

Rafał Kozłowski

Funkcjonowanie wybranych geosystemów Polski w warunkach zróżnicowanej antropopresji na przykładzie gór niskich i pogórza

Spis treści

1. Wstęp	3
1.1. Cel, tezy i zadania badawcze	7
1.2. Podziękowania	7
2. Obszar badań	9
2.1. Geosystemy położone w Górach Świętokrzyskich	9
2.1.1. Położenie fizycznogeograficzne	9
2.1.2. Budowa geologiczna i rzeźba terenu	10
2.1.3. Warunki klimatyczne	11
2.1.4. Gleby	12
2.1.5. Hydrologia	13
2.1.6. Szata roślinna	13
2.2. Geosystem położony na pograniczu Beskidu Niskiego i Pogórza Karpackiego	14
2.2.1. Położenie fizycznogeograficzne	14
2.2.2. Budowa geologiczna i rzeźba terenu	14
2.2.3. Warunki klimatyczne	14
2.2.4. Gleby	15
2.2.5. Hydrologia	16
2.2.6. Szata roślinna	16
3. Metody badań	17
3.1. Badania terenowe	17
3.2. Metody laboratoryjne	18
3.2.1. Analiza próbek wody	18
3.2.2. Analiza gleb i pyłów z zakładów cementowo-wapienniczych	18
3.2.3. Obserwacje i analizy składu chemicznego igieł drzew	18
3.3. Zastosowane wzory i sposoby obliczenia danych	19
3.4. Opracowanie graficzne i statystyczne	20
4. Analiza procesów zachodzących w geosystemach gór niskich i pogórza pod wpływem antropopresji	21
4.1. Zmienność warunków meteorologicznych	21
4.2. Wielkość i źródła zanieczyszczeń powietrza w badanych geosystemach	24
4.2.1. Źródła i wielkość emisji zanieczyszczeń	24
4.2.2. Struktura emisji oraz właściwości fizyczno-chemiczne i chemiczne pyłów emitowanych na terenie Białego Zagłębia	31
4.2.3. Analiza igieł w obrazie elektronowego mikroskopu skaningowego wyposażonego w mikroanalizator ED-XRF	33

4.3. Charakterystyka drzewostanów w badanych geoekosystemach	35
4.4. Rola drzewostanu w ilościowej transformacji opadów atmosferycznych docierających do dna lasu	37
4.4.1. Dynamika opadu podkoronowego	37
4.4.2. Przestrzenna zmienność opadu podkoronowego	41
4.4.3. Spływ po pniach	47
4.4.4. Intercepcja	52
4.4.5. Określenie niezbędnej liczby chwytaczy do oszacowania analizowanych cech z określonym błędem	54
4.5. Transformacja opadów atmosferycznych w warunkach różnokierunkowej antropopresji	56
4.5.1. Zróżnicowanie właściwości fizyczno-chemicznych wód opadowych w badanych geoekosystemach	56
4.5.2. Zróżnicowanie składu chemicznego wód opadowych w badanych geoekosystemach	72
4.6. Właściwości fizyczno-chemiczne i chemiczne pokrywy śnieżnej na terenie Białego Zagłębia	90
4.7. Zmienność wybranych wskaźników w badanych geoekosystemach	92
4.8. Wpływ drzewostanu na przestrzenne zróżnicowanie wybranych właściwości gleb	100
4.8.1. Odczyn gleb	100
4.8.2. Zawartość ołowiu	108
4.8.3. Zawartość wapnia	112
5. Ocena funkcjonowania geoekosystemów gór niskich i pogórza w Polsce na tle wybranych regionów Europy i świata	116
6. Wnioski	134
Literatura	136
The functioning of selected Polish geoecosystems under diverse anthropopressure conditions – the case of low mountains and foothills	149

1. Wstęp

Jak wskazują badania naukowe, środowisko przyrodnicze podlega ciągłym przekształceniom i zmianom na skutek czynników naturalnych i działalności człowieka. Poznanie mechanizmów funkcjonowania, jak też określenie różnokierunkowych tendencji jego zmian ma wielkie znaczenie zarówno teoretyczne, jak i praktyczne (Kostrzewski 1998). Zmiany, które dokonują się w środowisku przyrodniczym, przybierają charakter nie tylko lokalny i regionalny, ale również globalny. Mimo powolnego przebiegu doprowadzają jednak bardzo często do katastrofalnych skutków. Niezbędna jest zatem znajomość mechanizmów funkcjonowania środowiska przyrodniczego, która winna opierać się na dobrej znajomości jego rozwoju w przeszłości, rozpoznaniu stanu aktualnego i umiejętności określenia tendencji zmian. Kostrzewski (1993a,b, 1994, 1995) w oparciu o podstawowe założenia teorii systemu opracowanego przez Bertalanffyego (1984) zaproponował przyjęcie terminu *geoekosystem*, który obejmuje badanie środowisk morfogenetycznych ze szczególnym uwzględnieniem człowieka i jego ingerencji w obieg materii i przepływ energii. Jego zdaniem *geoekosystem* jest jednostką przestrzenną o nieokreślonej randze taksonomicznej. Badanie *geoekosystemu* obejmuje jego strukturę wewnętrzną – subsystemy oraz współzależności pomiędzy subsystemami a systemami sąsiednimi. Współczesny szybki rozwój i zachodzące związane z nim przemiany środowiska przyrodniczego stwarzają potrzebę dokładnego rozpoznania aktualnego stanu środowiska przyrodniczego, charakteru i stopnia jego zagrożenia oraz określenie tendencji rozwojowych w warunkach zwiększającej się ingerencji człowieka (Kostrzewski 1994).

Z punktu widzenia teoretycznego i praktycznego ważne jest poznanie funkcjonowania *geoekosystemów*. Badanie obiegu materii i przepływu energii w *geoekosystemach* doprowadza do powstania informacji, która pozwala na określenie ich struktury wewnętrznej i fizjonomii. Energia dochodząca do *geoekosystemów* uruchamia w nich procesy morfogenetyczne i biogeochemiczne obejmujące część abiotyczną i biotyczną. Uwzględniając założenia funkcjonowania *geoekosystemu*, należy określić rodzaje materii, źródła dostawy oraz drogi jej krążenia. W *geoekosystemach* występuje łańcuch przemian energetycznych i materialnych (Kostrzewski 1993a), czyli dokonuje się stała transformacja energii i materii uzależniona od czynników globalnych, regionalnych i lokalnych. Niezwykle ważnym elementem jest rozpoznanie stanu aktualnego badanego *geoekosystemu*, dzięki czemu

możliwe jest określenie jego kierunków rozwoju w oparciu o standaryzowany system pomiarów terenowych i laboratoryjnych.

Do ważniejszych elementów decydujących o obiegu materii w *geoekosystemach* zaliczyć należy depozycję atmosferyczną. Powietrze tworzące warstwę atmosfery wokół Ziemi jest środowiskiem, do którego wprowadzane są zanieczyszczenia pochodzenia naturalnego i antropogenicznego. Opad atmosferyczny stanowi istotne źródło dostawy składników pozadenudacyjnych do zlewni (Kostrzewski i in. 1994). W literaturze udział składowej atmosferycznej w odpływie materii ze zlewni jest różnicowany i dla Polski waha się od kilku do nawet 100% odprowadzanego ładunku (Welc 1980, 1985, Bieroński i in. 1992, Biernat, Ciupa 1992, Gierszewski 1993, Mazurek 2000, Michalska 2001, Stach 2003, Szpikowska 2004, 2006). Jest to bardzo ważny składnik materii krążącej w zlewni, a jego nieuwzględnienie może powodować błędne określenie wielkości denudacji chemicznej (Kostrzewski, Zwoliński 1992). Jak wskazują badania (m.in. Kostrzewski i in. 1994a, b, Kruszyk 1999, Kolander 2002), do elementów modyfikujących wielkość depozycji do gleb zaliczyć należy szatę roślinną, która w istotny sposób wpływa na jej rozmiary, a co za tym idzie – na wielkość denudacji chemicznej i kształtowanie rzeźby terenu w mikroskali (Williams i in. 1987). W umiarkowanej strefie klimatycznej roślinność intensywnie wpływa na cykle geochemiczne pierwiastków, co związane jest z obiegiem wody, wpływając na funkcjonowanie systemu denudacji chemicznej (Kostrzewski i in. 1994a, b). Proces ten związany jest z m.in. z obecnością zanieczyszczeń pochodzenia lokalnego i zdalnego w powietrzu atmosferycznym. Oddziałują one nie tylko bezpośrednio w atmosferze na opad atmosferyczny, powodując jego modyfikację, ale również pośrednio, poprzez depozycję substancji na powierzchnię drzew. W wyniku zmywania osadzonych na powierzchni składników na drodze depozycji suchej, mokrej i wilgotnej, woda opadowa zmienia swoje właściwości fizyczno-chemiczne oraz skład chemiczny. Ponadto w strefie koron zachodzą intensywne procesy jonowymienne w układzie roztwór wodny – roślina.

Dotychczasowe badania stacjonarne dotyczące dynamiki obiegu substancji w *geoekosystemach* wskazują na znaczące różnice ilościowe i jakościowe pomiędzy opadami na otwartej przestrzeni i w lesie (Kruszyk 1993, Małek 2002, Kozłowski 2003, 2005, Rodrigo i in. 2003, Polkowska i in. 2005, Pajuste i in. 2006, Shen i in. 2013).

Przy znacznie mniejszych sumach opadów w lesie do gleb dostarczane są wielokrotnie wyższe ładunki składników mineralnych i organicznych, szczególnie tych zakwaszających środowisko. Gatunki iglaste w większym stopniu modyfikują opady atmosferyczne, a tym samym w sposób intensywniejszy wpływają na wielkość składników dostarczanych do gleb, co z kolei przyczynia się do wzrostu natężenia denudacji chemicznej. Proces ten jest niezwykle ważny na obszarach górskich, gdzie mamy do czynienia ze zwiększoną sumą opadów atmosferycznych, które przyczyniać się mogą do wzrostu ładunku substancji deponowanych do gleb. Ponadto obszary górskie stanowią naturalną barierę orograficzną dla przemieszczających się mas powietrza, co wpływa na zwiększoną depozycję zanieczyszczeń, przez co reakcje środowiska górskiego charakteryzują się większą dynamiką obiegu substancji (Grodzińska, Szarek 1995).

Rozwój przemysłu w XIX w. i związana z nim emisja zanieczyszczeń, głównie związków siarki do powietrza atmosferycznego, spowodował znaczną degradację roślinności. Już w 1872 r. brytyjski chemik Robert Angus Smith zasłynął jako pierwszy badacz składu chemicznego deszczu na obszarach przemysłowych północno-zachodniej Anglii. Wyniki swoich badań opublikował w książce pt. „Air and Rain. The Beginnings of Chemical Climatology”, wprowadzając do literatury pojęcie kwaśnego deszczu (Smith 1872). W swych badaniach, prowadzonych w okolicach Manchesteru w Anglii, wskazał na procesy spalania węgla i produkcję energii oraz żywności jako przyczyny powstawania wolnych kwasów. Chociaż wiele aspektów związanych ze zjawiskiem kwaśnego deszczu zostało odkrytych i wyjaśnionych w Anglii z końcem XIX w., to jednak w 1968 r. szwedzki naukowiec Svante Oden, wraz z komitetem naukowym wyznaczonym przez Parlament Szwecji, w swojej rozprawie naukowej ponownie zwrócił uwagę świata na problem kwaśnego deszczu (Cowling, Nilsson 1995).

Pierwsze obserwacje związane z wpływem opadów atmosferycznych na zakwaszenie ekosystemów wodnych zanotowano w Skandynawii w 1921 r. Od lat 50. XX w., głównie na obszarach południowej Norwegii, obserwowano masowy zanik wielu populacji ryb (Szczęsny 1989). W Szwecji w latach 40. i 50. XX w. w niektórych rejonach stwierdzono całkowitą degradację ekosystemów leśnych i wodnych (Jonsson, Sundberg 1972, Oden 1976), co wiązano z przemieszczaniem się układów barycznych kierujących w stronę Półwyspu Skandynawskiego zanieczyszczone masy powietrza znad zachodniej i środkowej Europy. Problem zakwaszenia jezior w krajach skandynawskich nasilił się w latach 70. XX w. Skutki acydyfikacji jezior, z uwagi na wysoką imisję związków siarki, notowano w południowej Szwecji w latach 1950–1979. Długotrwałym zakwaszeniem zostały objęte również jeziora w Kanadzie w stanie Ontario i znaczne obszary USA (Oden 1976). Doniesienia o niszczeniu ekosystemów przez kwaśny deszcz spowodowały, że w Szwecji w roku 1948 rozpoczęto badania składu chemicznego opadów atmosferycznych na stałych powierzchniach

doświadczalnych. W latach 1952–1954 badania podjęto również w Niemczech, Austrii, Francji, Holandii oraz Danii. Kolejne kraje dołączyły w roku 1957, w trakcie trwania Międzynarodowego Roku Geofizycznego (Oden 1976). W 1972 r. w Norwegii po raz pierwszy zainicjowano narodowy program badań nad zakwaszeniem – Acid Precipitation – Effect on Forest and Fish, którego wyniki pozwoliły wyjaśnić przyczyny i skutki tego zjawiska (Overrein 1976). Konieczność monitorowania zjawisk zachodzących w lasach spowodowała zainicjowanie przez Europejską Komisję Gospodarczą prac nad Konwencją o Transgranicznym Przemieszczaniu się Zanieczyszczeń Powietrza na Dalekie Odległości. Konwencja ta weszła w życie w 1979 r. W 1985 r. w ramach Konwencji zapoczątkowano Międzynarodowy Program Oceny i Monitoringu Wpływu Zanieczyszczeń Powietrza na Lasy (ICP-Forest). W 1986 r. UE wydała rozporządzenie EEC No 3528/86 w celu wzmoczonej ochrony lasów. Rozporządzenie to wraz z późniejszymi nowelizacjami stanowiło pierwszą regulację prawną stanowiącą podstawy monitoringu lasów w Europie. Kontynuacją i rozwinięciem ogłoszonego w 1986 r. rozporządzenia jest pochodzące z 2003 r. rozporządzenie 2152/2003 Forest Focus. W Polsce za początek badań zanieczyszczeń chemicznych w atmosferze przyjmuje się rok 1963/64 (www.imgw.pl, Oden 1976). Badania monitoringowe na stałych powierzchniach w lasach polskich rozpoczęto w 1989 r. (Wawrzoniak i in. 1997). Bezpośrednim powodem było przystąpienie Polski do Międzynarodowego Programu „Ocena i monitoring wpływu zanieczyszczeń powietrza na lasy”. Badania koordynuje Instytut Badawczy Leśnictwa.

Znaczącą rolę w kompleksowych badaniach środowiska przyrodniczego w Polsce ma powołany w 1992 r. Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego (Kostrzewski 1995). Coraz częstszym zjawiskiem we współczesnym funkcjonowaniu geosystemów są procesy o charakterze ponadprzeciętnym i katastrofalnym, które zakłócają ich funkcjonowanie, a nierzadko całkowicie niszczą ich strukturę wewnętrzną (Kostrzewski 2005). Niezwykle istotne jest zatem rozpoznanie prawidłowości funkcjonowania geosystemu.

Coraz większa uwaga poświęcana problemowi acydyfikacji środowiska zaowocowała pierwszą w historii międzynarodową konferencją na ten temat zorganizowaną w 1975 r. w Columbus, w stanie Ohio w USA. Kolejne odbywały się co pięć lat – w 1980 r. w Sandefjord w Norwegii, w 1985 r. w Muskoka w Kanadzie, w 1990 r. w Glasgow w Szkocji, w 1995 roku w Göteborgu w Szwecji, w 2000 r. w Tsukuba w Japonii, a w 2005 r. w Pradze w Czechach. Ostatnia miała miejsce w 2011 r. w Chinach.

Pojęcie zakwaszenia utożsamiano do niedawna z opadem atmosferycznym określanym jako kwaśny deszcz lub kwaśny opad. Obecnie coraz częściej stosuje się wyrażenie „opad zakwaszający” na podkreślenie faktu, że nie wszystkie substancje zakwaszające są kwaśne lub też czasem w ogóle nie są kwasami. Na powstawanie opadu zakwaszającego, i w konsekwencji procesu zakwaszania,

składają się cztery procesy: emisja gazów prekursorów zakwaszania, transport i przemiany, depozycja sucha, mokra i wilgotna, oddziaływanie na ekosystemy. Bezpośrednią antropogeniczną przyczyną powstawania kwaśnego deszczu są emitowane do atmosfery gazy kwasotwórcze, głównie tlenki siarki, azotu i amoniak (Smith 1872). W latach 70. XX w. w średnich szerokościach geograficznych półkuli północnej 90% siarki w atmosferze pochodziło z działalności antropogenicznej (Dobrzańska i in. 2009). Zanieczyszczenia także wywołują zmianę naturalnego składu chemicznego oraz parametrów fizyczno-chemicznych wód opadowych, wpływając degradująco na środowisko przyrodnicze. Polutanty wyemitowane do atmosfery podlegają przemianom tym większym, im dłużej w niej przebywają. Ulegając utlenianiu homogenicznemu (typu gaz–gaz) lub heterogenicznemu w roztworach wodnych z udziałem lub bez katalizatorów, wytwarzają mocne kwasy nieorganiczne – H_2SO_4 i HNO_3 , które dysocjują w kroplach wody, dając jony SO_4^{2-} , NO_3^- oraz jony wodorowe H^+ . Cząsteczki NH_3 mogą ulegać w atmosferze uwodnieniu, w wyniku czego powstają jony amonowe NH_4^+ , które pośrednio mogą wpływać na proces zakwaszenia. Dzieje się tak, ponieważ w środowisku wodnym i glebowym jony te ulegają nityfikacji z wtórnym wytworzeniem NO_3^- , H_2O i H^+ (Gorham 1994). Dwutlenek siarki odznacza się znaczną nietrwałością i wskutek reakcji fotochemicznych szybko ulega utlenieniu. W zależności od wilgotności powietrza atmosferycznego od 20 do 80% emitowanego SO_2 ulega utlenieniu do siarczanów, a pozostała część jest usuwana na drodze suchej depozycji. Jeżeli powietrze nie jest dostatecznie wilgotne, SO_4^{2-} utrzymuje się w atmosferze przez ok. 2–4 dni, podczas których może ulec przeniesieniu na odległości dochodzące nawet do 2000 km Overrein (1976). W procesie usuwania zanieczyszczeń z atmosfery ogromne znaczenie ma wymywanie zanieczyszczeń przez opady atmosferyczne na drodze mokrej depozycji. Stąd wody opadowe mają kluczowe znaczenie w transporcie zanieczyszczeń. Zarówno w literaturze zagranicznej (m.in. Reuss, Johnson 1986, Jansen i in. 1988, Gorham 1994, Černý, Pačes 1995, Krám i in. 1997, Bini, Bresolin 1998, Michalzik, Matzner 1999, Lorz 1999, Greszta i in. 2002, Kvaalen i in. 2002, Ukonmaano, Starr 2002, Lorz i in. 2003, 2005, Shen i in. 2013), jak i krajowej, (m.in. Grodzińska, Laskowski 1996, Walna, Siepak 1999, Stachurski, Zimka 2002, Małek 2002, Walna i in. 2003, Polkowska i in. 2005, Jóźwiak, Kozłowski 2005, 2008, Kozłowski, Jóźwiak 2013), wiele miejsca poświęca się problemowi kwaśnych deszczu i ich negatywnego wpływu na ekosystemy leśne.

Badaniom poddano obszary zlokalizowane na terenie gór niskich i pogórza, będące pod wpływem lokalnych oraz zdalnych emisji wywołanych działalnością człowieka. Region świętokrzyski, dzięki bogactwu zasobów naturalnych, ma ponadtyścioletnią tradycję przemysłową. Współczesne geoeosystemy tego regionu daleko odbiegają od systemów naturalnych. Dzięki bliskości silnego ośrodka wczesnoagrarne na lessach wiślickich już w okresie 4 800 – 3 200 lat p.n.e. region niskich

Gór Świętokrzyskich podlegał penetracji przez człowieka (Kruk 1980). Zjawiskiem stanowiącym o specyfice, a wręcz unikatowości tego obszaru, są położone po obu brzegach dolnego odcinka doliny Kamiennej zagłębia górnictwa krzemiennego. Wraz z nim rozwinęło się niemal jednocześnie klasyczne górnictwo z szybami oraz podziemnymi korytarzami wykutymi w skale (Ćwiertak 1996). Z okresu rzymskiego pochodzą odkryte w rejonach Łysej Góry liczne piecowiska hutnicze (Kuczyński 1987). Zapoczątkowana w tym rejonie produkcja hutnicza swój największy rozwój przeżyła w I i II w. n.e., powoli zanikając od połowy III w. Podobnie jak w innych tego typu ośrodkach hutnictwa, również i w Górach Świętokrzyskich głównym źródłem energii był pozyskiwany z okolicznych lasów węgiel drzewny, czego efektem ubocznym było wylesienie znacznych połaci ziemi. Zintensyfikowany w okresie XVIII–XIX w. rozwój Staropolskiego Okręgu Przemysłowego przyspieszył znacznie proces degradacji naturalnego środowiska (Zieliński 1965). Największe nasilenie przemysłowej presji na środowisko w Górach Świętokrzyskich przypada na lata 70. i 80. XX w. Oddziaływanie ośrodków przemysłowych na środowisko przyrody ożywionej i nieożywionej znalazło się pod wpływem nowych, rozległych i silnych bodźców, o zasięgach lokalnych, regionalnych i globalnych. Szczególne znaczenie mają dodatkowe bodźce uwarunkowane orografą wyniesienia tego regionu ponad otaczające niziny i wyżyny, wystawiające całe subregiony na działania zdalnego, zanieczyszczonego powietrza (Kowalkowski 1994). Intensywna eksploatacja surowców naturalnych doprowadziła w konsekwencji do zmian w strukturze i funkcjonowaniu geoeosystemów tego regionu. Badania Kowalkowskiego i in. (1990), Kowalkowskiego (1992), Świercz (1997, 2005), Jóźwiaka (2001), Jóźwiaka i Kozłowskiego (2004, 2005, 2008), Kozłowskiego i in. (2011, 2012), Jóźwiak i in. (2013) oraz Kozłowskiego i Jóźwiaka (2013) wykazały jednoznacznie dwa rodzaje oddziaływania przemysłu na środowisko przyrodnicze regionu świętokrzyskiego – wielkoobszarowe zakwaszenie oraz alkalizację.

Pierwszy z tych procesów stwierdzono w centralnej części Gór Świętokrzyskich, ze Świętokrzyskim Parkiem Narodowym. Obserwowany tam zły stan zdrowotny lasów oraz zakwaszenie wód i gleb przedstawiono w licznych publikacjach naukowych (Cieśliński 1985, Wróbel, Wójcik 1989, Szczęsny 1989, Kowalkowski i in. 1990, Głazek, Wolak 1991, Kowalkowski, Jóźwiak 2000 a, b, Migaszewski i in. 2001, Podlaski 2001, Gałuszka 2005, Sawicka-Kapusta i in. 2008, Podlaski, Żelezik 2012). Wymienieni autorzy wskazują zachwianie równowagi środowiska i zagrożenie oraz giniecie wielu gatunków flory i fauny.

Prowadzony od 1993 r. na terenie Stacji Bazowej Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego Święty Krzyż (SB ZMŚP Św.Krzyż) monitoring emisji (Kowalkowski, Jóźwiak 2000a, Jóźwiak 2000, 2001, 2002, Jóźwiak, Wróblewski 2002, Kozłowski i in. 2011) potwierdza te obserwacje. Badania stanu zdrowotnego

drzewostanów jodłowych wykonane przez Barańskiego (1985) w 1981 r. wykazały ich uszkodzenia o różnych nasileniach na 81,7% powierzchni. Graniczny i Ukleja-Dobrowolska (1990) w latach 1981–1987, na podstawie oceny stanu zdrowotnego drzewostanów z udziałem jodły, zwrócili uwagę na silne krótkotrwałe wahania przyrostów grubości drzew na wybranych powierzchniach badawczych. Według Kapuścińskiego (1985) proces masowego obumierania jodły nasilił się w latach 70. ubiegłego stulecia. Zdaniem wielu autorów przyczyn osłabienia drzewostanów z udziałem jodły oraz jej giniecia należy upatrywać w niekorzystnych zmianach w środowisku wywołanym zanieczyszczeniem powietrza (Barański 1985, Kowalkowski i in. 1990, Kowalkowski, Józwiak 1998, Kowalkowski, Józwiak 2000a, b). Oprócz zanieczyszczeń antropogenicznych na zdrowotność drzewostanów jodłowych wpływa występujący w głównym masywie Łysogór zespół czynników osłabiających biologicznie lasy. Należą do nich:

- bardzo silna kwasowość w całej głębokości profilu glebowego,
- bardzo niska zawartość azotu, fosforu, potasu, magnezu i wapnia w igłach, zróżnicowana ilościowo między igliwem jodły zdrowej i chorej,
- zastoiskowo-przemysłowy typ gospodarki wodnej,
- niezrównoważenie sumy kationów o charakterze zasadowym do sumy kwasów organicznych w igłach jodły chorej wywołujące wolne kwasy mineralne i powodujące zakłócenia w procesach fotosyntezy i uszkodzenie błon komórkowych (Kowalkowski i in. 1990).

Badania składu chemicznego i właściwości fizyczno-chemicznych wód powierzchniowych oraz źródeł w obrębie ŚPN wykazały silne ich zakwaszenie do wartości 3,70–4,79 (Wróbel, Wójcik 1989, Wróbel, Szczepny 1990, Kowalkowski 1994, Józwiak i in. 2012).

Niewątpliwie stan zagrożenia w geosystemie w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich – góra Malik – ma uwarunkowania głównie lokalne. Obszar ten, określany również mianem Kieleckiego Okręgu Eksploatacji Surowców Węglanowych, obejmuje 1032 km² (Zajac 1979). Prócz trzech cementowni i zakładu wapnienniczego zlokalizowano tu znaczną ilość uciążliwych dla środowiska zakładów wydobywczo-przetwórczych kopalin skalnych (Kowalkowski, Rubinowski 1991), emitujących około 13% pyłów w skali województwa (Jędras, Romańska-Spaczyńska 2011). W wyniku trwającej ponad 40 lat emisji alkalicznej nastąpiły na tym obszarze znaczne zmiany w profilu glebowym, wodach gruntowych i opadach oraz w składzie florystycznym zbiorowisk leśnych (Rzepa 1982, Kowalkowski, Świercz 1992, Kowalkowski i in. 1993, Mochoń 1993, Świercz 1997, 2005, Józwiak, Kozłowski 2004, Kozłowski 2006, Kozłowski 2012). Imisja pyłu cementowego do gleb rdzawych właściwych, rdzawych bielcowych, gleb bielcowych wytworzonych z piasków wodnolodowcowych w badanym geosystemie spowodowała przesunięcie pH o 3–3,5 jednostek: od zakresu buforowości wymiennej do węglanowej (Kowalkowski, Świercz 1993). Intensywność alkalizacji

uzależniona była od odległości od emitera. Jak wykazały badania Kowalkowskiego i Świercz (1993) oraz Świercz (1997, 2005), zmiany właściwości fizyczno-chemicznych gleb należą do długotrwałych i trudno odwracalnych. Szczególnie duże zmiany obserwowano w poziomach organicznych i próchnicznych gleb rdzawych, w których następowała akumulacja węglanu wapnia. Stwierdzono również zmniejszenie kwasowości hydrolitycznej o 25–32 meq·100g⁻¹ w poziomach organicznych, zmniejszenie zawartości węgla organicznego w podpoziomach ściółki i butwiny o 14,7–19,9%, zmniejszenie zawartości azotu ogółem w poziomach butwiny i zawężenie stosunku C:N w poziomach powierzchniowych (Musiał 1994).

Badania w geosystemie zlokalizowanym na pograniczu Beskidu Niskiego i Pogórza Karpackiego prowadzono w zlewni Bystrzanki, w której działa Stacja Naukowo-Badawcza Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w Symbarku, pełniąca również funkcję Stacji Bazowej ZMŚP Symbark. W roku 1968 rozpoczęto kompleksowe badania środowiska zlewni Bystrzanki w ramach stacjonarnych badań procesów fizyczno-geograficznych, obejmujących m.in. spływ powierzchniowy (Słupik 1973), erozję gleb (Gil 1976, Bochenek, Gil 2010), spływ śródpokrywowy (Gil 1999, 2009, Bochenek 2005), dynamikę wód podziemnych, dynamikę transportu zawiesiny i wielkości jej odprowadzania ze zlewni (Welc 1978) oraz ruchy masowe (Gil, Kotarba 1977). W początkowym okresie funkcjonowania Stacji badania koncentrowały się na rozpoznaniu rzeźby tego obszaru (Kotarba 1970) oraz stosunków wodnych (Niemirowska 1970). W kolejnych latach badaniami objęto niemal wszystkie elementy środowiska geograficznego ze szczególnym uwzględnieniem dynamiki procesów fizycznogeograficznych w warunkach gospodarczej działalności człowieka. Badania te dotyczyły stosunków mezo- i mikroklimatycznych (Otrębska-Starkłowa 1973, Soja 1977), obiegu wody na stokach o różnym stopniu użytkowania (Słupik 1972, 1973, Gil, Słupik 1972, Gil 1976), rozmiarów deflacji (Welc 1977), pokrywy glebowej (Adamczyk i in. 1973), zbiorowisk leśnych (Staszkiewicz 1973) oraz typologii środowiska (Gil 1979). Rezultatem tych badań było opracowanie szeregu monografii tematycznych oraz dokumentacji kartograficznych w postaci tematycznych map komponentów środowiska przyrodniczego. Szczegółową analizę bilansu wodnego w zlewni Bystrzanki wykonał Soja (1981). Z kolei Welc (1978, 1980, 1985, 1989, 1994) prowadził szczegółowe badania dotyczące określenia czasowej i przestrzennej zmienności denudacji chemicznej w nawiązaniu do opadów i litologii podłoża, a także wpływu działalności człowieka. Autor ten podaje, że dynamika transportu substancji rozpuszczonych w potoku Bystrzanka jest odzwierciedleniem zróżnicowanego jej ługowania, uzależnionego od wielkości i natężenia opadów i roztopów oraz od sposobu krążenia i czasu dopływu wód z różnych obszarów zlewni. W okresach opadowych oraz roztopowych koncentracje jonów w Bystrzance cechowały się wysoką zmiennością, z kolei w okresach bezopadowych

stężenia wykazywały większą stabilność. Na podstawie piętnastoletnich badań obejmujących lata 1973–1987 stwierdził, że ładunek jonów transportowanych ze zlewni Bystrzanki wahał się w przedziale od 796 do 1754 ton, ze średnią 1098 ton. Średni roczny wskaźnik denudacji chemicznej wynosił $80,7 \text{ ton} \cdot \text{km}^{-2}$, co jest wartością przeciętną w Karpatach fliszowych (Welc 1994). W badaniach nad zróżnicowaniem środowiska przyrodniczego wykorzystywano również teledetekcyjną metodę analizy za pomocą zdjęć lotniczych (Gil 1981) oraz wielospektralnych i spektroskopowych (Bielecka 1992) przy badaniu roślinności rzeczywistej. Począwszy od 1993 roku, w związku z realizacją programu Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego (ZMŚP) rozszerzono zakres prowadzonych pomiarów o badania obiegu pierwiastków, począwszy od opadów, przez spływ powierzchniowy i śródglebowy na stokach oraz odpływ gruntowy, do transportu w korycie rzeczonym (Gil, Starkeł 1994). Badania Bochenka (2006, 2008), Bochenka i in. (2008) przyczyniły się do rozpoznania wielkości depozycji substancji i ich obiegu w drzewostanie liściastym i iglastym w warunkach zmieniającej się antropopresji oraz określenia źródeł zanieczyszczenia powietrza atmosferycznego. Niniejsza praca stanowi uzupełnienie bogatej literatury dotyczącej badań z zakresu geomorfologii prowadzonych w Stacji. Przedstawia kompleksowe ujęcie zależności poszczególnych komponentów środowiska, które mają wpływ na wielkość i intensywność denudacji chemicznej w warunkach pogranicza Beskidu Niskiego i Pogórza Karpackiego.

1.1. Cel, tezy i zadania badawcze

Celem pracy jest określenie uwarunkowań funkcjonowania wybranych geosystemów Polski w warunkach antropopresji na przykładzie gór niskich i pogórza oraz określenie roli drzewostanów w ilościowej transformacji opadów atmosferycznych wpływających na wielkość denudacji chemicznej.

Wybór problemu badawczego oraz uwzględnienie specyfiki badanych geosystemów pozwolił na sformułowanie następujących tez badawczych:

- w warunkach zmiennej intensywności i rodzaju oddziaływania człowieka na geosystemy ich reakcja uzależniona jest od orografii terenu, lokalizacji źródeł emisji oraz od podatności geosystemu na zmiany,
- na funkcjonowanie wybranych geosystemów znaczący wpływ wywiera emisja lokalna, regionalna oraz zdalna,
- zanieczyszczenie powietrza warunkuje skład chemiczny opadów atmosferycznych.
- skład gatunkowy drzewostanu wpływa na ilość wody docierającej do gleby w postaci opadu podkoronowego i spływającej po pniach drzew,
- skład chemiczny wód opadowych docierających do gleby po przejściu przez korony drzew i spływających po pniach drzew ulega transformacji, której wielkość

zależy od cyklu fenologicznego drzew i składu gatunkowego drzewostanu oraz od wielkości imisji,

- na ilość opadów docierających do dna lasu znaczący wpływ mają parametry meteorologiczne (wysokość opadu, temperatura i wilgotność względna powietrza),
- wody docierające do dna lasu wpływają modyfikująco na przestrzenny rozkład odczynu oraz skład chemiczny w wierzchnich mineralnych poziomach gleb wpływając na intensywność denudacji chemicznej.

Do zrealizowania tak sformułowanych tez, oddziałując zostały następujące zadania badawcze:

- badanie zanieczyszczeń powietrza na zawartość SO_2 i NO_2 ,
- badanie kierunku napływu mas powietrza z wykorzystaniem modelu Hysplit,
- rozpoznanie ilościowe opadu atmosferycznego, podkoronowego i spływającego po pniach drzew w wybranych geosystemach,
- rozpoznanie jakościowe opadu atmosferycznego, podkoronowego i spływającego po pniach drzew w wybranych geosystemach,
- obserwacje igieł z wykorzystaniem mikroskopu elektronowego skaningowego wraz z pomiarem składu chemicznego za pomocą mikroanalizatora ED-XRF,
- rozpoznanie przestrzennego zróżnicowania odczynu i zawartości wybranych metali w wierzchnich mineralnych poziomach glebowych.

1.2. Podziękowania

Podziękowania kieruję przede wszystkim pod adresem Pana Profesora Marka Józwiaka, który wywarł największy wpływ na mój rozwój naukowy. Od początku mojej przygody z nauką jest dla mnie inspiracją i wzorem do naśladowania. *Gaudium in litteris est.*

Serdecznie dziękuję także:

- Pracownikom Stacji Bazowej Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego Święty Krzyż w osobach dr Małgorzaty Józwiak, dr. Huberta Wróblewskiego i mgr. Mirosława Szweda.
- Pracownikom Stacji Naukowo-Badawczej Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk w Szymbarku, w szczególności dr. Witoldowi Bochenkowi oraz mgr Małgorzacie Kijowskiej-Strugale – za owocne dyskusje oraz konstruktywne uwagi.
- Pracownikom Instytutu Geoekologii i Geoinformacji Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu.
- Koleżankom i kolegom z Katedry Ochrony i Kształtowania Środowiska Uniwersytetu Jana Kochanowskiego w Kielcach.
- Recenzentom pracy prof. UAM dr. hab. Józefowi Szpikowskiemu i prof. UR dr. hab. inż. Stanisławowi Małkowi oraz Redaktorowi „Landform Analysis” prof. UAM dr. hab. Zbigniewowi Zwolińskiemu – za cenne uwagi pomocne w przygotowaniu pracy do druku.

Pracę dedykuję mojej rodzinie, a zwłaszcza żonie Anecie, synowi Wiktorowi, córce Ani oraz mamie. Dzięki ich wsparciu, wierze i pomocy możliwe było dotarcie tu, gdzie dziś jestem.

Niniejsza praca powstała w ramach środków na badania własne i statutowe realizowane na Uniwersytecie Jana Kochanowskiego w Kielcach, Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego oraz MNiSzW w

ramach projektu badawczego NN 305 3622 33 pt. „Transformacja opadów atmosferycznych na obszarze gór niskich i pogórza” realizowanego w latach 2007–2010.

Druk publikacji był możliwy dzięki wsparciu finansowemu firm Alchem Grupa Sp. z o.o. oraz Wodociągów Kieleckich Sp. z o.o., za co szczególnie dziękuję Panom Waldemarowi Fijałkowskiemu, Henrykowi Milczowskiemu oraz Przemysławowi Dawidowi.

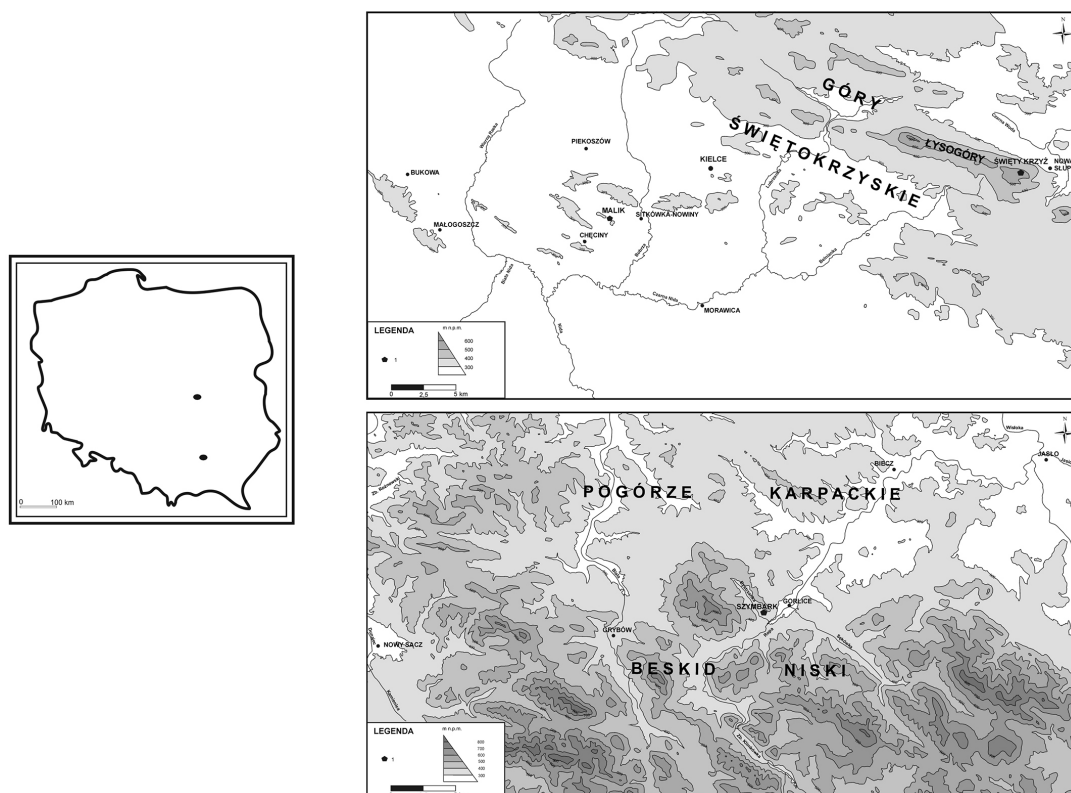
2. Obszar badań

Badania dotyczące funkcjonowania geoeosystemów w warunkach antropopresji prowadzono na obszarze gór niskich i pogórza. Do tego celu wytypowano dwa geoeosystemy położone w Górach Świętokrzyskich oraz jeden na pograniczu Beskidu Niskiego i Pogórza Karpackiego, odległe od siebie w linii prostej o ok. 140 km. W Górach Świętokrzyskich badania prowadzono na terenie Stacji Monitoringu Uniwersytetu Jana Kochanowskiego w Kielcach, zlokalizowanej w centralnej części Gór Świętokrzyskich, w Świętokrzyskim Parku Narodowym oraz w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich, na terenie Stacji Geoeologicznej Malik należącej do Stacji Monitoringu UJK w Kielcach, położonej na obszarze tzw. Białego Zagłębia. Badania w geoeosystemie zlokalizowanym na pograniczu Beskidu Niskiego i Pogórza Karpackiego prowadzono na terenie Stacji Naukowo-Badawczej Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk (IGiZP) w Szymbarku (ryc. 1).

2.1. Geoeosystemy położone w Górach Świętokrzyskich

2.1.1. Położenie fizycznogeograficzne

Region Gór Świętokrzyskich według fizyczno-geograficznego podziału Polski zajmuje południową część Wyżyny Kielecko-Sandomierskiej (Kondracki 2002). Geoeosystem zlokalizowany w centralnej części Gór Świętokrzyskich obejmuje obszar Stacji Bazowej ZMŚP Święty Krzyż (ryc. 2), należącej do Stacji Monitoringu UJK w Kielcach ($50^{\circ}53'11''N$, $21^{\circ}02'55''E$) położonej na północnym stoku Łysej Góry w oddziale 115 Świętokrzyskiego Parku Narodowego, na wysokości 514 m n.p.m. Geoeosystem w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich, zgodnie z podziałem zaproponowanym przez Kondrackiego (2002), zalicza się do prowincji Wyżyny Środkowomazowieckiej, makroregionu



Ryc. 1. Lokalizacja badanych geoeosystemów (1 – obszar badań)

Fig. 1. Location of study geoeosystems (1 – research area)



Ryc. 2. Krajobraz centralnej części Gór Świętokrzyskich

Fig. 2. Landscape of central part of Świętokrzyskie Mountains

Wyżyny Kielecko-Sandomierskiej, mezoregionu Gór Świętokrzyskich, subregionu chęcińskiego i łysogórskiego. Znajduje się on w odległości 15 km od Kielc w kierunku południowo-zachodnim i leży na wysokości 267 m n.p.m. (ryc. 2).

2.1.2. Budowa geologiczna i rzeźba terenu

Góry Świętokrzyskie zostały po raz pierwszy wydźwignięte na przełomie kambru i ordowiku w wyniku przedkaledońskich ruchów górotwórczych. Ostateczne wypiętrzenie nastąpiło w wyniku fałdowań hercyńskich na przełomie karbonu i permu. Współczesny obraz gór ukształtował się w plejstocenie i w niewielkim stopniu uległ przekształceniu w holocen (Filonowicz 1973, Klatka 1976, Lindner 1977, 1980). Intensywne procesy wietrzenia i erozji oraz pokrycie dolin utworami de-

luwialnymi i osadami polodowcowymi spowodowało zmniejszenie deniwelacji i złagodzenie rzeźby.

W morfologii Gór Świętokrzyskich wyróżnia się pasmowy, niemal równoległy układ wzniesień o zasadniczym kierunku NWW–SEE, poprzedzielane dolinami równoległymi do grzbietów. Układ pasm górskich i podłużnych obniżień jest w znacznym stopniu zależny od cech odporności podłoża i jego właściwości litologicznych. Strefy wzniesień wykazują symetrię zgodną z wiekowym rozmieszczeniem skał. Od paleozoicznego centrum gór ku obszarom peryferyjnym wznoszą się grzbiety zbudowane z coraz młodszych utworów geologicznych. Część środkową analizowanego terenu zajmują dwa pasma kambryjskie, na zewnątrz od nich dwa dewońskie, dalej wzniesienia triasowe i jurajskie. Najokazalsze jest Pasma Główne zbudowane z kwarcytów i łupków kambryjskich. Północne podnóże Łysogór stanowi Dolina Wilkowska wymodelowana



Ryc. 3. Krajobraz południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich

Fig. 3. Landscape of south-western part of Świętokrzyskie Mountains

w miękkich łupkach sylurskich. Masyw Łysej Góry, na której zlokalizowano Stację Bazową ZMŚP Święty Krzyż, według Kowalskiego i Jaśkowskiego (1993) ma budowę geologiczną rozwiniętą w osi obalanej na południe antykliny. Udział w niej biorą środkowo- i górnokambryjskie skały osadowe z monoklinalnym układem warstw o upadzie około 40–85° na północ. Kompleks osadów środkowego kambriu składa się przeważnie z łupków mułowcowych i piaszczystych, przewarstwionych iłem, rzadziej zlepieńców na wysokościach 380–560 m n.p.m.. Szczytowa część Łysej Góry i północny stok powyżej 370–380 m n.p.m. składają się z piaskowców kwarcytowych gruboławicowych z przewarstwieniami piaskowców, rzadziej łupków. Wyniesienie tego obszaru ponad otaczający teren o ok. 400 m powoduje zwiększoną depozycję zanieczyszczeń pochodzących ze zdalnego transportu.

Obszar badań Malik w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich ograniczają: od północy Pasma Dymińskie oraz oddzielone przełomem Bobrzy Pasma Posłowskie, od północnego zachodu Pasma Zgórskie, od zachodu Pasma Chęcińskie, a od wschodu Pasma Ciskowskie. Układ tych pasm stanowi naturalną barierę rozprzestrzeniania się pyłów pochodzących z działalności przemysłu cementowo-wapienniczego (Jakubczak i in. 1986). Geoekosystem położony jest w obrębie Rezerwatu „Jaskinia Raj” na górze Malik (267 m n.p.m.) i wchodzi w skład Pasma Bolechowickiego, leżącego na północnym skrzydle synkliny bolechowickiej (Rubinowski 1974). Góra Malik stanowi niewielkie kopułowe wzniesienie, tworzące morfologiczną kulminację w odległości ok. 500 m na północ od wierzchołka Czerwonej Góry (Kowalkowski, Świercz 1992). Średnie wysokości nie przekraczają 250 m n.p.m., a ponad warstwicę 300 m n.p.m. wznoszą się tylko nieliczne. Południowe i zachodnie zbocza Malika są łagodne, natomiast północne, opadające bezpośrednio w kierunku doliny rzeki Bobrzyczki, są strome i podcięte erozyjnie (Rubinowski 1974). Obszar ten położony jest na północnych skłonach Pasma Bolechowickiego leżącego w obrębie północnego skrzydła synkliny bolechowickiej. Pasma zbudowane jest w znacznej części z wapieni amfiporowych (żywet) środkowego dewonu (Filonowicz 1973). Gruboławicowe, masywne wapienie organogeniczne zapadają się tutaj w kierunku SSW pod kątem 10–25°. Góra Malik ma charakter skrasowiałego bloku tektonicznego, otoczonego strefami dyslokacji, na których rozwinęły się obniżenia morfologiczne. Obniżenia te wypełnione są piaskami średnimi z wkładkami mułków oraz piaskami zlodowacenia północnopolskiego (Rubinowski 1974). W wierzchołkowej, spłaszczonej części wzgórza wapienie przykryte są cienką na ogół warstwą czerwono-brunatnej zwietrzliny gliniastej. Na stokach glina ta zązęb się z warstwowanymi piaskami i żwirami plejstoceńskimi (Kowalkowski, Świercz 1992).

2.1.3. Warunki klimatyczne

Region Gór Świętokrzyskich stanowi odrębną jednostkę klimatyczną. Romer (1949) określił ten region jako

krainę D3 (Wyżyna Świętokrzyska) zaliczaną do klimatu Wyżyn Środkowych. Według podziału A. Wosia (1996) należy on do regionu wschodniomałopolskiego. Średnie roczne zachmurzenie według Stenza (1952) waha się od 6,0 do 6,5 stopnia pokrycia nieba. Amplitudy dobowe temperatury powietrza w dolinach sięgają 17°C, podczas gdy na obszarach wyżej położonych wahają się w granicach 6–7°C (Kłysik 1981). Na obszarze Gór Świętokrzyskich dominują wiatry umiarkowane. Według klasyfikacji Parczewskiego (1960) są to wiatry o prędkości 4–7 m·s⁻¹. Średnie miesięczne prędkości wiatru wahają się od 1,4 do 10,0 m·s⁻¹. Liczba dni z wiatrem o prędkości powyżej 10,0 m·s⁻¹ wynosi od kilku do ponad 20 w roku (Kozłowska-Szczęśna, Paszyński 1967). Według wymienionych autorów dominują na tym obszarze wiatry z kierunku południowego, południowo-zachodniego i zachodniego.

Główną rolę w kształtowaniu klimatu w geoekosystemie położonym w centralnej części Gór Świętokrzyskich odgrywa rzeźba terenu oraz wysokość bezwzględna. Obszar ten wyróżnia się wśród sąsiadujących regionów indywidualizmem klimatycznym wyznaczonym przez wiele cech. Między innymi należą do nich obliczone dla lat 1955–1989: sumy opadów w roku wyższe od 650 mm, średnie roczne temperatury niższe od 7°C, średnie temperatury powietrza w styczniu niższe od –4°C, średnie temperatury powietrza lipca niższe od 17,5°C, średni czas trwania lata termicznego krótszy od 90 dni, średni czas trwania zimy termicznej liczący ponad 100 dni, średnie sumy parowania terenowego ponad 450 mm, średni roczny maksymalny zapas wody w pokrywie śnieżnej ponad 75 mm (Paszyński, Niedźwiedź 1991). Wraz z innymi elementami klimatu cechy te upodabniają ten obszar do terenów górskich i Polski północno-wschodniej (Olszewski 1992). Na podstawie wieloletnich pomiarów (1955–1989) na Świętym Krzyżu przeważały wiatry z kierunku południowego. Na ten sektor przypadło 45% obserwacji, natomiast na drugi co do wielkości – sektor zachodni – 40%. Pod względem rocznego przebiegu częstości kierunków wiatru Stacja na Świętym Krzyżu wykazuje pewne indywidualne cechy. W listopadzie obserwujemy tu zmianę przeważającego kierunku wiatru z południowego na południowo-zachodni. Kierunek południowy przeważa od lutego do maja i od sierpnia do października. Drugi pod względem rocznej częstości kierunek południowo-zachodni dominuje od listopada do stycznia. Na Świętym Krzyżu pokrywa śnieżna może zalegać maksymalnie 211 dni w roku. W obrębie głównego masywu Łysogór w gradiencie pionowym można wyróżnić trzy piętra klimatyczne (Dunikowski 1985). Są to: piętro szczytowe, zboczowe i dolinne. Obrazują one prawidłowości mezo-klimatu uzależnione od wzniesienia nad poziom morza i lokalnych warunków orograficznych.

Piętro szczytowe, reprezentowane przez stację IMGW na Świętym Krzyżu, charakteryzuje się najwyższymi sumami rocznymi opadów, które średnio w latach 1955–1997 wyniosły 807 mm, i najniższymi wartościami średniej rocznej i miesięcznej temperatury powietrza. W stosunku do zboczy, najcieplejszych w ciągu roku,

wartości te są o ponad 2°C niższe. W tym piętrze zdecydowanie najniższa jest temperatura maksymalna. Najkrótszy jest również okres wegetacyjny, który wynosi 183 dni. Piętro zboczy odznacza się najwyższymi wartościami miesięcznej i rocznej temperatury powietrza, najmniejszymi wahaniami termicznymi oraz spadkami temperatury. Okres wegetacyjny trwa 204 dni, od 12 kwietnia do 2 listopada. Opady roczne wahają się od 700 do 750 mm. Najwyższymi wahaniami temperatury powietrza charakteryzuje się piętro dolin. Średnia miesięczna i roczna temperatura przyjmuje tu wartości pośrednie pomiędzy szczytami a zboczami. Wartości ekstremalne temperatury powietrza są nieregularne. Najwyższe maksima temperatury w stosunku do partii szczytowej i zboczowej utrzymują się przez dziesięć miesięcy w roku, poza sierpniem i wrześniem. Minima natomiast od października do maja są zdecydowanie najniższe. Charakterystyczne jest dla dolin występowanie późnych przymrozków wiosennych oraz wczesnych jesiennych. Roczne sumy opadów wynoszą tu od 750 do 800 mm. Okres wegetacyjny trwa 206 dni, od 19 kwietnia do 1 listopada. Decydująco na różnice temperatur w przekroju pionowym wpływa rzeźba terenu. W chłodnej porze roku zaznaczają się inwersje termiczne, które w skrajnych przypadkach między dolinami a Świętym Krzyżem przekraczają 20°C, co niewątpliwie ma wpływ na warunki przebiegu opadów i na wilgotność względną powietrza (Kłysik 1974).

Jak podaje Burchard (1980), stację klimatyczną w Kielcach (260 m n.p.m.) można uznać za reprezentatywną dla geoekosystemu położonego w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. Średnia temperatura powietrza w Kielcach dla wielolecia 1881–1981 wyniosła 7,3°C (Głazek 1985), a w wieloleciu 1971–2000 – odpowiednio 7,4°C (Raport 2006). Najcieplejszym miesiącem był lipiec ze średnią temperaturą 17,2°C, najzimniejszym natomiast styczeń z –3,2°C. Wysoka amplituda roczna temperatury świadczy o kontynentalnych cechach klimatu. Średnie częstotliwości dni z temperaturami powietrza powyżej 25°C notowano w miesiącach od maja do września na poziomie 20%, niższymi od –10°C – na poziomie 18% w miesiącach zimowych (Komendziński 1979). Na analizowanym obszarze notuje się przeciętnie 100–110 dni z przymrozkami. Średni czas trwania lata termicznego wynosi 90 dni, a zimy termicznej 100 dni (Janiszewski 1973). Badany rejon odznacza się stosunkowo wysokimi sumami opadów rocznych, wynoszącymi dla wielolecia 1971–2000 średnio 600 mm. Najwyższe średnie miesięczne sumy opadów przypadały na miesiące letnie, tj. lipiec (81 mm) i sierpień (76 mm), najniższe zaś odnotowano w styczniu (28 mm) (Raport 2006). Mgły występują najczęściej jesienią. Opady śniegu notowane są od września do maja, a pokrywa śnieżna zalega przez 78–81 dni w roku, najczęściej w styczniu i lutym (Zaręba 1976). Równoleżnikowy układ form morfologicznych terenu sprawia, że na tym obszarze najczęściej notowane są wiatry z sektora zachodniego, o rocznym udziale 27,7%, oraz południowo-zachodniego – 16,5%. Najrzadziej wiatry wieją z północy (3,3%) i północnego wschodu (4,6%).

Średnia prędkość wiatru wynosi 3,4 m·s⁻¹ (Zaręba 1976). Okresy ciszy stanowią 16,6% rocznych obserwacji wiatru (Żarnowiecki 1993).

2.1.4. Gleby

Różnorodność skał macierzystych, a także związane z warunkami orograficznymi lokalne zróżnicowanie zmieniających się w czasie cech klimatu i roślinności, wytworzyły w regionie Gór Świętokrzyskich skomplikowaną mezostrukturę pokrywy glebowej. Istotne znaczenie w ukształtowaniu pokrywy glebowej miały tu skały macierzyste wapienne i krzemianowe kambryjskie, dewońskie, triasowe, jurajskie, mioceny, plejstoceny i holoceny (Strzemiński 1967). Ostateczny obraz mozaiki skał macierzystych ukształtował się w czasie zlodowaceń środkowopolskiego i północnopolskiego (Lindner 1978, 1980), a zwłaszcza po osadzeniu w wistulianie serii młodszych lessów (Maruszczak 1980). Pod wpływem zachodzących w tym okresie procesów mrozowych, przy udziale zbiorowisk roślinnych tundry, ukształtowały się współczesne gleby (Kowalkowski 1988). Podlegają one procesom geomorfologicznym, wśród których główną rolę odgrywa erozja wodna i wietrzna.

Jak podaje Józwiak (1999), w regionie świętokrzyskim podatność gleb na erozję jest zróżnicowana. Gleby bardzo silnie podatne zajmują 9,85%, silnie podatne 38,11%, średnio podatne 31,15%, a słabo podatne 20,63% powierzchni użytków rolnych.

Wśród gleb otoczenia Stacji Bazowej ZMŚP Święty Krzyż wyróżnia się cztery główne jednostki typologiczne, należące do rzędów gleb litogenicznych, gleb autogenicznych i gleb semihydrogenicznych (Kowalkowski 1993, 1996). Według przyjętej kolejności są to:

- gleby inicjalne blokowe gołoborzy peryglacialnej genezy,
- gleby rdzawe peryglacialnej genezy,
- gleby rdzawe brunatne peryglacialno-holocenyjskiej genezy,
- gleby opadowo-glejowe i gruntowo glejowe peryglacialno-holocenyjskiej genezy.

Na stanowisku Malik występują głównie mozaiki gleb młodych, wytworzonych z plejstocenyjskich piasków fluwioglacjalnych, rdzawych i bielicowych, litogenicznie odpowiadających pokrywom przekształceń peryglacialnych (Strzemiński 1954, Kowalkowski 1992). W holocenie na peryglacialne warstwy pokrywowe wietrzeń mrozowego nałożyły się cechy pedogenicznej akumulacji lub bielicowania, zależnie od roślinności leśnej (Kowalkowski 1992). Powstały zespół gleb w badanym geoekosystemie uzależniony był głównie od dwóch czynników glebotwórczych: skały macierzystej i reliefu. Do najważniejszych czynników morfogenetycznych zaliczyć natomiast należy: niejednorodność skały macierzystej, występujące procesy krasowe i sufozyjne, zjawiska mrozowe, osuwiska oraz procesy aluwialne i proluwialne. To właśnie dzięki różnym skałom macierzystym powstał na tym obszarze kompleks gleb o tak dużym zróżnicowaniu,

którego wyrazem jest mozaikowość typów i podtypów gleb litogenicznych i autogenicznych.

2.1.5. Hydrologia

Geoekosystem Święty Krzyż w centralnej części Gór Świętokrzyskich zlokalizowany jest w zlewni leśno-rolniczej I rzędu bezmiennego prawobrzeżnego dopływu rzeki Pokrzywianki. Zlewnia o powierzchni 1,3 km² odpowiednio do sugestii Čmaka i Mityka (1990) została podzielona na 3 strefy wysokościowe o zmiennych warunkach hydrologicznych (Jóźwiak i in. 2012):

- wierzchowinowa do wysokości 500 m n.p.m., z opadami powyżej 850 mm, dużymi spływami powierzchniowymi w okresach roztopów i opadów oraz odpływem podpowierzchniowym w okresach bezopadowych,
- stokowa od wysokości 350 do 500 m n.p.m., z opadami od 850 do 800 mm, dominującą infiltracją z śródpokrywowym tranzytowym odpływem wód, które na wysokości 351–400 m n.p.m. tworzą wysięki i źródła, często dające początek potokom górskim,
- podnóży stoków z opadami od 700 do 800 mm,
- równiny denudacyjnej z opadami około 650–700 mm w dnie Doliny Dębniańskiej, w której dominuje reżim infiltracyjny oraz odwodnienie przez głęboko wcięte doliny dopływających potoków.

Typ krążenia wody na obszarze głównego masywu Łysogór, na którego północnym stoku jest zlokalizowana Stacja Bazowa Święty Krzyż, jest szybki. Wysokie opady i rumoszowy charakter pokryw zwietrzeniowo-soliflukcyjnych powodują, że wody opadowe łatwo infiltrują w podłoże i dopiero w dolnych partiach wypływają w postaci źródeł, przeważnie rumoszowo-zaporowych (Rogaliński, Rogalińska 1985). Zlewnie w centralnej części Gór Świętokrzyskich charakteryzuje deszczowo-niwalny system zasilania. Reżim odpływu kształtowany jest przez warunki klimatyczne obszaru, wysokości opadu oraz ich rozkład czasowy i przestrzenny (Biernat, Ciupa 1992).

