

ROZPRAWY NAUKOWE

518

**Bernard Okoński**

**Hydroklimatyczne uwarunkowania  
przyrostów promieniowych dębu szypułkowego  
w lasach dolin rzecznych**



POZNAŃ 2019

# Hydroklimatyczne uwarunkowania przyrostów promieniowych dębu szypułkowego w lasach dolin rzecznych

## Abstrakt

Praca dotyczy zagadnienia oddziaływania rzeki na wykorzystanie przez dąb szypułkowy różnych form wody do przyrastania na grubość w dolinie rzecznej. Znaczenie wody jako istotnego czynnika ekologicznego niezbędnego do tworzenia biomasy i formowania się przyrostów promieniowych drzewa nie budzi wątpliwości. Jednak oddziaływanie warunków mikrosiedliskowych na strategię wykorzystania wody przez drzewa w relacji do zmienności czasowej i przestrzennej dostępności różnych form wody nie zostało jeszcze wystarczająco rozpoznane. Problematyka wykorzystania wody przez drzewa jest istotna zarówno ze względów przyrodniczych, jak i gospodarczych, zwłaszcza w kontekście zagrożeń drzew i drzewostanów związanych z suszą.

Szczególny przypadek uwarunkowanego hydrologicznie układu warunków mikrosiedliskowych występuje w dolinach dużych i średnich rzek. Dąb szypułkowy zajmuje siedliska na wysoczyźnie, gdzie dostępność wody wynika z lokalnych warunków klimatycznych, a także występuje na siedliskach w dolinach rzecznych, gdzie istotnym czynnikiem sprawczym decydującym o dostępności wody jest reżim rzeczny powiązany z warunkami klimatycznymi panującymi w zlewni. Rzeka oddziałuje pośrednio przez związki hydrauliczne wód rzecznych z wodą gruntową w dolinie. Oddziaływanie rzeki w dolinie wiąże się z obecnością hydrologicznego gradientu ekologicznego i zmniejsza się wraz z wyniesieniem terenu. Stąd zasadne jest przypuszczenie, że ta zmienna przestrzennie i czasowo siła oddziaływania rzeki może różnicować rytm przyrostowy dębu szypułkowego w dolinie rzecznej przez modulowanie wykorzystania dostępnej wody. Główne pytania wynikające z tej hipotezy to: Czy i w jaki sposób manifestuje się strefowość doliny rzecznej w zakresie wykorzystania przez drzewa różnych form dostępnej do przyrostów wody? Czy strefowość przyrostowa dotyczy podatności na susze? Jaki jest zasięg przestrzenny oddziaływania rzeki na przyrosty promieniowe dębu szypułkowego w dolinie? W jaki sposób różni się rytm przyrastania drzew w dolinie oraz na wysoczyźnie ze względu na wykorzystanie form dostępnej wody i podatność na susze? Czy zależności między parametrami hydroklimatycznymi i przyrostami promieniowymi mogą stanowić indyktor stanu i przemian ekosystemów leśnych dolin rzecznych?

Obszar badań leży na Niżu Polskim w Wielkopolsce. Stanowiska dolinne są położone w dolinie środkowej Warty (kilometraż rzeki 333–340 km od ujścia, lokalna szerokość doliny 6–10 km) w kompleksie leśnym noszącym zwyczajową nazwę Lasy Czeszewskie (52° 07' 55" N, 17° 30' 46" E), a stanowiska wysoczyznowe na sąsiednim obszarze Płyty Krotoszyńskiej na Wysoczyźnie Kaliskiej (51° 56' 27" N, 17° 21' 06" E). Warta to średniej wielkości rzeka o całkowitej długości 808 km i powierzchni zlewni 54 529 km<sup>2</sup>, dopływ Odry odwadniającej Nizinę Północnoeuropejską do Morza Bałtyckiego. Warunki przyrodnicze w dolinnym rejonie badań są typowe dla rozległych dolin rzecznych środkowej

Europy, gdzie zachowany jest rytm procesów ekologicznych modulowanych przez naturalny reżim rzeczny. Drzewostany w dolinie to starodrzewie dębowo-jesionowe w wieku 110–190 lat z domieszką innych gatunków drzew: grabu, wiązu polnego i szypułkowego, lipy drobnolistnej, klonu polnego i pospolitego. Drzewostany na wysoczyźnie to starodrzewie dębowo-grabowe w wieku 130–160 lat.

W pracy wykorzystano metodę dendrochronologiczną w zakresie zastosowań dendroekologicznych. Wyznaczono 30 stanowisk w 3 transektach hydrologicznych. W każdym transekcie było pięć pozycji w dolinie na terasie zalewowej i pierwszej terasie nadzalewowej. Wyznaczono również jedną pozycję na wysoczyźnie. Na każdej pozycji wyznaczono 1–3 stanowisk. Pozycje w transektach dolinnych zostały ustalone na podstawie rzędnej terenu oraz modelowania rozkładu stref zalewowych dla epizodów wezbraniowych. Wykorzystano model przepływu niestacjonarnego i użyto program HEC-RAS 4.1 do analizy rzędnych zalewów dla epizodów zalewowych. Na stanowisku wybrano 10–15 drzew. Próby pobrano z drzew wybranych losowo o zbliżonej rzędnej terenu, dojrzałych, panujących według klasyfikacji Krafca, zdrowych i pozbawionych uszkodzeń mechanicznych oraz rosnących w zwartym drzewostanie. Z drzewa pobrano dwie próby przyrostowe, które wypreparowano standardowymi metodami, zeskanowano i pomierzono szerokości przyrostów rocznych za pomocą programu Coorecorder. Dokonano weryfikacji jakości poszczególnych serii przyrostów w celu korekty błędów pomiarowych za pomocą programów CDendro oraz COFECHA. Dla stanowisk przygotowano serie czasowe przyrostów rocznych – chronologie rzeczywiste, standardowe i rezydualne, które stanowiły zmienne objaśniane. Obliczono charakterystyki statystyczne w celu oceny przydatności serii do analiz dendroekologicznych, korzystając z pakietu dplR i środowiska R.

Przeprowadzono analizy dendroekologiczne z wykorzystaniem związków korelacyjnych oraz funkcji odpowiedzi za wielolecie 1901–2010 roku. Celem tych analiz były określenie siły i kierunku związku między parametrami hydroklimatycznymi oraz przyrostem promieniowym dębu na poszczególnych stanowiskach. Zmienne objaśniające stanowiły miesięczne wartości parametrów hydroklimatycznych: opady (P), temperatura (T), miary suszy – wskaźnik surowości suszy Palmera (scPDSI) oraz standaryzowany klimatyczny bilans wodny (SPEI), przepływy w Warcie (Q) dla stanowiska Poznań i Nowa Wieś Podgórna. W przypadku miar suszy oraz opadów wykorzystano zarówno wartości lokalne, jak i wartości zagregowane dla zlewni. Przepływy rzeczne to dane pozyskane z sieci pomiarowej IMGW-PIB, pozostałe dane pozyskano z baz parametrów klimatycznych przygotowanych w siatce wysokiej rozdzielczości CRU TS 4.01 (T, P), sc-PDSI Global (scPDSI), SPEIbase v.2.5.3 (SPEI). W pracy wykorzystano analizę skupień w celu określenia powiązań między stanowiskami w różnych częściach doliny i na wysoczyźnie. Podobieństwa reakcji przyrostowych między stanowiskami były identyfikowane na podstawie metody grupowań (metoda z odległością euklidesową jako miarą odległości aglomeracyjnej i sposobem pełnego powiązania).

W dolinie rzecznej jest widoczna strefowość reakcji przyrostowych dębu szypułkowego na czynniki hydroklimatyczne decydujące o przyrastaniu drzew. Zaznaczają się dwie strefy. Pierwsza strefa obejmuje stanowiska mniej wyniesione położone na terasie zalewowej (stanowiska z pozycji 1, 2 w transekcie oraz część stanowisk z pozycji 3). Druga

strefa – to bardziej wyniesione stanowiska położone na terasie zalewowej i nadzalewowej (część stanowisk z pozycji 3 i stanowiska z pozycji 4 i 5). Reakcja przyrostowa dębu szypułkowego na czynniki hydroklimatyczne na obszarach doliny mniej wyniesionych jest słabsza niż na obszarach bardziej wyniesionych. Ten charakter zależności dotyczy wszystkich analizowanych zmiennych hydroklimatycznych. Występuje w przypadku zmiennych klimatycznych lokalnych i zmiennych w zlewni, a także przepływów rzecznych. Granica między strefami ma charakter nieostry, ponieważ stanowiska z pozycji 3 w transekcie charakteryzują się przejściowością, część należy do grupy pierwszej, a część do grupy drugiej. Stanowiska należące do grupy pierwszej są położone w odległości 120–1500 m od normalnego położenia linii brzegowej w Warcie. Zmienność tej odległości wynika z mozaikowego układu form i wyniesienia powierzchni terenu w dolinie. Pas przejściowy między oboma strefami jest wyniesiony około 3 m z odchyłką około 0,2 m nad rzędną normalną lustra wody w rzece. Warto zaznaczyć, że krawędź pierwszej terasy nadzalewowej (zasięg strefy zalewowej) jest wyniesiona około 2 m wyżej. Podsumowując, można powiedzieć, że elementy hydroklimatyczne nie stanowią ograniczającego czynnika środowiskowego dla przyrostów na stanowiskach mniej wyniesionych, a na stanowiskach bardziej wyniesionych w dolinie i na wysoczyźnie są środowiskowym czynnikiem ograniczającym. Reakcje przyrostowe drzew na czynniki klimatyczne na stanowiskach wysoczyznowych są podobne do reakcji drzew rosnących w dolinie na stanowiskach bardziej wyniesionych. Związki między czynnikami hydroklimatycznymi a przyrostami promieniowymi są znacznie silniejsze na stanowiskach wysoczyznowych oraz bardziej wyniesionych w dolinie niż na stanowiskach dolinnych mniej wyniesionych. Zależność ta jest w sposób szczególnie widoczna w przypadku miar suszy zarówno lokalnych, jak i występujących w zlewni (współczynnik  $r$  często większy niż 0,4). Stąd granica między oboma strefami w dolinie rozgranicza obszary o różnej podatności na suszę. Dynamika zasięgu stref wyróżnionych ze względu na przebieg przyrostów promieniowych dębu szypułkowego może być wykorzystana praktycznie i stanowić indikator zmienności czasowej i przestrzennej siły oddziaływania rzeki na drzewostany. Można w ten sposób indykować zarówno oddziaływanie na lasy dolinne procesów i działań antropogenicznych negatywnych, jak i efektów ekologicznych różnych form aktywnej ochrony stosowanych w lasach dolin rzecznych.

**Słowa kluczowe:** dąb szypułkowy, doliny rzeczne, gradient hydrologiczny, wpływ rzeki, strefowość dolin, przyrost promieniowy, czynniki hydroklimatyczne, przepływ, susza



# **The effect of hydroclimatic conditions on radial growth of pedunculate oak in forests of river valleys**

## **Abstract**

The effect of rivers on the utilisation of various forms of water for radial growth by pedunculate oak in river valleys is discussed in this study. The understanding of the fundamental role of water as an ecological factor required for biomass production and formation of tree rings is well grounded. However, the effect of microsite characteristics on the strategy of trees to use different forms of water has not been thoroughly explained to date. The effect of spatiotemporal variability in availability of individual water forms on tree ring growth needs to be focused on. These problems are important both as ecological and forest management issues, particularly in the context of understanding of the impact of drought on trees and tree stands.

A hydrologically determined combination of microsites can be found in valleys of large and medium-sized rivers. Pedunculate oak can grow either on sites in morainic plateaus, where water availability is related to local climatic conditions, or in sites of river valleys, where the river regime related to climatic conditions in the river basin is the key factor in providing water to trees. The river affects forest sites in the valley indirectly due to the hydraulic connectivity of water in the river with groundwater in the valley. The influence of the river acts through the ecological hydrologic gradient and the strength of this influence decreases with the elevation of terrain in a valley. A hypothesis may be proposed that the strength of the influence of the river which varies in time and space can differentiate the pattern of radial increment in pedunculate oak in river valleys by modification of utilisation of available water forms and can also be expressed in sensitivity to drought. The main scientific problems are: If and how zonability of the river valley is manifested in the utilisation of different water forms for radial tree growth? Is radial growth zonability expressed in sensitivity to drought? What is the spatial range of the river's effect on radial growth of pedunculate oak in river valleys? What is the difference between the pattern of radial growth in pedunculate oaks growing in the river valley and on the plateau regarding the utilisation of different forms of available water for tree ring growth and expressed by the sensitivity of tree ring growth to drought? Can a relationship between hydroclimatic parameters and tree ring width (TRW) indicate the current state and changes of forest ecosystems in river valleys?

The research area is located in the Polish Lowland in the Wielkopolska region, Poland. The valley sites are situated in the valley of the mid-section of the Warta River (330 to 340 km from the confluence of the Warta to the Odra, the width of the valley 6–10 km) in the Lasy Czeszewskie Forest (52° 07' 55" N, 17° 30' 46" E), while the plateau sites are located in the neighboring area of Płyta Krotoszyńska. The Warta River (length 808 km, basin area: 54,529 km<sup>2</sup>) is a mid-sized European river, a tributary of the Odra River draining the North European Plain to the Baltic Sea. The environmental conditions of

the river valley are typical for wide river valleys of Central Europe, where the pattern of ecological processes modulated by the natural river regime is preserved. The forest stands in the valley are old growth aged 110–190 years, composed of pedunculate oak, European ash mixed with hornbeam, field and European white elm, small-leaf lime, Norway and field maples. The stands in the plateau are old growth aged 130–160 years composed of pedunculate oak with an admixture of hornbeam and small-leaf lime.

The dendrochronological method in dendroecological applications was employed in this study. Ecological transects were established, 3 transects with 30 sampling sites altogether, 5 positions in the valley on the active and passive terrace and an additional position on the plateau, with 1–3 sites in each position. The positions in the valley were selected on the basis of elevation and modelling of the distribution of flooding zones for flood episodes. The turbulent flow approach and the HEC-RAS 4.1 software were applied to model flood zone distribution. A total of 10–15 sample trees were selected on each site (2 core samples were extracted from each tree). Mature trees of the dominant biosocial position, healthy, without mechanical damage, growing in a full to moderate canopy cover were preselected, then random selection of trees was applied. The samples were prepared with standard methods, scanned and tree ring width (TRW) was measured using the *CooRecorder* software. The measurement quality for each sample TRW series was verified with the *CDendro* and *COFECHA* software to correct measurement errors. Series of tree ring width, series of tree ring index (TRI) for standard and residual chronologies were prepared for each site. These series were explanatory variables in dendroecological analysis. Statistical characteristics of site TRW and TRI were calculated to assess site series suitability for dendroecological analysis.

Dendroecological analyses were performed as a correlation and response function relationship for the period from 1901 to 2010. The aim of the analysis was to determine the strength and direction of relations between hydroclimatic parameters and tree ring width in pedunculate oak for each site. The explaining variables included monthly precipitation (P), temperature (T), measures of drought (scPDSI, SPEI) and streamflow in the Warta for the Poznan and Nowa Wieś Podgórna gauging stations. Both local and basin-aggregated values of drought indices and precipitation were used. Streamflow data was obtained from the Institute of Meteorology and Water Management, the National Research Institute, while the other data was derived from high resolution gridded climatic datasets CRUTS 4.01 (T, P), sc-PDSI Global (scPDSI), SPEIbase v.2.5.3 (SPEI). Cluster analysis was employed to determine agglomeration and similarity patterns for radial growth reactions to hydroclimatic factors (the method using the Euclidean distance as a distance function and complete linkage as the agglomeration method).

The zonability of the reaction to hydroclimatic factors affecting radial growth was found in pedunculate oak growing in the river valley. Two zones may be identified. One comprises less elevated sites located on the active terrace (sites in position 1, 2 and some sites in position 3). The other zone includes sites in positions 4, 5 and some sites in position 3. The radial growth reaction of pedunculate oak to hydroclimatic factors on the less elevated parts of the river valley is weaker than on the more elevated parts. This feature of the relationship is distinct for all of the hydroclimatic parameters employed

as explanatory variables, both local and basin-related, including river streamflow. The boundary zone is not well defined, but it is a transitional area, because the sites from position 3 are transitional, being found both in the less elevated zone and the more elevated zone of the valley. The less elevated zone is located 120 to 1500 m from the location of the normal elevation of the Warta riverbank. The variability in the distance is caused by the mosaic pattern of elevation and terrain surface forms in the river valley. The transition belt between the zones is elevated ca. 3 m above the normal elevation of the Warta riverbank. The margin of the first passive terrace (the maximum spatial range of flooding) is elevated ca. 2 m higher than the transition belt between the zones. The hydroclimatic parameters were found not to be the limiting environmental factors of radial tree growth for the less elevated sites in the valley. However, hydroclimatic elements are limiting factors of the radial growth of pedunculate oak for the more elevated sites in the valley. Radial growth response to climatic factors for the sites on the plateau are similar to those for the more elevated sites in the river valley. The relationship between climatic factors and tree ring growth is much stronger for the plateau and more elevated sites in the valley than the relationship for the less elevated sites in the valley. This feature in the relationship is particularly evident both for local and basin drought indices (the  $r$  coefficient often exceeds 0.4). Thus the threshold between both zones in the river valley differentiates the areas of different sensitivity of tree growth to drought. The dynamics of the zones identified by different patterns of tree ring growth has a practical dimension. It can be used as an indicator of the spatiotemporal effect of various processes and an impact of anthropogenic activities or the ecological effects of various active protection forms of the forests in river valleys.

**Keywords:** pedunculate oak, river valley, hydrologic gradient, river effect, zonation of valleys, radial growth, hydroclimatic controls, streamflow, drought

KOMITET REDAKCYJNY

**Anna Golcz, Stanisław Grześ, Jolanta Komisarek, Andrzej Krauss,  
Andrzej Mazur, Sebastian Nowaczewski, Julita Reguła, Arkadiusz Sadowski,  
Jacek Wójtowski (przewodniczący), Anna Zielińska-Krybus**

Redaktor Działu

**dr hab. inż. Andrzej Mazur**

Recenzent

**prof. dr hab. inż. Edward Pierzgalski**

Instytut Badawczy Leśnictwa

© Copyright by Wydawnictwo Uniwersytetu Przyrodniczego w Poznaniu  
Poznań 2019, Poland

Badania przedstawione w monografii były współfinansowane ze środków Narodowego Centrum Nauki na podstawie projektu badawczego pt.: „Stan i przemiany ekosystemów leśnych dolin wielkich rzek w świetle rocznych przyrostów promieniowych wybranych gatunków drzew” 7082/B/P01/2011/40 (N N309 708240). Monografia współfinansowana w ramach programu Ministra Nauki i Szkolnictwa Wyższego pod nazwą „Regionalna Inicjatywa Doskonałości” w latach 2019–2022, nr projektu 005/RID/2018/19.



Książka jest dostępna na licencji Creative Commons – Uznanie autorstwa – Użycie niekomercyjne – Bez utworów zależnych 4.0 Międzynarodowe (CC BY-NC-ND 4.0)

ISSN 1896-1894

ISBN 978-83-7160-936-7

e-ISBN 978-83-67112-75-8

<https://doi.org/10.17306/978-83-67112-75-8>

<https://wydawnictwo.up.poznan.pl/book.html?isbn=978-83-67112-75-8>

Opracowanie redakcyjne

Anna Tuchołka

Skład i łamanie

Stanisław Tuchołka • panbook.pl

WYDAWNICTWO UNIWERSYTETU PRZYRODNICZEGO W POZNANIU

ul. Witosza 45, 61-693 Poznań

tel. 61 848 78 08, e-mail: [wydawnictwo@up.poznan.pl](mailto:wydawnictwo@up.poznan.pl)

<https://wydawnictwo.up.poznan.pl>

Ark. wyd. 11,9.

Wersja elektroniczna dostępna na stronie <https://wydawnictwo.up.poznan.pl/books.html?dostepnosc=open%20access> oraz w serwisie <https://www.ibuk.pl/>

# SPIS TREŚCI

1. WPROWADZENIE .....	11
2. PRZEGLĄD LITERATURY .....	14
2.1. Reżimy hydroklimatyczne a przyrosty drzew w lasach dolin rzecznych ...	14
2.2. Dąb w badaniach dendrochronologicznych i dendroekologicznych .....	24
3. CEL I HIPOTEZY BADAWCZE .....	32
4. CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ .....	34
4.1. Charakterystyka przyrodnicza .....	34
4.2. Charakterystyka klimatyczna i hydrologiczna .....	41
4.2.1. Klimat .....	41
4.2.2. Hydrografia obszaru badań .....	45
4.2.3. Wody podziemne .....	48
4.2.4. Reżim rzeczny .....	50
5. METODYKA .....	62
5.1. Wybór stanowiska badawczego .....	62
5.2. Wybór drzewostanów i drzew .....	63
5.3. Dane klimatyczne i hydrologiczne. Zarys analiz hydroklimatycznych ...	65
5.4. Metody analiz dendroekologicznych .....	67
6. WYNIKI BADAŃ .....	76
6.1. Charakterystyki serii przyrostowych i cechy biometryczne drzew .....	76
6.2. Zależność szerokości słoików przyrostów rocznych od parametrów hydroklimatycznych .....	106
6.3. Podobieństwo reakcji przyrostowych na czynniki hydroklimatyczne według metody grupowań .....	120
7. Dyskusja i podsumowanie wyników .....	131
8. Wnioski .....	137
9. LITERATURA .....	139



# 1. WPROWADZENIE

Aktywność kambialna drzew jest silnie uzależniona od warunków środowiska (m.in. Feliksik, 1990; Schweingruber, 1996; Zielski, 1997; Krąpiec, 1998; Fritts, 2001; Ważny, 2006; Wilczyński, 2010). Oddziaływanie czynników środowiska na przyrost radialny drzew zaznacza się w różnych elementach budowy drewna, zarówno w przypadku szerokości przyrostu rocznego, szerokości przyrostu drewna wczesnego i późnego, jak i w strukturach tkanek i komórek. Klasyczne podejście w badaniach dendroekologicznych wiąże się z traktowaniem rocznego przyrostu promieniowego jako całości bez uwzględniania struktury tkankowej i komórkowej (Douglass, 1914; 1946; Douglass, 1921 za Robinson, 1976; Huber, 1941 za Schweingruber, 1988). Takie podejście jest często wystarczające do objaśniania różnych zależności dotyczących oddziaływania środowiska przyrodniczego na wzrost i rozwój drzew (m.in. Schweingruber, 1996; Zielski i Krąpiec, 2004; Speer, 2010).

Woda stanowi główny czynnik środowiskowy współkształtujący wzrost drzew (Czarnowski, 1989; Pallardy, 2008). Woda jest w sposób szczególny istotna dla lasu, zwłaszcza gdy stanowi stały lub okresowy czynnik ograniczający w ekosystemach (Cook, 1987; Kozłowski i Pallardy, 1997; Falińska, 2012). Dostęp do wody dla lasu może być realizowany przez różne procesy hydrologiczne (Chang, 2012). Lasy rosnące na terasach w dolinach rzecznych stanowią wyjątkowe ekosystemy, biorąc pod uwagę obieg wody. Dostęp do wody w ekosystemach dolin rzecznych może być związany z opadami atmosferycznymi występującymi lokalnie, podobnie jak w przypadku innych typów lasu. Jednak to, co decyduje o wyjątkowości lasów dolinnych, wynika z sąsiedztwa rzeki (Junk i in., 1989; Brinson, 1990; Tockner i in., 2000; Bridge, 2003). Reżim rzeczny obejmuje procesy zasilania rzeki w wodę, czasowy rozkład niskich i wysokich przepływów, wzniosów i spadków zwierciadła wody w powiązaniu z wodami gruntowymi w dolinie, występowanie zalewów powierzchniowych i zjawisk lodowych (Dynowska, 1971; Richards, 1982; Haines i in., 1988; Rotnicka, 1988; Beaven, 1989; Bridge, 2003; Olden i Poff, 2003; Zwoliński, 1992; Bartnik i Jokieli, 2012; Major, 2012). Istotne znaczenie ma tu stabilność, dynamika i rozkład w czasie charakterystyk i epizodów występowania zjawisk hydrologicznych

w rzece (Arnell, 1994; Kaczmarek, 2003; Hannah i in., 2006; Stahl i in., 2010; Kingston i in., 2011; Wrzesiński i Paluszkiwicz, 2011; Schneider i in., 2013; Wrzesiński, 2013; Piniewski, 2017). Rzeka stale prowadząca wodę może być postrzegana jako względnie stabilne źródło wody dla roślinności występującej w dolinie. Jednak nawet w przypadku rzek, których reżim hydrologiczny nie został przekształcony przez działania człowieka, w warunkach względnie stabilnego klimatu, na przykład klimatu panującego w strefie równikowych lasów deszczowych, przepływy i stany wody są bardzo zmienne (Junk, 1997; Parolin i Wittman, 2010). Zmienność ta wpływa zarówno na okresowy nadmiar wody, jak i przyczynia się do ograniczonej dostępności wody lub nawet skrajnego niedoboru w innych okresach (Parolin i in., 2004; Kingston i in., 2009; 2015). Dlatego silne susze glebowe mogą występować nie tylko na obszarach bardziej wyniesionych, lecz także w dolinach rzecznych na aktywnych terasach (Parolin i in., 2010; Schneider i in., 2011; 2013). Susze powstają nie tylko jako efekt występowania okresów niskich przychodów wody w formie opadów, lecz także w przypadku wysokiego rozchodowania wody w wyniku silnego parowania terenowego. Głównym czynnikiem fizycznym modulującym ewapotranspirację jest temperatura. Wzrost temperatur i częstotliwości okresów ciepłych, notowany szczególnie od połowy XX wieku, przekłada się na większe zagrożenie suszą. Stąd epizody stresu dla drzew leśnych wywołanego suszą występują obecnie częściej w warunkach klimatu umiarkowanego w Europie. Dotyczy to również lasów rosnących w dolinach rzecznych (Arnell, 1999; Schneider i in., 2011; Pierzgałski, 2008; Schneider i in., 2013; Saurer i in., 2014; Kingston i in., 2015).

Dąb szypułkowy należy do głównych gatunków drzew występujących w lasach dolin dużych i średnich rzek atlantyckiej, a także śródziemnomorskiej części Europy (Boratyńska, 1995; Faliński i Pawlaczyk, 1995; Danielewicz i Pawlaczyk, 2006; San-Miguel-Ayanz i in., 2016). Potencjalne siedliska roślinności leśnej dolin średnich i dużych rzek, naturalne dla występowania zbiorowisk z udziałem dębu, to łącznie ok. 5% powierzchni kontynentu (Bohn i in., 2000) i 3,5% powierzchni Polski (Matuszkiewicz, 2008a). Obecnie niewielka część ekosystemów leśnych dolin dużych i średnich rzek Europy zachowała naturalny lub zbliżony do naturalnego charakter (Klimo i Hager, 2001). Udział całkowitej powierzchni lasów dolin rzecznych to obecnie ok. 1% powierzchni lasów Europy i 3% lasów Polski, według europejskiej klasyfikacji typów lasu (EFTC) przygotowanej dla potrzeb statystycznej oceny zasobów leśnych (Barbati i in., 2014).

Silna presja antropogeniczna w dolinach rzecznych postępowała od czasów prehistorycznych. W sąsiedztwie rzek rozwijało się początkowo stałe osadnictwo człowieka oraz gospodarka rolnicza, później gospodarka przemysłowa; dokonywano również zabudowy hydrotechnicznej rzek i ich dolin (m.in. Olaczek, 2000; Klimo i Hager, 2001; Tockner i Stanford, 2002; Hohensinner i in., 2004; Tockner



i in., 2009; Mitsch i Gosselink, 2015). Czynniki te wpłynęły na zmianę reżimów wodnych w rzekach, przekształcenie naturalnych stosunków wodnych, zmianę układów roślinnych i zmianę warunków wzrostu oraz rozwoju drzew w lasach dolinnych. Skutki widoczne w drzewostanach to między innymi mniejsza odporność drzew na czynniki stresu i rozpad drzewostanów (m.in. Rood i Heinz-Milne, 1989; Deiller i in., 2001; Van Looy i in., 2003; Schnitzler i Heuze, 2006; Danielewicz, 2008; Cieśla, 2009; Osterkamp i Hupp, 2010; Hohensinner i in., 2011; Kopeć i in., 2014). Wraz ze wzrostem świadomości znaczenia ekosystemów dolin rzecznych jako ważnego komponentu środowiska przyrodniczego, pojawiły się postulaty co do konieczności ich ochrony i odtwarzania (Schneider i in., 2011; Grygoruk i Acreman, 2015; Mitsch i Gosselink, 2015; Gurnell i in., 2016). W drugiej połowie XX wieku podjęto szerzej zakrojone projekty połączone z korektą założeń prowadzenia gospodarki wodnej, w tym takie, które polegały na zastosowaniu rozwiązań technicznych ograniczających niekorzystne oddziaływanie budowli hydrotechnicznych na przebieg naturalnych procesów hydrologicznych. Dokonano między innymi likwidacji zabudowy hydrotechnicznej w niektórych fragmentach dolin rzek (m.in. Poff i in., 1997; Harper i in., 1999; Nienhuis i in., 2000; Hughes i Rood, 2003; Buijse i in., 2005; Rood i in., 2005). Jednak w przypadku lasów dolin rzecznych pozytywne efekty ekologiczne tych działań mogą być obserwowane w pełnym wymiarze w dłuższym czasie (Klimo i Hager, 2001; Woolsey i in., 2007; Schneider i in., 2011; Mitsch i Gosselink, 2015).

Dla potrzeb ochrony lasów dolinnych oraz prowadzenia trwałej zrównoważonej gospodarki leśnej istotne wydaje się dobre rozpoznanie wpływu reżimów hydroklimatycznych na wzrost głównych gatunków drzew naturalnych dla lasów dolinnych. Ujęcie obiegu wody w rozumieniu reżimu hydroklimatycznego jest w odniesieniu do badań ekosystemów dolin rzecznych szczególnie zasadne, ponieważ o dostępności wody dla środowiska decyduje tu przebieg procesów klimatycznych w powiązaniu z przebiegiem procesów hydrologicznych. Bardziej wiążące rezultaty w przypadku oceny wpływu reżimów hydrologicznych można uzyskać, jeśli ocena ta jest prowadzona dla najlepiej zachowanych obszarów leśnych, a także najmniej przekształconych warunków obiegu wody i fragmentów dolin rzecznych. W niniejszej pracy przedstawiono wyniki badań prowadzonych z wykorzystaniem metody dendrochronologicznej *sensu lato* z zachowaniem wymienionych wyżej założeń. W szczególności badania wpisują się w zakres dwóch dziedzin dendroekologii i hydrologii leśnej. Podjęto próbę objaśnienia specyfiki wpływu warunków hydroklimatycznych na wzrost i rozwój dębu szypułkowego w warunkach środowiska panujących w dolinach średnich i dużych rzek.

## 2. PRZEGLĄD LITERATURY

### 2.1. Reżimy hydroklimatyczne a przyrosty drzew w lasach dolin rzecznych

Początkowo kierunek badań leśnych ekosystemów dolin rzecznych wyznaczały zadania związane z opisem flory oraz roślinności. Badania inwentaryzacyjne przyczyniły się do dobrego rozpoznania wielu obszarów dolinnych (m.in. Stecki, 1934; Pacyniak, 1965). Nurt badawczy w zakresie opisu szaty roślinnej jest wciąż kontynuowany. Wynika to z potrzeby uzupełnienia, uszczegółowienia rezultatów dotychczas prowadzonych prac badawczych, a przede wszystkim jest to istotne w kontekście dużej dynamiki i wysokiej podatności ekosystemów dolinnych na przemiany siedlisk i roślinności. Przykładem obszernego opracowania wpisującego się w ten nurt badawczy jest praca Danielewicz (2008), w której poddano analizie dendroflorę środowisk obszarów doliny Odry dla stref wyznaczonych przez gradient ekologiczny. Inne prace reprezentujące ten kierunek badań to m.in. opracowania: Borysiak (1994), Schnitzler (1994), Schnitzler i in. (2007), Hasse i Gläser (2009), Douda i in. (2016). Badaniom nad opisem szaty roślinnej towarzyszą próby oceny oddziaływania czynników środowiska na kształtowanie się warunków funkcjonowania ekosystemów dolin rzecznych. Podejmowane są próby powiązania stanu oraz przemian ekosystemów lub ich komponentów z oddziaływaniem różnych czynników środowiska. Oceny wpływu warunków środowiska na przemiany ekosystemów i prawidłowości związane z rozkładem przestrzennym flory i roślinności są rozpatrywane z uwzględnieniem gradientu ekologicznego związanego z wpływem wód rzecznych (m.in. Schnitzler, 1997; Rosales i in., 2001; Danielewicz, 2008; Douda, 2010). Zauważa się wzrost udziału badań prowadzonych na poziomie ekosystemów, ukierunkowanych wyłącznie na rozpoznanie biogeofizycznych zależności funkcjonalnych, zachodzących w ekosystemach leśnych obszarów zalewowych, co stanowi ważne dopełnienie badań dotyczących wyłącznie leśnej szaty roślinnej, pomagając lepiej rozumieć charakter związanych z nią procesów (Osterkamp i Hupp, 2010). Projekty wpisujące się w powyższy kierunek badań

dotyczą m.in. procesów obiegu materii, sedymentacji na obszarach zalewowych i procesów hydrologicznych zachodzących w leśnych ekosystemach dolin rzecznych (m.in. Steiger i Gurnell, 2002; Lockaby i in., 2005).

Współcześnie, cechą łączącą badania obszarów dolin rzecznych jest często silny nacisk na uwzględnienie dynamiki procesów zachodzących w ekosystemach, ich zmienności przestrzennej, powiązania z procesami obiegu materii oraz oddziaływaniem czynników biotycznych i abiotycznych czynników fizyczno-geograficznych, w tym tych o charakterze antropogenicznym (Klimo i Hager, 2001; Osterkamp i Hupp, 2010). Cel użytkowy badań prowadzonych na leśnych obszarach dolin rzek wytycza zwykle konieczność określenia właściwych sposobów prowadzenia gospodarki leśnej, uwzględnienia przy tym zadań związanych z ochroną oraz restytucją lasów dolinnych ze względu na duży stopień ich przekształcenia, znaczną redukcję pierwotnego pokrycia oraz stałe oddziaływanie różnych czynników dezintegracyjnych (Olaczek, 2000; Gacka-Grześkiewicz i Cichocki, 2001; Klimo i Hager, 2001; Danielewicz i Pawlaczyk, 2004; Osterkamp i Hupp, 2010; Faulkner i in., 2011; Kamiński i in., 2011).

Występowanie naturalnej roślinności leśnej na terasach dolin rzecznych jest warunkowane specyfiką reżimów wód rzecznych (Danielewicz, 2008). Z kolei rytm wód rzecznych przekłada się na występowanie ekstremalnych zjawisk hydrologicznych, zalewów, moduluje reżimy wód podziemnych oraz procesy obiegu materii. Oddziaływanie wód rzecznych, w tym zalewów, na drzewostany w danej części doliny rzecznej jest zmienne w czasie, ma charakter cykliczny i występuje z różnym natężeniem w strefach doliny wyznaczonych przez wodny gradient ekologiczny. Powyższe zależności są już stosunkowo dobrze rozpoznane (m.in. Sagers i Lyon, 1997; Klimo i Hager, 2001; Rosales i in., 2001). Dalszego uszczegółowienia i objaśnienia wymaga jednak określenie powiązań między przebiegiem reżimów wód rzecznych a potrzebami ekosystemów leśnych, w tym potrzebami naturalnej dendroflory obszarów zalewowych. Istotne jest ustalenie zależności ilościowych, to jest relacji ilustrujących, jak ze względu na rozkład czasowy występowania poszczególnych faz reżimu hydrologicznego w ciągu roku, ich wieloletnie częstości oraz rozkład przestrzenny oddziaływania względem stref doliny, przebiegają warunki wzrostu i rozwoju drzew leśnych (Schnitzler, 1997; Osterkamp i Hupp, 2010).

Badania umożliwiające uchwycenie zależności ilościowych między cechami przyrostów drzew leśnych oraz przebiegiem warunków wodnych wymagają z jednej strony dokonywania wieloletnich pomiarów i obserwacji parametrów hydroklimatycznych, a z drugiej – długookresowych pomiarów i obserwacji cech biometrycznych drzew, drzewostanów oraz siedlisk leśnych (Bradley, 2011; Chang, 2012). Wieloletnie dane stwarzają jednak skąpe możliwości analityczne i uniemożliwiają, ze względu na zbyt wysoki poziom generalizacji, zastosowanie w badaniach

ekosystemów najbardziej pożądanego podejścia bilansowego (m.in. Stephenson, 1990; Suliński, 1993; Chang, 2012; Dyer, 2009; Piedallu i in., 2013).

Brak wieloletnich pomiarów i obserwacji cech środowiska leśnego nakłada również duże ograniczenia dotyczące możliwości badań okresów przeszłych. Jest to o tyle istotne, że oddziaływanie wielu czynników antropogenicznych zaburzających naturalny rytm hydrologiczny ekosystemów leśnych obszarów zalewowych miało miejsce lub narastało w okresach przeszłych (m.in. Olaczek, 2000; Klimo i Hager, 2001; Hohensinner i in., 2011). Pomimo ograniczeń zaznacza się potrzeba sięgnięcia w przeszłość i badań okresów przed pojawieniem się oddziaływania niekorzystnych dla stanu leśnych ekosystemów dolinnych czynników antropogenicznych, takich jak na przykład regulacja koryt rzecznych, budowa obwałowań oraz piętrzeń (Klimo i Hager, 2001; Meko i in., 2012). Wiedza taka, oprócz wymiaru poznawczego, daje możliwość przewidywania zmian, które mogą zaistnieć w przyszłości, oraz ma duże znaczenie użytkowe (Loaiciga i in., 1993; Osterkamp i Hupp, 2010).

Biorąc pod uwagę podane ograniczenia, potrzeby oraz możliwości badawcze, interesującą propozycję może stanowić wykorzystanie metod badań dendrochronologicznych do oceny warunków wzrostu i rozwoju drzew w lasach dolinnych. W przypadku drzewostanów znajdujących się pod wpływem wód rzecznych zwykle występują silne związki między reżimami rzecznyymi a rocznymi przyrostami promieniowymi (m.in. Loaiciga i in., 1993; Meko i in., 2012; Biondi, 2013). Pomimo to, sezonowa zmienność źródeł wody, z której korzystają drzewa (White i Smith, 2015), a także reakcje przyrostowe względem zmiennej dostępności wody w dolinach rzecznych są wciąż słabo rozpoznane (Singer i in., 2013). Drzewa rosnące w dolinie mogą w kolejnych okresach korzystać z różnych rodzajów wody. Wiąże się to ze zmienną okresową dostępnością wody oraz położeniem w stosunku do dna doliny, a także może być uwarunkowane gatunkowo i wynikać również z fazy rozwojowej drzewa (Singer i in., 2013).

Według podejścia stosowanego w dendroekologii, parametry przyrostów radialnych mogą być wykorzystywane jako miara odpowiedzi drzew i drzewostanów na przebieg elementów reżimu hydrologicznego. Problematyka dotychczas podejmowanych badań w takim ujęciu dotyczyła oddziaływania przepływów oraz hydrologicznych zdarzeń ekstremalnych na cechy przyrostów rocznych drzew. Ocena oddziaływania przepływów rzecznych na dynamikę przyrostów była podejmowana w różnych projektach. Zwykle, oprócz przepływów, jako zmienne objaśniające były wykorzystywane również parametry klimatyczne (m.in. Stromberg i Patten, 1996; Dudek i in., 1998; Tumajer i Treml, 2016; Koprowski i in., 2018).

Oceniano wpływ miesięcznych opadów, temperatury i przepływu oraz PDSI (wskaźnik surowości suszy Palmera) na szerokość przyrostów radialnych orzecha czarnego (*Juglans nigra* L.) i topoli amerykańskiej (*Populus deltoides* March.)

rosnących w dolinie rzeki Olentangy, dopływu Ohio w dorzeczu Missisipi. Orzech czarny stanowi częsty komponent lasów dolin rzecznych środkowego zachodu Ameryki Północnej, pomimo tego, że słabo toleruje zalewy. Gatunek ten na stanowisku położonym niżej (aluwium) silnie pozytywnie reagował na średnie przepływy, głównie sierpnia; nie stwierdzono natomiast reakcji na opady, temperaturę oraz PDSI. Na stanowisku położonym wyżej (poza strefą zalewów) przyrosty orzecha czarnego silnie pozytywnie reagowały na opady oraz PDSI (szczególnie czerwca roku poprzedniego) i nie reagowały na przepływy. Z kolei przyrosty topoli amerykańskiej nie reagowały na przepływy na stanowisku położonym niżej, natomiast negatywnie reagowały na opady i PDSI okresu letniego lipca i sierpnia (Dudek i in., 1998).

Uwarunkowania mikrosiedliskowe decydujące o oddziaływaniu przepływów na przyrosty, wiążące się z położeniem stanowiska w dolinie względem rzeki, mogą być szczególnie widoczne na obszarach o okresowych deficytach dostępności wody. Na przykład w warunkach klimatu półsuchego w regionie Pamapas w Argentynie oceniano związki między charakterystykami hydroklimatycznymi oraz szerokością przyrostów rocznych drzew gatunku *Prosopis flexuosa* DC. Gradientowe oddziaływanie reżimu rzeki Desaguadero na przyrosty promieniowe drzew rosnących w dolinie w różnej odległości od rzeki było szczególnie widoczne w przypadku przepływów wiosenno-letnich. Na stanowisku położonym w pobliżu rzeki związki te były najsilniejsze, a na stanowisku oddalonym od rzeki silniejsze były związki dla przepływów oraz opadów zimowo-wiosennych (Piraino i Roig, 2016). W przypadku rzek rejonu gór Sierra Nevada w USA szerokość dna doliny oraz wyniesienie w stosunku do koryta rzeki to czynniki najbardziej wpływające na siłę związku między przepływem oraz szerokością przyrostów rocznych topoli kalifornijskiej (*Populus trichocarpa* Torr. & A. Gray). Na odcinkach dolin o płaskim i mniej wyniesionym dnie związki między przepływem i przyrostem były silniejsze niż dla fragmentów dolin wąskich i bardziej wyniesionych, gdzie czynnikiem silnie kształtującym przyrosty były opady (Stromberg i Patten, 1996). Jako istotny czynnik sprawczy decydujący o dostępności wody dla drzew w przypadku obu projektów wskazywano na występowanie lub brak związków hydraulicznych między wodą w rzece oraz wodą gruntową (Stromberg i Patten, 1996; Piraino i Roig, 2016).

W przypadku dębu szypułkowego rosnącego na obszarach zalewowych doliny Łaby w północnych Czechach (Masyw Czeski) oceniano wpływ temperatury, wskaźnika surowości suszy Palmera w zmodyfikowanej wersji (scPDSI), przepływu oraz poziomu wody gruntowej. Ocenianymi parametrami były szerokość słoja, a także parametry morfometryczne naczyń drewna wczesnego (przeciętna powierzchnia naczyń, sumaryczna powierzchnia naczyń i gęstość naczyń). Związki między temperaturą, scPDSI, przepływem wody w rzece, stanem wody gruntowej oraz przyrostami były podobne pod względem siły i kierunku dla drzew rosnących w dolinie.

Podobieństwo siły i kierunku związków wystąpiło również dla drzew rosnących na wysoczyźnie. Stwierdzono pozytywny wpływ temperatury okresu wegetacyjnego roku bieżącego i poprzedniego oraz negatywny wpływ scPDSI na szerokość przyrostów promieniowych dla drzew rosnących na aluwiach rzecznych, natomiast dla powierzchni porównawczej na wysoczyźnie stwierdzono pozytywny wpływ scPDSI i negatywny temperatury, a także pozytywny wpływ przepływów, zapewne ze względu na silne powiązanie opadów z przepływami. Przepływy, poziom wody gruntowej, scPDSI z reguły oddziaływały negatywnie na szerokość słoja przyrostu rocznego na aluwiach rzecznych w okresie wegetacyjnym. Ponadto stwierdzono negatywny wpływ scPDSI na średnią powierzchnię naczyń w dolinie, szczególnie dla miesięcy końca okresu wegetacyjnego roku poprzedzającego bieżący przyrost. Z kolei gęstość naczyń drewna wczesnego dla drzew rosnących w dolinie rzecznej była najbardziej czułym parametrem morfometrycznym drewna wczesnego – zmniejszała się wraz ze wzrostem temperatury, czyli odwrotnie niż w przypadku szerokości słoików (Tumajer i Treml, 2016). Sumaryczna powierzchnia naczyń zwiększała się ze wzrostem temperatury, zwłaszcza dla temperatur maja i czerwca roku poprzedzającego przyrost. Ponadto nie stwierdzono negatywnego wpływu zalewów rzecznych na parametry morfometryczne komórek drewna wczesnego, uzasadniając ten efekt krótkotrwałością zalewów i ogólną odpornością drzew. Nie stwierdzono wpływu susz na przebieg przyrostów drzew rosnących na aluwiach rzecznych, natomiast u drzew rosnących na wysoczyźnie susze powodowały znaczącą redukcję szerokości przyrostów rocznych (Tumajer i Treml, 2016).

W przypadku jesionu rosnącego na aluwiach rzecznych środkowej Warty oceniano wpływ miesięcznych wartości przepływów maksymalnych, temperatury powietrza oraz opadów na przyrosty promieniowe oraz cechy morfometryczne naczyń drewna wczesnego. Stwierdzono, że przepływy maksymalne dla miesięcy od września roku poprzedniego do stycznia roku bieżącego oraz przepływy lipca i sierpnia roku bieżącego wpływają pozytywnie na szerokość przyrostów rocznych jesionu wyniosłego. Podobnie na przyrosty wpływają opady czerwca, sierpnia i grudnia roku poprzedniego oraz czerwca roku bieżącego, natomiast temperatury czerwca i września roku poprzedniego oraz czerwca roku bieżącego wpływały negatywnie na szerokość przyrostów rocznych. W przypadku oddziaływania przepływu maksymalnego na struktury naczyń drewna wczesnego najbardziej czułe parametry to średnia powierzchnia naczyń, dalej całkowita powierzchnia naczyń i liczba naczyń. Przepływy maksymalne, szczególnie roku poprzedzającego przyrost, wpływają pozytywnie na te parametry. W przypadku opadów najbardziej czuły parametr to średnia powierzchnia komórek naczyń i całkowita powierzchnia komórek naczyń. W przypadku tych parametrów morfometrycznych komórek oraz opadów jako zmiennej objaśniającej występowały związki pozytywne, najsilniejsze dla maja i sierpnia roku poprzedniego.

Niskie temperatury lutego i marca roku bieżącego wpływały na redukcję średniej i całkowitej powierzchni naczyń drewna wczesnego (Koprowski i in., 2018).

Oceniano oddziaływanie przepływów na przyrosty promieniowe dębu szypułkowego rosnącego w Słowenii w dolinie rzeki Krka, dopływu Sawy w dorzeczu Dunaju (południowozachodnia krawędź Kotliny Panońskiej). Ocena dotyczyła drewna wczesnego i późnego oraz parametrów morfometrycznych naczyń drewna wczesnego. Wybrano stanowisko znajdujące się pod wpływem częstych zalewów wiosennych i jesiennych oraz stanowisko położone poza strefą zalewów. Potwierdzono modulujący wpływ warunków mikrosiedliskowych na charakterystyki przyrostów, w szczególności oddziaływania rzeki i reżimów rzecznych. Szerokość słoja drewna drzew ze stanowiska zalewowego była większa, ponieważ większy był udział strefy drewna późnego w szerokości słoja niż u drzew ze stanowiska pozbawionego zalewów. Strefa drewna wczesnego była mniej zmienna na obu stanowiskach, co jest typowe dla dębów o pierścieniowo-naczyniowej budowie drewna. Najbardziej czułym parametrem drewna okazała się szerokość przyrostu rocznego. Na stanowisku zalewowym średni przepływ miesięcy letnich wpływał pozytywnie na szerokość przyrostów rocznych. Z kolei na stanowisku położonym poza strefą zalewów średni przepływ miesięcy wiosennych wpływał negatywnie, a przepływ niski – pozytywnie na przyrosty drzew (Gričar i in., 2013). Prowadzono ocenę czułości naczyń drewna wczesnego na oddziaływanie czynników klimatycznych i hydrologicznych u jesionu czarnego (*Fraxinus nigra* Marsh.) rosnącego na obszarach zalewowych jeziora Duparquet w rejonie Wielkich Jezior w Kanadzie. Stwierdzono, że czynnik hydroklimatyczny, najsilniej wpływający na formowanie się naczyń drewna wczesnego, to przepływy okresu wiosennego. Im przepływ był większy, tym średnia powierzchnia naczyń drewna wczesnego była mniejsza, zaś naczynia były bardziej liczne, ale mniejsze (Kames i in., 2016).

Rytm przepływów rzecznych moduluje reakcje przyrostowe drzew, szczególnie w przypadku korzystnych warunków mikrosiedliskowych (Dudek i in., 1998; Stromberg i Patten, 1996; Gričar i in., 2013; Tumajer i Treml, 2016). Oddziaływanie przepływów na przyrosty zależy od położenia drzewostanu w dolinie i jest uzależnione od kształtu doliny rzecznej, mikroreliefu, oraz rodzaju utworów wierzchnich warstw skalnych. Decydującym czynnikiem sprawczym jest oddziaływanie wód podziemnych, wynikające z powiązania hydraulicznego wód gruntowych z wodami rzecznyymi, co zapewnia dostępność wody wykorzystywanej do tworzenia przyrostu promieniowego (Stromberg i Patten, 1996; Piraino i Roig, 2016). Reakcja przyrostów promieniowych na przepływy może być silniejsza, jeśli główną kategorią wody dostępną dla drzew jest woda rzeczna. Warunki takie mogą występować w przypadku okresów posusznych dla klimatu umiarkowanego wilgotnego (Dudek i in., 1998; Tumajer i Treml, 2016) oraz dla klimatu suchego z okresowym deficytem

wody (Stromberg i Patten, 1996; Piraino i Roig, 2016). Dla drzew klimatu umiarkowanego wilgotnego istotny ze względu na reakcje przyrostowe na przepływy jest okres wyżówek wiosennych, który zbiega się z początkiem okresu wegetacyjnego oraz rozpoczęciem tworzenia struktur drewna wczesnego (Dudek i in., 1998; Kames i in., 2016; Gričar i in., 2013; Tumajer i Treml, 2016; Koprowski i in., 2018). Różne struktury drewna u jednego gatunku mogą wykazywać różną czułość dla poszczególnych rodzajów przepływów rzecznych w kolejnych okresach roku – inną czułość na przepływy średnie oraz inną na przepływy wysokie i niskie. Wymagania dotyczące dostępności wody dla drzew w dolinach rzecznych są zmienne w okresie wegetacyjnym co do rodzaju wody i jej ilości (Kames i in., 2016; Gričar i in., 2013; Tumajer i Treml, 2016; Koprowski i in., 2018). Reakcje przyrostowe drzew na przepływy rzeczne są warunkowane gatunkowo, przy czym wysoki stopień tolerancji na zalewy może nie przekładać się na pozytywne reakcje przyrostowe drzew na wyższe wartości przepływów. Gatunki tolerancyjne dla zalewów, zajmujące z reguły niżej położone stanowiska, mogą negatywnie reagować na nadmiar wody rzecznej i wymagać – do dobrego przyrastania – występowania niżówek i niedoboru wody po zakończeniu rozwoju drewna wczesnego w późniejszej części okresu wegetacyjnego (Dudek i in., 1998). Dla większości gatunków drzew stanowiących przedmiot badań, w tym dębu szypułkowego, reakcje przyrostowe szerokości słoja rocznego oraz drewna późnego na przepływy średnie były jednak pozytywne (Dudek i in., 1998; Gričar i in., 2013; Tumajer i Treml, 2016). Natomiast w przypadku oddziaływania przepływów średnich na różne struktury budowy drewna wczesnego, dla dębu szypułkowego, a także innych drzew o pierścieniowo-naczyniowej budowie drewna, reakcje przyrostowe nie są jednorodne (Gričar i in., 2013; Tumajer i Treml, 2016; Kames i in., 2016).

Oceniano również wpływ zdarzeń i zjawisk ekstremalnych – susz i wezbrań, które dla drzew i ekosystemów z reguły stanowią epizody stresu (Astrade i Bégin, 1997; Singer i in., 2013; Tumajer i Treml, 2016; Netsvetov i in., 2018). W przypadku głębokich susz hydrologicznych występujących na obszarze dolin rzecznych, jeśli żaden rodzaj wody nie jest dostępny dla drzew, występują na ogół znaczne redukcje przyrostów promieniowych. Redukcja przyrostów może występować również w okresie pogłębiających się niżówek, niekoniecznie przechodzących w okresy susz hydrologicznych (Singer i in., 2013). Wówczas drzewa, które zwykle korzystają z wody gruntowej powiązanej hydraulicznie z wodą w rzece, są pozbawiane dynamicznie tej możliwości (White i Smith, 2015). U dębu szypułkowego rosnącego w dolinie rzecznej zdarzenia susz słabo zaznaczają się w strukturach drewna wczesnego. Dotyczy to zarówno szerokości tej strefy drewna, jak i cech morfometrycznych komórek naczyń (Tumajer i Treml, 2016).

O ile zalewy powierzchniowe są czynnikiem warunkującym występowanie ekosystemów leśnych dolin rzecznych (Spink i in., 1998; Kozłowski, 2002),



a relatywnie krótkie są również czynnikiem korzystnym dla przyrastania starszych drzew na grubość (Astrade i Bégin, 1997; Gričar i in., 2013), o tyle długotrwała saturacja gleby, wynikająca z utrzymujących się wysokich przepływów wód w rzece oraz długotrwałych zalewów powierzchniowych wodami stagnującymi, pociąga za sobą powstanie i utrzymywanie się stresogennych dla drzew warunków anaerobowych w glebie (Kozłowski, 2002; Glenz i in., 2006). Przekłada się to również na zaburzenie aktywności kambialnej, zwłaszcza u młodszych drzew, które przeżyły powódź. Skutki powodzi uwidoczniają się w strukturach drewna, m.in. w formie przyrostów i naczyń drewna wczesnego u jesionu wyniosłego i dębu szypułkowego (Sass-Klassen i in., 2010; Copini i in., 2016; Kames i in., 2016) oraz powstawania tzw. „powodziowych przyrostów” rocznych u dębów Ameryki Północnej (St. George i Nielsen, 2002; Therrell i Bialecki, 2015). Dla eksperymentu zalewowego dotyczącego drzew młodych (4-letnich) dębu szypułkowego naczynia drewna wczesnego w przyrostach powodziowych mają mniejsze światła, a szerokość strefy drewna wczesnego i późnego jest znacznie mniejsza w porównaniu z drzewami nieobjętymi zalewem, pod warunkiem, że zalew występował podczas fenofazy nabrzmiewania pąków oraz rozpoczęcia wzrostu pędów na długość i rozwoju liści przez 2 do 6 tygodni, tj. w okresie, gdy tworzą się struktury drewna wczesnego. Przyczyny takiego przebiegu przyrostu w drzewach poddanych zalewom są związane z wystąpieniem obumierania korzeni, a także znaczną redukcją światła naczyń drewna wczesnego i obniżonym przewodnictwem wody przez te naczynia (Copini i in., 2016). Bardziej zróżnicowane wyniki w zakresie formowania się struktur przyrostów uzyskano dla dojrzałych dębów amerykańskich dębu białego (*Quercus lyrata* L.) i dębu wielkowiekowego (*Quercus macrocarpa* Michx.), rosnących na obszarach zalewowych w dolinie dolnej Missisipi. Efekt zalewów w tym przypadku manifestował się kombinacją różnych anomalii formowania się drewna. Widoczne było zmniejszenie się światła naczyń w latach powodziowych, przy braku jednorodnych reakcji w zakresie szerokości stref drewna wczesnego i drewna późnego. W niektórych przypadkach wystąpiły szerokie słoje, w innych wąskie. W obu przypadkach wspólną cechą był zbliżony udział drewna wczesnego i późnego. Stąd w przypadku szerokich słoików udział drewna wczesnego w stosunku do późnego był anomalnie większy. Niekiedy występowały nieprawidłowo wykształcone naczynia drewna wczesnego odsunięte od granicy przyrostu roku poprzedniego. Stwierdzono, że zalewy krótsze trwające do 10 dni na początku okresu wegetacyjnego nawet w przypadku wysokich maksymalnych rzędnych zwierciadła wody zalewowej, podobnie do zalewów z okresu spoczynku drzew, nie powodowały formowania „pierścieni powodziowych”. Pierścienie te formowały się, w zakresie od średnich do największych fal wezbraniowych, gdy zalewy trwały dłużej niż 10 dni, gdy wstępowały na początku okresu wegetacyjnego od marca do maja (Therrell i Bialecki, 2015). W przypadku trzydziestoletniego dębu

szypułkowego i jesionu wyniosłego poddanego zalewowi eksperymentalnemu na początku okresu wegetacyjnego w połowie kwietnia przez okres trzech tygodni, „przyrosty powodziowe” wystąpiły jedynie u tego pierwszego gatunku (Sass-Klassen i in., 2010). W przypadku dojrzałych drzewostanów topoli osiki oraz dębu szypułkowego, rosnących na obszarze zalewowym i poza tym obszarem (duża wyspa rzeczna) w dolinie rzeki Saony w dorzeczu Rodanu we wschodniej Francji, efekt długotrwałego zalewu to redukcja szerokości stojów jedynie u topoli w najdłuższych zalanych miejscach, a u dębu – zmniejszenie powierzchni i zróżnicowania światła naczyń drewna wczesnego przy jednoczesnym zwiększeniu szerokości strefy drewna wczesnego (Astrade i Bégin, 1997). Przenikanie anomalnie przekształconych naczyń drewna wczesnego do strefy drewna późnego, utrata wyrazistości granicy między drewnem wczesnym a późnym – to cechy wspólne przyrostów dębu szypułkowego i wymienionych wyżej dębów z Ameryki Północnej, w przypadku formowania się przyrostów powodziowych (Astrade i Bégin, 1997; Wertz i in., 2013; Copini i in., 2016; Therrell i Bialecki, 2015).

Struktury drewna wczesnego silniej reagują na wystąpienie zalewów powodziowych i mogą być dobrym indykatorem wystąpienia zalewów. Z kolei, szerokość przyrostów rocznych i drewno późne silniej reagują na susze i są czułym wskaźnikiem dostępności wody do przyrastania, w tym także wystąpienia susz hydrologicznych (m.in. Astrade i Bégin, 1997; Meko i in., 2001; Cook i in., 2013; Therrell i Bialecki, 2015). Formy reakcji przyrostowych drzew na występowanie zalewów i susz zależą od wielu czynników. Reakcje te często przebiegają inaczej dla różnych gatunków drzew (Astrade i Bégin, 1997) mogą nie być jednakowe w przypadku podobieństwa budowy drewna, na przykład dla gatunków pierścieniowo-naczyniowych (Sass-Klassen i in., 2010). Reakcje przyrostowe na ekstremalne zdarzenia hydrologiczne zależą ponadto od wieku drzewa (Astrade i Bégin, 1997; Sass-Klassen i in., 2010; Copini i in., 2016) i są warunkowane długością trwania, przebiegiem i terminem wystąpienia epizodów ekstremalnych zdarzeń hydroklimatycznych w relacji do kolejnych faz fenologicznych w rocznym cyklu rozwoju drzewa (Therrell i Bialecki, 2015; Copini i in., 2016), a także są modulowane przez warunki siedliskowe i mikrosiedliskowe (Astrade i Bégin, 1997).

Przedłużające się stresogenne dla drzew zalewy powierzchniowe są traktowane w gospodarce leśnej jako zaburzenia powodziowe drzewostanów (Dobrowolska, 2010; Pierzgalski i in., 2012). Stąd przyrosty roczne stosowano jako jedną z miar oceny wpływu zalewów rzecznych oraz stagnowania wody powodziowej na zdrowotność drzew dla potrzeb gospodarki leśnej (Szewczyk i in., 2015). Oceniano również oddziaływanie zaburzeń o charakterze antropogenicznym, które modulują reżimy rzeczne i wpływają na rytm przyrostowy drzew w dolinach rzecznych. Badano oddziaływanie reżimów rzecznych pod wpływem zbiorników retencyjnych

na przyrosty drzew w kontekście trwałości sąsiadujących z rzeką drzewostanów (Smelko i Scheer, 2000).

Łączenie metody dendrochronologicznej oraz badań hydrologicznych prowadzono od lat 30. XX wieku. Dużo częściej są jednak realizowane projekty badawcze wykorzystujące podejście odwrotne do stosowanego w dendroekologii: cechy przyrostów rocznych stosuje się do oceny reżimów rzecznych w okresach i dla zlewni nieobjętych pomiarami hydrologicznymi (Hardman i Reil, 1936; Hawley, 1937; Schulman, 1945; Loaiciga i in., 1993; Ballesteros-Cánovas i in., 2015). Podejmuje się próby objaśniania przebiegu warunków hydrologicznych występujących w okresach przeszłych na podstawie parametrów przyrostów radialnych w przypadku zlewni niekontrolowanych lub niepełnych szeregów pomiarów hydrometrycznych. Dziedzina, która obejmuje takie badania, jest określana jako dendrohydrologia i nawiązuje w zakresie metod do podejścia stosowanego w dendroklimatologii i dendroekologii (Loaiciga i in., 1993; Kaennel i Schweingruber, 1995). Wyniki badań wskazują, że przyrosty promieniowe mogą objaśniać zwykle około 40% zmienności przepływów, a na obszarach, gdzie woda jest czynnikiem ograniczającym i dla gatunków wrażliwych na deficyt wody – do ponad 60% tej zmienności (Coulthard, 2015).

Badania dendrohydrologiczne dotyczą odtwarzania przebiegu warunków wodnych występujących w okresach przeszłych (Loaiciga i in., 1993; Meko i Woodhouse, 2011), a także przebiegu związanych z rytmem rzeki procesów geofizycznych (Wiles i in., 1996). W zakresie analiz hydrologicznych podejście to wykorzystywano najczęściej do oceny przebiegu przepływów w okresie przedpomiarowym (m.in. Lara i in., 2005; Wils i in., 2010; Meko i in., 2012; Agafonov i in., 2016), częstości, siły i dynamiki epizodów: susz hydrologicznych (m.in. Meko i in., 1995; Woodhouse i Lukas, 2006; Coulthard i in., 2016), epizodów powodzi (Ballesteros-Cánovas i in., 2015; Therrell i Bialecki, 2015), epizodów zjawisk lodowych (m.in. Sigafos, 1964; Egginton i Day, 1977; Tardif i Bergeron, 1997), analizy bilansów wodnych zlewni (Saito i in., 2008), a także dynamiki zasobów wodnych w rzekach dla potrzeb gospodarczych (m.in. Meko i Woodhouse, 2011; Sauchyn i in., 2015; Coulthard i in., 2016; Fernández i in., 2018). W zakresie analiz procesów geofizycznych przedmiotem zainteresowania naukowego były geofizyczne procesy rzeczne zachodzące w dolinach, takie jak erozja i akumulacja rzeczna (m.in. Osterkamp i Hupp, 1984; Kalicki i Krąpiec, 1995; Malik, 2006).

## 2.2. Dąb w badaniach dendrochronologicznych i dendroekologicznych

Dąb szypułkowy to jeden z głównych krajowych i europejskich gatunków drzew rosnących w lasach oraz istotny komponent środowiska przyrodniczego kontynentu (Boratyński i in., 2006; Danielewicz i Pawlaczyk, 2006; Matuszkiewicz, 2008b; Tröltzsch i in., 2009; Brus i in., 2011; Barbati i in., 2014; San-Miguel-Ayanz i in., 2016). Dąb szypułkowy i bezszypułkowy są również powszechnie, jeżeli nie najczęściej w przypadku gatunków drzew europejskich, wykorzystywane w badaniach z zastosowaniem metody dendrochronologicznej (Schweingruber, 1996; Ważny, 2006). Przemawiają za tym przesłanki przyrodnicze, czyli: długowieczność i stosunkowo duży zasięg przestrzenny, relatywnie duża liczebność drzewostanów dębowych, ciągłość czasowa występowania w holocenie (Pilcher i in., 1984; Becker, 1993; Friedrich i in., 2004; Haneca i in., 2005), trwałość i czytelność struktur drewna (Schweingruber, 1996; Ważny, 2006), częste występowanie w formie kopalnej (m.in. Krąpiec, 1998; 2001; Briffa i Matthews, 2002; Leuschner i in., 2002; Vitas, 2010; Pearson i in., 2014), a ponadto przesłanki użytkowe, wynikające z dobrej jakości technicznej i trwałości wyrobów z drewna (Meiggs, 1982; Surmiński, 2006). Stąd drewno dębowe od czasów prehistorycznych miało szerokie wykorzystanie gospodarcze (m.in. Meiggs, 1982; Ważny, 1994; 2001; Villet, 2002; Daly, 2007; Pukiene i Ożalas, 2007; Haneca i in., 2009; Bilyayeva i in., 2010; Pomian i in., 2016) oraz w różnych dziedzinach sztuki i zachowało się w wielu artefaktach wytwarzanych na przestrzeni dziejów przez człowieka (m.in. Eckstein i in., 1986; Klein i Ważny, 1991; Groves, 2000; Haneca i in., 2009; Rodríguez-Trobajo i Domínguez-Delmás, 2015). Najdłuższe chronologie bezwzględne, przygotowane dla europejskich gatunków drzew, to chronologie dębowe (HOC – ang. *Holocene Oak Chronology*) i sosnowa (PPC – ang. *Preboreal Pine Chronology*), obejmujące okres ponad 10 000 i ponad 12 000 lat (Friedrich i in., 2004). Bezwzględna chronologia dębowa HOC w powiązaniu z lokalnymi chronologiami bezwzględnymi są wykorzystywane w różnych dziedzinach wiedzy i dyscyplinach naukowych (Krąpiec i Szychowska-Krąpiec, 2004). Najbardziej spektakularne wykorzystanie dębowych chronologii absolutnych dla obszaru Polski to m.in. ostateczne ustalenie daty powstania i rozwoju osady biskupińskiej (Ważny, 1993; 1994), datowanie rozwoju wczesnopiastowskich grodów centralnych, między innymi w Gnieźnie, na Ostrowie Lednickim i w Poznaniu (Krąpiec, 1998; Jasiński, 2007; Rodzińska-Choraży, 2009), a także potwierdzenie znaczenia drewna z obszaru naszego kraju i ogólnie regionu bałtyckiego w skutnictwie – do budowy flot żaglowców głównych europejskich potęg kolonialnych okresu od XVI do XVIII wieku

(m.in. Bonde i in., 1997; Zunde, 1998–1999; Ważny, 2002; Eckstein i Wrobel, 2007; Daly, 2007; Martins, 2015).

