływały na różnice w tempie zanikania pokrywy śnieżnej w poszczególnych podzespołach ?

5. Jaki jest wpływ pogody na zmniejszanie grubości pokrywy śnieżnej w grądach i w terenie otwartym?

III. Zróżnicowanie podzespołów grądu pod względem pokrywy śnieżnej

6. Które charakterystyki pokrywy śnieżnej najlepiej różnicują podzespoły grądu?

7. Jaki jest poziom zróżnicowania podzespołów pod względem kompleksu cech pokrywy śnieżnej?

W celu uzyskania odpowiedzi na pytania szczegółowe, rozwijające pierwszą i drugą grupę wyłonionych zagadnień, wykorzystano w pracy dane o warunkach pogodowych podczas zanikania pokrywy śnieżnej pochodzące z blisko położonej stacji meteorologicznej Białowieża. Starano się w ten sposób uzyskać odpowiedź na pytanie, jaki jest wpływ poszczególnych podzespołów grądowych na modyfikację procesów tworzenia i zanikania pokrywy śnieżnej w różnych warunkach pogodowych. Do porównań i jako punkt odniesienia wykorzystano również dane o pokrywie śnieżnej na stacji Białowieża, reprezentującej teren poza lasem.

W drugiej części pracy starano się wykazać, czy pokrywa śnieżna oddziałuje na roślinność wespół z innymi czynnikami klimatycznymi zarówno w krótkiej, sezonowej skali czasowej, jak i w skali długookresowej. W konsekwencji postawiono dwa podproblemy z pytaniami szczegółowymi.

IV. Wpływ pokrywy śnieżnej na początek i czas trwania okresu wegetacyjnego

8. W jakim stopniu można określić związek pomiędzy terminem ostatecznego (wiosennego) zaniku pokrywy śnieżnej a początkiem i tempem rozwoju roślinności runa ?

9. Jak dalece termin wiosennego zaniku pokrywy śnieżnej wykazuje związek z początkiem rozwoju ulistnienia drzewostanów i czasem trwania okresu pełnego ulistnienia ?

V. Znaczenie pokrywy śnieżnej w dynamice roślinności

10. W jakim stopniu, zmiany klimatyczne reprezentowane przez śnieżność zim wywarły wpływ na długookresowe procesy roślinności fitocenoz grądowych ?

*

Niniejsza praca jest kontynuacją dotychczasowych badań nad zmiennością i zróżnicowaniem fitoklimatycznym ekosystemów Puszczy Białowieckiej. Reprezentatywność powierzchni badawczych pod względem pokrywy śnieżnej w grądzie została dowiedziona bezspornie w wyniku wcześniejszych badań (Faliński, Olszewski 1976). Wykorzystanie naturalnego zespołu grądu pozwala na wyłączenie wpływu człowieka jako dodatkowego źródła zmienności procesów ekologicznych. Zasada badania tych procesów w cyklach rocznych, a następnie wieloletnich z wykorzystaniem okresów fenologicznych jest zgodna z postulatami wybitnego ekologa J. Karpińskiego. Autor tej pracy ma nadzieję, że jej efektem będzie nie tylko wzbogacenie wiedzy o pokrywie śnieżnej jako elemencie fitoklimatu, ale także pogłębienie wiedzy o roli pokrywy jako ważnego czynnika ekologicznego determinującego zróżnicowanie fenologiczne fitocenoz.

1.2. PRZEGLĄD LITERATURY

1.2.1. WPLYW LASU NA AKUMULACJĘ I ZANIKANIE POKRYWY ŚNIEŻNEJ

Akumulacja śniegu stanowi pierwszy etap w badaniu ekologicznej roli pokrywy śnieżnej, ponieważ jest ona abiotycznym elementem każdego ekosystemu, w którym występują regularnie opady w postaci stałej. Wielokierunkowy wpływ drzewostanu na pokrywę śnieżną dobrze ilustruje schemat J.W. Pomeroy'a i R.A. Schmidta (1993, ryc. 1). Wynika z niego, że jedynie między

lukami w koronach drzew opad śniegu może być porównywalny z tym poza lasem, przy założeniu, że będzie odbywał się w warunkach całkowicie bezwietrznych.

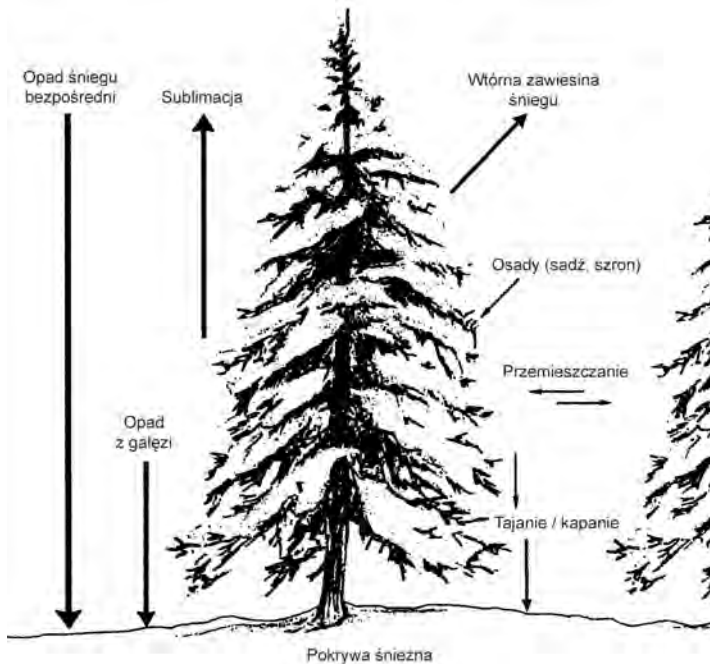
Głównym czynnikiem ograniczającym grubość pokrywy w lesie jest zatrzymywanie (intercepcja) opadu śniegu przez korony drzew, oczywiście bardziej przez wiecznie zielone iglaste niż przez nagie zimą (choć bywa, że nie całkowicie) gatunki liściaste. Drzewostany iglaste nie wykazują tak wyraźnej sezonowej zmienności intercepcyjnej z wyjątkiem lasów modrzewiowych np. tajgi świetlistej we wschodniej Syberii (Obmiński 1978).

Przenikanie opadów stałych do dna lasu jest uwarunkowane wieloma czynnikami i wymaga długoletnich badań, stąd też prace poświęcone temu zagadnieniu są nieliczne. Większość prac dotyczy intercepcji deszczu (m.in. Phillips 1926; Rutter 1963; Czarnowski, Olszewski 1968; Olszewski, Orzeł 1975). Szczególne osiągnięcia w badaniach intercepcji jako składnika bilansu wodnego lasu ma ośrodek we Freiburgu (Kändler 1986; Ott i in. 2003; Ott, Uhlenbrook 2004). Spośród autorów polskich ujęcie modelowe zjawiska z uwzględnieniem roślinności runa i ściółki przedstawił obszernie J. Suliński (1993). Jak podaje J. Tomanek (1963) za G.R. Ejtingenem ilość śniegu zatrzymwanego przez strop lasu zależy głównie od składu gatunkowego drzewostanu i wynosi dla zbiorowiska brzoźowego 4–5%, sosnowego 20–30% a świerkowego aż 50–60%. Na bardzo zróżnicowane wartości intercepcji w zależności od charakteru drzewostanu wskazują również G. Mitscherlich i W. Mool (1970). Jednak słusznie podkreślał K. Kuźniar (1952), że tylko drzewa szpilkowe w średniej klasie wieku są zdolne zatrzymywać większe masy śniegu. Oczywiście nie tylko skład gatunkowy i wiek drzew determinują wielkość intercepcji śnieżnej. Innym ważnym czynnikiem jest zwarcie drzewostanu, np. dojrzały las liściasty przy zwarciu luźnym (0,4) zatrzymuje 9% opadów, a młody świerkowy o pełnym zwarciu aż 68% (Kostjukiewicz 1959).

Wiadomo, że wielkość intercepcji może być różna, nawet w tym samym zbiorowisku, gdyż zależy ona również od warunków pogodowych. Istotne są: temperatura powietrza, prędkość wiatru i wielkość oraz rodzaj opadu śniegu. Śnieg suchy i sypki jest łatwo zwiewany z gałęzi, dlatego najniższa skuteczność intercepcji występuje podczas mrozów i silnego wiatru.

Niewątpliwie skuteczność gromadzenia śniegu przez gałęzie wskutek kohezji (siły spójności) nasila się wraz ze wzrostem temperatury, szczególnie gwałtownie, gdy zbliża się ona do punktu tajania (Langham 1981). Według J.W. Pomeroy'a i D.M. Grey'a (1995) skuteczność gromadzenia śniegu jest ograniczona przez trzy czynniki. Pierwszym z nich jest elastyczność odbicia kryształków śniegu gwałtownie spadająca, gdy temperatura wzrasta od –3 do

0°C. Odbicie od gałęzi zachodzi najbardziej efektywnie blisko brzegu, stąd duże gałęzie tracą proporcjonalnie mniej śniegu niż małe. Drugim czynnikiem jest elastyczność gałęzi pod ciężarem śniegu. W ujemnej temperaturze zwiększa się ona liniowo wraz ze wzrostem temperatury. Trzecim wyróżnionym czynnikiem skuteczności gromadzenia śniegu na gałęziach jest „spójność” kryształków śniegu, spadająca pod wpływem wzrostu temperatury powietrza (Schmidt, Pomeroy 1990).



Ryc. 1. Strumienie masy związane z rozkładem opadów śniegu w lesie borealnym (wg Pomeroya i Schmidta (1993))

Mass fluxes associated with the disposition of snowfall in a boreal forest (after Pomeroy and Schmidt, 1993)

Wydajność intercepcji zależy również od ilości opadów śniegu. Gdy pułap drzewostanu wypełnia się śniegiem, intercepcja maleje (Strobel 1978; Calder 1990). W małej skali (gałąź drzewa) D.R. Satterlund i H.F. Haupt (1970) oraz R.A. Schmidt i D.R. Gluns (1991) stwierdzili niską zdolność przechwytywania śniegu przy małym opadzie, wysoką dla średniego opadu i niską dla obfitych opadów śniegu. Wyniki tych badań wskazują na konieczność instalowania w lesie licznych śniegomierzy rozmieszczonych w niewielkich odległościach od siebie. Pomimo intercepcji część śniegu spada z drzew na powierzchnię częściowo wskutek wiatru, a częściowo wskutek nadmiernego obciążenia gałęzi. Opad pozostały na koronach podlega sublimacji i tajaniu, a częściowo ulega rozwiewaniu i dostaje się na sąsiednie drzewa. Zarazem

przechwycony śnieg dodatkowo otrzymuje śnieg z opadu jak i spadły z wyższych gałęzi. Resublimacja i szadź zwiększają ilość śniegu i lodu na gałęziach i igłach. Z kolei w czasie odwilży występuje także tajanie i kapanie wody na pokrywą ze śniegu pozostającego na gałęziach (ryc. 1). Nie wszystek przechwycony śnieg ostatecznie sięga gruntu (nawet w postaci wody). Z badań w kanadyjskich lasach borealnych wynika, że aż 30% przechwyconego na gałęziach śniegu ulega sublimacji i to w czasie ujemnych temperatur (Schmidt, Troendle 1992).

Zdaniem niektórych autorów intercepcja śnieżna jest mniejsza od deszczowej, choć nie wszystkie badania ten fakt potwierdzają (Puchalski, Prusinkiewicz 1990). Na przykład według J. Kittredga (1948) ilości zatrzymywanego śniegu nie różnią się specjalnie od wielkości przechwytywanego deszczu. Wspomniany autor uważa, że jedynie na drzewach iglastych wilgotny śnieg zatrzymuje się w większych ilościach niż deszcz. Opracowania J. Schuberta oparte na 120-letnich obserwacjach dowodzą, że stosunek opadów deszczowych w polu i lesie ma się jak 100:73, a dla śniegu równa się 100:90 (Molga 1980). Również Ph. Stoutjesdijk i J.J. Barkman (1992) stwierdzają, że stosunkowo więcej śniegu niż deszczu pozostaje w koronach drzew.

Warto podkreślić, że takie czynniki jak wielkość i intensywność opadu śniegu, prędkość wiatru i zwarcie koron decydują o różnicach w narastaniu pokrywy śnieżnej, gdyż bezpośrednio zmieniają model intercepcji (Pomeroy, Brun 2001). Również zanikanie pokrywy śnieżnej przez osiadanie, tajanie i sublimację przebiega w innych warunkach w lesie niż poza lasem. Pułap drzewostanu powoduje spowalnianie zanikania śniegu wskutek mniejszej dostępności promieniowania bezpośredniego, większej wilgotności powietrza oraz słabej wentylacji na dnie lasu. Odziaływanie na stan pokrywy śnieżnej roślinności i warunków pogodowych jest często przeciwstawne, dlatego też w dotychczasowych badaniach uzyskiwano różne i często sprzeczne wyniki dotyczące wpływu lasu na akumulację śniegu.

Różnice pod względem grubości pokrywy śnieżnej w lesie i poza nim jako jeden z pierwszych badań w europejskiej części Rosji K. Turskij w latach 80-tych XIX wieku (Rahmanov 1962). Stwierdził on, że na otwartym polu gromadzi się więcej śniegu niż w lesie, gdyż wiele tego opadu pozostaje na gałęziach drzew. Późniejsze eksperymenty różnych badaczy albo potwierdzały tę prawidłowość (Richter 1945), albo jej przeczyły. Np. J. Kittredge (1948) zwracał uwagę, że istotne jest nie tylko porównywanie pokrywy śnieżnej w lesie z terenem otwartym, ale także z śródleśną polaną. W wyniku licznych badań na kontynencie amerykańskim autor stwierdza w konkluzji, że nagromadzenie śniegu pod koronami jest mniejsze niż w terenie otwartym (wskutek intercepcji i innych czynników), a na polanach większe (w wyniku obniżenia

prędkości wiatru). Według J. Tomanka (1963) pomiary grubości pokrywy w lesie i na zrębach dały prawie identyczne wyniki. Z kolei N.I. Pjawczenko i E.D. Sabo (1962) na podstawie badań w okręgu moskiewskim stwierdzają, że najbardziej sprzyjające warunki dla gromadzenia się śniegu występują na polanach, zrębach i szkółkach leśnych otoczonych wysokimi drzewostanami iglastymi. Nawet w przetrzebionym drzewostanie występuje wzrost grubości pokrywy śnieżnej, dzięki czemu temperatura gleby jest w nim wyższa niż w drzewostanie nie trzebionym (Puchalski, Prusinkiewicz 1990). Z badań P.P. Rogowaja (1954) na Białorusi wynika, że zwykle w lesie (wykluczając bardzo gęste drzewostany) śniegu spada więcej niż na otwartej przestrzeni. Autor ten podaje, że jeśli przyjąć zasoby wody ze śniegu na polu za 100%, to na porębach świerkowych wynoszą one 127%, w młodziaku około 120%, w drzewostanach średniowiekowych około 110% i tylko w dojrzałych lasach świerkowych zapasy wody obniżają się do 90%. W lasach świerkowo-grabowo-dębowych zapasy wody ze śniegu są większe niż na polu, przy czym osiągają maksymalną zawartość 180% w miejscu wyrębu i nieco mniej – 171% w dojrzałym drzewostanie z gęstym podszytem. Według W.I. Witkiewicza (1955) grubość pokrywy śnieżnej w lesie jest wyższa niż na polu, gdzie wiatr zwiewa śnieg w obniżenia terenowe i wąwozy. W.I. Witkiewicz uważał, że opad śniegu w zbiorowiskach liściastych stanowi 86% opadu na polanach. Również G.P. Dubinskij z zespołem (1956) podają, że grubość pokrywy śnieżnej w lesie jest zwykle większa niż na sąsiednim polu. Jako przyczynę autor wskazuje także wiatr, który ulega w lesie osłabieniu, przez co śnieg jest tam mniej zbity. Dodatkowo chłodne masy powietrza dłużej zalegają nad powierzchnią tającego śniegu w drzewostanach, w rezultacie intensywność tajania tam się zmniejsza. Innego zdania jest M. Molga (1980), który uważa, że w lesie pokrywa śnieżna jest nieco cieńsza niż poza lasem. Z kolei W.W. Rahmanov (1984) stwierdza, że w lasach spada więcej śniegu niż w terenie otwartym, a tym samym pokrywa śnieżna ma w drzewostanach większą grubość. Przyczyną ma być intensywniejsze tajanie na polu (gdyż w lesie podczas odwilży powietrze jest chłodniejsze niż poza nim) oraz większe parowanie śniegu wskutek silniejszego wiatru. Podsumowując przyczyny sprzecznych wyników doszedł do wniosku, że powodowały je: różny okres badań, a tym samym różne warunki pogodowe, różne zwarcie i struktura drzewostanów oraz nie ujednolicono metodyka pomiarów. Na przykład W.D. Komarow (1959) zauważył, że śniegomiernice częściej instalowane są w prześwitach między koronami niż pod nimi, co miało zawyżać wyniki dla lasu. Z drugiej strony poza lasem przyrządy pomiarowe powinny być osłonięte od wiatru, aby możliwie zredukować wywiewanie śniegu. Jest to zadanie bardzo trudne, gdyż nawet najlepsze osłony, tj. Niphera lub Tretjakowa, są podatne na

niedomiar około 25% opadu śniegu przy wietrze o prędkości 7 m/s (Pomeroj, Brun 2001). Stąd na otwartych przestrzeniach z bardzo silnym wiatrem (tundra, step) ocena rzeczywistego opadu śniegu jest wręcz niemożliwa.

Zazwyczaj tajanie śniegu jest zdecydowanie wolniejsze w lesie niż poza nim (Kittredge 1948). Prawidłowość ta nie jest regułą w specyficznych warunkach pogodowych. Niekiedy zdarza się, że las przyspiesza tajanie, gdyż temperatura pod zwartymi koronami obniża się wolniej niż na polu (Mathes 1963; Olszewski 1986). Z badań w południowej tajdze wynika, że nawet przy jednakowej temperaturze powietrza tajanie śniegu na zlewniach polnych było prawie trzykrotnie intensywniejsze niż na leśnych (Rubcow i in. 1990). Spowolnienie intensywności tajania w lesie jest związane głównie ze stratami promieniowania w pułapie drzewostanu (Woronkow 1976). Zależy więc przede wszystkim od zwarcia drzewostanu i składu gatunkowego. Przy zwiększeniu udziału jodły (świerka) w zespole przenikalność się zmniejsza. Zgodnie z badaniami A.I. Subbotina (1966) pod pułap lasów iglastych o zwarciu 0,7–1,0 dociera 10–30% promieniowania, a liściastych o takim zwarciu 40–50% promieniowania padającego w terenie otwartym. Z innych badań tego autora wynika, że liściasty las z podszytem jodły przepuszcza 23%, liściasto-iglasty – 10%, a jodłowy (bądź świerkowy) tylko około 5% całkowitego promieniowania słonecznego (Subbotin i in. 1971).

Ważnym czynnikiem zmniejszającym zanikanie pokrywy w lesie jest również osłabienie ruchu powietrza, na przykład w lesie sosnowym o zwarciu 0,6 (przerwanym) prędkość wiatru nie przekraczała 1,6 m/s, gdy w terenie otwartym wynosiła 12,5 m/s (Rahmanow 1956). Naturalnie tajanie pokrywy śnieżnej pod wpływem deszczu nie będzie tak wydajne pod okapem drzew, choć może znacznie różnicować powierzchnie (na obrzeżach koron ściekanie wody przyspieszy zanik pokrywy).

Obok tajania i sublimacji ważnym czynnikiem zmniejszania się grubości pokrywy śnieżnej jest także proces firniczacji, który zachodzi już po kilku dniach od uformowania się pokrywy. W warunkach polskich występujące na przemian dni cieplejsze i chłodniejsze sprzyjają powstawaniu lodowej skorupy na powierzchni śniegu, hamujące jego tajanie (Obreńska-Starkłowa 1968). Najbardziej intensywna metamorfizacja pokrywy wynika z tajania radiacyjnego. Zdaniem V. Nikolajewa i A. Kopyła (1986) przez większą część zimy firniczacja zmniejszająca grubość pokrywy śnieżnej idzie na rachunek sublimacji, którą się zwykle zawyża. Z drugiej strony spadki grubości pokrywy wskutek sublimacji mogą być rekompensowane resublimacją. Większe ilości osadów stałych w lesie (szadź, szron) przy wietrznej pogodzie opadają z drzew, zwiększając grubość pokrywy śnieżnej. Im częściej zachodzą zmiany pogody (odwilże/mrozy), tym bardziej rośnie rola osadów (Rahmanow 1962).

Ogólnie suma czynników hamujących proces zanikania pokrywy w lesie jest większa od czynników przyspieszających to zjawisko (np. Mathes 1963). Dlatego też powszechnie uważa się, że pokrywa śnieżna zalega w lesie dłużej w stosunku do terenu otwartego, a rozbieżności dotyczą tylko czasu tego opóźnienia. Według W. Rahmanowa (1956) zależy ono od składu, wieku i zwarcia drzewostanu i na przykład w gęstych jodłowych zbiorowiskach wynosi kilka tygodni. Zdaniem S. Baca i S. Ostrowskiego (1959) przeciętnie śnieg zalega o 2 tygodnie dłużej w lesie niż na polu, a według J. Tomanka (1967) różnica ta wynosi średnio 10 dni. Oczywiście o różnicach decyduje nie tylko charakter zbiorowiska leśnego, ale także intensywność ostatnich odwilży. Zwykle w czasie wiosny następuje zmiana warunków tajania. Im pogoda jest mniej wietrzna, tym dłużej zimne powietrze zalega na dnie lasu. A.O. Karpow (1936) wyróżnił nawet 5 typów wiosny w zależności od przeważającego procesu tajania. Na znaczenie odwilży jako odmiennych warunków tajania w lesie zwracał uwagę A. A. Mołczanow (1961). Generalnie im ostatnia odwilż jest silniejsza, tym różnice w terminie zaniku pokrywy między lasem a polem są mniejsze. Różnice mogą być znaczne, czego przykładem jest opóźnienie zaniku pokrywy w poszczególnych latach w tym samym lesie brzożowym w stosunku do pola wynoszące od 6 do 34 dni (Dubah 1951). Wpływ lasu na długość okresu tajania najwyraźniej przejawia się w sezonach z długotrwałym i stosunkowo mało intensywnym tajaniem. W warunkach Polski to obecność świerka, bądź jodły decyduje o wydłużeniu terminu zaniku pokrywy śnieżnej na wiosnę (Myczkowski 1962; Sokołowski 1962). Poza zacienieniem i zacisznością miejsc pod koronami świerków tajanie wydłuża tu także obecność lodu z okiści. Świerk oddziałuje, więc nie tylko na grubość i tempo tajania pokrywy, ale także na samą strukturę śniegu, zmieniając ją z drobnokrystalicznej w zlodowaciałą (Sokołowski 1960).

Rozbieżności dotyczące miąższości pokrywy i czasu jej zalegania w środowisku leśnym nie mogą więc dziwić w świetle przedstawionych wyżej procesów. Z jednej strony pułap drzewostanu zmniejsza ilość śniegu pod koronami, obniżając grubość pokrywy w stosunku do pola, z drugiej drzewostan ogranicza dostęp promieniowania słonecznego i zmniejsza prędkość wiatru, przez co spowalnia tajanie, sublimację i firniczację, relatywnie zwiększając grubość pokrywy w stosunku do terenu otwartego. W warunkach klimatu Polski procesy te komplikuje zmienny charakter sezonów zimowych, a mimo to wyniki badań poziomej zmienności grubości pokrywy śnieżnej w lesie (poza wysokimi górami) są na ogół zgodne. W lesie pokrywa śnieżna układa się bardzo nierównomiernie, zwłaszcza pod koniec zimy i na samym jej początku. Na formowanie się pokrywy na początku zimy duży wpływ ma stan powierzchni gruntu – czy jest on podtopiony, zamrznięty itp. (Magiera 1986).

Podczas narastania pokrywy cieńsza warstwa występuje zawsze w zespołach z gatunkami iglastymi nie liściastymi (Klein, Langer 1985). W środku i pod koniec sezonu zwykle najgrubsza pokrywa jest na brzegach lasu, gdzie wiatr często tworzy zasypy śnieżne, a pod gęstymi koronami świerków śniegu jest mało lub brak go zupełnie.

Czynnikami decydującymi o grubości pokrywy śnieżnej w lesie są: skład gatunkowy, zwarcie i struktura drzewostanu, rodzaj gleby i typ gospodarki wodnej (Sokołowski 1960). Wzrost grubości pokrywy śnieżnej z powodu świeżych opadów powoduje spadek poziomej zmienności, a więc wyrównywanie grubości pokrywy, a przy osiadaniu pokrywy następuje wzrost przestrzennej zmienności tej grubości (Faliński, Olszewski 1976; Olszewski 1995). W zespołach leśnych różnice pod względem grubości pokrywy śnieżnej są mniejsze niż pod względem zamarzania gleby (Sokołowski 1962). Na ogół (poza terenem równinnym) w zróżnicowaniu grubości pokrywy większy jest wpływ rzeźby terenu niż roślinności (Klein, Langer 1985).

Rekapitulując przegląd badań nad wpływem lasu na pokrywę śnieżną, wypada stwierdzić, że złożony charakter tego oddziaływania wymaga długich, wieloletnich serii pomiarowych. Do badań takich najlepiej nadają się drzewostany naturalne, w których zmiany struktury i zwarcia przebiegają wolno. Większość prac wskazuje na to, że lepszymi pod tym względem okazują się drzewostany liściaste niż iglaste. Wobec powyższego grądy Białowieskiego Parku Narodowego wydają się być dobrym obiektem do tego typu badań. Zespoły grądowe, choć niezupełnie liściaste, były głównym przedmiotem badań J.B. Falińskiego (1986, 2001), J.L. Olszewskiego (1995) i G. Żarnowieckiego (2002, 2005). Niniejsza praca w znacznej mierze kontynuuje te studia, wykorzystując jak dotąd najdłuższą, bo 25-letnią serię pomiarową.

1.2.2. EKOLOGICZNE ZNACZENIE ŚNIEGU I POKRYWY ŚNIEŻNEJ

Śnieg stanowi nie tylko ważny element i czynnik klimatyczny, ale także odgrywa istotną rolę w ekologii roślin. Dzięki swym specyficznym właściwościom fizycznym śnieg wpływa na procesy życiowe roślin, spełniając częściej pozytywną rolę ochronną, a rzadziej destrukcyjną bądź ograniczającą (Pawłowski 1928; Molga 1950; Daubenmire 1973; Lerch 1976; Kreeb 1979; Stoutjesdijk, Barkman 1992).

Akumulacja śniegu uzależniona jest w dużym stopniu od szaty roślinnej, co przedstawiono w poprzednim rozdziale. Z drugiej strony to regionalny układ roślinności w środowisku arktycznym, górskim i umiarkowanie chłodnym zależy od rozkładu i fizycznych właściwości pokrywy śnieżnej (Walker et al. 1993). Za H.G. Jonesem i J.W. Pomeroyem (1999) można powtórzyć, że mozaika roślinności całych biomów, tj. tundry i lasu borealnego, zależy

od związków „śnieg-roślinność”. Stąd też większość badań nad rozmieszczeniem zbiorowisk roślinnych w zależności od pokrywy śnieżnej dotyczy oczywiście obszarów zimnych, subpolarnych bądź wysokogórskich. W obszernej monografii „*Snow Ecology*” (2001) autorzy analizują interakcje „śnieg – roślinność i zwierzęta”, ale zasadniczo ograniczają je do ekosystemów tundry. W tundrze i lesie borealnym wiatr i akumulacja śniegu to dwa najważniejsze czynniki dynamiki temperatury i wilgotności gleby, a w następstwie wzrostu i rozmieszczenia zbiorowisk roślinnych. Na dalekiej północy warstwa krzewiasta osiąga wysokość zasypującego ją w zimie śniegu, gdyż wybuduje ponad ten poziom pędy ulegają zniszczeniu (Jones, Pomeroy 1999). Jednak nawet w strefie klimatu umiarkowanego o przyszłym losie roślin decyduje często obecność lub brak pokrywy śnieżnej (Falińska 1996). Na przykład w środkowej Japonii rozmieszczenie wielu gatunków jest uwarunkowane nie tylko temperaturą, ale również opadami śniegu. Okazało się przy tym, że śnieg wywiera większy wpływ na endemity niż rośliny pospolite, większy na drzewa wiecznie zielone niż liściaste, a także większy na krzewy niż na zioła i rośliny pnące (Uemura 1989).

W skali mezo- i mikroklimatu wpływ pokrywy śnieżnej i opadów śniegu na roślinność jest bardzo złożony, często korzystny, ale może być także szkodliwy, ponadto jest ściśle związany z warunkami gleby, rzeźby i hipsometrii.

Pokrywa śnieżna wskutek małego przewodnictwa cieplnego zapobiega przemarzaniu roślin. Gdy temperatura powietrza spada, np. do -33°C , już pod 65 cm okrywy śnieżnej utrzymuje się w pobliżu 0°C (Kreeb 1979). Stąd też w surowym klimacie karłowate wiecznie zielone krzewinki zimują pod grubą pokrywą śnieżną pomimo silnych mrozów. Przykładowo w Górach Skandynawskich borówka *Vaccinium myrtillus* jest zawsze zielona pod śniegiem, ale szybko ginie bez tej ochrony (Warenberg 1982). Z drugiej strony, ponieważ śnieg odznacza się dużym przewodnictwem temperaturowym, niektóre rośliny na przedwiośnie zakwitają jeszcze pod śniegiem (Lerch 1976).

W przeprowadzonym, przez J.B. Falińskiego (1976) eksperymencie w Puszczy Białowieskiej brak pokrywy śnieżnej odbił się istotnie na biomacie roślin runa (zmniejszając ją) oraz na śmiertelności siewek graba, które, pozbawione tej osłony, wymarły. Badania wykazały, że brak pokrywy śnieżnej w lesie grądowym wpływa opóźniająco na wiosenne fenofazy roślin dna lasu. Ma również hamujący wpływ na rozwój roślin runa i ich przygotowanie do następnego sezonu wegetacyjnego (Faliński 1986).

Śnieg zapewnia skuteczną ochronę przed niską temperaturą powierzchni gruntu, ale z drugiej strony niewiele promieniowania słonecznego przenika przez grubą pokrywę śnieżną. Świeża pokrywa śnieżna o grubości 20 cm przepuszcza tylko 3% promieniowania w zakresie 400–700 nm, ale starsza

o tej grubości już 13% (Geiger 1961). Kielki *Pinus cembra* pod pokrywą o grubości 15 cm mogą asymilować 50% maksymalnie możliwego natężenia (Turner, Tranquilini 1961). Pod śniegiem zlodowaciałym może nawet wystąpić rodzaj efektu szklarniowego. W Antarktyce zmierzono temperaturę +13°C na mchach pod zlodowaciałą pokrywą śnieżną przy temperaturze powietrza -9°C (Lange 1972).

Zimą pokrywa śnieżna łagodzi zimowe wahania temperatury w otoczeniu roślin, co jest ważne dla płytko zakorzenionych gatunków zimotrwałych. Ochrona roślin przed przemarzaniem i suszą ma ogromne znaczenie dla geofitów (mają trwałe organy w glebie) oraz chamefitów i hemikryptofitów (organy ściśle przylegają do powierzchni ziemi). Pokrywa śnieżna chroni te rośliny przed wysychaniem, gdyż powietrze wewnątrz śniegu zawsze jest nasycone parą wodną (niedosyt = 0). Tak chronione części roślin nie są zahartowane i obumierają, gdy przyjdzie mróz bez pokrywy śnieżnej. Śnieg leżący na gałęziach i igłach również chroni drzewa przed wysuszeniem mrozowym, zapobiegając nadmiernej transpiracji (Motyka 1962; Daubenmire 1973).

Na przedwiośniu śnieg zwiększa kontrasty termiczne. Duże albedo pokrywy śnieżnej (80–90%) sprawia, że na wystające ponad pokrywę rośliny w pogodne dni obok promieniowania bezpośredniego dochodzi promieniowanie odbite. Śnieg topi się, tworząc lejki wokół roślin i drzew, w ich sąsiedztwie temperatura powietrza gwałtownie wzrasta, gdy przy pokrywie śnieżnej cały czas wynosi około 0°C, co sprzyjać może różnym datom początku wegetacji, ale także może zniszczyć pędy ponad śniegiem (Szennikow 1952). Nocą w tych miejscach silne wypromieniowanie daje duże spadki temperatury – rośliny mało odporne na duże wahania temperatury muszą zginąć. Promieniowanie podczerwone nie jest odbijane, tylko stale pochłaniane, ale wskutek słabego przewodnictwa cieplnego śniegu nocą ponownie wypromieniowywane w dużych ilościach (Lerch 1976).

Ze względu na swe właściwości fizyczne pokrywa śnieżna kształtuje stosunki termiczne i wodne w glebie. Jak podkreśla K. Hermanowa (1963), nawet niewielka i kilkakrotnie zanikająca pokrywa śnieżna wywiera duży wpływ na termikę gleby. Może zarówno nie dopuścić do rozmarzania gleby, jak i do jej zamrożenia. O ile jednak śnieg świeży i pulchny dobrze chroni glebę przed przemarzaniem, o tyle stary, zbity lub topniejący – firmowy oziębia ją, często jeszcze wówczas, kiedy wiosenne słońce mogłoby ją ogrzać. Częściej jednak śnieg stanowi ochronę gleby, gdyż zwykle pada przed mrozami (Daubenmire 1973; Falińska 1996). Gruba pokrywa mokrego śniegu lub zlodowaciałej powierzchni odcina dopływ powietrza i podnosi temperaturę gleby (Lerch 1976). Ze względu na zmniejszanie wahań temperatury gleby, pokrywa śnieżna jest pożyteczna w szkółkach leśnych, gdyż redukuje ruchy gleby podczas

zamarzania i odmarzania. Stanowi również ochronę dla młodych pędów przed zjedzeniem przez zwierzęta lub połamaniem przez wiatr (Klein 1967).

Bardzo gruba, lub występująca w anormalnym czasie, pokrywa śnieżna ujemnie wpływa na życie niektórych roślin. Gałęzie drzew i rośliny zbyt długo leżące pod śniegiem atakuje brunatna pleśń śniegowa. Rozwój grzybów pasożytniczych występuje często w miejscach, gdzie tworzą się zaspasy śniegu. Nawet młode drzewa przygniecione do ziemi przez mokry śnieg (okiść) są narażone na złamanie pnia i porażenie przez grzyby (Daubenmire 1973). Śnieg leżący na glebie nie zamrożonej może niekiedy powodować „uduszenie“ roślin. Jeszcze gorzej, gdy w wyniku tajania i zamarzania pod śniegiem utworzy się lód. Przy temperaturze powyżej 0°, a grubości pokrywy śnieżnej poniżej 50 cm dopływające światło pobudza rośliny do życia – a brak tlenu i grzyby pasożytnicze mogą spowodować wyginiecie roślin. Marcowe słońce w dzień pobudza rośliny, a utworzony nocą lód i śnieg odcinają dostęp powietrza (Prończuk 1970).

Pokrywa śnieżna wpływa na gospodarkę wodną siedliska. Większa grubość i wolniejsze tajanie sprzyja gromadzeniu się zasobów wody w glebie leśnej, zwłaszcza pokrytej ściółką (Bac, Ostrowski 1969), co jest szczególnie ważne dla roślin zimotrwałych (Myczkowski 1965). Szybkie tajanie przy zamrożonej glebie ogranicza użyteczny dostęp wilgoci i prowadzi nieraz do powodzi. Na ogół jednak pokrywa śnieżna powoduje równomierny rozkład i ogólne zwiększenie wilgotności gleby. Wpływając na zatrzymywanie wody w glebie, umożliwia tym samym występowanie szaty roślinnej w niekorzystnych warunkach terenowych (Myczkowski 1955). Gleba leśna otrzymuje większy procent opadów śnieżnych niż deszczowych, a szczególnie korzystne są opady śniegu w lasach liściastych (Puchalski, Prusinkiewicz 1990). W lasach drzewa przechwytyują śnieg, co również odgrywa ważną rolę w zmianach wilgotności gleby (Pomeroy, Brun 1999). Sublimacja przechwyconego śniegu pochłania znaczne ilości energii ze środowiska leśnego i ogranicza przepływ wilgoci z atmosfery do gleby (Harding, Pomeroy 1996).

Pokrywa śnieżna oddziałuje stymulująco na rozwój niektórych roślin. Warunkuje występowanie charakterystycznych gatunków, ogranicza występowanie innych (Daubenmire 1973; Uemura 1989; Jones, Pomeroy 2001), wpływając tym samym na konkurencję międzygatunkową. Na przykład żarnowiec *Sarothamnus scoparius* zasiedla miejsca, w których niekorzystne oddziaływanie grubej pokrywy śnieżnej są łagodzone przez inne czynniki (Falińska 1996). Grubość pokrywy śnieżnej i czas tajania są często zróżnicowane przestrzennie według pewnego układu, który może być skorelowany z rozkładem roślinności stwierdzanym nawet w okresie lata (Friedel 1961).

Niekiedy pokrywa śnieżna oddziałuje na roślinność w sposób pośredni, ułatwiając rozsiewanie nasion niektórych drzew, (np. brzozy, modrzewia i świerka (Myczkowski 1965). Z drugiej strony chroni nasiona, np. buka, przed zimowym wysuszeniem i zwierzętami (Shimano, Masuzawa 1998). W Puszczy Białowieskiej stwierdzono stymulujący wpływ buchtowania dzika na rozmnażanie geofitów przez fragmentację bulwek, kłączy i cebulek. Najintensywniej buchtowana jest najżyźniejsza i najwilgotniejsza postać lasu dębowo-grabowo-lipowego *Tilio-Carpinetum stachyetosum*. Długo zalegająca, gruba i zbita pokrywa śnieżna działa w tym przypadku ograniczająco (Faliński 2001).

Wiele gatunków roślin okazuje znaczne przystosowanie się do śniegu jako czynnika ekologicznego. W miejscach, gdzie śnieg taje bardzo późno, stwierdza się u roślin szczególną adaptację śnieżną. Rośliny naczyniowe mają krótki okres na poszczególne fazy wegetacji, toteż u niektórych gatunków fotosynteza rozpoczyna się, gdy leży na nich śnieg. *Soldanella alpina* wypuszcza w górę kwitnące łodygi, które są wystarczająco silne i elastyczne, by przebić śnieg (Ellenberg 1988). *Ranunculus glacialis* może nawet spędzić całe lato pod śniegiem i zakwitnąć w następnym roku (Larcher 1980).

Ph. Stoutjesdijk i J.J. Barkman (1992) przytaczają przykłady porostów jako indykatorów śnieżnych. Ciemny kolor porostów powyżej pokrywy śnieżnej może być związany z ich większymi potrzebami ciepła. W Puszczy Białowieskiej *Hedera helix* stwierdza się na pniach drzew, ale nie wyżej niż średnia wysokość pokrywy śnieżnej. Według R.F. Daubenmire (1973) pionowe występowanie plechowców i mszaków na pniach drzew jest ściśle uzależnione od przeciętnej grubości warstwy śniegu.

Pokrywa śnieżna odgrywa ważną rolę w przebiegu górnej i północnej granicy lasu. Zależy ona przede wszystkim od wielkości uszkodzeń i zdolności regeneracji pędów wierzchołkowych drzew. Uszkodzenia te są powodowane przez tzw. suszę mrozową (fizjologiczną). W okresie późnej zimy występuje zmarznięta jeszcze gleba przy wysokiej już temperaturze igliwia. Stan mrozowej suszy glebowej nie pozwala na uzupełnienie wilgoci w rozbudzonych pędach wystających ponad pokrywę śnieżną. Jej wysokość odgrywa tu decydującą rolę, gdyż susza mrozowa uszkadza tylko pędy wystające ze śniegu (Szymański 2001).

Zanikający pod koniec zimy śnieg stanowi ważny wskaźnik ekologiczny ściśle związany z fenologią roślin (np. Billings, Bliss 1959; Holway, Ward 1963; Komarkova 1993). Od okrywy śnieżnej zależy bezpośrednio tzw. roślinność dolinek rzecznych w Alpach (Walter 1968). Wpływ na całe drzewostany mają również lawiny śnieżne. Na stałych lawiniskach w Alpach są w stanie utrzymać się tylko zarośla krzewiaste *Alnus viridis* i *Pinus montana* (Kreeb 1979).

W Polsce o związkach między zaleganiem i topnieniem pokrywy śnieżnej a rzeźbą i szatą roślinną w górach wysokich pisali m.in. S. Myczkowski (1955, 1962), B. Pawłowski (1956, 1972), W. Matuszkiewicz (1981), S. Balcerkiewicz (1984) i Z. Rączkowska z A. Kozłowską (1996, 1999) na podstawie badań w Tatrach. W krajobrazie gór średnich i wyżyn studia takie prowadziła B. Obrębska-Starkłowa (1968) w Gorcach i J. Klein (1967) w Ojcowskim Parku Narodowym.

W Tatrach szczególną rolę odgrywa szata śnieżna powyżej regła dolnego. W regłu górnym pokrywa śnieżna skraca okres wegetacyjny, zmniejsza liczbę gatunków runa i kształtuje szczególne formy strukturalne i pokrojowe drzew i drzewostanów (Myczkowski 1962). Zdaniem tego autora poniżej górnej granicy lasu wpływ roślinności na pokrywę śnieżną jest większy niż śniegu na roślinność. W piętrze kosodrzewiny wpływy obu czynników są jednakowe. Powyżej piętra kosodrzewiny występuje przewaga wpływu śniegu na roślinność, przy czym wpływ ten jest bezpośredni i wyraźny jedynie w krótkich okresach wiosną (Myczkowski 1955). Przeważa wpływ pośredni, tzn., że zależność między rzeźbą a roślinnością jest wzmacniana przez pokrywę śnieżną i ma charakter sprzężenia zwrotnego (Rączkowska, Kozłowska 1999). Przykład takiego sprzężenia można odnieść do rozmieszczenia drzew. Na siedliskach z krótko zalegającą pokrywą śnieżną rosną: klon polny, wiąz polny, lipa, jesion, olcha czarna. Na obszarach najdłużej pokrytych śniegiem występuje świerk, co w konsekwencji utrwała skład gatunkowy, gdyż w zacienionych świerczynach śnieg taje najwolniej. Miejsca pokryte, co roku zaspami śnieżnymi pozostają najczęściej bezdrzewne z powodu mechanicznego uszkodzenia młodych drzewek oraz grzybów pasożytniczych atakujących rośliny przed stopieniem zasy py śnieżnej (Myczkowski 1965).

Rzeźba wespół z pokrywą śnieżną jest również czynnikiem zróżnicowania przestrzennego roślinności powyżej górnej granicy lasu. Wyznacza ona miejsca długiego i krótkiego zalegania pokrywy śnieżnej, a tym samym charakterystyczne zbiorowiska roślinne. W Tatrach wskaźnikami miejsc krótkiego zalegania pokrywy śnieżnej są borówczyska *Vaccinietum myrtylli* a wskaźnikiem miejsc długiego zalegania śniegu jest zbiorowisko kosmatki brunatnej *Luzuletum spadiceae* (Rączkowska, Kozłowska 1999). C. Ferrari i G. Rossi (1995) prowadząc badania w Północnych Apeninach stwierdzili, że miejsca najwolniejszego tajania związane były ze zbiorowiskami wyleżysk śnieżnych (*Salicetum herbacae*) i mezofitycznych łąk (*Trifolium thalii-Festuca puccinellii*, wariant *Luzula alpino-pilosa*).

W warunkach klimatu nizinnej Polski długo zalegająca pokrywa śnieżna, skracać okres wegetacyjny, działa korzystnie na drzewa wrażliwe na przymrozki (Puchalski, Prusinkiewicz 1990). J.B. Faliński (1986) podkreśla, że na

terenach gdzie pokrywa zalega przez dłuższy czas, nie powinna być uważana tylko za przyczynę krótszego okresu wegetacji, ale traktowana jako ważny ekofizjologiczny czynnik, umożliwiający z jednej strony przetrwanie roślin podczas niesprzyjającego okresu, a z drugiej pozwalający im przygotować się do nadchodzącego sezonu wegetacyjnego. Wstępne, sondażowe badania w grądach białowieskich wykazały, że najważniejszą konsekwencją długo zalegającej pokrywy śnieżnej jest skrócenie okresu wegetacyjnego (Faliński, Olszewski 1977). W niniejszej pracy założono weryfikację tej tezy, kontynuując jednocześnie badania nieodżałowanej pamięci profesora Janusza B. Falińskiego nad rolą pokrywy śnieżnej w sezonowej rytmice fitocenoz.

2. TEREN BADAŃ

2.1. BIAŁOWIESKI PARK NARODOWY – POŁOŻENIE I KLIMAT

Białowieski Park Narodowy (w latach 1963–1988) znajdował się w centrum kompleksu leśnego Puszczy Białowieskiej. Od północy i zachodu jego naturalne granice tworzyły rzeki Narewka i Hwoźna, od wschodu przylegał do granicy państwowej (obecnie z Białorusią), a od południa do Polany Białowieskiej. Przed powiększeniem jego powierzchni w roku 1996 obszar BPN obejmował 4747,17 ha, co stanowiło 3,8% całego kompleksu Puszczy Białowieskiej.

Puszcza Białowieska leży w zasięgu europejskich lasów mieszanych w strefie klimatu przejściowego, gdzie zaznaczają się wyraźnie jego cechy chłodne i kontynentalne, które jednak umożliwiają współwystępowanie w jednym kompleksie leśnym zarówno gatunków zachodnio i środkowo-europejskich, jak i pojawiających się w Europie wschodniej (Faliński red. 1968, 1994). Występują tu wszystkie typy zbiorowisk leśnych, które występują w danym położeniu geograficznym. Przy stosunkowo niewielkiej powierzchni kompleksu leśnego (1250 km², z czego w granicach Polski ok. 580 km²) w stosunku do całego kontynentu występuje tu ogromne bogactwo i różnorodność flory i fauny. W samym Białowieskim Parku Narodowym flora obejmuje 3,5 tysiąca gatunków. Kompozycja gatunkowa zbiorowisk Parku jest całkiem odmienna niż w innych częściach Polski i Europy. Drzewa iglaste (świerk i sosna) stanowią jedynie 33,3% drzewostanu, reszta (66,7%) przypada na gatunki liściaste. W Parku występuje 40 zbiorowisk roślinnych, z tego 20 leśnych, wśród których największą powierzchnię zajmują grądy *Tilio-Carpinetum* (Okołów 1995). Specyfika lasów białowieskich wynika z dużej żyzności siedlisk, szczególnego położenia geograficznego i dobrego zachowania najważniejszych komponentów środowiska geograficznego (Faliński 2001). Dzięki tym walorom w 1979 roku Puszcza Białowieska – jako jedyny obiekt przyrodniczy w Polsce – została wpisana przez UNESCO na Listę Światowego Dziedzictwa Kulturalnego i Przyrodniczego. Najlepiej zachowaną część centralną kompleksu z drzewostanami o charakterze puszczańskim objęto ścisłą ochroną już w roku 1921. Jako pierwszy w Polsce Park Narodowy (1932 r.) uzyskał ostateczne podstawy prawne wkrótce po II wojnie światowej (1947), będąc w całości rezerwatem ścisłym.

Białowieski Park Narodowy, podobnie jak cała Puszcza, obejmuje teren słabo urozmaicony pod względem rzeźby (147–173 m n.p.m.). Dominującą jednostką geomorfologiczną jest staroglacjalna, zdenudowana peryglacjalnie równina moreny dennej (Kwiatkowski 1994). W podłożu występują gliny zwałowe i piaski moreny dennej jako utwory stadium, mazowiecko-podlaskiego zlodowacenia środkowopolskiego. Doliny rzeczne wypełniają utwory holocenijskie, głównie torfy. Większość powierzchni BPN zajmują gleby powstałe z utworów polodowcowych, głównie bielicowe, zbielicowane, płowe i brunatne. W dolinach rzek oraz nieckach bezodpływowych występują gleby torfowe, torfowo-glejowe i błotnoziemy (Prusinkiewicz, Kowalkowski 1964).

Położenie hydrograficzne sytuuje Puszcę Białowieską na peryferiach dorzecza Wisły i Niemna, przy kontynentalnym działu wodnym Bałtyku i Morza Czarnego (dorzecze Dniepru). Białowieski Park Narodowy w dawnych granicach położony jest w zlewni Narewki będącej dopływem Narwi.

Według regionalizacji fizyczno-geograficznej Polski i ziem ościennych (Kondracki 1988) położenie Białowieskiego Parku Narodowego jest następujące:

Obszar:	Europa Wschodnia
Prowincja:	Niż Zachodniorosyjski
Podprowincja:	Wysoczyzny Podlasko-Białoruskie
Makroregion:	Nizina Północnopolaska
Mezoregion:	Równina Bielska

W geobotanicznym podziale Polski według W. Szafera (1988) Okręg Puszczy Białowieskiej wraz z Okręgiem Puszczy Knyszyńskiej stanowi Krainę Białowiesko-Knyszyńską i wchodzi w skład tzw. Działu Północnego, który obejmuje obszary o szacie roślinnej z licznymi cechami borealnymi. Peryferyjne położenie Puszczy Białowieskiej u południowo-zachodnich granic Działu Północnego wskazuje na przejściowy charakter roślinności tego kompleksu leśnego. Pod tym względem roślinność Białowieskiego Parku Narodowego jest bardziej reprezentatywna dla polskiej części Puszczy niż dla jej części białoruskiej. W podziale Polski na krainy i dzielnice przyrodniczo-leśne (Mroczkiewicz 1952) Białowieski Park Narodowy znalazł się w Krainie Mazursko-Podlaskiej i dzielnicy Puszczy Podlaskich. Poszerzona przez IBL rejonizacja ta w dwóch wersjach wyodrębnia jako samodzielną dzielnicę Puszcę Białowieską (*Zasady hodowlane* 1969; *Zasady hodowli lasu* 1979). Analogiczna jest pod tym względem regionalizacja przyrodniczo-leśna T. Tramplerera z zespołem (*Zasady hodowli lasu* 1988). Celem sprawdzenia hipotezy czy krainy przyrodniczo-leśne można uważać za regiony ekolo-

giczno-klimatyczne, wykorzystano występowanie zbiorowisk potencjalnej roślinności naturalnej (Matuszkiewicz W. 1984), traktując je jako wykładniki warunków klimatycznych. W powstałej w ten sposób regionalizacji ekoklimatycznej Polski wyróżniono 7 stref i 30 makroregionów ekoklimatycznych. Białowiecki Park Narodowy znalazł się w strefie C – Subborealnej i makroregionie nr 3 – Wysoczyzny Białostockiej. Na podstawie danych z 5 stacji z okresu 1931–1960 (za Szymańskim 2001) makroregion ten charakteryzują następujące elementy klimatyczne:

Temperatura powietrza: rok +6,7°C

styczeń –5,0°C

lipiec 18,0°C

Temperatura okresu wegetacyjnego: 13,9°C

Długość okresu wegetacyjnego: 212 dni

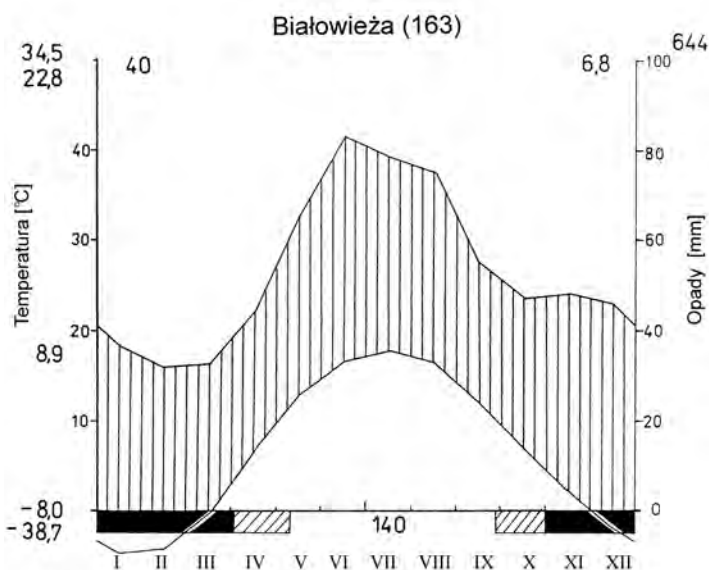
Opad roczny: 586 mm

Do rozpatrywania zróżnicowania zespołów roślinnych najbardziej odpowiedni jest podział geobotaniczny J.M. Matuszkiewicza (1993) nawiązujący do wcześniejszej klasyfikacji W. Szafera (1977). W klasyfikacji tej wyróżniono 9 działów geobotanicznych oraz 50 krain i podkrain. Jednostkami szczególnie ważnymi dla rozpatrywania zróżnicowania zespołów leśnych są krainy geobotaniczne, gdyż założono, że żadna istotna granica w zasięgu zbiorowisk nie przebiega poprzez krainę (Matuszkiewicz J.M. 2007). W omawianej regionalizacji obszar Białowieckiego Parku Narodowego znajduje się w Dziale Północnym Mazursko-Białoruskim, krainie Północnopodlaskiej i podkrainie Białowieckiej. Z przytoczonych danych czas trwania zimy termicznej w tym regionie wynosi 104 dni, a liczba dni z pokrywą śnieżną 94 dni. Wskaźnik kontynentalizmu termicznego klimatu A. Ewerta (1972) jest jak na warunki polskie bardzo wysoki i wynosi 51,4 (przy zakresie od 38 do 52,5).

Charakterystyka klimatu Białowieckiego Parku Narodowego przedstawiona na podstawie danych ze stacji meteorologicznej w Białowieży jest bardziej miarodajna tak ze względu na okres pomiarowy (podstawowe elementy odnoszą się do lat 1948–1988), jak i lokalizację stacji, w terenie otwartym, w centrum dużej polany (14 km²) wewnątrz kompleksu leśnego, ale poza bezpośrednim wpływem lasu. Położenie stacji w pobliżu geometrycznego środka całej Puszczy stanowi o reprezentatywności warunków klimatycznych w skali regionalnej (Olszewski 1986). Syntetyczną ilustracją warunków klimatycznych BPN jest diagram wykonany metodą H. Waltera (Walter i in. 1975) dla Białowieży za lata 1949–1988 (ryc. 2).

Klimat Puszczy Białowieckiej określany jest według C. Trolla i K. Paffena jako leśny subkontynentalny strefy umiarkowanie chłodnej (Landsberg i in.

1965). Regionalizacja W. Okołowicza i D. Martyn (1968) umieszcza Puszcze Białowieską w obszarze Mazowiecko-Podlaskim o przewadze wpływów kontynentalnych, a w kompleksowej regionizacji W. Wiszniewskiego i W. Chełchowskiego (1975) obszar ten leży na pograniczu Regionu Mazursko-Białostockiego i Mazowiecko-Podlaskiego. W bioklimatycznej regionalizacji według T. Kozłowskiej-Szczęśnej (1997) Puszcza Białowieska znajduje się w regionie III północno-wschodnim o klimacie łagodnie bodźcowym.



Ryc. 2. Diagram klimatu Białowieży

163 – wys. n.p.m., 40 – ilość lat obserwacji (1951–1990), 6,8 – średnia roczna temp. powietrza (°C), 644 – średnia roczna suma opadu (mm), 34,5 – maksimum absolute temperatury, 22,8 – średnie maksimum dobowe temperatury dla najcieplejszego miesiąca (VII), 8,9 – średnia dobowa amplituda temperatury, -8,0 – średnie minimum dobowe temperatury dla najzimniejszego miesiąca (I), -38,7 – minimum absolute temperatury, 140 – suma dni okresu bez przymrozków. Górna krzywa – średnie miesięczne sumy opadu (mm), dolna krzywa – średnia miesięczna temperatura. Jedna działka na osi pionowej oznacza 10° i 20 mm opadu. Oś pozioma – miesiące. Okres zakreskowany ukośnie – występowanie przymrozków, okres zaczerniony – miesiące ze średnim minimum temperatury poniżej 0°.

Climate-diagram of Białowieża

163 – height above sea level in metres, 40 – number of years with records (1951–1990), 6,8 – mean annual air temperature (°C), 644 – mean annual precipitation (mm), 34,5 – absolute maximum temperature, 22,8 – mean daily maximum temperature of the warmest month (VII), 8,9 – mean diurnal amplitude of temperature, -8,0 – mean daily minimum temperature of the coldest month (I), -38,7 – absolute minimum temperature, 140 – number of days without slight frosts. Upper curve – mean monthly precipitation (mm), lower curve – mean monthly temperature. One scale interval on the vertical axis represents 10° and 20 mm. Horizontal axis – months. Obliquely hatched areas – slight frosts. Black – months with mean daily minimum temperature below 0°.

Usytuowanie Puszczy Białowieskiej w różnych podziałach klimatycznych Polski świadczy o stosunkowo silnych wpływach kontynentalnych, zwiększających surowość klimatu. Dane fitofenologiczne wskazują na opóźnienie przedwiośnia w rejonie Puszczy Białowieskiej średnio w stosunku do Polski środkowej o 5 dni, a w stosunku do Polski zachodniej o 5–15 dni (Żarnowiecki 1991).

Okres wegetacyjny według kryterium termicznego (liczba dni z temperaturą średnią $> +5^{\circ}$) trwa 206 dni, według kryterium fitofenologicznego 185 dni, a według kryterium synfitofenologicznego (czas trwania wegetacji w zbiorowisku leśnym *Tilio-Carpinetum*) – 180 dni (Faliński 2001).

Temperatura powietrza średnia roczna wynosi $6,8^{\circ}\text{C}$ (1949–1988) i należy do najniższych w nizinnej Polsce. Miesiącem najchłodniejszym jest styczeń – $4,9^{\circ}\text{C}$, a najcieplejszym lipiec z temperaturą $+ 17,9^{\circ}\text{C}$. Absolutne minimum obserwowano 11 stycznia w roku 1950, na standardowej wysokości 2 m zanotowano wtedy $-38,7^{\circ}\text{C}$, a przy powierzchni gruntu $-41,7^{\circ}\text{C}$. Najwyższa temperatura powietrza wystąpiła 8 sierpnia 1963 roku i wynosiła $34,5^{\circ}\text{C}$. Absolutna amplituda wynosi zatem $73,2^{\circ}\text{C}$ (Żarnowiecki 1991).

Promieniowanie i usłonecznienie. Średnia roczna suma promieniowania całkowitego dla Białowieży wynosiła w okresie jego pomiarów (1961–1978) $4055,7 \pm 209 \text{ MJ.m}^2$. Większość promieniowania (średnio 80%) przypada na półrocze ciepłe, tj. od kwietnia do września. Ta przewaga widoczna jest także w usłonecznieniu rzeczywistym. Przy rocznej sumie $1529 \pm 158,9$ godzin ze słońcem, aż 1269 godzin, czyli 83% przypada na półrocze ciepłe (Faliński 2001).

Zachmurzenie średnie roczne wynosi 6,5, a okresem najbardziej pochmurnym jest koniec jesieni oraz zima. W ciągu roku występuje średnio 45 dni pogodnych (zachm. < 2) i 150 dni pochmurnych (zachm. > 8) (Żarnowiecki 1991).

Wiatr. W Białowieży najczęstsze kierunki wiatru to SW i SE, które odznaczają się także największymi prędkościami. Najrzadziej wieje wiatr z kierunków NE i N, wykazując przy tym najmniejsze prędkości. W przebiegu rocznym największe prędkości wiatru występują w styczniu i marcu (około 5 m/s). Dni z ciszą atmosferyczną zdarzają się najczęściej we wrześniu i w sierpniu (Żarnowiecki 1991).

Opady atmosferyczne. Średnia roczna suma opadów wynosi w Białowieży 644 mm, przy skrajnych wartościach 426 mm i 940 mm. Opady półrocza ciepłego stanowią 62% sumy rocznej, co wskazuje na kontynentalny charakter ich rocznego przebiegu. Średnia roczna liczba dni z opadem wynosi 170, a opad w postaci ciekłej stanowi 85% sumy rocznej. Opady śnieżne obserwo-

wane są od października do maja. Dni z opadem śniegu jest w roku około 60 (Żarnowiecki 1991).

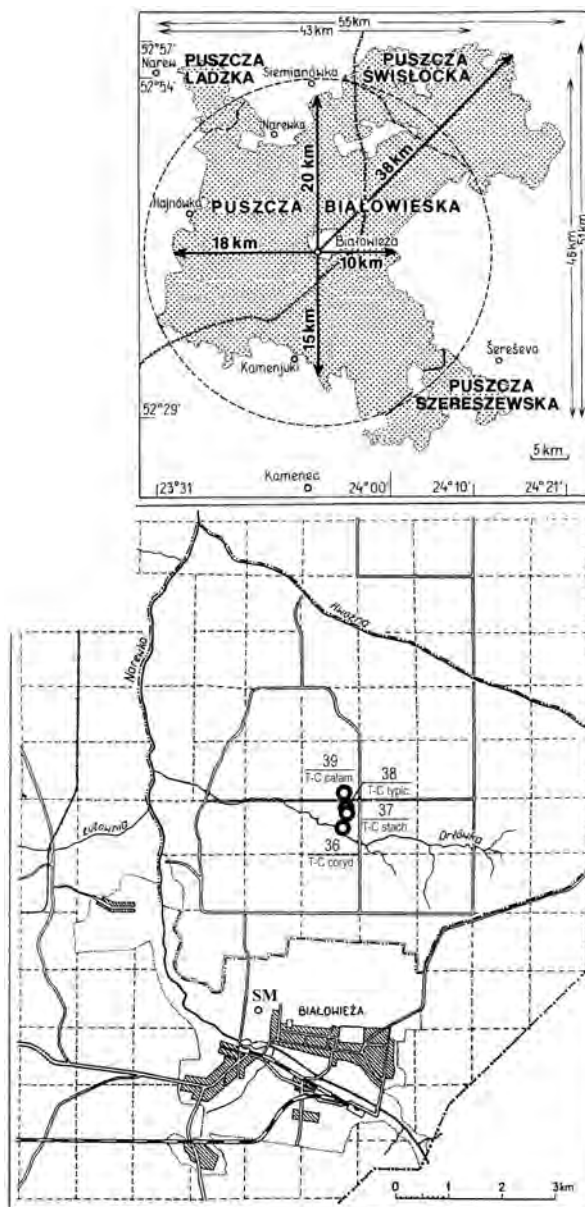
Pokrywa śnieżna utrzymuje się w Białowieży średnio przez 92 dni przy dużej zmienności z roku na rok. Najwcześniej wystąpiła 13 października (1965), a najpóźniej 27 kwietnia (1971). Oznacza to, że potencjalnie pokrywa śnieżna może występować w okresie obejmującym 197 dni (54% dni roku). Średnio pojawia się 23 listopada, a ustępuje 2 kwietnia. Trwała pokrywa śnieżna ustala się średnio 17 grudnia, a kończy 12 marca, zalegając przeciętnie 85 dni. W badanym materiale z 41 zim liczba dni z pokrywą śnieżną wahała się od 38 dni (1974/75) do 130 dni (1969/70). Nie ma dnia kalendarzowego, w którym nie byłoby pokrywy śnieżnej, podczas co najmniej kilku zim. Oznacza to, że każdy dzień zimowy może być bez pokrywy śnieżnej. Największe prawdopodobieństwo jej wystąpienia przypada na okres od 20 stycznia do 5 lutego. Średnia grubość pokrywy śnieżnej podczas zimy wynosi 16,7 cm, wahając się od 3,8 cm do 51,4 cm. Maksymalną grubość pokrywy śnieżnej 95 cm zanotowano w zimie 1969/70 (Olszewski, Żarnowiecki 1992). Czas zalegania pokrywy śnieżnej i jej zmienność z roku na rok, podobnie jak terminy początku i końca fenologicznych pór roku i długość okresu wegetacyjnego, najlepiej wskazują na przejściowe położenie Białowieskiego Parku Narodowego na kontynencie europejskim.

2.2. OBIEKTY BADAWCZE – PODZESPOŁY GRĄDU *TILIO-CARPINETUM*

Subkontynentalny grąd *Tilio-Carpinetum* TRACZ. 1962 to umiarkowanie kontynentalna postać lasu dębowo-lipowo-grabowego siedlisk eutroficznych i umiarkowanie mezotroficznych, świeżych i wilgotnych. Lasy typu grądu zalicza się do związku *Carpinion betuli* w rzędzie *Fagetalia sylvaticae* klasy *Quercus-Fagetea* (Matuszkiewicz J.M., 2007).

Grądy są najbardziej typowym zbiorowiskiem leśnym Puszczy Białowieskiej, gdzie wykazują wielowarstwową piętrową strukturę roślinności, natomiast runo ma strukturę poziomą losowo-skupiskową. Oznacza to, że drobne skupienia jednogatunkowe rozrzucone przypadkowo po całej powierzchni fitocenozy wymieszane są ze skupieniami innych gatunków. Grądy białowieskie odznaczają się ponadto wyraźną zmianą sezonowych aspektów runa (gatunków charakterystycznych dla fenologicznych pór roku), co w powiązaniu z różnorodnością ich siedlisk sprawia, że przedstawiają one interesujący obiekt badań ekologicznych i klimatycznych (Faliński 1968).

Grądy białowieskie odznaczają się na tle innych zbiorowisk leśnych również specyficznymi cechami fitoklimatu. Stosunki termiczne analizował



Ryc. 3. Puszcza Białowieża i powierzchnie badawcze grądu (SM – stacja meteorologiczna)

Białowieża Primeval Forest and study areas of *Tilio-Carpinetum* (SM – meteorological station)

w grądzie typowym *Tilio-Carpinetum typicum* J.L. Olszewski (1986), a wilgotnościowe G. Żarnowiecki (1995). W zbiorowisku tym występuje najniższa średnia temperatura powietrza. Pod względem wilgotności powietrza grąd należy do zespołów najbardziej wilgotnych obok olsu i łągu.

Powierzchnie badawcze zlokalizowano w jednej, najbardziej rozległej biochorze grądu *Tilio-Carpinetum* TRACZ. 1962, położonej w centralnej części Białowieskiego Parku Narodowego, na północ od strumienia Orłówki (ryc. 3). Reprezentują one cztery podzespoły:

nr 36 – grąd niski kokoryczowy *Tilio-Carpinetum corydaletosum*

nr 37 – grąd niski czyścicowy *Tilio-Carpinetum stachyetosum*

nr 38 – grąd typowy *Tilio-Carpinetum typicum*

nr 39 – grąd wysoki trzcinnikowy *Tilio-Carpinetum calamagrostietosum*

Wraz z dwiema powierzchniami wyznaczonymi w łągach nad Orłówką (34 i 35) tworzą one zwarty układ przestrzenny (toposekwencję) odpowiadający zmienności przestrzenno-siedliskowej kompleksu łągowo-grądowego w stosunku do doliny strumienia i przyległych od północy borów mieszanych wysokich *Pino-Quercetum* (Falinski 1996).

Największa odległość między skrajnie położonymi powierzchniami grądu niskiego kokoryczowego i wysokiego trzcinnikowego nie przekracza 1 km. Bliskie sąsiedztwo i położenie obiektów na płaskiej dolinie denudacyjnej pozwoliły na wykluczenie wpływu tych czynników na zmienność pokrywy śnieżnej.

2.2.1. GRĄD NISKI KOKORYCZOWY *T-C CORYDALETOSUM*

Powierzchnia badawcza grądu niskiego kokoryczowego *T-C corydaletosum*, znajduje się w pobliżu rzeki Orłówka i zajmuje najwilgotniejsze, eutroficzne siedlisko. Z racji dużego udziału wiązu i położenia w pobliżu rzeki – teren jest okresowo podtapiany – stanowi formację przejściową tzw. grądo-łąg. Do rangi podzespołu zaliczył to zbiorowisko W. Matuszkiewicz (1952), choć zdaniem A. Sokołowskiego (1993) taka klasyfikacja jest nieuzasadniona, bowiem omawiane zbiorowisko powinno być uznane za grąd czyścicowy. J.B. Faliński i V.S. Geltman (1991) identyfikują ten podzespół również jako grąd niski.

W drzewostanie obok wiązu, lipy, klonu i dębu występuje stosunkowo duży (ok. 40%) udział jesionu. Znamioną cechą tego podzespołu jest bardzo stabilny skład gatunkowy. Drzewostan i podszyt budują w zdecydowanej większości gatunki liściaste. Stale obecne to jesion *Fraxinus excelsior*, lipa drobnolistna *Tilia cordata*, wiąz *Ulmus glabra*, *Ulmus minor*, leszczyna *Corylus avellana* i klon *Acer platanoides* (z wyjątkiem pierwszego badanego sezonu). Dąb *Quercus robur* występował przez 20 sezonów. Grab *Carpinus*

betulus uzupełnił skład w ostatnich 6 latach badanego okresu. W roku 1967 pojawił się jarzab *Sorbus aucuparia*, a w ostatnim sezonie 87/88 zarejestrowano świerk *Picea abies*, którego obecność stwierdza się do dziś.

Pod względem roślinności zielnej runa jest to zbiorowisko szczególnie bogate w geofity, czyli ziemnopączkowe (Falińska 1996), czym najbardziej wyróżnia się od pozostałych podzespołów. W runie występują gatunki siedlisk wilgotnych pochodzące zwykle z lasów łęgowych. Udział geofitów jest w tym zbiorowisku największy. Występuje w nim sezonowe zastępowanie geofitów przez hemikryptofity (Faliński 2001). Obficie występują rośliny bulwkowe i cebulkowe, jak: żywiec cebulkowy *Dentaria bulbifera*, złoć żółta *Gagea lutea*, żankiel zwyczajny *Sanicula europaea*. Odrębność florystyczna tego podzespołu wyraźnie zaznacza się od pierwszej połowy kwietnia, kiedy łąnowo kwitną: kokorycz pusta *Corydalis cava* i pełna *Corydalis solida*, od których pochodzi nazwa podzespołu oraz czosnek niedźwiedzi *Allium ursinum* (zał. 1).

Liczba gatunków w rozpatrywanym 25-leciu wahała się od 51 do 61, w fazach reprodukcji: 27–38. Jest to jedyne zbiorowisko, w którym nie wystąpiły zmiany wywołane długotrwałą regeneracją po presji zwierzyny (Faliński 2001).

2.2.2. GRĄD NISKI CZYŚĆCOWY T-C *STACHYETOSUM*

Zbiorowisko grądu niskiego czyścicowego, T-C *stachyetosum* należy do biogeocoenozy grądów wilgotnych (Kwiatkowski 1994). Podzespół grądu czyścicowego jest jednym z głównych typów zbiorowisk leśnych Białowieckiego Parku Narodowego. Jest on zarazem najbardziej trwałym typem fitocenozy uwarunkowanej wysoką troficznością siedlisk (Sokołowski 1993). Stanowi słabo wilgotną i najbogatszą florystycznie postać grądu występującą w nieco niższych położeniach od świeżych grądów typowych. Siedlisko stanowią bardzo żyzne, oglejone gleby brunatne właściwe, płowe właściwe, płowe brunatniejące i opadowo-glejowe, powstałe z marglistych glin zwałowych (Kwiatkowski 1994). Grądy kokoryczowy i czyścicowy J.B. Faliński i V.S. Geltman (1991) identyfikują jako grąd niski o siedlisku eutroficznym i wilgotnym.

Zbiorowisko to charakteryzuje stała obecność siewek drzew i krzewów, jak: lipa drobnolistna *Tilia cordata*, leszczyna *Corylus avellana*, klon *Acer planatoides*, dąb szypułkowy *Quercus robur*, wiąz górski *Ulmus glabra*. W podroście występuje obficie grab *Carpinus betulus*, który pojawił się na powierzchni badawczej w sezonie 1972. Jego ekspansja widoczna jest szczególnie w sąsiedztwie transektu śniegomierzy. Pod koniec okresu pomiarowego pojawiły się osika *Populus tremula* i wierzba *Salix aurita*.

W runie jest sporo gatunków wskazujących na wilgotną glebę (brunatna opadowo-glejowa), jak czyściec leśny *Stachys silvatica*, śledziennica skrętołistna *Chrysosplenium alternifolium*, bodziszek cuchnący *Geranium robertianum* i in. Liczba gatunków: 41–65, w fazach reprodukcji: 21–44.

2.2.3. GRĄD TYPOWY *T-C TYPICUM*

Podzespół ten należy do biogeocoenozy grądu świeżego, obejmującej lasy liściaste o wielowarstwowych drzewostanach klonowo-lipowo-grabowych, z runem leśnym bogatym w gatunki siedlisk żyznych. Runo grądu typowego poza obszernym zestawem ziół rzędu *Fagetalia* oraz klasy *Querci-Fagetea* nie posiada własnych gatunków wyróżniających. Występuje w gliniastej morenie dennej na siedliskach świeżych, z wodą gruntową poza profilem glebowym. Występuje na niewielkich wyniesieniach i lokalnych wododziałach z płytkimi marglistymi glinami w podłożu oraz eutroficznymi podtypami gleb brunatnych i płowych (Kwiatkowski 1994). J.B. Faliński i V.S. Geltman (1991) podają jako warunki występowania tego podzespołu równinę moreny dennej i siedlisko eutroficzne.

Badany grąd typowy przedstawia sobą nieco suchszy wariant z turzycą orzęsioną *Carex pilosa* i marzanką wonną *Galium odoratum*. W drzewostanie o luźnym zwarciu stale występowały grab *Carpinus betulus*, klon *Acer platanoides*, dąb szypułkowy *Quercus robur* i lipa *Tilia cordata*. Świerk *Picea abies* był również stale obecny, choć występował pojedynczo. W warstwie podrośtu największy udział miały grab, leszczyna *Corylus avellana*. Przez połowę okresu pomiarowego występowały również jesion *Fraxinus excelsior* i topola osika *Populus tremula*.

Ogólnie liczba gatunków przez 22 lata niewiele się zmieniła (44–52), w ostatnich 3 latach wzrosła do 62. Liczba gatunków w fazie reprodukcji wahała się od 17 do 37 z tendencją rosnącą od 1976 roku.

2.2.4. GRĄD WYSOKI TRZCINNIKOWY *T-C CALAMAGROSTIETOSUM*

Zbiorowisko grądu wysokiego trzcinnikowego *T-C calamagrostietosum* należy do podzespołów biogeocoenozy grądów wilgotnych. (Kwiatkowski 1994). J.B. Faliński i V.S. Geltman (1991) utożsamiają zbiorowisko grądu wysokiego z grądem trzcinnikowym. Jego siedlisko jest mezotroficzne świeże, a gleba brunatna bielcowana (Faliński 2001).

W fitocenozie grądu wysokiego udział świerka w drzewostanie jest zdecydowanie największy. Fizjonomia tego zbiorowiska jest w sezonie zimowym tak odmienna od pozostałych, że zauważa to każdy, kto znajdzie się w tym miejscu. Powierzchnia badawcza grądu wysokiego trzcinnikowego odznacza się również największym wypełnieniem, a tym samym i zacienieniem podło-

za. W pełni okresu wegetacyjnego różnice zwarcia pomiędzy podzespołami nie są tak widoczne jak podczas zimy.

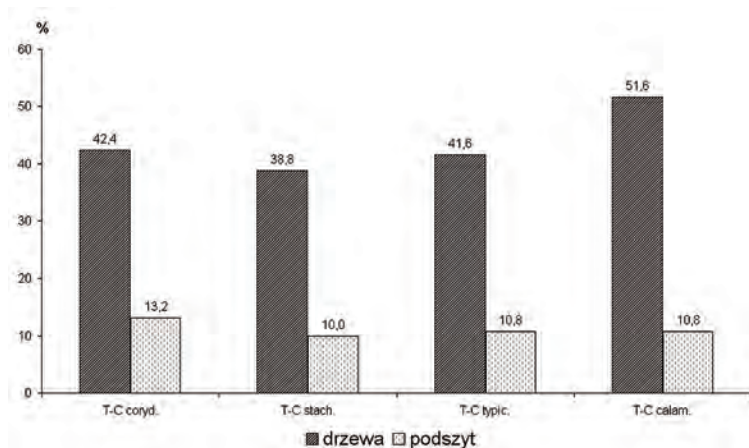
W grądzie wysokim trzcinnikowym drzewostan jest najbardziej zróżnicowany gatunkowo. Stale obecnych było 9 gatunków drzew i krzewów: grab zwyczajny *Carpinus betulus*, lipa drobnolistna *Tilia cordata*, leszczyna *Corylus avellana*, klon *Acer planatoides*, dąb szypułkowy *Quercus robur*, świerk *Picea abies*, osika *Populus tremula*, jabłoń dzika *Malus sylvestris*, i jarząb *Sorbus aucuparia*. Okresowo występowały również jesion *Fraxinus excelsior* i czerechcha *Prunus padus*.