Głównymi elementami kształtującymi gospodarkę wodną w geoekosystemie zlokalizowanym na terenie Białego Zagłębia są przepuszczalność materiału litologicznego oraz zakres zmian wysokości zwierciadła wód podziemnych, będący następstwem rodzaju zasilania hydrologicznego. Na badanym terenie wykształcił się endoperkolatywny typ krążenia wód glebowych, związany z nadmiarem wód opadowych (Kowalkowski, Rubinowski 1991). Analizowany obszar znajduje się na terenie zlewni I rzędu rzeki Bobrzyczki, która jest prawobrzeżnym dopływem Bobrzy, a ta Czarnej Nidy (Biernat, Ciupa 1993). Jest to zlewnia o powierzchni wynoszącej 17,7 km², ograniczona od zachodu działem wodnym III rzędu, a na pozostałych odcinkach działem wodnym V rzędu. Rzeka Bobrzyczka jest ciekim okresowym o długości 7,2 km i średnim spadku 5,5‰. Zasilana jest głównie przez wody opadowe oraz źródła i wycieki z dewońskich i czwartorzędowych poziomów wodonośnych (Mochon 1993). Działalność odkrywkowych kopalni surowców

skalnych spowodowała silne zmiany stosunków wodnych, czego następstwem było obniżenie zwierciadła wód gruntowych oraz wydłużenie odcinków suchych koryt rzecznych. W ostatnim dziesięcioleciu w korycie nie występował przepływ wody.

2.1.6. Szata roślinna

Jedną z cech roślinności Świętokrzyskiego Parku Narodowego jest występowanie na stosunkowo niedużym areale zbiorowisk o charakterze górskim oraz zespołów wyżynnych i nizinnych, a także specyficznie wykształcony układ piętrowy, będący wynikiem oddziaływania czynników edaficznych, a w mniejszym stopniu również klimatycznych (Danielewicz 2000). Obecny stan szaty roślinnej na obszarze Parku jest jednak w znacznej mierze efektem działalności człowieka. Istotny wpływ na wielkość oraz na skład gatunkowy lasów miało starożytne górnictwo rud i hutnictwo żelaza (Głazek, Wolak 1991). W tym okresie, zdaniem Bielenina (1974), do wytopu żelaza zużyto ponad 60 tysięcy ton węgla drzewnego wytwarzanego z drewna buka, dębu, topoli, lipy, wierzby, sosny i jodły. Późniejsze badania Orzechowskiego (1992) wykazały, na podstawie znalezionych stanowisk żużla, że w okresie tym zużyto blisko 1 mln 700 tysięcy m³ drewna. W XVII i XVIII w. zasadniczy wpływ na zmiany w krajobrazie i składzie gatunkowym drzewostanu odegrało rozwijające się na tym terenie hutnictwo szkła, które pochłaniało znaczne ilości drewna, głównie bukowego. Ta selektywna wycinka spowodowała zwiększenie udziału jodły, która w chwili obecnej stanowi 82% lasu łysogórskiego (Graniczny, Ukleja-Dobrowolska 1990). Najbardziej rozpowszechnionym zespołem leśnym na terenie Parku jest wyżynny jodłowy bór mieszany *Abietetum polonicum* (Dziub. 1928 Br.-Bl. et Vlieg. 1939). Występuje on na glebach brunatnych kwaśnych i murszowo-glejowych. Głównym gatunkiem w drzewostanie i bardzo częstym w niższych warstwach lasu jest jodła. Rolę domieszki spełniają: buk, dąb szypułkowy i bezszypułkowy, osika, olsza szara, brzoza brodawkowata oraz świerk. Lasy bukowe i bukowo-jodłowe na terenie Parku występują na dość dużym obszarze. Buk jest tutaj jednym z dwóch najważniejszych drzew lasotwórczych i głównym składnikiem drzewostanów w rezerwatach ścisłych Łysica i Święty Krzyż. Dziubałowski w 1928 r. (za Danielewicz 2000) po raz pierwszy wyróżnił asocjację lasu jodłowo-bukowego i nazwał go *Abietetum-Fagetum* (Danielewicz 2000). Obecnie jest ono utożsamiane z pogórską formą zespołu żyznej buczyny karpackiej *Dentario glandulosae-Fagetum* (Klika 1927 em. Mat 1964) (Bróz, Kapuściński 1990, Głazek, Wolak 1991). Grupa ubogich lasów bukowych reprezentowana jest na terenie Parku przez fitocenozy zaliczane do zespołu kwaśnej buczyny niżowej *Luzolo pilosae-Fagetum* (Bróz, Kapuściński 1990). Głównym obszarem siedliskowym żyznej buczyny karpackiej jest Pasma Łysogór. Najczęściej występuje ona na spłaszczeniach stoków oraz w dolinach cieków, czyli w miejscach, gdzie gromadzą się spływy mineralne

i organiczne użyźniające gleby na ubogim i kwaśnym podłożu skalnym. *Dentario glandulosae-Fagetum* jest zbiorowiskiem wielogatunkowego lasu z dominacją buka lub jodły w drzewostanie z udziałem jaworu i klonu pospolitego oraz pojedynczym występowaniem grabu, jarzębiny, osiki, brzozy brodawkowatej i dębu szypułkowego.

Okręg chęciński (Szafer, Zarzycki 1977), w obrębie którego zlokalizowany jest geoekosystem góry Malik leży w zasięgu naturalnego występowania świerka, jodły i buka, choć rozpowszechnione od wieków na tym obszarze hutnictwo ołowiane, miedziane oraz kamieniołomy wapienia i marmuru, nie sprzyjały zachowaniu pierwotnej roślinności (Massalski 1962). Znajdujące się na tym terenie zbiorowiska leśne są efektem gospodarczej działalności człowieka i pod względem składu gatunkowego są one praktycznie monokulturami sosnowymi (*Pinus sylvestris* L.), o przeciętnym wieku od 60 do 70 lat (Plan urządzania lasu 2000). Domieszką w tych fitocenozach jest *Populus tremula*, *Larix polonica*, *Picea abies* i *Betula pendula*. Podszyt pokrywający średnio 29% powierzchni formują *Sorbus aucuparia*, *Juniperus communis*, *Frangula alnus*, *Quercus petraea*, *Betula pendula*, a miejscami *Abies alba*, *Populus tremula* i *Cornus sanguinea* (Świercz 1997). Jak wykazały jej badania, pod wpływem imisji alkalicznej skład gatunkowy zbiorowisk leśnych na tym obszarze uległ daleko idącej ruderalizacji i synantropizacji. Wykonane zdjęcia fitosocjologiczne przez Świercz (1997) pozwoliły na zakwalifikowanie roślinności występującej w badanym geoekosystemie do boru sosnowego związku *Dicrano-Pinion*, z charakterystycznymi gatunkami rzędu *Fagetalia silvaticae* i *Quercetalia pubescentis*, a także charakterystycznymi gatunkami klasy *Querceto-Fagetea* i *Rhamno-Prunetea*.

2.2. Geoekosystem położony na pograniczu Beskidu Niskiego i Pogórza Karpackiego

2.2.1. Położenie fizycznogeograficzne

Stacja Naukowo-Badawcza Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk w Symbarku zlokalizowana jest w zlewni Bystrzanki na wysokości 325 m n.p.m. w północno-zachodniej części Beskidu Niskiego, na pograniczu dwóch głównych jednostek Karpat Fliszowych, tj. Beskidu Niskiego i Pogórza Karpackiego (Starkel 1972a) (ryc. 4).

2.2.2. Budowa geologiczna i rzeźba terenu

Część zachodnia Beskidu Niskiego zbudowana jest ze skał płaszczowiny magurskiej. Elementem grzbietotwórczym są zachowane w synklinach odporne piaszkowce magurskie. Podścielające je serie pstrych łupków eocenu i łupkowo-piaszkowcowe warstwy inoceramowe budują garby pogórskie o różnej wysokości. Budowa geolo-

giczna i różna odporność skał powodują przenikanie się dwóch typów rzeźby: pogórskiej i beskidzkiej (Starkel 1972b). Duże różnice litologiczne kompleksów skalnych sprawiają, że granica między rzeźbą pogórską a beskidzką jest bardzo wyraźna.

Obszar zlewni Bystrzanki znajduje się w obrębie płaszczowiny magurskiej, wysuniętej w kierunku północnym tzw. półwyspem Łużnej. Stoki pokryte są materiałem zwietrzelinowym i zwietrzelinowo-skalnymi koluwiami o różnym udziale frakcji szkieletowej. W dolinach występują zwirowo-gliniaste pokrywy aluwialne (Gil 1994a). Teren badań obejmuje brzeźną część Beskidu Niskiego, leżącą na wysokości 300–750 m n. p. m. Szczyty beskidzkie osiągają wysokość ponad 600 m n.p.m., a ich wierzchołki są szerokie, wyrównane, o małych spadkach (Kotarba 1970).

Występowanie łupków ilastych pomiędzy wodonośnymi warstwami piaszczowców magurskich powoduje, że obszar ten jest jedną z najbardziej podatnych na osuwiska części Karpat (Gil 1994a). Osuwiska zajmują 30% obszaru zlewni Bystrzanki (Kotarba 1986).

2.2.3. Warunki klimatyczne

Zasadniczą cechą badanego geoekosystemu jest piętrowość, związana ze zmianami wysokości bezwzględnej. Wyróżnić tu można dwa piętra klimatyczne: piętro umiarkowanie ciepłe, w którym znajduje się przeważająca część obszaru badań, oraz piętro umiarkowanie chłodne obejmujące partie szczytowe wzniesień (Hess i in. 1977). Granica między piętrami przebiega na wysokości ok. 600 m n.p.m. Poprzeczne obniżenie w łuku Karpat, jakie tworzy Beskid Niski, silnie wpływa na stosunki anemologiczne i termiczno-wilgotnościowe (Obrębska-Starkłowa 1973).

Wraz ze wzrostem wysokości obserwuje się charakterystyczny dla obszarów górskich gradient termiczno-opadowy. W miarę wzrostu wysokości spada temperatura, a wilgotność zwiększa się. Przeprowadzona przez Wit-Jóźwik (1977) analiza opadów deszczu w latach 1969–1973 (od maja do września) wykazała, że całkowity czas trwania deszczu wyniósł średnio 6,9% ogólnego czasu tego okresu. Miesiące letnie charakteryzują się najbardziej intensywnymi opadami atmosferycznymi, o czasie trwania poniżej 3 godzin (Wit-Jóźwik 1977). Jak wynika z badań przeprowadzonych przez Obrębską-Starkłową (1973), w okolicy Symbarku wyróżnia się trzy typy mezo klimatu: obniżenie dolinnych o największych wahanach dobowych temperatury i wilgotności powietrza, niskich wierzchołków Pogórza o optymalnych warunkach termicznych i wilgotnościowych powietrza oraz mezo klimat górnych partii stoków Beskidu Niskiego, pozostających w zasięgu adwekcji mas powietrza. W ich obrębie wyróżnić można także kilka typów mikroklimatu, które kształtowane są przez wiele czynników. Należy do nich zaliczyć m.in. nachylenie i ekspozycję stoków warunkujące ilość energii słonecznej docierającej do powierzchni ziemi, a także zbiorowiska roślinne o zróżnicowanym



Ryc. 4. Krajobraz geoekosystemu na pograniczu Beskidu Niskiego i Pogórza Karpackiego

Fig. 4. Landscape of geoecosystem on the border of the Low Beskids and Carpathian Foothills

składzie gatunkowym, które wpływają na dobową dynamikę temperatury i wilgotności powietrza w stosunku do powierzchni otwartych (Obrębska-Starkłowa 1973).

Zlewnia Bystrzanki położona jest w piętrze klimatu umiarkowanie ciepłego. Jedynie wyżej położone wierzchołki grzbietów górskich znajdują się w piętrze umiarkowanie chłodnym. Obszar jest dobrze przewietrzany, co wynika z jego obniżenia w stosunku do innych górskich grup Karpat (Dauksza i in. 1970). Średnia roczna temperatura powietrza w latach 1968–2010 wyniosła 7,9°C. Stwierdzono stopniowy wzrost średniej temperatury powietrza. Najcieplejszym miesiącem był lipiec, ze średnią temperaturą 17,8°C, a najchłodniejszym styczeń ze średnią –2,5°C. Uzyskane wyniki wskazują, że daty początku i końca termicznych pór roku nie pokrywają się z astronomicznymi porami. Termiczna wiosna zaczyna się średnio 6 dni później, natomiast termiczne lato, jesień i zima rozpoczynają się wcześniej, odpowiednio o 16, 23 i 15 dni (Kijowska i in. 2011).

Średnia roczna suma opadów dla wielolecia 1968–2010 wyniosła 832,2 mm, z wahaniami od 530 mm w roku 1982 do 1171,8 mm w roku 2010. Ponad połowa opadów przypada na półrocze letnie, z maksimum wynoszącym 82% w 1974 r. Średnio notowano 174 dni z opadem, przy czym dominowały opady słabe (1–5 mm) stanowiące 37%. Dni z opadem powyżej 20 mm stanowiły jedynie 4%, a notowano je głównie w półroczu letnim. Najwyższa średnia miesięczna suma opadów występowała w czerwcu (126,6 mm) i lipcu (119,4 mm), natomiast najniższa w październiku (54,4 mm) (Kijowska 2011). W latach 1968–2010 pokrywa śnieżna zalegała średnio przez 79 dni w roku i formowała się najczęściej w trzeciej dekadzie listopada.

Na podstawie danych z lat 1994–2010 stwierdzono, że w zlewni Bystrzanki dominują wiatry z kierunku południowego z 12% udziałem, występujące głównie w miesiącach zimowych. Średnia roczna prędkość wiatru wyniosła 2,2 m·s⁻¹ (Bochenek i in. 2012).

2.2.4. Gleby

Gleby okolic Szymbarku wykształciły się na pokrywach zwietrzelinowych utworów płaszczowiny magurskiej, które nie tworzą skrajnie różnych glebotwórczo kompleksów litogenicznych (Adamczyk i in. 1973). Są to mniej lub bardziej szkieletowe zwietrzeliny gliniaste i gliniasto-ilaste. Pokrywy glebowe występujące w badanym geoekosystemie są wynikiem silnie zachodzących tu procesów denudacyjnych i fluwialnych.

Obszar ten cechuje się dużą różnorodnością gleb. Największą powierzchnię zajmują gleby brunatne kwaśne, bielcowe, płowe, pararendziny, mady (aluwialne, deluwialno-aluwialne) oraz gleby glejowe (Adamczyk i in. 1973). Poszczególne typy gleb występują w postaci zwartych płatów lub wydzielone zostały w formie kompleksów glebowych i tworzą mozaikowy układ, który wynika z budowy geologicznej oraz procesów denudacyjnych kształtujących rzeźbę tego terenu (Gil 1994a).

Mięszość pokrywy glebowej jest dość znaczna i wzrasta w kierunku podnóży stoków. Waha się ona w granicach 80–100 cm w partiach grzbietowych, do 200–400 cm na stokach (Adamczyk i in. 1973). Stoki garbów pogórskich, położone na wysokości 300–450 m n.p.m., odznaczają się głębszą pokrywą zwietrzelinową niż leżące wyżej wzniesienia Beskidu Niskiego. Różnica ta wynika z odmiennej budowy geologicznej części pogórskiej i beskidzkiej.

Znaczna zawartość części spławianych powoduje, że gleby zlewni Bystrzanki charakteryzują się wysoką pojemnością sorpcyjną, dobrym zbuforowaniem, a także odpornością na degradację chemiczną. Jednak nadmierna ilość frakcji łu koloidalnego sprzyja procesom glejowym, zwłaszcza głębszych poziomów glebowych (Bochenek 2005). Konsekwencją występującego w glebach Szymbarku zjawiska oglejenia jest jej nadmierne uwilgotnienie oraz słaba przewiewność. Gleby okolic Szymbarku odznaczają się słabo kwaśnym odczynem, który w głęb-

szych poziomach jest nawet zbliżony do obojętnego. Wykazują również wysoki stopień nasycenia kompleksu sorpcyjnego kationami zasadowymi. Gleby badanego geoekosystemu możemy zaliczyć do słabo kwaśnych. Zawartość substancji organicznej waha się od 3,0% w poziomie próchnicznym w warstwie ornej gleb uprawnych do 12% w glebach leśnych (Adamczyk i in. 1973).

2.2.5. Hydrologia

Zlewnia Bystrzanki zajmuje powierzchnię 13 km² (Gil 1994b). Ujście Bystrzanki do Ropy leży na wysokości 300 m n.p.m., a średni spadek doliny wynosi 26‰ (Dauksza i in. 1970). Rzeźba terenu oraz złe własności retencyjne zlewni powodują szybki obieg wody. W Bystrzance stwierdzono występowanie ustroju rzeczno-łożonego, pierwotnego, śnieżno-deszczowego (Kijowska 2011). Zwiększony odpływ wód ze zlewni odnotowuje się głównie w drugiej połowie półrocza zimowego oraz w półroczu letnim. Średni roczny przepływ Bystrzanki w profilu hydrometrycznym Symbark wynosił w latach 1970–2011 0,17 m³·s⁻¹ (Kijowska-Strugała 2013).

2.2.6. Szata roślinna

Analizowany obszar znajduje się w obrębie dwóch pięter roślinnych: pogórza i regla dolnego. Granica mię-

dzy tymi piętrami przebiega na wysokości 450–500 m n.p.m. i jest ściśle związana z warunkami mezo- i mikroklimatycznymi (Staszkiewicz 1973). Największą powierzchnię zajmują lasy zespołu buczyny karpackiej *Dentario glandulosae-Fagetum* (Klika 1927 em. Mat 1964). Stanowią one główne zbiorowisko piętra regla dolnego. W jego skład wchodzi dwa podzespoły: typowy i z miesięcznicą trwałą, w którym dominuje buk. Jodła stanowi stałą domieszkę. Na stokach południowych zbiorowisko to sięga do wysokości 640 m n.p.m., natomiast na stokach o ekspozycji północnej do wysokości 350 m n.p.m.

Pogórski zespół grądowy *Tilio-Carpinetum* występuje na niewielkich fragmentach wyższych teras rzecznych lub na stromych stokach. Pomiędzy głównymi zespołami znajduje się zbiorowisko lasu jodłowego z *Rubus hiatus* – *Abies alba*, leżące na granicy garbów pogórskich i grzbietów beskidzkich. Inne zespoły leśne występują w formie małych płatów w miejscach, w których panują dogodne dla nich warunki siedliskowe. Zespół olszyny karpackiej najczęstszy jest w dnach dolin. Drzewostan tego zespołu tworzy olcha szara z domieszką jaworu, wierzby oraz grabu. Współczesne zasięgi są bardzo zmienione za sprawą rozwoju osadnictwa (Staszkiewicz 1973).

3. Metody badań

Badania przeprowadzono w latach hydrologicznych 2002–2011. Zastosowano metody terenowe i laboratoryjne.

3.1. Badania terenowe

Badania terenowe przeprowadzono w wybranych geoekosystemach na obszarze gór niskich i pogórza.

W Górach Świętokrzyskich badania prowadzi Stacja Naukowo-Badawcza Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk. Pierwszy z geoekosystemów – Święty Krzyż – zlokalizowany jest w centralnej części Gór Świętokrzyskich na terenie Świętokrzyskiego Parku Narodowego. Drugi – góra Malik – położony jest na terenie tzw. Białego Zagłębia, w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich.

Na pograniczu Beskidu Niskiego i Pogórza Karpackiego zlokalizowana jest zlewnia Bystrzanki, w której wieloletnie badania prowadzi Stacja Naukowo-Badawcza Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk.

Badania terenowe realizowano zgodnie z założeniami Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego (Kostrzewski i in. 2006). Pomiaru wysokości i jakości opadu atmosferycznego obejmowały wody opadowe w przekroju pionowym – opad atmosferyczny – opad podkoronowy – spływ po pniach. Badania te przeprowadzono na sześciu powierzchniach doświadczalnych, po dwie w każdym z geoekosystemów. Na Świętym Krzyżu odbywały się w drzewostanie jodłowo-bukowym i bukowym, na Maliku w sosnowym i grabowo-bukowym, a w Szymbarku w świerkowym i grabowym. Wody opadu bezpośredniego pobierano przy użyciu deszczomierzy Hellmana oraz deszczomierzy firmy Vaisala. Do pomiaru opadu podkoronowego wykorzystano chwytacze wykonane z polietylenu w ilości pięciu sztuk na każdej powierzchni doświadczalnej. Wodę gromadzono w pojemnikach 20 l. Chwytacze ustawiono w kształcie litery x na wysokości 1 m nad powierzchnią gruntu. Do pomiarów spływu po pniach wytypowano gatunki drzew należące do dominujących na powierzchniach doświadczalnych. Na losowo wybranych drzewach każdego gatunku na wysokości pierśnicy zamontowano opaski mające na celu przechwytywanie spływającej po pniach wody. Na Świętym Krzyżu próby pobierano z 5 buków (*Fagus sylvatica* L.) o obwodzie pnia na wysokości pierśnicy od 117 do 171 cm i 5

jodeł (*Abies alba* Mill.) o obwodzie od 127 do 225 cm, na Maliku z 5 sosen (*Pinus silvestris* L.) o obwodzie od 90 do 110 cm, 3 buków (*Fagus sylvatica* L.) o obwodzie od 67 do 110 cm i 3 grabów (*Carpinus betulus* L.) o obwodzie pnia od 57 do 77 cm. W Szymbarku próby pobierano z 4 grabów (*Carpinus betulus* L.) o obwodzie pnia od 86 do 115 cm i 4 świerków (*Picea abies* (L.) H. Karst.) o obwodzie od 95 do 147 cm. Wodę zbierano do pojemników 60 l dla gatunków iglastych i 120 l dla gatunków liściastych. Proponowana ilość drzew, zgodnie z danymi podawanymi w literaturze (Löwblad 1994), zapewnia pobór reprezentatywnej próby dla danego gatunku. Wśród 436 powierzchni monitoringowych wchodzących w skład Monitoringu Lasów w Europie Level II metodę tę stosowano na 81% powierzchni doświadczalnych (De Vries i in. 2000). Umożliwiło to zatem porównywanie wyników z innymi stacjami w Europie oraz w Polsce.

Badania terenowe realizowano w cyklu tygodniowym, dokonując bezpośrednio w terenie pomiarów pH, przewodności elektrolitycznej właściwej (SEC) oraz wysokości opadu. Każdorazowo pobrane w terenie próbki wody z każdego podsystemu pomiarowego tego samego dnia przewożono do laboratorium i przechowywano w temperaturze 4°C. W zbiorczych próbach miesięcznych oznaczano skład chemiczny.

W ramach badań terenowych wykonano również badania eksperymentalne dotyczące przestrzennego zróżnicowania opadu podkoronowego w drzewostanach o różnym składzie gatunkowym. Do tego celu wykorzystano 40 chwytaczy ustawionych na planie siatki prostokątnej, po 8 sztuk w 5 rzędach w odległości co 2 m. Wlot znajdujący się na wysokości 1 m n.p.g. zabezpieczono siatką muślinową, a wodę gromadzono w butelce znajdującej się wewnątrz.

W lutym 2012 r. dokonano poboru prób śniegu do analiz właściwości fizyczno-chemicznych i chemicznych (Kozłowski i in. 2012). Próby pobrano z 52 stanowisk w rejonie Białego Zagłębia i południowych terenów Kielc. Punkty poboru były odległe od siebie o ok. 1,5 km, tworząc regularną siatkę kwadratową o wymiarach 10,5 km w osi E–W oraz 9 km w osi N–S. Centralnym punktem obszaru badań jest Cementownia Dyckerhoff oraz Zakłady Przemysłu Wapienniczego Trzuskawica, należące do największych emiterów w regionie.

Pomiaru meteorologiczne obejmowały ciągły pomiar temperatury i wilgotności względnej powietrza, kierunek i prędkość wiatru oraz wysokość opadu. Do tego celu wy-

korzystano automatyczne stacje meteorologiczne MILOS 500 firmy Vaisala.

Pomiary imisji wykonywano w sposób zautomatyzowany. Na Świętym Krzyżu za pomocą analizatorów Horiba: SO₂ – APSA 350E, NO₂ – APNA 351E, będących własnością Uniwersytetu Jana Kochanowskiego w Kielcach. Dane dla stacji Malik pozyskano ze Świętokrzyskiego Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska, który prowadzi automatyczne pomiary stężeń na terenie Białego Zagłębia. Na Stacji IGiPZ PAN w Szymbarku wykorzystano analizatory powietrza firmy Environment: SO₂ – AF 22M, NO₂ – AC 32M, należące do Małopolskiego Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska. Do analizy dobrano średniodobowe wartości wielkości imisji.

W trakcie badań terenowych pobrano próbki gleb z wierzchniego mineralnego poziomu gleb (0–10 cm). Badania te miały na celu określenie wpływu wód opadowych docierających do gleb na przestrzenny rozkład właściwości fizyczno-chemicznych powierzchniowego mineralnego poziomu gleb, w wytypowanych geoekosystemach. Realizowano je zgodnie z metodą zaproponowaną przez Kowalkowskiego i in. (2002), opartą na założeniach pomiarów prowadzonych w Niemczech przez Neumeister i in. (1997) oraz Haase i Neumeister (1999). W zastosowanej metodzie głównymi punktami były duże drzewa. Wokoło każdego drzewa, uprzednio dokładnie zlokalizowanego kartograficznie, założono w czterech kierunkach świata liniową sieć pomiarową. Na wyznaczonych liniach, poczynając od pnia drzewa w odległościach: 10, 50, 100 i 300 cm pobierano próby gleb z wierzchniego mineralnego poziomu od 0 do 10 cm głębokości. Na Świętym Krzyżu pomiary wykonano na powierzchni w drzewostanie jodłowo-bukowym, wokół trzech jodeł o obwodzie pnia na wysokości pierśnicy od 222 do 253 cm, trzech buków o obwodzie pnia od 82 do 101 cm i jednym grabie o obwodzie pnia wynoszącym 53 cm. Na górze Malik badania wykonano wokół pięciu sosen o obwodzie od 94 cm do 133 cm i trzech buków o obwodzie pnia od 45 cm do 104 cm. W Szymbarku badaniami objęto dwie powierzchnie z drzewostanem grabowo-sosnowym, na którym pomiary prowadzono wokół 3 grabów (obwód od 64 do 111 cm) i 2 sosen o obwodzie od 85 do 120 cm oraz świerkowym z 4 drzewami o obwodzie od 93 do 139 cm. Z terenu objętego badaniami łącznie pobrano 496 próbek glebowych, które zaetykietowane przewieziono do Laboratorium Badań Środowiska UJK w Kielcach. Na Świętym Krzyżu pobrano 156 próbek z gleby rdzawej bielcowanej opadowo-glejowej (Kowalkowski 2000), na Maliku 212 z gleby rdzawej bielcowej (Kowalkowski, Świercz 1993), a w Szymbarku 128 próbek z gleby brunatnej właściwej (Adamczak i in. 1973).

3.2. Metody laboratoryjne

3.2.1. Analiza próbek wody

Analizy składu chemicznego wód pochodzących ze Świętego Krzyża oraz Malika w latach 2002–2005 analizowano w laboratorium Instytutu Geografii UJK w Kielcach (fotometr płomieniowy, spektrofotometr UV-Vis), od 2006 do 2009 r. w laboratorium Instytutu Ochrony Środowiska – Państwowy Instytut Badawczy w Warszawie przy użyciu chromatografu jonowego Dionex oraz spektrofotometru absorpcji atomowej, a w latach 2010–2011 w Laboratorium Badań Środowiska UJK za pomocą chromatografu jonowego Dionex oraz spektrometru ICP-MS/TOF. Probki z Szymbarku analizowano przy użyciu chromatografu jonowego i spektrometru absorpcji atomowej w laboratorium Małopolskiego Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska według obowiązujących norm państwowych.

Zgodnie z procedurami obowiązującymi w Zintegrowanym Monitoringu Środowiska Przyrodniczego wszystkie laboratoria w okresie przyjętym do badań uczestniczyły w badaniach interkalibracyjnych, uzyskując zadowalające wyniki.

3.2.2. Analiza gleb i pyłów z zakładów cementowo-wapienniczych

Pobrane próbki glebowe oraz pyły pochodzące z zakładów cementowo-wapienniczych poddano analizie zgodnie z metodyką obowiązującą w gleboznawstwie (Bednarek i in. 2004). Badania przeprowadzono w Laboratorium Badań Środowiska Katedry Ochrony i Kształtowania Środowiska Uniwersytetu Jana Kochanowskiego w Kielcach. Przygotowane próby mineralizowano przy użyciu aparatu Multiwave 3000 firmy Anton Paar. Analizy na zawartość metali ciężkich wykonano spektrometrem ICP-MS / TOF oraz spektrometrem absorpcji atomowej techniką płomieniową.

3.2.3. Obserwacje i analizy składu chemicznego igieł drzew

Obserwacje i analizę chemiczną igieł pobranych w wybranych geoekosystemach wykonano za pomocą mikroanalizatora ED-XRF (fluorescencyjny spektrofotometr rentgenowski z dyspersją energii) w mikroskopie elektronowym skaningowym Quanta 250 w Laboratorium Badań Środowiska UJK w Kielcach. Pobrane próbki igieł jodły, sosny i świerka przed obserwacją w mikroskopie napyłono 24-karatowym złotem w napyłarce Leica.

3.3. Zastosowane wzory i sposoby obliczenia danych

W celu sprawdzenia poprawności przeprowadzonej analizy składu chemicznego wód dla każdej próby obliczono błąd bilansu jonowego pierwiastków [WZB] zgodnie z wytycznymi PN-89 C-04638-02 według wzoru:

$$\text{WZB [\%]} = 100 \frac{\Sigma \text{Kat} + \Sigma \text{An}}{\Sigma \text{Kat} - \Sigma \text{An}} \quad (1)$$

gdzie:

WZB – względny błąd analizy,

ΣKat – suma kationów (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , H^+ , Al^{3+} , Mn^{2+} , NH_4^+ , Fe^{3+} , Pb^{2+}),

ΣAn – suma anionów (SO_4^{2-} , NO_3^- , Cl^- , HCO_3^-).

Dopuszczalny błąd według WMO (1992) dla opadu bezpośredniego wynosi 10%, jednak w wodach opadu podokapowego i spływającego po pniu błąd ten może dochodzić do 20% w przypadku wód, w których suma kationów i anionów jest wyższa od $500 \mu\text{eq}\cdot\text{l}^{-1}$ (WMO 1992, Ulrich, Masello 1998).

Dla każdej próby obliczono również średnią ważoną wartość pH, według wzoru (Kostrzewski i in. 2006):

$$X = \frac{\Sigma_i c_i m_i}{\Sigma_i m_i} \quad (2)$$

gdzie:

c – wartość pH w danym okresie pomiarowym,

m – opad w danym okresie.

Obliczono również koncentrację wody wokół pni drzew, której wskaźnikiem jest tzw. *funnelling ratio* (FR) (Herwitz 1993) będący stosunkiem wysokości opadu w przeliczeniu na przekrój poprzeczny pnia do opadu na terenie otwartym.

Do obliczenia wielkości wody spływającej po pniu w mm wykorzystano wzór ICP Forest Level II (De Vries i in. 2000):

$$S = S_n - \frac{P}{D} : P_p \quad (3)$$

gdzie:

S – spływ w mm,

S_n – spływ po n drzewach (dm^3),

P – powierzchnia wszystkich drzew na poletku (przekrój poprzeczny) (m^2),

D – powierzchnia n drzew, na których badany jest spływ (m^2),

P_p – powierzchnia poletka (m^2).

Zastosowano model budżetowego sklepienia koron (Ulrich 1983, Bredemeier 1988, van der Mass, Pape 1991) ładunku jonów docierających do gleb, pochodzących z wymywania ich z roślin. W modelu tym zakłada się, że korony drzew nie mają wpływu na ładunek sodu docierający do gleby wraz z opadem atmosferycznym (OA), podkoronowym (TF) i spływającym po pniach (SF) oraz że cząstki zawierające jony Ca^{2+} , Mg^{2+} i K^+ mają taką

samą masę jak cząsteczki zawierające sód. Dzięki tym założeniom można obliczyć tzw. faktor suchej depozycji (DDF) dla jonów Ca^{2+} , Mg^{2+} i K^+ (Ulrich 1983, van der Mass, Pape 1991).

$$\text{DDF} = \text{TF}_{\text{Na}} + \text{SF}_{\text{Na}} - \text{OA}_{\text{Na}} / \text{OA}_{\text{Na}} \quad (4)$$

Wielkość wymywania poszczególnych jonów (CL) dla analizowanych składników wylicza się następnie według wzoru (Draaijers i in. 1997):

$$\text{CL}_x = \text{TF}_x + \text{SF}_x - \text{BP}_x - \text{DD}_x \quad (5)$$

gdzie:

x – (Ca^{2+} , Mg^{2+} i K^+).

Zastosowano również model Moldana i Černego (1994) do wyliczenia opadu podkoronowego netto NTF:

$$\text{NTF} = (\text{TF} + \text{SF}) - \text{OA} \quad (6)$$

gdzie:

NTF – opad podkoronowy netto,

TF – opad podkoronowy,

SF – spływ po pniach drzew,

OA – opad atmosferyczny.

W celu poznania i sprecyzowania zakresu zmian w składzie chemicznym wód opadowych w układzie pionowym: atmosfera – hylosfera – pedosfera, wyliczono wskaźniki stanu ekochemicznego obejmujące m.in. pojemność zobojętniania kwasów ANC_{aq} (Reuss, Johnson 1986, Heinrichs i in. 1994, Lorz 1999, Kowalkowski 2002), stopień zakwaszenia $\text{Ma}\%$ według Ulricha (1988) oraz wskaźnik udziału czynników kwasogennych w zakwaszaniu opadów opracowany przez G. Michalską (Kostrzewski i in. 2007, Szpikowski 2011, 2012) wykorzystywane powszechnie w Zintegrowanym Monitoringu Środowiska Przyrodniczego. Wskaźniki te umożliwiły głębszą analizę przyczynowo-skutkową wód znajdujących się w obiegu w badanych geoekosystemach.

Pojemność zobojętniania kwasów $\text{ANC}_{\text{aq}} \mu\text{eq}\cdot\text{dm}^{-3}$:

$$\text{ANC}_{\text{aq}} = \text{K}^+ + \text{Na}^+ + 2\text{Mg}^{2+} + 2\text{Ca}^{2+} - \text{NO}_3^- - \text{Cl}^- - 2\text{SO}_4^{2-} \quad (7)$$

Stopień zakwaszenia według Ulricha $\text{Ma}\%$:

$$\text{Ma}\% = (\text{Ma} + \text{H}^+) : (\text{Ma} + \text{Mb} + \text{H}^+) \cdot 100\% \quad (8)$$

gdzie:

$\text{Ma} = \text{Fe}^{3+} + \text{Al}^{3+} + \text{Mn}^{2+}$ ($\text{mmol}\cdot\text{dm}^{-3}$),

$\text{Mb} = \text{K}^+ + \text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ ($\text{mmol}\cdot\text{dm}^{-3}$).

Wskaźnik udziału czynników kwasogennych:

$$\text{WUCK} = \text{NO}_3^- / \text{SO}_4^{2-} \quad (9)$$

gdzie:

NO_3^- ($\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$),

SO_4^{2-} ($\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$).

3.4. Opracowanie graficzne i statystyczne

W celu określenia trendów, korelacji oraz poziomów istotności statystycznej między oznaczanymi parametrami zebrane dane poddano opracowaniu statystycznemu przy użyciu programu Statistica wersja 10.0. Do obliczenia istotności statystycznej analizowanych prób opadu atmosferycznego wykorzystano testy parametryczne i nieparametryczne. Zgromadzone szeregi zmiennych analizowano na wstępie za pomocą testu W Shapiro-Wilka w celu określenia zgodności danych z rozkładem normalnym. Gdy założenie to było spełnione, wyniki poddano analizie z zastosowaniem jednoczynnikowej analizy warian-

cji ANOVA, a następnie testowano *post-hoc*. W dalszej analizie wykorzystano również testy nieparametryczne, m.in. test U Manna-Whitneya (w przypadku niespełnienia wymogów stawianych testom parametrycznym). Dane do analizy regresji wielorakiej logarytmowano. Przeprowadzono również procedurę aglomeracji, stosując metodę Warda i odległości miejskie Manhattan. Rozkład przestrzenny zróżnicowania mierzonych parametrów na dnie lasu przedstawiono za pomocą przebiegu izolinii określonych metodą krigingu w programie Surfer 8.6. Do graficznej prezentacji zebranych danych zastosowano też program Origin v. 8.6 oraz Microsoft Excel. Trajektorie wsteczne wykreślono za pomocą modelu Hysplit.

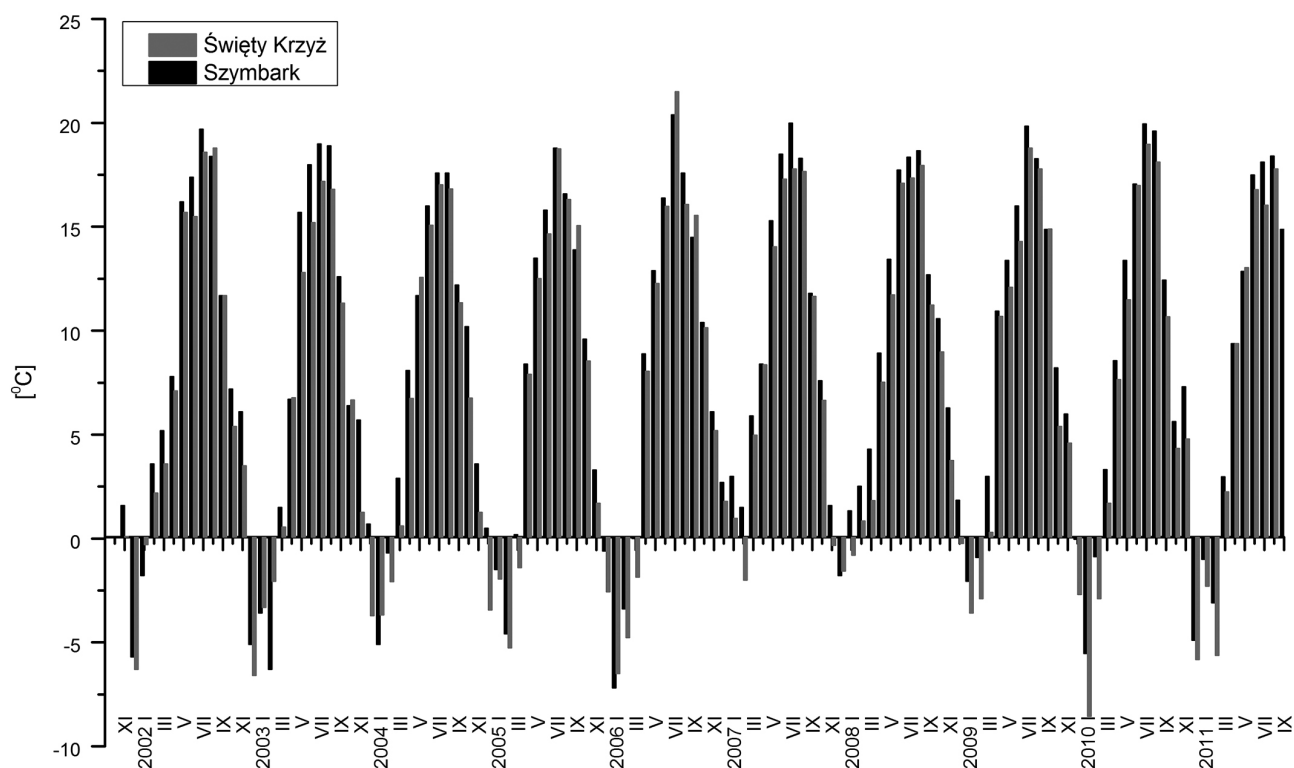
4. Analiza procesów zachodzących w geoekosystemach gór niskich i pogórza pod wpływem antropopresji

4.1. Zmienność warunków meteorologicznych

Przeprowadzona analiza danych meteorologicznych pochodzących z badanych geoekosystemów wykazała, że obrazują one prawidłowości mezoklimatu uzależnionego od wysokości nad poziomem morza oraz lokalnych warunków orograficznych. W badanych geoekosystemach zasadniczą cechą klimatu jest jego piętrowość związana ze zmianami wysokości bezwzględnej (Kłysik 1974, Hess i in. 1977). W Górach Świętokrzyskich, w obrębie Świętokrzyskiego Parku Narodowego oraz na pograniczu Beskidu Niskiego i Pogórza Karpackiego, wyróżnia się trzy piętra klimatyczne, różniące się pomiędzy sobą temperaturą i wilgotnością względną powietrza oraz sumami opadów. Piętro dolinne charakteryzuje się największymi wahaniami dobowych temperatur oraz wilgotności

względnej powietrza. Kolejne to piętro zboczy w ŚPN i niskich wierzchołach Pogórza oraz piętro górnych partii stoków gór wyspowego Beskidu Niskiego, pozostających w zasięgu adwekcji oraz piętro szczytowe w Górach Świętokrzyskich, mające zdecydowanie najniższe temperatury i najwyższe wartości wilgotności względnej powietrza (Obrębska-Starkłowa 1973, Olszewski i in. 2000).

Analiza warunków meteorologicznych w centralnej części Gór Świętokrzyskich oraz na pograniczu Beskidu Niskiego i Pogórza Karpackiego wykazała, że średnia temperatura w Górach Świętokrzyskich wyniosła $7,2^{\circ}\text{C}$ i była niższa od zanotowanej w Szymbarku o $1,2^{\circ}\text{C}$. Na badanych obszarach przebieg temperatury w ciągu roku był bardzo podobny (ryc. 5, tab. 1), charakterystyczny dla strefy umiarkowanej. Najwyższe temperatury występowały w lipcu, a najniższe w styczniu. Najniższą średnią miesięczną temperaturę powietrza zanotowano na Świętym



Ryc. 5. Miesięczna zmienność temperatury powietrza w badanych geoekosystemach

Fig. 5. Monthly air temperature variation in the studied geoecosystems

Tabela 1. Zmienność wybranych parametrów meteorologicznych w badanych geoekosystemach
Table 1. Variability of selected meteorological factors in the studied geoecosystems

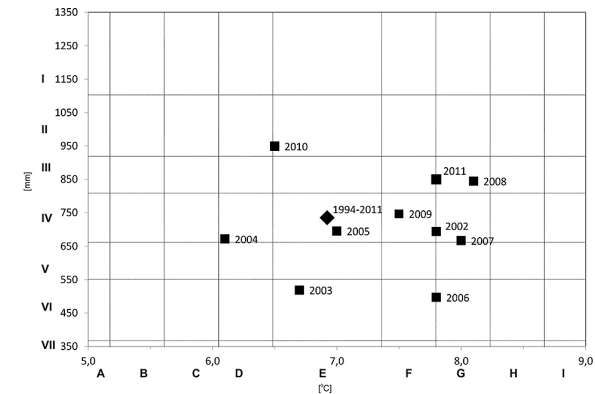
Rok Year	Święty Krzyż			Malik		Szymbark	
	Temperatura powietrza Air tempera- ture	Wilgotność względna powietrza Air relative humidity	Opady Precipitation	Opady Precipitation	Temperatura powietrza Air tempera- ture	Wilgotność względna powietrza Air relative humidity	Opady Precipitation
	[°C]	[%]	[mm]	[mm]	[°C]	[%]	[mm]
2002	7,7	77,7	736,4	675,4	8,4	76,8	901,0
2003	6,3	82,2	522,8	543,1	7,5	74,6	612,4
2004	6,1	81,5	650,4	617,7	8,1	75,1	862,8
2005	6,9	75,8	584,0	500,3	7,9	75,7	871,3
2006	7,1	78,0	576,6	471,9	7,8	75,7	820,5
2007	8,7	79,4	684,1	659,0	8,9	73,8	874,4
2008	7,7	79,9	720,0	525,3	9,0	76,1	922,8
2009	7,6	80,2	835,4	538,0	9,1	77,3	925,7
2010	6,7	82,6	1024,0	706,3	8,3	79,2	1171,8
2011	7,4	80,0	816,3	573,3	8,3	74,7	871,3
Średnia/suma Mean/sum	7,2	79,7	715,0	581,0	8,4	75,9	883,4
SD	0,8	2,1	148,7	79,5	0,7	1,6	135,4
CV [%]	10,6	2,7	20,8	13,7	8,7	2,1	15,3

SD – odchylenie standardowe. CV – współczynnik zmienności
SD – standard deviation, CV – coefficient of variation

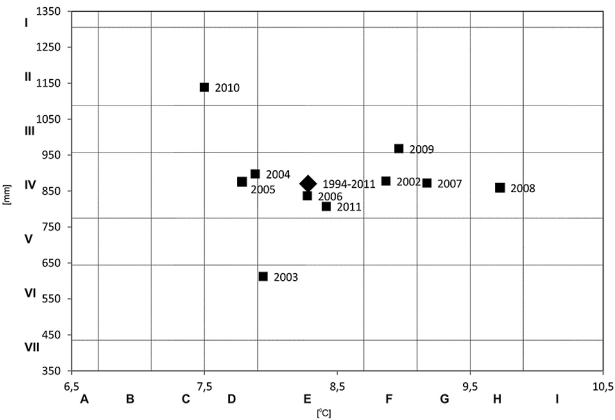
Krzyżu w styczniu 2010 r., kiedy wyniosła ona –8,6°C, wobec –7,2°C w Szymbarku w styczniu 2006 r. Najwyższe średnie miesięczne temperatury powietrza odnotowano na badanych obszarach w lipcu 2006 roku: z 21,5°C na Świętym Krzyżu i 20,4°C w Szymbarku. Pod względem opadów i temperatury, w okresie obserwacji w latach 2002–2011 pomiędzy analizowanymi obszarami pojawiła się zbieżność w występowaniu lat o bardzo wysokich

i bardzo niskich sumach opadów. Rok 2010 w obu geoekosystemach zakwalifikowano jako „bardzo wilgotny”, a rok 2003 jako „bardzo suchy” (ryc. 6, 7). Pod względem opadów w obu geoekosystemach największy udział miały miesiące zakwalifikowane jako „normalne” (tab. 2, 3). Na Świętym Krzyżu stanowiły one 32,5%, a w Szymbarku 40% wartości miesięcznych. W trakcie okresu badawczego miesiące, w których zarejestrowano opady w klasyfikacji powyżej „normalne”, stanowiły na Świętym Krzyżu 26,7%, a w Szymbarku 24,2%.

Analizując badane geoekosystemy pod względem miesięcznych wartości temperatury powietrza, należy stwierdzić, że zachodzą między nimi znaczące podobień-



Ryc. 6. Klasyfikacja termiczno-opadowa według Kaczorowskiej (1962) i Lorenc (1994) geoekosystemu Święty Krzyż
I – skrajnie wilgotny, II – bardzo wilgotny, III – wilgotny, IV – normalny, V – suchy, VI – bardzo suchy, VII – ekstremalnie suchy; A – anomalnie chłodny, B – bardzo chłodny, C – chłodny, D – lekko chłodny, E – normalny, F – lekko ciepły, G – ciepły, H – bardzo ciepły, I – anomalnie ciepły
Fig. 6. Święty Krzyż geoecosystem thermal and precipitation classification acc. to Kaczorowska (1962) and Lorenc (1994)
I – extremely humid, II – very humid, III – humid, IV – normal, V – dry, VI – very dry, VII – extremely dry, A – anomalously cold, B – very cold, C – cold, D – slightly cold, E – normal, F – slightly warm, G – warm, H – very warm, I – anomalously warm



Ryc. 7. Klasyfikacja termiczno-opadowa według Kaczorowskiej (1962) i Lorenc (1994) geoekosystemu Bystrzanki (objaśnienia jak na ryc. 6)
Fig. 7. Bystrzanka thermal and precipitation classification acc. to Kaczorowska (1962) and Lorenc (1994) (explanation as fig. 6)

Tabela 2. Klasyfikacja miesięcy pod względem opadów w Świętym Krzyżu, zestawienie według metodyki Lorenc (1994)
Table 2. Święty Krzyż monthly precipitation classification acc. to Lorenc (1994)

Rok Year	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XII	XII	
2002	80,2	110,2	56,6	23,6	44,4	96,6	44,4	48,0	47,0	81,6	37,6	23,6	
2003	72,0	11,8	25,6	38,6	53,2	41,0	82,0	38,8	45,2	53,4	30,0	55,4	VII
2004	37,4	38,2	37,8	54,8	50,4	52,8	91,0	125,4	28,8	48,4	27,2	10,0	VI
2005	67,5	49,8	58,3	14,6	113,2	43,0	147,4	30,0	17,4	5,6	25,4	122,8	V
2006	13,0	11,2	49,0	33,6	65,4	62,4	2,8	125,4	29,8	35,8	51,2	17,2	IV
2007	79,4	38,0	54,2	16,8	46,2	109,0	84,6	38,2	127,5	21,8	41,8	11,0	III
2008	78,6	20,6	92,8	68,8	65,6	37,6	100,8	55,0	75,6	71,8	111,2	66,0	II
2009	11,4	15,0	76,6	0,2	117,4	141,2	102,2	57,2	60,2	76,8	66,4	79,7	I
2010	53,0	99,5	15,9	28,9	196,5	105,0	133,5	126,5	105,5	13,6	53,5	22,5	
2011	33,3	36,0	10,0	97,0	87,0	65,5	294,0	60,5	8,0	49,0	7,0	102,5	

I – skrajnie wilgotny, II – bardzo wilgotny, III – wilgotny, IV – normalny, V – suchy, VI – bardzo suchy, VII – ekstremalnie suchy
I – extremely humid, II – very humid, III – humid, IV – normal, V – dry, VI – very dry, VII – extreme dry

Tabela 3. Klasyfikacja miesięcy pod względem opadów w Szymbarku, zestawienie według metodyki Lorenc (1994)
Table 3. Szymbark monthly precipitation classification acc. to Lorenc (1994)

Rok Year	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
2002	24,7	43,1	34,1	47,2	96,0	127,9	119,5	136	84,2	104,0	33,4	27,4	VII
2003	46,5	35,5	41,0	49,1	126,1	65,5	57,3	16,5	62,0	54,0	22,2	36,6	VI
2004	21,7	88,6	43,3	45,2	90,0	81,9	270,8	86,1	24,6	51,8	84,0	9,3	V
2005	93,0	46,4	32,3	62,6	99,0	143,5	72,3	155,4	58,1	15,4	18,3	79,4	IV
2006	19,8	24,5	83,5	69,8	117,9	232,0	21,9	102,2	25,0	26,2	82,0	31,6	III
2007	78,1	53,1	62,1	27,9	44,5	96,8	69,6	74,5	177,8	76,1	85,4	26,1	II
2008	36,4	20,4	48,3	37,9	59,6	36,4	242,2	100,6	120,8	69,7	24,4	62,4	I
2009	40,2	51,3	94,7	4,1	104,8	220,2	80,1	108,0	25,1	110,2	79,0	49,9	
2010	49,1	49,4	31,8	75,1	210,2	222,5	146,7	98,2	137,9	22,0	38,2	57,1	
2011	38,7	25,7	10,6	44,4	57,9	136,8	325,0	65,9	13,4	57,6	1,0	29,9	

Objaśnienia jak w tabeli 2/Explanation in table 2.

stwa. W latach 2002–2011 w obu geoelementach jedną trzecią wszystkich wartości stanowiły miesiące zakwalifikowane jako „normalne” (tab. 4, 5). Kolejną grupę tworzyły miesiące zaliczane do kategorii „lekkie ciepłe”, „ciepłe” oraz „lekkie chłodne”. W okresie dziesięciu lat nie notowano miesięcy zakwalifikowanych jako „ekstremalnie ciepłe” oraz „anomalnie” i „ekstremalnie chłodne”.

W Górach Świętokrzyskich pasmowy, niemal równoległy przebieg wzniesień i dolin, zasadniczo wpływa na dynamikę mas powietrza, której odzwierciedleniem jest występowanie inwersji temperatur. Zjawisko to niewątpliwie ma wpływ na przebieg opadów oraz wilgotności względnej powietrza. Zróżnicowana wysokość badanych obszarów wpływa również na różnice w wilgotności względnej powietrza. Na Świętym Krzyżu średnia wartość wilgotności wyniosła 79,7% wobec 75,9% w Szymbarku. Najwyższe średnie miesięczne wartości notowano w miesiącach jesienno-zimowych, z maksimum zanotowanym na obu stacjach w grudniu. Minimalne wartości przypadły z kolei na miesiące wiosenno-lletnie, odpowiednio kwiecień i lipiec (ryc. 8). Stwierdzono statystycznie istotne różnice w wartości wilgotności względnej powietrza ($F=15,0$, $p<0,01$) dla badanych obszarów. Okresom o podwyższonej wilgotności na Świętym Krzyżu towarzyszą niskie chmury

warstwowe w strefie frontalnej niżów barycznych. Ponadto orientacja pasma Łysogór (WNW–ESE) sprzyja powstawaniu mgieł w wyniku efektu orograficznego, a co za tym idzie – wzrostowi wilgotności względnej powietrza (Żarnowiecki 2001). Równoleżnikowy układ form rzeźby terenu okolic Malika stwarza warunki dobrej wentylacji, które utrudniają, ale nie uniemożliwiają tworzenie się mgieł na tym obszarze. Z kolei poprzeczne obniżenie w łuku Karpat, jakie tworzy Beskid Niski, silnie wpływa na stosunki anemometryczne i termiczno-wilgotnościowe. Obszar ten jest dobrze przewietrzany, o czym świadczy wysoka średnia roczna prędkość wiatru oraz stosunkowo duża częstość wiatrów silnych ($\geq 10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) i bardzo silnych ($>15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Stosunki anemologiczne wywierają swoisty wpływ na lokalne zróżnicowanie klimatu w związku z występowaniem efektu fenowego, zwłaszcza od listopada do maja (Obrębska-Starkłowa 1973). Konsekwencją jest m.in. kształtujący się na poziomie od 300 do 500 wskaźnik uwilgocenia Schmucka, kwalifikujący ten obszar jako suchy (Soja 1971). Ponadto, jak wykazały badania Obrębskiej-Starkłowej (1973), obszar ten charakteryzuje się inwersjami temperatury oraz wilgotności w nocy, które występują w miesiącach wiosenno-lletnich. Jesienią i zimą zróżnicowanie wartości wilgotności względnej powietrza

Tabela 4. Klasyfikacja miesięcy pod względem temperatury na Świętym Krzyżu, zestawienie według metodyki Lorenc (1994)
Table 4. Święty Krzyż monthly temperatures classification acc. to Lorenc (1994)

Rok Year	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XII	XII	
2002	-2,6	2,2	3,6	7,1	15,7	15,5	18,6	18,8	11,7	5,4	3,5	-6,7	I
2003	-4,5	-5,9	0,6	5,5	14,5	16,6	17,7	17,9	13,1	3,3	1,9	-1,8	H
2004	-7,4	-2,4	1,1	6,4	10,2	13,6	15,3	16,9	11,6	7,8	1,2	-0,8	G
2005	-2,0	-5,3	-1,4	7,9	12,5	14,7	18,8	16,3	15,1	8,5	1,7	-2,6	F
2006	-6,5	-4,8	-1,9	8,1	12,3	16,0	21,5	16,1	15,6	10,1	5,2	1,8	E
2007	1,0	-2,0	5,0	8,4	14,0	17,3	17,8	17,7	11,7	6,7	-0,3	-1,6	D
2008	-0,8	0,9	1,8	7,5	11,7	17,1	17,4	18,0	11,2	9,0	3,8	-0,2	C
2009	-3,6	-2,9	0,3	10,7	12,1	14,3	18,8	17,8	14,9	5,4	4,6	-2,7	B
2010	-8,6	-2,9	1,7	7,7	11,5	17,0	19,0	18,1	10,7	4,4	4,8	-5,8	A
2011	-2,3	-5,6	2,3	9,4	13,0	16,8	16,0	17,8	14,8	7,8		0,5	

A – anomalnie chłodny, B – bardzo chłodny, C – chłodny, D – lekko chłodny, E – normalny, F – lekko ciepły, G – ciepły, H – bardzo ciepły, I – anomalnie ciepły
A – anomalously cold, B – very cold, C – cold, D – slightly cold, E – normal, F – slightly warm, G – warm, H – very warm, I – anomalously warm

Tabela 5. Klasyfikacja miesięcy pod względem temperatury w Szymbarku, zestawienie według metodyki Lorenc (1994)
Table 5. Szymbark monthly temperature classification acc. to Lorenc (1994)

Rok year	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
2002	-1,8	3,6	5,2	7,8	16,2	17,4	19,7	18,4	11,7	7,2	6,1	-5,1	I
2003	-3,6	-6,3	1,5	6,7	15,7	18,0	19,0	18,9	12,6	6,4	5,7	0,7	H
2004	-5,1	-0,7	2,9	8,1	11,7	16,0	17,6	17,6	12,2	10,2	3,6	0,5	G
2005	-1,5	-4,6	0,2	8,4	13,5	15,8	18,8	16,6	13,9	9,6	3,3	-0,6	F
2006	-7,2	-3,4	0,0	8,9	12,9	16,4	20,4	17,6	14,5	10,4	6,1	2,7	E
2007	3,0	1,5	5,9	8,4	15,3	18,5	20,0	18,3	11,8	7,6	1,6	-1,8	D
2008	1,3	2,5	4,3	8,9	13,4	17,7	18,4	18,7	12,7	10,6	6,3	1,9	C
2009	-2,1	-0,9	3,0	11,0	13,4	16,0	19,9	18,3	14,9	8,2	6,0	0,0	B
2010	-6,6	-1,4	2,4	8,3	13,3	16,9	19,9	18,5	12,0	5,1	7,3	-4,9	A
2011	-1,0	-3,1	3,0	9,4	12,9	17,5	18,1	18,4	14,9	7,7	2,3	1,0	

Objaśnienia jak w tabeli 4/Explanation in table 4.