Nie mniej znaczące zastosowanie chronologii dębowych wiąże się z odtwarzaniem i objaśnianiem przebiegu warunków klimatycznych panujących w przeszłości, szczególnie w okresie preinstrumentalnym (m.in. Briffa, 1984; Briffa i Matthews, 2002; Briffa i in., 2002a; 2002b; Büntgen i in., 2010; Zielski i in., 2010; Pearson i in., 2014). Bezwzględne chronologie dębowe są bardzo cennym narzędziem w tym przypadku, ponieważ dęby w okresie po ustąpieniu zlodowacenia Bałtyckiego od około 13 000 lat BP migrowały w warunkach korzystnego do ekspansji klimatu z glacialnych refugium położonych w południowych częściach Półwyspu Pirenejskiego, Apenińskiego oraz Bałkańskiego. Migracja ta nie była procesem ciągłym ze względu na zmienność postglacialnego klimatu w Europie. Występowanie dębów sięgnęło Pirenejów, południowych Alp i Karpat do około 10 000 BP. Do wyraźnego zatrzymania ekspansji oraz pogorszenia się warunków wzrostu dębów w wyniku ochłodzenia się klimatu doszło w okresie 11 000–10 000 BP. W kolejnych okresach postępowała ekspansja dębów, a współczesny zasięg został ustalony ok. 6000 BP. Średnie tempo ekspansji do 6000 BP wynosiło ok. 500 m na rok, przy czym największe było na zachodzie z refugium iberyjskich (do 1000 m na rok), mniejsze na wschodzie z refugium apenińskich i bałkańskich głównie ze względu na barierę, którą stanowiły łańcuchy górskie Alp i Karpat (Brewer i in., 2002; Białozyt i in., 2006; Dering i in., 2008; Kremer, 2010). Obszar Polski został opanowany głównie przez dęby z bałkańskich refugium, które przybyły do Polski ze wschodu wzdłuż Karpat oraz przez przełęcz karpackie. Dęby z tych refugium wkroczyły jako pierwsze. Refugia apenińskie (23,5% dębów w Polsce) są reprezentowane zwłaszcza w lasach dębowych Pomorza. Dęby z tych refugium migrowały do Polski głównie przez Bramę Morawską oraz przez Niziny Niemieckie w kierunku północowschodnim. Refugia iberyjskie są reprezentowane wyspowo przez dęby lokalnie w lasach Warmii i zachodniej części Mazur, osiągając wschodnią granicę zasięgu. Dęby z tych refugium dotarły do Polski najpóźniej wzdłuż południowych wybrzeży Bałtyku przez Niziny Niemieckie (Csaikl i in., 2002; Petit i in., 2002; Dering i in., 2008). Dęby znalazły się na obszarze Polski w holocenie po 9000 BP. Lasy z udziałem dębu występowały na obszarze prawie całej Polski około 7500 BP. Największy udział dębów w krajowych lasach wystąpił w okresie 4500–4000 BP. Ekspansja dębu w tym okresie jest związana ze sposobem prowadzenia gospodarki przez kultury neolityczne, które na obszarze Polski osiągnęły szczytową fazę rozwoju. Od 3500 BP do czasów współczesnych notuje się stopniowy spadek udziału dębu w lasach Polski, pomimo lokalnych i krótkich okresów ekspansji, m.in. na obszarze Pomorza Zachodniego 3500–3000 BP i później na obszarze Wyżyny Lubelskiej 2000–1000 BP. Proces regresji występowania dębu jest coraz wyraźniej

uwarunkowany działalnością gospodarczą człowieka od ok. 1500 BP (Milecka i in., 2004; Latałowa i in., 2016). Stąd dla całego obszaru Polski holocenijskie absolutne chronologie dębowe mogą potencjalnie obejmować okres ponad 9000 lat. W przypadku obszarów Europy położonych na południe, zachód i południowy wschód od Polski, okres ten jest dłuższy, a na północ i wschód – krótszy. Badania dendroklimatyczne z udziałem absolutnych chronologii dębowych były możliwe wówczas, gdy przygotowano chronologie bezwzględne sięgające okresu preinstrumentalnego. Ponadto konieczne było wypracowanie odpowiedniej metodyki uwzględniającej możliwość wyodrębnienia i analizy sygnału klimatycznego, zawartego w przyrostach europejskich gatunków drzew. Klasyczne metody dendrochronologii, opracowane w Ameryce Północnej na początku XX wieku przez twórcę tej dziedziny nauki, Andrew Douglassa, z reguły nie przystawały do warunków europejskich, gdzie najczęściej wiele czynników klimatycznych kształtuje przyrost promieniowy, oddziałując łącznie (Ważny, 2006). Pierwsza chronologia, opracowana w Europie pod koniec lat 30. XX wieku (Huber, 1941 za Schweingruber, 1988), to właśnie środkowoeuropejska chronologia dębowa, obejmująca okres 250 lat. Bruno Huber sukcesywnie uzupełniał tę chronologię w okresie powojennym i wykorzystywał ją do datowań archeologicznych. Huber był również inicjatorem badań dendroklimatycznych oraz propagatorem metody dendrochronologicznej w Europie (Huber, 1941 za Schweingruber, 1988; Lambert, 2008). W Europie opracowano kilkadziesiąt dębowych chronologii standardowych (Ważny, 2006). Najbardziej znana, to wspomniana najdłuższa europejska chronologia HOC, opracowana na podstawie dębów z kontynentalnej części Europy Środkowej i Zachodniej oraz północnej części Irlandii. W opracowaniu tej chronologii, sięgającej 10 429 roku BP, to jest 8480 roku p.n.e., uczestniczyły laboratoria uniwersyteckie z Hohenheim, Göttingen, Kolonii oraz Belfastu (Pilcher i in., 1984; Becker, 1993; Spurk i in., 1998; Friedrich i in., 2004).

Pierwsze chronologie zestawione w Polsce to – podobnie jak w przypadku pozostałej części kontynentu – również chronologie dębowe. Przygotowano je w latach 50. XX wieku na podstawie próbek pobranych z drzew żywych. Chronologie te posłużyły do analiz dendroekologicznych w zakresie wpływu czynników klimatycznych na przyrosty promieniowe (Ermich, 1953; 1959; 1960). Począwszy od lat 80. XX wieku, prowadzono prace dla potrzeb utworzenia bezwzględnych chronologii dębowych na Akademii Sztuk Pięknych w Warszawie oraz Uniwersytecie Mikołaja Kopernika w Toruniu. Chronologie te zestawiano dla obszaru Pomorza Gdańskiego, później dla innych obszarów, głównie Pomorza i Wielkopolski (Ważny, 1990; 2001; Zielski i in., 2010). Na przełomie lat 80. i 90. XX wieku prace nad przygotowaniem chronologii z wykorzystaniem dębowego drewna kopalnego podjęto na Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie. Początkowo wykorzystywano drewno z południowej i centralnej Polski, a następnie z obszaru m.in. Wielkopolski, Dolnego Śląska

i północno-wschodniej części kraju (Krapiec, 1992; 1996; 1998; Krapiec i Szychowska-Krapiec, 2004; Zielski i in., 2010). Chronologie opracowywane w tym okresie w wymienionych wyżej ośrodkach były wykorzystywane w badaniach archeologicznych oraz badaniach z zakresu historii sztuki do datowania drewna konstrukcyjnego i drewna stanowiącego różne artefakty, m.in. podłoża malarskie (Eckstein i in., 1986; Ważny, 1990; 1993; 1994; 2001; Krapiec, 1998; 2001). Wykorzystywano je ponadto w badaniach paleologicznych, a także w analizach dendroklimatycznych (Ważny i Eckstein, 1991; Krawczyk i Krapiec, 1999; Krapiec i Szychowska-Krapiec, 2004; Zielski i in., 2010).

Chronologie dębowe są wykorzystywane do objaśniania różnych procesów zachodzących w środowisku. Można tu wymienić między innymi problematykę dotyczącą powstawania osuwisk skarp, zjawisk sejsmicznych, erozji rzecznej, zjawisk lodowych w rzekach (Schweingruber, 1996; Speer, 2010). W przypadku analiz dendroekologicznych parametry przyrostów promieniowych i dynamika ich zmian są objaśniane w zestawieniu z różnymi czynnikami środowiska (Schweingruber, 1996; Zielski i Krapiec, 2004; Speer, 2010). Ze względu na znaczenie przyrodnicze, rolę w gospodarce leśnej oraz zagrożenie trwałości drzewostanów dębowych metoda dendrochronologiczna często jest wybierana do oceny przebiegu procesów ekologicznych, oceny wpływu warunków środowiskowych na drzewa i drzewostany z udziałem dębu (Schweingruber, 1996; Ufnalski, 2001; Zielski i Krapiec, 2004; Ważny, 2006). W szczególności ocenie podlega wpływ elementów środowiska na procesy wzrostu i rozwoju dębu zachodzące w ekosystemach, dla których dąb stanowi komponent drzewostanowy. W takim ujęciu najczęściej podejmowana problematyka badań to ocena wpływu elementów klimatu na wzrost i rozwój dębu oraz przemiany ekosystemów z udziałem dębu (Dreyer, 1996; Schweingruber, 1996; Ważny, 2006). To, że do elementów klimatu w analizach dendroekologicznych przywiązuje się duże znaczenie, jest uzasadnione tym, że klimat decyduje o dostępności wody dla ekosystemów leśnych (Chang, 2012). Z kolei dostęp wody stanowi główny czynnik wzrostu i rozwoju drzew oraz drzewostanów, w tym przyrostów na grubość (Czarnowski, 1989; Cook, 1987; 1990; Fritts, 2001; Pallardy, 2008), a także czynnik kształtujący siedliska leśne i ekosystemy (Czarnowski, 1989; Falińska, 2012). Często w badaniach z wykorzystaniem metody dendrochronologicznej, dla których są stawiane inne cele badawcze niż ocena relacji klimat – aktywność kambialna drzewa, podaje się wyniki analiz dendroekologicznych dla elementów klimatu jako swoistą charakterystykę ogólnych warunków przyrodniczych wzrostu drzew (Schweingruber, 1996). Reakcja przyrostowa na czynniki klimatyczne jest najsilniejsza w przypadku drzew rosnących w warunkach, w których czynniki ekologicznej amplitudy przyjmują wartości graniczne. Obowiązuje tu zasada głównego czynnika lub czynników ograniczających. Granica ta może być wiązana z zasięgiem poziomym i pionowym

występowania danego gatunku, gdzie czynnikiem ograniczającym są na przykład warunki termiczne lub opadowe. Czynniki ograniczające mogą również wiązać się z dynamiką drzewostanów i konkurowaniem o dostęp do światła, wody lub substancji pokarmowych (Fritts, 2001). Dęby występujące na Niżu Europejskim mają na ogół korzystne warunki wzrostu. Stąd reakcje drzew na czynniki klimatyczne są bardziej złożone. Czynnikiem najsilniej warunkującym przyrosty promieniowe dębów na Niżu Środkowoeuropejskim są bez wątpienia opady w okresie formowania się słoju (Ważny, 2006). W przypadku dębów z Wysp Brytyjskich główny czynnik klimatyczny stanowią temperatury. Ogólnie przewaga oddziaływania czynnika termicznego nad opadowym na przyrosty promieniowe zmniejsza się w Europie z zachodu ku wschodowi. Jednak w granicach zasięgu dębu, ekstremalnie chłodne zimy przekładają się na redukcje przyrostu również w centralnych i wschodnich fragmentach obszaru występowania. Stąd dęby reagują na warunki klimatyczne niejednorodnie na całym obszarze występowania (Ważny, 2006). Reakcje przyrostowe wykazują większą jednorodność na ograniczonych obszarach stanowiących regiony, dla których warunki środowiskowe, głównie klimatyczne, są zbliżone, a podobieństwo przebiegu przyrostów jest definiowane jako sygnał klimatyczny. Udział sygnału dającego się objaśnić przez czynniki klimatyczne pozostaje w relacji do udziału innych czynników środowiska traktowanych jako „losowy szum” (Fritts, 2001). Stąd regionalne wzory przyrostowe drzew wykazują podobieństwo. Takie regiony wyróżniono w Europie m.in. dla dębów skandynawskich, dębów z Wysp Brytyjskich, dębów kontynentalnej Europy Zachodniej (Francja, Niemcy, Szwajcaria) i południobałtyckich (Niemcy, Polska i Litwa) oraz dębów z obszaru wschodniego Bałtyku (Estonia, Łotwa). Dla dębów z obszaru Polski wyróżniono także regiony charakteryzujące się podobieństwem przebiegu serii przyrostów promieniowych. Jeden z tych regionów obejmuje północną część kraju, tj. Pomorze, Warmię i Mazury, Północne Mazowsze i Północne Podlasie. Drugi region obejmuje pozostałą część kraju. Region północny Polski wykazuje podobieństwo względem rejonu południowego pobraża Bałtyku od Jutlandii po Litwę oraz w stosunku do obszaru południowej Skandynawii. Ważny (2006) to podobieństwo wiąże z ogólnymi warunkami cyrkulacji i rozkładem opadów nad obszarem Polski, a także układem izoterm i izohiet okresu letniego. Uważa przy tym, że zróżnicowanie przyrostów wynikające z przebiegiem natężenia kontynentalizmu i oceanizmu klimatu na osi wschód-zachód ma znaczenie drugorzędne.

Jedną z podstawowych zasad przyjętych w dendrochronologii jest koncepcja zagregowanego przyrostu (Cook, 1987). Jest to zasada, która ma silny wymiar aplikacyjny w analizach dendroekologicznych (m.in. Schweingruber, 1996; Speer, 2010). Według tej zasady, szerokość przyrostu rocznego można przedstawić jako sumę składowych uwarunkowanych środowiskowo oraz czynnika losowego. Składnikami zewnętrznymi są klimat oraz niedrzewostanowe czynniki środowiskowe, m.in. gradacje



owadzie, pożary, zanieczyszczenie powietrza. Składniki drzewostanowe wiążą się z trendem wynikającym z fazy rozwojowej drzewa oraz wewnątrzdrzewostanowe czynniki związane ze zmianą struktury drzewostanu, m.in. ze zmianą zwarcia drzewostanu, powstania luk w drzewostanie, zróżnicowania struktury pionowej. Głównym czynnikiem środowiskowym – według tego konceptualnego modelu – jest klimat (Cook, 1987; 1990). W przypadku dębu z obszaru Polski czynnikiem klimatycznym najsilniej oddziałującym na przyrosty promieniowe są opady. Ogólnie decydujące są tu opady okresu wegetacyjnego od kwietnia do sierpnia (Ważny i Eckstein, 1991). Podobne rezultaty uzyskano dla dębów rosnących w zachodniej części kontynentu oraz na Wyspach Brytyjskich (m.in. Pilcher i Gray, 1982; Gray i Pilcher, 1983; Briffa, 1984 za Ważny, 2006). Zależności te jednak mają często silny kontekst lokalny wynikający ze zmienności czasowej i przestrzennej warunków klimatycznych panujących w obszarze występowania dębu. Na przykład, w północnej części Nizy Niemieckiego pozytywne oddziaływanie opadów sierpnia nie występuje (Krause, 1992). Decydującą rolę odgrywają zapewne znaczna plastyczność ekologiczna dębu i zdolność do adaptacji do lokalnych warunków siedliskowych uwarunkowane genetycznie (Modrzyński i in., 2006; Kremer, 2010). Często lokalne proveniencje dębu szypułkowego różnią się bardziej wymaganiami ekologicznymi i cechami fenologicznymi niż proveniencje dębu szypułkowego i bezszypułkowego pochodzące z innego regionu (Kleinschmit i Kleinschmit, 2000; Giertych, 2006). Stąd czynniki selekcji kształtujące specyficzne lokalnie rasy siedliskowe to głównie elementy klimatu, takie jak: temperatury w okresach roku, susze, szadź i opady śniegu (okisć śnieżna), przy czym duże znaczenie mają epizody ekstremalne, nawet jeśli występują w relatywnie dużych odstępach czasu (Krahl-Urban, 1959 za Modrzyński i in., 2006).

Chronologie absolutne charakteryzujące zwykle duże jednostki przestrzenne i dużą replikację prób drewna, opracowywano dla innych potrzeb badawczych niż potrzeby badań dendroekologicznych. Pomimo stosunkowo dużego poziomu generalizacji chronologii bezwzględnych i podanych wyżej ograniczeń wynikających z właściwości ekologicznych dębu, nie przekreśla to jednak możliwości ich aplikacji do prowadzenia analiz na poziomie ekosystemów leśnych i drzewostanów (Schweingruber, 1996).

Badania, dla których są stawiane cele wyłącznie dendroekologiczne, obejmują na ogół najmniejsze jednostki przestrzenne i mniej liczne próby. Jednak w przypadku tych badań charakterystyka warunków środowiska, m.in. cech siedliska i drzewostanów, jest najpełniejsza. Możliwe jest również uzyskanie warunków największej jednorodności siedlisk i drzewostanów dla stanowisk badawczych. Stąd związki między parametrami środowiska, m.in. elementami klimatu i parametrami przyrostów promieniowych, dają możliwość uwzględnienia tej jednorodności również w zakresie warunków mikrosiedliskowych (Schweingruber, 1996).

Ważny (1990) twierdzi, że opady pokrywają bezpośrednio tylko część zapotrzebowania dębu na wodę dla potrzeb tworzenia przyrostu promieniowego, jednak ich znaczenie jest istotne zarówno na siedliskach suchych, jak i wilgotnych. W przypadku dębów rosnących na siedliskach wilgotnych ograniczający czynnik dla przyrostów radialnych mogą stanowić niedobory wody w okresie najbardziej intensywnego wzrostu drzew w czerwcu i lipcu. Temperatura w tym przypadku może stanowić czynnik ograniczający oddziałujący pośrednio poprzez stymulowanie procesu ewapotranspiracji, powodujący przesuszenie gleb i potęgowanie zjawisko stresu wodnego dla drzew (Bednarz i Ptak, 1990; Bednarz, 1994). Ogólnie dostęp do wody gruntowej umożliwia dobry przyrost dębu szypułkowego w warunkach Niżu Polskiego (m.in. Izdebski, 1957; Szymański, 1966; Danielewicz i Pawlaczyk, 2006; Okoński, 2016).

Według Ważnego (2006), wpływ temperatury na tworzenie się drewna dębu jest mniejszy niż opadów, przy czym zaznacza się różnica między drzewami rosnącymi na Pomorzu w stosunku do drzew rosnących w pozostałej części Polski. Przyrostom promieniowym dębu na północy Polski sprzyjają wyższe temperatury w maju, natomiast drzewa rosnące w pozostałej części kraju lepiej przyrastają w przypadku wystąpienia łagodnych zim, co jest bez znaczenia dla dębów pomorskich. Dęby rosnące na Niżu Polskim są wrażliwe na ekstremalnie niskie temperatury. Występują one nad Polską podczas epizodów zalegania mroźnego kontynentalnego powietrza związanego z wyżami wschodnioeuropejskimi. Wpływ silnych mrozów na przyrosty w przypadku szczególnie mroźnych lat często przeważa nad wpływem opadów; dotyczy to zim m.in. 1939/1940 i 1941/1942 (Ważny, 2006). Dęby rosnące w warunkach bardziej łagodnego klimatu na obszarze Europy Zachodniej, w odróżnieniu od dębów z obszaru Polski, często reagują pozytywnie na niskie temperatury miesięcy zimowych. Sądzi się, że taka reakcja dębów brytyjskich może być związana z wpływem niskich temperatur w zimie na redukcję populacji szkodników owadzych powodujących defoliacje drzew w okresie wegetacyjnym (Briffa, 1984 za Ważny, 2006).

Przyrost promieniowy dębu zależy nie tylko od warunków klimatycznych roku bieżącego i bieżącego okresu wegetacyjnego, lecz także od warunków klimatycznych występujących w okresach poprzednich. Największe znaczenie w tym przypadku mają warunki klimatyczne występujące w roku bezpośrednio poprzedzającym bieżący przyrost promieniowy, a często są to warunki panujące pod koniec okresu wegetacyjnego (m.in. Ważny, 1990; Bednarz, 1987; Ufnalski, 2001; Drobyshv i in., 2008; Bronisz i in., 2012; Matisons i in., 2012; Tulik i Bijak, 2016).

Rytm przyrostów promieniowych dębu, budowa anatomiczna i komórkowa jego struktur mogą zostać zaburzone przez wiele czynników zarówno o podłożu naturalnym, jak i antropogenicznym. Najbardziej istotne formy oddziaływania antropogenicznego to zmiana poziomu wody gruntowej wskutek odwodnienia czy regulacji rzek. Eutrofizacja wód i gleb przez nawożenie i zrzuty ścieków zwiększają przyrosty,

emisje zanieczyszczeń atmosferycznych mogą dawać skutek negatywny, powodując zatrucie drzew i gleby, a w innych przypadkach – skutek pozytywny podobny do nawożenia (m.in. emisje dwutlenku węgla, azotu) (Ważny, 2006). Zdarzenia i oddziaływania o podłożu bezpośrednio naturalnym, zaburzające przyrosty promieniowe dębu, to żery owadzie i defoliacja wskutek epizodów gradacji owadzych, głównie chrabąszcza majowego oraz zwójki zieloneczki, głębokie i długotrwałe niedobory wody wskutek epizodów susz glebowych, niedotlenienie korzeni wskutek długotrwałych epizodów zalewów wody, infekcje grzybowe drzew. Zaburzenia sekwencji przyrostów mogą być powodowane przez wymienione wyżej czynniki i jednocześnie mogą stanowić jeden z symptomów chorobowych zamierania dębów. Proces ten zaobserwowano w Europie, począwszy od lat 80. XX wieku (Ważny i in., 1991; Thomas i Hartmann, 1996; Führer, 1998; Siwecki i Ufnalski, 1998; Thomas i in., 2002; Doleżał i in., 2010; Sohar i in., 2013; Tulik i Bijak, 2016).

Konkluzje z badań dendroekologicznych dotyczące związków między elementami środowiska, m.in. elementami klimatu oraz przyrostem promieniowym drzew, wynikające z rezultatów weryfikacji pytania badawczego, powinny być rozpatrywane w powiązaniu z zakresem czasowym wybranych do analiz serii przyrostowych oraz lokalizacją drzewostanów, w których rosły drzewa (Schweingruber, 1996; Fritts, 2001). W przypadku dębów europejskich, w tym również dębu szypułkowego, ze względu na relatywnie dużą plastyczność ekologiczną oraz stosunkowo dużą zmienność warunków środowiska w zasięgu występowania gatunku, takie podejście jest konieczne (Schweingruber, 1996; Ważny, 2006).

### 3. CEL I HIPOTEZY BADAWCZE

Główny cel badań stanowiła ocena oddziaływania rzeki na przyrosty promieniowe dębu szypułkowego rosnącego w dolinie rzecznej. Drzewostany dębowe występują na różnych stanowiskach ze względu na wyniesienie w dolinie rzecznej, a także na stanowiskach wysoczyznowych.

Siła oddziaływania wód rzecznych w różnych częściach doliny jest inna i ma charakter gradientu środowiskowego (gradientu hydrologicznego). Wody rzeczne poza okresem zalewów powierzchniowych oddziałują na środowisko pośrednio poprzez łączność hydrauliczną z wodami gruntowymi w dolinie. Zatem można przypuszczać, że to modulujące oddziaływanie rzeki może również przekładać się na rytm przyrostów promieniowych dębu szypułkowego. Podstawowe zewnętrzne czynniki kształtujące wzrost i rozwój, w tym przyrastanie drzew na grubość, to warunki związane z dostępnością wody. W dolinie dużych i średnich rzek dostępność wody dla drzew nie jest wyłącznie kształtowana przez lokalne warunki klimatyczne, lecz także przez warunki klimatu panujące w zlewni, które z kolei wpływają na reżim rzeczny. Przebieg elementów klimatu występujących lokalnie oraz na obszarze zlewni może być niezgodny w różnych horyzontach czasowych. Stąd dostępność wody wynikająca z oddziaływania lokalnego klimatu oraz oddziaływania klimatu panującego w zlewni, kształtującego reżim rzeczny może być różna. Ponadto celem badań było porównanie reakcji przyrostowych dębu szypułkowego z doliny rzecznej oraz ze stanowisk wysoczyznowych, gdzie oddziaływanie wód rzecznych jako czynnika ekologicznego kształtującego przyrosty nie występuje.

W pracy weryfikowano dwie hipotezy badawcze:

1. W ekosystemach leśnych dolin wielkich i średnich rzek można zidentyfikować czynniki środowiska związane z oddziaływaniem zarówno klimatu, jak i reżimu rzeczno, warunkujące dostępność wody dla dębu szypułkowego oraz określić ich oddziaływanie na roczne przyrosty radialne.
2. Roczne przyrosty radialne drzew mogą stanowić indykator stanu i zmian zachodzących w ekosystemach leśnych dolin, w których reżim rzeczny ma nie

tylko znaczenie siedliskotwórcze, lecz również stanowi znaczący czynnik środowiska współdecydujący o warunkach przyrastania drzew.

Pomimo tego, że lasy dolinne w Europie mają niewielki udział, a ich znaczenie gospodarcze jedynie lokalnie jest większe, to stanowią istotny komponent środowiska przyrodniczego będący przedmiotem zainteresowania zarówno leśników, jak i ekologów. Warto zauważyć, że jedne z najbardziej okazałych i dobrze przyrastających drzewostanów dębowych w Europie to drzewostany lasów rosnących w dolinie Sawy (dorzecze Dunaju), doliny Renu, Sekwany i innych rzek Francji, a także doliny Odry. Środowiska lasów dolinnych są zwykle silnie antropogenicznie przekształcone. Prowadzenie gospodarki leśnej, a także ochrona i odtwarzanie warunków środowiska zbliżonych do naturalnych wymaga często zastosowania niestandardowego podejścia przez leśników. Pragnieniem autora niniejszej pracy jest to, aby jej wyniki przyczyniły się do wzbogacenia wiedzy, z której mogliby korzystać leśnicy i ekolodzy planujący i podejmujący działania gospodarcze na obszarze lasów dolinnych.

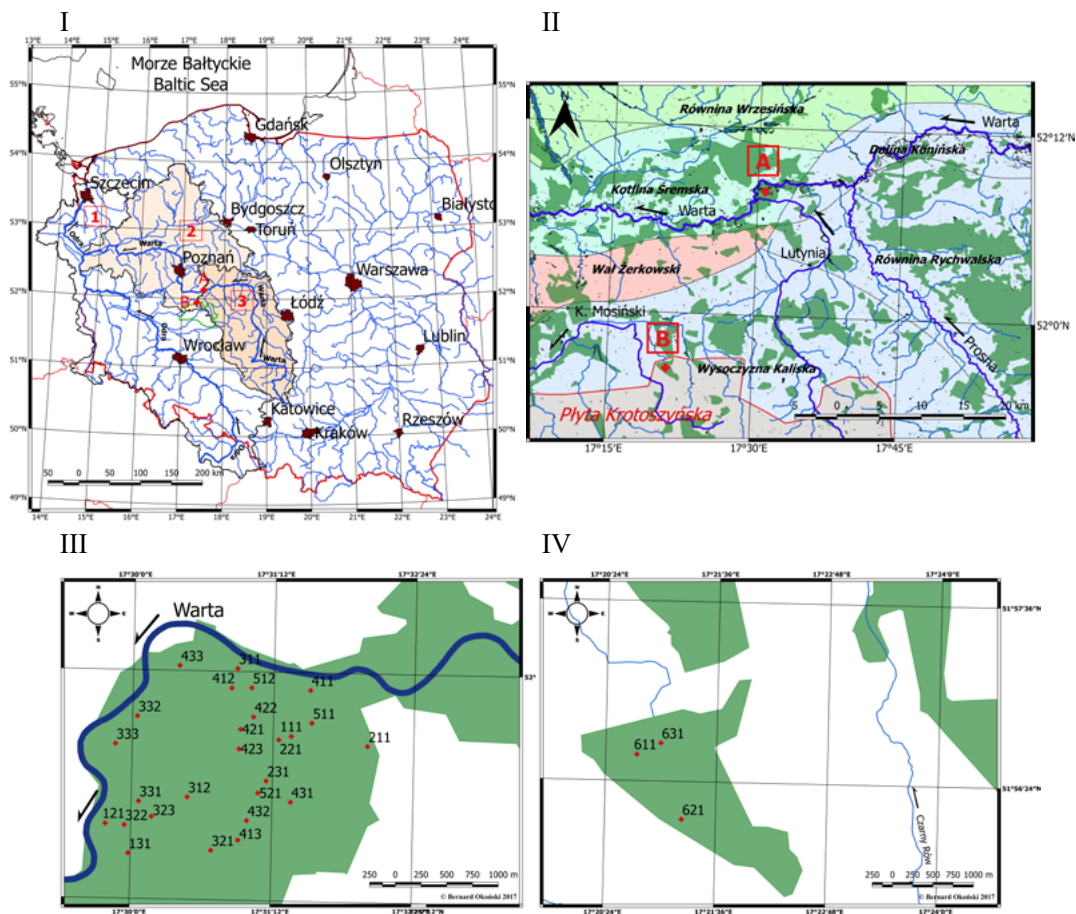
## 4. CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ

### 4.1. Charakterystyka przyrodnicza

Stanowiska badawcze są położone w dwóch obszarach leśnych. Jeden z nich leży w dolinie rzeki Warty i nosi zwyczajowo przyjętą nazwę Lasy Czeszewskie (Schwartz, 2008; Kamiński i in., 2011), z kolei drugi, to Płyta Krotoszyńska, położona sąsiednio na wysoczyźnie (Danielewicz, 2016). Współrzędne geodezyjne (WGS 84) punktu centralnego w przypadku lokalizacji stanowisk badawczych na wysoczyźnie to: S 51° 56' 27" N, 17° 21' 06" E, a dla stanowisk w dolinie rzecznej to: 52° 07' 55" N, 17° 30' 46" E (rys. 1).

Oba rejonu badań leżą na nizu środkowoeuropejskim z tym, że rejon stanowisk dolinnych obejmowało ostatnie zlodowacenie (zlodowacenie Wisły) w marginalnej strefie zasięgu, natomiast rejon stanowisk na wysoczyźnie nie był nim objęty, leżąc na przedpolu maksymalnego zasięgu tego zlodowacenia (Karczewski i in., 2007). Według powszechnie przyjętej w Polsce regionalizacji fizycznogeograficznej, obszar badań na terenie Lasów Czeszewskich przynależy do mezoregionu Kotlina Śremska (316.64), stanowiąc środkowozachodnią część Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej. Obszar badań na Płycie Krotoszyńskiej przynależy do Mezoregionu Wysoczyzna Kaliska (318.12) – fragmentu pasa staroglacjalnych nizin środkowopolskich (Kon-dracki, 2002).

Według opracowania kartograficznego potencjalnej naturalnej roślinności Polski Matuszkiewicza (2008a; 2008b), na obszarze badań położonym w dolinie rzecznej roślinność naturalną stanowią nadrzeczne łągi wierzbowo-topolowe (*Salici-Populetum* – 2) oraz grąd środkowoeuropejski, odmiana śląsko-wielkopolska, forma niżowa, seria żyzna (*Galio-Carpinetum* – 11). Na obszarze badań położonym na wysoczyźnie roślinnością naturalną jest grąd środkowoeuropejski, odmiana śląsko-wielkopolska, forma niżowa, seria żyzna (*Galio-Carpinetum* – 11) i uboga (*Galio-Carpinetum* – 10). Z kolei, według mapy naturalnej roślinności Europy, obszar badań położony w dolinie obejmuje zachodnio- i środkowoeuropejskie lasy obszarów zalewowych dolin



**Rys. 1.** Położenie stanowisk badawczych: (I) układ sieci rzecznej – dorzecze Odry (1), zlewnia Warty (2), zlewnia Warty w przekroju ujście Lutyni (3), stanowiska na wysoczyźnie (A) i w dolinie rzecznej (B), granica Płyty krotoszyńskiej (linia zielona); (II) jednostki podziału fizjograficznego Polski i układ kompleksów leśnych (zielony kolor); (III) stanowiska w dolinie i (IV) na wysoczyźnie. Numeracja i oznaczenie stanowiska (kolor czerwony)

**Fig. 1.** Location of research sites: (I) the hydrographic network, the Oder basin (1), the Warta basin (2), the Warta basin at the Lutynia confluence (3), sites in the river valley (A) and in the river valley (B), delimitation of Płyta Krotoszyńska (green line); (II) physiographic division units in Poland and the distribution of forests (green); (III) testing sites in the river valley and (IV) on the plateau. Numbers and site locations (red diamond)

rzecznych z udziałem dębu szypułkowego, wiązu szypułkowego i polnego, jesionu wyniosłego, topoli czarnej i białej oraz wierzby białej, wierzby kruchej (kod U9). Zbiorowiska takich lasów występują od środkowowschodniej Francji (dorzecze Sekwany) na zachodzie do dorzecza Wisły na wschodzie i północy, zaś na południu sięgają dorzecza Dunaju w Chorwacji. Ponadto występują tu również środkowoeuropejskie lasy dębowo-grabowe z dominującym grabem pospolitym oraz z dębem

szypułkowym i bezszypułkowym (kod F55). W takiej postaci zbiorowiska te są typowe dla nizinnej i wyżynnej części dorzecza Odry prócz Pomorza oraz dorzecza Łaby i Wezery na terenie wschodnich i południowoschodnich Niemiec (Saksonia, Brandenburgia, Turyngia). W przypadku lokalizacji stanowisk badawczych, na wysoczyźnie występują również lasy dębowo-grabowe (F55) (Bohn i in., 2000). Duży poziom generalizacji cytowanych wyżej opracowań kartograficznych pociąga za sobą niezadowalającą dokładność dla relatywnie małych jednostek przestrzennych objętych badaniami. Stąd przeprowadzono inwentaryzację terenową roślinności w miejscach lokalizacji stanowisk badawczych, uzyskując dane dotyczące aktualnego stanu roślinności w miejscu lokalizacji stanowisk badawczych (Danielewicz, 2013). Wyniki inwentaryzacji porównano z danymi uzyskanymi z inwentaryzacji roślinności prowadzonych w przeszłości na obszarze Lasów Czeszewskich (Mielcarski, 1969; Chmielewski, 2008). Porównanie to wskazuje, że w rezultacie kilkudziesięcioletnich zmian w składzie i strukturze lasów łęgowych okolic Czeszewa, występująca tu obecnie roślinność leśna składa się z licznych fitocenoz o trudnej do jednoznacznego określenia przynależności syntaksonomicznej w randze zespołu. Powszechne są zbiorowiska o różnym stopniu degeneracji, często pośrednie między łągami i grądami, a także grądy z relikdami dawnych lasów łęgowych. Stąd 80% fitocenoz ma charakter grądowy, natomiast w ok. 75% zanotowano również dość znaczący udział gatunków diagnostycznych dla zespołu grądu środkowoeuropejskiego *Galio sylvatici-Carpinetum* i związku *Carpinion betuli*. Skład florystyczny i struktura omawianych fitocenoz skłania do stwierdzenia, że mają one charakter lasów dębowo-grabowych z pewnymi odniesieniami do lasów łęgowych, co jest związane z zaawansowanym procesem ewolucji łągów wiązowo-jesionowych w kierunku grądów. Z kolei dla stanowisk wysoczyznowych brak gatunków diagnostycznych dla związku *Alno-Ulmion*, który obejmuje eutroficzne zbiorowiska lasów łęgowych dominujące w roślinności stanowisk dolinnych. Mniej licznie w odróżnieniu od stanowisk dolinnych są reprezentowane w fitocenozach na wysoczyźnie gatunki diagnostyczne dla żyznych lasów liściastych z klasy *Quercio-Fagetea* i rzędu *Fagetalia* oraz, z wyjątkiem grabu, ze związku *Carpinion betuli*. Dwa stanowiska wyodrębniają się jako fitocenozy stosunkowo najbardziej ubogich lasów dębowo-grabowych. Trzecie stanowisko różni się od dwóch pierwszych większą frekwencją gatunków diagnostycznych dla rzędu *Fagetalia* i klasy *Artemistietea*, co wskazuje na żyźniejszą postać grądu. W fitocenozach dolinnych drzewostan ma z reguły strukturę dwuwarstwową (93,5% przypadków). Najbardziej stałym i zwykle dominującym komponentem warstwy górnej jest dąb szypułkowy. Do innych stosunkowo często występujących gatunków należą jesion wyniosły jako domieszka w warstwie górnej, obecny również rzadko w warstwie dolnej. Grab pospolity niekiedy panujący w warstwie dolnej, lipa drobnolistna stanowiąca domieszkę w obu warstwach oraz klon polny stanowiący domieszkę



w warstwie dolnej. Rzadziej występują wiąz polny i wiąz szypułkowy oraz klon pospolity. Warstwa krzewów jest na ogół słabo rozwinięta i składa się z podrostu drzew. Z krzewów w tej warstwie najczęstszy jest dereń świdwa. W fitocenozach związanych ze stanowiskami położonymi na wysoczyźnie w warstwie górnej drzewostanu dominuje dąb szypułkowy, a w dolnej grab pospolity, stanowiący również najczęściej w formie podrostu komponent warstwy podszytu. Ponadto w warstwie dolnej drzew występuje również jarząb brekinia, który jest także obecny w warstwie podszytu obok najmniej często występującego głogu jednoszyjkowego (Danielewicz, 2013).

Według regionalizacji przyrodniczo-leśnej, rejon lokalizacji stanowisk badawczych przynależy do krainy Wielkopolsko-Pomorskiej (III) z tym, że stanowiska położone w dolinie rzecznej należą do mezoregionu Kotliny Śremskiej (III.29), a stanowiska wysoczyznowe należą do mezoregionu Krotoszyńskiego (III.32). Kraina ta leży w dorzeczu Warty, środowej Odry oraz dolnej Wisły. W krainie występują głównie grądy środkowoeuropejskie w odmianie wielkopolsko-śląskiej, szczególnie na bardziej żyznych siedliskach wysoczyznowych oraz suboceaniczny bór sosnowy na wysoczyznach na siedliskach mniej żyznych wydm śródlądowych i sandrów. Łęgi zajmują większe obszary w mezoregionach Doliny Środkowej Noteci, Puszczy Noteckiej (część północna), Ujścia Warty, Doliny Środkowej Odry, Kanałów Obry i Doliny Środkowej Warty.

Powierzchnia ogólna mezoregionu Kotliny Śremskiej wynosi 577 km<sup>2</sup>, z czego lasy i ekosystemy seminaturalne zajmują 37%. Występują krajobrazy naturalne akumulacyjnych zalewowych den dolin oraz tarasów nadzalewowych. W granicach mezoregionu znajduje się szerokie dno doliny Warty, wypełnione holocenijskimi piaskami, żwirami, małami rzecznyymi, torfami i namułami. Nieco mniej liczne są utwory plejstocenijskie zlodowacenia północnopolskiego, wśród których najwięcej jest piasków, żwirów i mułków rzecznych, a znacznie mniej piasków i żwirów sandrowych. Piaski eoliczne, lokalnie w wydmach, występują wyspowo. Dominuje krajobraz roślinny łągów wierzbowo-topolowych. Znacznie mniejsze powierzchnie zajmuje krajobraz borów, borów mieszanych i grądów. Lesistość mezoregionu jest średnia i wynosi 34%. Lasy tworzą średnie i małe kompleksy. Większe z nich znalazły się w granicach parków krajobrazowych: Rogalińskiego – na zachodzie, i Żerkowsko-Czeszewskiego – na wschodzie. Lasy zajmują około 198 km<sup>2</sup>. Większość lasów stanowią Lasy Państwowe (86% ogółu lasów) w zarządzie RDLP w Poznaniu (Zielony i Kliczkowska, 2012).

Powierzchnia ogólna mezoregionu Płyty Krotoszyńskiej wynosi 4173 km<sup>2</sup>, z czego lasy i ekosystemy seminaturalne zajmują 15%. Przeważają krajobrazy naturalne peryglacialne równinne i faliste. Na znacznie mniejszych powierzchniach występują krajobrazy zalewowych den dolin – akumulacyjne, oraz tarasów nadzalewowych – akumulacyjne. Mezoregion stanowi płaską, rozległą wysoczyznę

morenową. Zdecydowanie dominują plejstocénskie utwory geologiczne zlodowacenia środkowopolskiego, głównie gliny zwałowe, piaski i żwiry lodowcowe miejscami w morenach czołowych. Niewielkie powierzchnie są zajęte przez piaski i żwiry sandrowe, zwykle tworzące wyższe tarasy małych dolin rzecznych, które są wypełnione holocénskimi piaskami, żwirami, madami rzecznyymi, torfami i namułami. Przeważa krajobraz roślinny łąkowy z udziałem borów mieszanych i z dużym udziałem łągów jesionowo-wiązowych. Małe obszary krajobrazów ubogich dąbrów środkowoeuropejskich i łągów znajdują się w części południowej i południowo-wschodniej mezoregionu, krajobrazu łąkowego w wariacie typowym – w części wschodniej, a śródłąkowych borów sosnowych i borów mieszanych w odmianie wielkopolsko-łużyckiej – na północy mezoregionu. W mezoregionie znajduje się zwarty kompleks drzewostanów dębowych, jeden z największych w Polsce. Lesistość mezoregionu jest mała i wynosi 14%. Lasy tworzą małe i średnie kompleksy; największy z nich znajduje się w części środkowej, na północ od Krotoszyna. Łącznie lasy zajmują około 603 km<sup>2</sup>, z czego 92% to Lasy Państwowe w zarządzie RDLP w Poznaniu (Zielony i Kliczkowska, 2012).

Lasy Czeszewskie stanowią pojęcie niejednoznaczne co do przebiegu granic i położenia obszarów, które obejmuje kompleks leśny określany tą zwyczajową nazwą. W ujęciu szerszym są tak określane lasy położone w sąsiedztwie rzeki Warty, wzdłuż obu jej brzegów w okolicy miejscowości Czeszewo. Nazwa ta ugruntowała się w okresie rozbiorowym i później, gdy znaczna część tych lasów była administrowana przez nadleśnictwo z siedzibą w Czeszewie, w budynku składu solnego istniejącego w XIX wieku w pobliżu Warty. W okresie zaborów było to nadleśnictwo Skarbu Pruskiego, a po odzyskaniu niepodległości – nadleśnictwo państwowe, obejmujące około 2850 ha lasów, a po II wojnie światowej – dodatkowo znacjonalizowane lasy, które łącznie jako obecnie istniejący obręb Czeszewo zostały włączone w 1972 roku do Nadleśnictwa Jarocin. Stąd lasy okolic Czeszewa są przeważnie własnością Skarbu Państwa i są zarządzane przez Nadleśnictwo Jarocin.

Nazwą Lasy Czeszewskie często jest określana wyłącznie lewobrzeżna część tych lasów leżąca w sąsiedztwie ujścia Lutyni na obszarze Uroczyńska Warta o powierzchni 722 ha. Jest to największy i najlepiej zachowany kompleks lasów dolinnych Wielkopolski. Najbardziej cenny przyrodniczo fragment tych lasów obejmuje obszar położony w widłach rzeki Warty i Lutyni o powierzchni blisko 508 ha (Schwartz, 2008).

W niniejszej pracy jako Lasy Czeszewskie są rozumiane zarówno najbardziej cenne przyrodniczo obszary lewobrzeżne leżące na międzyrzeczu Warty i Lutyni, jak i te leżące w prawobrzeżnej części doliny Warty. Lasy te zostały wytypowane jako lokalizacja stanowisk badawczych położonych w dużej dolinie rzecznej na obszarze w całości pod zarządem Lasów Państwowych. W strukturze użytków dominują

drzewostany 80,0%. Występują również bagna – 11,7%, łąki – 2,3%, zadrzewienia – 2,1%, role – 1,5%, pastwiska – 1,2% oraz inne użytki, łącznie 1,2%. Skład gatunkowy drzewostanów według gatunków panujących, to: dąb szypułkowy 59,6% oraz jesion wyniosły 23,9%, następnie sosna 6,4%, grab 4,8% i lipa 3,1%; pozostałe gatunki to 2,2%. Maksymalny wiek drzewostanu wynosi 187 lat. Przeciętny wiek drzewostanu to 87 lat, a przeciętny wiek drzewostanu według dominujących gatunków panujących wynosi: dąb – 98, jesion – 96, sosna – 52, grab – 86, lipa – 72 lata. W strukturze siedlisk dominuje las łęgowy – 91,3%, następnie las świeży – 5,8%. Występują również las mieszany świeży – 2,0% oraz bór mieszany świeży – 0,9% (Bank Danych o Lasach – Lasy Państwowe, 2017).

Powierzchnia terenu w obszarze lokalizacji stanowisk dolinnych w Lasach Czeszewskich stanowi na ogół płaskie dno doliny rzecznej obejmujące terasę zalewową i pierwszą terasę nadzalewową rzeki Warty. W dnie doliny zaznaczają się holocenijskie paleomeandry. Niektóre z nich bardziej wcięte w dno bądź młodsze są zabagnione lub wypełnione wodą. Wyniesione ponad dno doliny powierzchnie teras nadzalewowych nie stanowią regularnego pasa i są rozłożone wyspowo na dnie doliny w południowej jej części. Miejscowo, przy granicy kompleksu leśnego, na terasie nadzalewowej, zaznaczają się słabo wykształcone i relatywnie niewielkie wały wydymowe, wyniesione do około 2–3 m ponad rzędne terasy. Najmniejsze rzędne terenu występują w pasie przebiegającym wzdłuż rzeki Warty, a największe rzędne – na powierzchniach wydymowych. Rzędna minimalna występuje w pobliżu ujścia Lutyni do Warty. Przeciętna rzędna terenu dla tego obszaru wynosi 70,73 m n.p.m. Maksymalne i minimalne wartości rzędnych to 75,40 m n.p.m i 68,34 m n.p.m, zaś odchylenie standardowe to 0,81 m (Geoportal Krajowy, NMT NMPT ISOK, 2015). Skały macierzyste, z których zostały wytworzone gleby, stanowią głównie czwartorzędowe, holocenijskie utwory rzeczne: mady bardzo lekkie 43,0%, mady średnie 40,9%, mady lekkie 9,8% i mady ciężkie 0,3%, a ponadto piaski rzeczne 3,3% i rzeczne utwory pyłowe 1,5% oraz utwory rzeczne piaszczysto-pyłowe 0,2%. Zajmują one łącznie 99,0%. Pozostałe przypowierzchniowe utwory skalne to piaski eolityczne wydym śródlądowych. Dominujący typ gleb stanowią mady rzeczne, tj. gleby wytworzone w wyniku oddziaływania procesów rzecznych i epizodycznej sedymentacji osadów przez wody zalewowe na aktywnych terasach rzecznych. Mady zajmują łącznie 89,9% powierzchni, z czego mady brunatne 60,5%, mady właściwe 25,9% oraz mady rzeczne próchniczne 3,4%. Gleby płowe brunatne i rdzawe brunatne obejmują po 3,7%, a pozostałe podtypy gleb – łącznie 2,7% (4 podtypy) (Bank Danych o Lasach – Lasy Państwowe, 2017).

Stanowiska położone na wysoczyźnie są zlokalizowane w kompleksie leśnym łączącym w północnej, skrajnej części Płyty Krotoszyńskiej. Kompleks ten o powierzchni 271 ha stanowi enklawę leśną leżącą na obszarze użytkowanym rolniczo. Kompleks leśny w całości jest własnością Skarbu Państwa. Zarząd jest prowadzony

przez Nadleśnictwo Jarocin. W kompleksie leśnym głównym rodzajem użytków są drzewostany stanowiące 99,5%. W składzie gatunkowym drzewostanów, według gatunków panujących, występują: dąb szypułkowy 75,3% oraz sosna 15,5%, następnie brzoza 8,4%, świerk 0,6% i jesion 0,2%. Maksymalny wiek drzewostanu wynosi 150 lat. Przeciętny wiek drzewostanu wynosi 65 lat, a przeciętny wiek drzewostanu, według gatunków panujących, to: dąb 69, sosna 60, brzoza 53, świerk 26 i jesion 85 lat. W strukturze siedlisk dominuje las świeży 89,6%, a następnie las mieszany świeży 7,0%. Występują również bór mieszany świeży 1,3%, las wilgotny 1,2%, bór mieszany wilgotny 0,5% i las mieszany wilgotny 0,4% (Bank Danych o Lasach – Lasy Państwowe, 2017).

Relief dla kompleksu leśnego położonego na Płycie Krotoszyńskiej, w którym są zlokalizowane stanowiska badawcze, ma charakter wysoczyzny płaskiej o nieznacznym spadku powierzchni terenu w kierunku północnowschodnim. Skrajne wartości rzędnych występują w marginalnej południowo- i północnowschodniej części kompleksu leśnego. Przeciętna rzędna terenu dla tego obszaru to 120,81 m n.p.m. Maksymalne i minimalne wartości rzędnych wynoszą 125,10 i 117,70 m n.p.m., zaś odchylenie standardowe to 1,27 m (Geoportal Krajowy). Skały macierzyste gleb stanowią czwartorzędowe staroglacjalne utwory zwałowe deponowane przez zlodowacenie środkowopolskie – głównie gliny i zwietrzliny glin – oraz żwiry i piaski, tj. piaski zwałowe na glinach zwałowych 89,8%, gliny zwałowe 5,3%, piaski zwałowe 4,6% oraz muły i gytie 0,3%. Dominują gleby glejowe. Wynika to z płytkiego zalegania warstwy nieprzepuszczalnych glin zwałowych i ich zwietrzelin, podtrzymujących wody zaskórne zasilane bezpośrednio opadami i inicjujących procesy glejowe w glebach. Gleby opadowoglejowe właściwe pokrywają 56,1% powierzchni, a gleby płowe opadowoglejowe – 21,4% oraz gleby gruntowoglejowe właściwe – 1,0% powierzchni. Pozostałe typy i podtypy gleb, wytworzone ze zwietrzelin glin zwałowych i mniej zwięzłych utworów akumulacji dennomorenowej, niepodlegające jednak procesowi glejowemu, to gleby: płowe, brunatne, rdzawe i czarne ziemie różnych podtypów (łącznie 9 podtypów gleb). Gleby te pokrywają łącznie 20,3% powierzchni. Gleby bielicowe wytworzone z piasków obejmują natomiast jedynie 1,2% powierzchni. Występują ponadto gleby murszaste na 0,2% powierzchni (Bank Danych o Lasach – Lasy Państwowe, 2017).

Doliny obszar badań obejmują następujące formy ochrony przyrody: Żerkowsko-Czeszewski Park Krajobrazowy, Obszary Chronionego Krajobrazu Szwajcaria Żerkowska, Specjalny Obszar Ochrony Siedlisk Natura 2000 Lasy Żerkowsko-Czeszewskie, Obszar Specjalnej Ochrony Ptaków Natura 2000 Dolina Środkowej Warty. Część obszaru badań dla stanowisk z doliny rzecznej jest ponadto objęty ochroną rezerwatową (Rezerwat „Czeszewski Las”). Ochroną pomnikową na obszarze Lasów Czeszewskich objęto też najstarsze i najbardziej przyrodniczo cenne okazy dębu

szypułkowego w liczbie 47 drzew łącznie. Na obszarze wysoczyznowym, gdzie prowadzono badania, nie utworzono żadnych form ochrony przyrody.

W przypadku SOO Lasy Żerkowsko-Czeszewskie, obszaru mającego znaczenie dla Wspólnoty (OZW) o powierzchni 71,58 km<sup>2</sup> (7158,23 ha), przedmiotem ochrony są siedliska fragmentu doliny zalewowej Warty i dolnego odcinka Lutyni, płynących w Pradolinie Warszawsko-Berlińskiej oraz sąsiadujące z nim od północy obszary moreny dennej. Krajobraz zdominowany jest przez rozległe połacie lasów łągowych oraz grądów. Obszar obejmuje jedno z większych na terenie środkowej Wielkopolski powierzchni łągowo-jesionowych (*Ficario-Ulmetum*), wykształconych w dwóch podstawowych podzespołach. Wraz z dobrze zachowanymi płatami niskich i typowych grądów (*Galio sylvatici-Carpinetum*) tworzą one typowy dla dolin rzecznych kompleks żyznych lasów liściastych. Typy siedlisk przyrodniczych podlegające ochronie w obszarze Natura 2000, należące do lasów i borów, to: grąd środkowo-europejski (9170) – 1237,65 ha, łągowe lasy dębowo-wiązowo-jesionowe (91F0) – 481,03 ha oraz łągi wierzbowe topolowe olszowe i jesionowe (91E0) – 339,30 ha; pozostałe leśne siedliska przyrodnicze zajmują 64,43 ha. Ogólnie leśne siedliska przyrodnicze stanowią 78% wszystkich siedlisk przyrodniczych podlegających ochronie na tym obszarze Natura 2000. Pozostałe siedliska przyrodnicze obejmują głównie niżowe świeże łąki użytkowane ekstensywnie (6510) – 442,38 ha, starorzeczca (3150) – 104,51 ha, zmiennowilgotne łąki trzęślicowe (6410) – 19,33 ha, a inne nieleśne siedliska przyrodnicze stanowią 5,73 ha. Rezerwat przyrody „Czeszewski Las” o powierzchni 223,09 ha, utworzony w 2004 roku z dwóch istniejących od 1959 roku rezerwatów i dodatkowych obszarów, obejmuje ochroną najcenniejsze płaty łągowo-jesionowe-wiązowych oraz grądów. Celem ochrony rezerwatu jest zachowanie ze względów naukowych i dydaktycznych naturalnego kompleksu lasów i starorzeczcy na terenie zlewowym Warty wraz z typową dla lasów łągowych florą i fauną (Geoserwis GDOŚ, 2017).

## 4.2. Charakterystyka klimatyczna i hydrologiczna

### 4.2.1. Klimat

Klimat występujący w rejonie badań należy do grupy klimatów umiarkowanych przejściowych Europy Centralnej. Cyrkulacja atmosferyczna na kierunku wschód-zachód jest tu najbardziej znaczącym czynnikiem klimatotwórczym. Wynika to z przebiegu tras układów barycznych oraz braku barier orograficznych na tym kierunku

(Woś, 1994; Zveryaev i in., 2008; Kożuchowski, 2011; Gimeno i in., 2012). Istotne znaczenie ma dynamika cech klimatu morskiego oraz kontynentalnego wiążąca się z wpływem Oceanu Atlantyckiego oraz rozległych obszarów lądowych Eurazji (m.in. Ewert, 1973; Degirmendzić i in., 2004; Styszyńska, 2007; Zveryaev i in., 2008; Luterbacher i in., 2010; Wypych, 2010; Witek i in., 2015). Przejściowość warunków klimatycznych wiąże się z dużą zmiennością oraz niestabilnością elementów klimatu w różnym czasie. Zmienność ta manifestuje się w zakresie stanów i dobowych typów pogody, wielodniowych i sezonowych układów pogodowych, a także jest widoczna w przebiegu elementów klimatu w okresach rocznych i wieloletnich (Woś, 1994; Kożuchowski, 2011).

W Polsce regularne i sięgające czasów współczesnych pomiary meteorologiczne rozpoczęto w XVIII wieku. Znaczący przyrost liczby stacji oraz zakresu monitorowanych w nich parametrów meteorologicznych nastąpił jednak od połowy XX wieku (Przybylak, 2010; Kożuchowski, 2011). Zbyt małe zagęszczenie punktów pomiarowych w sieci pomiarów elementów klimatu dla okresów przeszłych pociąga za sobą dużą niepewność, generalizacje wyników i często utrudnia objaśnianie przebiegu procesów klimatycznych (Przybylak, 2010; Bradley, 2011). W Europie Centralnej, na Niżu Polskim, również w zlewni Warty, ważną rolę w kształtowaniu warunków klimatu odgrywają: zmienność cykliczna opadów miesięcznych i rocznych, brak zmienności kierunkowej dla tych parametrów (Boryczka i Stopa-Boryczka, 2004; Degirmendzić i in., 2004; Brázdil i Dobrovolný, 2010; Czarnecka i Nidzgorska-Lencewicz, 2012; Ilnicki i in., 2014; 2015; Szwed, 2018) oraz pozytywny trend temperatury powietrza (Degirmendzić i in., 2004; Luterbacher i in., 2010; Ilnicki i in., 2015). Taki układ charakterystyk termiczno-opadowych decyduje o okresowym występowaniu przewagi udziału parowania terenowego nad opadem i niedoborach wody w zlewni Warty (van der Schrier i in., 2013; Vicente-Serrano i Beguería, 2016; Abatzoglou i in., 2017).

W okresie od połowy XX wieku (1951–2000) w zasadzie nie stwierdzono zmian anomalii opadów rocznych ocenianych za pomocą współczynnika zmienności anomalii opadów rocznych (redukcja współczynnika  $cv$  o 0–5%) (Sokol Jurković i Pasarić, 2013). Nierównomierność opadów miesięcznych, oceniana za pomocą wskaźnika nierównomierności opadów Chromowa ( $I_{PJ}$ ), zasadniczo nie zmieniła się w zlewni górnej i środkowej Warty w wieloleciu 1951–2013, przyjmując wartości w zakresie 30–35%. Udział opadów półrocza zimnego (październik–marzec) oraz opadów miesiący zimowych w opadzie rocznym nie uległ zmianie. Miesiącem o zaznaczającym się wzroście udziału opadów miesięcznych zarówno na Niżu Polskim, jak i w zlewni Warty był jednak marzec (Szwed, 2018). Marzec to również jedyny miesiąc, w którym wystąpił wzrost opadów na obszarze całego kraju od połowy XX wieku (1951–2000) (Degirmendzić i in., 2004). W zlewni środkowej

i górnej Warty zaobserwowano zasadniczo trend negatywny udziału opadów ekstremalnych dobowych i kilkudniowych dla wszystkich okresów roku od połowy XX wieku (1951–2006). Trend ten był szczególnie silny dla zimy oraz lata. Najsilniejszy trend negatywny był dla maksymalnych opadów jedno- i pięciodniowych zimy oraz pięciodniowych lata (Łupikasza i in., 2011). Redukcja opadów jednodniowych w zimie wynosiła około 10–15% (Pińskwar i in., 2018). Jednak począwszy od siódmej dekady XX wieku, dla środkowej Warty częstość i siła trendów pozytywnych dla opadów ekstremalnych wzrosła, zwłaszcza w okresie wiosny (Łupikasza i in., 2011; Pińskwar i in., 2018). W zlewni Warty od połowy XX wieku zwiększyła się liczba dni bezopadowych, częstość i długość okresów bez opadu. Dla okresu ciepłego (kwiecień–wrzesień) długość przeciętna epizodów bezopadowych wzrosła w zlewni Warty o 5–15% (Pińskwar i in., 2018). Epizody te, jeśli występują w okresie ciepłym, są silnie związane ze stacjonowaniem wyżów nad Polską oraz falami upałów, zwłaszcza w czerwcu, lipcu i sierpniu. Taka koincydencja może powodować występowanie susz (Wibig, 2012; 2018).

Pozytywne trendy termiczne w zlewni Warty zaznaczają się zarówno dla wartości dobowych, jak i zagregowanych wartości miesięcznych, sezonowych oraz rocznych. Od połowy XX wieku w środkowej i górnej części zlewni Warty wystąpił wzrost minimalnej oraz maksymalnej temperatury dobowej przy niewielkim spadku amplitudy, przy czym większy wzrost wystąpił dla temperatury minimalnej (Wibig i Głowicki, 2002; Kejna i in., 2009). Największy wzrost tych temperatur zanotowano w drugiej połowie zimy oraz na początku wiosny. Pomimo trendu wzrostu maksymalnej i minimalnej temperatury dobowej dla roku, negatywne trendy wystąpiły dla przełomu wiosny i lata, przełomu jesieni i zimy oraz dla jesieni (Wibig i Głowicki, 2002). Zlewnia Warty pokrywa się z obszarem kraju o największej częstości i najsilniejszym trendzie pozytywnym liczby dni ciepłych i bardzo ciepłych (upałnych) (maksymalna temperaturze dobowe powyżej 25°C oraz 30°C) (Kejna i in., 2009). Dni takie występują od kwietnia do października. W okresie od 1951 do 2015 roku częstość dni ciepłych i bardzo ciepłych wzrosła, zwłaszcza w czerwcu, lipcu i sierpniu, od połowy XX wieku. Epizody fal upałów występujące od maja do września w zlewni Warty najczęściej obejmowały do 4 dni (371 epizodów), powyżej 10 dni to 89 epizodów, a najdłuższy epizod obejmował 31 dni (Wibig, 2012; 2018). Liczba dni mroźnych (minimalna temperatura dobowe poniżej 0°C) zasadniczo pozostała bez zmian dla zlewni środkowej i górnej Warty (Kejna i in., 2009).

W okresie 1951–2000 wystąpiły pozytywne trendy dla temperatury rocznej (wzrost 0,2°C na dekadę) oraz temperatury miesięcznej od stycznia do maja (wzrost dla miesięcy 0,2–0,6 na dekadę). Wartości istotne statystycznie wystąpiły dla marca i maja o 0,6°C i o 0,3°C na dekadę. Zmiany kierunkowe, mniej jednoznaczne ze względu na możliwość interpretacji, wystąpiły dla temperatury w pozostałych

miesiącach roku. Słabiej zaznacza się ocieplenie lata (wzrost jedynie temperatury sierpnia o ok.  $0,1^{\circ}\text{C}$  na dekadę), ochłodzenie przełomu wiosny i lata (spadek temperatury czerwca o około  $0,1$  na dekadę) i w jesieni (spadek temperatury listopada o  $0,2^{\circ}\text{C}$  na dekadę). Stwierdzono również wzrost siły trendów w ostatniej dekadzie ubiegłego stulecia. Wzrost ten wystąpił we wszystkich miesiącach poza okresem od października do grudnia, ale najsilniejszy był od stycznia do kwietnia (Degirmendźić i in., 2004). Pozytywne trendy temperatur miesięcy zimowych dla obszaru zlewni Warty od początku XX wieku są zgodne ze zmianami kierunkowymi temperatur występujących dla obszarów atlantyckiej części Europy, gdzie zaobserwowano trendy pozytywne, zaś siła trendów również wzrosła pod koniec XX wieku (Luterbacher i in., 2004; 2010).

Wzrost temperatury pociąga za sobą zmianę znaczenia pokrywy śnieżnej jako elementu klimatu i ważnego czynnika kształtującego procesy hydrologiczne w zlewni Warty (Degirmendźić i in., 2004; Kejna i in., 2009; Szwed i in., 2017; Falarz i in., 2018). Od połowy XX wieku w zlewni środkowej i górnej Warty grubość przeciętna pokrywy śnieżnej zmniejszała się o  $1\text{--}2$  cm na dekadę, przy czym w górnej wododziałowej części zlewni tempo to było większe. Redukcja grubości pokrywy to około  $6\%$  na dekadę. Długość zalegania pokrywy śnieżnej uległa redukcji w tempie ok.  $2\text{--}3$  dni, to jest od  $2\text{--}4\%$  na dekadę (Falarz, 2004). Przeciętna liczba dni zalegania pokrywy śnieżnej w środkowej i górnej części zlewni Warty to  $40\text{--}50$  dni (Szwed i in., 2017). Współczynnik zmienności grubości pokrywy śnieżnej (cv) dla zlewni Warty ma podobną zmienność jak w przypadku zachodniej części Niżu Polskiego, to jest  $0,5\text{--}0,7$  i zwiększa się ku północy i zachodowi. Przeciętna grubość pokrywy śnieżnej dla tego obszaru zawierała się w zakresie  $15\text{--}20$  cm (Falarz, 2004), według danych za nieco dłuższe wielolecie do połowy drugiej dekady XXI wieku, za miesiące grudzień–luty, to  $2,5\text{--}5$  cm (Szwed i in., 2017). Maksymalna grubość pokrywy śnieżnej w roku w zlewni środkowej i górnej Warty to  $50\text{--}60$  cm (Falarz, 2004), a za miesiące grudzień–luty  $40\text{--}60$  cm (Szwed i in., 2017).