W warstwie runa tego zbiorowiska występują krzewinki, np. borówka czarna *Vaccinium myrtillus*, co zwiększa „szorstkość” podłoża i może różnicować grubość pokrywy śnieżnej w większym stopniu niż w pozostałych podzespołach. Liczba gatunków ogółem systematycznie wzrastała od 46 do 76, w fazie reprodukcji od: 13 do 45.

2.3. STRUKTURA I ZWARCIE DRZEWOSTANÓW

Podsumowując wyniki badań dotyczące struktury roślinności czterech podzespołów w całym 25-leciu, stwierdzono, że osiągnęła ona największą stabilność w grądzie niskim kokoryczowym i obejmowała wszystkie jej warstwy. Największe zmiany wystąpiły w grądzie wysokim trzcinnikowym. W warstwie runa rozpoczęły się one w połowie rozpatrywanego okresu i sprowadzały się do pojawienia się kilkunastu nowych gatunków w warstwie zielnej. W grądach czyścicowym i typowym zmiany rozpoczęły się później i nie na taką skalę. Z punktu widzenia zmienności pokrywy śnieżnej istotne znaczenie ma struktura drzewostanu, a szczególnie udział drzew iglastych, stanowiących najwyższe piętro drzewostanów. Grądy kokoryczowy i czyścicowy wyróżniały się stosunkowo małą liczbą gatunków i tylko okresową obecnością świerka w domieszce, stąd też pod względem fizjonomii różniły się nieznacznie. W grądzie niskim kokoryczowym głównymi gatunkami były lipa, klon i jesion, w czyścicowym lipa, dąb i klon. W grądzie typowym świerk był stale obecny, choć też jako domieszka do wiodących – grabu, lipy i dębu. Grąd wysoki trzcinnikowy wyróżniał się zdecydowanie stałą i znaczną obecnością świerka, brakiem wiązu i obecnością gatunków nie występujących w pozostałych zbiorowiskach – brzozą i dziką jabłonią (tab. 1). W okresie zimowym tylko grąd wysoki trzcinnikowy mógł uchodzić pod względem fizjonomii za bór mieszany, w którym strzeliste świerki (maks. do 55 m) nadają mu prawdziwie puszczański charakter.

W rozpatrywanym 25-leciu podczas każdej obserwacji określano zwarcie drzewostanów i podszytu. Dane uzyskiwane w poszczególnych sezonach zimowych zestawiono w załączniku nr 2. Różnice w średnich wartościach



Ryc. 4. Średnie zwarcie (w%) warstwy drzew i podszytu w podzespołach grądowych podczas sezonu zimowego w latach 1963–1988

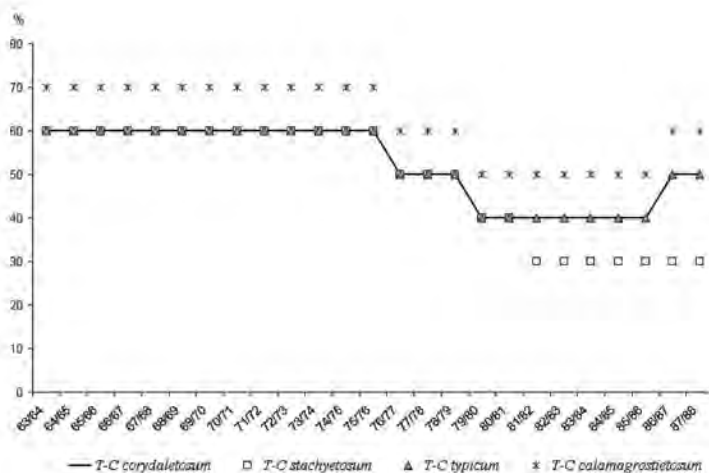
Mean canopy coverage (in %) of tree and shrub layer in sub-associations of oak-linden-hornbeam communities during winter season for 1963–1988

zwarcia drzew wynosiły maksymalnie 12,8% i dotyczyły grądu niskiego czyścowego 38,8% i wysokiego trzcinnikowego 51,6% (ryc. 4). Wyraźnie większe zwarcie w tym ostatnim powodował największy udział świerka w drzewostanie. Różnice pod względem podszytu są jeszcze mniejsze. Tylko grąd niski kokoryczowy ma nieznacznie wyższe średnie zwarcie tej warstwy 13,2% – wobec 10,0% w czyścowym i 10,8% w pozostałych zbiorowiskach. Ogólnie zwarcie drzewostanów malało stopniowo od początku do końca okresu obserwacji. Od początku obserwacji do ostatniego sezonu zwarcie warstwy drzew zmniejszyło się o 20% w grądzie typowym i wysokim trzcinnikowym, a w pozostałych zbiorowiskach o 30%. Największe różnice 20% wystąpiły w 4 sezonach od 81/82 do 85/86. Tak niewielkie w sumie zmiany zwarcia i równoległy ich przebieg z jednej strony ujednolicił warunki dla opadów śniegu, a z drugiej utrudniał ocenę wpływu tego czynnika na przestrzenną zmienność pokrywy śnieżnej.

Łączne zwarcie drzew i krzewów oddaje lepiej warunki ograniczające dostęp opadu śniegu do dna lasu, w tym także osłabienie ruchu powietrza. Stwierdzono jednak podobne prawidłowości gdyż ocena zwarcia podszytu rzadko była inna niż 10%. W rezultacie pod względem wartości średnich największe łączne zwarcie uzyskano dla grądu wysokiego trzcinnikowego 62,4%, następnie kokoryczowego 55,6%, typowego 52,4%, a najmniejsze dla grądu niskiego czyścowego 48,8%. Przyrost całkowitego zwarcia (jako sumy zwarcia drzew i krzewów) odnotowano jedynie w sezonie 1986/87 w grądzie typowym i wysokim trzcinnikowym. Całkowite zwarcie grądu wysokiego trzcinnikowego było od 10% do 30% wyższe od pozostałych zbiorowisk (ryc. 5, zał. 2).

Tabela. 1. Kompozycja gatunkowa warstwy drzew i podszytu podzespołów grądowych w latach 1963–1988 (Faliński 2001)

Gatunki Nazwy polskie	Nazwa łacińska	Grąd niski kokoryczowy <i>T-C coryd.</i>	Grąd niski czyścowy <i>T-C stach.</i>	Grąd typowy <i>T-C typic.</i>	Grąd wysoki trzcinnikowy <i>T-C calam.</i>
Klon zwyczajny	<i>Acer planatoides</i>	X	X	X	X
Lipa drobnolistna	<i>Tilia cordata</i>	X	X	X	X
Grab zwyczajny	<i>Carpinus betulus</i>	X	X	X	X
Dąb szypułkowy	<i>Quercus robur</i>	X	X	X	X
Wiąz górski	<i>Ulmus glabra</i>	X	X	X	
Jesion wyniosły	<i>Fraxinus excelsior</i>	X		x	X
Leszczyna pospolita	<i>Corylus avellana</i>	X	X	X	X
Świerk pospolity	<i>Picea abies</i>	X	X	X	X
Topola osika	<i>Populus tremula</i>		X	X	X
Brzoza brodawk.	<i>Betula pendula</i>				X
Jarząb pospolity	<i>Sorbus aucuparia</i>	X		X	X
Jabłoń dzika	<i>Malus sylvestris</i>				X
Wierzba iwa	<i>Salix caprea</i>				X



Ryc. 5. Zmiany zwarcia drzewostanów (w%) w podzespołach grądowych podczas zim w latach 1963/64 – 1987/88

Changes of forest canopy coverage (in %) in sub-associations of oak-linden-hornbeam communities during winter seasons for 1963/64 – 1987/88

3. MATERIAŁ I METODY

3.1. METODYKA POMIARÓW POKRYWY ŚNIEŻNEJ I OBSERWACJI FENOLOGICZNYCH

Powierzchnie badawcze w opisanych wyżej czterech podzespołach grądu mają postać wydłużonych czworoboków (transektów) o wymiarach 50 na 2 m, podzielonych na 25 poletek o bokach 2 m. W środku każdego poletka znajduje się zainstalowany na stałe śniegomierz (ryc. 6). Pomiaru grubości pokrywy śnieżnej, a także obserwacje roślinności odbywały się na wszystkich 25 kwadratach powierzchni badawczej, co 5 dni w okresie 1963–1988. Założona częstotliwość umożliwić miała zaobserwowanie rzeczywistych zmian w rozwoju roślin i zbiorowiska leśnego jako całości, a zimą rejestrowanie częstych okresów pozbawionych całkowicie lub częściowo pokrywy śnieżnej. Częstotliwość pomiarów pokrywy śnieżnej uległa zmianie od roku 1989 (na odstępy 10 dniowe), co niestety wykluczyło ich wykorzystanie w niniejszej pracy.

Na obu końcach transektów pomiarowych mierzono temperatury ekstremalne powietrza za pomocą termometrów minimalnego i maksymalnego umieszczonych w klatkach Geigera-Tomanka na wysokości 2 m (ryc. 6). Dodatkowo na jednym końcu transektu umieszczono termohigrograf. W niniejszej pracy wykorzystano wyniki pomiarów temperatury ekstremalnej z wysokości 2 m nad gruntem, jako najbardziej rzetelne, kompletne i porównywalne z pomiarami na stacji meteorologicznej Białowieża.

Poza wysokością pokrywy śnieżnej określano stopień pokrycia śniegiem każdego poletka (w %), a po jego zaniku także poziom zwarcia roślinności runa (w %). W ten sposób uzyskiwano czasowo-ilościową przemianę powierzchni czynnej dna lasu w ciągu roku w każdym zbiorowisku.

Dowiedziano, że pomiary grubości pokrywy śnieżnej w lesie wzdłuż takiego transektu są reprezentatywne dla danego zbiorowiska (Faliński, Olszewski 1977). Punktem odniesienia dla pomiarów leśnych są odczyty ze standardowego śniegomierza na stacji meteorologicznej w Białowieży, położonej na rozległej Polanie Białowieskiej. Jej duża powierzchnia, jak i otoczenie stacji meteorologicznej polami pozwalało traktować pomiary z Białowieży jako reprezentatywne dla terenu otwartego, co wykazano w badaniach klimatycznych J.L. Olszewskiego (1986) i G. Żarnowieckiego (1992, 1995).

Obserwacje fenologiczne prowadzono w tych samych terminach tj. dniach roku na wszystkich powierzchniach badawczych grądów. Obejmowały one wszystkie piętra roślinności. Obserwację wzrokową uzupełniała rejestracja fotograficzna (od roku 1972) wybranych powierzchni pól transektu oraz pałupu drzewostanu, co dawało możliwość precyzyjnej oceny zwarcia roślinności runa i samego drzewostanu. Określenie stopnia zwarcia drzewostanu i runa wykonywano przy pomocy rejestracji fotograficznej „ku niebu” (sklepienia lasu) i „ku ziemi” (runo i śnieg na poletku transektu) z zastosowaniem specjalnej ramy projekcyjnej i statywu (patrz ryc. 6). W projekcji pionowej „ku ziemi” ustalenie wielkości pokrycia ułatwiała siatka nylonowa dzieląca każde poletko pomiarowe na 100 mniejszych. Sklepienie lasu fotografowane było z 9 stanowisk (także ze statywu połączonego z ramą, na co 4 kwadracie. Rama, statyw i głowica zapewniająca zdjęcia runa i sklepienia lasu są oryginalną konstrukcją wykonaną według projektu J.B. Falińskiego. Szczegółowa metodyka i sprzęt stosowany do fotografii pomiarów zawarta jest w „Przewodniku do długoterminowych badań ekologicznych” J.B. Falińskiego (2001b). Wstępna analiza i opracowanie filmów dokonywano przy użyciu czytników optycznych DL-4 i DL-2 produkcji ZEISS-Jena.

Zanikanie pokrywy śnieżnej w zbiorowiskach grądowych rozpatrywano na tle ogólnych warunków pogodowych. Do klasyfikacji i sporządzenia kalendarza pogód wykorzystano dane ze stacji meteorologicznej Białowieża. Wzięto do opracowania terminowe dane: temperatury powietrza, wielkości zachmurzenia i prędkości wiatru. Ponieważ dane o wysokości pokrywy wykonywano, co 5 dni, elementy meteorologiczne z Białowieży uśredniano dla okresów pentadowych. W każdym roku podział na pentady był taki sam, co oznaczało, że numer obserwacji odpowiadał zawsze tej samej dacie (dzień-miesiąc). W latach zwykłych i przestępnych ostatnim terminem w marcu był 25 (12 pentada) a kolejnym 2 marca (13 pentada). Określenie usłonecznienia możliwego dokonano, wykorzystując tablice astronomiczne na podstawie wschodu i zachodu Słońca dla szerokości geograficznej Białowieży.

Dla każdego zbiorowiska określono średnie terminy faz zanikania pokrywy śnieżnej – ostatniego dnia z pokryciem 100%, pierwszego z pokryciem 50% i pierwszego dnia bez śniegu. Analiza kart obserwacyjnych skłoniła do przyjęcia trzech faz osiągnięcia różnego pokrycia powierzchni runem 10%, 20% i 50%. Pierwsze pokazujące się rośliny runa są gatunkami przetrwałymi sezon zimowy (np. zimozielone), toteż 10% zwarcie runa występuje najczęściej, zanim pokrywa śnieżna całkowicie ustąpi. Rośliny te po prostu wystają ponad cienką pokrywą śnieżną. W grądach zwarcie runa równe 20% oznacza na ogół pojawienie się roślin będących w fenologicznej fazie wegetacji lub kwitnienia, a pokrycie równe 50% wskazuje zwykle na występowanie gatun-

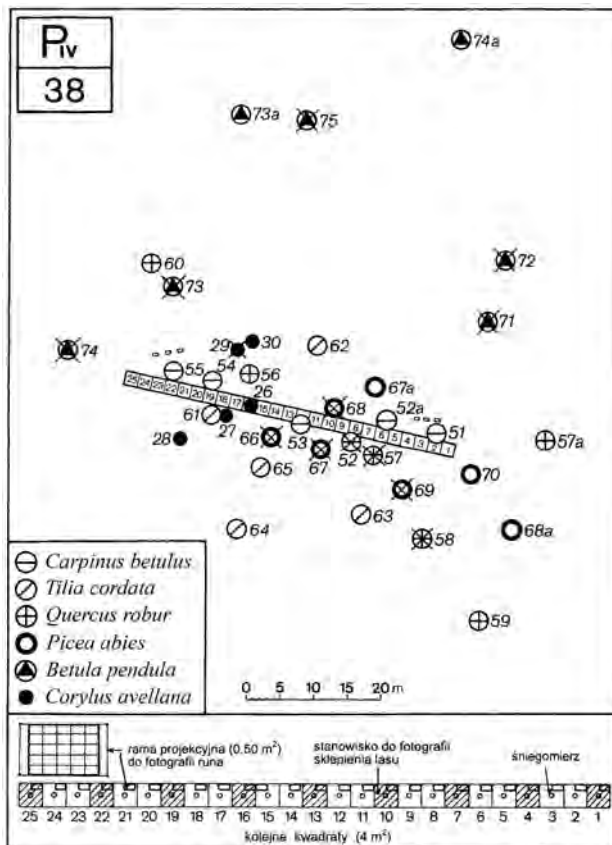
ków będących w różnych fenologicznych fazach rozwoju (z przewagą fazy kwitnienia). Następstwo trzech etapów zanikania pokrywy i rozwoju runa na wszystkich polach transektu przedstawiono graficznie.

W pracy za „SEZON ZIMOWY” przyjęto okres potencjalnego występowania pokrywy śnieżnej z datami krańcowymi 12 XI i 27 IV, jako skrajne dla 25-lecia pierwszego pojawienia się pokrywy śnieżnej i ostatniego terminu obserwacji, w którym ona jeszcze występowała. Za „SEZON ŚNIEŻNY” uznawano w każdym sezonie okres od pierwszego pojawienia się do ostatniego dnia zalegania pokrywy śnieżnej na którymkolwiek zbiorowisku grądowym (z 4 badanych). Jako „OKRES ŚNIEŻNY” traktowano okres z trwałą pokrywą śnieżną. Dwie kolejne obserwacje z rzędu z pokrywą śnieżną na początku sezonu i dwie ostatnie pod koniec były wystarczające dla takiego kryterium. Oznaczało to, że jeśli po okresie trwałej pokrywy wystąpił okres bezśnieżny a po nim znów obserwowano trwałą pokrywę początek pierwszej trwałej pokrywy i koniec ostatniej stanowił okres śnieżny.

Kolejne fazy rozwoju sklepienia lasu, uzupełnione informacją o występowaniu lub braku pokrywy śnieżnej, stały się podstawą podziału roku na okresy ekoklimatyczne zgodnie z zastosowaną przez J.B. Falińskiego (2001) klasyfikacją w *Atlasie Fitofenologicznym*:

- 1) okres późnośnieżny (od zniknięcia trwałej pokrywy śnieżnej do pęknięcia pąków liściowych u większości drzew),
- 2) okres rozwoju ulistnienia (zwierania się sklepienia lasu – pęknięcie pąków liściowych),
- 3) okres pełnego ulistnienia (od pełni rozwoju liści do początku ich opadania u większości drzew),
- 4) okres zanikania ulistnienia (rozwierania się sklepienia przez opadanie liści),
- 5) okres przedśnieżny (od całkowitego opadnięcia liści do pierwszego pojawienia się trwałej pokrywy śnieżnej),
- 6) okres śnieżny (od początku do końca trwałej pokrywy śnieżnej bez względu na okresy bezśnieżne pomiędzy pierwszym i ostatnim okresem z trwałą pokrywą) .

Podział ten jest rozwinięciem koncepcji metodycznej K. Falińskiej (1973), która terminy fitofenologicznych pór roku określa na podstawie roślinności runa zbiorowisk leśnych Białowieskiego Parku Narodowego. Z koncepcji tej skorzystali J.L. Olszewski (1986) w studium nad temperaturą powietrza i G. Żarnowiecki (1995) w pracy dotyczącej wilgotności względnej powietrza. Wśród badanych zespołów znalazł się także grąd typowy *Tilio-Carpinetum typicum*, co pozwoliło częściowo wykorzystać wyniki tych prac w niniejszej rozprawie.



Ryc. 6. Przykład powierzchni badawczej w grądzie typowym *Tilio-Carpinetum typicum* (Faliński 1996)

The Example of study permanent plot in *Tilio-Carpinetum typicum* (Faliński 1996)

Zgodnie z przyjętym podziałem na okresy ekoklimatyczne, w każdym sezonie zimowym, za okres śnieżny uznawano czas od początku pierwszej do końca ostatniej trwałej pokrywy śnieżnej. Przyjęto, że trwała pokrywa śnieżna oznacza okres, w którym przed i po ewentualnej odwilży (bez pokrywy) pokrywa śnieżna zalega, co najmniej dwie pentady (10 dni, czyli 2 terminy pomiarowe). Dopuszczało to występowanie długich przerw w środku okresu śnieżnego, a tym samym kilka okresów z trwałą pokrywą śnieżną. Takim nietypowym sezonem był np. 74/75 z dwoma okresami trwałej pokrywy śnieżnej rozdzielonymi przez 6 kolejnych obserwacji bez pokrywy (zał. 3). Zaletą zastosowanego kryterium było precyzyjne określenie początku i końca okresu śnieżnego. Każdy sezon zimowy miał tylko jeden okres śnieżny.

W rozpatrywaniu ewentualnego wpływu końca okresu śnieżnego na długość okresu wegetacyjnego przyjęto umownie za ten ostatni termin uznawać dwa okresy ekoklimatyczne, tj. rozwoju ulistnienia i pełnego ulistnienia traktowane łącznie. Przyjęto, że okres zaniku ulistnienia zależy m.in. od częstości występowania i daty pierwszych przymrozków, prędkości wiatru, a więc aktualnych warunków pogodowych, co samo w sobie powoduje jego dużą zmienność w kolejnych latach. Oczywiście pierwsze opady śniegu, jakie zdarzają się nawet w październiku mogą przyspieszać opadanie liści z drzew, ale trudno znaleźć przesłanki dla związku między tym zjawiskiem, a trwałą pokrywą śnieżną, tj. okresem śnieżnym.

3.2. STATYSTYCZNE I GRAFICZNE METODY OPRACOWANIA

Wstępnym etapem pracy było określenie podstawowych charakterystyk zmienności, czasu zalegania pokrywy śnieżnej i jej grubości. Wykorzystano w tym celu standardowe metody statystyki opisowej: wartości średnie AVG z przedziałem ufności 95%, błąd standardowy średniej, wartości ekstremalne (Max i Min.) oraz odchylenia standardowe SD i współczynniki zmienności według formuły $CV = (SD/AVG) \times 100$. Do oceny normalności rozkładu częstości analizowanych zmiennych wykorzystywano również statystyki nieparametryczne w postaci testów: Kołmogorowa-Smirnowa, i Chi-kwadrat.

Celem wykazania tendencji bądź okresowości poszczególnych cech pokrywy śnieżnej lub okresów ekoklimatycznych wykorzystywano analizę szeregów czasowych w postaci funkcji trendu i współczynników autokorelacji. Istotność współczynników kierunkowych funkcji trendu liniowego sprawdzano testem t Studenta. Istotnie statystycznie wyniki współczynników autokorelacji zaprezentowano w postaci tabelarycznej oraz autokorelogramów z opóźnieniem 5 lat.

Istotność różnic parametrów pokrywy śnieżnej i okresów ekoklimatycznych w badanych podzespołach grądu testowano jednoczynnikową analizę

wariancji (ANOVA), weryfikując hipotezę o równości średnich na poziomie istotności $\alpha=0,05$. Dla sprawdzenia jednorodności wariancji posłużył test Levene'a (przy $p>0,05$ wykonywano analizę wariancji). W przypadku istotnych statystycznie wyników ANOVA zastosowano testy porównań wielokrotnych Tukeya, NIR i Scheffego. Przy porównywaniu średnich wartości typu „las-pole” korzystano także ze sparowanego testu t (Watała 2002).

Zależności między zmiennymi określano przy pomocy współczynnika korelacji liniowej Pearsona. Przyjęto za A. Staniszem (1998) następującą skalę dla oceny współczynnika korelacji (r) :

$r = 0$	zmienne nie są skorelowane
$0 < r < 0,1$	korelacja nikła
$0,1 \leq r \leq 0,3$	korelacja słaba
$0,3 \leq r \leq 0,5$	korelacja przeciętna
$0,5 \leq r \leq 0,7$	korelacja wysoka
$0,7 \leq r \leq 0,9$	korelacja bardzo wysoka
$0,9 \leq r < 1$	korelacja prawie pełna

Mechanizm powiązań między zmiennymi przedstawiono w postaci równań regresji określanych metodą najmniejszych kwadratów. O stopniu dopasowania funkcji w postaci równania regresji informował współczynnik determinacji. W postaci graficznej relacje pomiędzy zmiennymi przedstawiano w postaci diagramów i wykresów warstwicowych dla dwóch lub trzech zmiennych.

Model regresji wielokrotnej testowano testem F-Snedecora. Wyniki analizy wariancji zestawiano w tabelach, uzupełniając je wykresami zasadniczo dla związków istotnych, co najmniej na poziomie $p<0,05$.

Do analizy stopnia indywidualizmu (bądź podobieństwa) poszczególnych podzespołów grądu wykorzystano graficzne wykresy obrazkowe, tzw. „Twarze Chernoffa”. Obiekty (tu 4 podzespoły grądu) są wizualizowane przez twarze w taki sposób, że relatywne wartości zmiennych wybranych dla wykresu (tu cechy pokrywy śnieżnej i roślinności) są reprezentowane przez różne układy specyficznych cech ludzkiej twarzy. Można wybrać do 20 cech, przypisując im dowolne zmienne – inne dla zarysu twarzy, inne dla kształtu ust, nosa oczu, itd. Wykres typu „Twarze Chernoffa” jest jednym z najbardziej „dopracowanych” typów wykresu obrazkowego. Ze względu na swe unikalne własności technika ta jest uważana za bardzo zaawansowaną, gdyż pozwala odsłaniać ukryte układy wzajemnych powiązań pomiędzy zmiennymi, niemożliwe do wykrycia w żaden inny sposób. Jej główna trudność tkwi w przypisywaniu określonych zmiennych do wybranych cech twarzy (Chernoff 1973; Chernoff, Rizvi 1975; Gonick, Smith 1993).

Jako uzupełnienie wykresów obrazkowych zastosowano także dendrogramy analizy skupień. W metodzie amalgamacji (wiązania) przy formowaniu skupień wybrano metodę średnich połączeń (UPGMA) proponowaną przez P.H.A. Sneatha i R.R. Sokala (1973), a wykorzystywaną następnie w wielu opracowaniach. W bioklimatologii postulowali ją m.in. Kalkstein i in. (1987) i Yarnal (1993). Jako miarę odległości między skupieniami stosowano „odległość miejską” Manhattan lub „city-block”, w której wpływ pojedynczych dużych różnic (przypadków odstających) jest stłumiony.

Prawie wszystkie opracowania statystyczne i wykresy były wykonane przy pomocy pakietu STATISTICA for Windows 95 PL (StatSoft Polska, Kraków) i Excel 7,0 (Microsoft). Jako własne, na użytek niniejszej pracy, wprowadzono dwa wskaźniki: tzw. wskaźnik regularności zaniku pokrywy śnieżnej (rozd. 5.9) i wskaźnik zgodności terminu zejścia pokrywy z rozwojem runa. (rozd. 7.1).

Na potrzeby niniejszej pracy wprowadzono również zmodyfikowaną do warunków klimatycznych Białowieży (z badanego okresu i chłodnej pory roku) klasyfikację pogody według koncepcji G.A. Niewrajewa i L.A. Czubukowa (1964). Szczegółowy jej opis podano w rozdziale 6.

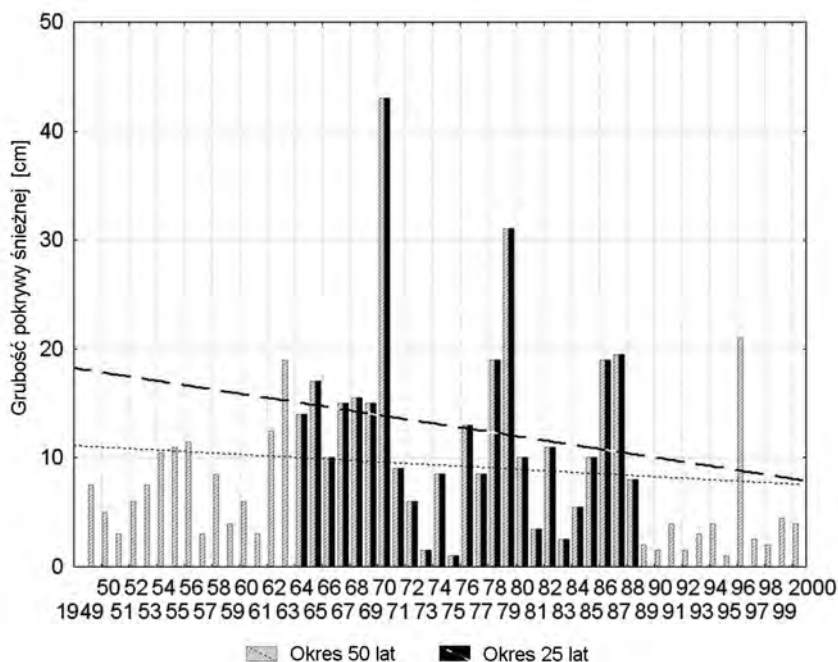
4. CHARAKTERYSTYKA KLIMATYCZNA OKRESU BADAŃ

4.1. ZRÓŻNICOWANIE ŚNIEŻNO-TERMICZNE SEZONÓW ZIMOWYCH

Przyjęty w pracy okres badań (1963/64–1987/88) cechował się typową dla Polski zmiennością klimatu, w którym zimy mroźne i śnieżne występują na przemian z sezonami ciepłymi i mało śnieżnymi (Paczos 1982). Pod względem termicznym charakteryzowany okres był bardzo zróżnicowany. Według klasyfikacji H. Lorenc i M. Suwalskiej-Boguckiej (1995) znalazło się w nim 12 zim normalnych, 3 ciepłe (74/75, 82/83 i 87/88), 3 lekko ciepłe, 2 mroźne, 2 lekko mroźne, 2 bardzo mroźne i 1 anormalnie mroźna (69/70). Według tego podziału zimy bardzo śnieżne były zarazem bardzo mroźnymi, a mało śnieżne ciepłymi lub lekko ciepłymi. Pewne zróżnicowanie pod względem śnieżności dotyczyło tzw. zim normalnych, na przykład zima 64/65 była stosunkowo śnieżna, a sezony 80/81 i 83/84 należały do skąpych w opady śniegu.

Według danych dla Białowieży na tle półwiecza 1949–2000 rozpatrywany okres pracy charakteryzuje się ogólnie nieco większą śnieżnością przy dużej zmienności z sezonu na sezon. Dwa sezony 1969/70 i 78/79 należały do tzw. zim stulecia – bardzo śnieżnych, długich i mroźnych i dzięki nim malejąca w skali 25-lecia trend grubości pokrywy śnieżnej jest wyraźnie większy niż dla 50 lat (ryc. 7). Zmienność termiczna sezonów zimowych jest również wysoka przy nieznacznie rosnącym trendzie średniej temperatury powietrza (ryc. 8). Potwierdza to częściowo ogólne ocieplenie klimatu w drugiej połowie XX wieku, aczkolwiek współczynniki kierunkowe dla obu zmiennych nie są statystycznie istotne. Oznacza to, że rozpatrywany w niniejszej pracy okres można traktować jako reprezentatywny dla klimatu nizinnej Polski.

Wśród 25 sezonów (1963/64–1987/88) znalazły się zimy bardzo śnieżne (69/70, 78/79), jak i prawie bezśnieżne (72/73, 74/75, 82/83). Tylko w 5 sezonach (64/65, 65/66, 68/69, 69/70, 86/87) pokrywa śnieżna zalegała nieprzerwanie od pierwszego opadu śniegu do ostatecznego zaniku. Z pozostałych sezonów w dziesięciu wystąpiła jedna przerwa (pełna odwilż), w siedmiu dwie, a w trzech trzy przerwy w zaleganiu pokrywy śnieżnej. Najczęściej pełne odwilże występowały na początku sezonu śnieżnego i całkowite stajanie pokrywy miało miejsce tak poza lasem (Białowieża) jak i w zbiorowiskach leśnych. W sezonach: 63/64, 70/71, 73/74, 75/76, 76/77, 77/78, 81/82 87/88 zupełnemu zanikowi pokrywy śnieżnej w terenie otwartym (przed ostatecznym tajaniem w sezonie) towarzyszyło jedynie zmniejszenie się grubości pokrywy w środowisku leśnym (zał. 3).

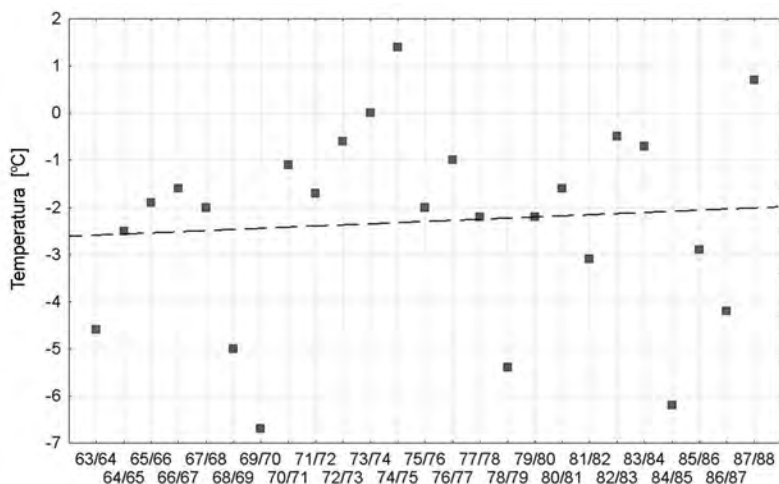


Ryc. 7. Średnia dobowa grubość pokrywy śnieżnej w Białowieży w latach 1949/50–1999/2000 i 1963/64–1987/88 (Jędrzejewska, Jędrzejewski 2001)

The average diurnal thickness of snow cover in Białowieża – data for 1949/50–1999/2000 and 1963/64–1987/88 (Jędrzejewska, Jędrzejewski 2001)

Cechy śnieżno-termiczne wszystkich sezonów zimowych 25-lecia zestawiono w postaci diagramu o dwóch zmiennych – średniej temperaturze powietrza i sumie grubości pokrywy śnieżnej. Rozkład punktów zasadniczo wzdłuż przekątnej wykresu potwierdza prawidłowość: „*im zima jest bardziej śnieżna, tym bardziej mroźna*” (ryc. 9). Jedyne sezon 84/85 odbiega od tej reguły jako mroźny i mało śnieżny. Przegląd wykresów przebiegu grubości pokrywy śnieżnej w poszczególnych latach (zał. 3) wskazuje na to, że dwie cechy to zdecydowanie za mało, by porównywać poszczególne sezony zimowe. Stąd też dla określenia ich wzajemnego podobieństwa przedstawiony diagram uzupełniono dendrogramem, wykorzystując analizę skupień. Jako metodę amalgamacji zastosowano skupienia parami (metodę średnich połączeń) z odległością miejską (Manhattan) jako miarą odległości. Wybrano 7 zmiennych cech sezonu zimowego:

- sumę grubości pokrywy śnieżnej,
- czas trwania sezonu śnieżnego (od pierwszego do ostatniego dnia z pokrywą śnieżną),



Ryc. 8. Średnia temperatura powietrza w sezonach zimowych w Białowieży w latach 1963/64–1987/88

Mean air temperature in winter seasons in Białowieża – data for 1963/64–1987/88

- termin końca pokrywy śnieżnej,
- maksymalną grubość pokrywy śnieżnej,
- datę maksymalnej grubości pokrywy,
- sumę dni przerw w występowaniu pokrywy (tzw. odwilże całkowite)
- średnią temperaturę w sezonie zimowym.

Dendrogram uporządkował sezony zimowe w 6 skupień o charakterystycznych cechach (ryc. 10). W skupieniu 1 i 2 znalazły się zimy łagodne. Do skupienia 1 należą sezony 72/73, 74/75, 80/81, 82/83 i 83/84 z zimami ciepłymi, najmniej śnieżnymi o bardzo cienkiej pokrywie (max. 11 cm), i z częstymi odwilżami. W sezonie 74/75 pokrywa śnieżna zalegała od 27 listopada do 17 grudnia i od 5 do 20 lutego. Maksymalną grubość 7 cm zanotowano podczas pierwszej obserwacji pokrywy (27 XI), co podkreśla jeszcze bardziej anomalie tego sezonu. W dendrogramie jest widoczny jego indywidualizm, stąd wydzielono go jako 1B. W skupieniu 2 znalazły się zimy również mało śnieżne, ale nieco chłodniejsze (71/72 i 76/77), z wczesnym maksimum grubości pokrywy (70/71 i 73/74). W skupieniu nr 3 znajdują się zimy umiarkowanie śnieżne (maksymalna grubość pokrywy około 30 cm) z krótkimi odwilżami na początku sezonu i ustąpieniem pokrywy na początku kwietnia. Skupienie 4 obejmuje zimy śnieżne i dość mroźne bez odwilży albo z jedną krótkotrwałą z maksymalną grubością pokrywy pod koniec sezonu (63/64, 65/66, 66/67, 68/69, 77/78).

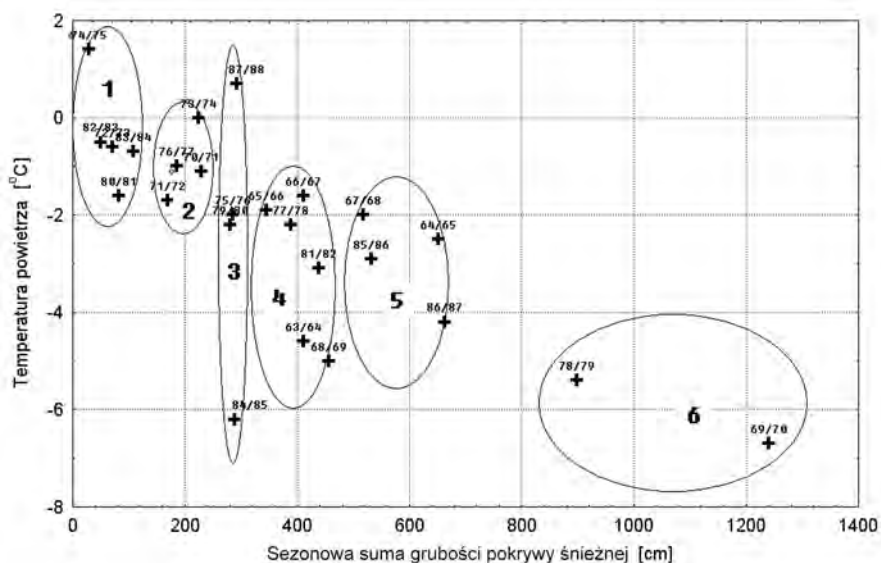
Jedynie zima 81/82 odbiega od pozostałych występowaniem maksimum grubości na początku sezonu. Specyficzny charakter tego sezonu pozwala określić go jako 4B. Skupienie 5 obejmuje sezony bardzo śnieżne i mroźne ze stopniowo narastającą grubością pokrywy śnieżnej (64/65, 67/68, 85/86 i 86/87). Jako najbardziej niepodobne do wszystkich pozostałych skupienie 6 obejmuje wspomniane bardzo śnieżne i bardzo mroźne sezony 69/70 i 78/79. W rezultacie uzyskane grupy sezonów można opisać w następujący sposób:

- bardzo mało śnieżne, ciepłe, odwilżowe (1B skrajnie mało śnieżna i bardzo ciepła),
- mało śnieżne, ciepłe, odwilżowe,
- umiarkowanie śnieżne, długie, z krótkimi odwilżami na początku sezonu,
- śnieżne i dość mroźne, z narastającą pokrywą (4B z maksymalną pokrywą na początku sezonu),
- bardzo śnieżne i mroźne, z narastającą grubością pokrywy,
- bardzo śnieżne i bardzo mroźne.

Powyższa analiza potwierdza dużą różnorodność zim badanego okresu. Okazało się przy tym, że uzyskane w dendrogramie skupienia obiektów można łatwo przenieść na diagram termiczno-śnieżny. Skupienia sezonów podobnych rozmieszczone są po przekątnej diagramu i tylko grupa nr 3 stanowi zbiór sezonów o dużym zróżnicowaniu termicznym.

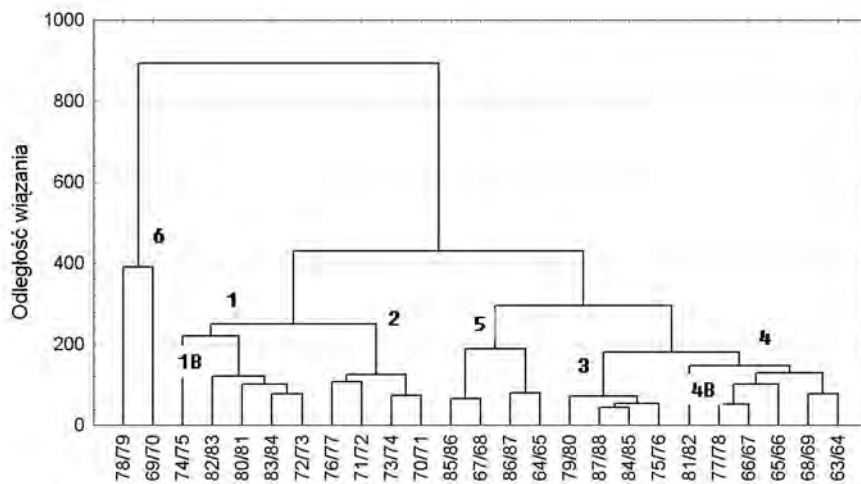
Powyższe grupy sezonów wykazały również związek ze wskaźnikiem cyrkulacyjnym NAO (Oscylacji Północnoatlantyckiej) w wersji J. Hurrella dla sezonów zimowych, zdefiniowany jako różnica między znormalizowanymi wartościami ciśnienia w Ponta Delgada (Azory) i Stykkisholmur (Islandia) (<http://www.cgd.ucar.edu...>). Dodatkowo wartości wskaźnika informują o nasileniu cyrkulacji strefowej, co oznacza ciepłe i wilgotne zimy w centralnej Europie. Potwierdził to współczynnik korelacji pomiędzy zimowym (XII-III) wskaźnikiem NAO, a średnią temperaturą zimy w Białowieży $r = + 0,62$ ($P < 0,05$). Ujemny współczynnik korelacji między wskaźnikiem NAO, a grubością pokrywy śnieżnej $r = - 0,58$ ($P < 0,05$) jest konsekwencją raczej opadów deszczu niż śniegu, przy nasileniu cyrkulacji zachodniej. Wymienione wyżej grupy sezonów zimowych potwierdzają znaczenie cyrkulacji atmosferycznej dla cech termiczno-opadowych tej pory roku. Średni wskaźnik J. Hurrella dla zim najcieplejszych z grupy I wynosi +2,24, grupy II -0,38, III +0,51, IV -1,44, V -1,04 i VI -2,07.

Różnorodność sezonów zimowych jest czynnikiem korzystnym dla rozpatrywania roli pokrywy śnieżnej w aspekcie fenologicznym. Przedstawiony podział sezonów zimowych stanowi również dobry punkt wyjścia porównań pokrywy śnieżnej w czterech podzespołach grądów. Można mianowicie postawić pytanie, czy pewne sezony (grupa-skupienie) sprzyjają ujawnianiu się różnic w pokrywie śnieżnej między badanymi zbiorowiskami grądowymi.



Ryc. 9. Śnieżno-termiczne cechy sezonów zimowych w Białowieży w latach 1963/64–1987/88

Snowy-thermal features of winter seasons in Białowieża for 1963/64–1987/88



Ryc. 10. Podobieństwo sezonów zimowych pod względem śnieżno-termicznym w Białowieży w latach 1963/64–1987/88

The similarity of winter seasons in respect of snow-thermal features in Białowieża for 1963/64–1987/88

4.2. OKRES ŚNIEŻNY NA TLE POZOSTAŁYCH OKRESÓW EKOKLIMATYCZNYCH

Czas trwania okresu śnieżnego wynosi przeciętnie od 110,8 dni w grądzie typowym, 111,2 dni w czyścówym, 112,6 dni w kokoryczowym i 122,6 dni w grądzie wysokim trzcinnikowym (tab. 2). Przy błędzie standardowym szacunku 3,6–3,8 dni można przyjąć, że w grądach niskich i typowym okresie śnieżnym jest w nich z pewnością krótszy, niż w grądzie wysokim. W 25-leciu najkrócej trwał on 70 dni (grąd typowy), a najdłużej 150 dni (wysoki trzcinnikowy). Pod względem długości okres śnieżny jest krótszy tylko od okresu całkowitego ulistnienia. Te dwa okresy cechuje zbliżona i wysoka zmienność bezwzględna (SD od 18 do 21 dni) oraz najniższa zmienność względna (CV około 16%). Również rozkład częstości czasu trwania wykazuje w nich skośność ujemną, choć w przypadku okresu pełnego ulistnienia jest ona wyraźnie większa (tab. 2).

Okres rozwoju ulistnienia wyróżnia się najkrótszym czasem trwania (11,2 do 14,0 dni) i znaczną zmiennością z sezonu na sezon, zwłaszcza w grądzie wysokim trzcinnikowym (CV=63,5%). O ile czas trwania tego okresu podlegał znacznym zmianom, to jego początek odznaczał się największą stabilnością spośród wszystkich okresów ekoklimatycznych. Wyraźna skośność dodatnia rozkładu częstości wskazuje na to, że częściej może on ulegać wydłużeniu niż skróceniu. Podobnymi cechami odznacza się okres zaniku ulistnienia (CV = 68–76%). W rozpatrywanym 25-leciu trwał on od 5 do 80 dni w zależności od sezonu i zbiorowiska. Największa skośność dodatnia uzyskana dla tego okresu, oznacza częste wydłużanie czasu trwania, co może być uwarunkowane np. opóźnianiem się pierwszych jesiennych przymrozków.

Okres pełnego ulistnienia wyniósł około 130 dni i praktycznie wykazał zróżnicowania podzespołów grądowych pod względem wartości średnich. Jedynie grąd wysoki ujawnił swą specyfikę w wartościach ekstremalnych, gdyż najkrócej okres ten trwał w tym podzespole 90 dni, gdy w pozostałych tylko 65–70 dni.

Tabela 2. Zmienność okresów ekoklimatycznych i dat ich początku
(liczba dni albo kolejny dzień roku)

Okres ekoklimatyczny	Zbiorowisko	Średnia ^x	Błąd st. szacunku	Min. ^{xx}	Max. ^{xxx}	Odchylenie Standardowe	Współcz. Zmienności[%]	Skokność
Okres śnieżny	<i>T-C coryd.</i>	112,6	3,63	75	145	18,2	15,9	-0,666
	<i>T-C stach.</i>	111,2	3,75	75	145	18,8	16,8	-0,389
	<i>T-C typic.</i>	110,8	3,73	70	145	18,7	16,7	-0,497
	<i>T-C calam.</i>	122,6	3,76	75	150	18,8	16,1	-0,710
Początek pośnieznego	<i>T-C coryd.</i>	83,6	2,65	56	106	13,2	15,8	-0,178
	<i>T-C stach.</i>	81,6	2,80	51	106	14,0	17,2	-0,297
	<i>T-C typic.</i>	81,4	2,77	56	106	13,8	17,0	+0,013
	<i>T-C calam.</i>	86,8	2,79	56	111	14,0	16,1	-0,278
Okres pośnieżny	<i>T-C coryd.</i>	48,0	2,22	25	70	11,1	23,1	-0,045
	<i>T-C stach.</i>	49,4	2,76	25	80	13,8	27,9	+0,148
	<i>T-C typic.</i>	49,4	2,49	25	70	12,4	25,2	+0,008
	<i>T-C calam.</i>	43,8	2,71	20	70	13,6	31,1	+0,031
Początek rozwoju ulistnienia	<i>T-C coryd.</i>	131,6	1,42	121	151	7,1	5,4	+0,996
	<i>T-C stach.</i>	131,8	1,55	121	156	7,7	5,8	+1,402
	<i>T-C typic.</i>	130,8	1,21	126	151	6,0	4,6	+1,628
	<i>T-C calam.</i>	131,4	1,35	121	151	6,8	5,2	+0,724
Okres rozwoju ulistnienia	<i>T-C coryd.</i>	13,4	1,18	5	25	5,9	46,1	+0,686
	<i>T-C stach.</i>	14,0	1,29	5	30	6,5	46,1	+0,657
	<i>T-C typic.</i>	13,8	1,33	5	30	6,7	48,3	+0,594
	<i>T-C calam.</i>	11,2	1,42	5	25	7,1	63,5	+0,861
Początek o. pełnego ulistn.	<i>T-C coryd.</i>	145,0	1,91	131	171	9,6	6,6	+1,200
	<i>T-C stach.</i>	145,8	1,97	131	176	9,8	6,7	+1,486
	<i>T-C typic.</i>	144,6	1,62	131	166	8,1	5,6	+1,628
	<i>T-C calam.</i>	143,0	1,71	131	161	8,5	5,9	+0,662
Okres pełnego ulistn.	<i>T-C coryd.</i>	128,0	4,01	65	155	20,1	15,8	-1,488
	<i>T-C stach.</i>	128,8	4,08	70	165	20,4	15,8	-1,093
	<i>T-C typic.</i>	129,2	4,21	65	165	21,1	16,3	-1,259
	<i>T-C calam.</i>	131,0	3,78	90	160	18,9	14,4	-0,802
Początek zaniku ulistnienia	<i>T-C coryd.</i>	273,0	3,12	226	291	15,6	5,7	-1,682
	<i>T-C stach.</i>	274,6	3,31	226	306	16,6	6,0	-0,998
	<i>T-C typic.</i>	273,8	3,40	226	301	17,0	6,2	-1,531
	<i>T-C calam.</i>	272,4	3,29	221	306	16,4	6,0	-1,235
Okres zaniku ulistnienia	<i>T-C coryd.</i>	24,4	3,49	5	75	17,5	71,7	+1,436
	<i>T-C stach.</i>	24,0	3,63	5	75	18,1	75,4	+1,324
	<i>T-C typic.</i>	26,4	3,59	10	80	17,9	67,8	+1,698
	<i>T-C calam.</i>	24,6	3,35	10	75	16,8	68,3	+1,322
Początek o. przedśnieznego	<i>T-C coryd.</i>	297,4	1,49	286	316	7,4	2,5	+0,633
	<i>T-C stach.</i>	298,6	1,53	286	316	7,7	2,6	+0,376
	<i>T-C typic.</i>	301,2	1,21	291	311	6,0	2,0	-0,082
	<i>T-C calam.</i>	296,8	1,72	281	306	8,6	2,9	-0,480
Okres przedśnieżny	<i>T-C coryd.</i>	40,4	3,65	5	75	18,3	45,3	+0,020
	<i>T-C stach.</i>	37,6	3,19	5	65	16,0	42,6	-0,008
	<i>T-C typic.</i>	38,8	3,41	15	70	17,0	43,8	-0,045
	<i>T-C calam.</i>	41,0	3,72	15	90	18,6	45,4	+0,605
Początek okresu śnieżnego	<i>T-C coryd.</i>	337,8	3,08	306	376(11)	15,4	4,6	+0,337
	<i>T-C stach.</i>	338,4	3,14	306	376(11)	15,7	4,6	+0,351
	<i>T-C typic.</i>	338,4	3,11	311	376(11)	15,6	4,6	+0,444
	<i>T-C calam.</i>	338,2	3,15	306	376(11)	15,8	4,7	+0,296

^x – średnia – przeciętny kolejny dzień roku; ^{xx} – Min – najwcześniejszy dzień roku (data początku), najkrótszy okres w dniach; ^{xxx} – Max – najpóźniejszy dzień roku (data końca), najdłuższy okres w dniach

Pośród badanych powierzchni grąd wysoki trzcinnikowy wyróżnia się także najdłuższym średnim okresem śnieżnym i różnica ta jest istotna w stosunku do pozostałych podzespółów, co wykazała analiza wariancji oraz test NIR (zał. 4). Podzespół ten odznacza się także najkrótszym okresem i pośnieżnym, i rozwoju ulistnienia. Również początek okresu pośnieżnego i pełnego ulistnienia przypada w tym zbiorowisku najpóźniej (tab. 2).

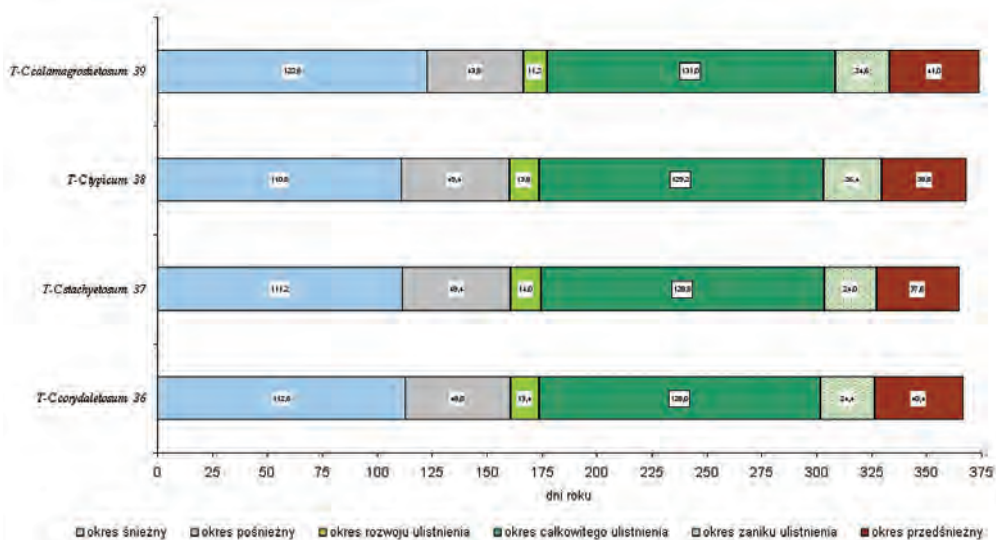
Okres śnieżny razem z przedśnieżnym i pośnieżnym trwa dłużej niż okres wegetacyjny rozumiany tu jako sezon ulistnienia drzew z jego rozwojem i zanikiem. W grądzie kokoryczowym przerwa w wegetacji trwa najdłużej – średnio 203 dni, (co stanowi 55,5% roku), w wysokim trzcinnikowym 202, typowym 200 dni, a czyścowym 198,8 dni (ryc. 11). Biorąc pod uwagę wartości skrajne ze wszystkich sezonów, stwierdzono, że wegetacja drzewostanów liściastych może obejmować okres od 145 do 185 dni roku.

Ogólnie, średnia zmienność okresów ekoklimatycznych w badanych podzespółach niewiele się różni. Jedynie grąd wysoki trzcinnikowy odznacza się na tle pozostałych większą zmiennością okresów pośnieżnego i rozwoju ulistnienia, a mniejszą okresu zaniku ulistnienia.

Początek okresu śnieżnego wyznaczają pierwsze większe opady śniegu, stąd niemal identyczna jest średnia data i zmienność tego terminu w czterech zbiorowiskach grądu z uwagi na ich bliskie położenie. Z kolei koniec trwałej pokrywy śnieżnej, będący początkiem okresu pośnieżnego, odznacza się największą zmiennością względną wśród początków poszczególnych okresów ekoklimatycznych.

Długość okresu śnieżnego oraz daty jego początku i końca wykazują pod względem częstości cechy rozkładu normalnego dla każdego zbiorowiska. W przeciwieństwie do nich początek rozwoju ulistnienia wykazuje silną prawoskośną asymetrię rozkładu (max. skośność grąd typowy), a początek zaniku ulistnienia asymetrię lewoskośną (tab. 2). W ten sposób ujawnia się większa nieregularność czynnika klimatycznego (pokrywa śnieżna, temperatura powietrza i gruntu) nad bardziej prawidłowym cyklem biologicznym (okres wegetacyjny). Początek wegetacji może stosunkowo często się opóźnić, ale bardzo rzadko występuje wcześniej niż przeciętnie, co wskazuje na określoną rytmikę tej fazy fenologicznej. Jej stabilność czasowa uwarunkowana jest głównie czynnikiem solarnym (usłonecznienie możliwe i napromieniowanie). Czynniki termiczny wydaje się mieć drugorzędne znaczenie i może raczej spowalniać termin rozwoju ulistnienia, niż go przyspieszać.

Analizując trendy poszczególnych okresów ekoklimatycznych, stwierdzono malejącą, choć nieistotną statystycznie, tendencję czasu trwania okresu śnieżnego we wszystkich podzespółach. Z równań tych funkcji wynika, że najbardziej uległ on skróceniu w grądzie wysokim trzcinnikowym (o około 9



Ryc. 11. Średni czas trwania poszczególnych okresów ekoklimatycznych (1963/64–1987/88)

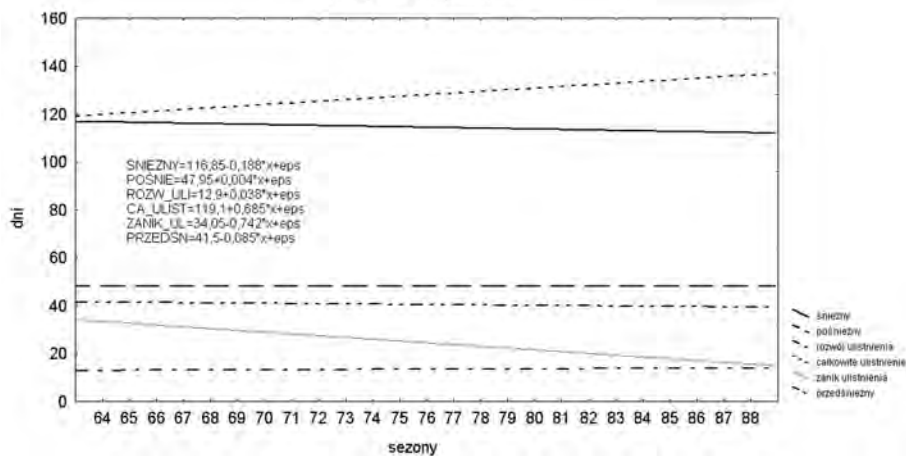
Mean duration of particular ecoclimatic periods (1963/64–1987/88)

dni). W grądzie typowym skrócenie wynosiło średnio 6,5 dni, a w pozostałych zbiorowiskach 4,5 dni (ryc. 12).

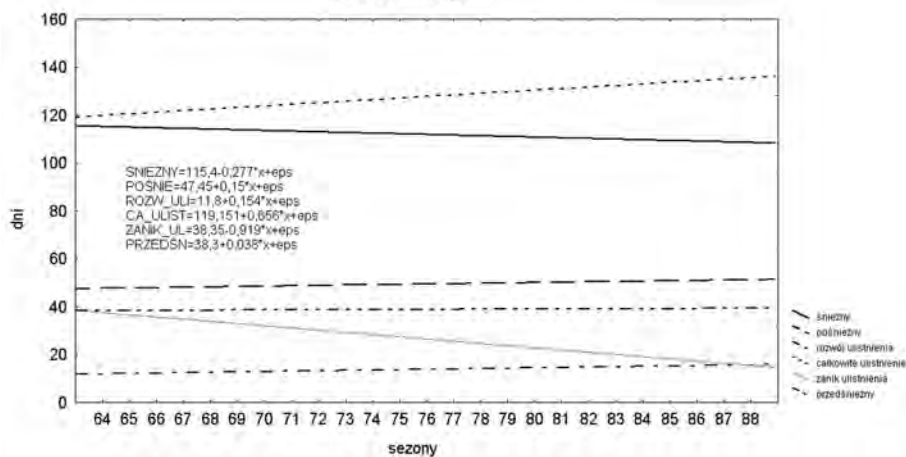
Dla fazy pełnego ulistnienia stwierdzono wyraźną tendencję rosnącą. Teoretyczne (według równania funkcji) jego wydłużenie wynosi od 15,7 dni w grądzie typowym do 16,8 dni w wysokim trzcinnikowym. Największym zmianom podlegał okres zaniku ulistnienia, który uległ skróceniu o około 17,8 dni w grądzie niskim kokoryczowym, 21,2 w czyścowym, 22,1 w typowym i 22,3 dni w grądzie wysokim trzcinnikowym. Jednak tylko w tym ostatnim zbiorowisku współczynnik kierunkowy linii trendu okazał się istotny statystycznie ($p < 0,05$). Ponieważ okres rozwoju ulistnienia nie wykazał żadnej tendencji, cały okres ulistnienia (rozwoju, pełni i zaniku) nie uległ istotnej zmianie w żadnym z rozpatrywanych podzespołów grądu. Można więc stwierdzić, że niewielkie skrócenie okresu z trwałą pokrywą śnieżną nie wydłużyło okresu wegetacji w badanych zbiorowiskach.

Podsumowując obserwacje fenologiczne, należy stwierdzić, że cechą charakterystyczną czasu trwania wydzielonych okresów jest nie tendencja, a oscylacja i znaczne zmiany z sezonu na sezon. Powstaje w tym miejscu pytanie, czy w następstwie kolejno występujących okresów i ich terminów początku z roku na rok ma miejsce jakaś prawidłowość. Czy przykładowo po długim okresie śnieżnym w następnym roku należy oczekiwać krótszego czy również długiego okresu. Innymi słowy, czy zachodzi autokorelacja w szeregu czasowym. Współczynniki autokorelacji cząstkowej pozwalają ocenić

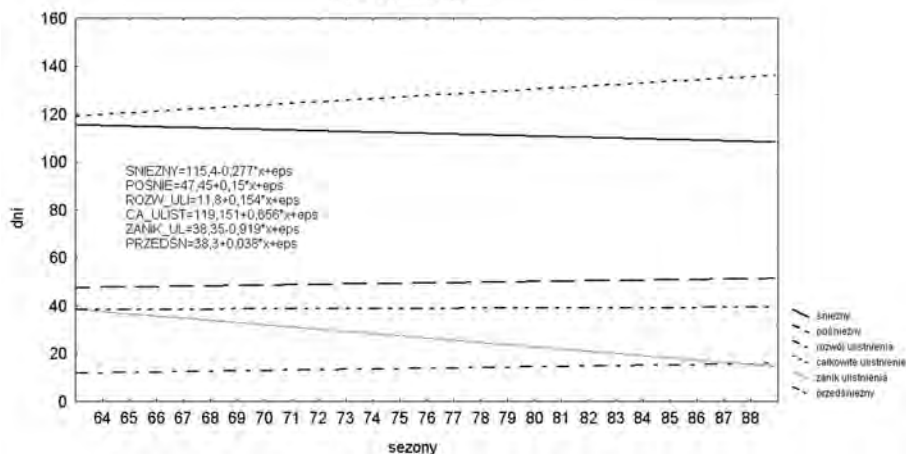
Grąd niski kokoryczowy
Tilio-Carpinetum corydatetosum

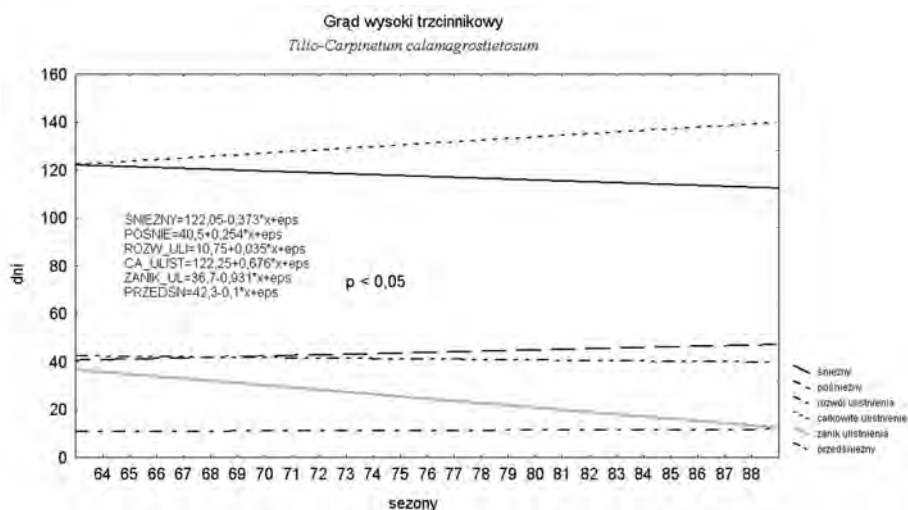


Grąd typowy
Tilio-Carpinetum typicum



Grąd typowy
Tilio-Carpinetum typicum

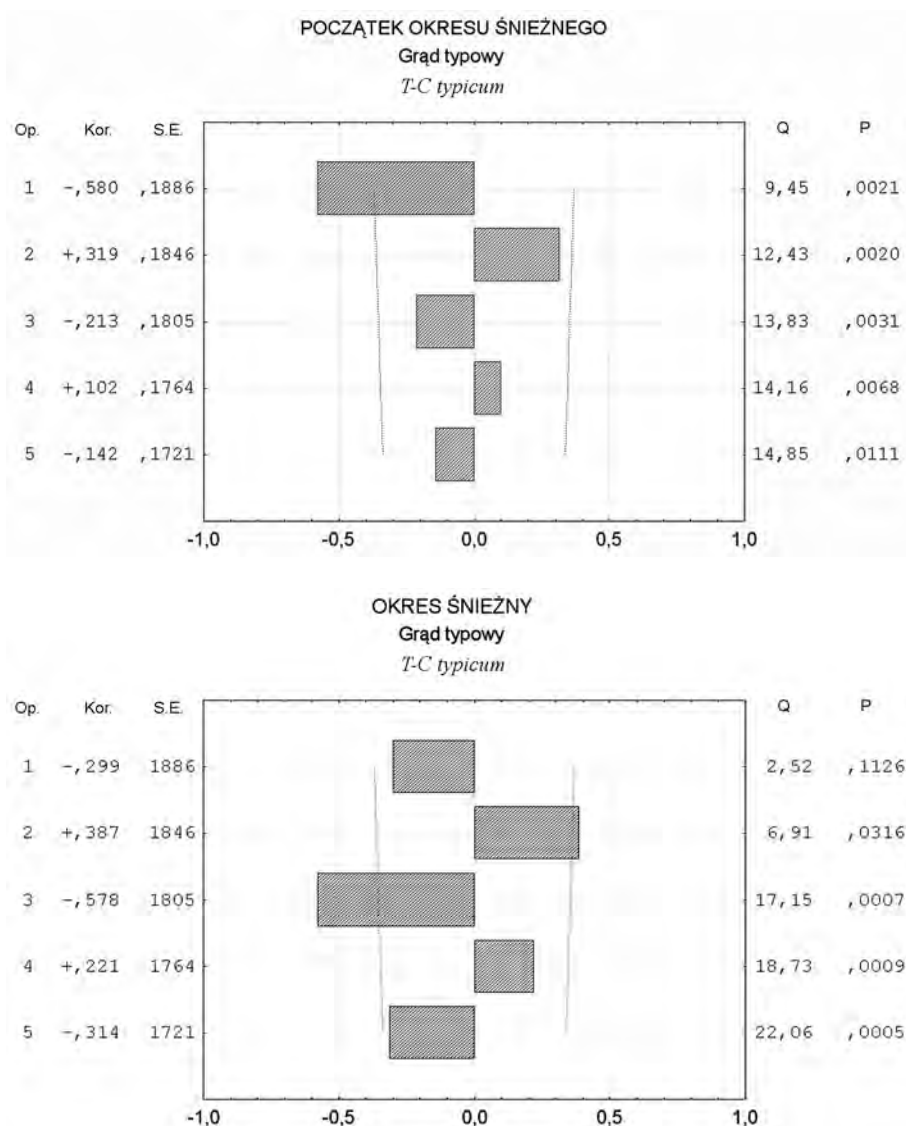




Ryc. 12. Funkcje trendu liniowego czasu trwania okresów ekoklimatycznych
 Linear trend functions of ecoclimatic periods duration. ŚNIEŻNY – SNOW, POŚNIEŻNY-POST-SNOW, ROZW_ULI-FOLIAGE DEVELOP, CA_ULIST-FULL FOLIAGE, ZANIK_ULI-FOLIAGE RETREAT, PRZEDŚN- PRE-SNOW PERIOD

na ile okresy i terminy poszczególnych sezonów ekoklimatycznych w danym roku są związane z terminami w latach ubiegłych. Mogą stanowić informacje o występowaniu cykliczności poszczególnych faz fenologicznych w wieloleciu, a nawet pewien prognostyk na rok następny. W tabeli 3 zestawiono istotne współczynniki autokorelacji cząstkowej dla okresów ekoklimatycznych i terminów ich początku. Dla wszystkich grądów istotne okazały się współczynniki dla okresów zaniku i pełnego ulistnienia. Są one dodatnie i dotyczą tylko opóźnienia dla 1 roku. Oznacza to, że wydłużony okres pełnego ulistnienia w tym roku w następnym będzie raczej długi niż krótki. Okresy przedśnieżny i pośnieżny nie wykazują żadnego związku z czasem trwania w latach poprzednich. Funkcja autokorelacji cząstkowej początku i okresu pośnieżnego (końca śnieżnego) wskazuje również na brak prawidłowości w przebiegu tego terminu w dłuższym przedziale czasowym.

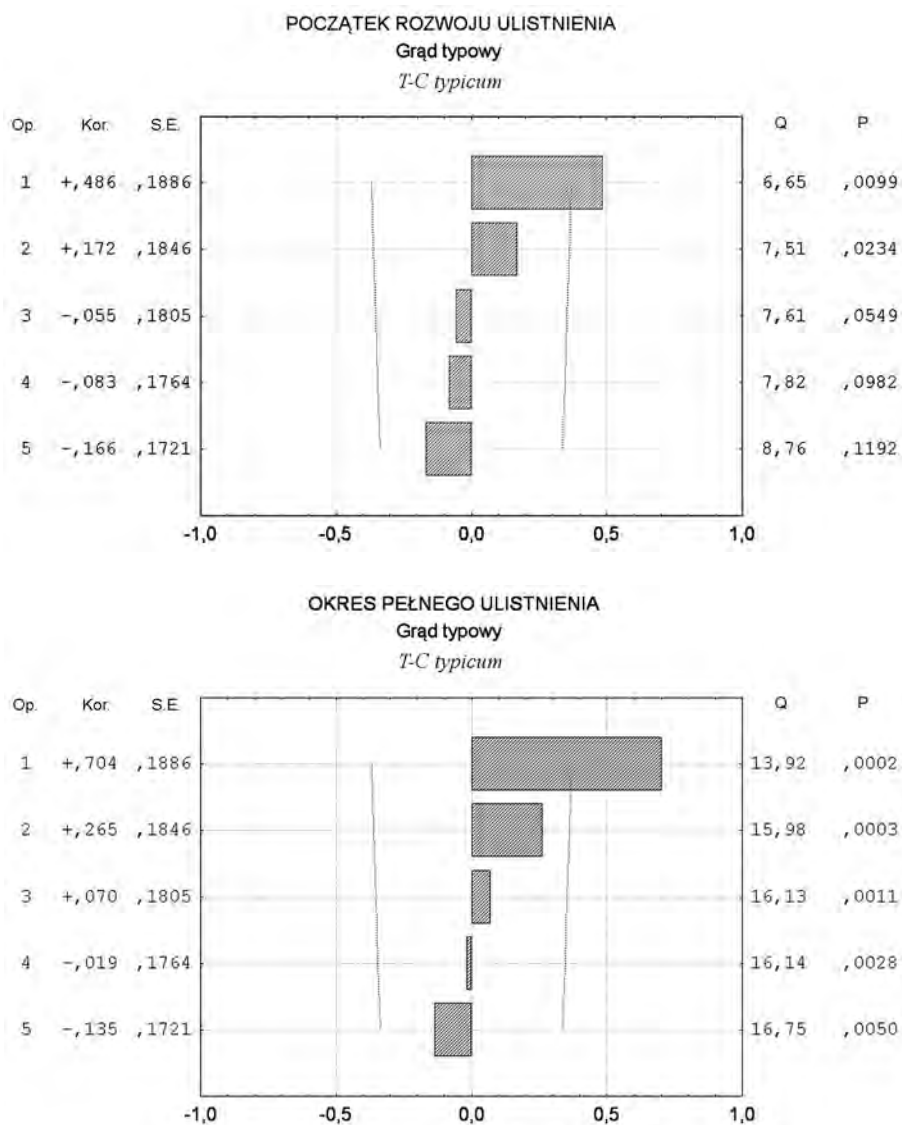
Autokorelogramy początku okresu śnieżnego i jego czasu trwania (ryc. 13) wskazują na ich przemienność z sezonu na sezon (wcześnie-późno, długi-krótki). Czas trwania okresu śnieżnego wykazuje przeciętne i istotne współczynniki autokorelacji w 3 zbiorowiskach z wyjątkiem grądu wysokiego trzcinnikowego *Tilio-Carpinetum calamagrostietosum*. Mają znak ujemny i dotyczą opóźnienia o 3 sezony wstecz (max. T-C typic. -0,50). Oznacza to, np., że po małośnieżnej zimie trzecia z kolei raczej będzie długa i śnieżna. W przebiegu z wielolecia jest to dość widoczne: 66/67 – okres śnieżny krótki, 69/70 długi, 72/73 – krótki, 75/76 długi, 82/83 krótki i 85/86 długi.



Ryc. 13. Autokorelogramy początku i czasu trwania okresu śnieżnego w gładzie typowym

Autocorrelograms of snow beginning and duration of snow period in *T-C typicum*

Op – opóźnienie w latach – delay in years; Kor – współczynnik autokorelacji – autocorrelation index; S.E. – błąd standardowy szacunku – standard error; Q – współczynnik Boxa i Ljunga – index after Box and Ljung; p – poziom istotności wyniku – significance level



Ryc. 14. Autokorelogramy terminu początku ulistnienia i okresu pełnego ulistnienia w grądzie typowym

Autocorrelograms of term of the beginning of foliage development and duration of the period of full foliage in *Tilio-Carpinetum typicum*

Op – opóźnienie w latach – delay in years; Kor – współczynnik autokorelacji – autocorrelation index; S.E. – błąd standardowy szacunku – standard error; Q – współczynnik Boxa i Ljunga – index after Box and Ljung; p – poziom istotności wyniku – significance level

Najwyższe współczynniki autokorelacji cząstkowej (od 0,5 do 0,7) dotyczą okresu pełnego ulistnienia we wszystkich podzespołach. Wydłużony w danym roku prognozuje również dłuższy niż zwykle w roku następnym (ryc. 14). Ta sama prawidłowość, choć nieco słabiej wyrażona, dotyczy okresu zaniku ulistnienia. Należy zaznaczyć, że najbardziej wyraźne prawidłowości dotyczą grądu typowego. Porównanie autokorelogramów tego zbiorowiska dla okresu śnieżnego i pełnego ulistnienia oraz początku okresu śnieżnego i początku rozwoju ulistnienia wskazuje na brak związku pomiędzy regularnym następstwem trwałej pokrywy śnieżnej a vegetacją drzewostanów.