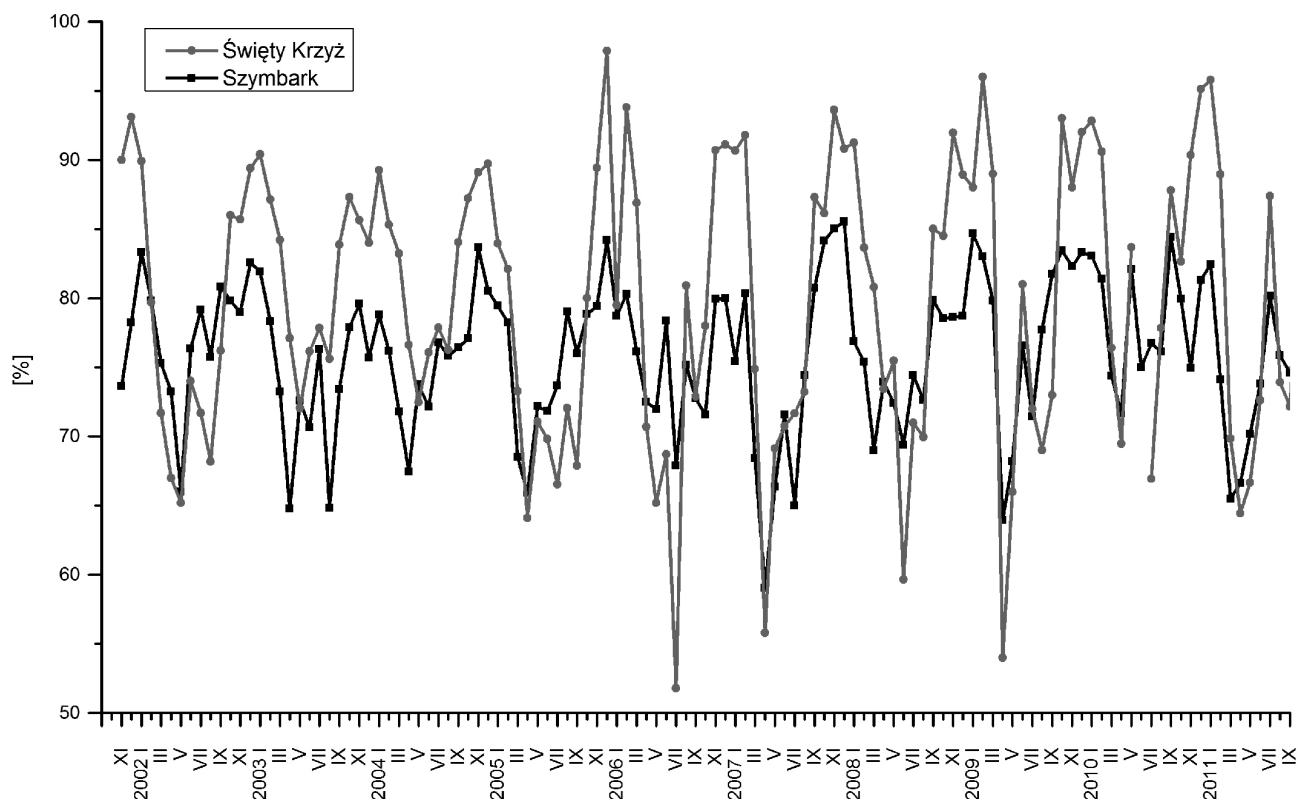
w Szymbarku jest bardzo małe, a częstsze adwekcje suchego powietrza w czasie wiatrów fenowych powodują, że wyżej położone miejsca charakteryzują się wyższą temperaturą od zlokalizowanych w dnach dolin.

Średnie roczne sumy opadów wahały się w centralnej części Gór Świętokrzyskich od 522,8 mm w roku 2003 do 1024,0 mm w roku 2010. Znacznie niższe sumy opadów stwierdzono w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich: od 471,9 mm w roku 2006 do 706,3 mm w roku 2010. W zlewni Bystrzanki wahały się od 612,4 mm w roku hydrologicznym 2003 do 1171,8 mm w roku 2010 (tab. 1). Według kryteriów klasyfikacji temperatury powietrza Lorenc (1994) i opadów Kaczorowskiej (1962) rok 2010 zaliczono do grupy „normalny” pod względem temperatury powietrza i „bardzo wilgotny” pod względem sumy opadów. Anormalnie niskie opady na Świętym Krzyżu i w Szymbarku wystąpiły w kwietniu 2009 r. (0,2 mm na Świętym Krzyżu i 4,1 mm w Szymbarku) (ryc. 9). Maksymalne miesięczne sumy opadów wystąpiły w analizowanych geoekosystemach w lipcu 2011 r., kiedy wyniosły one odpowiednio 325,0 mm w Szymbarku, 294,0 mm na Świętym Krzyżu i 227,5 mm na Maliku.

4.2. Wielkość i źródła zanieczyszczeń powietrza w badanych geoekosystemach

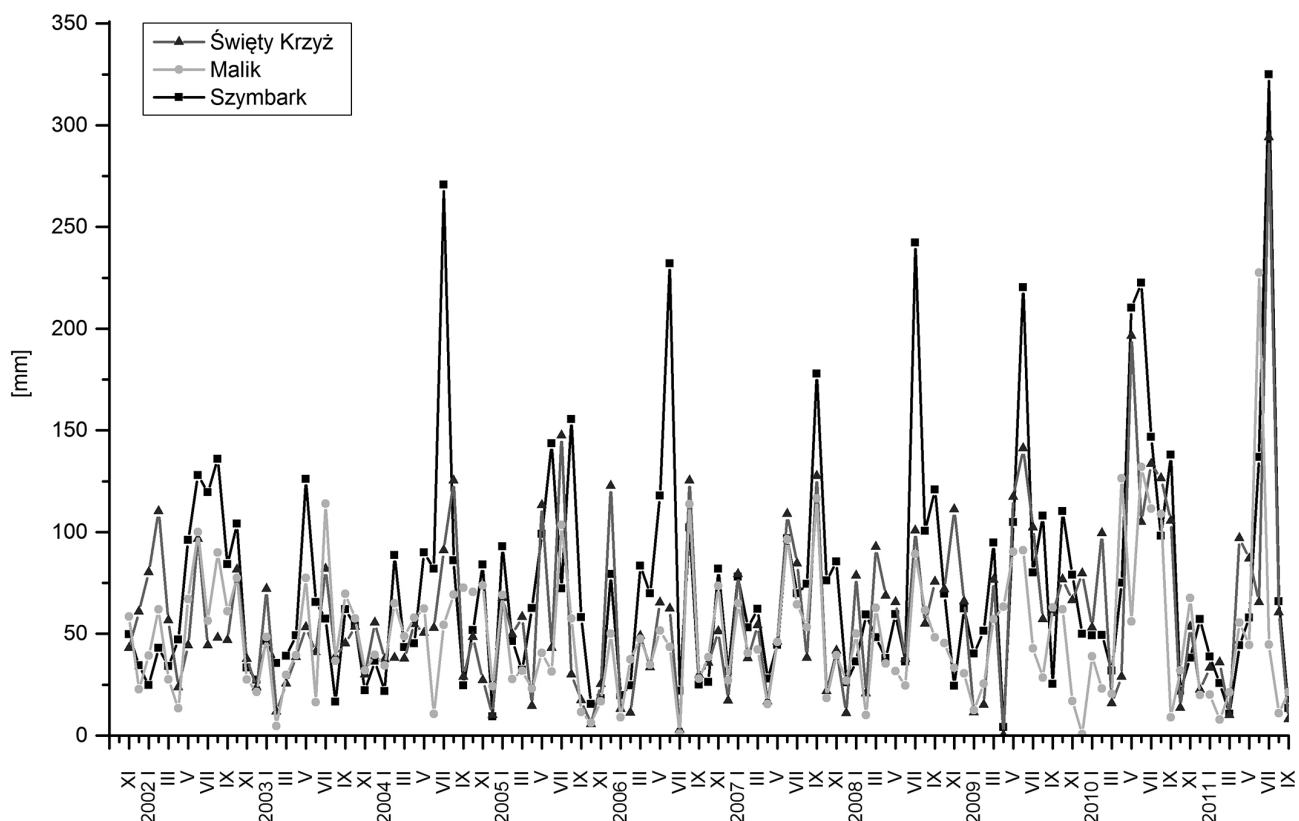
4.2.1. Źródła i wielkość imisji zanieczyszczeń

Struktura emisji jest odzwierciedleniem struktury gospodarki analizowanych obszarów. Największymi lokalnymi źródłami emisji są obiekty energetyki zawodowej, sektor komunalno-bytowy, transport i komunikacja oraz w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich przemysł wydobywczo-przetwórczy surowców skalnych. Wyniesienie analizowanych geoekosystemów, a szczególnie centralnej części Gór Świętokrzyskich o ok. 400 m ponad przyległe obszary powoduje, że znajdują się one również pod wpływem zdalnych imisji przemysłowych i transportowych z dominujących kierunków wiatrów. Nad region świętokrzyski zdalne imisje docierają przede wszystkim z Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego oraz z Morawskiej Ostrawy w Czechach. Z kolei bliskość granicy ze Słowacją powoduje, że geoekosystem położony na pograniczu Beskidu Niskiego i Pogórza Karpackiego, poza dominującą imisją lokalną, poddawany jest



Ryc. 8. Miesięczna zmienność wilgotności względnej powietrza w badanych geosystemach

Fig. 8. Monthly changes in relative humidity in the studied geocosystems



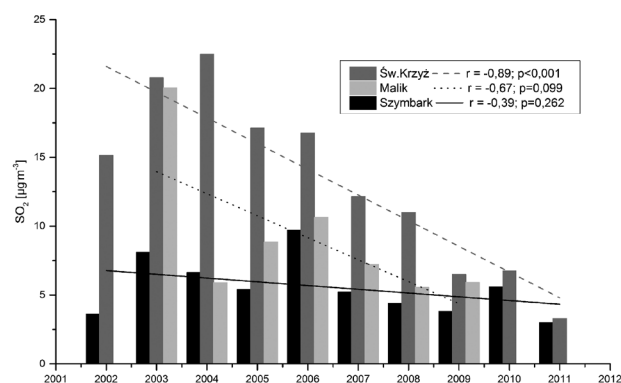
Ryc. 9. Miesięczna dynamika wysokości opadu atmosferycznego w badanych geosystemach

Fig. 9. Monthly dynamics of precipitation in the studied geocosystems

oddziaływaniu zanieczyszczonych mas powietrza emitowanych w tym kraju.

Średnie miesięczne stężenia SO_2 w powietrzu atmosferycznym w badanych geosystemach w latach 2002–2011 wahały się od 1,4 do $39,2 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ w regionie Gór Świętokrzyskich i od 0,7 do $22,1 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ w Symbarku, ze średnią dziesięcioletnią wynoszącą odpowiednio $13,8 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ na Świętym Krzyżu oraz $8,5 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ na terenie stacji Malik oraz $5,4 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ w Symbarku (ryc. 10). Analizując wysokości stężeń oraz zmiany temperatury powietrza w ciągu roku, należy stwierdzić, że szczególnie w miesiącach zimowych sprzyjały one występowaniu i kumulacji w przyziemnej części atmosfery zwiększonych stężeń zanieczyszczeń powietrza. Niskie temperatury skutkowały zwiększonym zużyciem paliw w celach grzewczych i wzrostem emisji zanieczyszczeń, zwłaszcza SO_2 , NO_2 i pyłów, co w konsekwencji powodowało wzrost stężeń. Należy podkreślić, że w centralnej części Gór Świętokrzyskich średnioroczne stężenia SO_2 w latach 2002–2006 przewyższały wartość kryterialną ustaloną dla parków narodowych wynoszącą w roku kalendarzowym $15 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. Na pozostałych obszarach nie notowano przekroczeń dopuszczalnych stężeń SO_2 w powietrzu atmosferycznym. W celu określenia istotności statystycznej różnic w wielkości emisji w badanych geosystemach zebrane dane poddano testowaniu statystycznemu z wykorzystaniem jednoczynnikowej analizy wariancji ANOVA. Wyniki wykazały niejednorodność wariancji ($F=40,4$; $p<0,01$). Dzięki analizie *post-hoc* (test Tukeya) stwierdzono, że istotna różnica występuje pomiędzy Symbarkiem a Świętym Krzyżem ($p<0,01$) i Malikiem ($p=0,017$) oraz Świętym Krzyżem i Malikiem ($p<0,01$).

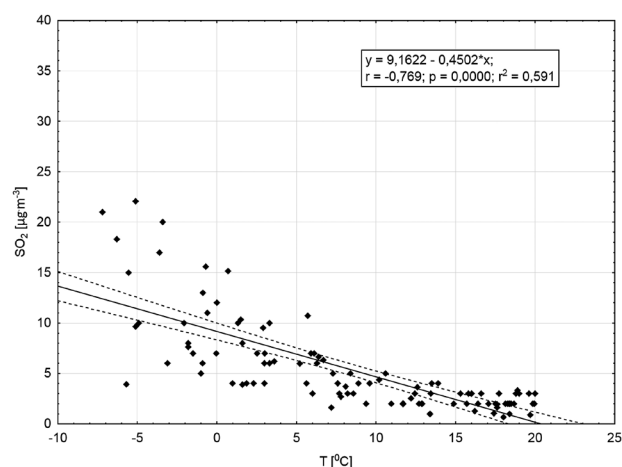
Analizując przebieg stężeń w poszczególnych latach, należy stwierdzić, że w badanych geosystemach wystąpiła spadkowa tendencja stężeń dwutlenku siarki w atmosferze. Wyliczone współczynniki korelacji liniowej Pearsona (r) wahały się od $-0,39$ do $-0,89$, co wskazuje na korelację przeciętną (Stanisz 1998) w Symbarku, wysoką na Maliku i bardzo wysoką na Świętym Krzyżu. Spośród analizowanych tendencji jedynie te występujące na Świętym Krzyżu są istotne statystycznie ($p<0,001$).



Ryc. 10. Roczna dynamika stężeń SO_2 w powietrzu atmosferycznym w badanych geosystemach

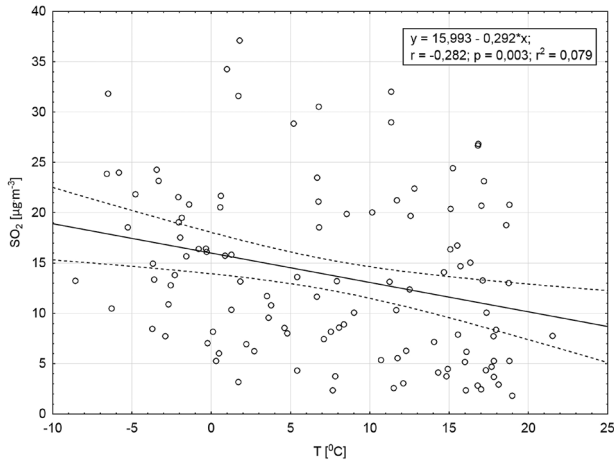
Fig. 10. Annual SO_2 concentration changes in the atmospheric air in the studied geosystems

Stwierdzone prawidłowości nawiązują do redukcji wielkości emisji SO_2 do atmosfery w Polsce. Jak wynika bowiem z raportów GUS (2012), w latach 2002–2010 nastąpiło ograniczenie emisji z 1456 Gg do 974 Gg (redukcja o 33%). Na stwierdzony spadek wpływ miała przede wszystkim redukcja emisji z energetyki zawodowej, której wielkość zmniejszyła się z 706 Gg w roku 2002 do 306 Gg w roku 2010. W roku 2002 energetyka zawodowa stanowiła 48,5% całkowitej emisji SO_2 do atmosfery, a w roku 2010 – 37,6%. W analizowanym okresie, co warto jest podkreślić, nastąpił wzrost emisji z tzw. sektora komunalno-bytowego z 325 Gg w roku 2002 do 381 Gg w roku 2010. Dominującą rolę energetyki zawodowej w kształtowaniu stężeń SO_2 w powietrzu atmosferycznym w centralnej części Gór Świętokrzyskich potwierdzają wyniki testowania statystycznego z wykorzystaniem testu nieparametrycznego rang Spearmana. Uzyskane wyniki wykazały, że pomiędzy wielkością emisji SO_2 a stężeniem tego gazu w powietrzu występuje istotna statystycznie korelacja ($p<0,05$; $r=0,77$). W pozostałych geosystemach zależność ta była nieistotna statystycznie. Przeprowadzona analiza zależności pomiędzy temperaturą a stężeniem SO_2 w powietrzu atmosferycznym wykazała istotną statystycznie zależność pomiędzy tymi parametrami w Symbarku, co wskazuje, że dominującym źródłem kształtującym jakość powietrza atmosferycznego jest tzw. emisja lokalna (ryc. 11). Okresom o najniższych temperaturach powietrza towarzyszyły najwyższe stężenia dwutlenku siarki w atmosferze, co wskazuje na rolę w dostawie zanieczyszczeń tzw. sektora komunalno-bytowego. Wraz ze wzrostem temperatury powietrza stężenia wyraźnie malały, utrzymując się na poziomie poniżej $5 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. W przypadku Świętego Krzyża zależność ta nie jest już tak wyraźnie zarysowana, chociaż jest istotna statystycznie (ryc. 12). W tym geosystemie, wyniesionym ponad otaczający teren, lokalna emisja nie stanowi najważniejszego źródła dwutlenku siarki w powietrzu. Głównym źródłem jest tu zdalna emisja, wspierana okresowo emisją lokalną, głównie w miesiącach jesienno-zimowych.



Ryc. 11. Wykresy zależności pomiędzy stężeniem SO_2 w powietrzu atmosferycznym a temperaturą w Symbarku

Fig. 11. Relationship between the concentration of SO_2 in the atmospheric air and the temperature in Symbark

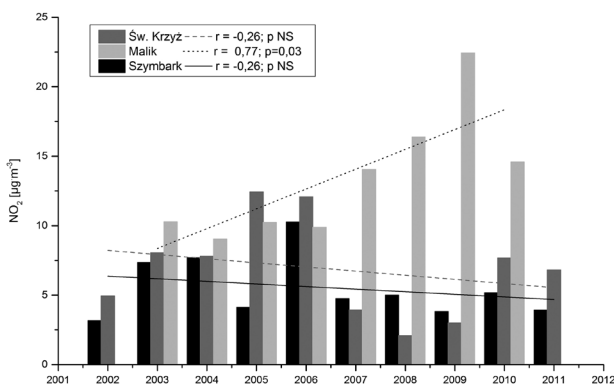


Ryc. 12. Wykresy zależności pomiędzy stężeniem SO_2 w powietrzu atmosferycznym a temperaturą na Świętym Krzyżu
Fig. 12. Relationship between the concentration of SO_2 in the atmospheric air and the temperature at Święty Krzyż

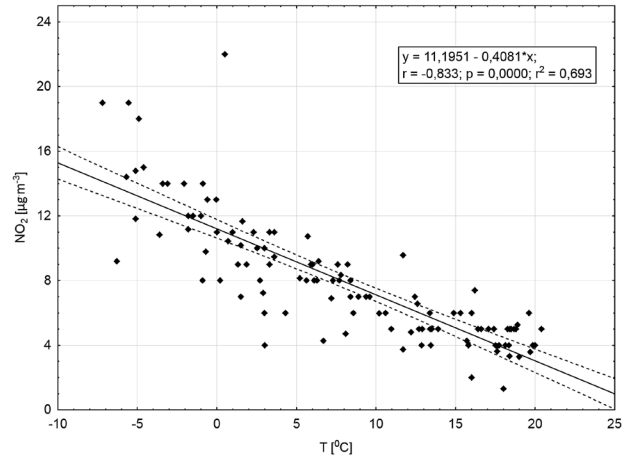
Na obszarze, gdzie zlokalizowany jest Szymbark, wielkość stężeń SO_2 jest determinowana głównie emisją z lokalnych źródeł. Nie bez znaczenia pozostaje fakt ubożenia ludności zamieszkującej obszar zlewni Bystrzanki i związany z tym zakup węgla tańszego, lecz bardziej zanieczyszczanego związkami siarki.

Średnie miesięczne stężenia NO_2 w powietrzu atmosferycznym w badanych geosystemach w latach 2002–2011 wahały się od 0,1 do 16,5 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ na Świętym Krzyżu oraz od 0,7 do 39,4 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ na terenie stacji Malik i od 1,3 do 22,0 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ w Szymbarku (ryc. 13). Najwyższą średnią dziesięcioletnią zanotowano na terenie stacji Malik i wyniosła ona 13,3 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. W pozostałych dwóch geosystemach średnie dziesięcioletnie były znacznie niższe i wyniosły 7,9 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ w Szymbarku oraz 6,9 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ na Świętym Krzyżu.

Przeprowadzona analiza statystyczna z wykorzystaniem jednoczynnikowej analizy wariancji ANOVA pozwoliła na odrzucenie hipotezy o równości wariancji ($F=35,7$; $p<0,01$). Dzięki analizie *post-hoc* testem Tukeya stwierdzono, że istotne statystycznie różnice występują pomiędzy Malikiem a Świętym Krzyżem ($p<0,01$) oraz



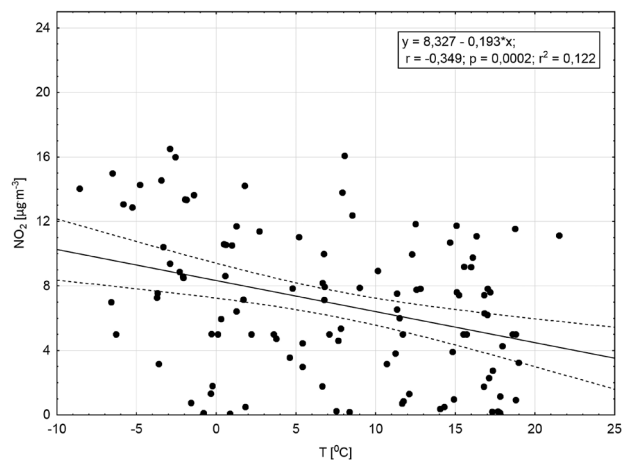
Ryc. 13. Roczna dynamika stężeń NO_2 w powietrzu atmosferycznym w badanych geosystemach
Fig. 13. Annual NO_2 concentrations changes in the studied geosystems in the atmospheric air



Ryc. 14. Wykresy zależności pomiędzy stężeniem NO_2 w powietrzu atmosferycznym a temperaturą na Świętym Krzyżu
Fig. 14. Relationship between the concentration of NO_2 in the atmospheric air and the temperature at Święty Krzyż

Malikiem i Szymbarkiem ($p<0,01$). Brak jest natomiast różnic pomiędzy Szymbarkiem a Świętym Krzyżem ($p=0,361$). Odrębność stacji położonej na terenie Białego Zagłębia wynika przede wszystkim z bliskiego sąsiedztwa trasy S7, która położona jest w linii prostej od badanego geosystemu w odległości około 1 km. Z kolei Szymbark i Święty Krzyż zlokalizowane są w pewnej odległości od głównych szlaków komunikacyjnych.

Analiza zależności stężenia NO_2 od temperatury wykazała, że zarówno w przypadku Świętego Krzyża (ryc. 14), jak i Szymbarku istnieje statystycznie istotna korelacja pomiędzy tymi elementami (ryc. 15). Niemniej jednak w przypadku geosystemu położonego na pograniczu Beskidu Niskiego i Pogórza Karpackiego współczynnik korelacji ($r=-0,833$) wskazuje na bardzo wysoką zależność, a na Świętym Krzyżu ($r=-0,349$) jedynie przeciętną. W Szymbarku najwyższe wartości notowano w miesiącach o najniższych temperaturach. Zależność ta jest analogiczna do SO_2 , co wskazywać może na pochodzenie zanieczyszczeń z jednego źródła. Na drugim z analizowanych obsza-



Ryc. 15. Wykresy zależności pomiędzy stężeniem NO_2 w powietrzu atmosferycznym a temperaturą w Szymbarku
Fig. 15. Relationship between the concentration of NO_2 in the atmospheric air and the temperature in Szymbark

Tabela 6. Częstotliwość występowania i liczba przypadków maksymalnych i minimalnych średniodobowych wartości stężenia SO₂ w powietrzu atmosferycznym w zależności od kierunku napływu mas powietrza wykreślonych za pomocą modelu HYSPLIT na Świętym Krzyżu

Table 6. Frequency and number of cases of maximum and minimum mean daily concentrations of SO₂ in the atmospheric air based on the direction of flow of air masses plotted using HYSPLIT Model – Święty Krzyż

Kierunek napływu mas powietrza Direction of air masses	Liczba przypadków Number of cases	Częstotliwość Frequency [%]	Zima/Winter	Wiosna/Spring	Lato/Summer	Jesień/Autumm
			Liczba przypadków/Number of cases			
Maksymalne stężenia dobowe/Daily maximum concentration						
SW	17	42,5	5	3	2	6
W	8	20,0	4	1	3	1
N	7	17,5	2	1	2	2
SE	4	10,0	1	3	0	0
NW	2	5,0	0	1	1	0
E	1	2,5	1	0	0	0
S	1	2,5	0	0	1	0
Razem/Total	40	100,0	13	9	9	9
Minimalne stężenia dobowe/Daily minimum concentration						
E	11	26,2	0	4	2	5
NE	8	19,1	1	2	5	0
SE	6	14,3	1	3	1	1
NW	7	16,7	5	0	2	0
W	3	7,1	2	0	0	1
S	3	7,1	0	0	2	1
N	3	7,1	0	0	1	2
SW	1	2,4	0	0	0	1
Razem/Total	42	100,0	9	9	13	11

rów wysokie stężenia notowane są zarówno w okresach o wysokich, jak i niskich temperaturach.

Aby zidentyfikować źródła zanieczyszczeń, wykorzystano model HYSPLIT, który został zaprojektowany do symulacji zjawisk związanych z transportem oraz dyspersją zanieczyszczeń. W tym celu spośród danych dobowych wybrano dni o najwyższych stężeniach SO₂ z podziałem na pory roku. Za miesiąc reprezentujący warunki zimowe przyjęto styczeń, wiosenne – kwiecień, letnie – lipiec i jesienne – październik. W wyniku analizy wielkości imisji za lata 2002–2011 uzyskano dla Świętego Krzyża 40 dni z wartościami maksymalnymi oraz 42 z minimalnymi (tab. 6). W przypadku trzech miesięcy wartości minimalne wystąpiły w dwóch terminach. W Symbarku, z uwagi na dostępność danych dobowych, do analizy wykorzystano lata 2005–2011. W latach 2002–2004 były to wartości średnie miesięczne. W wyniku analizy wielkości imisji uzyskano 33 dni z wartościami maksymalnymi oraz 36 z minimalnymi (tab. 7).

Analiza trajektorii wykreślonych za pomocą modelu HYSPLIT dla geoekosystemu Święty Krzyż wykazała, że najwyższe dobowe wartości w miesiącu występują w przypadku napływu mas powietrza z kierunków SW i W. Łącznie stanowią one 62,5% wartości maksymalnych. Za wzrost stężeń odpowiada również kierunek N (17,5%) oraz SE (10%). Taki rozkład dowodzi dominującego wpływu zanieczyszczeń pochodzących z GOP oraz Ostrawsko-Karwińskiego OP. Najwyższą średnią dobową wartość SO₂ wynoszącą 119,3 µg·m⁻³ zanotowano w dniu 28.01.2006 r., w sytuacji napływu mas powietrza z nad wymienionych wcześniej obszarów (ryc. 16). Analiza se-

zonowa wykazała, że zimą, wiosną i jesienią najwyższe wartości notowano w sytuacjach, kiedy nad obszar Świętego Krzyża napływa powietrze z kierunku SW. Latem był to kierunek W.

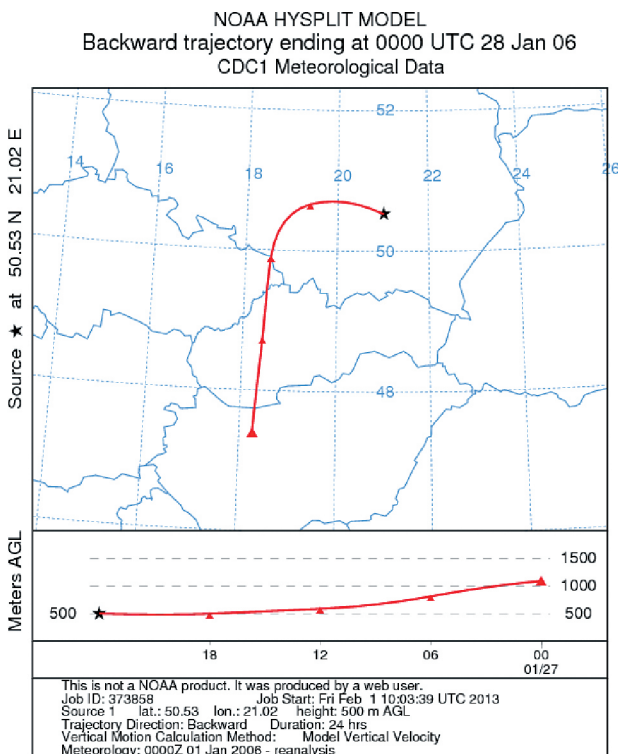
Za spadek wielkości imisji odpowiadają w Górach Świętokrzyskich wiatry wiejące z kierunków SE, E i NE (ryc. 17). W 59,6% przypadków napływowi mas powietrza z tych kierunków towarzyszyły najniższe wartości SO₂ w powietrzu atmosferycznym. Najczęściej występowały one wiosną, latem oraz jesienią. W wyniku analizy stwierdzono, że w 24% (10 przypadków) za spadek stężeń odpowiadają wiatry wiejące z kierunku NW i W. Należy również podkreślić, że występują one w 70% zimą. Analizując jednak dyspersję zanieczyszczeń, należy stwierdzić, że były to przypadki bardzo szybko przemieszczających się mas powietrza z nad obszaru Morza Północnego lub Francji (ryc. 18).

W Symbarku napływ mas powietrza z kierunku NW w 57,6% (19 przypadków) powodował występowanie na tym obszarze sytuacji o najwyższych stężeniach SO₂, z maksimum wynoszącym 56 µg·m⁻³ zanotowanym 24.01.2008 r. (ryc. 19). W przypadku Symbarku stwierdzono również transgraniczne źródła zanieczyszczeń pochodzących ze Słowacji. W analizowanym okresie odnotowano 10 przypadków (30,3%) najwyższych miesięcznych stężeń pochodzących z kierunków S, SSW i SW. W dwóch stwierdzono, że najwyższe stężenia pochodziły z kierunku północnego i po jednym ze wschodu i północnego wschodu. Analiza sezonowa wykazała, że w okresie zimowym, letnim i wiosennym zanieczyszczone masy powietrza napływają najczęściej z kierunku

Tabela 7. Częstotliwość występowania i liczba przypadków maksymalnych i minimalnych średniodobowych wartości stężenia SO_2 w powietrzu atmosferycznym w zależności od kierunku napływu mas powietrza wykreślonych za pomocą modelu HYSPLIT w Szymbarku

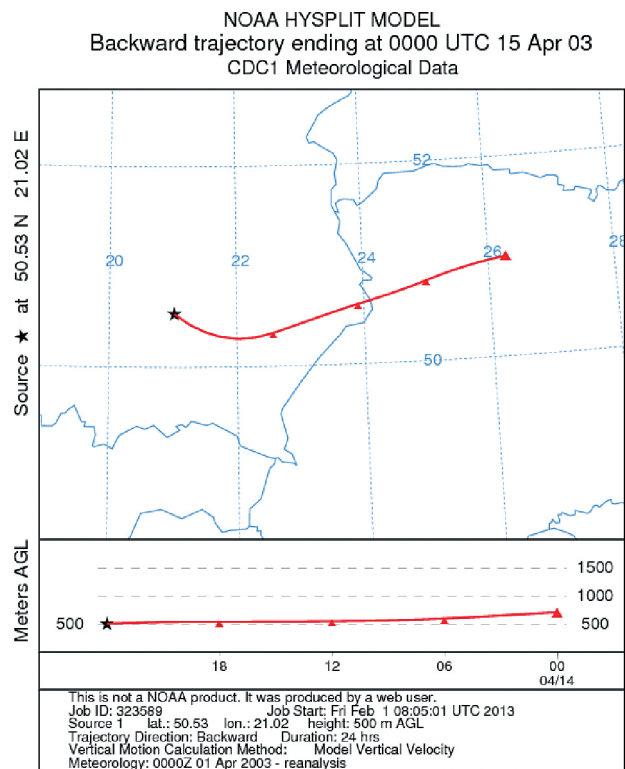
Table 7. Frequency and number of cases of maximum and minimum mean daily concentrations of SO_2 in the atmospheric air based on the direction of flow of air masses plotted using HYSPLIT Model – Szymbark

Kierunek napływu mas powietrza Direction of air masses	Liczba przypadków Number of cases	Częstotliwość Frequency [%]	Zima/Winter	Wiosna/Spring	Lato/Summer	Jesień/Autumn
Maksymalne stężenia dobowe/Daily maximum concentration						
NW	19	57,6	6	5	5	3
SSW/S	9	27,3	2	2	1	4
N	2	6,1	1	0	0	1
SW	1	3,0	0	0	1	0
NE	1	3,0	1	0	0	0
E	1	3,0	1	0	0	0
Razem/Total	33	100,0	11	7	7	8
Minimalne stężenia dobowe/Daily minimum concentration						
WSW/W	16	44,4	5	1	3	7
N	7	19,4	0	4	2	1
NE	7	19,4	3	2	1	1
E	4	11,1	1	0	1	2
SE	1	2,8	0	1	0	0
SW	1	2,8	1	0	0	0
Razem/Total	36	100,0	10	8	7	11



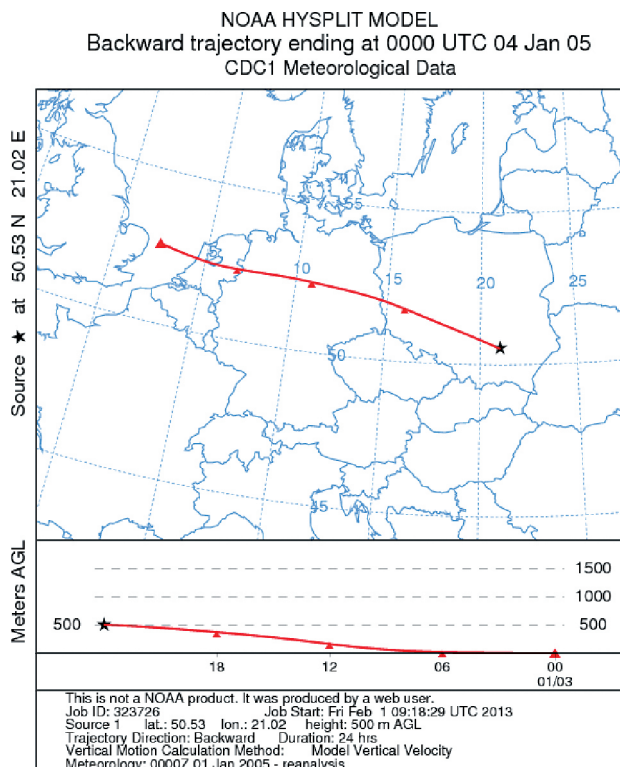
Ryc. 16. Wykres trajektorii wstecznych wykreślonych dla geosystemu Święty Krzyż za pomocą modelu HYSPLIT w dniu z najwyższymi średniodobowymi stężeniami SO_2 w powietrzu atmosferycznym

Fig. 16. HYSPLIT trajectory model for the Święty Krzyż geosystem – highest average daily SO_2 atmospheric air concentration



Ryc. 17. Wykres trajektorii wstecznej wykreślonej dla geosystemu Święty Krzyż za pomocą modelu HYSPLIT w dniu z najniższymi średniodobowymi stężeniami SO_2 w powietrzu atmosferycznym w dniu 15.04.2003 r.

Fig. 17. HYSPLIT trajectory model for the Święty Krzyż geosystem – lowest average daily SO_2 atmospheric air concentration on 15.04.2003



Ryc. 18. Wykres trajektorii wstecznej wykreślonej dla geoko-systemu Święty Krzyż za pomocą modelu HYSPLIT w dniu z najniższymi średniodobowymi stężeniami SO_2 w powietrzu atmosferycznym w dniu 4.01.2006 r.

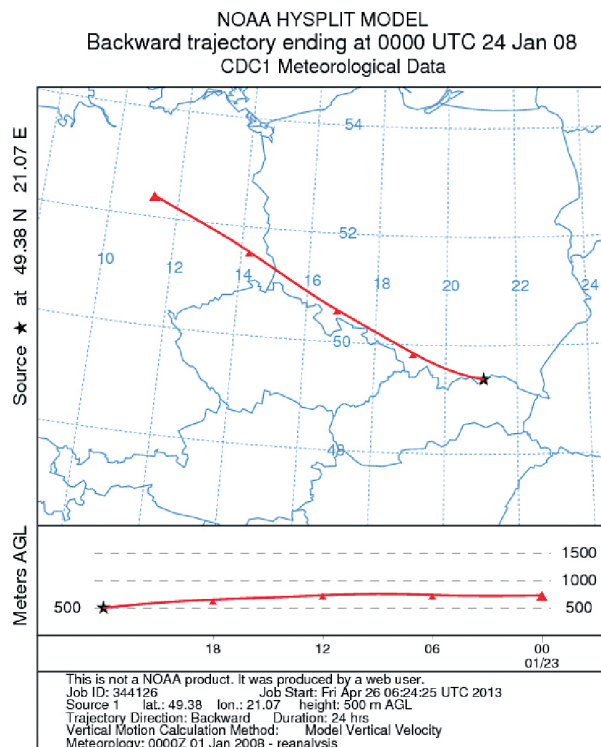
Fig. 18. HYSPLIT trajectory model for the Święty Krzyż geoccosystem – lowest average daily SO_2 atmospheric air concentration on 4.01.2006

NW. Jesienią maksymalne wartości notowano najczęściej w sytuacjach napływu mas powietrza z południa.

Najniższe wartości stężenia SO_2 w Szymbarku notowano w sytuacjach napływu mas powietrza z W i WSW (44,4% – 16 przypadków) (ryc. 20). Istotnie na spadek stężenia wpływa również powietrze z kierunków N i NE (38,8% – po 7 przypadków). Najniższe wartości notowano również w sytuacjach, kiedy nad obszar Szymbarku napływało powietrze ze E i SE (13,9%) (ryc. 21). Analiza sezonowa wykazała, że zimą, latem i jesienią sytuacjom najniższych stężeń towarzyszyły wiatry z kierunków W i WSW, a wiosną z kierunku N.

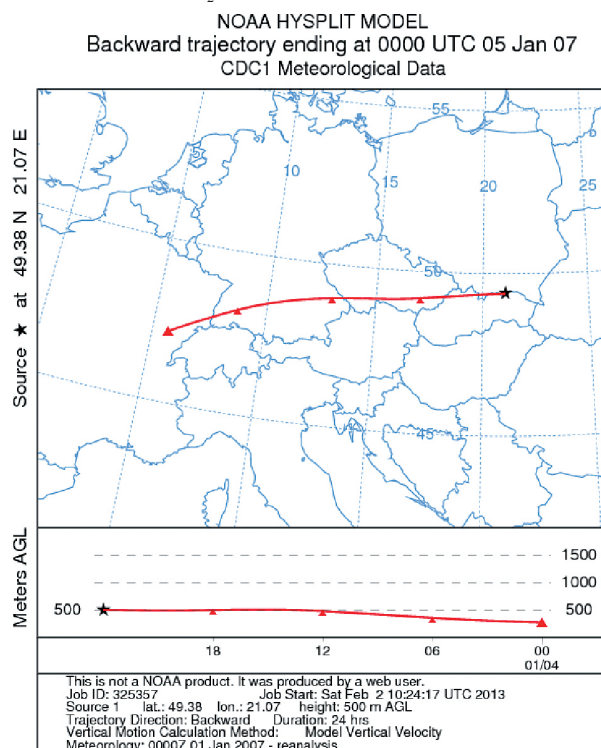
Funkcjonowanie przemysłu wydobywczego surowców skalnych oraz cementowo-wapienniczego na terenie tzw. Białego Zagłębia powoduje, że geokosystem góry Malik poddawany jest intensywnej alkalicznej antropopresji. Uzyskane w trakcie realizacji niniejszego opracowania dane dotyczące stężeń pyłu PM 10 w powietrzu atmosferycznym potwierdzają to założenie. Skutkiem trwającej od lat 60. ubiegłego stulecia emisji pyłów do atmosfery jest daleko idąca alkalizacja środowiska przyrodniczego, pociągająca za sobą istotne zmiany we właściwościach powietrza, wód i gleb oraz przekształcenia roślinności.

Analiza wielkości imisji pyłu PM10 wykazała, że w obrębie badanych geokosystemów w regionie Gór



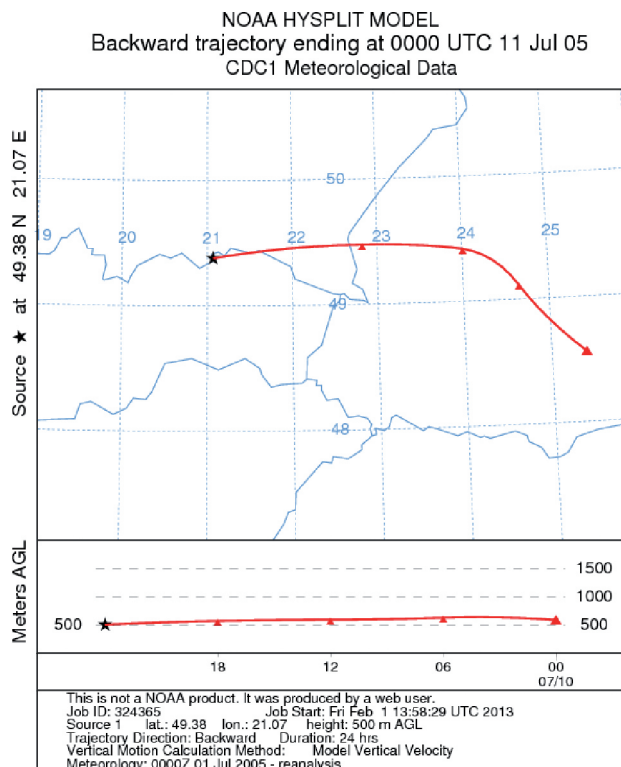
Ryc. 19. Wykres trajektorii wstecznych wykreślonych dla geokosystemu Bystrzanka za pomocą modelu HYSPLIT w dniu z najwyższymi średniodobowymi stężeniami SO_2 w powietrzu atmosferycznym

Fig. 19. HYSPLIT trajectory model for Bystrzanka – highest average daily SO_2 atmospheric air concentration



Ryc. 20. Trajektoria wsteczna dla geokosystemu Bystrzanka wykreślona za pomocą modelu HYSPLIT w dniu z najniższymi średniodobowymi stężeniami SO_2 w powietrzu atmosferycznym zanotowanymi 5.01.2007 r.

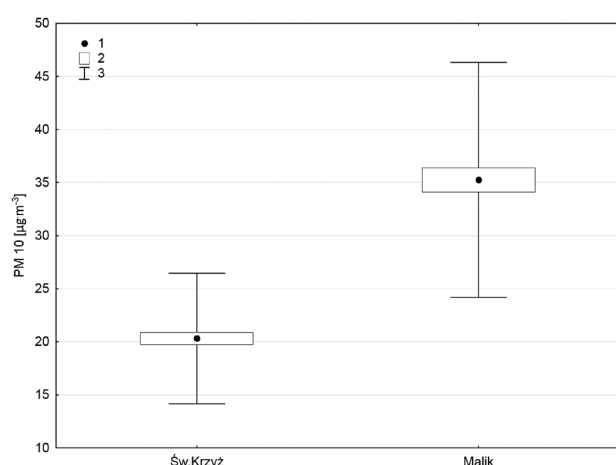
Fig. 20. HYSPLIT trajectory model for Bystrzanka – lowest average daily SO_2 atmospheric air concentration on 5.01.2007



Ryc. 21. Trajektoria wsteczna dla geoekosystemu Bystrzanki wykreślona za pomocą modelu HYSPLIT w dniu z najniższymi średniodobowymi stężeniami SO_2 w powietrzu atmosferycznym zanotowanymi 11.07.2005 r.

Fig. 21. HYSPLIT trajectory model for Bystrzanka – lowest average daily SO_2 atmospheric air concentration on 11.07.2005

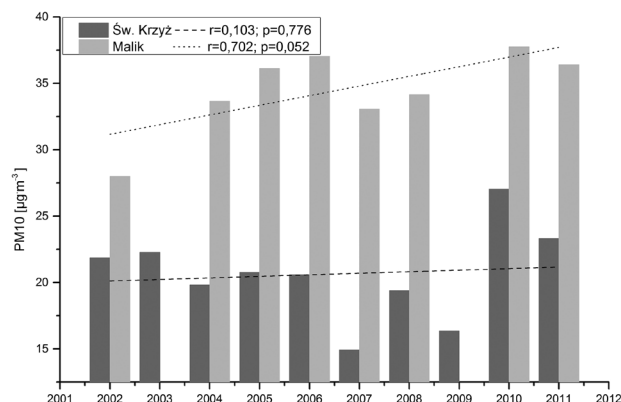
Świątokrzyskich występuje statystycznie istotna różnica (jednoczynnikowa analiza wariancji ANOVA $F=146,6$; $p<0,01$). Średnie stężenie pyłu na górze Malik w badanym okresie wyniosło $35,2 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$, z wahaniami od 17



Ryc. 22. Średnie wartości stężenia pyłu PM10 wraz z odchyleniem i błędem standardowym w badanych geoekosystemach w Górach Świętokrzyskich

Fig. 22. Average PM10 levels (with standard error and standard deviation) in the studied geoecosystems of the Świętokrzyskie Mountains

1 – mean, 2 – mean ± standard error, 3 – mean ± standard deviation



Ryc. 23. Miesięczna i roczna dynamika stężeń pyłu PM10 na Świętym Krzyżu i Maliku

Fig. 23. Monthly and annual growth dynamics in PM10 levels at Święty Krzyż and Malik

do $94 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. Niższe wartości zanotowano na Świętym Krzyżu, ze średnią w okresie badawczym wynoszącą $20,3 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ i wahaniami od 10 do $48,5 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ (ryc. 22).

W analizowanym okresie w obu badanych geoekosystemach notuje się nieistotną statystycznie wzrostową tendencję stężenia pyłu PM10 (ryc. 23). Wartości miesięczne wykazują niewielkie zróżnicowanie, ze wzrostem notowanych stężeń w miesiącach jesienno-zimowych. Te wahania wskazują, że poza funkcjonującym przemysłem cementowo-wapienniczym na stężenie pyłu w powietrzu wpływ ma również emisja niska pochodząca ze spalania paliw w gospodarstwach domowych w sezonie grzewczym.

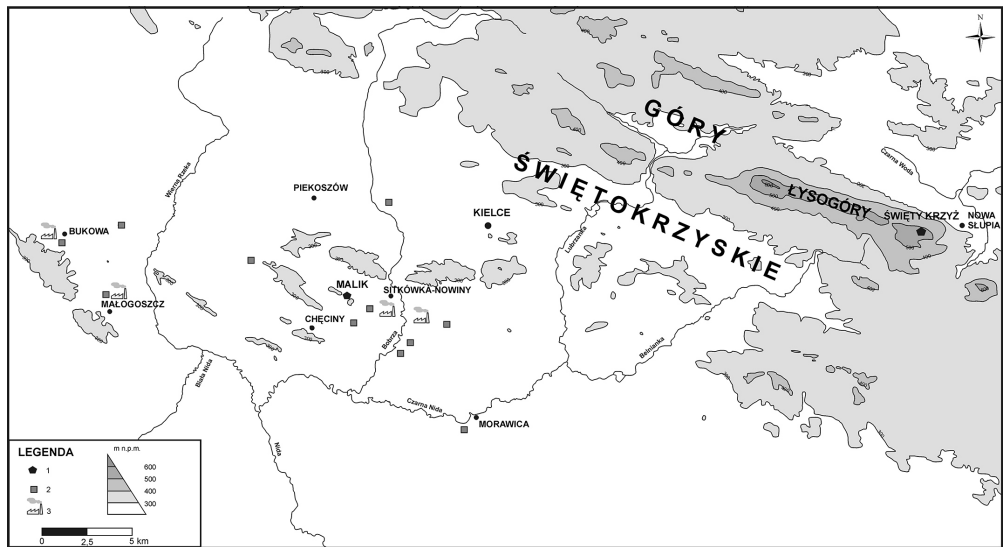
4.2.2. Struktura emisji oraz właściwości fizyczno-chemiczne i chemiczne pyłów emitowanych na terenie Białego Zagłębia

Przeprowadzona analiza wielkości emisji pyłów pochodzących z funkcjonujących na terenie Białego Zagłębia (ryc. 24) zakładów cementowo-wapienniczych wykazała, że w analizowanym okresie największą emisją charakteryzował się rok 2003, kiedy do atmosfery wyemitowano łącznie 898,7 Mg.

Począwszy od roku 2005 wielkość emisji ustabilizowała się na zbliżonym poziomie, wahając się w poszczególnych latach od 308,3 do 433,6 Mg (ryc. 25).

W strukturze emisji pyłów największy udział miały Zakłady Przemysłu Wapienniczego Trzuskawica zlokalizowane w centralnej części Białego Zagłębia, które średnio w latach 2002–2011 wyemitowały 151,6 Mg pyłów oraz Cementownia Lafarge w Małogoszczy, ze średnią 134,6 Mg. W analizowanym okresie jedynie w cementowni w Nowinach zmniejszyła się wielkość emisji. W pozostałych zakładach notowane są zarówno spadki, jak i wzrosty wielkości emisji wynikające m.in. z wielkości produkcji.

O znaczącym wpływie zakładów cementowo-wapienniczych na środowisko obszaru Białego Zagłębia, świadczą dane dotyczące wielkości emisji z cementowni Dyckerhoff w Sitkówce-Nowiny (ryc. 26). Średnia roczna



Ryc. 24. Lokalizacja zakładów cementowo – wapienniczych i kamieniołomów w Górach Świętokrzyskich
1 – obszar badań, 2 – kamieniołom, 3 – zakład cementowo – wapienniczy.

Fig. 24. Locations of cement – lime industrial sites and quarry in Świętokrzyskie Mountains
1 – research area, 2 – quarry, 3 – cement – lime industrial.

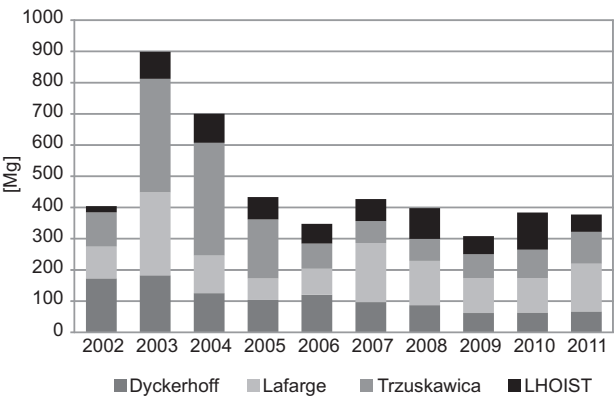
emisja pyłów w latach 1983–2011 wyniosła prawie 4000 Mg. Maksymalną emisję zanotowano w roku 1984 z ponad 24 600 Mg. Począwszy od roku 1991 nastąpiła znacząca redukcja emisji, która w ostatnich latach utrzymuje się na poziomie poniżej 100 Mg rocznie.

Przy określaniu wpływu, jaki wywiera emisja pyłów z przemysłu cementowo-wapienniczego na środowisko przyrodnicze, istotna jest nie tylko wielkość emisji, ale również charakterystyka samych pyłów. Znaczna część wyemitowanych pyłów dostaje się do gleby w sąsiedztwie zakładów, wpływając na jej właściwości fizyczno-chemiczne i chemiczne.

Analiza właściwości fizyczno-chemicznych i chemicznych pyłów pochodzących z funkcjonujących zakładów wykazała ich bardzo silną alkaliczność (tab. 8). Wartość pH mierzona w wodzie wahała się od 11,82 w przypadku Cementowni Lafarge w Małogoszczy do 13,59 w przypadku pyłów pochodzących z Cementowni

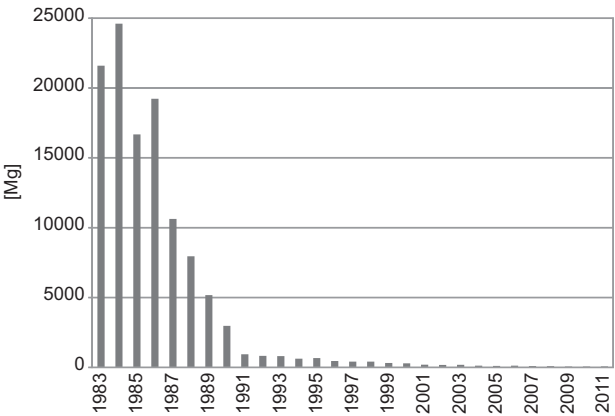
Dyckerhoff w Nowinach. Tak wysoka zasadowość emitowanych pyłów wpływać może na obniżenie kwasowości gleb. Ponadto pyły mają skład granulometryczny iłu, co dodatkowo zwiększa zasięg ich oddziaływania.

Głównym składnikiem emitowanych do atmosfery pyłów jest wapń, którego zawartość wahała się od 88,4% w pyłach z Trzuskawicy do 98,3% w pyłach z pieca typu MERZ w Bukowie. Znacznie mniej jest magnezu oraz sodu, których zawartość waha się od 0,4 do 2,1% w przypadku magnezu oraz od 0,8 do 7,7% w przypadku sodu. Zwiększona zawartość potasu w pyłach pochodzących z zakładów przemysłu wapienniczego wynika z obecności zanieczyszczeń ilastych w stosowanym w procesie technologicznym kamieniu wapiennym. Metale ciężkie w pyłach emitowanych przez zakłady przemysłu cementowo-wapienniczego pochodzą z materiałów stosowanych do produkcji klinkieru oraz wapna. Są to wykorzystywane



Ryc. 25. Wielkość emisji pyłów z funkcjonujących na terenie Białego Zagłębia zakładów cementowo-wapienniczych (dane WIOŚ niepublikowane)

Fig. 25. Particulate matter emission levels from active cement-lime sites in in the Białe Zagłębie region, (data by the Voivodship Inspectorate for Environmental Protection)



Ryc. 26. Wielkość emisji pyłów z Cementowni Dyckerhoff w latach 1983–2011 (dane Dyckerhoff Polska niepublikowane)

Fig. 26. Emissions of particulate matter from the Dyckerhoff cement works between 1983–2011 (data by Dyckerhoff Poland)

Tabela 8. Skład chemiczny i wartość pH pyłów odlotowych w zakładach cementowo-wapienniczych na terenie Białego Zagłębia
Table 8. Chemical composition and pH of dust particles in cement and lime plants in Białe Zagłębie

Zakład Industrial plant	pH _{H2O}	pH _{KCl}	Ca	Mg	Na	K	Al	Fe	Pb
mg·g ⁻¹ s.m.									
Nowiny	13,59	13,59	131,20	2,07	2,55	1,52	4,28	0,588	3,193
Małogoszcz	11,82	11,79	131,57	8,34	1,63	1,76	1,76	0,365	0,038
Trzuskawica	13,37	13,36	75,36	10,19	0,98	2,48	4,09	0,982	0,059
Bukowa	13,24	13,22	139,59	16,33	7,69	2,93	1,78	1,217	0,310
Bukowa Merz	13,10	13,10	165,39	3,70	0,80	1,14	0,18	0,355	0,005
Zakład Industrial plant	Cd	Cr	Co	Cu	Mn	Ni	Zn	Sr	As
mg·kg ⁻¹ s.m.									
Nowiny	41,4	4,2	1,2	6,8	78,9	8,5	1373,1	73,0	54,6
Małogoszcz	0,4	0,7	0,4	1,4	18,0	3,7	19,8	46,7	7,9
Trzuskawica	0,7	4,7	2,3	9,0	84,6	13,7	28,2	62,4	49,8
Bukowa	8,4	2,3	2,3	9,4	72,4	20,0	268,5	158,5	81,7
Bukowa Merz	0,2	0,4	0,6	2,2	5,0	12,0	16,6	35,9	41,5

w procesie technologicznym węgiel, pył węglowy, koks i opony.

4.2.3. Analiza igieł w obrazie elektronowego mikroskopu skaningowego wyposażonego w mikroanalizator ED-XRF

Wykonane obserwacje trzyletnich igieł jodły pobranych na Świętym Krzyżu z wykorzystaniem skaningowego mikroskopu elektronowego wykazały, że na zewnętrznej powierzchni znajdują się liczne kuliste cząstki (ryc. 27).

Wielkość tych cząstek, nazywanych w literaturze sferulami (Grefender 2010), wahała się od ok. 0,5 do 2,0 μm (ryc. 28).

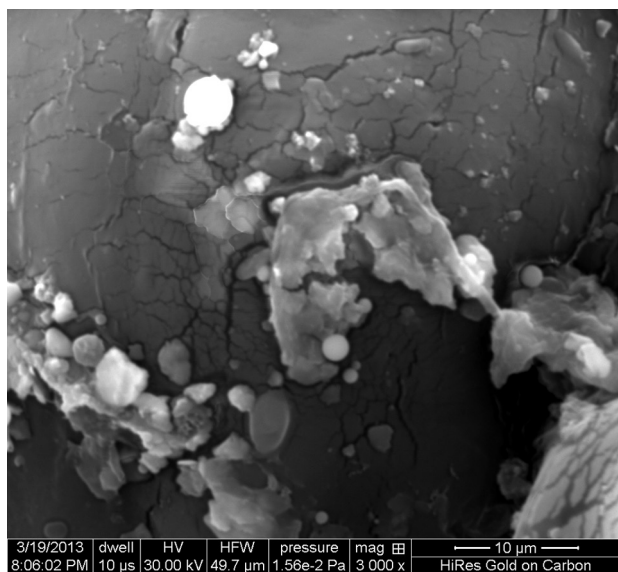
Analiza pierwiastkowa wykonana za pomocą mikroanalizatora ED-XRF wykazała, że obecne na powierzchni igły jodły cząstki mają skład charakterystyczny dla glino-

krzemianów ze znaczną ilością żelaza, mniejszą potasu i wapnia oraz nieznaczną magnezu i sodu (tab. 9).

Skład chemiczny tych cząstek wyraźnie różni się od struktury otaczającej kuliste cząstki, w której nie stwierdzono np. obecności żelaza (tab. 9).

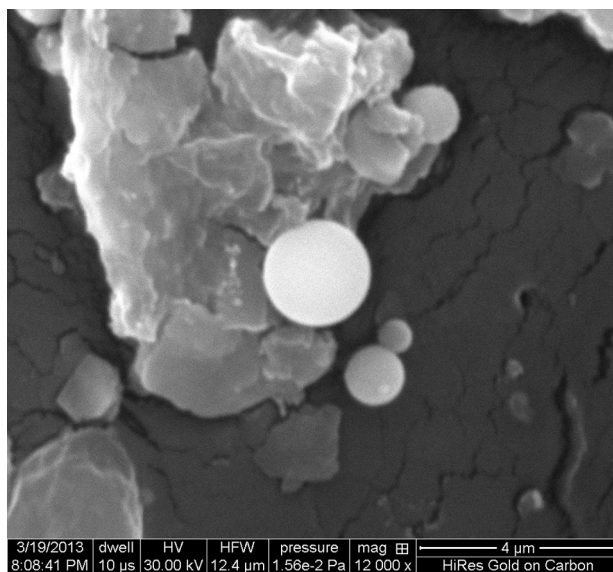
W Szymbarku pobrano trzyletnie igły świerka, które następnie poddano badaniu w mikroskopie skaningowym. Podobnie jak na Świętym Krzyżu na zewnętrznej powierzchni stwierdzono obecność kulistych cząstek (ryc. 26). W ich składzie chemicznym dominują krzem oraz glin. Stwierdzono również obecność żelaza, wapnia i potasu oraz niewielką magnezu (tab. 10).

W trakcie obserwacji próbek napyłonych 24-karatowym złotem dostrzeżono, głównie w okolicach aparatu szparkowego, obecność ostrokrawędzistych struktur, których wielkość nie przekraczała 4 μm (ryc. 30). Analiza składu chemicznego jej otoczenia wykazała znaczący udział żelaza (tab. 10).