Obecnie wykorzystuje się wiele podejść w klasyfikacji klimatów lokalnych i globalnych. W ramach tych podejść uwzględniania się różne kryteria, szczegółowość oraz stosuje się różne wieloletnie okresy referencyjne (Kozuchowski, 2011). W niniejszej pracy odwołano się do uniwersalnej i ugruntowanej klasyfikacji Köppena-Geigera, która uwzględnia kryteria termiczne i opadowe (Köppen, 1936). Według tej klasyfikacji, obszar badań zarówno w przypadku stanowisk badawczych, jak i zlewni Warty należy do strefy klimatu Cfb. Jest to strefa klimatu oceanicznego, bez pory suchej, z ciepłym latem, o średniej temperaturze miesięcznej nieprzekraczającej  $22^{\circ}\text{C}$ , co najmniej czterech miesiącach o temperaturze średniej powyżej  $10^{\circ}\text{C}$  i opadach równomiernie rozłożonych w okresie roku. Zasięg strefy Cfb na obszarze Polski zwiększył się w XX wieku dzięki postępującej ku wschodowi regresji granicy



strefy klimatu wilgotnego kontynentalnego Dfb, obejmującej szerokim pasem Europę Wschodnią aż do syberyjskiej części Azji Centralnej. W strefie Dfb średnia temperatura najzimniejszego miesiąca jest nie większa niż  $-3^{\circ}\text{C}$ , średnia temperatura najcieplejszego miesiąca w granicach  $10^{\circ}\text{C}$ – $22^{\circ}\text{C}$ , a opady równomiernie rozłożone w okresie roku. Na początku ubiegłego stulecia granica strefy Cfb i Dfb przebiegała w przybliżeniu na linii Wisły, a obecnie biegnie na wschód od dorzecza tej rzeki (Kottek i in., 2006; Rubel i Kottek, 2010). Wyniki analiz przestrzennoczasowych dla klas klimatycznych Köppena-Geigera, za okres od początku XX wieku, wskazują, że dla całego obszaru Polski brak stabilności rocznej, dekadowej oraz trzydziestoletniej (Chen i Chen, 2013).

#### 4.2.2. Hydrografia obszaru badań

Obszar badawczy zlokalizowany w dolinie rzecznej w Lasach Czeszewskich leży w lewobrzeżnej części na międzyrzeczu Warty i jej dopływu rzeki Lutyni oraz sąsiedniej prawobrzeżnej części doliny Warty. Według czterostopniowej klasyfikacji wyróżniającej rzeki wielkie, duże, średnie i małe, w której kryteria stanowią wielkość dorzecza zlewni oraz długość cieków, Warta jest dużą rzeką, biorąc pod uwagę długość rzeki (klasa 500–2500 km) i rzeką średnią, biorąc pod uwagę wielkość dorzecza (klasa 10–100 tys. km<sup>2</sup>). Natomiast rzeka Lutynia, biorąc pod uwagę powierzchnię zlewni (klasa 100–10 tys. km<sup>2</sup>), jest klasyfikowana jako rzeka mała. Lutynia nie spełnia kryterium przynależności do klasy małych rzek, biorąc pod uwagę długość cieków, która nie przekracza wartości progowej 100 km (Bajkiewicz-Grabowska i Mikulski, 1993).

Rzeka Warta jest ciekami II rzędu, największym prawym dopływem w dorzeczu Odry. Długość Warty, według danych ewidencyjnych Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej w Poznaniu, wynosi 808,2 km (Długość rzek i kanałów w administracji RZGW w Poznaniu wg stanu na dzień 31.12.2010 r., 2010), a według nowszych opracowań – to 800,661 km (MPHP10, 2013), 795,085 km (MZP, 2015). Długość całkowita Warty jest większa niż długość odcinka Odry w przekroju u ujścia Warty, która wynosi 695,582 km. Miejsce ujścia Warty do Odry w kilometrażu 145,630 rozgranicza dolny i środkowy odcinek Odry. Rzeka Lutynia jest lewobrzeżnym dopływem środkowego odcinka Warty obejmującego Kotlinę Śremską. Lutynia dopływa do Warty w kilometrażu 333,00. Długość Lutyni wynosi 66,931 km. Topograficzne działy wodne na rozpatrywanym obszarze stanowią działy III rzędu. Przebiegają one między zlewnią Lutyni oraz zlewnią przyrzecza Warty. Z uwagi na niewielkie deniwelacje, brak zbieżystych skarp terenu oraz liczne paleomeandry, wododziały te na ogół słabo zaznaczają się w terenie. Przyrzecze Warty zajmuje blisko 68% obszaru Lasów Czeszewskich.

Powierzchnia zlewni Warty wynosi 54 518,415 km<sup>2</sup>, co stanowi 45,80% dorzecza Odry. Powierzchnia zlewni Warty, do przekroju w miejscu ujścia rzeki Lutyni, to 21 389,576 km<sup>2</sup>. Ten obszar zlewni obejmuje zlewnię górnej i w niewielkiej części środkowej Warty, co stanowi 39,23% powierzchni całkowitej zlewni Warty. Długość rzeki Warty od źródła do tego przekroju wynosi 469,331 km. Zlewnia Lutyni o powierzchni 566,050 km<sup>2</sup> stanowi natomiast 1,04% powierzchni całkowitej zlewni Warty. Lutynia jest rzeką III rzędu w dorzeczu Odry o długości 66,900 km (MPHP10, 2013).

Rzeka Warta ma przebieg ogólnie południkowy w rejonie badań, a kierunek spływu ze wschodu na zachód. Stąd linia Warty stanowi północną i zachodnią granicę kompleksu leśnego Lasy Czeszewskie, a rzeka Lutynia, u ujścia o zbliżonym do Warty kierunku spływu, wyznacza granicę południową tego kompleksu leśnego. Do Lutyni i Warty nie dopływają na tym obszarze inne ciekі, zatem obszar badań stanowi przyrzecza obu rzek. Liczne są tu warciska, to jest starorzecza Warty, które powstały w wyniku procesów rzecznych lub regulacji przebiegu koryta rzeki. Starorzecza te mają na ogół zmienną powierzchnię lustra wody zależną od przebiegu rocznych i wieloletnich warunków hydrometeorologicznych oraz stopnia załadowienia. Procesy rzeczne w dolinie Warty przebiegają ze zmiennym nasileniem w okresie holocenu po wycofaniu się lodowca, tym samym czynnik sprawczy decydujący o tworzeniu się starorzeczy w tym czasie oddziałuje nieprzerwanie. Stąd w rejonie badań można obserwować starorzecza o różnym stopniu wykształcenia, załadowienia i przeobrażenia w paleomeandry. Największe ze starorzeczy, stale utrzymujących wodę, noszą zwyczajowo przyjęte nazwy: Duża Starucha 8,73 ha, Łojewo 4,66 ha, Szaniec 3,51 ha, Musiółka 2,44 ha, Czapliniac 2,31 ha, Mała Starucha 1,97 ha, Długie Zaskrzęcie 1,13 ha, Dębiński Rów 0,94 ha, Okrągłe Zaskrzęcie 0,92 ha (MPHP10, 2013; Wrzesiński, 2001; Kostecki, 2001).

Na obszarze objętym badaniami wprowadzono system aktywnej ochrony ekosystemów łągowych, który wykorzystuje lokalną sieć hydrograficzną. System ten bazuje na rozwiązaniach technicznych z zakresu inżynierii ekologicznej, to jest wykorzystuje budowle wodne, m.in. stałe jazy, zastawki, odwrócone przepusty wałowe, wybudowane w okresach 2004–2005 oraz 2010–2011. Celem hydrologicznym budowy tego systemu jest zapewnienie w okresie wyżówek zasilania starorzeczy w wodę uzyskaną w rezultacie piętrzenia rzeki Lutyni oraz umożliwienie zasilania wodą z rzeki Warty. Woda jest przetrucana przez przekopy wykonane w sieci obniżen terenu zajęte przez paleomeandry i załadowione starorzecza. W ten sposób są zwiększane stany retencji wodnej w starorzeczach i uzyskiwany efekt uruchomienia przepływu wody w gruncie, co pociąga za sobą zwiększanie stanów retencji wodnej w glebach lasów dolinnych. Dlatego sieć hydrograficzna została wzbogacona o wspomniane wyżej

przekopy, służące do przetrzucania wody z Lutyni i Warty do starorzeczy, w tym także części starorzeczy uprzednio znacznie zalądowionych, które na powrót wykazują retencję powierzchniową, m.in. starorzeczka Podkowa i Kierzek. Przekopy te mają charakter cieków okresowych (Schwartz, 2008; Kamiński i in., 2011).

Obszar badawczy położony na wysoczyźnie w kompleksie leśnym w obrębie Płyty Krotoszyńskiej jest odwadniany bezpośrednio przez cieki V-VII rzędu leżące w zlewni Czarnego Rowu (IV rząd cieków) dopływającego do Kanału Mosińskiego (III rząd cieków), który z kolei dopływa do Warty. Kanał Mosiński o długości 115,5 km ma źródła ok. 7 km na południe od rozpatrywanego kompleksu leśnego w obszarze pasma pagórków czołowomorenowych, natomiast ujście do Warty znajduje się na południe od Poznania. Zlewnia Kanału Mosińskiego o powierzchni 482,81 km<sup>2</sup> stanowi 0,89% zlewni Warty. Kanał Mosiński oraz przeważająca sieć cieków drenująca jego zlewnię jest bardzo silnie antropogenicznie przekształcona, a w znacznej części jest to sieć hydrograficzna sztuczna. W zlewni Kanału Mosińskiego występują liczne bramy wodne, w tym największa z nich to tak zwany Węzeł Bonikowski. Rzeka Obrą i Kanał Mosiński w górnych partiach zlewni Kanału Mosińskiego płyną wspólnym korytem. Koryto to, na odcinku noszącym nazwę Kanału Kościańskiego Obry, dzieli się na koryto Kanału Mosińskiego oraz Kanału Południowego Obry w węźle Bonikowskim około 3 km poniżej Kościana. Węzeł Bonikowski jest sztuczną bifurkacją, dzielącą przepływ kierowany w około 70% na wschód Kanałem Mosińskim, uchodzącym do Warty w jej środkowym biegu koło Mosiny oraz na zachód Obrą, która uchodzi do Warty w dolnym jej biegu, w pobliżu Skwierzyny.

Sieć hydrograficzna drenująca kompleks leśny obejmujący stanowiska badawcze to bez wyjątku cieki sztuczne, stanowiące górne, początkowe odcinki rowów otwartych systemów melioracyjnych odwadniających pierwotnie bezodpływowe obszary użytkowane rolniczo i lasy. Rowy te nie mają nazw. Brak wyraźnie zaznaczających się wododziałów topograficznych między zlewniami rowów ze względu na relatywnie niewielką deniwelację oraz antropogeniczny charakter lokalnych cieków. System rowów prowadzi wody zgodnie z nachyleniem terenu, to jest ku północy i wschodowi (Graf i Kaniecki, 2001; MPHP10, 2013; Okoński, 2016). Łączna sumaryczna długość rowów wynosi 3,7 km i 1,3 km bez rowów przebiegających na granicy kompleksu leśnego, co daje gęstość 1,4 i 0,5 km/km<sup>2</sup>. Jest to gęstość mniejsza niż przeciętna na obszarze Płyty Krotoszyńskiej, zarówno w odniesieniu do obszarów użytkowanych rolniczo, jak i leśnych (1,9 km/km<sup>2</sup>) (Okoński, 2016).

### 4.2.3. Wody podziemne

Wody podziemne pierwszego (gruntowego) poziomu wodonośnego na obszarze Lasów Czeszewskich mają typowy układ dla dużych nizinnych dolin rzecznych leżących w pasach rozległych pradolin. W przypadku takich obszarów głębokość zalegania wód poziomu gruntowego jest relatywnie mała, natomiast warstwa wodonośna ma dużą miąższość (Żurawski, 1968). Warstwa wodonośna na obszarze Lasów Czeszewskich to czwartorzędowe utwory rzeczno-wodnolodowcowe, tj. utwory piaszczyste i żwirowe, pyłowe tarasów pradolinnych oraz holocenijskie utwory tarasów zalewowych, takie jak mady i piaski, o miąższości ok. 10–40 m. W centralnej części Lasów Czeszewskich, na terasie nadzalewowej miąższość tej warstwy wynosi 26,0 m. Na terasach zalewowych w dnie doliny zwierciadło wody zalega normalnie 1–2 m p.p.t., a w obrębie teras nadzalewowych jest to głębokość ok. 2–3 m p.p.t. Warstwa spągowa pierwszego poziomu wodonośnego to głównie trzeciorzędowe pstry ily plioceńskie (ily poznańskie) o miąższości przekraczającej 50 m, a ponadto, na części obszaru, zalegające na nich czwartorzędowe zwałowe gliny (Cincio i Gizler, 2000; Kostecki, 2001; Wrzesiński, 2001; Pilarski, 2002a; Stanicki i Zborowska, 2002; Zieliński i Niemczyński, 2008). Wody gruntowe w warstwie wodonośnej przepływają w tej części doliny w warunkach normalnych z kierunku południowego i południowowschodniego na zachód i północny zachód. Zwierciadło wody gruntowej wykazuje niewielki spadek hydrauliczny ok. 0,1% (Jodłowski, 1998; 2001; Pilarski, 2002a; Zieliński i Niemczyński, 2008).

Wody podziemne pierwszego poziomu wodonośnego charakteryzują się sezonowym reżimem zasilania, silnie powiązaniem z przebiegiem reżimu rzecznej Warty i Lutyni. Ze względu na związek hydrauliczny między wodami rzeczными i wodą gruntową na obszarze doliny, zarówno rytm wzniosów, jak i spadków zwierciadła wody gruntowej zależy od przebiegu korespondującej z nim dynamiki stanów wód rzecznych (współczynnik korelacji  $r = 0,78$ ) (Okoński i Miler, 2013). Mniejsze znaczenie w kształtowaniu dynamiki zmian zwierciadła wody gruntowej w rzece ma zasilanie wód gruntowych pochodzące bezpośrednio z przyległych obszarów wysoczyznowych (Pilarski, 2002a; Stanicki i Zborowska, 2002). Okres wyżówek występuje normalnie od stycznia do marca, i przechodzi dość szybko w okres niżówkowy trwający od czerwca do października. W przypadku stanów maksymalnych dochodzi do całkowitego wypełnienia wodą warstwy wodonośnej gruntowego poziomu wodonośnego. Woda występuje na powierzchni w okresach epizodycznych rzecznych zalewów powierzchniowych na obszarze terasy zalewowej. Zalewy takie obejmują fragmenty terasy zalewowej w okresach wyżówek w zależności od wzniosu wody w rzece i przebiegu wezbrań, a także położenia, reliefu i deniwelacji powierzchni terasy. W okresach posusznych, a zwłaszcza w okrasach głębokich niżówek w rzekach

i wystąpienia susz hydrologicznych związanych z ograniczonym przychodem wody w zlewni Warty, wody gruntowe zalegają głęboko. Wówczas występują stany minimalne wody gruntowej, a zwierciadło wody gruntowej może zalegać poniżej strefy korzeni drzew również na obszarach terasy zalewowej. Stany minimalne wody gruntowej obserwowane w sieci monitoringu wód gruntowych w okresie niżówek w latach 2009–2011 na terasie nadzalewowej w Lasach Czeszewskich to 3,0–5,0 m p.p.t. (przeciętnie 3,9 m p.p.t.), a na terasie zalewowej to 1,8–4,8 m p.p.t. (przeciętnie 2,8 m p.p.t.) (Okoński i Miler, 2013).

Na obszarze Płyty Krotoszyńskiej można wyróżnić trzy jednostki przestrzenne charakteryzujące się zbliżonym przebiegiem reżimów wód podziemnych oraz podobną głębokością zalegania pierwszego poziomu wodonośnego (poziomu gruntowego) drenowanego przez ciek. Jednostki te wyraźnie nawiązują do ukształtowania powierzchni terenu. Są to strefy dolin rzecznych, równinne strefy wysoczyznowe oraz bardziej wyniesione w stosunku do sąsiednich terenów strefy wysoczyznowe (Żurawski, 1968; Graf, 1999; 2002; Graf i Kaniecki, 2001; Okoński, 2016). Obszar badań jest położony w obrębie równinnej strefy wysoczyznowej. Wody podziemne pierwszego poziomu występują tu stosunkowo płytko, normalnie nie głębiej niż 2,5 m p.p.t. Przypowierzchniowy poziom wód na obszarze kompleksu leśnego objętego badaniami ma z reguły charakter wód zaskórnych i powiązany jest z górnym, opadowym, oglejeniem gleb. Pierwszy poziom wodonośny tworzą piaski, żwiry zwałowe oraz spiaszczone gliniaste utwory morenowe o miąższości nieprzekraczającej 2–3 m. Warstwę spągową podtrzymującą wodę gruntową tworzą gliny zwałowe zlodowacenia środkowopolskiego o miąższości sięgającej 8,6 m. Gruntowa warstwa wodonośna jest ciągła na całym obszarze, natomiast warstwa nadległych wód zaskórnych jest miejscami nieciągła. Wody podziemne odpływają w kierunku północnym zgodnie z kierunkiem nachylenia powierzchni terenu i warstwy spągowej podtrzymującej wody gruntowe, to jest od pasa pagórków czołowomorenowych zlodowacenia środkowopolskiego (kumulacja 153,7 m n.p.m.) ku, przebiegającej równoleżnikowo, lokalnej pradolinie Żerkowsko-Rydzyskiej stanowiącej naturalną strefę drenażu. Krawędź tej pradoliny leży ok. 3 km na północ, a pagórki leżą w odległości ok. 9 km na południe od rozpatrywanego kompleksu leśnego i stanowią obszar źródliskowy Kanału Mosińskiego (Graf i Kaniecki, 2001; Szałamacha, 2001; Pilarski, 2002b; MPHP10, 2013).

Wody podziemne charakteryzują się sezonowym reżimem zasilania. Wyżówki warunkowane są zasilaniem roztopowym z retencji śnieżnej i uwalnianej wody zamrożonej w gruncie, a także dodatkowo z opadów deszczu w okresie roztopów. Zasilanie odbywa się wówczas równomiernie na całym obszarze wysoczyznowym. Obniżanie się zwierciadła wody pierwszego poziomu wodonośnego wynika z odpływu poziomego wody gruntowej ku północy do niżej położonych stref drenażu często przy braku lub ograniczonym poziomym dopływie gruntowym z przyległych,

bardziej wyniesionych obszarów położonych na południe od kompleksu leśnego w rejonie źródliskowym Kanału Mosińskiego. Główne przyczyny obniżania się zwierciadła wody gruntowej w okresie wegetacyjnym, oprócz odpływu poziomego, to szczypanie wody przez roślinność i parowanie wody z gruntu. Proces filtracji do głębiej położonych warstw wodonośnych ma ograniczone znaczenie ze względu na zaleganie w podłożu ciągłej warstwy glin zwałowych. Maksymalne stany wód gruntowych występują normalnie w okresie od marca do kwietnia, a minimalne stany – od września do października. W przypadku stanów ekstremalnych – maksymalnych stanów II rzędu (WWW) – zwierciadło pierwszego poziomu wodonośnego może występować przypowierzchniowo, a w przypadku minimalnych stanów II rzędu (NNW) – zwierciadło wody gruntowej nad utworami glin zlodowacenia środkowopolskiego może zanikać (Okoński, 2016).

#### 4.2.4. Reżim rzeczny

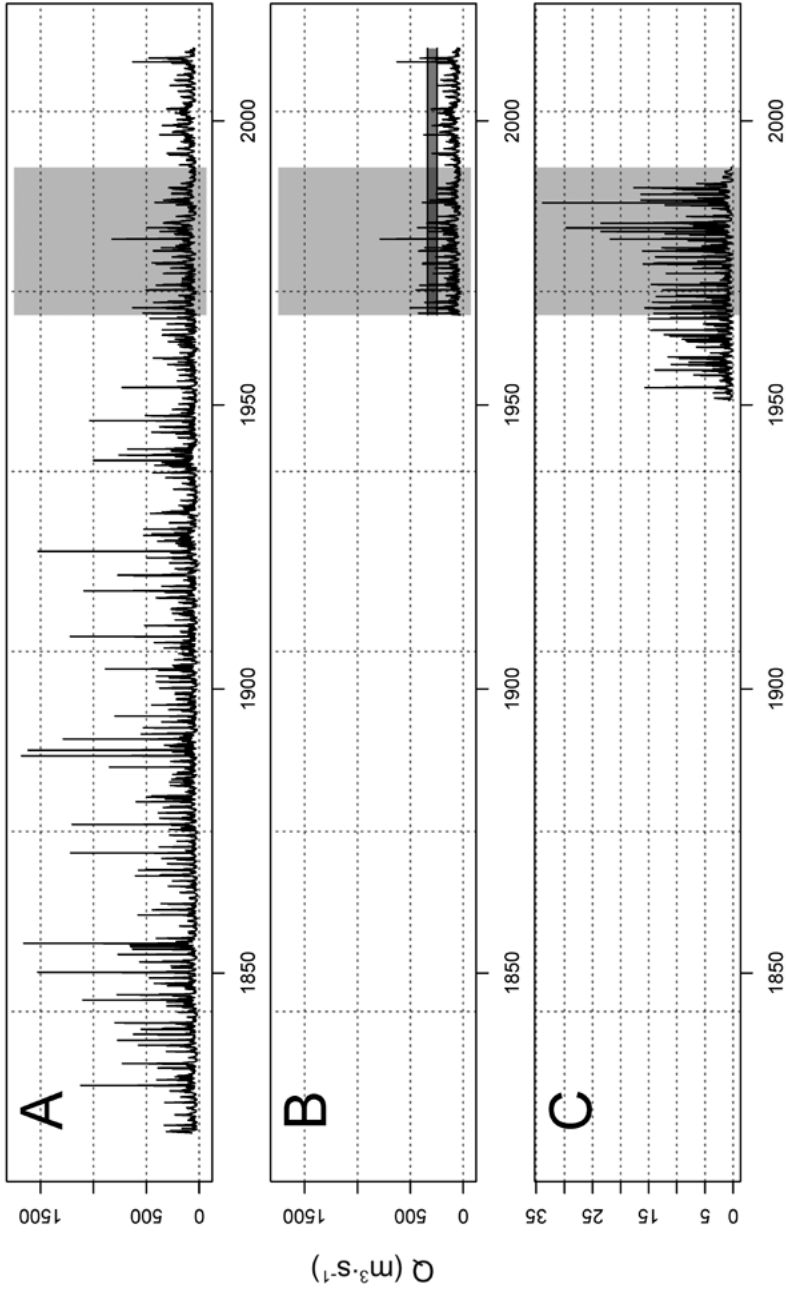
Najważniejsze czynniki kształtujące reżimy rzeczne Warty i Lutyni to czynniki klimatu. Są to głównie: wysokość i rozkład opadów oraz parowania terenowego, a także warunki termiczne zimy i warunki zalegania pokrywy śnieżnej zimą. Klimat przejściowy Polski charakteryzuje się dużą zmiennością przebiegu elementów pogody i klimatu w różnych okresach dobowych, sezonowych, rocznych i wieloletnich, co przekłada się na dużą zmienność warunków hydrologicznych występujących w rzece w układzie sezonowym, rocznym i wieloletnim. Według Ilnickiego i in. (2014; 2015), dla wielolecia, od początku XIX wieku do początku XXI wieku, nie wystąpiła redukcja odpływu dla górnej i środkowej części zlewni Warty, nie zmieniła się również proporcja odpływu zimowego i letniego.

Dla Warty i Lutyni wyróżniono dwa główne genetyczne typy wezbrań, czyli regularnie występujące wiosenne wezbrania roztopowe oraz epizodyczne wezbrania wywołane długookresowymi opadami frontowymi o szerokim zasięgu. Stąd ustrój rzeczny Warty to ustrój złożony, śnieżono-deszczowy typowy dla dużej części rzek obszaru Niżu Środkowoeuropejskiego. Wezbrania zimowe (śryżowe i zatorowe) związane ze zjawiskami lodowymi wstępują sporadycznie. Z kolei, niżówki występują latem oraz jesienią i wiążą się głównie z wysokim parowaniem terenowym, niekiedy pojawiającym się przy ograniczonym zasilaniu deszczowym. Niżówki zimowe występują sporadycznie i są związane ze zjawiskami mrozowymi, tj. zamrażaniem wody w gruncie i tym samym ograniczaniem zasilania rzeki. Ze względu na niedużą wielkość powierzchni zlewni i długość Lutyni znaczenie mają również wezbrania związane z opadami nawałnymi występującymi latem (Dynowska, 1971; 1994b; Wrześniński, 2013).

Ustrój rzeczny Warty, a także Lutyni jest modulowany przez nieklimatyczne cechy środowiska fizycznogeograficznego. Największe znaczenie mają warunki litologiczne i hydrogeologiczne, relief powierzchni terenu oraz cechy morfometryczne – głównie wielkość zlewni. W dorzeczu Warty występuje mozaikowość utworów litologicznych. W skrajnej części południowej – źródliskowej Warty i górnej części jej dorzecza na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej występują wodonośne utwory krasowe zapewniające stabilne i wysokie zasilanie cieków w ciągu roku. W pozostałej części dorzecza mozaikowo występują utwory korzystne i niekorzystne ze względu na zasilanie rzek w wodę. Utwory przepuszczalne polodowcowe i rzeczne piaski, a także żwiry o dobrych właściwościach wodonośnych i retencyjnych z reguły zapewniają dobre warunki dla zasilania lokalnych rzek w zlewni. Nieprzepuszczalne gliny i ropy przyspieszają natomiast spływ wody, ograniczając możliwość infiltracji wód opadowych i roztopowych do utworów wodonośnych zapewniających wysokie i stabilne zasilanie rzeki w okresie roku. Zlewnia rzeki Lutyni leży głównie na nieprzepuszczalnych utworach gliniastych. Ze względu na dominujący nizinny charakter dorzecza Warty oraz relatywnie niewielkie deniwelacje terenu wezbrania oraz niżówki występujące na Warcie na ogół są rozłożone w czasie (Dynowska, 1971; MPHP10, 2013; Geoportal KZGW; Geoportal PIG; Wrzesiński, 2013). Przepływy dobowe śródkowej Warty z posterunków Poznań (wielolecie 1822–2012) i Nowa Wieś Podgórna (wielolecie 1966–2012) oraz Lutyni z posterunku Raszewy (wielolecie 1951–1991) przedstawiono na rysunku 2.

Reżim rzeczny Warty jest kształtowany przez oddziaływania antropogeniczne. Do głównych kategorii oddziaływań człowieka modulujących reżim rzeczny Warty należy zaliczyć zabudowę hydrotechniczną rzeki i doliny rzecznej, tj. obecność zbiorników retencyjnych (zbiornik Jeziorsko – kilometrą 489,35 i Poraj – kilometrą 757,38), regulację przebiegu koryta, ograniczenie stref zalewu powierzchniowego przez obwałowania doliny rzecznej na licznych odcinkach rzeki (Miler, 2015; Rozporządzenie RM, 2016; Rozporządzenie Dyrektora RZGW w Poznaniu, 2016).

Według powszechnie stosowanej w Polsce klasyfikacji typów reżimu rzeczno, odcinek śródkowej Warty w rejonie Lasów Czeszewskich wykazuje reżim niwalny średnio wykształcony. Ten typ reżimu jest reprezentowany przez rzeki o średnim odpływie dla miesiąca wiosennego wynoszącym 130–180% średniego odpływu rocznego. Taki typ reżimu jest charakterystyczny między innymi dla rzek tranzytowych centralnej, nizinnej części Polski, np. Noteci, Odry Warty i Wisły, i obejmuje również cieki drenujące ponad 40% powierzchni całkowitej dorzecza Warty. Z kolei w przypadku Lutyni występuje typ reżimu niwalny silnie wykształcony, który charakteryzuje się odpływem miesiąca wiosennego wyższym od 180% odpływu średniego rocznego. Rzeki o takim typie reżimu to głównie nieduże cieki występujące w zlewniach o stosunkowo niewielkich zdolnościach retencyjnych, m.in. na Niżu Polskim na obszarach



**Rys. 2.** Przepływy dobowe dla Warty w Poznaniu 1822–2012 (A) i Nowej Wsi Podgórnej 1966–2012 (B), Lutyni w Raszewach 1951–1991 (C). Wspólny okres obserwacji 1966–1991 – jasniejszy kolor, przedział najniższych przepływów, przy których rozpoczynają się zalewy powierzchniowe na aktywnej terasie w obszarze badań ( $246\text{--}338\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ ) – ciemniejszy kolor

**Fig. 2.** Daily streamflow for the Warta in Poznań 1822–2012 (A) and Nowa Wieś Podgórna 1966–2012 (B), the Lutynia in Raszewy 1951–1991 (C). The common measurement period 1966–1991 – light grey color, range of the lowest streamflows for initiation of surface flooding of active terrace in the research area ( $246\text{--}338\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ ) – dark grey color



postglacialnych pokrytych przez gliny i ropy. W przypadku dorzecza Warty ten typ reżimu obejmuje około 40% powierzchni całkowitej dorzecza. Rzeki w tym przypadku wyróżniają się największymi zmianami przepływu w cyklu rocznym oraz krótkim okresem zasilania roztopowego, wysokimi wezbraniem i gwałtownym przejściem w okres niżówki letnio-jesiennej. Ponadto, zlewnie cząstkowe i różnicowe górnej Warty w rejonie Jury Krakowsko-Częstochowskiej, są zasilane ze źródeł krasowych, a zlewnie pomorskich dopływów Noteci – Drawy i Gwdy – są zasilane z miększych pól sandrowych. Zlewnie te charakteryzuje reżim niwalny słabo wykształcony (odpływ miesiąca wiosennego nie przekracza 130% odpływu średniego, reżim o najbardziej wyrównanym odpływie w cyklu rocznym). Ten typ reżimu charakteryzuje cieki leżące w zlewniach o stosunkowo dużych zdolnościach retencyjnych. W przypadku Warty obejmuje cieki na około 20% powierzchni całkowitej jej dorzecza (Dynowska, 1971; 1994b; Dynowska i Pociask-Karteczka, 1991; Wrzesiński, 2013).

W tabeli 1 zestawiono charakterystyki reżimu rzeczno dla środkowej Warty w Poznaniu (1822–2012) oraz Nowej Wsi Podgórnej (1966–2012), to jest za okres do roku poboru próbek przyrostowych dębu w 2012 roku. Ponadto w tabeli tej zestawiono charakterystyki reżimu rzeczno dla Lutyni w Raszewach (1951–1991) za okres pomiarowy do zamknięcia posterunku hydrometrycznego w 1951 roku oraz za wspólne okresy dla tych posterunków. Udział odpływu podziemnego (zasilania podziemnego) w odpływie całkowitym jest ważną cechą reżimu rzeczno lokalnie kształtowaną przez warunki litologiczne i hydrogeologiczne. Udział zasilania podziemnego wskazuje na zdolności retencyjne zlewni. Wysokie zasilanie podziemne zlewni przekłada się na większą stabilność odpływu w cyklu rocznym (Dynowska i Pociask-Karteczka, 1991; Wrzesiński, 2013). W okresie 1951–2010 przeciętny odpływ podziemny z obszaru Polski wynosi 95 mm. W zlewniach dopływów środkowej Warty udział odpływu podziemnego wynosi na ogół 45–55% (warstwa odpływu podziemnego 50–100 mm), natomiast w zlewni Lutyni to poniżej 35% (warstwa odpływu podziemnego poniżej 50 mm). Zlewnia Lutyni należy do nielicznych, nie tylko w dorzeczu Warty, lecz także w obszarze pasa Nizy Środkowopolskiego, gdzie obserwuje się bardzo mały udział zasilania podziemnego w odpływie całkowitym. Największy udział odpływu podziemnego w dorzeczu Warty 55–65% i więcej (warstwa odpływu 150–300 mm) jest obserwowany głównie w górnych partiach dorzecza (Wyżyna Krakowsko-Częstochowska) oraz na obszarze Pomorza (Wrzesiński, 2013). Według danych za okres 1971–2010, odpływ całkowity ze zlewni Warty to 127 mm, a udział odpływu podziemnego to ok. 74% (odpływ podziemny ok. 97 mm) (Wrzesiński i Perz, 2016). Dla przekrojów położonych na odcinku środkowej Warty w Poznaniu i Nowej Wsi Podgórnej odpływ całkowity to 146 i 128 mm. Udział odpływu podziemnego to 64,3 i 64,7% (warstwa odpływu 87 i 95 mm). W przypadku najdłuższego wspólnego okresu pomiarowego 1965–1991 udział odpływu podziemnego

Warty dla posterunków Poznań i Nowa Wieś Podgórna był zbliżony i wynosił 69,7% oraz 70,5%, a dla Lutyni 43,3% (tab. 1). Odpływ całkowity dla posterunków Poznań, Nowa Wieś Podgórna i Raszewy wynosił dla wspólnego okresu pomiarowego 137, 150 oraz 115 mm, a odpływ podziemny: 95, 106 oraz 51 mm.

Ważną cechą reżimu rzeki jest zmienność występowania różnych kategorii przepływów, między innymi dobowych, miesięcznych, rocznych, a także ekstremalnych w dłuższym przedziale czasowym (m.in. Colwell, 1974; Olden i Poff, 2003; Wrzesiński, 2013; Chwodhury i Eslamian, 2014). Zmienność ta w przypadku poszczególnych cieków wynika z przebiegu elementów klimatu i ma istotne znaczenie środowiskowe dla ekosystemów związanych z rzeką (m.in. Brown, 1997; Gordon i in., 2004). Przepływy dobowe Warty w Poznaniu i Nowej Wsi oraz Lutyni w Raszewach zestawiono na rysunku 2, natomiast statystyki dotyczące przepływów zawarto w tabeli 1.

Roczny współczynnik zmienności przepływu (CV) za okres 1971–2010 dla środkowej Warty dla przekrojów w Poznaniu i Nowej Wsi Podgórnej przyjmuje wartości 0,295 i 0,277 (Wrzesiński i Perz, 2016). Największa zmienność przepływu rocznego występuje dla niektórych małych rzek Niziny Wielkopolskiej i Kujaw w dorzeczu Warty i Baryczy. Dla tych rzek współczynnik zmienności odpływu przyjmuje wartości większe od 0,4 a niekiedy nawet między 0,6–0,8. Większość krajowych rzek, w tym rzeki pasa Niżu Środkowopolskiego w dorzeczu środkowej i górnej Warty cechują się mniejszą zmiennością przepływu rocznego (współczynnik zmienności przepływu zwykle w zakresie 0,2–0,4). Najmniejsza zmienność przepływów rocznych występuje w zlewniach Pomorza oraz Warmii i Mazur, w tym również dla Pomorskich dopływów dorzecza Warty (Wrzesiński, 2013). W przypadku najdłuższego wspólnego okresu pomiarowego 1965–1991, roczny współczynnik zmienności przepływu dla posterunków Poznań i Nowa Wieś Podgórna na Warcie wynosił 0,304 oraz 0,278, a dla Lutyni 0,418 (tab. 1).

Wartości współczynnika zmienności rocznych przepływów maksymalnych za okres 1966–1991 dla posterunków Poznań i Nowa Wieś Podgórna na Warcie oraz Raszewy na Lutyni wynoszą: 0,476, 0,459 oraz 0,538, a rocznych przepływów minimalnych: 0,265, 0,242 oraz 0,619 (tab. 1). Zbliżone wartości współczynnika zmienności rocznych przepływów minimalnych w zakresie 0,25–0,28 uzyskano dla Warty za okres 1971–2010 dla odcinka, począwszy od posterunku w Nowej Wsi Podgórnej w dół rzeki, a także dla środkowych i dolnych odcinków innych dużych i średnich rzek Polski (m.in. Bugu i Narwi, Noteci, Odry) za okres 1951–2010. Warto zauważyć, że zmienność przepływów niskich Wisły jest nieco mniejsza niż Warty – współczynnik zmienności nie przekracza 0,25. Wysoka zmienność przepływów niskich w Lutyni, przy której współczynnik zmienności jest większy niż 0,5, jest natomiast charakterystyczna dla małych zlewni w Polsce. Zlewnie takie występują głównie w zachodniej oraz południowej Wielkopolsce oraz na Kujawach (Wrzesiński,

2013; Wrześniński i Perz, 2016). W przypadku rocznych przepływów maksymalnych, zmienność za okres 1966–1991 była niewiele mniejsza niż zmienność uzyskana dla tego samego odcinka za okres 1971–2010, gdyż współczynnik zmienności przekroczył nieco 0,5 (Wrześniński i Perz, 2016). Zmienność maksymalnych przepływów rocznych występująca dla stanowisk w Poznaniu i Nowej Wsi wpisuje się w zakres wartości charakterystycznych dla środkowej i górnej Warty, a także środkowej i górnej Odry, a ponadto dla Górnej Wisły po Sandomierz, Bugu i Narwi (prócz fragmentu dolnego biegu), Wieprza i górnej Noteci oraz górnej i środkowej Pilicy. Zmienność rocznych przepływów maksymalnych w zakresie 0,5–1,0 dominuje na obszarze Polski z wyłączeniem obszaru Pomorza, Warmii i Mazur, obszaru małych dopływów środkowej i dolnej Wisły, dolnej Odry i Warty, gdzie współczynnik zmienności jest mniejszy niż 0,5, oraz nielicznych małych zlewni w różnych regionach kraju, gdzie przekracza 1,0 (Wrześniński, 2013; Wrześniński i Perz, 2016).

Największa zmienność dotyczy przepływów dobowych. W przypadku okresu 1966–1991 współczynnik zmienności dobowej przepływu wynosił dla posterunków Poznań, Nowa Wieś oraz Raszewy: 0,686, 0,666 i 1,305, natomiast dla całego okresu pomiarowego na stanowiskach: 0,921, 0,631 i 1,293 (tab. 1) Zmienność dobowych przepływów wpisuje się w zakresy typowe dla średnich i dużych rzek Polski, a także przeważającej części małych rzek, oprócz obszarów górskich i podgórskich ( $CV > 1,0$ ) oraz części Pomorza, Warmii i Mazur ( $CV < 0,5$ ) (Wrześniński, 2013; Wrześniński i Perz, 2016).

Jeden z najbardziej istotnych elementów reżimu to sezonowość zdarzeń hydrologicznych występujących w rzece (m.in. Dynowska, 1971; Haines i in., 1988). Sezonowość przepływu często jest analizowana w ujęciu miesięcznym oraz dobowym. Wykorzystuje się różne podejścia i miary sezonowości, zarówno złożone wskaźniki, jak i różne kategorie przepływów, m.in. wartości średnie oraz wartości ekstremalne (Markham, 1970; Colwell, 1974; Rotnicka, 1988; Tomaszewski, 2012; Wrześniński, 2013; Chwodhury i Eslamian, 2014; Jokiel i Tomalski, 2015). Dla potrzeb inżynierskich stosuje się tak zwane przepływy charakterystyczne (m.in. Lambor, 1971; Maidment, 1993; Byczkowski, 1996), których wykorzystanie w przypadku rozważania zagadnień ekologicznych budzi często wątpliwości (Gordon i in., 2004; Karimi i in., 2014). Fundamentalne znaczenie środowiskowe dla ekosystemów zależnych od rzeki ma cykliczne występowanie różnych kategorii przepływów. Regularne powtarzanie się przepływów wysokich oraz niskich w cyklu rocznym oraz epizodyczne występowanie przepływów ekstremalnych stanowi o stabilności reżimu wymaganej przez wiele układów roślinnych i populacji zwierzęcych powiązanych rzeką (m.in. Danielewicz, 2008; Gordon i in., 2004; Hamilton, 2010).

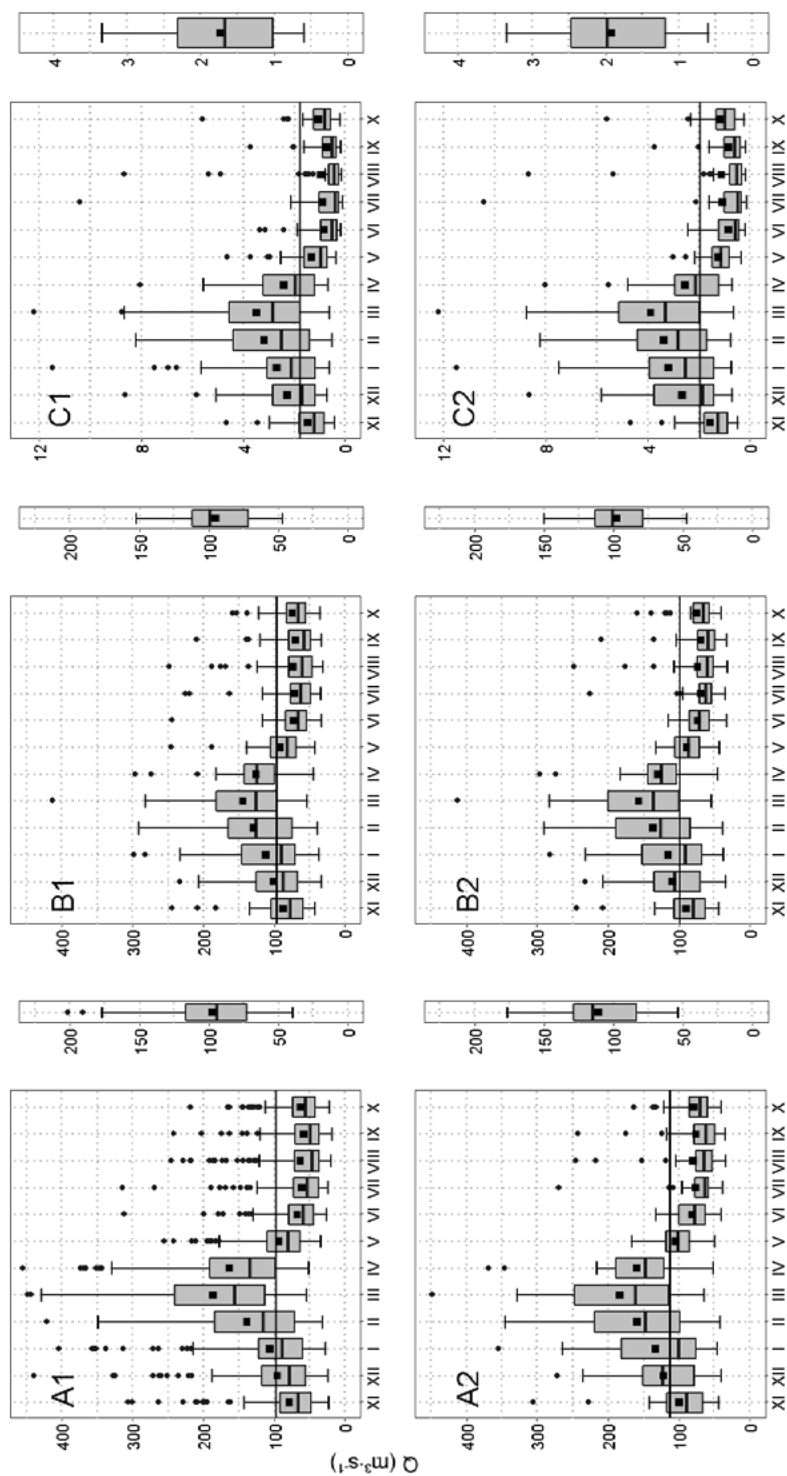
Colwell (1974) zaproponował miary oceny sezonowości zjawisk przyrodniczych uwzględniający siłę i okres występowania zjawiska. Miary te są powszechnie

**Tabela 1.** Charakterystyki reżimu rzecznego analizowanych rzek  
**Table 1.** Characteristics of river regime of analysed rivers

Rzeka – River		Warta				Lutynia
Postarunek – Gauging station		Poznań		Nowa Wieś Podgórna		Raszewy
Współrzędne geograficzne Geographic coordinates		16,94306 E, 52,39861 N		17,59167 E, 52,14167 N		17,61806 E, 52,09028 N
Powierzchnia całkowita zlewni – Total basin area	$\lambda, \phi$ (°)	54 518,42		54 518,42		566,05
Powierzchnia zlewni – Basin area	A (km <sup>2</sup> )	25 908,89		20 755,91		533,60
Długość całkowita – Total length	L (km)	800,66		800,66		66,93
Kilometraż – Kilometrage		242,28		341,54		11,80
Okres pomiarowy – Data collection period		1822–2012	1966–1991	1966–2012	1966–1991	1951–1991
1		2	3	4	5	6
						7
						8
Charakterystyki reżimu – Characteristics of river regime						
Typ reżimu wg Dynowskiej (1971) River regime according to Dynowska (1971)		niwalny średnio wykształcony nival moderately developed		niwalny średnio wykształcony nival moderately developed		niwalny silnie wykształcony nival strongly developed
Odpyływ całkowity Total flow	Ht (mm)	119	137	132	146	104
Odpyływ podziemny Groundwater flow	Hg (mm)	76	95	95	106	60
Udział odpływu podziemnego Groundwater flow share	(%)	63,8	69,7	71,6	72,4	43,9
						115
						51
						44,3

Tabela 1 – cd. / Table 1 – cont.

1		2	3	4	5	6	7	8
Przepływ codzienny Daily streamflow	Maksymalny – Maximum	1 682,0	826,0	826,0	789,0	789,0	33,9	33,9
	Minimalny – Minimum	11,5	23,0	23	24,9	24,9	0,034	0,034
	Średni – Mean	97,6	112,5	108,8	96,0	98,7	1,76	1,94
	Odchylenie standardowe Standard deviation	89,8	77,1	70,3	60,6	66,6	2,28	2,54
	1. kwantyl – 1st quantile	47,1	61,8	61,8	56,9	57,4	0,54	0,62
	2. kwantyl – 2nd quantile	70,5	87,1	87,0	78,0	77,8	1,09	1,16
	3. kwantyl – 3rd quantile	115,0	138,0	132,0	114,0	117,0	1,91	2,06
	1. decyl – 1st decile	35,0	47,6	48,2	45,2	44,9	0,29	0,32
	9. decyl – 9th decile	189,0	212,0	198,0	170,0	178,0	3,92	4,41
Współczynniki Coefficient	Skośności – Skewness	4,7	2,3	2,3	2,6	2,5	3,8	3,7
	Kurtozy – Kurtosis	46,1	11,5	12,1	14,6	13,6	25,2	23,0
Okres pomiarowy – Data period		1822–2012	1966–1991	1966–2012	1966–2012	1966–1991	1951–1991	1966–1991
Współczynnik zmienności przepływów Coefficient of variation of streamflow	Dobowych – Daily	0,9205301	0,6855695	0,6464831	0,6311922	0,6656403	1,292513	1,304605
	Miesięcznych – Monthly	0,4415364	0,3376572	0,3107039	0,2719017	0,3018258	0,5556686	0,5657552
	Rocznych – Annual	0,3256795	0,3035308	0,2937485	0,2798532	0,278283	0,4397088	0,4184604
	Minimalny roczny Minimum annual	0,3540132	0,265292	0,2775281	0,2810665	0,2416345	0,7234532	0,6188463
	Maksymalny roczny Maximum annual	0,7366703	0,4762055	0,5044978	0,4970202	0,4585973	0,5853562	0,537741
Wskaźniki Colwella (przepływy miesięczne) Colwell indices (monthly flows)	Przewidywalność Predictability	0,25	0,24	0,22	0,22	0,24	0,28	0,26
	Stołość – Constancy	0,15	0,08	0,10	0,12	0,11	0,12	0,10
	Niepewność – Contingency	0,10	0,16	0,12	0,10	0,13	0,16	0,16

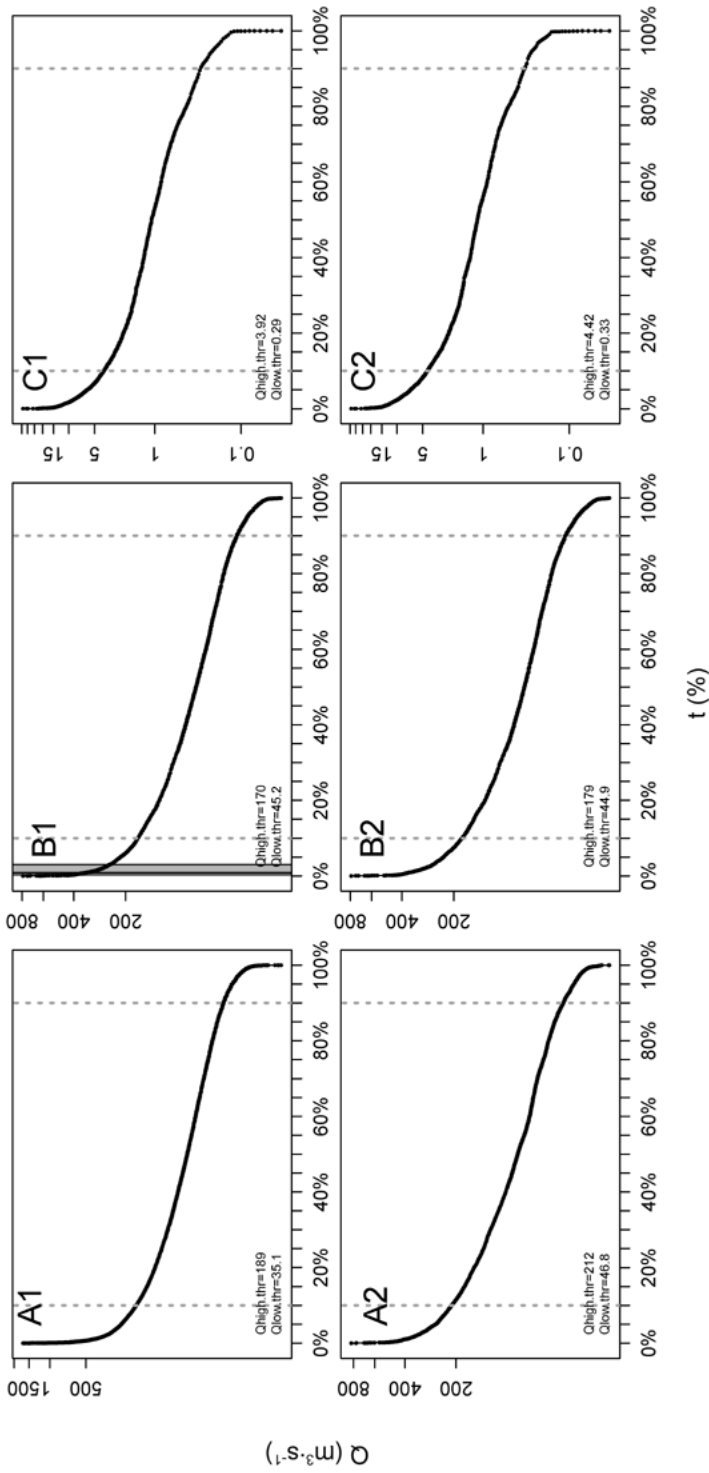


**Rys. 3.** Wieloletnia zmienność średnich miesięcznych i rocznego przepływu dla Warty w Poznaniu 1822-2012 (A1) i Nowej Wsi Podgórczej 1966-2012 (A2) oraz dla Lutyni w Raszewach 1951-1991 (C1), dla wspólnego okresu obserwacji 1966-1991 dla Warty w Poznaniu (A2), Warty w Nowej Wsi Podgórczej (B2), Lutyni w Raszewach (C2). Pozioma linia na wykresach miesięcznych wartości średnia dla wieloletnia, kwadrat na wykresie pudełkowym – średnie miesięczne, pozioma kreska na wykresie pudełkowym – mediana

**Fig. 3.** Multiannual variability of mean monthly and annual streamflow for the Warta in Poznan 1822-2012(A1) and Nowa Wieś Podgórcza 1966-2012 (B1), the Latonia in Raszewy 1951-1991 (C1) and for the common period 1966-1991 the Warta in Poznan (A2) and Nowa Wieś Podgórcza (B2), the Latonia in Raszewy (C2). Horizontal line on monthly plots the mean streamflow for the multiannual period, square on box-plots – the mean streamflow, horizontal dash – median

stosowane do oceny sezonowości reżimu rzecznego (m.in. Gordon i in., 2004; Wrześniński, 2013; Chwodhury i Eslamian, 2014). Są to: stałość (C), wskazująca na równomierność występowania danego zjawiska hydrologicznego we wszystkich okresach roku, niepewność (M), wskazująca na powtarzalność układu zjawisk hydrologicznych w okresach roku (miesiącach) oraz przewidywalność (P), stanowiąca sumę dwóch wymienionych niżej parametrów, przyjmująca maksymalną wartość 1 przy największym uporządkowaniu sezonowym zjawiska, wskazująca na łączną relatywną moc powiązania zjawiska hydrologicznego pewnego rodzaju z okresami roku. W przypadku wspólnego okresu pomiarowego 1966–2012 wskaźnik przewidywalności (P) dla przepływu Warty w Poznaniu i Nowej Wsi Podgórznej wyniósł 0,23 i 0,22 oraz dla Lutyni w Raszewach 0,26. Wskaźniki niepewności dla przepływów Warty w Poznaniu i Nowej Wsi oraz Lutyni w Raszewach wynosiły natomiast 0,16, 0,13 oraz 0,16. Wartości współczynnika przewidywalności (P) oraz niepewności (M) dla całego okresu obserwacji nie odbiegają od wartości dla całego okresu. Niskie wartości wskaźników Colwella potwierdzają relatywnie dużą przypadkowość sezonową i wysokie nieuporządkowanie (entropię) przepływów obserwowanych zarówno na Warcie, jak i na Lutyni na analizowanych stanowiskach.

Dla wspólnego okresu pomiarowego 1966–1991 relatywnie duża zmienność średnich przepływów miesięcznych występuje podczas zimowo-wiosennych wezbrań, przy czym największa zmienność występuje w lutym i marcu na Warcie w Poznaniu i Nowej Wsi Podgórznej, a także na Lutyni w Raszewach. Miesiące o małej zmienności średnich przepływów to okres letnio-jesiennych niżówek. Najmniejsza miesięczna zmienność występuje w lipcu na Warcie w Poznaniu i Raszewach oraz w sierpniu na Lutyni. Rozkłady średnich przepływów dla wszystkich miesięcy są asymetryczne prawostronnie, przy czym największa asymetria występuje w okresie zimowo-wiosennych wezbrań od grudnia do kwietnia, maksymalna w lutym i marcu. Średnie wartości przepływów miesięcznych przyjmowały największe wartości w marcu (Poznań  $184,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , Nowa Wieś Podgórzna  $157,2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , Raszewy  $3,9 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), zaś najmniejsze wartości na Warcie w lipcu (Poznań  $76,1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , Nowa Wieś Podgórzna  $69,2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) i we wrześniu (Poznań  $75,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , Nowa Wieś Podgórzna  $69,1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), na Lutyni w Raszewach w czerwcu  $0,84$  i we wrześniu  $0,83 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . W kontekście zmienności średnich przepływów miesięcznych warto porównać wyniki dla wspólnego wielolecia z wieloleciem obejmującym cały okres pomiarowy 1822–2012 dla stanowiska na Warcie w Poznaniu. Główne różnice w porównaniu ze wspólnym okresem pomiarowym to dużo większa asymetria prawostronna dla wszystkich miesięcy, a zwłaszcza dla miesięcy zimowo-wiosennych, a także niższe wartości średnich przepływów dla wszystkich miesięcy z wyjątkiem marca i kwietnia. Stąd przepływy miesięczne były przeciętnie niższe, lecz bardziej zróżnicowane w zakresie wartości maksymalnych (rys. 3).



**Rys. 4.** Krzywe sum czasów trwania codziennych przepływów dla Warty w Poznaniu 1822–2012 (A1) i Nowej Wsi Podgórznej 1966–2012 (B1) oraz dla Lutyni w Raszewach 1951–1991 (C1). Krzywe sum czasów trwania codziennych przepływów dla wspólnego okresu obserwacji 1966–1991 dla Warty w Poznaniu (A2), Warty w Nowej Wsi Podgórznej (B2), Lutyni w Raszewach (C2). Pionowa przerywana linia 1. i 9. centyl, szary pionowy pas (B1) wartość percentylowa i wartość przepływu, dla których występowały zalewy powierzchniowe na stanowiskach terasie zalewowej w obszarze badań (0,9–3,0%, 246–338  $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ )

**Fig. 4.** Flow duration curve of daily streamflow for the Warta in Poznan 1822–2012 (A1) and Nowa Wieś Podgórzna 1966–2012 (B1), the Lutynia in Raszewy 1951–1991 (C1). Flow duration curves of daily streamflow for the common period of 1966–1991 the Warta in Poznan (A2) and Nowa Wieś Podgórzna (B2), the Lutynia in Raszewy (C2). Vertical dashed line in the 1st and 9th centile, (B1) vertical grey strip – percentile value and streamflow value of surface flooding in active terraces in the research area (0.9–3.0%, 246–338  $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ )



Ważnym zagadnieniem w kontekście opisu reżimu rzeczno-ego jest występowanie zdarzeń hydrologicznych, takich jak wezbrania i niżówki. Wezbrania mogą prowadzić do powstawania zalewów powierzchniowych dolin rzecznych. Dla obszaru położenia stanowisk w dolinie Warty, wartości graniczne przepływów dobowych, których przekroczenie umożliwiało powstanie zalewów powierzchniowych oraz odpowiadające tym przepływowi prawdopodobieństwa, przedstawiono na rysunkach (rys. 2 i 4). Epizody zalewów powierzchniowych dla fragmentu doliny Warty w miejscu lokalizacji stanowisk badawczych występowały dla przepływów o prawdopodobieństwie wystąpienia wraz z wyższymi 0,9–3,0% oraz wartości przepływu dobowego w zakresie 246–338 m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>.

## 5. METODYKA

### 5.1. Wybór stanowiska badawczego

Powierzchnie, z których zostały pobrane próbki przyrostowe, wyznaczono względem hydrologicznego gradientu ekologicznego w drzewostanach lasów doliny rzecznej w trzech transektach. Główne kryterium, kryterium hydrologiczne typowania powierzchni badawczych, wynikało z rozkładu stref zalewów powierzchniowych.

Przyjęte założenie dotyczące wyboru powierzchni badawczych według kryterium roślinności stanowiło zachowanie zbliżonego zbiorowiska dla równorzędnych pozycji w każdym z transektów. Wykonano szczegółową inwentaryzację fitosocjologiczną zgodnie z metodą Braun-Blanqueta dla typowanych pozycji w transektach. Zdjęcia fitosocjologiczne obejmowały jednorodne płyty roślinności o powierzchni 400 m<sup>2</sup>. Wykorzystanie wyników inwentaryzacji fitosocjologicznej do typowania lokalizacji powierzchni badawczych nie dało jednak oczekiwanych rezultatów. Stwierdzono obecność wielu postaci przejściowych układów roślinnych między łągami dębowo-wiązowo-jesionowymi oraz łągami. Wystąpiły duże podobieństwo tych układów roślinnych w przypadku nawet znacznej różnicy w nasileniu czynnika gradientowego oraz różnice dla równorzędnych pozycji w każdym z transektów. Stąd można sądzić, że zmienność aktualnego stanu układów roślinnych na obszarze badań była uwarunkowana nie tylko przez bieżący rzeczny gradient hydrologiczny, lecz także przez inne czynniki środowiskowe, których rozpoznanie nie stanowiło celu badań.

Zastosowane kryterium stanowiło również zachowanie podobieństwa warunków siedliskowych dla równorzędnych pozycji w transekcje. Skorzystano z danych inwentaryzowanych dla potrzeb gospodarki leśnej dla zachowania jednorodności takich cech siedliskowych, jak: wystawa, rzeźba terenu, wariant uwilgotnienia siedliska, typ, podtyp i gatunek gleby. Dane dotyczące kryteriów siedliskowych zostały zaczerpnięte z Planu Urządzania Lasu poprzez Bank Danych o Lasach (Bank Danych o Lasach – Lasy Państwowe, 2017).

W każdym z trzech transektów zostało wyznaczonych sześć pozycji względem gradientu hydrologicznego. Z kolei dla każdej pozycji wyznaczono 1–3 stanowisk badawczych. Łącznie wyznaczono 30 stanowisk (tab. 2).

**Tabela 2.** Oznaczenia powierzchni badawczych

**Table 2.** Research sites naming scheme

Nr pozycji w transekcje No. of position in transect	Nr transektu No. of transect									Uwagi Comments	
	1			2			3				
1	111			121			131			dolina rzeczna river valley	gradient hy- drologiczny hydrological gradient
2	211			221			231				
3	311	312		321	322	323	331	332	333		
4	411	412	413	421	422	423	431	432	433		
5	511	512		521			531				
6	611			621			631			wysoczyzna plateau	

Stanowiska kontrolne wyznaczono na wysoczyźnie. Umożliwią one sprawdzanie, czy wyłączone i bezpośrednie oddziaływanie czynników klimatycznych, przy całkowitym braku oddziaływania reżimów rzecznych różnicuje reakcje przyrostowe drzew w porównaniu z innymi powierzchniami badawczymi położonymi w dolinie rzecznej, gdzie występuje oddziaływanie wód rzecznych. Stanowiska kontrolne wyznaczono w łąkach w taki sposób, by drzewostany, w których znalazły się, wzrastały w takich samych warunkach gospodarki wodnej gleb i oddziaływania wody gruntowej.

## 5.2. Wybór drzewostanów i drzew

W drzewostanach gospodarczych, na siedliskach odpowiadających naturalnym układom roślinnym z udziałem dębu, jeśli dąb dobrze przyrasta i daje dobrą jakość techniczną drewna, jest to przeważnie gatunek pożądany i często dominujący. Dąb szypułkowy występuje powszechnie w zbiorowiskach leśnych na wysoczyznach, na aluwialnych rzecznych oraz w strefach dolin pozbawionych zalewów w Europie. Jako

komponent naturalnej roślinności potencjalnej w Polsce dęb szypułkowy występuje w łągach dębowo-wiązowo-jesionowych na obszarach aktywnych stref dolin oraz w łągach przeważnie na wysoczyznach. łąg to zbiorowisko mające największy udział powierzchniowy w potencjalnej roślinności naturalnej w kraju. Na terasach zalewowych można obserwować proces łągowienia, to jest przechodzenia łąg dębowo-wiązowo-jesionowych w łągi wówczas, gdy siła oddziaływania procesów rzecznych ulega osłabieniu.

Do wyboru drzew zastosowano podejście przyjmowane w strategii EKO (Zielski i Krąpiec, 2004). Typowanie drzewostanów i drzew do poboru prób przyrostowych było dokonywane w oparciu o kryteria wyboru zależnego od cech drzew, drzewostanów i siedlisk. Uwzględnienie tych kryteriów wiązało się z ograniczeniem wpływu na rytm przyrostów niepożądanych ze względu na cel badań oddziaływań, to jest różnic fazy rozwoju drzew i zmienności osobniczej oraz zmienności czynników środowiska innych niż czynniki hydrometeorologiczne. Następnie drzewa spełniające rygory kryteriów wyboru zależnego, były wybierane do prób losowo z poszczególnych stanowisk na podstawie doboru losowego prostego.

Próbki przyrostów promieniowych pobrano z dębu szypułkowego (*Quercus robur* L.). Powierzchnie badawcze założono w drzewostanach dojrzałych w wieku 120–190 lat o dominującym udziale dębu w składzie gatunkowym. Wybór drzew dojrzałych w zbliżonym wieku miał na celu ograniczenie wpływu różnic fazy rozwojowej drzewa na zmienność przyrostów promieniowych. Z każdej powierzchni badawczej wybrano 15 drzew; starano się wybierać drzewa w jednym wieku.

Uwzględnienie podanych niżej kryteriów wyboru drzew miało na celu ograniczenie wpływu czynników innych niż hydroklimatyczne na przebieg przyrostów drzew, m.in.: anomalii osobniczych wzrostu drzew, opanowania przez owady, chorób, uszkodzeń mechanicznych i mrozowych, sąsiedztwa luk. Wybierano drzewa, które spełniają kryteria drzew panujących (2 klasa) według klasyfikacji biosocjalnej Krafca. Typowano drzewa jednopienne, pozbawione śladów uszkodzeń pnia oraz korony, nieopanowane przez szkodniki owadzie oraz grzyby, o prawidłowo rozwiniętej symetrycznej koronie i ulistnieniu pozbawionym śladów ubytku, wznoszące się wśród drzew o zbliżonych cechach do drzew wybranych. Ze względu na jednoczesne uwzględnienie wiele kryteriów wyboru, tj. czynnika hydrologicznego, czynników siedliskowych, cech drzew i drzewostanów, pula drzew spełniająca łącznie te kryteria wyboru zależnego na poszczególnych powierzchniach badawczych obejmowała 30–40 drzew. Dla tej puli drzewa numerowano z zachodu ku wschodowi, w pasach z północy ku południu i kwalifikowano do wykonania odwiertów losowo (numery wybranych drzew do próby odpowiadały kolejnym liczbom losowym generowanym za pomocą podstawowej funkcjonalności pakietu R) (R Core Team, 2018).

W stosunku do każdego wybranego do poboru próbek drzewa zostały pomierzone następujące cechy biometryczne: pierśnica, średnica, wysokość drzewa, wysokość korony drzewa. Została sporządzona dokumentacja fotograficzna wybranych drzew.