Tabela 3. Istotnie statystycznie współczynniki autokorelacji cząstkowej okresów ekoklimatycznych i terminów ich początku (w nawiasach opóźnienie w latach)

Okresy ekoklimatyczne i terminy ich początku	Grąd kokoryczowy <i>T-C coryd.</i>	Grąd czyścicowy <i>T-C stach.</i>	Grąd typowy <i>T-C typic.</i>	Grąd trzcinnikowy <i>T-C calam.</i>
OKRES ŚNIEŻNY	-0,429 (3)	-0,426 (3)	-0,495 (3)	-
Początek pośnieżnego	-	-	-	-
OKRES POŚNIEŻNY	-	-	-	-
Początek rozwoju ulistnienia	-	-	+0,486 (1)	-0,479 (3)
OKRES ROZWOJU ULISTNIENIA		+0,414 (1)	+0,476 (1)	
Początek pełnego ulistnienia				
OKRES PEŁNEGO ULISTNIENIA	+0,679 (1)	+0,700 (1)	+0,704 (1)	+0,502
Początek zaniku ulistnienia	+0,520 (1)	+0,502 (1)	+0,570 (1)	
OKRES ZANIKU ULISTNIENIA	+0,571 (1)	+0,655 (1)	+0,675 (1)	+0,540 (1)
Początek przedśnieżnego				
OKRES PRZEDŚNIEŻNY				-0,422 (1)
Początek śnieżnego	-0,514 (1)	-0,527 (1)	-0,580 (1)	-0,509 (1)

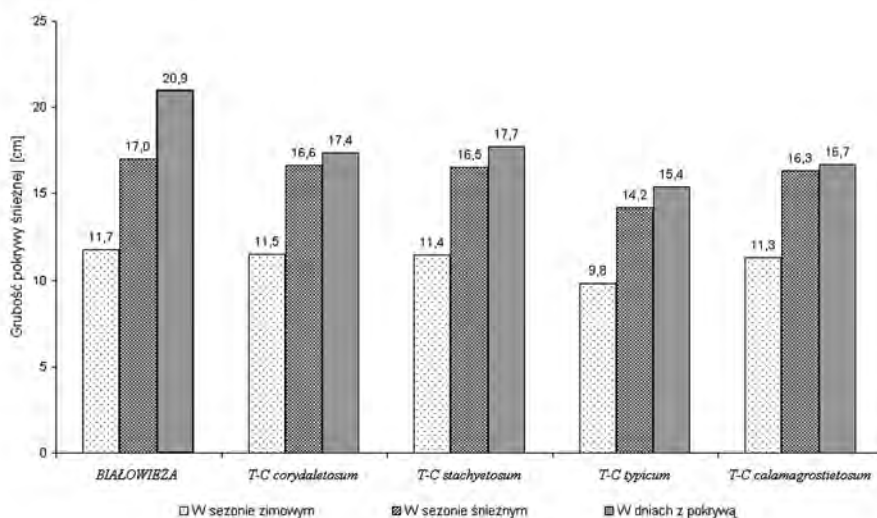
5. WPŁYW DRZEWOSTANÓW GRĄDOWYCH NA POKRYWĘ ŚNIEŻNĄ

5.1. ŚREDNIA GRUBOŚĆ I CZĘSTOŚĆ WYSTĘPOWANIA POKRYWY ŚNIEŻNEJ

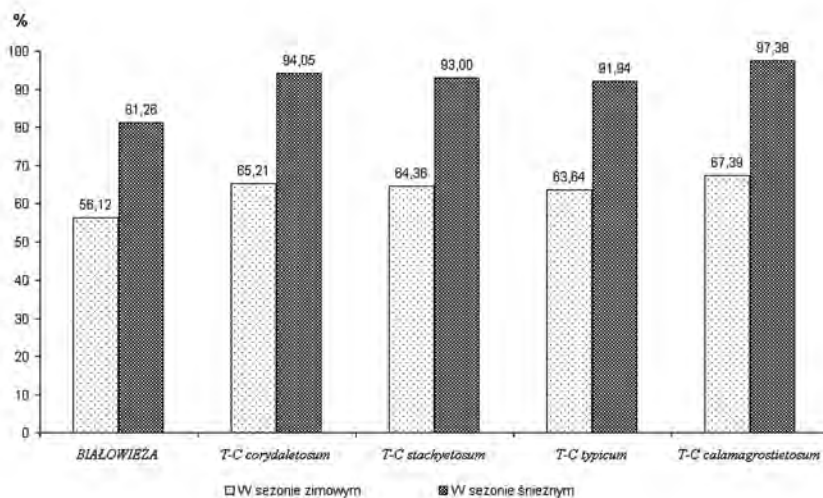
Średnia grubość pokrywy śnieżnej w sezonie zimowym (12 XI–21 IV) zależy w dużym stopniu od czasu jej zalegania, gdyż określana jest ze wszystkich dni, także tych bez śniegu, na powierzchni gruntu. Ponieważ w tym okresie częstość występowania pokrywy w grądach jest większa niż na polu od 7,5 do 11,3% ($n = 825$), tym samym różnice średniej grubości między lasem a terenem otwartym nie są duże (ryc. 15–16). Średnia grubość pokrywy w Białowieży (11,74 cm) okazała się wyższa niż w badanych fitocenozach, choć statystycznie istotne różnice uzyskano tylko w stosunku do grądu typowego (1,93 cm, test $t = 11,5$ $p < 0,001$) i wysokiego trzcinnikowego (0,46 cm, $t = 2,3$ $p < 0,05$). Spośród czterech podzespołów grądu wyróżniał się pod tym względem grąd typowy, w którym średnia grubość pokrywy śnieżnej była istotnie niższa ($p < 0,001$) w porównaniu z pozostałymi zbiorowiskami. Pomiędzy grądami – niskim kokoryczowym i czyścowym różnica średniej grubości (0,06 cm) okazała się statystycznie nieistotna.

Dla sezonu śnieżnego, rozumianego jako okres od pierwszego do ostatniego dnia z pokrywą śnieżną (bez względu na miejsce pomiaru), średnia grubość pokrywy na polu jest również nieco wyższa niż w grądach. Istotna różnica występuje również pomiędzy Białowieżą a grądem typowym (2,79 cm, $t = 11,9$, $p < 0,001$) i grądem wysokim trzcinnikowym (0,67 cm, $t = 2,3$, $p < 0,05$). Większym różnicom grubości pokrywy śnieżnej „las-pole” towarzyszą większe różnice jej częstości – od 10,7% dla grądu typowego do 16,1% dla grądu wysokiego trzcinnikowego. W tym ostatnim pokrywa śnieżna występowała aż w 97,4% sezonu śnieżnego (ryc. 16).

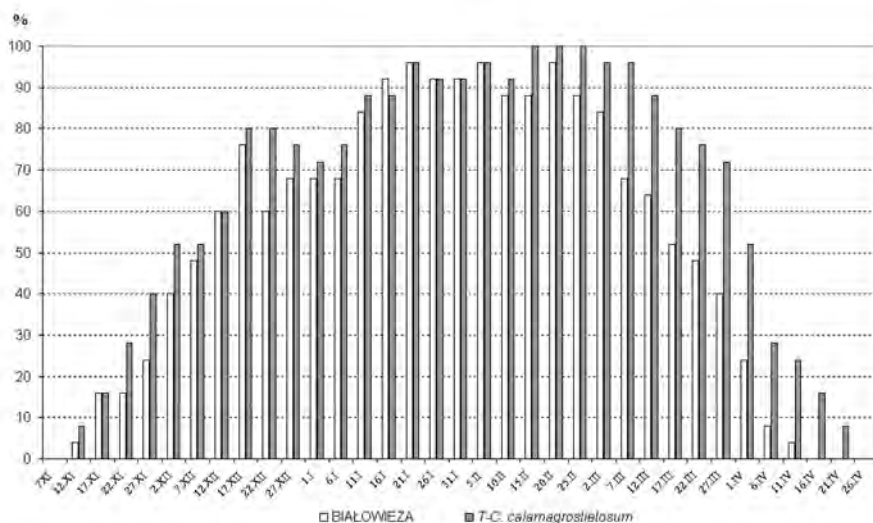
Przewaga średniej grubości pokrywy śnieżnej na polu mimo jej krótszej tam obecności, wynika z zatrzymywania się (intercepcji) części śniegu na gałęziach i igliwiu, a niekiedy nawet na pniach i zeschniętych nie opadłych liściach. Najlepiej jest to widoczne, gdy porównamy średnią grubość pokrywy tylko w dniach jej występowania. Jest ona wyraźnie grubsza niż w lesie, od 3,2 cm w porównaniu z grądem czyścowym o najmniejszym zwarciu do 5,5 cm – w porównaniu z grądem wysokim trzcinnikowym z największym zwarciem i znacznym udziałem świerka w drzewostanie. Niewielkie, krótkotrwałe opady śniegu mogły w ogóle nie docierać pod korony świerków.



Ryc. 15. Średnia grubość pokrywy śnieżnej (cm) w sezonie zimowym, śnieżnym i w dniach z pokrywą w terenie otwartym (Białowieża) i podzespołach grądowych
 Mean snow cover thickness (in cm) in winter season, snow season and in days with snow cover in open area (Białowieża) and oak-linden-hornbeam sub-associations



Ryc. 16. Częstość (w %) występowania pokrywy śnieżnej w sezonie zimowym i śnieżnym w terenie otwartym (Białowieża) i podzespołach grądowych
 Frequency (in %) of snow cover in winter season and snow season in open area (Białowieża) and oak-linden-hornbeam sub-associations



Ryc. 17. Częstość (w %) występowania pokrywy śnieżnej w Białowieży i w łądze wysokim *T-C calamagrostietosum* w poszczególnych terminach obserwacyjnych (1963/64-1987/88)

Frequency (in %) of snow cover in Białowieża and in *T-C calamagrostietosum* in particular observation terms (1963/64-1987/88)

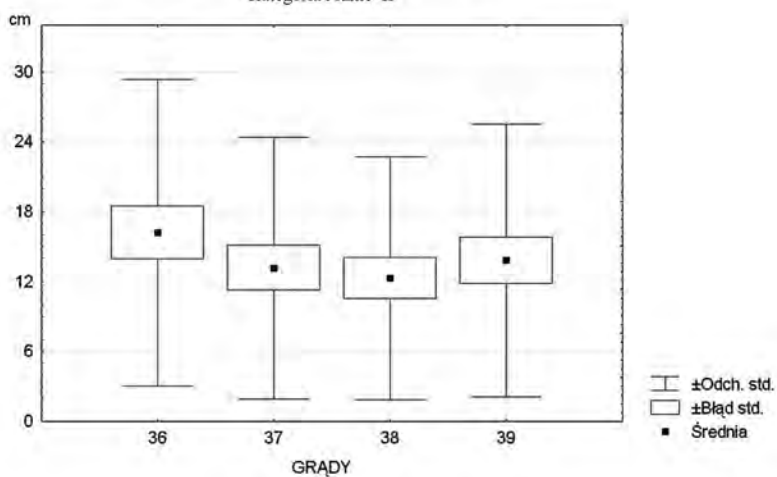
Z porównania częstości występowania pokrywy śnieżnej na polu i w łądze wysokim trzcinnikowym w poszczególnych terminach obserwacyjnych wynika jednakowa częstość w okresie od 21 stycznia do 5 lutego oraz 17 listopada i 12 grudnia. Tylko w jednym terminie – 16 stycznia pokrywa śnieżna występowała częściej na polanie niż w lesie. W całym pozostałym okresie śnieg zalegał częściej w lesie. W łądze wysokim zawsze notowano pokrywę od 15 do 25 lutego (ryc. 17). Z dłuższych obserwacji obejmujących 50 sezonów wynika, że każdy dzień kalendarzowy zimy może być bez pokrywy śnieżnej. Pod koniec sezonu wzrasta przewaga częstości pokrywy śnieżnej w lesie w stosunku do terenu otwartego. Jej wolniejsze tam taniecie sprawia, że od połowy kwietnia nie występowała już ona poza lasem. W puszczy, zwłaszcza w zbiorowiskach borowych, resztki śniegu można jeszcze zobaczyć na początku maja.

5.2. ZRÓŻNICOWANIE GRUBOŚCI POKRYWY ŚNIEŻNEJ W PODZESPOŁACH GRĄDU W POSZCZEGÓLNYCH SEZONACH ZIMOWYCH

Stwierdzona w rozdziale IV duża zmienność warunków śnieżnych z sezonu na sezon rodzi pytanie, czy zmieniające się cechy śnieżności sezonów zimowych wywarły wpływ na różnice pod tym względem poszczególnych podzespołów grądowych. Innymi słowy chodzi o sprawdzenie, czy w całym

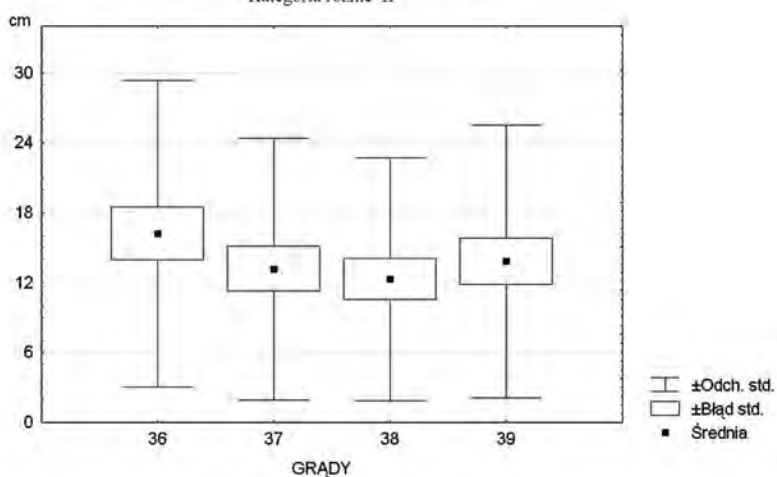
GRUBOŚĆ POKRYWY ŚNIEŻNEJ W SEZONIE 68/69

Kategoria różnic II



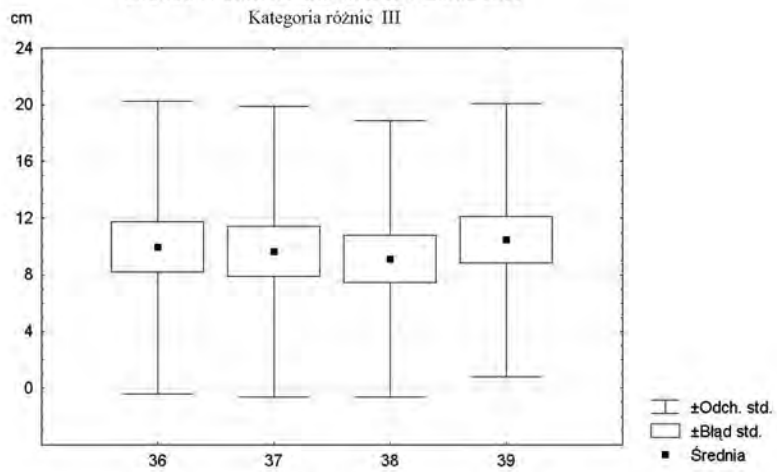
GRUBOŚĆ POKRYWY ŚNIEŻNEJ W SEZONIE 68/69

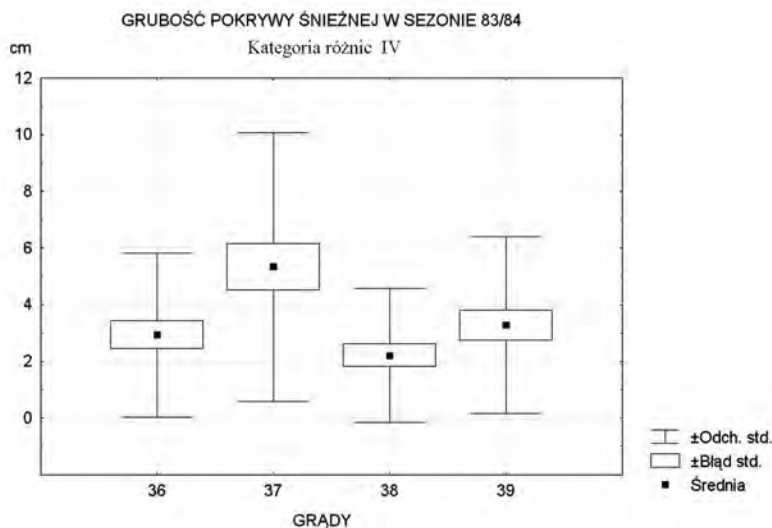
Kategoria różnic II



GRUBOŚĆ POKRYWY ŚNIEŻNEJ W SEZONIE 65/66

Kategoria różnic III





Ryc. 18. Kategorie różnic grubości pokrywy śnieżnej pomiędzy podzespołami grądów – przykłady

Examples of the categories of differences of snow cover thickness between oak-linden-hornbeam forest sub-associations

25-leciu średnia grubość pokrywy śnieżnej była największa (bądź najmniejsza) zawsze w tym samym zbiorowisku. Przy prawie równoczesnych zmianach zwarcia drzewostanów w poszczególnych zbiorowiskach ich kolejność pod względem pokrywy śnieżnej powinna być właściwie jednakowa.

Do zweryfikowania tej hipotezy wzięto średnią grubość pokrywy śnieżnej (z błędem standardowym szacunku) i jej zmienność wyrażoną odchyleniem standardowym dla całego sezonu zimowego, a więc także dni, w których pokrywy nie było. Porównanie grubości pokrywy śnieżnej w czterech podzespółach wykonano poprzez analizę wariancji. Po przeglądzie wykresów dla wszystkich 25 sezonów stwierdzono, że wystąpiły cztery kategorie różnic grubości pokrywy śnieżnej pomiędzy podzespołami grądowymi. W kategorii I największa średnia grubość dotyczyła grądu kokoryczowego, potem czyścicowego, jeszcze mniejsza typowego, a najmniejsza grądu wysokiego trzcinikowego. Analogiczna kolejność występowała także pod względem zmienności grubości pokrywy śnieżnej. W kategorii II największa grubość była również w grądzie kokoryczowym, mniejsza w wysokim trzcinikowym, a najniższa w grądzie typowym lub niekiedy czyścicowym. Grąd typowy wyróżniał się też najmniejszą zmiennością grubości pokrywy śnieżnej. Kategoria III odznaczała się najmniejszymi różnicami śnieżności pomiędzy podzespołami. Tutaj grąd typowy nieznacznie wyróżnia się niższą grubością pokrywy i wraz z grądem wysokim niższą od pozostałych zbiorowisk zmiennością jej

Tabela 4. Porównanie grubości pokrywy śnieżnej w podzespołach grądu w poszczególnych sezonach zimowych. Kategorie różnic według ryciny 18. Grupy sezonów patrz dendrogram rycina 10. Wskaźnik zimowy NAO według J. Hurrela (2006)

Sezon zimowy	<i>T-C coryd.</i> (36) Średnia	SD	<i>T-C stach.</i> (37) Średnia	SD	<i>T-C typic.</i> (38) Średnia	SD	<i>T-C calam.</i> (39) Średnia	SD	Test Levene ^a F	P	Analiza wariancji F	P	Różnice istotne	Kategoria różnic	Grupa sezonów	Wskaźnik NAO
63/64	15,94	14,54	14,15	13,00	13,15	12,16	12,48	11,48	1,870	0,136	0,452	0,716		I	4	-2,86
64/65	20,85	17,15	18,91	16,41	18,48	15,73	19,73	14,52	0,476	0,700	0,140	0,936		II	5	-2,88
65/66	9,94	10,33	9,64	10,27	9,12	9,75	10,45	9,63	0,162	0,922	0,103	0,958		III	4	-1,69
66/67	13,15	13,50	11,88	12,54	10,97	11,68	12,48	12,01	0,734	0,533	0,183	0,908		II	4	1,28
67/68	15,48	12,89	13,85	11,83	12,85	11,26	16,00	12,96	0,764	0,516	0,466	0,706		II	5	-1,04
68/69	16,18	13,15	13,18	11,22	12,30	10,42	13,81	11,67	0,751	0,523	0,669	0,572		II	4	-4,89
69/70	36,91	27,21	33,00	26,21	33,72	26,32	37,58	26,40	0,142	0,934	0,240	0,868		II	6	-1,89
70/71	8,03	7,88	6,85	7,13	6,61	6,79	6,94	6,81	0,499	0,684	0,257	0,856		II	2	-0,96
71/72	5,64	7,39	4,88	6,77	4,85	6,17	5,12	6,73	0,448	0,720	0,167	0,919		II	2	0,34
72/73	2,73	3,50	2,52	3,30	1,97	2,66	2,15	2,86	1,882	0,140	0,404	0,750		II	1	2,52
73/74	7,76	8,28	7,00	7,94	5,97	7,05	6,82	7,05	0,490	0,689	0,311	0,818		II	2	1,23
74/75	1,27	2,17	1,09	1,86	1,00	1,77	0,88	1,60	1,509	0,210	0,263	0,852		I	1	1,63
75/76	10,79	10,27	9,64	9,41	8,42	8,30	8,67	8,28	2,918	0,037	0,461	0,710		II	3	1,37
76/77	6,24	6,34	5,76	6,08	5,24	5,58	5,61	5,61	0,564	0,640	0,162	0,922		II	2	-2,14
77/78	12,64	14,08	11,77	13,68	10,70	12,68	11,76	12,64	0,164	0,920	0,118	0,959		II	4	0,17
78/79	26,90	23,84	24,94	23,21	23,85	22,21	27,21	22,82	0,250	0,860	0,160	0,922		III	6	-2,25
79/80	11,70	12,80	10,03	11,60	8,76	10,07	8,49	9,80	1,572	0,200	0,573	0,634		I	3	0,56
80/81	3,39	4,75	3,03	4,33	2,55	3,70	2,48	3,54	1,599	0,190	0,361	0,781		I	1	2,05
81/82	12,58	10,43	16,30	13,07	10,61	9,34	13,30	9,82	2,747	0,046	1,591	0,195	37-38	IV	4	0,80
82/83	1,67	3,04	1,97	3,48	1,85	3,44	1,51	2,72	0,641	0,590	0,130	0,942		IV	1	3,42
83/84	2,94	2,89	5,33	4,75	2,21	2,37	3,27	3,11	22,227	0,000	5,112	0,002	37-36/38/39	IV	1	1,60
84/85	7,12	7,30	11,20	11,50	7,09	7,33	9,58	9,47	7,700	0,001	1,624	0,187		IV	3	-0,63
85/86	13,58	13,91	19,54	19,02	12,39	12,69	16,15	15,74	3,184	0,026	1,374	0,253	37-38	IV	5	0,50
86/87	15,84	14,32	19,61	16,82	15,21	13,44	20,09	16,40	1,857	0,140	0,890	0,448		IV	5	-0,75
87/88	8,09	9,09	9,76	11,39	6,15	7,24	9,09	10,50	3,060	0,031	0,869	0,459		IV	3	0,72

grubości. Biorąc pod uwagę błąd standardowy szacunku, można przyjąć, że w kategoriach I, II i III różnice średniej grubości pokrywy śnieżnej mieściły się w granicach błędu statystycznego. Kategoria IV wyróżnia się zdecydowanie pod tym względem. Różnice pomiędzy podzespołami są zdecydowanie większe, zmianie ulega także kolejność zbiorowisk. Największa średnia grubość pokrywy występuje tu w grądzie czyścowym, a najmniejsza w typowym (ryc. 18).

Analiza wyników 25-lecia wykazała, że od zimy 1963/64 do sezonu 1980/81 łącznie różnice pomiędzy średnimi wartościami grubości nie były statystycznie istotne. Dominowała kategoria II (12 sezonów) i tylko na początku i końcu tego okresu wystąpiła kategoria I (4 sezony) i III (2 sezony). Bardzo wyraźna zmiana nastąpiła od sezonu 81/82, w którym wystąpiła kategoria IV i trwała do końca badań z wyjątkiem zimy 82/83 (tab. 4). Do sezonu 1987/88 największa grubość występowała w grądzie czyścowym, przy czym różnica z grądem typowym okazała się statystycznie istotna w trzech sezonach (test różnic NIR). Sezon 83/84 najsilniej różnicował zbiorowiska, co potwierdza zarówno test Levene'a, jak i sama analiza wariancji ($p < 0,002$, tab. 4). Średnia grubość pokrywy w grądzie czyścowym okazała się być istotnie wyższa od wszystkich pozostałych podzespołów. Nietypowym okazał się bardzo ciepły sezon 82/83, w którym średnia grubość pokrywy nie przekraczała 3,5 cm. Jednak nawet w tym sezonie maksymalna grubość i największa zmienność pokrywy dotyczyła grądu czyścowego. Z dużym prawdopodobieństwem można przyjąć, że wykazaną prawidłowość, tj. zmianę różnic grubości pokrywy śnieżnej spowodowały huraganowe wiatry, które nawiedziły Puszcę Białowieską w listopadzie 1981 roku. Według Regionalnej Dyrekcji Lasów Państwowych w polskiej części Puszczy Białowieskiej powstały wywroty i złomy o masie kilkudziesięciu tysięcy m³ (www.bialystok.lasy.gov.pl). Wśród badanych powierzchni największe luki w drzewostanie wystąpiły na powierzchni badawczej grądu czyścowego, który od tego sezonu miał najmniejsze zwarcie drzewostanu (ryc. 5). W rezultacie zwiększonej przepuszczalności koron średnia grubość pokrywy śnieżnej na transekcie pomiarowym tego zbiorowiska uległa względnemu zwiększeniu w stosunku do pozostałych. Konsekwencje jednego zdarzenia pogodowego, w tym przypadku huraganu, okazały się więc istotne dla różnic podzespołów pod względem pokrywy śnieżnej, gdyż naruszyły pułap drzewostanu. Następny huragan nawiedził Puszcę w marcu 1983, powodując znaczne zniszczenia w drzewostanie, szczególnie świerków w grądzie czyścowym (Kawecka 1991). W rezultacie największe różnice w pokrywie śnieżnej wystąpiły następnej zimy (tab. 4). Można również podejrzewać, że zmiana kategorii różnic pokrywy w sezonie 78/79 mogła wynikać z katastrofalnej okiści tej zimy, w wyniku której powstało wiele

śniegołomów. W konsekwencji zmiana stosunków śnieżnych trwała jeszcze przez następne dwa sezony. Następną klęska śniegołomów wystąpiła w styczniu 1986 roku i choć nie spowodowała zmiany kategorii różnic w pokrywie, mogła przyczynić się do istotnej różnicy w grubości pokrywy śnieżnej pomiędzy grądami czyścowym i typowym. Co ciekawe wydaje się, że same cechy śnieżno-termiczne sezonu zimowego nie odegrały dużej roli w zróżnicowaniu pokrywy śnieżnej. Widać tu brak wyraźnego związku pomiędzy kategorią różnic w pokrywie, a grupą sezonów w dendrogramie i wskaźnikiem cyrkulacji NAO (ryc. 10, tab. 4). Istotne różnice między podzespołami w pokrywie śnieżnej wystąpiły zarówno podczas zimy cieplej i mało śnieżnej (grupa 1) jak i zim śnieżnych i mroźnych (grupa nr 4 i 5). Z drugiej strony kategoria II różnic w pokrywie zdarzała się podczas wszystkich sześciu grup sezonów zimowych.

Porównując maksymalną grubość pokrywy stwierdzono, że od sezonu 63/64 do 80/81 największa maksymalna grubość pokrywy występowała w grądzie niskim kokoryczowym, a od sezonu 81/82 w grądzie niskim czyścowym. Wskutek wiatrołomów w grądzie czyścowym wystąpił spadek zwarcia drzewostanu w stosunku do grądu kokoryczowego, w którym w ostatnich dwóch sezonach dodatkowo zwiększyło się zwanie podszytu. Charakterystyczne, że najniższe maksima grubości nie zawsze występowały w najbardziej zwartym i zacienionym grądzie wysokim. W sezonach, w których najwyższe grubości pokrywy wystąpiły późno (68/69, 84/85, 87/88) szybsze tajanie śniegu zaniżało wyraźnie maksima miąższości pokrywy w grądzie typowym. Na ogół różnice pomiędzy zbiorowiskami pod względem grubości maksymalnej wynosiły kilka centymetrów, i nie pozostawały w związku z różnicami w zwarcie drzewostanów. Różnice średniej grubości maksymalnej w poszczególnych podzespołach okazały się być statystycznie nieistotne.

Podsumowując można uznać, iż ogólny charakter zimy, tzn. jej śnieżność i mroźność (a tym samym długość), nie wpływał zasadniczo na różnice w pokrywie śnieżnej pomiędzy czterema zbiorowiskami grądu. Różnice we wzajemnych relacjach średniej grubości pokrywy wystąpiły wskutek zmian pałapu drzewostanu, spowodowany przede wszystkim gwałtownymi zjawiskami pogodowymi.

5.3. SEZONOWE PRZEBIEGI GRUBOŚCI POKRYWY ŚNIEŻNEJ I ZNACZENIE ODWILŻY

Średnia grubość pokrywy śnieżnej w poszczególnych terminach obserwacyjnych utworzyła teoretyczny przebieg zmian miąższości w sezonie zimowym. Charakteryzuje go asymetryczny kształt, w którym okres narastania pokrywy jest około dwa razy dłuższy od okresu jej zmniejszania się (ryc. 19).

Określenie „przebieg teoretyczny” jest zasadne, ponieważ zimy w Polsce charakteryzują się na przemian okresami mrozów i odwilży, które często prowadzą do wielokrotnego powstawania i zupełnego zanikania pokrywy śnieżnej. Z 25 analizowanych sezonów zimowych zaledwie 8 ma kształt podobny do uśrednionego. Systematyczny i długotrwały wzrost, a potem szybki spadek grubości pokrywy śnieżnej wystąpił jedynie w latach: 1969/70 i 1979/80 (zał. 3). Były to zimy śnieżne i mroźne, w których także występowały odwilże powodujące okresowy spadek grubości pokrywy śnieżnej. Przydatność wykresu przebiegu „uśrednionego” leży w możliwości porównania czterech podzespołów grądowych i relacji „las-teren otwarty”. Można z niego również odczytać pewne cechy śnieżności sezonu zimowego. Wyraźnie zaznaczają się dwa okresy o stosunkowo małych opadach śniegu – pierwszy obejmuje drugą połowę grudnia, a następny pierwszą dekadę lutego.

Porównując grubość pokrywy w środowisku leśnym i poza lasem zauważamy, że od początku grudnia (68 pentada w roku) do 7 marca (14 pentada) grubość pokrywy na polanie jest częściej większa niż w lesie. Po tym okresie zaznacza się przewaga grubości w lesie, z wyjątkiem grądu typowego. W tym zbiorowisku pokrywa ma większą grubość dopiero od 27 marca (18 pentada). Maksimum średniej grubości pokrywy śnieżnej w Białowieży (25,3 cm) przypada 20 lutego (11 pentada), tj. o 5 dni wcześniej niż w grądach. Wśród nich najwyższą grubość 25 lutego ma grąd czyścicowy 23,9 cm, potem kokoryczowy 23,8 cm, następnie wysoki trzcinnikowy 22,7 cm, a najniższą grąd typowy 20,9 cm. Od połowy marca (16 pentada) grubość pokrywy śnieżnej największa jest w grądzie wysokim trzcinnikowym, następnie niskim kokoryczowym, czyścicowym i najniższa w grądzie typowym. Największe zróżnicowanie grubości pokrywy śnieżnej w grądach występuje na przełomie stycznia i lutego (12–13 pentada) oraz w połowie marca (15–16 pentada). Wykres średniej grubości pokrywy w terminach obserwacyjnych informuje również o skrajnej, czyli najpóźniejszej dacie zaniku pokrywy śnieżnej. Na polu jest to 11 kwietnia (21 pentada), a w grądzie wysokim trzcinnikowym 21 kwietnia (23 pentada).

Pełny obraz zróżnicowania grubości pokrywy śnieżnej dają przebiegi dla wszystkich 25 sezonów zimowych (zał. 3), z których wynika, że w każdym była odwilż, ale tylko 5 sezonów odznaczało się brakiem na polu pełnej odwilży, tj. takiej, która prowadzi do zupełnego zaniku śniegu. Łagodne odwilże powodują całkowite zejście pokrywy w terenie otwartym, ale niekoniecznie w lesie (np. sezon 63/64). Zauważyć też można, że niemal po każdej odwilży grubość pokrywy w grądach staje się większa niż poza lasem (sezon 64/65, zał. 3). Łączny czas trwania okresów odwilżowych w 25 sezonach wynosił poza lasem 395 dni, w grądzie kokoryczowym 390, czyścicowym 415 dni, ty-

powym 470 i grądzie wysokim trzcinnikowym 415 dni. Analiza wariancji nie wykazała pod tym względem istotnych różnic pomiędzy samymi podzespołami grądu ($F = 0,133$, $p = 0,94$). Niejednoznaczność relacji „las-pole” pod tym względem wynika z szybszego tajania pokrywy poza lasem z jednej strony, a z drugiej przy niewielkich opadach śniegu tworzenia się cienkiej pokrywy na polu przy jej braku na dnie lasu.

Analizując maksymalne grubości pokrywy śnieżnej stwierdzamy, że tylko w 11 sezonach była ona wyższa na polu niż w grądach, co można tłumaczyć metodyką obserwacji uniemożliwiającą dokładne porównania. Krótkotrwałe odwilże po jedno- lub dwudniowych opadach śniegu mogły spowodować szybkie jego tajanie na polu, co oczywiście musiało „zanizać” ekstremalne grubości pokrywy, czego przykładem jest sezon 64/65. Dnia 25 lutego w Białowieży zanotowano 45 cm i tyle samo w grądzie czyścowym. Niewielki opad śniegu zwiększył grubość na polu o 1 cm do 46 cm 27 lutego. Dnia 1 marca nastąpiła słaba odwilż i grubość pokrywy spadła do 44 cm (taką też wartość zapisano 2 marca). Stąd, maksymalna jej grubość na polu, określana według dat terminowych przypadła na 25 lutego. W lesie krótka odwilż nie ujawniła się (wskutek zacienienia) i 2 marca zarejestrowano wzrost grubości pokrywy o 2–4 cm w zależności od zbiorowiska. Zwykle różnice grubości maksymalnej pokrywy na transekcie powierzchni leśnej były większe niż między lasem a polem. Jedynie podczas najbardziej śnieżnej zimy 1969/70 grubość maksymalna pokrywy poza lasem była zdecydowanie wyższa (12–18 cm) niż w grądach.

5.4. RÓŻNICE GRUBOŚCI POKRYWY ŚNIEŻNEJ POMIĘDZY GRĄDEM I TERENEM OTWARTYM

Dokonano również porównania pomiędzy grądem a terenem otwartym pod względem zmian grubości pokrywy śnieżnej, obliczając częstość występowania 16 możliwych relacji, jakie zachodziły pomiędzy tymi środowiskami. Analizę tych sytuacji oparto na podstawie własnych obserwacji w latach 1998/99–2001/02 oraz przeglądu archiwalnych materiałów stacji meteorologicznej Białowieża. W znacznej mierze skorzystano również z informacji pochodzących od obserwatorów Białowieskiej Stacji Geobotanicznej.

Cztery z wszystkich możliwych relacji oznaczają zgodne zmiany lub ich brak w środowisku leśnym i poza nim. Są to relacje:

W–W wzrostu grubości pokrywy na polu i w grądzie

S–S spadku grubości pokrywy na polu i w grądzie

B–B braku zmian grubości pokrywy na polu i w grądzie

0–0 braku pokrywy śnieżnej na polu i w grądzie.

Ich łączny udział w poszczególnych podzespołach wynosił dla: gładu niskiego kokoryczowego 71,1%, niskiego czyścowego 74,4%, typowego 74,9% i wysokiego trzcinnikowego 70,8% wszystkich sytuacji sezonu śnieżnego. Wyraźnie niższy procent dla gładów kokoryczowego i trzcinnikowego jest pewną miarą ich większego indywidualizmu pod względem reżimu pokrywy śnieżnej. O specyfice warunków śniegowych w lesie świadczą przede wszystkim sytuacje niezgodnych zmian grubości pokrywy śnieżnej. Częstość występowania 12 takich sytuacji przedstawia rycina nr 20. Warunki pogodowe im towarzyszące scharakteryzowano zarówno na podstawie danych stacji meteorologicznej Białowieża, jak i rejestracji temperatury powietrza na powierzchniach badawczych gładów.

W-S wzrost na polu – spadek w gładzie

W okresie mroźnym niewielki opad śniegu daje wzrost grubości na polu, gdy w lesie intercepcja śniegu nie dopuszcza do wzrostu grubości pokrywy. Jej spadek wynika częściowo z osiadania pokrywy i sublimacji. Obejmuje ona również sytuacje podczas odwilży, kiedy mokry śnieg na polanie tworzy na nagim gruncie nową pokrywę, gdy w lesie trwa tajanie (zwłaszcza przy dodatniej temperaturze gruntu) i osiadanie starej. Największa liczba tego typu tendencji w gładzie kokoryczowym przemawia raczej za drugą z tych możliwości. Powierzchnia badawcza tego zbiorowiska znajdowała się najniżej i najbliższej strumienia, stąd ulegała okresowym podtopieniom.

W-B wzrost na polu – bez zmian w gładzie

Sytuacja mogła być spowodowana niewielkim opadem śniegu lub zamiecią. Przemawia za tym wyraźnie większa częstość tego typu w gładzie wysokim trzcinnikowym o większym wypełnieniu niż w pozostałych zbiorowiskach.

W-0 wzrost na polu – brak pokrywy w gładzie

Sytuacje takie występowały albo na początku sezonu lub pod koniec długiej odwilży. Niewielki opad śniegu dawał cienką pokrywę śnieżną na polu, gdy w gładzie rejestrowano tylko ślady lub płyty śniegu. Zdarzały się one rzadko.

S-W spadek na polu – wzrost w gładzie

Występowanie takich przypadków wiązało się zwykle z silnym wiatrem. W okresie mroźnym zamiecie śnieżne powodowały nierzadko wywiewanie śniegu w sąsiedztwie śniegomierza na polu i niewielki wzrost grubości pokrywy w lesie częściowo także przez opadanie śniegu z gałęzi drzew. Podczas odwilży wiatr przyspieszał tajanie i parowanie śniegu w terenie otwartym, powodując większy spadek grubości niż przyrost w wyniku słabych opadów mokrego śniegu. Brak wiatru na dnie lasu przy jego dużej prędkości w war-

stwie koron powodował, że proporcje te były w grądach odwrócone. Sytuacje tego typu częściej miały miejsce w grądzie niskim kokoryczowym niż w pozostałych zbiorowiskach.

S–B spadek na polu – bez zmian w grądzie

Silny wiatr na polu wzmacniał sublimację i osiadanie pokrywy, na dnie lasu brak było tego czynnika. Potwierdza to największa częstość tego typu w najbardziej zacisznym grądzie wysokim trzcinnikowym.

S–0 spadek na polu – brak pokrywy w grądzie

Tajanie bardzo cienkiej pokrywy poza lasem, gdy śnieg spadł na już ogrzane podłoże (III–IV), albo jeszcze ciepły grunt (X–XI). W tym czasie w grądach notowano śnieg płatami lub jego ślady. Sytuacje takie zdarzały się bardzo rzadko.

B–W bez zmian na polu – wzrost grubości w grądzie

Sytuacje dość częste w środku lub pod koniec sezonu śnieżnego, kiedy pokrywa śnieżna osiąga swoją maksymalną grubość w grądach, gdy poza lasem, pomimo opadów, już nie wzrasta wskutek procesów tajania, osiadania i sublimacji. Sytuacji takich było wyraźnie mniej w grądzie wysokim trzcinnikowym. Wskutek większego zwarcia niewielkie opady nie dawały przyrostów grubości w tym zbiorowisku.

B–S bez zmian na polu – spadek w grądzie

W okresie odwilży słaby opad śniegu wstrzymuje na polu spadek grubości pokrywy, gdy w drzewostanach jest w większości przechwytywany. Sytuacje te najczęściej występowały w grądzie wysokim trzcinnikowym.

B–0 bez zmian na polu – brak pokrywy w grądzie

Bardzo cienka pokrywa na polu podczas mrozów, w lesie ślady śniegu wskutek intercepcji. Sytuacja taka wystąpiła tylko w grądzie typowym.

0–W brak pokrywy na polu wzrost grubości w grądzie

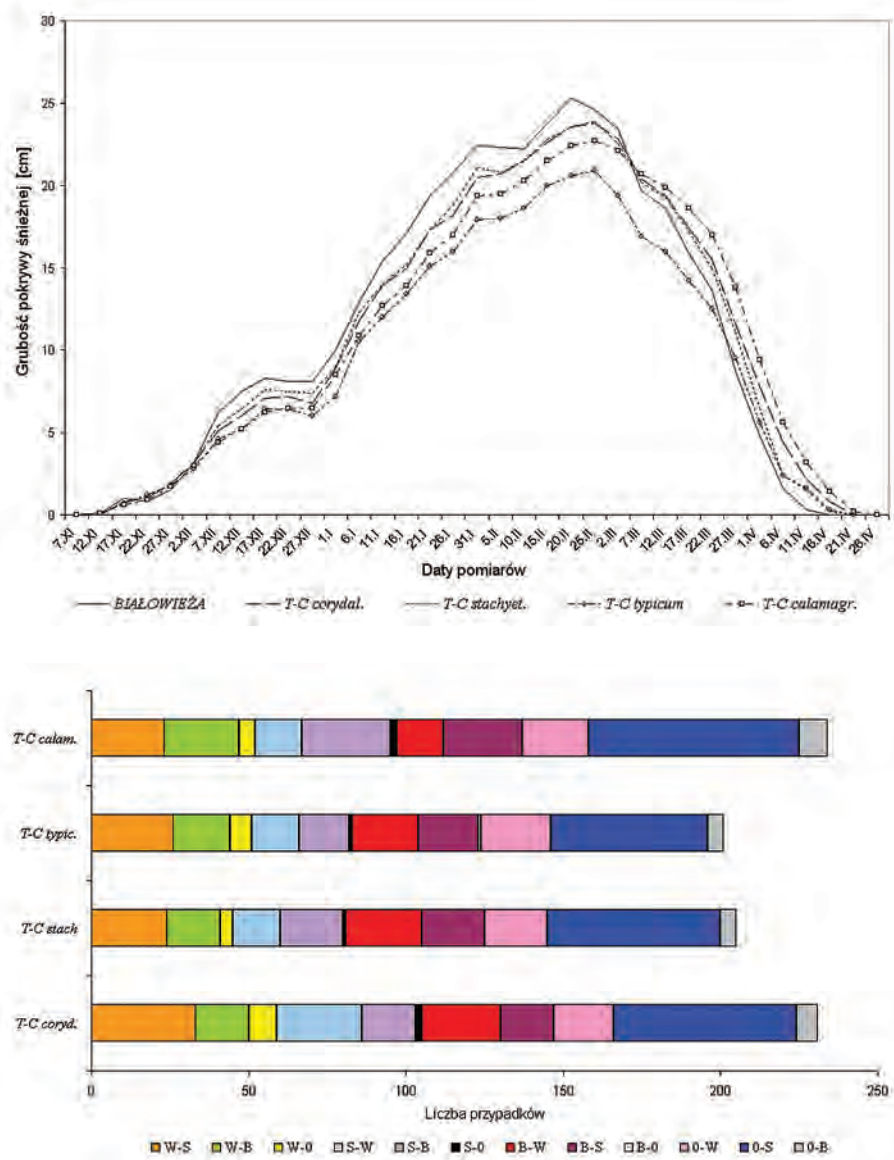
Po całkowitym ustąpieniu pokrywy na polu (III–IV), gdy w lesie jeszcze pokrywa nie zesza, słaby opad śniegu zwiększa tam jej grubość, gdy na polu po 2–4 dniach znika cienka pokrywa, tając od ciepłego już podłoża. Częstość na zbliżonym poziomie we wszystkich zbiorowiskach.

0–S brak pokrywy na polu – spadek grubości w lesie

Typowa sytuacja na przedwiośniu po całkowitym zejściu pokrywy poza lasem, gdy w lesie trwa dalej proces tajania. Z racji największego zacielenia sytuacji takich odnotowano najwięcej dla grądu wysokiego trzcinnikowego.

0–B brak pokrywy na polu – bez zmian grubości w lesie

Jak wyżej, tylko z zahamowaniem tajania pokrywy w lesie wskutek fali mrozu. Występowanie takiej sytuacji dość rzadkie i krótkotrwałe.



Ryc. 20. Liczba przypadków z niezgodnymi kierunkami zmian grubości pokrywy śnieżnej „pole – grądy”. W – przyrost, S – spadek, B – bez zmian 0 – brak pokrywy
 Number of situations with inconsistent directions of changes in snow cover thickness for „open area – oak-linden-hornbeam forests”. W – increase, S – decrease, B – same 0 – no snow

5.5. ZMIENNOŚĆ PRZYROSTÓW I SPADKÓW GRUBOŚCI POKRYWY ŚNIEŻNEJ

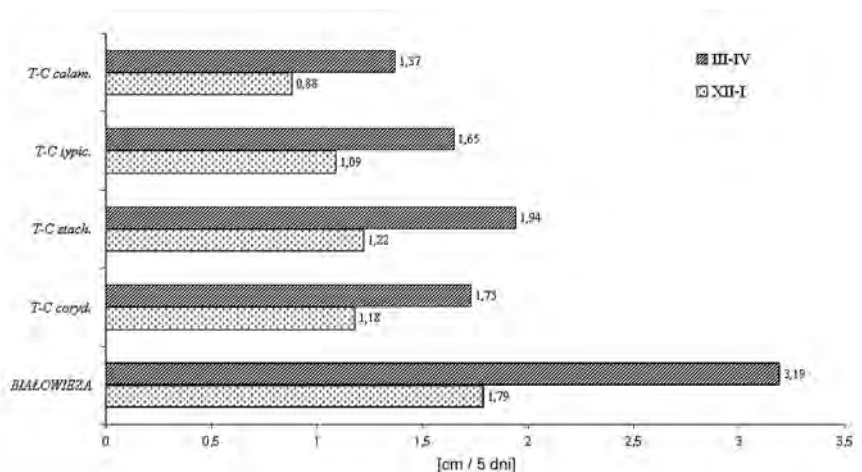
Pod względem wartości średnich zarówno wzrosty, jak i spadki grubości pokrywy były większe poza lasem niż w podzespołach grądowych. Różnice „pole-grądy” były jednak wyraźniejsze w odniesieniu do ekstremalnych spadków grubości pokrywy (tab. 5).

Tabela 5. Zmienność przyrostów i spadków grubości pokrywy śnieżnej w Białowieży i w podzespołach grądowych (SD – odchylenie standardowe, CV – współczynnik zmienności)

PRZYROSTY N=242	Suma grubości	%	Średnia cm/5dni	P.ufn. -95,00	P.ufn. +95,00	Maks.	SD	CV (%)	Błąd stand. szacunku
Białowieża	1422	100	5,88	5,15	6,60	41	5,70	96,9	0,37
Grąd kokoryczowy <i>T-C corydaletosum</i>	1086	76,4	4,49	3,79	5,19	37	5,55	123,6	0,36
Grąd czyścicowy <i>T-C stachyetosum</i>	1104	77,6	4,56	3,87	5,25	35	5,45	119,5	0,35
Grąd typowy <i>T-C. typicum</i>	987	69,4	4,08	3,42	4,74	37	5,19	127,2	0,33
Grąd w. trzcinnikowy <i>T-C calam.</i>	963	67,7	3,98	3,39	4,57	30	4,68	117,6	0,30
SPADKI N=160	Suma grubości	%	Średnia cm/5dni	P.ufn. -95,00	P.ufn. +95,00	Maks.	SD	CV (%)	Błąd st.sz.
Białowieża	1234	100	7,71	6,68	8,75	32	6,62	85,9	0,52
Grąd kokoryczowy <i>T-C corydaletosum</i>	791	64,1	4,94	4,37	5,52	16	3,71	75,1	0,29
Grąd czyścicowy <i>T-C stachyetosum</i>	837	67,8	5,23	4,58	5,88	19	4,17	79,7	0,33
Grąd typowy <i>T-C. typicum</i>	762	61,7	4,76	4,18	5,35	17	3,73	78,4	0,30
Grąd w. trzcinnikowy <i>T-C calam.</i>	607	49,2	3,79	3,28	4,31	17	3,31	87,3	0,26

W grądzie wysokim trzcinnikowym przeciętne przyrosty grubości pokrywy wynosiły 67,7% wartości na polu i tylko 49,2% spadków notowanych poza lasem. W grądzie czyścicowym o najmniejszym zwarcie proporcje te wynosiły odpowiednio 76,4% (przyrosty) i 67,8% (spadki).

Wartości maksymalne spadków grubości pokrywy śnieżnej w grądach były niemal dwukrotnie mniejsze niż na polu. Największy spadek miąższości w Białowieży wyniósł 32 cm/5 dni, gdy w grądach od 16 do 19 cm/5 dni. Różnice pod względem ekstremalnych przyrostów nie były tak duże. Rekordowy



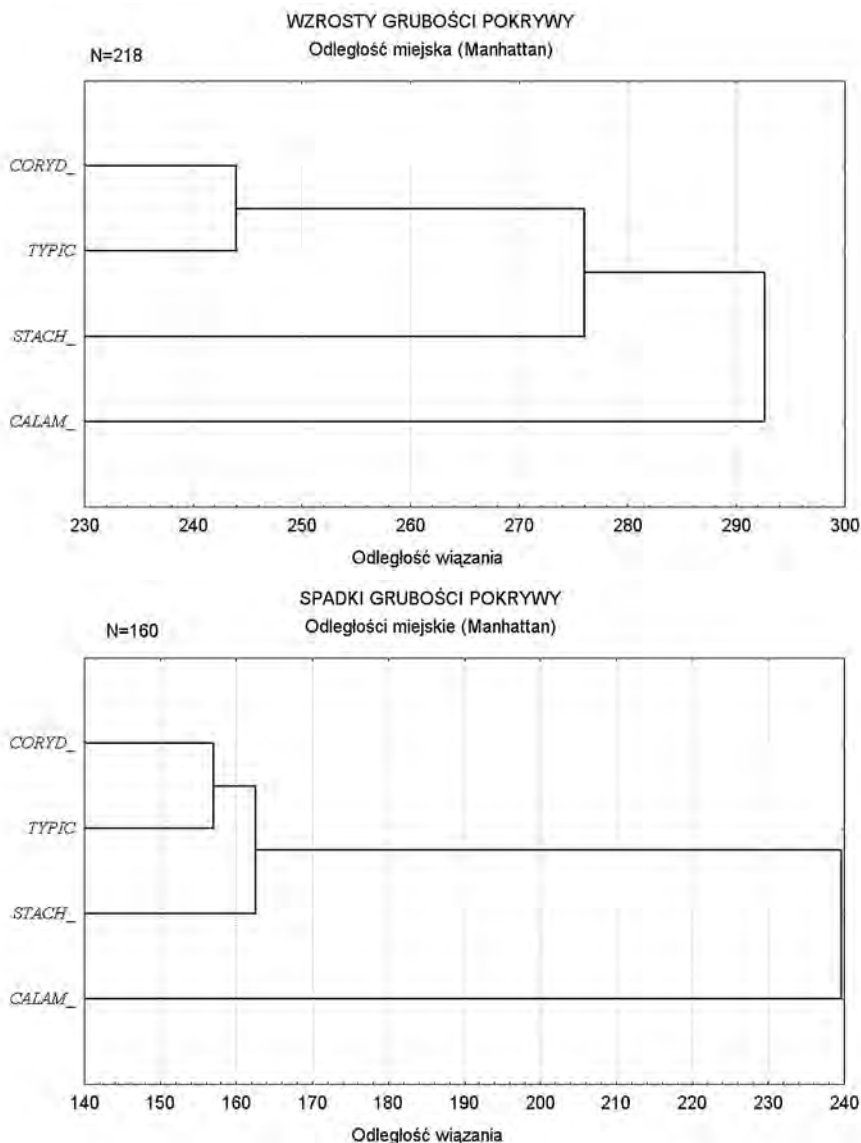
Ryc. 21. Średnie spadki grubości pokrywy śnieżnej w czasie śródzimowych odwilży (XII–I) i końcowego wiosennego tajania (III–IV)

Mean decreases of snow cover thickness during midwinter thaws (XII–II) and in spring (III–IV) during complete disappearance of the snow cover

przyrost grubości pokrywy w Białowieży wynosił 41 cm na pentadę (8,2 cm/dobę), gdy w grądzie wysokim 30 cm (6 cm/dobę).

Analiza wariancji $F(3,156) = 4,43$ $p < 0,0043$ oraz testy różnic post hoc wykazały jednoznacznie, że spadki grubości pokrywy śnieżnej w grądzie wysokim trzcinnikowym różnią się istotnie od występujących w pozostałych podzespołach (kokoryczowy NIR = 0,004, czyścicowy NIR = 0,0008, typowy NIR = 0,023, $p < 0,05$). Istotna różnica między tym zbiorowiskiem a grądem kokoryczowym i czyścicowym została także potwierdzona testami Scheffe i Tukeya na tym samym poziomie istotności (zał. 5).

Intensywność tajania w czasie śródzimowych odwilży jest zwykle mniejsza niż pod koniec sezonu, choć zdarzają się wyjątki. Z porównania średnich spadków grubości pokrywy w okresie grudzień-styczeń i marzec-kwiecień wynika, że w podzespołach grądowych spadki śródzimowe stanowią 63–68% końcowego tajania, gdy poza lasem różnica ta jest wyraźniej zaznaczona (ryc. 21), czego przyczyną jest większa rola tajania radiacyjnego niż adwekcyjnego pod koniec sezonu zimowego. Łączny wpływ wysokości Słońca i długości dnia jest silniejszy na polu niż w środowisku leśnym, nawet jeśli są to drzewostany głównie liściaste. Z drugiej strony bez względu na czas tajania pokrywy śnieżnej kolejność podzespołów grądowych jest pod względem wielkości spadków jednakowa. Największe odnotowano w grądzie czyścicowym, następnie kokoryczowym, typowym, a najmniejsze w wysokim trzcinnikowym.



Ryc. 22. Podobieństwo podzespołów gąrdowych pod względem wzrostów i spadków grubości pokrywy śnieżnej w sezonach zimowych 1963/64–1987/88

The similarity of oak-linden-hornbeam sub-associations in respect of increases and decreases of snow cover thickness in winter seasons 1963/64–1987/88

Zmienność bezwzględna spadków grubości wyrażona odchyleniem standardowym jest proporcjonalna do wartości średnich, stąd też dodatkowo obliczono współczynnik zmienności według formuły $CV = (SD/AVG) \times 100$. Względna zmienność przyrostów grubości jest wyraźnie większa w środowisku leśnym niż w terenie otwartym. Największą uzyskano dla gąrdu typowego

127%, najmniejszą grądu wysokiego 118%, przy współczynniku 97% poza lasem. W przypadku spadków grubości grąd wysoki trzcinnikowy odznaczał się największą zmiennością (87%), a grąd niski kokoryczowy najmniejszą (75%). Dla pola współczynnik zmienności nie różnił się zbytnio od uzyskanych dla grądów i wynosił około 86% (tab. 5).

Podsumowując, uzyskane wyniki dowodzą, że różnice między polem a lasem, okazały się większe pod względem przeciętnych spadków grubości pokrywy śnieżnej niż jej przyrostów. Taka prawidłowość dotyczy również bezwzględnej zmienności miąższości pokrywy. Różnice względnej zmienności mają bardziej złożony charakter, na co mogą mieć wpływ warunki anemometryczne podczas opadów śniegu.

Podobieństwo samych podzespołów grądowych pod względem zmian grubości pokrywy śnieżnej określono poprzez analizę skupień. Dendrogramy, ujawniając silny indywidualizm grądu wysokiego trzcinnikowego (ryc. 22), są podobne dla wzrostów i spadków grubości. Parę zbiorowisk podobnych tworzą grąd nisko kokoryczowy i grąd typowy. Grąd czyścowy odznacza się pewną specyfiką, zwłaszcza pod względem przyrostów grubości pokrywy śnieżnej.

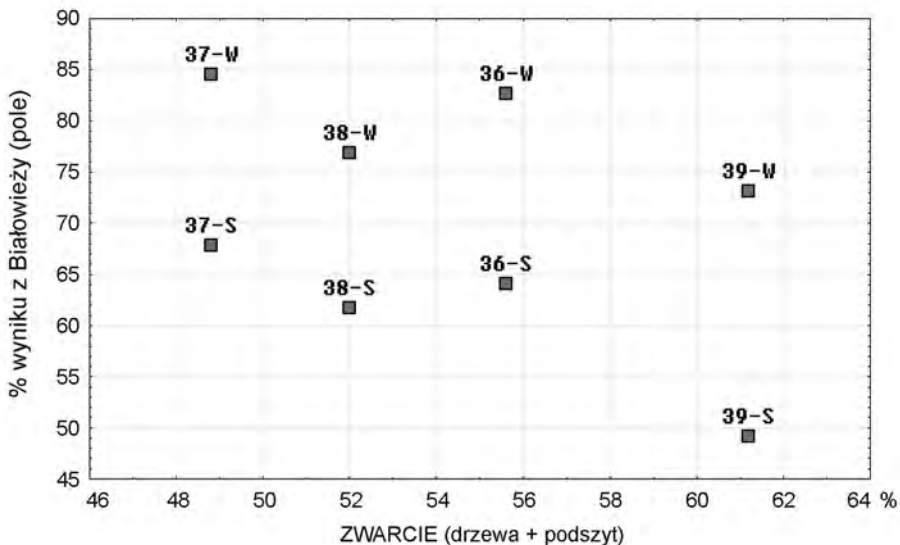
5.6. WPŁYW ZMIAN ZWARCIA DRZEWOSTANÓW NA GRUBOŚĆ POKRYWY ŚNIEŻNEJ WZGLĘDEM TERENU POZA LASEM. INTERCEPCJA ŚNIEŻNA

W kolejnym etapie badań, poddając analizie zmienność grubości pokrywy śnieżnej, starano się uzyskać odpowiedź na pytanie, jak zmiany zwarcia drzewostanów w 25-leciu wpłynęły na wzrosty i spadki grubości pokrywy śnieżnej. Uznano, że porównanie przyrostów grubości pokrywy w grądach i poza lasem może pośrednio informować o wielkości intercepcji śnieżnej. Ze względu na pentadowe okresy pomiarów leśnych określono średnie wartości przyrostów pokrywy śnieżnej na polu i w czterech podzespołach grądowych, eliminując przypadki, w których choćby w jednym zbiorowisku notowano wartości ujemne (przy wzroście w Białowieży – w grądzie spadek i odwrotnie). Wzięto tylko te przypadki, w których opady śniegu były na tyle obfite, że zwiększały grubość pokrywy śnieżnej w lesie, i poza nim. Z drugiej strony wybrano wszystkie sytuacje spadku miąższości pokrywy na polu, któremu towarzyszyły albo spadki, bądź brak zmian w grubości w grądach.

Związek pomiędzy średnim zwarcie drzewostanów (łącznie z podszytem), a przeciętnym spadkiem i wzrostem grubości pokrywy w stosunku do pola nie budzi wątpliwości (ryc. 23). Grąd czyścowy o najmniejszym zwarcie (48,8%) odznacza się zarówno najwyższymi względnymi przyrostami 84,6% jak i spadkami 67,8% grubości pokrywy śnieżnej. Z kolei w naj-

bardziej wypełnionym grądzie wysokim trzcinnikowym (62,4%) przeciętne wzrosty i spadki pokrywy są najniższe i wynoszą odpowiednio 73,2% i 49,1% w stosunku do tych notowanych poza lasem. Zwraca uwagę wyraźnie większa różnica między względnymi przyrostami i spadkami grubości w grądzie wysokim na tle pozostałych podzespołów. O różnicy tej przesądają relatywnie niskie spadki grubości pokrywy śnieżnej w tym zbiorowisku. Grąd typowy pomimo mniejszego zwarcia (52,4%) niż kokoryczowy (55,6%) wykazał niższe wzrosty i spadki pokrywy śnieżnej. To obniżenie mogło wynikać z większego wzrostu koron świerka w sąsiedztwie transektu pomiarowego.

Wartość względnej (w %) różnicy pomiędzy wzrostami grubości na polu (100%) i w grądach pozwala na oszacowanie średniej intercepcji śnieżnej za cały 25-letni okres pomiarowy. Według tej metody jej wielkość wynosi: dla grądu niskiego kokoryczowego 17%, niskiego czyścicowego 15%, typowego 23% i wysokiego trzcinnikowego 27%. Zastosowana metoda mimo pewnych wad może być wyjątkowo stosowana przy braku możliwości bezpośrednich pomiarów na dnie lasu i ponad drzewostanem i to tylko przy niewielkiej odległości poszczególnych stanowisk. Jej zaletą jest wstępne rozpoznanie różnic intercepcji pomiędzy zbiorowiskami leśnymi o stosunkowo stabilnych cechach drzewostanu.



Ryc. 23. Średnie zwarcie (drzewa + podszyt) podzespołów grądowych podczas zimy, a średnie przyrosty (w) i spadki (s) grubości pokrywy śnieżnej względem pola (Białowieży) w % za okres 1963/64–1987/88

Relation between mean coverage (tree and shrub layer) of oak-linden-hornbeam sub-associations during winter and mean increases (w) and decreases (s) of snow cover thickness in relation to open area (Białowieża) in % for period 1963/64–1987/88

nr 36 – grąd niski kokoryczowy *T-C corydaletosum*

nr 37 – grąd niski czyścicowy *T-C stachyetosum*

nr 38 – grąd typowy *T-C typicum*

nr 39 – grąd wysoki trzcinnikowy *T-C calamagrostietosum*

Ponieważ w rozpatrywanym 25-leciu zmieniało się zwarcie badanych podzespołów, starano się wykazać, jak zmiany te wpłynęły na grubość pokrywy śnieżnej w relacji pole-las. Wyniki przedstawiono graficznie w postaci linii regresji oddzielnie dla spadków i wzrostów grubości pokrywy na tle zwarcia samych drzew (ryc. 24). W rozpatrywanym okresie we wszystkich podzespołach grądu wystąpił spadek zwarcia, choć najbardziej widoczny był w grądzie czyścicowym (o 30% w ciągu 6 sezonów). Okazało się, że jedynie w tym zbiorowisku odnotowano istotną dodatnią tendencję względnych przyrostów pokrywy śnieżnej w stosunku do Białowieży. Według równania regresji wzrosły one od 72 do 88%. Oznacza to spadek intercepcji w tym zbiorowisku o około 18%. W grądzie wysokim trzcinnikowym zmiana zwarcia z 60 do 40% nie spowodowała istotnych zmian we względnych przyrostach grubości pokrywy. W pozostałych dwóch podzespołach odnotowano nawet niewielką spadkową tendencję wzrostów pokrywy śnieżnej w stosunku do przyrostów na polu.

Inaczej przedstawia się sytuacja w odniesieniu do spadków grubości pokrywy śnieżnej. We wszystkich podzespołach zmniejszenie zwarcia drzewostanów w rozpatrywanym ćwierćwieczu pociągnęło za sobą szybsze tajanie pokrywy śnieżnej. W największym stopniu dotyczyło to grądu czyścicowego, gdzie uzyskano także istotną korelację ($r = -0,50$, $p < 0,05$) między rozpatrywanymi zmiennymi. Przy spadku łącznego zwarcia z 60 do 30% spadek grubości pokrywy względem pola wzrósł w tym zbiorowisku o około 12%. Nieco mniejszy wzrost wystąpił w grądzie wysokim trzcinnikowym (11%), a w pozostałych zbiorowiskach wyniósł około 10%.

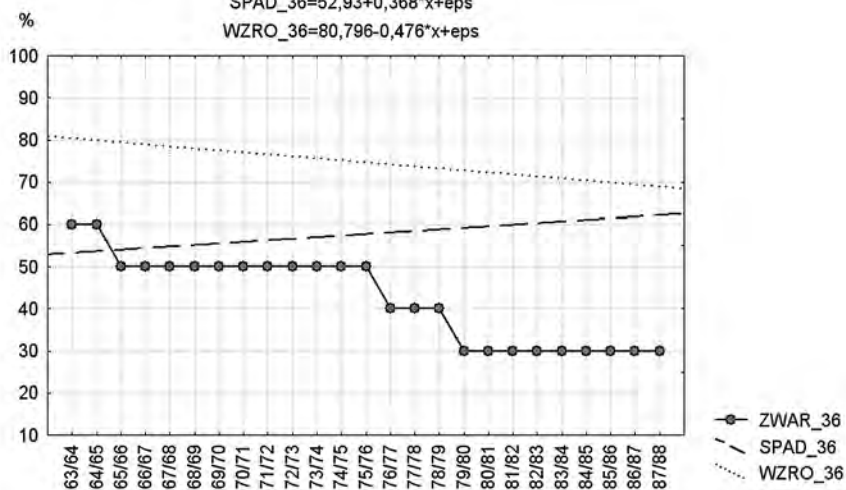
Wykazane relacje potwierdziły większą rolę zwarcia drzewostanów grądowych w procesie zanikania niż narastania pokrywy śnieżnej. W większości spadki grubości pokrywy śnieżnej występowały pod koniec zimy, kiedy wpływ promieniowania słonecznego był coraz większy. Drzewa i krzewy, nawet pozbawione liści, bardzo dobrze pochłaniają promieniowanie bezpośrednie, stanowiąc same istotne źródło promieniowania podczerwonego, tym samym przy słonecznej pogodzie ich wpływ na tajanie pokrywy śnieżnej jest największy. Pokrywa śnieżna zanika wtedy najszybciej w bezpośrednim sąsiedztwie szybko nagrzewających się pni, co prowadzi do powstawania tzw. „lejków”. Pomimo wyraźnych zmian zwarcia wpływ tego czynnika na przyrosty grubości pokrywy okazał się stosunkowo niewielki, co wynikało z kilku powodów.

Grząd niski kokoryczowy

T-C corydaletosum

$$\text{SPAD}_{36} = 52,93 + 0,368 \cdot x + \text{eps}$$

$$\text{WZRO}_{36} = 80,796 - 0,476 \cdot x + \text{eps}$$

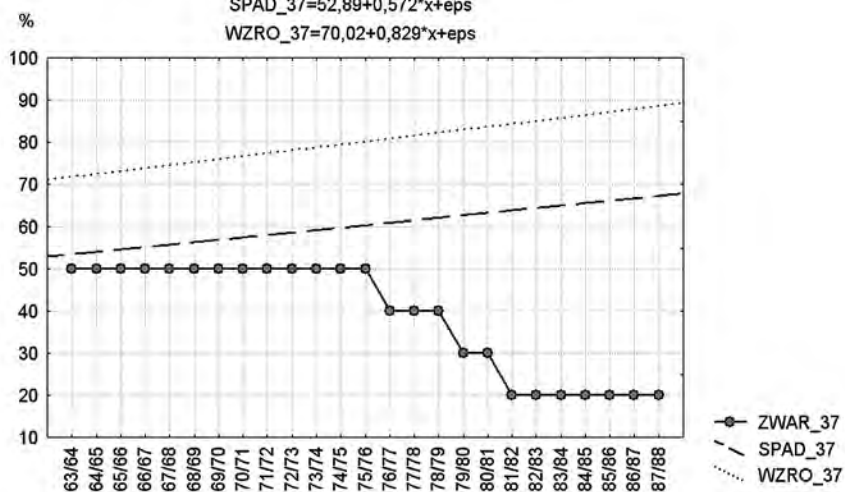


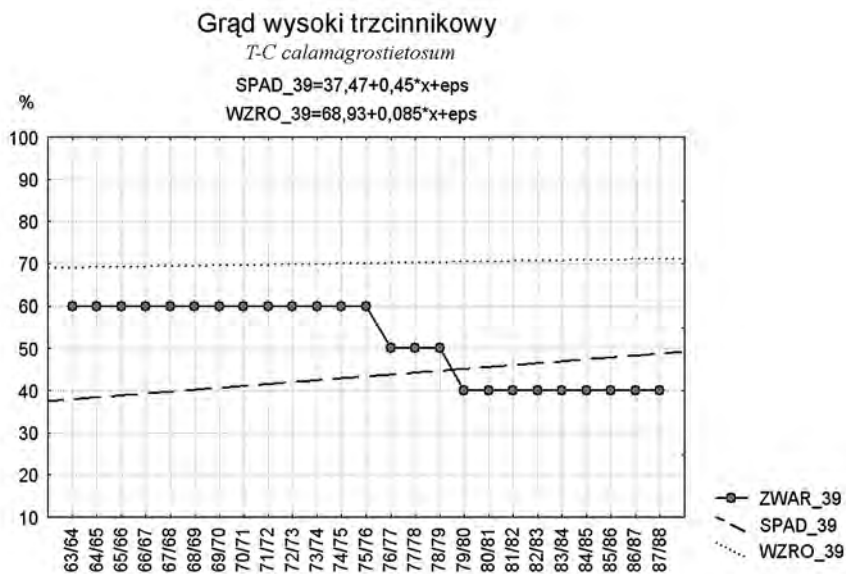
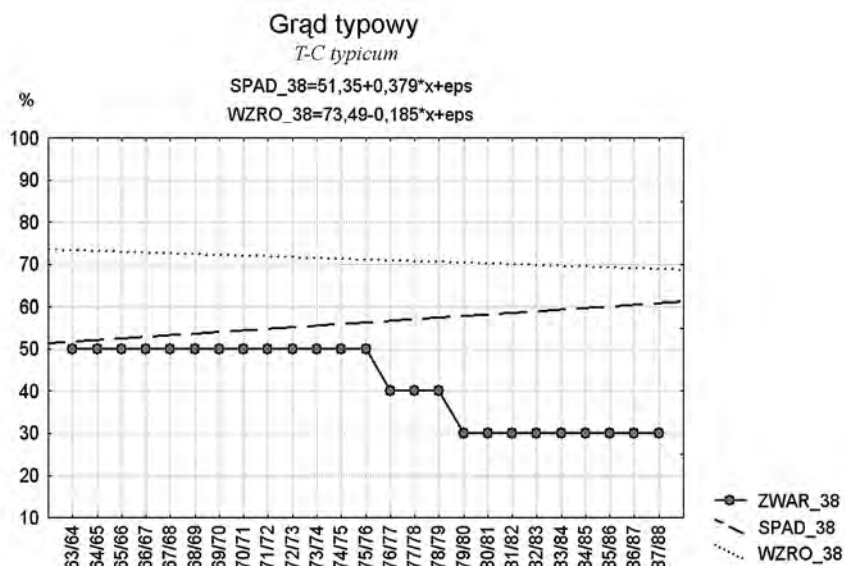
Grząd niski czyścowy

T-C stachyetosum

$$\text{SPAD}_{37} = 52,89 + 0,572 \cdot x + \text{eps}$$

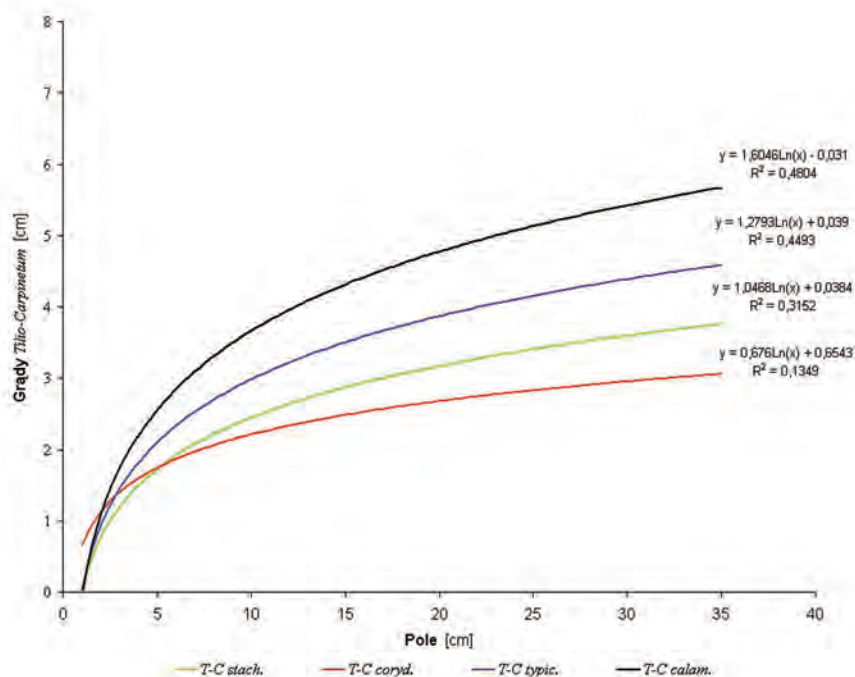
$$\text{WZRO}_{37} = 70,02 + 0,829 \cdot x + \text{eps}$$





Ryc. 24. Funkcje względnych spadków (SPAD) i przyrostów (WZRO) grubości pokrywy śnieżnej w podzespołach grądowych względem pola na tle zmian zwarcia (ZWAR) warstwy drzew

Functions of relative decreases (SPA) and increases (WZRO) of snow cover thickness in Tilio-Carpinetum sub-associations in relation to open area against a background of tree layer coverage (ZWAR)



Ryc. 25. Związki pomiędzy przyrostami (w cm/5dni) grubości pokrywy śnieżnej na pole (x), a intercepcją śnieżną (w cm/5dni) w podzespołach grądowych (y)
 The relationships between increases (in cm/5days) of snow cover thickness in open area (x) and snow interception (in cm/5days) in oak-linden-hornbeam sub-associations (y)

nr 36 – grąd niski kokoryczowy *T-C corydaletosum*

nr 37 – grąd niski czyścicowy *T-C stachyetosum*

nr 38 – grąd typowy *T-C typicum*

nr 39 – grąd wysoki trzcinnikowy *T-C calamagrostietosum*

Ponieważ w rozpatrywanym 25-leciu zmieniało się zwarcie badanych podzespołów, starano się wykazać, jak zmiany te wpłynęły na grubość pokrywy śnieżnej w relacji pole-las. Wyniki przedstawiono graficznie w postaci linii regresji oddzielnie dla spadków i wzrostów grubości pokrywy na tle zwarcia samych drzew (ryc. 24). W rozpatrywanym okresie we wszystkich podzespołach grądu wystąpił spadek zwarcia, choć najbardziej widoczny był w grądzie czyścicowym (o 30% w ciągu 6 sezonów). Okazało się, że jedynie w tym zbiorowisku odnotowano istotną dodatnią tendencję względnych przyrostów pokrywy śnieżnej w stosunku do Białowieży. Według równania regresji wzrosły one od 72 do 88%. Oznacza to spadek intercepcji w tym zbiorowisku o około 18%. W grądzie wysokim trzcinnikowym zmiana zwarcia z 60 do 40% nie spowodowała istotnych zmian we względnych przyrostach grubości pokrywy.

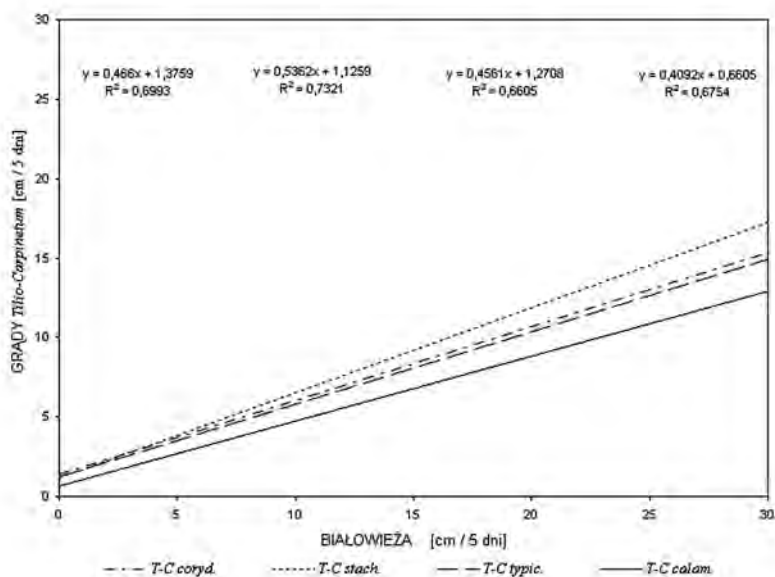
W pozostałych dwóch podzespołach odnotowano nawet niewielką spadkową tendencję wzrostów pokrywy śnieżnej w stosunku do przyrostów na polu.

Inaczej przedstawia się sytuacja w odniesieniu do spadków grubości pokrywy śnieżnej. We wszystkich podzespołach zmniejszenie zwarcia drzewostanów w rozpatrywanym ćwierćwieczu pociągnęło za sobą szybsze tajanie pokrywy śnieżnej. W największym stopniu dotyczyło to grądu czyśccowego, gdzie uzyskano także istotną korelację ($r = -0,50$, $p < 0,05$) między rozpatrywanymi zmiennymi. Przy spadku łącznego zwarcia z 60 do 30% spadek grubości pokrywy względem pola wzrósł w tym zbiorowisku o około 12%. Nieco mniejszy wzrost wystąpił w grądzie wysokim trzcinnikowym (11%), a w pozostałych zbiorowiskach wyniósł około 10%.

Wykazane relacje potwierdziły większą rolę zwarcia drzewostanów grądowych w procesie zanikania niż narastania pokrywy śnieżnej. W większości spadki grubości pokrywy śnieżnej występowały pod koniec zimy, kiedy wpływ promieniowania słonecznego był coraz większy. Drzewa i krzewy, nawet pozbawione liści, bardzo dobrze pochłaniają promieniowanie bezpośrednie, stanowiąc same istotne źródło promieniowania podczerwonego, tym samym przy słonecznej pogodzie ich wpływ na tajanie pokrywy śnieżnej jest największy. Pokrywa śnieżna zanika wtedy najszybciej w bezpośrednim sąsiedztwie szybko nagrzewających się pni, co prowadzi do powstawania tzw. „lejków”. Pomimo wyraźnych zmian zwarcia wpływ tego czynnika na przyrosty grubości pokrywy okazał się stosunkowo niewielki, co wynikało z kilku powodów.

Po pierwsze przechwytywanie śniegu przez drzewa zależy od temperatury powietrza. W mroźne dni śnieg jest drobny i „suchy”, toteż znacznie mniej zostaje go na gałęziach niż na początku odwilży, kiedy jest mokry i łatwo przylega do konarów i gałęzi, powodując nieraz ich łamanie (śniegołomy). Po drugie część zeschniętych liści nie opada zwiększając tym samym intercepcję śniegu. Wreszcie struktura gatunkowa drzewostanów, ich wiek i strzelistość koron – czynniki bardzo ważne dla intercepcji – mogą się znacznie różnić w zbiorowiskach, mających podobne lub identyczne zwarcie. Nie można też pominąć znaczenia samego podłoża. Pokrywa śnieżna tworząca się na nagim zmarzniętym gruncie przyrasta przy tych samych opadach szybciej, niż gdy śnieg pada na grubą warstwę, która grawitacyjnie i wskutek nadtapiania osiada powoli, ale nieustannie, zmniejszając swą miąższość. Wreszcie czynnikiem zamazującym rzeczywisty wpływ zwarcia na przyrosty grubości pokrywy była sama metodyka pomiarów leśnych. Z jednej strony sam pomiar pokrywy był dokładniejszy, bo pochodził z 25 śniegomierzy, z drugiej jednak odczyty, co 5 dni dawały czasem paradoksalne wyniki większych wzrostów grubości w lesie niż na Polanie Białowieskiej. Po intensywnym opadzie śniegu mogła

przyjść 2–4 dniowa odwilż (przejście frontu ciepłego), która spowodowała dużo szybsze tajanie pokrywy na polanie niż w lesie. Takie „zafałszowanie” przyrostów grubości było największe podczas zim ciepłych i mało śnieżnych (72/73, 74/75).