Ryc. 27. Widok zewnętrznej powierzchni igły jodły (powiększenie 3000 ×)

Fig. 27. Outer surface of fir needle (3,000 × magnification)



Ryc. 28. Liczne kuliste cząstki na powierzchni igły jodły (powiększenie 12 000 ×)

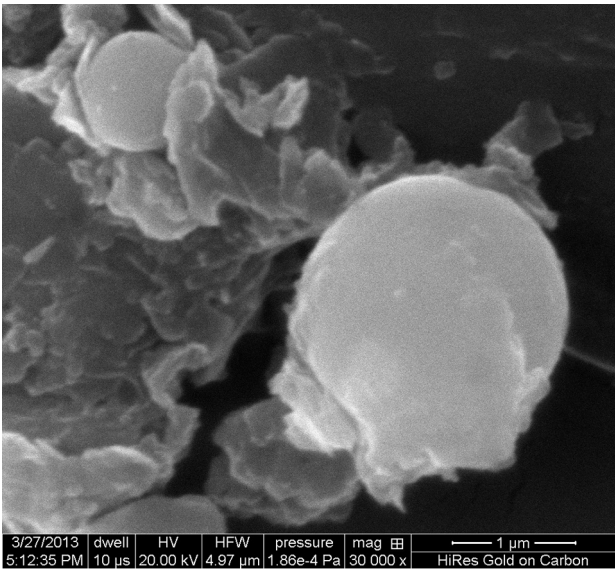
Fig. 28. Numerous spherical particles on the surface of fir needle (magnification 12,000 ×)

Tabela 9. Skład chemiczny badanych próbek igieł jodły (Święty Krzyż)

Table 9. Chemical analysis of fir samples (Święty Krzyż)

Kulista cząstka na igle jodły Spherical particle in a fir needle			Struktura otaczająca kulistą cząstkę Structure surrounding a spherical particle		
Element	Wt%	At%	Element	Wt%	At%
Si K	46,44	51,42	N K	38,85	60,59
Al K	23,11	26,64	CaK	24,93	13,59
Fe K	16,48	9,17	SiK	17,20	13,38
K K	5,87	4,67	K K	9,06	5,06
Ca K	4,71	3,66	AlK	6,47	5,24
Mg K	1,74	2,23	ClK	3,48	2,14
Na K	1,64	2,21			

Wt% – procent wagowy, At% – procent atomowy.
Wt% – weight percent, At% – atomic percent.



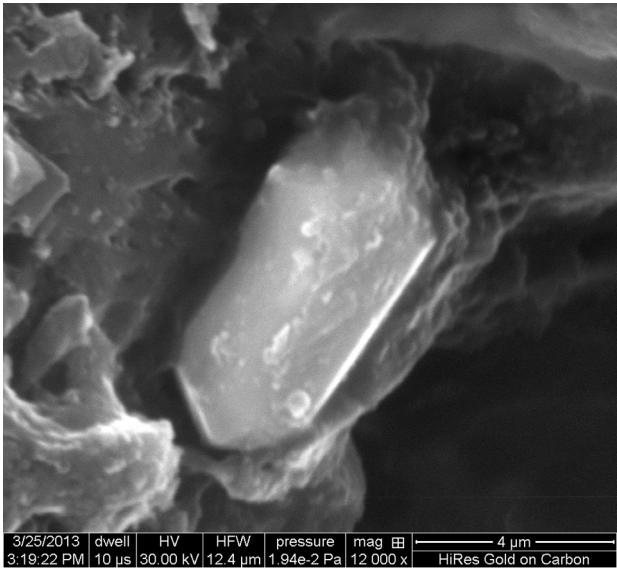
Ryc. 29. Kuliste cząstki pyłu na powierzchni igły świerka (powiększenie 30 000 ×)
Fig. 29. Spherical dust particles on the surface of spruce needle (magnification 30,000 ×)

Tabela 10. Skład chemiczny badanych próbek igieł świerka (Szymbark)

Table 10. Chemical analysis of spruce samples (Szymbark)

Kulista cząstka na powierzchni igły świerka Spherical particle in a spruce needle			Obszar aparatu szparkowego Stoma area		
Element	Wt%	At%	Element	Wt%	At%
Si K	58,15	61,85	Ca K	38,46	37,00
Al K	21,08	23,34	Fe K	32,13	22,18
Fe K	7,61	4,07	Si K	21,72	29,82
Ca K	6,84	5,10	Al K	7,70	11,00
K K	4,57	3,49	K K	0,00	0,00
Mg K	1,74	2,14	Mg K	0,00	0,00

Wt% – procent wagowy, At% – procent atomowy.
Wt% – weight percent, At% – atomic percent.



Ryc. 30. Ostrokrawędzista cząstka pyłu na powierzchni igły świerka o składzie żelaza (powiększenie 12 000 ×)
Fig. 30. Sedge dust particle containing iron on the surface of spruce needle (magnification 12,000 ×)

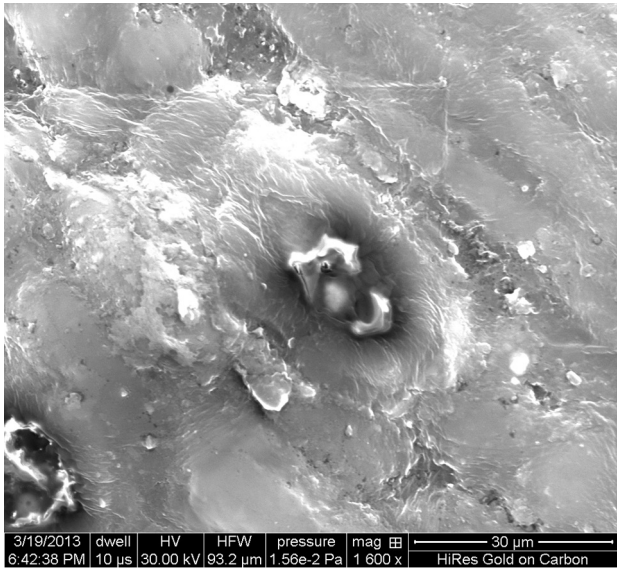
Wykonana analiza punktowa ostrokrawędzistej struktury wykazała, że w składzie chemicznym analizowanej cząsteczki dominuje żelazo.

Badania pyłów na terenie Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego prowadzone przez Magierę i in. (2009) z wykorzystaniem mikroskopu skaningowego wykazały, że ostrokrawędziste cząstki pyłu o składzie chemicznym tlenków żelaza to magnetyt. Stwierdzono je w próbkach pochodzących z Siemianowic-Michałkowic i Dąbrowy Górniczej-Łosienia, czyli w bezpośrednim sąsiedztwie Huty Katowice oraz Huty Jedność.

Za składniki naturalne występujące w powietrzu atmosferycznym uznać można kwarc i skalenie, gdyż reprezentują one minerały najbardziej rozpowszechnione w środowisku naturalnym, stanowiąc ok. 63% objętości minerałów budujących skorupę ziemską (Jabłońska 2003). Antropogenicznym pochodzeniem charakteryzują się m.in. agregaty glinokrzemianowe oraz stwierdzone na igłach jodły na Świętym Krzyżu i świerka w Szymbarku sferule, wśród których można wyróżnić zbudowane z glinokrzemianów oraz kuliste formy o składzie tlenków żelaza (Gräfender 2010). Zarówno jedna, jak i druga forma jest produktem charakterystycznym dla procesów spalania węgla (Strzyszczyński, Magiera 2001, Magiera i in. 2002, Jabłońska 2003). Wielkość sferul waha się od kilku do kilkudziesięciu µm (Magiera i in. 2009). W procesie spalania żelazo zawarte w węglu (głównie w postaci siarczku) jest przekształcane w magnetyczne tlenki żelaza (głównie magnetyt i maghemit). Według Flanders (1994) wzrost zawartości siarczku w węglu o 1% wagowy powoduje wzrost zawartości tlenków żelaza w popiele o 7%. Dzięki wysokim kominom elektrowni popioły lotne emitowane do atmosfery mogą być transportowane na znaczne odległości, a drobne cząstki mogą pozostawać w powietrzu przez długi czas (Magiera i in. 2009). Wykonane zdjęcia powierzchni igieł

jodły i świerka dowodzą, że w geoekosystemie Święty Krzyż oraz w zlewni Bystrzanki zaznacza się wpływ przemysłu energetycznego na środowisko przyrodnicze tych obszarów. Dominujące kierunki wiatrów oraz wielkość tych cząstek wskazują, że potencjalnym źródłem może być GOP oraz dawna Huta im. Sendzimira w Krakowie (obecnie ArcelorMittal Polska). Ponadto w przypadku Szymbarku nie bez znaczenia jest rola transgranicznego napływu zanieczyszczeń znan Słowacji, co potwierdzają stwierdzone na igłach świerka cząstki o składzie tlenku żelaza. Znaczący udział wiatrów z sektora S oraz towarzyszący im notowany wzrost stężeń SO_2 wskazują, że potencjalnym emitorem zanieczyszczeń może być huta żelaza US Meetal Steel w Koszycach, która oddalona jest od badanego geoekosystemu zaledwie o 120 km.

Wykonane fotografie igieł sosny z Malika za pomocą skaningowego mikroskopu elektronowego wykazały, że w otoczeniu aparatów szparkowych znajdują zaskorupienia wynikające z depozycji zanieczyszczeń antropogenicznych (ryc. 31).



Ryc. 31. Powierzchnia igły sosny z widocznym aparatem szparkowym (powiększenie 1600 ×)

Fig. 31. Pine needle surface with stoma visible (magnification 1,600 ×)

Tabela. 11. Skład chemiczny badanej próbki igły sosny (Malik)

Element	Wt%	At%
Ca K	34,22	29,67
Si K	22,32	27,62
S K	17,51	18,98
Fe K	9,84	6,13
Al K	7,64	9,85
K K	5,98	5,31
Cl K	2,49	2,44

Wt% – procent wagowy, At% – procent atomowy.
Wt% – weight percent, At% – atomic percent.

Analiza punktowa składu chemicznego wykonana za pomocą mikroanalizatora ED-XRF wykazała, że w próbce z najbliższego otoczenia aparatu szparkowego w znacznych ilościach występuje siarka i wapń (tab. 11).

Uzyskane wyniki wskazują, że źródłem stwierdzonych na powierzchni igieł sosny zaskorupień są pyły pochodzące z funkcjonującego na tym terenie przemysłu cementowo-wapienniczego. W sprzyjających warunkach następuje ich wytrącanie w postaci gipsu, co doprowadza do częściowego zacementowania aparatu szparkowego, czego konsekwencją może być pogorszenie się stanu zdrowotnego drzewostanu.

4.3. Charakterystyka drzewostanów w badanych geoekosystemach

Badania dotyczące transformacji ilościowej i jakościowej opadów atmosferycznych prowadzono na Świętym Krzyżu w zespole żyznej buczyny karpackiej *Dentario-glandulosae Fagetum* (Bróz, Kapuściński 1990, Głazek, Wolak 1991), na Maliku boru sosnowego związku *Dicrano-Pinion* (Świercz 1997), a w Symbarku w obrębie zespołu grądu wysokiego *Tilio-Carpinetum* (Staszkievicz 1973, Dubiel 1995).

W obrębie analizowanych geoekosystemów w każdym zespole założono po dwie powierzchnie badawcze, na których prowadzono badania dotyczące transformacji opadu atmosferycznego. Były to powierzchnie z przewagą gatunków liściastych lub iglastych.

Na Świętym Krzyżu badania prowadzono w obrębie ogrodzonej powierzchni badawczej Stacji Monitoringu UJK zajmującej powierzchnię 4000 m², której 85% zajmuje zbiorowisko roślinne lasu jodłowo-bukowego. Pozostałe 15% stanowi polana Bielnik. Łącznie w ramach badań terenowych skartowano 159 drzew o pierśnicy powyżej 7 cm. Na obszarze biocenozy leśnej dominującymi gatunkami są jodła pospolita (*Abies alba* Mill.) stanowiąca 34% oraz buk (*Fagus sylvatica* L.) z 28,3% całkowitej ilości drzew. Licznie reprezentowany jest również grab (*Carpinus betulus* L.) (23,9%) oraz klon jawor (*Acer pseudoplatanus* L.) (12,6%). Na powierzchni badawczej występuje też jarzab pospolity. Najstarszym komponentem badanego drzewostanu jest jodła, której wiek waha się od 80 do 120 lat, a najstarsze okazy osiągają 170–190 lat, oraz buk o przeciętnym wieku od 60 do 100 lat.

Charakterystyczne zróżnicowanie składu gatunkowego drzewostanu było podstawą wydzielenia dwóch powierzchni doświadczalnych. Na powierzchni A dominują jodły, których pierśnica waha się od 15 do 41 cm. Zwarcie koron wynosi ponad 77%, a wysokość drzew osiąga 35 m. Z kolei na powierzchni B dominują buki, które osiągają wysokość 28 m. Na powierzchni tej bardzo silnie pod koronami buków rozwinął się podrost jodłowy o wysokości nie przekraczającej 8 m. Pierśnica drzew waha się od 7 do 37 cm. Zwarcie koron wynosi 100%.

Wśród drzew największą pierśnicą charakteryzowały się buki ze średnią dla wszystkich drzew wynoszącą 17

cm oraz jodły ze średnią 12 cm. Wśród buków największy udział miały drzewa o pierśnicy powyżej 20 cm z 42,2% udziałem. Z kolei wśród jodeł 61,1% stanowiły drzewa o pierśnicy poniżej 40 cm, a jedynie 25,9% – o pierśnicy przekraczającej 50 cm. Wyniki te wskazują, że na obszarze powierzchni badawczej następuje proces naturalnej odnowy jodły. Wśród grabów największym udziałem charakteryzowały się drzewa o pierśnicy poniżej 7 cm, których udział wyniósł 31,6% ogólnej liczby drzew.

Przeprowadzone prace inwentaryzacyjne na Maliku wykazały występowanie na poletku „A – liściastym” 48 drzew o pierśnicy powyżej 7 cm. Gatunkami głównymi w drzewostanie są grab (*Carpinus betulus* L.) – 21 osobników (43,8%) oraz buk (*Fagus sylvatica* L.) – 20 osobników (41,7%). Obok wymienionych dwóch gatunków na analizowanym poletku występuje sosna (*Pinus sylvestris* L.) w liczbie 7 osobników (14,5%). Ponadto licznie reprezentowany jest podrost jodłowy. Wartości pierśnic mierzonych drzew mieściły się w przedziale od 7 do 22 cm. Na poletku „B – iglastym” zinwentaryzowano 35 drzew. Głównym gatunkiem jest sosna (*Pinus sylvestris* L.), reprezentowana przez 17 osobników (48,5%). Poza sosną występują również graby (*Carpinus betulus* L.) i buki (*Fagus sylvatica* L.), odpowiednio w liczbie 9 i 7 osobników oraz bardzo intensywnie rozwijający się podrost jodłowy. Pierśnica drzew osiągała maksymalnie 21 cm. Stwierdzono, że suma powierzchni pni wszystkich drzew w obrębie poletka A wynosi 1,4 m² i stanowi 0,25% całej powierzchni badawczej, a na poletku B 1,75 m², co stanowi 0,44% całkowitej powierzchni badawczej. Zwarcie koron waha się od 60% na powierzchni B do 72% na powierzchni A. Najstarszym komponentem badanych drzewostanów jest sosna, której przeciętny wiek waha się od 70 do 80 lat, a przeciętna wysokość od 25 do 35 m.

Powierzchnia koron drzew, na których dokonywano pomiarów spływu po pniach drzew, wahała się od 21,8 do 28,4 m² w przypadku grabów, od 26,1 do 49,1 m² dla buków oraz od jedynie 1,5 do 16,2 m² dla sosen. Wśród drzew największą pierśnicą charakteryzowały się sosny, z wahaniami od 11 do 23 cm na powierzchni A i od 14 do 21 na powierzchni B, ze średnią wartością dla wszystkich drzew wynoszącą 18 cm. Pierśnica buków wahała się od 7 do 17 cm na powierzchni A i od 7 do 11 cm na powierzchni B, ze średnią wynoszącą 8 cm. Zbliżone wartości zanotowano w przypadku grabów, z wahaniami od 7 do 12 cm na powierzchni A i od 7 do 8 cm na powierzchni B. W przypadku analizowanych poletków doświadczalnych aż 85,2% buków i 93,3% grabów znajduje się w przedziale do 10 cm pierśnicy. Dla porównania, aż 91,7% sosen znajduje się w przedziale powyżej 13 cm. Uzyskane wartości wskazują, że stary drzewostan sosnowy, sztucznie nasadzony, utracił zdolność naturalnego odnawiania się i obecnie znajduje się w fazie regresji. Z kolei grab i buk znajdują się w fazie progresji.

Analogiczne prace przeprowadzono w Szymbarku. Na poletku „A – liściastym” zinwentaryzowano 22 drzewa, z dominującym dla tego poletka grabem (*Carpinus betulus* L.), stanowiącym 95% całej populacji. Pozostałe 5% stanowi buk (*Fagus sylvatica* L.). Na poletku „B – iglastym” znajduje się 28 drzew. Największy udział (30%) ma świerk (*Picea abies* (L.) H. Karst), następnie grab (*Carpinus betulus* L.) (29%) oraz buk (*Fagus sylvatica* L.) (11%). W składzie gatunkowym reprezentowane są również klon, sosna oraz czereśnia. Pnie drzew na poletku A zajmują łącznie powierzchnię 0,746 m², co stanowi niespełna 0,2% powierzchni całego poletka. Na powierzchni B drzewa zajmują 2,30 m², co stanowi blisko 0,6% całego poletka. Zwarcie koron waha się od 90% na powierzchni B do 100% na powierzchni A. Ze względu na położenie na terenie osuwiskowym korony drzew przechylone są w kierunku południowo-wschodnim, zgodnie z nachyleniem terenu. Zjawisko to zaznacza się przede wszystkim w przypadku grabów. Wysokość badanych drzew waha się od 20 do 25 m w przypadku świerków i od 17,5 do 19 m w przypadku grabów. Pierśnice świerków wahały się od 27 do 55 cm, a grabów od 6 do 34 cm. Na podstawie informacji zawartych w dokumentach Nadleśnictwa Gorlice dotyczących struktury wiekowej drzew należy stwierdzić, że w zlewni Bystrzanki średni wiek buka wynosi 81,8 roku, przy średniej pierśnicy 38,2 cm, sosny 103,6 roku i 40,6 cm, a świerka 29,8 roku i średniej pierśnicy wynoszącej 17,1 cm. Na analizowanych powierzchniach wartości pierśnicy dla świerka były wyższe niż podane w dokumentach Nadleśnictwa Gorlice, co sugeruje ich dłuższy wiek. Powierzchnia koron grabów, na których dokonywane są pomiary spływu po pniach drzew, waha się od 37,6 m² do 67,9 m². Na drugim poletku, gdzie prowadzone są pomiary spływu po pniach świerków, powierzchnia koron jest znacznie mniejsza i waha się od 9,2 m² do 22 m².

W przypadku analizowanych powierzchni 100% świerków charakteryzuje się pierśnicami powyżej 13 cm. Warty podkreślenia jest fakt, że świerka nie ma w podroście, a jego występowanie wynika z dokonanych sztucznych nasadzeń. Podstawowym gatunkiem badanych drzewostanów jest grab, który jest jednocześnie najmłodszym elementem fitocenozy. Silne zwarcie koron tego gatunku ogranicza dostęp światła słonecznego do dna lasu i utrudnia rozwój runa leśnego. Odmiennie sytuacja przedstawia się na drugiej powierzchni, gdzie mniejsze zwarcie powoduje, że na dnie lasu występują znacznie korzystniejsze warunki, czego efektem jest intensywny wzrost m.in. leszczyny.

Dokonana charakterystyka drzewostanów występujących w badanych geoekosystemach pozwala na ocenę roli drzewostanu w ilościowej i jakościowej transformacji opadów atmosferycznych.

4.4. Rola drzewostanu w ilościowej transformacji opadów atmosferycznych docierających do dna lasu

4.4.1. Dynamika opadu podkoronowego

W umiarkowanej strefie klimatycznej roślinność istotnie wpływa na obieg wody (Czarnowski 1978). Stanowi to o jej znaczącej roli dla funkcjonowania systemu denudacji chemicznej. Rola roślinności w modyfikacji ilości opadów atmosferycznych związana jest z procesem intercepcji, czyli zatrzymywaniem wody na powierzchni liści, igieł, gałęzi oraz pni. Opad zatrzymywany w obrębie koron i pni drzew w większości wyparowuje i tylko w niewielkim stopniu jest wchłaniany przez powierzchnie, które zwilżył (Obmiński 1978, Klein 1979, Olszewski 1984, Kostrzewski i in. 1994a). Ponadto korony drzew w okresie zimowym, zwłaszcza na obszarach górskich, stanowią doskonały spichlerz wodny w postaci magazynowanego śniegu. Zgromadzona w ten sposób woda dociera do gleb w znaczących ilościach w momencie wzrostu temperatury i tania śniegu.

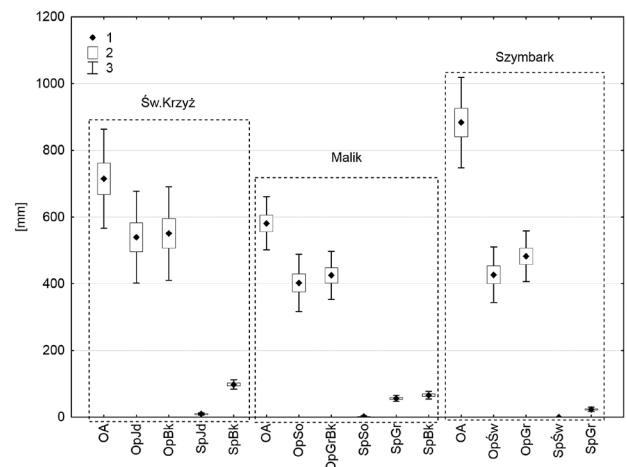
Woda po przejściu przez korony drzew dociera do dna lasu w postaci opadu podkoronowego i spływającego po pniach drzew. Opady atmosferyczne, których wielkość zwiększa się wraz ze wzrostem wysokości n.p.m., są jednym z głównych czynników przyczyniających się do tworzenia specyficznych warunków siedliskowych (Małek, Wężyk 2000). Wiadomo bowiem, że obok światła i temperatury ilość wody jest jednym z najważniejszych uwarunkowań ekoklimatycznych siedlisk leśnych (Klein 1979). Ponadto jest nośnikiem substancji chemicznych do dna lasu. Badania prowadzone w obrębie badanych drzewostanów wykazały, że we wszystkich geoekosystemach opad podkoronowy był niższy od opadów bezpośrednich. Stwierdzono również występowanie różnic pomiędzy ilością wody docierającą do gleb w zależności od rodzaju drzewostanu. Większe ilości opadu docierały do gleb w obrębie drzewostanów liściastych (ryc. 32).

Najwięcej opadu dotarło do gleb w drzewostanie bukowym na Świętym Krzyżu, następnie grabowo-bukowym na Maliku i grabowym w Szymbarku. Średnia dziesięcioletnia wysokość opadu podkoronowego wyniosła odpowiednio: 550,6 mm (77% opadu bezpośredniego), 424,2 mm (71,4%) i 482,1 mm (54,6%). Niższe wartości stwierdzono w przypadku drzewostanów z przewagą gatunków iglastych. Na Świętym Krzyżu opad podkoronowy wyniósł 539,6 mm, co stanowiło 75,5% opadu bezpośredniego, na Maliku 392,6 mm (66,1%) i w Szymbarku 426,7 mm (48,3%) (tab. 12).

W trakcie obserwacji, szczególnie w miesiącach jesienno-zimowych, stwierdzono opady podkoronowe, których wartości przekraczały wysokość opadu bezpośredniego. Na Świętym Krzyżu zanotowano 54 takie przypadki, z czego 31 w drzewostanie iglastym i 23 w liściastym. Na Maliku stwierdzono 28 takich sytuacji, po 14 w każdym drzewostanie. Jedynie 1 taki przypadek odnoto-

wano w Szymbarku (ryc. 33, 34). Dodatkowa ilość opadu pochodzi z tzw. osadów poziomych. Proces ten szczególnie zaznacza się u gatunków iglastych, które ze względu na większą powierzchnię recepcyjną mają dogodniejsze warunki do „wyczesywania” kropeł wody z mgły. Na największą intensywność tego zjawiska w centralnej części Gór Świętokrzyskich wpływać może okres zwiększonej częstotliwości występowania mgły i chmur niskiego pułapu w stosunku do sąsiednich obszarów, który trwa od października do kwietnia, z maksimum w listopadzie (Żarnowiecki 2001) oraz wysokość nad poziomem morza. Notowane wartości wilgotności w miesiącach styczeń–marzec bardzo często osiągały wielkość bliską 100%. Woda pochodząca z tego źródła odgrywa istotną rolę w bilansie wodnym, zwłaszcza w styczniu oraz listopadzie (ryc. 35).

Analiza średnich miesięcznych wartości wysokości opadu podkoronowego wykazała, zwłaszcza w Górach Świętokrzyskich, sezonową dynamikę (ryc. 36–38). Najniższe wartości notowano od kwietnia/maja do października, co wiąże się ze wzrostem parowania wraz z wzrastającą temperaturą powietrza oraz w przypadku



Ryc. 32. Rozkład wysokości opadów atmosferycznych, podkoronowych i spływających po pniach drzew w badanych geoekosystemach w latach hydrologicznych 2002–2011

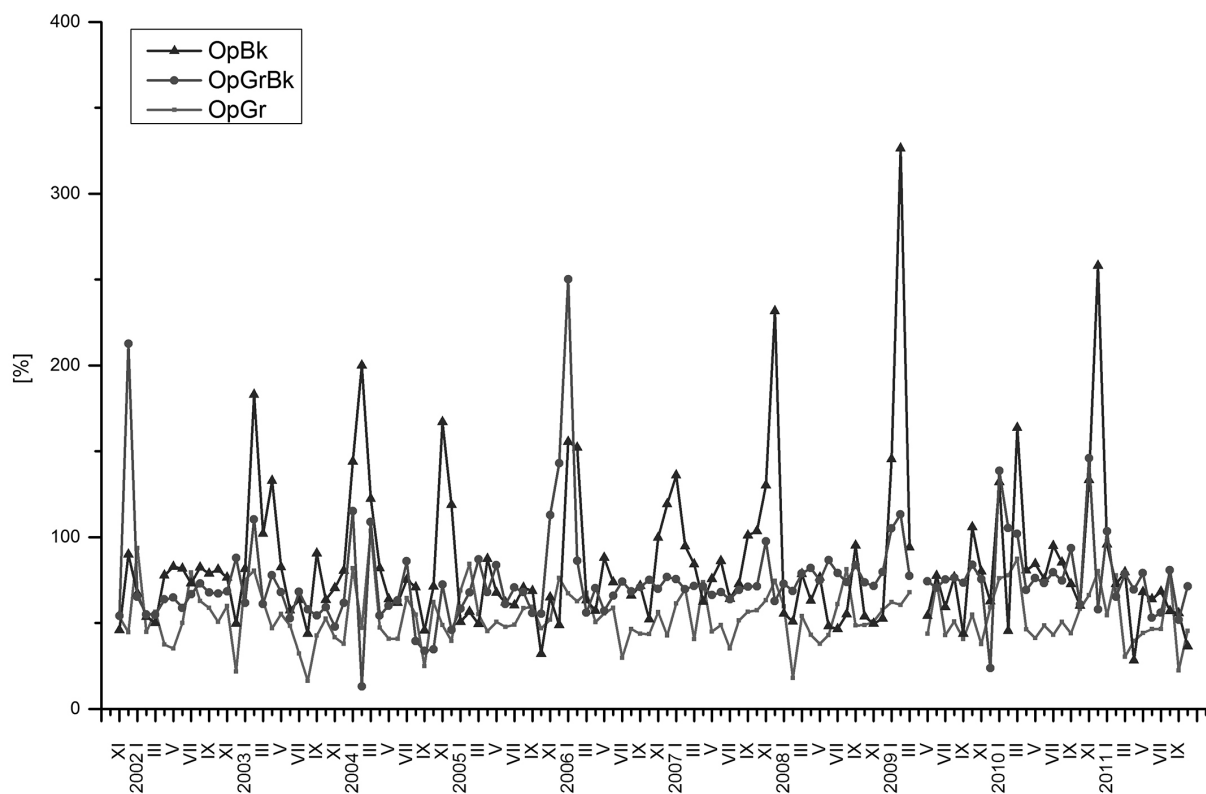
1 – średnia, 2 – średnia ± błąd standardowy, 3 – średnia ± odchylenie standardowe)

OA – opad bezpośredni, OpJd – opad podkoronowy w drzewostanie jodłowo-bukowym, OpBk – opad podkoronowy w drzewostanie bukowym, SpJd – spływ po pniu jodły, SpBk – spływ po pniu buka, OpSo – opad podkoronowy w drzewostanie sosnowym, OpGrBk – opad podkoronowy w drzewostanie grabowo-bukowym, SpSo – spływ po pniu sosny, SpGr – spływ po pniu graba, SpBk – spływ po pniu buka, OpŚw – opad podkoronowy w drzewostanie świerkowym, OpGr – opad podkoronowy w drzewostanie grabowym, SpŚw – spływ po pniu świerka, SpGr – spływ po pniu graba

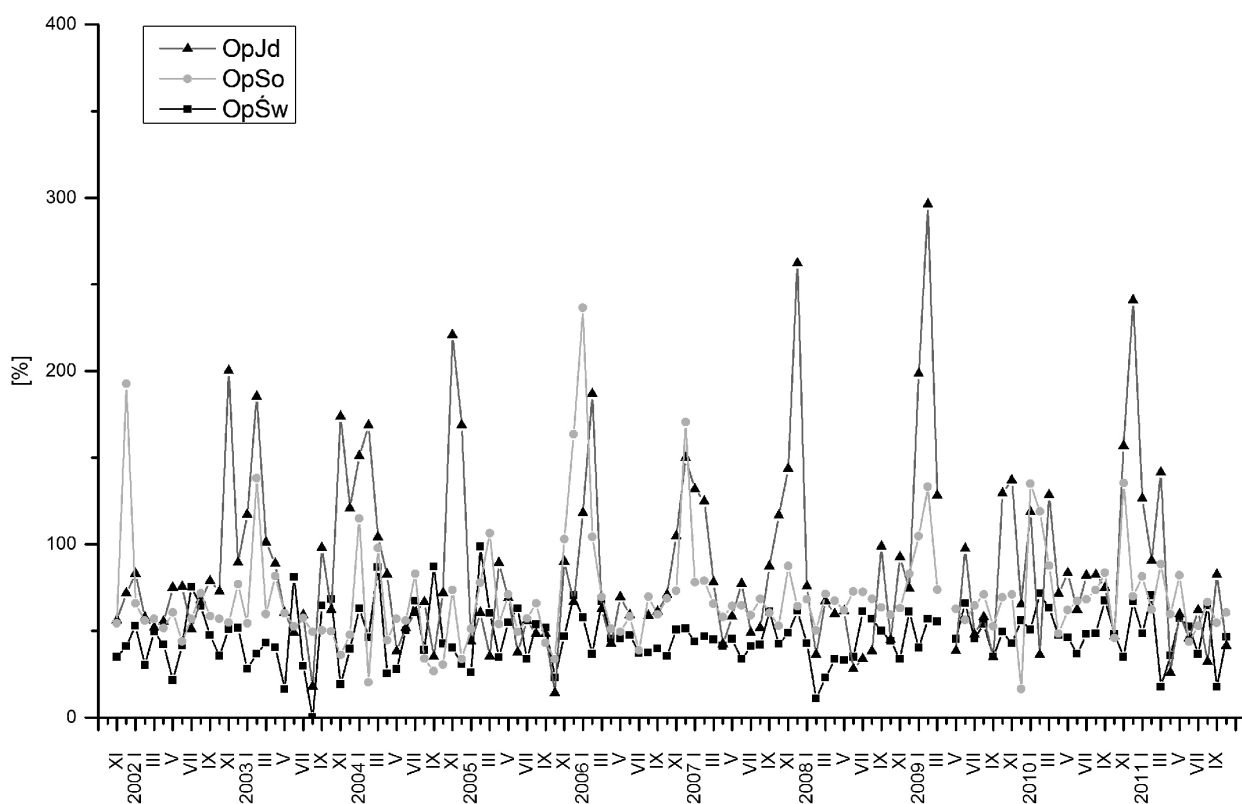
Fig. 32. Distribution of bulk precipitation, throughfall and stemflow in the studied geoecosystems in the hydrological years 2002–2011

1 – mean, 2 – mean ± standard error, 3 – mean ± standard deviation)

OA – bulk precipitation, OpJd – throughfall in fir – beech forest stand, OpBk – throughfall in beech forest stand, SpJd – stemflow fir, SpBk – stemflow beech, OpSo – throughfall in pine forest stand, OpGrBk – throughfall in hornbeam – beech forest stand, SpSo – stemflow pine, SpGr – stemflow hornbeam, SpBk – stemflow beech, OpŚw – throughfall in spruce forest stand, OpGr – throughfall in hornbeam forest stand, SpŚw – stemflow spruce, SpGr – stemflow hornbeam



Ryc. 33. Wysokość opadu podkoronowego wyrażona jako procent opadu bezpośredniego w badanych drzewostanach liściastych OpBk – drzewostan bukowy na Świętym Krzyżu, OpGrBk – drzewostan grębowo-bukowy na Maliku, OpGr – drzewostan grębowy w Szymbarku
Fig. 33. Throughfall levels expressed as a percentage of bulk precipitation affecting the studied deciduous tree stands OpBk – beech forest stand on Święty Krzyż, OpGrBk – hornbeam-beech forest on Malik, OpGr – hornbeam forest stand in Szymbark



Ryc. 34. Wysokość opadu podkoronowego wyrażona jako procent opadu bezpośredniego w badanych drzewostanach iglastych OpJd – drzewostan jodłowo-bukowy na Świętym Krzyżu, OpSo – drzewostan sosnowy na Maliku, OpŚw – drzewostan świerkowy w Szymbarku
Fig. 34. Throughfall levels expressed as a percentage of bulk precipitation affecting the studied coniferous tree stands OpJd – fir-beech forest stand on Święty Krzyż, OpSo – pine forest on Malik, OpŚw – spruce forest stand in Szymbark

Tabela 12. Roczna dynamika wysokości opadów bezpośrednich, podkoronowych i spływających po pniach drzew w badanych drzewostanach wyrażonych w mm oraz jako procent opadu bezpośredniego

Table 12. Annual changes in bulk precipitation, throughfall and stemflow in the studied tree stands, expressed in mm and as a percentage of bulk precipitation

Rok Year	Geoecosystem/Punkt pomiarowy/Geoecosystem/Mesuring point															
	Święty Krzyż					Malik					Szymbark					
	OA	OpJd	OpBk	SpJd	SpBk	OA	OpSo	Op- GrBk	SpSo	SpGr	SpBk	OA	OpŚw	OpGr	SpŚw	SpGr
Wysokość opadu (mm)/Amount of precipitation (mm)																
2002	736,4	498,3	524,7	6,7	103,9	675,4	419,7	462,7	0,9	67,2	76,1	901,0	422,3	502,1	2,5	117,8
2003	522,8	448,0	419,5	6,0	92,7	543,1	316,8	354,0	0,7	45,1	56,1	612,4	244,6	294,3	1,9	71,3
2004	650,4	554,7	556,6	9,9	108,4	677,8	341,3	378,0	1,5	58,8	71,3	862,8	447,5	479,5	0,5	64,9
2005	584,0	370,7	388,4	8,7	85,1	540,3	342,2	375,4	1,4	47,4	56,0	871,3	434,3	481,2	0,6	70,7
2006	576,6	385,9	390,1	5,7	71,3	471,9	383,9	381,9	1,3	53,3	52,2	820,5	401,9	469,0	0,6	62,7
2007	684,1	590,1	633,8	11,2	108,3	659,0	466,2	460,9	2,1	72,8	88,3	874,4	409,9	485,0	0,6	82,8
2008	720,0	472,6	516,1	7,2	103,8	525,3	361,2	412,2	1,4	56,1	62,1	922,8	432,5	538,5	0,5	53,3
2009	835,4	702,5	613,0	12,4	90,4	538,0	374,2	420,2	1,5	48,7	60,1	925,7	494,6	537,7	0,6	66,7
2010	1024,0	811,3	852,3	17,7	96,7	735,6	547,2	604,1	6,3	64,2	78,1	1171,8	578,6	579,0	0,5	57,2
2011	816,3	562,2	611,5	7,9	120,1	573,3	373,0	392,5	2,6	50,1	57,4	871,8	401,4	454,6	0,6	56,8
Średnia Mean	715,0	539,6	550,6	9,3	98,1	593,9	392,6	424,2	2,0	56,4	65,8	883,4	426,7	482,1	0,9	70,4
SD	148,7	137,6	140,1	3,6	13,9	86,0	68,9	72,7	1,6	9,3	12,0	135,4	83,6	76,2	0,7	18,7
CV [%]	20,8	25,5	25,4	38,7	14,2	14,5	17,6	17,1	81,2	16,4	18,2	15,3	19,6	15,8	78,9	26,6
Wysokość opadu (% OA)/Amount of precipitation (% OA)																
2002	100,0	67,7	71,3	0,91	14,1	100,0	62,1	68,5	0,14	10,0	11,3	100,0	46,9	55,7	0,28	13,1
2003	100,0	85,7	80,2	1,15	17,7	100,0	58,3	65,2	0,13	8,3	10,3	100,0	39,9	48,1	0,30	11,6
2004	100,0	85,3	85,6	1,52	16,7	100,0	50,4	55,8	0,22	8,7	10,5	100,0	51,9	55,6	0,06	7,5
2005	100,0	63,5	66,5	1,48	14,6	100,0	63,3	69,5	0,26	8,8	10,4	100,0	49,8	55,2	0,06	8,1
2006	100,0	66,9	67,7	1,00	12,4	100,0	81,4	80,9	0,28	11,3	11,1	100,0	49,0	57,2	0,08	7,6
2007	100,0	86,3	92,6	1,63	15,8	100,0	70,7	69,9	0,32	11,1	13,4	100,0	46,9	55,5	0,07	9,5
2008	100,0	65,6	71,7	1,00	14,4	100,0	68,8	78,5	0,26	10,7	11,8	100,0	46,9	58,4	0,05	5,8
2009	100,0	84,1	73,4	1,48	10,8	100,0	69,5	78,1	0,28	9,0	11,2	100,0	53,4	58,1	0,06	7,2
2010	100,0	79,2	83,2	1,71	9,4	100,0	74,4	82,1	0,85	8,7	10,6	100,0	49,4	49,4	0,04	4,9
2011	100,0	68,9	74,9	0,96	14,7	100,0	65,1	68,5	0,46	8,7	10,0	100,0	46,1	52,2	0,07	6,5
Średnia Mean	100,0	75,5	77,0	1,30	13,7	100,0	66,1	71,4	0,33	9,5	11,1	100,0	48,3	54,6	0,10	8,0

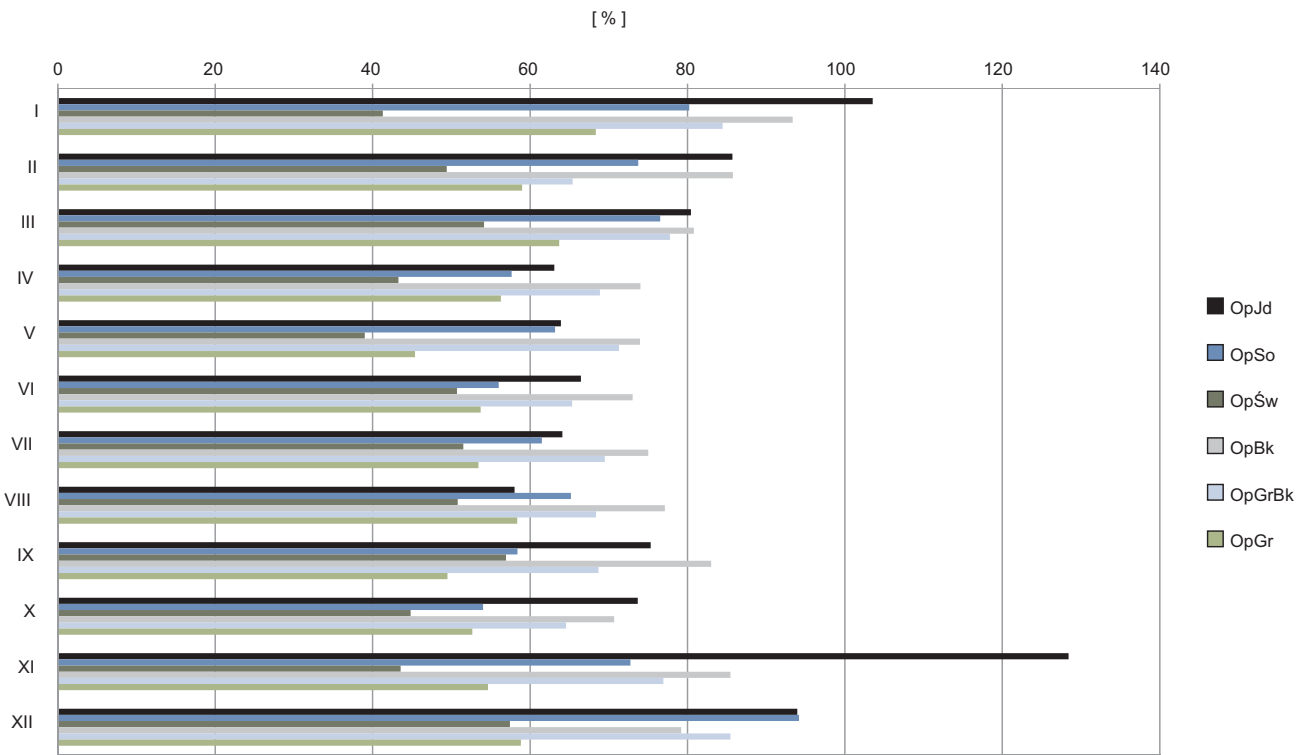
OA – opad bezpośredni, OpJd – opad podkoronowy w drzewostanie jodłowo-bukowym, OpBk – opad podkoronowy w drzewostanie bukowym, SpJd – spływ po pniu jodły, SpBk – spływ po pniu buka, OpSo – opad podkoronowy w drzewostanie sosnowym, OpGrBk – opad podkoronowy w drzewostanie grabowo-bukowym, SpSo – spływ po pniu sosny, SpGr – spływ po pniu graba, SpBk – spływ po pniu buka, OpŚw – opad podkoronowy w drzewostanie świerkowym, OpGr – opad podkoronowy w drzewostanie grabowym, SpŚw – spływ po pniu świerka, SpGr – spływ po pniu graba, SD – odchylenie standardowe, CV – współczynnik zmienności

OA – bulk precipitation, OpJd – throughfall in fir – beech forest stand, OpBk – throughfall in beech forest stand, SpJd – stemflow fir, SpBk – stemflow beech, OpSo – throughfall in pine forest stand, OpGrBk – throughfall in hornbeam – beech forest stand, SpSo – stemflow pine, SpGr – stemflow hornbeam, SpBk – stemflow beech, OpŚw – throughfall in spruce forest stand, OpGr – throughfall in hornbeam forest stand, SpŚw – stemflow spruce, SpGr – stemflow hornbeam, SD – standard deviation, CV – coefficient of variation

drzewostanów liściastych z obecnością liści. Zwiększona powierzchnia recepcyjna koron drzew wynikająca z okresu wegetacyjnego powodowała, że w miesiącach tych wyraźnie rosła intercepcja. Z kolei od listopada do marca/kwietnia, szczególnie w drzewostanach iglastych w Górach Świętokrzyskich, notowano opady podkoronowe przewyższające opady bezpośrednie, co wynika z dodatkowego przychodu wody. Potwierdza to wyniki badań prowadzonych m.in. w Polsce w Tatrach (Ermich, Orlicz 1975), Sudetach (Błaś, Sobik 2002) oraz Beskidzie Śląskim (Małek 2010) o dużej zdolności recepcyjnej drzewostanów iglastych w procesie przechwytywania wody

z mgły. W przypadku geoeosystemów zlokalizowanych w Górach Świętokrzyskich notowane różnice w ilości wody docierającej do dna lasu w postaci opadu podkoronowego wynikają również z różnicy wysokości, na których prowadzono badania. Święty Krzyż znajduje się bowiem na wysokości 514 m n.p.m., a Malik jedynie na wysokości 267 m n.p.m.

W badanych geoeosystemach współczynnik zmienności (CV) dla opadu podkoronowego (dane miesięczne, wyrażone jako % opadu bezpośredniego, ryc. 39, 40, tab. 13) wahał się w drzewostanach liściastych od 11,6 w Szymbarku do 106,8 na Świętym Krzyżu oraz w igla-

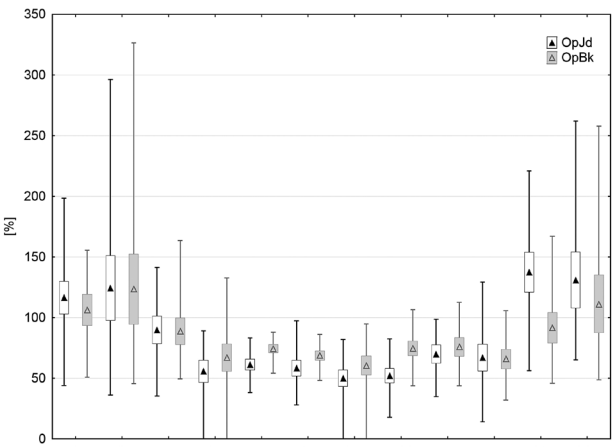


Ryc. 36. Miesięczna wysokość opadu podkoronowego w badanych geoekosystemach wyrażona jako procent opadu bezpośredniego OpJd – drzewostan jodłowo-bukowy na Świętym Krzyżu, OpSo – drzewostan sosnowy na Maliku, OpŚw – drzewostan świerkowy w Szymbarku, OpBk – drzewostan bukowy na Świętym Krzyżu, OpGrBk – drzewostan grębowo-bukowy na Maliku, OpGr – drzewostan grębowy w Szymbarku

Fig. 36. Monthly throughfall levels in the studied geoecosystems expressed as a percentage of bulk precipitation OpJd – fir-beech forest stand on Święty Krzyż, OpSo – pine forest on Malik, OpŚw – spruce forest stand in Szymbark, OpBk – beech forest stand on Święty Krzyż, OpGrBk – hornbeam-beech forest on Malik, OpGr – hornbeam forest stand in Szymbark

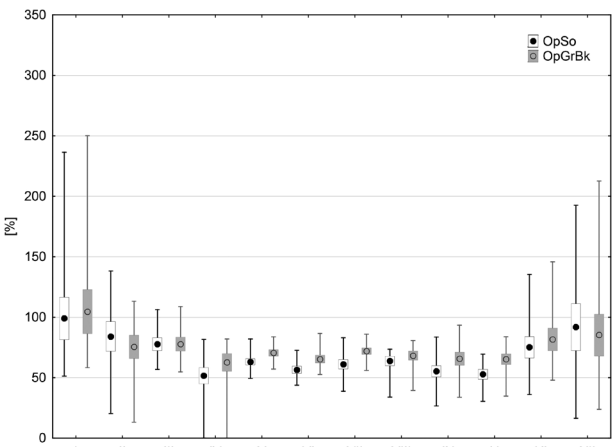
stych od 11,4 na Maliku do 98,7 na Świętym Krzyżu. Stwierdzono również, że charakteryzował się on miesięczną dynamiką. Najwyższe wartości zanotowano w lutym oraz w grudniu. Najniższe wartości w drzewostanach iglastych zanotowano w maju, a w liściastych w maju

oraz października. Największą zmienność stwierdzono w drzewostanach w geoekosystemie Świętego Krzyża. Z kolei opady w drzewostanach w geoekosystemie zlokalizowanym na pograniczu Beskidu Niskiego i Pogórza Karpackiego charakteryzowały się najniższymi współ-



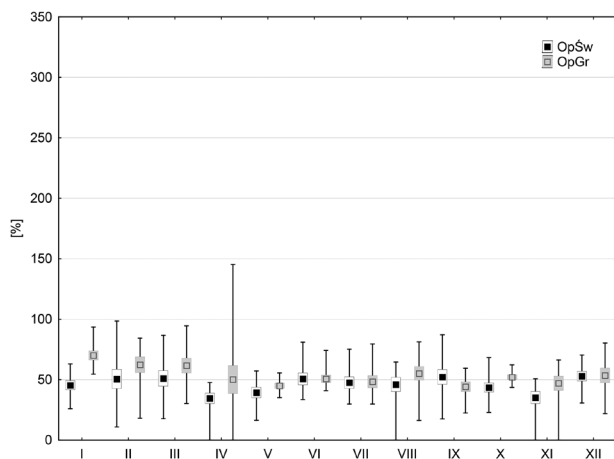
Ryc. 36. Miesięczna dynamika wysokości opadu podkoronowego w drzewostanie jodłowo-bukowym (OpJd) i bukowym (OpBk) na Świętym Krzyżu wyrażona jako procent opadu bezpośredniego w latach 2002–2011

Fig. 36. Monthly throughfall dynamics in a fir and beech stand (OpJd), and beech (OpBk) at Święty Krzyż, expressed as a percentage of bulk precipitation in the period 2002–2011



Ryc. 37. Miesięczna dynamika wysokości opadu podkoronowego w drzewostanie sosnowym (OpSo) i grąbowo-bukowym (OpGrBk) na Maliku wyrażona jako procent opadu bezpośredniego w latach 2002–2011

Fig. 37. Monthly throughfall dynamics in pine stand (OpSo) and in hornbeam and beech stand (OpGrBk) in Malik, expressed as a percentage of bulk precipitation in the period 2002–2011

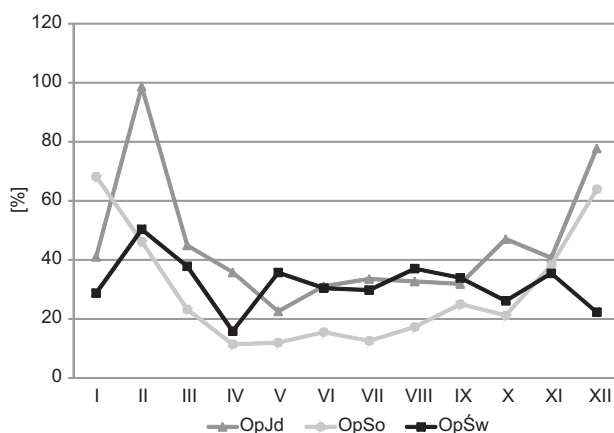


Ryc. 38. Miesięczna dynamika wysokości opadu podkoronowego w drzewostanie świerkowym (OpŚw) i grabowym (OpGr) w Szymbarku wyrażona jako procent opadu bezpośredniego w latach 2002–2011

Fig. 38. Monthly throughfall dynamics in spruce (OpŚw) stand and hornbeams (OpGr) in Szymbark, expressed as a percentage of bulk precipitation in the period 2002–2011

czynnikami zmienności. W miesięcznej dynamice tego współczynnika wyraźnie zaznaczają się dwa okresy. Pierwszy z nich, charakteryzujący się niższymi wartościami, obejmuje okres od maja do października. Drugi, znacznie bardziej zróżnicowany, to okres od listopada do kwietnia z wartościami najwyższymi.

Przeprowadzona korelacja rang Spearmana pomiędzy wysokością opadu a wilgotnością względną powietrza w badanych geosystemach wykazała, że jedynie w drzewostanie iglastym na Świętym Krzyżu zależność ta była istotna statystycznie ($r=0,362$, $p<0,05$). W pozostałych przypadkach zależności te były nieistotne statystycznie. Wykonane analizy korelacji (test Pearsona)

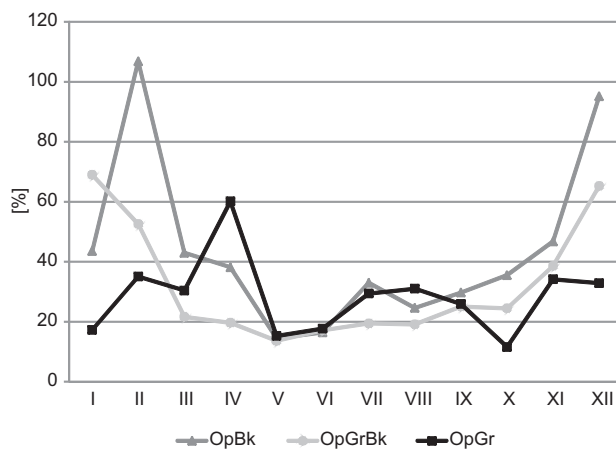


Ryc. 39. Miesięczna dynamika współczynnika zmienności (CV) dla opadu podkoronowego w drzewostanach iglastych wyrażonego jako procent opadu bezpośredniego

OpJd – drzewostan jodłowo-bukowy na Świętym Krzyżu, OpSo – drzewostan sosnowy na Maliku, OpŚw – drzewostan świerkowy w Szymbarku

Fig. 39. Monthly dynamics of the coefficient of variation (CV) of throughfall in a coniferous forest stands expressed as a percentage of bulk precipitation

OpJd – fir-beech forest stand on Święty Krzyż, OpSo – pine forest on Malik, OpŚw – spruce forest stand in Szymbark



Ryc. 40. Miesięczna dynamika współczynnika zmienności (CV) dla opadu podkoronowego w drzewostanach liściastych wyrażonego jako procent opadu bezpośredniego

OpBk – drzewostan bukowy na Świętym Krzyżu, OpGrBk – drzewostan grębowo-bukowy na Maliku, OpGr – drzewostan grębowy w Szymbarku

Fig. 40. Monthly dynamics of the coefficient of variation (CV) of throughfall in deciduous forest stands expressed as a percentage of bulk precipitation

OpBk – beech forest stand on Święty Krzyż, OpGrBk – hornbeam-beech forest on Malik, OpGr – hornbeam forest stand in Szymbark

wykazały, że we wszystkich badanych drzewostanach występuje istotna statystycznie korelacja pomiędzy wysokością opadu podkoronowego a opadem atmosferycznym (ryc. 41). Wykorzystując model regresji z jedną zmienną niezależną, wykazano, że we wszystkich geosystemach wartość parametru „r” waha się od 0,741 do 0,919 w drzewostanach iglastych i od 0,871 do 0,936 w drzewostanach liściastych. Wskazuje to na korelację bardzo wysoką i prawie pełną.

4.4.2. Przestrzenna zmienność opadu podkoronowego

Wysokość opadu podkoronowego zasadniczo zależy od opadu bezpośredniego i wilgotności względnej powietrza, natomiast przestrzenny rozkład uzależniony jest od wielu czynników. Są to: struktura i skład gatunkowy, zwarcie, piętrowość, kształt koron (Otto 1994), stopień zagęszczenia liści i igieł w koronach oraz odległość od pnia drzewa (Olszewski 1984, Whelan i in. 1998). W celu poznania przestrzennego zróżnicowania rozkładu opadu na dnie lasu w okresie badawczym przeprowadzono we wszystkich geosystemach pomiary za pomocą chwytaczy opadu podkoronowego. Uzyskane wyniki pozwoliły na określenie przestrzennego tempa ługowania gleb oraz wpływu składu gatunkowego drzewostanu na przestrzenne zróżnicowanie wysokości opadu podkoronowego docierającego do gleb. Badania przeprowadzone na Świętym Krzyżu wykazały, że opad podkoronowy wyrażony procentem opadu bezpośredniego wahał się na poszczególnych stanowiskach od 56,4 do 97,3%, przy średniej dla całej powierzchni wynoszącej 71,4% (ryc. 42, 43). Odchylenie standardowe wahało się w poszczególnych punktach pomiarowych od 13,5 (chwytacz 29) do 29,8 (chwytacz 11).