### **5.3. Dane klimatyczne i hydrologiczne. Zarys analiz hydroklimatycznych**

Serie parametrów meteorologicznych oraz miar suszy zostały pozyskane z baz danych parametrów klimatycznych w siatce przestrzennej wysokiej rozdzielczości (gridowych). Serie te pozyskano bezpośrednio lub za pomocą eksportera danych klimatycznych (KNMI Climate Explorer) to jest:

- CRU TS4.01 – globalna baza parametrów klimatu (zachmurzenie, amplituda temperatury dobowej, częstość dni mroźnych, częstość dni z opadami, ewapotranspiracja potencjalna, opady, średnia dobowa temperatura, średnia miesięczna temperatura, maksymalna i minimalna temperatura dobowa, prężność pary wodnej) o rozdzielczości przestrzennej  $1/2^\circ$ , tj.  $56 \text{ km} \cdot 34 \text{ km}$  (w rejonie badań) dla wielolecia 1901–2016 (Harris i in., 2014; CRUTS4.01),
- sc-PDSI Global – globalna baza miesięcznych wartości miary suszy sc-PDSI (Palmer, 1965; Wells i in., 2004) opracowana na podstawie CRU TS3.25 o rozdzielczości przestrzennej  $1/2^\circ$ , tj.  $56 \text{ km} \cdot 34 \text{ km}$  (w rejonie badań) dla wielolecia 1901–2014 (van der Schrier i in., 2013; Osborn i in., 2017; PDSI CRU3.26),
- SPEIbase v.2.5 – globalna baza zawierająca wartości standaryzowanego klimatycznego bilansu wodnego obliczone na podstawie danych klimatycznych CRU TS3.24.01 o rozdzielczości przestrzennej  $1/2^\circ$ , tj.  $56 \text{ km} \cdot 34 \text{ km}$  (w rejonie badań) oraz rozdzielczości czasowej 1–48 miesięcy dla wielolecia 1901–2015 (Vicente-Serrano i in., 2010; Vicente-Serrano i Beguería, 2016).

Serie przepływów uzyskano z zasobu IMGW-PIB: codzienne przepływy Warty z posterunków wodowskazowych Poznań (okres pomiarowy 1822–2012), Nowa Wieś Podgórna (okres pomiarowy 1966–2012), codzienne przepływy Lutyni z posterunku Raszewy (okres pomiarowy 1951–1991). Posterunek Nowa Wieś Podgórna leży powyżej obszaru wybranego do badań w kilometrażu 341,54, a posterunek Poznań – w kilometrażu 242,28. Posterunek Raszewy jest położony w kilometrażu 11,60 na Lutyni. Lokalizacja odcinka Warty sąsiadującego z obszarem badań zawarta jest między 331,97 a 337,70 km rzeki. W przypadku Lutyni z obszarem badań sąsiaduje odcinek od ujścia do Warty do 3,38 km w górę tej rzeki.

Serie charakterystyk hydrologicznych, klimatycznych i meteorologicznych zostały wykorzystane również jako charakterystyki zagregowane dla okresów dłuższych wielodniowych, miesięcznych, rocznych. Charakterystyki hydroklimatyczne użyto do oceny epizodów ekstremalnych okresów hydrometeorologicznych, rozkładu stref zalewów powierzchniowych, obliczenia parametrów klimatycznych i parametrów reżimu rzeczno, a także jako zmienne objaśniające do analiz dendroekologicznych.

Rozkład stref zalewów modelowano dla fragmentu doliny od wodowskazu Nowa Wieś Podgórna (kilometraż przekroju górnego 341,54 km) do mostu kolejowego na linii nr 281 w Orzechowie (kilometraż przekroju dolnego 329,39 km). Wykorzystano model przepływu niestacjonarnego do oceny rozkładu przestrzennego i czasowego stref zalewów powierzchniowych oraz analizy rzędnych zalewów dla epizodów zalewowych. Użyto programu HEC-RAS 4.1 (Warner i in., 2009). Do budowy modelu opisanego odcinka rzeki Warty posłużono się przekrojami korytowymi wykonanymi na potrzeby projektu ISOK (udostępnionymi przez Krajowy Zarząd Gospodarki Wodnej). Przekroje korytowe połączono z przekrojami dolinowymi wygenerowanymi na podstawie danych z NMT. Pozostałe parametry i dane wejściowe do modelu to przepływy dobowe Warty dla przekroju Nowa Wieś Podgórna, schemat sieci rzecznej oraz charakterystyki decydujące o oporach przepływu, takie jak: szorstkość terenu związana z rodzajem powierzchni i cechami pokrycia terenu, lokalizacja zabudowy hydrotechnicznej doliny i cieków oraz innych przeszkód utrudniających przepływ wody w sekcji doliny rzecznej objętej modelowaniem. Dane dla tych charakterystyk stanowiły gromadzone dla potrzeb projektu Informatycznego Systemu Osłony Kraju – Numeryczny Model Terenu (Standard Lidar I, błąd średni < 0,1 m) (NMT NMPT ISOK, 2015) oraz informacja o parametrach zabudowy hydrotechnicznej (Geoportal KZGW); Mapy Podziału Hydrograficznego Polski (MPHP10, 2013) – schemat sieci rzecznej oraz Bazy Danych Obiektów Topograficznych (BDOT10K, 2015), Banku Danych o Lasach, ortofotomapy – szorstkość terenu (Bank Danych o Lasach – Lasy Państwowe, 2017, Geoportal Krajowy). Do wizualizacji rozkładu zalewów, analiz geostatystycznych i przestrzennych charakterystyk zalewów wykorzystano pakiet QGIS w wersji 2.18) (QGIS Development Team, 2016).

W wyniku modelowania hydraulicznego uzyskano dane o rzędnych zwierciadła wody i natężeniu przepływu w poszczególnych przekrojach. Na tej podstawie wygenerowano za pomocą oprogramowania GIS numeryczny model powierzchni zwierciadła wody dla poszczególnych dni z analizowanego okresu. Różnica pomiędzy numerycznym modelem zwierciadła wody a numerycznym modelem terenu określiła zasięg poszczególnych wezbrań, a także głębokość zalewu na terasie zalewowej.

Rozkład sieci hydrograficznej, kilometraże przekrojów wodowskazowych oraz przekrojów na rzekach dla innych stanowisk omawianych w niniejszej pracy, o ile nie wskazano innego źródła, podano według Mapy Podziału Hydrograficznego Polski w skali 1 : 10 000 (MPHP10, 2013).

## 5.4. Metody analiz dendroekologicznych

Pobierano dwa wywierty z drzewa na wysokości 1,3 m za pomocą świdra Presslera – jeden z kierunku wschodniego, drugi z kierunku zachodniego (Grissino-Mayer, 2003). Na każdym stanowisku próbkowano 10–15 drzew, uzyskując 20–30 próbek łącznie. Założono większą o około 50% pożądaną liczebność drzew i prób dla stanowiska niż to jest często przyjmowane jako dostateczne do zapewnienia reprezentacji lokalnego „sygnału środowiskowego” w kolekcji przyrostów (Mäkinen i Vanninen, 1999; Fritts, 2001). Większy poziom replikacji prób był podyktowany pragnieniem uzyskania kolekcji o dobrej jakości ze względu na możliwość prowadzenia analiz dendroekologicznych (Mérian i Lebourgeois, 2011; Mérian i in., 2013). Wywierty przygotowano w sposób standardowy – po wstępnym przesuszeniu umieszczono w prawidłach, ścięto i poddano szlifowaniu, tak aby uzyskać widoczne struktury przekroju poprzecznego drewna, to jest przebieg granic przyrostów rocznych oraz granic drewna wczesnego i późnego (Hoadley, 1990; Pilcher, 1990; Zielski i Krąpiec, 2004). Próbkę przyrostową dla stanowisk były pobierane w okresie od 2011 do 2012 roku, a pojedyncze uzupełniające próbki osobnicze w przypadku konieczności uzupełnienia kolekcji pobierano do 2014 roku.

Następnie próbki skanowano z użyciem skanera płaskiego w rozdzielczości 1200 DPI. Granice przyrostów rocznych drewna dla zeskanowanych serii przyrostowych zostały wskazane za pomocą programu CooRecorder 7.8 z dokładnością 0,01 mm (CDendro i CooRecorder, 2014). Osobnicze serie przyrostowe dla stanowiska wydatowano metodą wizualnego porównania przebiegu wykresów serii przyrostowych, dodatkowo korzystając z wykresów szkieletowych, ostatecznie weryfikowano poprawność datowania za pomocą metod statystycznych (Pilcher, 1990; Fritts, 2001; Zielski i Krąpiec, 2004). Datowanie dla kolekcji serii osobniczych szerokości słoja przyrostu rocznego, szerokości drewna wczesnego i późnego, a ponadto wstępną ocenę jakości poszczególnych serii osobniczych, przygotowano w programie CDendro 7.8 (CDendro i CooRecorder, 2014). Ostateczną weryfikację jakości poszczególnych serii osobniczych prowadzono w programie COFECHA, ponieważ program ten ma zaimplementowaną znacznie większą funkcjonalność

i szczegółowość analiz służących do weryfikacji jakości serii niż CDendro (Holmes, 1983; Grissino-Mayer, 2001). Identyfikowano obecność fałszywych i wypadających przyrostów oraz ewentualne błędy powstałe podczas datowania i pomiaru, analizowano siłę związków między seriami osobniczymi i kolejnymi segmentami każdej serii osobniczej (Baillie i Pilcher, 1973; Wendland, 1975; Fritts, 2001). Serie osobnicze wykazujące błędy, brak wewnętrznej zgodności przebiegu sekwencji przyrostowych, a także gorzej korelujące z innymi seriami dla stanowiska, eliminowano z kolekcji, o ile uchybienia te nie były możliwe do korekty po ponownym sprawdzeniu pomiarów. W miejsce serii odrzuconych dobierano serie z kolejnego próbkowanego drzewa ze stanowiska, aby liczba próbkowanych drzew nie była mniejsza niż 10. Według podanej wyżej procedury otrzymano kolekcje rzeczywistych serii przyrostów osobniczych dla poszczególnych stanowisk.

Metody statystycznej oceny jakości serii pod względem wzajemnej zgodności serii osobniczych dla stanowiska lub zgodności serii stanowiskowych dla większych jednostek przestrzennych są silnie ugruntowane i nie budzą większych wątpliwości. Jednak ocena statystyczna udziału sygnału użytecznego obecnego w seriach przyrostowych, to jedno z najistotniejszych wyzwań dotyczących stosowania metody dendrochronologicznej. Sygnał użyteczny jest to ta część zmienności parametrów serii przyrostów, która jest uwarunkowana przez środowisko. Zmienność ta może być objaśniana oddziaływaniem różnych czynników środowiskowych, na przykład czynników klimatycznych i hydrologicznych. Dotychczas wypracowane metody statystyczne weryfikacji jakości serii dla potrzeb identyfikacji obecności sygnału użytecznego i możliwości wykorzystania serii do analiz środowiskowych nie są w pełni satysfakcjonujące. Wynika to nie tyle ze słabości metod statystycznych, ile z uwarunkowań biologicznych tworzenia się przyrostów drzew (Cook i Pederson, 2011). Do wielowymiarowej oceny jakości serii stosowano podane niżej miary statystyczne:

1. Klasyczne miary statystyki opisowej, liczone zarówno dla serii osobniczych, jak i serii stanowiskowych wartości rzeczywistych, uwarunkowane gatunkowo i zależne od położenia stanowiska: średnia arytmetyczna ( $M$ ) miara położenia, którą można wykorzystywać między innymi do porównywania warunków siedliskowych wzrostu drzew dla różnych stanowisk oraz do oceny zmienności tych warunków w czasie (wartość krocząca); odchylenie standardowe ( $SD$ ), służące do oceny zmienności wartości serii przyrostów, również w rozumieniu oceny zmienności warunków wzrostu drzew w czasie (wartość krocząca); współczynnik skośności ( $A$ ) – jako miara asymetrii oraz współczynnik kurtozy ( $K$ ) – jako miara koncentracji rozkładu wartości przyrostów. Z kolei błąd standardowy wartości średniej ( $SE$ ) jest wykorzystywany jako miara dokładności określenia średniej dla populacji na podstawie średniej z próby (stanowiska, jednostki przestrzennej) (Cook i Pederson, 2011; Zielski i Krąpiec, 2004).



2. Współczynnik zbieżności (GLK) (niem. *Gleichläufigkeit*), przyjmujący wartości 0–1 przy pełnej zgodności przebiegu dwóch serii. Współczynnik ten służy do oceny podobieństwa wzorów przyrostowych rok-do-roku między parami serii osobniczych. Czułość współczynnika (GLK) jest relatywnie mała, ponieważ uwzględnia on wyłącznie podobieństwo kierunku (zgodność co do zwiększania lub zmniejszania się przyrostów) z pominięciem wielkości zmian serii przyrostowych (Eckstein i Bauch, 1969; Schweingruber, 1988; Buras i Wilmking, 2015). Średnia wartość GLK, podobnie jak wielu innych parametrów, m.in.  $r$ , RBAR (Eckstein i Bauch, 1969; Cook i in., 2000), jest funkcją długości wspólnego okresu serii i poziomu istotności, tj. zmniejsza się ze wzrostem długości serii i poziomu istotności. Średnia wartość współczynnika GLK dla wydatkowanych serii przyrostowych drzew jednego gatunku rosnących na tym samym stanowisku może przekraczać 0,75, a dla kilkuset par wydatkowanych serii subfosylnego dębu wynosiła 0,64. Jednak dla przypadkowych niewydatkowanych serii może być również stosunkowo wysoka i wynosić ok. 0,5 (Eckstein i Bauch, 1969; Zielski i Krąpiec, 2004).

3. Współczynnik korelacji liniowej Pearsona ( $r$ ) to miara współzależności i zgodności przebiegu w serii – a co się z tym wiąże – przydatności serii do datowania, a także miara oceny jakości datowania oraz obecności wspólnego sygnału w kolekcji serii. Współczynnik korelacji jest wykorzystywany w różnych wariantach kombinacji serii przyrostowych, także jako wartość średnia oraz wartość krocząca, m.in. dla par serii osobniczych lub dla par utworzonych z poszczególnych serii osobniczych i serii uśrednionej dla stanowiska (ang. *master chronology*), z wyłączeniem korelowanej serii osobniczej lub bez wyłączenia tej serii. Korelowane serie wymagają dokonania standaryzacji (Holmes, 1983; Briffa i Jones, 1990; Fritts, 2001; Cook i Pederson, 2011). W niniejszej pracy wykorzystano jako miarę RBAR, to jest średnią korelację między indywidualnymi seriami obliczaną w ruchomym przedziale czasowym, następnie uśrednianą za wielolecie dla serii oraz stanowiska. Parametr ten jest miarą siły wspólnego sygnału użytecznego (wspólnej wariancji dla kolekcji stanowiskowej) (Fritts, 2001). Najwyższe wartości korelacji dla związków serii osobniczych z uśrednioną serią dla stanowiska sięgają ok. 0,9 i dotyczą drzew rosnących w warunkach oddziaływania klimatycznych czynników limitujących przyrosty, zaś najniższe, dla których jest możliwe wydatowanie, to ok. 0,4. Ogólnie zakresy wartości, które przyjmuje ta miara, są uwarunkowane położeniem stanowiska, a także są uwarunkowane gatunkowo (Fritts, 2001; Cook i in., 1990; Cook i Pederson, 2011).

4. Współczynnik autokorelacji 1. rzędu ( $ar1$ ) jest to współczynnik korelacji liniowej Pearsona między wartościami serii przyrostów danego roku oraz wartościami tej samej serii dla roku poprzedniego. Współczynnik autokorelacji 1. rzędu ma takie same cechy matematyczne jak współczynnik korelacji liniowej Pearsona ( $r$ ). Interpretacja wartości współczynnika autokorelacji to natomiast ocena występowania

i siły zależności między przyrostem bieżącego roku a przyrostem roku poprzedzającego bieżący przyrost. Stąd współczynnik autokorelacji 1. rzędu pozwala ocenić pośrednio, mając na względzie uwarunkowania środowiskowe i fizjologiczne przyrostów, jak warunki powstawania przyrostów roku poprzedniego wpływają na przyrosty bieżącego roku. Uogólniając, współczynniki autokorelacji kolejnych rzędów mogą stanowić pośrednią miarę wpływu warunków środowiska oraz uwarunkowań wynikających z cykli biologicznych drzew z kolejnych lat poprzedzających bieżący przyrost. Współczynnik autokorelacji 1. rzędu zwykle przyjmuje wartości w zakresie 0,3–0,8 (Cook i in., 1990; Fritts, 2001; Cook i Pederson, 2011).

5. Średni współczynnik czułości ( $\zeta$ ), pomimo wątpliwości co do jakości tego parametru ze względu na silną zależność od odchylenia standardowego i autokorelacji 1. rzędu, jest wykorzystywany do oceny zmienności, w tym również zmienności, która może, ale nie musi, wynikać z oddziaływania czynników środowiska, na przykład jako miara przydatności do analiz dendroklimatycznych. Wykorzystanie średniego współczynnika czułości do oceny możliwości wydatkowania serii nie budzi wątpliwości (Douglass, 1920; Strackee i Jansma, 1992; Fritts, 2001; Biondi i Qeadan, 2008; Bunn i in., 2013; 2018). Średni współczynnik czułości wskazuje na przeciętny udział zmienności serii przyrostów roku poprzedniego w zmienności roku następnego (Douglass, 1936). Wartości teoretyczne współczynnika czułości należą do zakresu 0–2. Wartości faktyczne zależą od położenia stanowiska i gatunku drzewa. Zwykle nie są niższe od 0,15 i nie przekraczają 0,65. Największe wartości występują w przypadku stanowisk, gdzie oddziałują na drzewa klimatyczne czynniki ograniczające, na przykład na granicach zasięgu, niższe wartości w warunkach optimum klimatycznego (Fritts, 2001). Przyjmuje się, że wartości  $\zeta$  ok. 0,2 mogą wskazywać na przydatność serii do analiz klimatologicznych, ok. 0,1 serie są zbyt mało zmienne, a gdy ponad 0,4 są zbyt zmienne, aby były wykorzystywane do datowania (Speer, 2010).

6. Współczynnik EPS wyrażony sygnał populacji (ang. *expressed population signal*), obliczany dla serii chronologii standaryzowanych lub rezydualnych służy do oceny obecności wspólnego sygnału w seriach osobniczych jako całości dla każdej kolekcji stanowiskowej (Wigley i in., 1984). Współczynnik ten jest miarą podobieństwa między daną chronologią stanowiskową a hipotetyczną chronologią dla całej populacji, którą reprezentuje stanowisko. Im mniejsza wartość współczynnika, tym indywidualny sygnał osobniczy silniejszy, a sygnał wspólny dla stanowiska słabszy w seriach charakterystyk przyrostów. Wartość  $EPS > 0,85$  przyjmowana jest arbitralnie bardzo często jako graniczna, wskazując na przydatność serii przyrostów rocznych dla stanowiska do analiz związków między elementami klimatu i szerokością słoików przyrostów rocznych. Buras (2017) wykazał, że takie podejście co do wykorzystania EPS nie jest zgodne z pierwotną intencją Wigley'a i in. (1984) i nie jest w pełni poprawne, zarówno jeśli chodzi o przyjmowanie wartości granicznej 0,85,

jak i interpretację współczynnika EPS jako miary przydatności serii stanowiskowych do analiz klimatycznych. Briffa i Jones (1990) stwierdzili, że nie można powoływać się na żadną określoną wartość progową EPS, jak na granicę wskazującą na przydatność serii do analiz dendroklimatycznych. Z kolei Mérian i in. (2013) wykazali brak liniowej zależności między siłą związku elementy klimatu – szerokość słoja a wartością EPS. Warto również zaznaczyć, że siła związków korelacji samowspornych (ang. *bootstrapped correlation*), stosowanych w dendrochronologii do oceny zależności między czynnikami środowiska i parametrami przyrostów promieniowych drewna, stanowi również miarę przydatności serii do analiz dendroekologicznych dokonywanych niejako *post factum* (Zang i Biondi, 2015; Buras, 2017). Wartość krocząca współczynnika EPS zostanie wykorzystana w niniejszej pracy zgodnie z zaleceniem do oceny zmienności w czasie jednorodności i reprezentatywności serii dla stanowiska (obecności w serii „wspólnego sygnału”), z pominięciem nadinterpretacji co do przydatności serii w poszczególnych okresach do analiz dendroekologicznych dla związków między elementami hydroklimatu i przyrostami promieniowymi (Wigley i in., 1984; Fritts, 2001; Buras, 2017).

**7. Współczynnik Giniego (G)** – to syntetyczna miara nierówności i zmienności wartości w serii przyrostów, proponowana do oceny zmienności w miejsce średniego współczynnika czułości. Miarę tę charakteryzuje brak obciążenia zależnością od autokorelacji oraz odchylenia standardowego w odróżnieniu od średniego współczynnika czułości, dla którego takie obciążenie występuje. Współczynnik Giniego przyjmuje wartości w zakresie 0–1. Im większa wartość tego współczynnika, tym nierównomierność przyrostów jest większa (Biondi i Qeadan, 2008).

**8. Stosunek sygnału do szumu (SNR)** – to stosunek części wariancji, którą stanowi sygnał użyteczny, do części wariancji uznanej za szum (Briffa i Jones, 1990; Cook i Pederson, 2011). W nawiązaniu do modelu zagregowanego przyrostu drzewa (Cook, 1987), współczynnik ten jest obliczany po usunięciu zmienności wiekowej wynikającej z fazy rozwojowej drzewa (A) przez standaryzację oraz z pominięciem zmienności wynikającej z wystąpienia zdarzeń dla czynników zewnętrznych i wewnętrznych zaburzających wzrost (D), na przykład gradacji, zabiegów gospodarczych jako stosunek zmienności wynikającej z oddziaływania czynników klimatycznych (C) środowiska oraz zmienności, która jest warunkowana przez oddziaływanie czynnika losowego (E). Wartość współczynnika sygnał-szum jest zwykle większa dla stanowisk, gdzie występują czynniki limitujące przyrost niż dla stanowisk optymalnych dla przyrostu (Cook, 1985).

Dla każdego stanowiska opracowano chronologię: rzeczywistą, standardową i rezyduálną. Rzeczywiste chronologie dla stanowiska to chronologie utworzone przez uśrednienie wartości serii szerokości przyrostów osobniczych dla kolekcji stanowiskowych. Wartości szerokości przyrostów rocznych uśredniono za pomocą

dwuwagowej odpornej średniej Tukeya (ang. *Tukey's robust mean*) (Mosteller i Tukey, 1977; Cook i in., 1990). Chronologie standardowe dla stanowiska opracowano, stosując jednostopniową procedurę standaryzacji osobniczych serii przyrostowych w celu usunięcia trendu związanego fazą wiekową drzew. Krzywe sklejące (ang. *spline*) dopasowywano do rzeczywistych serii osobniczych. Zastosowanie krzywych sklejących umożliwiło zachowanie zarówno zmienności o dużej, jak i średniej częstości niezwiązanej z procesem starzenia się drzewa (Cook i Peters, 1981). Detrendyzacja z wykorzystaniem tych krzywych jest zatem zasadna w przypadku przygotowania chronologii dla potrzeb analiz dendroekologicznych, dla których „sygnał środowiskowy” jest związany z wariancją szerokości przyrostów zawartą w tym zakresie zmienności (Cook, 1985; Speer, 2010). Metoda najmniejszych kwadratów została wykorzystana do dopasowania parametrów funkcji dla krzywych sklejących dla każdej serii osobniczej. Indeksy serii osobniczych to iloraz wartości rzeczywistej oraz wartości dla krzywej trendu w danym roku. Z kolei, chronologia standardowa dla stanowiska to uśredniona wartości indeksów serii osobniczych dla kolejnych lat za pomocą dwuwagowej średniej Tukeya (Cook i in., 1990).

Dobór parametrów krzywej sklejącej, czyli stopnia wielomianu oraz liczby przedziałów, wymaga oceny charakteru zmienności serii, aby filtrowanie obejmowało zmienność uwarunkowaną wiekiem (Cook i in., 1990). Próbkowane drzewa na poszczególnych stanowiskach były w takim samym lub zbliżonym wieku. Stąd detrendyzacja serii wartości rzeczywistych mogła być wykonana z wykorzystaniem krzywych sklejących o niezróżnicowanych wartościach parametrów – długościach przedziałów funkcji sklejącej określonych proporcją 2/3 wieku kambialnego drzewa dla poszczególnych stanowisk oraz stałych stopni krzywych wielomianowych (wielomian stopnia drugiego). Zatem problemy występujące przy opracowaniu serii chronologii standardowych z drzew o różnym wieku są ograniczone. Jednorodność zmienności średniokresowej, krótszej niż wiek drzewa, potencjalnie wynikająca z wpływu innych czynników niż trend wiekowy drzew, mogła być zachowana (Cook, 1985; Briffa i Melvin, 2011). Standaryzację serii przyrostowych prowadzono z wyłączeniem drewna młodocianego, to jest dla wieku drzew przekraczającego 30 lat. Drewno młodociane charakteryzuje się zmiennością, w której sygnał środowiskowy jest zdominowany przez sygnał osobniczy związany z początkową fazą rozwoju drzewa. Obecnie brak metod skutecznego usuwania sygnału osobniczego zawartego w zmienności przyrostów drewna w tym najwcześniejszym okresie wzrostu. Dlatego zdecydowano o usunięciu z serii przyrostowych okresu dla przyrostów młodocianych (Fritts, 2001).

Chronologie rezydualne dla stanowiska opracowano, stosując opisaną wyżej metodykę standaryzacji, która poprzedzała usunięcie zmienności wynikającej z autokorelacji. Wykorzystano dopasowanie modelu autoregresyjnego do serii indeksów

standardowych. Rząd modelu autoregresji określono za pomocą kryterium informacyjnego Akaikego (AIC od ang. *Akaike Information Criterion*) (Akaike, 1974). Indeksy rezydualne serii osobniczych to iloraz wartości indeksów standardowych oraz wartości krzywej dla modelu autoregresyjnego w danym roku. Z kolei, chronologia rezydualna dla stanowiska to uśredniona wartości indeksów serii osobniczych dla kolejnych lat. Uśrednienie wykonano za pomocą dwuwagowej średniej Tukeya. Procedura usuwania zmienności autokorelacyjnej z serii indeksów standardowych przyrostów (ang. *prewhitening*), umożliwiła utworzenie chronologii rezydów – serijnie niezależnych indeksów stanowiących szum biały (ang. *white noise*). W tym przypadku szum biały stanowi „sygnał środowiskowy” o dużej częstotliwości, który może być objaśniany względem parametrów hydroklimatycznych z wykorzystaniem korelacji, a przede wszystkim różnych modeli regresji (Cook, 1985; Cook i in., 1990).

Ocenę relacji między rozpatrywanymi elementami hydroklimatu oraz parametrami przyrostów prowadzono z wykorzystaniem funkcji korelacji i funkcji odpowiedzi (Zang i Biondi, 2013). Funkcja korelacji bazuje na modelu korelacji Pearsona dwóch zmiennych (Fritts, 2001). Metoda ta w niniejszej pracy była stosowana dla kolejno wybieranych par zmiennych hydroklimatycznych (zmienna objaśniana) oraz indeksów przyrostu promieniowego, takich jak: szerokości słoja, szerokości drewna wczesnego oraz szerokości drewna późnego (zmienna objaśniana).

Ze względu na łączne oddziaływanie wielu czynników hydroklimatycznych na przyrosty promieniowe zasadne jest użycie modeli dających możliwość oceny oddziaływania wielu zmiennych objaśniających jednocześnie (Fritts, 2001). Stosowanie modeli regresji, takich jak na przykład modele regresji wielorakiej lub regresji krokowej postępującej, w klasycznej postaci wyklucza niestety występowanie wzajemnych zależności między elementami hydroklimatu stanowiącymi predyktory (Cropper, 1984). Stąd wykorzystano funkcję odpowiedzi (ang. *response function*), które stanowi rozwiązanie alternatywne do klasycznej analizy regresji ograniczające oddziaływania wynikające z zależności między zmiennymi objaśniającymi. Funkcja odpowiedzi to jedna z metod regresji pośredniej, połączenie modelu regresji wielorakiej z analizą składowych głównych. Regresja zmiennych objaśnianych w przypadku funkcji odpowiedzi nie jest dokonywana względem danych rzeczywistych, lecz składowych głównych zmiennych objaśniających. Metoda ta została zaproponowana przez zespół Frittsa (1971), a następnie rozwijana w kolejnych latach (Zang i Biondi, 2013; 2015), m.in. przez wprowadzenie metod samowspornych (ang. *bootstrapping*) do poprawy oceny przedziałów ufności (Guiot, 1991) oraz wprowadzenie analiz dynamicznych w ruchomych interwałach (Biondi, 1997).

Analizy dendroekologiczne związków między elementami hydroklimatu (zmienna objaśniana) oraz szerokością słoików rocznych dla funkcji korelacji i odpowiedzi prowadzono w ujęciu statycznym za całe wieloletie 1901–2010. Ocena istotności

**Tabela 3.** Charakterystyka analiz dendroekologicznych**Table 3.** Characteristics of dendroecological analyses

Rodzaj analizy Type of analysis	Parametr hydroklimatyczny (skrót) Hydroclimatic parameter (abbreviations)
Korelacyjna Correlation	Lokalne opady (P) – Local precipitation (P) Lokalna temperatura (T) – Local temperature (T)
Funkcja odpowiedzi Response function	Lokalne opady (P) – Local precipitation (P) Lokalna temperatura (T) – Local temperature (T)
Korelacyjna Correlation	Lokalny wskaźnik surowości suszy Palmera (scPDSI) Local self-calibrating Palmer Drought Severity Index (scPDSI) Lokalny wskaźnik standaryzowanego klimatycznego bilansu wodnego (SPEI) Local Standardized Precipitation Evapotranspiration Index (SPEI)
Korelacyjna Correlation	Zlewniowy wskaźnik surowości suszy Palmera (scPDSI) Basin self-calibrating Palmer Drought Severity Index (scPDSI) Zlewniowy wskaźnik standaryzowanego klimatycznego bilansu wodnego (SPEI) Basin Standardized Precipitation Evapotranspiration Index (SPEI)
Korelacyjna Correlation	Lokalny wskaźnik surowości suszy Palmera (scPDSI.loc) Local self-calibrating Palmer Drought Severity Index (scPDSI.loc) Zlewniowy wskaźnik surowości suszy Palmera (scPDSI.bas) Basin self-calibrating Palmer Drought Severity Index (scPDSI.bas)
Korelacyjna Correlation	Lokalne opady (P.loc) – Local precipitation (P.loc) Zlewniowe opady (P.bas) – Basin precipitation (P.bas)
Funkcja odpowiedzi Response function	Lokalne opady (P.loc) – Local precipitation (P.loc) Zlewniowe opady (P.bas) – Basin precipitation (P.bas)
Korelacyjna Correlation	Przepływy Warty posterunek Poznań (Q.POZ) Streamflow of the Warta, Poznań gauging station (Q.POZ) Przepływy Warty posterunek Nowa Wieś Podgórna (Q.NWP) Streamflow of the Warta, Nowa Wieś Podgórna gauging station (Q.NWP)
Korelacyjna Correlation	Lokalne opady (P) – Local precipitation (P) Przepływy Warty posterunek Poznań (Q.POZ) Streamflow of the Warta, Poznań gauging station (Q.POZ)
Funkcja odpowiedzi Response function	Lokalne opady (P) Local precipitation (P) Przepływy Warty posterunek Poznań (Q.POZ) Streamflow of the Warta, Poznań gauging station (Q.POZ)

związków była prowadzona z użyciem metod samowspornych (ang. *bootstrapping*). W procesie testowania hipotez statystycznych w analizach związków korelacyjnych i funkcji odpowiedzi przyjęto poziom istotności  $p < 0,05$ . Do analiz związków między elementami hydroklimatycznymi oraz parametrami przyrostów wykorzystano funkcjonalność pakietu *treeclim* ze środowiska R (Zang i Biondi, 2015). Wszystkie zmienne objaśniające stanowiące parametry hydroklimatyczne były przygotowane do analiz jako miesięczne wartości zregulowane, to jest wartości średnie oraz sumy (wyłącznie dla opadów). Agregacji dokonano zarówno dla wartości parametrów lokalnych dla stanowisk, jak i dla wartości w części zlewni Warty, to jest w części zlewni Warty do przekroju w ujściu rzeki Lutyni, kształtującej warunki wodne w rejonie położenia stanowisk dolinnych. Ze względu na ograniczenie metodyczne dotyczące liczby zmiennych objaśniających, analizy prowadzono dla parametrów parami. Takie ujęcie analiz wzmacnia możliwość interpretacji wyników. Uwzględniono wartości miesięczne parametrów dla miesięcy sezonu wegetacyjnego od kwietnia do września dla roku poprzedzającego oraz dla roku formowania się przyrostu. Stąd w przypadku dwóch parametrów hydroklimatu oraz 12 miesięcy liczba zmiennych objaśniających to łącznie 24 dla każdej analizy. Analizy na podstawie funkcji odpowiedzi prowadzono wyłącznie w tych przypadkach, gdy oddziaływanie parametrów hydroklimatu w kombinacji, jako potencjalnych czynników kształtujących przyrost, miało uzasadnienie logiczne. Wynika to z cech metody funkcji odpowiedzi, dla której zmienne objaśniające powinny być z założenia rozpatrywane jako oddziałujące łącznie. Zestawienie analiz dendroekologicznych prowadzonych w pracy ujęto w tabeli 3.

W pracy wykorzystano analizę skupień, jedną z hierarchicznych metod grupowań, w celu określenia powiązań między stanowiskami w różnych częściach doliny i na wysoczyźnie. Grupowanie stanowisk było dokonywane dla potrzeb oceny podobieństwa między stanowiskami, w zakresie przebiegu przyrostów promieniowych oraz reakcji przyrostowych dębu szypułkowego na czynniki hydroklimatyczne. Cechy wykorzystane do grupowań to wartości serii czasowych szerokości słoików, wartości wskaźników standardowych oraz rezydualnych szerokości słoików, a także wartości współczynników dla związków korelacyjnych, związków na podstawie funkcji odpowiedzi między czynnikami hydroklimatycznymi oraz szerokością słoja rocznego. Zastosowano algorytm grupowania z wykorzystaniem odległości euklidesowej jako miary odległości aglomeracyjnej oraz metodę pełnego wiązania (najdalszego sąsiedztwa). Zastosowanie tego podejścia w analizie skupień jest zasadne, gdy w rezultacie aglomeracji powstają wyraźne wydzielone grupy (Hartigan, 1975; Everitt i in., 2011).

## 6. WYNIKI BADAŃ

### 6.1. Charakterystyki serii przyrostowych i cechy biometryczne drzew

Wybrane charakterystyki biometryczne drzew łącznie dla pozycji 1–6 w każdym z trzech transektów zestawiono w tabeli 4. Ponadto w tabeli tej podano rzędną poziomą terenu dla drzewa, która jest charakterystyką siedliskową istotną ze względów ekologicznych dla drzewostanów dolinnych. Rzędna poziomą terenu dla drzewa stanowi kryterium ustalania pozycji stanowiska w transekcji. Dla poszczególnych pozycji w transektach wyznaczono 1–3 stanowisk – łącznie 30 stanowisk dla obszaru badań. Rozstęp wartości rzędnych poziomą terenu dla stanowiska w transekcji nie przekraczał wartości 1 m, natomiast średnie rzędne terenu dla drzew na stanowisku 1 to 69,7–69,9, na stanowisku 2 to 70,3–70,5, na stanowisku 3 to 70,9, na stanowisku 4 to 71,3–71,5, na stanowisku 5 to 72–73 oraz na stanowisku 6 119,9–122,5 m n.p.m. Charakterystyki biometryczne drzew objętych poborem próbek przyrostowych oraz wartości rzędnych poziomą terenu dla drzewa na każdym stanowisku zestawiono w tabeli 5. W przypadku stanowisk leżących na równorzędnych pod względem elewacji pozycjach transektu miary rozrzutu cech biometrycznych przyjmują zwykle mniejsze wartości. Wiąże się to z zachowaniem homogeniczności wieku drzew dla każdego stanowiska. Przykładowo odchylenie standardowe pierścicy dla stanowisk w 17 przypadkach nie przekraczało 6 cm, a w 28 przypadkach – 10 cm. Wiek drzew, a zarazem maksymalna długość serii przyrostowych dla poszczególnych stanowisk, jest zawarty w granicach 119–182 lat. Najczęściej próbkowano drzewa o maksymalnej długości serii przyrostowych 121–140 lat. Stanowisk takich było łącznie 20. Średnia wysokość próbkowanych drzew na stanowiskach badawczych to 27,7–36,1 m. Najczęściej próbkowano drzewa o średniej wysokości z zakresu 28–30 m. Łącznie było 13 takich stanowisk. Średnia wysokość osadzenia korony najczęściej, to jest w 24 przypadkach, wynosi 17–20 m. Rozstęp średniej wysokości osadzenia korony drzew dla wszystkich



stanowisk wynosi 6,5 m i jest zawarty w przedziale 14,6–21,1 m. Z kolei średnia pierśnica drzew najczęściej należy do przedziału 40–60 cm, to jest w 21 przypadkach, przy czym do przedziału 50–60 cm należy 13 razy. Rozstęp średniej wartości pierśnicy dla wszystkich stanowisk wynosił 51 cm. Wartość minimalna średniej pierśnicy drzew dla stanowiska wynosi 42 cm, a wartość maksymalna 93 cm.

Charakterystyki statystyczne serii przyrostów rocznych dla stanowisk badawczych za wielolecie od 1901 roku zestawiono w tabeli 6. Średnia szerokość słoja przyrostu rocznego dla poszczególnych stanowisk zawiera się w przedziale 1,09–2,12 mm, a odchylenie standardowe wynosi 0,33–0,79 mm. Przeciętnie wartości tych parametrów dla wszystkich stanowisk łącznie to 1,60 mm oraz 0,58 mm. Średnia szerokość słoja przyrostów rocznych najczęściej, to jest w przypadku 15 stanowisk, zawiera się w przedziale 1,6–1,8 mm, natomiast odchylenie standardowe szerokości słoja rocznego najczęściej, to jest w 13 przypadkach, wynosi 0,6–0,7 mm. Współczynnik skośności wynosi 0,53–1,05, przeciętnie 0,77. Najczęściej współczynnik skośności należy do przedziału 0,8–0,9, to jest w przypadku ośmiu stanowisk, oraz przedziału 0,6–0,7, w przypadku siedmiu stanowisk. Oznacza to, że w przypadku wszystkich stanowisk słoje o szerokości większej od średniej są mniej liczne niż słoje o szerokości mniejszej. Jednak skośność prawostronna rozkładu szerokości słoików jest relatywnie nieznaczna. Usunięcie z serii przyrostowych drewna młodocianego, które charakteryzuje się znacznie większą szerokością słoików przyrostów rocznych, w porównaniu z drewnem w późniejszych fazach wzrostu, sprzyjało redukcji skośności prawostronnej rozkładu. Współczynnik kurtozy rozkładu szerokości przyrostów słoików rocznych dla wszystkich stanowisk zawierał się w przedziale 0,06–1,9. W przypadku 21 stanowisk kurtoza jest większa od 0,5, jednak rozkład kurtozy jest równomierny w całym zakresie jej zmienności. Dlatego rozkład szerokości słoików drewna dla wszystkich stanowisk jest bardziej skoncentrowany od rozkładu normalnego, a koncentracja rozkładu jest zróżnicowana dla poszczególnych stanowisk. Współczynnik czułości wynosił 0,22–0,31, przeciętnie 0,25. Największa częstość współczynnika czułości dla stanowisk była dla wartości z przedziału 0,23–0,27 – łącznie 23 stanowiska. Zakres wartości współczynnika czułości dla stanowisk wskazuje na możliwość objaśniania przebiegu przyrostów rocznych na podstawie przebiegu elementów klimatu. Współczynnik Giniego przyjmował wartości od 0,17 do 0,23, przeciętnie 0,20. Największą częstość współczynnika Giniego wynoszącą 16, odnotowano dla przedziału 0,19–0,21. Wartość współczynnika Giniego wskazuje, że rozkład szerokości słoików rocznych jest umiarkowanie nierównomierny. Współczynnik zbieżności (GLK) przyjmował dla wszystkich stanowisk wartości 0,66–0,77, przy przeciętnej wartości 0,71. Wartości tego współczynnika najczęściej były zawarte w przedziale 0,70–0,73, to jest łącznie dla 14 stanowisk, a w pozostałym zakresie zmienności były one stosunkowo równomiernie rozłożone. Zakres

**Tabela 4.** Charakterystyki próbkowanych drzew według transektów i pozycji w transektach

Pozycja Position	Statystyka Statistics	Transekt – Transect				
		1			2	
		Charakterystyka – Characteristic				
		rzędna terenu dla drzewa elevation of terrain for tree	wysokość drzewa tree height	wysokość osadzenia korony crown base height	pierśnica diameter at breast height	rzędna terenu dla drzewa elevation of terrain for tree
m n.p.m. m a.s.l.	m	m	cm	m n.p.m. m a.s.l.		
1	M	69,9	28,1	17,7	51	69,8
	SD	0,2	1,7	2,5	8	0,4
	R	0,5	5,0	7,1	30	1,0
	Min	69,6	24,0	12,5	43	69,4
	Max	70,1	29,0	19,6	73	70,4
2	M	70,4	28,7	17,2	60	70,5
	SD	0,1	1,3	1,3	5	0,2
	R	0,2	5,9	4,3	16	0,6
	Min	70,3	26,2	14,9	51	70,2
	Max	70,5	32,0	19,2	67	70,8
3	M	70,9	32,5	18,5	68	70,9
	SD	0,2	1,5	1,7	7	0,2
	R	1,0	5,8	7,8	18	0,9
	Min	70,1	29,1	14,8	65	70,5
	Max	71,1	34,9	22,6	83	71,4
4	M	71,3	31,4	17,3	70	71,5
	SD	0,3	1,6	1,9	16	0,2
	R	1,0	9,9	11,9	75	0,8
	Min	70,9	25,8	10,6	38	71,1
	Max	71,9	35,7	22,5	113	71,9
5	M	72,0	33,0	19,7	68	72,3
	SD	0,3	1,3	1,6	9	0,2
	R	0,7	7,6	8,6	65	0,8
	Min	71,5	31,3	16,5	41	71,9
	Max	72,2	38,9	25,1	106	72,7
6	M	119,9	28,6	19,5	51	122,5
	SD	0,2	1,1	1,8	5	0,3
	R	0,6	3	4,5	16	0,7
	Min	119,6	27,4	17,5	44	122,3
	Max	120,2	30,4	22	60	123

M – średnia, SD – odchylenie standardowe, R – rozstęp, Min – minimum, Max – maksimum.

**Table 4.** Biometric characteristics of sampled trees for transects and positions in transects

Transekt – Transect						
2			3			
Charakterystyka – Characteristic						
wysokość drzewa tree height	wysokość osadzenia korony base height	pierśnica diameter at breast height	rzędna terenu dla drzewa elevation of terrain for tree	wysokość drzewa tree height	wysokość osadzenia korony base height	pierśnica diameter at breast height
m	m	cm	m n.p.m. m a.s.l.	m	m	cm
27,7	19,3	53	69,7	30,9	19,7	56
3,2	3,0	7	0,2	1,5	1,7	5
8,7	10,6	22	0,5	4,6	4,8	20
23,2	14,0	43	69,5	28,8	17,6	47
31,8	24,6	64	70,0	33,4	22,3	67
28,2	17,8	54	70,3	29,5	18,1	54
1,6	2,7	4	0,2	2,5	2,3	7
5,8	9,7	13	0,6	10,1	7,4	27
24,0	11,3	46	70,1	22,3	13,2	43
29,7	20,9	59	70,7	32,3	20,6	70
29,0	18,5	53	70,9	29,9	18,4	54
1,0	1,8	7	0,3	1,4	2,2	7
5,5	8,2	26	1,0	5,8	10,4	30
26,5	15,3	49	70,4	24,8	13,3	46
32,0	23,5	75	71,4	30,6	23,7	76
29,4	18,4	49	71,5	32,5	18,8	67
1,1	1,3	6	0,3	1,8	2,2	14
6,1	6,1	24	0,9	10,4	11,0	55
26,2	15,8	40	71,1	27,0	13,3	41
32,3	21,9	64	72,0	37,4	24,3	96
32,3	19,5	66	73,0	30,2	18,2	49
2,0	2,0	8	0,1	1,0	1,5	6
5,7	7,1	23	0,3	3,7	6,0	19
30,0	15,6	56	72,9	32,0	16,3	40
35,7	22,6	79	73,2	28,3	22,3	59
27,9	18,9	42	120,4	30,3	20	51
1	1,2	4	0,1	1	1,3	9
2,1	4,1	13	0,2	3,4	3,8	31
26,7	16,9	32	120,3	28	18,1	44
28,8	21	52	120,5	31,4	21,9	61

M – mean, SD – standard deviation, R – range, Min – minimum, Max – maximum.

**Tabela 5.** Charakterystyki próbkowanych drzew według stanowisk

Stanowisko – Site			111	121	131	211	221
Charakterystyka – Characteristic							
Datowanie – Dating		rok final year	2011	2011	2011	2011	2011
Wiek drzewa – Tree age		lata years	129	132	132	134	129
Rzędna drzewa Tree elevation	M	m n.p.m. m a.s.l.	69,9	69,8	69,7	70,4	70,5
	SD		0,2	0,3	0,2	0,1	0,2
	R		0,5	0,7	0,5	0,2	0,6
	Min		69,6	69,4	69,5	70,3	70,2
	Max		70,1	70,1	70	70,5	70,8
Wysokość drzewa Tree height	M	m	28,1	27,7	30,9	28,7	28,2
	SD		1,7	3,2	1,5	1,3	1,6
	R		5,0	8,7	4,6	5,9	5,8
	Min		24,0	23,2	28,8	26,2	24,0
	Max		29,0	31,8	33,4	32,0	29,7
Wysokość osadzenia korony Crown base height	M	m	17,7	19,3	19,7	17,2	17,8
	SD		2,5	3,0	1,7	1,3	2,7
	R		7,1	10,6	4,8	4,3	9,7
	Min		12,5	14,0	17,6	14,9	11,3
	Max		19,6	24,6	22,3	19,2	20,9
Pierśnica Diameter at breast height	M	cm	51	53	56	60	54
	SD		8	7	5	5	4
	R		30	22	20	16	13
	Min		43	43	47	51	46
	Max		73	64	67	67	59

Oznaczenia – patrz tab. 4.

**Table 5.** Biometric characteristics of sampled trees for sites

231	311	312	321	322	323	331	332	333	411
Charakterystyka – Characteristic									
2011	2011	2010	2012	2011	2011	2010	2011	2011	2011
129	129	134	155	132	132	131	129	125	177
70,3	70,7	71	70,9	70,9	71	70,8	71	70,8	71,4
0,2	0,3	0,1	0,3	0,3	0,1	0,3	0,3	0,2	0,2
0,6	0,9	0,3	0,7	0,9	0,3	0,8	0,9	0,6	0,6
70,1	70,1	70,8	70,5	70,5	70,8	70,4	70,5	70,4	71,1
70,7	71	71,1	71,2	71,4	71,1	71,2	71,4	71	71,7
29,5	32,2	32,7	30,4	29,0	27,7	31,8	27,8	30,0	31,4
2,5	1,4	1,5	1,0	1,1	1,0	1,2	2,0	1,0	2,4
10,1	5,0	4,5	3,8	3,5	3,5	4,4	5,9	3,9	9,4
22,3	29,1	30,4	28,3	26,9	26,5	30,0	24,8	27,7	25,8
32,3	34,1	34,9	32,0	30,4	30,0	34,4	30,6	31,6	35,2
18,1	19,3	17,6	18,8	19,4	17,2	18,6	16,2	20,4	14,6
2,3	1,6	1,8	2,3	1,8	1,4	2,4	2,5	1,7	2,2
7,4	5,8	7,8	7,5	6,1	4,1	7,9	7,9	5,3	7,6
13,2	16,1	14,8	16,0	16,7	15,3	15,8	13,3	17,5	10,6
20,6	21,9	22,6	23,5	22,8	19,4	23,7	21,2	22,7	18,2
54	61	74	61	52	45	65	42	54	93
7	9	4	9	5	6	9	6	6	13
27	34	18	26	18	22	30	20	18	37
43	44	65	49	46	37	46	32	43	76
70	78	83	75	63	59	76	52	61	113

Explanations – see Table 4.

Tabela 5 – cd.

Stanowisko – Site		412	413	421	422	423	
Charakterystyka – Characteristic							
Datowanie – Dating		rok final year	2011	2012	2011	2012	2011
Wiek drzewa – Tree age		lata years	119	173	125	126	129
Rzędna drzewa Tree elevation	M	m n.p.m. m a.s.l.	71,3	71,3	71,6	71,5	71,4
	SD		0,2	0,4	0,2	0,2	0,2
	R		0,6	1,0	0,5	0,7	0,6
	Min		71,1	70,9	71,4	71,1	71,1
	Max		71,7	71,9	71,9	71,8	71,7
Wysokość drzewa Tree height	M	m	29,1	33,7	29,9	29,8	28,6
	SD		1,0	1,3	1,3	1,1	1,0
	R		3,9	4,0	4,4	3,3	4,0
	Min		26,9	31,7	27,9	28,3	26,2
	Max		30,8	35,7	32,3	31,6	30,2
Wysokość osadzenia korony Crown base height	M	m	17,9	19,3	18,9	18,5	17,9
	SD		1,7	1,9	1,6	1,2	1,2
	R		6,9	6,5	5,9	4,0	4,0
	Min		14,0	16,0	16,1	16,5	15,8
	Max		20,9	22,5	21,9	20,5	19,8
Pierśnica Diameter at breast height	M	cm	48	70	48	52	47
	SD		6	10	6	6	5
	R		21	30	22	21	17
	Min		38	60	40	43	40
	Max		59	90	62	64	57

Oznaczenia – patrz tab. 4.

Table 5 – cont.

431	432	433	511	512	521	531	611	621	631
Charakterystyka – Characteristic									
2011	2011	2011	2011	2011	2011	2011	2012	2012	2012
167	172	125	182	129	172	129	140	136	144
71,5	71,6	71,4	72,2	71,7	72,3	73	119,9	122,5	120,4
0,4	0,2	0,3	0,4	0,1	0,2	0,1	0,2	0,3	0,1
0,9	0,6	0,7	0,9	0,4	0,8	0,3	0,6	0,7	0,2
71,1	71,4	71,1	71,6	71,4	71,9	72,9	119,6	122,3	120,3
72,0	72,0	71,8	72,5	71,8	72,7	73,2	120,2	123,0	120,5
34,1	34,7	28,7	36,1	29,8	32,3	30,2	28,6	27,9	30,3
1,8	1,1	2,6	1,5	1,1	2,0	1,0	1,1	1,0	1,0
7,0	3,8	7,0	4,6	3,3	5,8	3,7	3,0	2,1	3,4
30,0	33,7	27,0	34,3	28,3	30,0	32,0	27,4	26,7	28,0
37,0	37,4	33,9	38,9	31,6	35,7	28,3	30,4	28,8	31,4
18,3	21,1	16,9	20,7	18,6	19,5	18,2	19,5	18,9	20,0
1,6	1,9	3,0	1,9	1,2	2,0	1,5	1,8	1,2	1,3
4,7	6,1	9,9	8,5	4,0	7,1	6,0	4,5	4,1	3,8
16,3	18,3	13,3	16,6	16,5	15,6	16,3	17,5	16,9	18,1
20,9	24,3	23,2	25,1	20,4	22,6	22,3	22,0	21,0	21,9
75	74	52	85	51	66	49	51	47	54
8	9	8	12	6	8	6	5	5	6
29	35	30	44	23	23	19	16	15	18
62	61	41	62	41	56	40	44	41	47
90	96	71	106	64	79	59	60	56	64

Explanations – see Table 4.

**Tabela 6.** Charakterystyki serii przyrostów rocznych dla stanowisk  
**Table 6.** Characteristics of master series of annual radial increments for sites

Charakterystyka Characteristics	Stanowisko – Site														
	111	121	131	211	221	231	311	312	321	322	323	331	332	333	411
M (mm)	1,49	1,65	1,61	1,69	1,71	1,90	1,66	1,63	1,48	1,57	1,36	1,61	2,12	1,89	1,09
SD (mm)	0,57	0,62	0,58	0,67	0,61	0,79	0,53	0,54	0,59	0,57	0,58	0,61	0,76	0,68	0,34
SE (mm)	0,06	0,03	0,03	0,06	0,07	0,07	0,05	0,06	0,07	0,06	0,04	0,03	0,03	0,04	0,06
A	0,94	0,72	0,85	0,90	0,90	0,67	0,54	0,53	0,79	0,66	1,05	1,05	0,53	0,69	0,81
K	0,84	1,26	0,72	1,45	1,5	1,9	0,31	0,63	1,40	1,22	0,39	0,39	0,52	0,53	0,52
GLK	0,75	0,73	0,71	0,69	0,73	0,72	0,67	0,68	0,72	0,72	0,69	0,68	0,71	0,66	0,70
RBAR	0,47	0,55	0,59	0,62	0,54	0,55	0,55	0,45	0,53	0,64	0,69	0,61	0,58	0,62	0,58
Ar1	0,35	0,43	0,43	0,44	0,40	0,46	0,40	0,43	0,44	0,44	0,36	0,44	0,38	0,42	0,26
ζ	0,24	0,24	0,25	0,28	0,24	0,24	0,23	0,22	0,25	0,27	0,31	0,26	0,26	0,26	0,25
EPS	0,92	0,94	0,96	0,96	0,94	0,95	0,95	0,90	0,94	0,96	0,97	0,94	0,94	0,95	0,95
Gini	0,20	0,20	0,20	0,21	0,19	0,23	0,18	0,18	0,21	0,20	0,23	0,21	0,20	0,20	0,17
SNR	18	24	30	32	25	22	22	16	25	47	43	24	25	31	29



**Tabela 6 – cd.  
Table 6 – cont.**

Charakterystyka Characteristics	Stanowisko – Site														
	412	413	421	422	423	431	432	433	511	512	521	531	611	621	631
M (mm)	1,75	1,09	1,75	1,93	1,64	1,12	1,26	1,76	1,1	1,67	1,4	1,8	1,76	1,81	1,64
SD (mm)	0,68	0,33	0,70	0,70	0,62	0,37	0,39	0,67	0,36	0,58	0,46	0,7	0,64	0,69	0,51
SE (mm)	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06	0,09	0,07	0,07	0,05	0,07	0,07	0,06	0,07	0,05
A	0,89	0,58	0,98	0,95	0,87	0,71	0,67	0,72	0,87	0,65	0,63	0,83	0,79	0,61	0,59
K	0,15	0,84	0,29	0,47	1,75	1,79	1,76	0,73	1,39	1,44	0,36	0,81	0,89	0,21	0,06
GLK	0,66	0,71	0,73	0,72	0,76	0,71	0,70	0,71	0,68	0,67	0,73	0,72	0,77	0,77	0,66
RBAR	0,53	0,52	0,64	0,58	0,58	0,48	0,39	0,62	0,59	0,50	0,46	0,62	0,65	0,66	0,62
Ar1	0,35	0,34	0,42	0,37	0,43	0,35	0,39	0,34	0,30	0,40	0,39	0,44	0,38	0,37	0,29
ζ	0,27	0,23	0,27	0,26	0,27	0,24	0,22	0,27	0,26	0,24	0,25	0,25	0,27	0,28	0,24
EPS	0,93	0,93	0,96	0,96	0,96	0,91	0,91	0,96	0,94	0,91	0,91	0,94	0,97	0,97	0,97
Gini	0,21	0,17	0,22	0,20	0,21	0,18	0,17	0,21	0,18	0,19	0,18	0,21	0,20	0,21	0,18
SNR	25	21	45	30	34	14	13	35	25	18	16	29	39	43	35

Oznaczenia: M – średnia, SD – odchylenie standardowe, SE – błąd standardowy, A – współczynnik skośności, K – kurtoza, GLK – współczynnik zbieżności GL, RBAR – średnia krocząca korelacja między seriami, Ar1 – autokorelacja 1. rzędu, ζ – czułość, EPS – wyrażony sygnał populacji, Gini – współczynnik Ginięgo, SNR – stosunek sygnału do szumu.

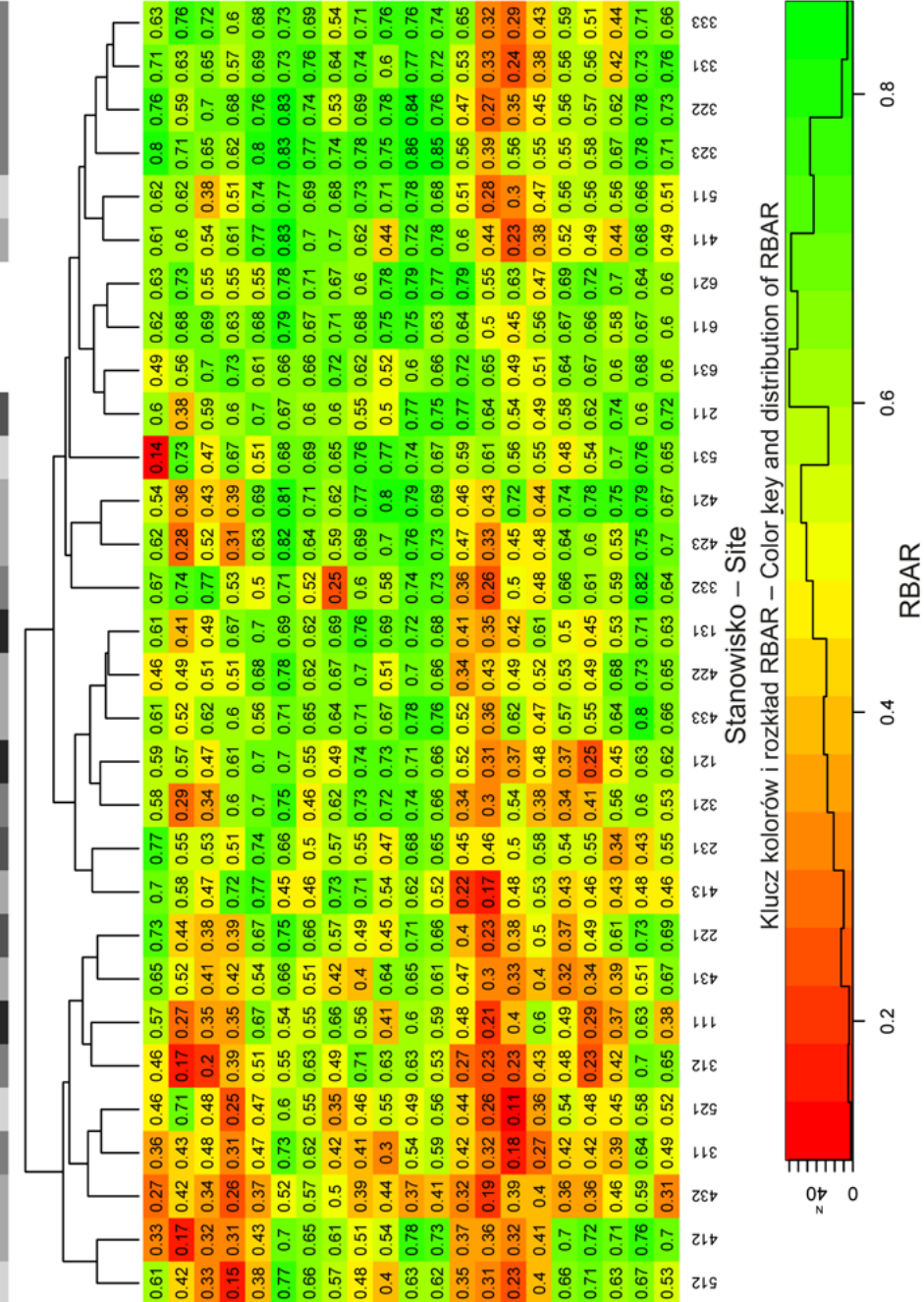
Explanations: M – mean, SD – standard deviation, SE – standard error, A – skewness coefficient, K – kurtosis, GLK – Gleichläufigkeit, RBAR – average running correlation between series, Ar1 – first-order autocorrelation, ζ – sensitivity, EPS – expressed population signal, Gini – Gini coefficient, SNR – signal-to-noise ratio.

zmienności wartości współczynnika zbieżności dla analizowanych stanowisk jest uznawany za typowy dla serii przyrostów promieniowych pobranych z drzew jednego gatunku i jest charakterystyczny również w przypadku serii przyrostów rocznych dębu szypułkowego.

Współczynnik korelacji (RBAR), obliczany jako średnia ze współczynników korelacji między wszystkimi parami serii przyrostów rocznych dla stanowiska, przyjmował wartości w zakresie 0,39–0,69, przeciętnie 0,57. Największa częstość współczynnika korelacji dotyczyła zakresu wartości 0,50–0,65, to jest wystąpiła w przypadku 22 stanowisk. Te wartości współczynnika korelacji należy uznać za typowe dla stanowisk o słabym do umiarkowanego oddziaływaniu czynników środowiska limitujących przyrosty promieniowe drzew. Współczynnik autokorelacji 1. rzędu (AR1) wynosił 0,26–0,46, przeciętnie 0,40. Wartości współczynnika autokorelacji najczęściej należały do przedziału 0,38–0,44, to jest w 16 przypadkach. Wartości współczynnika autokorelacji są relatywnie niskie, ale należą do typowego zakresu zmienności. Przeciętny współczynnik wyrażonego sygnału populacji (EPS) zawiera się w zakresie 0,90–0,97 dla stanowisk, przeciętnie 0,94. Największa częstość wystąpiła dla zakresu 0,93–0,96, to jest w przypadku 18 stanowisk. Stosunkowo wysokie wartości przeciętnego współczynnika EPS mogą wskazywać na jednorodność reakcji przyrostowych dębu na poszczególnych stanowiskach na czynniki środowiska. Wartość współczynnika (SNR) sygnału do szumu jest zawarta w przedziale 13–47 i wynosi przeciętnie 28. Największa częstość tej miary, to jest w przypadku 14 stanowisk, była w zakresie 20–30. Taki zakres wartości współczynnika sygnał-szum wskazuje ogólnie na umiarkowany do wysokiego udziału sygnału użytecznego, a w porównaniu z innymi wynikami dla przyrostów promieniowych dębu szypułkowego można uznać za relatywnie wysoki. Potwierdza to możliwość objaśniania przebiegu przyrostów promieniowych dębu z rozpatrywanych stanowisk z wykorzystaniem hydroklimatycznych parametrów środowiska.

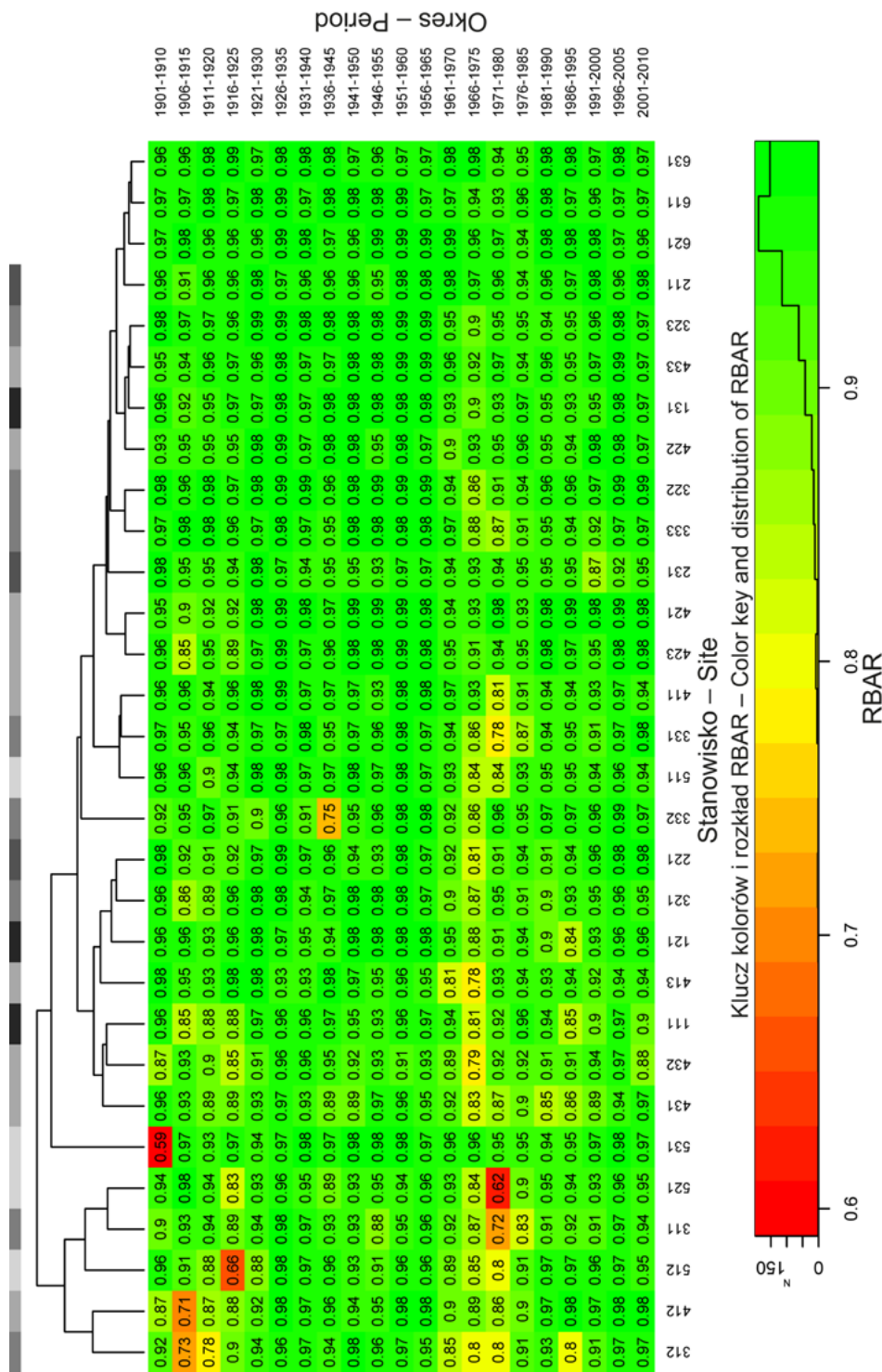
Na rysunkach 5, 6 i 7 przedstawiono charakterystyki statystyczne serii przyrostów promieniowych dębu dla poszczególnych stanowisk w ujęciu dynamicznym za wielolecie od 1901 roku, to jest w kroczącym oknie czasowym o kroku 5 lat i szerokości okna 10 lat. Na rysunku 5 są zestawione współczynniki korelacji (RBAR). Relatywnie najwyższe wartości współczynnika korelacji dla wszystkich stanowisk, przeciętnie dla wszystkich stanowisk, nie mniejsze niż 0,60, wystąpiły w okresie 1921–1965 roku oraz w okresie 1996–2005 roku. Relatywnie najniższe wartości współczynnika korelacji dla wszystkich stanowisk, wystąpiły w okresie 1966–1985 roku. Przeciętne wartości RBAR dla stanowisk, w tym określenie, są z reguły większe niż 0,40.