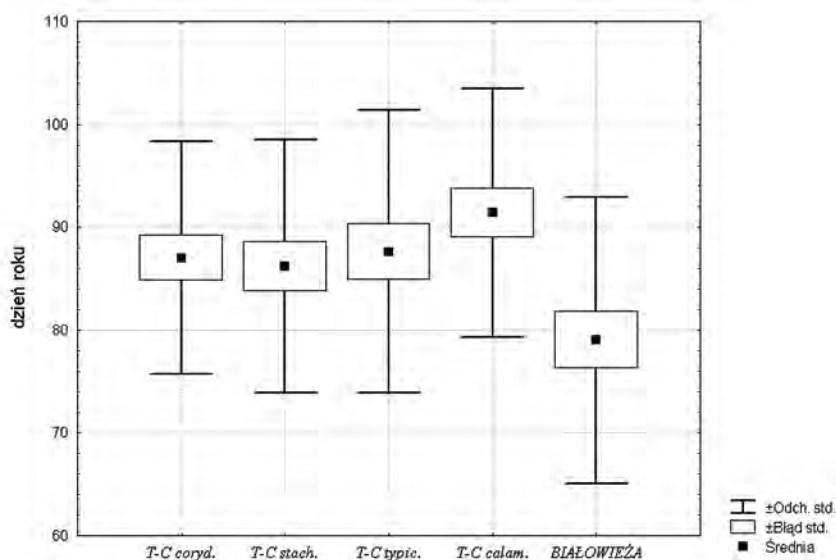
Ryc. 26. Związki pomiędzy spadkami grubości pokrywy śnieżnej w Białowieży (x) i w podzespołach grądowych (y)

The relationships between decreases of snow cover thickness in open area Białowieża (x) and in oak-linden-hornbeam sub-associations (y)

Wobec powyższego przeprowadzono ocenę intercepcji śnieżnej w badanych zbiorowiskach, wykorzystując sytuacje nie budzące wątpliwości. Wzięto pod uwagę tylko przyrosty nowo tworzącej się pokrywy śnieżnej zarówno w lesie, jak i poza nim w okresach mroźnych ($T_{max} < 0^{\circ}C$). Sytuacji takich było 43. Największe przyrosty grubości pokrywy na Polanie Białowiejskiej przekraczały 30 cm. Różnice pomiędzy wzrostami grubości pokrywy w Białowieży i w czterech podzespołach grądów uznawano z pewnym przybliżeniem za miarę intercepcji. Przybliżenie to wynika zarówno z metodyki pomiarów w grądach (parowanie i osiadanie pokrywy w ciągu 5 dni) jak i z mniejszej dokładności pomiarów na stacji meteorologicznej Białowieża.

Uzyskano następujące średnie wartości intercepcji śnieżnej: grąd niski kokoryczowy – 1,69 cm, tj. 24%, czyścicowy 1,64 cm 23%, typowy 2,00 cm 28% i wysoki trzcinnikowy 2,43 cm, czyli 34%. Współczynniki korelacji między wysokością przyrostów na polanie i wielkością intercepcji wynosiły odpowiednio: 0,31 – kokoryczowy, 0,58 – czyścicowy, 0,70 – typowy i 0,67

– grąd trzcinnikowy – wszystkie istotne na poziomie 0,05. Okazało się przy tym, że związki pomiędzy przyrostami grubości na polanie a intercepcją najlepiej aproksymują funkcje logarytmiczne (ryc. 25). Ze wspomnianych wyżej powodów tłumaczą one te zależności w stopniu słabym (grąd kokoryczowy w 14%) bądź umiarkowanym (grąd wysoki trzcinnikowy 48%). Logarytmiczny charakter linii regresji sprawia, że zależności te upodabniają się do ekologicznego prawa wzrastania ograniczonego E.A. Mitscherlicha (Czarnowski 1989). Przykładowo granica intercepcji dla grądu kokoryczowego wynosi średnio około 3 cm przy opadzie śniegu dającym poza lasem pokrywę o grubości 40 cm. Dla grądu wysokiego trzcinnikowego ustalenie granicy intercepcji jest trudniejsze ze względu na kształt linii regresji. Może ona sięgać 10 cm, jako że największa różnica między wzrostem grubości na polu i w tym zbiorowisku dwukrotnie wynosiła 9 cm. Przy niewielkim opadzie mokrego śniegu (1–2 cm na polanie) intercepcja śnieżna nie dopuszczała do utworzenia się pokrywy śnieżnej nawet w pozbawionych liści grądach.



Ryc. 27. Ostateczny termin (wiosenny) zaniku pokrywy śnieżnej w grądach i poza lasem (Białowieża)

The dates of complete (spring) disappearance of the snow cover in oak-linden-hornbeam sub-associations and outside the forest (Białowieża)

Związki pomiędzy spadkami grubości pokrywy w Białowieży (Pole) i w podzespołach grądowych wskazują również na duże znaczenie zwarcia drzewostanów. Równania funkcji informują o dwukrotnie wolniejszym zmniejszaniu się grubości pokrywy w zbiorowiskach leśnych, przy umiarkowanie silnych współczynnikach determinacji (od 0,66 do 0,73). Potwierdzają zarazem indywidualny charakter grądu wysokiego bez względu na wielkość zmniejszania się grubości pokrywy. Wyraźnie szybsze tajanie w grądzie czyszcowym jest widoczne przy spadkach grubości powyżej 10 cm / 5 dni (ryc. 26).

Reasumując, otrzymane wyniki analizy wpływu zwarcia na zmiany grubości pokrywy śnieżnej pozwalają stwierdzić, że drzewostany grądów sprzyjają bardziej hamowaniu tajania pokrywy śnieżnej, niż ograniczaniu przyrostów jej grubości wskutek intercepcji.

5.7. OSTATECZNY (WIOSENNY) ZANIK POKRYWY W GRĄDACH I POZA LASEM

W Białowieży ostatni dzień z pokrywą śnieżną określono na 79 dzień roku, tj. na 20 marca (16 pentada). Spośród powierzchni leśnych ostatni dzień z pokrywą przypadał najwcześniej w grądzie niskim czyszcowym średnio na 86,2 dzień roku (27 III – 18 pentada), następnie niskim kokoryczowym na 87,0 dzień (28 III), typowym 87,6 (29 III), a najpóźniej w grądzie wysokim trzcinnikowym 91,4 dzień roku, tj. 1 IV, czyli 19 pentada (ryc. 27). Największa różnica 5,2 dni odpowiada więc jednemu terminowi obserwacyjnemu. Nie może to dziwić, gdyż jedynie w 5 sezonach ostatni dzień z pokrywą śnieżną przypadał później w grądzie wysokim niż w pozostałych podzespołach. Poprzez analizę wariancji hipotezę o równości średnich należało odrzucić; wartość testu $F = 3,16$, $p = 0,0166$ (zał. 6).

Analiza porównania wartości średnich post hoc testem RIR Tukeya ujawniła istotną różnicę (12,4 dni) tylko pomiędzy polem a grądem wysokim trzcinnikowym ($p = 0,0169$). Metoda Tukeya jest bardziej konserwatywna niż test NIR (najmniejszych istotnych różnic), co oznacza, że używając ją, rzadziej będziemy odrzucać pojedyncze porównania niż w metodzie NIR. Test NIR wykazał istotną różnicę między Białowieżą a wszystkimi podzespołami grądu z $p < 0,05$ (zał. 6).

W poszczególnych sezonach ostatni dzień z pokrywą śnieżną wykazywał dużą zmienność. Największy rozstęp (50 dni) dotyczył grądu typowego, gdzie ostateczny zanik pokrywy śnieżnej wystąpił najwcześniej 2 marca, a najpóźniej 21 kwietnia. W Białowieży skrajne daty tej charakterystyki to 20 lutego (11 pentada) i 11 kwietnia (21 pentada). Jedynie w trzech sezonach (74/75, 77/78 i 82/83) ostatni dzień z pokrywą śnieżną przypadał w tym samym dniu poza lasem i w czterech zbiorowiskach grądu.

5.8. ZMIENNOŚĆ ZANIKU TRWAŁEJ POKRYWY ŚNIEŻNEJ NA POWIERZCHNIACH BADAWCZYCH GRĄDÓW

Celem analizy miało być stwierdzenie, czy pokrywa śnieżna ustępowała wcześniej (bądź późno) zawsze w tych samych miejscach. Gdyby tak było, można by mówić o względnie trwałych warunkach mikroklimatycznych w odniesieniu do pokrywy śnieżnej, co wiązałoby się ze stabilnością ekoklimatyczną dla roślinności warstwy runa. W przypadku występowania miejsc zawsze wczesnego (bądź późnego) ustąpienia pokrywy śnieżnej można by je uznawać za mikrosiedliska o klimaksowym charakterze, odpowiednim dla określonych gatunków roślin zielnych danej fitocenozy.

Obserwacje terminu zaniku trwałej pokrywy śnieżnej (okresu śnieżnego) prowadzono na każdym z 25 poletek transektów powierzchni badawczych. W przypadku ustąpienia pokrywy na wszystkich poletkach między dwoma terminami obserwacyjnymi uznawano taką sytuację za sezon równomiernego zaniku. Oznaczała ona w praktyce, że okres od całkowitego pokrycia śniegiem powierzchni do jej zupełnego zaniku był krótszy niż 5 dni. Liczba takich sezonów była największa w grądzie czyścowym 13, w wysokim trzcinnikowym było ich 10, a w pozostałych podzespołach 9. Przy nierównomiernym zanikaniu pokrywy poletka transektu dzielono na wczesnego (w) i późnego (p) zaniku, kierując się stopniem pokrycia powierzchni śniegiem.

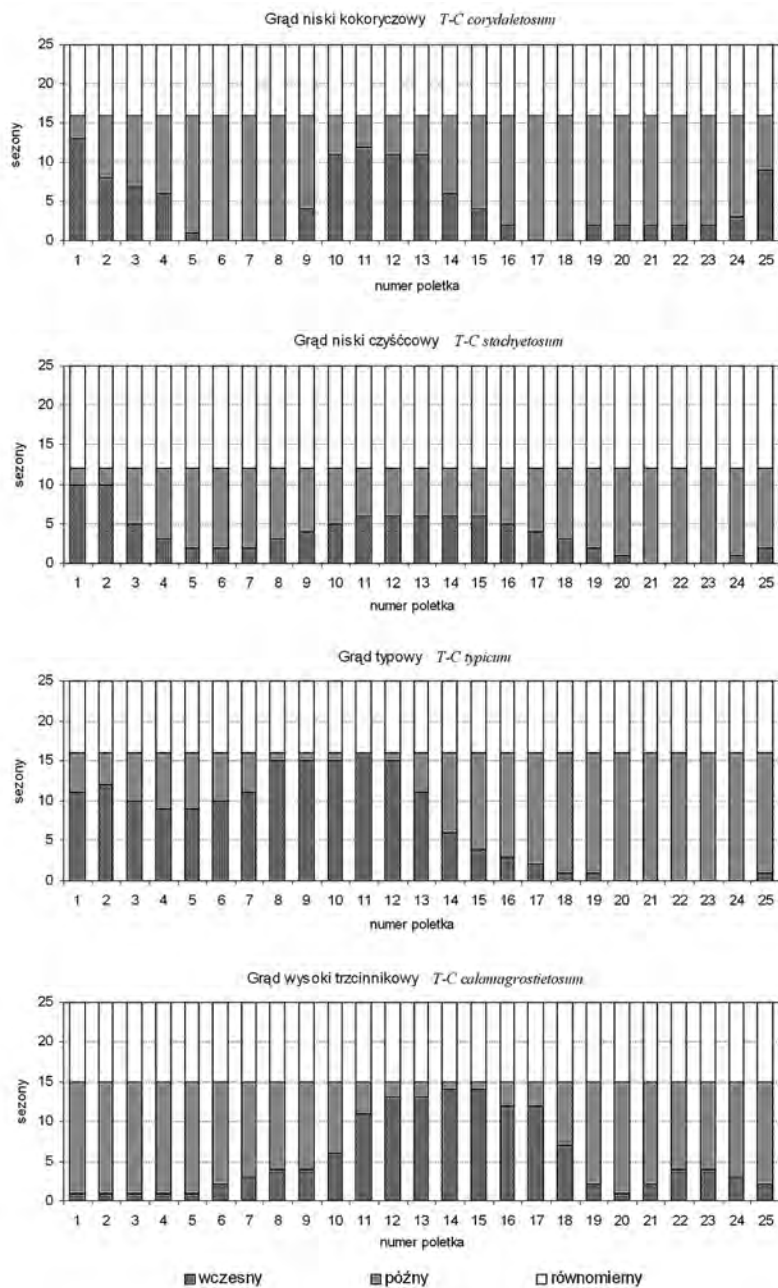
W sytuacjach, gdy zanik pokrywy trwał 3 terminy, poletkami wczesnego zaniku były te, na których najpierw pojawił się nagi grunt (pokrycie < 100%), pozostałe klasyfikowano jako powierzchnie późnego pokrycia. Przy dłuższym (> 15 dni) zanikaniu pokrywy, poletkami wczesnego pokrycia były te, na których pokrycie śniegiem spadło do poziomu 50%, pozostałe uznawano za poletka późnego zaniku. W wyniku takiego podziału uzyskano diagramy częstości występowania trzech kategorii zaniku pokrywy: wczesnego (w), późnego (p) i równomiernego na czterech transektach grądów (ryc. 28). Dla ich ilościowego porównania utworzono i obliczono wskaźnik regularności (stałości) zaniku pokrywy śnieżnej

$$R = \frac{S_w}{S_p} \cdot \sum_{i=1}^{25} k_i$$

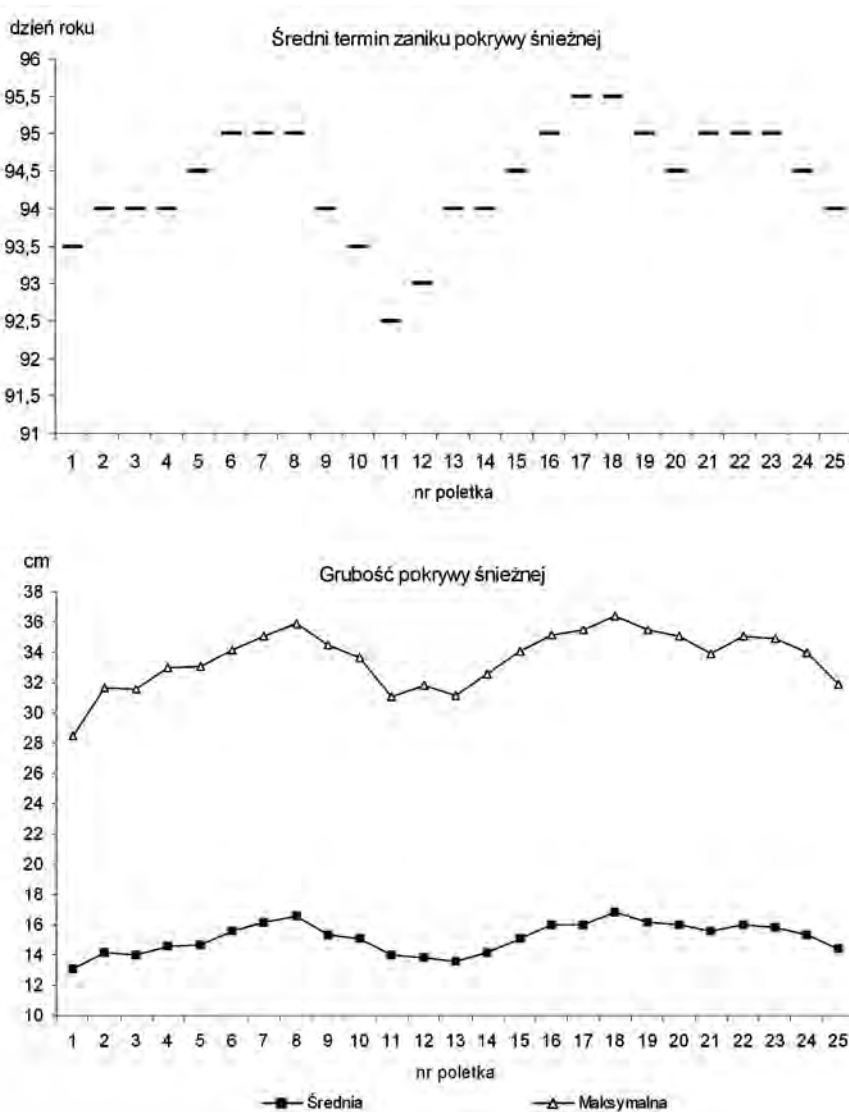
gdzie:

w – liczba sezonów wczesnego zaniku pokrywy na określonym poletku

p – liczba sezonów późnego zaniku pokrywy na określonym poletku



Ryc. 28. Częstość (w sezonach) kategorii zaniku pokrywy śnieżnej – wczesny, późny i równomierny na poletkach transektów zbiorowisk grądowych
 Frequency (in number of seasons) of categories of snow cover disappearance – early, late and uniform on the plots of transect in oak-linden-hornbeam communities



Ryc. 29. Średni termin (dzień roku) ostatecznego zaniku pokrywy śnieżnej na tle średniej i maksymalnej grubości pokrywy śnieżnej na poletkach transektu grądu niskiego kokoryczowego *T-C corydaletosum* za okres 1963/64–1987/88

Mean term (day of a year) of complete disappearance of the snow cover against a background of mean and maximum snow cover thickness on the plots of transect of *T-C corydaletosum* in 1963/64–1987/88

$$k = \frac{w}{p} \quad \text{gdy} \quad w < p$$

$$k = \frac{p}{w} \quad \text{gdy} \quad w > p$$

$$k = 1 \quad \text{gdy} \quad w = p$$

i – jest tzw. wskaźnikiem sumowania, a k_i oznacza wartość cechy i -tej jednostki tj. danego poletka,

S_n – liczba sezonów nierównomiernego zaniku,

S_w – liczba wszystkich sezonów.

Równomierny zanik pokrywy w każdym sezonie nie różnicuje powierzchni transektu i wartość wskaźnika jest równa 0. Przy 24 sezonach nierównomiernego tajania pokrywy śnieżnej maksymalna i raczej teoretyczna wartość tego wskaźnika wynosiłaby 24,00, a przy 25 sezonach 23,07. W takiej sytuacji na każdym poletku w 12 sezonach pokrywa zanikałaby wcześniej, a w 13 sezonach późno (ewentualnie odwrotnie).

W rezultacie uzyskanych obserwacji i obliczeń stan zmienności zaniku pokrywy śnieżnej w poszczególnych transektach wyrażony wskaźnikiem R przedstawiał się następująco:

grąd niski kokoryczowy.....	4,78
grąd niski czyścowy.....	5,14
grąd typowy	3,99
grąd wysoki trzcinnikowy ..	3,49

Biorąc pod uwagę teoretyczne skrajne wartości wskaźnika uzyskane wyniki niewiele się różnią. W grądzie niskim czyścowym o najwyższym wskaźniku pokrywa śnieżna ustępowała równomiernie w największej liczbie sezonów tj. w 13 na 25. W grądach niskim kokoryczowym i typowym takich sezonów było tylko 9, a w grądzie wysokim 10. Różnice te oczywiście wpłynęły na wartości wskaźnika R „zawyżając” go w grądzie niskim czyścowym. W zbiorowisku tym w sezonach nierównomiernego zaniku wyróżniły się poletka 21, 22, 23, na których śnieg zalegał najczęściej długo oraz poletka 1 i 2 wczesnego zaniku. Większość poletek transektu tego podzespołu wykazuje zmienny charakter, zwłaszcza od numeru 10 do 16. Z kolei w grądzie niskim kokoryczowym można wskazać poletka względnie stałego a przy tym długiego zalegania śniegu (6–8 i 17–18). W grądzie typowym można wydzielić część transektu wczesnego zaniku (poletka 8–12) i zaniku późnego (15–25). Największa regularność zaniku pokrywy w grądzie wysokim trzcinnikowym

byłaby znacznie wyższa, gdyby nie brać pod uwagę dwóch sezonów 65/66 i 83/84. Diagram częstości trzech kategorii zanikania jest tego potwierdzeniem (ryc. 28). W centralnych polach transektu (11–17) pokrywa śnieżna zwykle zanikała wcześniej, a na jego obu końcach (poletka od 1 do 6 i od 19 do 25) śnieg zalegał zwykle długo. Jedynie dwie powierzchnie (nr 10 i 18) odznaczały się zmiennym układem, co do kolejności w ostatecznym tajaniu trwałej pokrywy śnieżnej.

Uzyskane wyniki potwierdzają różnicowany, ale stabilny charakter warunków tajania w grądzie wysokim trzcinnikowym. W zbiorowisku tym nad skrajnymi poletkami transektu występują potężne świerki dające duże zacielenie, a tym samym opóźniony zanik pokrywy śnieżnej (patrz fot. 2). Z kolei w grądzie niskim czyścowym od sezonu 82/83 do 87/88 pokrywa śnieżna schodziła równomiernie na całym transekcje. Dwa sezony wcześniej 80/81 i 81/82 tylko 2–3 poletka odznaczały się wcześniejszym niż pozostałe zaniem pokrywy (zał. 7). Za te jednorodne warunki tajania odpowiada z jednej strony ogólny spadek zwarcia drzewostanów (w wyniku huraganów) jak i szybko rosnący wzdłuż całego transektu podszyt grabu.

W tym miejscu należy podkreślić, że poza grądem wysokim trzcinnikowym transektu pozostałych podzespołów cechowała praktycznie płaska i jednorodna powierzchnia podłoża, dzięki czemu zmienność pozioma grubości pokrywy śnieżnej była podobna w każdym sezonie. W grądzie niskim kokoryczowym jedynie w 5 sezonach wysokość pokrywy śnieżnej odbiegała od typowego dla tego zbiorowiska kształtu sinusoidy (zał. 8).

Związek czasu zaniku pokrywy śnieżnej z grubością pokrywy przedstawiono na przykładzie grądu niskiego kokoryczowego (ryc. 29). Wykresy wskazują bez wątplenia na wcześniejszy zanik pokrywy śnieżnej w miejscach, gdzie jej grubość była najmniejsza. Współczynnik korelacji dla terminu zaniku pokrywy i grubości średniej jest bardzo wysoki ($r = 0,824$) i istotny statystycznie ($p < 0,001$), nieco mniejszy dotyczy uśrednionej grubości maksymalnej ($r = 0,792$, $p < 0,01$).

6. WPLYW WARUNKÓW POGODOWYCH NA SPADKI GRUBOŚCI POKRYWY ŚNIEŻNEJ

6.1. KLASYFIKACJA POGODY PODCZAS SPADKÓW GRUBOŚCI POKRYWY ŚNIEŻNEJ

W celu zbadania wpływu pogody na spadki grubości pokrywy śnieżnej w grądach w stosunku do polany dokonano najpierw jej klasyfikacji na podstawie trzech elementów: temperatury powietrza, prędkości wiatru i wielkości zachmurzenia. Dane dotyczące wiatru i zachmurzenia wzięto ze stacji meteorologicznej Białowieża jako średnią z trzech terminów obserwacyjnych i 5 dni (15 obserwacji). Wyniki pomiarów ekstremalnej temperatury powietrza opracowano, wykorzystując termografy zainstalowane w podzespołach grądowych na poziomie standardowym 2 m. Pogodę zaliczano do odpowiedniej klasy na podstawie kombinacji średnich wartości elementów meteorologicznych podczas każdej pentady, w której rejestrowano spadek grubości pokrywy śnieżnej w lesie i na polu. W sumie klasyfikacją objęto 160 przypadków, co stanowi 800 dni ze spadkiem grubości pokrywy śnieżnej na badanych powierzchniach. Pod względem termicznym podzielono pogody na: mroźną ($T_{\max} < 0$), przymrozkową ($T_{\max} > 0$, $T_{\min} < 0$) i ciepłą ($T_{\min} > 0$). Pogodę mroźną i ciepłą nie klasyfikowano pod względem wiatru i zachmurzenia z uwagi na ich małą częstość występowania (odpowiednio 13,75 i 5,00%). Wśród pogód przymrozkowych (81,25%) wydzielono: słabo wietrzne (średnia prędkość wiatru < 2 m/s), umiarkowanie wietrzne (v od 2,0 do 3,9 m/s) i wietrzne ($v > 4$ m/s). Pod względem zachmurzenia (w skali 0–10) sklasyfikowano je jako słoneczne ($z < 4$), chmurne ($4 \leq z \leq 8$) i pochmurne ($z > 8$). W rezultacie otrzymano 11 klas pogody (tab. 6a).

Mała liczebność okresów z klasami nr 2, 3, 5 i 8 sprawiła, że utworzono klasyfikację uproszczoną, która obejmuje dwie cechy pogód przymrozkowych. W rezultacie uzyskano 3 klasy przymrozkowe o różnym stopniu wietrzności (słabo wietrzna, umiarkowanie wietrzna i wietrzna) lub 3 klasy przymrozkowe o różnym stopniu zachmurzenia (słoneczna, chmurna i pochmurna, tab. 6b). Uznano, że na warunki zmniejszania się grubości pokrywy śnieżnej wpływa nie tylko zachmurzenie, ale także długość dnia, którą uwzględniono jako usłonecznienie możliwe – średnie dla okresów z daną klasą pogody. Przeciętne wartości cech (elementów meteorologicznych) wszystkich klas pogody i ich liczebność zestawiono w załączniku 6. W analizie spadków grubości pokrywy śnieżnej wykorzystano głównie klasyfikację uproszczoną.

Tabela. 6a. Klasyfikacja pogody w okresach spadków grubości pokrywy śnieżnej

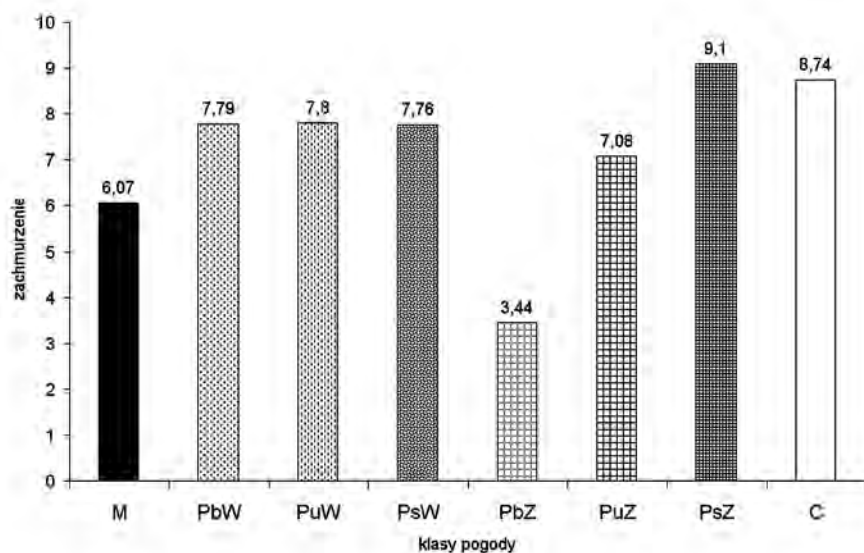
Nr	Symbol	Nazwa klasy pogody	Temp. [oC]	Wiatr [m/s]	Zachm. [0–10]
1	M	Mroźna	Tmax<0.	b.o	b.o
2	Prz-bw-słoń	Przymrozkowa słabo wietrzna słoneczna	Tmax>0 Tmin<0	< 2	<4
3	Prz-bw-ch	Przymrozkowa słabo wietrzna chmurna	Tmax>0 Tmin<0	< 2	4–8
4	Prz-bw-poch	Przymrozkowa słabo wietrzna pochmurna	Tmax>0 Tmin<0	<2	>8
5	Prz-uw-słoń	Przymrozkowa umiarkowanie wietrzna słoneczna	Tmax>0 Tmin<0	2,0–3,9	<4
6	Prz-uw-chm	Przymrozkowa umiarkowanie wietrzna chmurna	Tmax>0 Tmin<0	2,0–3,9	4–8
7	Prz-uw-poch	Przymrozkowa umiarkowanie wietrzna pochmurna	Tmax>0 Tmin<0	2,0–3,9	>8
8	Prz-w-słoń	Przymrozkowa wietrzna słoneczna	Tmax>0 Tmin<0	≥4	<4
9	Prz-w-chm	Przymrozkowa wietrzna chmurna	Tmax>0 Tmin<0	≥4	2–8
10	Prz-w-poch	Przymrozkowa wietrzna pochmurna	Tmax>0 Tmin<0	≥4	>8
11	C	Ciepła	Tmin ≥ 0	b.o.	b.o

Tabela. 6 b. Uproszczona klasyfikacja pogód przymrozkowych

Nr	Symbol	Nazwa klasy pogody	Wiatr m/s	Zachmurzenie [0-10]
2+3+4	PbW	Przymrozkowa słabo wietrzna	< 2	b.o
5+6+7	PuW	Przymrozkowa umiarkowanie wietrzna	2,0–3,9	b.o
8+9+10	PsW	Przymrozkowa silnie wietrzna	≥4	b.o
2+5+8	PbZ	Przymrozkowa słoneczna	b.o	< 4
3+6+9	PuZ	Przymrozkowa chmurna	b.o	4–8
4+7+10	PsZ	Przymrozkowa pochmurna	b.o	> 8

Poszczególne klasy pogody charakteryzują się dużym zróżnicowaniem. Dotyczy ono zwłaszcza wiodących cech pogód przymrozkowych, którymi były zachmurzenie i prędkość wiatru (ryc. 30–31). Pogoda mroźna i ciepła różniły się bardzo nie tylko pod względem termiki, ale także prędkości wiatru, zachmurzenia i usłonecznienia możliwego (długości dnia), które określono na podstawie kalendarza po końcowej uproszczonej klasyfikacji (ryc. 33).

Pogoda mroźna (średnia temp. -11,3°C) odznaczała się słabym wiatrem, małym zachmurzeniem i najkrótszym usłonecznieniem możliwym. Najniższa temperatura w okresach spadku grubości pokrywy śnieżnej wynosiła prawie –



Ryc. 30. Średnie zachmurzenie (w skali 0–10) w klasach pogody (oznacz. symboli w tabeli 6)

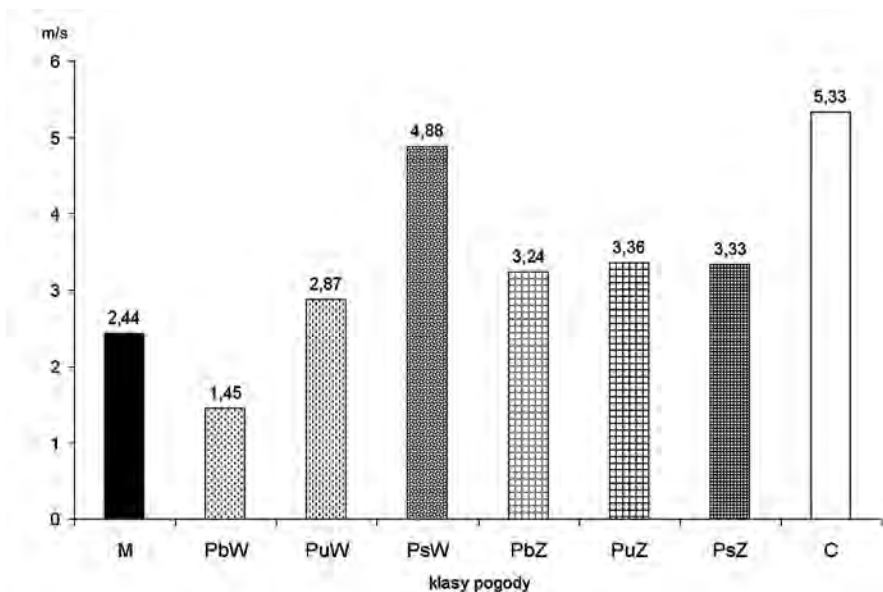
Mean cloudiness (scale 0–10) in the weather classes (explanation at tab. 6)

20°C. W przeciwieństwie do niej pogoda ciepła +3,6°C występowała przy dużym zachmurzeniu i znacznej prędkości wiatru, co jest typowe dla warunków zimowych Polski. Okresy odwilżowe wiążą się zwykle z układami niżowymi i frontami atmosferycznymi. W ich strefie przeważa duże zachmurzenie, a znaczne gradienty ciśnienia powodują silne wiatry. Pięciodniowe okresy z dodatnią temperaturą powietrza występują pod koniec astronomicznej zimy, stąd wysokie wartości usłonecznienia możliwego.

Pod względem termicznym wszystkie klasy pogody przymrozkowej charakteryzowały się ujemną średnią temperaturą powietrza. Zasadniczo była ona tym niższa, im mniejsze było zachmurzenie i prędkość wiatru. Najwyższą średnią temperaturę maksymalną zanotowano w klasie pogody nr 2 (słabo wietrzna słoneczna) +6,3°C, najniższą dla klasy pogody nr 8 (wietrzna słoneczna) + 3,3°C (zał. 9).

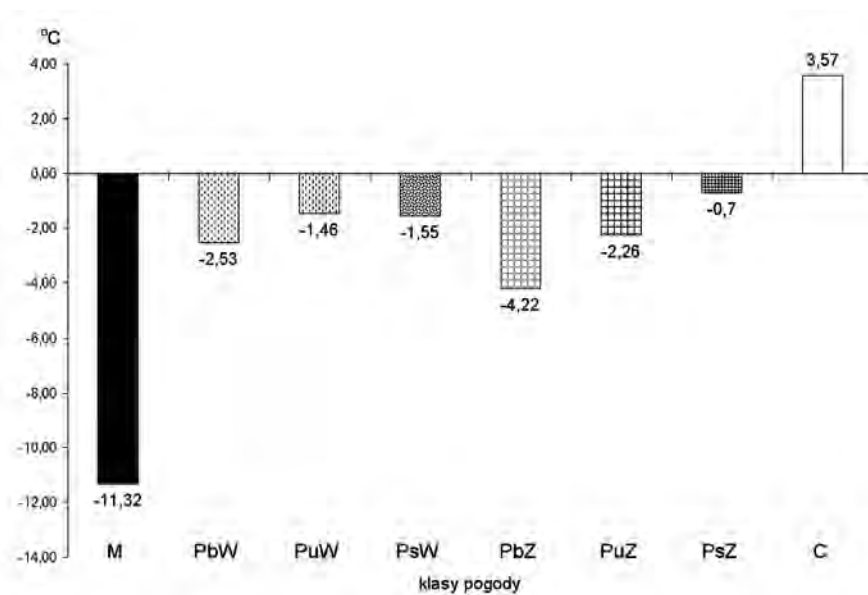
Największą średnią długością dnia odznaczała się pogoda nr 2 przymrozkowa słabo wietrzna i słoneczna (11,2 godz.), a najkrótszą nr 1 tj. mroźna (8,9 godz.) (ryc. 33).

W uproszczonej klasyfikacji pogody przymrozkowej, ta którą różnicowano ze względu na wiatr nie różniła się praktycznie zachmurzeniem (ryc. 30, 31). Analogicznie trzy typy różniące się zachmurzeniem nie wykazywały różnic pod względem prędkości wiatru (ryc. 30, 31). Średnia temperatura powietrza w tym podziale bardziej zależała od zachmurzenia niż prędkości wiatru. Spa-



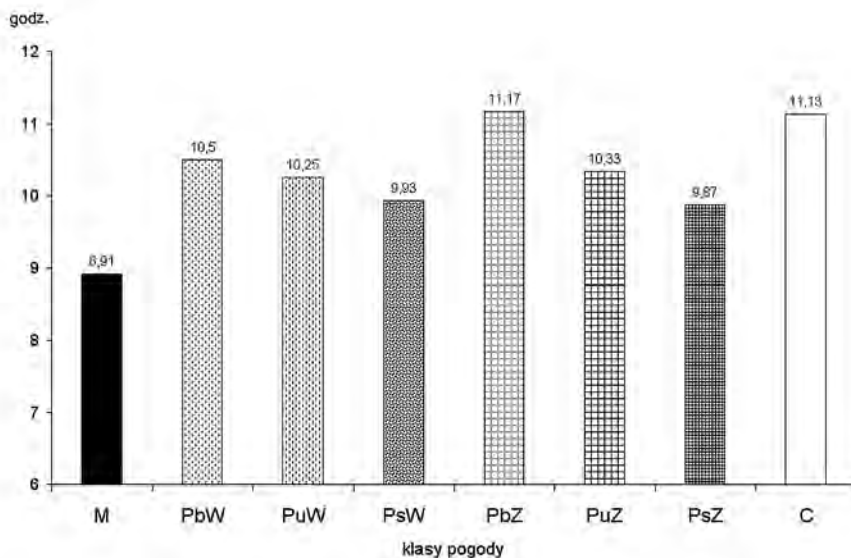
Ryc. 31. Średnia prędkość wiatru (w m/s) w klasach pogody (oznacz. symboli w tabeli 6)

Mean wind speed (in m/s) in the weather classes (explanation at tab. 6)



Ryc. 32. Średnia temperatura powietrza (w °C) w klasach pogody (oznacz. symboli w tabeli 6)

Mean air temperature (in °C) in the weather classes (explanation at tab. 6)



Ryc. 33. Średnie usłonecznienie możliwe (w godz) w klasach pogody (oznacz. symboli w tabeli 6)

Mean length of day (in hours) in the weather classes (explanation at tab. 6)

dek zachmurzenia wpływał bardziej na temperaturę minimalną niż maksymalną, stąd najzimniejszą pogodą w tym podziale była przymrozkowa słoneczna PbZ (ryc. 32). Pod względem długości dnia wyróżniały się zwiększonymi wartościami pogoda przymrozkowa słabo wietrzna PbW i przymrozkowa słoneczna PbZ. Stosunkowo niskie usłonecznienie możliwe miała pogoda przymrozkowa silnie wietrzna PsW i przymrozkowa pochmurna PsZ (ryc. 33).

6.2. PRZECIĘTNE ZMNIEJSZENIA GRUBOŚCI POKRYWY ŚNIEŻNEJ W GRĄDACH I NA POLU W POSZCZEGÓLNYCH KLASACH POGODY

Spośród badanych fitocenoz największe średnie spadki grubości pokrywy śnieżnej występowały w grądzie czyścicowym przy pogodzie cieplej (1,70 cm/dobę) oraz przymrozkowej-mało wietrznej-pochmurnej (1,51 cm/dobę), a najmniejsze w grądzie wysokim trzcinnikowym przy pogodzie mroźnej (0,39 cm/dobę). Dla porównania na stacji meteorologicznej Białowieża największy średni spadek grubości pokrywy podczas pogody cieplej wynosił 2,70 cm/dobę, a najmniejszy w okresie mroźnym 0,46 cm/dobę. Ekstremalnie wysoki spadek poza lasem wynosił 32 cm na 5 dni, czyli 6,4 cm/dobę. Spośród grądów największy zanotowano w kokoryczowym 22 cm pomiędzy obserwacjami, czyli 4,4 cm/dobę.

Wśród jedenastu klas pogody tylko podczas pogody mroźnej średnie spadki grubości pokrywy w Białowieży nie są większe niż w grądach. Brak jest wtedy również istotnych różnic pomiędzy samymi zbiorowiskami leśnymi. Oznacza to, że czynniki, które powodują zmniejszenie się grubości pokrywy (sublimacja, osiadanie) dają podobny rezultat w lesie i poza nim. Podczas pogody mroźnej spadki grubości pokrywy na polu są zbliżone do występujących w grądach, im temperatura wyższa, tym wzrasta przewaga pola względem lasu. W okresach pogody cieplej spadki grubości w grądach stanowią 44–63% spadków w terenie otwartym, a przy pogodzie przymrozkowej 48–66% w zależności od zbiorowiska. Największa przewaga pola w stosunku do lasu występowała podczas pogody cieplej, a stosunkowo mała podczas pogody przymrozkowej-mało wietrznej-chmurnej (ryc. 34).

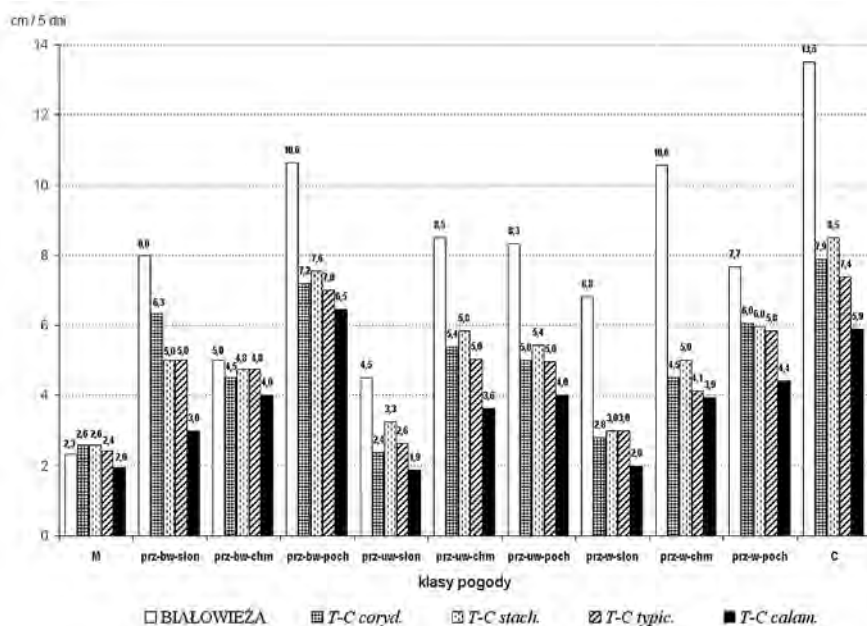
Porównując średnie spadki grubości pokrywy stwierdzamy, że w każdej z 11 klas pogody grąd wysoki trzcinnikowy odznaczał się wartościami najmniejszymi. Cecha ta ujawniała się szczególnie podczas klas pogody: przymrozkowej-mało wietrznej-słonecznej, przymrozkowej-umiarkowanie wietrznej-chmurnej, przymrozkowej wietrznej pochmurnej i cieplej (ryc. 34). Stosunkowo największe zróżnicowanie fitocenozy pod względem obniżania się grubości pokrywy śnieżnej występowało podczas pogody cieplej i przymrozkowej-mało wietrznej słonecznej, tj. w warunkach, gdy czynnik termiczny odgrywał główną rolę. Różnice pomiędzy podzespołami wykazywały statystycznie istotny, choć umiarkowany związek ($r=0,40$) tylko z temperaturą powietrza. Wielkość tych różnic nie miała istotnego związku z zachmurzeniem, prędkością wiatru ani długością dnia.

W uproszczonym podziale na grupy pogody przymrozkowej kolejność podzespołów grądowych jest zawsze taka sama; czyścicowy o największych spadkach, następnie kokoryczowy, typowy i wysoki trzcinnikowy o spadkach najmniejszych. Wiatr bardzo słabo różnicuje tempo obniżania się grubości pokrywy w lesie. Jego wzrastająca prędkość nie wpłynęła na wzrost spadków grubości w grądzie, ale zwiększała przewagę polany nad lasem. Na takie wyniki wpłynął fakt najwyższej temperatury powietrza podczas pogody przymrozkowej ze słabym wiatrem, a najniższej podczas pogody z wiatrem silnym. Wpływ temperatury okazał się więc silniejszy niż wiatru.

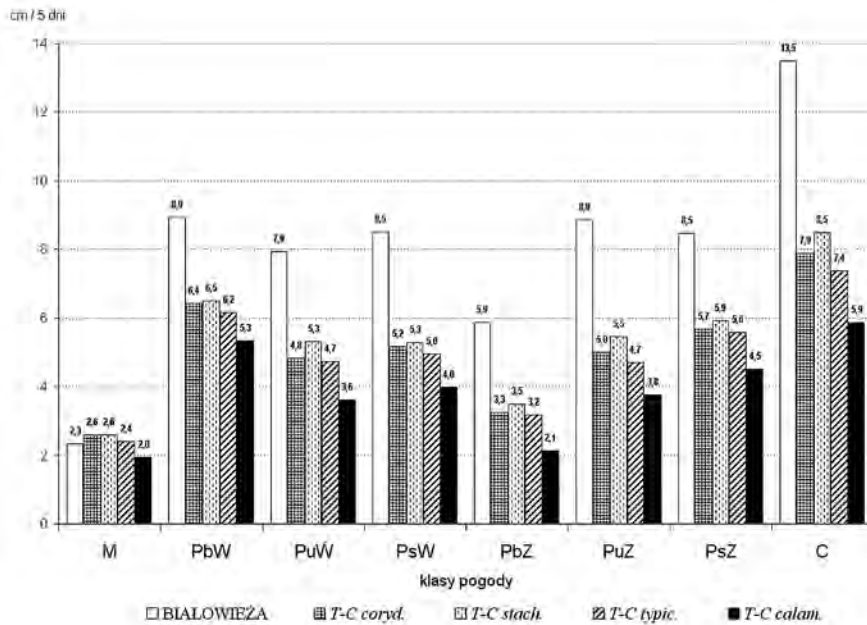
Podczas pogody przymrozkowej o różnym zachmurzeniu największe spadki wystąpiły w dniach pochmurnych, następnie chmurnych i słonecznych. Pogoda przymrozkowa słoneczna okazała się być najchłodniejsza z pogód przymrozkowych, a pochmurna najcieplejsza. Na polanie spadki grubości są największe podczas pogody chmurnej, nieco niższe przy pochmurnej i wyraźnie najniższe przy słonecznej. Wpływ termiki okazał się być silniejszy niż zachmurzenia i w większym stopniu dotyczył lasu niż pola.

W grądach spadki grubości podczas okresów z pogodą przymrozkową-pochmurną i chmurną były wyraźnie wyższe od tych, które występowały przy małym zachmurzeniu (ryc. 35). Prawdopodobnie wynika to z dwóch powodów. Po pierwsze, zimą adwekcji ciepłych mas powietrza towarzyszy zwykle duże zachmurzenie, a czasami nawet mgła tak samo gęsta w lesie jak i poza nim. Po drugie, w dni słoneczne dopływ energii słonecznej jest o wiele mniejszy niż nocne straty z wypromieniowania. Bezchmurne noce sprzyjają więc dużym spadkom temperatury, spowalniając ogólnie tajanie i zmieniając przy tym właściwości śniegu.

Interesującym jest fakt dość licznego występowania większych spadków grubości pokrywy śnieżnej w lesie niż na polu. Sytuacji takich było, np. w grądzie kokoryczowym 21, co stanowi 13,13% obserwacji, a w grądzie wysokim trzcinnikowym wystąpiły one znacznie rzadziej (11 przypadków) niż w pozostałych zbiorowiskach. Najczęściej spadki większe w grądach niż poza lasem występowały podczas pogody mroźnej oraz przymrozkowej-mało wietrznej-pochmurnej. Były to okresy o bardzo krótkim dniu i długiej nocy. Praktycznie nie wystąpiły one podczas pogody cieplej i przymrozkowej-słonecznej. Stosunkowo rzadko zdarzały się przy pogodzie przymrozkowej-ma-



Ryc. 34. Średnie spadki grubości pokrywy śnieżnej (w cm/5 dni) w grądach i w Białowieży (pole) w poszczególnych klasach pogody. Oznac. symboli tab. 6a
 Mean decreases of snow cover thickness (in cm/5 days) in oak-linden-hornbeam communities and in Białowieża (open area) in particular weather classes. Explanations tab. 6a



Ryc. 35. Średnie spadki grubości pokrywy śnieżnej (w cm/5 dni) w poszczególnych klasach pogody w grądach i w Białowieży (pole) według uproszczonej klasyfikacji pogód przymrozkowych. Oznac. symboli tab. 6b

Mean decreases of snow cover thickness (in cm/5 days) in particular weather classes in oak-linden-hornbeam communities and in Białowieża (open area) according simplification classification of slight-frost weathers. Explanations at tab. 6b

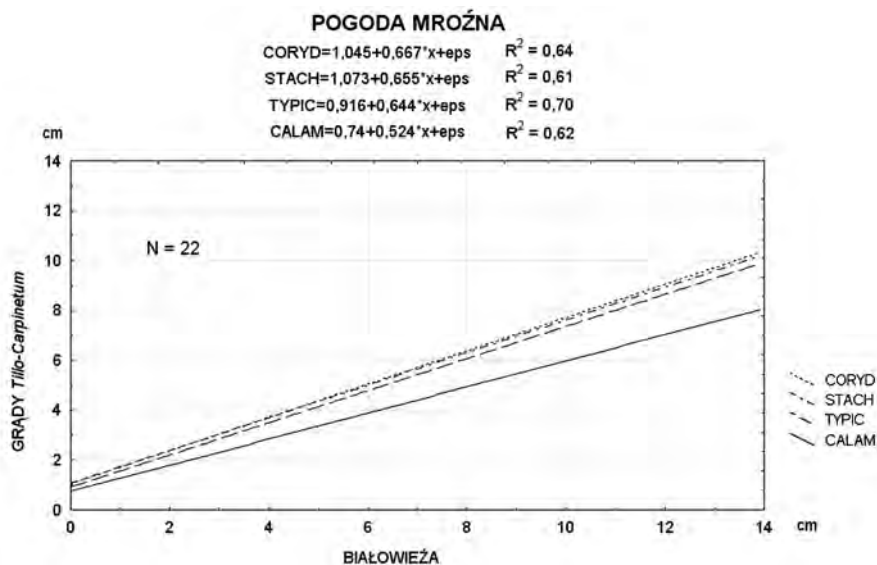
łowierniej. Ogólnie oznacza to, że warunki radiacyjne nie sprzyjają takim sytuacjom. Tajanie radiacyjne zdecydowanie bardziej zmniejsza grubość pokrywy śnieżnej w terenie otwartym niż w zbiorowisku leśnym, nawet jeżeli jest to grąd z małym udziałem drzew iglastych.

Reasumując, indywidualny charakter zmniejszania się grubości pokrywy śnieżnej można uznać tylko w stosunku do grodu wysokiego trzcinnikowego. Swoistość tego podzespołu manifestowała się w każdych warunkach pogodowych. Przy pogodzie przymrozkowej, która dominowała w okresach tajania pokrywy śnieżnej, wpływ wiatru na różnice „las-pole” okazał się być znacznie mniejszy od wpływu zachmurzenia.

6.3. ZWIĄZKI POMIĘDZY SPADKAMI GRUBOŚCI POKRYWY W GRADACH I POZA LASEM PODCZAS RÓŻNYCH KLAS POGODY

Procesy osiadania i parowania pokrywy śnieżnej w warunkach ujemnej temperatury powietrza przebiegały zazwyczaj wolniej w grądach niż poza lasem, choć nie było to regułą. Kilkakrotnie było odwrotnie. Przypadki takie miały miejsce głównie wtedy, gdy spadku grubości pokrywy śnieżnej na polu

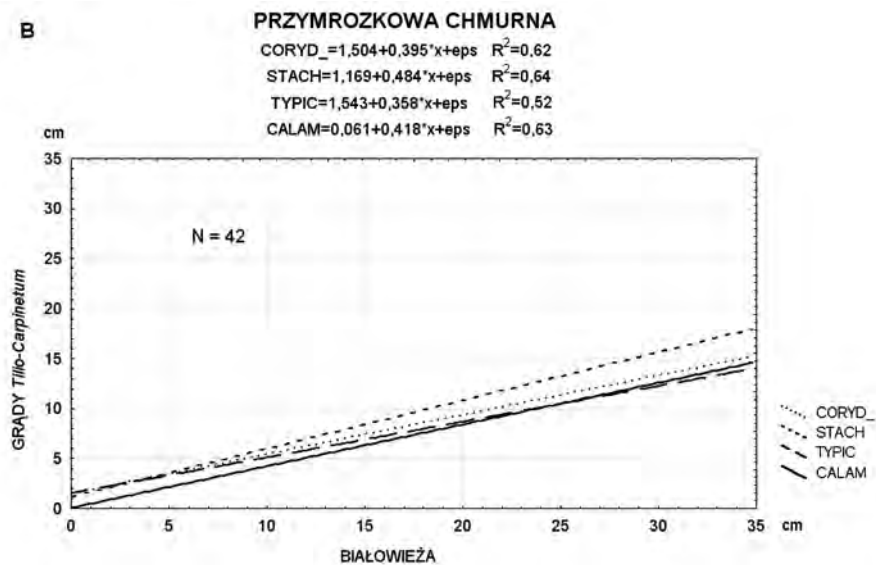
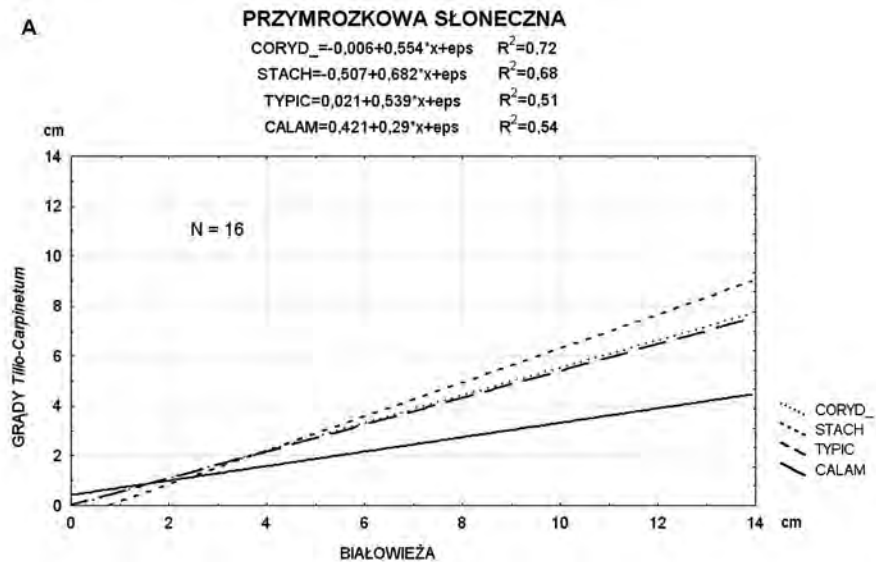
nie rejestrowano lub był on bardzo mały (1–2 cm). Równania regresji prostoliniowej dla spadków grubości „pole-las” podczas pogody mroźnej wyjaśniają te relacje w 60–70%. Biorąc pod uwagę niewielkie zazwyczaj wartości bezwzględne tych spadków (rzadko > 1 cm/dobę), należy je interpretować bardzo ostrożnie, tym bardziej, że liczba przypadków była stosunkowo niewielka. Można jedynie stwierdzić indywidualizm grądu wysokiego trzcinnikowego, w którym osiadanie pokrywy śnieżnej przebiegało wolniej niż w pozostałych

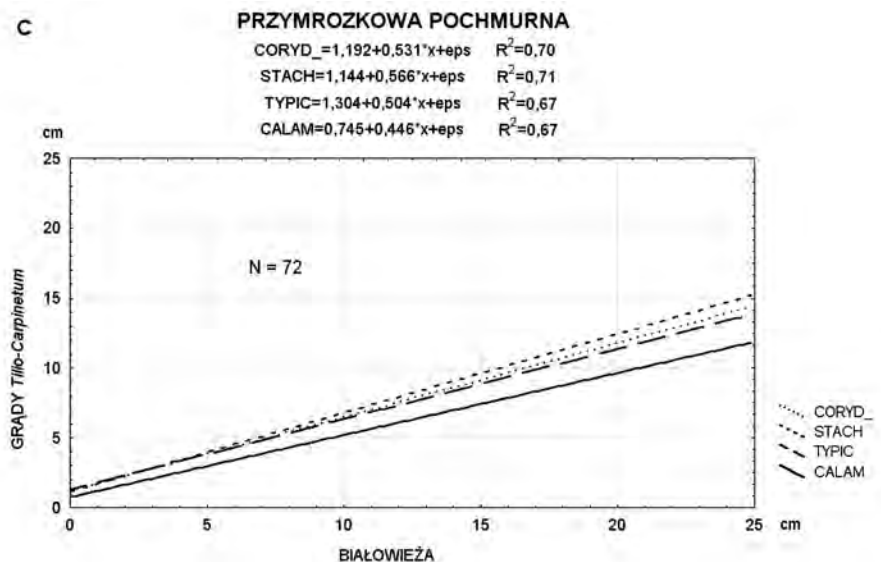


Ryc. 36. Związki pomiędzy spadkami grubości pokrywy śnieżnej na polu (x) a spadkami w podzespółach grądowych (y) podczas pogody mroźnej
Relationships between decreases of snow cover thickness in open area (x) and in oak-linden-hornbeam communities (y) in the frost weather

podzespółach (ryc. 36). Na ogólnie niejednoznaczne wyniki mogły mieć wpływ niewielkie opady drobnego, suchego śniegu, które przy punktowym pomiarze na polu utrzymywały grubość pokrywy na jednakowym poziomie przez dłuższy czas.

W okresach pogody przymrozkowej związki korelacyjne pomiędzy spadkami grubości na polu i w grądach są zbliżone do występujących podczas pogody mroźnej. Wyraźnie zaznacza się jednak prawidłowość, że spadki grubości występujące w lesie są relatywnie mniejsze – przeciętnie dwukrotnie – w porównaniu z rejestrowanymi w Białowieży. Przy bardzo słabym tajaniu pokrywy (1–2 cm/pentadę) różnice „las-pole” są niewielkie i niejednoznaczne. W miarę narastania tempa tajania pokrywy różnice te wzrastają, a także rosną pomiędzy podzespółami grądów.

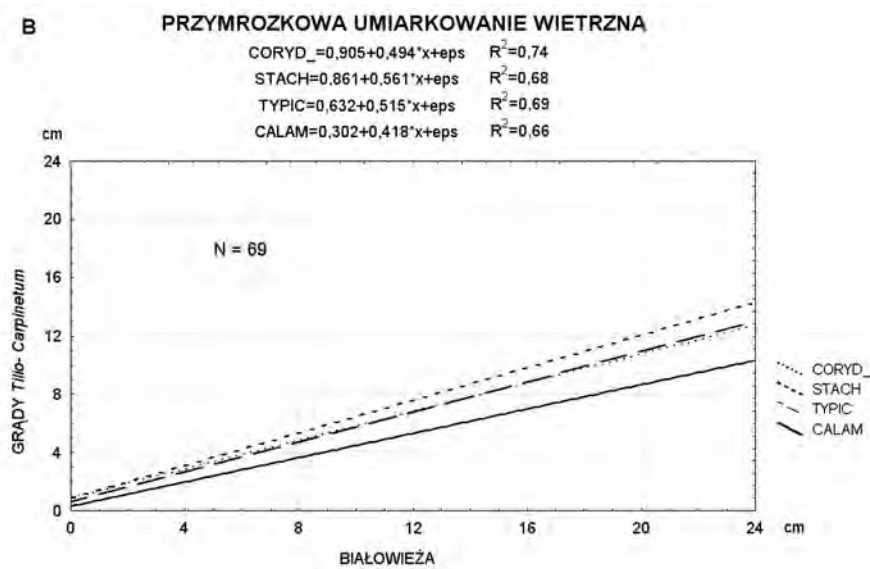
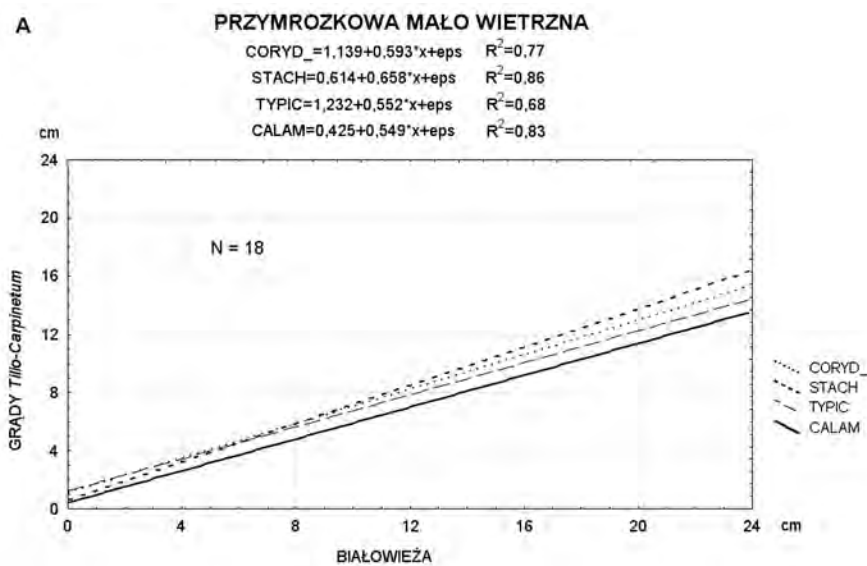


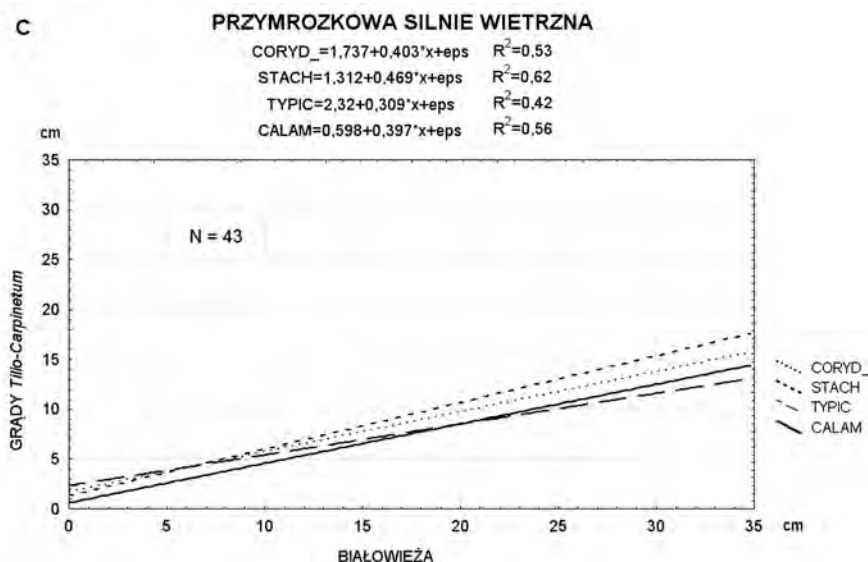


Ryc. 37. Związki pomiędzy spadkami grubości pokrywy śnieżnej na polu (x) a spadkami w podzespołach grądowych (y) podczas pogody przymrozkowej o różnym zachmurzeniu

Relationships between decreases of snow cover thickness in open area (x) and in oak-linden-hornbeam communities (y) during slight-frost weather with different cloudiness

Rozpatrując pogody przymrozkowe z punktu widzenia zachmurzenia, stwierdzamy, że związki „pole-grądy” są najsilniejsze podczas pogody pochmurnej. Równania regresji aproksymują te związki na poziomie 67–71%. Pogoda przymrozkowa chmurna najslabiej różnicuje badane fitocenozy. Bez względu na zachmurzenie związki „las-pole” są niemal identyczne dla grądów kokoryczowego i typowego. Przy pogodzie przymrozkowej słonecznej grąd wysoki trzcinnikowy wyróżnia się zdecydowanie wolniejszym tajaniem pokrywy w stosunku do pola. Przykładowo, jeśli spadek grubości pokrywy wyniesie w Białowieży 12 cm/pentadę to w grądzie wysokim będzie to zaledwie 4 cm, a w czyścowym około 8 cm. Wyraźnie wolniejsze spadki grubości pokrywy w grądzie trzcinnikowym występują również przy pogodzie przymrozkowej pochmurnej. W każdym typie pogody przymrozkowej grąd czyścowy ma nieco szybsze spadki grubości niż pozostałe podzespoły, choć przewaga ta ujawnia się tylko przy intensywnym (> 10 cm/5dni) tajaniu śniegu poza lasem (ryc. 37). Przyczyna indywidualizmu obu podzespołów w warunkach małego zachmurzenia wynika z różnego zwarcia ich drzewostanów – grądu wysokiego trzcinnikowego największego (52%), a czyścowego najmniejszego (39%, patrz ryc. 5)





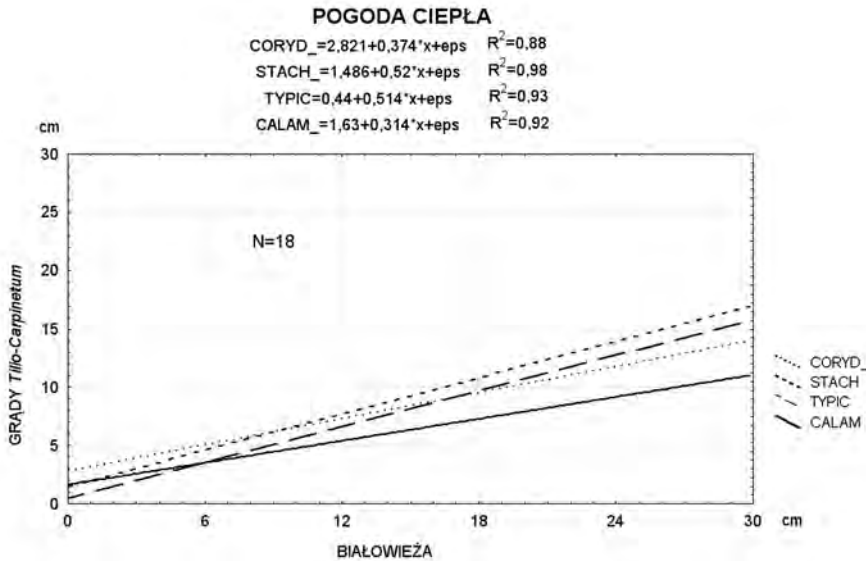
Ryc. 38. Związki pomiędzy spadkami grubości pokrywy śnieżnej na polu (x) a spadkami w podzespołach grądowych (y) podczas pogody przymrozkowej o różnej prędkości wiatru

Relationships between decreases of snow cover thickness in open area (x) and in oak-linden-hornbeam communities (y) during slight-frost weather with different cloudiness

Przy pogodzie bezwietrznej, bądź z bardzo słabym wiatrem, warunki w lesie i w terenie otwartym są zbliżone, toteż związki spadków grubości pokrywy w grądach i Białowieży są najsilniejsze. Dotyczy to najbardziej grądu czyśćcowego. Z równania regresji wynika, że spadek grubości pokrywy śnieżnej na polanie wysokości 24 cm/5dni spowoduje w tym zbiorowisku zmniejszenie wysokości pokrywy o 16 cm (ryc. 38a). Współczynnik determinacji (0,86) wskazuje na wysoką wiarygodność tej zależności. W pogodzie przymrozkowej wraz ze wzrostem prędkości wiatru rośnie przewaga tajania pokrywy śnieżnej na polu w stosunku do lasu. Podczas pogody z silnym wiatrem tempo zmniejszania się grubości pokrywy w grądach jest trzykrotnie słabsze niż poza lasem. Prawidłowość ta jest słabo zaznaczona przy niewielkich spadkach grubości pokrywy, a bardzo się zwiększa podczas intensywnego tajania na polu. Uzyskane zależności, pomimo sporej liczebności obserwacji, charakteryzują się umiarkowanym poziomem korelacji. Różnice pomiędzy podzespołami są niewielkie, choć i tu ujawnia się wpływ zwarcia drzewostanów. Jest on widoczny dopiero, gdy spadki grubości pokrywy w Białowieży są znaczne (ryc. 38c).

Podczas pogody cieplej związki pomiędzy spadkami grubości pokrywy śnieżnej poza lasem i w podzespołach grądowych są najsilniejsze. Równa-

nia regresji tłumaczą te zależności – od 88% (grąd kokoryczowy) do 98% (grąd czyśćcowy). Spadki wysokości pokrywy śnieżnej przy stałe dodatnich temperaturach powietrza to rezultat przede wszystkim tajania, natomiast przy pogodzie mroźnej i częściowo przymrozkowej brak tak silnej korelacji może pośrednio wskazywać na wolniejsze osiadanie i sublimację śniegu w lesie. Różnice między podzespołami grądów są znaczne, co wskazuje na to, że zwarcie drzewostanu odgrywa większą rolę przy dodatniej temperaturze (tajanie solarne). Przy tajaniu o małym natężeniu różnice „las-pole” są niewielkie, podobnie jak zróżnicowanie samych podzespołów grądowych. Intensywne spadki grubości pokrywy w terenie otwartym różnicują dobrze badane zbiorowiska. Przykładowo, jeśli spadek grubości w Białowieży wyniesie 6 cm na dobę, to w grądzie czyśćcowym będzie to 3,4 cm, typowym 3,2 cm, kokoryczowym 2,8 cm, a w grądzie wysokim trzcinnikowym tylko 2,2 cm w ciągu doby (ryc. 39). W rozpatrywanym materiale okresy z pogodą ciepłą charakteryzowało duże zachmurzenie. Można więc założyć, że przy pogodnym niebie różnice spadków grubości pokrywy między poszczególnymi podzespołami grądu będą większe od uzyskanych na rycinie 39.



Ryc. 39. Związki pomiędzy spadkami grubości pokrywy śnieżnej na polu (x) a spadkami w podzespołach grądowych (y) podczas pogody ciepłej
Relationships between decreases of snow cover thickness in open area (x) and in oak-linden-hornbeam communities (y) during slight-frost weather with different cloudiness

7. ZNACZENIE POKRYWY ŚNIEŻNEJ W SEZONOWEJ RYTMICE FITOCENOZ GRĄDOWYCH

7. 1. ODDZIAŁYWANIE POKRYWY ŚNIEŻNEJ NA ROŚLINNOŚĆ WARSTWY RUNA

7.1.1. ZGODNOŚĆ WCZESNEGO ZEJŚCIA POKRYWY ŚNIEŻNEJ Z WCZESNYM ROZWOJEM RUNA

Do sprawdzenia, czy wczesnemu zejściu pokrywy śnieżnej towarzyszy również wczesny rozwój runa, wybrano do analizy te sezony zimowe, w których pokrywa śnieżna zanikała na transekcie nierównomiernie. W grądach kokoryczowym i typowym takich sezonów było 16, w grądzie wysokim trzcinnikowym 15, a w czyścówym tylko 12. W każdym z tych sezonów naznaczono pola wczesnego zejścia pokrywy oraz te, na których obserwowano stosunkowo wczesny rozwój runa (zał. 8). Celem porównania poszczególnych podzespołów pod względem zgodności wczesnego ustąpienia pokrywy z wczesnym rozwojem runa określono wskaźnik według formuły:

$$W = \left(\frac{z}{K} \cdot 100 - \frac{n}{N - K} \cdot 100 \right) \frac{l}{s}$$

gdzie:

l – liczba sezonów nierównomiernego zejścia pokrywy

s – liczba wszystkich sezonów zimowych (25)

z – liczba pól transektu, na których wczesnemu zejściu pokrywy towarzyszył również wczesny rozwój runa

n – liczba poletek, na których obserwowano wczesny rozwój runa przy stosunkowo późnym zaniku pokrywy śnieżnej

K – łączna liczba poletek o wczesnym zaniku pokrywy śnieżnej

N – suma wszystkich poletek w sezonach nierównomiernego zaniku (25 × l)

Szczegółowe składniki formuły zestawiono w tabeli nr 7.

W rezultacie zastosowanej procedury otrzymano następujące wartości wskaźnika:

- grąd niski kokoryczowy20,85
- grąd niski czyścówy..... 17,38
- grąd typowy..... 8,87
- grąd wysoki trzcinnikowy.....15,01

Tabela. 7. Charakterystyki powierzchni badawczych podzespołów grądowych pod względem zaniku pokrywy śnieżnej i początku rozwoju roślinności runa

Charakterystyka	Symbol	Grąd niski kokoryczowy <i>T-C coryd.</i>	Grąd niski czyścicowy <i>T-C stach.</i>	Grąd typowy <i>T-C typic.</i>	Grąd wysoki trzcinnikowy <i>T-C calam.</i>
Liczba sezonów nierównomiernego zaniku pokrywy	L	16	12	16	15
Indeks sezonowy	$\frac{L}{s} = \frac{l}{25}$	0,64	0,48	0,64	0,60
Suma poletek w sezonach (l)	N	400	300	400	375
Liczba poletek wczesnego zaniku pokrywy śnieżnej	K	110	93	177	138
Liczba pól zgodności wczesnego zaniku pokrywy i wczesnego rozwoju runa	z	46	44	42	45
Liczba poletek wczesnego rozwoju runa i stosunkowo późnego zaniku pokrywy śnieżnej	n	19	23	22	18
Liczba poletek wczesnego rozwoju runa i stosunkowo późnego zaniku pokrywy śnieżnej	n	19	23	22	18
Względny wskaźnik zgodności	$\frac{z}{K} \cdot 100$	39,3	47,31	23,73	32,61
Względny wskaźnik niezgodności	$\frac{n}{N - K} \cdot 100$	9,43	11,11	9,87	7,59
Całkowity wskaźnik zgodności „wczesny zanik pokrywy – wczesny rozwój runa”	W	20,85	17,38	8,87	15,01

Uzyskane różnice wskaźnika są znaczne i znajdują potwierdzenie w innych cechach różnicujących badane podzespoły. Największa zgodność „pokrywa śnieżna – runo” w grądzie niskim kokoryczowym wynika z faktu szybszej wegetacji runa o dużym udziale geofitów. Stabilność stanu gatunkowego runa i warunków glebowych spowodowała, że pokrywa śnieżna zanikała najwcześniej zasadniczo w tych samych miejscach, tj. na krańcowych i poletkach transektu. Tam też obserwowano najwcześniejsze pojawienie się i rozwój runa.

W grądzie niskim czyścowym, który sąsiaduje z kokoryczowym, ogólny wskaźnik zgodności był niższy, co wynikało z większej liczby sezonów równomiernego zaniku pokrywy. Natomiast względny wskaźnik (liczba poletek wczesnego zaniku i zarazem wczesnego runa do wszystkich poletek wczesnego zaniku) był w tym zbiorowisku największy i wynosił 47,3% (przy 39,3 w kokoryczowym).

Wśród czterech zbiorowisk grądowych grąd typowy wyróżnił się najniższym wskaźnikiem ogólnym (8,87) i względnym (23,7). Przestrzenne zróżnicowanie zaniku śniegu na transekcje w 25-leciu nie musi wpływać na relacje „wczesny zanik-wczesny rozwój”. Związek ten może być teoretycznie idealny, zmieniając się tak jak warunki śnieżne na transekcji każdej zimy.

7.1.2. ZANIKANIE TRWAŁEJ POKRYWY ŚNIEŻNEJ, A FAZY ROZWOJU RUNA W WIELOLECIU

Z porównania rozwoju roślinności runa z terminem ustąpienia pokrywy śnieżnej wynika, że o początku rozwoju runa decyduje koniec trwałej pokrywy śnieżnej (okresu śnieżnego), a nie późniejsze opady śniegu, choćby dawały pokrywę śnieżną o grubości kilkunastu centymetrów. Przypadki takie miały miejsce w latach 1968 i 1977, kiedy po ustąpieniu trwałej pokrywy śnieżnej opad śniegu, jaki wystąpił po kilkunastu dniach, utworzył pokrywę o grubości od 10 do 13 cm. Wegetacja roślinności zielnej była już zaawansowana (około 50% pokrycia), a śnieg utrzymywał się tylko kilka dni. Krótkotrwały nawrót opadów śniegu z pewnością spowalnia rozwój runa, choć w różnym stopniu. Zależy jest to od warunków termicznych i składu gatunkowego tej warstwy.