W próbach pozyskanych na Świętym Krzyżu wyodrębniono pod względem wysokości opadu podkoronowego dwie grupy chwytaczy (ryc. 44). Grupa A obejmuje 17 chwytaczy w większości zlokalizowanych w obrębie koron jodeł. Opad podkoronowy w tej grupie wynosił 515,5 mm, co stanowiło 79,3% opadu atmosferycznego. Jest to wartość wyższa o 7,9% od średniej dla całej powierzchni doświadczalnej. Grupę tę można podzielić na dwie mniejsze, bardziej homogeniczne podgrupy. W podgrupie A2 zanotowano najwyższe sumy opadu, które średnio stanowiły 83,9%. Są to chwytacze zlokalizowane pod koronami jodeł oraz na ich skraju. Zaznacza się tu wpływ m.in. efektu parasola, czyli spływu kropli

wody po nachylonych w dół gałęziach jodły, oraz większa zdolność do wyczesywania kropli wody z opadów poziomych. Nieznacznie niższe wartości odnotowano w podgrupie A1, ze średnim opadem wynoszącym 77% opadu atmosferycznego. Stanowią ją cztery chwytacze ustawione w obrębie koron jodeł, trzy w lukach oraz jeden na skraju korony buka. Grupę B tworzą 23 chwytacze, odznaczające się niższymi sumami opadu podkoronowego. Średnio opad podkoronowy stanowił tam 65,6% opadu bezpośredniego. Analogicznie jak w grupie A wydzielono dwie podgrupy. Podgrupę B1 stanowią chwytacze zlokalizowane pod koronami i na skraju koron buka. Zanotowano w nich najniższe sumy opadu podkoronowego,

Tabela. 13 Miesięczna dynamika wysokości opadu podkoronowego wyrażona jako procent opadu bezpośredniego (% OA) w badanych drzewostanach

Table 13. Monthly changes in throughfall expressed as a percentage of bulk precipitation (% OA) in the studied tree stands

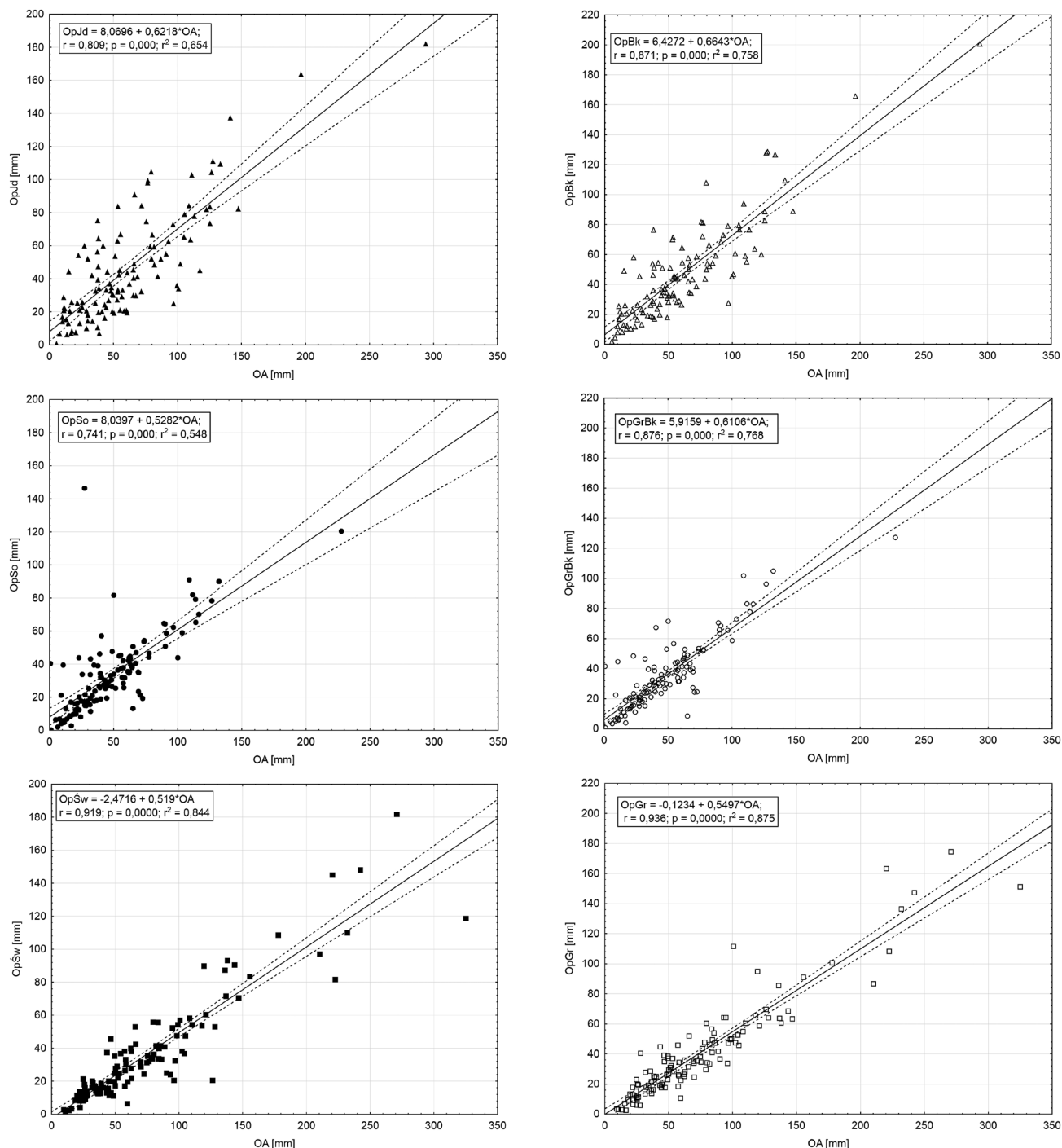
Miesiąc Month	Zmienna Variable	Święty Krzyż		Malik		Szymbark	
		OpJd	OpBk	OpSo	OpGrBk	OpŚw	OpGr
		% OA	% OA	% OA	% OA	% OA	% OA
I	Średnia Mean	103,5	93,4	84,5	80,2	41,3	68,4
	Min	44,1	50,7	58,3	51,2	26,0	54,5
	Max	198,5	155,6	250,2	236,4	63,0	93,6
	SD	42,5	40,6	57,6	55,3	11,9	11,8
	CV [%]	41,1	43,5	68,2	69,0	28,7	17,3
II	Średnia Mean	85,7	85,8	65,4	73,7	49,4	59,0
	Min	36,1	45,5	13,1	20,3	10,9	18,0
	Max	296,4	326,5	11,2	138,2	98,5	84,4
	SD	84,6	91,9	30,2	38,8	24,9	20,7
	CV [%]	98,7	106,8	46,2	52,6	50,3	35,0
III	Średnia Mean	80,4	80,8	77,8	76,5	54,1	63,7
	Min	35,3	49,5	54,8	56,9	17,7	30,3
	Max	141,4	163,6	108,8	106,3	86,7	94,4
	SD	36,1	34,7	18,1	16,5	20,5	19,3
	CV [%]	44,9	42,9	23,2	21,6	37,8	30,4
IV	Średnia Mean	63,1	74,0	68,9	57,6	43,3	56,3
	Min	25,9	28,3	54,4	44,5	25,3	37,5
	Max	89,2	132,9	82,0	81,7	47,5	145,4
	SD	22,6	28,2	7,9	11,3	6,9	33,9
	CV [%]	35,8	38,2	11,4	19,6	15,8	60,1
V	Średnia Mean	63,9	74,0	71,3	63,2	39,0	45,4
	Min	38,2	54,3	57,2	49,4	16,4	35,1
	Max	83,4	88,0	83,7	82,0	57,3	55,6
	SD	14,4	10,7	8,5	8,6	13,9	6,9
	CV [%]	22,5	14,4	12,0	13,6	35,7	15,3
VI	Średnia Mean	66,5	73,0	65,3	56,0	50,7	53,7
	Min	28,0	48,1	52,7	43,8	33,6	40,9

Tabela 13. cd.
Table 13. cont.

Miesiąc Month	Zmienna Variable	Święty Krzyż		Malik		Szymbark	
		OpJd	OpBk	OpSo	OpGrBk	OpŚw	OpGr
		% OA	% OA	% OA	% OA	% OA	% OA
VII	Max	97,4	86,1	86,6	72,6	81,0	74,2
	SD	20,6	12,0	10,1	9,6	15,4	9,5
	CV [%]	31,1	16,4	15,5	17,1	30,4	17,7
	Średnia Mean	64,1	75,0	69,5	61,5	51,5	53,4
	Min	0,0	0,0	56,0	38,8	29,8	29,8
	Max	82,0	94,9	86,0	82,9	75,3	79,5
VIII	SD	21,5	24,7	8,7	12,0	15,3	15,7
	CV [%]	33,5	33,0	12,6	19,4	29,7	29,4
	Średnia Mean	58,0	77,1	68,4	65,2	50,8	58,4
	Min	17,8	43,8	39,5	34,0	0,0	16,3
	Max	82,5	106,6	80,7	73,5	64,6	81,2
	SD	19,0	19,0	11,8	12,4	18,8	18,1
IX	CV [%]	32,7	24,6	17,3	19,1	37,0	31,0
	Średnia Mean	75,3	83,0	68,7	58,4	56,9	49,5
	Min	34,8	43,8	33,8	26,6	17,6	22,4
	Max	98,8	112,6	93,5	83,5	87,1	59,5
	SD	24,0	24,6	17,2	14,6	19,3	12,8
	CV [%]	31,9	29,7	25,0	25,1	33,9	25,9
X	Średnia Mean	73,7	70,7	64,6	54,0	44,8	52,7
	Min	14,2	32,0	34,7	30,4	23,0	43,6
	Max	129,5	105,9	83,9	69,4	68,3	62,2
	SD	34,7	25,1	13,7	13,2	11,7	6,1
	CV [%]	47,0	35,5	21,2	24,4	26,1	11,6
	Średnia Mean	128,4	85,5	76,9	72,7	43,6	54,6
XI	Min	56,3	45,8	47,9	36,0	0,0	0,0
	Max	220,9	167,0	145,9	135,3	50,8	66,2
	SD	52,2	40,0	29,4	28,1	15,4	18,7
	CV [%]	40,7	46,7	38,3	38,6	35,4	34,1
	Średnia Mean	93,9	79,2	85,5	94,2	57,4	58,8
	Min	65,3	49,8	23,7	16,4	30,7	21,8
XII	Max	262,1	258,0	212,7	192,6	70,4	80,3
	SD	73,0	75,3	54,6	61,5	12,8	19,3
	CV [%]	77,8	95,1	63,9	65,3	22,2	32,9
	Średnia Mean						

OA – opad bezpośredni, OpJd – opad podkoronowy w drzewostanie jodłowo-bukowym, OpBk – opad podkoronowy w drzewostanie bukowym, SpJd – spływ po pniu jodły, SpBk – spływ po pniu buka, OpSo – opad podkoronowy w drzewostanie sosnowym, OpGrBk – opad podkoronowy w drzewostanie grabowo-bukowym, SpSo – spływ po pniu sosny, SpGr – spływ po pniu graba, SpBk – spływ po pniu buka, OpŚw – opad podkoronowy w drzewostanie świerkowym, OpGr – opad podkoronowy w drzewostanie grabowym, SpŚw – spływ po pniu świerka, SpGr – spływ po pniu graba, SD – odchylenie standardowe, CV – współczynnik zmienności

OA – bulk precipitation, OpJd – throughfall in fir – beech forest stand, OpBk – throughfall in beech forest stand, SpJd – stemflow fir, SpBk – stemflow beech, OpSo – throughfall in pine forest stand, OpGrBk – throughfall in hornbeam – beech forest stand, SpSo – stemflow pine, SpGr – stemflow hornbeam, SpBk – stemflow beech, OpŚw – throughfall in spruce forest stand, OpGr – throughfall in hornbeam forest stand, SpŚw – stemflow spruce, SpGr – stemflow hornbeam, SD – standard deviation, CV – coefficient of variation



Ryc. 41. Wykresy zależności pomiędzy opadem atmosferycznym a opadem podkoronowym w drzewostanach liściastych i iglastych w wybranych geoeosystemach

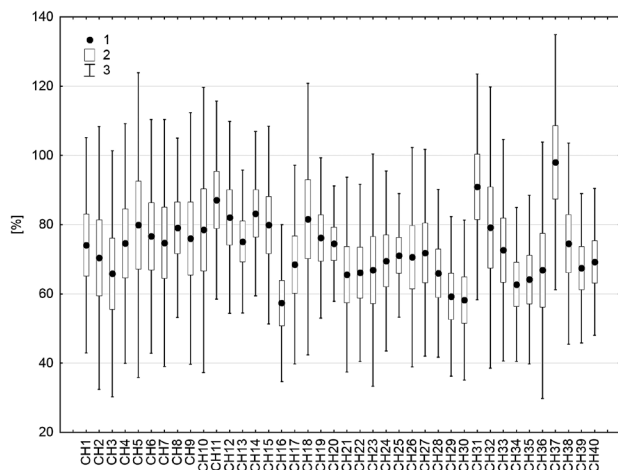
OpJd – drzewostan jodłowo-bukowy na Świętym Krzyżu, OpBk – drzewostan bukowy na Świętym Krzyżu, OpSo – drzewostan sosnowy na Maliku, OpGrBk – drzewostan grębowo-bukowy na Maliku, OpŚw – drzewostan świerkowy w Szymbarku, OpGr – drzewostan grębowy w Szymbarku

Fig. 41. Charts of the relation between precipitation and throughfall in deciduous and coniferous tree stands in the studied geoeosystems

OpJd – fir-beech forest stand on Święty Krzyż, OpBk – beech forest stand on Święty Krzyż, OpSo – pine forest on Malik, OpGrBk – hornbeam-beech forest on Malik, OpŚw – spruce forest stand in Szymbark, OpGr – hornbeam forest stand in Szymbark

wynoszące średnio jedynie 64,1% opadu bezpośredniego. Podgrupa B2 jest bardziej zróżnicowana i w jej skład wchodziły chwytacze zlokalizowane w lukach międzykoronowych, pod koronami jodły oraz na skraju koron jodły i buka. Średni opad podkoronowy w tej grupie stanowił 69,2% opadu ponad lasem.

Badania w geoeosystemie góry Malik pozwoliły stwierdzić, że następuje proces ilościowej transformacji wód opadu atmosferycznego uzależniony od składu gatunkowego oraz wysokości opadu bezpośredniego. Jak wykazały badania dotyczące przestrzennego zróżnicowania wysokości opadu podkoronowego, średnio w roku



Ryc. 42. Zmienność opadu podkoronowego wyrażona jako procent opadu bezpośredniego dla poszczególnych chwytaczy w geoekosystemie na Świętym Krzyżu

1 – średnia, 2 – średnia \pm błąd standardowy, 3 – średnia \pm odchylenie standardowe

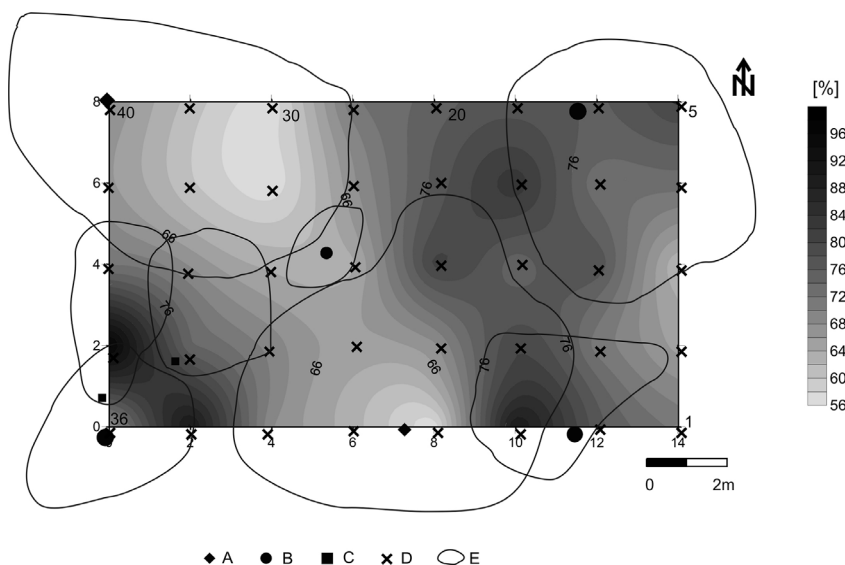
Fig. 42. Changes in throughfall, expressed as a percentage of bulk precipitation for each catcher group in the Święty Krzyż geoecosystem

1 – mean, 2 – mean \pm standard error, 3 – mean \pm standard deviation

hydrologicznym 2005 do dna lasu dotarło 303,4 mm opadu, co stanowiło 56,1% opadu bezpośredniego, z wahaniami w poszczególnych chwytaczach od 209,6 mm do 345,8 mm (38,8–64,0%) i współczynnikiem zmienności 8,8% (ryc. 45). W procedurze aglomeracji uzyskano dwie główne grupy (ryc. 46). Pierwsza grupa obejmuje punkty pomiarowe zlokalizowane w zasięgu oddziaływania koron sosen, gdzie średni opad podkoronowy stanowił 60,2% opadu bezpośredniego. Maksymalną sumę odnotowano w punkcie pomiarowym nr 4 zlokalizowanym bezpośrednio pod koronami dwóch sosen, gdzie opad podkoronowy stanowił 63,9% opadu ponad lasem. Druga grupa obej-

muje chwytacze zlokalizowane pod i na skraju koron buków oraz w lukach między koronami drzew. Stwierdzone w tej grupie wartości są niższe od obliczonych dla całej powierzchni testowej i wynoszą 53,9% opadu bezpośredniego. Najniższe wartości odnotowano w punkcie pomiarowym nr 2, zlokalizowanym w luce pomiędzy koronami, gdzie opad podkoronowy stanowił jedynie 49,2% opadu bezpośredniego. Trzecią grupę stanowią trzy chwytacze zlokalizowane w najbliższym otoczeniu pni drzew. Uzyskano w nich najniższe wartości, ze średnią wynoszącą jedynie 46,7% opadu bezpośredniego i najniższą wartością dla chwytacza nr 22 zlokalizowanego tuż przy pniu buka – 38,8%. Uzyskany rozkład nawiązuje do tzw. efektu parasola, gdzie najniższe wartości notuje się w najbliższym otoczeniu pni drzew, zwłaszcza liściastych.

Badania prowadzone w geoekosystemie zlewni Bystrzanki realizowano na dwóch powierzchniach doświadczalnych w roku hydrologicznym 2009. W drzewostanie grabowym średnio do dna lasu dotarło 525,9 mm, co stanowiło 56,8% opadu bezpośredniego. Stwierdzono, że opad podkoronowy docierający do dna lasu wahał się w poszczególnych chwytaczach od 444,5 mm do 618,9 mm, co stanowiło odpowiednio 48,0 i 66,9% opadu bezpośredniego (ryc. 47). Współczynnik zmienności w analizowanym okresie wyniósł 10,4%. Najwyższe wartości odnotowano w chwytaczach zlokalizowanych na skraju oraz w części środkowej korony, a najniższe tuż przy pniu oraz pod koronami kilku drzew. Stwierdzona przestrzenna zmienność jest charakterystyczna dla drzewostanów liściastych i, jak już wcześniej wspomniano, określana jest mianem efektu parasola. W kwietniu 2009 r. przy opadzie atmosferycznym wynoszącym 4,1 mm nie odnotowano opadu podkoronowego. W pozostałych miesiącach roku opad podkoronowy stanowił od 19,6 do 64,7% opadu bezpośredniego. Okresy o najniższym i najwyższym udziale wystąpiły odpowied-

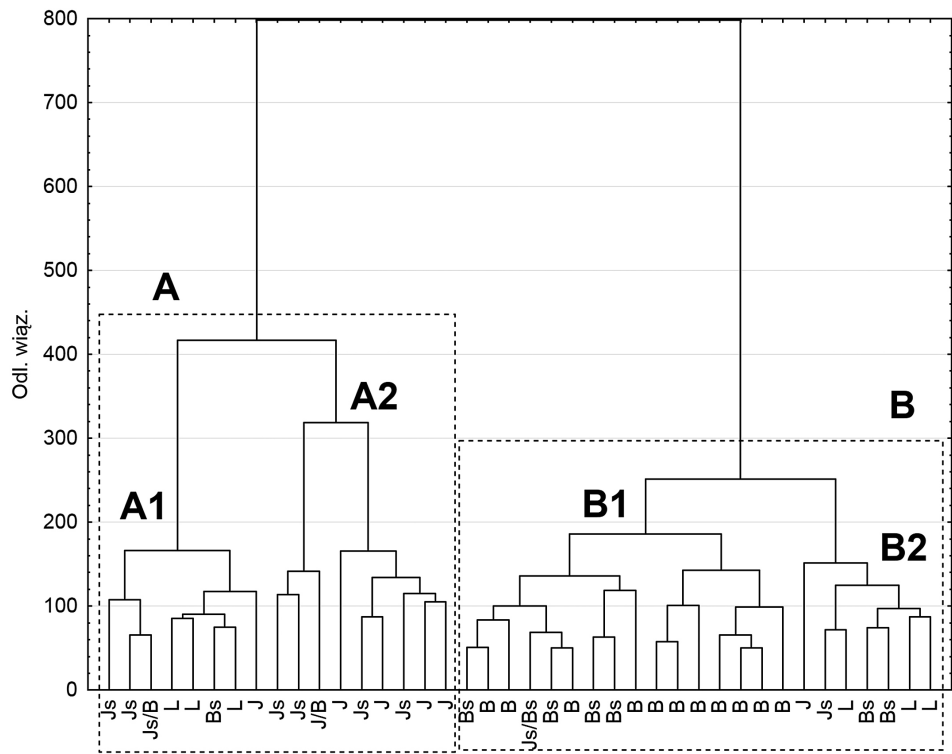


Ryc. 43. Zmienność opadu podkoronowego wyrażona jako procent opadu bezpośredniego dla powierzchni badawczej w geoekosystemie na Świętym Krzyżu

A – buk, B – jodła, C – grab, D – chwytacz opadu podkoronowego, E – zasięg korony

Fig. 43. Changes in throughfall, expressed as a percentage of bulk precipitation for the studied area in the Święty Krzyż geoecosystem

A – beech, B – fir, C – hornbeam, D – throughfall sampler, E – canopy tree

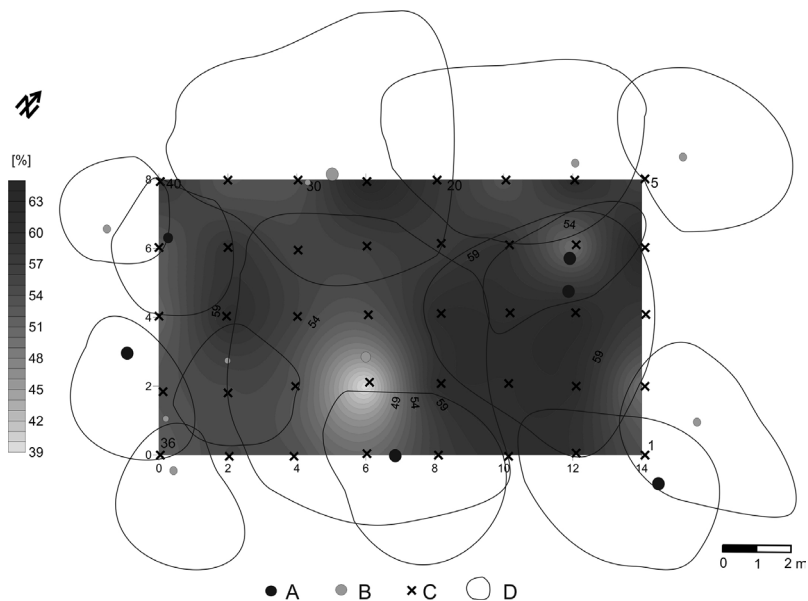


Ryc. 44. Aglomeracja metodą Warda wysokości opadu podkoronowego w drzewostanie jodłowo-bukowym na Świętym Krzyżu (odległość miejska Manhattan)

J – korona jodły, Js – skraj korony jodły, B – korona buka, Bs – skraj korony buka, L – luka między koronami

Fig. 44. Ward's Method results – throughfall levels in fir and beech stand, Święty Krzyż (Manhattan distance)

J – fir canopy, Js – edge of fir canopy, B – beech canopy, Bs – edge of beech canopy, L – gap between canopy



Ryc. 45. Przestrzenne zróżnicowanie opadów podkoronowych jako procent opadu bezpośredniego w drzewostanie bukowo-sosnowym w geoeosystemie Malik

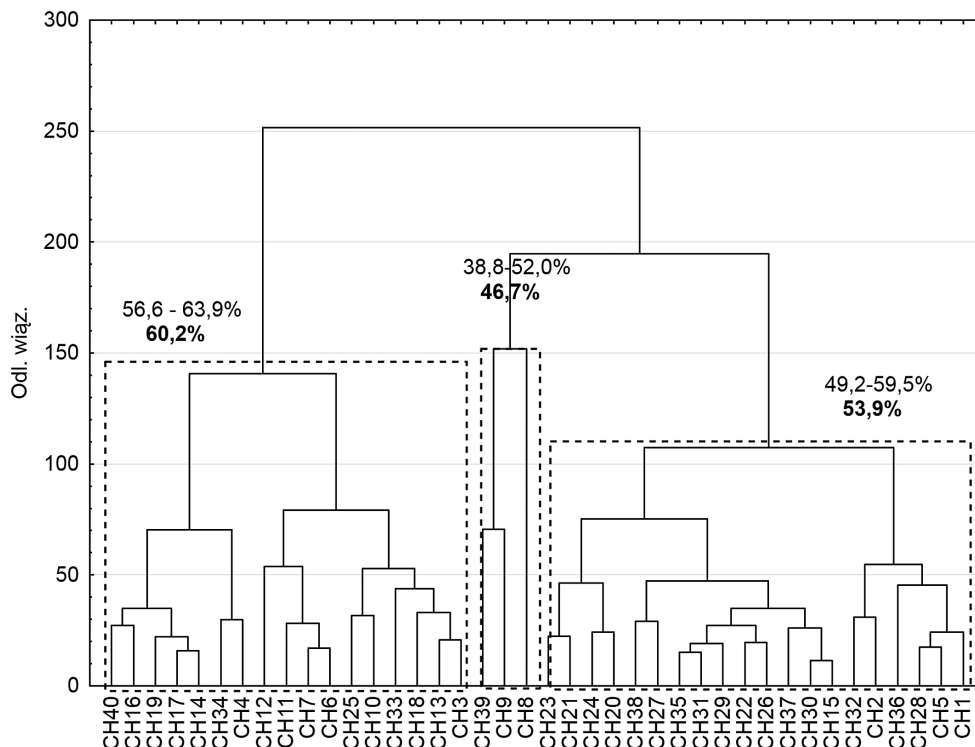
A – sosna, B – buk, C – chwytacz opadu podkoronowego, D – zasięg korony)

Fig. 45. Spatial variation in throughfall expressed as a percentage of bulk precipitation in beech and pine stand in the Malik geoeocsystem

A – pine, B – beech, C – throughfall sampler, D – canopy tree)

nio w styczniu i lutym. Nieznacznie wyższe wartości opadu podkoronowego zanotowano w drzewostanie świerkowym (63,1% opadu bezpośredniego), co w porównaniu do opadu pod koronami grabów stanowiło wzrost o 59,4 mm.

Analiza sezonowa wykazała, że najwięcej opadu dotarło do dna lasu w czerwcu (75%), a najmniej, podobnie jak w drzewostanie grabowym, w styczniu (15,6%). Największe dysproporcje pomiędzy drzewostanami zaobserwo-



Ryc. 46. Wyniki grupowania sum opadów podkoronowych na Maliku metodą aglomeracji (metoda Warda, odległość miejska Manhattan)

CH – chwytacz opadu podkoronowego

Fig. 46. Sum distance results for throughfall in Malik (Ward's Method, Manhattan distance)

CH – throughfall sampler

wano od czerwca do września, z maksimum w czerwcu. Stwierdzone różnice pomiędzy badanymi drzewostanami wynikają ze zwarcia i struktury koron. W drzewostanie liściastym z koroną wielopiętrową, charakteryzującą się silnym zwarcie, w okresie maksymalnej wegetacji znacznie większe ilości wody zatrzymywane są przez organy asymilacyjne. Z kolei w przypadku drzewostanu świerkowego, z silnie prześwietloną koroną, zjawisko transpiracji ma mniejszą intensywność. Przestrzenna dynamika opadu podkoronowego w drzewostanie świerkowym nawiązuje do przestrzennej struktury oraz zwarcia drzewostanu. Współczynnik zmienności wyniósł 11,2% i był nieznacznie wyższy od zanotowanego w drzewostanie grabowym. Różnica pomiędzy skrajnymi wynikami w poszczególnych chwytaczach wyniosła w ciągu roku 291,5 mm, co stanowiło 31,5% opadu bezpośredniego. Najniższe wartości, stanowiące jedynie 43,5% opadu bezpośredniego, uzyskano w chwytaczu zlokalizowanym pod koronami dwóch świerków. Z kolei najwyższe opady docierały do dna lasu w lukach pomiędzy koronami drzew (ryc. 49). Znacznie mniejszą różnicę pomiędzy maksymalną i minimalną wysokością opadu, mierzoną indywidualnie dla każdego chwytacza, zanotowano w drzewostanie grabowym, w którym wyniosła ona 174,4 mm.

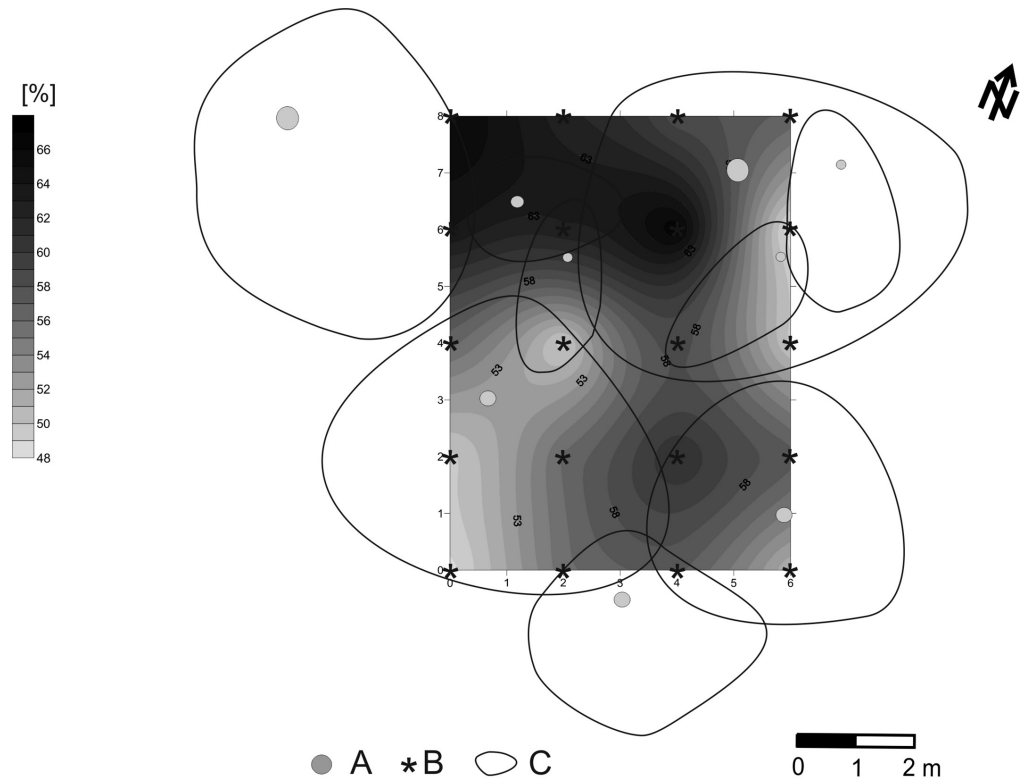
Przeprowadzona analiza statystyczna z wykorzystaniem nieparametrycznego testu U Manna-Whitneya wykazała, że statystycznie istotne różnice pomiędzy opadem bezpośrednim a podkoronowym mierzonym indywidualnie dla każdego chwytacza występują na

poletku świerkowym. Różnice te wykazuje chwytacz zlokalizowany pod koronami dwóch świerków ($Z=2,09$, $p=0,039$), w którym w ciągu roku zanotowano najniższą sumę opadu docierającego do dna lasu. W pozostałych przypadkach nie stwierdzono statystycznie istotnych różnic. W analizie aglomeracji uzyskano trzy grupy (ryc. 49). Najwyższe wartości opadu, wahające się od 576,0 do 618,9 mm, co stanowiło od 62,3 do 66,8% opadu bezpośredniego, uzyskano w grupie chwytaczy zlokalizowanych w większości w lukach lub na skraju korony graba. Z kolei najniższe wartości uzyskano w chwytaczach usytuowanych w bliskim sąsiedztwie pni oraz pod koronami kilku drzew. W punktach tych na dnie lasu zanotowano opad wynoszący średnio 466,7 mm, co było wartością niższą o 129,6 mm niż w grupie o wartościach najwyższych.

Stwierdzona w ramach badań przestrzenna dynamika wysokości opadu wykazała, że na dnie lasu funkcjonują obszary o różnej wysokości opadu. W zależności od rodzaju drzewostanu, jego składu gatunkowego, odległości od pnia drzewa oraz pory roku, rozkład opadu podkoronowego na dnie lasu wykazuje znaczne różnice, wpływając na zróżnicowanie intensywności ługowania gleb.

4.4.3. Spływ po pniach

Ekosystemy leśne są ważnymi przejściowymi warstwami w systemie krążenia wód pomiędzy atmosferą

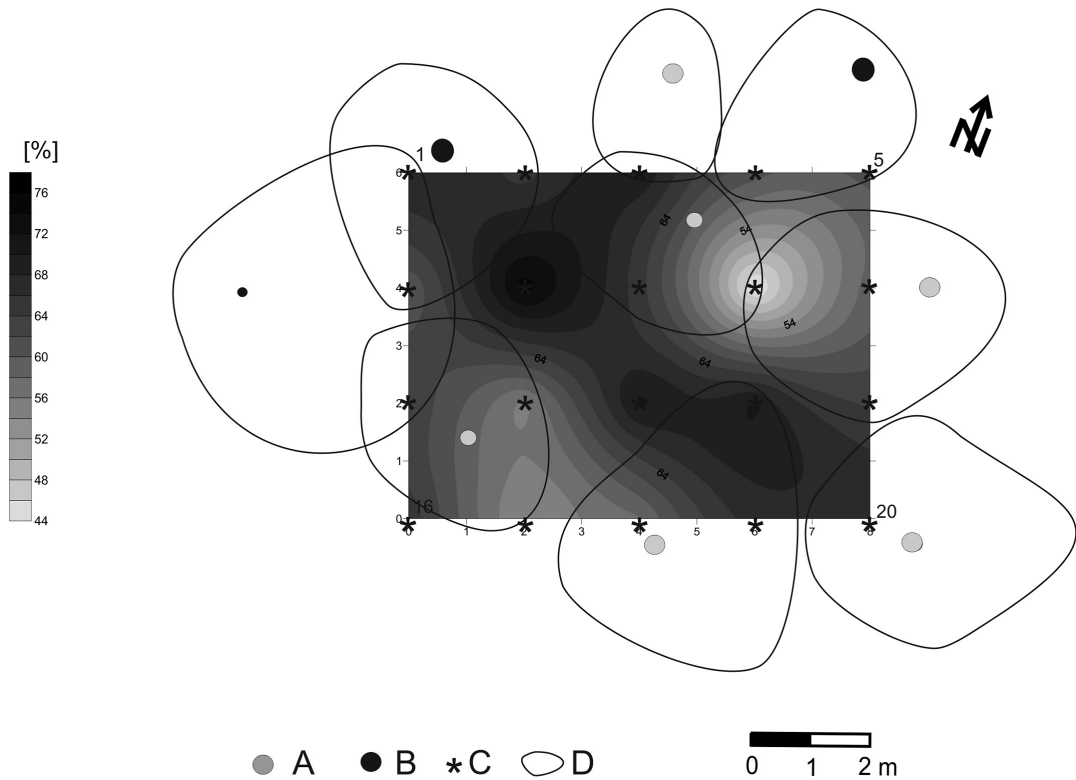


Ryc. 47. Przestrzenna zmienność opadu podkoronowego wyrażona jako procent opadu bezpośredniego w drzewostanie grabowym w Szymbarku

A – grab, B – chwytacz opadu podkoronowego, C – zasięg korony

Fig. 47. Spatial variation in throughfall expressed as a percentage of bulk precipitation in Szymbark

A – hornbeam, B – throughfall sampler, C – canopy tree

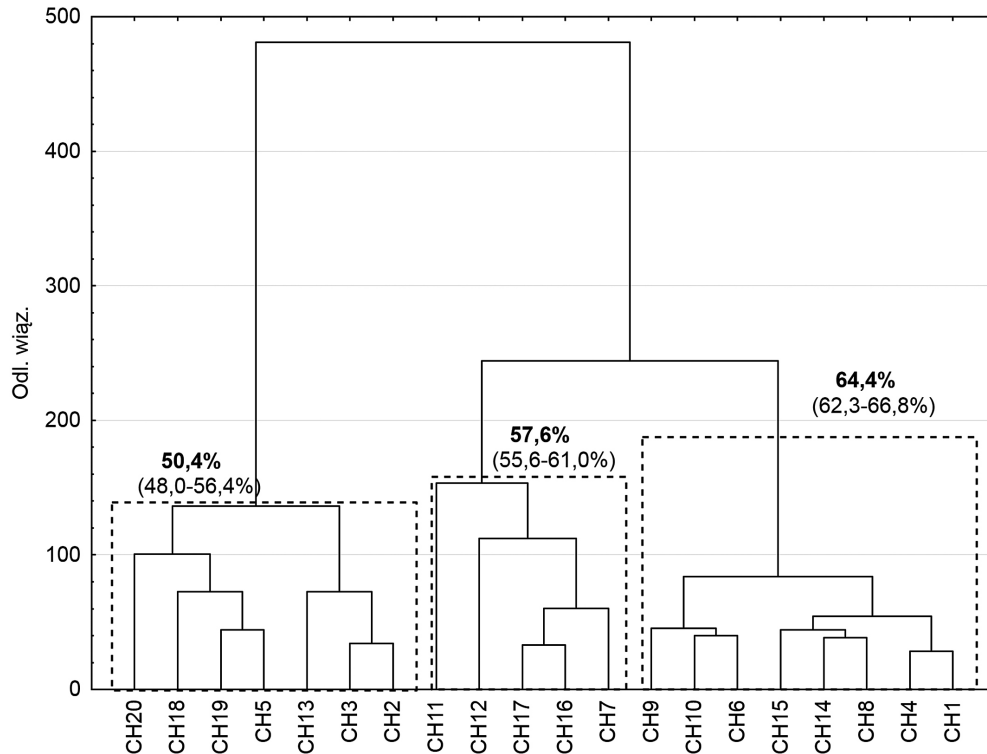


Ryc. 48. Przestrzenna zmienność opadu podkoronowego w drzewostanie świerkowym wyrażona jako procent opadu bezpośredniego w drzewostanie świerkowym w Szymbarku

A – świerk, B – inny, C – chwytacz opadu podkoronowego, D – zasięg korony

Fig. 48. Spatial variation in throughfall in spruce stand expressed as a percentage of bulk precipitation in spruce stand in Szymbark

A – spruce, B – other, C – throughfall sampler, D – canopy tree



Ryc. 49. Wyniki grupowania sum opadów podkoronowych w drzewostanie grabowym w Szymbarku metodą aglomeracji (metoda Warda, odległość miejska Manhattan)

CH – chwytacz opadu podkoronowego

Fig. 49. Sum distances results for throughfall in hornbeam stand in Szymbark (Ward's Method, Manhattan distance)

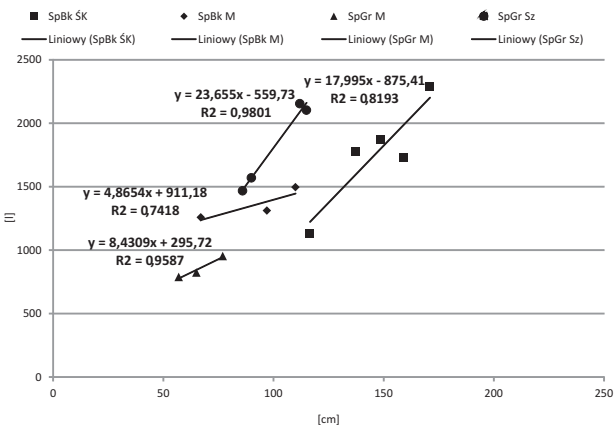
CH – throughfall sampler

i pedosferą. Do dna lasu opad atmosferyczny dociera w postaci opadu podkoronowego oraz spływając po pniach drzew, tworząc na nich „ścieżki” doprowadzenia strumieni wody do gleb. W zależności od gatunku drzewa odmiennie kształtuje się zarówno ilość, jak i jakość wód spływających po pniach drzew (Butler, Likens 1995, Bálazs 1998, Kruszyk 2001). Udział spływu po pniach w ogólnym dopływie substancji chemicznych do dna lasu jest największy w drzewostanach liściastych, znacznie niższy, nie przekraczający zazwyczaj 5%, w drzewostanach iglastych (Grodzińska i in. 1996). Zjawisko to należy niewątpliwie wiązać z budową korony, wiekiem drzew oraz morfologią kory (Tomanek 1972, Bredemeier 1988). Pomimo notowanych niewielkich wartości rola tego źródła jest niepoślednia – zasila bowiem system korzeniowy drzew w miejscach, gdzie opad podkoronowy jest najmniejszy (Olszewski 1965, 1984, Głogowska, Olszewski 1967, Klein 1979). Wody, spływając po pniach drzew, zmywają aerozole osadzone na korze, powodując jednoczesny wzrost stężeń badanych substancji w roztworze (Grodzińska i in. 1996, Kruszyk 2001, Kozłowski 2002).

W trakcie okresu badawczego stwierdzono, że objętość wody spływającej po pniach drzew wzrasta wraz z obwodem pnia drzew. Zależność ta, mająca postać funkcji liniowej, jest szczególnie dobrze zaznaczona w przypadku gatunków liściastych (ryc. 50), w których współczynnik R^2 wahał się od 0,7418 do 0,9801. W odniesieniu do drzew iglastych zależność ta, mająca postać funkcji

potęgowej, jest najwyższa w przypadku jodeł na Świętym Krzyżu, a następnie sosen na Maliku (ryc. 51). Niewielką zależność, o współczynniku determinacji jedynie 0,0131, uzyskano w przypadku wód spływających po pniach świerków. Różnice te wynikają m.in. z budowy korony świerka, w której gałęzie łukowato wygięte skierowane są w dół, utrudniając dopływ wody do pnia drzewa. Również w przypadku sosen zależność ta jest mała i wynosi 0,13.

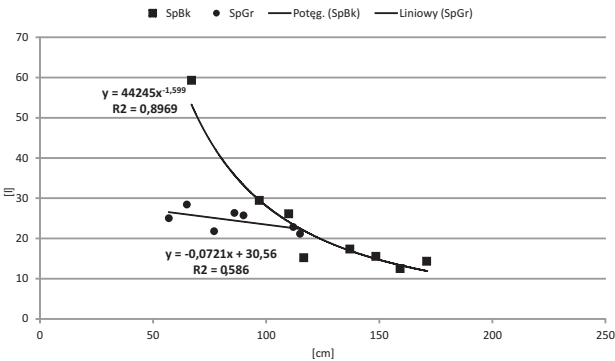
Ilościowym wskaźnikiem koncentracji wody wokół pnia drzewa jest tzw. *funelling ratio* (FR), będący stosunkiem wysokości opadu w przeliczeniu na przekrój poprzeczny pnia do opadu na terenie otwartym (Kostrzewski i in. 1994, Kruszyk 2001). Wartość współczynnika FR była zdecydowanie wyższa w odniesieniu do gatunków liściastych i wahała się średnio od 12,51 do 59,3 dla buków oraz od 21,13 do 51,20 dla grabów. Najwyższą wartość uzyskano dla buka o obwodzie pnia wynoszącym 67 cm. Jak wynika z wykonanych obliczeń, wartość wskaźnika FR malała wraz ze zwiększaniem się obwodu drzew, co wiąże się z większym rozpraszaniem wody spływającej po pniach drzew o dużych obwodach (ryc. 52). Spadek wskaźnika FR stwierdzono również w przypadku wybranych gatunków drzew iglastych, tj. świerków oraz sosen (ryc. 53). Niewielkie objętości notowanego spływu po pniach drzew, znaczny obwód, zróżnicowana morfologicznie kora oraz kształt korony powodują, że wskaźnik FR dla drzew iglastych wahał się od 0,12 dla świerków do 1,60 dla jodeł. Najniższe wartości uzyskano dla świerka, następnie sosny oraz jodły.



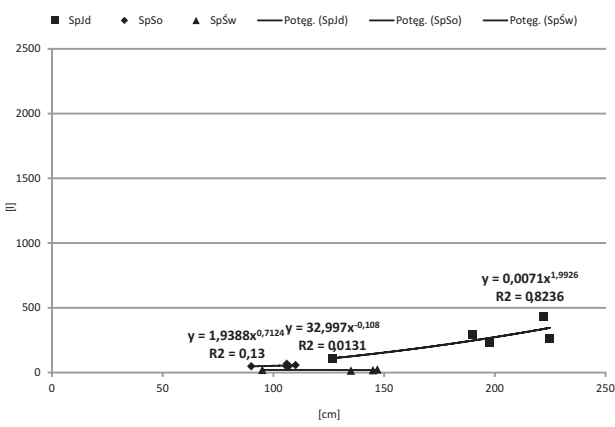
Ryc. 50. Zależność pomiędzy objętością wody spływającej po pniach drzew liściastych a ich obwodem
SpBk ŚK – spływ po pniu buku na Świętym Krzyżu, SpBk M – spływ po pniu buku na Malik, SpGr M – spływ po pniu graba na Malik; SpGr Sz – spływ po pniu grabu na Szymbarku

Fig. 50. Relationship between the volume of deciduous stemflow and trunk circumference
SpBk ŚK – stemflow beech on Święty Krzyż, SpBk M – stemflow beech on Malik, SpGr M – stemflow hornbeam on Malik; SpGr Sz – stemflow hornbeam in Szymbark

Badania w Wielkopolskim Parku Narodowym (Kostrzewski i in. 1994b) wykazały, że największe zdolności koncentracji wody wokół pnia mają drzewa młode, o małej koronie i cienkim pniu. Również wyniki uzyskane w ramach realizacji niniejszej pracy potwierdzają te obserwacje. W wytypowanych geoekosystemach w okresie badawczym wyższe wartości spływu po pniach, wyrażone jako % opadu bezpośredniego, zanotowano dla gatunków liściastych. Średni dziesięcioletni spływ po pniach buków stanowił od 11,0 do 13,7% opadu bezpośredniego, a po pniach grabów od 7,9 do 9,4%. Różnice w ilości wody dostającej się do dna lasu po pniach wybranych gatunków drzew należy wiązać m.in. z różnicami w wielkości drzew oraz odmiennymi warunkami meteorologicznymi (temperatura i wilgotność względna powietrza). Średni obwód buków na Świętym Krzyżu wynosił 147 cm, z wahaniami od 117 do 171 cm, natomiast na górze Malik jedynie 91 cm, z wartościami skrajnymi od 67 do 110 cm. Ponadto na

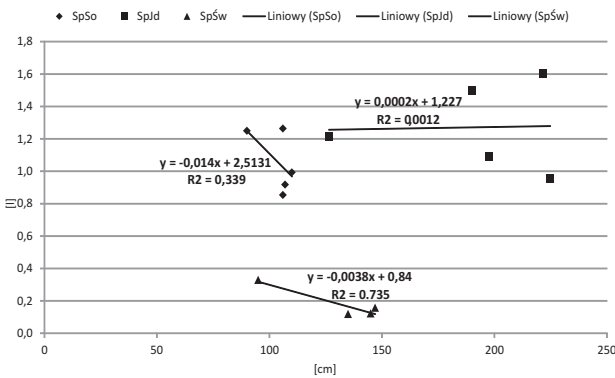


Ryc. 52. Zależność wskaźnika FR [–] od obwodu drzewa (drzewa liściaste)
SpBk – spływ po pniu buku, SpGr – spływ po pniu graba
Fig. 52. Relationship between the FR [–] ratio and trunk circumference (deciduous trees)
SpBk – stemflow beech, SpGr – stemflow hornbeam

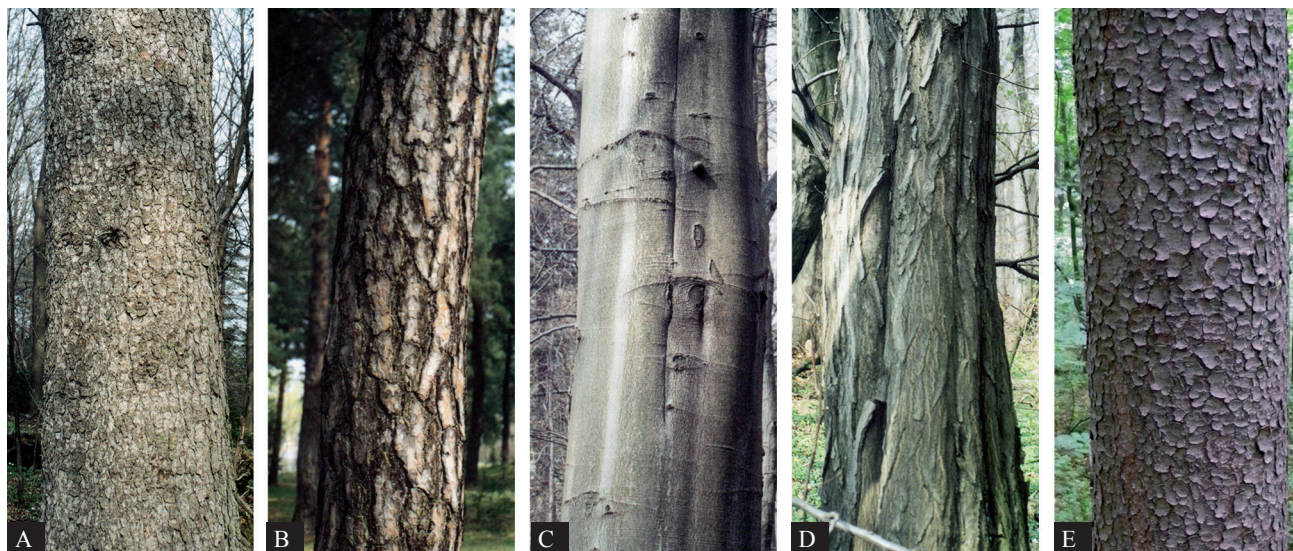


Ryc. 51. Zależność pomiędzy objętością wody spływającej po pniach drzew iglastych a ich obwodem
SpJd – spływ po jodle, SpSo – spływ po sosnie, SpŚw – spływ po świerku
Fig. 51. Relationship between the volume of coniferous stemflow and trunk circumference
SpJd – stemflow fir, SpSo – stemflow pine, SpŚw – stemflow spruce

mniej spływ po pniu grabów wpływ ma bardziej chropowata powierzchnia kory (ryc. 54).
W przypadku drzew iglastych spływ po pniach jodeł wyniósł 1,3% opadu bezpośredniego, po pniach sosen 0,3%, a po świerkach 0,1%. Są to wartości zbliżone do podawanych w literaturze (Balázs 1998). Obserwowane zróżnicowanie należy wiązać przede wszystkim z większymi stratami na zwilżenie bardziej spękanych pni sosen i świerków oraz ułożeniem gałęzi względem pnia drzewa. Dysproporcje w wielkości wody docierającej do dna lasu po strzałach drzew wybranych gatunków drzew iglastych i liściastych można zatem wytłumaczyć różną morfologią kory oraz „lejkowatą” koroną buka i graba, co w znaczący sposób ułatwia przepływ wody z gałęzi do pnia. Maksymalne wartości spływu po pniach buków i grabów notowano w miesiącach, kiedy brak jest liści, tj. w marcu lub kwietniu oraz w listopadzie (ryc. 55). W okresie tym średnia miesięczna wielkość wody spływającej po pniu, w zależności od gatunku, osiągała wartości od 10,6 do



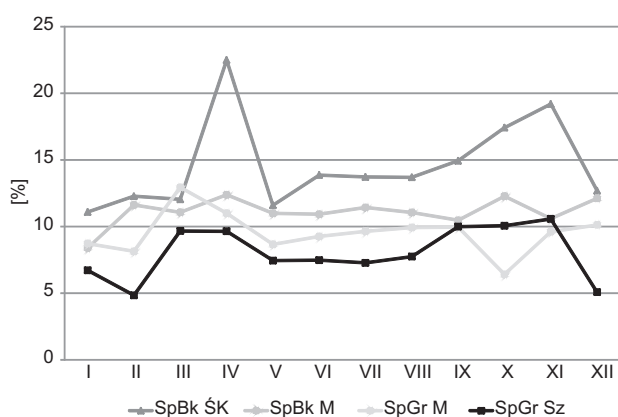
Ryc. 53. Zależność wskaźnika FR [–] od obwodu drzewa (drzewa iglaste)
SpSo – spływ po pniu sosny, SpJd – spływ po pniu jodli, SpŚw – spływ po pniu świerku
Fig. 53. Relationship between the FR [–] ratio and trunk circumference (coniferous trees)
SpSo – stemflow pine, SpJd – stemflow fir, SpŚw – stemflow spruce



Ryc. 54. Morfologia kory wybranych gatunków drzew
a) jodły, b) sosny, c) buka, d) graba, e) świerka

Fig. 54. Bark morphology of the selected tree species
a) fir, b) pine, c) beech, d) hornbeam, e) spruce)

22,5% opadu bezpośredniego. Najwyższe wartości notowano na Świętym Krzyżu, gdzie jedną z przyczyn tak wysokich ilości wody spływającej po pniu buka mogą być opady poziome oraz strącany lód osadzony na gałęziach. Przepływ do powierzchni gleby ułatwia również gładka kora, po której woda pochodząca z opadów atmosferycznych, jak też z roztopiania się osadzonego na gałęziach śniegu lub szadzi bardzo szybko spływa. Przeprowadzone badanie terenowe w czasie opadu deszczu w dniu 22 marca 2002 r. wykazało, że po pokrytym cienką warstewką lodu pniu buka o średnicy 147 cm, przy opadzie wynoszącym 10,6 mm woda spływała z prędkością 0,5 litra na minutę.



Ryc. 55. Średnie miesięczne wartości opadu spływającego po pniach drzew liściastych wyrażonego jako procent opadu bezpośredniego

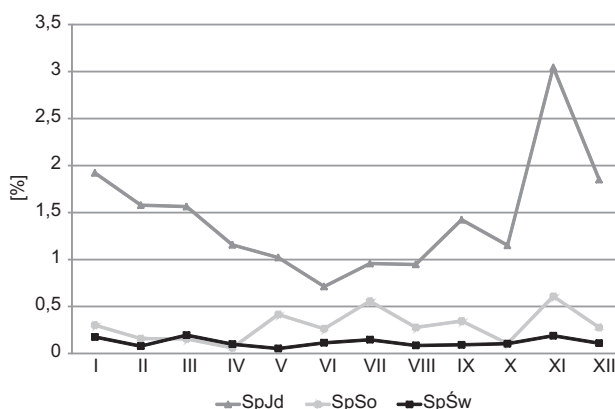
SpBk ŚK – spływ po pniu buka na Świętym Krzyżu, SpBk M – spływ po pniu buka na Maliku, SpGr M – spływ po pniu graba na Maliku; SpGr Sz – spływ po pniu graba w Szymbarku

Fig. 55. Average monthly deciduous trees stemflow values expressed as a percentage of bulk precipitation

SpBk ŚK – stemflow beech on Święty Krzyż, SpBk M – stemflow beech on Malik, SpGr M – stemflow hornbeam on Malik; SpGr Sz – stemflow hornbeam in Szymbark

W przypadku gatunków iglastych notowane średnie miesięczne wartości wahały się od 0,05 do 0,20% w przypadku świerków oraz od 0,06 do 0,61% w przypadku sosen. Najwyższe wartości zanotowano dla jodeł z wahaniami od 0,71 do 3,04%. Analiza miesięcznych zmienności wysokości opadu spływającego po pniach drzew wykazała, że najwyższe wartości występowały w miesiącach jesienno-zimowych, a najniższe w wiosenno-letnich (ryc. 56).

W miesiącach letnich wysokie temperatury powietrza przyczyniają się do wzrostu parowania wolno spływającej wody. Notowane maksima jesienne wynikają z niższych temperatur i niższego parowania oraz wyższej wilgotności względnej powietrza, co potwierdzają wyniki modelowania (tab. 14). Rezultatem zastosowania procedury regresji wielorakiej z krokową eliminacją zmiennych do zbioru danych spływu po pniach jodeł był



Ryc. 56. Średnie miesięczne wartości opadu spływającego po pniach drzew iglastych wyrażonego jako procent opadu bezpośredniego

SpJd – spływ po pniu jodły, SpSo – spływ po pniu sosny, SpŚw – spływ po pniu świerka

Fig. 56. Average monthly coniferous trees stemflow values expressed as a percentage of bulk precipitation

SpJd – stemflow fir, SpSo – stemflow pine, SpŚw – stemflow spruce

Tabela 14. Podsumowanie regresji wielorakiej z krokową eliminacją zmiennych dla opadu spływającego po pniach jodeł na Świętym Krzyżu

Table 14. Summary of stepwise multiple regression variables for fir stemflow at Święty Krzyż

Spływ po pniach jodeł/Stemflow fir						
R=0,6569, R ² =0,4315, poprawione R ² =0,4112, F(3,84)=21,254, p<0,0000, błąd estymacji 1,1215						
Zmienna niezależna Independent variable	Beta	Błąd standardowy Standard error	B	Błąd standardowy Standard error	t (84)	p
Wyraz wolny			-26,8416	8,8916	-3,0188	0,0034
log OA	0,5554	0,0868	1,2293	0,2092	6,4011	0,0000
log wilgotność	0,2049	0,0847	5,0318	2,0785	2,4209	0,0177
log temperatura	-0,3583	0,0866	-0,5976	0,1444	-4,1399	0,0001

model o współczynniku $r=0,6569$. Jako zmienne niezależne oprócz opadu bezpośredniego przyjęto temperaturę oraz wilgotność względną powietrza. Uzyskany wskaźnik wykazuje jednak, że poza czynnikami meteorologicznymi wpływ na wielkość spływu po pniach mogą mieć również inne uwarunkowania, np. powierzchnia korony, stopień defoliacji, obwód pnia oraz prędkość i kierunek wiatru. Trzy pierwsze wymienione czynniki mogą zmieniać powierzchnię recepcyjną drzewa. Z kolei stały kierunek wiatru podczas deszczu powoduje, że najczęściej opadu występuje od strony dowietrznej. Ta część korony pełni rolę tarczy przechwytyjącej krople wody. Rozkład opadu na dnie lasu jest wtedy zupełnie odmienny niż podczas ciszy (Volokitina 1979). Jednak w drzewostanach o wysokim stopniu zwarcia koron drzew rola tego czynnika maleje (Olszewski 1984). W pozostałych przypadkach (spływ po bukach, grabach i świerkach) czynnikiem zasadniczo wpływającym na ilość wody był jedynie opad bezpośredni (ryc. 57). Inne czynniki, tj. wilgotność względna i temperatura powietrza, były nieistotne statystycznie. Wartości współczynnika „r” wahały się od 0,368 (świerk), poprzez 0,543 (jodła) do 0,677 (sosna). Wyższe wartości współczynnika korelacji uzyskano w przypadku spływu po pniach drzew liściastych i wyniosły one 0,714 (grab, Szymbark), 0,724 (buk, Święty Krzyż) oraz 0,851 i 0,912 (grab i buk, Malik). Uzyskane wartości wskazują, że w przypadku mniej zróżnicowanego morfologicznie pnia buka i graba elementem dominującym jest wysokość opadu bezpośredniego, a rola innych czynników, na co wskazują wykonane modele, jest mało istotna. Należy również podkreślić, że „lejkowaty” kształt korony graba i buka ułatwia dystrybucję wody z korony do pnia, co w znaczący sposób powoduje wzrost ilości wody spływającej po pniach drzew. Jak wynika z przeprowadzonych badań, dla drzew iglastych ze splekaną korą poza opadem bezpośrednim znaczący wpływ ma również temperatura i wilgotność względna powietrza.

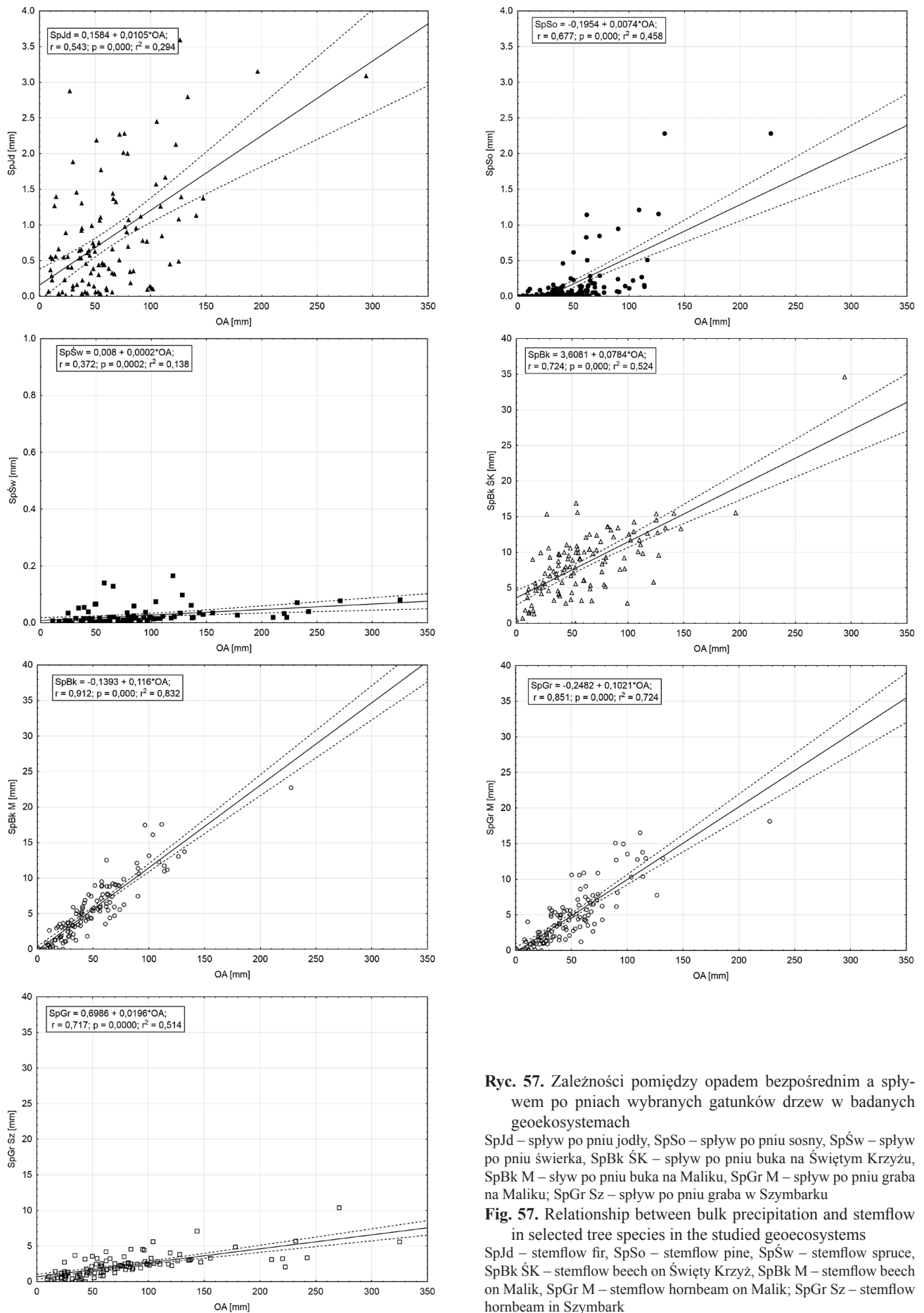
W przeprowadzonej jednoczynnikowej analizie wariancji ANOVA stwierdzono, że we wszystkich badanych geoekosystemach istnieją statystycznie istotne różnice w wysokości opadu bezpośredniego i docierającego do gleb (Święty Krzyż $F=76,05$; $p<0,001$; Malik $F=127,11$; $p<0,001$; Szymbark $F=84,40$; $p>0,001$). Dzięki analizie *post-hoc* testem Tukeya stwierdzono, że we wszystkich geoekosystemach występują takie same prawidłowości:

1. opad podkoronowy bez względu na drzewostan statystycznie różni się od opadu bezpośredniego,
2. spływ po pniach bez względu na gatunek statystycznie różni się od opadu bezpośredniego i opadu podkoronowego,
3. brak istotnie statystycznych różnic pomiędzy ilością wody docierającej do dna lasu jako opad podkoronowy w poszczególnych geoekosystemach,
4. ilość wody spływającej po pniach w obrębie poszczególnych geoekosystemów nie różni się statystycznie.