Na rysunku 6 zestawiono wartości współczynnika wyrażonego sygnału populacji (EPS). Relatywnie najwyższe wartości współczynnika EPS, przeciętnie nie mniejsze niż 0,95, wystąpiły w okresie 1921–1965 roku oraz 1996–2010 roku. Z kolei



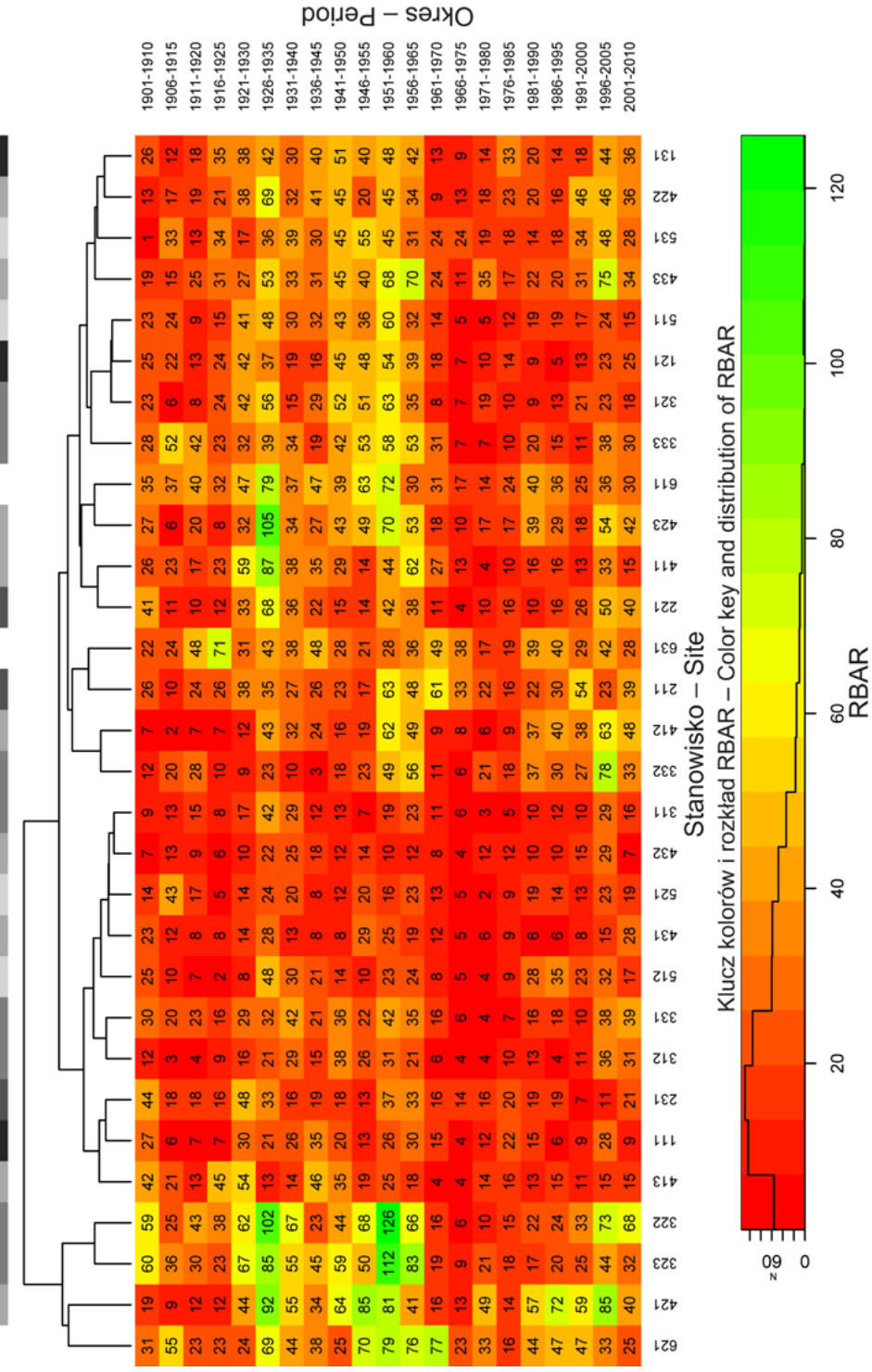
**Rys. 5.** Współczynnik średniej korelacji (RBAR) serii przyrostów rocznych w kroczącym oknie czasowym (krok 5 lat, okno 10 lat) w wieloletniu 1901–2010, z analizą wyników za pomocą metody skupień. Stanowiska o równorzędnej pozycji w transekcie (odcieni szarości) na pasku porządkującym nad dendrogramem. Rozkład RBAR (czarna linia) na kluczu kolorów

**Fig. 5.** Running window correlation coefficient (RBAR) of tree ring series (5-year slide, 10-year window) for the period 1901–2010 with cluster analysis. Sites for the same position in transect (shade of gray) on the ordering ribbon at the top of dendrogram. Distribution of RBAR (black line) shown on color key



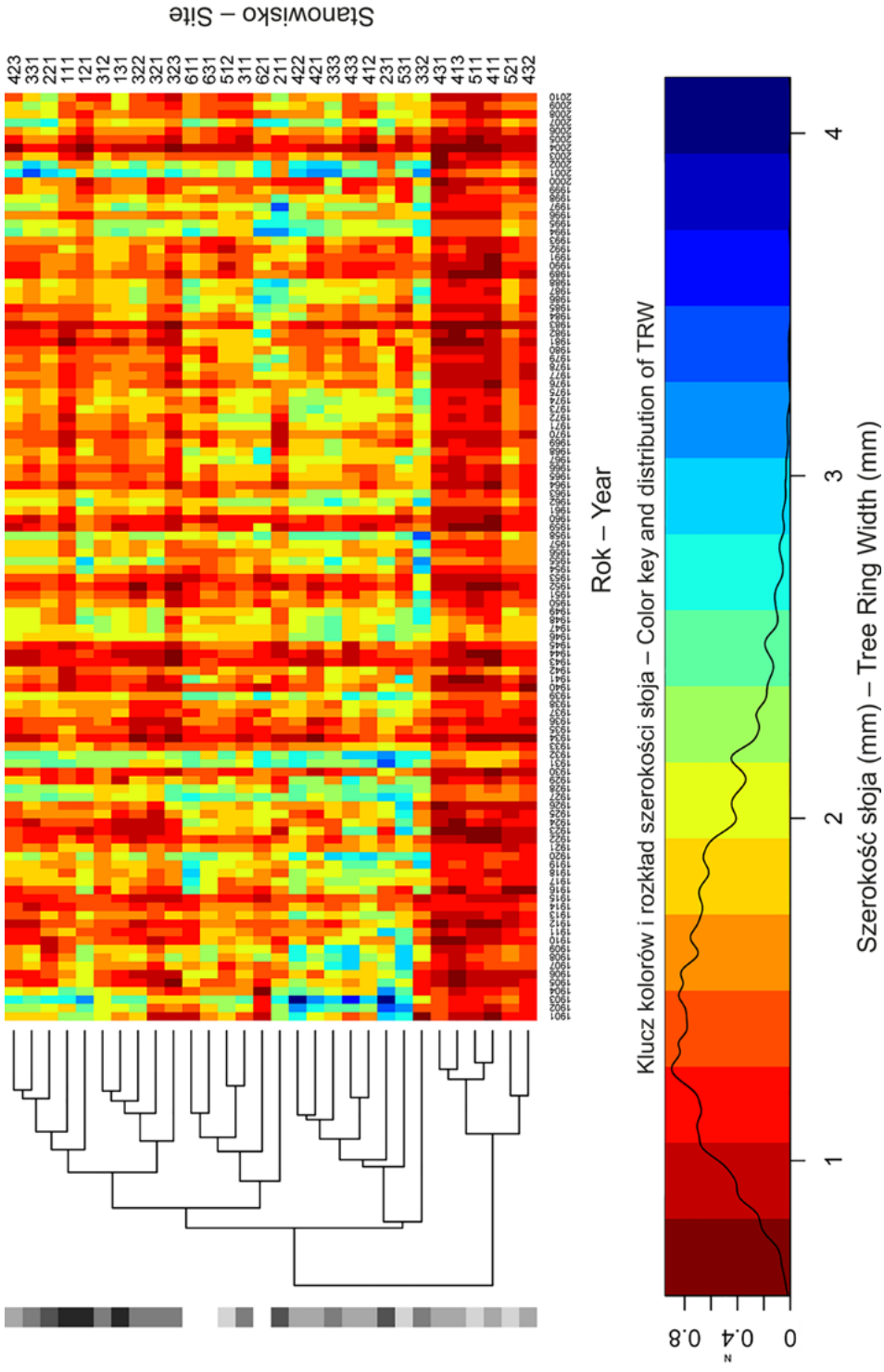
**Fig. 6.** Wyrażony sygnał populacji (EPS) serii przyrostów rocznych w kroczącym oknie czasowym (krok 5 lat, okno 10 lat) w wieloletniu 1901–2010 z analizą wyników za pomocą metody skupień. Stanowiska o równorzędnej pozycji w transekcji (odcieni szarości) na pasku porządkującym nad dendrogramem. Rozkład EPS (czarna linia) na kluczu kolorów

**Fig. 6.** Running window Expressed Population Signal (EPS) of tree ring series (5-year slide, 10-year window) for the period 1901–2010 with cluster analysis. Sites for the same position in transect (shade of gray) at the top of dendrogram. Distribution of EPS (black line) shown on color key



**Rys. 7.** Współczynnik sygnał-szum (SNR) serii przyrostów rocznych w kroczącym oknie czasowym (krok 5 lat, okno 10 lat) w wieloletniu 1901–2010 z analizą wyników za pomocą metody skupień. Stanowiska o równorzędnej pozycji w przekroju (odcieni szarości) na pasku porządkującym nad dendrogramem. Rozkład SNR (czarna linia) na kluczu kolorów

**Fig. 7.** Running window Signal-to-Noise Ratio (SNR) of tree ring series (5-year slide, 10-year window) for the period 1901–2010 with cluster analysis. Sites for the same position in transect (shade of gray) on the ordering ribbon at the top of dendrogram. Distribution of SNR (black line) shown on color key



**Rys. 8.** Średnia szerokość słoja przyrostu rocznego w wieleleciu 1901–2010 z analizą wyników za pomocą metody skupień. Stanowiska o równorzędnej pozycji w transekcie (odcieni szarości) na słupku porządkującym obok dendrogramu z lewej strony rysunku. Rozkład szerokości słoja przyrostu rocznego (czarna linia) na kluczu kolorów

**Fig. 8.** Mean TRW for the period 1901–2010 with cluster analysis. Sites for the same position in transect (shade of gray) on the ordering stack at the left side of dendrogram. Distribution of TRW (black line) shown on color key

relatywnie najniższe wartości współczynnika EPS, przeciętne dla stanowisk nie większe od 0,90, wystąpiły w okresie 1966–1980 roku.

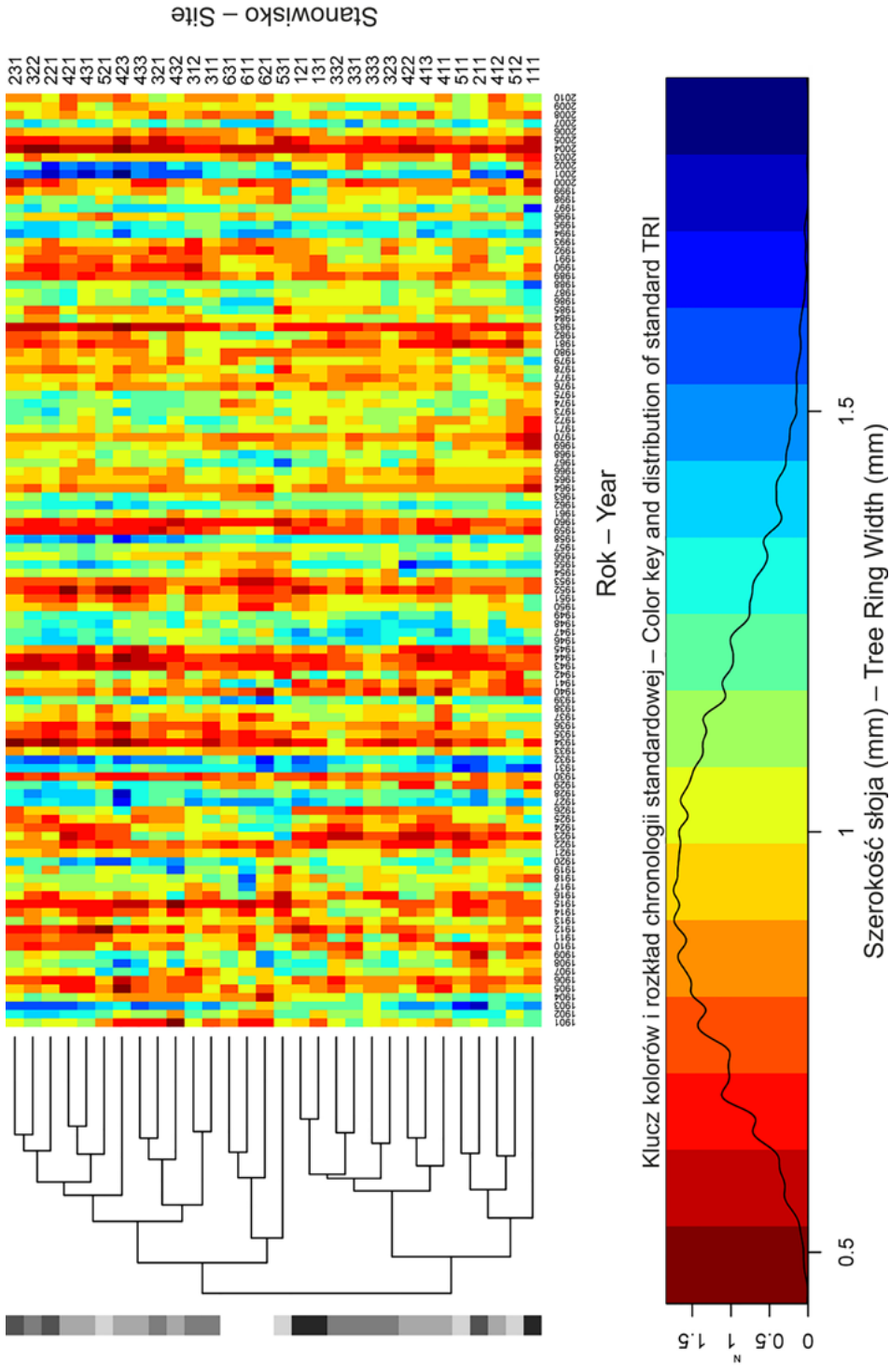
Na rysunku 7 zestawiono wartości współczynnika sygnał-szum (SNR). Relatywnie najwyższe, nie mniejsze niż 40, przeciętne dla wszystkich stanowisk wartości współczynnika sygnał-szum wystąpiły w okresach 1926–1935, 1951–1965 i 1996–2005. Relatywnie najniższe, to jest nie większe niż 20, średnie wartości współczynnika sygnału do szumu wystąpiły w okresach 1906–1925 i 1961–1985. Metoda grupowań dla wartości RBAR, EPS i SNR przedstawionych w ujęciu dynamicznym nie wskazuje na wyraźne prawidłowości co do skupiania się stanowisk ze względu na pozycje zajmowaną przez stanowisko w transekcje.

Wartości ekstremalne szerokości słoja przyrostu rocznego dla wszystkich stanowisk z uwzględnieniem drewna młodocianego to 0,19–8,83 mm. Najczęściej szerokość słoików należy do klasy 1–1,25 mm (ponad 32% słoików). Rozkład wszystkich wartości szerokości przyrostów rocznych dla stanowisk jest silnie prawostronnie skośny (współczynnik asymetrii  $A = 1,18$ ). Stąd wartości należące do najwyższych klas są relatywnie mniej liczne i niekiedy nie są w ogóle reprezentowane w stanowiskowych seriach przyrostowych. Wartość minimalna szerokości przyrostów dla poszczególnych stanowisk to przeciętnie 0,44–0,74 mm, a wartość maksymalna to przeciętnie 2,13–4,46 mm dla wielolecia 1901–2010 roku (rys. 8).

Metoda grupowań dla wartości serii stanowiskowych szerokości słoika wskazuje na to, że stosunkowo nieliczna grupa stanowisk położonych w dolinie charakteryzuje się jednocześnie relatywnie najmniejszą szerokością słoików i niewielkim zróżnicowaniem szerokości słoików w wieloleciu (stanowiska: 411, 413, 431, 432, 511 oraz 521) (rys. 8). Dotyczy to niektórych stanowisk dolinnych bardziej wyniesionych, o najmniejszej częstości zalewów lub położonych poza strefą zalewów. Inne stanowiska położone we wszystkich pozycjach względem gradientu hydrologicznego w dolinie oraz na wysoczyźnie skupione są jednak w grupie charakteryzującej się seriami przyrostów rocznych o bardziej zróżnicowanej i relatywnie mniejszej szerokości przyrostów w wieloleciu.

Ocena rozkładu serii czasowych szerokości słoików, a ponadto wyniki klasteryzacji (rezultaty grupowań nieilustrowane na wykresach w niniejszej pracy) wskazują na zgodność czasową występowania okresów rocznych o znacznie mniejszych lub znacznie większych szerokościach przyrostów w porównaniu z okresami poprzedzającymi i następującymi. Zgodność ta bardzo często dotyczy wszystkich stanowisk, jest wyrazista nie tylko dla chronologii indeksowanych, lecz także dla chronologii rzeczywistych szerokości słoików (na przykład w przypadku 1932, 1983 oraz 2004 roku) (rys. 8, 9, 10). Synchronizacja kierunkowych zmian szerokości przyrostów daje podstawę do wyróżnienia lat charakterystycznych i lat wskaźnikowych. Metoda grupowań dla serii czasowych wskaźników standardowych i rezydualnych szerokości



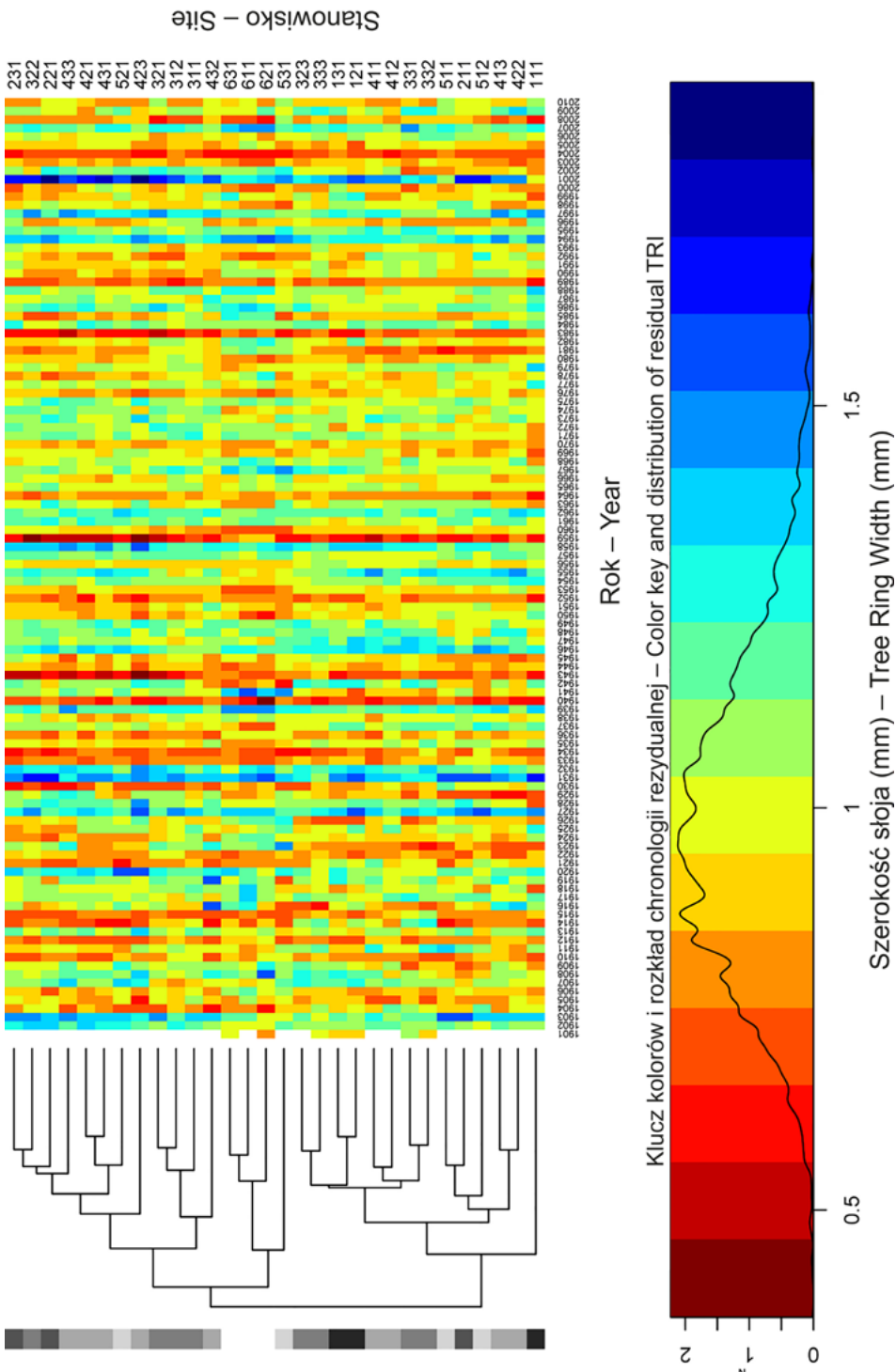


Stanowisko - Site

**Rys. 9.** Wskaźnik chronologii standardowej przyrostu rocznego w wielecieciu 1901–2010 z analizą wyników za pomocą metody skupień. Stanowiska o różnorodnej pozycji w transekcie (odcienie szarości) na słupku porządkującym obok dendrogramu z lewej strony rysunku. Rozkład wskaźnika chronologii standardowej (czarna linia) na kluczu kolorów

**Fig. 9.** Index of standard chronology of TRW for the period 1901–2010 with cluster analysis. Sites for the same position in transect (shade of gray) on the ordering stack at the left side of dendrogram. Distribution of TRW standard indices (black line) shown on color key





**Rys. 10.** Wskaźnik chronologii rezydualnej przyrostu rocznego w wieleciecu 1901–2010 z analizą wyników za pomocą metody skupień. Stanowiska o różnorodnej pozycji w transekcie (odcieni szarości) na słupku porządkującym obok dendrogramu z lewej strony rysunku. Rozkład wskaźnika chronologii standardowej (czarna linia) na kluczu kolorów

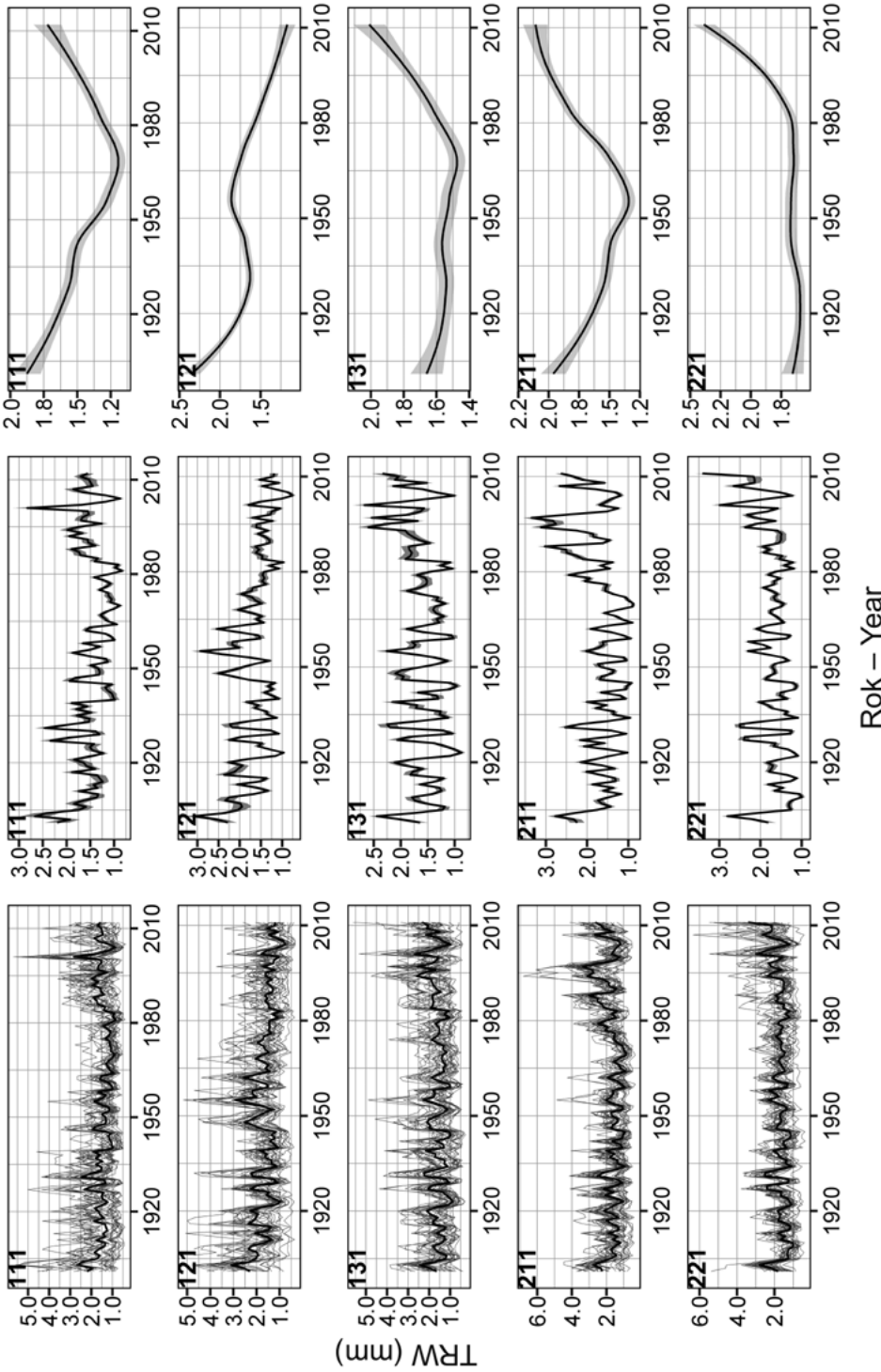
**Fig. 10.** Index of residual chronology of TRW for the period 1901–2010 with cluster analysis. Sites for the same position in transect (shade of gray) on the ordering stack at the left side of dendrogram. Distribution of TRW residual index (black line) shown on color key

słoją nie wykazała wyraźnych prawidłowości co do klasteryzacji stanowisk w przypadku głównych grup, natomiast grupy niższych rzędów często skupiały stanowiska dla równorzędnych lub sąsiednich pozycjach w transekcje (rys. 9, 10).

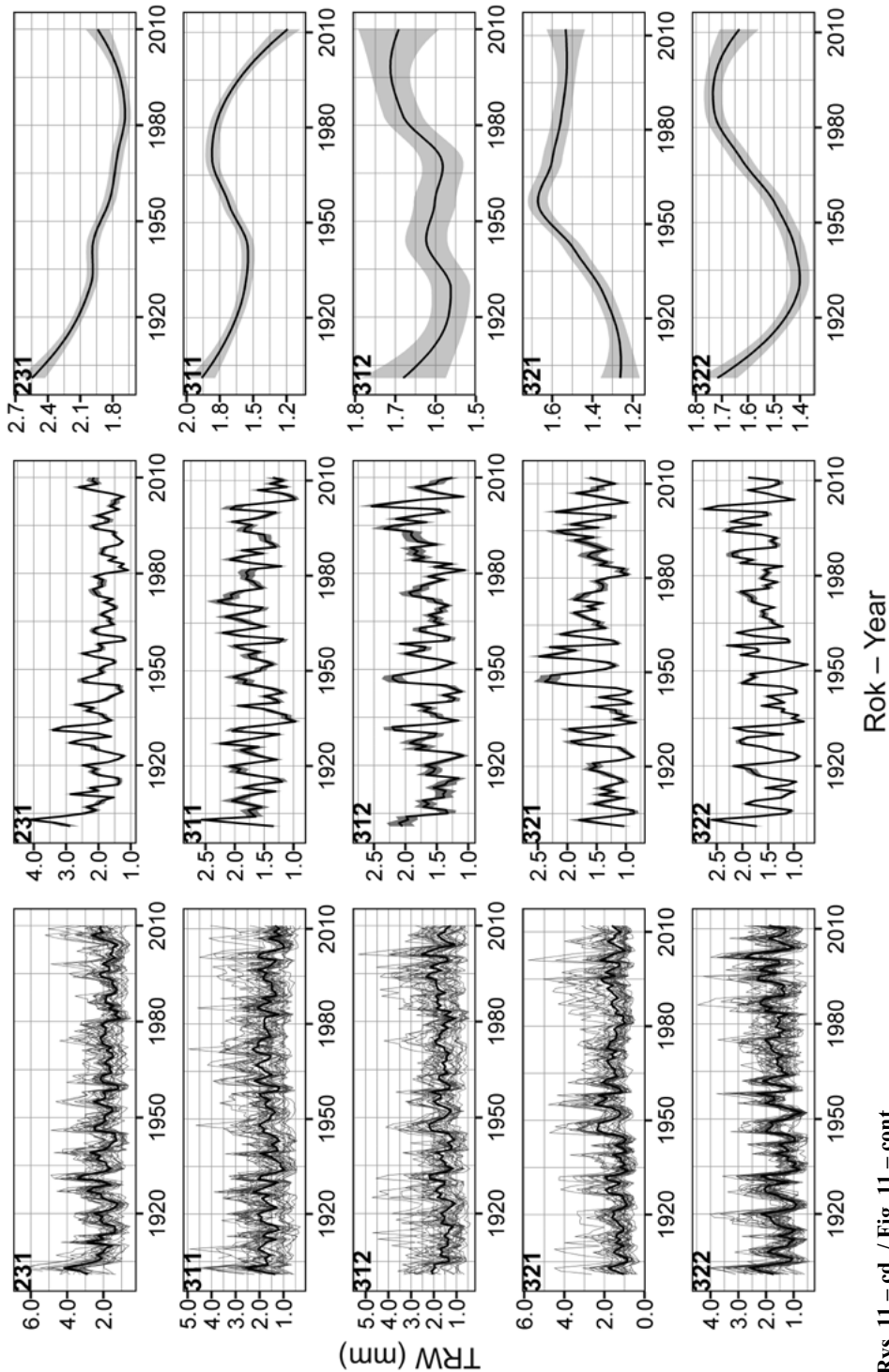
Szerokości osobniczych przyrostów rocznych słoją w poszczególnych latach układają się z reguły wokół średniej dla stanowisk z relatywnie niewielkim rozrzutem. Wyjątek stanowią wartości ekstremalne, szczególnie wartości maksymalne, dla których rozrzut wartości wokół średniej jest większy. W przypadku dwóch stanowisk rozrzut wartości jest większy dla całego przebiegu serii. Są to stanowiska 312, 422 (rys. 11). Porównując wykresy przebiegu dla średniej stanowiskowej, można zauważyć, że wartości ekstremalne zachowują przeważnie synchronizację między stanowiskami dla równorzędnych i sąsiednich pozycji w transektach, a niekiedy również między wszystkimi stanowiskami. Synchronizacja ta widoczna jest również dla serii wskaźników standardowych i rezydualnych (rys. 8, 11, 12).

Serie przyrostów rocznych nie obejmowały drewna okresu młodocianego i niekiedy początkowego okresu drewna dojrzałego. Trendy dla modelowanego przebiegu średniej szerokości przyrostów rocznych związane z redukcją szerokości przyrostów wynikających ze starzenia się drzew, w formie zbliżonej typowym, wyidealizowanym przebiegom występowały w przypadku niewielu stanowisk. Częściej zaznaczała się zmienność kierunkowa szerokości przyrostów z punktami maksimum krzywych w liczbie 1–3 rozdzielających segmenty krzywej o różnym przebiegu rosnącym lub malejącym. Stosunkowo najliczniejszy był przebieg, w którym, po okresie redukcji, szerokości słoików ponownie były szersze. Ten ponowny wzrost szerokości słoików występował od lat 60. do 80. XX wieku w końcowym 30–50-letnim okresie dla 11 stanowisk. Były to między innymi stanowiska: 111, 131, 211, 323, 331 (rys. 11).

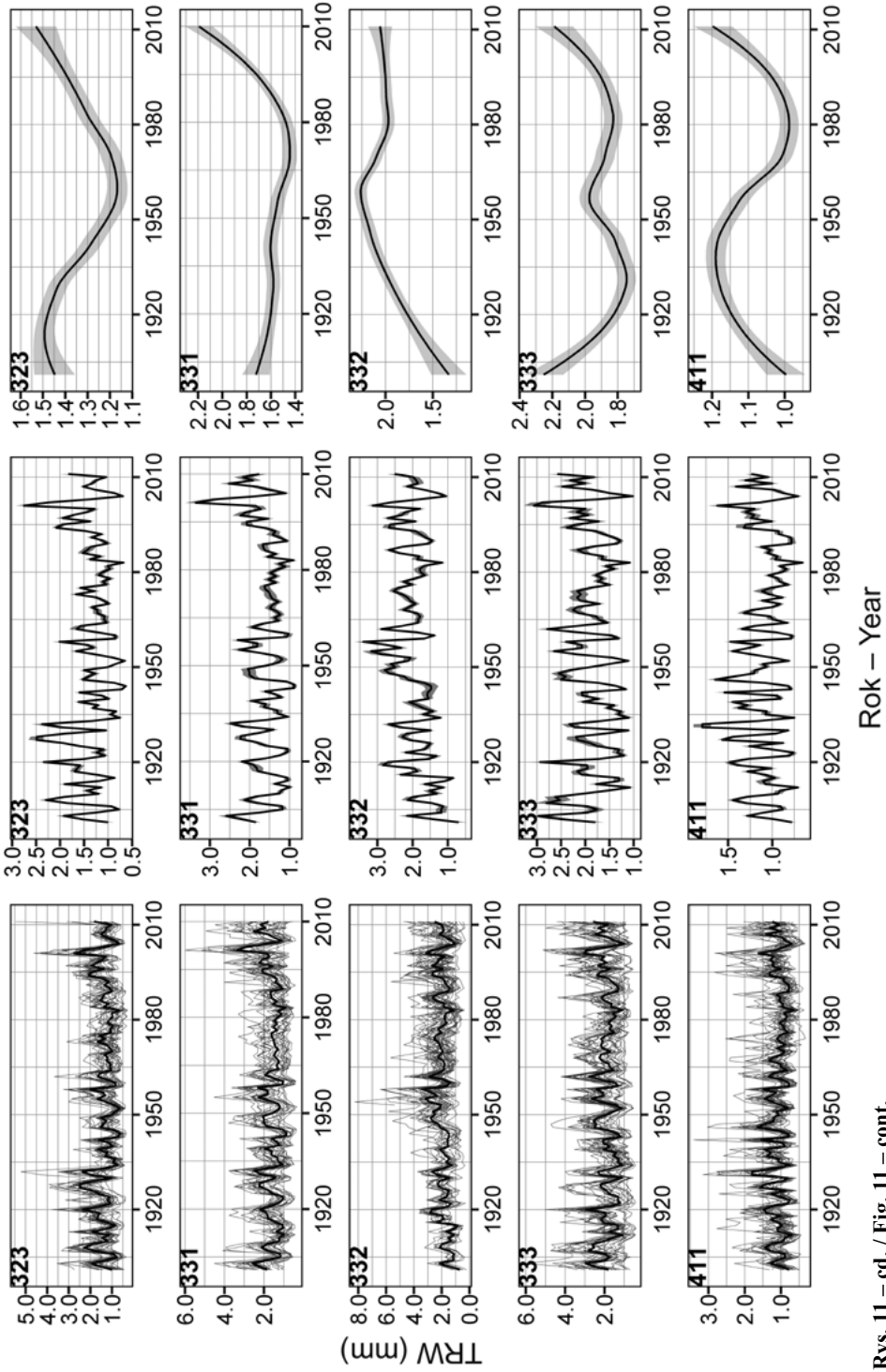
Maksymalna liczba prób drewna, dla których opracowano serie przyrostowe dla stanowisk wynosiła 20–30. Jednak w początkowym segmencie serii przyrostowych liczebność prób mniejsza niż 20, to jest pobrana z nie więcej niż 20 drzew ze stanowiska, była dla stanowisk: 231, 412, 432, 433, 511, 531. Ta obniżona liczebność prób, która mogła wpływać na obniżenie jakości serii stanowiskowych, obejmowała początkowy segment serii – zwykle nieprzekraczającego 20 lat. W jednym przypadku, dla stanowiska 432, ta obniżona liczebność prób sięgnęła blisko 50 lat (rys. 12).



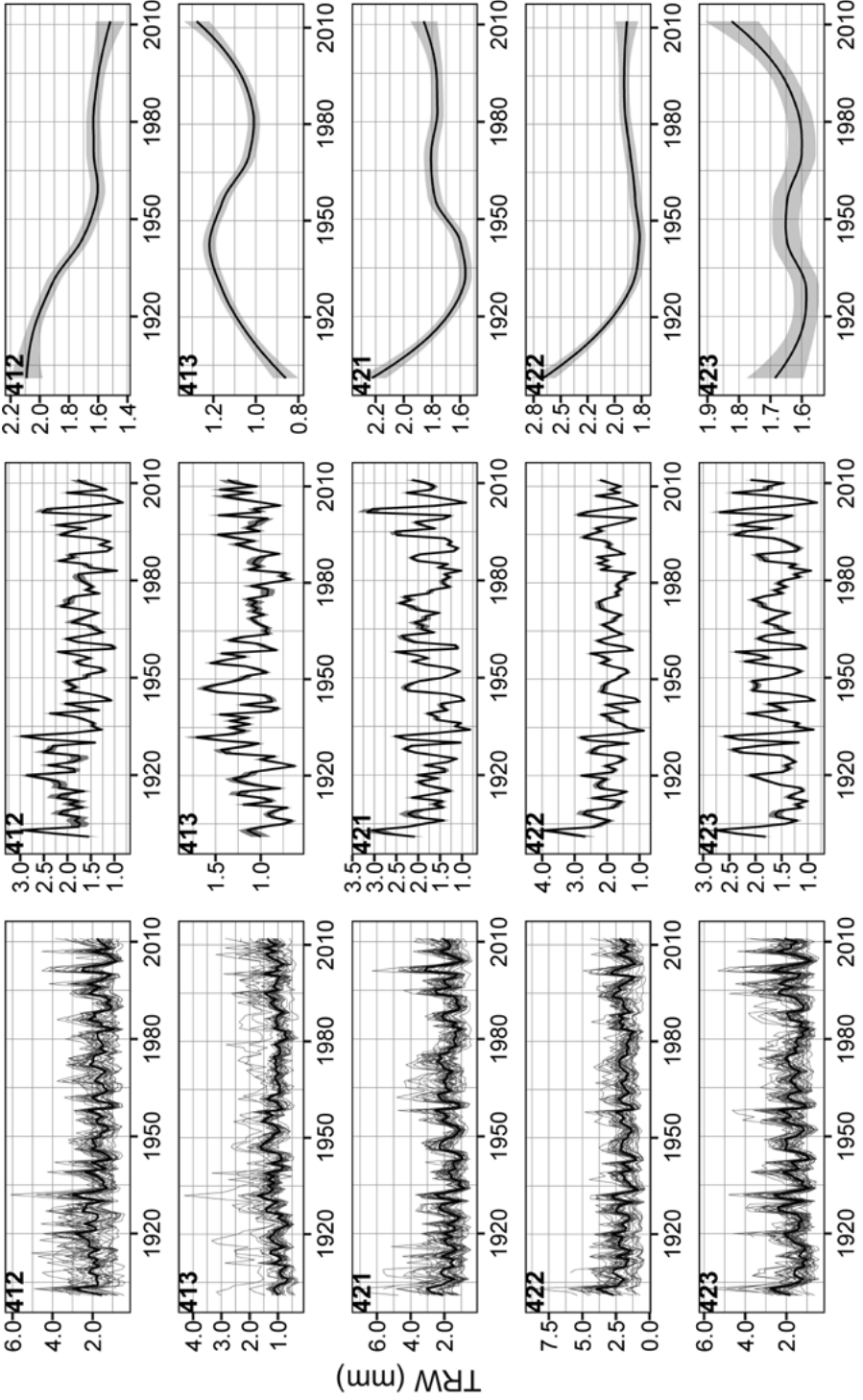
**Rys. 11.** Lewa kolumna: szerokość przyrostów rocznych słoja dla prób (szare linie) i ich średnia (czarna linia). Środkowa kolumna: Średnia szerokość przyrostów rocznych słoja (czarna linia) i granice przedziałów ufności średniej (szary pasek). Prawa kolumna: Model regresji lokalnej (LOWESS) dla średniej szerokości przyrostów rocznych słoja (czarna linia) i granice przedziałów ufności dla modelu (szary pasek). Numery stanowisk w górnym rogu **Fig. 11.** Left: Annual tree ring width of core samples (grey lines) and mean annual tree ring width (black line). Middle: Mean annual tree ring width (black line) and confidence intervals around the mean (grey ribbon). Right: Smoothed mean annual tree ring width by the LOESS model (black line) with confidence intervals (grey ribbon). Numbers of sites in the upper corner of plots



Rys. 11 – cd. / Fig. 11 – cont.

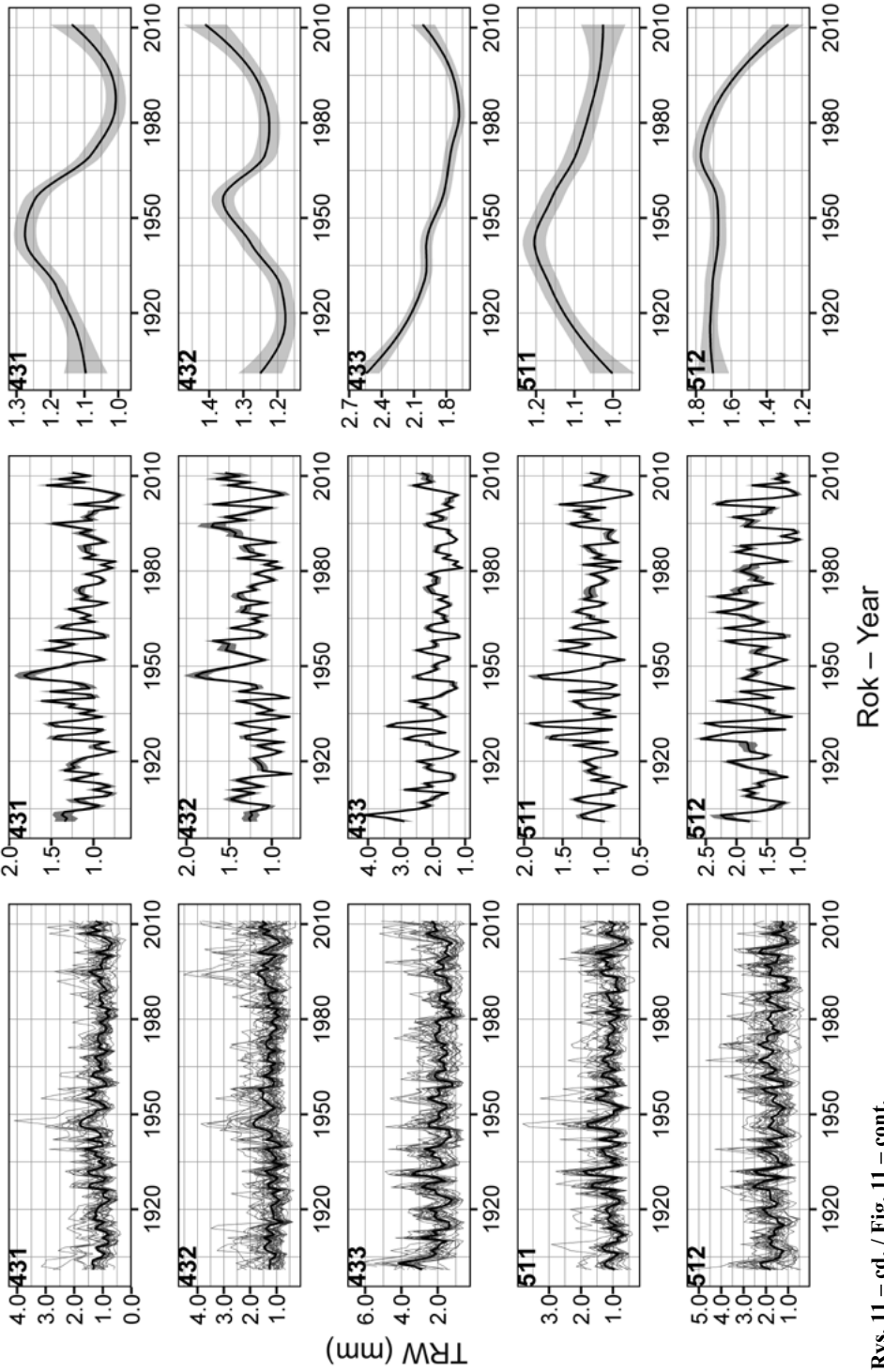


Rys. 11 – cd. / Fig. 11 – cont.

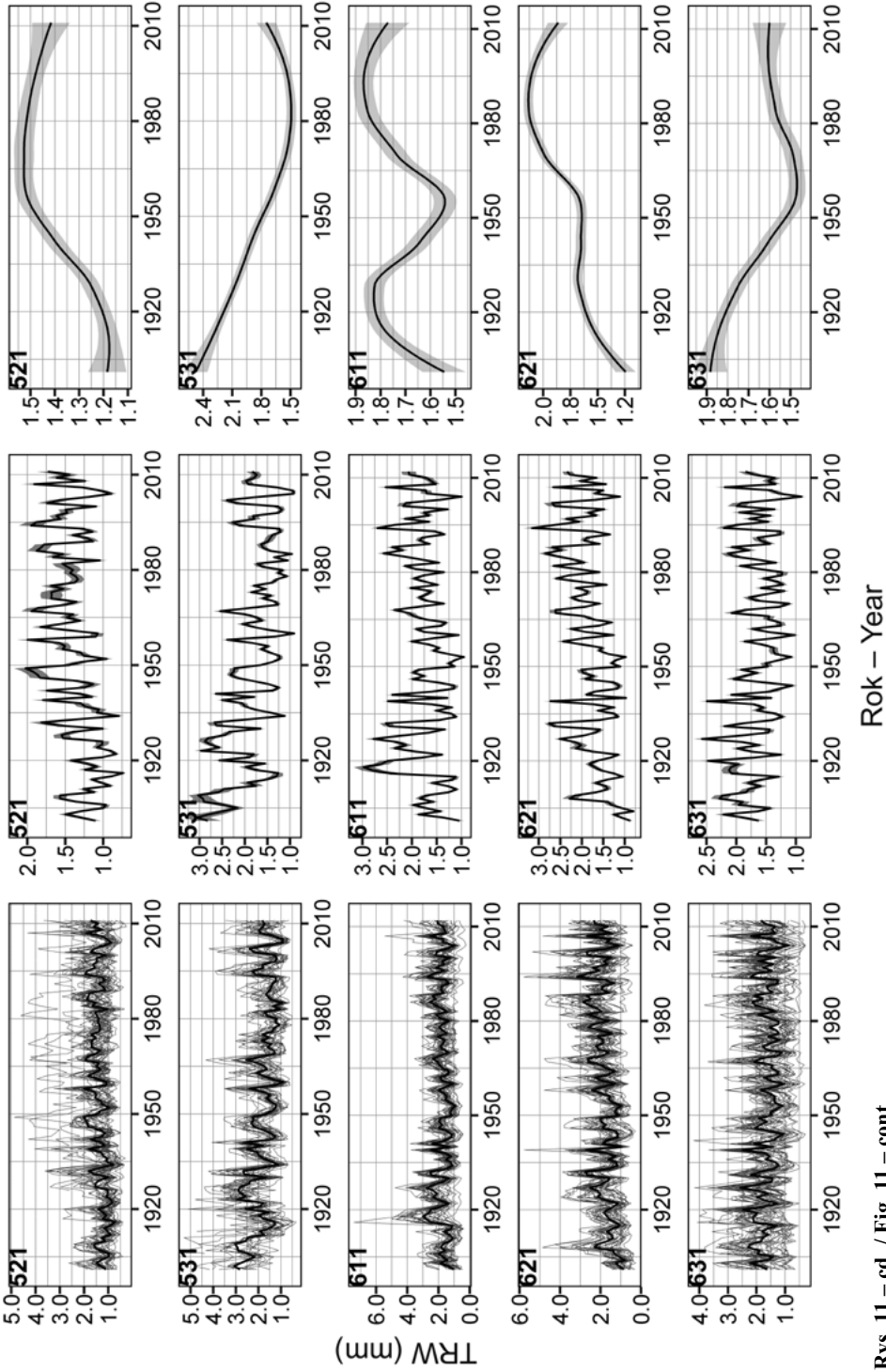


Rok - Year

Rys. 11 - cd. / Fig. 11 - cont.

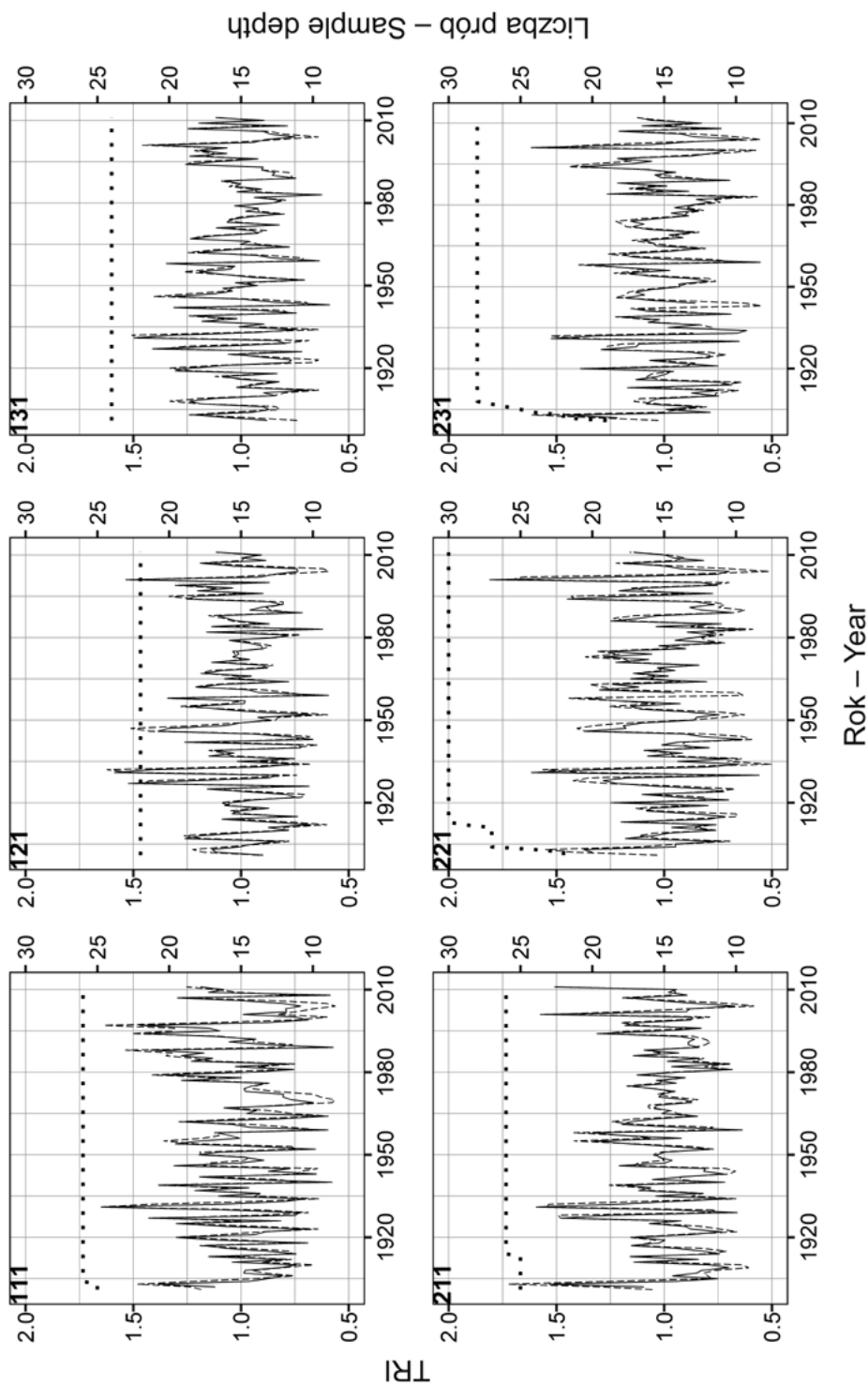


Rys. 11 – cd. / Fig. 11 – cont.

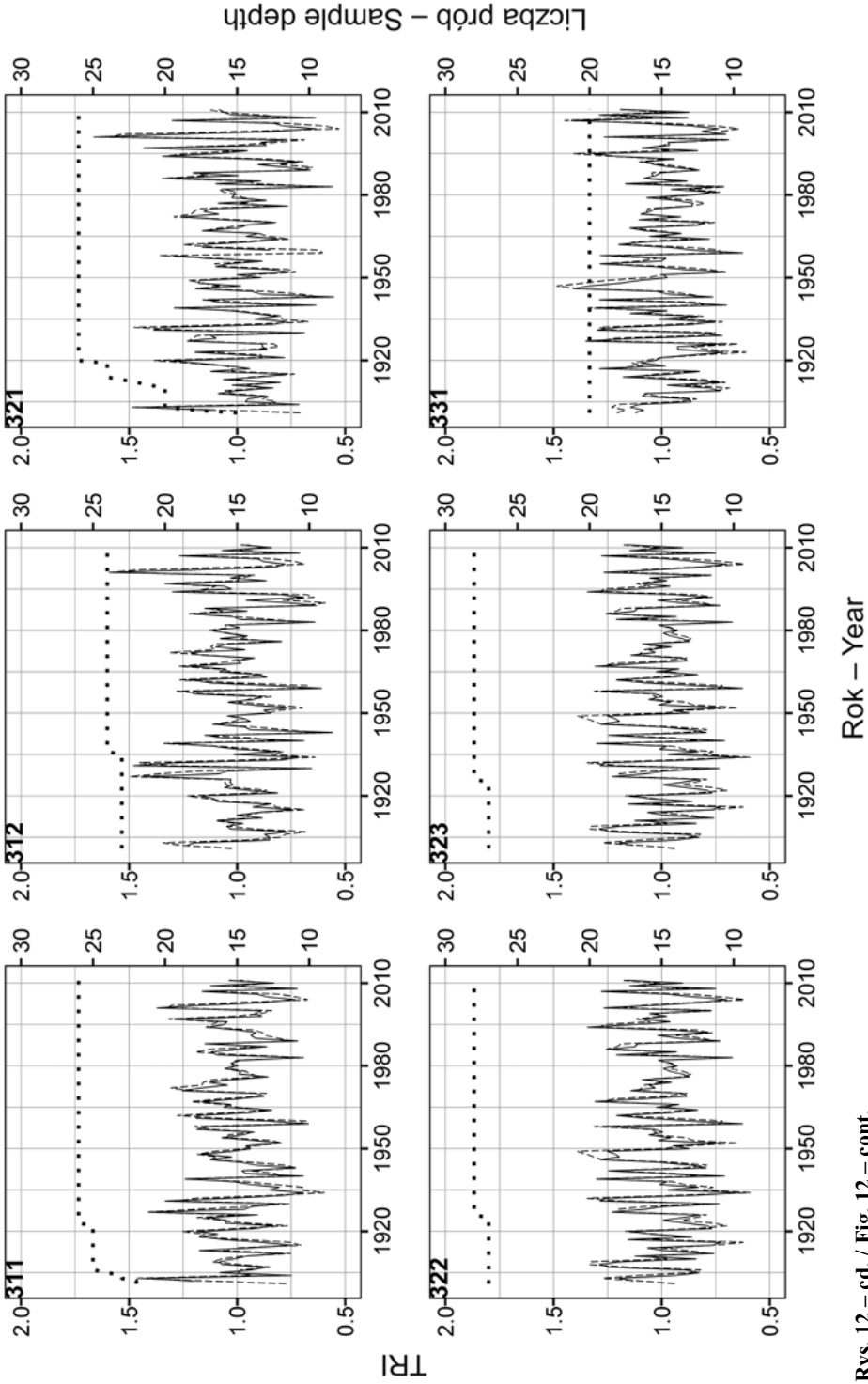


Rys. 11 - cd. / Fig. 11 - cont.

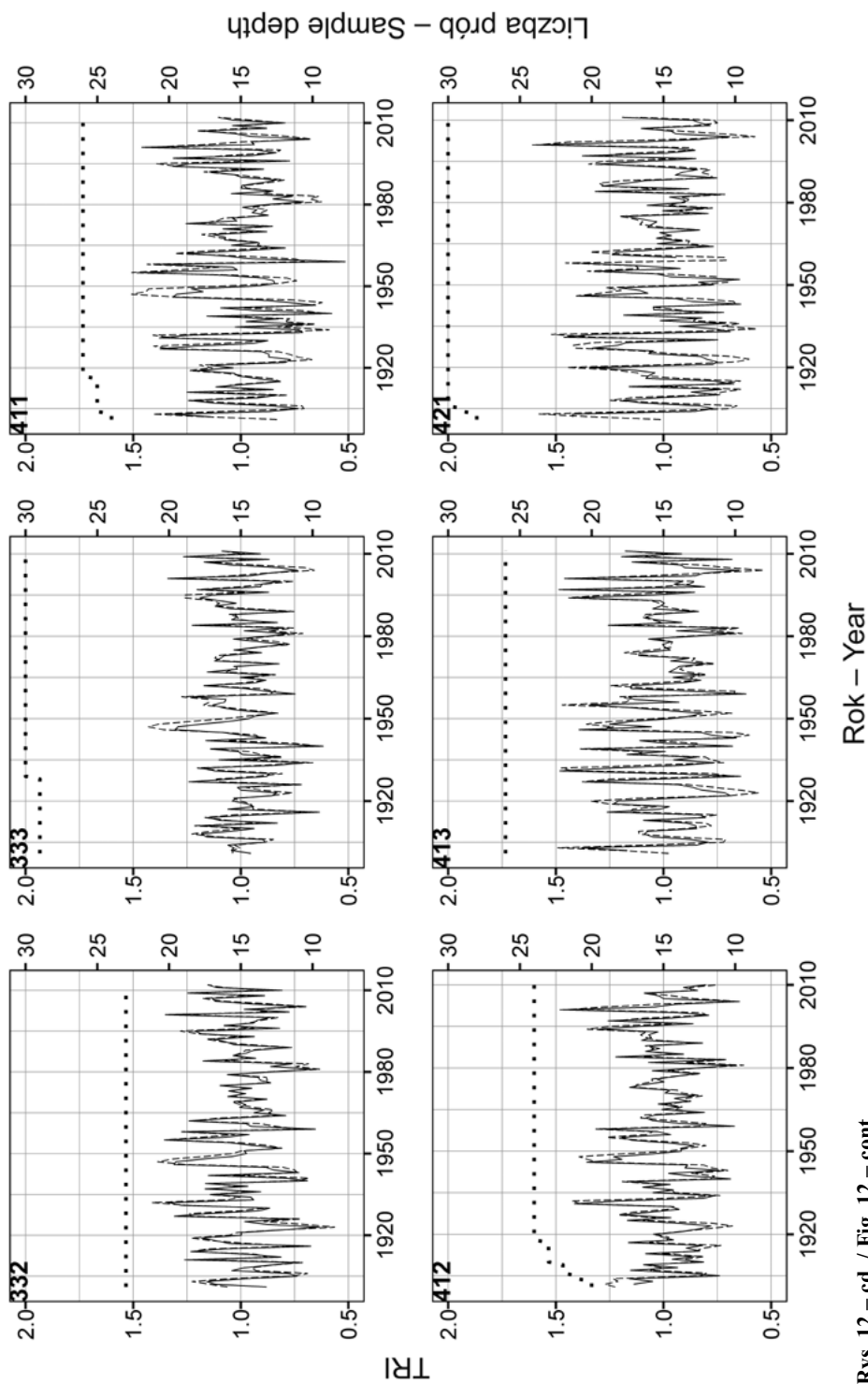




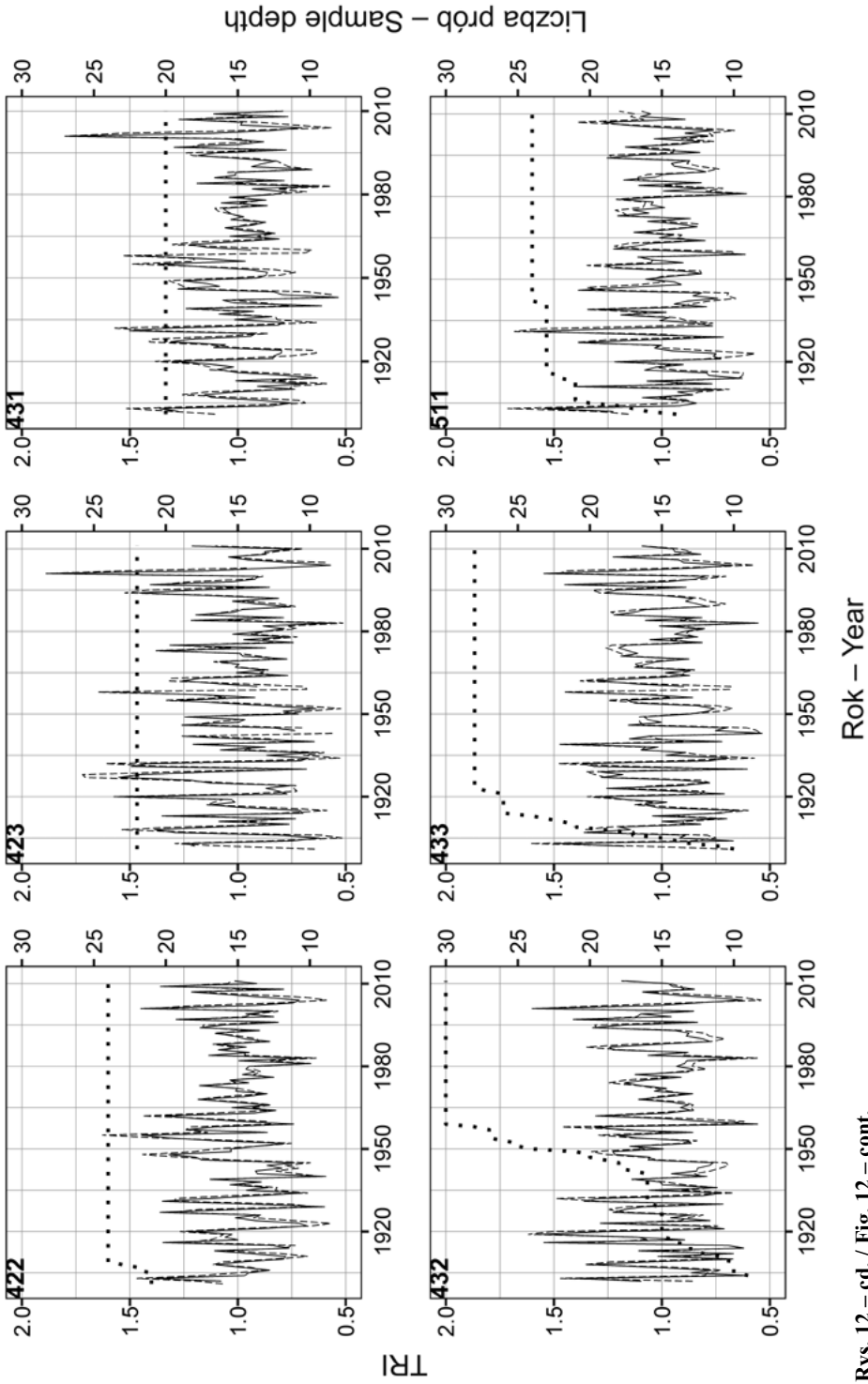
**Rys. 12.** Wskaźnik standardowy przyrostów rocznych (czarna linia kreskowa), wskaźnik rezydualny przyrostów rocznych (czarna ciągła linia) i liczebność próby dla stanowiska (czarna linia punktowa). Numery stanowisk w górnym rogu każdego wykresu  
**Fig. 12.** Standard index of annual tree ring width (dashed black line), residual index of annual tree ring width (solid black line) and sample depth for the site (dotted black line). Numbers of sites in the upper corner of each plot



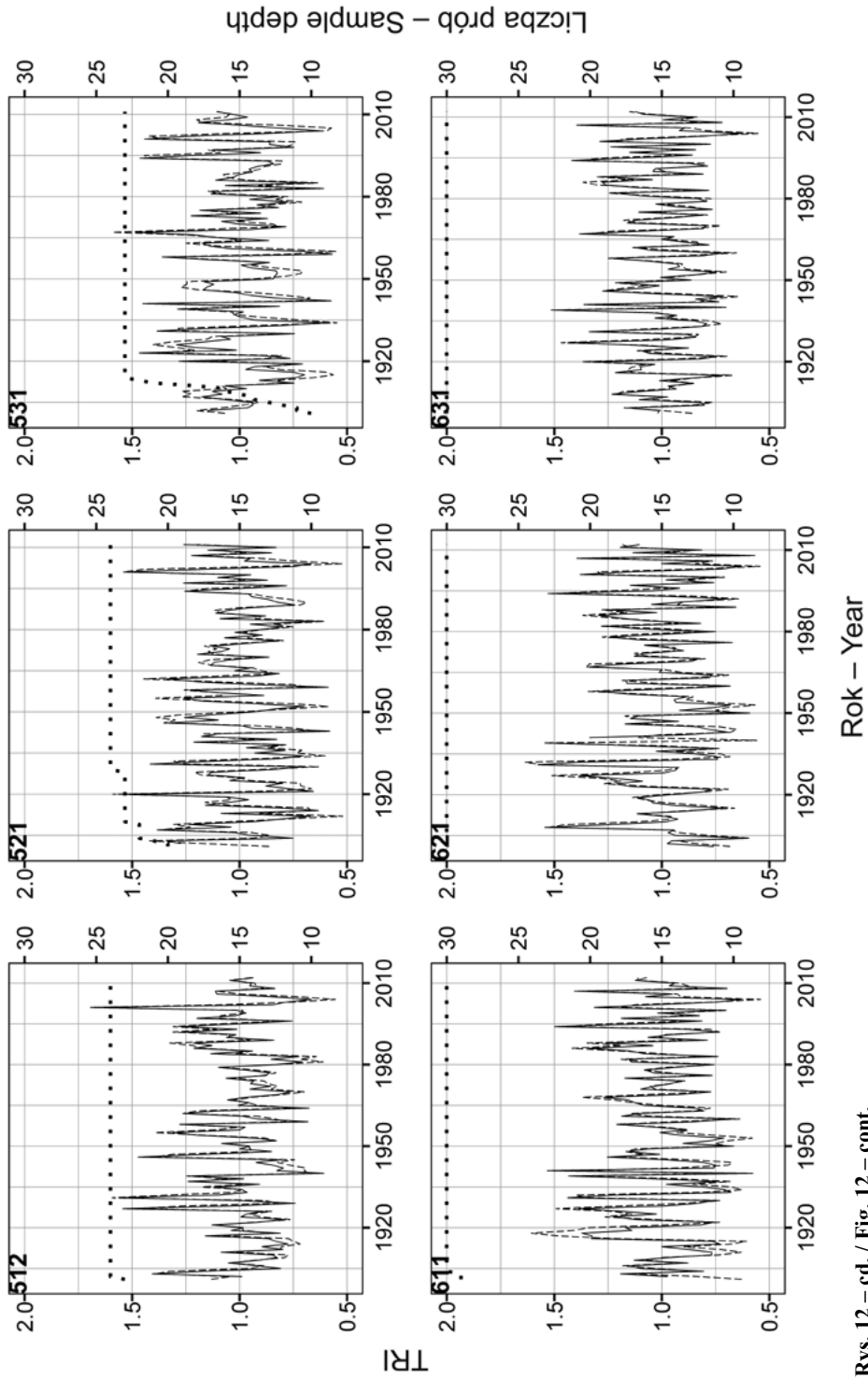
Rys. 12 - cd. / Fig. 12 - cont.