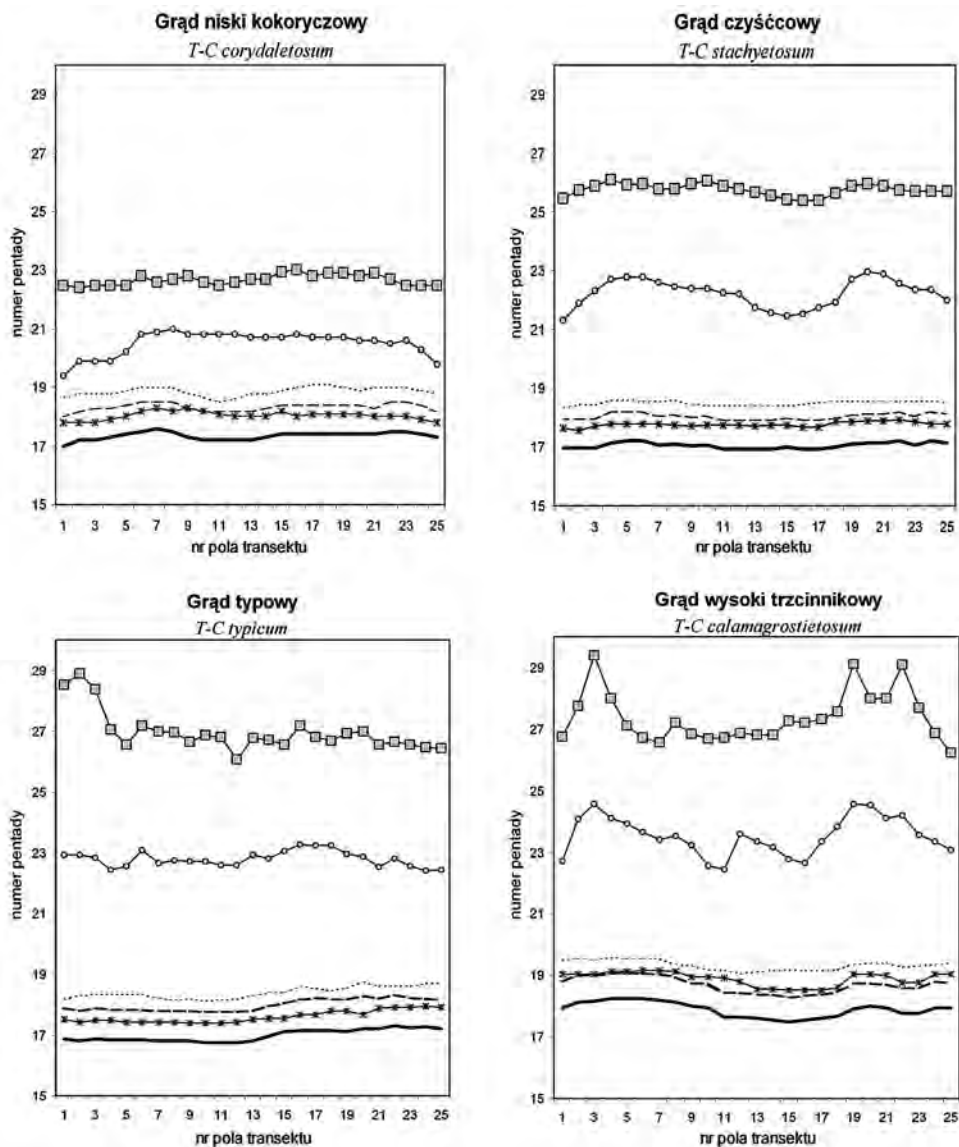
Wobec powyższego dla każdego zbiorowiska określono następujące terminy faz zanikania trwałej pokrywy śnieżnej: ostatniej pentady z pokryciem 100% na wszystkich powierzchniach transektu, pierwszej pentady z pokryciem 50% i pierwszej pentady bez śladu śniegu na powierzchni badawczej. Na podstawie obserwacji fenologicznych wyznaczono terminy osiągnięcia różnego pokrycia powierzchni (10, 20 i 50%) roślinnością runa. Pierwsze pokazujące się rośliny runa są gatunkami, które przetrwały sezon zimowy (np. zimoziele). Za początek rozwoju runa w danym zbiorowisku przyjęto w niniejszej pracy zwarcie 20% występujące, na co najmniej jednej powierzchni jego transektu. Oznacza to pojawienie się roślin będących w fenologicznej fazie listnienia lub kwitnienia, a pokrycie równe 50% wskazuje zwykle na występowanie gatunków będących już w większości w fazie listnienia. Określano również termin maksymalnego pokrycia powierzchni roślinnością zielną. Pokrycie to wynosiło w zależności od sezonu i zbiorowiska od 70 do 100 %, najczęściej było to 90% poletka pomiarowego. Rozpatrując wszystkie sezony zimowe, stwierdzono, że okres rozwoju runa do zwania maksymalnego może różnić się w poszczególnych sezonach nawet o 95 dni.

Następstwo trzech etapów zanikania pokrywy i rozwoju runa przedstawiono graficznie w postaci diagramów (ryc. 40). Wynika z nich, że zróżnicowanie w pokryciu pokrywą śnieżną w okresie jej zanikania jest dużo mniejsze, niż w pokryciu runa. Wyjątkiem jest początkowe stadium zwania runa (10%) przebiegające równocześnie z tajaniem pokrywy śnieżnej między jej pokryciem 100% i 50%.

Zanikanie pokrywy śnieżnej na transekcje pomiarowym zachodzi najbardziej równomiernie w grądzie czyścicowym, a najmniej w grądzie wysokim trzcinnikowym, gdzie śnieg zalega dłużej w zacienionych miejscach pod koronami świerków. W zbiorowisku tym roślinność runa jest widoczna dopiero po ustąpieniu śniegu z ponad połowy powierzchni każdego poletka pomiarowego. W pozostałych podzespółach rośliny runa (10%) odnotowywano w czasie, gdy śnieg zalegał na większości powierzchni obserwacyjnej. Zwanie runa równe 20 i 50% osiąga najszybciej grąd niski kokoryczowy, a najpóźniej grąd wysoki trzcinnikowy. Gdy w tym pierwszym średnie zwanie runa osiąga 50%, w grądzie trzcinnikowym nie ma jeszcze 20%. W rezultacie okres rozwoju runa do maksymalnego zwania jest w grądzie niskim kokoryczowym dwukrotnie krótszy, niż w pozostałych zbiorowiskach (tab. 8). Różnica ta wynika przede wszystkim z szybkiego pokrycia powierzchni przez gatunki mające wczesne fazy kwitnienia i listnienia. Runo grądu kokoryczowego wyróżnia się zdecydowanie najszybszym tempem pokrycia powierzchni zaraz po ustąpieniu pokrywy śnieżnej a przed ulistnieniem drzew. O jednorodności pokrywy roślinnej na całej powierzchni (faza 50%) przesądza powszechne tu występowanie takich gatunków jak czosnek niedźwiedzi *Allium ursinum* oraz kokorycz pusta i pełna *Corydalis cava*, *Corydalis solida*. Mając duże rozmiary liści, gatunki te szybko tworzą zwarte płyty na dużej powierzchni gruntu, co fizjonomicznie wyróżnia ten podzespół na początku wiosny. Maksymalne pokrycie powierzchni roślinnością zielną występuje tu w połowie maja, tj. około 40 dni wcześniej niż w pozostałych zbiorowiskach. Charakterystyczne, że termin ten zbiega się z początkiem rozwoju ulistnienia drzewostanów.

W grądzie wysokim trzcinnikowym występuje największe zróżnicowanie w tempie rozwoju runa. Początek jego rozwoju (20% pokrycia) wyraźnie nawiązuje do terminu zaniku trwałej pokrywy śnieżnej, podobnie jak w grądzie kokoryczowym. Inaczej jest w grądzie typowym, gdzie pokrycie 20%, a zwłaszcza 50% nie ma związku z datą zaniku pokrywy na poszczególnych poletkach transektu.

Z zestawionych charakterystyk w tabeli 8 zwraca uwagę bardzo duże podobieństwo grądów czyścicowego i typowego tak pod względem średnich terminów zaniku pokrywy śnieżnej jak i okresów pokrycia powierzchni przez



Ryc. 40. Średnie terminy ostatniego dnia z pełnym pokryciem terenu przez trwałą pokrywę śnieżną (ŚNIEG 100%) i pierwszego dnia z pokrywą 50% (ŚNIEG 50%) i bez pokrywy (ŚNIEG 0%) oraz z pokryciem powierzchni przez runo 10%, 20% i 50% na poszczególnych poletkach pomiarowych transektu

Mean terms of the last day with complete covering of permanent snow cover (SNOW 100%), and first day with covering 50% of snow (SNOW 50%) and first day without snow on the plot (SNOW 0%) and withcovering of square with herb layer 10%, 20% and 50% on particular plot of transect

runo. Grąd wysoki trzcinnikowy wykazuje pod względem rozwoju runa większe podobieństwo do wymienionych wyżej podzespołów niż do grądu kokoryczowego.

Tabela 8. Fazy zaniku trwałej pokrywy śnieżnej (dzień roku kalendarzowego) i czas trwania okresu rozwoju runa (średnio w dniach) w podzespołach grądowych (1964–1988)

Podzespół grądu <i>Tilio-Carpinetum</i>	G. kokoryczowy <i>T-C</i> <i>corydaletosum</i>	G. czyścicowy <i>T-C</i> <i>stachyetosum</i>	G. typowy <i>T-C</i> <i>typicum</i>	G. wysoki trzcinnikowy <i>T-C</i> <i>calamagrostietosum</i>
Pokrywa śnieżna-ostatni dzień 100% pokrycia	86,7	85,3	85,0	89,5
Pokrywa śnieżna pierwszy dzień pokrycia 50%	91,7	90,3	90,0	93,5
Pokrywa śnieżna – pierwszy dzień 0%	94,4	92,6	92,1	96,7
Runo – pierwszy dzień 10% pokrycia	90,2	88,9	88,1	94,5
Runo – pierwszy dzień 20% pokrycia	102,5	111,2	114,0	117,7
Runo – pierwszy dzień 50% pokrycia	113,4	128,9	134,9	136,9
Runo – maksymalne pokrycie	132,2	173,0	175,5	178,5
Okres rozwoju runa od 10% do maks pokrycia	42,0	84,2	87,5	84,0
Okres rozwoju runa od 20% do maks. pokrycia	29,7	61,8	61,5	60,8

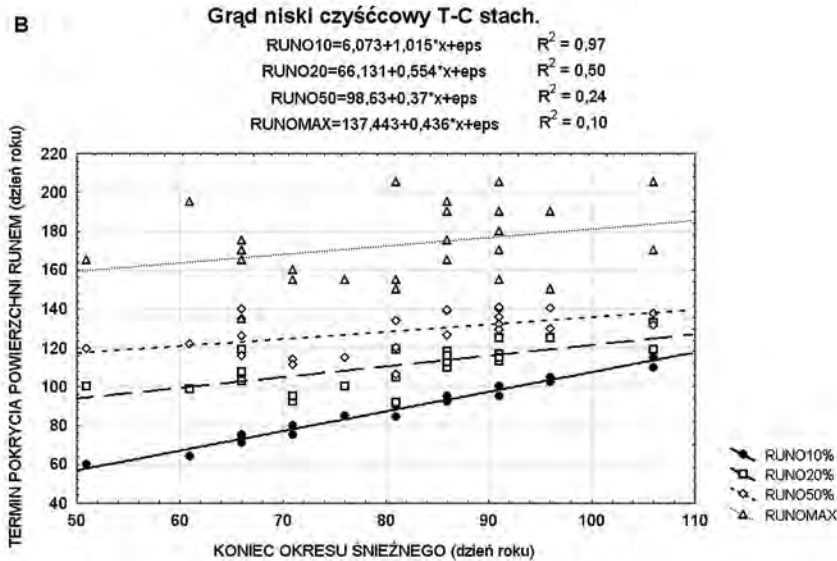
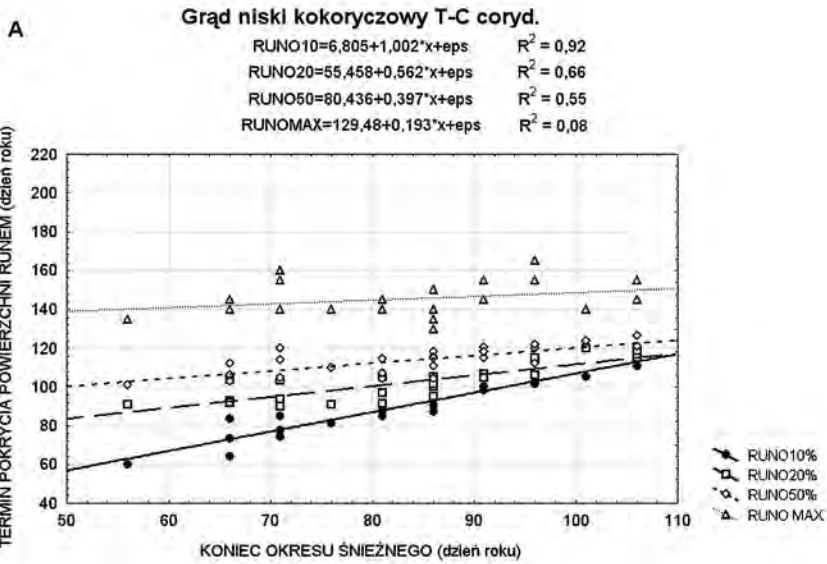
Porównując 25 sezonów stwierdzono, że w 5 z nich koniec trwałej pokrywy śnieżnej przypadał w tym samym czasie (1964, 1976, 1978, 1983, 1988), a tylko w jednym (1979) każde zbiorowisko miało inny termin końca okresu śnieżnego. Stosunkowo duże różnice między terminami końca trwałej pokrywy zbiorowisk wystąpiły tylko podczas 3 sezonów (1965, 1968 i 1979). Z drugiej strony początek rozwoju runa w każdym sezonie dobrze różnicował zbiorowiska. Pod względem rozwoju runa kolejność podzespołów zasadniczo przebiegała według następującego porządku; najpierw runo pojawiało się w grądzie niskim kokoryczowym, potem w czyścicowym, następnie w typowym i na końcu w grądzie wysokim trzcinnikowym. Można przy tym zauważyć specyfikę grądu wysokiego trzcinnikowego, w którym za wyjątkiem 1 sezonu (83/84) koniec trwałej pokrywy śnieżnej przypadał zwykle później niż w pozostałych zbiorowiskach. Temu opóźnieniu towarzyszyło także przesunięcie w czasie początku rozwoju runa. Z drugiej strony początek rozwoju runa przypadał zawsze najwcześniej w grądzie kokoryczowym (wyjątek to

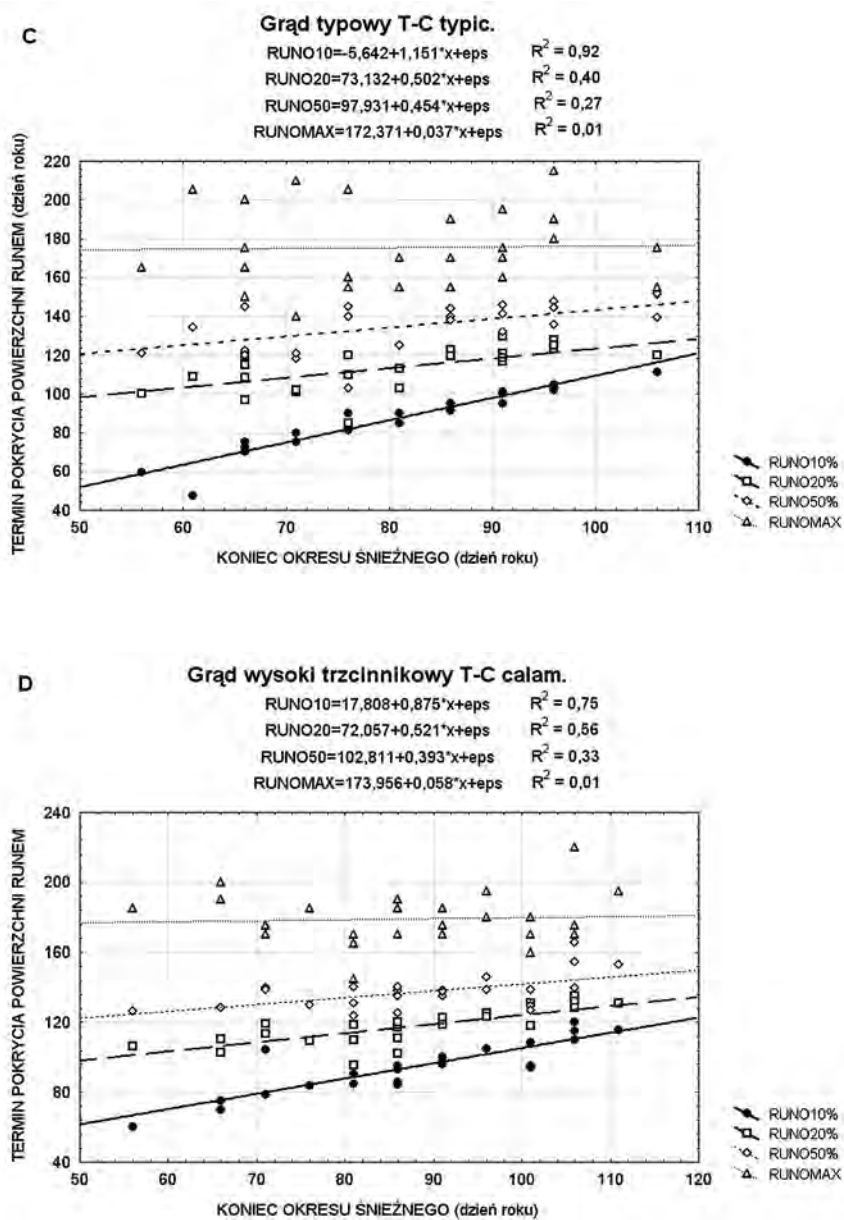
rok 1973). Różnica między tym zbiorowiskiem a pozostałymi uległa wyraźnemu zwiększeniu po roku 1976. Nie towarzyszyła jej zmiana pozycji tego zbiorowiska pod względem końca trwałej pokrywy śnieżnej.

Na podstawie danych z poszczególnych poletek transektów określono terminy końca trwałej pokrywy śnieżnej w sezonie zimowym (brak śniegu na całym transekcie) jak i średnie pokrycie transektu runem (w %). Ustalono równania regresji pomiędzy terminem końca okresu śnieżnego a pokryciem powierzchni runa w 10%, 20%, 50% i pokryciem maksymalnym (ryc. 41). W rezultacie okazało się, że związki pomiędzy ustąpieniem trwałej pokrywy śnieżnej a pokryciem powierzchni przez runo w 10% są bardzo silne w trzech podzespołach (współczynniki determinacji R^2 od 0,92 do 0,97). Nieco słabszy związek uzyskano dla grądu wysokiego trzcinnikowego ($R^2 = 0,75$). Może to wynikać z obecności w tym podzespole krzewinek borówki czarnej widocznych przy cienkiej pokrywie śnieżnej, a nieobecnych w innych podzespołach.

Dla pokrycia runa 20% oznaczającego początek wegetacji, najsilniejszy związek z końcem trwałej pokrywy śnieżnej występuje w grądzie niskim kokoryczowym ($R^2 = 0,66$), a najsłabszy w grądzie typowym ($R^2 = 0,40$). Pokrycie roślinnością powierzchni w połowie wykazuje również istotny, choć o wiele słabszy związek z datą końca okresu śnieżnego. Zaznacza się, więc prawidłowość coraz słabszego związku terminu ostatniego dnia z pokrywą śnieżną i stopniem pokrycia runa w miarę jego rozwoju. Termin maksymalnego pokrycia runa nie wykazuje zupełnie związku z końcem okresu śnieżnego i dotyczy to wszystkich podzespołów grądowych (ryc. 41).

Zgodnie z przewidywaniami liniowe funkcje regresji wskazują, że im późniejszy jest termin ostatecznego zejścia pokrywy śnieżnej, tym krótszy jest okres rozwoju runa. Prawidłowość ta występuje najwyraźniej w grądzie niskim kokoryczowym, a stosunkowo słabo zaznacza się w grądzie niskim czyścicowym (ryc. 41ab). Przykładowo przy zaniku pokrywy na początku trzeciej dekady kwietnia (23 pentada) w grądzie kokoryczowym maksymalne pokrycie powierzchni runem występuje już po miesiącu (29 pentada), a w grądzie czyścicowym po dwóch miesiącach. Oczywiście są to wartości przeciętne wskazujące przede wszystkim na różnice pomiędzy zbiorowiskami. Tempo wzrostu roślinności zielnej w danym sezonie zależy w dużym stopniu od warunków termicznych w warstwie przygruntowej. Wpływ tego czynnika będzie przedmiotem analizy w następnym rozdziale.





Ryc. 41. Związki pomiędzy terminem końca okresu śnieżnego (x), a terminami faz pokrycia powierzchni (w %) przez roślinność runa (y) w okresie 1964–1988
 Relationships between the date of end snow period (x) and terms of covering of square phases with herb layer (y) in 1964–1988

Twierdzenie, iż tempo rozwoju runa zależy od śnieżności zimy, nie ma pokrycia w odniesieniu do maksymalnej grubości pokrywy śnieżnej. Słaba korelacja wynika z różnego terminu maksymalnej wysokości pokrywy w sezonie zimowym. Ostatnie zimy w Polsce dowiodły, że może ona wystąpić nawet w listopadzie. Bardziej obiektywną miarą śnieżności zimy jest suma grubości pokrywy śnieżnej sezonu zimowego. Związek ten jest jednak dość słaby. Istotna korelacja ujemna występuje jedynie w grądzie wysokim trzcinnikowym (tab. 9). Szybszy rozwój runa po śnieżnych zimach dowodzi odrębności tego podzespołu i pośrednio świadczy o jego większym kontynentalizmie ekoklimatycznym w stosunku do pozostałych zbiorowisk grądowych.

Tabela. 9. Współczynniki korelacji pomiędzy czasem trwania okresu rozwoju runa a maksymalną grubością pokrywy śnieżnej i sumą grubości pokrywy śnieżnej

Podzespoły grądu <i>Tilio-Carpinetum</i>	Grąd niski kokoryczowy T-C. <i>coryd.</i>	Grąd niski czyścicowy T-C. <i>stachyetosum</i>	Grąd typowy T-C. <i>typicum</i>	Grąd wysoki trzcinnikowy T-C. <i>calamag.</i>
Maks. grubość pokrywy śnieżnej	-0,242	-0,242	-0,133	-0,386
Suma grubości pokrywy śnieżnej	-0,171	-0,098	-0,386	-0,488*

* $p < 0,05$

7.1.3. WPLYW KOŃCA OKRESU ŚNIEŻNEGO I TEMPERATURY POWIETRZA W OKRESIE POŚNIEŻNYM NA OKRES ROZWOJU RUNA

Znaczenie temperatury powietrza jako czynnika rozwoju roślinności po ustąpieniu pokrywy śnieżnej nie jest łatwe do ustalenia z kilku powodów. Po pierwsze okres pośnieżny jest bardzo zróżnicowany pod względem dat początku i końca, a tym samym czasu trwania. Po drugie jest on zwykle niejednorodny pod względem podłoża (kałuże wody, różna wilgotność ściółki). W okresach ochłodzeń często zdarzają się opady śniegu, krup śnieżnych bądź lodowych, które oziębiają tak powierzchnię gruntu, jak i zalegające nad nią powietrze. Ponadto wskutek częstego w tym okresie napływu mas powietrza arktycznego mają miejsce przymrozki adwekcyjne, występujące nawet przy dużym zachmurzeniu. W rezultacie okres pośnieżny charakteryzuje się na przemian występującymi falami ochłodzeń i ociepleń. Przebiegi temperatury minimalnej wskazują na występowanie najczęściej trzech faz wzrostu i spadku temperatury powietrza (zał. 11). Zdarzały się sezony, w których przez cały okres pośnieżny temperatura minimalna była poniżej zera (1974, 1980, 1985, 1987, 1988), natomiast nie było sezonu tylko z dodatnią temperaturą minimalną. Z drugiej strony temperatura maksymalna zawsze (dotyczy 5 dniowych terminów obserwacji) była dodatnia, a w niektórych sezonach przekraczała 25°C (1968–1970, 1977, 1981, 1984–85) (zał. 12).

Tabela. 10a. Wyniki wielokrotnej regresji liniowej jako zależności okresu rozwoju runa (Z) od terminu ostatniego dnia z trwałą pokrywą śnieżną (X) i temperatury maksymalnej powietrza z okresu 22–26 kwietnia (Y)

Zbiorowisko	Równanie regresji	R	R ²	S _{yx}	t (22)	P
Grąd niski kokoryczowy <i>T-C coryd.</i>	$Z = 134,88 - 0,733X - 0,983Y$	0,86	0,73	7,33	X -6,3231 Y -2,9833	0,000002 0,006855
Grąd niski czyścicowy <i>T-C stach.</i>	$Z = 150,89 - 0,398X - 1,814Y$	0,55	0,31	18,01	X -1,4483 Y -2,1926	0,161632 0,039204
Grąd typowy <i>T-C typic.</i>	$Z = 217,04 - 0,939X - 2,878Y$	0,74	0,55	18,50	X -3,3760 Y -3,2690	0,002723 0,003511
Grąd wys. trzcinnikowy <i>T-C calam.</i>	$Z = 175,47 - 0,830X - 1,092Y$	0,67	0,45	16,63	X -3,2965 Y -1,4343	0,003289 0,165539

R – współczynnik korelacji, R² – współczynnik determinacji, S_{xy} – błąd standardowy estymacji, t (22) – test t-Studenta, p – poziom istotności

Tabela. 10b. Wyniki analizy wariancji

Zbiorowisko	Źródło	Suma kwadratów	df	Średni kwadrat	Test F Snedecora	P
Grąd niski kokoryczowy <i>T-C coryd.</i>	Model	3233,63	2	1616,81	30,04	0,000001
	Reszta	1184,11	22	53,82		
	Razem	4417,74				
Grąd niski czyścicowy <i>T-C stach.</i>	Model	3140,24	2	1570,12	4,84	0,018145
	Reszta	7140,52	22	324,57		
	Razem	10280,76				
Grąd typowy <i>T-C typic.</i>	Model	9363,54	2	4681,77	13,68	0,000138
	Reszta	7531,40	22	342,34		
	Razem	16894,94				
Grąd w. trzcinnikowy <i>T-C calam.</i>	Model	4925,70	2	2462,85	8,90	0,001472
	Reszta	6087,96	22	276,73		
	Razem	11013,66				

df – liczba stopni swobody

Określenie łącznego wpływu terminu zaniku pokrywy śnieżnej i temperatury powietrza na czas trwania okresu rozwoju runa jest metodycznie trudne, gdyż już sama pokrywa śnieżna jest czynnikiem kształtującym termikę powietrza na dnie lasu, stąd też wykorzystanie danych temperatury powietrza tuż po zejściu pokrywy jest również niemożliwe z uwagi na silną korelację obu zmiennych (występowanie tzw. nadmiarowości). Od daty zaniku pokrywy śnieżnej zależy bilans radiacyjny powierzchni gruntu, jego wilgotność i intensywność parowania. W konsekwencji należało wybrać taki termin dla temperatury powietrza, w którym wpływ pokrywy śnieżnej byłby najmniejszy. Porównując okresy ekoklimatyczne czterech zbiorowisk grądowych w rozpatrywanym 25-leciu, stwierdzono, że tylko jeden termin obserwacji – z 26 kwietnia – występował zawsze w okresie późniejszym (od zupełnego znik-

nięcia pokrywy śnieżnej do pęknięcia pąków liściowych u większości drzew). Znamionym okazała się prawidłowość, że istotny związek z rozwojem runa wykazywała tylko temperatura maksymalna odczytywana w tym dniu, a więc pochodząca z okresu 22–26 kwietnia (24 pentada). Wobec powyższego utworzono model wielokrotnej regresji liniowej z analizą wariancji, w którym to modelu zmienną zależną jest okres rozwoju runa do maksymalnego pokrycia powierzchni, a zmiennymi niezależnymi są termin końca trwałej pokrywy śnieżnej (okresu śnieżnego) i maksymalna temperatura powietrza rejestrowana 26 kwietnia (tab. 10a i 10b).

Model (jako całość) można zaakceptować dla każdego zbiorowiska ($p < 0,05$), choć jest on wiarygodny w różnym stopniu dla poszczególnych podzespołów. Równania regresji wskazują na skracanie okresu rozwoju runa wraz z opóźnianiem się ustąpienia trwałej pokrywy śnieżnej i wzrostem temperatury maksymalnej w trzeciej dekadzie kwietnia. Korelacja wielokrotna jest bardzo wysoka ($R = 0,86$) dla grądu niskiego kokoryczowego, a wysoka dla pozostałych podzespołów (od 0,55 do 0,74). Współczynnik determinacji wyrażony w procentach ($R^2 \times 100$) informuje, że wariancja zmiennej zależnej wyjaśniona wpływem zmiennych niezależnych wynosi dla grądu kokoryczowego 73%. Tak wysoki poziom wynika z faktu, iż ustąpienie pokrywy śnieżnej w tym zbiorowisku zbiega się z szybkim rozwojem wczesnowiosennych geofitów. Wspomniane już gatunki jak kokorycz pusta *Corydalis cava* i czosnek niedźwiedzi *Allium ursinum* występują wczesną wiosną łąkowo, stąd już w połowie kwietnia pokrycie powierzchni runem wynosi w tym zespole często 70%–80%. Jedynie w tym podzespole notowano pokrycie runa na poziomie 100%. Stan maksymalny jest osiągnięty już po 50 dniach rozwoju runa (średnio 21 maja). Na przełomie maja i czerwca gatunki te kończą wegetację, a ich miejsce zajmują pozostałe gatunki warstwy ziół (Sokołowski 1993). Wpływ temperatury powietrza przyspiesza (bądź zwalnia) końcową fazę rozwoju geofitów. Model dla grądu niskiego kokoryczowego wskazuje na zbliżony wpływ obu czynników – im później ustąpi trwała pokrywa śnieżna i im wyższa jest temperatura maksymalna z okresu 22–26 kwietnia – tym okres rozwoju runa do maksymalnego pokrycia jest krótszy.

W pozostałych podzespółach rozwój runa rozumiany jako stopień pokrycia powierzchni przez roślinność przebiega wolniej, trwając średnio o trzy tygodnie dłużej w porównaniu z grądem kokoryczowym. Znaczenie terminu końca okresu śnieżnego i temperatury maksymalnej w okresie późniejszym jest istotne w grądzie typowym przy współczynniku determinacji 55%. W grądzie niskim czyszcowym model wyjaśnia analizowaną zależność najslabiej, bo tylko w 31%. Okazało się przy tym, że tylko w tym zbiorowisku wpływ terminu końca trwałej pokrywy śnieżnej na okres rozwoju runa nie jest statystycznie

istotny (tab. 10a). Dla grądu wysokiego trzcinnikowego model wyjaśnia zależność w 45%, ale tu z kolei wpływ temperatury powietrza z okresu 22–26 kwietnia okazał się stosunkowo niski ($p = 0,166$).

Podsumowując dokonaną analizę można stwierdzić, iż różnice w kompozycji gatunkowej warstwy runa znalazły odbicie w relacjach pomiędzy datą ustąpienia pokrywy śnieżnej i termiką końca okresu późniejszego a tempem rozwoju roślinności tej warstwy. Runo grądów kokoryczowego i typowego wykazało silny i podobny wpływ obu czynników. W tym pierwszym maksimum pokrycia powierzchni runem utrzymuje się bardzo krótko, gdyż zmiany powstają wraz z gwałtownym ustąpieniem wiosennych geofitów.

W przypadku grądu czyszcowego można mówić o wyraźnie słabszym wpływie pokrywy śnieżnej na okres rozwoju runa. W grądzie wysokim trzcinnikowym specyficzny skład gatunkowy runa (także siedlisk oligotroficznycy) wykazał słabszą reakcję na temperaturę maksymalną powietrza z wybranego okresu.

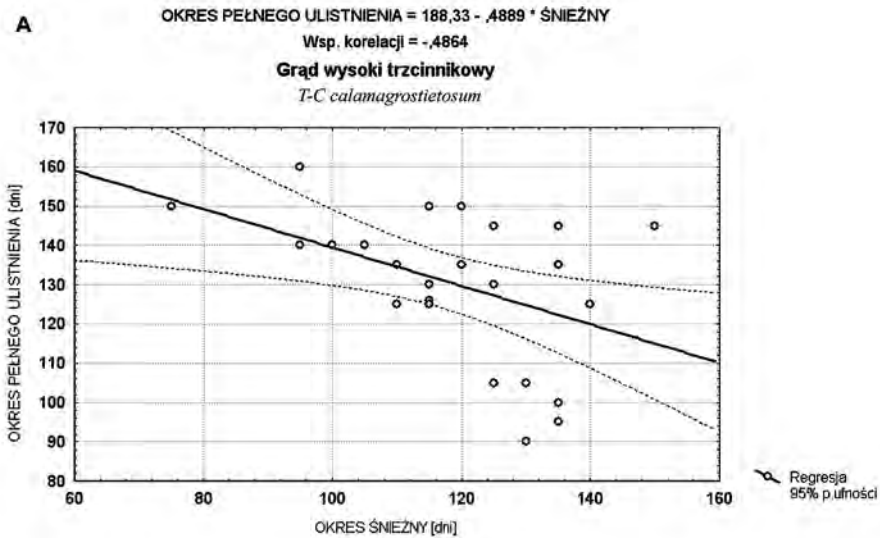
Należy przy tym podkreślić większą rolę temperatury maksymalnej w środkowej i końcowej fazie rozwoju runa. Temperatura minimalna odgrywa dużą rolę, ale w początkowym okresie, tuż po zejściu pokrywy śnieżnej. Jako że wykazuje ona silną korelację z datą ustąpienia pokrywy, jej uwzględnienie w modelu regresji wielokrotnej nie jest możliwe.

7.2. ODDZIAŁYWANIE POKRYWY ŚNIEŻNEJ I INNYCH CZYNNIKÓW NA WEGETACJĘ DRZEWOSTANÓW

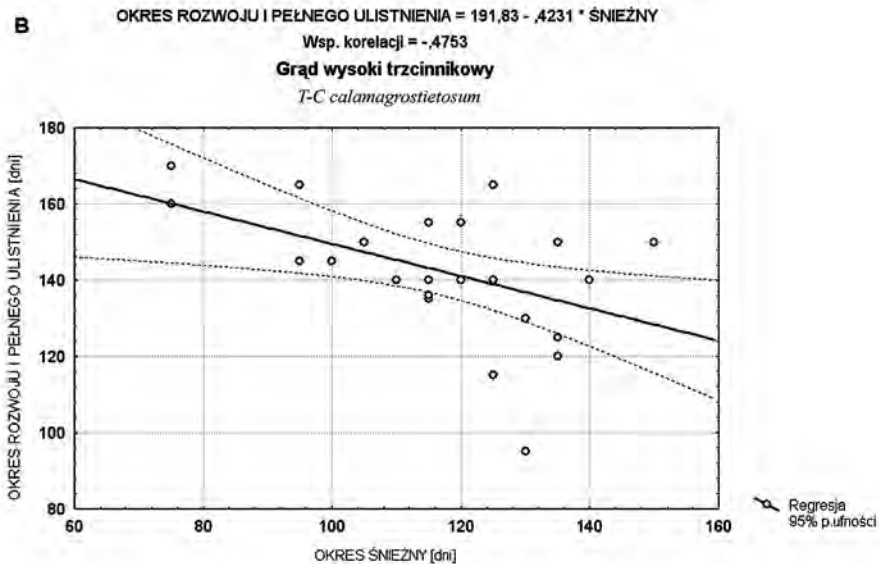
7.2.1. OKRES ŚNIEŻNY, A POCZĄTEK ROZWOJU I DŁUGOŚĆ OKRESU PEŁNEGO ULISTNIENIA

Wydłużaniu się okresu śnieżnego towarzyszy nieznaczne tylko przesunięcie początku rozwoju ulistnienia. Dla czterech zbiorowisk grądowych można mówić tylko o słabej korelacji ($r = +0,2$ do $+0,3$). Prawie takie same związki dotyczą terminu początku pełnego ulistnienia (tab. 11). Praktycznie nie ma korelacji pomiędzy okresem śnieżnym a okresem rozwoju ulistnienia, który jest krótki i czasowo dość stabilny, a tylko w niektórych sezonach może ulec wydłużeniu wskutek wiosennych fali chłódów spowodowanych przez adwekcję arktycznych mas powietrza (np. w roku 1965).

Pomiędzy długością okresu śnieżnego, a sumą okresów rozwoju i całkowitego ulistnienia istnieje korelacja ujemna o średnim natężeniu. Istotny współczynnik korelacji uzyskano jedynie dla grądu wysokiego trzcinnikowego ($r = -0,48$). Wydłużenie okresu śnieżnego o 10 dni powoduje tam skrócenie okresu ulistnienia średnio o 5 dni. Analogiczne, choć nieco słabsze zależności uzyskano pomiędzy czasem trwania okresu śnieżnego i okresem pełnego ulistnienia (ryc. 42).



Ryc. 42a. Związek pomiędzy czasem trwania okresu śnieżnego (x), a okresem pełnego ulistnienia (y) w grądzie wysokim trzcinnikowym
 Relationship between duration of snow period (x) and the period of full foliage (y) in *T-C calamagrostietosum*



Ryc. 42b. Związek pomiędzy czasem trwania okresu śnieżnego (x) a sumą okresów rozwoju i pełnego ulistnienia (y) w grądzie wysokim trzcinnikowym
 Relationship between duration of snow period (x) and the period of canopy closure with period of full foliage (y) in *T-C calamagrostietosum*

Jak należało oczekiwać brak jest zależności pomiędzy okresem śnieżnym, a całym okresem wegetacyjnym obejmującym fazy rozwoju, pełnego ulistnienia i jego zaniku. Można więc stwierdzić, że długi okres śnieżny skraca następujący po nim okres wegetacyjny, ale tylko do początku opadania liści. Faza zaniku ulistnienia zależy bezpośrednio od aktualnych warunków pogodowych, stąd wspomniana wcześniej jej największa zmienność z sezonu na sezon.

Tabela 11. Związki korelacyjne pomiędzy czasem trwania okresu śnieżnego (x) a terminami początku i czasem trwania wegetacji (y)

Zmienna	Grąd niski kokoryczowy <i>T-C coryd.</i>	Grąd niski czyścicowy <i>T-C stach.</i>	Grąd typowy <i>T-C typic.</i>	Grąd wysoki trzcinnikowy <i>T-C calam.</i>
Termin początku rozwoju ulistnienia	+0,3172	+0,3222	+0,2445	+0,1983
Termin początku całkowitego ulistnienia	+0,3200	+0,2902	+0,2239	+0,2764
Okres rozwoju ulistnienia	+0,1360	+0,0591	+0,0527	+0,1741
Okres całkowitego ulistnienia	-0,3440	-0,3295	-0,3394	-0,4862*
Okres rozwoju i całkowitego ulistnienia	-0,3444	-0,3594	-0,3844	-0,4751*
Okres wegetacyjny (rozwoju, całk.ulistnienia i zaniku ulistn)	-0,1505	-0,2064	-0,1481	-0,1942

7.2.2. KONIEC OKRESU ŚNIEŻNEGO A POCZĄTEK I CZAS TRWANIA WEGETACJI DRZEWOSTANÓW

Data zaniku trwałej pokrywy śnieżnej wykazuje umiarkowany związek z początkiem rozwoju, jak i początkiem pełnego ulistnienia. Dodatnia istotna korelacja o średnim natężeniu wskazuje na to, że późne zejście pokrywy śnieżnej opóźnia początek wegetacji drzewostanów liściastych we wszystkich podzespołach grądowych (tab. 12). Szczególnie dotyczy to grodu niskiego kokoryczowego (ryc. 43). Stosunkowo najsłabszy związek uzyskano dla grodu niskiego czyścicowego. Należy w tym miejscu podkreślić, że za ogólnie dość niskie wartości współczynników korelacji odpowiadają sezony, w których okres późniejszy uległ znacznemu wydłużeniu lub skróceniu. Jak należało oczekiwać im później wypadnie koniec trwałej pokrywy, tym okres późniejszy jest krótszy. Jak silny jest to związek ($r = -0,825$), ilustruje wykres dla grodu wysokiego trzcinnikowego (ryc. 44). Odstępstwo od tej reguły wykazują w największym stopniu lata: 1968, 1978 1980 i 1986. Na wiosnę w roku 1980 przymrozki wystąpiły w okresie od 16 do 26 maja, przez co początek rozwoju ulistnienia uległ znacznemu opóźnieniu. Podobna sytuacja miała miejsce

w 1978 roku, choć w mniejszym stopniu. Z kolei w sezonie 1986 koniec okresu śnieżnego wystąpił dość późno (1 kwietnia w grądzie wysokim), ale już 3 tygodnie po nim temperatura minimalna była dodatnia, a maksymalna przekraczała 20° C. Spowodowało to wydatne skrócenie okresu pośnieżnego.

Analogiczna sytuacja wystąpiła wiosną 1968 roku. Wymienione przypadki znacząco osłabiły związek pomiędzy terminem zejścia pokrywy śnieżnej, a datą początku rozwoju ulistnienia. Nie zmienia to faktu, że zależność taka na pewno ma miejsce, a koniec okresu śnieżnego ma przez to wpływ na czas trwania okresu całkowitego ulistnienia, skracając go, jeśli przypadnie szczególnie późno. Dotyczy to zwłaszcza grądu wysokiego trzcinnikowego ($r = -0,443$), w którym takie sytuacje zdarzają się częściej niż w pozostałych podzespołach. Dla sumy okresów rozwoju i pełnego ulistnienia istotna zależność występuje dla grądu typowego ($r = -0,417$). W tym przypadku na stosunkowo niskie wartości współczynników korelacji miały wpływ dwa nietypowe sezony 1965 i 1966, w których okres rozwoju i pełnego ulistnienia był krótszy od przeciętnego odpowiednio aż o 50 i 40 dni. Wartości współczynników korelacji dla całego okresu wegetacyjnego są jeszcze niższe i trudno oczekiwać by było inaczej. Okres opadania liści może się znacznie przedłużać, w zależności od terminu nadejścia pierwszych chłódów.

Tabela 12. Związki korelacyjne pomiędzy terminem końca okresu śnieżnego (x) a terminem początku i długością okresów ulistnienia (y)

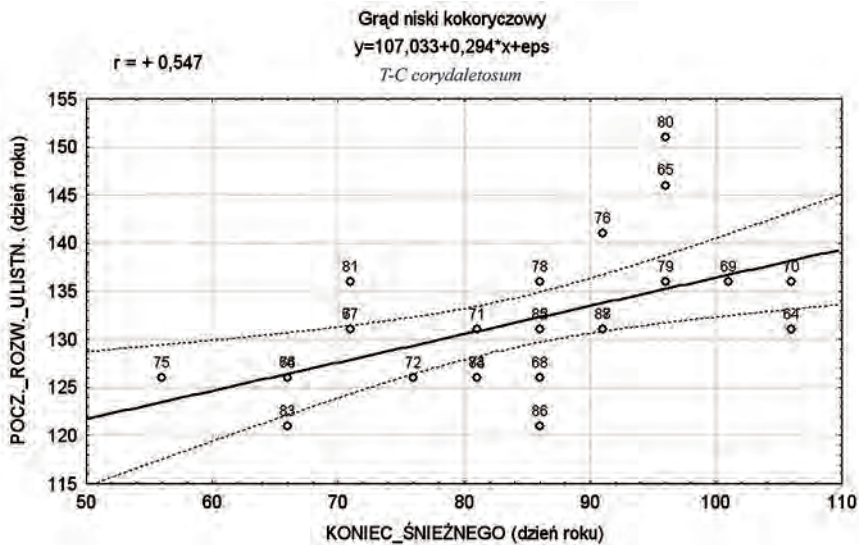
Zmienna (y)	Grąd kokoryczowy <i>T-C coryd.</i>	Grąd czyścicowy <i>T-C stach.</i>	Grąd typowy <i>T-C typic.</i>	Grąd wysoki trzcinnikowy <i>T-C calam.</i>
Termin początku rozwoju ulistnienia.	+0,547*	+0,418*	+0,438*	+0,449*
Termin początku całkowitego ulistnienia	+0,506*	+0,409*	+0,405*	+0,519*
Okres całkowitego ulistnienia	-0,341	-0,369	-0,392	-0,443*
Okres rozwoju i całkowitego ulistnienia	-0,332	-0,382	-0,417*	-0,393
Okres wegetacyjny (rozwoju, całkowitego ulistnienia i zaniku ulistnienia)	-0,229	-0,297	-0,318	-0,246

* $p < 0,05$

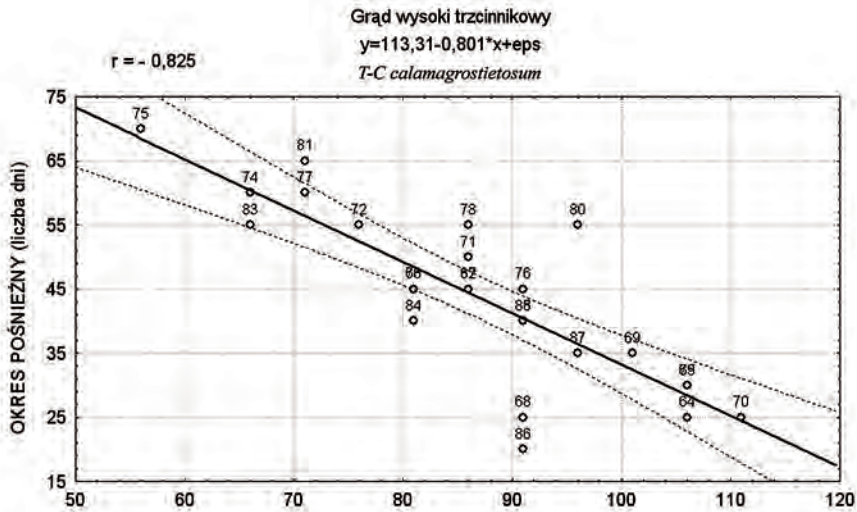
Wykazana silna zależność, w której okres pośnieżny ulega skróceniu wraz z opóźnieniem terminu zaniku pokrywy śnieżnej (ryc. 44) oraz rozkład częstości terminów początku rozwoju ulistnienia (zał. 10) pozwala przyjąć, że głównym czynnikiem determinującym datę początku wegetacji drzewostanów są warunki świetlne, tj. długość dnia. Przykładowo dla grądu niskiego kokoryczowego aż w 20 sezonach (80%) początek rozwoju sklepienia lasu przypadał

na okres między 126 i 136 dniem roku. Również ogólnie niska zmienność daty początku rozwoju ulistnienia wskazuje na to, że tylko w wyjątkowych warunkach może on być nieznacznie przyspieszony (sezony 1983, 1986) lub opóźniony (sezony 1965, 1976, i 1980) (zał. 10). Oznacza to, że przyczyn takich odchyłeń należy szukać w warunkach termicznych, które przed wegetacją zależą także od pokrywy śnieżnej. W sezonach o największym opóźnieniu początku wegetacji (1965 i 1980) przymrozki na poziomie 2 m występowały jeszcze w okresie od 141 do 146 dnia roku (21–26 maja).

Z kolei najwcześniejsze daty początku rozwoju ulistnienia (sezony 1983, 1986) przypadły po okresach wysokiej temperatury maksymalnej ($> 20^{\circ}\text{C}$) i dodatniej temperatury minimalnej. Terminy zaniku trwałej pokrywy śnieżnej znacznie się różniły w tych latach.



Ryc. 43. Związek pomiędzy terminem końca okresu śnieżnego (x) a datą początku rozwoju ulistnienia (y) w grządzie niskim kokoryczowym
 Relationship between term of the end of snow period (x) and date of the onset of canopy closure (y) in *T-C corydaletosum*



Ryc. 44. Związek pomiędzy terminem końca okresu śnieżnego (x) a czasem trwania okresu pośnieżnego (y) w grądzie wysokim trzcinnikowym
 Relationship between term of the end of snow period (x) and duration of post-snow season (y) in *T-C calamagrostietosum*

7.2.3. KONIEC OKRESU ŚNIEŻNEGO I TEMPERATURA POWIETRZA W OKRESIE POŚNIEŻNYM A TERMIN POCZĄTKU ROZWOJU ULISTNIENIA

Z przebiegów temperatury minimalnej i maksymalnej powietrza w okresie pośnieżnym można odczytać, w jakich warunkach termicznych występował początek rozwoju ulistnienia w danym sezonie (zał. 10, 11, 12). W grądzie niskim kokoryczowym początek rozwoju ulistnienia występował dwukrotnie częściej w fazie wzrostu temperatury minimalnej niż w fazie spadku. Przebieg temperatury minimalnej w okresie pośnieżnym 1980, kiedy początek rozwoju ulistnienia wystąpił najpóźniej, wskazuje wyraźnie, że opóźnienie to wynikało głównie z fali chłodu, a nie z późnego zejścia pokrywy śnieżnej. W sezonie 1970, kiedy koniec okresu śnieżnego wypadł najpóźniej (o 10 dni później niż w 1980), początek rozwoju ulistnienia wystąpił o 15 dni wcześniej niż w 1980. Warunki termiczne pod koniec okresu śnieżnego były wtedy zupełnie inne. Temperatura minimalna znajdowała się w fazie wzrostu i wynosiła $+6,5^{\circ}\text{C}$, temperatura maksymalna przekraczała $+25^{\circ}\text{C}$, (zał. 11, 12). Można więc przyjąć, że najczęściej początek rozwoju ulistnienia przypadał wkrótce po ostatnich wiosennych przymrozkach. Ich przedłużanie się było główną, jeśli nie jedyną przyczyną, opóźnionego rozpoczęcia wegetacji drzewostanów łąkowych.

Nie uzyskano znamienych statystycznie związków pomiędzy temperaturą powietrza (tak maksymalną jak i minimalną) na początku okresu pośnieżnego,

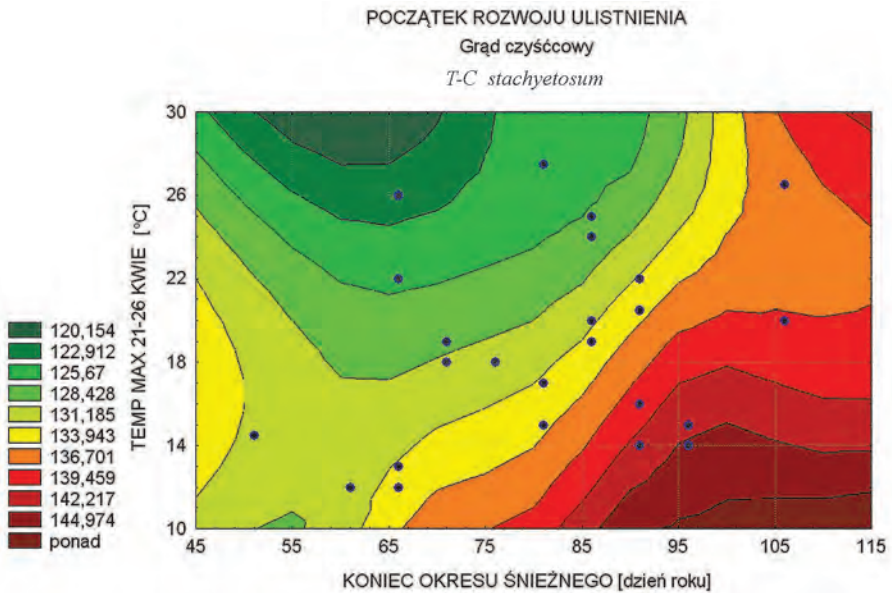
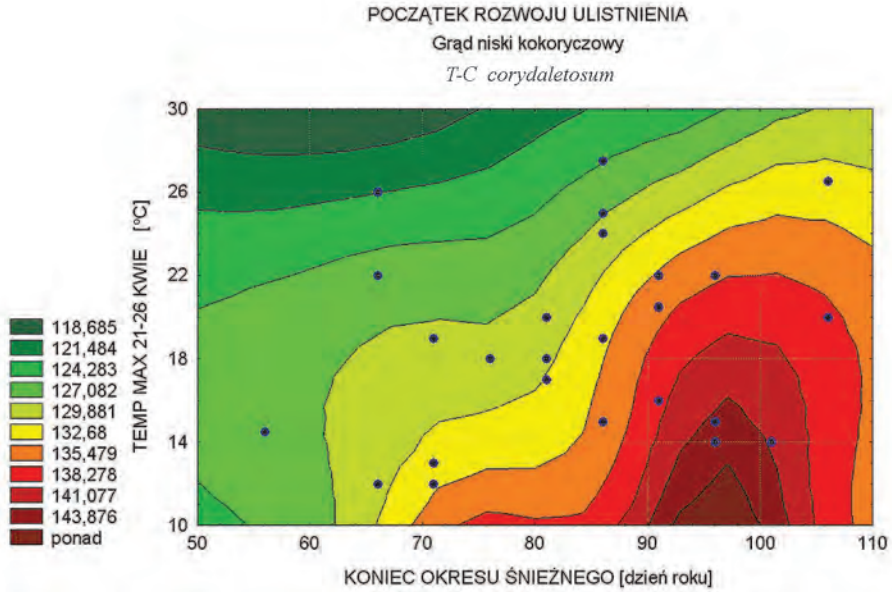
a datą początku rozwoju ulistnienia, czego przyczyną były właśnie cykliczne fale ochłodzeń i ociepleń występujące w okresie pośnieżnym. Pierwszy cykl nie ma związku z następnymi tak pod względem wartości temperatury, jak i czasu trwania. Zawsze po zejściu pokrywy śnieżnej (ocieplenie) występuje, co najmniej, jeden okres ochłodzenia, który uniemożliwia rozwój ulistnienia z powodu znacznych spadków temperatury ($t_{\min} < -4^{\circ}\text{C}$). Można stwierdzić, że początek rozwoju liści zachodzi po ostatniej fali chłodu, kiedy liściom nie grozi już przemarznięcie (przynajmniej dojrzałego drzewostanu). Zdarzają się oczywiście wyjątki, kiedy bardzo późne majowe przymrozki powodują duże straty w drzewostanie. W opracowywanym 25-leciu sytuacji takiej na szczęście nie było.

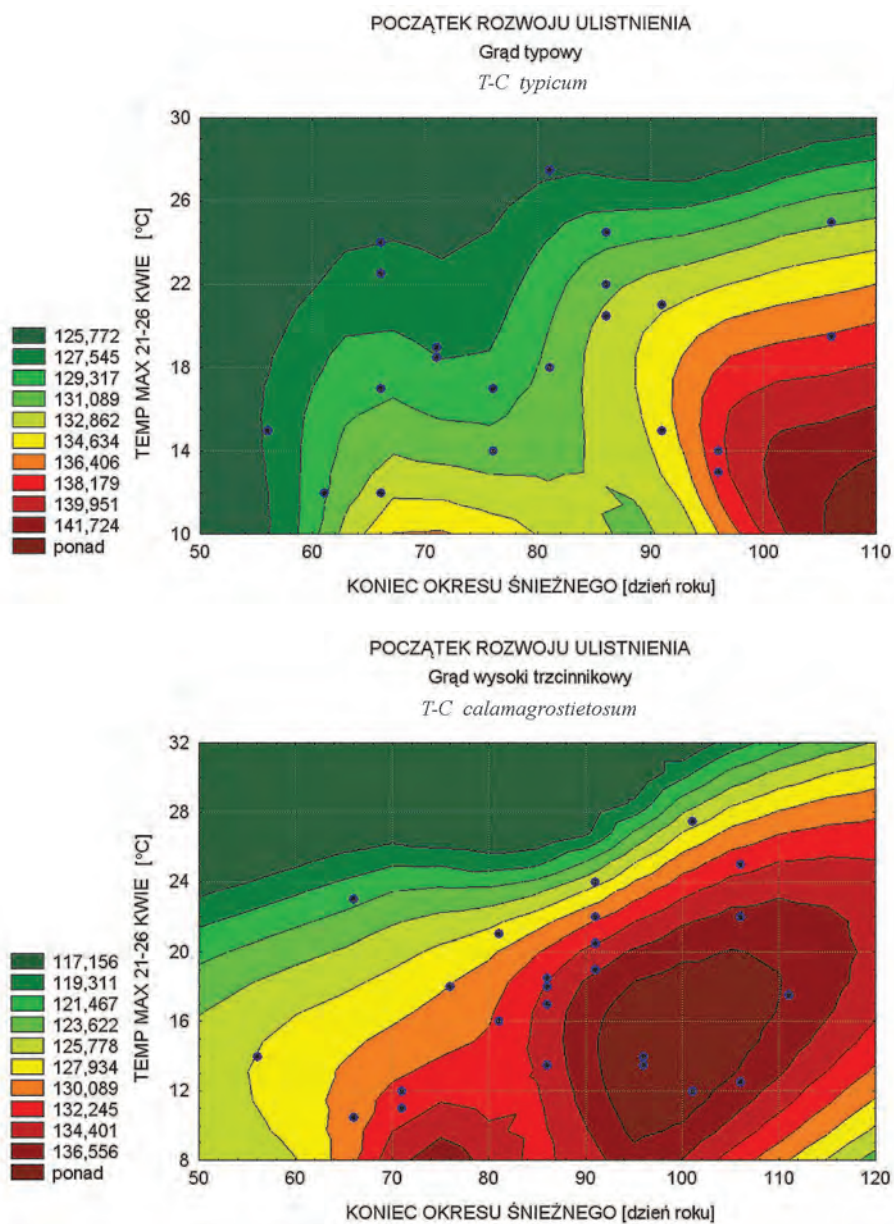
Do ustalenia związków pomiędzy terminem ustąpienia pokrywy śnieżnej i temperaturą powietrza w okresie pośnieżnym a datą początku rozwoju ulistnienia, wybrano (analogicznie jak przy rozwoju runa) temperaturę maksymalną z odczytu 26 kwietnia. Wykazuje ona istotną, choć przeciętną ujemną korelację, co oznacza, że im wyższa jest temperatura maksymalna w okresie 24 pentady (22–26 kwietnia), tym wcześniejsze jest nadejście początku rozwoju ulistnienia. Na ile jest to powiązane z terminem zejścia pokrywy śnieżnej, próbowano rozstrzygnąć poprzez model regresji wielokrotnej i analizę wariancji (tab. 13a i b).

Wyniki analizy wariancji wskazują, że model można zaakceptować dla każdego zbiorowiska ($p < 0,05$), jednak korelacja wielokrotna jest umiarkowanie silna. Współczynnik determinacji przeliczony na procenty informuje, że wariancja zmiennej zależnej wyjaśniona wpływem zmiennych niezależnych wynosi od 33% (grąd typowy) do 56% (grąd niski kokoryczowy). Oznacza to, że przedstawione współzależności należy traktować z należyтым dystansem. Dotyczy to zwłaszcza grądu typowego, gdzie wpływ temperatury powietrza jest na granicy istotności.

Dla ilustracji wpływu terminu końca okresu śnieżnego i temperatury powietrza w okresie pośnieżnym na termin początku rozwoju ulistnienia przedstawiono wykresy warstwicowe, w których zastosowano wygładzanie najmniejszych kwadratów ważone odległościami. Wykresy te wskazują na różnice pomiędzy podzespołami grądowymi. W grądzie typowym znaczenie czynnika termicznego spada do zera przy bardzo wczesnym zejściu trwałej pokrywy śnieżnej (ryc. 45). Inaczej jest w grądzie wysokim trzcinnikowym, gdzie wpływ temperatury powietrza jest wyraźny w każdym zakresie terminu końca pokrywy śnieżnej. Z kolei w grądzie czyścowym wysoka temperatura maksymalna przyspiesza termin rozwoju ulistnienia, jeśli koniec okresu śnieżnego nastąpi wcześnie, ale gdy ten ostatni przypadnie późno, praktycznie bez względu na wartość temperatury maksymalnej, początek rozwoju ulistnienia

się opóźni. Zwraca uwagę również fakt największego opóźnienia rozwoju wegetacji w grądach kokoryczowym i trzcinnikowym, gdy koniec okresu śnieżnego przypada na 90–100 dzień roku (19–21 pentada), a nie 110–120 (23–25 pentada), jak to jest w grądach czyścicowym i typowym (ryc. 45).





Ryc. 45. Związek pomiędzy terminem końca okresu śnieżnego (x) i temperaturą maksymalną z okresu 21–26 kwietnia (y), a terminem początku rozwoju ulistnienia (z) w podzespołach grądowych

Relationship between term of the end snow period (x), maximum air temperature from 21–26 April (y) and term of the onset of canopy closure (z) in oak-linden-hornbeam sub-associations

Tabela 13a. Wyniki wielokrotnej regresji liniowej jako zależności pomiędzy terminem początku rozwoju ulistnienia (U), terminem ostatniego dnia z trwałą pokrywą śnieżną (X) i temperaturą maksymalną powietrza z okresu 22–26 kwietnia (Y)

Zbiorowisko	Równanie regresji	R	R ²	Syx	t(22)	P
Grąd niski kokoryczowy <i>T-C coryd.</i>	$U = 116,90 + 0,355X - 0,795Y$	0,75	0,56	4,95	X +4,53 Y -3,57	0,000162 0,001705
Grąd niski czyścowy <i>T-C stach.</i>	$U = 122,87 + 0,322X - 0,920Y$	0,67	0,46	5,96	X +3,54 Y -3,35	0,001835 0,002843
Grąd typowy <i>T-C typic.</i>	$U = 122,20 + 0,222X - 0,511Y$	0,57	0,33	5,18	X +2,84 Y -2,07	0,009356 0,050150
Grąd wysoki trzcinnikowy <i>T-C calam.</i>	$U = 120,06 + 0,274 - 0,718Y$	0,63	0,40	5,48	X +3,30 Y -2,86	0,003200 0,009028

Tabela. 13b. Wyniki analizy wariancji

Zbiorowisko	Źródło	Suma kwadratów	df	Średni kwadrat	Test Snedecora F	P
Grąd niski kokoryczowy <i>T-C corydaletosum</i>	Model	676,19	2	338,10	13,78	0,000132
	Reszta	539,80	22	24,54		
	Razem	1216,00				
Grąd niski czyścowy <i>T-C stachyetosum</i>	Model	651,86	2	325,93	9,17	0,001271
	Reszta	782,14	22	35,55		
	Razem	1434,00				
Grąd typowy <i>T-C typicum</i>	Model	282,77	2	141,38	5,26	0,013574
	Reszta	591,23	22	26,87		
	Razem	874,00				
Grąd wysoki trzcinnikowy <i>T-C calamagrostietosum</i>	Model	436,48	2	218,24	7,28	0,003746
	Reszta	659,52	22	29,98		
	Razem	1096,99				

Objaśnienia jak w tabeli 10a, 10 b

8. ZRÓŻNICOWANIE ŚNIEŻNO-TERMICZNE I STRUKTURALNO-FLORYSTYCZNE PODZESPOŁÓW GRĄDOWYCH

8.1. ZRÓŻNICOWANIE PODZESPOŁÓW POD WZGLĘDEM ŚNIEŻNO-TERMICZNYM

Celem stwierdzenia czy różnice fitosocjologiczne czterech podzespołów grądowych nawiązują do warunków śnieżno-termicznych jakie w nich panują poza okresem wegetacyjnym, wykorzystano graficzną metodę wykresu obrazkowego, tzw. „Twarze Chernoffa”. Dla każdego przypadku, którym jest podzespół grądu rysowany jest oddzielny obrazek „twarzy”. Do kształtów i wielkości pojedynczych rysów twarzy (np. szerokości twarzy, wymiary nosa, kąta brwi, odległości oczu, skrzywienia ust itd.) przypisane są względne (standaryzowane) wartości wybranych zmiennych tj. cech danego zbiorowiska. Wartości wybranych cech klimatycznych i fenologicznych pochodzą głównie z własnych obliczeń, a cech roślinności z prac J.B. Falińskiego (1986, 2001). W zastosowanej metodzie starano się cechy podobne wiązać z podstawowymi i tymi samymi częściami twarzy. Przykładowo wśród cech pokrywy śnieżnej średnie spadki grubości reprezentowała „wysokość brwi”, a średnie wzrosty grubości pokrywy „długość brwi”. W metodzie tej można wybrać różny kolor linii, wzór lub wymiary danego komponentu twarzy. Spośród 20 możliwych cech w zastosowanej procedurze wybrano od 4 do 10 w zależności od charakteru porównań. Cechy te na wykresach twarzy wyróżniano barwną linią. Komponenty twarzy, którym nie przypisano żadnej cechy są liniami czarnymi. Wybrano domyślny (średni) sposób ich rozmiarów, chyba że wykraczały poza twarz czyniąc jej wygląd nierealnym (np. zbyt długie usta mogą wykraczać poza obręb twarzy).

Wygląd twarzy jest zazwyczaj odbierany „w całości” (a nie oddzielnie każdy aspekt jej wyglądu) tak więc za jego pomocą można określić ogólne wrażenie „podobieństwa twarzy”. Graficzne podobieństwo podzespołów uzupełniono dendrogramami analizy skupień tworzonymi według tej samej procedury opisanej w rozdziale 3.2 (str. 42). Zastosowana procedura może więc porównać skuteczność obu metod graficznych w określaniu zróżnicowania badanych fitocenz.

8.1.1. ZRÓŻNICOWANIE ZBIOROWISK POD WZGLĘDEM CECH POKRYWY ŚNIEŻNEJ

Dla porównania podzespołów pod względem pokrywy śnieżnej wybrano 10 cech, które różniły istotnie, co najmniej, dwa zbiorowiska. Są to:

1. Średnia grubość pokrywy śnieżnej w sezonie zimowym (cm) GRU_ZIMA
2. Średnia grubość pokrywy śnieżnej w sezonie śnieżnym (cm) GRU_ŚN
3. Maksymalna grubość pokrywy (średnia z 25 sezonów w cm) GRU_MAX
4. Częstość występowania pokrywy śnieżnej w sezonie zimowym (% obserwacji) CZĘSTOŚĆ
5. Średni czas trwania okresu śnieżnego (dni) OK_ŚNIE
6. Średnia liczba okresów odwilżowych w sezonie śnieżnym (liczba obserwacji) ODWILŻE
7. Średnie tempo przyrostów grubości pokrywy (cm/5dni) WZROSTY
8. Średnie tempo spadków grubości pokrywy (cm/5dni) SPADKI
9. Ostatni dzień z pokrywą śnieżną (średnio dzień roku) OSTATNI
10. Ostatni dzień z trwałą pokrywą śnieżną (średnio dzień roku) POCZ_POŚ.

Zarówno twarze Chernoffa, jak i dendrogram wskazują na zdecydowane podobieństwo grądów niskich, tj. kokoryczowego i czyścowego (ryc. 46). W zbiorowiskach tych grubość pokrywy śnieżnej jest niemal taka sama (uszy, nachylenie i odstęp oczu), podobne są też przyrosty grubości pokrywy (długość brwi) i ostatni dzień z pokrywą śnieżną (długość nosa). Grąd typowy wyróżnia się najmniejszą częstością występowania pokrywy (kształt twarzy) i najmniejszą grubością średnią w sezonie zimowym (poziom uszu) i grubością średnią i maksymalną w sezonie śnieżnym (odstęp i nachylenie oczu). Największą specyfiką odznacza się grąd wysoki trzcinnikowy, na co decydujący wpływ ma dłuższe zaleganie tam pokrywy śnieżnej (kształt twarzy i nos).

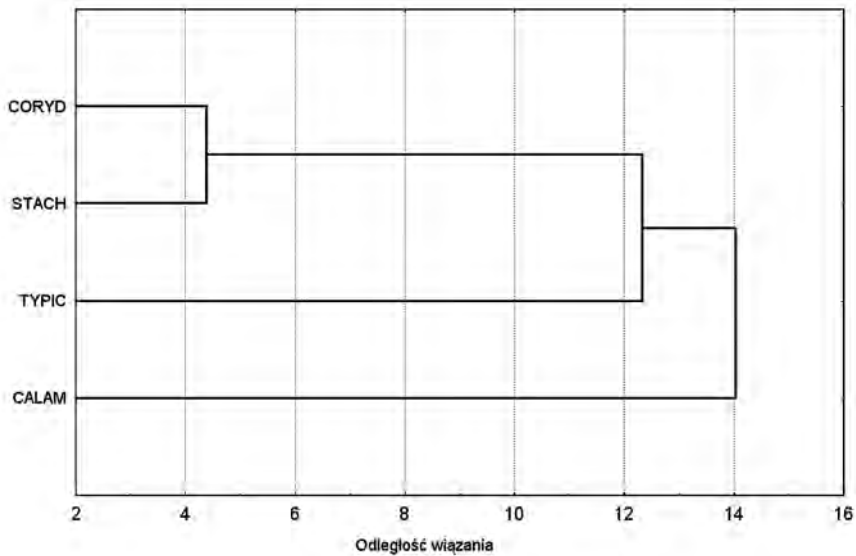
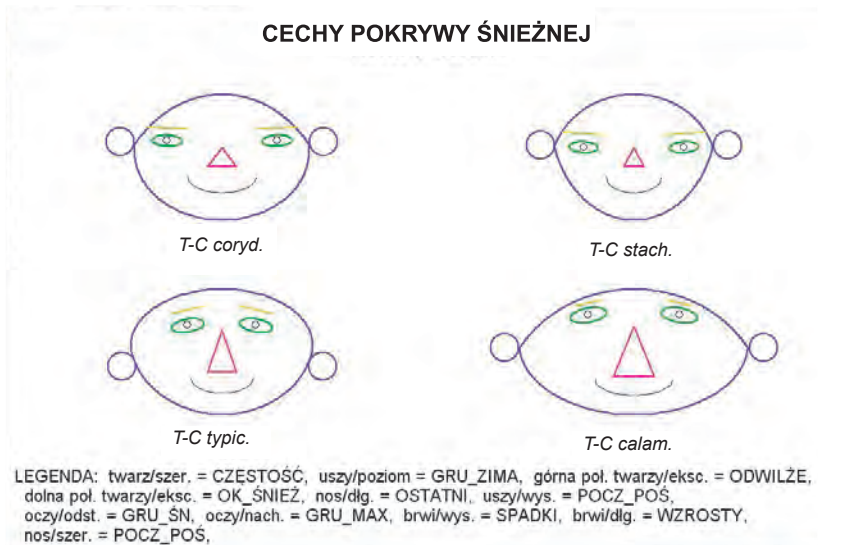
Dendrogram pokrywy śnieżnej potwierdza wyżej wymienione prawidłowości. Grądy niskie – kokoryczowy i czyścowy tworzą jedno skupienie o wysokim stopniu podobieństwa (Odległość Wiązania = 4,4). Skupienie to łączy się z grądem typowym, ale na wysokim poziomie odrębności (OW = 12,2). Grąd wysoki trzcinnikowy stanowi pojedyncze skupienie dendrogramu, co dowodzi jego wyraźnej specyfiki pod względem warunków śnieżnych.

8.1.2. ZRÓŻNICOWANIE ZBIOROWISK POD WZGLĘDEM CECH ŚNIEŻNYCH I TERMIKI W OKRESIE POŚNIEŻNYM

Ponieważ wcześniej został wykazany wpływ termiki okresu pośnieżnego na początek wegetacji, dodatkowo określono podobieństwo podzespołów pod względem śnieżno-termicznym. Wybrano 3 cechy dotyczące zalegania i zaniku pokrywy śnieżnej oraz jedną – temperatury powietrza. Cechy pokrywy śnieżnej nie różniły się zbytnio pod względem wartości bezwzględnych. W rezultacie wzięto pod uwagę 4 cechy:

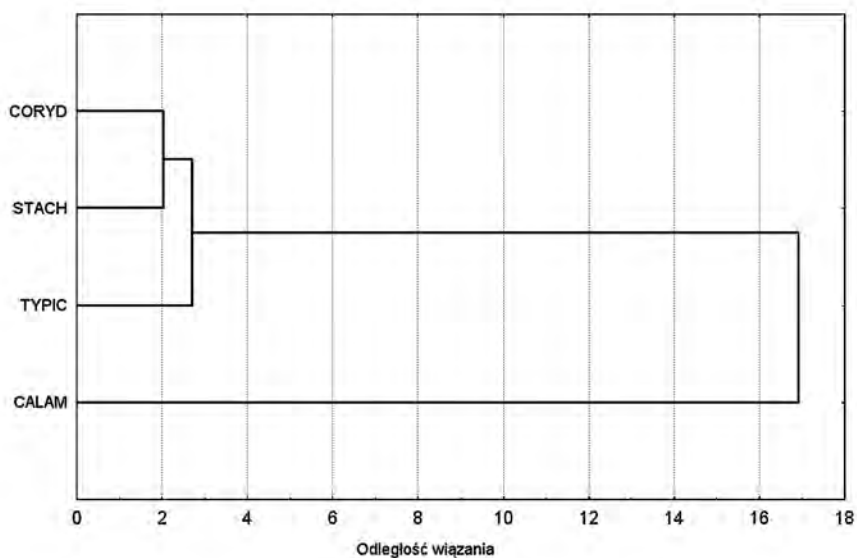
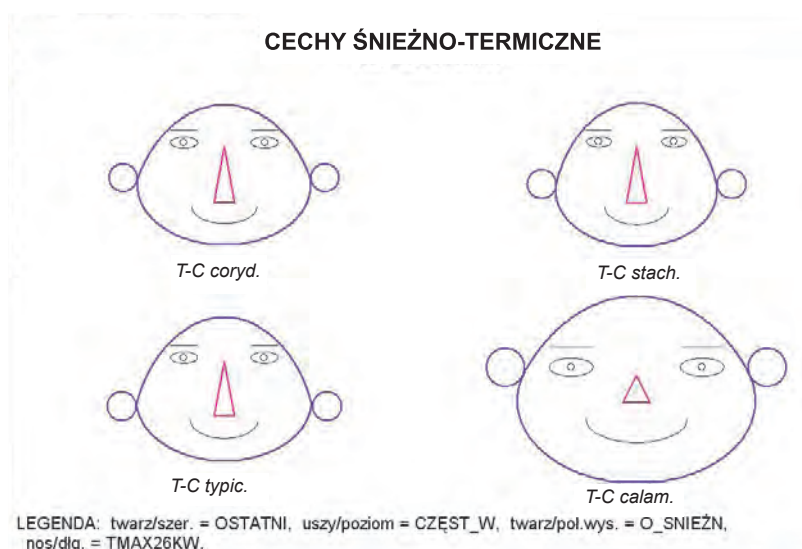
1. Ostatni dzień z pokrywą śnieżną (kolejny dzień roku) OSTATNI
2. Częstość występowania pokrywy (w %) CZĘST_W
3. Czas trwania okresu śnieżnego (trwałej pokrywy – dni) O_ŚNIEŻ
4. Temperatura maksymalna w okresie 22–26 kwietnia (w °C) TMAX26KW.

Obie zastosowane metody podobieństwa zasadniczo nie zmieniły grupowania obiektów. Różnica dotyczyła zdecydowanie większego indywidualizmu grądu wysokiego trzcinnikowego (długość nosa w „Twarzach Chernoffa”). Na dendrogramie specyfika grądu wysokiego wzrosła siedmiokrotnie w stosunku do grądu typowego. Z drugiej strony grąd typowy pomimo pojedynczego skupienia stał się zdecydowanie bardziej podobny do grądów niskich (ryc. 47). Wpływ na taki obraz miała temperatura maksymalna powietrza w 24 pentadzie roku. Była ona zdecydowanie najniższa w grądzie wysokim trzcinnikowym. W ten sposób ujawnił się oziębiający wpływ świerka zarówno w okresie zimowym, jak i wiosennym. Z drugiej strony grąd typowy wykazuje większe podobieństwo do grądów niskiego kokoryczowego i czyścowego tak pod względem okresu trwałej pokrywy śnieżnej, jak i temperatury powietrza w okresie pośnieżnym.



Ryc. 46. Podobieństwo podzespołów grądowych pod względem cech pokrywy śnieżnej według metody „twarzy Chernoffa” i dendrogramu analizy skupień. W legendzie twarzy Chernoffa określono skrótowo cechy porównań, opisane szczegółowo w rozdziale 8.1.1.

The similarity of oak-linden-hornbeam sub-associations in respect of snow cover features using „Chernoff faces” method and dendrogram of single linkage method



Ryc. 47. Podobieństwo podzespołów grądowych pod względem śnieżno-termicznym według metody „twarzy Chernoffa” i dendrogramu analizy skupień. W legendzie twarzy Chernoffa określono cechy porównań opisane szczegółowo w rozdziale 8.1.2.