4.4.4. Intercepcja

Na podstawie pomiarów przeprowadzonych w badanych drzewostanach stwierdzono, że średnia roczna wielkość intercepcji, obliczona jako % opadu ponad lasem, była wyższa w drzewostanach iglastych niż liściastych i wyniosła 51,6% w drzewostanie świerkowym, 33,6% w sosnowym i 23,2% w jodłowo-bukowym. Intercepcja wyrażona jako mm opadu wahała się od 455,8 mm w drzewostanie świerkowym, przez 199,5 mm w sosnowym, do 166 mm w jodłowo-bukowym. Znacznie niższe wartości uzyskano w drzewostanach liściastych. Najwyższe zanotowano w Szymbarku w drzewostanie grabowym: 37,6% (331,8 mm), a następnie w grabowo-bukowym na Maliku: 17,5–19,5% (104,1–113,5 mm). W przypadku tego drzewostanu intercepcję wyliczono osobno dla sumy opadu podkoronowego i spływu po pniu buka oraz opadu podkoronowego i spływu po pniu graba. Najniższe wartości w wystąpiły na Świętym Krzyżu w drzewostanie bukowym: 9,3% (66,3 mm) (ryc. 58).

Intercepcja wyrażona w mm opadu wahała się w zależności od rodzaju drzewostanu, miesiąca, wysokości opadu bezpośredniego oraz wysokości n.p.m. W przypadku drzewostanów liściastych najwyższe wartości intercepcji zmieniające się od 11,8 mm w drzewostanie bukowym do 58,1 mm w grabowym w Szymbarku zanotowano w lipcu. Najniższe wartości stwierdzono z kolei w grudniu (Malik) i styczniu (Szymbark). Uzyskana prawidłowość nawiązuje do cyklu fenologicznego drzew. W miesiącach zimowych, kiedy brak jest ulistnienia, notowane wartości przyjmują najmniejsze rozmiary, z kolei w lipcu poza maksymalnym rozwojem ulistnienia na wzrost intercepcji wpływ może mieć również wysoka temperatura powietrza. W przypadku drzewostanów na Świętym Krzyżu w miesiącach od grudnia do lutego (bukowy) oraz w li-

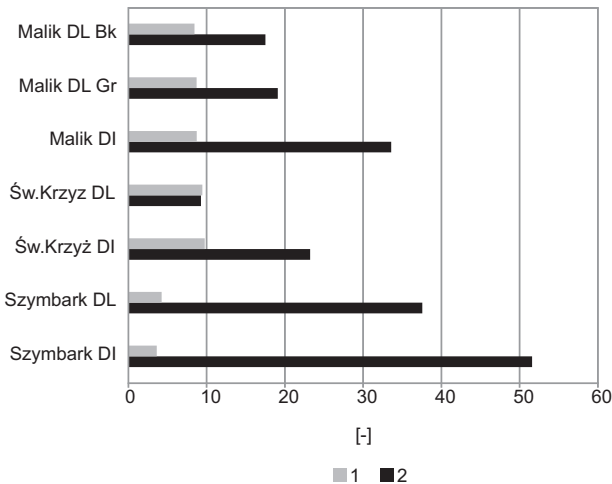


Ryc. 57. Zależności pomiędzy opadem bezpośrednim a spływem po pniach wybranych gatunków drzew w badanych geoeekosystemach

SpJd – spływ po pniu jodły, SpSo – spływ po pniu sosny, SpŚw – spływ po pniu świerka, SpBk ŚK – spływ po pniu buka na Świętym Krzyżu, SpBk M – spływ po pniu buka na Maliku, SpGr M – spływ po pniu graba na Maliku; SpGr Sz – spływ po pniu graba w Szymbarku

Fig. 57. Relationship between bulk precipitation and stemflow in selected tree species in the studied geoeekosystems

SpJd – stemflow fir, SpSo – stemflow pine, SpŚw – stemflow spruce, SpBk ŚK – stemflow beech on Święty Krzyż, SpBk M – stemflow beech on Malik, SpGr M – stemflow hornbeam on Malik; SpGr Sz – stemflow hornbeam in Szymbark



Ryc. 58. Wielkość intercepcji wyrażona w procentach opadu bezpośredniego (1 – odchylenie standardowe, 2 – intercepcja)
Objaśnienia: Sz DI – Szymbark drzewostan iglasty, SZ DL – Szymbark drzewostan liściasty, ŚK DI – Święty Krzyż drzewostan iglasty, ŚK DL – Święty Krzyż drzewostan liściasty, M DI – Malik drzewostan iglasty, M DLGr – Malik drzewostan liściasty + spływ po pniu graba, M DLBk – Malik drzewostan liściasty + spływ po pniu buka

Fig. 58. Rainfall interception rate expressed as a percentage of bulk precipitation (1 – standard deviation, 2 – interception)
Explanation: Sz DI – Szymbark coniferous tree stand, SZ DL – Szymbark deciduous tree stand, ŚK DI – Święty Krzyż coniferous tree stand, ŚK DL – Święty Krzyż deciduous tree stand, M DI – Malik coniferous tree stand, M DLGr – Malik deciduous tree stand + stemflow hornbeam, M DLBk – Malik deciduous tree stand + stemflow beech

stopadzie (jodłowo-bukowy) notowano ujemne wartości intercepcji. Fakt ten należy wiązać z występowaniem opadów poziomych, które znacząco zwiększają przychód wody. Nie bez znaczenia pozostaje również wilgotność względna powietrza oraz temperatura, która przy ujemnych wartościach sprzyja tworzeniu się szadzi. Utrudnia to dokładne określenie wartości intercepcji.

W przypadku drzewostanów iglastych wartości intercepcji wyrażonej w procentach wahały się od 10,0 do 46,4% w drzewostanie sosnowym. Najniższe notowano w grudniu i styczniu, a maksymalne w październiku. W przypadku drzewostanu świerkowego najniższe war-

tości odnotowano we wrześniu i grudniu (44,9 i 45,2%), a najwyższe w kwietniu (60,6%). Maksymalną wartość intercepcji na Świętym Krzyżu w drzewostanie jodłowo-bukowym zanotowano w sierpniu (40,3%).

Uzyskane wyniki skłoniły do podjęcia próby zastosowania regresji wielorakiej przy wykorzystaniu miesięcznych wartości parametrów meteorologicznych, tj. temperatury i wilgotności względnej powietrza oraz wysokości opadów bezpośrednich. Uzyskane modele dla drzewostanów na Świętym Krzyżu, o współczynniku $r=0,7479$ (drzewostan iglasty) oraz $r=0,5859$ (drzewostan liściasty), wykazały, że na wysokość opadu podkoronowego w badanych drzewostanach zasadniczy wpływ ma wysokość opadu bezpośredniego oraz wilgotność względna powietrza (tab. 15). Dzięki zastosowaniu regresji krokowej stwierdzono, że wpływ temperatury powietrza jest nieistotny statystycznie. Wykonane analizy w zlewni Bystrzanki wykazały, że elementem oddziałującym na wysokość opadu podkoronowego jest jedynie opad bezpośredni. Pozostałe czynniki, tj. temperatura i wilgotność powietrza, są nieistotne statystycznie. Wydaje się zasadne stwierdzenie, że w drzewostanach liściastych, poza opadem bezpośrednim i wilgotnością względną powietrza, czynnikiem mogącym mieć wpływ na wielkość intercepcji jest cykl fenologiczny drzew, na co wskazuje wartość „R” skonstruowanego modelu. Z analizy wskaźnika beta pomiędzy drzewostanami wynika ponadto, że wilgotność względna powietrza odgrywa większą rolę w kształtowaniu wielkości intercepcji w drzewostanie iglastym.

4.4.5. Określenie niezbędnej liczby chwytaczy do oszacowania analizowanych cech z określonym błędem

Na podstawie danych pochodzących z 40 punktów pomiarowych określono niezbędną liczbę chwytaczy, która przy określonym błędzie i poziomie istotności statystycznej odzwierciedlałaby zmienność analizowanych cech. Do tego celu wykorzystano wzór na minimalną liczebność

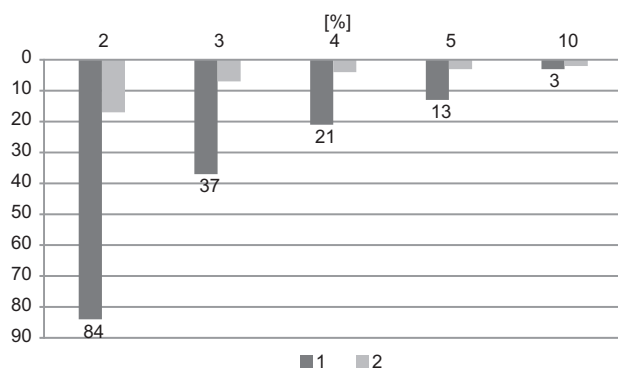
Tabela 15. Podsumowanie regresji wielorakiej z krokową eliminacją zmiennych dla wartości intercepcji wyrażonej w mm opadu w drzewostanie iglastym i liściastym na Świętym Krzyżu

Table 15. Summary of stepwise multiple regression for the precipitation interception value expressed in mm, coniferous and deciduous tree stand at Święty Krzyż

Opad podkoronowy w drzewostanie iglastym/Throughfall coniferous tree stands						
R=0,7479, R ² =0,5594, poprawione R ² =0,5518, F(2,117)=74,259, p<0,0000, błąd estymacji 16,604						
Zmienna niezależna Independent variable	Beta	Błąd standardowy Standard error	B	Błąd standardowy Standard error	t (114)	p
Wyraz wolny			72,6016	12,1842	5,9587	0,0000
log wilgotność	-0,4152	0,0615	-1,0167	0,1505	-6,7540	0,0000
log OA	0,6469	0,0615	0,3789	0,0358	10,5231	0,0000
Opad podkoronowy w drzewostanie liściastym/Throughfall deciduous tree stands						
R=0,5897, R ² =0,3478, poprawione R ² =0,3366, F(2,117)=31,196, p<0,0000, błąd estymacji 15,896						
Zmienna niezależna Independent variable	Beta	Błąd standardowy Standard error	B	Błąd standardowy Standard error	t (114)	p
Wyraz wolny	-0,2235		24,6534	11,6648	2,1135	0,0367
log wilgotność	0,5590	0,0748	-0,4306	0,1441	-2,9878	0,0034
log OA	0,5590	0,0748	0,2563	0,0343	7,4748	0,0000

próby. Uzyskane w ten sposób informacje mogą posłużyć do doboru reprezentatywnej ilości punktów pomiarowych w danym drzewostanie. Ustalenie optymalnej liczby chwytaczy ma istotne znaczenie nie tylko teoretyczne, ale i praktyczne. W trakcie badań w drzewostanie grabowo-bukowo-sosnowym, zespołu *Dicrano-Pinion*, zlokalizowanym na górze Malik stwierdzono, że wśród badanych parametrów można wydzielić dwie grupy (Kozłowski 2006). Pierwszą z nich stanowią cechy słabo zmienne, do których zaliczono pH oraz wysokość opadu. Do ich obliczenia wystarczy niewielka liczba punktów pomiarowych (ryc. 59). W przypadku pomiarów pH zastosowanie np. jedynie 4 chwytaczy pozwala na uzyskiwanie wyników, przy których błąd pomiaru wynosi jedynie 4%, przy założonym poziomie istotności $\alpha=0,05$. W przypadku pomiarów wysokości opadu, aby uzyskać 4% błąd przy poziomie istotności $\alpha=0,05$, należałoby zastosować już 21 chwytaczy. Otrzymane wyniki korelują z wyliczonym stopniem zmienności analizowanych cech wyrażonym poprzez współczynnik zmienności (CV). Najniższe wartości charakteryzują rozkład pH – 4% oraz wysokość opadu – 9%. Badania Kruszyka (2002) w zlewni Jeziora Czarnego w obrębie boru mieszanego wykazały, że współczynnik zmienności dla wysokości opadu był wyższy i wynosił 19%.

Analiza przestrzennego rozkładu ładunku potasu, wodoru, sodu oraz przewodności elektrolitycznej wykazała znaczną ich zmienność. Do uzyskania reprezentatywnych danych dotyczących przestrzennego zróżnicowania tych wartości wydaje się konieczne zastosowanie znacznej liczby punktów pomiarowych (ryc. 60). W grupie tej, określonej jako cechy silnie i bardzo silnie zmienne, można wydzielić dwie podgrupy. Bardzo silnie zmienną cechą jest jon wodoru, do którego obliczenia należałoby zastosować przy błędzie 30% 29 punktów pomiarowych, a przy 10% błędzie aż 257 punktów pomiarowych. Niższe ilości niezbędnych chwytaczy odnotował Kruszyk (2002) w drzewostanie sosnowym w zlewni jeziora Gardno (Pomorze Zachodnie), gdzie do uzyskania wyników z 10% błędem konieczne byłoby zastosowanie 52 stanowisk pomiarowych. Podawany przez tego autora współczynnik



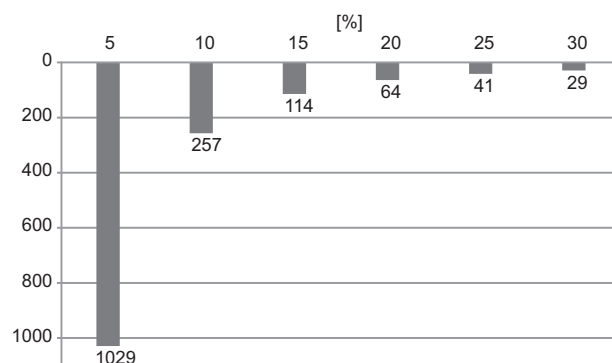
Ryc. 59. Liczba punktów pomiarowych niezbędna do określenia wysokości opadu (1) i wartości pH (2) z określonym błędem – cechy słabo zmienne

Fig. 59. Number of measurement points required to determine the amount of precipitation (1) and the pH value (2) with the specified error – low – changing variable

zmienności określający stopień powierzchniowego zróżnicowania wielkości danej cechy był jednak dla jonów wodoru niższy i wyniósł 66% wobec 79% w geoekosystemie góry Malik.

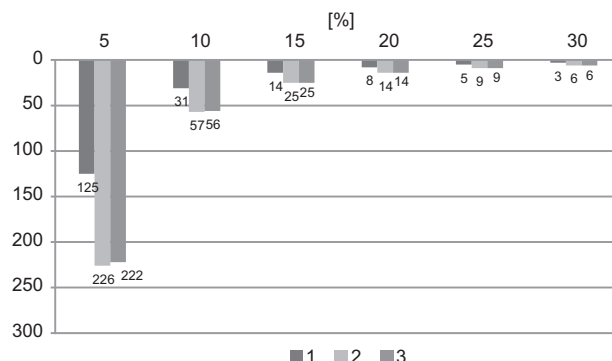
Drugą podgrupę, silnie zmienną, stanowią wartości ładunków jonów potasu i sodu oraz przewodności elektrolitycznej (ryc. 61). Zastosowanie w przypadku pomiarów ładunku potasu oraz przewodności elektrolitycznej 25 chwytaczy daje błąd 15% przy poziomie istotności $\alpha=0,05$. W odniesieniu do ładunku sodu przy 15% błędzie wystarczające jest zastosowanie jedynie 14 punktów pomiarowych.

Przeprowadzone analizy wykazały, że pomiar właściwości fizyczno-chemicznych opadu podkoronowego przy użyciu kilku chwytaczy nie oddaje faktycznego zróżnicowania mierzonej cechy w obrębie drzewostanu. Uzyskiwane w ten sposób wyniki w dużej mierze zależą od czynnika losowego związanego ze strukturą, zwarcem i piętrowością drzewostanu oraz odległością chwytacza od pnia drzewa. Ponadto należy zwrócić uwagę na poruszany już w literaturze efekt parasola (Olszewski 1984), który w znaczny sposób modyfikuje ilość wody dociera-



Ryc. 60. Liczba punktów pomiarowych niezbędna do określenia ładunku wodoru z określonym błędem – cecha bardzo silnie zmienna

Fig. 60. Number of measurement points required to determine the amount of hydrogen load with the specified error – high – changing variable



Ryc. 61. Liczba punktów pomiarowych niezbędna do określenia ładunku potasu (1), sodu (2) i wielkości przewodności elektrolitycznej (3) z określonym błędem – cechy silnie zmienne

Fig. 61. Number of measurement points required to determine the amount of potassium (1), sodium (2) load and EC value (3) with the specified error – moderately – changing variables

jącej do powierzchni gleby. Otrzymane w niniejszej pracy wyniki wskazują, że chwytności ustawione w sposób regularny na planie siatki prostokątnej lub krzyża dają możliwość uzyskania reprezentatywnego wyniku. Odpowiednia ekspozycja chwytności uwzględnić powinna zarówno opad, który przenika przez korony drzew, opad w lukach między koronami, jak też na skraju koron. Taki „sztywny” sposób ekspozycji chwytności, np. w odległości co 3 m, pozwala na uniknięcie przypadkowości lub/i celowości ustawienia punktów pomiarowych jedynie pod koronami drzew lub tylko w lukach między koronami. Istotnym wskaźnikiem przy planowaniu optymalnej liczby punktów pomiarowych powinna być również analiza współczynnika zmienności dla poszczególnych parametrów. Przy niewielkich wartościach CV możliwe jest stosowanie mniejszej liczebności chwytności, których liczba powinna jednak zwiększać się wraz ze wzrostem jego wartości (Kozłowski 2006).

4.5. Transformacja opadów atmosferycznych w warunkach różnokierunkowej antropopresji

4.5.1. Zróżnicowanie właściwości fizyczno-chemicznych wód opadowych w badanych geoeosystemach

Obecność zanieczyszczeń pochodzenia lokalnego i zdalnego w powietrzu atmosferycznym decyduje o właściwościach fizyczno-chemicznych opadów atmosferycznych w badanych geoeosystemach. Badania wykazały, że średnia ważona wartość pH opadu atmosferycznego na Świętym Krzyżu wyniosła 5,07, wobec 5,35 na Maliku i 4,99 w Symbarku. Analiza z zastosowaniem jednoczynnikowej analizy wariancji ANOVA wykazała, że pomiędzy badanymi geoeosystemami istnieje statystycznie istotna różnica ($F=12,42$, $p=0,001$). W analizie *post-hoc* testem Scheffé wykazano, że różnice są istotne statystycznie dla Symbarku i Malika ($p<0,001$) oraz Świętego Krzyża i Malika ($p=0,04$). Z kolei analiza pH opadów w Symbarku i na Świętym Krzyżu nie wykazała istotnych różnic ($p=0,053$). Świadczy to o zbliżonych źródłach presji w obu geoeosystemach. Jak wykazały badania, jest nią lokalna i zdalna emisja m.in. z GOP-u.

Dokonując analizy średniej rocznej wartości pH w analizowanych geoeosystemach, należy zwrócić uwagę, że w przypadku opadów atmosferycznych na Świętym Krzyżu zanotowano 4 lata, w których średnie ważne wartości pH zaklasyfikowano jako „lekko” i „znacznie obniżone” (ryc. 62). W przypadku Malika dziewięć lat zaklasyfikowano do grupy opadów o odczynie „normalnym”, a jedynie rok 2008 jako opady o odczynie „lekko obniżonym” (ryc. 63). W Symbarku w latach 2002–2004 oraz 2010–2011 notowano opady o odczynie „lekko” i „silnie obniżonym” (ryc. 64). W pozostałych latach były to opady o odczynie „normalnym”.

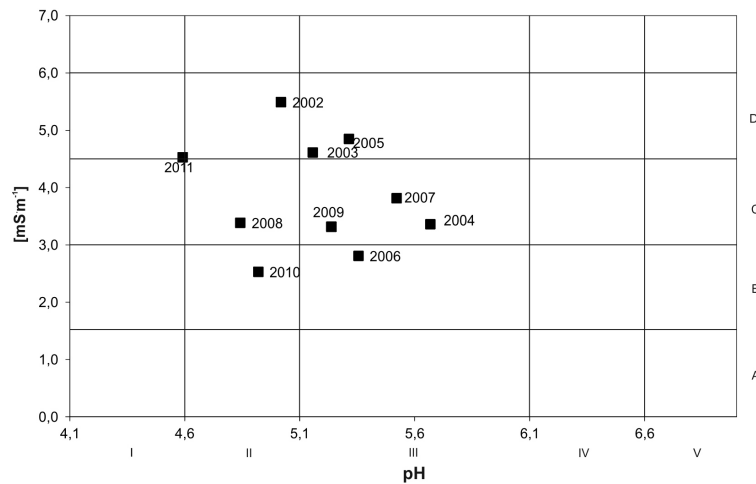
Analiza danych rocznych z wykorzystaniem korelacji rang Spearmana nie wykazała żadnych istotnych zależności pomiędzy wartością pH opadów atmosferycznych a stężeniem SO_2 , NO_2 i pyłu PM_{10} w powietrzu atmosferycznym. Dokonując jednak analizy miesięcznych wartości z wykorzystaniem testu Studenta, stwierdzono, że na pH opadów atmosferycznych w Symbarku wpływa stężenie SO_2 i NO_2 . Współczynnik korelacji wyniósł odpowiednio $-0,4344$ i $-0,4405$ na poziomie istotności 0,01. W przypadku pozostałych geoeosystemów uzyskane korelacje były nieistotne statystycznie.

Analiza frekwencji, tzn. występowania opadów o określonym pH, wskazuje, że w przypadku Świętego Krzyża i Malika były to opady o odczynie „normalnym”, a w Symbarku przeważały opady o odczynie „lekko obniżonym”. Uzyskane wartości są charakterystyczne dla znacznych obszarów Polski (Polkowska i in. 2005, Kruszyk 2011). Obecność zanieczyszczeń w powietrzu atmosferycznym powodowała, że na Świętym Krzyżu opady te stanowiły 47,5%, a na Maliku jedynie 36,1%. W przypadku Symbarku 64,7% miesięcznych opadów wykazywało odczyn określany jako „lekko”, „silnie” oraz „znacznie obniżony” (ryc. 65).

Analiza średnich miesięcznych ważonych wartości pH wykazała, że we wszystkich badanych geoeosystemach zaobserwowano sezonową dynamikę zmian (ryc. 66–68). Na Świętym Krzyżu wartości pH wahały się od 3,54 do 7,11, z minimum zanotowanym w październiku 2010 i maksimum w maju 2010. W przypadku Malika pH zawierało się w zakresie od 3,66 w marcu 2008 do 7,28 w maju 2008. W Symbarku najniższą wartość zanotowano w styczniu 2003 z pH 3,13, a najwyższą 7,17 w maju 2007.

Woda opadowa po przejściu przez strefę koron ulegała znaczącej transformacji zarówno pod względem ilości, jak i właściwości fizyczno-chemicznych (ryc. 69, tab. 12). Stwierdzono istotnie statystyczne różnice (test jednoczynnikowej analizy wariancji ANOVA) pomiędzy wartościami pH opadów we wszystkich geoeosystemach (Symbark $F=14,185$; $p<0,001$; Święty Krzyż $F=75,064$; $p<0,001$; Malik $F=117,087$; $p<0,001$).

Dzięki analizie *post-hoc* testem Scheffé stwierdzono, że istotna różnica występuje w odniesieniu do opadu podkoronowego w drzewostanie iglastym ($p<0,01$) oraz spływających po pnich jodeł ($p<0,01$) i buków ($p<0,01$). Nie ma natomiast różnic pomiędzy opadem bezpośrednim a podkoronowym w drzewostanie liściastym ($p=0,367$) oraz pomiędzy opadami podkoronowymi ($p=0,076$). W przypadku Symbarku również odrzucono hipotezę o równości średnich. Stwierdzono różnice w przypadku wód spływających po pnich świerków ($p<0,01$) oraz grabów ($p<0,01$). Warto zauważyć, że podobnie jak na Świętym Krzyżu, w Symbarku różnice pomiędzy opadem atmosferycznym a opadem podkoronowym w drzewostanie liściastym były nieistotne statystycznie ($p=0,969$), jak pomiędzy opadami podkoronowymi ($p=0,160$). Tu również nie było statystycznych różnic pomiędzy opadem bezpośrednim a opadem podkoronowym w drze-

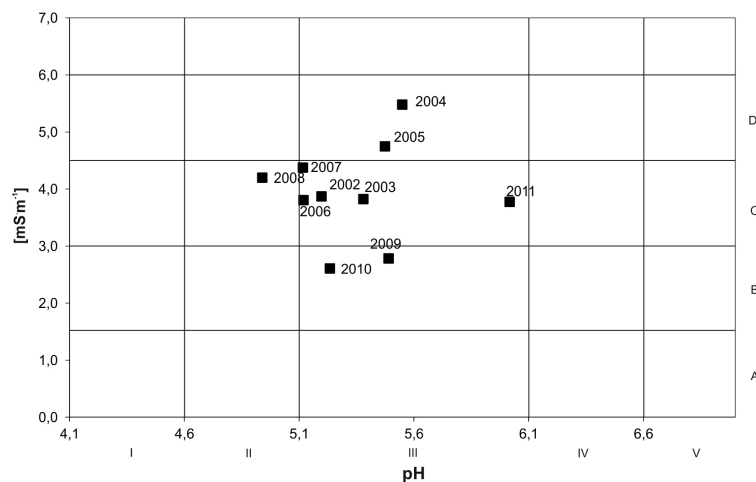


Ryc. 62. Klasyfikacja opadów atmosferycznych na Świętym Krzyżu zgodnie z podziałem zaproponowanym przez Jansen i in. (1988)
A – nieznaczna, B – lekko podwyższona, C – znacznie podwyższona, D – mocno podwyższona;
I – znacznie obniżony, II – lekko obniżony, III – normalny, IV – lekko podwyższony, V – znacznie podwyższony

Fig. 62. Classification of precipitation at Święty Krzyż acc. to Jansen *et al.* (1988)

A – negligible, B – somewhat higher, C – considerably higher, D – much higher

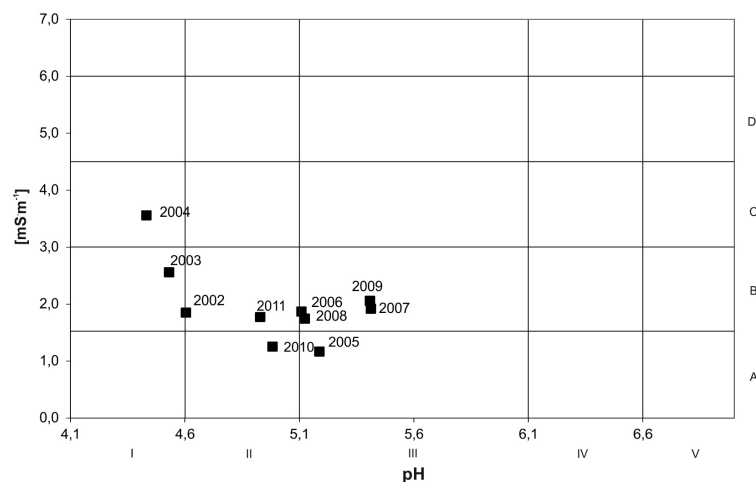
I – considerably lower, II – somewhat lower, III – normal, IV – somewhat higher, V – considerably higher



Ryc. 63. Klasyfikacja opadów atmosferycznych na Maliku zgodnie z podziałem zaproponowanym przez Jansen i in. (1988)
(objaśnienie jak na ryc. 62)

Fig. 63. Classification of precipitation in Malik acc. to Jansen *et al.* (1988)

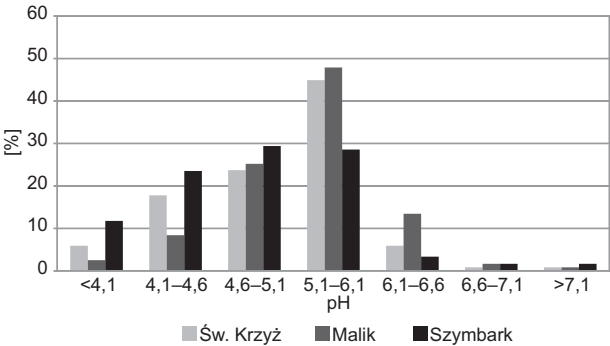
(explanation: as fig. 62)



Ryc. 64. Klasyfikacja opadów atmosferycznych w Szymbarku zgodnie z podziałem zaproponowanym przez Jansen i in. (1988)
(objaśnienie jak na ryc. 62)

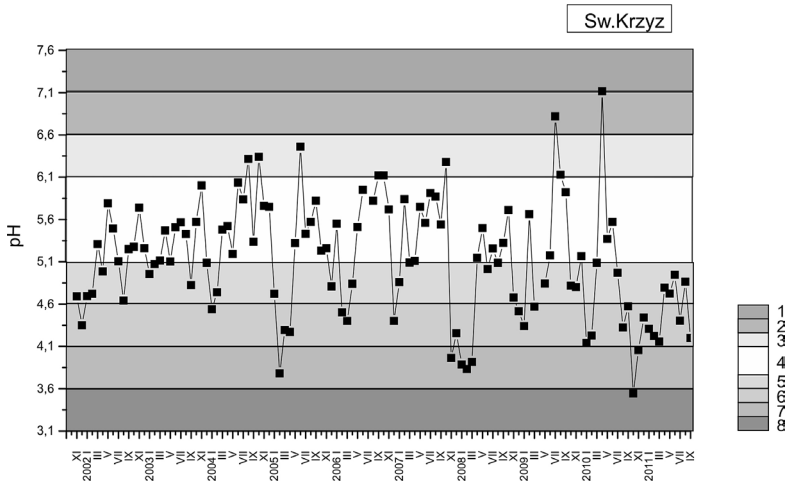
Fig. 64. Classification of precipitation in Szymbark acc. to Jansen *et al.* (1988)

(explanation: as fig.62)

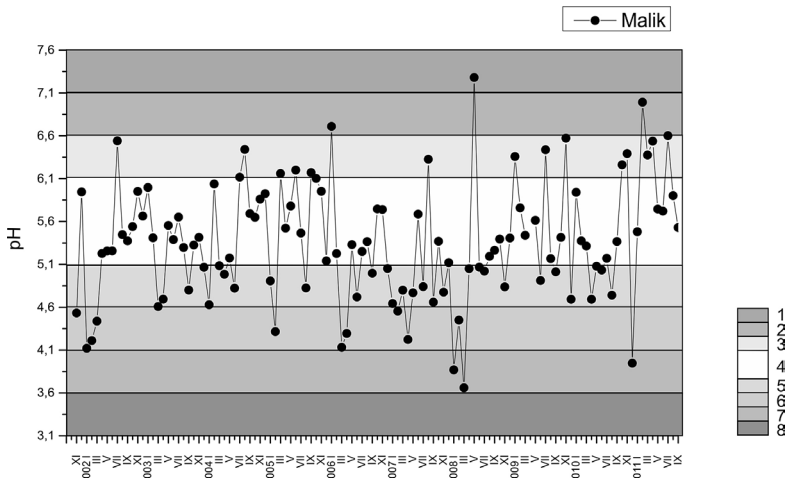


Ryc. 65. Frekwencja opadów atmosferycznych bezpośrednich pod względem pH w badanych geosystemach (według klasyfikacji Jansen i in. 1988)
Fig. 65. Bulk precipitation sorted by pH in the studied geosystems (acc. to Jansen *et al.* 1988)

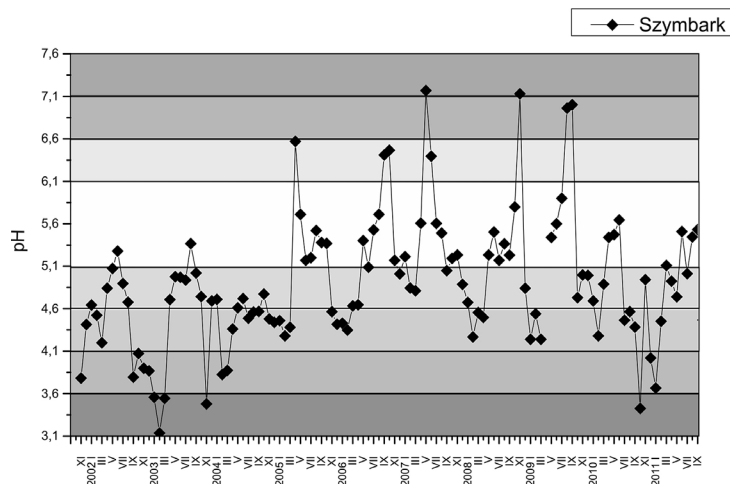
wostanie iglastym ($p=0,495$). W przypadku opadów na Maliku różnica ta była istotna dla wód opadu podkoronowego w obu drzewostanach ($p<0,01$) oraz wód spływających po pniach badanych drzew. Nie stwierdzono natomiast różnic pomiędzy wartościami pH wód opadu podkoronowego w drzewostanie iglastym i liściastym ($p=0,481$). Uzyskane wyniki wskazują, że w Szymbarku głównym czynnikiem wpływającym na odczyn opadu w lesie jest opad bezpośredni. Potwierdza to zestawienie 118 par wartości pH, z którego wynika, że pomiędzy pH opadu atmosferycznego, a pH opadów podkoronowych występuje korelacja wysoka ($r=0,604$ w drzewostanie iglastym i $0,597$ w liściastym) (ryc. 70). W przypadku Świętego Krzyża wyższy współczynnik korelacji uzyskano w drzewostanie liściastym niż iglastym, gdzie wyniósł on odpowiednio $0,444$ i $0,394$, co wskazuje na korelację przeciętną (ryc. 71). Znacznie niższe wartości uzyskano w przypadku Malika, gdzie korelacja była słaba ($r<0,3$).



Ryc. 66. Miesięczna dynamika zmian pH wód opadu bezpośredniego na Świętym Krzyżu
1 – silnie podwyższone, 2 – znacznie podwyższone, 3 – lekko podwyższone, 4 – normalne, 5 – lekko obniżone, 6 – znacznie obniżone, 7 – silnie obniżone, 8 – bardzo silnie obniżone.
Fig. 66. Monthly dynamics of bulk precipitation pH at Święty Krzyż
1 – much higher, 2 – considerably higher, 3 – somewhat higher, 4 – normal, 5 – somewhat lower, 6 – considerably lower, 7 – much lower, 8 – very much lower.



Ryc. 67. Miesięczna dynamika zmian pH wód opadu bezpośredniego na Maliku
(objaśnienie jak na ryc. 66)
Fig. 67. Monthly dynamics of bulk precipitation pH in Malik
(explanation: as fig. 66)



Ryc. 68. Miesięczna dynamika zmian pH wód opadu bezpośredniego w Szymbarku (objaśnienie: jak na ryc. 66)

Fig. 68. Monthly dynamics of bulk precipitation pH in Szymbark (explanation: as fig. 66)

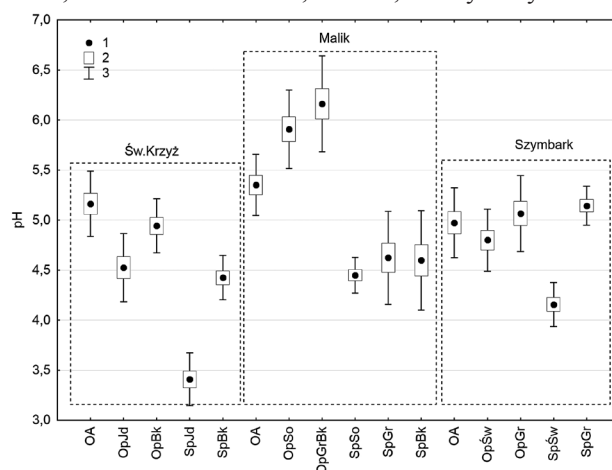
Analiza zmienności pH wykazała, że w obrębie analizowanych drzewostanów daje się wydzielić trzy grupy. Pierwszą z nich stanowią drzewostan liściasty i iglasty w Szymbarku oraz drzewostan liściasty na Świętym Krzyżu, w których zasadniczym czynnikiem modyfikującym pH jest depozycja mokra. Z kolei drugą grupę tworzą drzewostany na Maliku, gdzie głównym elementem modyfikującym jest depozycja sucha. Trzecią grupę formuje drzewostan iglasty na Świętym Krzyżu, w którym czynnikami wpływającymi na pH opadów jest depozycja wilgotna oraz sucha.

Na podstawie badań w wybranych drzewostanach wykazano, że wody po przejściu przez strefę koron ulegały transformacji w kierunku zakwaszenia lub alkalizacji, w zależności od rodzaju antropopresji oraz drzewostanu.

W okresie badań średnia roczna ważona wartość pH opadów podkoronowych kształtowała się w zakresie od 4,48 do 6,18 (tab. 16). We wszystkich analizowanych geoelementach niższe wartości notowano w drzewostanach iglastych, z najniższą średnią ważoną dziesięcioletnią zanotowaną na Świętym Krzyżu: pH 4,48 i wahaniami od 4,14 do 5,19. Nieznacznie wyższą wartość zanotowano w Szymbarku: pH 4,76 z wahaniami od 4,30 do 5,21. Opady te charakteryzowały się niskim współczynnikiem zmienności, a ich wartości były niższe od zanotowanych w opadzie bezpośrednim. Wyższe wartości stwierdzono w wodach przenikających przez korony drzewostanów liściastych. Najniższe pH, analogicznie jak w przypadku drzewostanów iglastych, zanotowano na Świętym Krzyżu, ze średnią ważoną pH 4,94 w zakresie od pH 4,61 do pH 5,55. Wody te w porównaniu do opadu bezpośredniego uległy nieznaczniemu zakwaszeniu (spadek o 0,05 jednostki pH).

Odmienny charakter zmian pH występuje w geoelementach góry Malik. Pod okapem drzewostanu liściastego średnia ważona pH wyniosła 6,18, z wartościami skrajnymi od 5,54 do 6,81. Niższe wartości stwierdzono pod drzewostanem iglastym, gdzie średnia ważona wartość pH wyniosła 5,93, ze skrajnymi od 5,38 do 6,47. Są

to wartości nieznacznie wyższe od podawanych przez Kozłowskiego (2003) w latach 2000–2002. Uzyskane wyniki są wyższe od wartości pH opadu bezpośredniego. Wzrost wartości pH zanotowano również w Szymbarku w drzewostanie liściastym, gdzie średnia ważona wyniosła 5,06 z wahaniami od 4,47 do 5,53 i była wyższa od

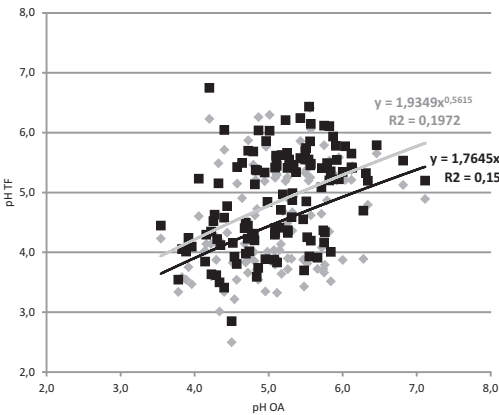


Ryc. 69. Zróżnicowanie wartości pH w wodach opadowych w poszczególnych geoelementach

1 – średnia, 2 – średnia \pm błąd standardowy, 3 – średnia \pm odchylenie standardowe) OA – opad bezpośredni, OpJd – opad podkoronowy w drzewostanie jodłowo-bukowym, OpBk – opad podkoronowy w drzewostanie bukowym, SpJd – spływ po pniu jodły, SpBk – spływ po pniu buka, OpSo – opad podkoronowy w drzewostanie sosnowym, OpGrBk – opad podkoronowy w drzewostanie grabowo-bukowym, SpSo – spływ po pniu sosny, SpGr – spływ po pniu graba, SpBk – spływ po pniu buka, OpSłw – opad podkoronowy w drzewostanie świerkowym, OpGr – opad podkoronowy w drzewostanie grabowym, SpSłw – spływ po pniu świerka, SpGr – spływ po pniu graba

Fig. 69. Differences pH in precipitation in the studied geoelements

1 – mean, 2 – mean \pm standard error, 3 – mean \pm standard deviation) OA – bulk precipitation, OpJd – throughfall in fir – beech forest stand, OpBk – throughfall in beech forest stand, SpJd – stemflow fir, SpBk – stemflow beech, OpSo – throughfall in pine forest stand, OpGrBk – throughfall in hornbeam – beech forest stand, SpSo – stemflow pine, SpGr – stemflow hornbeam, SpBk – stemflow beech, OpSłw – throughfall in spruce forest stand, OpGr – throughfall in hornbeam forest stand, SpSłw – stemflow spruce, SpGr – stemflow hornbeam

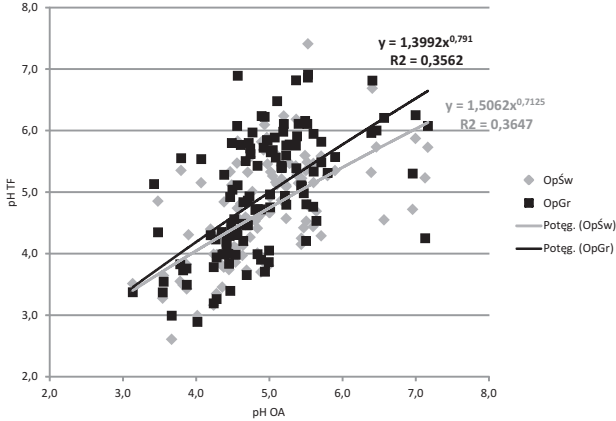


Ryc. 70. Zależność pomiędzy opadami bezpośrednimi a opadami podkoronowymi w drzewostanie świerkowym (OpŚw) i grabowym (OpGr) w Szymbarku

Fig. 70. The relationship between bulk precipitation and throughfall in spruce stand (OpŚw) and horbeam (OpGr) in Szymbark

opadu bezpośredniego o 0,07 jednostki pH. Opady te charakteryzowały się niskim współczynnikiem zmienności, nie przekraczającym 8%.

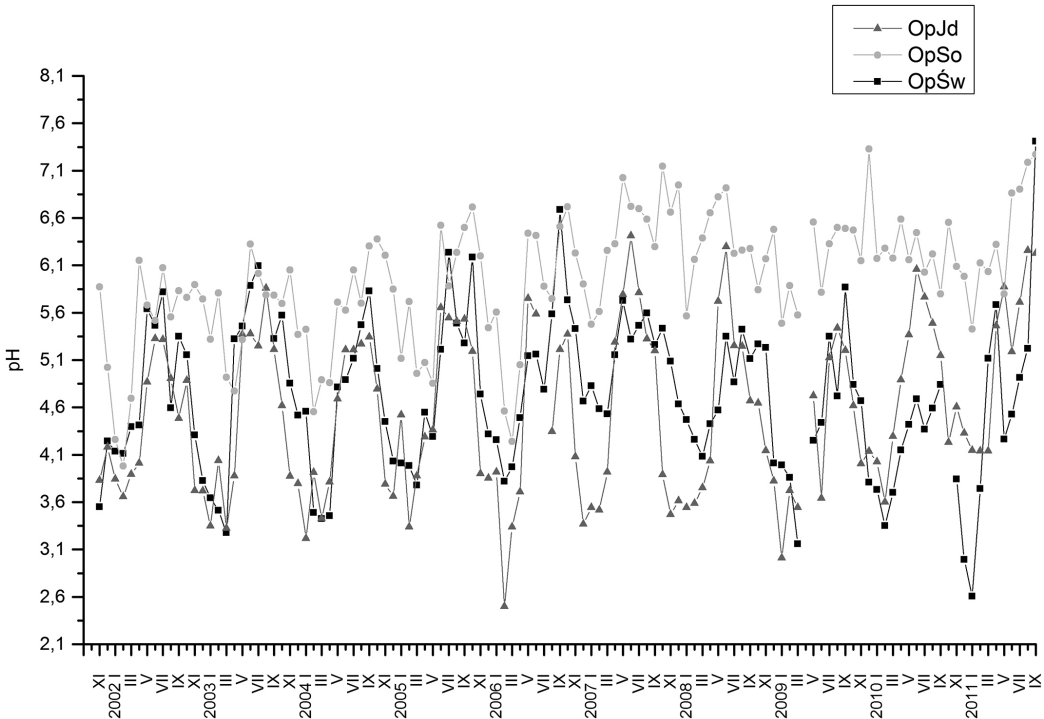
W dynamice rocznej wartości pH zaznaczają się wyraźne zimowe minima i letnie maksima (ryc. 72, 73). Podobne cechy oraz różnicujący wpływ drzewostanu na pH wód opadowych w stosunku do opadu bezpośredniego stwierdzili m.in. Lorz (1999) w Niemczech, Hruška i Kram (2000) w Czechach oraz Polkowska i in. (2005) w Polsce.



Ryc. 71. Zależność pomiędzy opadami bezpośrednimi a opadami podkoronowymi w drzewostanie jodłowo-bukowym (OpJd) i bukowym (OpBk) na Świętym Krzyżu

Fig. 71. The relationship between bulk precipitation and throughfall in fir-beech stand (OpJd) and beech stand (OpBk) at Święty Krzyż

Wyraźnie zaznaczona sezonowość odczynu w wodach opadu podkoronowego na Świętym Krzyżu i w Szymbarku wynika ze zróżnicowanej wielkości suchej, mokrej i wilgotnej depozycji kationów kwasowych z powietrza atmosferycznego w ciągu roku, większej w miesiącach zimowych i mniejszej w letnich. W przypadku Malika zaznacza się wyraźny wpływ przemysłu cementowo-wapienniczego, zarówno w przypadku danych rocznych, jak i miesięcznych. Brak tu jest wyraźnie zaznaczonych



Ryc. 72. Miesięczna dynamika wartości pH wód opadu podkoronowego w drzewostanach iglastych OpJd – drzewostan jodłowo-bukowy na Świętym Krzyżu, OpSo – drzewostan sosnowy na Maliku, OpŚw – drzewostan świerkowy w Szymbarku

Fig. 72. Monthly dynamics of throughfall pH in conifer stands OpJd – fir-beech forest stand on Święty Krzyż, OpSo – pine forest stand on Malik, OpŚw – spruce forest stand in Szymbark

zimowych minimów oraz letnich maksimów, co wynika z całorocznej emisji pyłów do atmosfery.

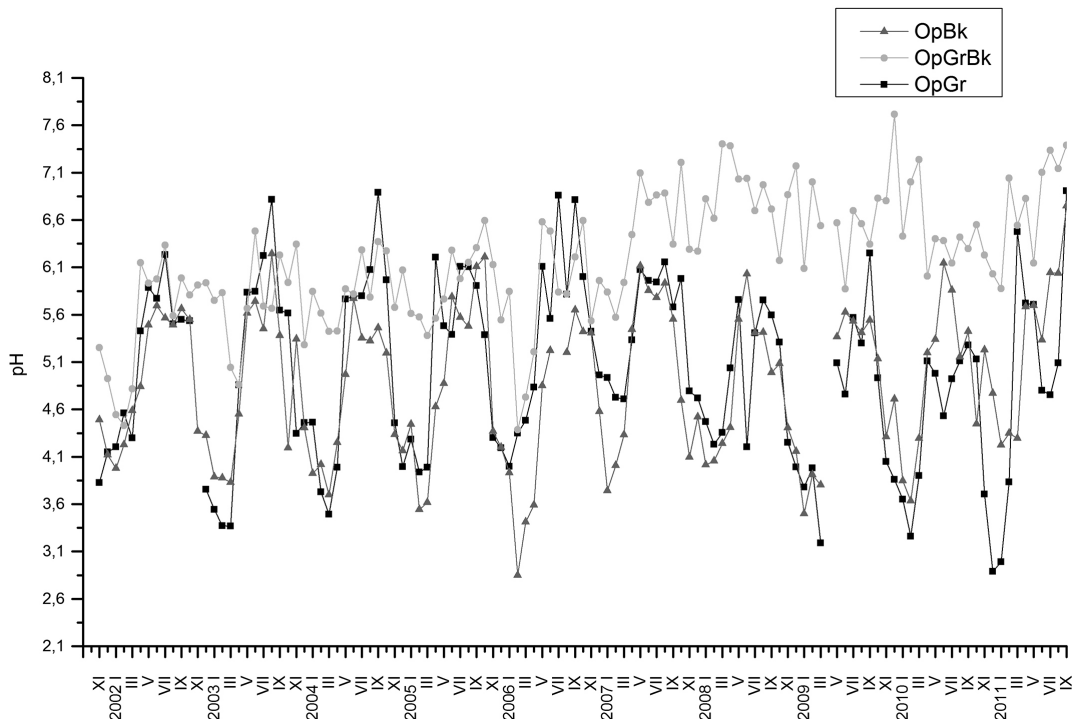
Bardzo istotna, z morfogenetycznego punktu widzenia, jest przestrzenna zmienność odczynu wód przenikających przez korony drzewostanu. Zagadnienie to jest szczególnie istotne przy rozpatrywaniu przestrzennego rozkładu tempa ługowania gleb i związanych z tym skutków (Koćmit, Raczkowski 1993, Kostrzewski i in. 1994a, b).

Przestrzenny rozkład pH wód przenikających przez korony drzewostanu nawiązuje do zwarcia sklepienia koron. Analiza danych pochodzących ze Świętego Krzyża wykazała, że najniższe wartości zanotowano w chwytaaczach znajdujących się pod koronami jodeł, które, jak już wcześniej wspomniano, są dobrymi receptorami do wychwytywania zanieczyszczeń z powietrza atmosferycznego. Analiza właściwości fizyczno-chemicznych wykazała, że średnia ważona wartość pH opadu atmosferycznego w analizowanym okresie wyniosła 5,54. Znacznie niższe wartości zanotowano w wodach opadu podkoronowego, ze średnią pH 4,70 i wahaniami w poszczególnych miesiącach od pH 3,77 w listopadzie do pH 5,96 we wrześniu.

Analiza wyników dla każdego chwytaacza wykazała, że średnia ważona wartość pH wahała się od 3,86 do 4,88 (ryc. 74, 75). Aby stwierdzić istotność statystyczną uzyskanych wyników, zebrane dane poddano analizie z zastosowaniem jednoczynnikowej analizy ANOVA. Stwierdzono, że pomiędzy wartościami pH opadu atmosferycznego a wartościami pH opadów podkoronowych w poszczególnych chwytaaczach istnieją statystycznie istotne różnice (test ANOVA $F=1,788$; $p=0,002$). Przeprowadzona analiza *post-hoc* testem Tukeya wykazała,

że różnice te są istotne dla stanowisk zlokalizowanych pod i na skraju koron jodeł (tab. 17). W chwytaaczach tych odnotowano najniższe wartości pH. W pozostałych przypadkach różnice nie były istotne statystycznie.