Rys. 12 – cd. / Fig. 12 – cont.



Rys. 12 - cd. / Fig. 12 - cont.



Rys. 12 - cd. / Fig. 12 - cont.

## 6.2. Zależność szerokości słoju przyrostów rocznych od parametrów hydroklimatycznych

Wartości współczynników korelacji lub funkcji odpowiedzi, a co się z tym wiąże – relatywna siła związków dla rozpatrywanych zależności między parametrami hydroklimatycznymi oraz szerokością słoja rocznego – w przypadku poszczególnych analiz wykazywały zarówno podobieństwa, jak i różnice co do rozkładu między stanowiskami. Wartości współczynników zostały porównane między stanowiskami oraz między miesiącami dla poszczególnych rodzajów analiz (tab. 3, rys. 13–22). W przypadku większości hydroklimatycznych parametrów stanowiących zmienne objaśniające występowały zależności pozytywne, to jest im większa wartość zmiennej objaśniającej, tym większa wartość szerokości słoja przyrostu rocznego. W tych przypadkach największe wartości współczynnika korelacji i funkcji odpowiedzi dla analizy z reguły należały do klasy o słabej  $|0,1| < r \leq |0,3|$  lub przeciętnej  $|0,3| < r \leq |0,5|$  (rys. 13–14, 15, 18–22), a niekiedy dla klasy o wysokiej  $|0,5| < r \leq |0,7|$  (rys. 16 i 17) sile związków według klasyfikacji Guilforda (1965). Zależności negatywne występowały w przypadku temperatury powietrza (zmienne objaśniające to opady i temperatura powietrza) (rys. 13 i 14). Ponadto zależności negatywne występowały w przypadku opadów (zmienne objaśniające to opady występujące lokalnie oraz opady występujące w zlewni) (rys. 18 i 19), a także w przypadku przepływów Warty (zmienne objaśniające to przepływy dla posterunku Poznań oraz Nowa Wieś Podgórna (rys. 20) oraz dla zmiennych objaśniających w postaci opadów lokalnych i przepływów dla posterunku Poznań (rys. 21 i 22), a także miar suszy (zmienne objaśniające scPDSI, SPEI) (rys. 15–17). W przypadku zależności negatywnych wartości maksymalne współczynników korelacji i funkcji odpowiedzi były mniejsze niż  $|0,3|$ , a więc według klasyfikacji siły związków Guilforda są zaliczane do związków o słabej lub nikłej sile. Dla analiz przepływów, opadów oraz miar suszy w odróżnieniu od temperatur zależności negatywne nie obejmowały wszystkich stanowisk dla zmiennych miesięcznych. Prezentacja wyników poszczególnych analiz związków między parametrami hydroklimatycznymi oraz szerokością słoju przyrostów rocznych uzyskanych na podstawie zależności korelacyjnych oraz funkcji odpowiedzi, w tym podobieństwa i różnice dla miesięcy i stanowisk, zostały przedstawione i omówione niżej (rys. 13–22).

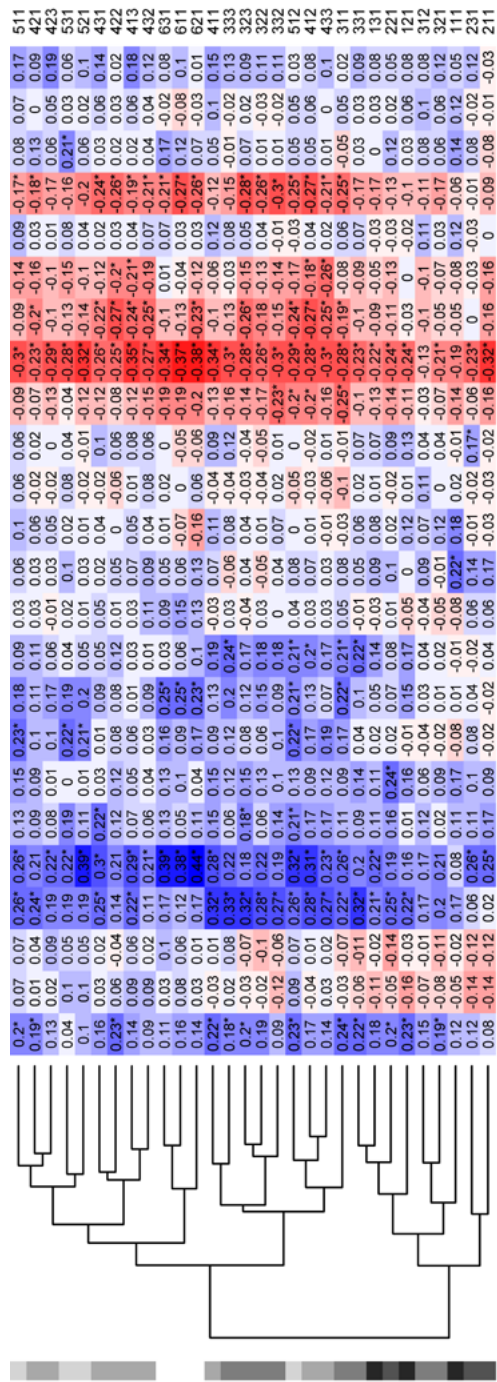
Zależności szerokości słoja przyrostu rocznego od opadów i temperatury przedstawiono na rysunku 13 dla związków wyrażonych współczynnikiem korelacji. Dla opadów relatywnie silne związki wystąpiły dla miesięcy od lipca do września roku poprzedzającego przyrost oraz czerwca i lipca roku formowania się przyrostu (przeciętna miesięczna wartość współczynnika to 0,11–0,25). W przypadku opadów, pod

względem siły związków wyróżniał się sierpień roku poprzedzającego przyrost. Dla temperatur relatywnie duża siła związków wystąpiła dla miesięcy od lipca do września roku poprzedzającego przyrost oraz dla kwietnia i czerwca roku formowania się przyrostu (przeciętna miesięczna wartość współczynnika to od  $-0,11$  do  $-0,28$ ). Pod względem siły związku wyróżniał się sierpień roku poprzedzającego przyrost. Siła, a także częstość występowania istotnych statystycznie związków dla temperatury i opadów w przypadku roku poprzedzającego przyrost, jest większa niż w przypadku roku formowania się przyrostów dla obu zmiennych. Dla opadów średnia siła związków w przypadku poprzedzającego i bieżącego roku to  $0,12$  i  $0,08$ , a dla temperatury to  $-0,09$  i  $-0,01$ .

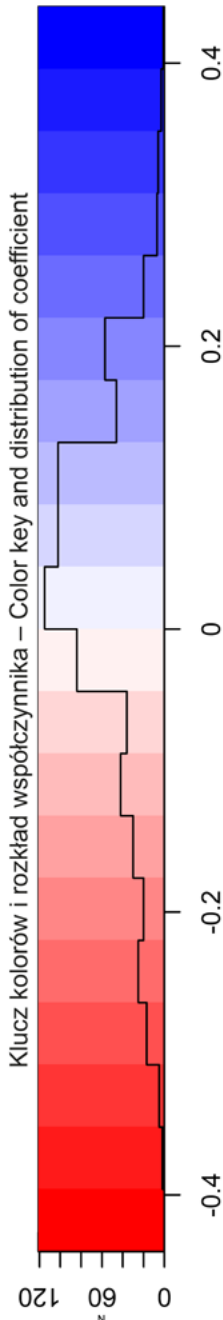
Zależności szerokości słoja przyrostu rocznego od opadów i temperatury przedstawiono na rysunku 14 dla związków wyrażonych współczynnikiem funkcji odpowiedzi. W przypadku opadów relatywnie silne związki wystąpiły dla kwietnia, lipca i sierpnia roku poprzedzającego przyrost oraz dla miesięcy od czerwca do sierpnia roku formowania się przyrostu (przeciętna miesięczna wartość współczynnika to  $0,13-0,22$ ). Dla temperatur relatywnie duża siła związków wystąpiła dla sierpnia roku poprzedzającego oraz czerwca i lipca roku formowania się przyrostu (przeciętna miesięczna wartość współczynnika to od  $-0,12$  do  $-0,20$ ). Pod względem siły związku zarówno dla opadów, jak i dla temperatur wyróżniał się sierpień roku poprzedzającego przyrost.

Zależności szerokości słoja przyrostu rocznego od lokalnie występujących susz przedstawionych za pomocą miar suszy scPDSI, SPEI pokazano na rysunku 15. Związki wyrażono współczynnikiem korelacji. Dla scPDSI relatywnie silne związki wystąpiły dla miesięcy od lipca do września roku poprzedzającego oraz od kwietnia do września roku formowania się przyrostu (przeciętna miesięczna wartość współczynnika to  $0,13-0,33$ ). Z kolei w przypadku SPEI relatywnie silne związki wystąpiły dla miesięcy od lipca do września roku poprzedzającego przyrost oraz kwietnia, a także od czerwca do września roku formowania się przyrostu (przeciętna miesięczna wartość współczynnika to  $0,12-0,25$ ). Ze względu na szczególną siłę związków wyróżniał się czerwiec roku formowania się przyrostu w przypadku scPDSI oraz sierpień roku poprzedzającego przyrost w przypadku SPEI.

Zależności szerokości słoja przyrostu rocznego od susz występujących w zlewni, przedstawionych za pomocą miar suszy scPDSI i SPEI, pokazano na rysunku 16. Związki zostały wyrażone współczynnikiem korelacji. Stosunkowo silne związki wystąpiły dla scPDSI w miesiącach od lipca do września roku poprzedzającego oraz od kwietnia do września roku formowania się przyrostu (przeciętna miesięczna wartość współczynnika to  $0,14-0,26$ ). Z kolei w przypadku SPEI stosunkowo silne związki wystąpiły dla miesięcy od lipca do września roku poprzedzającego przyrost oraz kwietnia roku formowania się przyrostu (przeciętna miesięczna wartość



Miesiąc i parametr hydrometeorologiczny – Month & hydrometeorological parameter

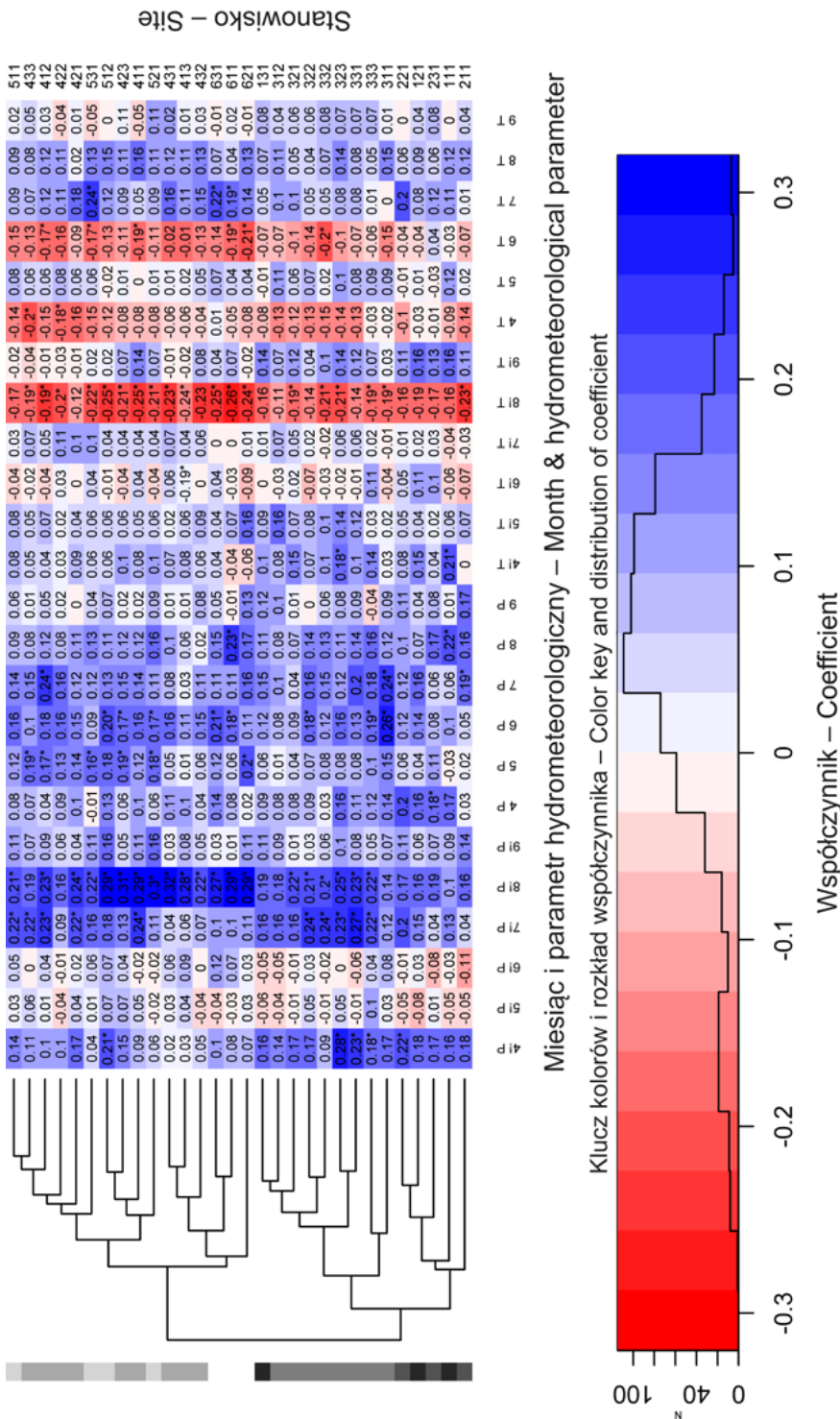


Współczynnik – Coefficient

**Rys. 13.** Zależność szerokości słoja przyrostu rocznego od opadów (P) i temperatury (T) wyrażona współczynnikiem korelacji (\* wartości istotne statystycznie) dla miesięcy (kwiecien-wrzesień) roku formowania się przyrostu i roku poprzedniego (!) z analizą wyników za pomocą metody skupień. Stanowiska o równorzędnej pozycji w transiekcie (odcien szarości) na słupku porządkującym obok dendrogramu z lewej strony rysunku. Rozkład współczynnika korelacji dla tej zależności (czarna linia) na kluczu kolorów

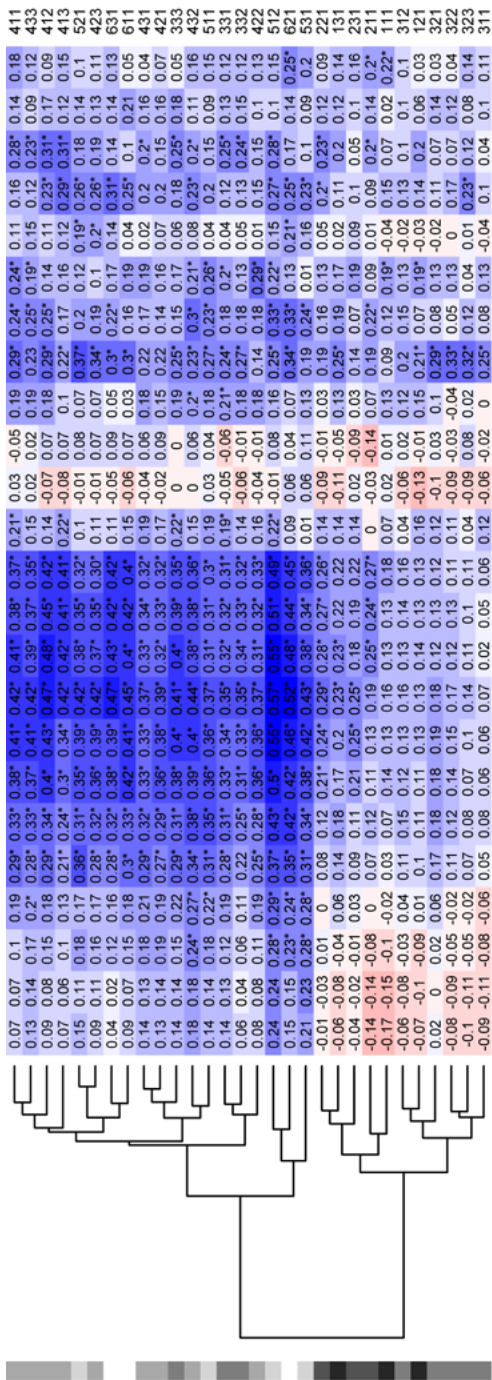
**Fig. 13.** Correlation relationship between precipitation (P), temperature (T) and TRW (\* statistically significant values) for months (Apr-Sept) of the current year and the year prior to tree ring formation (!) obtained using cluster analysis. Sites for the same position in transect (shade of gray) on the ordering stack at the left side of dendrogram. Distribution of correlation coefficient (black line) shown on color key





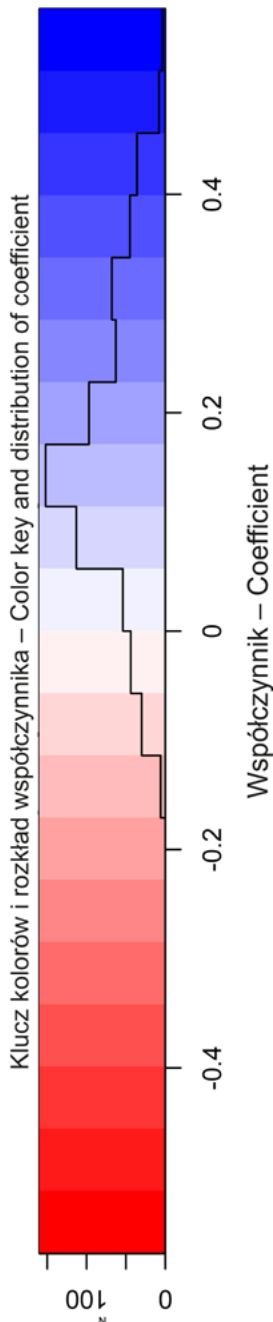
**Rys. 14.** Zależność szerokości słoja przyrostu rocznego od opadów (P) i temperatury (T) wyrażona współczynnikiem funkcji odpowiedzi (\* wartości istotne statystycznie) dla miesięcy (kwiecien-wrzesien) roku formowania się przyrostu i roku poprzedniego (!) z analizą wyników za pomocą metody skupień. Stanowiska o różnorodnej pozycji w transekcje (odejści szarości) na słupku porządkującym obok dendrogramu z lewej strony rysunku. Rozkład współczynnika korelacji dla tej zależności (czarna linia) na kluczu kolorów

**Fig. 14.** Response function relationship between precipitation (P), temperature (T) and TRW (\* statistically significant values) for months (Apr-Sept) of the current year and the year prior to tree ring formation (!) obtained using cluster analysis. Sites for the same position in transect (shade of gray) on the ordering stack at the left side of dendrogram. Distribution of correlation coefficient (black line) shown on color key



Stanowisko – Site

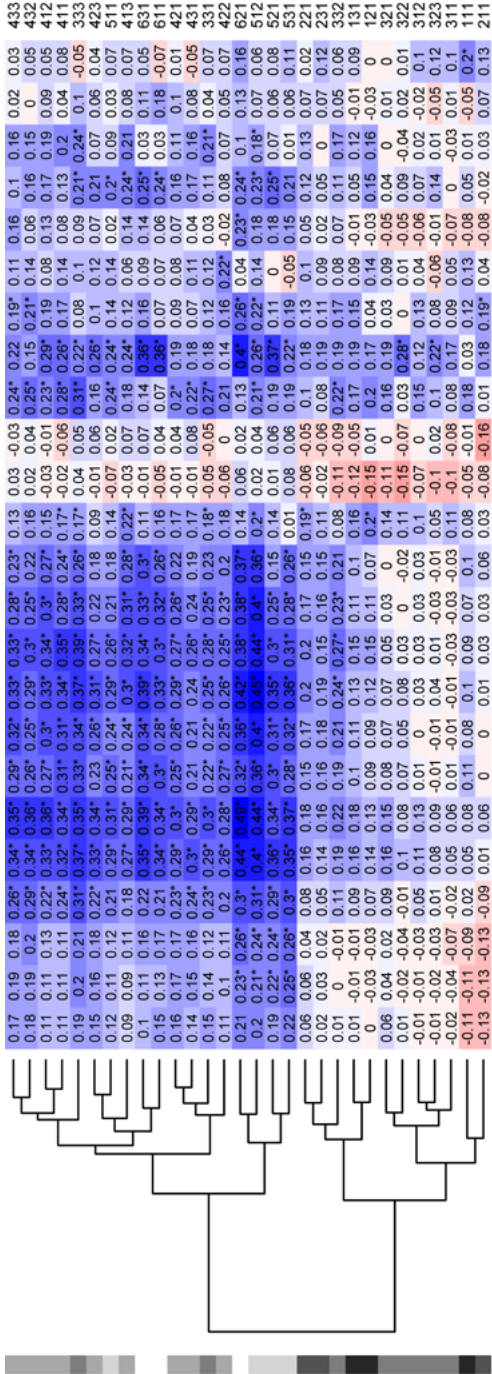
### Miesiąc i parametr hydrometeorologiczny – Month & hydrometeorological parameter



### Współczynnik – Coefficient

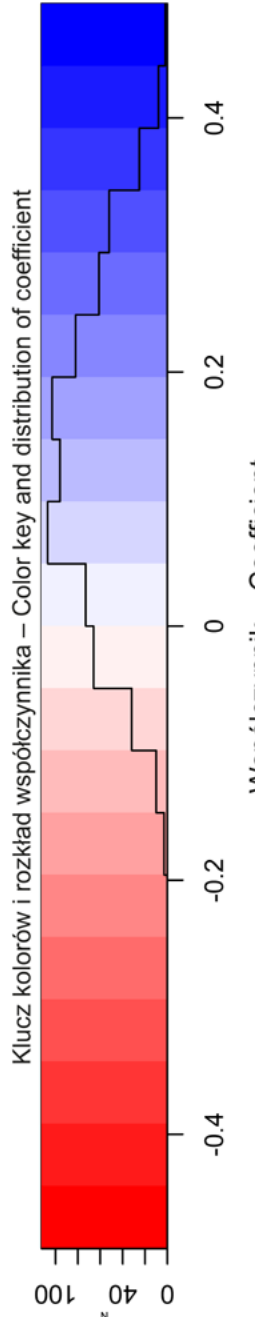
**Rys. 15.** Zależność szerokości słoja przyrostu rocznego od lokalnych miar suszy (scPDSI, SPEI) wyrażona współczynnikami korelacji (\* wartości istotne statystycznie) dla miesięcy (kwiecień-wrzesień) roku formowania się przyrostu i roku poprzedniego (!) z analizą wyników za pomocą metody skupień. Stanowiska o równorzędnej pozycji w transiekcie (odejści szarosi) na słupku porządkującym obok dendrogramu z lewej strony rysunku. Rozkład współczynnika korelacji dla tej zależności (czarna linia) na kluczu kolorów

**Fig. 15.** Correlation relationship between local drought indices (scPDSI, SPEI) and TRW (\* statistically significant values) for months (Apr-Sept) of the current year and the year prior to tree ring formation (!) obtained using cluster analysis. Sites for the same position in transect (shade of gray) on the ordering stack at the left side of dendrogram. Distribution of correlation coefficient (black line) shown on color key



Stanowisko – Site

Miesiąc i parametr hydrometeorologiczny – Month & hydrometeorological parameter

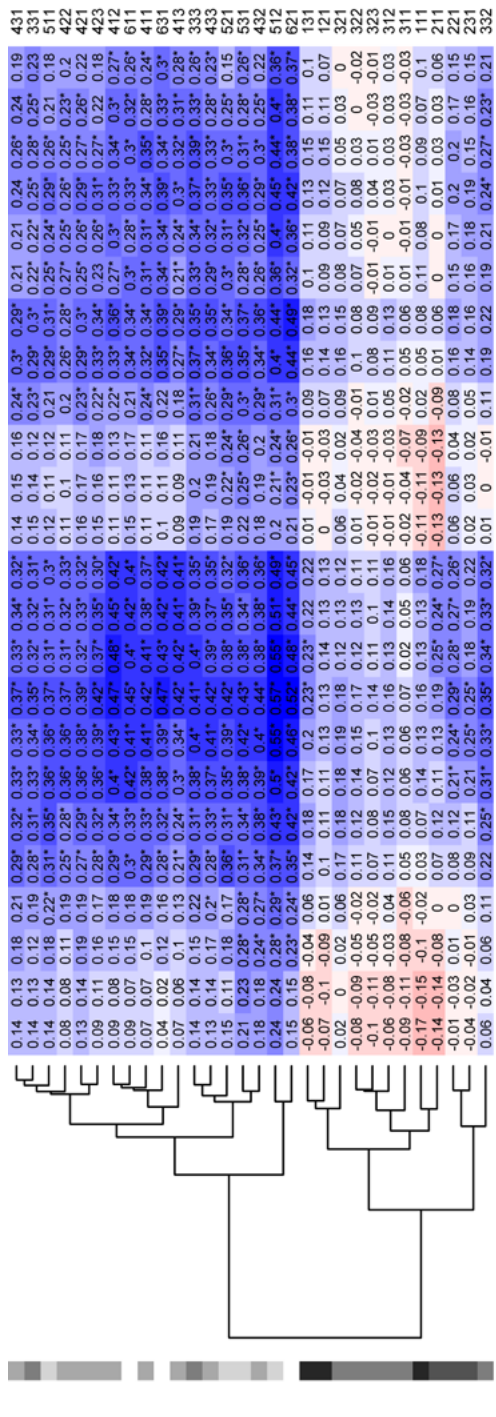


Współczynnik – Coefficient

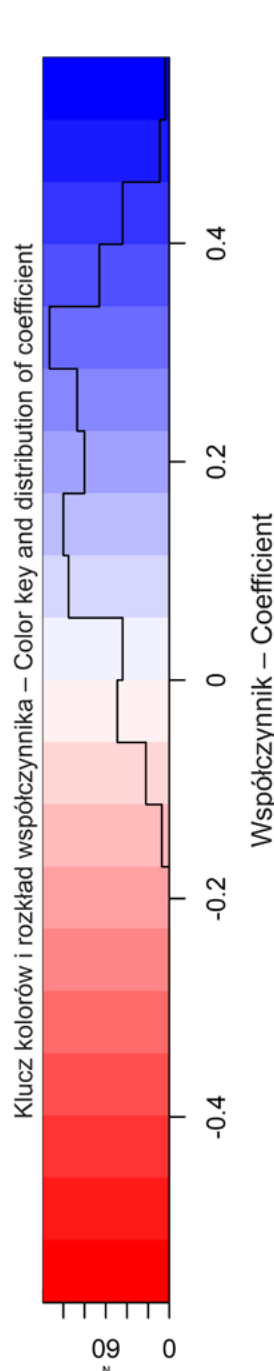
Rys. 16. Zależność szerokości słoja przyrostu rocznego od miar suszy w zlewni (scPDSI, SPEI) wyrażona współczynnikiem korelacji (\* wartości istotne statystycznie) dla miesięcy (kwiecien-wrzesień) roku formowania się przyrostu i roku poprzedniego (!) z analizą wyników za pomocą metody skupień. Stanowiska o równorzędnej pozycji w transekcje (odejnie szarosci) na słupek porządkującym obok dendrogramu z lewej strony rysunku. Rozkład współczynnika korelacji dla tej zależności (czarna linia) na kluczu kolorów

Fig. 16. Correlation relationship between basin drought indices (scPDSI, SPEI) and TRW (\* statistically significant values) for months (Apr-Sept) of the current year and the year prior to tree ring formation (!) obtained using cluster analysis. Sites for the same position in transect (shade of gray) on the ordering stack at the left side of dendrogram. Distribution of correlation coefficient (black line) shown on color key





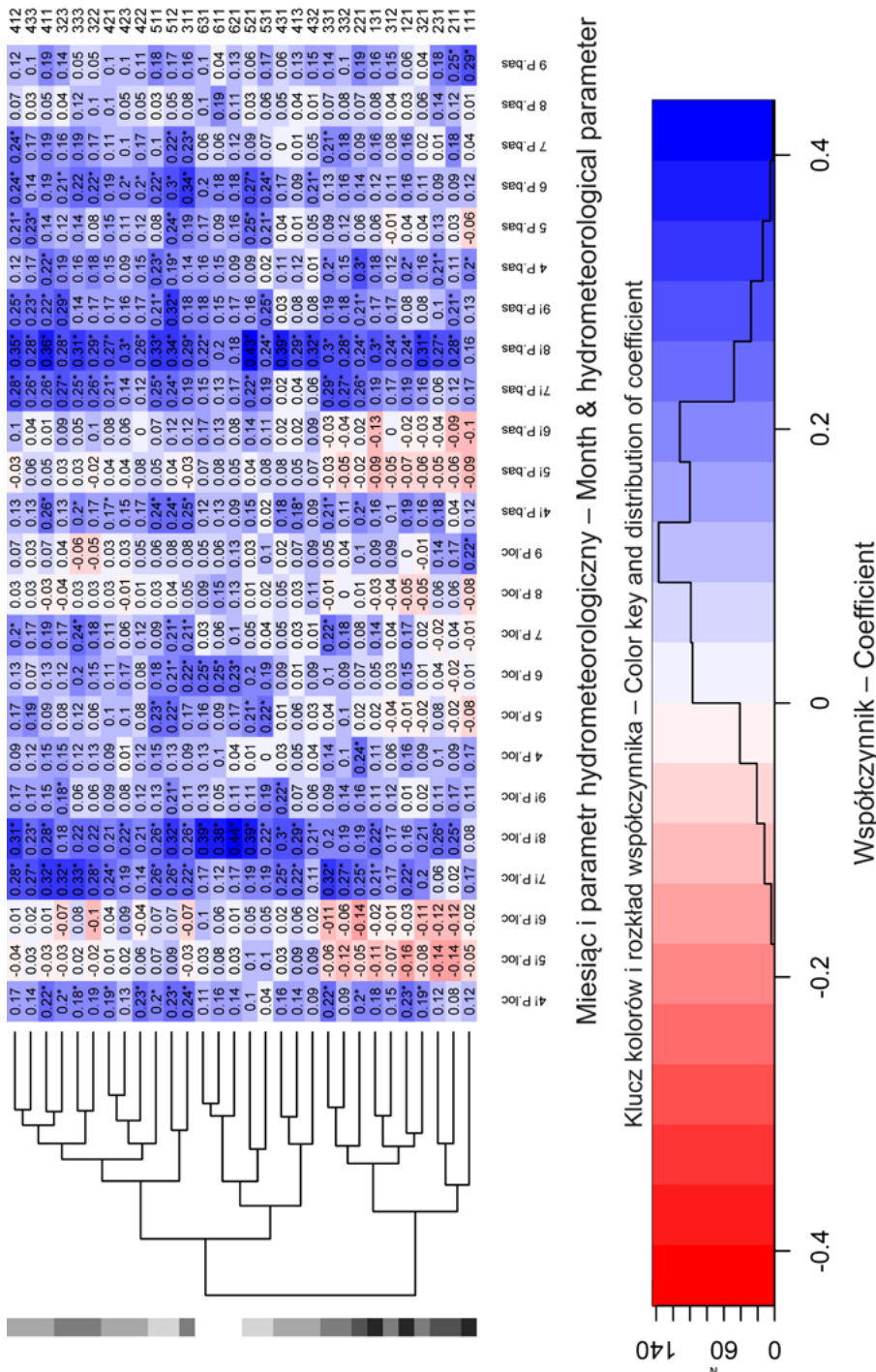
Miesiąc i parametr hydrometeorologiczny – Month & hydrometeorological parameter



Współczynnik – Coefficient

**Rys. 17.** Zależność szerokości słoja przyrostu rocznego od miary suszy (scPDSI) lokalnej oraz dla zlewni wyrażona współczynnikiem korelacji (\* wartości istotne statystycznie) dla miesięcy (kwiecień-wrzesień) roku formowania się przyrostu i roku poprzedniego (!) z analizą wyników za pomocą metody skupień. Stanowiska o równorzędnej pozycji w transekcie (odcieni szarości) na słupku porządkującym obok dendrogramu z lewej strony rysunku. Rozkład współczynnika korelacji dla tej zależności (czarna linia) na kluczu kolorów

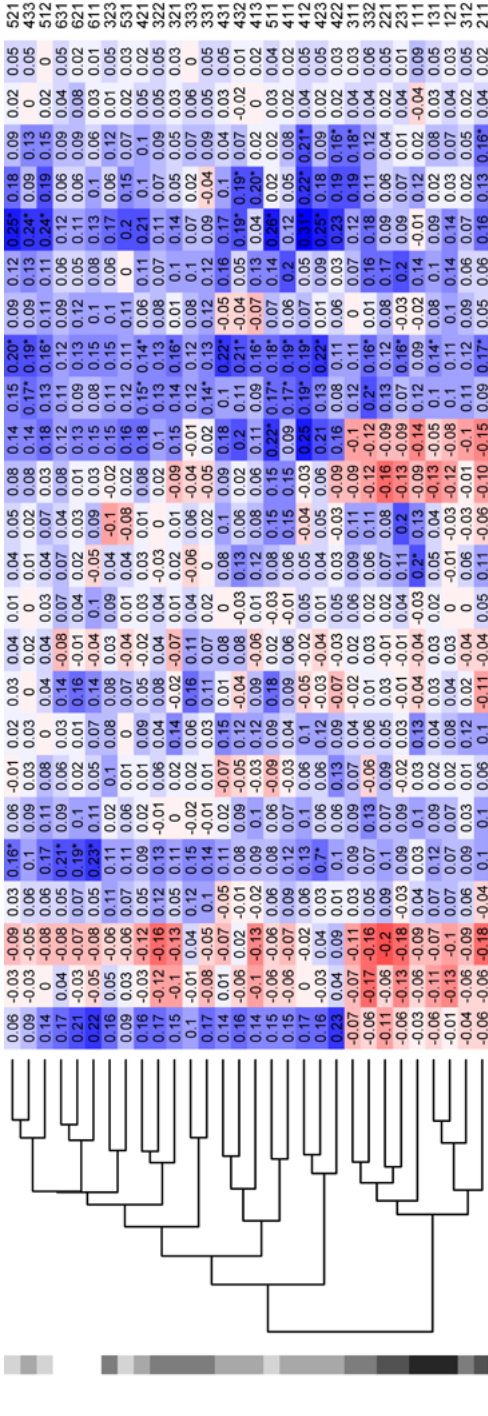
**Fig. 17.** Correlation relationship between local and basin drought index (scPDSI) and TRW (\* statistically significant values) for months (Apr-Sept) of the current year and the year prior to tree ring formation (!) obtained using cluster analysis. Sites for the same position in transect (shade of gray) on the ordering stack at the left side of dendrogram. Distribution of correlation coefficient (black line) shown on color key



Stanowisko – Site

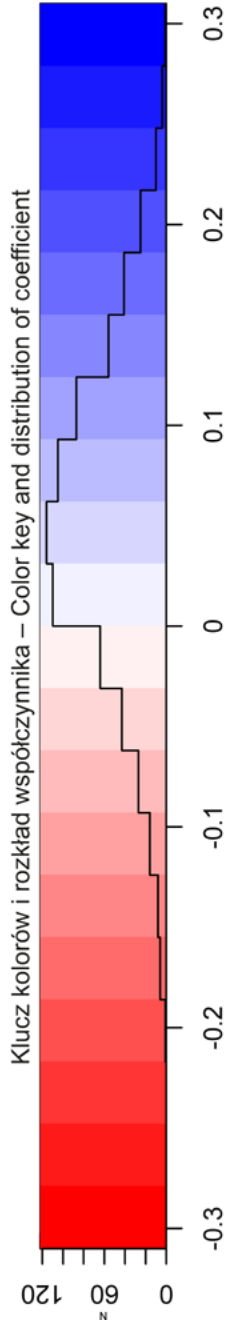
**Rys. 18.** Zależność szerokości stwoja przyrostu rocznego od opadów lokalnych i w zlewni Warty (P) wyrażona współczynnikiem korelacji (\* wartości istotne statystycznie) dla miesięcy (kwiecień-wrzesień) roku formowania się przyrostu i roku poprzedniego (!) z analizą wyników za pomocą metody skupień. Stanowiska o równorzędnej pozycji w transekcje (odejści szarości) na słupku porządkującym obok dendrogramu z lewej strony rysunku. Rozkład współczynnika korelacji dla tej zależności (czarna linia) na wykresie kolorów

**Fig. 18.** Correlation relationship between local and Warta basin precipitation (P) and TRW (\* statistically significant values) for months (Apr-Sept) of the current year and the year prior to tree ring formation (!) obtained using cluster analysis. Sites for the same position in transect (shade of gray) on the ordering stack at the left side of dendrogram. Distribution of correlation coefficient (black line) shown on color key



Stanowisko – Site

Miesiąc i parametr hydrometeorologiczny – Month & hydrometeorological parameter

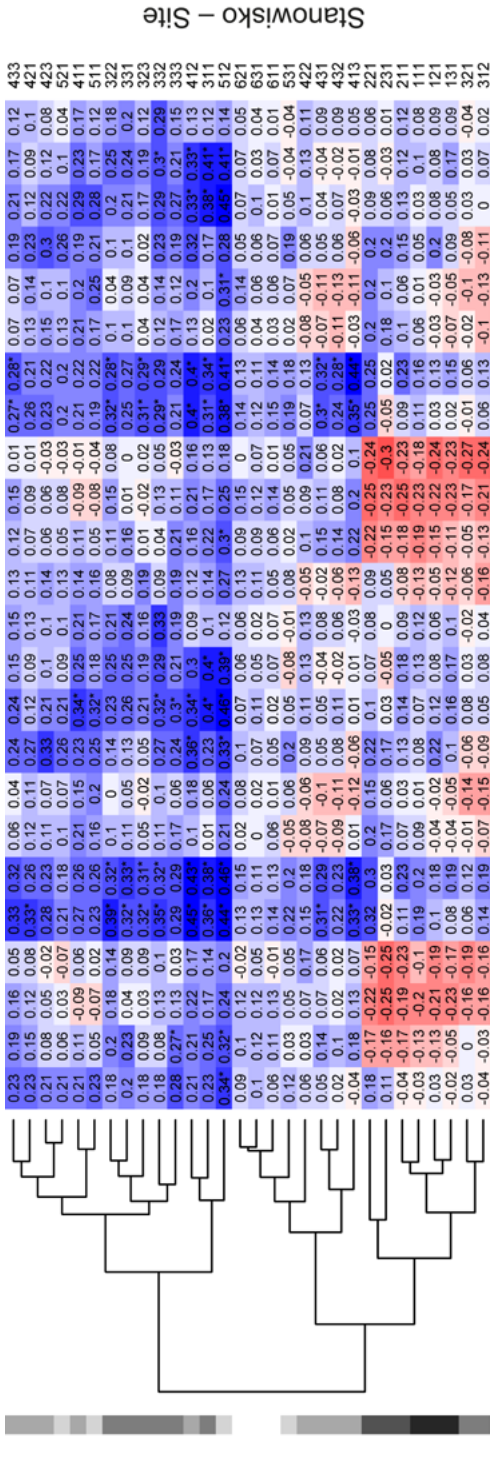


Współczynnik – Coefficient

**Rys. 19.** Zależność szerokości słoja przyrostu rocznego od opadów lokalnych i w zlewni Warty (P) wyrażona współczynnikiem funkcji odpowiedzi (\* wartości istotne statystycznie) dla miesięcy (kwiecień-wrzesień) roku formowania się przyrostu i roku poprzedniego (!) z analizą wyników za pomocą metody skupień. Stanowiska o równorzędnej pozycji w transekcie (odcieniu szarości) na słupku porządkującym obok dendrogramu z lewej strony rysunku.

**Fig. 19.** Response function relationship between local and Warta basin precipitation (P) and TRW (\* statistically significant values) for months (Apr-Sept) of the current year and the year prior to tree ring formation (!) obtained using cluster analysis. Sites for the same position in transect (shade of gray) on the ordering stack at the left side of dendrogram. Distribution of correlation coefficient (black line) shown on color key

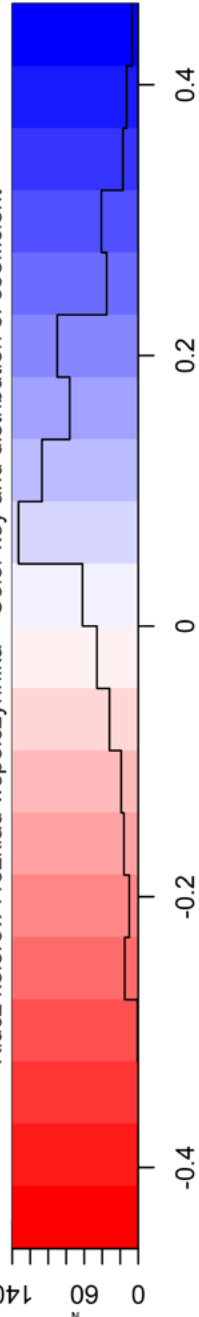




Stanowisko – Site

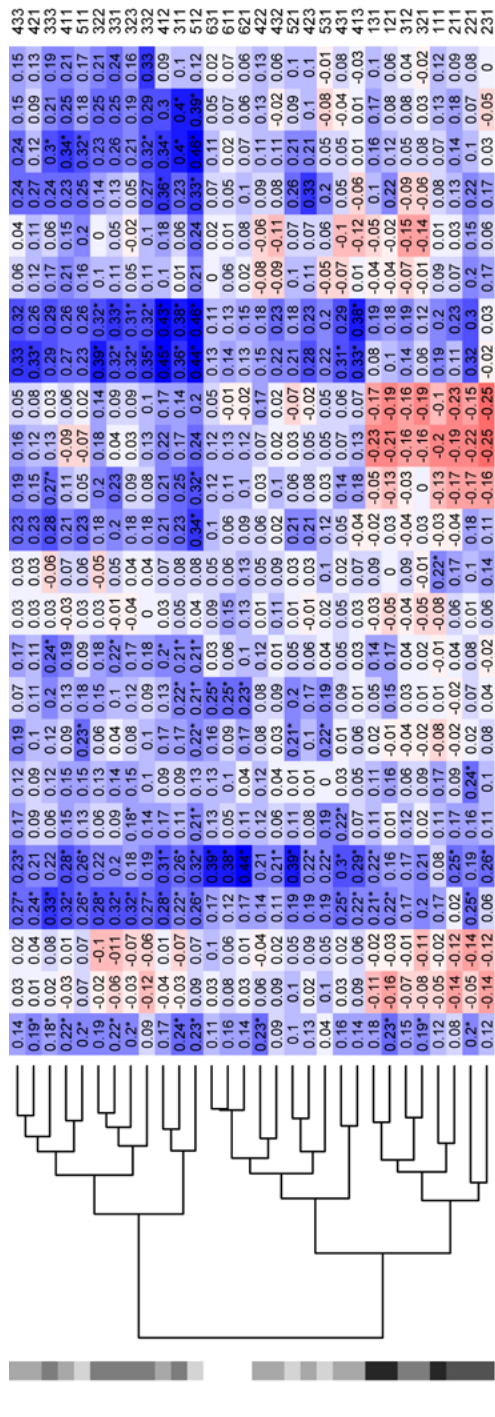
Miesiąc i parametr hydrometeorologiczny – Month & hydrometeorological parameter

Klucz kolorów i rozkład współczynnika – Color key and distribution of coefficient

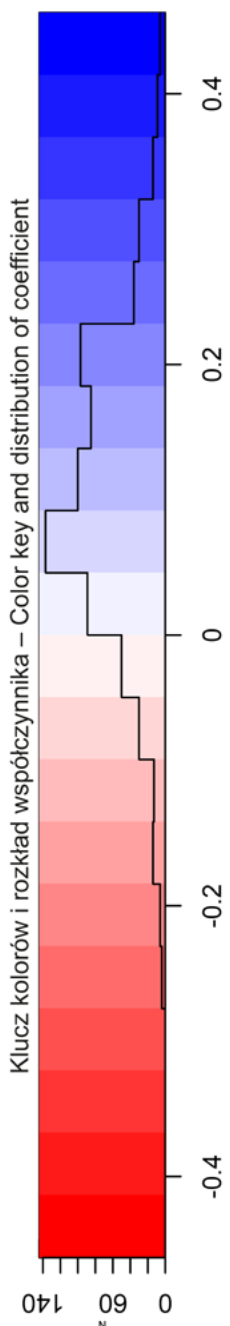


Współczynnik – Coefficient

**Rys. 20.** Zależność szerokości słoja przyrostu rocznego od przepływów (Q) Warty dla posterunków Poznań i Nowa Wieś Podgórna wyrażona współczynnikiem korelacji (\* wartości istotne statystycznie) dla miesięcy (kwiecień-wrzesień) roku formowania się przyrostu i roku poprzedniego (!) z analizą wyników za pomocą metody skupień. Stanowiska o równorzędnej pozycji w transekcie (odejści szarości) na słupku porządkującym obok dendrogramu z lewej strony rysunku. Rozkład współczynnika korelacji dla tej zależności (czarna linia) na kluczu kolorów  
**Fig. 20.** Correlation relationship between streamflow (Q) of the Warta for Poznań and Nowa Wieś Podgórna and TRW (\* statistically significant values) for months (Apr-Sept) of the current year and the year prior to tree ring formation (!) obtained using cluster analysis. Sites for the same position in transect (shade of gray) on the ordering stack at the left side of dendrogram. Distribution of correlation coefficient (black line) shown on color key



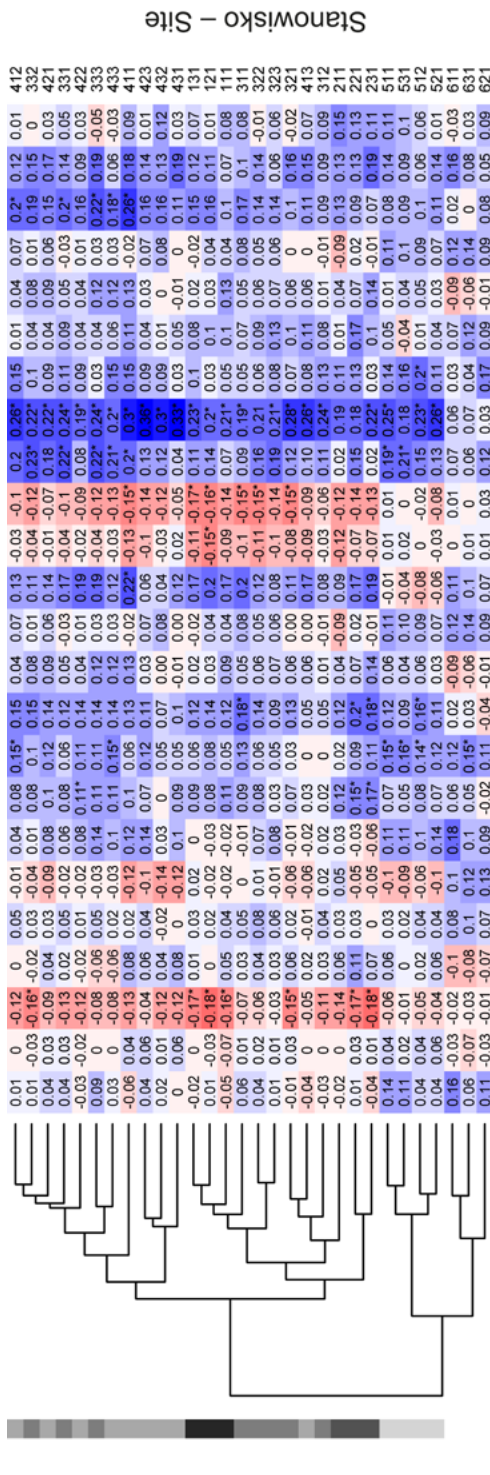
Miesiąc i parametr hydrometeorologiczny – Month & hydrometeorological parameter



**Rys. 21.** Zależność szerokości słoja przyrostu rocznego od opadów (P) i przepływów w Poznaniu (Q) wyrażona współczynnikiem korelacji (\* wartości istotne statystycznie) dla miesięcy (kwiecień-wrzesień) roku formowania się przyrostu i roku poprzedniego (l) z analizą wyników za pomocą metody skupień. Stanowiska o równorzędnej pozycji w transkcie (odeceni szarości) na słupku porządkującym obok dendrogramu z lewej strony rysunku. Rozkład współczynnika korelacji dla tej zależności (czarna linia) na kluczu kolorów

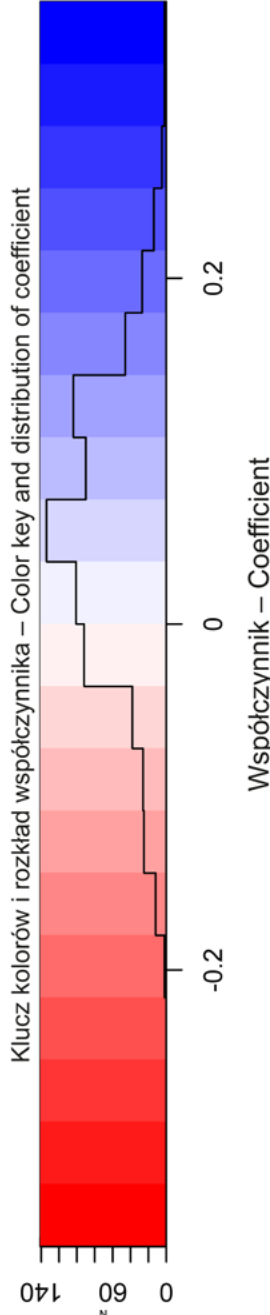
**Fig. 21.** Correlation relationship between precipitation (P), streamflow in Poznań (Q) and TRW (\* statistically significant values) for months (Apr-Sept) of the current year and the year prior to tree ring formation (l) obtained using cluster analysis. Sites for the same position in transect (shade of gray) on the ordering stack at the left side of dendrogram. Distribution of correlation coefficient (black line) shown on color key





Stanowisko – Site

Miesiąc i parametr hydrometeorologiczny – Month & hydrometeorological parameter



**Rys. 22.** Zależność szerokości słoja przyrostu rocznego od opadów (P) i przepływów w Poznaniu (Q) i przepływów w Poznań (Q) wyrażona współczynnikiem funkcji odpowiedzi (\* wartości istotne statystycznie) dla miesięcy (kwiecien-wrzesień) roku formowania się przyrostu i roku poprzedniego (!) z analizą wyników za pomocą metody skupień. Stanowiska o równorzędnej pozycji w transekcie (odcien szarości) na słupku porządkującym obok dendrogramu z lewej strony rysunku. Rozkład współczynnika korelacji dla tej zależności (czarna linia) na kluczu kolorów

**Fig. 22.** Response function relationship between precipitation (P), streamflow in Poznań (Q) and TRW (\* statistically significant values) for months (Apr-Sept) of the current year and the year prior to tree ring formation (!) obtained using cluster analysis. Sites for the same position in transect (shade of gray) on the ordering stack at the left side of dendrogram. Distribution of correlation coefficient (black line) shown on color key

współczynnika to 0,14–0,22). Ze względu na relatywnie najwyższą siłę związku wyróżniał się sierpień i wrzesień roku poprzedzającego (przeciętna miesięczna wartość współczynnika  $r = 0,24$  i  $0,26$ ) i czerwiec roku formowania się przyrostu (przeciętna miesięczna wartość współczynnika  $r = 0,24$ ) w przypadku scPDSI oraz sierpień roku poprzedzającego przyrost w przypadku SPEI (przeciętna miesięczna wartość współczynnika  $r = 0,22$ ).

Zależności szerokości słoja przyrostu rocznego od susz występujących lokalnie oraz susz występujących w zlewni Warty przedstawionych za pomocą miary suszy scPDSI pokazano na rysunku 17. Związki zostały wyrażone współczynnikiem korelacji. W przypadku lokalnego scPDSI relatywnie silne związki wystąpiły dla miesięcy od lipca do września roku poprzedzającego oraz od kwietnia do września roku formowania się przyrostu (przeciętna miesięczna wartość współczynnika 0,13–0,33. W przypadku zlewni relatywnie silne związki wystąpiły dla tych samych miesięcy, co w przypadku warunków lokalnych (przeciętna miesięczna wartość współczynnika to 0,16–0,26). Ze względu na szczególną siłę związku w przypadku zlewniowego scPDSI wyróżniał się sierpień (przeciętna miesięczna wartość  $r = 0,24$ ) i wrzesień (przeciętna miesięczna wartość  $r = 0,26$ ) roku poprzedzającego oraz czerwiec (przeciętna miesięczna wartość  $r = 0,24$ ) i lipiec (przeciętna miesięczna wartość  $r = 0,23$ ) roku formowania się przyrostu oraz miesiące od kwietnia do września roku formowania się przyrostu w przypadku lokalnego scPDSI (przeciętna miesięczna wartość 0,29–0,33). Ogólnie związki dla scPDSI z obszaru zlewni (przeciętna wartość współczynnika  $r = 0,19$ ) były słabsze niż związki dla scPDSI występującego lokalnie (przeciętna wartość współczynnika  $r = 0,21$ ). Ponadto związki dla roku formowania się przyrostu były silniejsze (przeciętna wartość współczynnika dla lokalnej miary suszy  $r = 0,30$  i dla miary suszy w zlewni 0,22) niż dla roku poprzedzającego przyrost (przeciętna wartość współczynnika dla lokalnej miary suszy  $r = 0,11$  i dla miary suszy w zlewni 0,16).

Zależności szerokości słoja przyrostu rocznego od opadów występujących lokalnie i w zlewni Warty pokazano na rysunku. Związki zostały wyrażone współczynnikiem korelacji (rys. 18). W przypadku lokalnych opadów relatywnie silne związki wystąpiły dla miesięcy kwietnia, od lipca do września roku poprzedzającego oraz czerwca i lipca roku formowania się przyrostu (przeciętna miesięczna wartość współczynnika 0,11–0,25). Z kolei w przypadku opadów w zlewni relatywnie silne związki wystąpiły dla miesięcy kwietnia, od lipca do września roku poprzedzającego przyrost oraz dla miesięcy od kwietnia do lipca i września roku formowania się przyrostu (przeciętna miesięczna wartość  $r = 0,11$ –0,28). Ze względu na szczególną siłę związku wyróżniał się sierpień roku poprzedzającego przyrost zarówno w przypadku opadów lokalnych ( $r = 0,25$ ), jak i opadów występujących w zlewni ( $r = 0,28$ ). Związki dla opadów z obszaru zlewni (przeciętne  $r = 0,13$ ) były generalnie silniejsze niż związki

dla opadów występujących lokalnie (przeciętne  $r = 0,11$ ). Związki dla roku poprzedzającego bieżący przyrost były silniejsze niżeli dla roku formowania się przyrostu tylko w przypadku opadów lokalnych (wartość przeciętna rok poprzedzający  $r = 0,12$  i rok bieżący  $r = 0,09$ ), w przypadku opadów zlewniowych siła związków dla obu okresów nie różniła się (wartość przeciętna  $r = 0,13$ ).

Zależności szerokości słoja przyrostu rocznego od opadów występujących lokalnie oraz opadów występujących w zlewni Warty pokazano również na rysunku 19. Związki zostały wyrażone współczynnikiem funkcji odpowiedzi. Dla opadów lokalnych relatywnie silne związki wystąpiły dla sierpnia roku poprzedzającego (przeciętna miesięczna wartość  $r = 0,12$ ). Z kolei w przypadku opadów w zlewni, relatywnie silne związki wystąpiły dla miesięcy lipca i sierpnia roku poprzedzającego przyrost oraz maja roku formowania się przyrostu (przeciętna miesięczna wartość  $r = 0,12-0,15$ ). Ze względu na szczególną siłę związku wyróżniał się sierpień roku poprzedzającego zarówno w przypadku opadów lokalnych, jak i opadów występujących w zlewni.

Zależności szerokości słoja przyrostu rocznego od przepływów Warty dla posterunków Poznań i Nowa Wieś Podgórna pokazano na rysunku 20. Związki zostały wyrażone współczynnikiem korelacji. W przypadku przepływów Warty dla obu stanowisk, relatywnie silne związki wystąpiły dla miesięcy sierpnia i września roku poprzedzającego oraz dla miesięcy od czerwca do sierpnia roku formowania się przyrostu (przeciętna miesięczna wartość  $r = 0,11-0,25$  dla posterunku Poznań oraz  $0,13-0,22$  dla posterunku Nowa Wieś Podgórna). Ze względu na szczególną siłę związku wyróżniał się sierpień i wrzesień roku poprzedzającego, w przypadku przepływów dla obu stanowisk (przeciętna wartość współczynnika dla posterunku Poznań to  $0,24$  i  $0,25$  oraz posterunku Nowa Wieś Podgórna to  $0,20$  i  $0,22$ ). Ogólnie związki dla przepływów na obu posterunkach są bardzo podobne pod względem rozkładu siły i kierunku dla poszczególnych miesięcy.

Zależności szerokości słoja przyrostu rocznego od lokalnych opadów i przepływów w Warcie dla posterunku Poznań przedstawiono na rysunku. Związki wyrażono współczynnikiem korelacji (rys. 21). Dla opadów relatywnie silne związki wystąpiły dla miesięcy kwietnia, od lipca do września roku poprzedzającego oraz czerwca i lipca roku formowania się przyrostu (przeciętna miesięczna wartość współczynnika  $0,11-0,25$ ). Dla przepływów relatywnie silne związki wystąpiły dla miesięcy kwietnia, sierpnia i września roku poprzedzającego przyrost oraz od czerwca do września roku formowania się przyrostu (przeciętna miesięczna wartość współczynnika  $0,11-0,25$ ). Pod względem siły związku dla opadów wyróżniał się sierpień roku poprzedzającego formowania się przyrostu, a dla przepływów miesiącem wyróżniającym był sierpień i wrzesień roku poprzedzającego (przeciętna miesięczna wartość współczynnika  $0,24$  i  $0,25$ ).

Zależności szerokości słoja przyrostu rocznego od lokalnych opadów i przepływów w Warcie dla posterunku Poznań wyrażono również za pomocą współczynnika funkcji odpowiedzi (rys. 22). Dla przepływów relatywnie silne związki wystąpiły dla kwietnia, lipca i sierpnia roku poprzedzającego oraz lipca i sierpnia roku formowania się przyrostu (wartość współczynnika od 0,11 do 0,22), a dla opadów wyłącznie dla lipca roku formowania się przyrostu (przeciętna miesięczna wartość  $r = 0,11$ ). W przypadku przepływów pod względem siły związku wyróżniał się sierpień.

### **6.3. Podobieństwo reakcji przyrostowych na czynniki hydroklimatyczne według metody grupowań**

Rozkład siły związków mierzony współczynnikiem korelacji lub funkcji odpowiedzi dla zależności między rozpatrywanymi miesięcznymi wartościami parametrów hydroklimatycznych oraz szerokością słoja rocznego charakteryzował się różną regularnością w przypadku wyników prowadzonych analiz. W niektórych przypadkach relatywnie silniejsze lub słabsze związki dla miesięcy dotyczyły wszystkich stanowisk. W innych przypadkach zaznaczały się grupy stanowisk, które różnicowały siła związku mierzona wartością współczynników korelacji lub współczynników funkcji odpowiedzi, a także pozytywny lub negatywny kierunek związku. Efekt tego różnicowania przekłada się na wyniki metody grupowań uwidaczniającej podobieństwo i różnice reakcji przyrostowej na czynniki hydroklimatu występujące między stanowiskami, a także różnym ich położeniem w pozycjach względem gradientu ekologicznego (rys. 13–22). Wyniki metody grupowań zostały omówione poniżej.

Z reguły skrajnie położone stanowiska według kryterium gradientu hydrologicznego, to jest stanowiska położone w pozycji 1,2 oraz 4,5,6 w transekcje, łączyły się w dwie różne główne grupy, a stanowiska w pozycji 3 należały do jednej bądź drugiej z tych grup (rys. 13–19, 22). Jedynie dla przepływów Warty jako zmiennej objaśniającej ten schemat grupowania nie wystąpił. W tym przypadku stanowiska wysoczyznowe dla pozycji 6 oraz część stanowisk dolinnych dla pozycji 5 i 4 tworzyły grupę, która łącznie z grupą dla stanowisk dolinnych w pozycji 1, 2 oraz pojedynczego stanowiska w pozycji 3, tworzyły jedną z dwóch głównych grup (rys. 20, 21). Stanowiska dla tej samej pozycji w transekcje nie zawsze tworzą aglomeracje w pierwszej kolejności. Często powstają grupy mieszane obejmujące jedno lub dwa stanowiska sąsiadujące co do pozycji w transekcje. Wyjątek stanowi pozycja 6 (wysoczyznowa), dla której grupy mieszane powstają najmniej często, jedynie w przypadku analizy z wykorzystaniem miar suszy scPDSI i SPEI jako zmiennych objaśniających

(rys. 15–17). Uśrednione wartości współczynnika korelacji i funkcji odpowiedzi dla dwóch głównych grup, w które skupiały się stanowiska według metody grupowań zestawiono w tabeli 7. Średnie te zestawiono dla wartości miesięcznych, a także wartości dla roku poprzedzającego formowanie się przyrostu, roku formowania się przyrostu oraz obu tych okresów łącznie.