The similarity of oak-linden-hornbeam sub-associations in respect of snow-thermic features using „Chernoff faces” method and dendrogram of single linkage method

8.2. ZRÓŻNICOWANIE PODZESPOŁÓW POD WZGLĘDEM FLORYSTYCZNO-FENOLOGICZNYM

8.2.1. ZRÓŻNICOWANIE ZBIOROWISK POD WZGLĘDEM CECH WARSTWY RUNA

Warstwa roślinności zielnej, krzewinek i paprotników była ważnym kryterium klasyfikacji fitosocjologicznej podzespołów grądowych. Ze względu na jej przygruntowy charakter jest najsilniej związana z charakterem podłoża, a tym samym pokrywą śnieżną jako elementem i zarazem czynnikiem ekoklimatycznym. Przy analizie podobieństwa tej warstwy wzięto pod uwagę ilościowe cechy decydujące o specyfice gatunkowej i stopniu pokrycia powierzchni mającym wpływ na kształtowanie ekoklimatu fitocenozy. W sumie wybrano dla tej warstwy 10 cech obejmujących 25 letni okres badań (Faliński 2001). Są to:

1. Liczba gatunków roślin zielnych i krzewinek w 25-leciu GAT_RUNO
2. Liczba gatunków w fazach reprodukcji GATREPR
3. Liczba gatunków specyficznych (tylko w danym podzespole) RUNO-SPEC
4. Liczba gatunków paprotników PAPROT
5. Geofity wiosenne (udział form życiowych w runie w %) GEOFITY
6. Terofity (udział form życiowych w runie w %) TEROFITY
7. Udział gatunków (w%) osiagających fazę kwitnienia przed całkowitym zwarciem sklepienia lasu KWITNĄCE
8. Udział gatunków (w%) osiagających fazę owocowania przed całkowitym zwarciem sklepienia lasu OWOCU
9. Średnie pokrycie powierzchni runem w okresie wegetacyjnym (w %) ŚRE-POKR
10. Maksymalne pokrycie powierzchni runem w okresie wegetacyjnym (w %) MAXPOKR.

Każde zbiorowisko wykazało indywidualny charakter runa, co wyrażają różne twarze Chernoffa (ryc. 48). Grąd niski kokoryczowy wyróżnia się: największym udziałem geofitów (szerokość twarży), maksymalnym, w tym wypadku całkowitym pokryciem runa (długość ust) oraz największym udziałem roślin kwitnących przed pełnym ulistnieniem (odstęp oczu). Dwie ostatnie cechy dotyczą właśnie geofitów – stąd można mówić, że ich większa niż w pozostałych podzespółach liczba nadaje charakterystyczne piętno temu zbiorowisku. Podkreśla to jeszcze wyraźniej dendrogram podobieństwa, w którym specyfika grądu niskiego kokoryczowego jest niemal tak duża jak grądu wysokiego trzcinnikowego. W tym drugim występuje najwięcej gatunków, których brak w trzech pozostałych (długość nosa). Nie stwierdzono

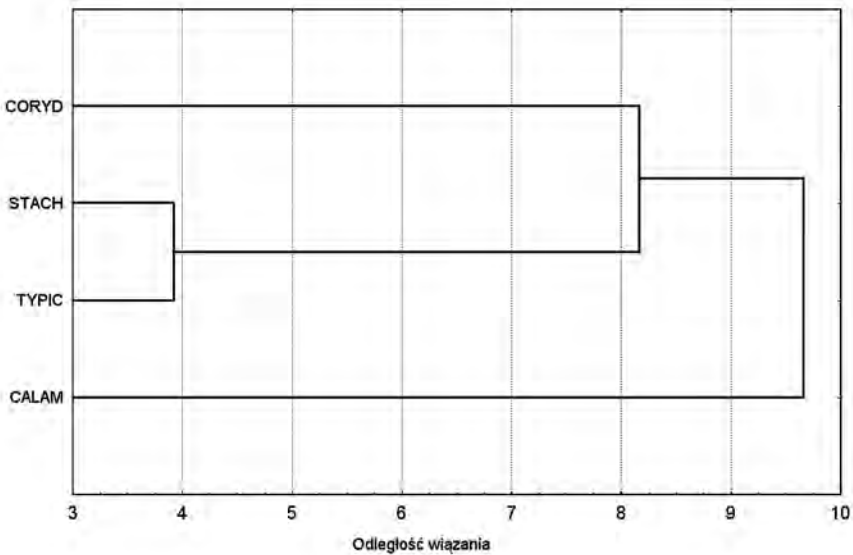
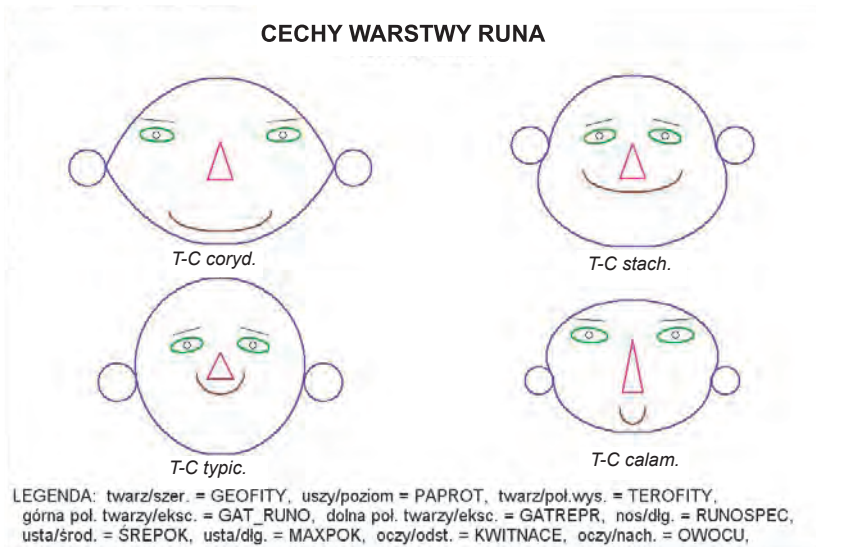
w nim również terofitów, obecnych w innych podzespołach (kształt twarzy). Na tym tle grąd czyścicowy i typowy wykazują duże podobieństwo w dendrogramie, ale wyraźnie mniejsze w obrazie twarzy Chernoffa. Cechami o zbliżonej wielkości są dla nich: udział gatunków kwitnących i owocujących przed całkowitym zwarciem sklepienia lasu (oczy). Różnice, które ujawniają twarze Chernoffa wynikają z liczby gatunków runa, w tym także tych w fazie reprodukcji (mimośrodkowość górna i dolna twarzy), liczby gatunków paprotników (wysokość uszu) oraz stopnia pokrycia terenu roślinnością tej warstwy (usta). W sumie obraz twarzy Chernoffa wskazuje na dużo większe zróżnicowanie runa w badanych podzespołach niż przedstawia to dendrogram.

8.2.2. ZRÓŻNICOWANIE ZBIOROWISK POD WZGLĘDEM CECH WARSTW DRZEW I KRZEWÓW

Uznano, że o fizjonomii zbiorowisk grądowych w sezonie zimowym decyduje zwarcie drzewostanów i udział w nich gatunków iglastych. Stąd też poziom zróżnicowania badanych podzespołów określono przez 6 cech obejmujących zwarcie, piętrowość i skład gatunkowy rozumiany jako udział świerka i gatunków specyficznych tzn. nie występujących we wszystkich zbiorowiskach. W konsekwencji porównano następujące cechy:

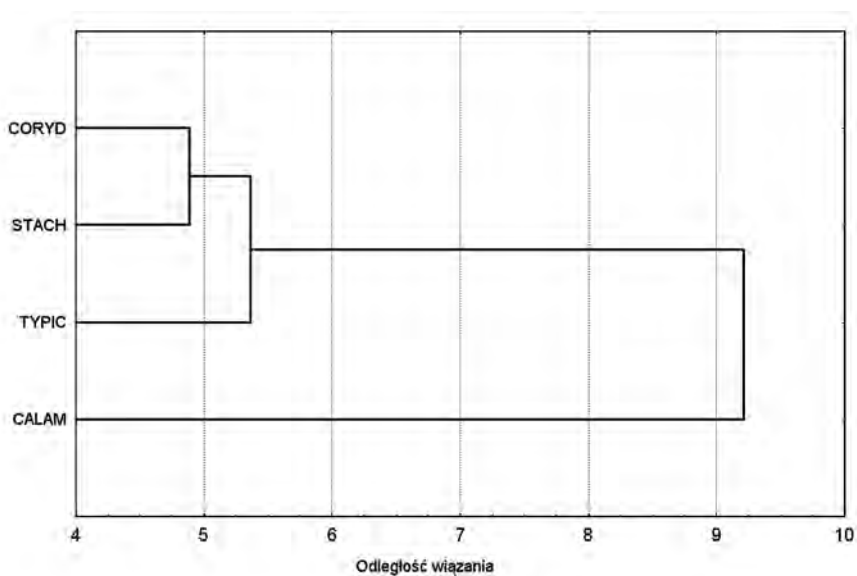
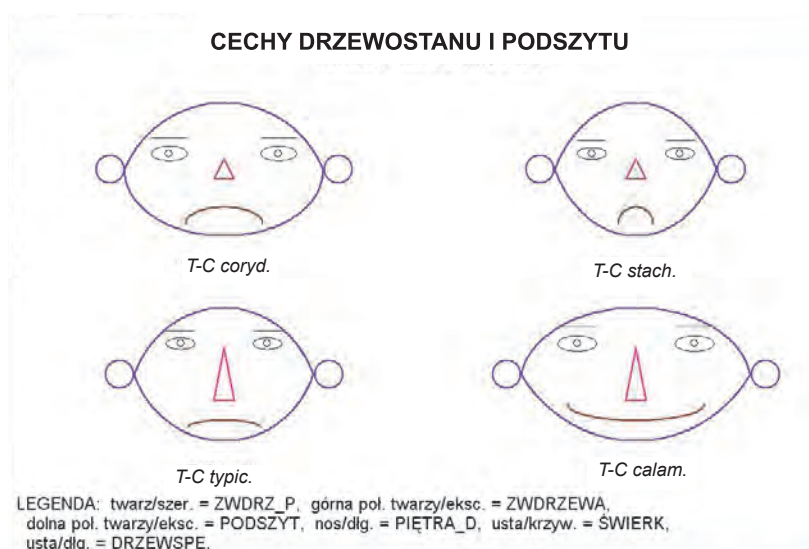
1. Średnie łączne zwarcie drzew i podszytu w sezonie zimowym ZWDRZ_P
2. Średnie zwarcie drzew ZWDRZEWA
3. Średnie zwarcie podszytu PODSZYT
4. Liczba warstw drzewostanu PIĘTRA_D
5. Udział świerka w drzewostanie ŚWIERK
6. Liczba specyficznych gatunków drzew i podszytu (występujących nie we wszystkich czterech podzespołach) DRZEWSPE.

Twarze Chernoffa ujawniają specyfikę grodu wysokiego trzcinnikowego przez największe łączne zwarcie koron drzew i podszytu (szerokość twarzy) i zdecydowanie największy udział świerka (krzywizna ust). Największe podobieństwo grądów kokoryczowego i czyścicowego na dendrogramie, nie jest tak dobrze widoczne na wykresie obrazkowym. Cechą wspólną obu zbiorowisk jest dwupiętrowa struktura drzewostanów i minimalny udział świerka. Różnice dotyczą zwarcia (kształt twarzy) i składu gatunkowego (usta). Swistość grodu typowego wynika przede wszystkim z trzech pięter drzewostanu, co na wykresie obrazkowym ujawnia długość nosa (ryc. 49).



Ryc. 48. Podobieństwo podzespołów grądowych pod względem cech warstwy runa według metody „twarzy Chernoffa” i dendrogramu analizy skupień. W legendzie twarzy Chernoffa określono cechy porównań

The similarity of oak-linden-hornbeam sub-associations in respect of herb layer features using „Chernoff faces” method and dendrogram of single linkage method



Ryc. 49. Podobieństwo podzespołów gądowych pod względem warstw drzew i podszytu według metody „twarzy Chernoffa” i dendrogramu analizy skupień.
The similarity of oak-linden-hornbeam sub-associations in respect of tree and shrub layers using „Chernoff faces” method and dendrogram of single linkage method

8.2.3. ZRÓŻNICOWANIE ZBIOROWISK POD WZGLĘDEM STABILNOŚCI GATUNKOWEJ

Zróźnicowanie kompozycji gatunkowej uzupełniono cechami stałości występowania poszczególnych gatunków w rozpatrywanym okresie. Wzięto pod uwagę następujące cechy:

1. Udział gatunków (w %) występujących we wszystkich sezonach wegetacyjnych GATWSZ.
2. Udział (w %) gatunków roślin zielnych i krzewinek występujących we wszystkich sezonach wegetacyjnych RUNO.
3. Udział (w %) gatunków paprotników występujących we wszystkich sezonach wegetacyjnych PAPROT.
4. Udział (w %) gatunków drzew i podszytu występujących we wszystkich sezonach wegetacyjnych DRZEWAP.
5. Wskaźnik wewnętrznych zmian w strukturze wywołanych długotrwałą regeneracją po presji zwierzyny i zaburzeń wywołanych luką w drzewostanie WSKZMIAN (Faliński 2001).

Graficzne obrazy zróźnicowania podzespołów ujawniły zdecydowaną specyfikę grądu niskiego kokoryczowego (ryc. 50). W zbiorowisku tym jako jedynym nie wystąpiły zmiany wewnętrznej struktury. Stabilny skład dotyczył wszystkich warstw roślinności, choć w największym stopniu runa (poziom uszu). Pod tym względem dendrogram wskazuje na największy indywidualizm tego podzespołu. Za bardzo podobne pod względem stabilności gatunkowej zarówno Twarze Chernoffa jak i dendrogram wskazują na grąd niski czyścowy i typowy. Specyfika grądu wysokiego trzcinnikowego wynika przede wszystkim z dużych zmian w wewnętrznej strukturze wywołanych presją zwierzyny (buchtowanie dzików). Zmiany składu gatunkowego głównie w ostatnich czterech sezonach. Zarejestrowano wtedy 14 nowych gatunków warstwy runa. Przybyły również nieobecne dotąd paprotniki oraz dwa gatunki drzew – brzoza i wierzba iwa (zał. 1).

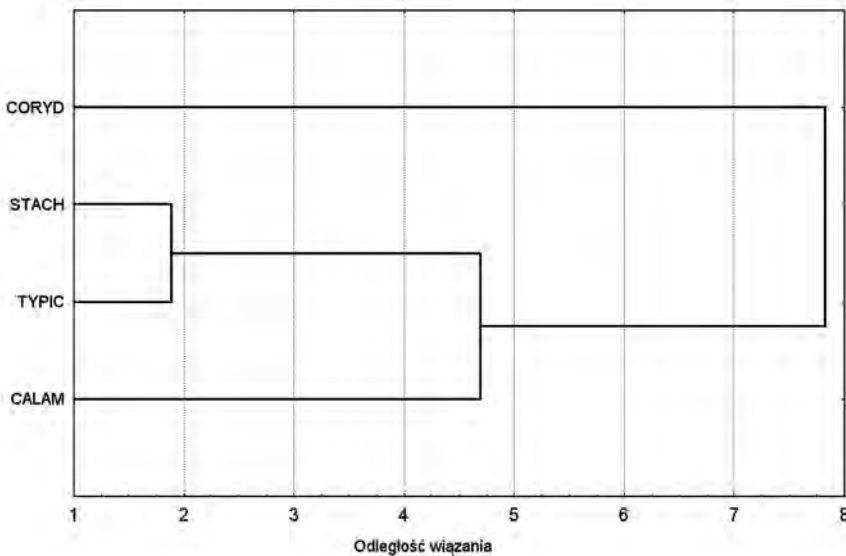
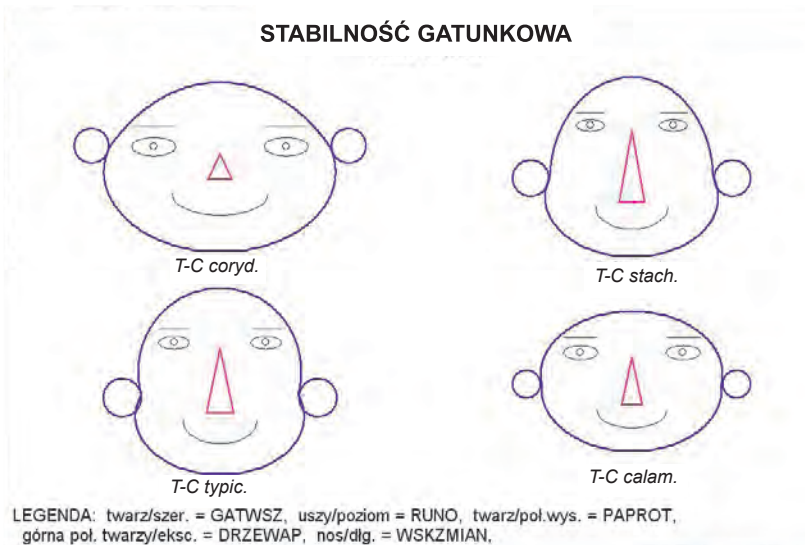
8.2.4. ZRÓŻNICOWANIE DRZEWOSTANÓW POD WZGLĘDEM FENOLOGICZNYM

W końcowym etapie porównania czterech podzespołów wzięto pod uwagę okresy ekoklimatyczne od późniejszego do pełnego ulistnienia. Okresy zniknięcia ulistnienia i przedśnieżny potraktowano jako wolne od związku z trwałą pokrywą śnieżną. W rezultacie wyróżniono 5 cech – terminów początku i długości okresów, którym udowodniono uprzednio związek z okresem śnieżnym i terminem jego końca. Są to:

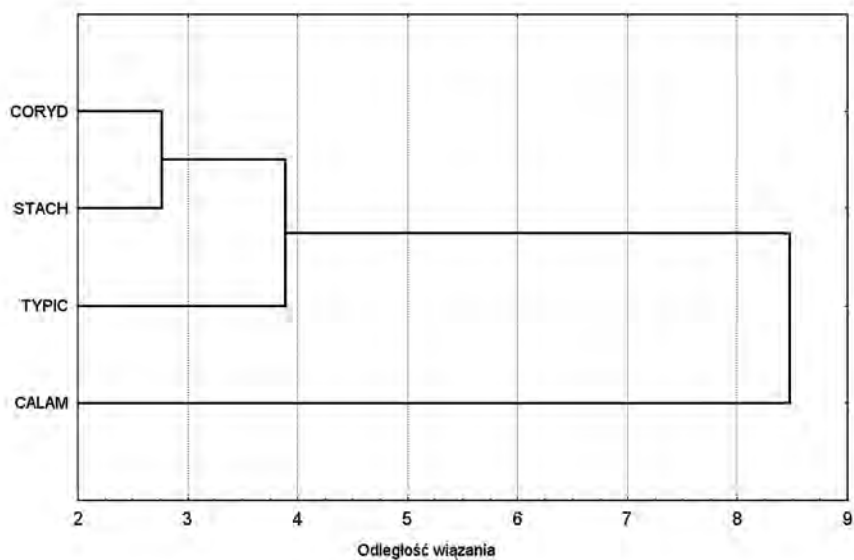
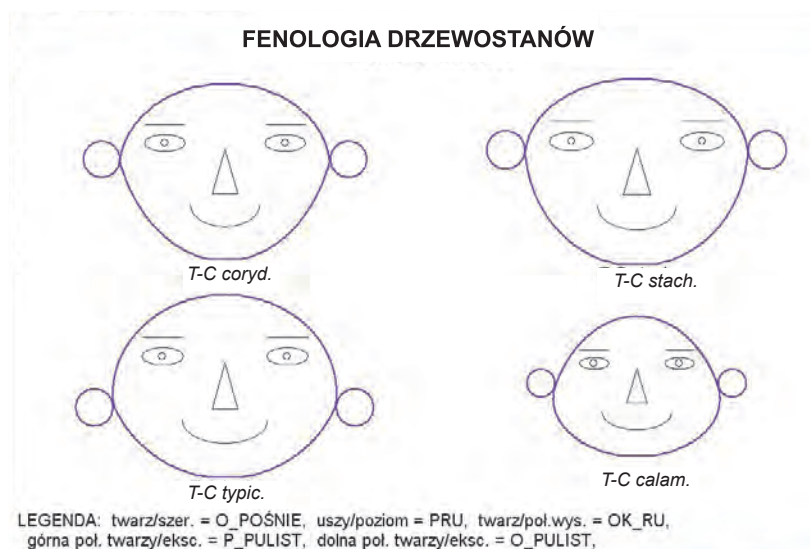
1. Czas trwania okresu późniejszego POŚNIE
2. Termin początku rozwoju ulistnienia PRU

3. Czas trwania okresu rozwoju ulistnienia OK_RU
4. Termin początku pełnego ulistnienia P_ULIST
5. Czas trwania okresu pełnego ulistnienia O_PULIST.

Graficzny obraz podobieństwa w obydwu metodach ujawnił bardzo silny indywidualizm grądu wysokiego trzcinnikowego – najmniejsza twarz i największy poziom niepodobieństwa w dendrogramie ($OW=8,5$). Podobieństwo pozostałych trzech zbiorowisk przejawiało się inaczej na wykresie obrazkowym i na dendrogramie. W tym ostatnim najbardziej podobnymi są grądy niskie kokoryczowy i czyścicowy. Dendrogram ten jest niemal identyczny z dendrogramem opisującym warstwy drzewostanu i podszytu (ryc. 49). Twarze Chernoffa ujawniają raczej duże podobieństwo grądów czyścicowego i typowego. Cechą wyróżniającą grąd typowy wśród wszystkich podzespołów jest w tym przypadku termin początku rozwoju ulistnienia, wyraźnie wcześniejszy w tym zbiorowisku (porównaj tab. 3).



Ryc. 50. Podobieństwo podzespołów grądowych pod względem stabilności gatunkowej według metody „twarzy Chernoffa” i dendrogramu analizy skupień
The similarity of oak-linden-hornbeam sub-associations in respect of species stability using „Chernoff faces” method and dendrogram of single linkage method



Ryc. 51. Podobieństwo podzespołów grądowych pod względem fenologii drzewostanów (okresów ekoklimatycznych) według metody „twarzy Chernoffa” i dendrogramu analizy skupień

The similarity of oak-linden-hornbeam sub-associations in respect of phenology of communities (ecoclimatic periods) using „Chernoff faces” method and dendrogram of single linkage method

9. DYSKUSJA WYNIKÓW

9.1. ZMIENNOŚĆ GRUBOŚCI I CZASU ZALEGANIA POKRYWY ŚNIEŻNEJ

Okres badań niniejszej pracy obejmował 25 sezonów zimowych (1963/64–1987/88). Ich analiza pod względem cech pokrywy śnieżnej i termiki pozwoliła sklasyfikować je w 6 grup o różnym stopniu śnieżności, częstości odwilży i temperatury powietrza (ryc. 9 i 10). Klasyfikację oparto na 7 cechach – zmiennych sezonu zimowego. Podobną, ale opartą na trzech cechach śnieżności 30 zim (1961–90), przedstawił J. Piasecki (1995) dla Szrenicy. Autor ten, stosując również analizę skupień, uzyskał 9 grup sezonów zimowych. Porównanie wyników obu klasyfikacji ujawnia więcej różnic niż podobieństw. Przykładowo najbardziej śnieżna zima w Białowieży (1969/70) została zaliczona na Szrenicy do grupy zim zwartych, umiarkowanie długich i mało śnieżnych, co wskazuje na znaczną różnicę stosunków śnieżnych Karconoszy i Puszczy Białowieskiej. Przejawia się ona nie tylko w dłuższym występowaniu pokrywy śnieżnej i jej większej grubości w górach, ale, co nie mniej ważne, w częstych odwilżach bezśnieżnych w lasach białowieskich mogących wystąpić w każdym okresie sezonu zimowego.

Średnia grubość pokrywy śnieżnej w sezonie zimowym i śnieżnym okazała się w podzespołach grądu nieznacznie niższa w porównaniu z terenem poza lasem. Wyraźna przewaga na rzecz pola dotyczyła tylko średniej grubości w dniach z pokrywą śnieżną. Jak przedstawiono we wstępie (rozdz. 1.2), w dotychczasowych badaniach uzyskiwano pod tym względem różne i sprzeczne wyniki. Dotyczy to również Puszczy Białowieskiej. J. Tomanek (1967) badając pokrywę śnieżną w trzech zbiorowiskach (na podstawie 6 zim), stwierdził większą średnią grubość pokrywy w grądzie niskim (14, 3 cm) niż w terenie otwartym (8,9 cm). Odmienny rezultat uzyskał J.L. Olszewski (1995) z materiału pochodzącego z 4 zim. W grądzie średnia grubość pokrywy wynosiła 18,7 cm a poza lasem 20,5 cm. Wyniki uzyskane w niniejszej pracy są więc bardzo podobne. Co ciekawe, są one porównywalne do uzyskanych przez E. Feliksika z zespołem (2006) na podstawie 27 sezonów w drzewostanie świerkowo-jodłowym w Beskidzie Sądeckim.

Większa częstość występowania pokrywy śnieżnej w podzespołach grądowych niż poza lasem wynikała nie tylko z szybszego ustąpienia pokrywy poza lasem wskutek insolacji i wiatru. Powodowały ją również łagodne i krótko-

kotrwałe śródzimowe odwilże, dzięki którym pokrywa śnieżna zanikała na polu, kiedy w lesie jedynie zmniejszała się jej grubość. Po nadejściu mrozów i opadów śniegu grubość pokrywy śnieżnej w grądach stawała się zwykle większa niż poza lasem. Znaczenie odwilży jako odmiennych warunków tajania w lesie i poza nim podkreślali W.W. Rahmanow (1956), A.A. Mołczanow (1961) i M.W. Rubcow z zespołem (1990). Różnorodność śnieżno-termiczna poszczególnych sezonów sprawiała, że śródzimowe odwilże zmieniają często związek „las-teren otwarty” pod względem aktualnej grubości pokrywy śnieżnej. Uzyskano stosunkowo duży udział (25–30%) niezgodnych relacji, co świadczy o złożonym i niejednoznacznym wpływie lasu na kształtowanie się pokrywy śnieżnej. Grubość pokrywy w grądach i na polu była więc zmienna nie tylko pod względem wartości średnich, ale i maksymalnych. Co więcej, w każdym dniu kalendarzowym zimy nie ma prostej odpowiedzi na pytanie, gdzie pokrywa śnieżna jest grubsza i czy w ogóle występuje – w środowisku leśnym czy poza lasem. Zdaniem M.W. Rubcowa (1990) z początkiem tajania pokrywa na leśnych zlewniach południowej tajgi jest wyższa niż na polnych. Z badań białowieskich J. Tomanka (1967) wynikało natomiast, że na początku zimy (listopad – grudzień) grubość pokrywy na polu jest większa niż w zbiorowiskach leśnych.

Wyniki niniejszej pracy tylko częściowo potwierdzają te obserwacje. W okresie narastania pokrywy jej grubość na polanie jest zwykle większa niż w grądach pod warunkiem, że temperatura powietrza jest stale ujemna. Wykazano, że częstość odwilży i ich intensywność decyduje, gdzie grubość maksymalna pokrywy śnieżnej okaże się większa – w lesie czy na polu. Przy braku odwilży grubość maksymalna będzie zawsze wyższa poza lasem. Odwilże nie powodujące całkowitego zejścia pokrywy śnieżnej w grądach dają zwykle przewagę grubości maksymalnej w lesie w stosunku do pola. Każda kolejna odwilż (jeśli nie spowoduje całkowitego stajania śniegu) zwiększa przewagę grubości pokrywy śnieżnej w lesie. Prawdopodobnie tę uzyskali również E. Feliksik z zespołem (2006) w Beskidzie Sądeckim.

Przeciętne przyrosty grubości pokrywy śnieżnej w grądach stanowiły od 68 do 76% przyrostów poza lasem. J.L. Olszewski (1995) podaje różnice znacznie mniejsze (92%), jednak są to wyniki uzyskane tylko z czterech sezonów zimowych i z płatu grodu położonego w innym oddziale niż obserwowane w niniejszej pracy. Pod względem spadków grubości pokrywy wyniki nie są tak rozbieżne. W materiale z 25 sezonów przeciętne spadki grubości w podzespołach grądowych wynoszą od 49 do 68% spadków poza lasem. Wspomniany wyżej autor otrzymał wartość 63%. Porównywalne wyniki dla lasu brzoźowego (68%) przytacza M.W. Rubcow z zespołem (1990) na podstawie 12-letnich badań.

Przedstawione wyniki wskazują, że wpływ drzewostanu na pokrywą śnieżną bardziej wyrażał się w spowalnianiu tajania, osiadania i sublimacji niż w intercepcji śnieżnej, zmniejszającej wzrosty grubości po opadach śniegu. W obu przypadkach największe oddziaływanie modyfikujące wykazywał grąd wysoki trzcinnikowy o największym zwarcie drzewostanu, a najmniejsze grąd czyścicowy o najniższym przeciętnym zwarcie. Różnice fizjonomii czterech powierzchni znalazły swe odbicie w reżimie grubości pokrywy śnieżnej.

Wielkość intercepcji śnieżnej uzyskano metodą pośrednią poprzez porównanie przyrostów grubości pokrywy śnieżnej bezpośrednio po opadach śniegu w grądach i poza lasem (przy stałe ujemnych wartościach temperatury). Stwierdzono, że największa intercepcja około 30% występowała w grądzie wysokim trzcinnikowym, a najmniejsza 20% w grądzie niskim kokoryczowym. Różnice te wynikały przede wszystkim z kompozycji gatunkowej podzespołów grądowych. Najwyższa intercepcja grądu wysokiego nie dziwi, gdyż w zbiorowisku tym dominował świerk, który w największym stopniu przechwytyje opad śniegu. W grądzie niskim kokoryczowym występował największy udział jesionu, który w bardzo małym stopniu zatrzymuje padający śnieg, (Sokołowski 1960). Przy praktycznie jednakowych warunkach pogodowych, rozpatrywanych podzespołów grądowych, czynnik „grubości gałęzi” na pewno odgrywał znaczącą rolę, obniżając intercepcję grądu niskiego kokoryczowego. Według J. Tomanka (1967) grąd niski zatrzymywał 27% opadów śniegu a podobny do grądu wysokiego bór mieszany – 32%. Badania intercepcji śnieżnej z zastosowaniem wanny opadowej prowadził również zespół E. Feliksika (2005) w trzech drzewostanach iglastych na Kopciowej koło Krynicy-Zdroju. Przeciętna intercepcja opadów (określana w mm) dla całego sezonu zimowego była we wszystkich zbiorowiskach niemal jednakowa. Korony drzew przepuszczały średnio 82% opadów, co oznacza intercepcję 18%. Stwierdzono za to duże różnice miesięczne. Na przykład w zbiorowiskach świerkowo-jodłowych największa intercepcja przypadała na listopad (27–28%) a najmniejsza na luty i marzec (15–5%). Rozbieżności wyników należy przypisać zarówno innej metodyce pomiarów, jak i specyfice warunków pogodowych w górach, tj. niższej temperaturze powietrza, silniejszemu wiatrowi oraz częstszemu mgłom powodującym szadź.

Wskutek złożonych i licznych czynników intercepcji śnieżnej uzyskane w grądach zależności między intercepcją a wielkością opadu nawiązują tylko częściowo do ekologicznego prawa wzrastania ograniczonego E.A. Mitscherlicha (Czarnowski 1989). Zależność pomiędzy opadem na otwartej przestrzeni i pod okapem drzewostanu w przypadku deszczu była określona równaniem, na podstawie którego możliwa była do ustalenia tzw. intercepcja maksymalna.

(Kittredge 1948; Czarnowski, Olszewski 1968). Odpowiadała ona całkowitemu zwilżeniu listowia, gałęzi i pni drzew przez długotrwały i rześisty deszcz. W stosunku do opadów śniegu w drzewostanach pozbawionych zasadniczo liści określenie intercepcji maksymalnej musi brać pod uwagę grubość i elastyczność gałęzi, udział procentowy i wielkość drzew iglastych w drzewostanie, strukturę śniegu, temperaturę powietrza oraz prędkość wiatru (Pomeroy, Brun 2001). Ponieważ czynników tych nie określano ilościowo, funkcje opisujące intercepcję tylko w przybliżeniu określają jej rzeczywistą wielkość. Są one jednak ważne z dwóch powodów. Po pierwsze ujawniają wyraźne różnice pomiędzy wszystkimi podzespołami grądów (maksymalną, między wysokim trzcinnikowym a niskim kokoryczowym), po drugie wskazują, że różnice te ujawniają się dopiero przy większych opadach śniegu, tzn. takich, które poza lasem utworzą pokrywę o grubości, co najmniej 5 cm (ryc. 25).

Opóźnienie w zaniku pokrywy śnieżnej w lesie w stosunku do pola zależy nie tylko od charakteru zbiorowiska leśnego, ale także od natężenia ostatniej odwilży. Według W.W. Rahmanova (1956) silna adwekcja ciepła może dać opóźnienie rzędu 3–6 dni. W grądach białowieskich sytuacje takie wystąpiły kilkakrotnie, ale tylko po wcześniejszym ustąpieniu trwałej pokrywy śnieżnej. Ostatnie opady śniegu nie dawały dużej miąższości pokrywy, stąd szybko zanikała ona tak w lesie, jak i poza nim. Z reguły opóźnienie to było 1–2 tygodniowe, a w skrajnym przypadku dochodziło do miesiąca w grądzie wysokim trzcinnikowym. Stwierdzono, że średnie opóźnienie ostatecznego (wiosennego) zaniku pokrywy śnieżnej w stosunku do terenu otwartego wynosiło od 7,4 do 12,6 dni. Wyniki te trudno porównywać z uzyskanymi przez innych autorów, gdyż pochodziły z zaledwie kilku sezonów bądź różnych zespołów roślinnych. Na przykład J. Tomanek (1967) podaje zestawienie, z którego wynika, że w grądzie niskim śnieg zalegał od 0 do 9 dni dłużej niż na polu (średnio około 5 dni). Zdaniem tego autora duże (?) opóźnienie schodzenia pokrywy w grądzie, pomimo luźnego zwarcia i świetlistych koron drzewostanu, spowodowane jest tym, że w zespole tym w zagłębieniach terenu tworzy się lód opóźniający topnienie śniegu. Obserwacje powierzchni badawczej grądu niskiego kokoryczowego wprawdzie potwierdzają tworzenie się miejscami lodu w zagłębieniach (w pobliżu potoku Orłówka), jednak miejsca te nie obejmowały transektu pomiarowego i nie mogły mieć wpływu na opóźnienie zaniku pokrywy śnieżnej. Interesująco wypada porównanie tego zbiorowiska z borem świerkowo-jodłowym w okolicy Krynicy, który przedłuża zaleganie pokrywy średniej średnio o 3 tygodnie. W przeciwieństwie do grądów białowieskich bór karpacki opóźniał tworzenie się trwałej pokrywy śnieżnej średnio o 7 dni. E, Feliksik i in. (2006) wykazali również, że zmienność terminów ustępowania pokrywy śnieżnej tak z otwartego pola, jak i lasu była mniejsza

anizeli terminów jej powstawania. W grądach białowieskich bezwzględna zmienność ostatecznego zaniku pokrywy była tylko nieznacznie mniejsza niż jej powstawania, natomiast zmienność względna zdecydowanie większa (tab. 5). Wydaje się, że na powyższe różnice w większym stopniu wpłynęły odmienne zbiorowiska niż czynniki klimatyczne. Dotyczy to zwłaszcza opóźnienia w tworzeniu się pokrywy w borach wskutek ich dużej intercepcji śnieżnej (Feliksik i in. 2005). Analiza 25 sezonów zimowych w grądach białowieskich wykazała, że wpływ lasu na długość okresu końcowego tajania najwyraźniej przejawia się w sezonach z łagodną i długotrwałą odwilżą. Prawidłowość tę uzyskał również zespół M.W. Rubcowa (1990) dla południowo-europejskiej tajgi. O największym wydłużeniu tajania w grądzie wysokim trzcinnikowym przesądzała obecność świerka, co pozostaje w zgodzie z badaniami A. Sokolowskiego (1962).

W niniejszej pracy podjęto próbę oceny wpływu warunków pogodowych na spadki grubości pokrywy śnieżnej traktując je nie tylko jako wynik tajania, ale również jako rezultat osiadania wskutek firnizacji i sublimacji. Zgodnie z oczekiwaniami podczas pogody mroźnej różnice w spadkach grubości pokrywy śnieżnej w zbiorowiskach grądowych okazały się niewielkie. Osadaniu pokrywy towarzyszy wzrost gęstości śniegu a ta jest odwrotnie proporcjonalna do zwarcia drzewostanu (Kittredge 1948). Z kolei parowanie śniegu rośnie z prędkością wiatru, a ta również spada wraz ze zwarciem. Z powyższych przyczyn najmniejsze spadki grubości pokrywy notowano w grądzie wysokim trzcinnikowym. Ponieważ różnica pomiędzy parowaniem w słońcu i w cieniu jest minimalna (Kittredge 1948), w widnych grądach (poza wysokim) spadki grubości były nawet nieco wyższe niż poza lasem. Wpływ wiatru nie miał istotnego znaczenia, gdyż spadki grubości pokrywy wskutek sublimacji mogły być rekompensowane resublimacją. Większe ilości osadów stałych w lesie (szadź, szron) przy wietrznej pogodzie opadają z drzew, zwiększając grubość pokrywy śnieżnej. Im częściej zachodzą zmiany pogody (odwilże/mrozy) tym bardziej rośnie rola osadów (Rahmanow 1962). W okresach z pogodą przymrozkową wraz ze wzrostem prędkości wiatru wzrastało nieznacznie tempo tajania pokrywy śnieżnej poza lasem w stosunku do grądów. Na decydującą rolę wiatru dla tych różnic wskazywała A. Mathes (1963). Biorąc jednak pod uwagę fakt, że prędkość wiatru na dzień grądu wynosiła zaledwie około 10% prędkości poza lasem (Olszewski 1995), można było oczekiwać większych różnic w spadkach grubości pokrywy śnieżnej, tym bardziej, że podczas bezwietrznej pogody spadki jej grubości tak poza lasem jak i w lesie były wyższe niż w czasie aury wietrznej. Podczas pogody przymrozkowej najmniejsze spadki grubości uzyskano w warunkach pogody słonecznej, a największe pochmurnej. Poza lasem wpływ zachmurzenia był większy, pokrywa tajała

najszybciej przy pogodzie chmurnej. Wyniki te potwierdzają badania W.W. Rahmanova (1956), wykazując niewielką rolę osłabienia bezpośredniego promieniowania na tajanie w lesie. Pod koniec zimy, w okresie pogody pochmurnej, wpływ ten jest mało znaczący przy porównaniach „las-pole”. Stwierdzono, że podczas pogody cieplej pokrywa taje wolniej w grądach niż poza lasem, a różnica ta rośnie w miarę wzrostu temperatury. Analogiczną prawidłowość otrzymano w lasach: świerkowym, sosnowym i brzoźowym europejskiej części Rosji (Rubcow i in., 1990).

9.2. ZNACZENIE POKRYWY ŚNIEŻNEJ W ROZWOJU ROŚLINNOŚCI

Przyjęta przez J.B. Falińskiego (2001) koncepcja podziału roku na okresy ekoklimatyczne stanowi rozwinięcie tzw. spektrów fenologicznych I.N. Beidemana (1954). W badaniach nad rytmiką sezonową gatunków runa zbiorowisk leśnych Białowieskiego Parku Narodowego zastosowała je K. Falińska (1973), udoskonalając metodę pod względem graficznym. Badania nad dynamiką sezonową runa zbiorowisk leśnych Białowieskiego Parku Narodowego K. Falińskiej (1973) obejmowały dwa podzespoły grądowe analizowane w niniejszej pracy, choć z innych powierzchni. Był to grąd typowy i grąd niski (czyścówy). W obu tych podzespołach występowały dwa okresy nasilenia faz rozwoju runa. Pierwszy przypadał na okres przedwiośnia i wczesnej wiosny, a drugi na okres wczesnego lata. Gatunki, które rozwijają się najwcześniej, tj. przed ulistnieniem drzew, autorka zaliczyła do I grupy. W grądzie niskim czyścówym gatunków takich było 9 na 32 rośliny kwiatowe, natomiast w grądzie typowym tylko 4. Spośród 12 zbiorowisk analizowanych przez autorkę to właśnie grąd niski czyścówy, a następnie grąd typowy zostały uznane za pierwsze pod względem kwitnienia w runie. Wśród 6 czynników ekologicznych mogących mieć związek z terminami początku kwitnienia znalazła się grubość pokrywy śnieżnej. Okazało się jednak, że nie stwierdzono istotnej korelacji pomiędzy terminem początku kwitnienia a grubością pokrywy śnieżnej, co uzasadniono brakiem odpowiednich danych z poszczególnych powierzchni.

W niniejszej pracy największą zgodność wczesnego zaniku pokrywy z wczesnym rozwojem runa uzyskano dla grądu niskiego kokoryczowego, a najmniejszą dla grądu wysokiego trzcinnikowego. Należy przypomnieć, że pojęcie „rozwój runa” dotyczy tu wzrastającego pokrycia przez nie powierzchni gruntu. Uwarunkowane jest ono zatem w dużym stopniu składem gatunkowym. Największa zgodność dla grądu niskiego kokoryczowego oddaje faktycznie szybki rozwój geofitów, których masowe, płatowe pokrycie obserwowane jest wkrótce po ustąpieniu pokrywy śnieżnej. Zarówno kokorycz pusta *Corydalis cava*, jak i pełna *Corydalis solida* należą do najwcześniej kwitnących, czasami jeszcze w marcu.

W każdym zbiorowisku liczba pól zgodności wczesnego ustąpienia pokrywy śnieżnej z wczesnym rozwojem wegetacji runa okazała się być większa niż liczba pól, na których występowała niezgodność tych parametrów. Na niskie wartości wskaźnika wpłynęło kilka przyczyn. Po pierwsze stosunkowo wiele sezonów charakteryzowało się równomiernym zanikiem pokrywy na transekcje (z marginesem różnicy 5 dni). W sezonach tych rozwój runa przebiegał czasami nierównomiernie, ale był to rezultat innych czynników, tj. stosunków termiczno-wilgotnościowych, a także stopnia naświetlenia, którego znaczącą rolę podkreślał już J. Paczowski (1930) w swej monografii „Lasy Białowieży”. Po drugie wśród sezonów z nierównomiernym zejściem pokrywy śnieżnej znalazło się kilka takich, w których rozwój runa występował równomiernie na całym transekcje. W grądzie typowym było ich aż 5. Zdarzało się tak albo po wyjątkowo późnym ustąpieniu pokrywy (69/70), albo w sezonach z długim okresem późniejszym, tj. z opóźnioną o prawie miesiąc wegetacją roślin po zaniku trwałej pokrywy (np. sezon 81/82). Nagłe ocieplenie powoduje wtedy masowy wzrost wszystkich gatunków runa i listnienie drzewostanów. Po trzecim mimo względnie stałego składu gatunkowego runa do końca lat 70., struktura drzewostanu ulegała przekształceniu, zmieniając mozaikę światła i cienia na dnie lasu. Proces ten zachodził czasem gwałtownie w wyniku wiatrołomów lub naturalnego upadku starych bądź osłabionych przez szkodniki drzew. Nie można przy tym pominąć roli zwierząt. Buchtowanie dzików zmieniało zarówno grubość pokrywy śnieżnej, jak i samo podłoże roślin zielnych, w tym zwłaszcza geofitów. W konsekwencji działania powyższych czynników, na poletkach z wcześniejszym zanikiem pokrywy w jednym sezonie obserwowano zarazem najwcześniejszy start wegetacji, a w innym pokrywa na nich schodziła z opóźnieniem przesuwając termin początku wegetacji.

Zmiany śnieżności zim przebiegały praktycznie równolegle w czterech podzespołach grądu. Nie miały one wpływu na liczbę gatunków i kompozycję runa w grądzie niskim kokoryczowym, gdyż pozostawała ona praktycznie stała w rozpatrywanym ćwierćwieczu. Trudno zatem przypuszczać, by wzrost liczby gatunków runa w pozostałych podzespołach był generowany przez nieistotny trend śnieżności zim. Wzrost liczby gatunków w ostatnich latach odpowiada przejściowemu natężeniu fluktuacji w grądzie niskim kokoryczowym, gwałtownej fluktuacji w niskim czyścowym i typowym oraz regeneracji w grądzie wysokim trzcinnikowym (Faliński 1991).

Przestrzenne zróżnicowanie (w 25-leciu) zaniku pokrywy na transekcje nie musi wpływać na związek „wczesny zanik śniegu – wczesny rozwój runa”. Teoretycznie może on być idealny, zmieniając się tylko, co do powierzchni tak jak warunki tajania na transekcje.

W górach, w miarę wzrostu wysokości, pokrywa śnieżna skraca okres wegetacyjny i zmniejsza liczbę gatunków runa (Myczkowski 1962). W nizinnych grądach białowieskich różnice czasu zalegania pokrywy śnieżnej są niewielkie, toteż podzespół o najdłuższej zalegającej pokrywie śnieżnej odznaczał się najbogatszym składem gatunkowym runa. Z badań, m.in. S. Myczkowskiego (1955) w Tatrach wynika, że w drugiej połowie lipca zatarty zostaje wpływ śniegu na rozwój roślinności. Według A. Bogenriedera i H. Wenera (1979) głęboka i długotrwała pokrywa śnieżna ochładza siedlisko do połowy lata. W niniejszej pracy znalazło to częściowo potwierdzenie, choć wymieniony termin różni się w zależności od podzespołu i przypada raczej na początek i połowę czerwca.

Niewątpliwie zanikający śnieg stanowi ważny wskaźnik mikroklimatyczny i ekologiczny (Klein 1967; Ferrari, Rossi 1995). W Tatrach wykazano, że zanikanie pokrywy śnieżnej przebiega jednakowo szybko zawsze w tych samych miejscach, co jest uwarunkowane rzeźbą (Rączkowska, Kozłowska 1999). Czynnika tego brak w białowieskich grądach, mimo to badania ujawniły, że poszczególne podzespoły wykazują różny stopień stałości zaniku pokrywy śnieżnej. W żadnym podzespole nie było poletka, na którym pokrywa śnieżna cechowała się zawsze wczesnym albo późnym zanikiem. Generalnie termin ostatecznego zaniku pokrywy zależał od grubości pokrywy śnieżnej, bardzo zmiennej przestrzennie w poszczególnych sezonach.

Wśród zbiorowisk leśnych Puszczy Białowieskiej grądy (obok łągów) wyróżniają się najdłuższym sezonem wegetacyjnym (Falińska 1996). Z porównania dziesięciu zbiorowisk dokonanego przez K. Falińską (1973b) wynika, że początek wegetacji runa w grądach czyścowym i typowym występuje najwcześniej i o tej samej porze. Pojaw kwitnienia występuje w nich w ostatniej dekadzie marca, albo w 1–2 dekadzie kwietnia. Z badań prowadzonych przez autora niniejszej pracy wynika, że w obu zbiorowiskach pokrywa śnieżna ustępuje w tym samym czasie, natomiast początek rozwoju runa przypada nieco później (o 2,8 dni) w grądzie typowym niż czyścowym (tab. 8). Porównując cztery podzespoły grądowe, stwierdzono, że początek wegetacji runa najwcześniej rozpoczyna się w grądzie niskim kokoryczowym – tj. średnio około 12 kwietnia, a najpóźniej w grądzie wysokim trzcinnikowym – około 28 kwietnia. Dane te są zbliżone do określonego przez Falińską (1973b) terminu dla boru mieszanego niskiego *Quercus-Piceetum* MAT. 1952 i łożowiska *Salicetum pentadro-cinereae* PASS. 1961.

Chociaż wcześniejszemu ustępowaniu pokrywy śnieżnej towarzyszyło wydłużanie okresu pełnego ulistnienia, trudno uznać, że jest to związek przyczynowo-skutkowy. Na wydłużenie tego ostatniego wpłynęło raczej przedłużenie fenologicznego lata. Początek zaniku ulistnienia uległ przez to pewne-

mu opóźnieniu, podczas gdy początek pełnego ulistnienia nie wykazał żadnej tendencji. Brak istotnej tendencji dotyczy także początku innych sezonów.

Termin końca okresu śnieżnego oraz temperatura maksymalna powietrza z okresu 22–26 kwietnia miał umiarkowany wpływ na początek rozwoju ulistnienia badanych podzespołów, zwłaszcza grądu kokoryczowego (ryc. 45). Oczywiście trzeba pamiętać, że obydwie czynniki są ze sobą powiązane, gdyż bardzo późne zejście pokrywy, (np. 21 kwietnia) musi wpływać na obniżenie temperatury maksymalnej 26 kwietnia bez względu na rodzaj sytuacji synoptycznej. Pokrywa śnieżna działa oziębiająco na przygruntową warstwę powietrza, ponieważ ciepło jest zużywane najpierw na całkowite stopienie śniegu, a dopiero potem na nagrzanie gleby i powietrza. Większe zwarcie, zwłaszcza wysokich drzewostanów jakim jest grąd wysoki trzcinnikowy, osłabia w dużej mierze ten proces.

9.3. ZRÓŻNICOWANIE ŚNIEŻNE I STRUKTURALNO-FLORYSTYCZNE PODZESPOŁÓW GRĄDOWYCH

Fitosocjologiczny podział badanej biochory grądu na 4 podzespoły wynikał przede wszystkim z odmiennych cech roślinności runa. Pod tym względem jako stosunkowo podobne można uznać grądy czyścicowy i typowy (ryc. 48). Zbiorowiska te były podobne także pod względem częstości występowania pokrywy śnieżnej w sezonie zimowym.

Największe podobieństwo śnieżne wykazują grądy niskie kokoryczowy i czyścicowy (ryc. 46). Wykazują one zbliżony poziom tajania odwilżowego, intercepcji śnieżnej i podobną nieregularność zaniku pokrywy śnieżnej. Położone w bezpośrednim sąsiedztwie praktycznie nie różnią się fizjonomią dzięki niemal identycznym warunkom siedliskowym i praktycznie jednakowym składzie gatunkowym drzewostanu (zał. 1). Pod względem fitosocjologicznym oba podzespoły są tak podobne, że ich odrębne wydzielenie budzi kontrowersje. Zdaniem A. Sokołowskiego (2002) nadawanie zbiorowiskom zawierającym w swym składzie kokorycz pustą *Corydalis cava* rangi podzespołu, jak to uczynił W. Matuszkiewicz (1952), nie znajduje uzasadnienia. Wydaje się jednak, że stanowisko W. Matuszkiewicza ma mocne podstawy, co jest również widoczne w niniejszej pracy. Zarówno pod względem cech warstwy runa, jak i stabilności gatunkowej grąd niski kokoryczowy przejawia silny indywidualizm na tle pozostałych podzespołów, natomiast pod względem drzewostanu i podszytu wykazuje bardzo silne podobieństwo z grądem czyścicowym (ryc. 49).

Wyrażna specyfika śnieżna grądu typowego (niska grubość pokrywy) znalazła potwierdzenie w najniższym wskaźniku zgodności ustąpienia pokrywy śnieżnej z początkiem rozwoju runa (rozd. 7.1).

Grąd wysoki trzcinnikowy o wyróżniającej się fizjonomii i fenologii wszystkich warstw roślinności wykazywał również największą specyfikę warunków śnieżnych, bowiem intercepcja śnieżna była w nim największa, a pokrywa śnieżna tajała najwolniej i zalegała najdłużej.

Grąd kokoryczowy, wyróżniając się w największym stopniu warstwą runa (geofity) i największą stabilnością gatunkową, odznaczał się także najsilniejszym związkiem pomiędzy terminem ustąpienia pokrywy śnieżnej a początkiem rozwoju roślinności tej warstwy (tab. 10). Pokrywa śnieżna traktowana jako czynnik ekologiczny modyfikujący okres wegetacyjny właśnie w grądzie kokoryczowym odgrywała najważniejszą rolę.

Według J.B. Falińskiego (1986) głównymi czynnikami różnicującymi ekosystemy leśne nie są: długość i czas trwania pokrywy śnieżnej, ale raczej okres i częstość jej braku w ciągu zimy. Prawdopodobnie ta nie znalazła potwierdzenia w badanych podzespółach grądu. Uzyskane różnice okazały się nieistotne statystycznie. Specyfikę grądów kokoryczowego i wysokiego trzcinnikowego można było stwierdzić, porównując zmiany grubości pokrywy śnieżnej względem terenu poza lasem. Biorąc jednak pod uwagę różną dla obu środowisk metodykę pomiarów, należy zachować ostrożność w formułowaniu kategoriycznych wniosków pod tym względem.

Określona ilościowo zmienność czasu zanikania pokrywy śnieżnej na powierzchniach badawczych wykazała, że największe różnice występują pod tym względem pomiędzy grądem czyścicowym (najbardziej regularny zanik pokrywy), a grądem wysokim trzcinnikowym (najbardziej nieregularny) (tab. 7). Uzyskane rezultaty pozostają w wyraźnym związku ze strukturą drzewostanów. Potężne świerki w grądzie wysokim stwarzają warunki do istnienia powierzchni stale zacienionych i przez to chłodnych. W prawie każdym sezonie pod koronami świerków śnieg jeszcze leży płatami, gdy na większości pozostałej powierzchni nie ma już jego śladu. Drugim, nie mniej ważnym czynnikiem jest zróżnicowana mikrorzeźba podłoża w tym zbiorowisku. Śnieg gromadzi się w większych ilościach w licznych zagłębieniach. Nawet przy równomiernym tajaniu pokrywy najpierw znika ona tam, gdzie jej grubość jest najmniejsza (Olszewski 1995). Najmniejsze zwarcie i płaskie podłoże grądu czyścicowego ujednolica i przyspiesza zarazem warunki tajania, przez co różnice w zanikaniu pokrywy są tu mniejsze i trudniejsze do uchwycenia.

Generalnie im bardziej zróżnicowana jest struktura gatunkowa drzewostanu (iglaste-liściaste), tym mniej wyraźny jest podział na miejsca późnego i wczesnego zaniku pokrywy śnieżnej. W dłuższym przedziale czasowym stwarza to bardziej zróżnicowane warunki mikroklimatyczne (termiczno-wilgotnościowe), prowadząc w rezultacie do większego zróżnicowania ga-

tunkowego roślinności runa. Największa liczebność gatunków tej warstwy w grądzie wysokim trzcinnikowym, gdzie pokrywa śnieżna zanikała najmniej równomiernie, jest tego potwierdzeniem (zał. 1, ryc. 28).

Badania potwierdziły zasadę, że zbiorowiska zbliżone pod względem fitosocjologicznym wykazują podobny typ stosunków fenologicznych (Falińska 1975). Twierdzenie to można rozszerzyć, dodając „i cech śnieżno-termicznych” (ryc. 47).

W badaniach fitofenologicznych K. Falińskiej (1973a) prowadzonych w dziesięciu różnych ekosystemach Białowieskiego Parku Narodowego znalazły się dwa podzespoły grądu analizowane w niniejszej pracy – niski czyścicowy i typowy. Na tle pozostałych ekosystemów zbiorowiska te wyodrębniały się najwcześniejszym początkiem i najdłuższym sezonem wegetacyjnym, ale nie różniły się, biorąc pod uwagę średnie wieloletnie (1956–1962) fenologiczne pory roku tak pod względem czasu ich trwania, jak i terminów początku i końca. Okazało się jednak, że różnice takie ujawniały się w poszczególnych sezonach zależnie od terminu ustąpienia pokrywy śnieżnej. Były one wyraźnie większe w roku późnego zejścia pokrywy niż wczesnego. Należy przy tym podkreślić, że nie obejmowały one pierwszych fenologicznych pór roku, tj. przedwiośnia i wczesnej wiosny.

10. PODSUMOWANIE I WNIOSKI KOŃCOWE

W metodyce niniejszej pracy starano się realizować postulowaną, między innymi przez K. Falińską (1973) i J.B. Falińskiego (2001) a także wielu innych badaczy, zasadę kompleksowości badań fenologicznych, które powinny obejmować: wieloletność, równoczesność oraz synchronizację obserwacji fitofenologicznych i klimatologicznych prowadzonych z jednakową częstotliwością przez cały rok. Obserwacje pokrywy śnieżnej oraz zwarcia drzewostanów i pokrycia runa prowadzono systematycznie, co 5 dni przez 25 lat, na stałych powierzchniach czterech podzespołów grądu. Solidność pomiarów i kompetencja obserwatorów Białowieskiej Stacji Geobotanicznej kierowanej przez Pana profesora Janusza B. Falińskiego była gwarancją, że opracowany w pracy materiał jest w pełni wiarygodny i unikalny nie tylko w Polsce. Pozwolił on wykazać zarówno rolę fitocenoz liściastych w modyfikacji pokrywy śnieżnej, jak i wpływ samej pokrywy, a zwłaszcza terminu jej zaniku, na początek i przebieg wegetacji w warstwie runa i drzewostanów.

- Przyjęty okres badań można uznać za przeciętny w skali stulecia pod względem warunków śnieżnych i termicznych sezonów zimowych, a kryteria wyróżniania okresów ekoklimatycznych wykazały swą przydatność i słuszność, podobnie jak klasyfikacja pogody dla analizy spadków grubości pokrywy śnieżnej.

- Sezony zimowe 1963/64–1987/88 odznaczały się dużą różnorodnością śnieżno-termiczną. Zasadniczo im zima była bardziej śnieżna tym bardziej mroźna. Obie cechy są związane ze wskaźnikiem cyrkulacyjnym Oscylacji Północnoatlantycznej NAO.

- Okresy ekoklimatyczne cechuje duża zmienność i brak tendencji w czasie trwania z wyjątkiem okresu pełnego ulistnienia (wydłużenie) i zaniku ulistnienia (skrócenie). Analiza zmienności poszczególnych okresów ekoklimatycznych wykazała, że cztery podzespoły grądu najbardziej różnicowała długość okresu śnieżnego. Początek rozwoju ulistnienia i okresu śnieżnego był prawie jednakowy w badanych zbiorowiskach.

- Zastosowana metoda autokorelacji nie dostarczyła wystarczających dowodów na istnienie prawidłowości, co do czasu trwania i terminów początku poszczególnych okresów ekoklimatycznych w kolejnych sezonach. Przede wszystkim metoda nie dowiodła związku między regularnym następstwem trwałej pokrywy śnieżnej, a początkiem i długością okresu wegetacyjnego. Pomimo istotnych współczynników autokorelacji ich umiarkowanie wysokie

wartości nie pozwalają na prognozowanie czasu trwania i terminów początku fenologicznych pór roku (z roku bieżącego na rok następny). Dalsze badania w tym zakresie raczej nie dadzą obiecujących wyników.

Na pytania postawione na początku pracy można udzielić następujących odpowiedzi w postaci prawidłowości pogrupowanych według pięciu problemów badawczych.

I. Modyfikujący wpływ

zbiorowisk grądu na sezonową rytmikę pokrywy śnieżnej

1. Jakimi cechami odznacza się sezonowy przebieg grubości pokrywy śnieżnej w grądach białowieskich?

- Uśredniony model sezonowego przebiegu grubości pokrywy śnieżnej charakteryzuje się asymetrią – okres narastania pokrywy jest prawie dwa razy dłuższy od okresu jej zmniejszania się.

- Uśredniony przebieg grubości pokrywy śnieżnej z narastającą stopniowo pokrywą i jednym maksimum pod koniec sezonu występuje stosunkowo rzadko, co oznacza, że nie jest typowy dla sezonu zimowego.

- W sezonie zimowym największe prawdopodobieństwo wystąpienia pokrywy śnieżnej miało miejsce w grądzie wysokim trzcinnikowym i przypadało na okres od 15 do 25 lutego. Na podstawie obserwacji obejmujących 50 lat nie można wskazać dnia kalendarzowego, w którym wynosiłoby ono 100%.

- Przeciętne różnice grubości pokrywy śnieżnej między podzespołami grądu są największe w okresie od 17 do 27 marca (około 4,5 cm).

W procesie końcowego (wiosennego) zanikania pokrywy śnieżnej na powierzchniach badawczych czterech podzespołów grądu występowały następujące prawidłowości.

- Okres zanikania pokrywy od pełnego pokrycia powierzchni śniegiem do braku śladu śniegu trwa średnio od 7,1 dni w grądzie typowym do 7,7 dni w grądzie niskim kokoryczowym.

- Grąd wysoki trzcinnikowy wykazuje największą regularność zaniku pokrywy śnieżnej, co oznacza, że występuje w nim wyraźny podział na miejsca wczesnego i późnego ostatecznego (wiosennego) zaniku śniegu.

- W grądzie niskim czyścowym pokrywa śnieżna najczęściej zanikała równomiernie na całej powierzchni.

- Przy pominięciu sezonów, w których śnieg zanikał równomiernie, miejsca zawsze wczesnego (albo zawsze późnego) zaniku pokrywy śnieżnej można uznać za mikrosiedliska o klimaksowym charakterze, odpowiednim dla określonych gatunków. Poletek takich na powierzchni badawczej najwięcej znajdowało się w grądzie typowym (6), następnie niskim kokoryczowym (5), niskim czyścowym (3), natomiast nie było ich w grądzie wysokim trzcinnikowym.

2. Jaka rolę w zmienności pokrywy śnieżnej odgrywało zwarcie i struktura drzewostanów?

- Wpływ zwarcia i struktury drzewostanu na pokrywę śnieżną bardziej wyraża się w spowalnianiu tajania, osiadania i sublimacji, tj. w okresie zmniejszania się grubości, niż w intercepcji śnieżnej, tzn. w okresie jej narastania.

- Zależna od zwarcia intercepcja śnieżna nawiązuje do prawa wzrastania ograniczonego Mitscherlicha, choć najlepiej aproksymują ją funkcje logarytmiczne. Największa intercepcja śnieżna jest w grądzie wysokim trzcinnikowym (34%), następnie w typowym (28%) najmniejsza w grądach niskich kokoryczowym (24%) i czyścicowym (23%). Trójwarstwowa struktura drzewostanu w grądach typowym i wysokim oraz występowanie w nich udziału świerka nad powierzchnią badawczą (w przeciwieństwie do grądów niskich) miał tu znaczenie dominujące.

- W występowaniu różnic pod względem spadków grubości pokrywy w zbiorowiskach grądowych zwarcie drzewostanu odgrywa większą rolę przy stałe dodatniej temperaturze powietrza niż w okresach przymrozkowych i mroźnych.

3. Jakie prawidłowości występowały w relacjach „grądy – teren otwarty” pod względem grubości i czasu zalegania pokrywy śnieżnej ?

- Dla sezonu zimowego średnia grubość pokrywy w grądach jest mniejsza niż poza lasem, choć istotna różnica dotyczy tylko grądu typowego i wysokiego trzcinnikowego.

- Częstość występowania dni z pokrywą śnieżną jest wyższa w lesie niż poza nim od 7,5% w grądzie typowym do 11,3% w wysokim trzcinnikowym.

- Przeciętnie od połowy lutego stwierdza się większą częstość pokrywy w lesie grądowym niż w terenie otwartym.

- W dniach z pokrywą śnieżną jej średnia grubość w grądach jest niższa w stosunku do terenu otwartego od 3,2 cm (grąd niski czyścicowy) do 5,5 cm (grąd typowy).

- Maksymalna grubość pokrywy przypada w grądach o kilka dni później niż w poza lasem.

- Opóźnienie zejścia pokrywy w grądach w stosunku do terenu poza lasem wynosi średnio od 7,2 dni w grądzie niskim czyścicowym do 12,4 dni w grądzie wysokim trzcinnikowym.

- O specyfice warunków śniegowych w grądach świadczą sytuacje niezgodnego kierunku zmian grubości pokrywy „las-pole”, stanowiących od 25% (grąd typowy) do 30% (grąd wysoki trzcinnikowy) sezonu śnieżnego.

- Tempo średnich spadków grubości pokrywy śnieżnej jest mniejsze w grądach niż poza lasem od 32% (grąd niski czyścowy) do 51% (grąd wysoki trzcinnikowy).

- Tempo średnich przyrostów grubości jest mniejsze w podzespołach grądowych niż poza lasem od 22% (grąd niski czyścowy) do 32% (grąd wysoki trzcinnikowy).

II. Rola warunków pogodowych w zanikaniu pokrywy śnieżnej w grądach i poza lasem

4. Jak określone sytuacje pogodowe wpływały na różnice w tempie zanikania pokrywy śnieżnej w poszczególnych podzespołach ?

- Stosunkowo największe zróżnicowanie fitocenoz pod względem onizacji się grubości pokrywy śnieżnej występowało podczas pogody ciepłej i przymrozkowej słabo wietrznej słonecznej tj. w warunkach, gdy czynnik termiczny odgrywał główną rolę. Wielkość tych różnic nie miała istotnego związku z zachmurzeniem, prędkością wiatru ani długością dnia.

- Bez względu na typ pogody (mroźna, przymrozkowa, ciepła) każdy podzespół grądowy wykazuje charakterystyczne cechy zmniejszania się grubości pokrywy śnieżnej. Kolejność pod względem spadków grubości (od największej do najmniejszej) jest zawsze jednakowa:

- 1 – grąd niski czyścowy
- 2 – grąd niski kokoryczowy
- 2 – grąd typowy
- 3 – grąd wysoki trzcinnikowy

- Indywidualny charakter zmniejszania się pokrywy śnieżnej można z pewnością uznać tylko w stosunku do gładu wysokiego trzcinnikowego. Swoistość tego podzespołu manifestowała się w każdym warunkach pogodowych. W każdej z wydzielonych 11 klas pogody grąd wysoki trzcinnikowy odznaczał się najniższymi spadkami grubości pokrywy śnieżnej. Cecha ta ujawniała się szczególnie podczas klas pogody: przymrozkowej słabo wietrznej słonecznej, przymrozkowej umiarkowanie wietrznej chmurnej, przymrozkowej wietrznej pochmurnej i pogody ciepłej.

5. Jaki jest wpływ pogody na zmniejszanie grubości pokrywy śnieżnej w grądach i w terenie otwartym ?

- Podczas pogody mroźnej różnice w spadkach miąższości pokrywy śnieżnej w terenie otwartym i w zbiorowiskach grądowych nie są istotne.

- Spadki grubości pokrywy większe w grądach niż na polu najczęściej zdarzają się podczas pogody mroźnej oraz przymrozkowej z wiatrem i pochmurnej, (zwłaszcza przy krótkim dniu) natomiast nie występują podczas pogody ciepłej i przymrozkowej słonecznej.

- Częstość odwilży i ich intensywność decyduje o tym gdzie grubość maksymalna pokrywy okaże się większa – w lesie grądowym czy na polu. Przy braku pełnej (powodującej zanik pokrywy śnieżnej) odwilży w sezonie zimowym, grubość maksymalna pokrywy śnieżnej jest istotnie wyższa poza lasem. Odwilże nie powodujące całkowitego zejścia pokrywy śnieżnej w grądach dają zwykle przewagę grubości maksymalnej pokrywy w zbiorowiskach leśnych.

- Łagodne i długotrwałe odwilże powodują dłuższe zaleganie pokrywy śnieżnej w grądach. Śródzimowe okresy odwilżowe (beźśnieżne) są o kilka procent krótsze w grądach w porównaniu z terenem otwartym.

- Spadki grubości pokrywy śnieżnej są szybsze podczas końcowych (wiosennych) odwilży, niż podczas śródzimowych, choć różnice te są słabiej zaznaczone w grądach niż na polu.

- Generalnie im szybsze jest tajanie poza lasem, tym relatywnie wolniej przebiega ono w grądach.

III. Zróznicowanie podzespołów grądu pod względem pokrywy śnieżnej

6. Które charakterystyki pokrywy śnieżnej najlepiej różnicują podzespoły grądu ?

- Grąd wysoki trzcinnikowy wyróżnia się zdecydowanie dłuższym okresem trwałej pokrywy śnieżnej (okresem śnieżnym) na tle pozostałych podzespołów, w których różnice pod tym względem są nieistotne.

- Podzespoły grądu wykazują istotne różnice pod względem natężenia zmniejszania się pokrywy śnieżnej (najniższe w grądzie wysokim) i brak takich różnic pod względem natężenia wzrostów grubości.

- Spośród czterech podzespołów grądu stwierdzono różnice pod względem terminu końca sezonu śnieżnego. Największa, (choć statystycznie nieistotna) występuje między grądem wysokim trzcinnikowym (najpóźniejszy), a grądem niskim czyścowym (najwcześniejszy).

- Nie stwierdzono istotnych różnic między podzespołami grądowymi pod względem liczby i czasu trwania okresów bez pokrywy śnieżnej w sezonie śnieżnym.

7. Jaki jest poziom zróżnicowania podzespołów pod względem kompleksu cech pokrywy śnieżnej ?

- Indywidualny charakter pod względem parametrów pokrywy śnieżnej wykazał grąd wysoki trzcinnikowy i grąd typowy. Grądy niskie – kokoryczowy i czyścowy cechuje wobec siebie duże podobieństwo i jednocześnie odmienność na tle pozostałych dwóch podzespołów.

- Największy indywidualizm grądu wysokiego przejawiał się nie tylko pod względem pokrywy śnieżnej, ale również termiki w okresie późniejszym. Specyfika tego zbiorowiska wynikała z największej obecności świerka w drzewostanie.

IV. Wpływ pokrywy śnieżnej na początek i czas trwania okresu wegetacyjnego

8. W jakim stopniu można określić związek pomiędzy terminem ostatecznego (wiosennego) zaniku pokrywy śnieżnej, a początkiem i tempem rozwoju roślinności zielonej runa ?

- Zróżnicowanie w pokryciu runa w (na polach transektów) okresie jego rozwoju jest większe niż w pokryciu śniegiem w okresie jego zanikania.

- Znana prawidłowość, że wczesnemu zanikowi trwałej pokrywy śnieżnej towarzyszy wczesny rozwój roślinności runa jest zróżnicowana w poszczególnych podzespołach grądowych. W największym stopniu dotyczy ona grądów niskich, tj. kokoryczowego i czyścicowego, w najmniejszym grądu typowego. Decydującym czynnikiem jest skład gatunkowy runa. Gatunkami odznaczającymi się największą intensywnością fazy wegetacji i kwitnienia (jeszcze przed ulistnieniem drzew) są w grądzie kokoryczowym kokorycz pełna *Corydalis solida*, kokorycz pusta *Corydalis cava*, czosnek niedźwiedzi *Alium ursinum* i zdrojówka rutewkowata *Isopyrum thalictroides*. W grądzie niskim czyścicowym są to przyłuszczka pospolita *Hepatica nobilis*, zawilec gajowy *Anemone nemorosa* i śledziennica skrętolistna *Chrysosplenium alternifolium*.

- Po długotrwałych, śnieżnych zimach w grądzie wysokim trzcinnikowym występuje wyraźnie szybszy rozwój runa niż w pozostałych podzespołach. Świadczy to o odrębności tego podzespołu i pośrednio o jego większym kontynentalizmie ekoklimatycznym.

- Oprócz terminu zaniku trwałej pokrywy śnieżnej na czas trwania okresu rozwoju runa istotny wpływ ma również temperatura maksymalna powietrza w okresie późniejszym, szczególnie od 22 do 25 kwietnia. Analiza wariancji tłumaczy wpływ obydwu czynników w zakresie od 33 do 56%.

- Tempo rozwoju runa grądów kokoryczowego i typowego wykazuje silny i podobny związek z terminem ustąpienia pokrywy śnieżnej i termiką końca okresu późniejszego. W najmniejszym stopniu dotyczy to grądu niskiego czyścicowego.

9. Jak dalece termin wiosennego zaniku trwałej pokrywy śnieżnej wykazuje związek z początkiem rozwoju ulistnienia drzewostanów i czasem trwania okresu pełnego ulistnienia?

- Późnemu zejściu pokrywy śnieżnej towarzyszy opóźnienie początku rozwoju ulistnienia we wszystkich podzespołach. Zależność ta dotyczy jednak

tylko bardzo długich okresów śnieżnych, gdyż zasadniczo im koniec trwałej pokrywy śnieżnej wypada później tym okres pośnieżny (bezlistny) jest krótszy. Późny zanik pokrywy śnieżnej skraca okres pełnego ulistnienia, zwłaszcza w grądzie typowym i wysokim trzcinnikowym.

- Na początek rozwoju ulistnienia większy wpływ ma termin ostatnich przymrozków niż koniec okresu śnieżnego.

- Zarówno czas trwania okresu śnieżnego, jak i termin jego końca nie ma wpływu na czas trwania całego okresu ulistnienia (tj. rozwoju, pełnego ulistnienia i jego zaniku) podzespołów grądowych.

- Łączny wpływ terminu końca okresu śnieżnego i termiki okresu pośnieżnego (T_{max} 22–26 IV) na początek rozwoju ulistnienia jest wyraźny w grądzie niskim kokoryczowym, umiarkowany w grądzie niskim czyścicowym i grądzie wysokim trzcinnikowym, a w grądzie typowym jest niewielki. Model regresji wielokrotnej i analiza wariancji tłumaczą działanie obu czynników w zakresie od 31 do 73%.

V. Znaczenie pokrywy śnieżnej w dynamice roślinności

10. W jakim stopniu zmiany klimatyczne reprezentowane przez śnieżność zim wywarły wpływ na długookresowe procesy badanych fitocenozy ?

- Uznano, że okres 25 lat nie jest wystarczająco długi by można z przekonaniem stwierdzać występowanie tych zależności. Analiza materiału fenologicznego poszerzona o obserwacje fotograficzne wykazała, że zmiany w drzewostanie w większym stopniu zależą od gwałtownych zdarzeń pogodowych, jak huragany powodujące wiatrołomy, czy obfite opady mokrego śniegu (śniegołomy) niż od pokrywy śnieżnej. Znaczenie pokrywy śnieżnej może jednak być istotne w zbiorowiskach mieszanych, a takim jest grąd wysoki trzcinnikowy, gdzie utrzymująca się dłużej pokrywa śnieżna jest wynikiem obecności cienistych świerków. Z drugiej strony świerk jest gatunkiem dobrze znoszącym szatę śnieżną, co w pewien sposób utrwała kompozycję gatunkową drzewostanu w tym podzespole. Trzy pozostałe fitocenozy grądu różnią się głównie składem runa. W obserwowanym 25-leciu liczebność gatunków runa nie uległa zmianie w grądzie niskim kokoryczowym. W zbiorowisku tym uzyskano największą zgodność pomiędzy wczesnym zanikiem pokrywy śnieżnej i wczesnym rozwojem runa. Ten fakt przemawia za utrwalającą rolę pokrywy śnieżnej również w warstwie roślinności zielnej zbiorowisk grądowych. Obok warunków termiczno-wilgotnościowych, zależnych w dużym stopniu od pokrywy śnieżnej ważne są dla tej warstwy warunki świetlne, bezpośrednio zdeterminowane przez pułap drzewostanu i podszytu. Z dużym prawdopodobieństwem można założyć, że wysoki wskaźnik zgodności „wczesny zanik pokrywy – wczesny rozwój runa” dla grądu niskiego czyścicowego byłby

jeszcze większy, (a tym samym zbliżony wartością do indeksu uzyskanego dla grądu kokoryczowego), gdyby nie znaczne zmiany zwarcia w tym zbiorowisku spowodowane działaniem huraganów.

- Nieznacznie malejący trend średniej grubości pokrywy śnieżnej i niewielki wzrost temperatury powietrza (w sezonie zimowym) wprawdzie potwierdzają ogólne ocieplenie klimatu, jednak tendencje te w obu przypadkach nie były statystycznie istotne, podobnie jak wcześniejszy termin końca okresu śnieżnego. W tej sytuacji nieznaczne średnie wydłużenie się okresu rozwoju i pełnego ulistnienia drzew (traktowanych łącznie) nie może być uznane jako prosta konsekwencja wcześniejszego ustąpienia pokrywy śnieżnej. Przemawiają za tym dwa fakty: pierwszy – to brak tendencji w długości okresu pośnieżnego (bez pokrywy), gdyż ocieplenie powinno go skrócić, a drugi – to umiarkowane korelacje między terminem końca okresu śnieżnego a terminem początku rozwoju ulistnienia. Wynika, więc, że tylko częste występowanie bardzo śnieżnych i długich zim może istotnie opóźnić wegetację i skrócić okres pełnego ulistnienia.