Pod koronami buków wartości pH były wyższe niż pod jodłami. Wartości te były również wyższe od zanotowanych w opadzie bezpośrednim. Wzrost wartości pH pod koronami buków należy niewątpliwie wiązać z procesem neutralizacji kwaśnych wód opadowych w strefie koron. W wyniku uwalniania H^+ w strefie koron ze zwilżającej fazy ciekłej następuje wymywanie z organów roślin jonów zasadowych, a zwłaszcza K^+ , o czym już wcześniej donosili Draaijers i in. (1997a), Kowalkowski, Jóźwiak (2000b), Kozłowski (2001), Kruszyk (2002) oraz Kozłowski i in. (2012). Według badań Pottera i in. (1991), od 40 do 60% jonów zasadowych w opadach podkoronowych pochodzi z reakcji wymiany z H^+ . Nie bez znaczenia jest również skład gatunkowy drzewostanu, jego wiek oraz właściwości gleby. Opad pod sklepieniem koron drzew iglastych jest z reguły bardziej zakwaszony niż pod koronami drzew liściastych (Parker 1990). Drzewostan rosnący na glebach żyzniejszych, bogatszych w składniki odżywcze skuteczniej neutralizuje kwaśną depozycję (Ulrich, Matzner 1986). Przyczyną obniżenia odczynu wód pod koronami jodeł jest przede wszystkim zmywanie zdeponowanych na powierzchni roślin kwaśnych aerozoli, które są łatwo wychwytywane z powietrza przez drzewostany iglaste oraz wydzielanie się z koron drzew słabych kwasów organicznych (Parker 1990, Draaijers i in. 1997). Indywidualizm termiczny tego obszaru powoduje, że panujące tu warunki



Ryc. 73. Miesięczna dynamika wartości pH wód opadu podkoronowego w drzewostanach liściastych

OpBk – drzewostan bukowy na Świętym Krzyżu, OpGrBk – drzewostan grabowo-bukowy na Malik, OpGr – drzewostan grabowy w Szymbarku

Fig. 73. Monthly dynamics of throughfall pH in deciduous stands

OpBk – beech forest stand on Święty Krzyż, OpGrBk – hornbeam-beech forest stand on Malik, OpGr – hornbeam forest stand in Szymbark

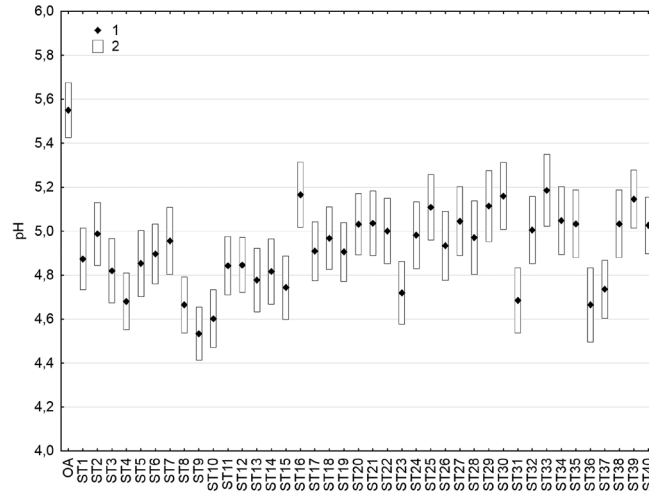
Tabela 16. Roczna dynamika pH i przewodności elektrolitycznej właściwej wód opadowych w badanych geoekosystemach
Table 16. Annual changes in pH and EC for precipitation in the studied geoecosystems

Rok year	Punkt pomiarowy/Measuring point															
	Święty Krzyż					Malik					Szymbark					
	OA	OpJd	OpBk	SpJd	SpBk	OA	OpSo	Op-GrBk	SpSo	SpGr	SpBk	OA	OpŚw	OpGr	SpŚw	SpGr
pH																
2002	5,02	4,45	5,00	3,40	4,44	5,20	5,38	5,54	4,63	4,96	4,51	4,60	5,04	5,43	4,30	5,02
2003	5,31	4,26	4,79	3,33	4,35	5,38	5,58	5,71	4,41	4,50	4,67	4,53	5,13	5,00	4,39	5,27
2004	5,67	4,29	4,72	3,14	4,15	5,48	5,56	5,85	4,37	4,13	4,32	4,43	4,76	5,25	3,80	5,21
2005	5,16	4,53	4,85	3,22	4,17	5,50	5,63	5,82	4,33	4,25	4,32	5,19	4,86	5,26	4,09	5,35
2006	5,36	4,39	4,61	3,20	4,37	5,12	5,60	5,74	4,22	4,00	4,22	5,11	4,84	5,25	4,13	4,91
2007	5,52	4,69	5,10	3,36	4,44	5,12	6,28	6,34	4,36	4,73	5,07	5,41	5,21	5,53	4,46	5,36
2008	4,84	4,31	4,78	3,41	4,47	4,94	6,33	6,81	4,62	4,49	3,69	5,12	4,96	5,26	4,17	5,06
2009	5,24	4,14	4,90	3,28	4,65	5,49	6,17	6,57	4,49	4,52	4,75	5,41	4,39	4,60	4,17	5,23
2010	4,92	5,01	5,11	3,78	4,31	5,26	6,13	6,45	4,28	5,25	5,02	4,98	4,30	4,59	3,80	5,20
2011	4,59	5,19	5,55	3,97	4,90	6,02	6,47	6,78	4,78	5,41	5,40	4,93	4,52	4,47	4,24	5,24
średnia ważona weighted mean	5,07	4,48	4,94	3,41	4,40	5,35	5,93	6,18	4,42	4,64	4,62	4,99	4,76	5,06	4,23	5,18
SD	0,33	0,34	0,27	0,26	0,22	0,30	0,40	0,48	0,18	0,47	0,50	0,35	0,31	0,38	0,22	0,14
CV [%]	6,44	7,64	5,47	7,76	5,04	5,62	6,70	7,74	4,04	10,03	10,72	7,00	6,50	7,53	5,20	2,78
Rok year	Punkt pomiarowy/Measuring point															
	Święty Krzyż					Malik					Szymbark					
	OA	OpJd	OpBk	SpJd	SpBk	OA	OpSo	Op-GrBk	SpSo	SpGr	SpBk	OA	OpŚw	OpGr	SpŚw	SpGr
Przewodność elektrolityczna właściwa (mS.m-1)/Conductivity																
2002	5,49	10,73	4,40	42,93	11,61	3,87	8,12	4,70	43,26	5,26	7,84	1,85	7,75	3,83	33,69	7,29
2003	4,85	12,69	4,29	32,72	8,76	3,83	7,10	4,78	41,63	7,38	6,27	2,56	10,26	5,54	44,53	10,21
2004	3,36	8,35	3,41	35,16	8,08	5,67	5,63	4,59	23,04	7,40	7,20	3,56	11,01	3,98	95,48	5,28
2005	4,61	7,91	3,52	33,05	9,19	4,75	5,91	3,77	33,40	8,41	8,22	1,17	9,93	3,15	45,48	3,81
2006	2,81	10,74	4,74	46,08	9,07	3,80	7,07	5,09	46,32	7,33	6,17	1,87	8,48	3,03	40,57	6,43
2007	3,82	12,45	6,37	43,30	13,28	4,37	10,17	7,75	40,86	8,01	9,07	1,92	10,70	3,93	47,82	6,56
2008	3,39	14,29	5,49	39,42	9,88	4,20	9,85	6,72	53,61	8,22	7,06	1,75	10,66	3,59	45,08	5,82
2009	3,31	12,69	5,19	42,34	9,78	2,78	7,94	5,62	62,53	7,49	5,18	2,06	8,00	3,17	37,04	5,98
2010	2,53	9,73	3,68	11,11	5,76	2,78	4,68	5,92	26,30	4,16	5,90	1,26	6,10	3,93	22,68	6,97
2011	4,53	8,50	4,05	31,91	7,46	3,78	8,87	6,18	29,94	8,75	7,61	1,77	6,10	3,43	15,35	5,07
średnia ważona weighted mean	4,52	12,43	5,65	34,34	10,27	3,98	7,69	5,57	35,97	7,14	7,13	1,93	8,75	3,69	40,46	6,40
SD	0,34	2,18	0,95	10,06	2,10	0,86	1,81	1,17	12,32	1,44	1,18	0,68	1,88	0,72	21,33	1,70
CV [%]	7,64	17,56	16,78	29,30	20,43	21,57	23,53	21,03	34,26	20,20	16,58	35,19	21,44	19,52	52,72	26,50

1 – średnia, 2 – średnia ± błąd standardowy, 3 – średnia ± odchylenie standardowe) OA – opad bezpośredni, OpJd – opad podkoronowy w drzewostanie jodłowo-bukowym, OpBk – opad podkoronowy w drzewostanie bukowym, SpJd – spływ po pniju jodły, SpBk – spływ po pniju buka, OpSo – opad podkoronowy w drzewostanie sosnowym, OpGrBk – opad podkoronowy w drzewostanie grabowo-bukowym, SpSo – spływ po pniju sosny, SpGr – spływ po pniju graba, SpBk – spływ po pniju buka, OpŚw – opad podkoronowy w drzewostanie świerkowym, OpGr – opad podkoronowy w drzewostanie grabowym, SpŚw – spływ po pniju świerka, SpGr – spływ po pniju graba, SD – odchylenie standardowe, CV – współczynnik zmienności
1 – mean, 2 – mean ± standard error, 3 – mean ± standard deviation)
OA – bulk precipitation, OpJd – throughfall in fir – beech forest stand, OpBk – throughfall in beech forest stand, SpJd – stemflow fir, SpBk – stemflow beech, OpSo – throughfall in pine forest stand, OpGrBk – throughfall in hornbeam – beech forest stand, SpSo – stemflow pine, SpGr – stemflow hornbeam, SpBk – stemflow beech, OpŚw – throughfall in spruce forest stand, OpGr – throughfall in hornbeam forest stand, SpŚw – stemflow spruce, SpGr – stemflow hornbeam, SD – standard deviation, CV – coefficient of variation

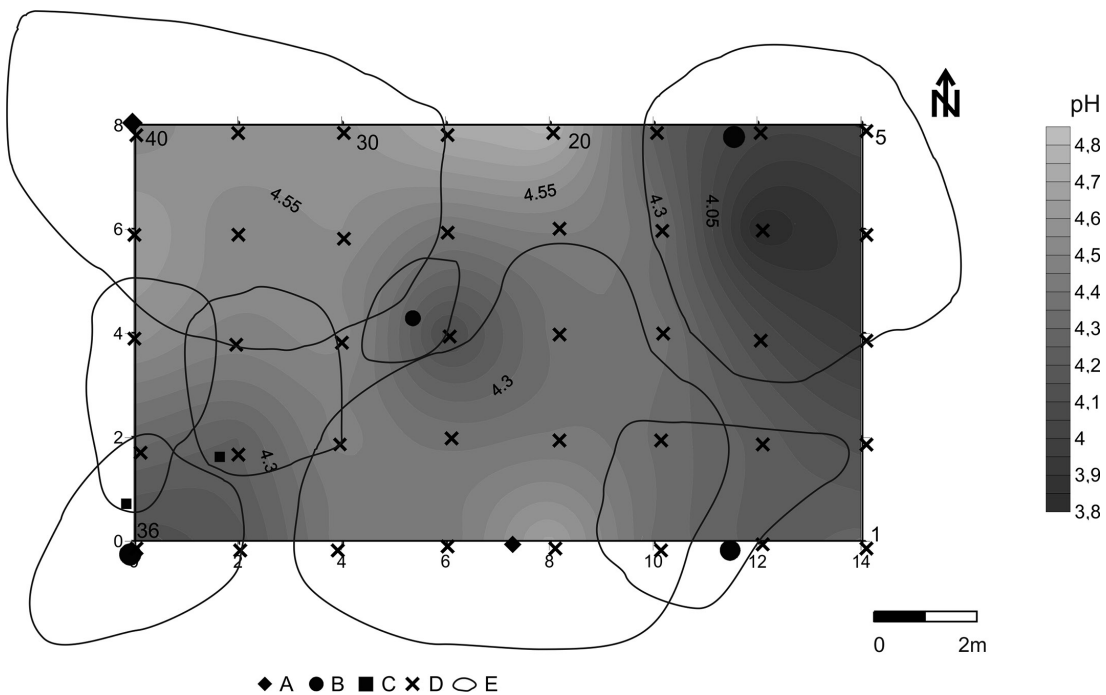
wysokiej wilgotności oraz stosunkowo długich okresów z małą prędkością wiatru stwarzają możliwość częstego i długotrwałego działania mas powietrza nasyconego emisjami przemysłowymi i komunalnymi na elementy hylo- i pedosfery (Kowalkowski, Józwiak 2000b). Istotnym źródłem dopływu dodatkowych ilości kwaśnych substancji na tym obszarze są opady mgielne, znacznie efektywniej „wychwytywane” przez drzewostany iglaste niż liściaste, co znajduje swoje potwierdzenie w przestrzennym rozkładzie pH. Zanotowane wartości pH, niższe pod drzewostanami iglastymi, są charakterystyczne dla rozległych obszarów leśnych na terenie całej

Europy, m.in. Volz (1994), Lorz (1999), Michalzik, Matzner (1999), Haase i in. (2000), Hill i in. (2002), Krużyk (2002), Małek (2010), Szpikowski (2012).
Jak wykazały dotychczasowe badania w geoekosystemie góry Malik, opad docierający do dna lasu nawiązuje do składu gatunkowego drzewostanu. Wyliczone średnie ważone wartości pH w analizowanym okresie wskazują, że najniższe pH notowano w wodach opadów podkoronowych w chwytaczach zlokalizowanych pod koronami sosen z minimum pH 4,81, najwyższe natomiast pod koronami buków z maksymalną wartością pH 5,97, przy średniej dla całej powierzchni 6,61. Była to wartość wyż-



Ryc. 74. Zmienność wartości pH w poszczególnych chwytnicach (CH) na tle opadu bezpośredniego (OA) w drzewostanie jodłowo-bukowym na Świętym Krzyżu
1 – średnia, 2 – średnia \pm błąd standardowy

Fig. 74. Variability in pH in throughfall sampler (CH) as compared to bulk precipitation in fir and beech stand at Święty Krzyż
1 – mean, 2 – mean \pm standard error



Ryc. 75. Przestrzenna zmienność wartości pH w opadzie podkoronowym w drzewostanie jodłowo-bukowym na Świętym Krzyżu
A – buk, B – jodła, C – grab, D – chwytnicz opadu podkoronowego, E – zasięg korony

Fig. 75. Spatial variability of pH value in throughfall in fir and beech forest stand at Święty Krzyż
A – beech, B – fir, C – hornbeam, D – throughfall sampler, E – canopy tree

sza od pH zanotowanego w opadzie bezpośrednim o 0,11 jednostki pH. W trakcie analizowanego okresu stwierdzono sezonową zmienność: od pH 4,48 w marcu do pH 7,47 w październiku. Jeszcze większe różnice zanotowano dla poszczególnych chwytnic, w których średnia miesięczna ważona wartość pH wahała się od pH 3,99 do pH 8,02 (ryc. 76, 77).

Analiza statystyczna z wykorzystaniem jednoczynnikowej ANOVA dla pH opadu podkoronowego wykazała, że średnie w opadzie atmosferycznym i poszczególnych

chwytnicach nie różnią się statystycznie między sobą ($F=0,961$, $p=0,541$).

Badania sezonowej dynamiki wartości pH prowadzone w zlewni Bystrzanki potwierdziły wyniki badań z Gór Świętokrzyskich. Zarówno pod koronami świerków, jak i grabów średnie miesięczne ważne wartości pH były najniższe w miesiącach zimowych, z minimalną wartością zanotowaną w lutym, z pH w obu drzewostanach 4,84. Najwyższe wartości uzyskano natomiast we wrześniu z pH w drzewostanie świerkowym 7,50 i grabowym 7,64. Stwierdzona dynamika uwarunkowana jest zatem

Tabela 17. Test *post-hoc* Tukeya (próby statystycznie istotne) dla wartości pH

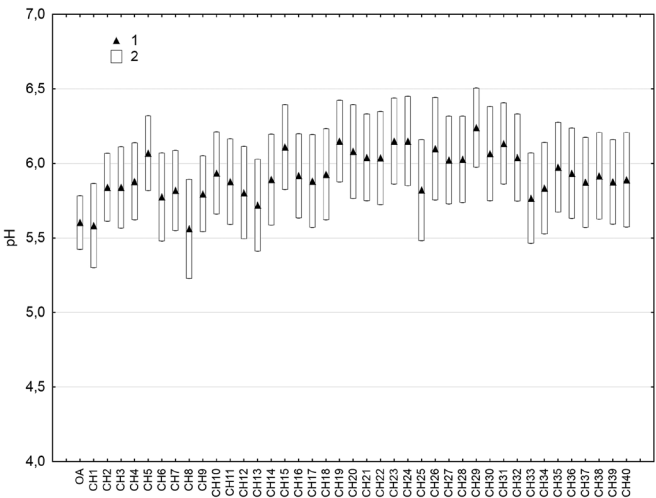
Table 17. Tukey *post-hoc* Test (statistically significant) for pH values

Lp.	Punkt pomiarowy/Measuring point	p	pH
1	4*	0,0116	4,02
2	8*	0,0075	4,17
3	9*	0,0004	3,86
4	10*	0,0024	4,10
5	15**	0,0414	4,30
6	23**	0,0246	4,17
7	31**	0,0115	4,28
8	36*	0,0104	4,19
9	37**	0,0361	4,42

*pod koroną jodły, **na skraju korony jodły
*under fir canopy, **edge of fir canopy

dwoma czynnikami, tj. antropogenicznym – zwiększoną imisją związków zakwaszających w miesiącach zimowych powodującą wzrost kwasowości opadów – oraz naturalnym, jakim jest cykl fenologiczny drzewostanów. Analiza nie wykazała statystycznych różnic pomiędzy pH opadu bezpośredniego a opadami podkoronowymi w drzewostanie świerkowym ($F=0,6733$, $p=0,8499$) oraz grabowym ($F=0,7236$, $p=0,8976$).

W porównaniu do wartości pH wód opadu bezpośredniego wody przenikając przez drzewostan grabowy ulegały nieznacznemu odkwaszeniu (ryc. 78). Niemniej jednak, analizując przestrzenny rozkład pH, daje się zauważyć, że w drzewostanie grabowym najbardziej zakwaszone są obszary położone na skraju koron, co wynika ze zmywania substancji zdeponowanych w koronach

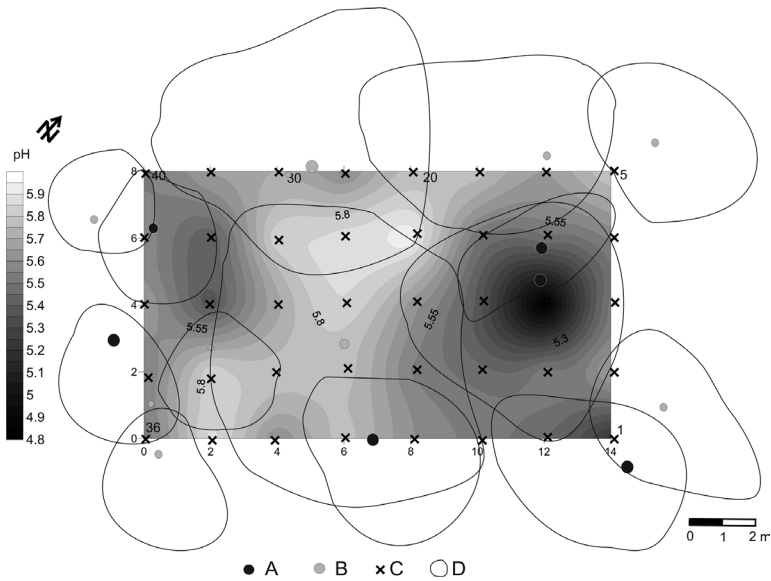


Ryc. 76. Zmienność wartości pH w poszczególnych chwytnaczach (CH) na tle opadu bezpośredniego (OA) w drzewostanie bukowo-sosnowym na Maliku

1 – średnia, 2 – średnia ± błąd standardowy

Fig. 76. Variability in pH in throughfall sampler (CH) as compared to bulk precipitation in pine and beech stand in Malik

1 – mean, 2 – mean ± standard error



Ryc. 77. Przestrzenna zmienność wartości pH opadu podkoronowego w drzewostanie bukowo-sosnowym na Maliku

A – sosna, B – buk, C – chwytnacz opadu podkoronowego, D – zasięg korony

Fig. 77. Spatial variability of pH value in throughfall in pine and beech forest stand in Malik

A – pine, B – beech, C – throughfall sampler, D – canopy tree

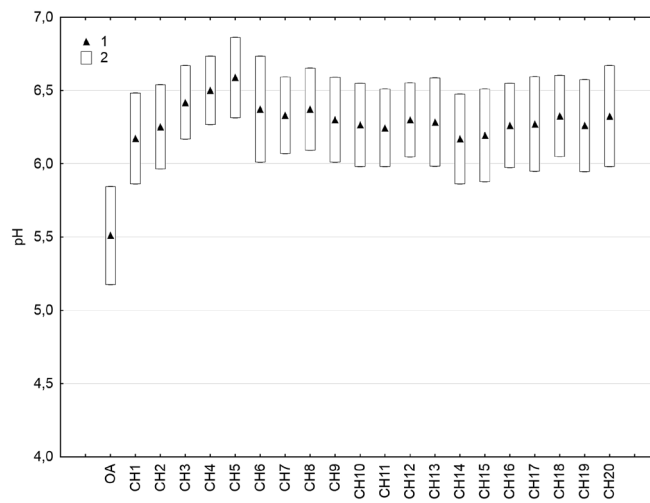
drzew. Z kolei najwyższe wartości notowane są w bliskim sąsiedztwie pni drzew oraz w części środkowej pod koronami jednego lub kilku drzew (ryc. 79). Wskazuje to, że w miejscach tych dochodzi do intensywniejszego kontaktu wody z organami asymilacyjnymi, czego konsekwencją jest odkwaszenie wód opadu bezpośredniego przez wymywane jony K^+ .

W przypadku drzewostanu świerkowego średnie roczne ważone wartości pH wahały się od 5,32 do 6,34 dla poszczególnych chwytaczy (ryc. 80). Obecność organów asymilacyjnych przez cały rok wpływa na przestrzenną zmienność wartości pH. Najbardziej zakwaszone opady występują na skraju oraz w miejscach na styku koron kilku drzew (ryc. 81). Rozkład ten związany jest ze zmywa-

niem przez opad bezpośredni kwaśnych substancji zdeponowanych na powierzchni organów asymilacyjnych w sezonie grzewczym i deponowanych do gleb wraz z opadem podkoronowym.

Woda opadowa po przejściu przez strefę koron drzew ulegała transformacji w kierunku zakwaszenia (Święty Krzyż oraz Szymbark – drzewostan iglasty) lub alkalizacji (Malik oraz Szymbark – drzewostan liściasty).

W przypadku wód spływających po pniach drzew na Świętym Krzyżu, Maliku oraz w Szymbarku (spływ po pniu świerka) wartości pH były niższe od zanotowanych w wodach opadu bezpośredniego i podkoronowego, co wskazuje na ich zakwaszenie. Jedynie w Szymbarku w wodach spływających po pniu graba następował dal-

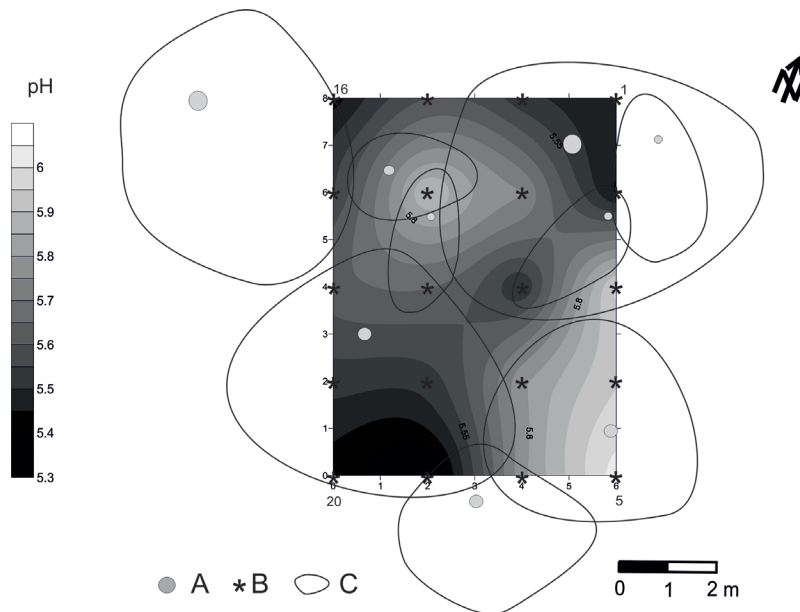


Ryc. 78. Zmienność wartości pH w poszczególnych chwytaczach (CH) na tle opadu bezpośredniego (OA) w drzewostanie grabowym w Szymbarku

1 – średnia, 2 – średnia \pm błąd standardowy

Fig. 78. Variability in pH in throughfall sampler (CH) as compared to bulk precipitation in hornbeam stand in Szymbark

1 – mean, 2 – mean \pm standard error

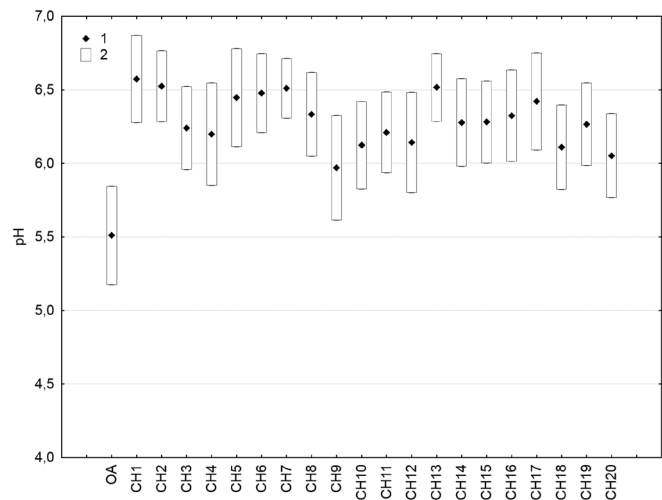


Ryc. 79. Przestrzenna zmienność wartości pH wód opadu podkoronowego w drzewostanie grabowym w Szymbarku

A – grab, B – chwytacz opadu podkoronowego, C – zasięg korony

Fig. 79. Spatial variability in throughfall pH in hornbeam stand in Szymbark

A – hornbeam, B – throughfall sampler, C – canopy tree

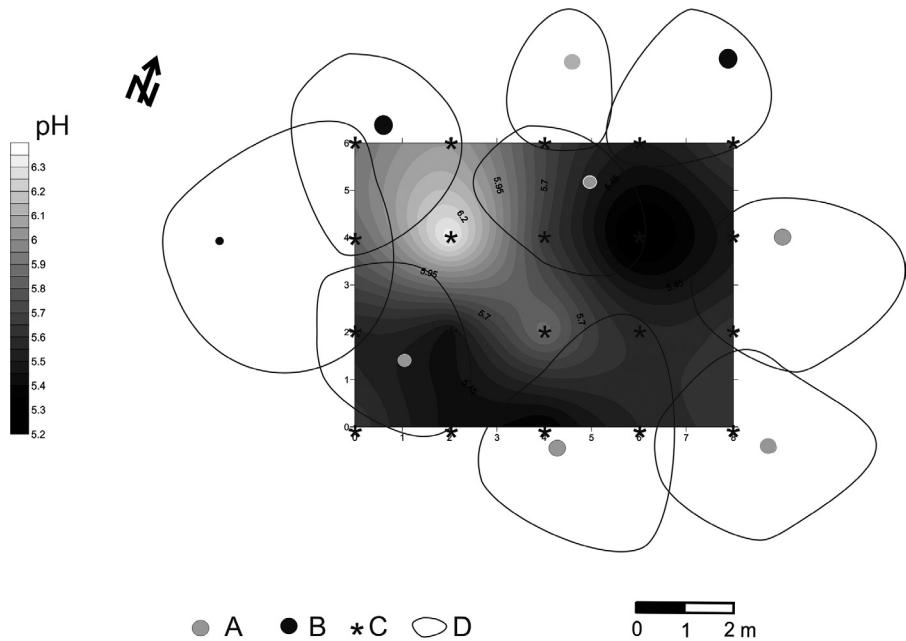


Ryc. 80. Zmienność wartości pH w poszczególnych chwytnicach (CH) na tle opadu bezpośredniego (OA) w drzewostanie świerkowym w Szymbarku

1 – średnia, 2 – średnia ± błąd standardowy

Fig. 80. Changes in pH in throughfall sampler (CH) as compared to bulk precipitation in spruce stand in Szymbark

1 – mean, 2 – mean ± standard error



Ryc. 81. Przestrzenna zmienność wartości pH w wodach opadu podkoronowego w drzewostanie świerkowym w Szymbarku

A – świerk, B – inny, C – chwytnicz opadu podkoronowego, D – zasięg korony

Fig. 81. Spatial variability in throughfall pH for spruce stand in Szymbark

A – spruce, B – other, C – throughfall sampler, D – canopy tree

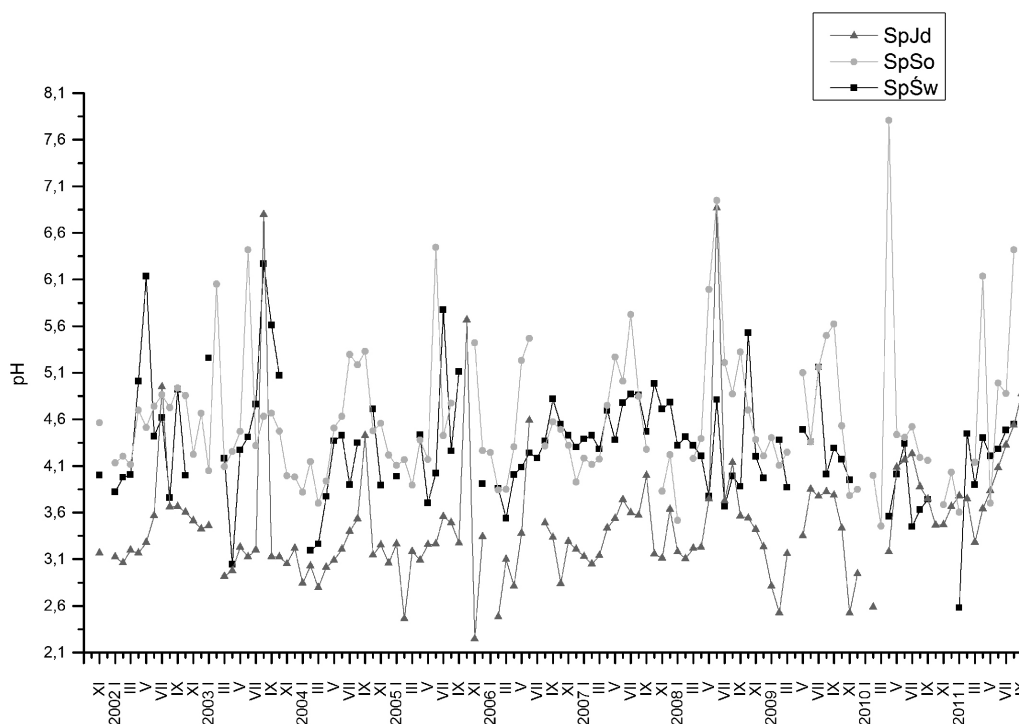
szy proces odkwaszenia wód, w odniesieniu do opadu bezpośredniego (o 0,19 jednostki pH) i opadu podkoronowego (o 0,12 jednostki pH). We wszystkich badanych geosystemach niższe wartości pH zanotowano w wodach spływających po pniach drzew iglastych. Na Świętym Krzyżu, będącym pod wpływem zdalnej emisji kwaśnej, średnia ważona dziesięcioletnia wartość pH w wodach spływających po pniach jodeł wyniosła 3,41, z wahaniami od 3,14 do 3,97, i była najniższa spośród wszystkich badanych drzew. W wodach spływających po pniach buków średnia ważona wartość pH była wyższa o prawie 1 jednostkę pH i wyniosła 4,40, z wahaniami od 4,15 do 4,90. Nieco wyższe wartości pH zanoto-

wano w wodach spływających po pniach drzew na górze Malik. W wodach spływających po pniach sosen średnia ważona pH wyniosła 4,42 i wahała się od 4,22 do 4,78. Zbliżone wartości stwierdzono w wodach spływających po pniach buków i grabów ze średnimi 4,62 i 4,64 oraz wahaniami, odpowiednio – od 3,69 do 5,40 i od 4,00 do 5,41. W przypadku Szymbarku średnia ważona wartość pH wód spływających po pniach świerków wyniosła 4,23 i wahała się od 3,80 do 4,46 i była niższa od zanotowanej w wodach spływających po pniach grabów o 0,95 jednostki pH. Analiza pH wód spływających po pniach wykazała wyraźną sezonową zmienność tego parametru, zaznaczającą się przede wszystkim w wodach spływają-

cych po korze drzew liściastych. Przebieg związany jest niewątpliwie z działalnością bytową człowieka. Najniższe wartości notowano w okresach zimowych, co wynika z wyższej emisji SO_2 oraz NO_x , a najwyższe w miesiącach letnich. Na szczególną uwagę zasługuje niewielkie zróżnicowanie pH w splotywie po drzewach liściastych w wybranych geoeosystemach. Brak tu bowiem znaczącego wpływu przemysłu cementowo-wapienniczego, zlokalizowanego w sąsiedztwie geoeosystemu Malik, na wartości pH wód splotyjących po pniach buków i grabów (ryc. 82, 83).

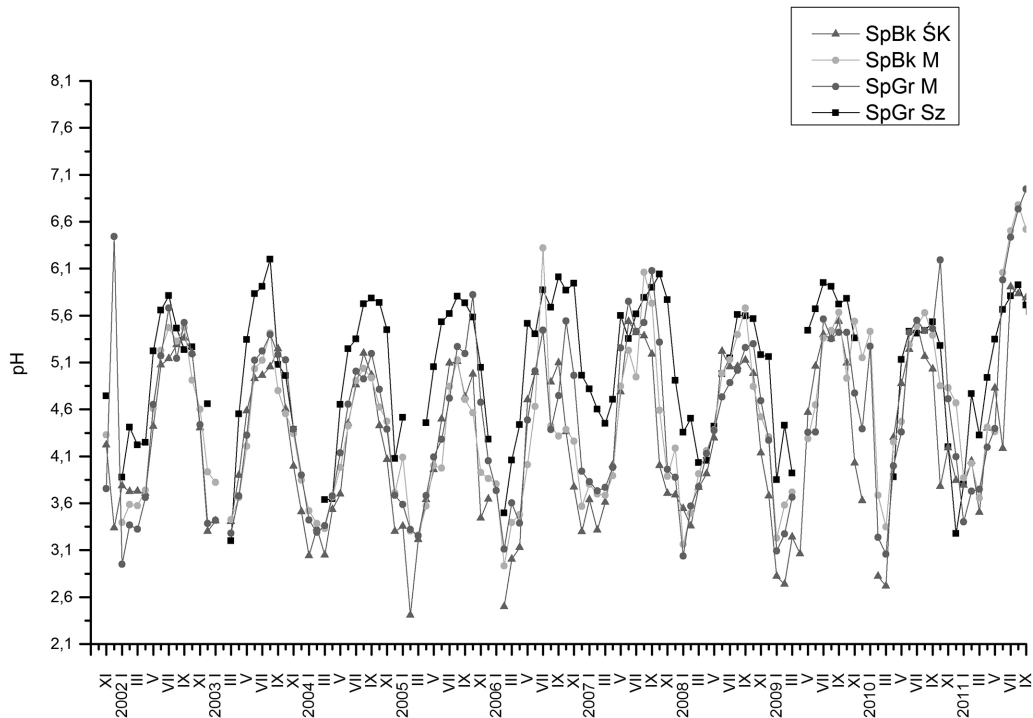
Uzyskane wartości są bardzo zbliżone do zanotowanych w geoeosystemie będącym pod wpływem imisji kwaśnej. Przyczyn należy się doszukiwać m.in. w budowie kory, znacznie bardziej zróżnicowanej, głęboko spękanej na sosnach i gładkiej, prawie jednorodnej na bukach i tylko nieznacznie spękanej na grabach. Bogato „urzeźbiona” kora sosny stanowi znacznie efektywniejszy filtr w przechwytywaniu alkalicznych cząstek pyłowych aniżeli gładka kora gatunków liściastych, na których depozytowane są głównie kwaśne składniki gazowe w postaci NO_3^- oraz SO_4^{2-} . Potwierdzeniem tego jest sezonowa dynamika pH, gdzie obserwowane minima przypadają na miesiące zimowe, kiedy to występuje maksimum imisji. Istotnym elementem jest także strefa koron, która stanowi swego rodzaju wstępny filtr powietrza atmosferycznego przedostającego się do wnętrza lasu. Uzyskane wartości pH wód opadu podkoronowego świadczą o przechwytywaniu przez okap drzewostanu pyłowych cząstek pochodzenia cementowo-wapienniczego, co powoduje, że do wnętrza lasu dostaje się powietrze „wzbogacone” je-

dynie w zanieczyszczenia gazowe. W trakcie badań terenowych na Świętym Krzyżu zaobserwowano, że kwaśne wody, splotyjąc np. po gładkiej korze buka, powodowały w miejscach splotów ich strumieni, powstawanie szaro-popielatych i popielatych smug (ryc. 84). Proces ten niewątpliwie należy wiązać z wartościami pH roztworów splotyjących po pniu, zwłaszcza w miesiącach zimowych, kiedy notowane średnie miesięczne wartości pH ulegały obniżeniu znacznie poniżej 3 jednostek oraz znacznymi ilościami splotyjącej wody wynikającymi z budowy korony i samego pnia. Można zatem stwierdzić, że wokół pni drzew funkcjonują obszary, które poddawane są oddziaływaniu zakwaszonych roztworów wodnych. Jak podaje Sverdrup i Warfvinge (1995), w wyniku rosnącego dopływu z pni drzew kwaśnych i bardzo kwaśnych roztworów miejsce kationów Ca^{2+} , Mg^{2+} i K^+ zajmują w rosnących stężeniach kationy Al^{3+} , Fe^{3+} , Mn^{2+} i H^+ , co powoduje zmiany glebowych stosunków $\text{Ca}+\text{Mg}+\text{K}:\text{Al}$. Zjawisko to dotyczy szczególnie najbliższego otoczenia pni drzew, gdzie kształtują się nowe chemiczne warunki środowiska glebowego (Koćmit, Raczkowski 1993, Scheu, Poser 1996, Neumeister i in. 1997, Kowalkowski, Józwiak 1999, Kowalkowski i in. 2002a). Jak wynika z badań prowadzonych w Niemczech m.in. przez Neumeister i in. (1997) oraz Haase i in. (2000) w drzewostanach bukowych znajdujących się pod wpływem imisji przemysłowych wokół pni drzew stwierdzono brak roślin runa leśnego i silne zakwaszenie gleb. Prawdopodobnie ta jest szczególnie istotna w procesie wietrzenia chemicznego i ługowania gleb, których intensywność zależy przede wszystkim od dopływu protonów.



Ryc. 82. Miesięczna dynamika wartości pH w wodach splotyjących po pniach drzew iglastych w badanych geoeosystemach SpJd – sploty po jodle, SpSo – sploty po sosnie, SpŚw – sploty po świerku

Fig. 82. Monthly dynamics of stemflow pH in conifer stands in the studied geoeosystems SpJd – stemflow fir, SpSo – stemflow pine, SpŚw – stemflow spruce



Ryc. 83. Miesięczna dynamika wartości pH w wodach spływających po pniach drzew liściastych w badanych geoeosystemach SpBk ŚK – spływ po pniu buka na Świętym Krzyżu, SpBk M – spływ po pniu buka na Maliku, SpGr M – spływ po pniu graba na Maliku; SpGr Sz – spływ po pniu graba w Symbarku

Fig. 83. Monthly dynamics of stemflow pH in deciduous stands in the studied geoeosystems SpBk ŚK – stemflow beech on Święty Krzyż, SpBk M – stemflow beech on Malik, SpGr M – stemflow hornbeam on Malik; SpGr Sz – stemflow hornbeam in Symbark



Ryc. 84. Pień buka z widocznymi „ścieżkami” spływu strumieni wód po pniu

Fig. 84. Beech trunk with visible “tracks” indicating stemflow patterns

Uzyskane wyniki wskazują, że problem zakwaszania wód spływających po pniach dotyczy zarówno gatunków liściastych (wysokie sumy opadu oraz niskie pH), jak i iglastych (niewielkie objętości spływu przy bardzo dużym zakwaszeniu wody).

Opady atmosferyczne cechują się zazwyczaj niską mineralizacją, a ich wielkość i skład chemiczny odzwierciedla jakość powietrza atmosferycznego. Wskaźnikiem wielkości mineralizacji jest przewodność elektrolityczna właściwa. Opady bezpośrednie w regionie Gór Świętokrzyskich są znacznie bardziej zmineralizowane od notowanych w Symbarku. Średnia dziesięcioletnia wartość przewodności elektrolitycznej na Świętym Krzyżu wyniosła 4,52 mS·m⁻¹, a na Maliku 3,98 mS·m⁻¹, co pozwala ją zakwalifikować zgodnie z podziałem Jansen i in. (1988) do opadów o przewodności odpowiednio „mocno” i „znacznie podwyższonej”. Z kolei wody opadu bezpośredniego w Symbarku, ze średnią wartością 1,93 mS·m⁻¹, zaliczyć należy do opadów o odczynie „lekko podwyższonym”.

Dokonano próby zastosowania regresji wielorakiej z krokową eliminacją zmiennych, wykorzystując jako zmienne niezależne stężenia SO₂, NO₂, sumę opadów oraz temperaturę i wilgotność względną powietrza. Spośród zmiennych niezależnych istotnie statystycznie w modelu okazały się stężenia NO₂ oraz temperatura powietrza. Dzięki zastosowanej metodzie regresji uzyskano model o współczynniku „r” wynoszącym 0,5773 (tab. 18). Elementem wpływającym na wzrost przewodności elektrolitycznej opadów jest stężenie SO₂, natomiast wzrost

Tabela. 18. Podsumowanie regresji wielorakiej z krokową eliminacją zmiennych dla wartości przewodności elektrolitycznej właściwej opadów atmosferycznych w Szymbarku**Table 18.** Summary of stepwise multiple regression for EC value for precipitation in Szymbark

Opad atmosferyczny – precipitation						
R=0,577, R ² =0,333, poprawione R ² =0,313, F(3,97)=16,259, p<0,0000, błąd estymacji 0,405						
Zmienna niezależna Independent variable	Beta	Błąd standardowy Standard error	B	Błąd standardowy Standard error	t (97)	Poziom p
Wyraz wolny			8,6607	2,5024	3,461	0,001
log SO ₂	0,1784	0,1046	0,1112	0,0657	1,705	0,049
log wilgotność	-0,2357	0,0887	-1,5855	0,5966	-2,668	0,009
log opad	-0,4220	0,1008	-0,2995	0,0716	-4,185	0,001

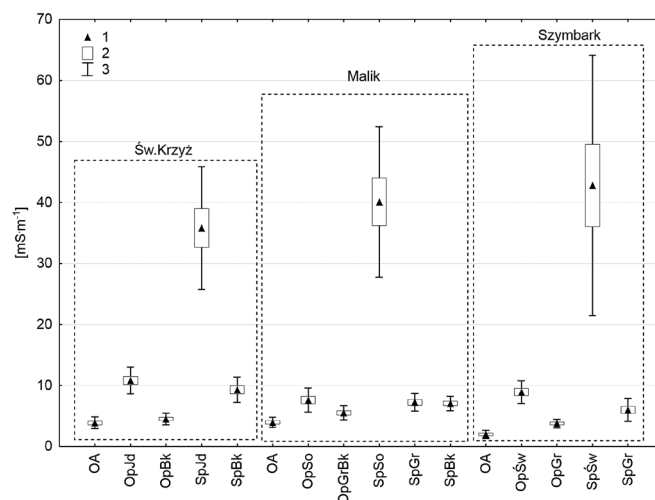
wilgotności względnej powietrza oraz wysokości opadów powoduje spadek ich mineralizacji.

Pomiędzy badanymi geoeosystemami występują statystycznie istotne różnice pomiędzy średnimi wartościami przewodności elektrolitycznej opadów bezpośrednich (test ANOVA F=32,2, p<0,001). Dzięki analizie *post-hoc* testem Tukeya stwierdzono, że różnice te występują pomiędzy Szymbarkiem a Świętym Krzyżem (p<0,001) oraz Malikiem (p<0,001). Brak jest natomiast różnic pomiędzy geoeosystemami położonymi w Górach Świętokrzyskich (p=0,984). Uzyskane wyniki potwierdzają, że region Gór Świętokrzyskich poddawany jest znacznie większej antropopresji niż zlewnia Bystrzanki położona na pograniczu Beskidu Niskiego i Pogórza Karpackiego.

Wody opadowe po przejściu przez strefę koron i pni drzew ulegały znacznej transformacji (ryc. 85).

Wartości przewodności w opadzie bezpośrednim kształtowały się w poszczególnych miesiącach w zakresie od 0,95 do 19,87 mS·m⁻¹ na Świętym Krzyżu, od 0,80 do 17,14 mS·m⁻¹ na Maliku oraz od 0,60 do 5,72 mS·m⁻¹ w Szymbarku.

ku. Bardziej zmineralizowany był opad przenikający przez korony drzewostanów. Notowane wartości przewodności elektrolitycznej właściwej w wodach opadu podkoronowego w drzewostanach liściastych były nieznacznie wyższe, ze średnią ważoną na Świętym Krzyżu wynoszącą 5,65 mS·m⁻¹, Maliku 5,57 mS·m⁻¹ oraz 3,69 mS·m⁻¹ w Szymbarku. Wyższy współczynnik wzbogacenia odnotowano w wodach przenikających przez korony drzew iglastych. Większa powierzchnia recepcyjna oraz obecność organów asymilacyjnych przez cały rok, a zwłaszcza w miesiącach zimowych, spowodowała, że wody przenikające przez korony tych drzew były od 1,9- do 4,5-krotnie bardziej zmineralizowane niż wody opadu atmosferycznego. Stwierdzona prawidłowość wyższej mineralizacji wód przenikających przez korony drzew iglastych niż liściastych spowodowana jest tzw. „efektem wyczesywania” zanieczyszczeń powietrza przez korony drzew oraz „leaching effect” – zmywaniem z powierzchni roślin i wymywaniem z ich organów substancji mineralnych i organicznych przez zakwaszone wody opadowe (Block i in. 2000, Małek, Astel 2007).

**Ryc. 85.** Wielkość przewodności elektrolitycznej właściwej w wodach w badanych geoeosystemach

1 – średnia, 2 – średnia ± błąd standardowy, 3 – średnia ± odchylenie standardowe

OA – opad bezpośredni, OpJd – opad podkoronowy w drzewostanie jodłowo-bukowym, OpBk – opad podkoronowy w drzewostanie bukowym, SpJd – spływ po pniu jodły, SpBk – spływ po pniu buka, OpSo – opad podkoronowy w drzewostanie sosnowym, OpGrBk – opad podkoronowy w drzewostanie grabowo-bukowym, SpSo – spływ po pniu sosny, SpGr – spływ po pniu graba, SpBk – spływ po pniu buka, OpŚw – opad podkoronowy w drzewostanie świerkowym, OpGr – opad podkoronowy w drzewostanie grabowym, SpŚw – spływ po pniu świerka, SpGr – spływ po pniu graba

Fig. 85. Water electrical conductivity (EC) value in the studied geoeosystems

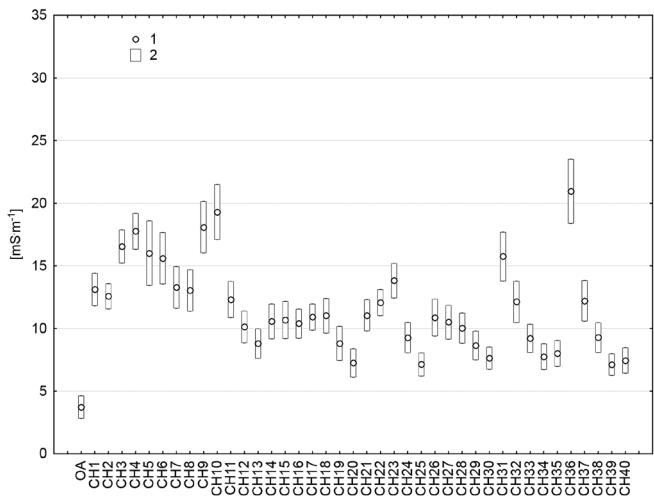
1 – mean, 2 – mean ± standard error, 3 – mean ± standard deviation

OA – bulk precipitation, OpJd – throughfall in fir – beech forest stand, OpBk – throughfall in beech forest stand, SpJd – stemflow fir, SpBk – stemflow beech, OpSo – throughfall in pine forest stand, OpGrBk – throughfall in hornbeam – beech forest stand, SpSo – stemflow pine, SpGr – stemflow hornbeam, SpBk – stemflow beech, OpŚw – throughfall in spruce forest stand, OpGr – throughfall in hornbeam forest stand, SpŚw – stemflow spruce

Jak wykazały badania prowadzone m.in. przez Peder-
sen (1992), Whelan i in. (1998), Raat i in. (2002) oraz Ko-
złowski (2003), w miarę oddalania się od pnia drzewa
następuje spadek przewodności wody opadu podkorono-
wego. Zależność taką stwierdzono na Świętym Krzyżu.
Najwyższe wartości zanotowano w chwytaczach zloka-
lizowanych pod koronami jodeł, z maksymalną śred-
nią roczną zanotowaną w punkcie 36 wynoszącą 17,13
 $\text{mS}\cdot\text{m}^{-1}$, co stanowiło ponad 5-krotny wzrost w porów-
naniu do opadu bezpośredniego ($3,36 \text{ mS}\cdot\text{m}^{-1}$) (ryc. 86).
Najniższe wartości wystąpiły w chwytaczach zlokalizo-

wanych pod koronami buków z minimalną wartością 6,29
 $\text{mS}\cdot\text{m}^{-1}$ oraz w luce pomiędzy koronami ($6,50 \text{ mS}\cdot\text{m}^{-1}$)
(ryc. 87). Były to wartości odpowiednio jedynie 1,9 raza
wyższe od opadu bezpośredniego.

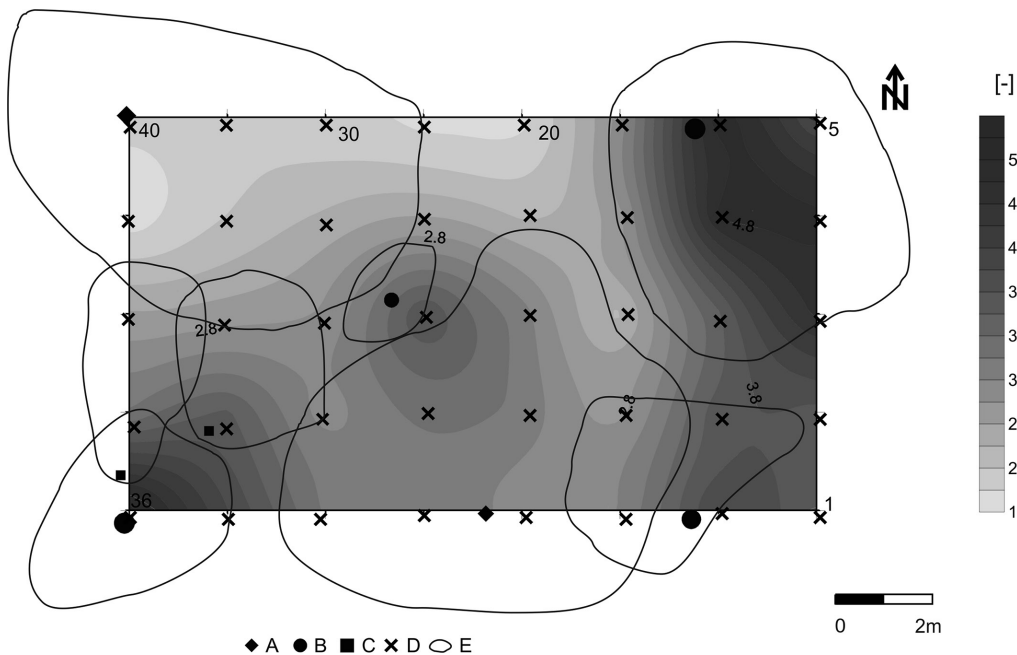
Jednakże znacznie częściej obserwowany jest zwią-
zek pomiędzy mineralizacją a przepuszczalnością drze-
wostanu (Kruszyk 2002, Raat i in. 2002). Autorzy podają,
że najwyższe wartości przewodności zanotowano w miej-
scach o najmniejszej przepuszczalności drzewostanu.
Zależności tej nie stwierdzono w geosystemie góry
Malik. Najwyższą wartość przewodności elektrolitycznej



Ryc. 86. Zmienność wielkości przewodności elektrolitycznej w poszczególnych chwytaczach (CH) na tle opadu bezpośredniego (OA) w drzewostanie jodłowo-bukowym na Świętym Krzyżu

1 – średnia, 2 – średnia \pm błąd standardowy

Fig. 86. Changes in EC values in throughfall sampler (CH) as compared with bulk precipitation in fir and beech stand at Święty Krzyż
1 – mean, 2 – mean \pm standard error



Ryc. 87. Przestrzenna zmienność wielkości przewodności elektrolitycznej wyrażonej jako krotność opadu bezpośredniego (OA=1) w drzewostanie jodłowo-bukowym na Świętym Krzyżu

A – buk, B – jodła, C – grab, D – chwytacz opadu podkoronowego, E – zasięg korony

Fig. 87. Spatial changes in EC values expressed as a multiplicity of bulk precipitation (OA=1) in fir and beech stand at Święty Krzyż
A – beech, B – fir, C – hornbeam, D – throughfall sampler, E – canopy tree

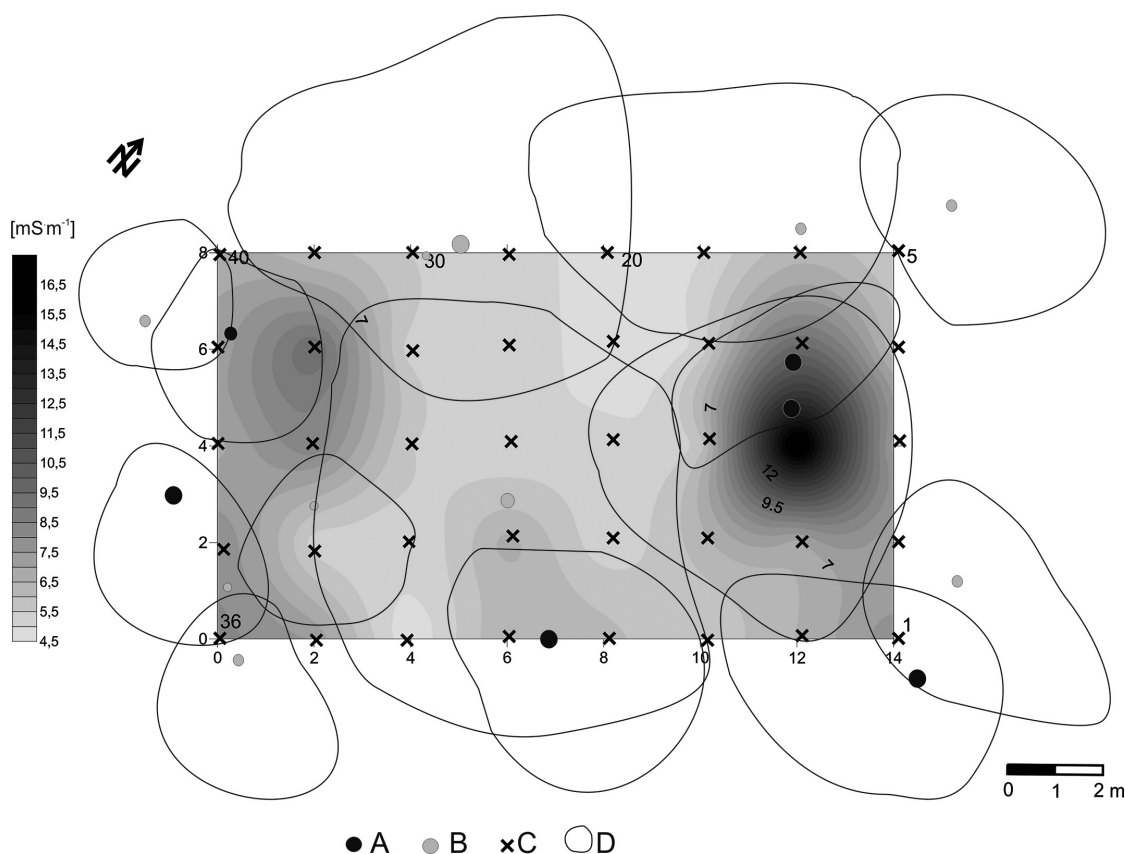
zanotowano w chwytaczu zlokalizowanym pod koronami sosen, ze średnią roczną $17,13 \text{ mS}\cdot\text{m}^{-1}$, co w porównaniu do opadu bezpośredniego stanowi 4,5-krotny wzrost (ryc. 88). Punkt ten charakteryzuje się jednocześnie jedną z najwyższych przepuszczalności, tj. 63,2%, przy średniej dla całej powierzchni 56,1%. Uzyskany rozkład wielkości przewodności elektrolitycznej, z maksimum zanotowanym pod koronami sosen, wynikać może z intensywniejszego przechwytywania zanieczyszczeń przez korony drzew gatunków iglastych. W momencie wystąpienia opadu zdeponowane na powierzchniach organów asymilacyjnych substancje zmywane są i razem z wodą wnoszone do gleb.

Również na Świętym Krzyżu najwyższe wartości przewodności elektrolitycznej notowano w punktach, w których przepuszczalność drzewostanu była najwyższa. Potwierdza to analiza aglomeracji metodą Warda, która wykazała, że w obrębie analizowanej powierzchni badawczej wydzielić można dwie grupy chwytaczy. Pierwszą z nich, charakteryzującą się mniejszą mineralizacją, stanowiły przede wszystkim stanowiska zlokalizowane pod koroną buka oraz w lukach między koronami drzew. Średnia ważona wartość SEC dla roku dla tej grupy chwytaczy wynosi $9,2 \text{ mS}\cdot\text{m}^{-1}$, przy $3,36 \text{ mS}\cdot\text{m}^{-1}$ dla opadu bezpośredniego. Znacznie wyższe wartości, ze średnią ważoną wynoszącą $15,0 \text{ mS}\cdot\text{m}^{-1}$, zanotowano

w grupie B, na którą składają się chwytacze zlokalizowane pod koronami jodeł (ryc. 89).

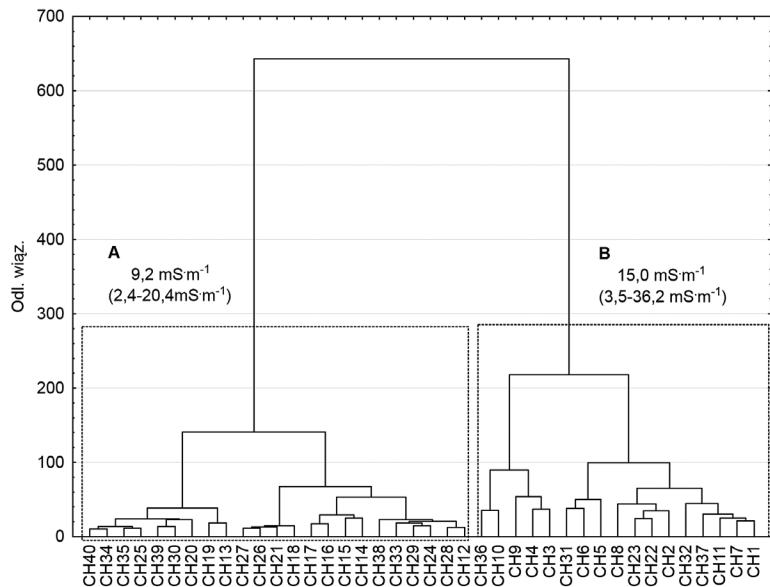
Najwyższe wartości, odpowiednio $36,2$ i $36,1 \text{ mS}\cdot\text{m}^{-1}$, zanotowano w chwytaczu nr 5 i 36 we wrześniu i czerwcu, czyli w trakcie sezonu wegetacyjnego. Analiza miesięcznej dynamiki przewodności elektrolitycznej wykazała, że maksimum przewodności notowano w listopadzie i w grudniu ($15,3 \text{ mS}\cdot\text{m}^{-1}$) oraz w marcu ($15,2 \text{ mS}\cdot\text{m}^{-1}$), kiedy występuje zwiększona kwaśna imisja związana z sezonem grzewczym. Nieco niższe maksimum ($14,9 \text{ mS}\cdot\text{m}^{-1}$) odnotowano we wrześniu, co wskazuje na wpływ czynnika fenologicznego (koniec sezonu wegetacyjnego). Najniższe wartości stwierdzono z kolei w sierpniu i kwietniu.

Wyniki uzyskane w Górach Świętokrzyskich, a zwłaszcza w ich centralnej części, wykazały, że w badanych drzewostanach funkcjonują obszary, które w sposób ciągły poddawane są oddziaływaniu opadów o większej kwasowości oraz wyższej mineralizacji. Uzyskane zależności wykazały również, że gatunkiem, który powoduje zateżnienie roztworów jest przede wszystkim jodła. Gatunek ten dzięki swoim zdolnościom recepcyjnym przechwytuje kwaśne aerozole z powietrza atmosferycznego. Istotnym składnikiem przyczyniającym się do wzrostu mineralizacji wód przenikających przez drzewostan są kwasy organiczne (Draaijers i in. 1997).



Ryc. 88. Przestrzenna zmienność przewodności elektrolitycznej właściwej w drzewostanie bukowo-sosnowym w geoekosystemie Malik
A – sosna, B – buk, C – chwytacz opadu podkoronowego, D – zasięg korony

Fig. 88. Spatial variation in EC values in fir and pine stand in the Malik geoecosystem
A – pine, B – beech, C – throughfall sampler, D – canopy tree



Ryc. 89. Aglomeracja dla wielkości przewodności elektrolitycznej wód opadu podkoronowego na powierzchni testowej na Świętym Krzyżu

Fig. 89. Throughfall EC values agglomeration results at Święty Krzyż

Specyficzny charakter miały wody spływające po pniach drzew, gdzie zanotowane wartości przewodności elektrolitycznej właściwej były wielokrotnie wyższe od wód opadu bezpośredniego. W wodach spływających po pniach świerków stwierdzono 21-krotny wzrost przewodności elektrolitycznej ($40,46 \text{ mS}\cdot\text{m}^{-1}$), po pniach sosen 9-krotny wzrost przewodności ($27,03 \text{ mS}\cdot\text{m}^{-1}$), a po pniach jodeł prawie 8-krotny ($34,34 \text{ mS}\cdot\text{m}^{-1}$). Wzrost mineralizacji zanotowano również w wodach spływających po pniach buków oraz grabów. Uzyskane wartości były jedynie od 1,8 do 3,3 razy wyższe od zanotowanych w wodach opadu bezpośredniego. Najwyższe wartości stwierdzono w miesiącach zimowych, najniższe w letnich. Obserwowany rozkład przewodności należy wiązać przede wszystkim z procesem zateżenia roztworów spływających po powierzchniach drzew. Proces ten wynika zarówno z procesów jonowymiennych w układzie roślina – woda, jak i splukiwania aerozoli osadzonych w wyniku depozycji suchej na powierzchni drzew. Intensywność procesu zateżenia jest znacznie większa w przypadku drzew iglastych niż liściastych. Wynika to m.in. z różnic w budowie morfologicznej kory drzew (Kowalkowski i in. 2002a). Stwierdzona we wszystkich geoekosystemach transformacja opadów bezpośrednich w obrębie drzewostanów pod względem wielkości przewodności elektrolitycznej jest istotna statystycznie (tab. 19).

Analiza *post-hoc* wykonana testem Tukeya wykazała, że we wszystkich badanych geoekosystemach opad bezpośredni różni się statystycznie od opadów podkoronowych w drzewostanach iglastych (Święty Krzyż $p<0,001$, Malik $p=0,003$, Szymbark $p<0,001$) oraz wód spływających zarówno po pniach drzew iglastych, jak i liściastych (wszystkie przypadki $p<0,001$). Należy podkreślić, że pod względem wielkości przewodności elektrolitycznej właściwej opady podkoronowe w drzewostanach liściastych nie różnią się statystycznie od opadu bezpośredniego (Święty Krzyż $p=0,932$, Malik $p=0,493$, Szymbark $p=0,381$).

Badania wykazały, że we wszystkich geoekosystemach zachodzą podobne procesy związane z zateżaniem wód przenikających przez strefę koron i pni drzew. Stwierdzono, że zateżanie roztworu następuje w kolejności od najmniej zmineralizowanego: opad bezpośredni > opad podkoronowy w drzewostanie liściastym > spływ po pniach drzew liściastych > opad podkoronowy w drzewostanie iglastym > spływ po pniach drzew iglastych (ryc. 90).