Główne grupy stanowisk według metody grupowań dla analizy zależności szerokości słoja przyrostu rocznego od opadów i temperatury wyrażonych współczynnikiem korelacji to grupa, którą tworzą stanowiska z pozycji 1, 2 i część stanowisk z pozycji 3 (stanowiska 311, 312, 321, 331), a także grupa pozostałych stanowisk dolinnych z pozycji 3, 4 i 5 oraz stanowisk wysoczyznowych z pozycji 6 (rys. 13, tab. 7). Zaznaczające się różnice w zakresie wartości i rozkładu współczynników korelacji między tymi grupami to większa siła związków zarówno dla temperatur, jak i opadów w przypadku drugiej z tych grup. Przeciętna różnica wartości współczynnika korelacji między grupą drugą i pierwszą dla opadów to 0,05, dla temperatur to  $-0,04$ . Największe wartości różnic średnich miesięcznych współczynników dla opadów były dla maja (0,13) i czerwca roku formowania się przyrostu (0,10) oraz sierpnia roku poprzedzającego (0,08), natomiast dla temperatury były dla sierpnia ( $-0,08$ ) i września ( $-0,10$ ) roku poprzedzającego oraz czerwca ( $-0,11$ ) roku formowania się przyrostu. Największe wartości średnich miesięcznych współczynników korelacji w przypadku grupy pierwszej i drugiej zarówno dla opadów, jak i temperatur były dla sierpnia roku poprzedzającego ( $r = 0,19$  i  $r = 0,27$  dla opadów oraz  $r = -0,22$  i  $-0,30$  dla temperatur).

Główne grupy stanowisk według metody grupowań dla analizy zależności szerokości słoja przyrostu rocznego od opadów i temperatury wyrażonych współczynnikiem funkcji odpowiedzi to grupa, którą tworzą stanowiska z pozycji 1, 2 i 3 oraz grupa pozostałych stanowisk dolinnych z pozycji 4 i 5 oraz stanowisk wysoczyznowych z pozycji 6 (rys. 14, tab. 7). Zaznaczająca się różnica w zakresie wartości i rozkładu współczynników między tymi grupami, to większa siła związków negatywnych dla temperatur dla grupy drugiej, w przypadku niektórych miesięcy. Różnica przeciętej wartości współczynników wynosiła dla września ( $-0,09$ ) roku poprzedzającego, oraz czerwca ( $-0,07$ ) i lipca (0,06) roku formowania się przyrostu. Z kolei dla opadów największa różnica współczynników wystąpiła dla kwietnia ( $-0,08$ ), czerwca (0,06) i sierpnia roku poprzedzającego oraz maja roku formowania się przyrostu (w obu przypadkach wynosiła 0,07).

Główne grupy stanowisk według metody grupowań dla analizy zależności szerokości słoja przyrostu rocznego od lokalnie występujących miar suszy scPDSI, SPEI i wyrażonych współczynnikiem korelacji to grupa, którą tworzą stanowiska z pozycji 1, 2 i niektóre stanowiska z pozycji 3 (stanowiska 311, 312, 321, 322, 323) oraz grupa pozostałych stanowisk dolinnych z pozycji 3, 4 i 5 oraz stanowisk

**Tabela 7.** Średni współczynnik korelacji i funkcji odpowiedzi dla związków między parametrami hydroklimatycznymi i szerokością słoja przyrostu rocznego dla dwóch głównych grup według metody grupowań

Parametr hydroklimatyczny Hydroclimatic parameter		P.loc korelacja correlation		T.loc korelacja correlation		P.loc f. odpowiedzi response f.		T.loc f. odpowiedzi response f.	
Numer rysunku Number of figure		13				14			
Główne grupy Top clusters		1	2	1	2	1	2	1	2
Rok poprzedzający Preceding year	4	0,17	0,16	0,07	0,02	0,18	0,10	0,10	0,05
	5	-0,10	0,03	0,01	-0,01	-0,01	0,02	0,08	0,06
	6	-0,08	0,02	0,06	0,02	-0,02	0,04	0,00	-0,01
	7	0,18	0,23	-0,10	-0,15	0,17	0,14	0,02	0,05
	8	0,19	0,27	-0,22	-0,30	0,19	0,26	-0,18	-0,21
	9	0,10	0,12	-0,08	-0,18	0,08	0,08	0,11	0,02
Rok bieżący Current year	4	0,13	0,09	-0,08	-0,13	0,12	0,08	-0,09	-0,10
	5	0,00	0,13	0,02	0,04	0,06	0,13	0,05	0,04
	6	0,05	0,15	-0,11	-0,22	0,13	0,15	-0,08	-0,15
	7	0,08	0,12	0,05	0,06	0,14	0,13	0,07	0,13
	8	-0,01	0,04	0,04	0,02	0,13	0,12	0,09	0,10
	9	0,09	0,05	0,07	0,10	0,07	0,04	0,05	0,02
Średnia roku poprzedzającego Mean of preceding year		0,08	0,14	-0,04	-0,10	0,10	0,11	0,02	-0,01
Średnia roku bieżącego Mean of current year		0,06	0,10	0,00	-0,02	0,11	0,11	0,02	0,01
Średnia Mean		0,07	0,12	-0,02	-0,06	0,10	0,11	0,02	0,00

**Table 7.** Mean correlation and response function coefficients for relationships between hydro-climatic parameters and tree ring width for two top clusters of clustering method

scPDSI.loc korelacija correlation		SPEI.loc korelacija correlation		scPDSI.bas korelacija correlation		SPEI.bas korelacija correlation		scPDSI.loc Korelacija correlation		scPDSI.bas korelacija correlation	
15				16				17			
1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
-0,07	0,12	0,10	0,15	-0,01	0,15	0,11	0,15	-0,07	0,12	-0,01	0,15
-0,08	0,12	-0,07	-0,02	-0,02	0,16	-0,09	0,00	-0,08	0,12	-0,02	0,15
-0,05	0,17	-0,02	0,04	-0,03	0,17	-0,04	0,03	-0,05	0,17	-0,03	0,16
0,01	0,20	0,07	0,14	0,04	0,25	0,12	0,21	0,01	0,20	0,03	0,24
0,09	0,29	0,22	0,26	0,11	0,33	0,18	0,25	0,09	0,29	0,11	0,32
0,12	0,33	0,12	0,22	0,13	0,35	0,10	0,15	0,12	0,33	0,12	0,34
0,14	0,37	0,14	0,17	0,08	0,28	0,07	0,10	0,14	0,37	0,07	0,27
0,16	0,39	0,00	0,10	0,08	0,29	-0,02	0,10	0,16	0,39	0,07	0,29
0,18	0,42	0,14	0,21	0,10	0,33	0,07	0,19	0,18	0,42	0,09	0,32
0,16	0,39	0,12	0,20	0,09	0,32	0,05	0,13	0,16	0,39	0,08	0,31
0,16	0,38	0,10	0,13	0,07	0,28	0,01	0,07	0,16	0,38	0,06	0,28
0,17	0,36	0,11	0,12	0,07	0,24	0,08	0,05	0,17	0,36	0,05	0,24
0,00	0,21	0,07	0,13	0,04	0,24	0,06	0,13	0,00	0,21	0,03	0,23
0,16	0,39	0,10	0,16	0,08	0,29	0,04	0,11	0,16	0,39	0,07	0,29
0,08	0,30	0,09	0,14	0,06	0,26	0,05	0,12	0,08	0,30	0,05	0,26

Tabela 7 – cd.

Parametr hydroklimatyczny Hydroclimatic parameter		P.loc korelacja correlation		P.bas korelacja correlation		P.loc f. odpowiedzi response f.		P.bas f. odpowiedzi response f.	
Numer rysunku Number of figure		18				19			
Główne grupy Top clusters		1	2	1	2	1	2	1	2
Rok poprzedzający Preceding year	4	0,16	0,16	0,15	0,16	-0,06	0,15	0,06	0,04
	5	-0,10	0,04	-0,06	0,04	-0,09	-0,03	-0,11	0,03
	6	-0,07	0,02	-0,05	0,08	-0,13	-0,06	-0,10	0,14
	7	0,19	0,23	0,19	0,19	0,04	0,05	0,12	0,13
	8	0,19	0,28	0,26	0,30	0,08	0,13	0,13	0,16
	9	0,10	0,12	0,15	0,18	0,09	0,06	0,04	0,06
Rok bieżący Current year	4	0,13	0,09	0,18	0,14	0,02	0,02	0,12	0,09
	5	0,01	0,13	0,05	0,14	0,07	0,07	0,10	0,17
	6	0,05	0,15	0,12	0,21	-0,01	0,06	0,08	0,11
	7	0,09	0,12	0,11	0,13	0,00	0,01	0,08	0,09
	8	-0,01	0,04	0,07	0,07	0,02	0,03	0,03	0,03
	9	0,09	0,05	0,16	0,12	0,08	0,04	0,04	0,03
Średnia roku poprzedzającego Mean of preceding year		0,08	0,14	0,11	0,16	-0,01	0,05	0,02	0,09
Średnia roku bieżącego Mean of current year		0,06	0,10	0,12	0,14	0,03	0,04	0,08	0,09
Średnia Mean		0,07	0,12	0,11	0,15	0,01	0,04	0,05	0,09



Table 7 – cont.

Q.POZ korelacja correlation		Q.NWP korelacja correlation		P.loc Korelacja correlation		Q.POZ Korelacja correlation		P P.loc f. odpowiedzi response f.		Q.POZ f. odpowiedzi response f.	
20				21				22			
1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
0,03	0,22	-0,06	0,14	-0,02	0,08	0,14	0,16	0,00	0,09	0,14	0,01
-0,11	0,16	-0,15	0,12	-0,01	0,09	-0,12	0,02	0,01	0,00	-0,07	0,00
-0,20	0,10	-0,22	0,09	-0,07	0,08	-0,14	0,04	-0,12	-0,03	-0,12	-0,01
-0,18	0,08	-0,24	0,04	0,04	0,10	0,18	0,19	0,03	-0,01	0,14	0,13
0,12	0,33	0,06	0,27	0,14	0,27	0,26	0,29	0,03	0,05	0,24	0,15
0,18	0,31	0,14	0,28	0,17	0,29	0,18	0,22	-0,04	0,00	0,09	0,12
0,05	0,12	0,04	0,13	0,08	0,21	0,17	0,13	0,04	0,12	0,07	0,05
-0,01	0,09	0,01	0,14	0,21	0,30	0,04	0,13	0,09	0,05	0,06	0,00
0,10	0,24	0,09	0,20	0,14	0,27	0,16	0,22	0,08	0,14	0,02	0,10
0,09	0,28	0,06	0,26	0,24	0,29	0,09	0,13	0,13	0,07	0,15	0,07
0,09	0,22	0,08	0,23	0,15	0,19	0,07	0,06	0,06	0,00	0,13	0,10
0,06	0,16	0,05	0,14	0,08	0,15	0,13	0,11	0,02	0,10	0,05	0,05
-0,03	0,20	-0,08	0,16	0,04	0,15	0,08	0,15	-0,02	0,02	0,07	0,07
0,06	0,19	0,06	0,18	0,15	0,24	0,11	0,13	0,07	0,08	0,08	0,06
0,02	0,19	-0,01	0,17	0,10	0,19	0,10	0,14	0,03	0,05	0,08	0,06

wysoczyznowych z pozycji 6 (rys. 15, tab. 7). Różnica zaznaczająca się w zakresie rozkładu współczynników między tymi grupami to większa siła związków dla obu miar suszy w przypadku drugiej grupy. Przeciętna różnica wartości współczynnika korelacji między tymi grupami dla scPDSI to 0,21, a dla SPEI to 0,06. Różnica ta jest najbardziej widoczna w przypadku scPDSI dla miesięcy maja, czerwca, sierpnia i września roku poprzedzającego oraz od kwietnia do sierpnia roku formowania się przyrostu – dla wartości średniej miesięcznej współczynnika korelacji wynosi 0,20–0,24. W przypadku scPDSI dla drugiej grupy stanowisk przeciętna miesięczna wartość współczynnika korelacji wynosiła 0,20–0,42 za miesiące od lipca do września roku poprzedzającego przyrost oraz miesiące od kwietnia do września roku formowania się przyrostu, natomiast dla pierwszej grupy współczynnik korelacji za te miesiące nie przekroczył 0,2. W przypadku SPEI największe różnice średniej miesięcznej wartości współczynnika były dla lipca i września roku poprzedzającego oraz dla miesięcy od maja do lipca roku formowania się przyrostu (wartość różnicy 0,07–0,1).

Główne grupy stanowisk, według metody grupowań, dla analizy zależności szerokości słoja przyrostu rocznego od występujących w zlewni susz przedstawionych za pomocą miar suszy scPDSI, SPEI, wyrażonych współczynnikiem korelacji, to grupa, którą tworzą stanowiska z pozycji 1, 2 i większość stanowisk z pozycji 3 (stanowiska: 311, 312, 321, 322, 323, 332) oraz grupa pozostałych stanowisk dolinnych z pozycji 3, 4 i 5 oraz stanowisk wysoczyznowych z pozycji 6 (rys. 16, tab. 7). Zaznaczająca się różnica w zakresie rozkładu współczynników między tymi grupami to większa siła związków dla obu miar suszy w przypadku drugiej grupy. Przeciętna różnica średniej miesięcznej wartości współczynnika korelacji między tymi grupami dla scPDSI to 0,20, a dla SPEI to 0,07. Różnica wartości miesięcznych w przypadku scPDSI to nie mniej niż 0,2 dla miesięcy od czerwca do września roku poprzedzającego oraz od kwietnia do sierpnia w roku formowania się przyrostu. W przypadku scPDSI i SPEI średnia miesięczna wartość współczynnika korelacji wynosi 0,26 i 0,12 dla drugiej grupy stanowisk oraz 0,06 i 0,05 dla pierwszej grupy stanowisk. Dla scPDSI przeciętna miesięczna wartość współczynnika korelacji wynosiła 0,20–0,35 za miesiące od lipca do września roku poprzedzającego przyrost oraz miesiące od kwietnia do września roku formowania się przyrostu, natomiast dla pierwszej grupy współczynnik korelacji za te miesiące nie przekroczył 0,2. Dla drugiej grupy i SPEI przeciętna miesięczna wartość współczynnika korelacji była większa niż 0,2 za miesiące od lipca do sierpnia roku poprzedzającego przyrost i wynosiła od 0,21 i 0,25, natomiast dla pierwszej grupy współczynnik korelacji w żadnym miesiącu nie przekroczył 0,2.

Główne grupy stanowisk według metody grupowań dla analizy zależności szerokości słoja przyrostu rocznego od występujących lokalnie oraz na obszarze zlewni miary susz scPDSI to grupa, którą tworzą stanowiska z pozycji 1, 2 i część stanowisk

z pozycji 3 (stanowiska: 311, 312, 321, 322, 323,332) oraz grupa pozostałych stanowisk dolinnych z pozycji 3, 4, 5 oraz stanowisk wysoczyznowych z pozycji 6 (rys. 17, tab. 7). Zaznaczająca się różnica w zakresie rozkładu współczynników korelacji między tymi grupami to większa siła związków dla obu miar suszy dla grupy drugiej (średnia wartość współczynnika korelacji to 0,28, a dla grupy pierwszej 0,07). Związki dla tej miary suszy w zlewni są silniejsze niż dla wartości lokalnych. Przeciętna dla wszystkich miesięcy wartość współczynnika korelacji dla grupy pierwszej i drugiej dla lokalnego scPDSI to 0,05 oraz 0,26, dla zlewniowego 0,08 i 0,30. Przeciętna różnica średniej miesięcznej wartości współczynnika korelacji między tymi grupami zarówno dla wartości miary suszy lokalnych, jak i zlewni to ok. 0,21. Różnica ta dla każdego z miesięcy roku poprzedzającego oraz roku formowania się przyrostu zawiera się w przedziale 0,19–0,24 dla lokalnego, i 0,16–0,22 dla zlewniowego scPDSI. Dla drugiej grupy i scPDSI lokalnego przeciętna miesięczna wartość współczynnika korelacji wynosiła 0,20–0,42 za miesiące od czerwca do września roku poprzedzającego przyrost oraz miesiące od kwietnia do września roku formowania się przyrostu, natomiast dla pierwszej grupy współczynnik korelacji za te miesiące nie przekroczył 0,2. Dla drugiej grupy i scPDSI zlewniowego przeciętna miesięczna wartość współczynnika korelacji wynosiła 0,24–0,34 za miesiące od czerwca do września roku poprzedzającego przyrost oraz miesiące od kwietnia do września roku formowania się przyrostu, natomiast dla pierwszej grupy współczynnik korelacji za te miesiące nie przekroczył 0,2. Największe wartości współczynnika dla lokalnego scPDSI, dla grupy pierwszej i drugiej, były dla czerwca roku formowania się przyrostu ( $r = 0,18$  i  $0,42$ ), a dla zlewniowego scPDSI – były dla września roku poprzedzającego ( $r = 0,12$  i  $0,34$ ).

Główne grupy stanowisk według metody grupowań dla analizy zależności korelacyjnej szerokości słoja przyrostu rocznego od występujących lokalnie oraz na obszarze zlewni opadów to grupa, którą tworzą stanowiska z pozycji 1, 2 i niektóre stanowiska z pozycji 3 (stanowiska 312, 321, 331, 332) oraz grupa pozostałych stanowisk dolinnych z pozycji 3, 4, 5 i stanowisk wysoczyznowych z pozycji 6 (rys. 18, tab. 7). Zaznaczająca się różnica w zakresie rozkładu współczynników korelacji między tymi grupami to większa siła związków dla opadów lokalnych i w zlewni dla grupy drugiej. Średnia miesięczna wartość współczynnika korelacji to 0,09 dla grupy pierwszej oraz 0,13 dla grupy drugiej. Związki dla opadów w zlewni są nieco silniejsze niż dla miar lokalnych. Przeciętna dla wszystkich miesięcy wartość współczynnika korelacji dla grupy pierwszej i drugiej dla lokalnych opadów to 0,07 oraz 0,12, a dla zlewniowego 0,11 i 0,15. Stąd przeciętna różnica średniej miesięcznej wartości współczynnika korelacji między tymi grupami dla opadów lokalnych i w zlewni to 0,05 i 0,04. Różnica przyjmuje największe wartości dla maja, czerwca i sierpnia roku

poprzedzającego oraz maja i czerwca roku formowania się przyrostu zarówno dla opadów lokalnych (0,09–0,14) jak i opadów w zlewni (0,10–0,13).

Dla drugiej grupy i opadów lokalnych przeciętna miesięczna wartość współczynnika korelacji wynosiła 0,20–0,30 jedynie za miesiące lipiec i sierpień roku poprzedzającego przyrost, natomiast dla pierwszej grupy współczynnik korelacji za każdy z miesięcy nie przekroczył 0,2. Dla drugiej grupy i opadów w zlewni przeciętna miesięczna wartość współczynnika korelacji przekroczyła 0,20 za miesiąc sierpień ( $r = 0,30$ ) roku poprzedzającego przyrost oraz czerwiec (0,21) roku formowania się przyrostu, natomiast dla pierwszej grupy współczynnik korelacji jedynie za sierpień przekroczył 0,2 i wynosił 0,26. Warto zwrócić uwagę na to, że dla grupy pierwszej, dla maja i czerwca roku poprzedzającego, relatywnie częste były słabe związki negatywne zarówno dla opadów lokalnych, jak i opadów w zlewni (przeciętna miesięczna wartość współczynnika korelacji dla tych związków to  $-0,05$ – $-0,1$ ).

Główne grupy stanowisk według metody grupowań dla analizy zależności szerokości słoja przyrostu rocznego od występujących lokalnie oraz na obszarze zlewni opadów, na podstawie funkcji odpowiedzi, to grupa, którą tworzą stanowiska z pozycji 1, 2 i niektóre stanowiska z pozycji 3 (stanowiska: 311, 312, 332) oraz grupa pozostałych stanowisk dolinnych z pozycji 3, 4, 5, a także stanowisk wysoczyznowych z pozycji 6 (rys. 19). Zaznaczająca się różnica w zakresie rozkładu współczynników korelacji między tymi grupami to większa siła związków dla grupy drugiej. Różnica średnich współczynników między oboma grupami to 0,04 zarówno dla wartości opadów lokalnych, jak i opadów w zlewni. Różnica ta szczególnie zaznacza się dla opadów w zlewni dla maja (0,14) i czerwca (0,24) roku poprzedzającego, a także dla kwietnia (0,21) oraz słabiej dla maja (0,06) i czerwca (0,07) roku poprzedzającego dla opadów lokalnych. Dla tych miesięcy związki są negatywne w przypadku pierwszej grupy stanowisk, a w przypadku grupy drugiej są często pozytywne. Siła tych związków dla poszczególnych stanowisk jest jednak słaba lub nikła, szczególnie dla wartości negatywnych  $|r| \leq 0,2$ .

Główne grupy stanowisk według metody grupowań dla analizy zależności korelacyjnej szerokości słoja przyrostu rocznego od przepływów Warty, dla posterunku Poznań oraz posterunku Nowa Wieś Podgórna, to grupa, którą tworzą stanowiska z pozycji 1, 2 i niektóre stanowiska z pozycji 3 (stanowiska 312, 321), a ponadto stanowiska wysoczyznowe z pozycji 6 i niektóre stanowiska z pozycji 4 i 5 (413, 422, 431, 432, 531) oraz grupa pozostałych stanowisk dolinnych z pozycji 3, 4, 5 (rys. 20, tab. 7). Zaznaczająca się różnica w zakresie rozkładu współczynników korelacji między tymi grupami to większa siła związków dla grupy drugiej. Różnica średnich wartości przepływów z obu posterunków między grupą drugą i pierwszą to ok. 0,18, a przeciętna wartość jest większa dla przepływów roku poprzedniego (przeływ Poznań 0,23 i przeływ Nowa Wieś Podgórna 0,24) niż przepływu roku formowania się

przyrostu (przeptyw Poznań 0,12 i przeptyw Nowa Wieś Podgórna 0,13). Różnica średnich miesięcznych wartości współczynników jest największa dla przeptywów roku poprzedzającego dla maja (0,27 dla obu stanowisk), czerwca (0,30 i 0,31) i lipca (0,26 i 0,28). Dla tych miesięcy związki są negatywne w przypadku pierwszej grupy stanowisk dla pozycji 1, 2 oraz 3 (312 i 321). Dla pozostałych stanowisk tworzących tę grupę, to jest stanowisk wysoczyznowych z pozycji 6 i stanowisk z pozycji 4 i 5 (413, 422, 431, 432, 531), siła związków jest na ogół nikła. W przypadku grupy drugiej, związki są na ogół pozytywne. Siła związków negatywnych jest na ogół słaba dla wartości negatywnych  $0,1 \leq |r| \leq 0,3$  w przypadku pierwszej grupy oraz słaba dla wartości pozytywnych w przypadku grupy drugiej.

Główne grupy stanowisk, według metody grupowań dla analizy zależności korelacyjnej szerokości słoja przyrostu rocznego od przeptywów Warty dla posterunku Poznań oraz posterunku Nowa Wieś Podgórna, to grupa, którą tworzą stanowiska z pozycji 1, 2 i niektóre stanowiska z pozycji 3 (stanowiska 312, 321) jako podgrupa, a ponadto jako osobna podgrupa stanowiska wysoczyznowe z pozycji 6 i niektóre stanowiska z pozycji 4 i 5 (413, 422, 423, 431, 432, 531) oraz grupa pozostałych stanowisk dolinnych z pozycji 3, 4, 5 (rys. 21, tab. 7). Zaznaczające się różnice w zakresie wartości i rozkładu współczynników między tymi grupami to większa siła związków zarówno dla opadów, jak i odpływu w przypadku drugiej grupy. Przeciętna różnica wartości współczynnika korelacji między grupą drugą i grupą pierwszą dla opadów to 0,10, dla odpływu 0,05 oraz dla obu zmiennych łącznie 0,07. Różnica ta jest najbardziej widoczna dla opadów czerwca (0,15), sierpnia (0,13) i września (0,12) roku poprzedzającego oraz kwietnia (0,13) i czerwca (0,13) roku formowania się przyrostu. Z kolei w przypadku przeptywów różnica między grupami jest najbardziej widoczna dla maja (0,14) i czerwca (0,18) roku poprzedzającego przyrost. Najsilniejsze związki w przypadku grupy pierwszej i opadu wystąpiły dla lipca roku formowania się przyrostu (średnia miesięczna  $r = 0,24$ ), a w przypadku przeptywów najsilniejsze związki wystąpiły dla sierpnia roku poprzedzającego (średnia miesięczna  $r = 0,26$ ). Najsilniejsze związki w przypadku grupy drugiej i opadu wystąpiły dla września roku poprzedzającego i lipca roku formowania się przyrostu (średnia miesięczna w obu przypadkach  $r = 0,29$ ), a w przypadku przeptywów najsilniejsze związki wystąpiły dla sierpnia roku poprzedzającego (średnia miesięczna  $r = 0,29$ ). Dwie podgrupy tworzące pierwszą grupę główną różnicuje występowanie dla stanowisk z pozycji 1, 2 i 3 słabych związków negatywnych dla przeptywów miesięcy od maja do lipca roku poprzedzającego ( $r \leq |0,25|$ ). Związki takie nie występują dla stanowisk z pozycji 5 i 6.

Główne grupy stanowisk, według metody grupowań dla analizy zależności szerokości słoja przyrostu rocznego od opadów i przeptywów Warty wyrażonych współczynnikiem funkcji odpowiedzi, to grupa, którą tworzą stanowiska dolinne z pozycji 1, 2, 3, 4 oraz grupa pozostałych stanowisk dolinnych z pozycji 5 i stanowisk

wysoczyznowych z pozycji 6 (rys. 22, tab. 7). Zaznaczające się różnice w zakresie wartości i rozkładu współczynników między tymi grupami to występowanie nikłych do słabych związków negatywnych dla opadów czerwca oraz przepływów maja i czerwca roku poprzedzającego przyrost w przypadku grupy pierwszej, w przypadku grupy drugiej na ogół brak związków dla tych miesięcy. Ogólnie różnica przeciętnej wartości współczynnika funkcji odpowiedzi dla obu grup nie przekracza 0,03 dla obu zmiennych. Maksymalne wartości tej różnicy dla przepływów wystąpiły dla kwietnia (0,13) oraz czerwca (0,11) roku poprzedzającego, a dla opadów dla czerwca roku poprzedzającego. Z kolei maksymalne średnie wartości miesięczne współczynnika dla grupy pierwszej w przypadku przepływu wystąpiły dla sierpnia roku poprzedzającego (0,24), a dla opadu – dla lipca roku formowania się przyrostu (0,13), natomiast w przypadku grupy drugiej, maksymalne wartości współczynnika wystąpiły dla sierpnia roku poprzedzającego (0,15), a dla opadów – dla czerwca roku formowania się przyrostu (0,14).

## 7. Dyskusja i podsumowanie wyników

Reakcje przyrostowe dębu szypułkowego na czynniki hydroklimatyczne w dolinie Warty są modulowane przez położenie stanowiska względem rzeki. Istotny czynnikiem sprawczy różnicujący reakcje przyrostowe to zmieniająca się wraz z wyniesieniem siła oddziaływania rzeki działająca przez powiązanie wód rzecznych z wodą gruntową pierwszego poziomu wodonośnego. Piaszczysto-żwirowe utwory przepuszczalne o dużej miąższości zalegają w dnie doliny Warty jako przypowierzchniowa, wodonośna warstwa skalna o bardzo dobrych właściwościach filtracyjnych. Jednoodne warunki hydrogeologiczne występujące w obszarze dna doliny ułatwiają przepływ poziomy oraz pionowy w gruncie, zapewniając dostępność wody dla drzew. Warunki hydrologiczne panujące w rzece Warcie są bardzo istotnym, obok warunków klimatycznych, czynnikiem zapewniającym wodę niezbędną do przyrostu drzew w lasach dolinnych.

Dąb szypułkowy rosnący na stanowiskach mniej wyniesionych w dolinie Warty (stanowiska z pozycji 1 i 2 oraz część stanowisk z pozycji 3), reaguje podobnie na czynniki hydroklimatyczne pod względem przyrostu. Stanowiska mniej wyniesione, niekoniecznie są położone najbliżej rzeki, gdyż dno doliny rzecznej ma stosunkowo urozmaicony charakter co do deniwelacji i mikroform powierzchni terenu. Stanowiska położone w dolinie z pozycji 1 i 2 oraz 3 należące do grupy pierwszej są oddalone w linii prostej 130–1100 m od rzeki Warty. Z kolei pozostałe, bardziej wyniesione stanowiska dolinne, należące do drugiej grupy z pozycji 3, 4 i 5 są oddalone 120–1700 m od rzeki Warty. Stąd w dolinie występuje mozaikowatość mikrosiedlisk o różnym wyniesieniu, co wynika z nieciągłości teras, występowania paleomeandrów, powierzchni akumulacyjnych i erozyjnych powstałych przez nakładające się w kolejnych okresach procesy erozji i akumulacji wodnej oraz procesy eolityczne. Drzewa rosnące na stanowiskach bardziej wyniesionych w dolinie Warty to druga grupa główna (stanowiska z pozycji 5 i 4 oraz część stanowisk z pozycji 3), którą charakteryzuje podobieństwo reakcji przyrostowych na czynniki hydroklimatyczne.

Stanowiska z pozycji 3 mają charakter przechodni względem reakcji przyrostowych na czynniki hydroklimatyczne. Stanowiska te często migrują między grupami głównymi, część tych stanowisk wykazuje większe podobieństwo do stanowisk mniej wyniesionych, inne z kolei do bardziej wyniesionych. Można uznać, że strefa przejściowa stanowi swoistą granicę co do charakteru reakcji przyrostowych drzew na czynniki hydroklimatyczne oddziałujące w dolinie rzecznej. Wyróżniającą się grupę stanowią drzewa rosnące na stanowiskach wysoczyznowych (pozycja 6 w transektach). Charakteryzują się one specyfiką reakcji kambialnych, którą można objaśnić w kontekście dostępności źródeł wody występujących poza doliną rzeki. Stanowiska wysoczyznowe charakteryzują się jednak dużym podobieństwem reakcji przyrostowych drzew do stanowisk dolinnych bardziej wyniesionych o mniejszym wpływie wód rzecznych. Stąd strefa przejściowa dla stanowisk w pozycji 3 rozgranicza obszary doliny, dla których reakcje przyrostowe dębu szypułkowego są bardzo podobne do reakcji występujących na wysoczyźnie i obszarze reakcji przyrostowych dębu charakterystycznych zasadniczo tylko dla doliny. Warto wspomnieć, że w okresie od kwietnia do września w wieloletnim 1966–2010 roku zalewy o wysokości nie mniejszej niż 0,1 m nad poziomem terenu występowały dla stanowisk z pozycji 1, 2, 3 i 4 z częstością 16, 7, 5 i 4 razy, o średniej długości okresu zalewowego 18, 13, 10 i 8 dni. Stąd stanowiska w pozycji 3 i 4 należą do strefy aktywnej doliny podlegającej jeszcze zalewom epizodycznym, a jednak drzewa tam rosnące mogą reagować na czynniki hydroklimatyczne inaczej niż drzewa ze stanowisk mniej wyniesionych, położonych na aktywnej terasie. Potwierdza to ugruntowane w literaturze stwierdzenie, że oddziaływanie rzeki na przyrosty przez występowanie długotrwałych zalewów ma zwykle inny charakter niż oddziaływanie poprzez łączność wód rzecznych z wodami gruntowymi i związane z nimi wzniosy oraz spadki lustra wód podziemnych nawet w przypadku występowania, krótkookresowych zalewów na powierzchni terenu (m.in. Stromberg i Patten, 1996; St. George i Nielsen, 2002; Gričar i in., 2013; Piraino i Roig, 2016). Wyniki niniejszych badań mogą wskazywać na to, że wpływ wody rzecznej nie jest dla dębu szypułkowego istotnym czynnikiem stresu, biorąc pod uwagę rytm przyrostów drzew w dolinie Warty. Zalewy powierzchniowe występujące w okresie wegetacyjnym nie wpływają znacząco na zaburzenie rytmu przyrastania. Drzewa ze stanowisk mniej wyniesionych, położonych na terasie zalewowej, nie tworzą grup o zredukowanych przyrostach, o innym rozkładzie lat charakterystycznych ze zredukowanymi lub większymi przyrostami, w porównaniu z drzewami ze stanowisk bardziej wyniesionych w dolinie.

W przypadku stanowisk mniej wyniesionych (stanowiska 1, 2 i częściowo 3), a więc znajdujących się pod najsilniejszym oddziaływaniem rzeki, występuje podobieństwo reakcji przyrostowej na przepływy do stanowisk z pozycji 6, to jest stanowisk wysoczyznowych nieznajdujących się pod wpływem oddziaływania rzeki jako



czynnika ekologicznego kształtującego dostępność wody do przyrastania na grubość. To z pozoru pozbawione wytłumaczenia mającego uzasadnienie ekologiczne podobieństwo między oboma obszarami w reakcji przyrostowej na przepływy rzeczne może być objaśnione. Otóż w przypadku stanowisk dolinnych o mniejszym wyniesieniu przepływy stanowią słabo oddziałujący czynnik ograniczający przyrosty. Dotyczy to niektórych miesięcy w przypadku zależności wyrażonej współczynnikiem korelacji – maja, czerwca i lipca roku poprzedzającego formowanie się przyrostu, dla których wystąpiły słabe lub nikłe zależności między przepływem i przyrostem rocznym. Dla pozostałych miesięcy uwzględnionych w analizie korelacyjnej oraz dla analizy na podstawie funkcji odpowiedzi, siła pozytywnych związków jest na ogół słaba i nikła. Ze względu na relatywnie małą siłę tych związków dla stanowisk mniej wyniesionych w porównaniu ze stanowiskami bardziej wyniesionymi w dolinie, można sądzić, że woda nie stanowi istotnego środowiskowego czynnika ograniczającego przyrosty w przypadku lokalizacji dolinnych mniej wyniesionych. Z kolei dla stanowisk wysoczyznowych siła związków jest na ogół nikła i niekiedy słaba, co jest uwarunkowane brakiem rzeczywistego oddziaływania tego czynnika środowiskowego na przyrosty.

Dodatkowego komentarza wymaga występowanie negatywnych związków, dla przepływów maja, czerwca i lipca roku poprzedzającego bieżący przyrost w przypadku stanowisk mniej wyniesionych w dolinie rzecznej w kontekście możliwości powiązania tego czynnika ze zdarzeniami zalewów powierzchniowych. Wyniki te są zgodne z rezultatami uzyskanymi przez Tumajera i Tremła (2016), którzy stwierdzili negatywne oddziaływanie przepływów okresu wegetacyjnego roku poprzedniego na przebieg przyrostów promieniowych dębu rosnącego w dojrzałych i dojrzewających drzewostanach na terasie zalewowej w dolinie Łaby. W obu projektach jako zmienne objaśniające wykorzystywano wartości średnie miesięczne. Negatywna reakcja przyrostowa na przepływy średnie może jednak wskazywać na to, że przepływy ekstremalne w okresie późnej wiosny i wczesnego lata roku poprzedzającego formowanie się przyrostu są istotnym czynnikiem stresu ekologicznego ograniczającego przyrosty promieniowe dla stanowisk mniej wyniesionych, który znacząco oddziałuje w przypadku silnych wyżówek i zalewów powierzchniowych. Bardziej wiążące potwierdzenie tej hipotezy może stanowić analiza lat wskaźnikowych z uwzględnieniem przepływów ekstremalnych oraz okresów zalewowych, której wyniki dla obszaru badań w przypadku jesionu wyniosłego wskazują na negatywny wpływ epizodów zalewowych okresu późnej wiosny i wczesnego lata roku poprzedzającego na przyrosty promieniowe (Okoński i in., 2014).

W przypadku grupy stanowisk mniej wyniesionych w dolinie rzecznej, w zasadzie wszystkie parametry hydroklimatyczne znacznie słabiej wpływają na przyrosty promieniowe dębu szypułkowego i stanowią mniej istotny czynnik ograniczający

przyrastanie drzew na grubość niż w przypadku stanowisk bardziej wyniesionych i stanowisk wysoczyznowych. Ta konkluzja wynikająca z badań jest szczególnie wyrażenie potwierdzona w przypadku rozkładu współczynników korelacji dla zależności między miarami suszy zarówno lokalnymi, jak i występującymi w zlewni oraz szerokością przyrostów rocznych. Siła związków w grupie stanowisk dolinnych bardziej wyniesionych oraz stanowisk wysoczyznowych jest znacznie większa niż siła związków w grupie stanowisk mniej wyniesionych. Objawia się to szczególnie w przypadku miary suszy scPDSI, dla której związku z szerokością przyrostu rocznego słońca są najsilniejsze spośród wszystkich analizowanych parametrów hydroklimatycznych. Stąd dęby rosnące na stanowiskach dolinnych bardziej wyniesionych oraz stanowiskach wysoczyznowych mogą być również bardziej czułe pod względem reakcji przyrostowej na występowanie suszy niż dęby rosnące na stanowiskach mniej wyniesionych w dolinie.

Znaczenie wody rzecznej dla formowania się przyrostów promieniowych dębu szypułkowego z doliny objawia się również pośrednio poprzez relacje między parametrami klimatycznymi (w pracy oceniano opady i miary suszy) panującymi w zlewni oraz przyrostami promieniowymi. Stąd warunki klimatyczne panujące w zlewni Warty powyżej obszaru położenia lasów dolinnych kształtują elementy reżimów rzecznych, w tym przepływy Warty, oddziałują na lasy i przekładają się na przebieg przyrostów promieniowych drzew. Reakcje przyrostowe dębu szypułkowego na parametry klimatyczne oddziałujące lokalnie i w zlewni są porównywalne w zakresie siły związków, która jest różnicowana przez położenie drzewostanów w dolinie rzecznej. W grupie stanowisk bardziej wyniesionych związki są relatywnie silniejsze, zaś w grupie stanowisk mniej wyniesionych w dolinie są bardzo słabe lub nikłe. Zatem przyrosty promieniowe są mniej czułe zarówno na przepływy, jak i parametry klimatyczne lokalne i ze zlewni dla stanowisk mniej wyniesionych w dolinie.

Zależności między rozpatrywanymi miesięcznymi wartościami parametrów hydroklimatycznych oraz szerokością słońca rocznych charakteryzowały się dużą regularnością pod względem rozkładu siły związków w przypadku opadów, temperatury powietrza, przepływów, miar suszy dla zlewni. Najsilniejsze związki występują najczęściej dla miesięcy sierpnia oraz niekiedy również września roku poprzedzającego przyrost zarówno w grupie stanowisk mniej, jak i bardziej wyniesionych w dolinie łącznie ze stanowiskami wysoczyznowymi. Wyniki te wskazują na istotną rolę warunków klimatycznych końca okresu wegetacyjnego roku poprzedzającego dla formowania się przyrostu dębu szypułkowego (Ważny, 2006). Wyniki te są zgodne z rezultatami analiz dendroekologicznych dla stanowisk wielkopolskich (Ufnalski, 2001; Tulik i Bijak, 2016) oraz nawiązują do wyników dla innych regionów kraju (Bednarz, 1987; Ważny, 1990; Bronisz i in., 2012), a także Europy Środkowej

i Wschodniej (Matisons i in., 2012; Tumajer i Treml, 2016). Jedyne w przypadku lokalnych miar suszy, związki dla czerwca były nieznacznie silniejsze niż dla sierpnia roku poprzedniego. Biorąc pod uwagę parametry hydroklimatyczne wyłącznie dla roku formowania się przyrostu, najsilniejsze związki były najczęstsze dla czerwca i lipca, a szczególnie częste w przypadku czerwca dla stanowisk bardziej wyniesionych w dolinie Warty. Taki rozkład miesięcznych zależności dla roku formowania się przyrostu występuje również regularnie dla obszaru Polski (Ważny, 1990; Bednarz i Ptak, 1990; Ufnalski, 2001; Tulik i Bijak, 2016) oraz Europy Centralnej i Wschodniej (Smelko i Scheer, 2000; Matisons i in., 2012; Tumajer i Treml, 2016). Z kolei, biorąc pod uwagę maksymalne wartości różnic współczynników między grupami stanowisk bardziej i mniej wyniesionych w dolinie, ich rozkład miesięczny był bardzo zróżnicowany. Zwykle największe wartości różnic współczynników występowały w innych miesiącach niż maksymalne wartości współczynnika dla obu grup. Wyjątek stanowią miary suszy, dla których wartości maksymalne oraz wartości różnic były zgodne, dla grup stanowisk mniej i bardziej wyniesionych w dolinie rzecznej łącznie ze stanowiskami wysoczyznowymi.

Dąb szypułkowy jest gatunkiem o dużych zdolnościach przystosowawczych do lokalnych warunków siedliskowych (Modrzyński i in., 2006), w tym warunków hydroklimatycznych, dla których opady nie pokrywają całkowitego zapotrzebowania drzew na wodę (Ważny, 1990; 2006). Stąd niekiedy drzewa rosnące w sąsiedztwie, lecz w innych warunkach siedliska, różnią się przebiegiem przyrostów, bardziej niż drzewa z bardziej odległych regionów (Ważny, 2006). W stosunkowo niewielkiej jednostce przestrzennej, którą jest obszar objęty badaniami, zaznacza się w swoisty sposób plastyczność ekologiczna dębu szypułkowego. Zdolności adaptacyjne dotyczą wykorzystania wody do przyrastania i funkcjonowania w warunkach siedliskowych, gdzie woda rzeczna jest jednocześnie elementem środowiska umożliwiającym wzrost i rozwój, ale może stanowić również czynnik stresu wynikającego z zalegania wody zalewowej lub utrzymywania się wysokiego poziomu lustra wody w gruncie. Dąb szypułkowy wykazuje zdolność przystosowania się do warunków wynikających z dostępności wody pod względem aktywności kambium i przebiegu przyrostu radialnego. Ta specyficzna zdolność przystosowawcza dębu szypułkowego, może być wykorzystana praktycznie do indykowania zmienności czasowej i przestrzennej siły oddziaływania rzeki na drzewostany. Strefowość w różnicowaniu reakcji przyrostowych dębu na czynniki hydroklimatyczne może być wykorzystywana praktycznie do pośredniej oceny stanu i przemian lasów dolinnych i podejmowania na tej podstawie decyzji gospodarczych. Ocena taka może obejmować wpływ: (1) oddziaływań antropogenicznych stanowiących czynniki stresu dla lasów dolin średnich i dużych rzek wiążących się zabudową hydrotechniczną m.in. regulacją przebiegu koryt, budową zbiorników retencyjnych i piętrzeń, budową obwałowań, (2) działań związanych

z aktywną ochroną lasów dolin wielkich rzek z wykorzystaniem rozwiązań hydro-technicznych, (3) zmian klimatycznych i zmian reżimów rzecznych.

Wykonane badania, pomimo że dość szeroko zakrojone, obejmujące dużą liczbę drzew i drzewostanów oraz obszerne tło istotnych warunków środowiska, mają charakter lokalny ze względu na zakres przestrzenny. Niemniej warunki środowiska, takie jak warunki hydrologiczne, hydrogeologiczne i glebowe występujące dla obszaru objętego badaniami, są typowe dla dolin dużych i średnich rzek Nizy Środkoeuropejskiego, gdzie dąb szypułkowy stanowi naturalny komponent lasów liściastych. Stąd uogólnione wnioski wynikające z niniejszych badań mogą być przenoszone na obszary lasów dębowych położonych w dolinach dużych i średnich rzek przy uwzględnieniu kontekstu wynikającego z istotnych warunków miejscowych, na przykład wynikających ze specyfiki reżimu rzecznego i ukształtowania powierzchni doliny. Problematyka modulującej roli warunków siedliskowych na relacje między dostępnością wody a przyrastaniem dębu szypułkowego na grubość to wciąż jeden z głównych problemów podejmowanych w badaniach dendroekologicznych w Europie. Zagadnienie uwarunkowań hydroklimatycznych przyrostów dębu szypułkowego, w drzewostanach dolin dużych i średnich rzek, pozostaje jednak, bez wątpienia, wciąż otwarte. Pełniejszego obrazu odnośnie do wpływu warunków hydroklimatycznych na przyrost dębu szypułkowego z dolin średnich i dużych rzek można oczekiwać, dokonując oceny dynamiki zmienności relacji między parametrami hydroklimatycznymi w wieloleciu, oceny wpływu epizodów zalewowych i susz, analizy przestrzennej związków między elementami klimatu a przyrostami na poziomie zlewni, oraz uwzględniając inne elementów budowy drewna, a także dokonując weryfikacji wyników w innych jednostkach przestrzennych.

## 8. WNIOSKI

1. Reakcje przyrostowe dębu szypułkowego na czynniki hydroklimatyczne w dolinie Warty są modulowane przez położenie stanowiska względem rzeki. Można wyróżnić dwie zasadnicze strefy ekologiczne ze względu na oddziaływanie czynników hydroklimatycznych na przyrosty promieniowe dębu szypułkowego. Pierwsza z tych stref obejmuje mniej wyniesione względem rzeki obszary zalewowe, druga – bardziej wyniesione obszary doliny zarówno w obrębie terasy zalewowej, jak i nadzalewowej. Obszary bardziej wyniesione w dolinie rzecznej charakteryzuje duże podobieństwo pod względem reakcji przyrostowych dębu szypułkowego w stosunku do obszarów wysoczyznowych leżących poza doliną rzeczna. Podobieństwo to dotyczy w zasadzie wszystkich analizowanych parametrów. Dla drzewostanów dębowych rosnących w strefie mniej wyniesionej w dolinie reakcja przyrostowa na czynniki hydroklimatyczne jest stosunkowo słaba, w odróżnieniu od drzewostanów rosnących w strefie bardziej wyniesionej oraz na obszarach wysoczyznowych. Stąd czynniki hydroklimatyczne nie ograniczają przyrostów w przypadku drzewostanów rosnących na obszarach doliny mniej wyniesionych, a w przypadku obszarów aluwialnych bardziej wyniesionych oraz nadzalewowych, a także obszarów wysoczyznowych, są istotnym czynnikiem ograniczającym przyrosty roczne.

2. Przepływy średnie są czynnikiem wpływającym podobnie na przyrosty do lokalnych opadów, stanowiąc dodatkowe źródło wody dla przyrastania dębu szypułkowego na grubość. Przepływy oddziałują pośrednio na przyrosty promieniowe dębu szypułkowego poprzez łączność hydrauliczną wód rzecznych z wodą gruntową w dolinie. Na obszarach bardziej wyniesionych w dolinie rzecznej przepływy wpływają pozytywnie na przyrosty promieniowe dębu szypułkowego. Pozytywne związki między przepływem i przyrostem promieniowym manifestują się zarówno na obszarach o małej częstotliwości zalewów powierzchniowych, jak i na obszarach terasy nadzalewowej, której zalewy nie obejmują.

3. Na obszarach mniej wyniesionych w dolinie średnie przepływy rzeczne nie stanowią czynnika ograniczającego przyrosty promieniowe dębu szypułkowego, czyli – podobnie do innych elementów hydroklimatu – nie wpływają w istotny sposób

na przyrastanie drzew. Wyjątek stanowi okres późnej wiosny i wczesnego lata dla okresu poprzedzającego formowanie się przyrostów (maj, czerwiec i lipiec), ponieważ dla tego okresu przepływy stanowią czynnik ograniczający przyrosty promieniowe dębu szypułkowego i wpływają negatywnie na przyrosty. Zależność powyższa może wskazywać na to, że w tym okresie roku dąb jest najbardziej czuły na wysoką wodę.

4. Zidentyfikowana w pracy strefowość doliny, różnicująca reakcje w zakresie przyrostu promieniowego dębu szypułkowego, jest szczególnie widoczna w przypadku relacji między miarami suszy oraz przyrostem promieniowym. Reakcja przyrostowa dębu szypułkowego, rosnącego na stanowiskach bardziej wyniesionych w dolinie oraz na wysoczyźnie, jest bardzo silna w odróżnieniu od dębu szypułkowego, rosnącego na najniższych wyniesionych stanowiskach dolinnych, dla którego reakcje są bardzo słabe. Stąd dąb szypułkowy, rosnący na stanowiskach mniej wyniesionych w stosunku do rzeki, jest mało podatny na negatywne oddziaływanie suszy na przyrosty promieniowe w odróżnieniu od dębu rosnącego na bardziej wyniesionym obszarze terasy zalewowej oraz teras nadzalewowych i na wysoczyźnie.

5. Dynamika zasięgu stref wyróżnionych ze względu na przebieg przyrostów promieniowych dębu szypułkowego może stanowić indykator zmienności czasowej i przestrzennej siły oddziaływania rzeki na drzewostany. Dynamika tych stref może posłużyć do indykowania wpływu oddziaływania na lasy dolinne procesów i działań antropogenicznych wynikających, między innymi, z oddziaływania zabudowy hydrotechnicznej rzeki i doliny rzecznej, a także działań związanych z aktywną ochroną lasów dolin wielkich rzek oraz wpływu zmian zachodzących w środowisku, m.in. wpływu zmian warunków klimatycznych i reżimów rzecznych, w tym podatności drzew na stres związany z oddziaływaniem suszy.

## 9. LITERATURA

- Abatzoglou, J. T., Dobrowski, S. Z., Parks, S. A., Hegewisch, K. C. (2018). Terraclimate, a high-resolution global dataset of monthly climate and climatic water balance from 1958–2015. *Scientific Data*, 5. DOI: <http://dx.doi.org/10.1038/sdata.2017.191>.
- Agafonov, L. I., Meko, D. M., Panyushkina, I. P. (2016). Reconstruction of Ob River, Russia, discharge from ring widths of floodplain trees. *J. Hydrol.*, 543, 198–207. DOI: [10.1016/j.jhydrol.2016.09.031](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.09.031).
- Akaike, H. (1974). A new look at the statistical model identification. *IEEE Trans. Autom. Control*, 19, 6, 716–723.
- Arnell, N. W. (1994). Variations over time in European hydrological behaviour: a spatial perspective. W: P. Seuna, A. Gustard, N. W. Arnell, G. Cole (red.), FRIEND: Flow regimes from international and experimental network data, IAHS Publ. 221 (s. 179–184). Wallingford, UK: IAHS Press.
- Arnell, N. W. (1999). The effect of climate change on hydrological regimes in Europe: a continental perspective. *Glob. Environ. Change*, 9, 5–23. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0959-3780\(98\)00015-6](https://doi.org/10.1016/S0959-3780(98)00015-6).
- Astrade, L., Bégin, Y. (1997). Tree-ring response of *Populus tremula* L. and *Quercus robur* L. to recent spring floods of the Saône River, France. *Écoscience*, 4(2), 232–239. DOI: [10.1080/11956860.1997.11682400](https://doi.org/10.1080/11956860.1997.11682400).
- Baillie, M. G. L., Pilcher, J. R. (1973). A simple cross-dating program for tree-ring research. *Tree-Ring Bull.*, 33, 7–14.
- Bajkiewicz-Grabowska, E., Mikulski, Z. (1993). *Hydrologia ogólna*. Warszawa: PWN.
- Ballesteros-Cánovas, J. A., Stoffel, M., St George, S., Hirschboeck, K. (2015). A review of flood records from tree rings. *Prog. Phys. Geogr.: Earth Environ.*, 39(6), 794–816. DOI: <https://doi.org/10.1177/0309133315608758>.
- Bank Danych o Lasach – Lasy Państwowe. Pobrane z: <https://www.bdl.lasy.gov.pl/portal/mapy> (01.12.2017).
- Barbati, A., Marchetti, M., Chirici, G., Corona, P. (2014). European forest types and Forest EuropeSFM indicators: tools for monitoring progress on forest biodiversity conservation. *Forest Ecol. Manage.*, 321, 145–157.

- Bartnik, A., Jokiel, P. (2012). Geografia wezbrań i powodzi rzecznych. Łódź: Wyd. UŁ.
- BDOT10K (2015). Baza danych obiektów topograficznych [CD]. Warszawa: CODGiK.
- Beaven, K. J. (1989). Floods: hydrological, sedimentological, and geomorphological implications. New York: Willey.
- Becker, B. (1993). An 11,000-year German oak and pine dendrochronology for radiocarbon calibration. *Radiocarbon*, 35, 1, 201–213.
- Bednarz, Z. (1987). A 225-year tree-ring chronology of oak *Quercus robur* L. in the Niepołomice Forest near Kraków. *Dendrochronologia*, 5, 59–68.
- Bednarz, Z. (1994). Niedobory wody przyczyną depresji przyrostowych u dębu (*Quercus robur* L.) w Puszczy Niepołomickiej. *Sylvan*, 10, 29–41.
- Bednarz, Z., Ptak, J. (1990). The influence of temperature and precipitation on ring widths of oak (*Quercus robur* L.) in the Niepołomice forest near Cracow, Southern Poland. *Tree-Ring Bull.*, 50, 1–10.
- Bialozyt, R., Ziegenhagen, B., Petit, R. J. (2006). Contrasting effects of long distance seed dispersal on genetic diversity during range expansion. *J. Evol. Biol.*, 19, 12–20.
- Bilyayeva, S., Fialko, O., Turner, A., Ważny, T. (2010). Historical-archaeological investigations at Akkerman (Bilhorod-Dnistrovsky) fortress, Ukraine, 2010. *Anatolian Archaeol.*, 16, 7–8.
- Biondi, F. (1997). Evolutionary and moving response functions in dendroclimatology. *Dendrochronologia*, 15, 139–150.
- Biondi, F. (2013). The Fourth Dimension of Interdisciplinary Modeling. *J. Contemp. Water Res. Educ.*, 152, 42–48. DOI: 10.1111/j.1936-704X.2013.03166.x.
- Biondi, F., Qeadan, F. (2008). Inequality in paleorecords. *Ecology*, 89, 4, 1056–1067.
- Bohn, U., Gollub, G., Hettwer, C. (2000). Map of the natural vegetation of Europe. Bonn: German Federal Agency for Nature Conservation.
- Bonde, N., Tyers, I., Ważny, T. (1997). Where does the timber come from? Dendrochronological evidence of the timber trade in Northern Europe. W: A. Sinclair, E. Slater, J. Gowlett (red.), *Archaeological sciences 1995, Proc. of a conference on the application of scientific techniques to the study of archaeology* (s. 201–204). Oxford: Oxbow Books.
- Boratyńska, K. (1995). Systematyka i geograficzne rozmieszczenie. W: W. Bugała (red.), *Jesion wyniosły *Fraxinus excelsior* L. Nasze drzewa leśne 17* (s. 19–54). Poznań-Kórnik: ID PAN.
- Boratyński, A., Boratyńska, K., Filipiak, M. (2006). Systematyka i rozmieszczenie. W: W. Bugała (red.), *Dęby, *Quercus robur* L., *Quercus petraea* Liebl. Nasze drzewa leśne 11* (s. 85–114). Poznań-Kórnik: ID PAN.
- Boryczka, J., Stopa-Boryczka, M. (2004). Cykliczne wahania temperatury powietrza i opadów w Polsce w XIX I XXI wieku. *Acta Agrophys.*, 3(1), 21–33.



- Borysiak, J. (1994). *Struktura aluwialnej roślinności łądowej środkowego i dolnego biegu Warty*. Poznań: Wyd. Nauk. UAM.
- Bradley, R. S. (2011). High-Resolution Paleoclimatology. W: M. Hughes, T. Swetnam, H. Diaz (red.), *Dendroclimatology. Developments in Paleoenvironmental Research* 11 (s. 3–15). Dordrecht: Springer.
- Brázdil, R., Dobrovolný, P. (2010). Historical climate in Central Europe during the last 500 years. W: R. Przybylak, J. Majorowicz, R. Brázdil, M. Kejna (red.), *The Polish climate in the European context: an historical overview* (s. 41–70). Dordrecht: Springer.
- Brewer, S., Cheddadi, R., De Beaulieu, J. L., Reille, M. (2002). The spread of deciduous *Quercus* throughout Europe since the last glacial period. *Forest Ecol. Manage.*, 156, 27–48.
- Bridge, J. S. (2003). *Rivers and floodplains: forms, processes, and sedimentary record*. Oxford: Wiley-Blackwell.
- Briffa, K. R. (1984). *Tree-climate relationships and dendroclimatological reconstruction in the British Isles*. Ph.D. dissertation, Norwich, UK: University of East Anglia.
- Briffa, K. R., Jones, P. D. (1990). Basic chronology statistics and assessment. W: E. R. Cook, L. A. Kairiukstis (red.), *Methods of dendrochronology: applications in the environmental sciences* (s. 137–152). Dordrecht, Boston, London: Kluwer Academic Publishers.
- Briffa, K. R., Matthews, J. A. (2002). Advance-10K: a European contribution towards a hemispheric dendroclimatology for the Holocene. *The Holocene*, 12(6), 639–642. DOI: <https://doi.org/10.1191/0959683602hl576ed>.
- Briffa, K. R., Melvin, T. M. (2011). A closer look at Regional Curve Standardisation of tree-ring records: justification of the need, a warning of some pitfalls, and suggested improvements in its application. W: M. K. Hughes, H. F. Diaz, T. W. Swetnam (red.), *Dendroclimatology: Progress and Prospects. Developments in Paleoenvironmental Research*, 11 (s. 113–145). Dordrecht: Springer.
- Briffa, K. R., Osborn, T. J., Schweingruber, F. H., Jones, P. D., Shiyatov, S. G., Vaganov, E. A. (2002a). Tree-ring width and density around the Northern Hemisphere: part 1, local and regional climate signals. *The Holocene*, 12(6), 737–757.
- Briffa, K. R., Osborn, T. J., Schweingruber, F. H., Jones, P. D., Shiyatov, S. G., Vaganov, E. A. (2002b). Tree-ring width and density around the Northern Hemisphere: part 2, spatio-temporal variability and associated climate patterns. *The Holocene*, 12(6), 759–789.
- Brinson, M. M. (1990). Riverine forests. W: A. E. Lugo, M. M. Brinson, S. Brown, *Forested Wetlands* (s. 87–141). Elsevier, Amsterdam.
- Bronisz, A., Bijak, S., Bronisz, K., Zasada, M. (2012). Climate influence on radial increment of oak (*Quercus* sp.) in central Poland. *Geochronometria*, 39(4), 276–284.

- Brown, A. G. (1997). *Alluvial Geoarchaeology. Floodplain Archaeology and Environmental Change*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Brus, D. J., Hengeveld, G. M., Walvoort, D. J. J., Goedhart, P. W., Heidema, A. H., Nabuurs, G. J., Gunia, K. (2011). Statistical mapping of tree species over Europe. *Eur. J. For. Res.*, 131(1), 145–157.
- Buijse, A. D., Klijn, F., Leuven, R. S., Middelkoop, H., Schiemer, F., Thorp, J. H., Wolfert, H. P. (2005). Rehabilitation of large rivers: references, achievements and integration into river management. *Large Riv.*, 15, Arch. Hydrobiol. Suppl., 155(1–4), 715–738.
- Bunn, A., Jansma, E., Korpela, M., Westfall, R. D., Baldwin, J. (2013). Using simulations and data to evaluate mean sensitivity ( $\zeta$ ) as a useful statistic in dendrochronology. *Dendrochronologia*, 31, 250–254.
- Bunn, A., Korpela, M., Biondi, F., Campelo, F., Mérian, P., Qeadan, F., ..., Wernicke, J. (2018). dplR: Dendrochronology Program Library in R. R package version 1.6.7. <https://r-forge.r-project.org/projects/dplr/>.
- Büntgen, U., Franke, J., Frank, D., Wilson, R., González-Rouco, F., Esper, J. (2010). Assessing the spatial signature of European climate reconstructions. *Clim. Res.*, 41(2), 125–130. DOI: <https://doi.org/10.3354/cr00848>.
- Buras, A. (2017). A comment on the expressed population signal. *Dendrochronologia*, 44, 130–132.
- Buras, A., Wilmking, M. (2015). Correcting the calculation of Gleichläufigkeit. *Dendrochronologia*, 34, 29–30.
- Byczkowski, A. (1996). *Hydrologia*. Warszawa: Wyd. SGGW.
- CDendro, CooRecorder 7.8 [Program komputerowy]. (2014). Pobrane z: [www.cybis.se](http://www.cybis.se) (10.12.2014).
- Chang, M. (2012). *Forest hydrology: an introduction to water and forests*. Boca Raton: CRC Press.
- Chen, D., Chen, H. W. (2013). Using the Köppen classification to quantify climate variation and change: an example for 1901–2010. *Environ. Dev.*, 6, 69–79.
- Chmielewski, J. (2008). Zmiany roślinności leśnej lasów liściastych w okolicach Czeszewa nad Wartą. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Ekologii Roślin i Ochrony Środowiska UAM w Poznaniu pod kierunkiem prof. dr hab. M. Wojterskiej (maszynopis).
- Chwodhury, R. K., Eslamian, S. (2014). 26. Statistical parameters used for assessing hydrologic regime. W: S. Eslamian (red.), *Handbook of engineering hydrology* (s. 537–551). New York: CRC Press.
- Cieśla, A. (2009). Wpływ zabudowy hydrotechnicznej Odry na zróżnicowanie fitosocjologiczne siedlisk łągowych kompleksu leśnego Prawików. *Leśn. Pr. Bad.*, 70(2), 161–174.

- Cincio, Z., Gizler, H. (2000). Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000 wraz z objaśnieniami. Godło N-33-144-C. Arkusz Żerków. Warszawa: PIG.
- Colwell, R. K. (1974). Predictability, constancy, and contingency of periodic phenomena. *Ecology*, 55, 1148–1153.
- Cook, E. (1990). A Conceptual Linear Aggregate Model for Tree Rings. W: E. R. Cook, L. A. Kairiukstis (red.), *Methods of Dendrochronology: Applications in the Environmental Sciences* (s. 98–104). Dordrecht, Boston, London: Kluwer Academic Publishers.
- Cook, E., Briffa, K., Shiyatov, S., Mazepa, V., Jones, P. D. (1990). Data analysis. W: E. R. Cook, L. A. Kairiukstis (red.). *Methods of dendrochronology* (s. 97–162). Dordrecht: Springer.
- Cook, E., Peters, K. (1981). The smoothing spline: a new approach to standardizing forest interior tree-ring width series for dendroclimatic studies. *Tree-Ring Bull.*, 41, 45–53.
- Cook, E. R. (1985). Time series analysis approach to tree ring standardization. Ph.D. Dissertation. Tucson: University of Arizona.
- Cook, E. R. (1987). The decomposition of tree-ring series for environmental series. *Tree-Ring Bull.*, 47, 37–59.
- Cook, E. R., Buckley, B. M., D'Arrigo, R. D., Peterson, M. J. (2000). Warm-season temperatures since 1600 B.C. reconstructed from Tasmanian tree rings and their relationship to largescale sea surface temperature anomalies. *Clim. Dynamics*, 16(2–3), 79–91.
- Cook, E. R., Palmer, J. G., Ahmed, M., Woodhouse, C. A., Fenwick, P., Zafar, M. U., Waheb, M., Khan, N. (2013). Five centuries of upper Indus River flow from tree rings. *J. Hydrol.*, 486, 365–375.
- Cook, E. R., Pederson, N. (2011). Uncertainty, emergence, and statistics in dendrochronology. W: M. K. Hughes, T. W. Swetnam, H. F. Diaz (red.), *Dendroclimatology: Progress and Prospects. Developments in Paleoenvironmental Research*, 11 (s. 77–112). Dordrecht: Springer.
- Copini, P., den Ouden, J., Robert, E. M. R., Tardif, J. C., Loesberg, W. A., Goudzwaard, L., Sass-Klaassen, U. (2016). Flood-ring formation and root development in response to experimental flooding in young *Quercus robur* trees. *Front. Plant Sci.*, 7, 775. DOI: 10.3389/fpls.2016.00775.
- Coulthard, B. (2015). Multi-century records of snow water equivalent and streamflow drought from energy-limited tree rings in south coastal British Columbia. PhD dissertation. Victoria, BC: University of Victoria.
- Coulthard, B., Smith, D. J., Meko, D. M. (2016). Is worst-case scenario streamflow drought underestimated in British Columbia? A 332-year perspective for the south coast, derived from tree-rings. *J. Hydrol.*, 534, 205–218.