Na zakończenie warto przedstawić kilka wniosków o charakterze ogólnym.

- Charakter zimy, tj. śnieżność i mroźność, nie wpływa zasadniczo na różnice w pokrywie śnieżnej między podzespołami grądu. O różnicach w średniej grubości pokrywy śnieżnej decydują zmiany w zwarciu drzewostanów.

- Zróznicowanie fitosocjologiczne badanych zbiorowisk grądowych znalazło potwierdzenie w roli pokrywy śnieżnej jako czynnika ekologicznego warstwy runa i w mniejszym, choć istotnym stopniu warstwy drzewostanu.

- Pod względem charakterystyk pokrywy śnieżnej podobieństwo czterech podzespołów grądu bardzo wyraźnie nawiązuje do ich podobieństwa pod względem sezonowej rytmiki fitocenozy i struktury ich drzewostanów.

- Sezonowa rytmika pokrywy śnieżnej wykazała jej stabilizująco-utrwalającą rolę w ekosystemach grądowych w randze podzespołów.

- Podzespół zbiorowiska grądowego bardziej wpływa na stosunki śnieżne na dnie lasu niż sama pokrywa na cechy i rytmikę sezonową fitocenozy.

- Uzyskane wyniki badań jak i wnioski ogólne odnoszą się do konkretnych powierzchni badawczych, a nie grądów ogółem. Tym niemniej praca dowiodła, że dysponując porównywalnym materiałem zastosowanie tych samych metod statystycznych może doprowadzić do interesujących wyników dla innych zbiorowisk leśnych. Pełny obraz relacji pokrywa śnieżna – roślinność runa można uzyskać dysponując szczegółowymi danymi o rozmieszczeniu poszczególnych gatunków na powierzchni badawczej (Matuszkiewicz J.M. 1972).

Hipoteza przedstawiona na początku niniejszej pracy została zweryfikowana i w dużym stopniu potwierdzona. W postaci zmodyfikowanej można przedstawić ją w następujący sposób.

Zróznicowanie podzespołów grądowych pod względem pokrywy śnieżnej znajduje potwierdzenie w odniesieniu do zwarcia i struktury drzewostanów oraz ich okresów ekoklimatycznych (fenologicznych) i tylko częściowo nawiązuje do kompozycji gatunkowej i stabilności warstwy runa.

Rola pokrywy śnieżnej jako czynnika ekologicznego modyfikującego początek wegetacji ujawnia się w większym stopniu wobec warstwy runa niż drzew szczególnie w sezonach bardzo śnieżnych ze znacznym opóźnieniem zaniku pokrywy. Zasadniczo należy ją rozpatrywać łącznie z maksymalną temperaturą powietrza po ostatnich wiosennych przymrozkach.

Podsumowując uzyskane wyniki, należy podkreślić, że indywidualizm fitosocjologiczny badanych podzespołów grądu nie budzi wątpliwości i jest wypadkową skomplikowanych układów florystyczno-ekologicznych, wśród których pokrywa śnieżna odgrywa niepoślednią rolę.

LITERATURA

- Bac S., Ostrowski S., 1969, *Podstawy leśnych melioracji wodnych*, PWRiL, Warszawa.
- Balcerkiewicz S., 1984, *Roślinność wysokogórska Doliny Pięciu Stawów Polskich w Tatrach i jej przemiany antropogeniczne*, Wyd. Nauk. UAM, Ser. Biologia 25.
- Beideman I.N., 1954, *Metodika fenologiczeskich nabludenij pri geobotaniczeskich issledowaniach*, Moskwa.
- Billings W.D., Bliss L.C., 1959, *An Alpine snowbank environment and its effects on vegetation, plant development, and productivity*, Ecology, 40, s. 388–397.
- Bogenrieder A., Werner H., 1979, *Experimentelle Untersuchungen an zwei Charakterarten der Eisseggengflur des Feldberges (Carex frigida All. Und Soldanella alpina L.)*, Beitr. Naturle Forsch. Südwestdent. 38, s. 61–69.
- Calder I.R. 1990, *Evaporation in the Uplands*, Wiley, Chichester.
- Chernoff H., 1973, *The use of faces to represent points in k-dimensional space graphically*, Journal of American Statistical Association, 68, s. 361–368.
- Chernoff H., Rizvi M.H., 1975, *Effect on classification of multivariate data by means of asymmetrical faces*, Journal of American Statistical Association, 76, s. 757–765.
- Czarnowski M.S., 1989, *Zarys ekologii roślin lądowych*, PWN Warszawa.
- Czarnowski M.S., Olszewski J.L., 1968, *Rainfall interception by a forest canopy*, Oikos, 19, Copenhagen, s. 345–350.
- Daubenmire R.F., 1973, *Rośliny i środowisko. Podręcznik autoekologii roślin*, PWN Warszawa.
- Dubah A. D., 1951, *Lies kak hidrologiczeskij faktor*, Moskwa Leningrad.
- Dubinskij G.P., Guralnik I.I., Mamikonova S.W. 1956, *Meteorologija*, Leningrad.
- Ellenberg H., 1988, *Vegetation Ecology Of Central Europe*, Cambridge University Press.
- Ewert A., 1972, *O obliczaniu kontynentalizmu termicznego klimatu*, Przegl. Geogr. 44, 2, s. 273–288.
- Falińska K., 1973, *Dynamika sezonowa runa zbiorowisk leśnych Białowieskiego Parku Narodowego*, Phytocoenosis, 1, 2, s. 1–121.
- 1974, *Reakcja populacji roślinnych na zróżnicowanie ekosystemów oraz układów ekotonowych*, Wiad. Ekol., 20, 4, s. 356–376.
- 1975, *Badania fenologiczne jako metoda ekologicznej analizy ekosystemów*, Wiad. ekol., 20, 4, s. 356–376.
- 1986, *Seasonal dynamics of forest communities*, [w:] J.B. Faliński, *Vegetation dynamics in temperate lowland primeval forests*, Geobotany 8. Dr W. Junk Publishers, Dodrecht/Boston/Lancaster, s. 265–306.
- 1996, *Ekologia roślin. Podstawy teoretyczne, populacja, zbiorowisko, procesy*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Faliński J.B., 1967, *Białowieska Stacja Geobotaniczna Zakładu Fitosocjologii Stosowanej Uniwersytetu Warszawskiego 1952–1967*, Mater. Zakł. Fitosoc. Stos. U.W. 18, s. 1–40.
- 1968, *Park Narodowy w Puszczy Białowieskiej*, PWRiL, Warszawa.

- 1972, *Podstawy i formy eksploracji naukowej Białowieskiego Parku Narodowego*, Ochr. Przyr. 37, s. 7–55.
- 1976, *Experimentelle Untersuchungen über die Schutzrolle der Schneedecke für die Bodenvegetation im Hainbuchen-Eichen-Linden-Mischwald*, [w:] H. Dierschke (red.), *Vegetation und Klima*, Ber. Internat. Sympos. IvfV. Rinteln, s. 183–193.
- 1986, *Vegetation dynamics in temperate lowland primeval forests*, Geobotany 8, Dr W. Junk Publishers, Dordrecht/Boston/Lancaster.
- 1991, *Procesy ekologiczne w zbiorowiskach leśnych*, Phytocoenosis 3 (N.S.), Sem. Geobot. 1, s. 17–41.
- 1994, *Concise geobotanical atlas of Białowieża Forest*, Phytocoenosis 6 (N.S.), Suppl. Cartogr. Geobot. 6, s. 1–34.
- 1996, *Badania fenologiczne w Białowieskim Parku Narodowym w latach 1952–1996 w programach badawczych Białowieskiej Stacji Geobotanicznej UW*, Phytocoenosis 8 (N.S.), Sem. Geobot. 4, s. 31–42.
- 2001, *Atlas fitofenologiczny zbiorowisk i gatunków leśnych Białowieskiego Parku Narodowego*, Phytocoenosis vol. 13 (N.S.) Archivum Geobotanicum 8. Warszawa- Białowieża.
- 2002, *Białowieża Stacja Geobotaniczna Uniwersytetu Warszawskiego. Badania długoterminowe. Bibliografia. Baza danych o roślinności i środowisku. 1952–2002*, Phytocoenosis, 14 (N.S.) Supplementum Bibliographiae Geobotanicae 5, Warszawa-Białowieża.
- Faliński J.B., Geltman V.S., 1991, *Zbiorowiska leśne Puszczy Białowieskiej. (Próba identyfikacji jednostek syntaksonomicznych wyróżnionych w polskiej i białoruskiej nauce o roślinności)*, [w:] J.B. Faliński (red.), *Dynamika roślinności i populacji roślinnych. Zbiór prac poświęconych Prof. W. Matuszkiewiczowi*, Phytocoenosis 3 (N.S.), Seminarium Geobotanicum 1, s. 237–242.
- Faliński J.B., Olszewski J.L., 1976, *Die Verteilung der Schneedecke in Mischwäldern des Białowieża-Urwaldes*, Ber.Int. Symp. Vegetation und Klima. J. Cramer, Vaduz. 1977, s. 163–182.
- Faliński J.B., Żarnowiecki G., 1999, *The effect of the snow cover on the herb layer development in the Białowieża Primeval Forest*, 42 Annual Symposium of the IAVS „Vegetation and Climate” July 26–30 1999. Bilbao Spain, s. 52.
- Feliński E., Wilczyński S., Durło G., 2005, *Intercepcja opadów śniegu w lesie*, Acta Agraria et Silvestria. Ser. Silv. 43, s. 55-64.
- 2006, *Wpływ lasu na kształtowanie się niektórych cech pokrywy śnieżnej w warunkach górskich*, Acta Agraria et Silvestria, /w druku/.
- Ferrari C., Rossi G., 1995, *Relationships between plant communities and late snow melting on Mount Prado (Northern Apennines, Italy)*, Vegetatio 120 (1), s. 49–58.
- Friedel H., 1961, *Schneedeckendauer und Vegetationsverteilung im Gelände*, Mitt. Forstl. Bundesversuchsants. Mariabrunn 59, s. 317–369.
- Geiger R., 1961, *Das Klima der bodennahen Luftschicht*, Vieweg, Braunschweig.
- Gonick L., Smith W., 1993, *The Cartoon Guide to Statistics*, New-York, Harper Perennial.

- Harding R.J., Pomeroy J.W., 1996, *The energy balance of the winter boreal landscape*, Journ. of Climate, 9, s. 2778–2787.
- Hermanowa K. 1963, *Jak zanikająca zimą pokrywa śnieżna wpływa na termikę gleby*, Gaz. Obserw. PIHM, z. 5, s. 6–10.
- Holway J.G., Ward R.T., 1963, *Phenology of alpine plants in northern Colorado*, Ecology 46, s. 73–83.
- Hurrell J., 2006. *NAO indices. Jim Hurrell's monthly, seasonal and annual indices based on pressures at Lisbon (Portugal) and Stykkisholmur (Iceland)*, <http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.data.html#naostatseas,25.06.2006>.
- Jędrzejewska B., Jędrzejewski W., 2001, *Ekologia zwierząt drapieżnych Puszczy Białowieskiej*, Wyd. Naukowe PWN, Warszawa.
- Jones H.G., Pomeroy J.W., 1999, *The Ecology of Snow-covered Systems: Summary and Relevance to Wolf Creek. Yukon*, [w:], J. Pomeroy, R. Granger (red.), *Wolf Creek Research Basin: Hydrology, Ecology, Environment*, National Water Research Institute. Saskatoon, s. 1–14.
- Kalkstein L.S., Tan G., Skindlov J.A., 1987, *An evaluation of three clustering procedures for use in synoptic climatological classification*, Journal of Climate and Applied Meteorology, 26, s. 717–730.
- Kändler G., 1986, *Die Ermittlung von Bestandsparametern als Eingangsgrößen für Interzeptionsmodelle mit Hilfe aerophotogrammetrischer Verfahren*, Mitt. Forstl. Versuchs-u. Forschungsanst. Bad.-Württ. Freiburg i Br., nr 127.
- Karpiński J.L. 1949, *Materiały do bioekologii Puszczy Białowieskiej*, Rozpr. i Spraw. IBL ser. A, 56. Warszawa.
- Karpow A.O., 1936, *O mehanizmie sniegotajania*, Meteorol. i Hydrol, 11.
- Kawecka E., 1991, *Zmiany roślinności i odnowienie naturalne w drzewostanach Puszczy Białowieskiej uszkodzonych przez huragany*, Parki Nar. i Rez. Przyr., 10, 3–4, s. 45–67.
- Kittredge J. 1948, *Forest Influences. The Effects of Woody Vegetation on Climate Water and Soil*, Mc Graw-Hill Book Company.
- Klein J., 1967, *Powiązanie między pokrywą śnieżną a zbiorowiskami roślinnymi w Ojcowskim Parku Narodowym*, Fragm. Flor. et Geobot., 13, 1, s. 77–100.
- Klein J., Langer M., 1985, *Wpływ warunków pogodowych na zaleganie, topnienie i zawartość wody w pokrywie śnieżnej górnej części zlewni Poniczanki*, Studia Naturae, s.A/29. Zakład Ochr. Przyr. i Zasob. Nat. PAN, s. 65–83.
- Komarkova V., 1993, *Vegetation type hierarchies and landform disturbance in arctic Alaska and alpine Colorado with emphasis on snowpatches*, Vegetatio, 106, s. 155–181.
- Komarov W.D., 1959, *Wiesennyj stok rawninnych rek evropejskoj czasti SSSR, usłowija ego formirowanija i metody prognozow*, Moskwa-Leningrad, Hidrometeoizdat.
- Kondracki J., 1988, *Geografia fizyczna Polski*, PWN Warszawa.
- Kozłowska A., Rączkowska Z., 1996, *Relacje śnieg – roślinność w obrębie form niwalnych*, Przegl. Geogr., 68, 1–2, s. 167–179.
- Kozłowska-Szczęsna T., 1997, *Regiony bioklimatyczne Polski*, [w:] T. Kozłowska-Szczęsna, K. Błażejczyk, B. Krawczyk, *Bioklimatologia człowieka*, IGiPZ PAN, Warszawa.

- Kreeb K., 1979, *Ekofizjologia roślin*, PWN, Warszawa.
- Kuźniar K. 1952, *Przyczynek do poznania zamarzania gleby oraz grubości pokrywy śnieżnej w różnych typach lasu i na polu*, Roczn. Glebozn. 2, s. 205–231.
- Kuźmin P.P. 1954, *Wlżanie lesa na snegotajanie*, Trudy Gos. Hydrol. In-ta, 4.
- Kwiatkowski W., 1994, *Krajobrazy roślinne Puszczy Białowieskiej*, Phytocoenosis, 6 (N.S.) Supplementum Cartographiae 6, s. 35–87.
- Landsberg H.E., Lippmann H., Paffen K.H., Troll C., 1965, *Worlds maps of climatology*, Springer-Verl., s. 1–28 + mapy.
- Lange O.L., 1972, *Flechten-Pionierpflanzen in Kältewüsten*, Umschau 72 (20), s. 650–654.
- Langham E.J., 1981, *Physics and properties of snowcover*, [w:] D.M. Gray, D.H. Male (red.). *Handbook of Snow, Principles, Processes, Management and Use*, Pergamon Press, Toronto, s. 275–337.
- Larcher W., 1980, *Klimastress im Gebirge*, Rhein.-Westf. Akad. Wiss. Vortr., 291, s. 49–80.
- Lerch G., 1976, *Ekologia roślin*, PWN, Warszawa.
- Lorenc H., Suwalska-Bogucka M., 1995, *Tendencje termiczne zim w Polsce jako wskaźnik oceny zmienności klimatu*, Wiad. IMGW, 18, 1, s. 3–28.
- Magiera G., J., 1986, *Pokrywa śnieżna w zbiorowiskach leśnych torfowiska Berezowe Lado*, Zesz. Nauk. Politechn. Białost., 53, Nauki Techn.-Inżyn. Środ., 2, s. 207–223.
- Mathes A., 1963, *Przyczynek do określania wpływu lasu na prędkość zanikania pokrywy śnieżnej*, Gaz. Obserw. PIHM, 2, s. 3–4.
- Matuszkiewicz J.M., 1972, *Analiza zmienności przestrzennej runa w strefie kontaktowej dwu fitocenoz*, Phytocoenosis, 1, 2, s. 121–150.
- 1993, *Krajobrazy roślinne i regiony geobotaniczne Polski*, Prace Geogr., 158, s. 5–107.
- 2007, *Zespoły leśne Polski*, PWN, Warszawa.
- Matuszkiewicz W., 1951, *Organizacja badań bioekologicznych w Białowieskim Parku Narodowym*, Chrońmy Przyr. Ojcz., 7. 3/4, s. 43–48.
- 1952, *Zespoły leśne Białowieskiego Parku Narodowego*, Annales UMCS, Suppl. 6, s. 1–218.
- 1959, *Potrzeba zorganizowania w Białowieży Stacji Botanicznej*, Kosmos A. 8(3), s. 241–245.
- 1977, *Spät- und Frühfröste als standortsökologischer Faktor in den Waldgesellschaften des Białowieża –Nationalparkes (Polen)*, Bericht. Intern. Symp. internl 1975. Vegetation und Klima, s. 195–231.
- 1981, *Przewodnik do oznaczania zbiorowisk roślinnych Polski*, PWN, Warszawa.
- 1984, *Die Karte der Potentiellen Natürlichen Vegetation von Polen*, Braun-Blanquetia, 1, s. 1–99 + mapa.
- Mitscherlich E.A. 1949, *Budenkunde für Landwirte, Forstwirte und Gärtner*, Max Niemeyer Verlag, Berlin.
- Mitscherlich G., Mool W., 1970, *Untersuchungen über die Niederschlags- und Bodenfeuchtigkeitsverhältnisse in einigen Nadel- und Laubholzbeständen in der Nähe von Freiburg Br*, AFJZ, 141, s. 49–60.

- Molga M., 1950, *Śnieg w lesie*, Gaz. Obserw. PIHM, 1, s. 8–10.
- 1980, *Meteorologia rolnicza*, Wyd.V. PWRiL.
- Molchanov A.A., 1961, *Lies i klimat*, Izdat. Akad. Nauk SSSR Moskva.
- Motyka J., 1962, *Ekologia roślin*, PWRiL Warszawa.
- Mroczkiewicz L., 1952, *Podział Polski na krainy i dzielnice przyrodniczo-leśne*, Prace IBL, 80, s. 3–119.
- Myczkowski S., 1955, *Ekologia zespołów leśnych Tatr polskich ze szczególnym uwzględnieniem jej związku z pokrywą śnieżną*, Ochrona Przyrody, 23, s. 112–203.
- 1962, *Śnieg w życiu roślin tatrzańskich*, Wierchy, 31, s. 194–196.
- 1965, *Szata śnieżna leśnych ostępów*, Przyr. Polska, 9, s. 4.
- Nespiak A., 1959, *Studia nad udziałem grzybów kapeluszowych w zespołach leśnych na terenie Białowieckiego Parku narodowego*, Monogr. Bot., 8, s. 1–141.
- Niewrajew (Nevreaev) G.A., Czubukow (Chubukov) L.A. (red.), 1964, *Metodika izuczenija i schema opisanija klimata kurortow*, Minist. Zdrowochran.
- Nikołajew V.A., Kopył. 1986, *Sneżnyj pokrov v jużnym neczerenożemje*, [w:] K.F. Elkin (red.), *Fenologiceskie issledovannja v gosudarstvennych zapovednikach*, Alma – Ata, s. 127–128.
- Obregńska-Starkłowa B., 1968, *Pokrywa śnieżna we wschodniej części Gorców (Snow cover in the eastern part of Gorce Mts.)*, Zesz. Nauk. UJ, 122, Prace Geogr. 18, s. 27–51.
- Okołowicz W., Martyn D., 1968, *Próba kompleksowej regionalizacji klimatu Polski*, Prace i Studia IG UW – III Polsko-Czeskie Seminarium Geograficzne, s. 1–22.
- Okółow C., 1995, *Białowieża National Park*, Parki Narodowe i Rez. Przyr., 14. 1, s. 9–15.
- Olszewski J.L., Orzeł W., 1975, *Intercepcja opadowa buka i sosny w Bieszczadach*, Sylwan, 10, s. 45–53.
- Olszewski J.L., 1986, *Rola ekosystemów leśnych w modyfikacji klimatu lokalnego Puszczy Białowieckiej*, Prace habilitacyjne, Ossolineum.
- 1995, *Pokrywa śnieżna w lesie grądowym w Białowieckim Parku Narodowym*, Parki Narodowe i Rez. Przyr., 14, 4, s. 91–98.
- Olszewski J.L., Żarnowiecki G., 1992, *Pokrywa śnieżna w Białowieży*, Parki Narodowe i Rez. Przyr., 11. 2–3, s. 131–143.
- 1999, *Snow cover in a deciduous forest stand of the Białowieża National Park*, 42 Annual Symposium of the IAVS „Vegetation and Climate” July 26–30 1999. Bilbao Spain, s. 103.
- Olszewski J.L., Żarnowiecki G., Chodurek J., 1993, *Pokrywa śnieżna w partii szczytowej Łysogór według pomiarów na Świętym Krzyżu*, Studia Kieleckie 2/78, s. 25–32.
- Ott B., Uhlenbrook S., 2004, *Quantifying the impact of land-use changes at the event and seasonal time scale using a process-oriented catchment model*, Hydrol. And Earth Syst. Scienc., 8 (1), s. 62–78.
- Ott B., Uhlenbrode S., Leibundgut Ch., 2003, *Distributed modelling of evapotranspiration and interception in a mountainous catchment and*

- consequence for the water balance and hydrological variability*, Geoph. Res. Abstr., 5, 00403, Univ. of Freiburg.
- Paczos S., 1982, *Stosunki termiczne i śnieżne zim w Polsce*, Rozprawy habilitacyjne UMCS, Lublin.
- Paczoski J., 1930, *Lasy Białowieży*, Monografie naukowe nr 1, Państwowa Rada Ochrony Przyrody, Poznań.
- Pawłowski B., 1928, *Znaczenie pokrywy śnieżnej dla roślinności*, Czasopismo Przyrodnicze, 11, Łódź.
- 1956, *Flora Tatr*, t.1, PWN, Warszawa.
- 1972, *Zespoły wysokogórskie*, [w:] W. Szafer, K. Zarzycki (red.), *Szata roślinna Polski*, t. 1, s. 366–382, PWN, Warszawa.
- Piasecki J., 1995, *Pokrywa śnieżna na Szrenicy w latach 1960-1990 i klasyfikacja śnieżności zim*, Acta Univ. Wratisl., 1705, Prace Inst. Geogr., ser.C., Meteorologia i Klimatologia II, s. 5–21.
- Phillips J., 1926, *Rainfall interception by plants*, Nature, 118, s. 837–847.
- Pjawczenko N.I., Sabo E.D. 1962, *Osnovy hidrolesomielioracji*, Moskwa.
- Pomeroy J.W., Brun E., 2001, *Physical properties of snow*, [w:] H.G. Jones, J.W. Pomeroy, D.A. Walker, R. Hoham, *Snow Ecology*, Cambridge University Press, Cambridge UK, S. 45–126.
- Pomeroy J.W., Grey D.M., 1995, *Snow Accumulation, Relocation and Management*, NHRI Science Report, 7, National Hydrology Research Institute, Saskatoon.
- Pomeroy J.W., Schmidt R.A., 1993, *The use of fractal geometry in modelling intercepted snow accumulation and sublimation*, Proc. Eastern Snow Conf., 50. s. 1–10.
- Prończuk J., 1970, *Rolnicza ekologia roślin*, PWRiL, Warszawa.
- Prusinkiewicz Z., Kowalkowski A., 1964, *Studia gleboznawcze w Białowiejskim Parku Narodowym*, Roczn. Gleb., 15, s. 161–304.
- Puchalski T., Prusinkiewicz Z., 1990, *Ekologiczne podstawy siedliskoznawstwa leśnego*, PWRiL, Warszawa, s. 1–619.
- Regionalna Dyrekcja Lasów Państwowych w Białymstoku 2003, *Zagrożenia ze strony przyrody żywej i nieożywionej*, <http://www.bialystok.lasy.gov.pl>.
- Rahmanov W.W., 1956, *Zawisimost sniegotajania w liesu od charaktiera pogody*, [w:] *Snjeg i talyje wody*, s. 112–124.
- 1962, *Wodochrannaja rol liesow*, Gosljesumizdat, Moskwa.
- 1984, *Hidroklimaticzeskaja rol liesow*, Liesnaja promyszlnost, Moskwa.
- Rączkowska Z., Kozłowska A., 1999, *Pokrywa śnieżna a roślinność. Badania geoekologiczne w otoczeniu Kasprowego Wierchu*, Prace Geogr., 174, IGiPZ PAN, s. 81–89.
- Richter G.D., 1954, *Śnieżnyj pokrow i jewo rol w narodnom chozjajstve*, Priroda, 11, s. 24–32.
- Rogowoj P.P. 1954, *Hidrologiczeskaja rol liesow BSSR*, Trudy Instituta Liesa, 22, s. 45–53.
- Rubcow M.W., Djerjugin A.A., Salmina J.N., 1990, *Wodoreguliruszczaja rol tajeżnych liesow*, [red] Baszmakowa. Moskwa, Agropromizdat.
- Rutter A.J., 1963, *Studies in the water relations of pinus sylvestris in plantation*

- condition, measurements of rainfall and interception*, J. Ecol., 51, s. 191–203.
- Satterlund D.R., Haupt H.F., 1970, *The disposition of snow caught by conifer crowns*, Water resources, 6, s. 649–652.
- Schmidt R.A., Pomeroy J.W., 1990, *Bending of a conifer branch at subfreezing temperatures: implications for snow interception*, Can. J. Forest Res., 20, s. 1250–1253.
- Schmidt R.A., Gluns D.R., 1991, *Snowfall interception on branches of three conifer species*, Can. J. Forest Res., 21, s. 1262–1269.
- Schmidt R.A., Troendle C.A., 1992, *Sublimation of intercepted snow as a global source of water vapour*, Proc. Western Snow Conf., 60, s. 1–9.
- Shimano K., Musazawa T., 1998, *Effects of snow accumulation on survival of beech (Fagus crenata) seed*, Plant Ecology, 134 (2), s. 235–241.
- Sneath P.H.A., Sokal R.R., 1973, *Numerical taxonomy*, W.H. Freeman & Co, San Francisco.
- Snow Ecology, 2001, *An Interdisciplinary Examinations of Snow-Covered Ecosystems*, Edited by H.G. Jones, J.W. Pomeroy, D.A. Walker, R.W. Hoham. Cambridge University Press.
- Sokołowski A., 1962, *Grubość pokrywy śnieżnej i głębokość zamarzania gleby w zespołach leśnych Białowieskiego Parku Narodowego*, Ochr. Przyr., 28, s. 111–133.
- 1993, *Fitosocjologiczna charakterystyka zbiorowisk leśnych Białowieskiego Parku Narodowego*, Parki Nar. i Rez. Przyr., 12, s. 5–190.
- Sokołowski A.W., 1960, *Pokrywa śnieżna w lesie*, Gaz. Obserw. PIHM, 4, s. 10–12.
- Stanisz A., 1998, *Przystępny kurs statystyki w oparciu o program STATISTICA PL na przykładach z medycyny*, Kraków.
- STATISTICA PL. (WERSJA POLSKA) 1998, Polish Edition StatSoft Polska Kraków.
- Stoutjesdijk P., Barkman J.J., 1992, *Microclimate, vegetation and fauna*, Opuluss Press AB.
- Strobel T., 1978, *Schneeinterzeption in Fichten-Bestaenden in den Voralapen des Kantons Schwyz*, [w:] Proc. IUFRO Seminar on Mountain, Forests and Avalanches, Davos, Switzerland, s. 63–79.
- Subbotin A.I., 1966, *Stok tałych i doźdewnych wod*, Moskwa.
- Subbotin A.I., Woronkow N.A., Kożewnikowa S.A., Szompolowa W.A., 1971, *Wiessenyj stok z lesnych i bezlesnych wodosborow specjalizirowanych stancji i parnych basseinow mieźdurodnowo hidrologiczeskowo diesjatiljetia w lesnoj zonie ETS*, Obminsk.
- Suliński J., 1993, *Modelowanie bilansu wodnego w wymianie między atmosferą, drzewostanem i gruntem przy użyciu kryteriów ekologicznych*, Zesz. Nauk. AR im. Hugona Kołłątaja w Krakowie, Rozpr. Habilit., 179, Kraków.
- Szafer W., 1988, *Geobotaniczny podział Polski*, [w:] J. Kondracki, *Geografia fizyczna Polski*, PWN, Warszawa.
- Szennikow A. 1952, *Ekologia roślin*, PWRiL.
- Szymański S., 2001, *Ekologiczne podstawy hodowli lasu. Poradnik leśniczego*, PWRiL, Warszawa.

- Tomanek J. 1967, *Badania nad kształtowaniem się pokrywy śnieżnej w zespołach leśnych Białowieskiego Parku Narodowego*, Przegl. Geofiz., 12, 3–4, s. 223–237.
- 1963, *Meteorologia i klimatologia dla leśników*, Wyd. IV., Warszawa.
- Trampler T., Kliczkowska A., Dmyterko E., Sierpinska A., 1990, *Regionalizacja przyrodniczo-leśna*, PWRiL, Warszawa.
- Turner H., Tranquilini W., 1961, *Die Strahlungsverhältnisse und ihr Einfluss auf die Photosynthese der Pflanzen*, Mitt. Forstl. Bundesversuchsanst. Mariabrunn 59, s. 69–104.
- Uemura S., 1989, *Snowcover as a factor controlling the dostrubution and speciation of forest plants*, Vegetatio, 82, s. 127–137.
- Walker D.A., Halfpenny J.C., Walker M.D., Wessman C., 1993, *Long-term studies of snow-vegetation interactions*, BioSci., 43, s. 287–301.
- Walter H., 1968, *Die Vegetation der Erde in öko-physiologischer Betrachtung*, BD. II: Die gemäßigten und arktischen Zonen, Jena, Stuttgart.
- Warenberg K., 1982, *Reindeer forage plants in the early grazing season*, Acta Phytogeogr. Suec. 70, s. 1–71.
- Watała C., 2002, *Biostatystyka – wykorzystanie metod statystycznych w pracy badawczej w naukach biomedycznych*, Alfa medica press, Bielsko-Biała.
- Wiszniewski W., Chełchowski W., 1975, *Charakterystyka klimatu i regionizacja klimatologiczna Polski*, WKiŁ, Warszawa.
- Witkiewicz W.I., 1966, *Sielskohoziajtswiennaja meteorologia*, Moskwa.
- Włoczewski T., 1972, *Dynamika rozwoju drzewostanów w oddziale 319 Białowieskiego Parku Narodowego*, Folia Forestalia A, 20.
- Woronkow N.A., 1976, *Elementy wodnowo balansu lasa w zawisimosti od poczwienno-gruntowych usłowij i porodnowo sostawa nasaźdienii*, Landszajt i Wody-Moskwa: Mysł., s. 122–134.
- Yarnal B., 1993, *Synoptic Climatology in Environmental Analysis*, Belhaven Press, London.
- Zasady hodowlane*, 1969, PWRiL, Warszawa.
- Zasady hodowli lasu*, 1979/80, PWRiL, Warszawa.
- Żarnowiecki G., 1991, *Wpływ ekosystemów leśnych na wilgotność względną powietrza w Białowieskim Parku Narodowym*, praca doktorska wykonana w Białowieskiej Stacji Geobotanicznej UW, Białowieża – Kielce.
- 1994, *Ocena stosunków wilgotnościowych powietrza w zbiorowiskach leśnych*, Przegl. Geofiz., 39, 2, s. 179–184.
- 1995, *The effect of forest ecosystems on the relative air humidity in Białowieża National Park*, Phytocoenosis, 7, N.S. Archiv. Geobot., 5, s. 15–24.
- 1999, *Wpływ pokrywy śnieżnej na rozwój runa zbiorowisk grądowych w Białowieskim Parku Narodowym*, [w:] E. Feliksik (red.), *Klimatyczne uwarunkowania życia lasu*, Konf. Nauk., Zakopane 21–22 maja 1999, s. 211–220.
- 2000/2001, *O pomiarach pokrywy śnieżnej w Białowieskim Parku Narodowym*, Annales UMCS Lublin – Polonia, sec. B, vol. LV/LVI, 48, s. 407–411.
- 2001, *Związek zanikania pokrywy śnieżnej z rozwojem runa w zbiorowiskach grądowych Puszczy Białowieskiej*, Przegląd Naukowy Wydz. Inż. i Kształt. Środ., SGGW w Warszawie, 21, s. 109–115.

- 2002, *Wpływ lasu grądowego na czas zalegania i grubość pokrywy śnieżnej w Białowieskim Parku Narodowym*, [w:] B. Osuch (red.), *Las i Woda*, Czasopismo Techniczne, Inżynieria Środowiska, 4, 99, Wyd. Politechniki Krakowskiej, s. 133–134.
- 2005, *Wpływ pokrywy śnieżnej na początek i czas trwania wegetacji zbiorowisk grądowych w Białowieskim Parku Narodowym*, [w:] M. Strzyż, A. Świercz (red.), *Środowisko przyrodnicze jako przedmiot badań interdyscyplinarnych: teoria i praktyka*, Ogólnopolska Konferencja Naukowa Busko-Zdrój–Pińczów 2–4 czerwiec 2005, s. 218–219.

THE RELATIONSHIPS BETWEEN SNOW COVER AND VEGETATION ON EXAMPLE OF OAK-LINDEN-HORNBEAM COMMUNITIES IN THE BIAŁOWIEŻA NATIONAL PARK

Summary

The work is an attempt to trace interdependence between the distribution and disappearance of the snow cover in oak-linden-hornbeam forest communities and the beginning of the vegetative period.

The main problem of this study was to determine whether the differentiation of *Tilio-Carpinetum* into lower-level phytosociological units (i.e. sub-associations) also finds corresponding expression as regards the differentiation of microclimatic (especially snow cover) and phenological phenomena. Oak-linden-hornbeam forest has been recognised as the most suitable study object allowing for verification of the hypothesis. Speaking for the choice of this community is its zonal character, ubiquitousness and good state of preservation in the Białowieża Primeval Forest, and its marked local variability and differentiation.

The following main question problems were taken into account:

Does individual sub-association has distinctive features in respect of seasonal course of snow cover?

What is the role of the tree crown canopy and its structure in snow cover variability?

What is the significance of weather conditions in the rate of snow disappearing of individual sub-associations ?

What are the relationships between term of disappearance of snow cover (spring) and the onset and development of herb layer ?

Does the date of complete disappearance of the snow cover exert relationship with the onset of canopy closure and the period of full foliage ?

Basic investigations of the snow cover in the forest were performed on a system of permanent study areas in the Białowieża National Park located to the north of the Orłówka stream (fig. 3). The four plots were set out in the single most extensive biochore of oak-linden-hornbeam forest. It encompasses four sub-associations of *Tilio-Carpinetum*:

No. 36: moist forest with *Corydalis cava* in the herb layer, *Tilio-Carpinetum corydaletosum*;

No. 37: moist forest with *Stachys sylvatica* in the herb layer, *Tilio-Carpinetum stachyetosum*;

No. 38: fresh forest of typical species composition, *Tilio-Carpinetum typicum*;

No. 39: fresh forest with *Calamagrostis arundinacea* in the herb layer, *Tilio-Carpinetum calamagrostietosum*.

All the plots have the same installations and were utilized to the same methods. Each plot comprises: an observation plot in the shape of an elongated rectangle, that is a transect 50 x 2 m, divided into 25 squares with 2 m sides. Permanent snow gauges in the number of 25 on each plot were placed on one line (fig. 6). Besides thickness of snow cover (cm) snow covering (%) and covering of square with herb layer (%) during vegetation season were measured too. At both ends of the plot, microclimatic stations were established (2 m above the ground) where extreme temperature was measured, additionally at a height also at 2 m temperature and air moisture were continuously recorded. In the vegetation season observations was made on tree development, changes in vegetation cover in the particular phytocenosis layers. All snowy and phonological observations are carried out throughout the year at 5-day intervals at fixed days (73 times in the year) in the period 1963/64 – 1987/88. Meteorological station in Białowieża was treated as open area and reference point.

The consecutive phases to the development of canopy cover – as augmented by information on the presence or absence snow cover – also became a basis for dividing the year into the following ecoclimatic periods:

1. The post-snow period,
2. The period of canopy closure (foliage development),
3. The period of full foliage,
4. The period of canopy disintegration (foliage retreat and leaf-fall),
5. The pre-snow period
6. The snow period (with permanent snow cover).

Variability of all ecoclimatic periods and dates of beginning are presented in table 3 and figures 12–15.

Mean thickness of the snow cover for winter season was from 9,8 (*T-C typicum*) to 11,5 cm (*T-C corydaletosum*) in the forest communities and 11,7 cm in open area (fig. 16). Small differences may be explained by longer period with snow in the forest stands (fig. 17). In the open area the term of complete disappearance of snow cover occurred 7–12,4 days earlier than in *Tilio-Carpinetum* communities (fig. 27). From the beginning of winter to March, thickness of the snow cover is greater in the open than in the forest, while in the rest of winter the snow cover in the forest showing greater thickness (fig. 19). The period of increasing snow cover thickness is twice longer than period of its decreasing (tab. 5). It was found that in open area the maximum thickness of the snow cover occurred 5 day earlier than in the forest stands (fig. 19). The snow cover thickness and its duration are largely dependent on the density of the tree crown canopy and existence of spruce.

It was found that in each all sub-associations of *Tilio-Carpinetum*, settlement of the snow cover towards the end of winter and then its melting and exposure of the soil occur usually on the same sites (fig. 28). Index of regularity of snow cover disappearing was calculated. The steadiest conditions in respect of snow melting were in *T-C calamagrostietosum* (3,49) and the greatest irregularity was found for *T-C stachyetosum* (5,14). The snow cover on the bottom of the deciduous forest stand

vanished earliest in those places where it was the thinnest. It was the only factor that determined the order of exposing the surface of the soil. This order was not the same every winter.

There is significant correlation between the increases of snow cover thickness in the forest stand and in open area. This correlation is smaller for the decreases thickness but also significant. In every winter season, the thickness of snow cover decreased more slowly in deciduous forest stand than in open area. The changes of increases and decreases of snow cover thickness in the forest stand in relation to the open area were not strong connected with changes of density of tree crown canopy (fig. 24).

Impact of canopy closure on snow cover is more pronounced in slowing down of melting (period of decreasing thickness) than in snow interception (period of increasing thickness). Interception efficiency linked to Mitscherlich ecology rule of increasing limited (fig. 25). The average snow interception ranges from 23% in *T-C typicum* to 34% in *T-C calamagrostietosum*.

The greatest difference of the last day with snow cover between forest community and open area was found with respect to *T-C calamagrostietosum* (12,4 days) and was statistically significant (fig. 27).

The greatest differentiation of oak-linden-hornbeam communities in respect of snow cover decreasing was during “warm weather” and “slight frost windless sunny weather” Cloudiness, wind velocity and length of day did not affect on dimension of these differences. Regardless of the class weather (frost, slight frost, warm) each sub-associate of *Tilio-Carpinetum* reveals individual features of snow cover thickness decreasing. The sequence in respect of decreases (from greatest to smallest) is always the same: *T-C stachyetosum*, *T-C corydaletosum*, *T-C typicum*, *T-C calamagrostietosum* (fig. 34–35).

The study is also concerned with the relation between the time of snow cover disappearance and the growth rate of herb layer in deciduous forest stands. It was found that the beginning of the vegetative period of herb layer is strong connected with the time of snow cover disappearance. Index of compatibility W “early disappearance of snow cover – early herb layer development” was created (tab.7). The ground vegetation appeared first in those places where only just the snow cover disappeared. The later snow cover disappeared in early spring the shorter vegetation period of herb layer. This rule was especially pronounced in *T-C corydaletosum* (fig. 40). Correlation between the term of last day of snow cover and proportion of herb layer cover diminishes as the time goes by (fig. 41). The date of maximum extent of herb layer is not connected with the date of last day with snow cover (tab. 8). The differences in the herb layer cover on the control areas were greater than those observed in snow cover during the time of its disappearance. The study confirmed that snow cover and maximum temperature in post-snowy season is important ecological factor modifies the vegetation period of herb layer (tab. 9-10).

The late snow cover disappears the late onset canopy closure occurs in all *Tilio-Carpinetum* sub-associations. However this rule concerns only prolonged snow periods, because the term of stable snow cover occurs later the post-snowy period lasts shorter. The onset of canopy closure is more effected by term of the last slight-frost than date of the end of snow period. Late disappearance of snow cover shortens a little of the period of full foliage especially in *T-C typicum* and *T-C calamagrostietosum*. Duration of snow season and date its end as well do not effect on all time of foliage

period (canopy closure, full foliage and foliage retreat) of all *Tilio-Carpinetum* sub-associations (tab. 11-12). Total effect of the end snow period and the air maximum temperature in post snow season is most pronounced in *T-C corydaletosum* (fig 45, tab. 13).

The differentiation of particular sub-associations from the point of view of the snow cover link to differentiation with respect to spatial structure of tree stands and phenology (ecoclimatic periods) (fig. 46, 49, 51).

The role of snow cover as ecology factor that modifies the beginning of vegetation manifests in greater degree with respect to herb layer than tree stand. The analysis has shown that this role is most pronounced in very snow winter seasons. Maximum air temperature after the last spring slight frost is very important too.

Translated by Author

Adres autora:

Grzegorz Żarnowiecki

Zakład Meteorologii i Bioklimatologii, Instytut Geografii,

Uniwersytet Humanistyczno-Przyrodniczy im. Jana Kochanowskiego

w Kielcach,

ul. Świętokrzyska 15, 25–369 Kielce

E.mail: gzarn@pu.kielce.pl

PODZIĘKOWANIA

Czując głęboki szacunek dla Pana prof. dr. hab. Janusza Bogdana Falińskiego, wyrażam ogromną wdzięczność za inicjatywę podjęcia tych badań, udostępnienie cennego materiału obserwacyjnego, zawsze życzliwą pomoc, konsultacje i gościnność w Białowieskiej Stacji Geobotanicznej Uniwersytetu Warszawskiego.

Panu prof. dr. hab. Janowi Markowi Wójcikowi – kierownikowi Zakładu Badania Ssaków Polskiej Akademii Nauk w Białowieży oraz Pani prof. dr hab. Bogumile Jędrzejewskiej z tej placówki dziękuję za udostępnienie materiałów obserwacyjnych stacji meteorologicznej Białowieża.

Długoletnim pracownikom Białowieskiej Stacji Geobotanicznej Panu Włodzimierzowi Wojciukowi i Panu Romanowi Wołkowickiemu wyrażam wdzięczność za wytrwałe i sumienne wykonywanie żmudnych obserwacji meteorologicznych i fenologicznych na powierzchniach badawczych. Wzorowym obserwatorem obsługującym wtedy Stację Meteorologiczną PIHM był Pan Sergiusz Buszko, pracownik białowieskiej filii Instytutu Badawczego Leśnictwa.

Panu dr hab. prof. Akademii Świętokrzyskiej Jerzemu Leszkowi Olszewskiemu, kierownikowi Zakładu Meteorologii i Bioklimatologii Instytutu Geografii – mojej macierzystej placówki – dziękuję za słowa zachęty i krytyczne przejrzenie maszynopisu. Pani mgr Wiesławie Przybył z tego Zakładu dziękuję za pomoc w pracach technicznych i organizacyjnych..

Bardzo serdecznie dziękuję Panu Prof. zw. dr hab. Krzysztofowi Błażejczykowi za krytyczne przejrzenie maszynopisu pracy, cenne uwagi metodyczne i merytoryczne oraz zawsze życzliwe przyjmowanie mnie na konsultacje w Zakładzie Geoekologii i Klimatologii IG i PZ PAN w Warszawie.

Szczególne słowa wdzięczności wyrażam mojej żonie Joannie za stałe duchowe wsparcie, słowa otuchy, cierpliwość, a także pomoc w pracach technicznych. Z najgłębszym szacunkiem i wdzięcznością wspominam moich Rodziców, Władysławę i Lecha Bartosik, którym zawdzięczam wykształcenie i wiarę w sens wyrzeczeń, jakich wymaga praca naukowa.

Grzegorz Żarnowiecki

Zał. 1. Kompozycja gatunkowa i zachowanie się gatunków w 4 podzespołach grądu (36 – niskim kokoryczowym, 37 – niskim czyścowym, 38 – typowym, 39 – wysokim trzcinnikowym) w latach 1964–1988

Ann.1. Species composition and behaviour in four sub-associations of oak-linden-hornbeam (36 – *T-C corydaletosum*, 37 – *T-C stachyetosum*, 38 – *T-C typicum*, 39 – *T-C calamagrostietosum*) in 1964–1988. (Źródło – Source: Faliński 2001)

36

Tilio-Carpinetum corydaletosum

	1964	'65	'66	'67	'68	'69	'70	'71	'72	'73	'74	'75	'76	'77	'78	'79	'80	'81	'82	'83	'84	'85	'86	'87	'88
Flower herbs and shrubs:																									
Allium ursinum	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Corydalis cava	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Corydalis solida	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Isopyrum thalictroides	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Anemone ranuncul.	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Anemone nemorosa	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Hepatica nobilis	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Lathyrus vernus	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Lamium galeob.	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Ranunculus lanugin.	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Polygonatum multifl.	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Sanicula europaea	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Oxalis acetosella	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Circaea alpina	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Pulmonaria obscura	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Chrysosplenium altern.	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Viola riviniana	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Viola reichenbachiana	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Impatiens noli-tangere	○	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Mercurialis perennis	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Milium effusum	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Glechoma hirsuta	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Crepis paludosa	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Galium odoratum	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Dentaria bulbifera	○	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Lathraea squamaria	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Stellaria holostea	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Paris quadrifolia	○	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Ranunculus casubicus	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Mochlonia trinervia	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Daphne mezereum	●	●	○	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Stellaria nemorum	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Asarum europaeum	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Carex pilosa	●	●	○	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Geum urbanum	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Gagea lutea	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Stachys sylvatica	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Aegopodium podagr.	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Ajuga reptans	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Urtica dioica	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Adoxa moschatellina	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Cardamine impatiens	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Geranium robertianum	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Cardamine amara	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Ranunculus ficaria	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Taraxacum officinale	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Ranunculus repens	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Gagea minima	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Pteridophytes:																									
Equisetum pratense	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Dryopteris filix-mas	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Dryopteris carthusiana	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Athyrium filix-femina	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Woody plant seedlings and saplings:																									
Corylus avellana																									
Fraxinus excelsior																									
Ulmus glabra																									
Ulmus minor																									
Tilia cordata																									
Acer platanoides																									
Quercus robur																									
Sorbus aucuparia																									
Carpinus betulus																									
Picea abies																									
Number of species	51	52	52	51	53	54	54	53	54	54	55	56	55	55	55	53	55	56	55	56	56	56	59	59	59
- in reprod. phases.	30	37	35	33	27	31	36	38	29	35	29	30	33	34	37	33	38	36	36	34	29	38	31	38	35

— obecny

● reprodukcja generatywna; wszystkie fazy

● tylko kwitnienie

○ tylko pączkowanie

● tylko kwiaty kleistogamiczne

/ reprodukcja nie objęta obserwacją

37

Tilio-Carpinetum stachyetosum

	1964	'65	'66	'67	'68	'69	'70	'71	'72	'73	'74	'75	'76	'77	'78	'79	'80	'81	'82	'83	'84	'85	'86	'87	'88
Flower herbs and shrubs																									
<i>Anemone nemorosa</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Hepatica nobilis</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Lathyrus vernus</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Lamium galeobdolon</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Galium odoratum</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Viola reichenbachiana</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Viola riviniana</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Urtica dioica</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Oxalis acetosella</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Geranium robertianum</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Daphne mezereum</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Milium effusum</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Ranunculus lanuginosus</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Stellaria holostea</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Maianthemum bifolium</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Myosotis muralis</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Impatiens noli-tangere</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Dentaria bulbifera</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Pulmonaria obscura</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Geum urbanum</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Veronica chamaedrys</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Meshingia trinervia</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Stellaria nemorum</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Stachys sylvatica</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Aegopodium podagraria</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Poa nemoralis</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Rubus idaeus</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Circaea alpina</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Fragaria vesca</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Epilobium montanum</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Deschampsia cespitosa</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Galopsis tetrahit</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Lapsana communis</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Adoxa moschatellina</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Carex digitata</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Chrysosplenium alternif.</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Ranunculus ficaria</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Cardamine hirsuta</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Circaea lutetiana</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Juncus effusus</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Festuca gigantea</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Luzula pilosa</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Juncus filiformis</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Carex sylvatica</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Carex leporina</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Luzula multiflora</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Rubus saxatilis</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Taraxacum officinale</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Calamagrostis arundin.</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Carex remota</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Dactylis glomerata</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Glechoma hederacea</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Epilobium angustifolium</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Trifolium sp.</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Allium ursinum</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Pteridophytes:																									
<i>Equisetum pratense</i>	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
<i>Gymnocarpium dryopt.</i>	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
<i>Dryopteris filix-mas</i>	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
<i>Dryopteris carthusiana</i>	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
<i>Athyrium filix-femina</i>	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
<i>Dryopteris dilatata</i>	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Woody plant seedlings and saplings:																									
<i>Corylus avellana</i>																									
<i>Quercus robur</i>																									
<i>Tilia cordata</i>																									
<i>Ulmus glabra</i>																									
<i>Acer platanoides</i>																									
<i>Carpinus betulus</i>																									
<i>Populus tremula</i>																									
<i>Salix aurita</i>																									
<i>Picea abies</i>																									
Number of species	41	45	45	46	45	45	46	46	45	46	46	45	44	44											

	1964	'65	'66	'67	'68	'69	'70	'71	'72	'73	'74	'75	'76	'77	'78	'79	'80	'81	'82	'83	'84	'85	'86	'87	'88
Flower herbs and shrubs:																									
Anemone nemorosa	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Hepatica nobilis	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Lamium galeobdolon	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Galium odoratum	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Ranunculus lanuginosus	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Myosotis muralis	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Viola reichenbachiana	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Viola riviniana	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Maianthemum bifolium	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Oxalis acetosella	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Stellaria holostea	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Brachypodium sylvaticum	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Dentaria bulbifera	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Sanicula europaea	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	○	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	○	●	○	●
Festuca altissima	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	○	●	●	●	●
Milium effusum	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Carex pilosa	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Polygonatum multiflorum	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	○	●	●	●	●	●	○	●	●	●	●
Urtica dioica	●	●	●	●	●	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Calamagrostis arundin.						○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Rubus saxatilis															○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Rubus idaeus															○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Carex digitata	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Platanthera bifolia		○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Daphne mezereum																									
Geum urbanum									○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Moehringia trinervia	●	●	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Luzula pilosa				○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Ajuga reptans																									
Geranium robertianum	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Festuca gigantea	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Pulmonaria obscura	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	○	○	○	○	○	○
Fragaria vesca	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Veronica chamaedrys	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Lathraea squamaria	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Circaea alpina	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Galeopsis tetrahit																									
Impatiens noli-tangere																									
Cardamine hirsuta																									
Paris quadrifolia																									
Poa nemoralis																									
Lapsana communis																									
Cardamine amara																									
Adoxa moschatellina																									
Glechoma hederacea																									
Cardamine impatiens																									
Chrysosplenium alternif.																									
Stachys sylvatica																									
Allium ursinum																									
Epilobium angustifolium																									
Carex remota																									
Cirsium arvense																									
Stellaria nemorum																									
Pteridophytes:																									
Gymnocarpium dryopt.	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Dryopteris carthusiana	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Pteridium aquilinum	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Woody plant seedlings and saplings:																									
Corylus avellana																									
Carpinus betulus																									
Tilia cordata																									
Acer platanoides																									
Quercus robur																									
Picea abies																									
Sorbus aucuparia																									
Ulmus glabra																									
Populus tremula																									
Fraxinus excelsior																									
Salix aurita																									
Number of species	44	48	48	48	47	45	48	49	46	44	45	49	48	52	52	47	44	44	48	45	46	55	59	62	61
- in reprod. phases.	23	22	24	26	22	22	26	29	22	26	17	24	24	29	31	23	24	26	28	26	24	28	30	37	37

— obecny

● reprodukcja generatywna; wszystkie fazy

○ tylko kwitnienie

○ tylko pączkowanie

● tylko kwiaty kleistogamiczne

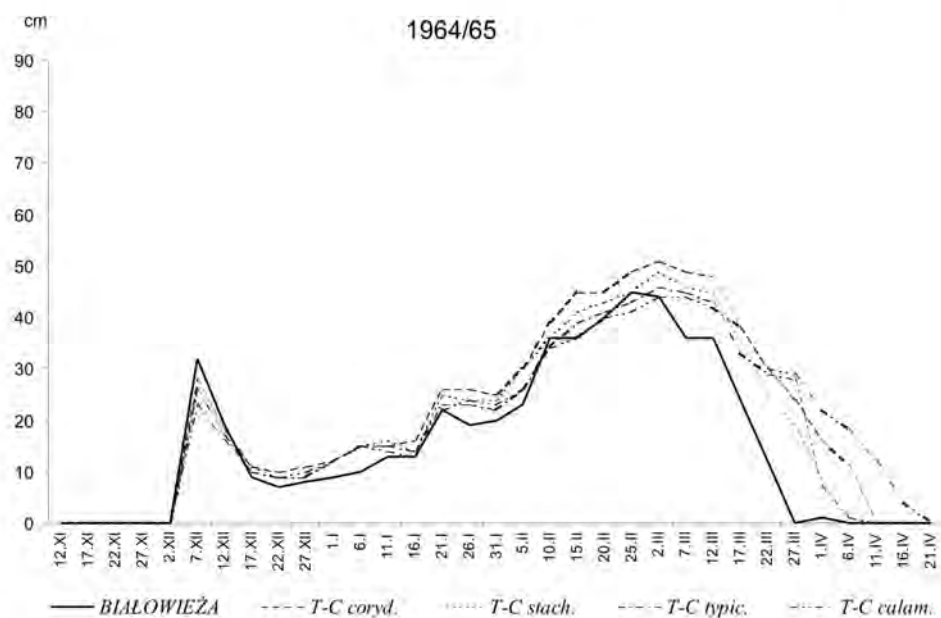
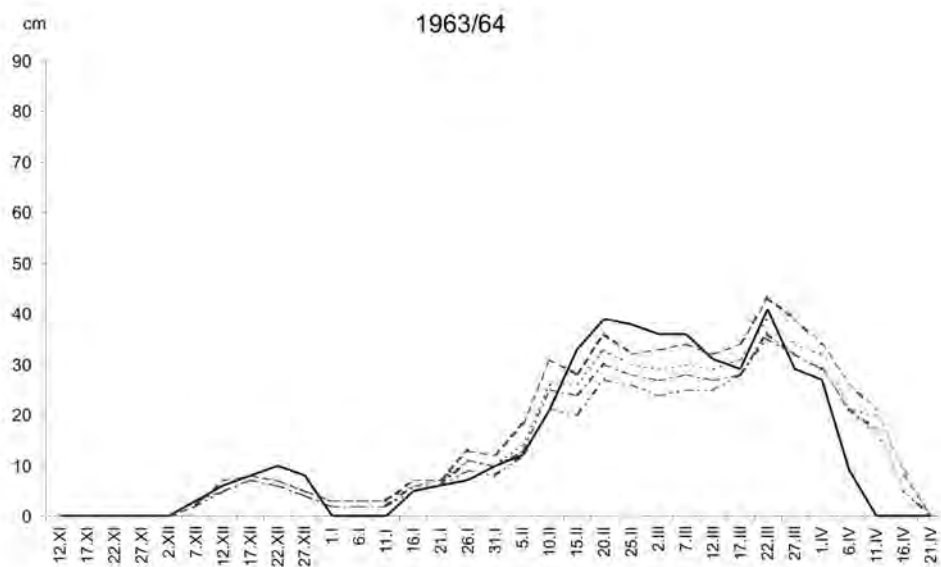
/ reprodukcja nie objęta obserwacją

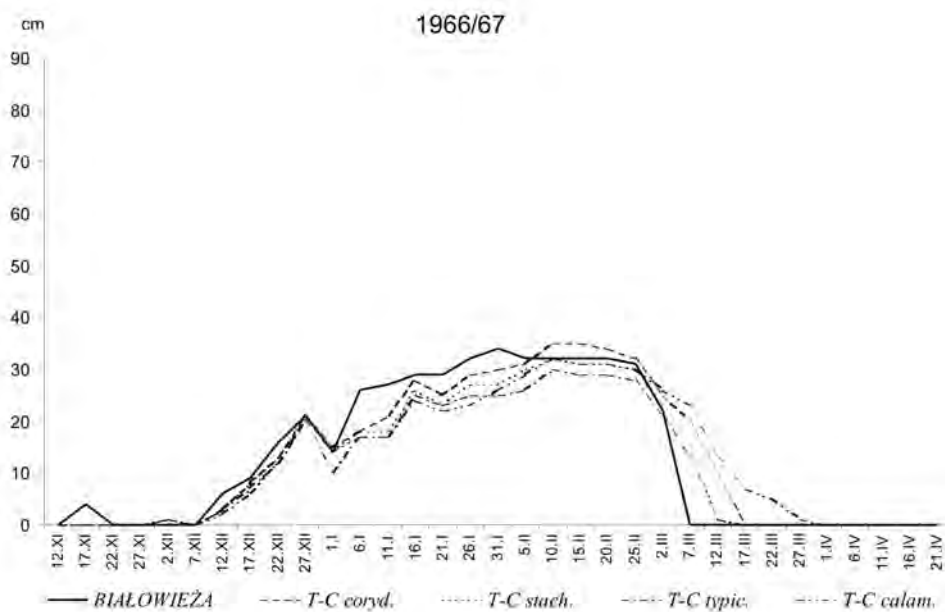
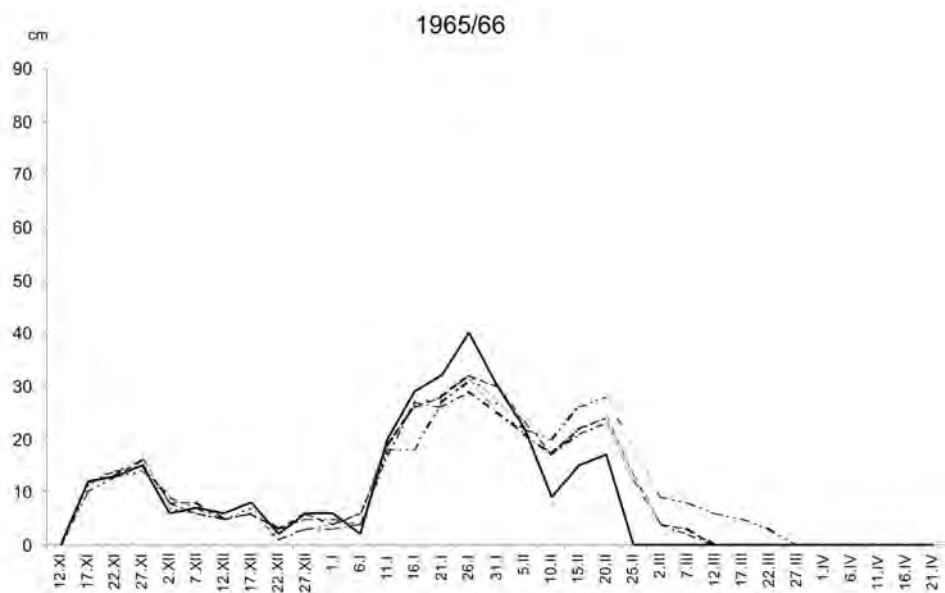
Zał. 2. Zwarcie warstwy drzew i podszytu w podzespołach grądowych w sezonach zimowych okresu 1963/64–1987/88
 Ann. 2. Covering of tree and shrub layer in four sub-associations of oak-linden-hornbeam during winter seasons in 1963/64–1987/88

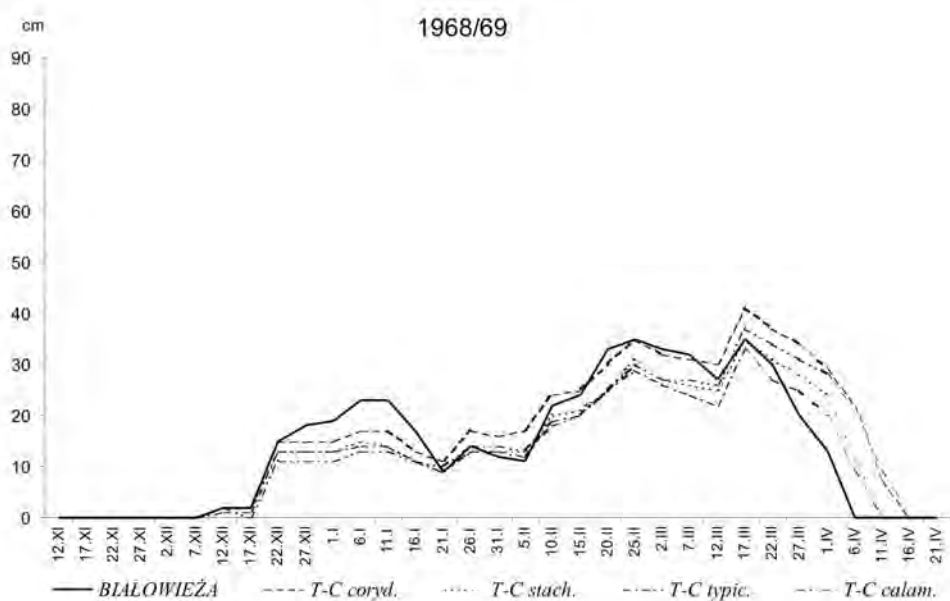
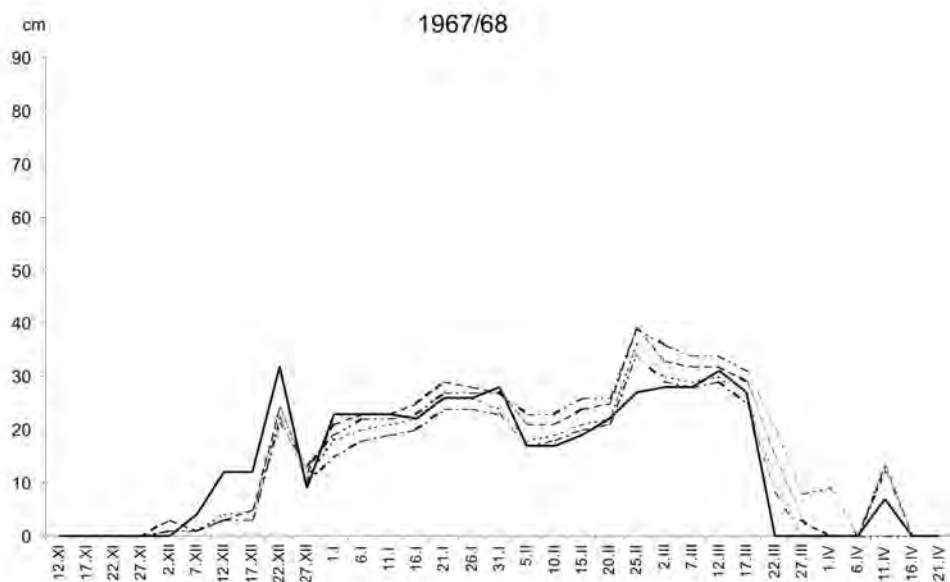
Zbiorowisko	<i>T-C coryd.</i>	<i>T-C coryd.</i>	<i>T-C coryd.</i>	<i>T-C stach.</i>	<i>T-C stach.</i>	<i>T-C stach.</i>	<i>T-C typic.</i>	<i>T-C typic.</i>	<i>T-C typic.</i>	<i>T-C calam.</i>	<i>T-C calam.</i>	<i>T-C calam.</i>
warstwa	drzewa	podszyt	łącznie	drzewa	podszyt	łącznie	drzewa	podszyt	łącznie	drzewa	podszyt	łącznie
63/64	60	30	90	50	10	60	50	10	60	60	10	70
64/65	60	30	90	50	10	60	50	10	60	60	10	70
65/66	50	30	80	50	10	60	50	10	60	60	10	70
66/67	50	10	60	50	10	60	50	10	60	60	10	70
67/68	50	10	60	50	10	60	50	10	60	60	10	70
68/69	50	10	60	50	10	60	50	10	60	60	10	70
69/70	50	10	60	50	10	60	50	10	60	60	10	70
70/71	50	10	60	50	10	60	50	10	60	60	10	70
71/72	50	10	60	50	10	60	50	10	60	60	10	70
72/73	50	10	60	50	10	60	50	10	60	60	10	70
73/74	50	10	60	50	10	60	50	10	60	60	10	70
74/75	50	10	60	50	10	60	50	10	60	60	10	70
75/76	50	10	60	50	10	60	50	10	60	60	10	70
76/77	40	10	50	40	10	50	40	10	50	50	10	60
77/78	40	10	50	40	10	50	40	10	50	50	10	60
78/79	40	10	50	40	10	50	40	10	50	50	10	60
79/80	30	10	40	30	10	40	30	10	40	40	10	50
80/81	30	10	40	30	10	40	30	10	40	40	10	50
81/82	30	10	40	20	10	30	30	10	40	40	10	50
82/83	30	10	40	20	10	30	30	10	40	40	10	50
83/84	30	10	40	20	10	30	30	10	40	40	10	50
84/85	30	10	40	20	10	30	30	10	40	40	10	50
85/86	30	10	40	20	10	30	30	10	40	40	10	50
86/87	30	20	50	20	10	30	30	20	50	40	20	60
87/88	30	20	50	20	10	30	30	20	50	40	20	60
Średnia	42,4	13,2	55,6	38,8	10,0	48,8	41,6	10,8	52,4	51,6	10,8	62,4

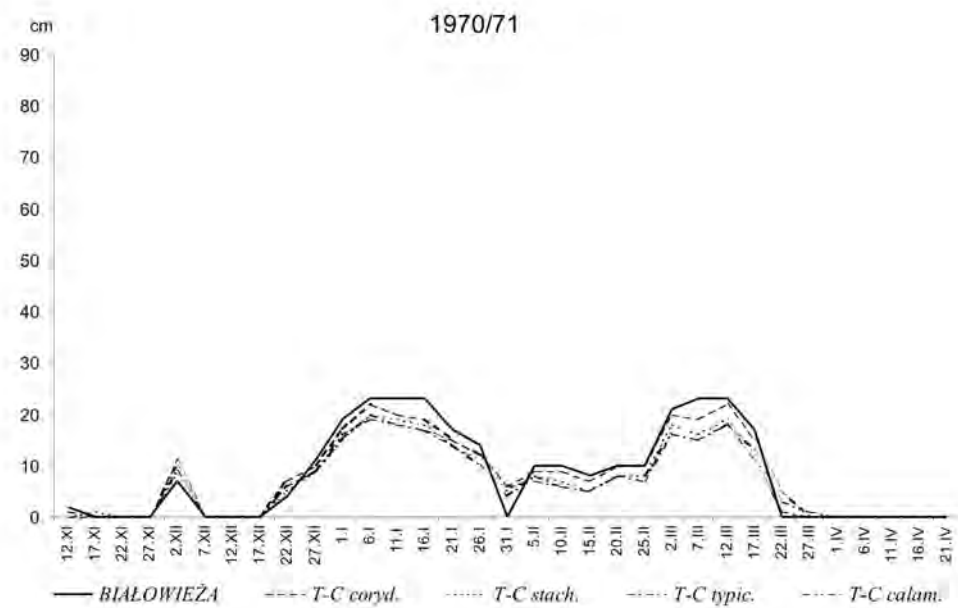
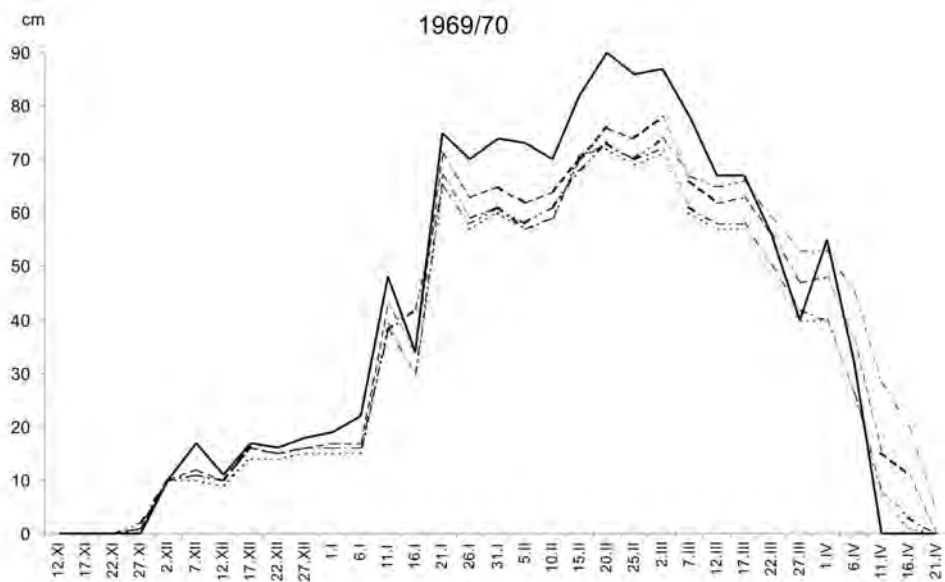
Załącznik 3. Sezonowe przebiegi grubości pokrywy śnieżnej w poszczególnych sezonach zimowych w okresie 1963/64–1987/88 na polu (Białowieża) i w podzespołach grądowych

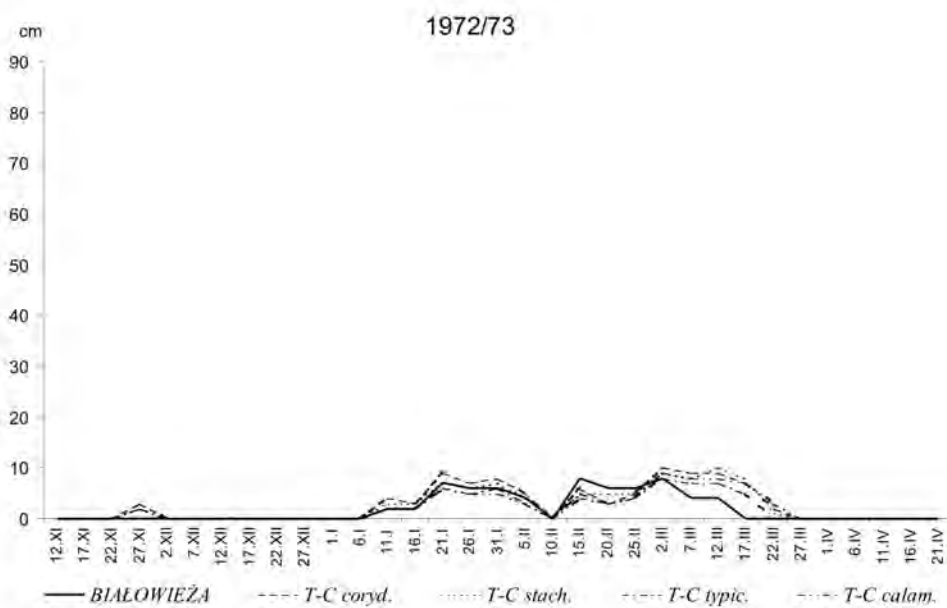
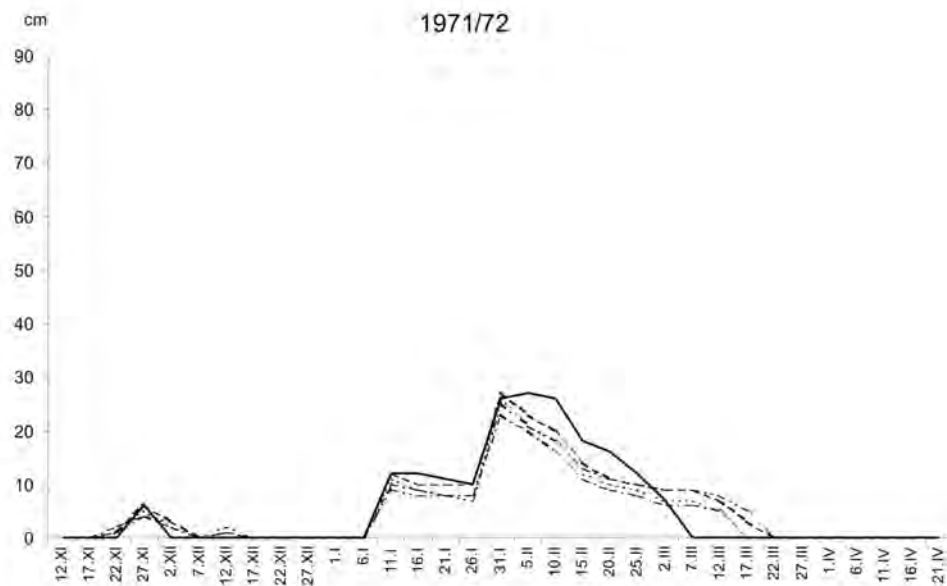
Ann. 3. Seasonal courses of snow cover thickness in particular winter seasons in the period 1963/64–1987/88 in open area (Białowieża) and sub-associations of oak-linden-hornbeam forest.