- Cropper, J. (1984). Multicollinearity within selected western North American temperature and precipitation data sets. *Tree-Ring Bull.*, 44, 29–37.
- CRUTS4.01. Pobrane z: <https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/hrg/> (06.06.2018).
- Csaikl, U. M., Glaz, I., Baliuckas, V., Petit, R. J. (2002). Chloroplast DNA variation of white oaks in the Baltic countries and Poland. *Forest Ecol. Manage.*, 156, 211–222.
- Czarnecka, M., Nidzgorska-Lencewicz, J. (2012). Wieloletnia zmienność sezonowych opadów w Polsce. *Woda Środ. Obsz. Wiej.*, 12(2), 45–60.
- Czarnowski, M. (1989). *Zarys ekologii roślin lądowych*. Warszawa: PWN.
- Daly, A. (2007). *Timber, Trade and Tree-rings, A dendrochronological analysis of structural oak timber in Northern Europe, c. AD 1000 to c. AD 1650*. Univ. of South Denmark. Ph.D. dissertation. Odense: Univ. of South Denmark
- Danielewicz, W. (2008). *Ekologiczne uwarunkowania zasięgów drzew i krzewów na aluwialnych obszarach doliny Odry*. Poznań: Wyd. UP.
- Danielewicz, W. (2013). *Inwentaryzacja roślinności przeprowadzona w ramach projektu badawczego „Stan i przemiany ekosystemów leśnych dolin wielkich rzek w świetle rocznych przyrostów promieniowych wybranych gatunków drzew”*. Kat. Inż., Leśnej (maszynopis).
- Danielewicz, W. (2016). Informacje ogólne. W: W. Danielewicz (red.), *Dąbrowy Krotoszyńskie. Monografia przyrodniczo-gospodarcza* (s. 9–32). Poznań: Oficyna Wyd. G&P.
- Danielewicz, W., Pawlaczyk, P. (2004). *Łęgowe lasy dębowo-wiązowo-jesionowe (Ficario-ulmetum)*. W: J. Herbich (red.), *Lasy i bory. Poradnik ochrony siedlisk i obszarów Natura 2000 – podręcznik*. T. 5. Metodyczny (s. 242–258). Warszawa: Wyd. Ministerstwa Środowiska.
- Danielewicz, W., Pawlaczyk, P. (2006). Rola dębów w strukturze i funkcjonowaniu fitocenozy. W: W. Bugała (red.), *Dęby, Quercus robur L., Quercus petraea Liebl. Nasze drzewa leśne*, 11 (s. 474–564). Poznań–Kórnik: ID PAN.
- Degirmendzić, J., Kożuchowski, K., Żmudzka, E. (2004). Changes of air temperature and precipitation in Poland in the period 1951–2000 and their relationship to atmospheric circulation. *Int. J. Climatol.*, 24, 291–310.
- Deiller, A. F., Walter, J. M. N., Tremolieres, M. (2001). Effects of flood interruption on species richness, diversity and floristic composition of woody regeneration in the upper Rhine alluvial hardwood forest. *Regul. Rivers: Res. Manage.*, 17, 393–405.
- Dering, M., Lewandowski, A., Ufnalski, K., Kędzierska, A. (2008). How far to the east was the migration of white oaks from the Iberian refugium? *Silva Fenn.*, 42, 327–335.
- Długość rzek i kanałów w administracji RZGW w Poznaniu wg stanu na dzień 31.12.2010 r. (2010). RZGW. Poznań (maszynopis).
- Dobrowolska, D. (2010). Rola zaburzeń w regeneracji lasu. *Leśn. Pr. Bad.*, 4, 391–405.

- Doležal, J., Mazůrek, P., Klimešová, J. (2010). Oak decline in southern Moravia: the association between climate change and early and late wood formation in oaks. *Preslia*, 82(3), 289–306.
- Douda, J. (2010). The role of landscape configuration in plant composition of floodplain forests across different physiographic areas. *J. Veg. Sci.*, 21, 1110–1124. DOI: 10.1111/j.1654-1103.2010.01213.x.
- Douda, J., Boublík, K., Slezák, M., Biurrun, I., Nociar, J., Havrdová, A., ..., Zimmermann, N. E. (2016). Vegetation classification and biogeography of European floodplain forests and alder carrs. *Appl. Veg. Sci.*, 19, 147–163. DOI: <https://doi.org/10.1111/avsc.12201>.
- Douglass, A. E. (1914). A method of estimating rainfall by the growth of trees. W: E. Huntington (red.), *The climatic factor* (s. 101–122). Carnegie Institution of Washington Publication 192. Washington: Carnegie Institution of Washington Publication.
- Douglass, A. E. (1920). Evidence of climatic effects in the annual rings of trees. *Ecology*, 1, 24–32.
- Douglass, A. E. (1921). Dating our prehistoric ruins. *Nat. Hist.*, 21, 27–30.
- Douglass, A. E. (1936). Climatic cycles and tree growth, Vol. III. A study of cycles. Carnegie Institution of Washington Publication 289. Washington: CIS.
- Douglass, A. E. (1946). Researches in dendrochronology. *Univ. Utah Bull.*, 37(2). *Biol. Ser.*, 10(1), 1–19.
- Dreyer, E. (1996). Ecology and physiology of oaks in a changing environment. *Ann. Sci. For.*, 53, 161–166.
- Drobyshev, I., Niklasson, M., Linderson, H., Sonesson, K. (2008). Influence of annual weather on growth of pedunculate oak in southern Sweden. *Ann. For. Sci.*, 65, 1–14. DOI: <https://doi.org/10.1051/forest:2008033>.
- Dudek, D. M., McClenahan, J. R., Mitsch, W. J. (1998). Tree growth responses of *Populus deltoides* and *Juglans nigra* to streamflow and climate in a bottomland hardwood forest in Central Ohio. *Am. Middl. Naturalist.*, 140(2), 233–244.
- Dyer, J. M. (2009). Assessing topographic patterns in moisture use and stress using a water balance approach. *Landsc. Ecol.*, 24(3), 391–403.
- Dynowska, I. (1971). Typy reżimów rzecznych w Polsce. *Zesz. Nauk. UJ* 268. Pr. Geogr. 28. Kraków: Wyd. UJ.
- Dynowska, I. (1994a). Odpływ rzeczny. W: M. Najgrakowski (red.), *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej*. IG i PZ PAN. Warszawa: Wyd. PPWK.
- Dynowska, I. (1994b). Reżim odpływu rzeczno, plansza 32.3 Odpływ rzeczny. W: M. Najgrakowski (red.), *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej*. IG i PZ PAN. Warszawa: Wyd. PPWK.
- Dynowska, I., Pociask-Karteczka, J. (1991) Obieg wody W: L. Sterkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze* (s. 287–355). Warszawa: PWN.

- Eckstein, D., Bauch, J. (1969). Beitrag zur Rationalisierung eines dendrochronologischen Verfahrens und zur Analyse seiner Aussagesicherheit. *Forstwiss. Zentralbl.*, 88, 230–250.
- Eckstein, D., Wazny, T., Bauch, J., Klein, P. (1986). New evidence for the dendrochronological dating of Netherlandish paintings. *Nature*, 320, 465–466.
- Eckstein, D., Wrobel, S. (2007). Dendrochronological proof of origin of historic timber – retrospect and perspectives. W: K. Haneca, A. Verheyden, H. Beeckman, H. Gartner, G. Helle, G. Schleser (red.), *TRACE – Tree Rings in Archaeology, Climatology and Ecology*, Vol. 5: Proceedings of the DENDROSYMPOSIUM 2006, April 20th – 22nd 2006, Tervuren, Belgium (s. 8–20). *Schriften des Forschungszentrums Jülich, Reihe Umwelt/Environment* 74. Jülich: Forschungszentrum Jülich.
- Egginton, P. A., Day, T. J. (1977). Dendrochronologic investigation of high water events along Hodgson Creek, District of Mackenzie. *Geol. Survey Can.*, 77-1A, 381–384.
- Ermich, K. (1953). Wpływ czynników klimatycznych na przyrosty dębu szypułkowego (*Quercus robur* L.) i sosny zwyczajnej (*Pinus sylvestris* L.). Próba analizy zagadnienia. *Prace Rolniczo-Leśne PAU* 68. Kraków: PAU.
- Ermich, K. (1959). Badania nad sezonowym przebiegiem przyrostu grubości pnia u *Pinus sylvestris* L. i *Quercus robur* L. *Acta Soc. Bot. Pol.*, 28, 15–63.
- Ermich, K. (1960). Zagadnienia telekoneksji w dendrochronologii na przykładzie dębu szypułkowego w Bawarii i w Polsce. *Rocz. Dendrol.*, 14, 31–43.
- Everitt, B. S., Landau, S., Leese, M., Stahl, D. (2011). *Cluster Analysis*. Chichester, UK: Wiley.
- Ewert, A. (1973). Zagadnienie kontynentalizmu termicznego klimatu Polski i Europy na tle kontynentalizmu kuli ziemskiej. *Prace i Studia IG UW* 11. *Klimatologia*, 6, 9–17.
- Falarz, M. (2004). Variability and trends in the duration and depth of snow cover in Poland in the 20th century. *Int. J. Climatol.*, 24(13), 1713–1727.
- Falarz, M., Nowosad, M., Bednorz, E., Rasmus, S. (2018). Review of Polish contribution to snow cover research (1880–2017). *Quaest. Geogr.*, 37(1), 7–22. DOI: 10.2478/quageo-2018-0002.
- Falińska, K. (2012). *Ekologia roślin*. Warszawa: PWN.
- Faliński, J. B., Pawlaczyk, P. (1995). Zarys ekologii, W: (red.) W. Bugała, *Jesion wniosły *Fraxinus excelsior* L. Nasze drzewa leśne* 17. ID PAN. Poznań–Kórnik, s. 217–306.
- Faulkner, S., Barrow, W., Keeland, B., Walls, S., Telesco, D. (2011). Effects of conservation practices on wetland ecosystem services in the Mississippi Alluvial Valley. *Ecol. Applic.*, 21, 31–48. DOI: DOI: 10.1890/10-0592.1.
- Feliksik, E. (1990). *Badania dendroklimatologiczne dotyczące jodły (*Abies alba* Mill.) występującej na obszarze Polski, Zeszyty Naukowe AR w Krakowie. Rozprawa habilitacyjna* 151. Kraków: Wyd. AR.

- Fernández, A., Muñoz, A., González-Reyes, Á., Aguilera-Betti, I., Toledo, I., Puchi, P., ..., Vignola, R. (2018). Dendrohydrology and water resources management in South-Central Chile: Lessons from the Río Imperial streamflow reconstruction. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 22, 2921–2935. DOI: 10.5194/hess-22-2921-2018.
- Friedrich, M., Remmele, S., Kromer, B., Hofmann, J., Spurk, M., Kaiser, K. F., Orcel, C., Küppers, M. (2004). The 12,460-year Hohenheim oak and pine tree-ring chronology from Central Europe; a unique annual record for radiocarbon calibration and paleoenvironment reconstructions. *Radiocarbon*, 46(3), 1111–1122.
- Fritts, H., Blasing, T., Hayden, B., Kutzbach, J. (1971). Multivariate techniques for specifying tree-growth and climate relationships and for reconstructing anomalies in paleoclimate. *J. Appl. Meteorol.*, 10, 845–864.
- Fritts, H. C. (2001). *Tree Rings and Climate*. Caldwell, New Jersey: Blackburn Press [reprint: Fritts H. C. (1976). *Tree Rings and Climate*. Academic Press. London. New York. San Francisco].
- Führer, E. (1998). Oak decline in central Europe: a synopsis of hypotheses. W: M. L. McManus, A. M. Liebhold (red.), *Population dynamics, impacts, and integrated management of forest defoliating insects*. General Technical Report NE-247 (s. 7–24). Radnor, PA: USDA Forest Service.
- Gacka-Grzeškiewicz, E., Cichocki, Z. (2001). *Program ochrony dolin rzecznych w Polsce*. Warszawa: IOŚ.
- Geoportal Krajowy. Pobrane z: <http://mapy.geoportal.gov.pl/imap/?gpmmap=gp0> (10.12.2017).
- Geoportal KZGW. Pobrane z: <http://geoportal.kzgw.gov.pl/gptkzgw/> (7.12.2017).
- Geoportal PIG. Pobrane z: <http://geoportal.pgi.gov.pl/portal/page/portal/PIGMainExtranet> (20.12.2017).
- Geoserwis GDOŚ. Pobrane z: <http://geoserwis.gdos.gov.pl/mapy/> (15.12.2017).
- Giertych, M. (2006). *Ekologia* W: W. Bugała (red.), Dęby, *Quercus robur* L., *Quercus petraea* Liebl. *Nasze drzewa leśne* 11 (s. 591–639). Poznań–Kórnik: ID PAN.
- Gimeno, L., Stohl, A., Trigo, R. M., Dominguez, F., Yoshimura, K., Yu, L., ..., Nieto, R. (2012). Oceanic and terrestrial sources of continental precipitation. *Rev. Geophys.*, 50, RG4003. DOI: 10.1029/2012RG000389.
- Glenz, C., Schlaepfer, R., Iorgulescu, I., Kienast, F. (2006). Flooding tolerance of Central European tree and shrub species. *Forest Ecol. Manage.*, 235, 1–13.
- Gordon, N. D., McMahon, T. A., Finlayson, B. L., Gippel, C. J., Nathan, R. J. (2004). *Stream hydrology: an introduction for ecologists*. Hoboken, NJ: Wiley.
- Graf, R. (1999). Warunki zasilania i szczyptywania wód podziemnych pierwszego poziomu w wybranych zlewniach Niziny Wielkopolskiej. *Pr. Kom. Geogr.-Geolog.*, 24. Poznań: PTPN.
- Graf, R. (2002). *Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1 : 50 000*. Arkusz M-33-12-B Pleszew. Warszawa: CODGiK.

- Graf, R., Kaniecki, A. (2001). Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1 : 50 000. Arkusz M-33-11-B Jarocin Zach. Warszawa: CODGiK.
- Gray, B. M., Pilcher, J. R. (1983). Testing the significance of summary response functions. *Tree-Ring Bull.*, 43, 31–38.
- Gričar, J., de Luis, M., Hafner, P., Levanič, T. (2013). Anatomical characteristics and hydrologic signals in tree-rings of oaks (*Quercus robur* L.). *Trees*, 27, 1669–1680.
- Grissino-Mayer, H. (2001). Evaluating crossdating accuracy: a manual and tutorial for the computer program COFECHA. *Tree-Ring Res.*, 57, 205–221.
- Grissino-Mayer, H. D. (2003). A manual and tutorial for the proper use of an increment borer. *Tree-Ring Res.*, 59(2), 63–79.
- Groves, C. (2000). Tree-ring analysis of oak timbers from Peterborough Cathedral, Peterborough, Cambridgeshire: Boards from the painted nave ceiling. *Anc. Monum. Labor. Report*, 10, 1–22.
- Grygoruk, M., Acreman, M. (2015). Restoration and management of riparian and riverine ecosystems: Ecohydrological experiences, tools and perspectives (editorial). *Ecohydrol. Hydrobiol.*, 15(3), 109–110. DOI: 10.1016/j.ecohyd.2015.07.002.
- Guilford, J. P. (1965). *Fundamental Statistics in Psychology and Education*. New York: McGraw-Hill.
- Guiot, J. (1991). The bootstrapped response function. *Tree-Ring Bull.*, 51, 39–41.
- Gurnell, A. M., Bertoldi, W., Tockner, K., Wharton, G., Zolezzi, G. (2016). How large is a river? Conceptualizing river landscape signatures and envelopes in four dimensions, *WIREs. Water*, 3, 313–325. DOI: 10.1002/wat2.1143.
- Haines, A. T., Finlayson, B. L., McMahon, T. A. (1988). A global classification of river regimes. *Appl. Geogr.*, 8, 255–272.
- Hamilton, S. K. (2010). Flood Plains. W: G. E. Likens (red.), *River Ecosystems Ecology. Encyclopedia of Inland Waters* (s. 190–198). Cambridge, MA: Academic Press.
- Haneca, K., Čufar, K., Beeckman, H. (2009). Oaks, tree-rings and wooden cultural heritage: a review of the main characteristics and applications of oak dendrochronology in Europe. *J. Archaeol. Sci.*, 36(1), 1–11.
- Haneca, K., Van Acker, J., Beeckman, H. (2005). Growth trends reveal the forest structure during Roman and Medieval times in Western Europe: a comparison between archaeological and actual oak ring series (*Quercus robur* and *Quercus petraea*). *Ann. For. Sci.*, 62, 8797–805.
- Hannah, D. M., Bower, D., McGregor, G. R. (2006). Associations between Western European air-masses and river flow regimes. *IAHS Publ.*, 308, 344,349.
- Hardman, G., Reil, O. E. (1936). The relationship between tree-growth and stream runoff in the Truckee River basin, California-Nevada. *Agricultural Experiment Station, Bulletin no 141, January*. Reno, Nevada: University of Nevada.



- Harper, D. M., Ebrahimnezhad, M., Taylor, E., Dickinson, S., Decamp, O., Verniers, G., Balbi, T. (1999). A catchment-scale approach to the physical restoration of lowland UK rivers. *Aquatic Conserv.-Mar. Freshwater Ecosyst.*, 9, 141–157.
- Harris I., Jones, P. D., Osborn, T. J., Lister, D. H. (2014). Updated high-resolution grids of monthly climatic observations – the CRU TS3.10 dataset. *Int. J. Climatol.*, 34, 623–642.
- Hartigan, J. A. (1975). *Clustering algorithms*. New York, London, Sydney, Toronto: Wiley.
- Hasse, D., Gläser, J. (2009). Determinants of floodplain forest development illustrated by the example of the floodplain forest in the District of Leipzig. *Forest Ecol. Manage.*, 258(5), 887–894.
- Hawley, F. M. (1937). Relationship of southern cedar growth to precipitation and runoff. *Ecology*, 18(3), 398–405.
- Hoadley, R. B. (1990). *Identifying wood: accurate results with simple tools*. Newtown, CT: The Taunton Press.
- Hohensinner, S., Habersack, H., Jungwirth, M., Zauner, G. (2004). Reconstruction of the characteristics of a natural alluvial river-floodplain system and hydromorphological changes following human modifications: the Danube River (1812–1991). *River Res. Applic.*, 20, 1, 25–41.
- Hohensinner, S., Jungwirth, M., Muhar, S., Schmutz, S. (2011). Spatio-temporal habitat dynamics in a changing Danube River landscape 1812–2006. *River Res. Applic.*, 27, 939–955. DOI: 10.1002/rra.1407.
- Holmes, R. L. (1983). Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement. *Tree-Ring Bull.*, 43, 69–78.
- Huber, B. (1941). *Aufbau einer mitteleuropäischen Jahrring-Chronologie*. W: G. Badder (red.), *Mitteilungen der Hermann-Göring-Akademie der Deutschen Forstwissenschaft 1* (s. 110–125). Halbleinen: J. D. Sauerländer's Verlag.
- Hughes, F. M., Rood, S. B. (2003). Allocation of river flows for restoration of floodplain forest ecosystems: a review of approaches and their applicability in Europe. *Environ. Manage.*, 32, 12–33.
- Ilnicki, P., Farat, R., Górecki, K., Lewandowski, P. (2014). Impact of climatic change on river discharge in the driest region of Poland. *Hydrol. Sci. J.*, 59(6), 1117–1134. DOI: 10.1080/02626667.2013.831979.
- Ilnicki, P., Farat, R., Górecki, K., Lewandowski, P. (2015). Long-term air temperature and precipitation variability in the Warta River catchment area. *J. Water Land Develop.*, 27(1), 3–13. DOI: 10.1515/jwld-2015-0019.
- Izdebski, K. (1957). Wyniki wstępnych badań nad ekologią i rozmieszczeniem dębu szypułkowego (*Quercus robur* L.) w Polsce. *Sylvan*, 12, 46–54.
- Jasiński, T. (2007). Początki Polski w nowym świetle. *Nauka*, 4, 7–18.

- Jodłowski, J. (1998). Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000. Godło N-33-143-D. Arkusz Nowe Miasto n/Wartą. Warszawa: PIG.
- Jodłowski, J. (2001). Objaśnienia do szczegółowej mapy geologiczna Polski w skali 1 : 50 000. Godło N-33-143-D. Arkusz Nowe Miasto n/Wartą. Warszawa: PIG.
- Jokiel, P., Tomalski, P. (2015). Identyfikacja i analiza sezonów hydrologicznych na przykładzie dwóch rzek z obszaru środkowej Polski. W: P. Jokiel (red.), *Metody statystyczne w analizach hydrologicznych środkowej Polski* (s. 201–213). Łódź: Wyd. UŁ.
- Junk, W. J. (1997). *The Central Amazonian Floodplain: Ecology of a Pulsing System*. Ecological Studies, 126. Berlin, Heidelberg: Springer Verlag.
- Junk, W. J., Bayley, P. B., Sparks, R. E. (1989). The flood pulse concept in river-floodplain systems, W: D. P. Dodge (red.), *Proceedings of the International Large River Symposium*. Can. Publ. Fish. Aquat. Sci. 106 (s. 110–127). Ottawa: NRC Research Press.
- Kaczmarek, Z. (2003). The impact of climate variability on flood risk in Poland. *Risk Anal.*, 23(3), 559–566.
- Kaennel, M., Schweingruber, F. H. (1995). *Multilingual glossary of dendrochronology*. Berne: Paul Haupt.
- Kalicki, T., Krapiec, M. (1995). Problems of dating alluvium using buried subfossil tree trunks: lessons from the “black oaks” of the Vistula Valley, Central Europe. *The Holocene*, 5(2), 243–250.
- Kames, S., Tardif, J. C., Bergeron, Y. (2016). Continuous earlywood vessels chronologies in floodplain ring-porous species can improve dendrohydrological reconstructions of spring high flows and flood levels. *J. Hydrol.*, 534, 377–389. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2016.01.002.
- Kamiński, B., Miler, A. T., Okoński, B., Grajewski, S., Schwartz, K. (2011). Floodplain forest technical and monitoring solutions for protection of the Uroczysko Warta floodplain forest. *Pol. J. Environ. Stud.*, 20, 5, 1193–1201.
- Karczewski, A., Mazurek, M., Stach, A., Zwoliński, Z. (2007). *Mapa geomorfologiczna Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej pod redakcją B. Krygowskiego w skali 1 : 300 000, Opracowanie numeryczne*, Instytut Paleogeografii i Geoekologii UAM. Poznań: Wyd. UAM.
- Karimi, S. S., Yasi, M., Cox, J. P., Eslamian, S. (2014). 5. Environmental Flows. W: S. Eslamian (red.), *Handbook of Engineering Hydrology*. Environmental Hydrology and Water Management (s. 85–104). New York: CRC Press.
- Kejna, M., Araźny, A., Maszewski, R., Przybylak, R., Uscka-Kowalkowska, J., Vizi, Z. (2009). Daily minimum and maximum air temperature in Poland in the years 1951–2005. *Bull. Geogr. Phys. Geogr. Ser.*, 2(1), 35–56. DOI: <https://doi.org/10.2478/bgeo-2009-0010>.

- Kingston, D. G., Hannah, D. M., Lawler, D. M., McGregor, G. R. (2009). Climate – river flow relationships across montane and lowland environments in northern Europe. *Hydrol. Process.*, 23(7), 985–996.
- Kingston, D. G., Hannah, D. M., Lawler, D. M., McGregor, G. R. (2011). Regional classification, variability, and trends of northern North Atlantic river flow. *Hydrol. Process.*, 2(7), 1021–1033.
- Kingston, D. G., Stagge, J. H., Tallaksen, L. M., Hannah, D. M. (2015). European-scale drought: understanding connections between atmospheric circulation and meteorological drought indices. *J. Clim.*, 28(2), 505–516.
- Klein, P., Wazny, T. (1991). Dendrochronological analyses of paintings of Gdansk painters of the 15th to the 17th century. *Dendrochronologia*, 9, 181–191.
- Kleinschmit, J., Kleinschmit, J. G. R. (2000). *Quercus robur-Quercus petraea*: a critical review of the species concept. *Glasnik za Šumske Pokuse*, 37, 441–452.
- Klimo, E., Hager, H. (2001). The floodplain forests in Europe: current and perspectives. European Forest Institute research report 10. Leiden: Koninklijke Brill NV.
- KNMI Climate Explorer. Pobrane z: <http://climexp.knmi.nl> (10.04.2018).
- Kondracki, J. (2002). *Geografia regionalna Polski*. Warszawa: PWN.
- Kopeć, D., Ratajczyk, N., Wolańska-Kamińska, A., Walisch, M., Kruk, A. (2014). Floodplain forest vegetation response to hydroengineering and climatic pressure – A five decade comparative analysis in the Bzura River valley (Central Poland). *Forest Ecol. Manage.*, 314, 120–130.
- Köppen, W. (1936). *Das geographische System der Klimate*. W: W. Köppen, G. Geiger (red.), *Handbuch der Klimatologie 1* (s. 1–44). Berlin: Borntraeger.
- Koprowski, M., Okoński, B., Gričar, J., Puchalka, R. (2018). Streamflow as an ecological factor influencing radial growth of European ash (*Fraxinus excelsior* (L.)). *Ecol. Indic.*, 85, 390–399. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2017.09.051>.
- Kostecki, M. (2001). *Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1 : 50 000*. Arkusz N-33-144-C Żerków. Warszawa: CODGiK.
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., Rubel, F. (2006). World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorol. Z.*, 15, 259–263. DOI: 10.1127/0941-2948/2006/0130.
- Kozłowski, T. T. (2002). Physiological-ecological impacts of flooding on riparian forest ecosystems. *Wetlands*, 22(3), 550–561.
- Kozłowski, T. T., Pallardy, S. G. (1997). *Growth Control in Woody Plants*. Physiological ecology. London, New York, San Francisco: Academic Press.
- Kożuchowski, K. (2011). *Klimat Polski. Nowe spojrzenie*. Warszawa: PWN.
- Krahl-Urban, J. (1959). *Die Eiche*. Hamburg-Berlin: Verlag Paul Parey.
- Krause, C. (1992). Climate-growth relationships from continuous tree-ring series versus pointer years. W: T. S. Bartholin, E. Berglund, D. Eckstein., F. H. Schweingruber,

- O. Eggertsson (red.), Tree rings and environment, Proceedings of the International Symposium, Ystad, South Sweden, 3–9 September, 1990 (s. 164–167). Lund: Lund University, Department of Quaternary Geology.
- Krawczyk, A., Krapiec, M. (1999). Rekonstrukcja paleoklimatu Małopolski na podstawie sekwencji przyrostów rocznych dębów. *Geologia*, 25, 4, 305–319.
- Krapiec, M. (1998). Oak dendrochronology of the Neoholocene in Poland. *Folia Quat.*, 69, 5–133.
- Krapiec, M. (1992). Skaledendrochronologicznepóźnego holocenu południowej i centralnej Polski. *Kwart. AGH-Geol.*, 18(3), 37–119.
- Krapiec, M. (1996). Subfossil oak chronology (474 BC – 1529 AD) from Southern Poland. W: J. S. Dean, D. M. Meko, T. W. Swetnam (red.), *Tree rings, environment and humanity. Radiocarbon* (s. 813–819). Tucson: Univ. of Arizona.
- Krapiec, M. (2001). Holocene dendrochronological standards for subfossil oaks from the area of Southern Poland. *Stud. Quat.*, 18, 47–63.
- Krapiec, M., Szychowska-Krapiec, E. (2004). Standardy dendrochronologiczne sosny zwyczajnej (*Pinus sylvestris* L.) i dębu szypułkowego (*Quercus robur* L.) z północno-wschodniej Polski. *Sylwan*, 7, 11–19.
- Kremer, A. (2010). Evolutionary responses of European oaks to climate change. *Irish Forestry*, 67, 53–65.
- Lambert, G. (2008). A Century of Dendrochronology and Archaeology. Quiet activities? W: A. Lehoërf (red.), *Construire le temps. Histoire et méthodes des chronologies et calendriers des derniers millénaires avant notre ère en Europe occidentale. Actes du XXXe colloque international de Halma-Ipel, Lille 2006* (s. 113–122). Glux-en-Glenne: Bibracte – Centre archéologique européen.
- Lambor, J. (1971). *Hydrologia inżynierska*. Warszawa: Arakdy.
- Lara, A., Urrutia, R., Villalba, R., Luckman, B. H., Soto, D., Aravena, J. C., ..., Leon, J. (2005). The potential use of tree-rings to reconstruct streamflow and estuarine salinity in the Valdivian Rainforest eco-region, Chile. *Dendrochronologia*, 22, 155–161.
- Latałowa, M., Zimny, M., Pędziszewska, A., Kupryjanowicz, M. (2016). Postglacjalna historia Puszczy Białowieskiej – roślinność, klimat i działalność człowieka. *Parki Nar. Rez. Przyr.*, 35(1), 3–49.
- Leuschner, H. H., Sass-Klaassen, U., Jansma, E., Baillie, M. G. L., Spurk, M. (2002). Subfossil European bog oaks: Population dynamics and long-term growth depressions as indicators of changes in the Holocene hydro-regime and climate. *The Holocene*, 12(6), 695–706.
- Loaiciga, H. A., Haston, L., Michaelsen, J. (1993). Dendrohydrology and long-term hydrologic phenomena. *Rev. Geophys.*, 31(2), 151–171.

- Lockaby, B. G., Governo, R., Schilling, E., Cavalcanti, G., Hartsfield, C. (2005). Effects of sedimentation on soil nutrient dynamics in riparian forests. *J. Environ. Qual.*, 34, 390–396.
- Luterbacher, J., Dietrich, D., Xoplaki, E., Grosjean, M., Wanner, H. (2004). European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500. *Science*, 303, 1499–1503.
- Luterbacher, J., Xoplaki, E., Küttel, M., Zorita, E., González-Rouco, J. F., Jones, P. D., ..., Przybylak, R. (2010). Climate Change in Poland in the Past Centuries and its Relationship to European Climate: Evidence from Reconstructions and Coupled Climate Models. W: R. Przybylak, J. Majorowicz, R. Brázdil, M. Kejna (red.), *The Polish climate in the European context: an historical overview* (s. 3–39). Dordrecht: Springer.
- Łupikasza, E. B., Hänsel, S., Matschullat, J. (2011). Regional and seasonal variability of extreme precipitation trends in southern Poland and central-eastern Germany 1951–2006. *Int. J. Climatol.*, 31, 2249–2271. DOI: 10.1002/joc.2229.
- Maidment, D. R. (1993). *Handbook of Hydrology*. New York: McGraw-Hill Education.
- Major, M. (2012). Charakterystyka zasilania roztopowego w dorzeczu Warty na obszarze Niziny Wielkopolskiej jako głównej składowej fal wezbraniowych. *Przeegl. Geogr.*, 84(1), 105–121.
- Mäkinen, H., Vanninen, P. (1999). Effect of sample selection on the environmental signal derived from tree-ring series. *Forest Ecol. Manage.*, 113, 83–89.
- Malik, I. (2006). Contribution to understanding the historical evolution of meandering rivers using dendrochronological methods: example of the Mała Panew River in southern Poland. *Earth Surf. Process. Landforms*, 31, 1227–1245.
- Markham, C. G. (1970). Seasonality of Precipitation in the United States. *Ann. Assoc. Am. Geogr.*, 60(3), 593–597.
- Martins, A. M. (2015). *The management of Iberian forest resources in the early modern shipbuilding: history and archaeology: ForSEADiscovery Project*. Lisbon: Instituto de Arqueologia e Paleociências.
- Matisons, R., Elferts, D., Brūmelis, G. (2012). Changes in climatic signals of English oak tree-ring width and cross-section area of earlywood vessels in Latvia during the period 1900–2009. *Forest Ecol. Manage.*, 279, 34–44.
- Matuszkiewicz, J. M. (2008a). *Potencjalna roślinność naturalna Polski*. Warszawa: IGiPZ PAN.
- Matuszkiewicz, J. M. (2008b). *Zespoły leśne Polski*. Warszawa: PWN.
- Meiggs, R. (1982). *Trees and Timber in the Ancient Mediterranean World*. Clarendon-Press, Oxford.
- Meko, D. M., Stockton, C. W., Boggess, W. R. (1995). The tree-ring record of severe sustained drought. *Water Resour. Bull.*, 31, 789–801.

- Meko, D. M., Therrell, M. D., Baisan, C. H., Hughes, M. K. (2001). Sacramento River flow reconstructed to A. D. 869 from tree rings. *JAWRA*, 37, 1029–1039.
- Meko, D. M., Woodhouse, C. A. (2011). Application of Streamflow Reconstruction to Water Resources Management. W: M. Hughes, T. Swetnam, H. Diaz (red.), *Dendroclimatology. Developments in Paleoenvironmental Research 11* (s. 231–261). Dordrecht: Springer.
- Meko, D. M., Woodhouse, C. A., Morino, K. (2012). Dendrochronology and links to streamflow. *J. Hydrol.*, 412–413, 200–209.
- Mérian, P., Lebourgeois, F. (2011). Consequences of decreasing the number of cored trees per plot on chronology statistics and climate-growth relationships: a multispecies analysis in a temperate climate. *Can. J. For. Res.*, 41, 2413–2422.
- Mérian, P., Pierrat, J. C., Lebourgeois, F. (2013). Effect of sampling effort on the regional chronology statistics and climate-growth relationships estimation. *Dendrochronologia*, 31, 58–67.
- Mielcarski, C. (1969). Lasy liściaste okolic Czeszewa na Wartą. *Bad. Fizjogr. Pol. Zach.*, 23, 69–110.
- Milecka, K., Kupryjanowicz, M., Makohonienko, M., Okuniewska-Nowaczyk, I., Nalepka, D. (2004). *Quercus* L. – oak. W: M. Ralska-Jasiewiczowa (red.), *Glacial and holocene history of vegetation in Poland based on isopollen maps* (s. 189–196). Kraków: W. Szafer IB PAN.
- Miler, A. T. (2015). Variability of the Warta River water discharge in the city of Poznań as influenced by the Jeziorsko reservoir. *Arch. Environ. Prot.*, 41(3), 53–59.
- Mitsch, W. J., Gosselink, J. G. (2015). *Wetlands*. Hoboken, NJ: Wiley-Blackwell.
- Modrzyński, J., Robakowski, P., Ziętański, J. (2006). *Ekologia* W: W. Bugała (red.), *Dęby, Quercus robur* L., *Quercus petraea* Liebl. Nasze drzewa leśne 11 (s. 411–474). Poznań–Kórnik: ID PAN.
- Mosteller, F., Tukey, J. W. (1977). *Data Analysis and Regression*. Reading, MA, USA: Addison–Wesley.
- MPHP10 (2013). *Mapa Podziału Hydrograficznego Polski w skali 1 : 10 000* [CD]. Warszawa: KZGW.
- MZP (2015). *Mapa Zagrożenia Powodziowego Polski*. Warszawa: KZGW.
- Netsvetov, M., Prokopuk, Y., Didukh, Y., Romenskyy, M. (2018). Climatic sensitivity of *Quercus robur* L. in floodplain near Kyiv under river regulation. *Dendrobiology*, 79, 20–33. DOI: <http://dx.doi.org/10.12657/denbio.079.003>.
- Nienhuis, P. H., Chojnacki, J. C., Harms, O., Majewski, W., Parzonka, W., Prus, T. (2000). *Elbe, Odra, and Vistula: reference rivers for the restoration of biodiversity and habitat quality*. W: A. J. M. Smits, P. H. Nienhuis, R. S. E. W. Leuven (red.), *New approaches to river management* (s. 52–66). Leiden: Backhuys Publishers.
- NMT NMPT ISOK (2015). *Numeryczny Model Terenu* [CD] Warszawa: CODGiK.

- Okoński, B. (2016). Hydrologia. W: W. Danielewicz (red.), Dąbrowy Krotoszyńskie. Monografia przyrodniczo-gospodarcza (s. 65–88). Poznań: Oficyna Wyd. G&P.
- Okoński, B., Koprowski, M., Danielewicz, W., Miler, A., Kasztelan, A. (2014). Wykorzystanie lat wskaźnikowych do oceny wpływu reżimu rzecznoego na warunki wzrostu drzew w dolinie Warty. *SiM CEPL*, 40(3), 156–164.
- Okoński, B., Miler, A. T. (2013). Sezonowa zmienność stanów wód gruntowych w lasach łągowych Uroczyska Warta. *Infrastrukt. Ekol. Teren. Wiej.*, 3(1), 51–60.
- Olaczek, R. (2000). Antropogeniczne czynniki przekształcania dolin rzecznych. W: J. Kołtuniak (red.), *Rzeki. Kultura – cywilizacja – historia* 9 (s. 119–142). Katowice: Wyd. Śląsk.
- Olden, J. D., Poff, N. L. (2003). Redundancy and the choice of hydrologic indices for characterizing streamflow regimes. *River Res. Applic.*, 19(2), 101–121.
- Osborn, T. J., Barichivich, J., Harris, I., van der Schrier, G., Jones, P. D. (2017). Monitoring global drought using the self-calibrating Palmer Drought Severity Index. W: J. Blunden, S. D. Arndt (red.), *State of the Climate in 2016*. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 98, 8 (s. 32–33). DOI: 10.1175/2017BAMSStateoftheClimate.1.
- Osterkamp, W. R., Hupp, C. R. (1984) Geomorphic and vegetative characteristics along three northern Virginia streams. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 95(9), 501–513.
- Osterkamp, W. R., Hupp, C. R. (2010). Fluvial processes and vegetation – Glimpses of the past, the present, and perhaps the future. *Geomorphology*, 116, 274–285.
- Pacyniak, C. (1965). Okazale drzewa oraz zbiorowiska roślinne w rezerwacie „Czeszewo” i „Kawęczynskie Brzęki”. *Rocz. Dendrol.*, 19, 257–263.
- Pallardy, S. G. (2008). *Physiology of woody plants*. Third ed. London: Elsevier.
- Palmer, W. C. (1965). *Meteorological drought*. Weather Bureau Paper 45, US Dept. of Commerce, Washington D.C.
- Parolin, P., De Simone, O., Haase, K., Waldhoff, D., Rottenberger, S., Kuhn, U., ..., Junk, W. J. (2004). Central Amazon floodplain forests: tree survival in a pulsing system. *Bot. Rev.*, 70(3), 357–380.
- Parolin, P., Lucas, C., Piedad, E. M. T. F., Wittmann, F. (2010). Drought responses of extremely flood-tolerant trees of Amazonian floodplains. *Ann. Bot.*, 105(1), 129–139.
- Parolin, P., Wittman, F. (2010). Struggle in the flood: tree responses to flooding stress in four tropical floodplain systems, *AoB Plants* 2010. DOI: 10.1093/aobpla/plq003.
- PDSI CRU3.26. Pobrane z: <https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/drought/#global> (06.06.2018).
- Pearson, C. I., Wazny, T., Kuniholm, P. I., Botic, K., Durman, A., Seuffer, K. (2014). Potential for a new multimillennial tree-ring Chronology from subfossil Balkan river oaks. *Tree-Ring Res.*, 70, 51–59.
- Petit, R. J., Brewer, S., Bordács, S., Burg, K., Cheddadi, R., Coart, E., ..., Kremer, A. (2002). Identification of refugia and post-glacial colonization routes of European

- white oaks based on chloroplast DNA and fossil pollen evidence. *Forest Ecol. Manage.*, 156, 49–74.
- Piedallu, C., Gégout, J. C., Perez, V., Lebourgeois, F. (2013). Soil water balance performs better than climatic water variables in tree species distribution modelling. *Glob. Ecol. Biogeogr.*, 22, 4, 470–482.
- Pierzgalski, E. (2008). Relacje między lasem a wodą – przegląd problemów. *SiM CEPL*, 10(2), 13–23.
- Pierzgalski, E., Tyszka, J., Stolarek, A. (2012). Powodzie i susze w lasach. W: H. Lorenc (red.), *Klęski żywiołowe a bezpieczeństwo wewnętrzne kraju*. IMGW, Seria: Monografie IMGW-PIB (s. 243–255). Warszawa: IMGW-PIB.
- Pilarski, P. (2002a). Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1 : 50 000 wraz z objaśnieniami. Godło M-33-11-B. Arkusz Jaraczewo. Warszawa: PIG.
- Pilarski, P. (2002b). Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1 : 50 000 wraz z objaśnieniami. Godło N-33-144-C. Arkusz Żerków. Warszawa: PIG.
- Pilcher, J. R. (1990). Sample preparation, cross-dating, and measurement W: E. R. Cook, L. A. Kairiukstis (red.), *Methods of dendrochronology* (s. 40–51). Dordrecht: Springer.
- Pilcher, J. R., Baillie, M. G. L., Schmidt, B., Becker, B. (1984). A 7,272 year tree-ring chronology for western Europe. *Nature*, 312, 150–152.
- Pilcher, J. R., Gray, B. (1982). The relationships between oak tree growth and climate in Britain. *J. Ecol.*, 70, 297–304.
- Piniewski, M. (2017). Classification of natural flow regimes in Poland. *River Res Applic.*, 33, 1205–1218. DOI: <https://doi.org/10.1002/rra.3153>.
- Pińskwar, I., Choryński, A., Graczyk, D., Graczyk, D., Kundzewicz, Z. (2018). Observed changes in extreme precipitation in Poland: 1991–2015 versus 1961–1990. *Theor. Appl. Climatol.*, 135, 1–2, 773–787. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2372-1>.
- Piraino, S., Roig, A. F. (2016). Assessing the sensitivity of riparian *Algarrobo dulce* (*Prosopis flexuosa* DC) radial growth to hydrological changes. *Geochronometria*, 43(1), 1–8. DOI: 10.1515/geochr-2015-0027.
- Poff, N. L., Allan, J. D., Bain, M. B., Karr, J. R., Prestegard, K. L., Richter, B. D., Sparks, R. E., Stromberg, J. (1997). The natural flow regime, a paradigm for river conservation and restoration. *Bioscience*, 47, 769–784.
- Pomian, I., Śliwiński, B., Uścińowicz, S., Ważny, T. (2016). The Remains of the medieval harbour in Puck (northern Poland). A few words about the results of previous research. *Archaeol. Balt.*, 23, 235–243.
- Przybylak, R. (2010). Instrumental observations. W: R. Przybylak, J. Majorowicz, R. Brządził, M. Kejna (red.), *The Polish climate in the European context: an historical overview* (s. 129–166). Dordrecht: Springer.



- Pukiene, R., Ožalas, E. (2007). Medieval oak chronology from the Vilnius Lower Castle. *Dendrochronologia*, 24, 2(3), 137–143.
- QGIS Development Team (2016). QGIS Geographic Information System. Open Source Geospatial Foundation Project. Pobrane z: <http://qgis.osgeo.org> (20.04.2016).
- R Core Team (2018). R: A language and environment for statistical computing. Vienna, Austria: R Foundation for Statistical Computing. Pobrane z: <https://www.R-project.org/>. (15.07.2018).
- Richards, K. S. (1982). *Rivers, Form and Process in Alluvial Channels*. Caldwell, NJ: Blackburn Press.
- Robinson, W. J. (1976). Tree-ring dating and archaeology in the American southwest. *Tree-Ring Bull.*, 36, 9–20.
- Rodríguez-Trobajo, E., Domínguez-Delmás, M. (2015). Swedish oak, planks and panels: dendroarchaeological investigations on the 16th century Evangelistas altarpiece at Seville Cathedral (Spain). *J. Archaeol. Sci.*, 54, 148–161. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jas.2014.11.039>.
- Rodzińska-Choraży, T. (2009). *Zespoły rezydencjonalne i kościoły centralne na ziemiach polskich do połowy XII wieku*. Kraków: Wyd. UJ.
- Rood, S. B., Heinz-Milne, S. (1989). Abrupt riparian forest decline following river damming in Southern Alberta. *Can. J. Botany*, 67, 1744–1749.
- Rood, S. B., Samuelson, G. M., Braatne, J. H., Gourley, C. R., Hughes, F. M., Mahoney, J. M. (2005). Managing river flows to restore floodplain forests. *Front. Ecol. Environ.*, 3, 193–201.
- Rosales, J., Petts, G., Knab-Vispo, C. (2001). Ecological gradients within the riparian forests of the lower Caura River, Venezuela. *Plant Ecol.*, 152(1), 101–118.
- Rotnicka, J. (1988). *Taksonomiczne podstawy klasyfikacji reżimu rzecznoego*. Ser. Geografia 40. Poznań: Wyd. UAM.
- Rozporządzenie Dyrektora RZGW w Poznaniu z dn. 16.12.2016 r. w sprawie planu utrzymania wód w regionie wodnym Warty. *Dz.U.W.W.* 2016, nr 0, poz. 5607
- Rozporządzenie RM z dn. 18.10.2016 r. w sprawie przyjęcia Planu zarządzania ryzykiem powodziowym dla obszaru dorzecza Odry. *Dz.U.* 2016, nr 0, poz. 1938.
- Rubel, F., Kottek, M. (2010). Observed and projected climate shifts 1901–2100 depicted by world maps of the Köppen-Geiger climate classification. *Meteorol. Z.*, 19, 135–141. DOI: [10.1127/0941-2948/2010/0430](https://doi.org/10.1127/0941-2948/2010/0430).
- Sagers, C. L., Lyon, J. (1997). Gradient analysis in a riparian landscape: contrasts among forest layers. *Forest Ecol. Manage.*, 96, 13–26.
- Saito, L., Biondi, F., Salas, J. D., Panorska, A. K., Kazubowski, T. J. (2008). A watershed modeling approach to streamflow reconstruction from tree-ring records. *Environ. Res. Lett.*, 3(2). DOI: [10.1088/1748-9326/3/2/024006](https://doi.org/10.1088/1748-9326/3/2/024006).

- San-Miguel-Ayanz, J., de Rigo, D., Caudullo, G., Houston Durrant, T., Mauri, A., Tinner, W., ..., Zecchin, B. (2016). European Atlas of Forest Tree Species. Luxembourg: Publications Office of the European Union. DOI: 10.2788/4251.
- Sass-Klassen, U., Sabajo, C., Belien, E., den Ouden, J. (2010). Effect of experimental flooding on vessel area of pedunculate oak and common ash – a matter of timing. W: K. Mielikäinen, H. Mäkinen, M. Timonen (red.), WorldDendro 2010: the 8th International Conference on Dendrochronology. Rovaniemi, Finland (s. 155). Finnish Forest Research Institute (Metla): Joensuu.
- Sauchyn, D., Vanstone, J., St. Jacques, J.-M., Sauchyn, R. (2015). Dendrohydrology in Canada's western interior and applications to water resource management. *J. Hydrol.*, 529, 2, 548–558.
- Saurer, M., Sphani, R., Frank, D. C., Joos, F., Leuenberger, M., Loader, N. J., ..., Boettger, T. (2014). Spatial variability and temporal trends in water-use efficiency of European forests. *Glob. Change Biol.*, 20, 3700–3712. DOI: 10.1111/gcb.12717.
- Schneider, C., Flörke, M., Gerling, G., Duel, H., Grygoruk, M., Okruszko, T. (2011). The future of European floodplain wetlands under a changing climate. *J. Water Clim. Change*, 2, 106–122. DOI: 10.2166/wcc,2011.020.
- Schneider, C., Laizé, C. L. R., Acreman, M. C., Flörke, M. (2013). How will climate change modify river flow regimes in Europe? *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 325–339. DOI: 10.5194/hess-17-325-2013.
- Schnitzler, A. (1994). European alluvial hardwood forests of large floodplains. *J. Biogeogr.*, 21, 605–623.
- Schnitzler, A. (1997). River dynamics as a forest process: interactions between fluvial systems and alluvial forests in large European river plains. *Bot. Rev.*, 63, 40–64.
- Schnitzler, A., Hale, B. W., Alsum, E. M. (2007). Examining native and exotic species diversity in European riparian forests. *Biol. Conserv.*, 138, 146–156.
- Schnitzler, A., Heuze, P. (2006). Ivy (*Hedera helix* L.) dynamics in riverine forests: Effects of river regulation and forest disturbance. *Forest Ecol. Manage.*, 236(1), 12–17.
- Schulman, E. (1945). Tree-ring hydrology of the Colorado Basin Tucson. *Univ. Arizona Bull.*, 16(4), 1–51.
- Schwartz, K. (2008). Ochrona lasów łągowych i starorzeczy w Nadleśnictwie Jarocin. *Stud. Mat. CEPL*, 10,2(18), 99–107.
- Schweingruber, F. H. (1988). *Tree Rings: Basics and Applications of Dendrochronology*. Dordrecht: D. Reidel Publishing Company.
- Schweingruber, F. H. (1996). *Tree Rings and environment: dendroecology*. Berne: Paul Haupt Verlag.
- Sigafoos, R. S. (1964). Botanical evidence of floods and flood-plain deposition. Vegetation and hydrologic phenomena. Geological Survey Professional Paper. Washington: US Dept. of Interior.

- Singer, M. B., Stella, J. C., Dufour, S., Piégay, H., Wilson, R. J. S., Johnstone, L. (2013). Contrasting water-uptake and growth responses to drought in co-occurring riparian tree species. *Ecohydrol.*, 6, 402–412. DOI: 10.1002/eco.1283.
- Siwecki, R., Ufnalski, K. (1998). Review of oak stand decline with special reference to the role of drought in Poland. *Eur. J. For. Pathol.*, 28, 99–112. DOI: 10.1111/j.1439-0329.1998.tb01171.x.
- Smelko, S., Scheer, L. (2000). Dendrochronological analysis of diameter growth and increment of Pedunculate oak (*Quercus robur* L.) in Danube floodplain forests. *Ekol. (Bratislava)*, 19(2), 125–140.
- Sohar, K., Helama, S., Läänelaid, A., Raisio, J., Tuomenvirta, H. (2013). Oak decline in a southern Finnish forest as affected by a drought sequence. *Geochronometria*, 41, 92–103. DOI: 10.2478/s13386-013-0137-2.
- Sokol Jurković, R., Pasarić, Z. (2013). Spatial variability of annual precipitation using globally gridded data sets from 1951 to 2000. *Int. J. Climatol.*, 33, 690–698. DOI: 10.1002/joc.3462.
- Speer, J. H. (2010). *Fundamentals of tree-ring research*. Tucson: The University of Arizona Press.
- Spink, A., Sparks, R. E., Van Oorschot, M., Verhoeven, J. T. A. (1998). Nutrient dynamics of large river floodplains. *Regul. Rivers: Res. Manage.*, 14, 203–216. DOI: [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1646\(199803/04\)14:2%3C203::AID-RRR498%3E3.0.CO;2-7](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1646(199803/04)14:2%3C203::AID-RRR498%3E3.0.CO;2-7).
- Spurk, M., Friedrich, M., Hofmann, J., Remmele, S., Frenzel, B., Leuschner, H-H., Kromer, B. (1998). Revisions and extensions of the Hohenheim oak and pine chronologies – new evidence about the timing of the Younger Dryas/Preboreal transition. *Radiocarbon*, 40(3), 1107–1116.
- St George, S., Nielsen, E. (2002). Flood ring evidence and its application to paleoflood hydrology of the Red River and Assiniboine River in Manitoba. *Geogr. Phys. Quat.*, 56, 181–190. <https://doi.org/10.7202/009104ar>.
- Stahl, K., Hisdal, H., Hannaford, J., Tallaksen, L. M., van Lanen, H. A. J., Sauquet, E., ..., Jódar, J. (2010). Streamflow trends in Europe: evidence from a dataset of near-natural catchments. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14, 2367–2382. DOI: 10.5194/hess-14-2367-2010.
- Stanicki, B., Zborowska, T. (2002). Szczegółowa mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1 : 50 000. Godło N-33-143-D. Arkusz Nowe Miasto n/Wartą. Warszawa: PiG.
- Stecki, K. (1934). Lasy lipowe i jesionowe w nadleśnictwie Czeszewo nad Wartą i ich rezerwaty. *Acta Soc. Bot. Pol. Supl.*, 11, 255–262.
- Steiger, J., Gurnell, A. M. (2002). Spatial hydrogeomorphological influences on sediment and nutrient deposition in riparian zones: observations from the Garonne River, France. *Geomorphology*, 49, 1–23.

- Stephenson, N. L. (1990). Climatic control of vegetation distribution: the role of the water balance. *Am. Nat.*, 135, 649–670.
- Strackee, J., Jansma, E. (1992). The statistical properties of ‘mean sensitivity’ – reappraisal. *Dendrochronologia*, 10, 121–135.
- Stromberg, J. C., Patten, D. T. (1996). Instream flow and cottonwood growth in the eastern Sierra Nevada of California, USA. *Regul. Rivers: Res. Manage.*, 12(1), 1–12.
- Styszyńska, A. (2007). Zmiany oceanizmu klimatu na obszarze wokółbałtyckim w II połowie XX wieku W: K. Piotrowicz, R. Twardosz (red. ), *Wahania klimatu w różnych skalach przestrzennych i czasowych* (s. 135–143). Kraków: IGI GP UJ.
- Suliński, J. (1993). Modelowanie bilansu wodnego w wymianie między atmosferą, drzewostanem i gruntem przy użyciu kryteriów ekologicznych. *Zesz. Nauk AR Krak.*, Ser. Rozpr. 179. Kraków: Wyd. AR.
- Surmiński, J. (2006). Drewno i jego właściwości. W: W. Bugała (red.), *Dęby, Quercus robur L., Quercus petraea Liebl. Nasze drzewa leśne*, 11 (s. 877–883). Poznań–Kórnik: ID PAN.
- Szałamacha, B. (2001). Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000. Godło M-33-11-B. Arkusz Jaraczewo. Warszawa: PIG.
- Szewczyk, W., Mańka, M., Kuźmiński, R. (2015). Radial growth of common oak and defoliation of treetops in post-flood areas. *Acta Sci. Pol. Silv.*, 14(1), 69–79. DOI: <http://dx.doi.org/10.17306/J.AFW.2015.1.0>.
- Szwed, M. (2018). Variability of precipitation in Poland under climate change. *Theor. Appl. Climatol.* DOI: <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2408-6>.
- Szwed, M., Pińskwar, I., Kundzewicz, Z. W., Graczyk, D., Mezghani, A. (2017). Changes of snow cover in Poland. *Acta Geophys.*, 65, 1, 65–76. DOI: <https://doi.org/10.1007/s11600-017-0007-z>.
- Szymański, S. (1966). Wzrost i morfologia dębu szypułkowego (*Quercus robur L.*) w uprawach gniazdowych i rzędowych powstałych z sadzenia. *Pr. Kom. Nauk Roln. Kom. Nauk Leśn. PTPN*, 22(2), 1–74.
- Tardif, J., Bergeron, Y. (1997). Ice-flood history reconstructed with tree rings from the southern boreal forest limit, western Quebec. *The Holocene*, 7(3), 291–300.
- Therrell, M. D., Bialecki, M. B. (2015). A multi-century tree-ring record of spring flooding on the Mississippi River. *J. Hydrol.*, 529, 2, 490–498. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.11.005>.
- Thomas, F. M., Blank, R., Hartmann, G. (2002). Abiotic and biotic factors and their interactions as causes of oak decline in Central Europe. *For. Pathol.*, 32, 277–307. DOI: <http://dx.doi.org/10.1046/j.1439-0329.2002.00291.x>.
- Thomas, F. M., Hartmann, G. (1996). Soil and tree water relations in mature oak stands of northern Germany differing in the degree of decline. *Ann. Sci. For.*, 53, 697–720.
- Tockner, K., Malard, F., Ward, J. V. (2000). An extension of the flood pulse concept. *Hydrol. Process.*, 14, 2861–2883.

- Tockner, K., Stanford, J. A. (2002). Riverine floodplains: Present state and future trends. *Environ. Conserv.*, 29, 308–330.
- Tockner, K., Uehlinger, U., Robinson, C. T. (2009). *Rivers of Europe*. London, New York, San Francisco: Academic Press.
- Tomaszewski, E. (2012). Wieloletnia i sezonowa dynamika niszówek w rzekach środkowej Polski. Łódź: Wyd. UŁ.
- Tröltzsch, K., Van Brusselen, J., Schuck, A. (2009). Spatial occurrence of major tree species groups in Europe derived from multiple data sources. *Forest Ecol. Manage.*, 257(1), 294–302.
- Tulik, M., Bijak, S. (2016). Are climatic factors responsible for the process of oak decline in Poland? *Dendrochronologia*, 38, 18–25. DOI: 10.1016/j.dendro.2016.02.006.
- Tumajer, J., Treml, V. (2016). Response of floodplain pedunculate oak (*Quercus robur* L.) tree-ring width and vessel anatomy to climatic trends and extreme hydroclimatic events. *Forest Ecol. Manage.*, 379, 185–194.
- Ufnalski, K. (2001). Porównanie dynamiki przyrostu dębu szypułkowego i bezszypułkowego ze szczególnym uwzględnieniem okresów zamierania. Rozprawa doktorska. Kórnik: ID PAN (maszynopis).
- van der Schrier, G., Barichivich, J., Briffa, K. R., Jones, P. D. (2013). A scPDSI-based global data set of dry and wet spells for 1901–2009. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 4025–4048. DOI: <https://doi.org/10.1002/jgrd.50355>.
- Van Looy, K., Honnay, O., Bossuyt, B., Hermy, M. (2003). The effect of river embankment and forest fragmentation on the plant species richness and composition of floodplain forests in the Meuse valley, Belgium. *Belg. J. Bot.*, 136, 97–108.
- Vicente-Serrano, S. M., Beguería, S. (2016). Comment on “Candidate Distributions for Climatological Drought Indices (SPI and SPEI)” by James H. Stagge et al. *Int. J. Climatol.*, 36, 212–213.
- Vicente-Serrano, S. M., Beguería, S., López-Moreno, J. I., Angulo, M., El Kenawy, A. (2010). A new global 0.5° gridded dataset (1901–2006) of a multiscalar drought index: comparison with current drought index datasets based on the Palmer Drought Severity Index. *J. Hydrometeorol.*, 11, 1033–1043.
- Vielle, A. (2002). The isolated structure of the Neolithic site 19, Lake Chalain (Jura, France). Dendrochronological study of oak pilings (*Quercus* sp.). *Dendrochronologia*, 20, 301–312.
- Vitas, A. (2010). Dendrochronological analysis of subfossil *Fraxinus* from the Middle and Late Holocene Period in Lithuania. *Tree-Ring Res.*, 66(2), 83–92.
- Warner, J. C., Brunner, G. W., Wolfe, B. C., Piper, S. S. (2009). *HEC-RAS River Analysis System Applications Guide*. Davis: US Army Corps of Engineers, Institute of Water Resources HEC.
- Wazny, T. (1994). Dendrochronology of Biskupin – absolute dating of the early iron-age settlement, *Bulletin of the Polish Academy of Sciences. Biol. Sci.*, 42, 283–289.

- Ważny, T. (2002). Baltic timber in Western Europe – an exciting dendrochronological question. *Dendrochronologia*, 20(3), 313–320.
- Ważny, T. (1990). *Aufbau Und Anwendung der Dendrochronologie für Eichenholz in Polen*. Dissert. Hamburg: Univ. of Hamburg.
- Ważny, T. (1993). Dendrochronological dating of the Lusatian culture settlement at Biskupin – first results. *News WARP*, 14, 3–5.
- Ważny, T. (2001). Dendrochronologia obiektów zabytkowych w Polsce. Muzeum Archeologiczne w Gdańsku, Gdańsk.
- Ważny, T. (2006). Dendrochronologia dębu. W: W. Bugała (red.), *Dęby, Quercus robur L., Quercus petraea Liebl, Nasze drzewa leśne*, 11 (s. 39–61). Poznań–Kórnik: ID PAN.
- Ważny, T., Eckstein, D. (1991). The dendrochronological signal of oak (*Quercus* spp.) in Poland. *Dendrochronologia*, 9(35), 35–49.
- Ważny, T., Siwiecki R., Liese, W. (1991). Dendroecological investigations on the oak decline on the Krotoszyn Plateau, Poland, W: *Oak decline in Europe*. Proc. Int. Symp. May 15–18 1990 (s. 233–239), Kórnik, Poland.
- Wells, N., Goddard, S., Hayes, M. J. (2004). A self-calibrating Palmer Drought Severity Index. *J. Clim.*, 17, 2335–2351. DOI: 10.1175/1520-0442(2004)017<2335:ASPD-SI>2.0.CO;2.
- Wendland, W. M. (1975). An objective method to identify missing and false rings. *Tree-Ring Bull.*, 35, 41–47.
- Wertz, E. L., St. George, S., Zeleznik, J. D. (2013). Vessel anomalies in *Quercus macrocarpa* tree rings associated with recent floods along the Red River of the North, United States. *Water Resour. Res.*, 49, 1, 630–634. DOI: <https://doi.org/10.1029/2012WR012900>.
- White, J. C., Smith, W. K. (2015). Seasonal variation in water sources of the riparian tree species *Acer negundo* and *Betula nigra*, southern Appalachian foothills, USA. *Botany*, 93, 519–528. DOI: <https://doi.org/10.1139/cjb-2015-0003>.
- Wibig, J. (2012). Has the frequency or intensity of hot weather events changed in Poland since 1950? *Adv. Sci. Res.*, 8, 87–91. DOI: <https://doi.org/10.5194/asr-8-87-2012>.
- Wibig, J. (2018). Heat waves in Poland in the period 1951–2015: trends, patterns and driving factors. *Meteorology Hydrology and Water Management. Res. Oper. Appl.*, 6, 1, 37–45.
- Wibig, J., Głowicki, B. (2002). Trends of minimum and maximum temperature in Poland. *Clim. Res.*, 20, 123–133.
- Wigley, T. M. L., Briffa, K. R., Jones, P. D. (1984). On the average value of correlated time series, with applications in dendroclimatology and hydrometeorology. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 23, 201–213.

- Wilczyński, S. (2010). Uwarunkowania przyrostu radialnego wybranych gatunków drzew z Wyżyny Kieleckiej w świetle analiz dendroklimatologicznych. *Zesz. Nauk UR Krak.*, Ser. Rozpr. 264. Kraków: Wyd. UR.
- Wiles, G. C., Calkin, P. E., Jacoby, G. C. (1996). Tree-ring analysis and Quaternary geology: Principles and recent applications. *Geomorphology*, 16, 3, 259–272.
- Wils, T. H. G., Robertson, I., Eshetu, Z., Koprowski, M., Sass-Klaassen, U. G. W., Touchan, R., Loader, N. J. (2010). Towards a reconstruction of Blue Nile baseflow from Ethiopian tree rings. *The Holocene*, 20(6), 837–848. DOI: 10.1177/0959683610365940.
- Witek, M., Bednorz, E., Forycka-Ławniczak, H. (2015). Kontynentalizm termiczny w Europie. *Bad. Fizjogr. Pol. Zach. IV, Ser. A*, 66, 171–182.
- Woodhouse, C. A., Lukas, J. J. (2006). Multi-century tree-ring reconstructions of Colorado streamflow for water resource planning. *Clim. Change*, 78, 293–315.
- Woolsey, S., Capelli, F., Gonsler, T., Hoehn, E., Hostmann, M., Junker, B., ..., Peter, A. (2007). A strategy to assess river restoration success. *Freshwater Biol.*, 52, 752–769. DOI: 10.1111/j.1365-2427.2007.01740.x.
- Woś, A. (1994). *Klimat Niziny Wielkopolskiej*. Poznań: Wyd. UAM.
- Wrześciński, D. (2001). *Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1 : 50 000*. Arkusz N-33-146-D Nowe Miasto nad Wartą. Warszawa: CODGiK.
- Wrześciński, D. (2013). *Entropia odpływu rzek w Polsce*. Poznań: Wyd. Nauk. Bogucki.
- Wrześciński, D., Paluszkiwicz, R. (2011). Spatial differences in the impact of the North Atlantic Oscillation on the flow of rivers in Europe. *Hydrol. Res.*, 42(1), 30–39.
- Wrześciński, D., Perz, A. (2016). Cechy reżimu odpływu rzek w zlewni Warty. *Bad. Fizjogr. Pol. Zach. VIII, Ser. A*, 289–304.
- Wypych, A. (2010). Variability of the European Climate on the Basis of Differentiation of Indicators of Continentalism. W: R. Przybylak, J. Majorowicz, R. Brázdil, M. Kejna (red.), *The Polish climate in the European context: an historical overview* (s. 473–484). Dordrecht: Springer.
- Zang, C., Biondi, F. (2013). Dendroclimatic calibration in R: the bootRes package for response and correlation function analysis. *Dendrochronologia*, 31, 68–74.
- Zang, C., Biondi, F. (2015). treeclim: an R package for the numerical calibration of proxy-climate relationships. *Ecography*, 38, 431–436.
- Zieliński, W., Niemczyński, D. (2008). Dokumentacja geologiczna z wykonania monitoringu lokalnego wód podziemnych i powierzchniowych dla istniejącego systemu retencji wód powierzchniowych w starorzeczach Uroczyska Warta na terenie Lasów Czeszewskich. *GeKo, geologia, konsulting – Wrocław (maszynopis)*.
- Zielony, R., Kliczkowska, A. (2012). *Regionalizacja przyrodniczo-leśna Polski*. Warszawa: CILP.

- Zielski, A. (1997). Uwarunkowania, środowiskowe przyrostów rocznych sosny zwyczajnej (*Pinus sylvestris* L.) w Polsce północnej na podstawie wielowiekowej chronologii. Toruń: Wyd. UMK.
- Zielski, A., Krapiec, M. (2004). Dendrochronologia. Warszawa: PWN.
- Zielski, A., Krapiec, M., Koprowski, M. (2010). Dendrochronological Data W: R. Przybylak, J. Majorowicz, R. Brázdil, M. Kejna (red.), The Polish climate in the European context: an historical overview. Dordrecht: Springer (s. 191–217).
- Zunde, M. (1998–1999). Timber export from Old Riga and its impact on dendrochronological dating in Europe. *Dendrochronologia*, 16–17, 119–130.
- Zveryaev, I. I., Wibig, J., Allan, R. P. (2008). Contrasting interannual variability of atmospheric moisture over Europe during cold and warm seasons. *Tellus A*, 60, 32–41. DOI: 10.1111/j.1600-0870.2007.00283.x.
- Zwoliński, Z. (1992). Sedimentology and geomorphology of overbank flows on meandering river floodplains. *Geomorphology*, 4, 367–379.
- Żurawski, M. (1968). Próba wydzielenia stref pierwszego poziomu wód podziemnych na Nizinie Wielkopolskiej. Pr. Kom. Geogr.-Geol. PTPN 6. Poznań: PTPN.