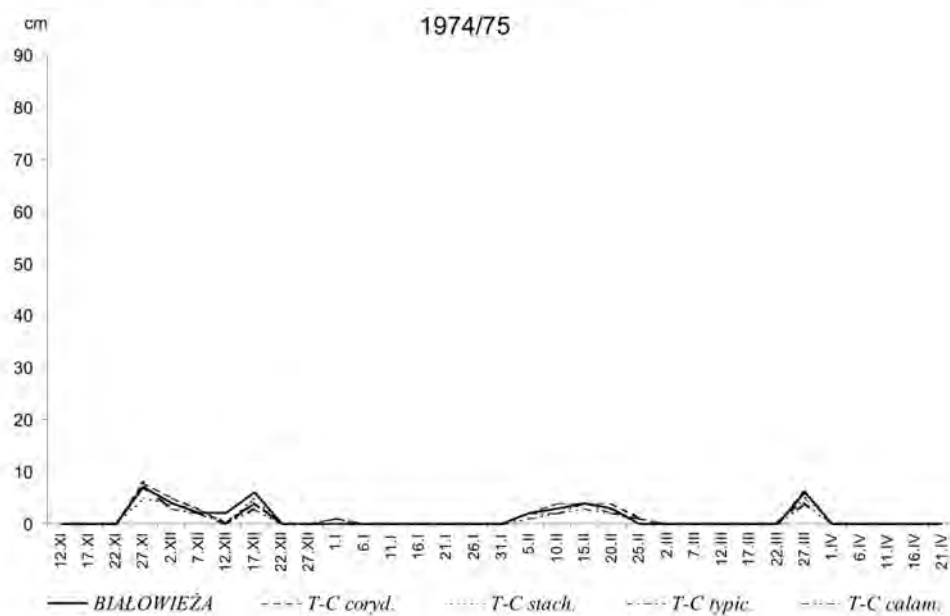
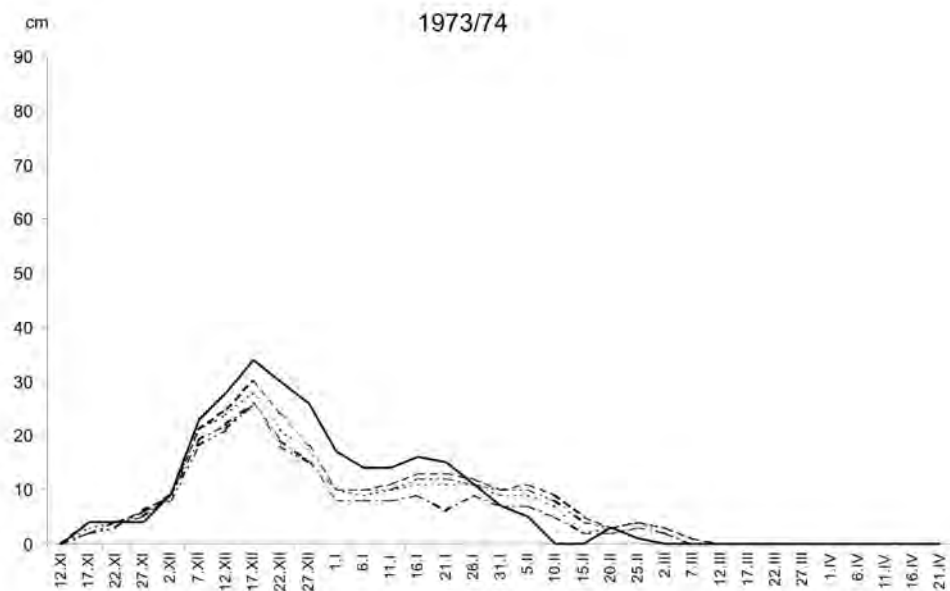


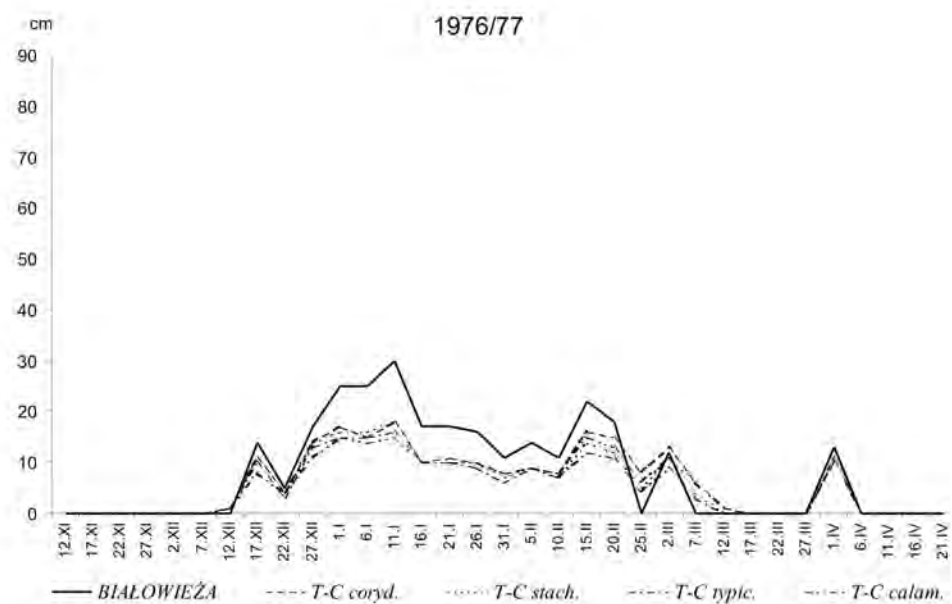
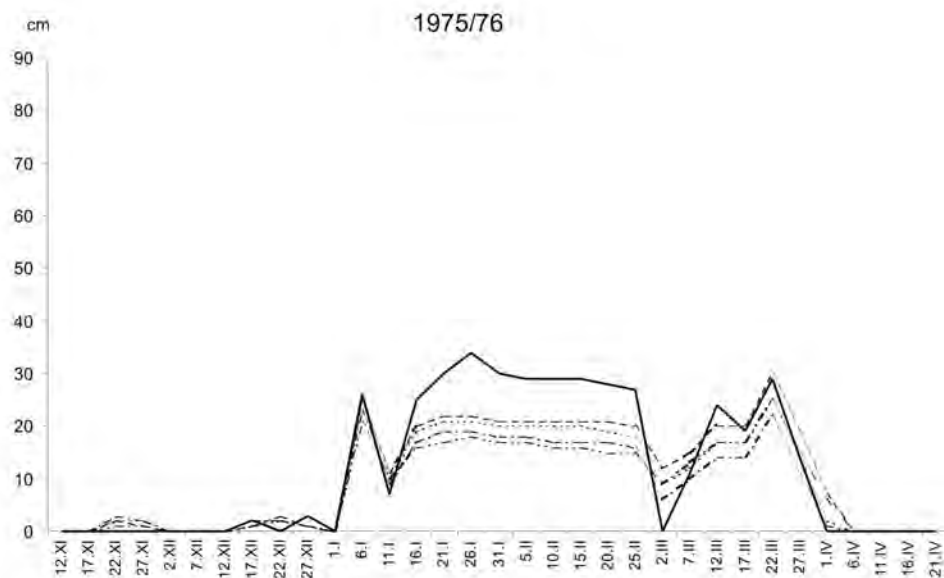


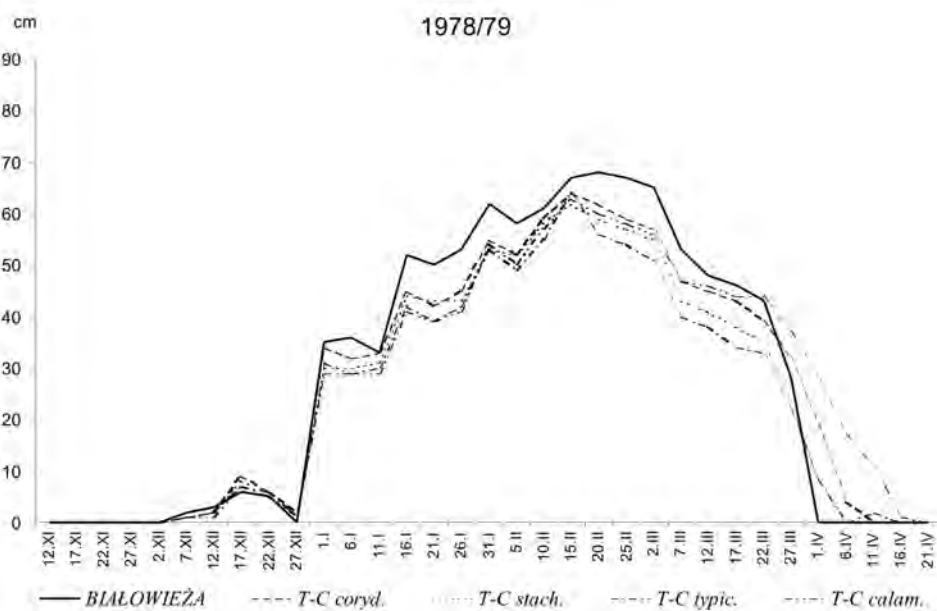
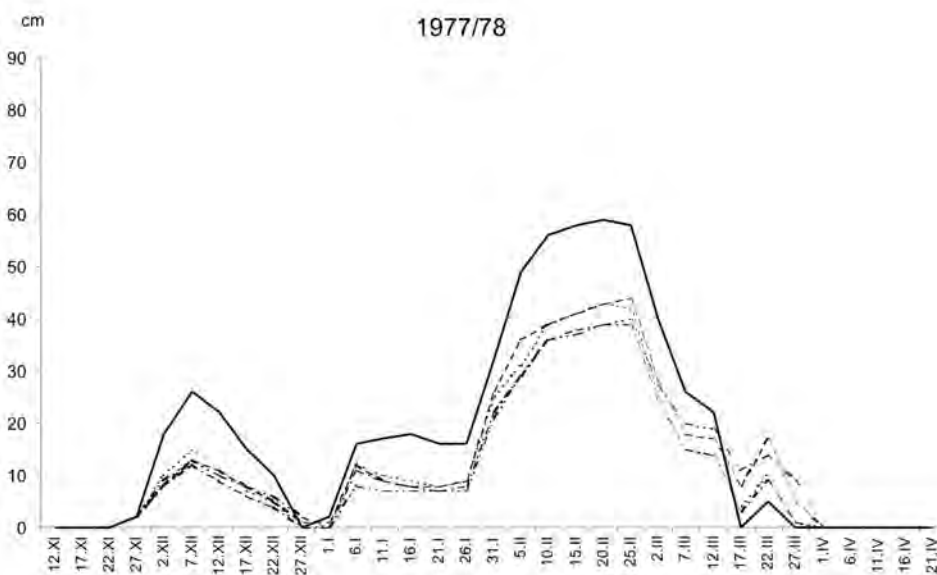


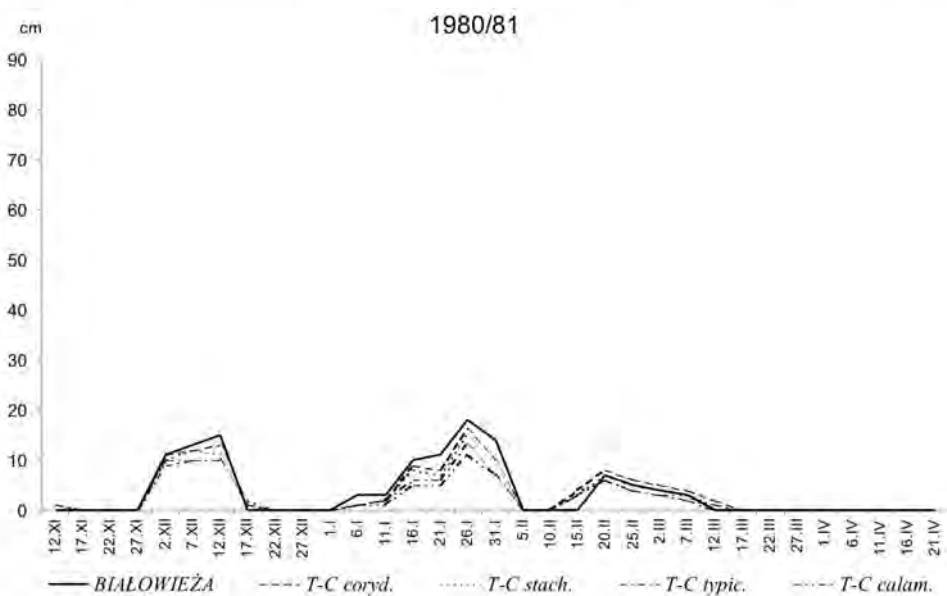


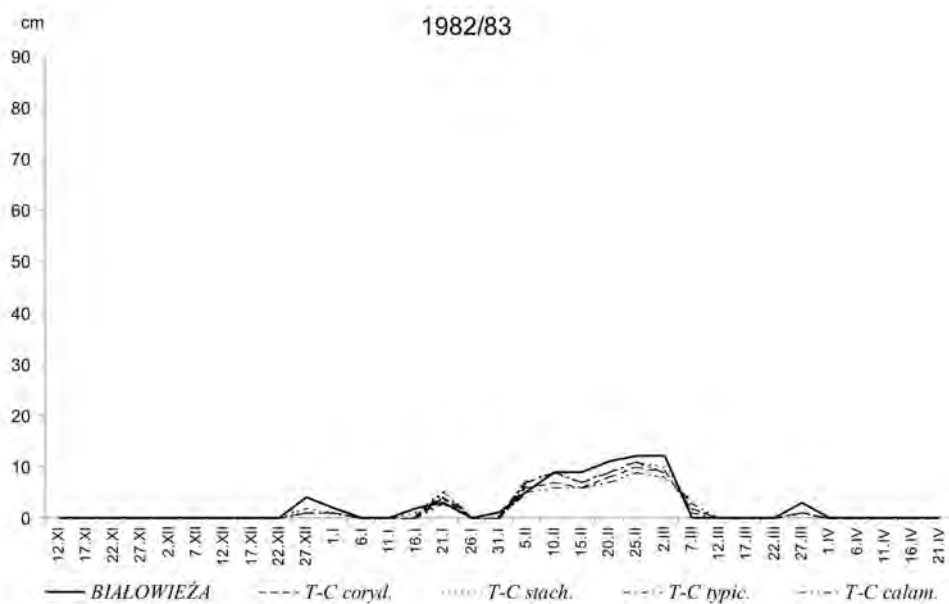
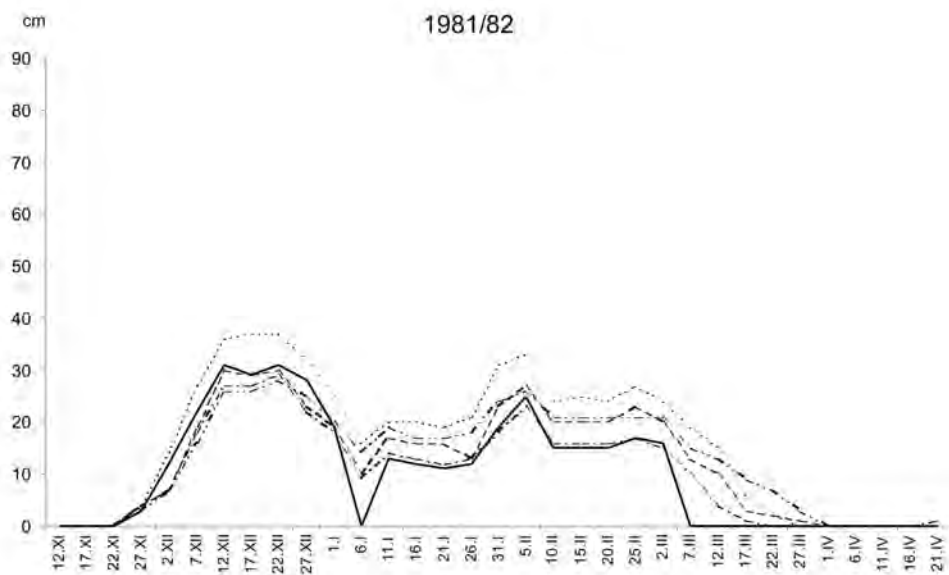


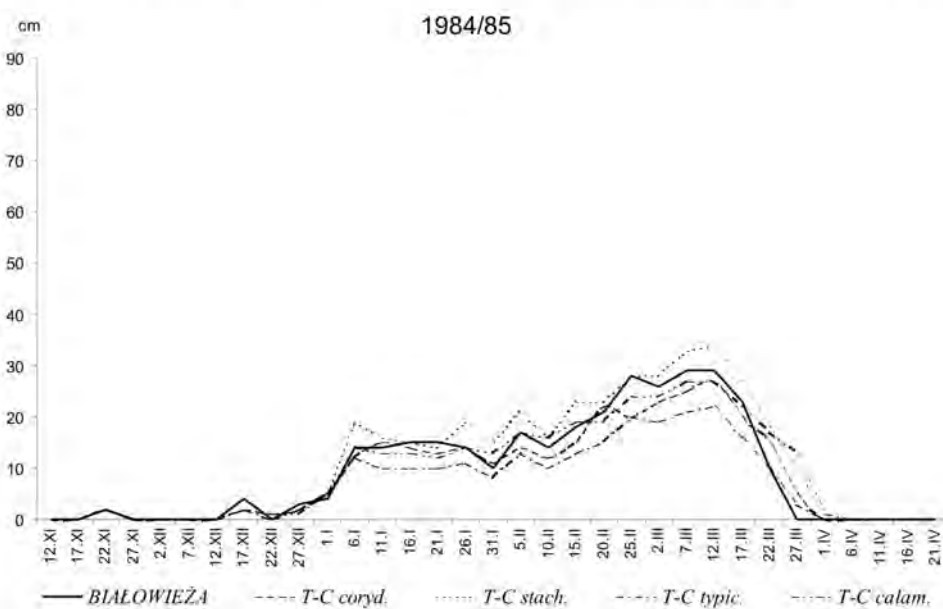
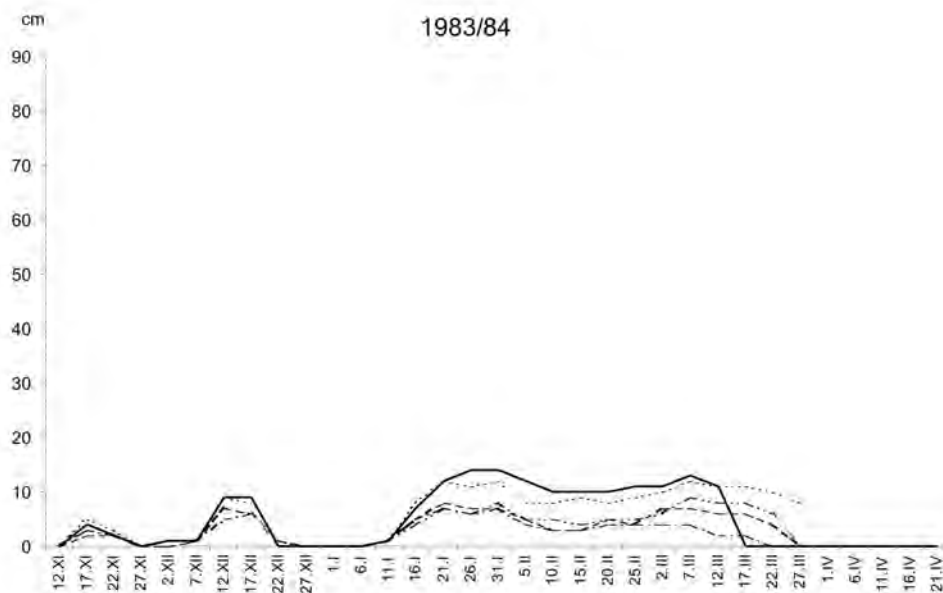


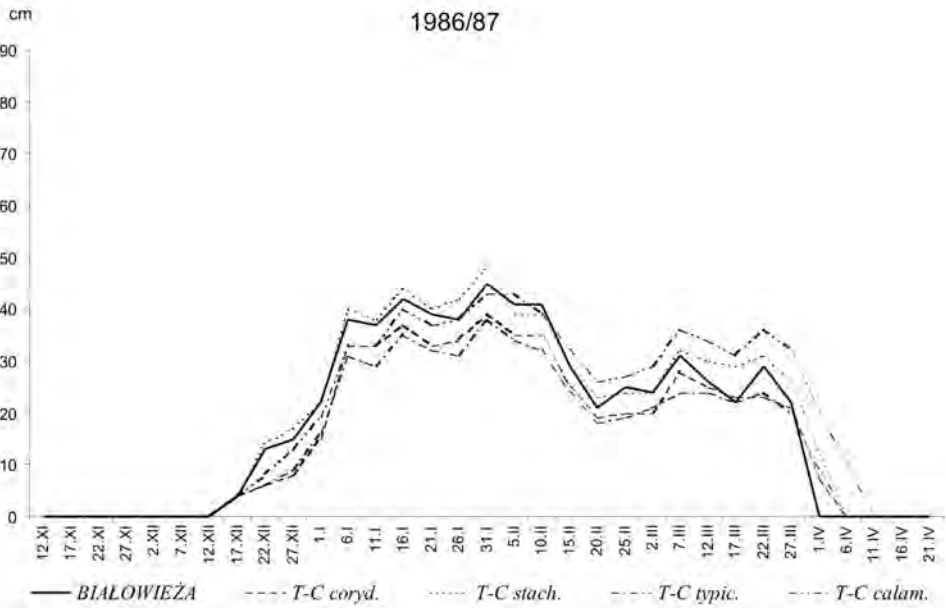
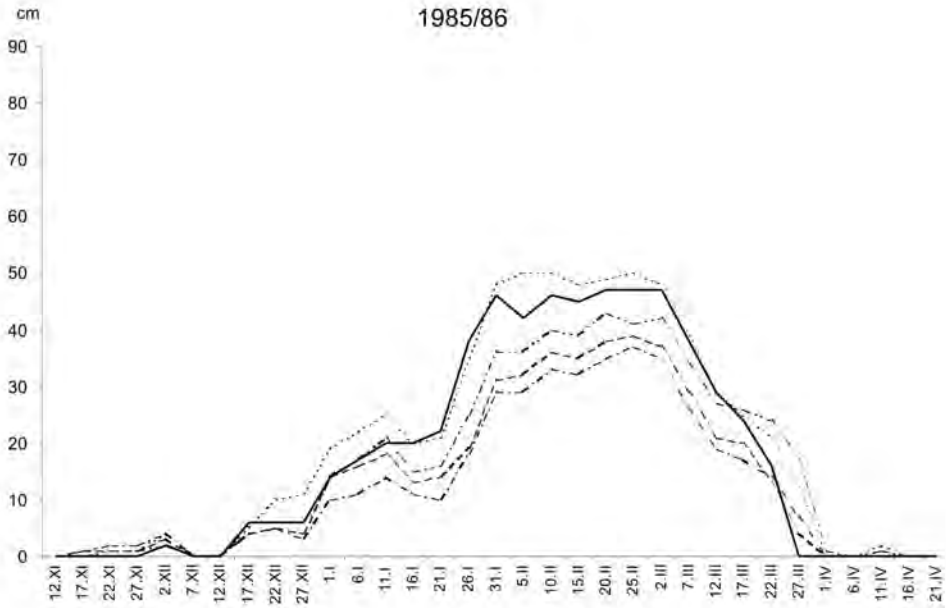


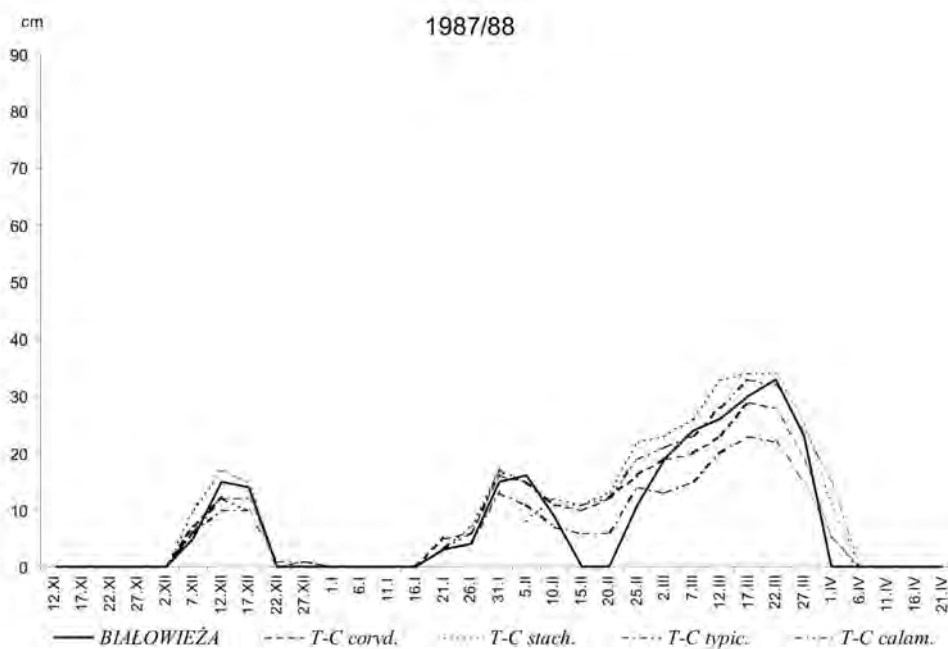




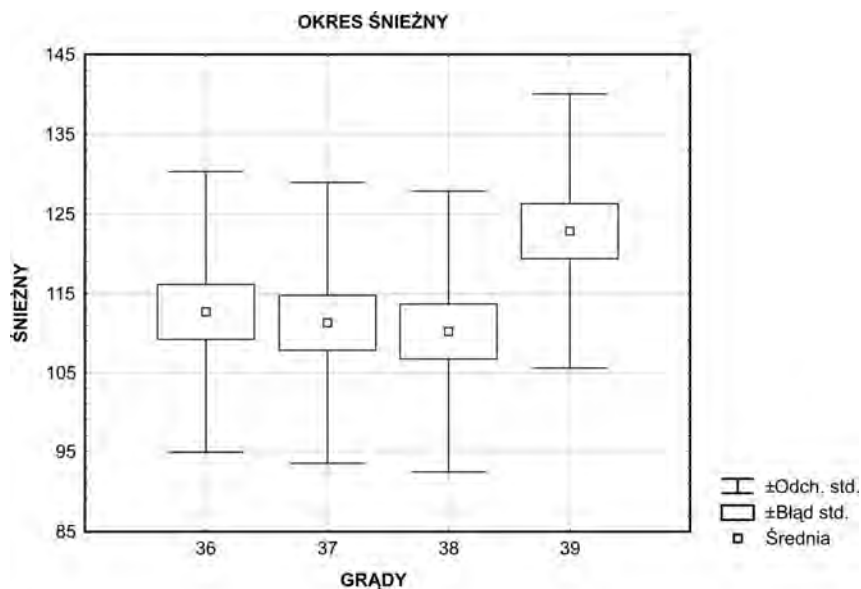








Zař. 4. Średni czas trwania okresu śnieżnego – wyniki analizy wariancji
Ann.4. Mean duration of snow period – results of variance analysis



STAT. PODST. STATYST.	Analiza wariancji (snieznyd.sta) Zaznaczone efekty są istotne z $p < ,05000$							
Zmienna	SK pom. grupami	df grup	ŚK pom. grupami	SK reszt.	df reszt.	ŚK reszt.	F	p
ŚNIEŻNY	2493,0	3	831,00	29726,	96	309,65	2,6837	,0510

STAT. PODST. STATYST.	Test NIR: Zmienna: (snieznyd.sta) Zaznaczone różnice są istotne z $p < ,05000$			
GRADY	{1}	{2}	{3}	{4}
	M = 11,60	M = 111,20	M = 110,00	M = 122,60
G_1:36 (1)		,77910	,60260	,04732 *
G_2:37 (2)	,7791		,80999	,02418 *
G_3:38 (3)	,6026	,80999		,01298 *
G_4:39 (4)	,04732 *	,02418 *	,01298 *	

Zał. 5. Średnie spadki grubości pokrywy śnieżnej – wyniki analizy wariancji

Ann 5. Mean decreases of snow cover thickness - results of variance analysis

STAT. PODST. STATYST.		Analiza wariancji (spadki.sta) Zaznaczone efekty są istotne z $p < ,05000$						
Zmienna	SK pom. grupami	df grup	ŚK pom. grupami	SK reszt.	df reszt.	ŚK reszt.	F	p
SPADKI	192,2 *	3 *	64,06 *	9195, *	636 *	14,46 *	4,431 *	,0043 *

STAT. PODST. STATYST.		Test NIR; Zmienna: SPADKI (spadki.sta) Zaznaczone różnice są istotne z $p < ,05000$			
GRADY	{1}	{2}	{3}	{4}	
	M = 5,0062	M = 5,2312	M = 4,7625	M = 3,7938	
G_1:36 (1)		,596792	,566582	,004482 *	
G_2:37 (2)	,596792		,270585	,000765 *	
G_3:38 (3)	,566582	,270585		,023006 *	
G_4:39 (4)	,004482 *	,000765 *	,023006 *		

STAT. PODST. STATYST.		Test RIR Tukeya; Zmienna: SPADKI (spadki.sta) Zaznaczone różnice są istotne z $p < ,05000$			
GRADY	{1}	{2}	{3}	{4}	
	M = 5,0062	M = 5,2312	M = 4,7625	M = 3,7938	
G_1:36 (1)		,952005	,940053	,022539 *	
G_2:37 (2)	,952005		,687885	,004027 *	
G_3:38 (3)	,940053	,687885		,102950	
G_4:39 (4)	,022539 *	,004027 *	,102950		

STAT. PODST. STATYST.		Test Scheffe; Zmienna: SPADKI (spadki.sta) Zaznaczone różnice są istotne z $p < ,05000$			
GRADY	{1}	{2}	{3}	{4}	
	M = 5,0062	M = 5,2312	M = 4,7625	M = 3,7938	
G_1:36 (1)		,963690	,954495	,044185 *	
G_2:37 (2)	,963690		,749244	,010013 *	
G_3:38 (3)	,954495	,749244		,159340	
G_4:39 (4)	,044185 *	,010013 *	,159340		

Zał. 6. Ostateczny (wiosenny) zanik pokrywy śnieżnej – wyniki analizy wariancji

Ann 6. Final decrease (in spring) disappearance of snow cover – results of variance analysis

Zmienna	Średnia	P. ufn. 95,000%	P. ufn. +95,000%	Minimum	Maksimum	Odch. Std.	Błąd standard
T_C_36	87,00	82,35	91,65	66	106	11,27	2,25
T_C_37	86,20	81,13	91,27	61	106	12,29	2,46
T_C_38	87,60	81,93	93,27	61	111	13,75	2,75
T_C_39	91,40	86,42	96,38	66	111	12,07	2,41
POLK	79,00	73,25	84,75	51	101	13,92	2,78

STAT. PODST. STATYST.								
Analiza wariancji								
Zaznaczone efekty są istotne z $p < ,05000$								
Zmienna	SK pom. grupami	df grup	ŚK pom. grupami	SK reszt.	df reszt.	ŚK reszt.	F	p
OSTATNI	2036,8 *	4 *	509,20 *	19356, *	120 *	161,30 *	3,1569 *	,0166 *

STAT. PODST. STATYST.					
Test RIR Tukeya; Zmienna: OSTATNI (ost27.sta)					
Zaznaczone różnice są istotne z $p < ,05000$					
PUNKTY	{1}	{2}	{3}	{4}	{5}
	M = 79,000	M = 87,000	M = 86,200	M = 87,600	M = 91,400
G_1:0 (1)		,176977	,270324	,124097	,006875 *
G_2:36 (2)	,176977		,999515	,999845	,736986
G_3:37 (3)	,270324	,999515		,995116	,598397
G_4:38 (4)	,124097	,999845	,995116		,827619
G_5:39 (5)	,006875 *	,736986	,598397	,827619	

STAT. PODST. STATYST.					
Test NIR; Zmienna: (551sta.sta)					
Zaznaczone różnice są istotne z $p < ,05000$					
PUNKTY	{1}	{2}	{3}	{4}	{5}
	M = 79,000	M = 87,000	M = 86,200	M = 88,800	M = 90,400
G_1:0 (1)		,028556 *	,048345 *	,007606 *	,002008 *
G_2:36 (2)	,028556 *		,824979	,618926	,348122
G_3:37 (3)	,048345 *	,824979		,472742	,246911
G_4:38 (4)	,007606 *	,618926	,472742		,658376
G_5:39 (5)	,002008 *	,348122	,246911	,658376	

Załącznik 7. Cechy poszczególnych klas pogody
Ann. 7. Characteristics of particular weather classes

Nr	Opis	n	Udział w %	Tmax [°C]	Tmin [°C]	Temp. śred. [°C]	Zachmurzenie [0-10]	Wiatr [m/s]	Długość dnia [godz.]
1	mroźna	22	13,75	-3,23	-19,41	-11,32	6,07	2,44	8,91
2	prz-bw-słon	3	1,87	6,27	-14,67	-4,20	2,77	1,37	11,84
3	prz-bw-chm	4	2,50	3,98	-14,75	-5,39	6,83	1,20	10,05
4	prz-bw-poch	11	6,87	4,41	-6,46	-1,03	9,51	1,56	10,30
5	prz-uw-słon	8	5,00	-3,63	-10,29	-3,33	3,54	3,05	10,94
6	prz-uw-chm	24	15,00	4,86	-9,23	-2,19	7,08	2,86	10,34
7	prz-uw-poch	37	23,13	3,90	-5,08	-0,59	9,14	2,84	10,03
8	prz-w-słon	5	3,13	-3,30	-14,62	-5,66	3,70	5,00	11,13
9	prz-w-chm	14	8,75	4,54	-7,54	-1,50	7,14	4,85	10,40
10	prz-w-poch	24	15,00	4,52	-5,96	-0,72	8,97	4,88	9,41
11	ciepła	8	5,00	6,89	0,25	3,57	8,74	5,33	11,14
	SUMA	160	100,00						

Podział pogód przymrozkowych pod względem prędkości wiatru

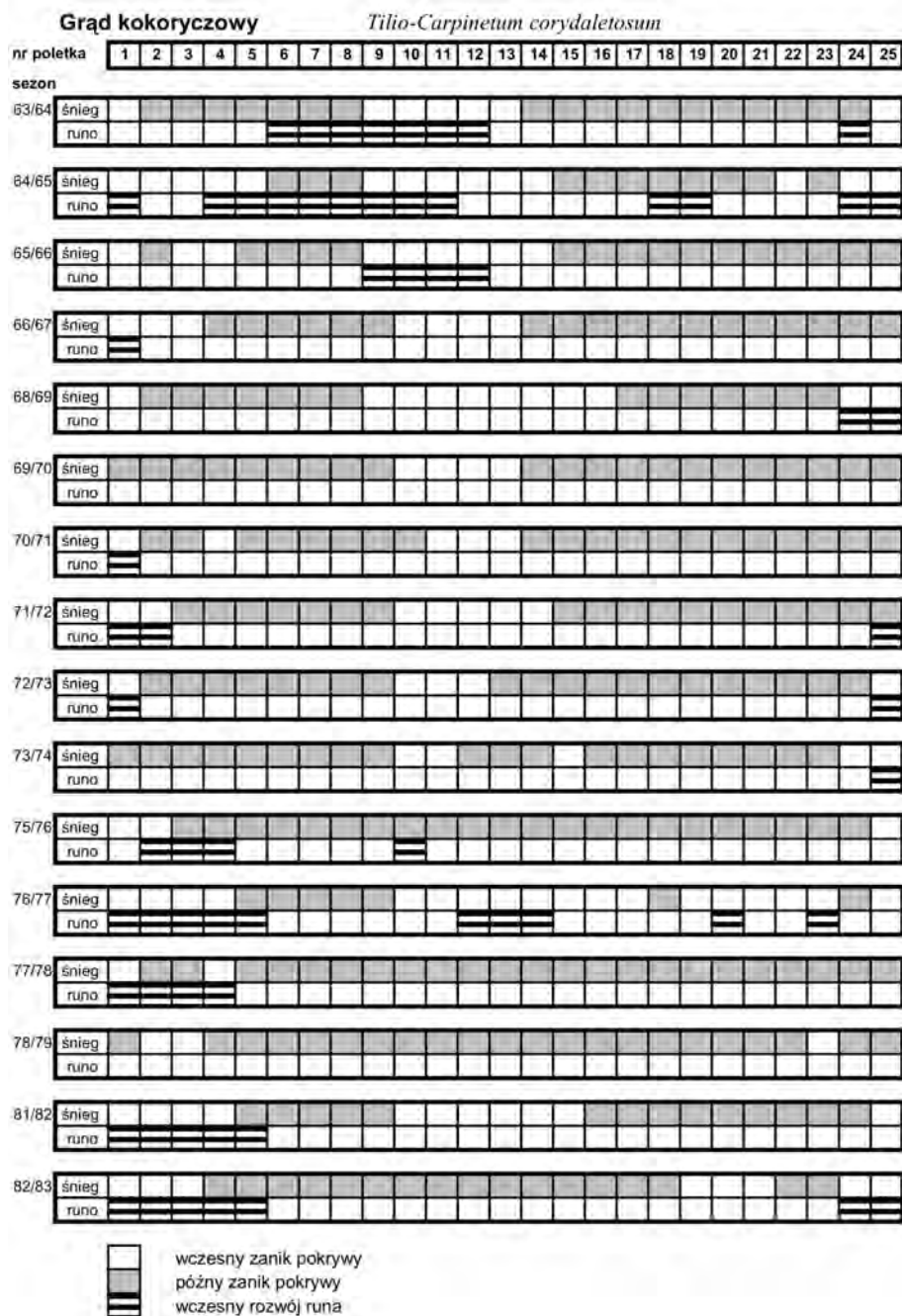
Nr	Opis	n	Udział w %	Tmax [°C]	Tmin [°C]	Temp. śred. [°C]	Zachmurzenie [0-10]	Wiatr [m/s]	Długość dnia [godz.]
1	M	22	13,75	-3,23	-19,41	-11,32	6,07	2,44	8,91
2 3 4	PbW	18	11,25	4,62	-9,67	-2,53	7,79	1,45	10,50
5 6 7	PuW	69	43,12	4,2	-7,13	-1,46	7,77	2,87	10,25
8 9 10	PsW	43	26,88	4,38	-7,48	-1,55	7,76	4,88	9,93
11	C	8	5,00	6,89	0,25	3,57	8,74	5,33	11,14
		160	100,00						

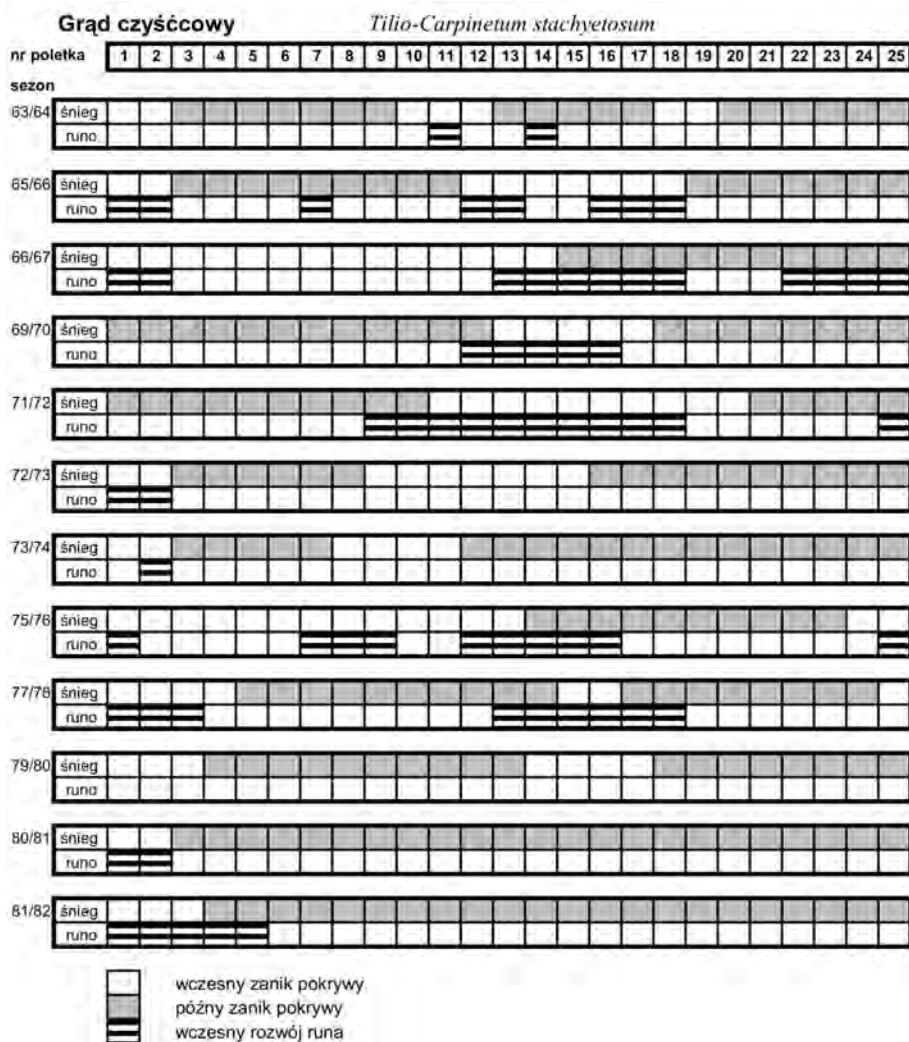
Podział pogód przymrozkowych pod względem zachmurzenia

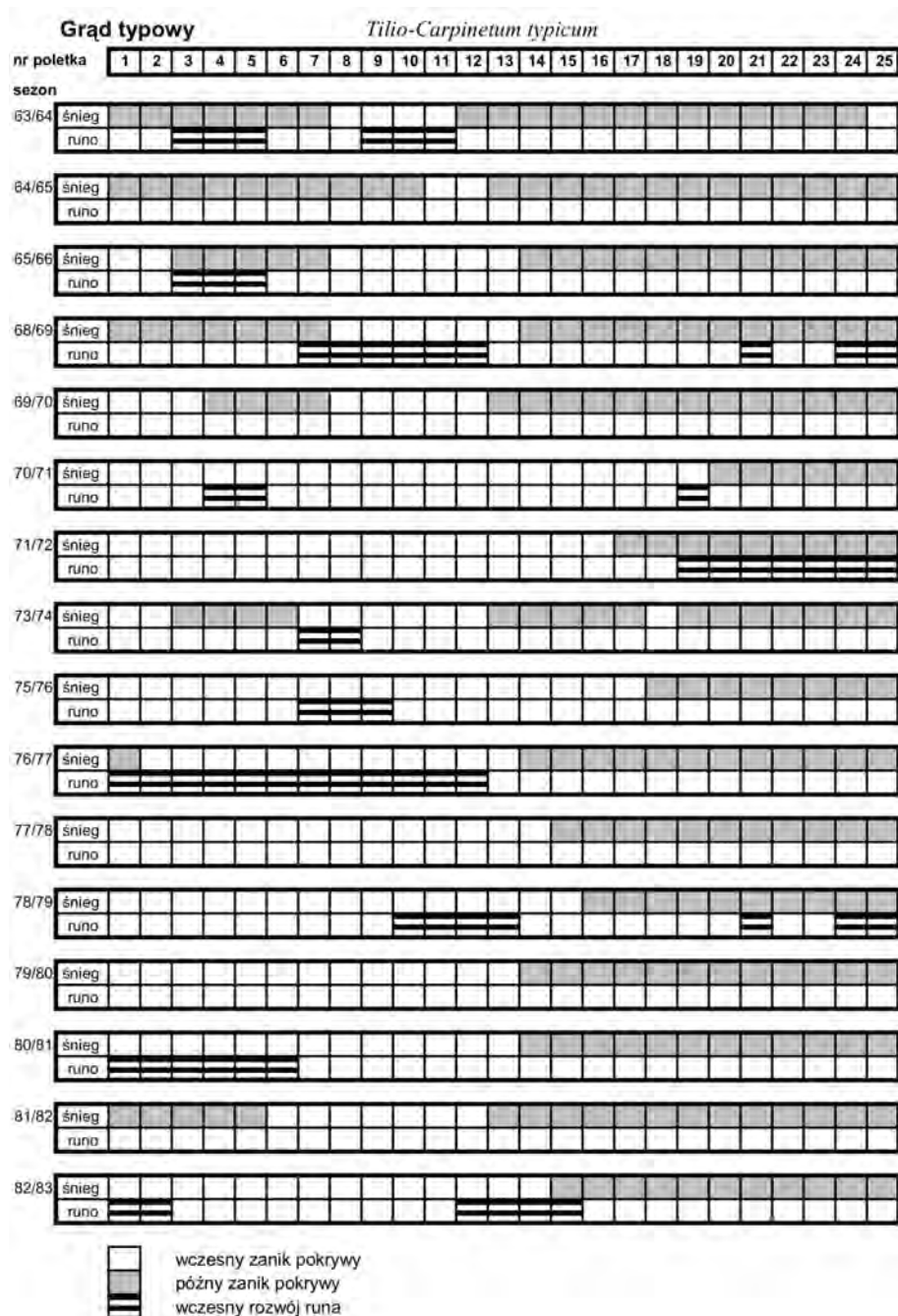
Nr	Opis	n	Udział w %	Tmax [°C]	Tmin [°C]	Temp. śred. [°C]	Zachmurzenie [0-10]	Wiatr [m/s]	Długość dnia [godz.]
1	M	22	13,75	-3,23	-19,41	-11,32	6,07	2,44	8,91
2 5 8	PbZ	16	10,00	4,02	-12,46	-4,22	3,44	3,34	11,17
3 6 9	PuZ	42	26,25	4,67	-9,19	-2,26	7,08	3,36	10,33
4 7 10	PsZ	72	45,00	4,18	-5,58	-0,70	9,14	3,33	9,87
11	C	8	5,00	6,89	0,25	3,57	8,74	5,33	11,14
		160	100,00						

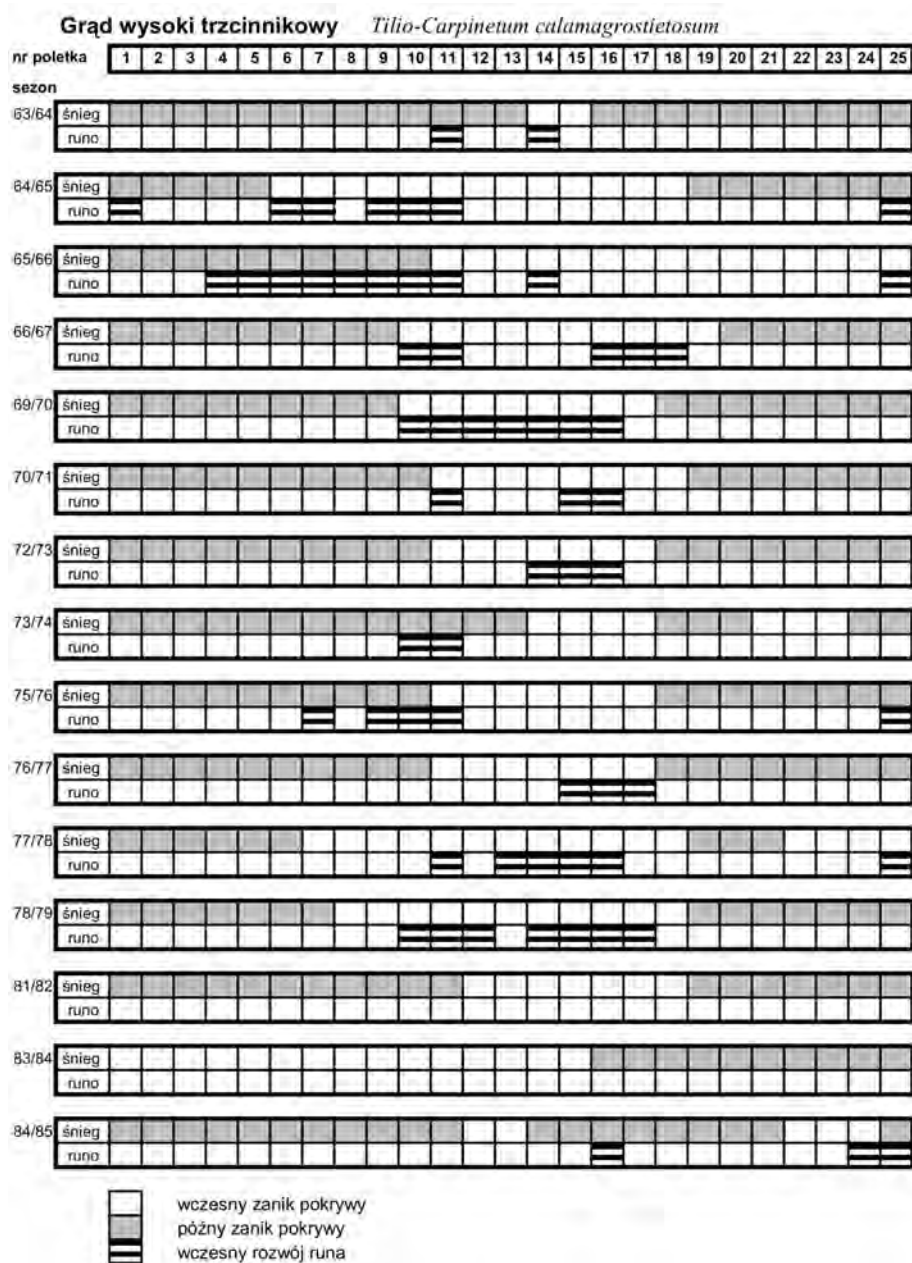
Zał. 8. Porównanie wczesnego zaniku pokrywy śnieżnej z wczesnym rozwojem runa na poletkach transektów pomiarowych w sezonach nierównomiernego zaniku pokrywy śnieżnej

Ann. 8. Comparison of early disappearance of snow cover with early development of herb layer on the plots of transect during seasons of irregularity disappearance of snow cover

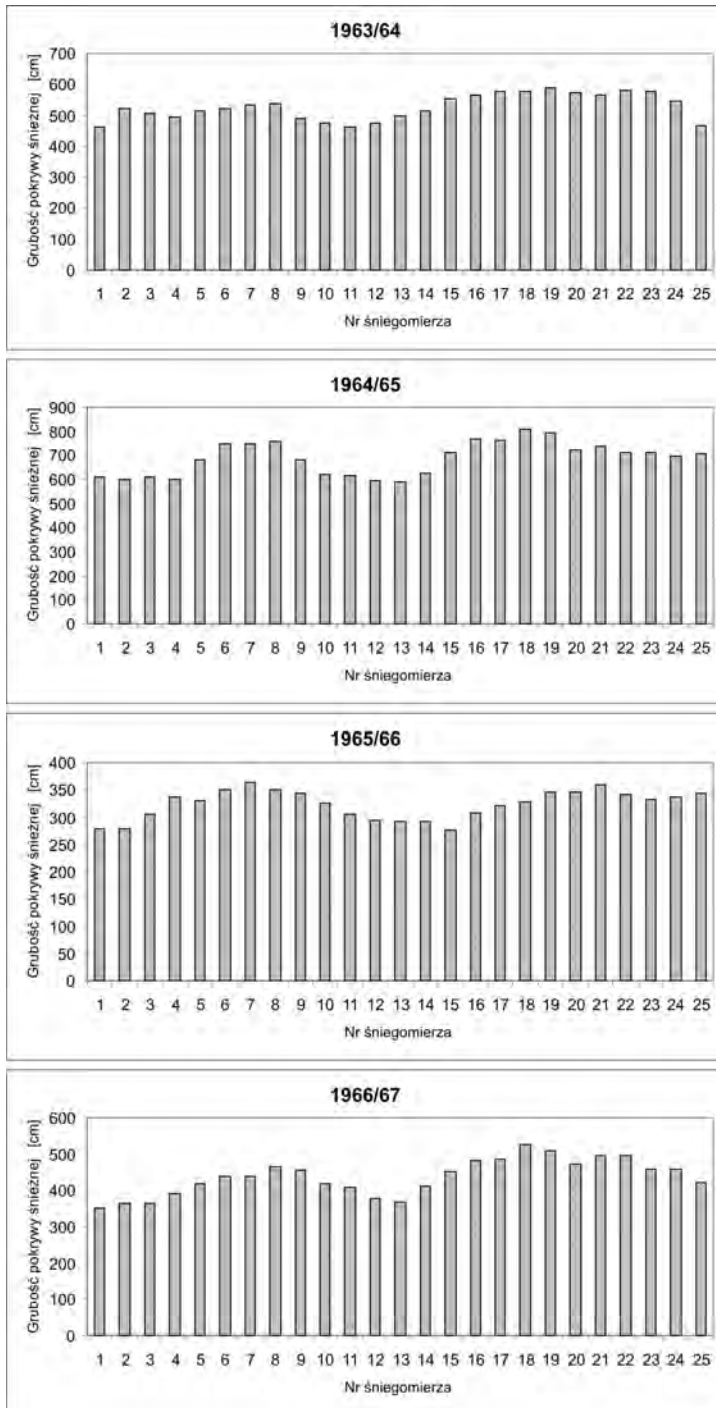


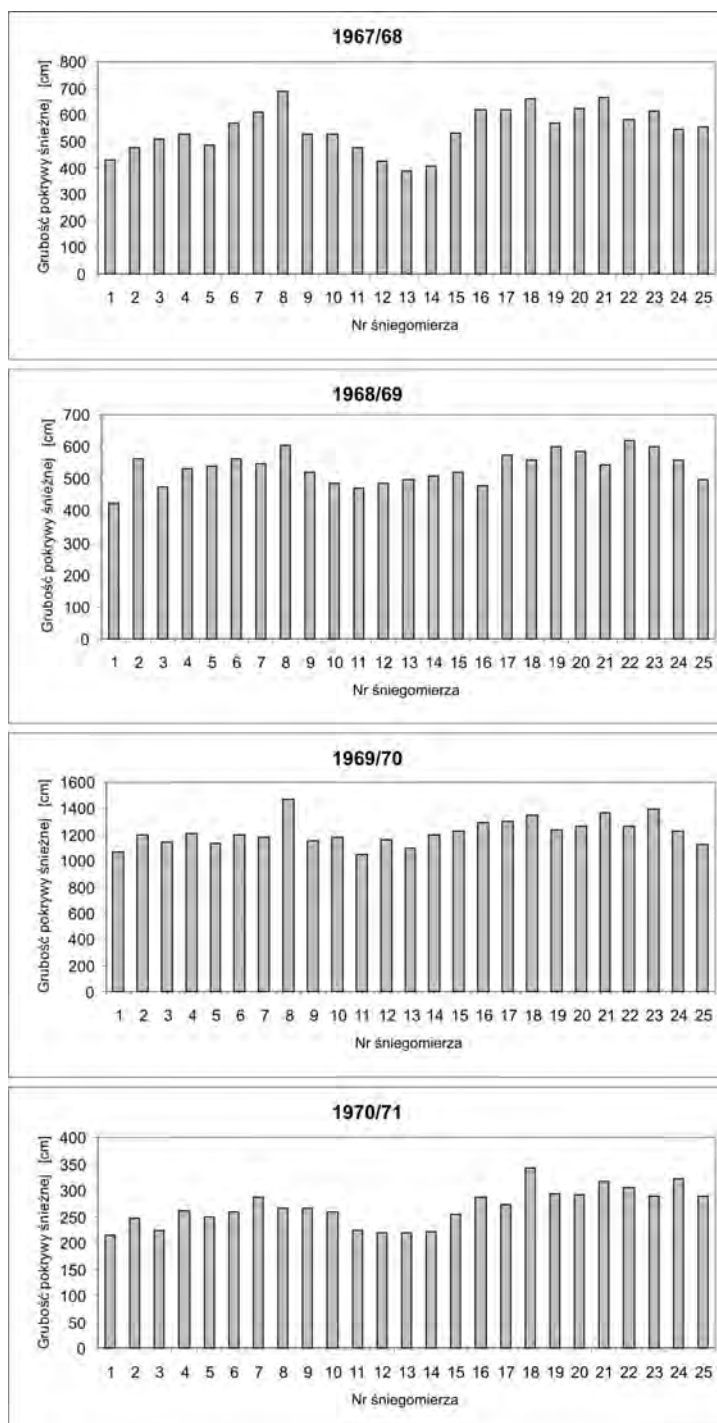


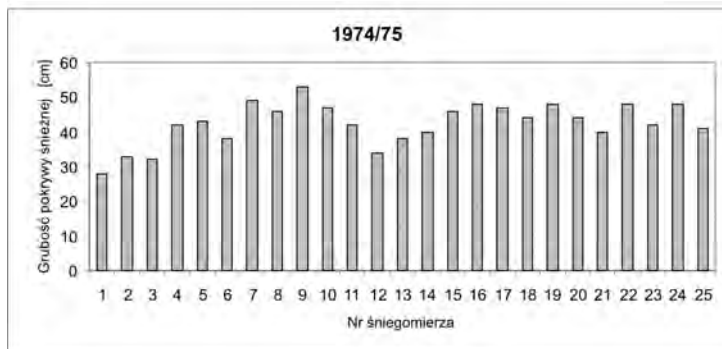
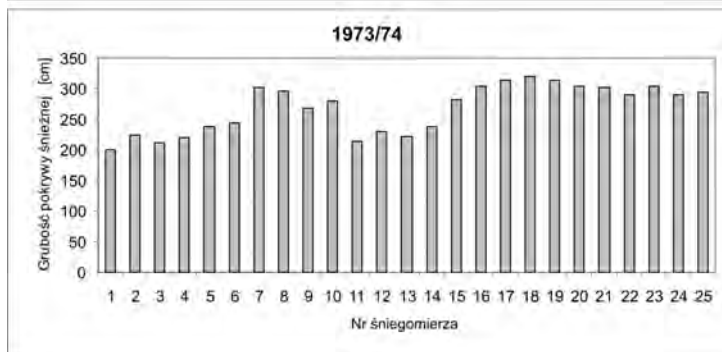
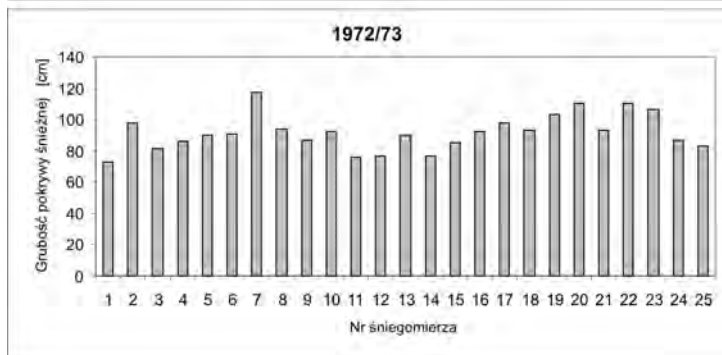
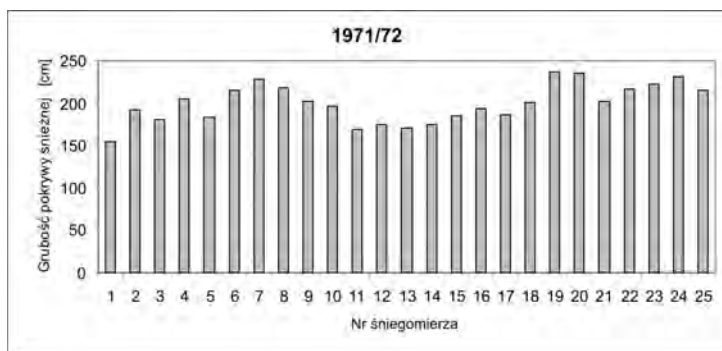


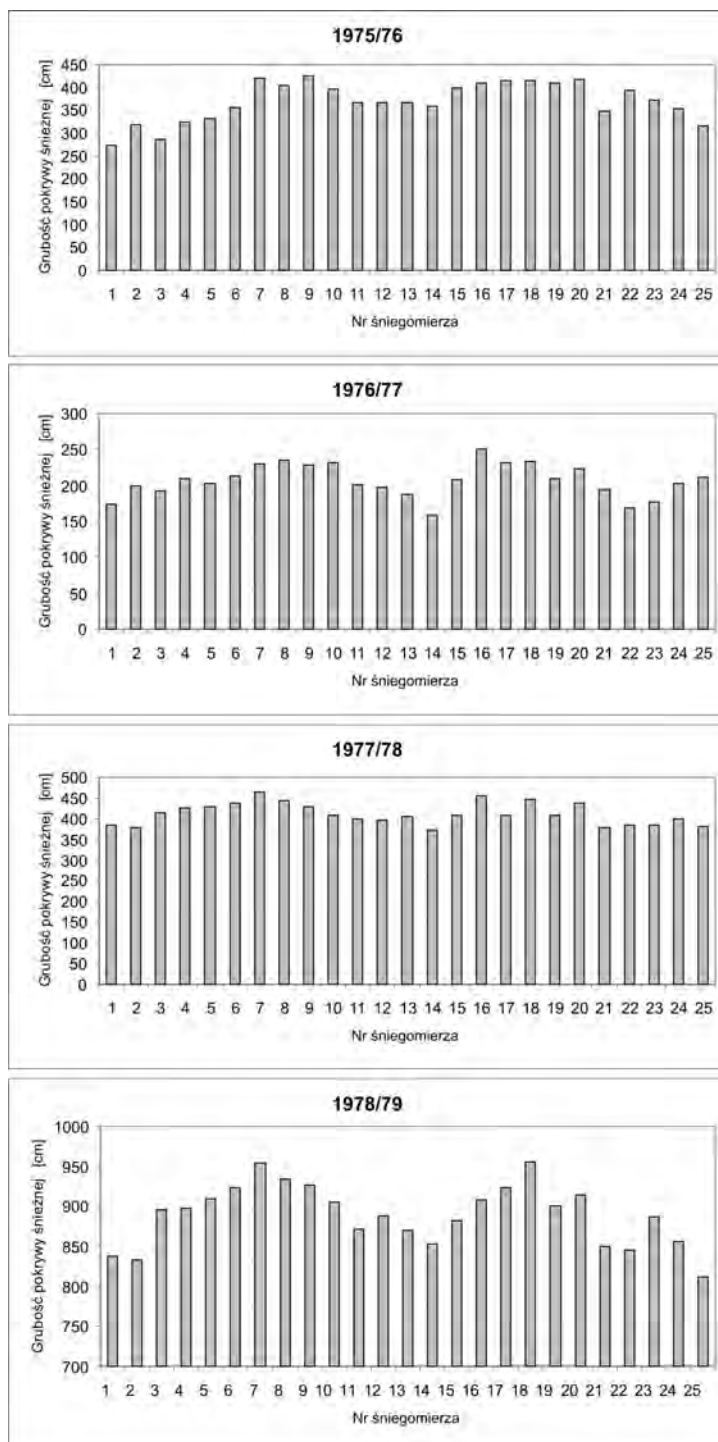


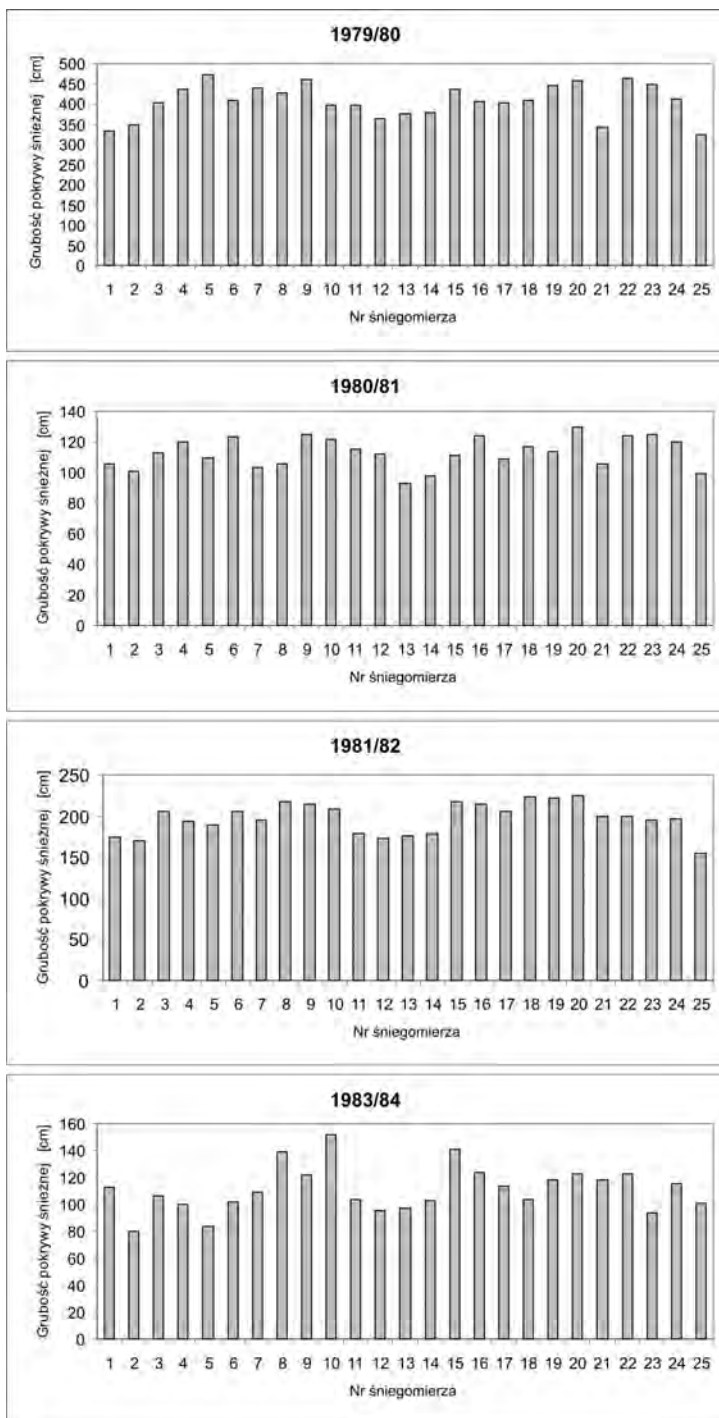
Zał. 9. Suma grubości pokrywy śnieżnej na poletkach transektu grądu niskiego kokoryczowego w poszczególnych sezonach zimowych (1963/64–1987/88)
Ann. 9. The sum of snow cover thickness on the plots of transect in *T-C corydaletosum* in particular winter seasons (1963/64–1987/88)

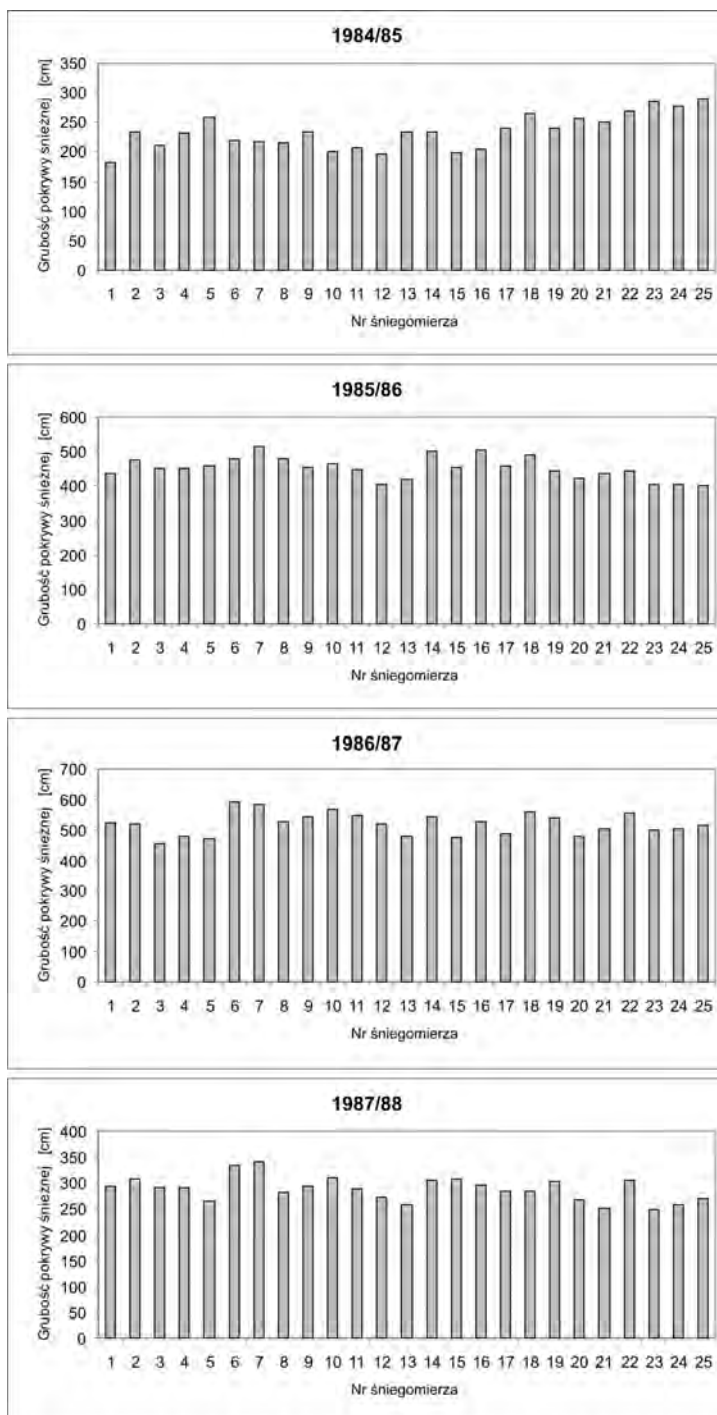












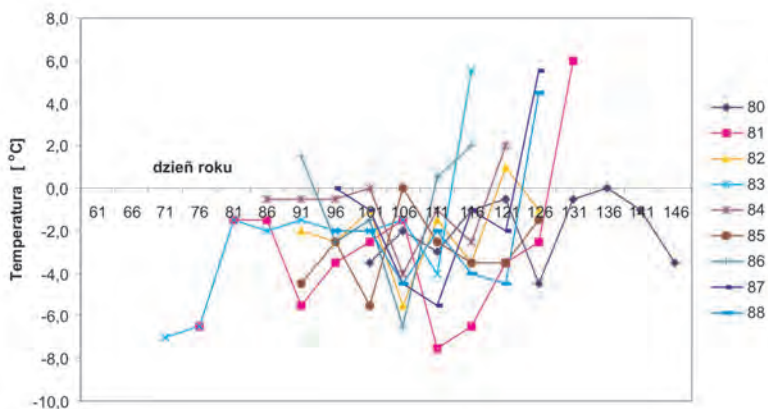
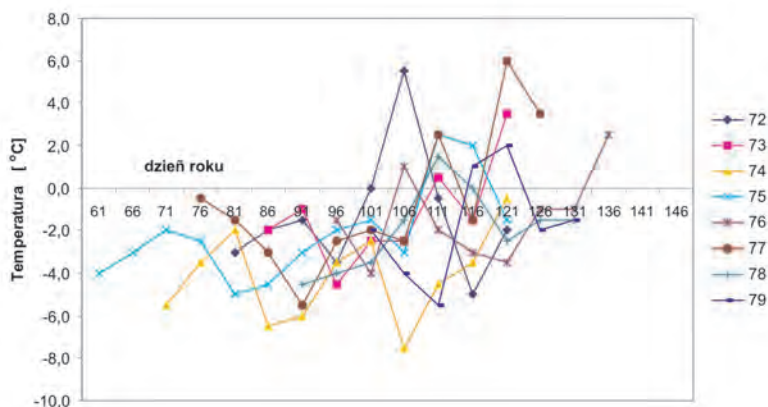
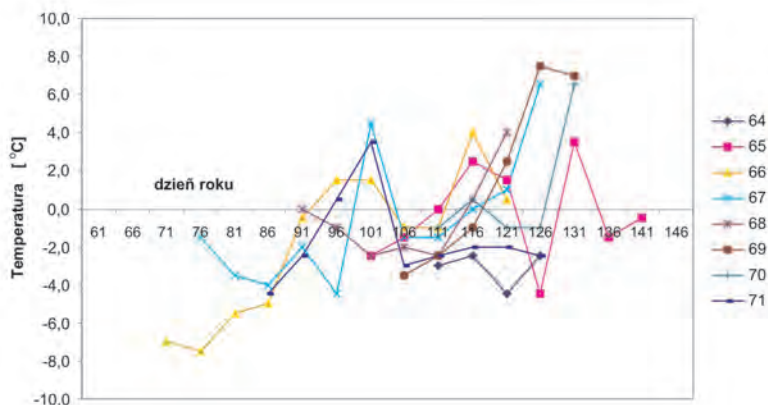
Zał. 10. Temperatury powietrza ekstremalne i średnie w okresach późniejszych w grądzie niskim kokoryczowym *T-C corydaletosum* (1963/64–1987/88)

Ann. 10. Extremal air temperatures in the post-snow seasons in *T-C corydaletosum* (1963/64–1987/88)

Season	Temp	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	
64	max																							
64	min																							
64	avg																							
65	max																							
65	min																							
65	avg																							
66	max																							
66	min																							
66	avg																							
67	max																							
67	min																							
67	avg																							
68	max																							
68	min																							
68	avg																							
69	max																							
69	min																							
69	avg																							
70	max																							
70	min																							
70	avg																							
71	max																							
71	min																							
71	avg																							
72	max																							
72	min																							
72	avg																							
73	max																							
73	min																							
73	avg																							
74	max																							
74	min																							
74	avg																							
75	max																							
75	min																							
75	avg																							
76	max																							
76	min																							
76	avg																							
77	max																							
77	min																							
77	avg																							
78	max																							
78	min																							
78	avg																							
79	max																							
79	min																							
79	avg																							
80	max																							
80	min																							
80	avg																							
81	max																							
81	min																							
81	avg																							
82	max																							
82	min																							
82	avg																							
83	max																							
83	min																							
83	avg																							
84	max																							
84	min																							
84	avg																							
85	max																							
85	min																							
85	avg																							
86	max																							
86	min																							
86	avg																							
87	max																							
87	min																							
87	avg																							
88	max																							
88	min																							
88	avg																							
Termi obserwacji		11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	
Długość dnia		51	56	61	66	71	76	81	86	91	96	101	106	111	116	121	126	131	136	141	146	151	156	
Długość nocy		50,2	52,0	53,8	55,3	57,0	58,7	60,3	62,1	63,3	65,4	67,1	69,1	70,8	72,3	73,9	75,4	76,9	78,2	79,5	80,6	81,6	82,5	

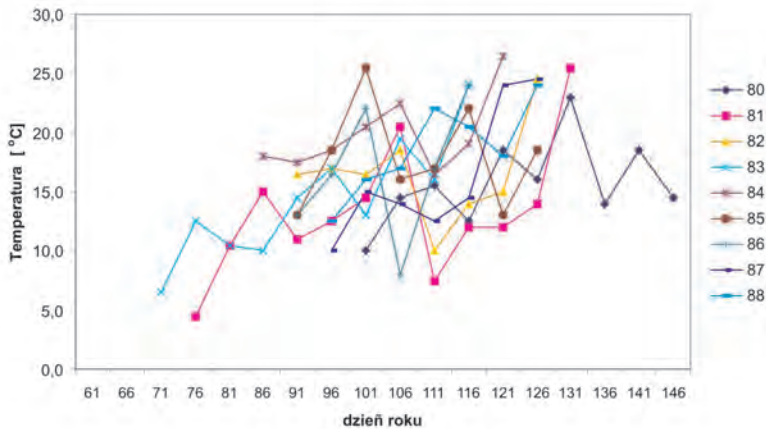
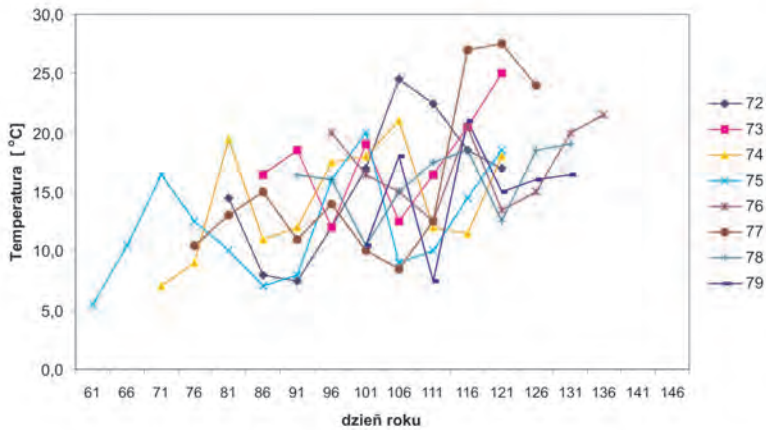
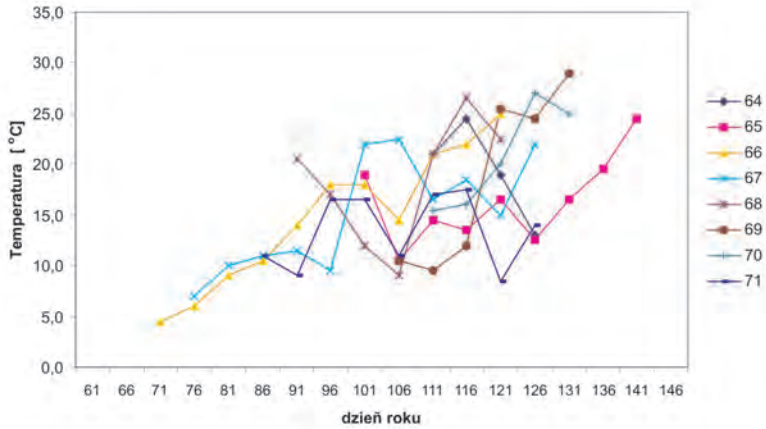
Załącznik 11. Przebiegi temperatury minimalnej w okresach późniejszych w grądzie niskim kokoryczowym *T-C corydaletosum* (1963/64–1987/88)

Ann.11. Minimum air temperature courses during postsnowy season in *T-C corydaletosum* (1963/64–1987/88)



Zał. 12. Przebiegi temperatury maksymalnej w okresach późniejszych w grądzie niskim kokoryczowym *T-C corydaletosum* (1963/64–1987/88)

Ann.12. Maximum air temperature courses during postsnowy season in *T-C corydaletosum* (1963/64–1987/88)





Fot. 1. Podzespoły grądu w pełni okresu śnieżnego – widok na transekty pomiarowe (fot. G. Żarnowiecki).

Sub-associations of oak-linden-hornbeam communities in snow period – view on transects of measurement.



Fot. 2. Podzespoły grądu w końcowym (wiosennym) okresie zaniku pokrywy śnieżnej (fot. G. Żarnowiecki).

Sub-associations of oak-linden-hornbeam communities in the period of final (spring) disappearance of snow cover.



Grąd *Tilio-Carpinetum corydaletosum*



Grąd *Tilio-Carpinetum stachyetosum*



Grąd *Tilio-Carpinetum typicum*



Grąd *Tilio-Carpinetum calamagrostietosum*

Fot. 3. Podzespoły grądu na początku okresu wegetacyjnego (fot. J.B. Faliński).
Sub-associations of oak-linden-hornbeam communities at the beginning of vegetation period.