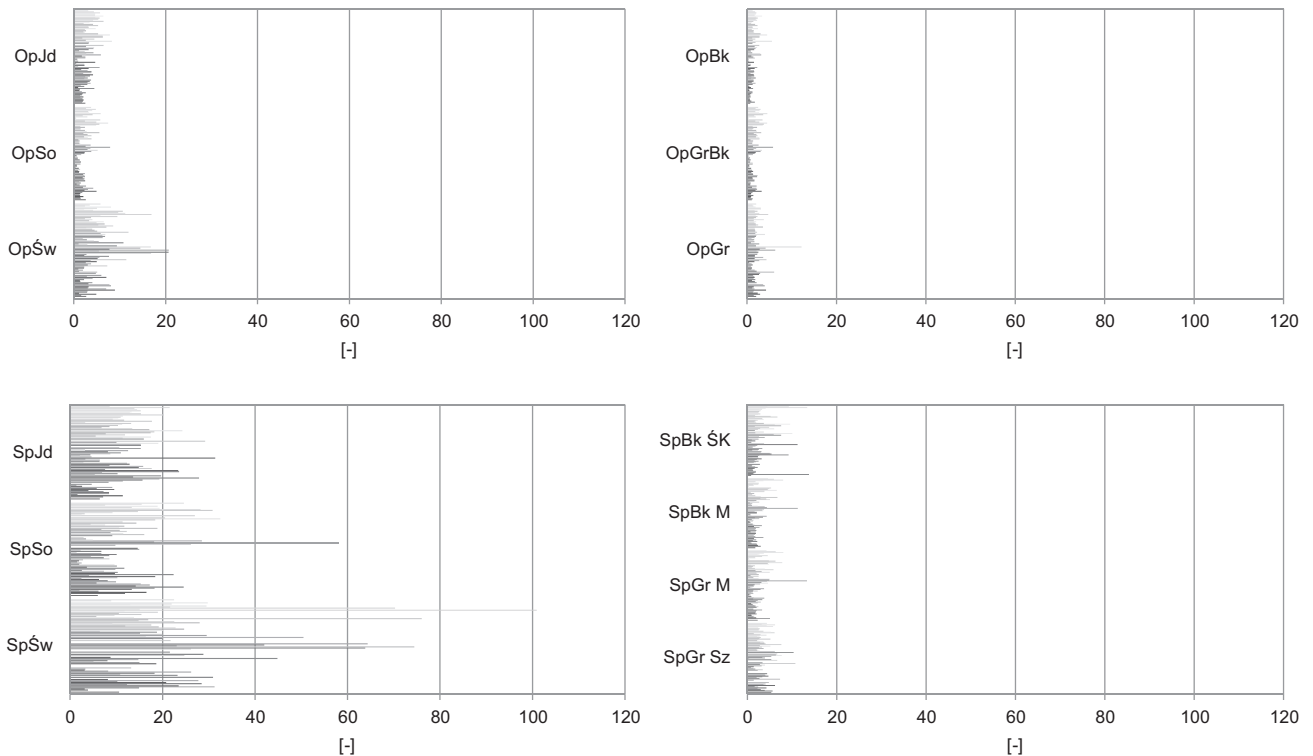
4.5.2. Zróżnicowanie składu chemicznego wód opadowych w badanych geoekosystemach

Woda w geoekosystemie pełni różnorodne funkcje, m.in. przenosi zanieczyszczenia pochodzenia antropogenicznego. Ładunek składników wprowadzanych do

Tabela 19. Wyniki analizy statystycznej z wykorzystaniem jednoczynnikowej analizy wariancji ANOVA (testowano przewodność elektrolityczną właściwą)

Table 19. ANOVA results (for EC values)

	Efekt/Effect			Błąd/Error			F	p
	SS	df	MS	SS	df	MS		
Święty Krzyż	104462	4	20892	106935	616	173,6	120,35	0,00
Malik	99920	5	19984	65666	695	94,5	211,51	0,00
Szymbark	86943	4	21736	71425	552	129,4	167,98	0,00



Ryc. 90. Krotność przewodności elektrolitycznej w wodach opadu podkoronowego i spływającego po pniach drzew w odniesieniu do opadu bezpośredniego (OA=1) w ujęciu miesięcznym

OpJd – drzewostan jodłowo-bukowy na Świętym Krzyżu, OpBk – drzewostan bukowy na Świętym Krzyżu, OpSo – drzewostan sosnowy na Maliku, OpGrBk – drzewostan grabowo-bukowy na Maliku, OpŚw – drzewostan świerkowy w Szymbarku, OpGr – drzewostan grabowy w Szymbarku, SpJd – spływ po pniu jodły, SpSo – spływ po pniu sosny, SpŚw – spływ po pniu świerka, SpBk ŚK – spływ po pniu buka na Świętym Krzyżu, SpBk M – spływ po pniu buka na Maliku, SpGr M – spływ po pniu graba na Maliku; SpGr Sz – spływ po pniu graba w Szymbarku

Fig. 90. Monthly EC values factor in throughfall and stemflow as compared to bulk precipitation (OA=1)

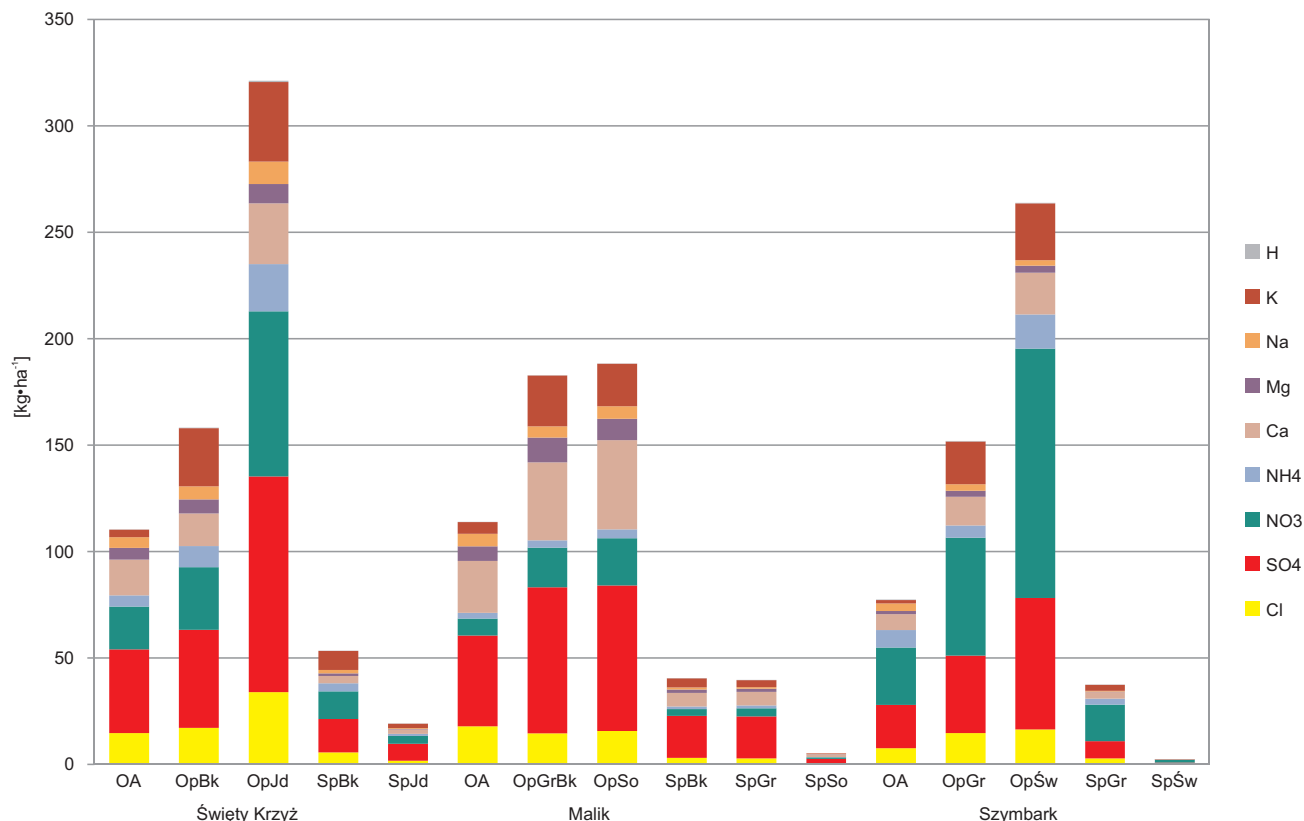
OpJd – fir-beech forest stand on Święty Krzyż, OpBk – beech forest stand on Święty Krzyż, OpSo – pine forest on Malik, OpGrBk – hornbeam-beech forest on Malik, OpŚw – spruce forest stand in Szymbark, OpGr – hornbeam forest stand in Szymbark, SpJd – stemflow fir, SpSo – stemflow pine, SpŚw – stemflow spruce, SpBk ŚK – stemflow beech on Święty Krzyż, SpBk M – stemflow beech on Malik, SpGr M – stemflow hornbeam on Malik; SpGr Sz – stemflow hornbeam in Szymbark

lasu przez wody opadowe ma istotny wpływ na tempo denudacji chemicznej oraz elementy biotyczne w geosystemie. W analizowanym okresie najwyższy średni dziesięcioletni ładunek jonów zanotowano w Górach Świętokrzyskich, z maksimum w ich południowo-zachodniej części. Średnio w latach 2002–2011 do geosystemu góry Malik wraz z opadem bezpośrednim dotarło $113,8 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$ składników rozpuszczonych. Nieznacznie niższy ładunek zanotowano na Świętym Krzyżu – $110,3 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$, a najniższy w Szymbarku – $75,0 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$ (ryc. 91). Począwszy od roku 2009 w Górach Świętokrzyskich notowano wzrost wielkości ładunku, na który wpływ miały jony siarczanowe na Świętym Krzyżu i azotanowe na Maliku. Efektem był wzrost kwasowości opadu bezpośredniego w centralnej części Gór Świętokrzyskich. W południowo-zachodniej części, pomimo wyraźnego wzrostu depozycji jonów azotanowych, nie stwierdzono wzrostu kwasowości opadów, co wynika z jednoczesnego wzrostu ładunku jonów wapnia, które zneutralizowały wzrost kwaśnej depozycji.

Przemysłowy charakter południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich powoduje, że na obszarze tym notowane są najwyższe ładunki jonów magnezu, wapnia, potasu, siarczanów oraz azotanów (tab. 20). Wyższe wartości stwierdzono również w przypadku ładunku

sodu oraz chlorków. Z kolei w Szymbarku notowane były najwyższe ładunki jonu amonowego. Sumaryczny ładunek w latach 2002–2011 był wyższy 3 razy niż na Maliku i 1,6 niż na Świętym Krzyżu, co wynika z rolniczego charakteru tego obszaru. Rolnictwo jest bowiem jednym ze źródeł NH_3 i NH_4^+ w atmosferze (Johnson, Lindberg 1992). Analiza średnich miesięcznych ładunków wykazała, że najwyższe wartości w Szymbarku stwierdzono od marca do października, z maksimum w lipcu, co nawiązuje do prowadzonych prac polowych. Minimalne wartości występowały natomiast od listopada do lutego. Analiza z wykorzystaniem jednoczynnikowej analizy wariancji ANOVA wykazała, że pomiędzy badanymi geosystemami występuje istotnie statystyczna różnica w wielkości deponowanych ładunków NH_4^+ ($F=11,02$, $p=0,0003$). W analizie *post-hoc* (test Scheffe) wykazano, że statystyczne różnice występują pomiędzy Szymbarkiem a Świętym Krzyżem ($p=0,024$) oraz Malikiem ($p<0,001$). Brak jest zaś statystycznie istotnych różnic pomiędzy geosystemami w Górach Świętokrzyskich ($p=0,249$).

Dzięki przeprowadzonej jednoczynnikowej analizie ANOVA stwierdzono odrębność geosystemów położonych w Górach Świętokrzyskich oraz na pograniczu Beskidu Niskiego i Pogórza Karpackiego. Różnice te



Ryc. 90. Ładunek wybranych jonów zdeponowanych z opadami w badanych geoeosystemach

OA – opad bezpośredni, OpJd – opad podkoronowy w drzewostanie jodłowo-bukowym, OpBk – opad podkoronowy w drzewostanie bukowym, SpJd – spływ po pniu jodły, SpBk – spływ po pniu buka, OpSo – opad podkoronowy w drzewostanie sosnowym, OpGrBk – opad podkoronowy w drzewostanie grabowo-bukowym, SpSo – spływ po pniu sosny, SpGr – spływ po pniu graba, SpBk – spływ po pniu buka, OpŚw – opad podkoronowy w drzewostanie świerkowym, OpGr – opad podkoronowy w drzewostanie grabowym, SpŚw – spływ po pniu świerka

Fig. 90. Loads of selected ions deposited with precipitation in the studied geoeosystems

OA – bulk precipitation, OpJd – throughfall in fir – beech forest stand, OpBk – throughfall in beech forest stand, SpJd – stemflow fir, SpBk – stemflow beech, OpSo – throughfall in pine forest stand, OpGrBk – throughfall in hornbeam – beech forest stand, SpSo – stemflow pine, SpGr – stemflow hornbeam, SpBk – stemflow beech, OpŚw – throughfall in spruce forest stand, OpGr – throughfall in hornbeam forest stand, SpŚw – stemflow spruce

były istotne dla ładunku jonów amonu, chlorków oraz jonów wodorowych ($p < 0,001$).

W przypadku jonów magnezu, potasu oraz siarczanów różnice pomiędzy Malikiem i Szymbarkiem były istotne ($p < 0,05$). Nie stwierdzono natomiast różnic pomiędzy Świętym Krzyżem i Malikiem oraz Świętym Krzyżem i Szymbarkiem. Warto również zaznaczyć, że w przypadku ładunku wapnia w analizie ANOVA odnotowano istotność różnic ($F=17,70$, $p < 0,001$). W analizie *post-hoc* testem Scheffe wykazano, że różnice te są istotne statystycznie pomiędzy wszystkimi geoeosystemami. Z kolei w przypadku ładunku sodu brak jest istotnych różnic ($F=1,56$, $p=0,228$).

Ładunek materii, jaki zostaje dostarczony do ekosystemów leśnych na drodze depozycji mokrej, suchej i wilgotnej, znacząco zmienia swoje właściwości fizyczno-chemiczne w wyniku kontaktu z rośliną. Procesy, jakie towarzyszą tym kontaktom, w ostateczny sposób wpływają na skład chemiczny roztworów, a co za tym idzie – na wielkość ładunku materii docierającej do powierzchni gleby w formie rozpuszczonej. Procesy te podzielić można na cztery grupy: depozycji na powierzchni roślin, splukiwania z powierzchni roślin, absorpcji składników

do tkanek i ługowania składników z wnętrza tkanek (Stachurski 1987).

Zasadniczą drogę dopływu składników chemicznych do dna lasu stanowi opad podkoronowy. Jest on wodnym roztworem substancji importowanych do ekosystemu z opadami atmosferycznymi oraz składnikami pochodzącymi z wymycia z wnętrza igieł i liści. Dodatkowo roztwór ten może zostać wzbogacony w elementy pochodzące z tzw. depozycji suchej i wilgotnej. W rejonach o dużej emisji gazowych zanieczyszczeń przemysłowych droga ta może stanowić istotne źródło dopływu substancji do gleb. Rozpatrując wielkości ładunków w wodach opadów przenikających przez korony drzew, można stwierdzić, że ładunki poszczególnych jonów wielokrotnie przekraczały wartości notowane w opadach na otwartej przestrzeni. Dodatkowo do dna lasu opad dociera w postaci spływu po pniach drzew, którego objętość, jak wykazały przeprowadzone badania, jest znacząca w drzewostanach liściastych. Niemniej jednak, pomimo niewielkich objętości notowanych w przypadku drzew iglastych, rola ich jest niezwykle istotna, gdyż woda ta zasila glebę bezpośrednio przy pniu drzewa. Ponadto, jak wykazały dotychczasowe badania, w wodach

Tabela 20. Wielkość ładunku wybranych jonów w wodach opadu bezpośredniego w analizowanych geosystemach**Table 20.** Volume of selected ions in precipitation in the studied geosystems

Rok/Year	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	NH ₄ ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	H ⁺
kg·ha ⁻¹									
g·ha ⁻¹									
Święty Krzyż									
2002	22,13	48,94	42,26	9,37	11,45	9,78	5,00	5,73	103,4
2003	19,19	54,96	31,20	7,21	21,49	11,50	2,66	4,61	31,6
2004	15,23	10,48	29,81	7,15	9,88	4,22	5,03	6,06	32,7
2005	12,55	30,25	19,98	3,30	22,17	2,24	4,01	4,65	43,6
2006	10,41	25,34	19,11	3,05	14,43	1,80	4,07	3,08	53,8
2007	12,55	26,22	19,89	3,13	15,57	4,63	4,07	1,76	34,2
2008	13,29	24,60	11,90	4,02	15,29	2,16	3,53	1,38	129,6
2009	10,14	27,36	13,97	4,00	16,01	2,93	4,98	1,38	109,1
2010	15,52	62,29	4,59	5,48	13,17	8,73	12,36	3,85	228,6
2011	16,04	82,24	9,27	5,65	28,73	6,11	4,83	3,73	271,1
Średnia mean	14,71	39,27	20,20	5,24	16,82	5,41	5,05	3,62	103,8
SD	3,78	21,98	11,41	2,13	5,71	3,49	2,68	1,71	85,32
CV [%]	25,7	56,0	56,5	40,7	33,9	64,5	53,0	47,2	85,2
Malik									
2002	32,39	67,34	49,26	3,20	34,41	19,14	4,96	8,06	113,7
2003	21,39	63,91	34,60	2,49	34,22	14,85	3,23	5,56	37,8
2004	28,12	37,78	93,48	6,89	22,86	11,07	6,83	9,66	42,0
2005	21,27	75,38	29,19	10,12	36,15	3,79	6,60	9,45	38,1
2006	13,20	25,94	12,09	1,39	18,80	1,85	4,02	5,67	78,1
2007	12,96	27,06	48,45	1,83	21,41	2,67	4,31	3,16	91,6
2008	12,09	33,18	12,19	2,06	20,07	2,49	3,29	4,86	139,3
2009	10,00	22,21	8,65	2,65	17,27	2,80	3,89	1,88	29,7
2010	17,84	34,67	20,73	1,35	15,90	5,98	9,78	4,26	60,6
2011	9,97	38,76	43,84	3,20	22,75	3,91	11,13	3,03	80,7
Średnia mean	17,92	42,62	35,25	3,52	24,38	6,86	5,80	5,56	71,1
SD	7,77	19,05	25,52	2,81	7,61	6,05	2,76	2,71	36,4
CV [%]	43,4	44,7	77,4	80,0	31,2	88,2	47,6	48,8	51,1
Szymbark									
2002	5,50	21,39	44,44	8,78	17,77	2,04	1,39	1,55	424,0
2003	4,82	25,06	31,35	5,41	3,14	0,56	0,85	0,99	632,4
2004	4,11	28,31	28,56	7,98	7,90	1,07	1,47	2,03	460,7
2005	2,47	14,99	18,99	6,07	1,35	1,21	7,26	1,02	125,4
2006	3,93	19,13	32,90	9,12	1,30	2,22	7,45	0,76	115,3
2007	4,16	12,18	19,49	10,42	2,98	2,90	7,65	0,70	56,8
2008	6,58	22,48	33,13	7,73	7,63	0,67	1,55	1,66	107,3
2009	8,53	19,38	25,00	7,39	13,45	0,87	1,68	3,38	132,5
2010	6,78	19,29	19,74	10,32	10,88	0,81	1,26	1,79	284,1
2011	7,31	20,89	16,19	8,54	9,01	1,50	3,21	2,15	226,5
Średnia mean	5,42	20,31	26,98	8,18	7,54	1,38	3,38	1,60	256,5
SD	1,86	4,60	8,77	1,63	5,48	5,48	2,88	0,81	190,7
CV [%]	34,3	22,7	32,5	19,9	72,7	55,7	85,2	50,6	74,4

SD – odchylenie standardowe, CV – współczynnik zmienności

SD – standard deviation, CV – coefficient of variation

tych notowano wysokie stężenia większości analizowanych składników (Kowalkowski i in. 2002a, Kozłowski 2002, Józwiak, Kozłowski 2004). Notowane wartości są niezwykle istotne z punktu widzenia ewentualnych antropogenicznych zagrożeń w funkcjonowaniu zbiorowisk roślinnych. Wysokie stężenia np. jonów H⁺ powodują bowiem niszczenie tkanki roślinnej i przyczyniają

się do wymywania biogenów z organów roślin (Grodzińska, Laskowski 1996).

Badania składu chemicznego wykazały, że we wszystkich badanych drzewostanach wody opadowe po przejściu przez strefę koron i pni drzew wprowadzały do gleb znacząco wyższe ładunki potasu, siarczanów, jonu amonowego i azotanowego, wapnia oraz magnezu (tab.

21). Największe różnice we wszystkich drzewostanach w badanych geoekosystemach zanotowano w przypadku ładunku K (ryc. 92).

Dzięki wykonanej analizie statystycznej z wykorzystaniem nieparametrycznego testu U Manna-Whitneya stwierdzono, że we wszystkich geoekosystemach, bez względu na gatunek, statystycznie istotne różnice pomiędzy ładunkiem w opadzie bezpośrednim a opadem docierającym do dna lasu (jako suma opadu podkoronowego (TF) i spływającego po pniach drzew (SF)) wystąpiły jedynie w przypadku ładunku siarczanów oraz potasu (tab. 22).

Analiza składu chemicznego wykazała, że maksymalny ładunek wodoru zanotowano w wodach przenikających przez drzewostan iglasty (opad podkoronowy + spływ po pniach) w geoekosystemie Święty Krzyż. Średnio w latach 2002–2011 do dna lasu dotarło 676,3 g H ha⁻¹, w zakresie od 129,3 g H ha⁻¹ w roku 2011 do 1184,5 g H ha⁻¹ w roku 2009. W porównaniu do wód opadu bezpośredniego ładunek ten był 5,5 razy wyższy. Znaczący wzrost zanotowano również w drzewostanie liściastym, w którym średnio w okresie badawczym dotarło 386 g H ha⁻¹ (wzrost o 3,1 razy), z wahaniami od 642,3 g H ha⁻¹ w roku 2006 do 114,7 g H ha⁻¹ w roku 2011. W przypadku drzewostanów zlokalizowanych zlewni Bystrzanki zanotowano też wzrost ładunku wodoru, zarówno w drzewostanie iglastym (1,2 raza) oraz liściastym (1,3 raza) w odniesieniu do wód opadu bezpośredniego. Średni roczny ładunek wodoru z dziesięciolecia pomiarowego wyniósł odpowiednio 305,2 g H ha⁻¹ i 322,0 g H ha⁻¹, z wahaniami od 36,8 g H ha⁻¹ w roku 2007 do 963,6 g H ha⁻¹ w roku 2011 oraz 34,6 g H ha⁻¹ w roku 2007 do 1059,2 g H ha⁻¹ w roku 2011. Wielkość ładunku jonów wodoru docierających do dna lasu na terenie Białego Zagłębia określić można mianem dostawy symbolicznej. Średnio w okresie badawczym do dna lasu w drzewostanie liściastym dotarło zaledwie 0,9 g H ha⁻¹, przy 71,1 g H ha⁻¹ w opadzie bezpośrednim, z wahaniami w poszczególnych latach od 0,3 g H ha⁻¹ w roku 2011 do 2,4 g H ha⁻¹ w roku 2002. Warto zaznaczyć, że istotny wpływ na wielkość depozycji miał spływ po pniach drzew. W przypadku drzewostanu iglastego średnio w okresie badawczym do dna lasu dotarło 16,8 g H ha⁻¹, z wahaniami od 2,5 g H ha⁻¹ w roku 2008 do 63,7 g H ha⁻¹ w roku 2002.

Badania składu chemicznego wykazały, że przebieg zmienności ładunku jonu wodoru nawiązuje do przebiegu sezonu wegetacyjnego oraz czasu trwania sezonu grzewczego; zarówno w drzewostanach iglastych (ryc. 93), jak i liściastych (ryc. 94). Maksymalne wartości notowano w miesiącach zimowych od grudnia do marca, co wynika m.in. ze zwiększonej emisji SO₂.

Maksymalne wartości odnotowano na Świętym Krzyżu w drzewostanie iglastym, w którym w styczniu ładunek docierający do gleb był ponad 20-krotnie wyższy w porównaniu do opadu bezpośredniego i wyniósł średnio 168,2 g H ha⁻¹. Obserwowane dysproporcje wynikają z podnoszonych wcześniej różnic w inten-

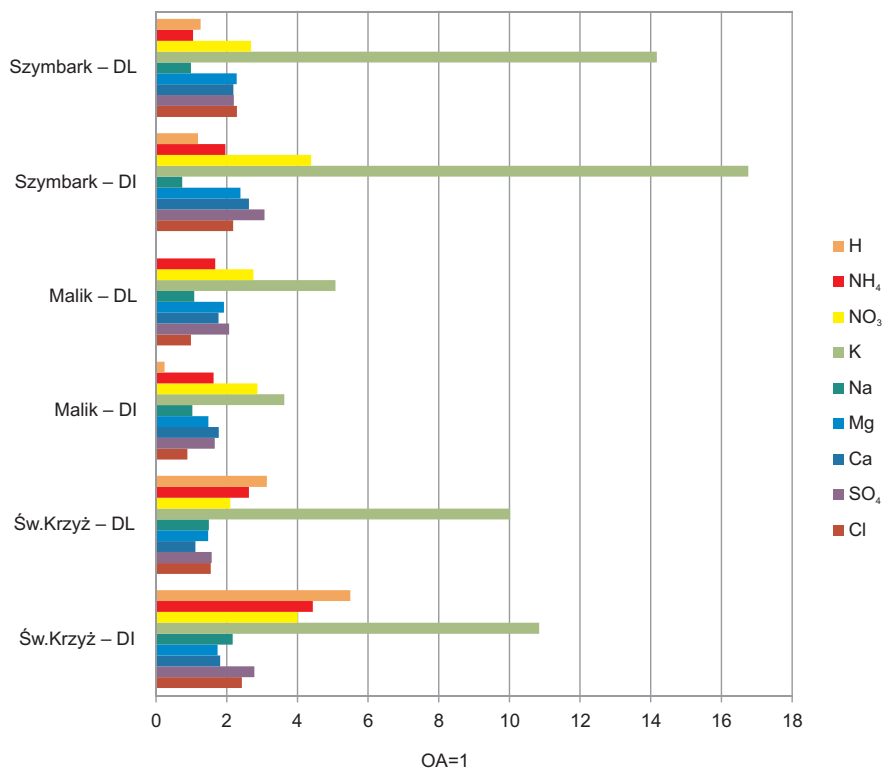
sywności wyczesywania zanieczyszczeń z powietrza przez drzewostany iglaste. Nie bez znaczenia jest rodzaj opadu, z którym dostarczane były składniki do ekosystemów leśnych. Wiadomo bowiem, że śnieg jest bardziej efektywny w wychwytywaniu zanieczyszczeń z powietrza atmosferycznego niż opad deszczu (Lovett, Kinsman 1990). Zmagazynowany w śniegu ładunek substancji w strefie koron drzew powoduje, że wczesną wiosną wraz z nadejściem roztopów składniki te powodować mogą wzrost kwasowości opadów. Efekt ten zaobserwowano we wszystkich badanych geoekosystemach. Stwierdzono, że zarówno na Świętym Krzyżu jak i w Szymbarku w marcu nastąpił wzrost ładunku wodoru, z maksimum w drzewostanie iglastym na Świętym Krzyżu z wartością 100,2 g H ha⁻¹, co stanowiło wzrost 13-krotny w odniesieniu do opadu bezpośredniego. W drzewostanie liściastym średni ładunek w marcu wyniósł 78,4 g H ha⁻¹, co stanowiło ponad 10-krotny wzrost ładunku w porównaniu do opadu bezpośredniego. W Szymbarku notowane wartości były nieznacznie niższe i wyniosły 78,0 g H ha⁻¹ w drzewostanie iglastym i 80,7 g H ha⁻¹ w liściastym, co stanowiło odpowiednio wzrost o 2,5 i 2,6 razy w porównaniu do opadu ponad lasem (30,7 g H ha⁻¹). Wyższe wartości w drzewostanie liściastym wynikają ze znacznego udziału spływu po pniach grabów.

W miesiącach od kwietnia do października odnotowywano spadek ładunku jonów wodorowych, szczególnie w drzewostanach liściastych, co wskazuje na ich absorpcję przez organy asymilacyjne drzew w trakcie sezonu wegetacyjnego. W Szymbarku proces ten występował od kwietnia maja oraz od lipca do listopada. Maksymalną redukcję ładunku jonów wodorowych, która osiągała wartość ponad 90%, notowano we wrześniu oraz w październiku. Na Świętym Krzyżu w lipcu i sierpniu w drzewostanie iglastym oraz od lipca do września w liściastym ładunek jonów wodorowych docierający do gleb był niższy niż w opadzie docierającym do badanych drzewostanów. Ładunki jonów wodorowych docierające do dna lasu z opadami podokapowymi wykazywały sezonową zmienność związaną z cyklem fenologicznym drzew. Absorpcja jonów wodorowych odbywa się na drodze jonowymiennej w układzie woda-roślina. Efektem tej wymiany jest wypłukiwanie z koron drzew znaczących ilości potasu, wapnia i magnezu (Parker 1990, Grodzińska, Laskowski 1996, Kolander 2002). Według Pottera i in. (1991), aż 40–60% jonów zasadowych pochodzi z reakcji wymiany z wodorem. W okresach chłodniejszych w warunkach wyższej emisji składników kwasogennych deponowanych na powierzchni roślin w wyniku depozycji suchej, wilgotnej i mokrej następuje wzbogacenie ładunku jonów wodoru w opadach podkoronowych. Proces ten, jak wykazały m.in. badania prowadzone w wybranych geoekosystemach, dotyczy przede wszystkim drzew iglastych w związku z ich efektywniejszą powierzchnią recepcyjną. Maksymalne wzbogacenie w ładunki jonów wodoru zanotowano na Świętym Krzyżu w drzewostanie iglastym w lutym 2009 r., kiedy to drzewostan iglasty wzbogacił

Tabela 21. Ładunek poszczególnych jonów deponowanych z opadami w wybranych geosystemach w latach 2002–2011
Table 21. Ions deposited with precipitation in the studied geosystems between 2002 and 2011

Stan. pom. Measuring point	pH	SEC (mS·m ⁻¹) Conductivity	Opad (mm) Precipita- tion	kg·ha ⁻¹										g·ha ⁻¹			
				Cl ⁻	S-SO ₄	N-NO ₃	N-NH ₄	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	H ⁺	Pb ²⁺	Al ³⁺	Fe ²⁺	Mn ²⁺	
Święty Krzyż																	
OA	5,07	4,52	715,0	14,71	13,09	4,56	4,07	16,82	5,41	5,05	3,62	103,8	196,7	213,1	356,6	369,1	
OpJd	4,48	12,43	539,6	33,98	33,79	17,50	17,25	28,50	9,12	10,56	37,30	632,2	417,6	946,9	509,5	2056,2	
SpJd	3,41	34,34	9,3	1,75	2,66	0,80	0,80	2,04	0,31	0,40	1,98	53,1	20,5	54,0	37,2	156,8	
OpBk	4,94	5,65	550,6	17,12	15,36	6,65	7,68	15,32	6,67	6,06	27,31	249,2	148,5	253,9	277,4	677,3	
SpBk	4,40	10,27	98,1	5,63	5,23	2,92	3,01	3,37	1,30	1,50	9,00	136,8	65,6	157,5	117,6	293,3	
Malik																	
OA	5,35	3,98	593,9	17,92	14,21	7,96	2,73	24,38	6,86	5,80	5,56	81,1	211,8	219,3	192,8	312,6	
OpSo	5,93	7,69	392,6	15,62	22,81	22,22	4,28	41,92	10,01	5,87	19,97	16,8	161,3	158,9	572,7	616,6	
SpSo	4,42	35,97	2,0	0,32	0,76	0,63	0,16	1,32	0,15	0,07	0,21	0,0	1,7	10,8	13,0	16,9	
OpGrBk	6,18	5,57	424,2	14,63	22,74	18,70	3,41	36,63	11,59	5,34	23,89	0,1	150,4	198,8	588,2	850,1	
SpGr	4,64	7,14	56,4	2,87	6,55	3,86	1,30	6,35	1,51	0,66	3,34	0,6	28,3	56,8	83,0	206,0	
SpBk	4,63	7,13	65,8	3,08	6,55	3,27	1,15	6,46	1,59	0,94	4,33	0,8	24,6	67,1	119,1	121,5	
Szymbark																	
OA	4,99	1,93	883,4	5,42	6,77	6,09	6,35	7,54	1,38	3,38	1,60	265,5	bd	bd	bd	bd	
OpŚw	4,76	8,75	426,7	16,44	20,56	26,48	12,39	19,69	3,30	2,52	26,74	304,1	bd	bd	bd	bd	
SpŚw	4,23	40,46	0,9	0,16	0,23	0,27	0,04	0,08	0,01	0,01	0,12	1,1	bd	bd	bd	bd	
OpGr	5,06	3,69	482,1	14,64	12,16	12,51	4,48	13,49	2,83	3,05	19,99	306,9	bd	bd	bd	bd	
SpGr	5,18	6,40	70,4	2,79	2,70	1,70	2,18	3,00	0,32	0,31	2,87	15,0	bd	bd	bd	bd	

Objaśnienia jak w tabeli 12, bd – brak danych./Explanation as in table 12, bd – no data.



Ryc. 92. Krotności ładunków wybranych jonów docierających do gleb w badanych drzewostanach iglastych (DI) i liściastych (DL)
Fig. 92. Load of selected ions reaching the soil in the studied stands of conifers (DI) and deciduous (DL)

ładunek jonów wodorowych docierających do gleb prawie 385 razy.

Odmienny charakter wzbogacania/ubytku jonów wodorowych stwierdzono na Maliku. W drzewostanie liściastym w ciągu 10 lat jedynie w dwóch przypadkach (marzec 2005 i luty 2011) ładunek wodoru był wyższy niż w opadzie bezpośrednim. Źródłem ładunku jonów wodorowych był spływ po pniach drzew. W pozostałych

miesiącach następowało buforowanie jonów wodorowych w strefie koron do 99,95%. Średnie miesięczne dla lat 2002–2011 wykazały, że ładunek jonów wodorowych w poszczególnych miesiącach nie przekraczał 0,03 wartości opadu bezpośredniego. W drzewostanie iglastym maksymalną absorpcję jonów wodorowych, wynoszącą 99,2%, zanotowano w listopadzie 2001 r. W trakcie badań stwierdzono siedem przypadków wzbogacenia ła-

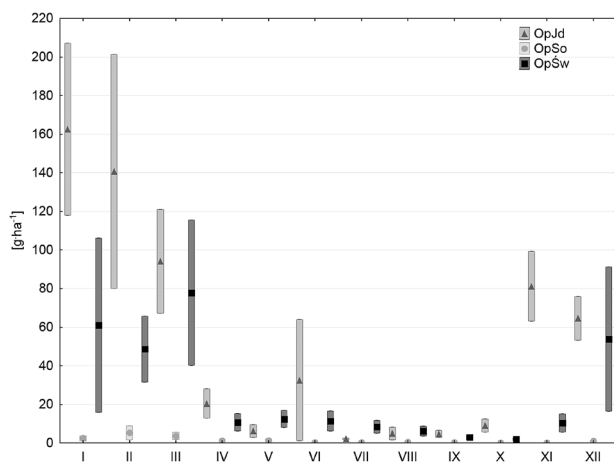
Tabela 22. Wyniki testowania statystycznego z wykorzystaniem testu U Manna-Whitneya (wartość „p” istotną statystycznie zaznaczono czcionką pogrubioną)

Table 22. U Mann-Whitney Test results (statistically significant „p” marked in bold)

Geoekosystem/Drzewostan Geoecosystem/Forest stand	Cl ⁻	S-SO ₄	N-NO ₃	N-NH ₄	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	H ⁺	Pb ²⁺	Al ³⁺	Fe ²⁺	Mn ²⁺
Święty Krzyż													
Drzewostan iglasty Coniferous stand	0,000	0,000	0,002	0,000	0,006	0,054	0,001	0,000	0,000	0,690	0,000	0,054	0,000
Drzewostan liściasty Deciduous stand	0,003	0,026	0,017	0,000	0,307	0,186	0,045	0,000	0,000	0,804	0,104	0,345	0,011
Malik*													
Drzewostan iglasty Coniferous stand	0,850	0,038	0,003	0,031	0,021	0,064	0,969	0,001	0,001	0,231	0,473	0,005	0,140
Drzewostan liściasty Bk Deciduous stand Bk	0,678	0,000	0,002	0,026	0,002	0,021	0,570	0,000	0,000	0,231	0,751	0,001	0,004
Drzewostan liściasty Gr Deciduous stand Gr	0,850	0,000	0,002	0,021	0,000	0,021	0,733	0,000	0,000	0,534	0,751	0,001	0,003
Szymbark													
Drzewostan iglasty Coniferous stand	0,000	0,000	0,000	0,005	0,001	0,002	0,564	0,000	0,850	bd	bd	bd	bd
Drzewostan liściasty Deciduous stand	0,000	0,009	0,307	0,970	0,030	0,015	0,894	0,000	0,970	bd	bd	bd	bd

* w przypadku Malika obliczano oddzielnie dla opadu podkoronowego + spływu po pniach buków (Bk) i spływu po pniach grabów (Gr)

* in the case of Malik was calculated separately for throughfall + stemflow in beech trees (Bk) and hornbeam (Gr)



Ryc. 93. Średni miesięczny ładunek jonów H^+ wraz z błędem standardowym w wodach opadu podkoronowego w badanych geoeosystemach w drzewostanach iglastych

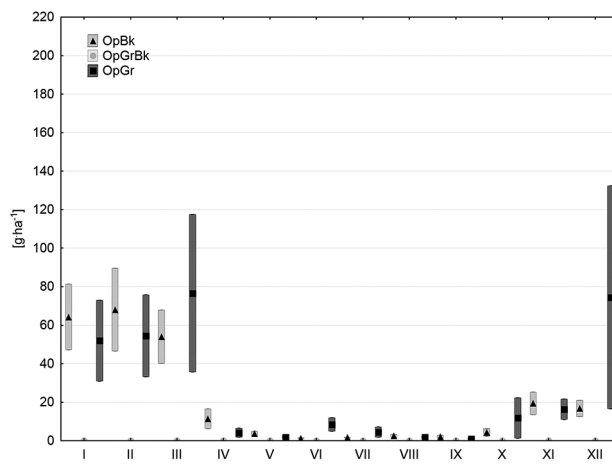
OpJd – drzewostan jodłowo-bukowy na Świętym Krzyżu, OpSo – drzewostan sosnowy na Maliku, OpŚw – drzewostan świerkowy w Szymbarku

Fig. 93. Average monthly H^+ ions load (standard error) in coniferous stands throughfall in the studied geoeosystems

OpJd – fir-beech forest stand on Święty Krzyż, OpSo – pine forest on Malik, OpŚw – spruce forest stand in Szymbark

dunku jonów wodorowych w opadach podkoronowych w tym drzewostanie. Maksimum odnotowano w marcu 2005 r., kiedy ładunek wodoru zdeponowany do gleb był prawie 16 razy wyższy od opadu ponad lasem. Epizod ten należy tłumaczyć dodatkowym ładunkiem jonów wodorowych zgromadzonych zimą w strefie koron w śniegu, który z nadejściem roztopów spowodował wzrost notowanych ładunków. Obserwowane różnice we wzbogacaniu lub ubytku jonów wodorowych w wybranych geokosystemach wynikają m.in. z różnic w wyniesieniu ponad otaczający teren, odmiennych warunków meteorologicznych, różnego stopnia zanieczyszczeń powietrza atmosferycznego oraz z zawartości składników odżywczych w glebach. Drzewostany rosnące na glebach bogatszych w składniki odżywcze mają zdolność do większej neutralizacji kwaśnej depozycji niż drzewostany rosnące na glebach ubogich (Ulrich, Matzner 1986, Kram i in. 1997).

Jak wykazały badania, proces obniżenia pH szczególnie silnie zaznaczał się w wodach spływających po pniach drzew, zwłaszcza iglastych. Ładunek jonów wodorowych, jaki został wniesiony tą drogą do dna lasu z wodami spływającymi np. po pniach jodeł, wyniósł średnio w okresie badawczym $53,1 \text{ g H ha}^{-1}$, co stanowi 51,1% opadu bezpośredniego, przy spływie wynoszącym jedynie 1,3% opadu bezpośredniego. Ponad dwukrotnie wyższy ładunek został dostarczony do gleby z wodami spływającymi po gładkich pniach buków i wyniósł średnio $136,8 \text{ g H ha}^{-1}$, co stanowi 131,7% ładunku wnoszonego z opadem bezpośrednim, przy opadzie stanowiącym 13,7% opadu bezpośredniego. Rozpatrując sezonową zmienność ładunku jonów wodorowych dostarczanych do dna lasu tą drogą, stwierdzono, że analogicznie jak w opadach podkoronowych najwyższe ładunki notowano w miesiącach zimowych, najniższe na-



Ryc. 94. Średni miesięczny ładunek jonów H^+ wraz z błędem standardowym w wodach opadu podkoronowego w badanych geoeosystemach w drzewostanach liściastych

OpBk – drzewostan bukowy na Świętym Krzyżu, OpGrBk – drzewostan grabowo-bukowy na Maliku, OpGr – drzewostan grabowy w Szymbarku

Fig. 94. Average monthly H^+ ions load (standard error) in deciduous stands throughfall in the studied geoeosystems

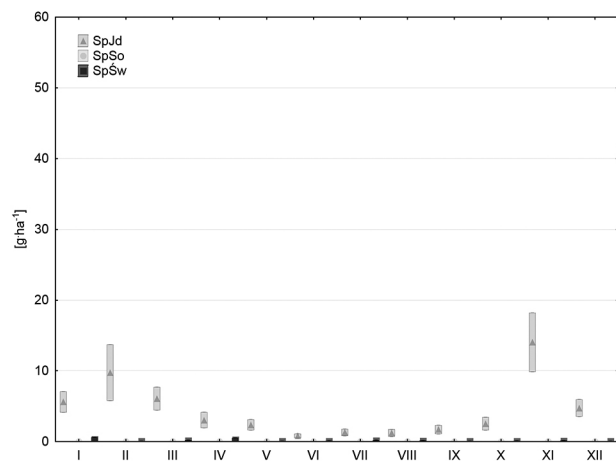
OpBk – beech forest stand on Święty Krzyż, OpGrBk – hornbeam-beech forest on Malik, OpGr – hornbeam forest stand in Szymbark

tomiast w letnich w spływie po pniach drzew iglastych (ryc. 95) oraz liściastych (ryc. 96).

Potwierdzają to wyniki testowania statystycznego (na poziomie istotności $\alpha < 0,05$) przy użyciu testu t-Studenta, które wykazały, że pomiędzy ładunkiem jonów wodorowych w opadach podkoronowych i spływających po pniach drzew istnieje korelacja wynosząca 0,542 w drzewostanie liściastym i 0,334 w iglastym.

Maksymalny miesięczny ładunek jonów wodorowych odnotowano w spływie po pniach buków na Świętym Krzyżu w lutym 2005 r. z 118 g H ha^{-1} . Minimalne wartości notowano we wrześniu–październiku każdego roku, co wskazuje na proces neutralizacji jonów wodorowych przez liście buków, na drodze reakcji jonowymiennych. Najwyższe ładunki w spływie po pniach jodeł, wynoszące $41,9 \text{ g H ha}^{-1}$, stwierdzono w lutym 2009 r. Analiza średnich miesięcznych ładunków wykazała, że w spływie po pniach buków maksymalne ładunki wodoru występowały w lutym, ze średnią wieloletnią $39,5 \text{ g H ha}^{-1}$, co stanowiło ponad 260% wartości w opadzie bezpośrednim. Jest to niezwykle istotna informacja z uwagi na fakt, że spływ po pniach dystrybuuje wodę bezpośrednio przy pniu, co wpływa na skład chemiczny gleby oraz na organizmy w niej funkcjonujące (Jóźwiak i in. 2013). Znacznie niższe wartości zanotowano w Szymbarku ze średnią wieloletnią 15 g H ha^{-1} w wodach spływających po pniach grabów i jedynie $1,1 \text{ g H ha}^{-1}$ w wodach spływających po pniach świerków. Maksymalną depozycję, podobnie jak na Świętym Krzyżu, notowano w marcu, ze średnią $4,6 \text{ g H ha}^{-1}$, co stanowiło 15% ładunku w opadzie bezpośrednim.

W geoeosystemie Malik w wyniku neutralizacji jonów wodorowych przez pyły alkaliczne średnioroczny ładunek odnotowany w wodach spływających po pniach wyniósł odpowiednio $0,84 \text{ g H ha}^{-1}$ w wodach spływających po pniu buka, $0,62 \text{ g H ha}^{-1}$ po pniu graba i jedynie



Ryc. 95. Średni miesięczny ładunek jonów H^+ wraz z błędem standardowym w wodach spływających po pniach drzew iglastych w badanych geoeosystemach

SpJd – spływ po pniu jodły, SpSo – spływ po pniu sosny, SpŚw – spływ po pniu świerka

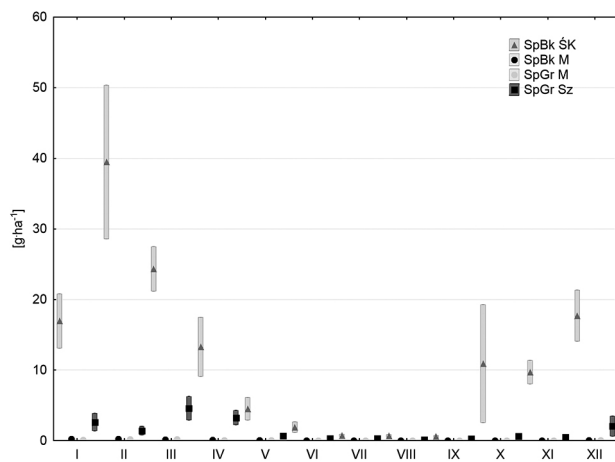
Fig. 95. Average monthly H^+ ions load together with standard error in coniferous stands stemflow in the studied geoeosystems

SpJd – stemflow fir, SpSo – stemflow pine, SpŚw – stemflow spruce

0,01 g H^+ ha^{-1} po pniu sosny. W dynamice rocznej wyraźnie zaznacza się zimowe maksimum i letnie minimum. Z ładunkiem jonów wodorowych ściśle związany jest dopływ jonów siarczanowych (Zimka, Stachurski 1996). Ich depozycja z opadem bezpośrednim wahała się w badanych geoeosystemach średnio w latach 2002–2011 od 20,3 kg SO_4^{2-} ha^{-1} w Szymbarku, 39,3 kg SO_4^{2-} ha^{-1} na Świętym Krzyżu do 42,6 kg SO_4^{2-} ha^{-1} na Maliku. Jak wynika z raportu o Stanie Lasów w Europie opracowanego na podstawie pomiarów w latach 2004–2006 (Lorenz i in. 2009), tak wysoka depozycja SO_4^{2-} jest charakterystyczna dla obszarów Europy Środkowo-Wschodniej. Dla terenów nie narażonych na znaczący dopływ siarki ze źródeł antropogenicznych jej depozycja z całkowitym opadem atmosferycznym sięga kilku kg ha^{-1} , a za naturalne tło uważa się opad siarki nie przekraczający 1 kg rocznie (Rodhe i in. 1995a, b).

Maksymalne wartości ładunku siarczanów w badanych geoeosystemach notowano w miesiącach jesienno-zimowych, a w przypadku Szymbarku w letnich (lipiec) (ryc. 97, 98). Podwyższone ładunki w miesiącach zimowych ulegają obniżeniu, w związku z czym wartości minimalne w Górach Świętokrzyskich notowano w miesiącach od sierpnia do września. Notowane letnie epizodyczne maksima w Górach Świętokrzyskich związane są z wyższymi sumami opadów oraz z lokalną cyrkulacją mas powietrza i skierowaniem nad obszar Gór Świętokrzyskich zanieczyszczonych mas powietrza m.in. znad GOP-u, elektrowni w Połaniecu lub z Bełchatowa, na co zwrócili uwagę w swych badaniach Tofel i Wolski (1996), Jóźwiak (2001, 2002) oraz Kozłowski i in. (2011). W przypadku Szymbarku letnie maksimum wynika z maksymalnych sum opadów przypadających na lipiec.

Jednak, aby ocenić rzeczywisty ładunek jonów siarczanowych docierających do dna lasu, należy uwzględnić



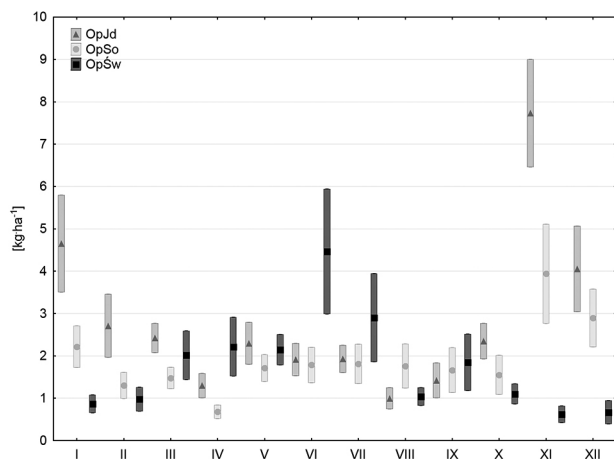
Ryc. 96. Średni miesięczny ładunek jonów H^+ wraz z błędem standardowym w wodach spływających po pniach drzew liściastych w badanych geoeosystemach

SpBk ŚK – spływ po pniu buka na Świętym Krzyżu, SpBk M – spływ po pniu buka na Maliku, SpGr M – spływ po pniu graba na Maliku; SpGr Sz – spływ po pniu graba w Szymbarku

Fig. 96. Average monthly H^+ ions load (standard error) in deciduous stands stemflow in the studied geoeosystems

SpBk ŚK – stemflow beech on Święty Krzyż, SpBk M – stemflow beech on Malik, SpGr M – stemflow hornbeam on Malik; SpGr Sz – stemflow hornbeam in Szymbark

suchą depozycję. Według obliczeń Johnsona i Lindberga (1992) sucha depozycja siarki ma duże znaczenie w regionach silnie zanieczyszczonych, gdzie może stanowić nawet 40–60% całkowitej depozycji siarki. Dlatego też na obszarach zanieczyszczonych wykorzystuje się jako wyznacznik całkowitej depozycji (TD) sumę ładunków siarczanów wniesionych do podłoża z opadami podkoronowymi (TF) i spływającymi po pniach drzew (SF) (Mayer, Ulrich 1978, Lindberg, Lovett 1992, Butler, Likens 1995). Przyjmując zatem jako wyznacznik całkowitej depozycji siarki do geoeosystemów sumę z opadu podkoronowego i spływającego po pniach, stwierdzono, że najwyższe ładunki zanotowano w Górach Świętokrzyskich, z maksimum na Świętym Krzyżu w drzewostanie iglastym ze średnią dziesięcioletnią depozycją wynoszącą 109,2 kg SO_4^{2-} ha^{-1} i liściastym 61,8 kg SO_4^{2-} ha^{-1} . Niewiele niższe wartości zanotowano na górze Malik z maksimum, co warto podkreślić w drzewostanie liściastym 88,2 kg SO_4^{2-} ha^{-1} oraz 70,8 kg SO_4^{2-} ha^{-1} w iglastym. Znaczne różnice pomiędzy drzewostanami uzyskano w Szymbarku, gdzie w drzewostanie iglastym średnio do dna lasu dotarło 62,4 kg SO_4^{2-} ha^{-1} , a w liściastym jedynie 44,7 kg SO_4^{2-} ha^{-1} . Jak wykazały badania Ivens i in. (1990), dla znacznej ilości lasów europejskich stosunek siarki w opadzie podkoronowym do siarki w opadzie bezpośrednim dla stanowisk iglastych wynosi 2,3–3,8 (średnio 3,1), w porównaniu z 0,9–2,3 (średnio 2,1) dla stanowisk liściastych. Nawet w czasie lata wskaźniki depozycji SO_4^{2-} pod świerkiem w lasach w Niemczech były 3,2 razy wyższe niż pod bukiem (Hoefken, Gravenhorst 1982). Badania prowadzone w wybranych geoeosystemach Polski wskazują, że stosunek ten wynosi: dla zlewni Bystrzanki 3,1 (TF+SF), 3,0 (TF) w drzewostanie iglastym i 2,2 (TF+SF), 1,8 (TF) w liściastym, dla Świętego Krzyża 2,8 (TF+SF), 2,6 (TF)

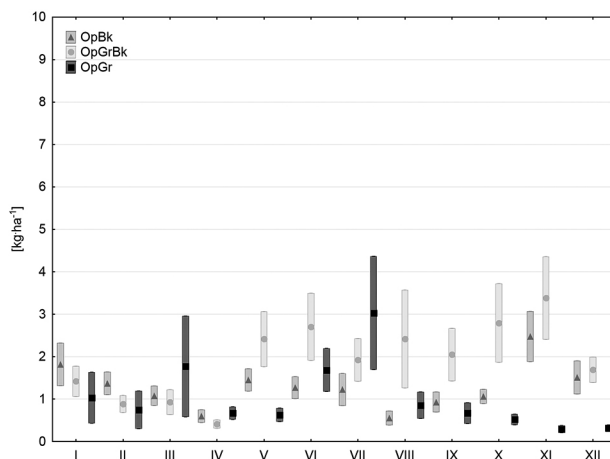


Ryc. 97. Średni miesięczny ładunek S-SO₄ wraz z błędem standardowym w wodach opadu podkoronowego w drzewostanach iglastych w badanych drzewostanach

OpJd – drzewostan jodłowo-bukowy na Świętym Krzyżu, OpSo – drzewostan sosnowy na Maliku, OpŚw – drzewostan świerkowy w Szymbarku

Fig. 97. Average monthly S-SO₄ load together with standard error in coniferous stands throughfall OpJd – fir-beech forest stand on Święty Krzyż, OpSo – pine forest on Malik, OpŚw – spruce forest stand in Szymbark

dla drzewostanu iglastego i 1,6 (1,2) dla liściastego, a dla geoeosystemu góry Malik 2,1 (1,6) dla drzewostanu liściastego i 1,7 (1,6) dla iglastego. Źródłem dodatkowego ładunku SO₄²⁻ jest sucha i wilgotna depozycja aerozoli, zaznaczająca się szczególnie wyraźnie w miesiącach letnich. Ponadto jest ona znacznie wyższa w przypadku drzewostanów iglastych niż liściastych, ponieważ drzewostany iglaste są bardziej efektywne w wychwytywaniu różnych substancji z powietrza (Moldan, Černý 1994). Różnice te wynikają, jak sugerują Waraghai i Gravenhorst (1989), z różnic w szorstkości koron drzewostanu. Dane uzyskane przez Davidson i in. (1982) w tunelu aerodynamicznym pokazały, że pędy sosen są efektywniejsze w wychwytywaniu cząstek z powietrza niż pędy dębu. Uzyskane stosunki ładunków TF/OA w badanych geoeosystemach potwierdzają wyniki badań prowadzonych przez wspomnianych wyżej autorów. Miesięczna dynamika wzrostu ładunku siarczanów w opadach docierających do dna lasu w porównaniu do opadu bezpośredniego wykazała, że najwyższe krotności na Świętym Krzyżu notowano od października do lutego z maksimum w listopadzie (5,5 razy) w drzewostanie iglastym. W przypadku drzewostanu liściastego różnice te nie są już tak znaczące, niemniej jednak, podobnie jak w drzewostanie iglastym, we wszystkich miesiącach ładunek docierający do gleby był wyższy od opadu bezpośredniego. Maksymalny wzrost notowano w styczniu (2,4 razy). Również w Szymbarku w drzewostanie iglastym stosunek ten był wyższy w drzewostanie iglastym niż w liściastym i wyniósł maksymalnie odpowiednio 5,8 razy we wrześniu i 5,0 razy w styczniu. Odmienne wskaźniki te kształtują się w geoeosystemie góry Malik. Obecność przemysłu cementowo-wapienniczego powoduje, że na obszarze tym znaczący wpływ ma depozycja sucha. Zarówno w drzewostanie liściastym, jak i iglastym maksymalny wzrost stosunku



Ryc. 98. Średni miesięczny ładunek S-SO₄ wraz z błędem standardowym w wodach opadu podkoronowego w drzewostanach liściastych w badanych drzewostanach

OpBk – drzewostan bukowy na Świętym Krzyżu, OpGrBk – drzewostan grabowo-bukowy na Maliku, OpGr – drzewostan grabowy w Szymbarku

Fig. 98. Average monthly S-SO₄ load together with standard error in deciduous stands throughfall

OpBk – beech forest stand on Święty Krzyż, OpGrBk – hornbeam-beech forest on Malik, OpGr – hornbeam forest stand in Szymbark

TF+SF/BP zanotowano w czerwcu. W drzewostanie liściastym średnio w analizowanym okresie do dna lasu dotarło 4,9 razy, a w iglastym 3,0 razy więcej siarczanów niż w przypadku depozycji z opadem bezpośrednim.

Rozpatrując ładunek jonów siarczanowych docierających do dna lasu jako opad podkoronowy netto (NTF), stwierdzono, że na Świętym Krzyżu najwyższe wartości występowały od listopada do stycznia, a w Szymbarku i na Maliku od maja do listopada. Widoczna sezonowa dynamika uwarunkowana jest przede wszystkim wielkością suchej i wilgotnej depozycji. Specyfika funkcjonowania wybranych geoeosystemów i odmienny charakter presji przemysłowej wyraźnie uwidacznia się przy porównaniu obszarów badawczych. Analiza wyników pozwala stwierdzić, że na Świętym Krzyżu oraz w Szymbarku wyższe wartości opadu podkoronowego netto występowały w drzewostanach iglastych, z maksimum na Świętym Krzyżu (15,5 kg SO₄²⁻ha⁻¹) oraz w Szymbarku (15,4 kg SO₄²⁻ha⁻¹). Niższe wartości zanotowano w przypadku drzewostanów liściastych, z maksimum w Szymbarku (10,1 kg SO₄²⁻ha⁻¹) i na Świętym Krzyżu (5,3 kg SO₄²⁻ha⁻¹). Analiza średnich miesięcznych wielkości NTF wykazała, że badane geoeosystemy różnią się od siebie pochodzeniem jonu siarczanowego. W Szymbarku najwyższe wartości NTF notowano w czerwcu i lipcu, co wskazuje na wpływ suchej depozycji. Na Świętym Krzyżu średnio miesięcznie najwyższe wartości NTF notowano w listopadzie i styczniu. Świadczy to o znacznym udziale depozycji wilgotnej oraz emisji przemysłowej związanej z sezonem grzewczym. W geoeosystemie położonym na terenie Białego Zagłębia wyższe wartości opadu podkoronowego netto uzyskano w drzewostanie liściastym, z maksimum w listopadzie i czerwcu. W drzewostanie iglastym maksymalna depozycja siarczanów z NTF wystąpiła z kolei w listopadzie i grudniu. W miesiącach tych

wskutek wyższej wilgotności znaczący udział ma depozycja wilgotna, składająca się m.in. z jonów siarczanowych i gazowego SO_2 . Aerozole te osadzone w koronach drzew iglastych wchodzi w reakcje z Ca^{2+} , pochodzącym z nasyconej kwasem węglowym suchej depozycji z zakładów cementowo-wapienniczych i wytrącane mogą być w postaci gipsu (Singer i in. 1996), co potwierdziła analiza igieł sosny z wykorzystaniem mikroanalizatora ED-XRF. Proces ten odpowiadać może za mniejsze ładunki docierające do gleb w drzewostanie iglastym.

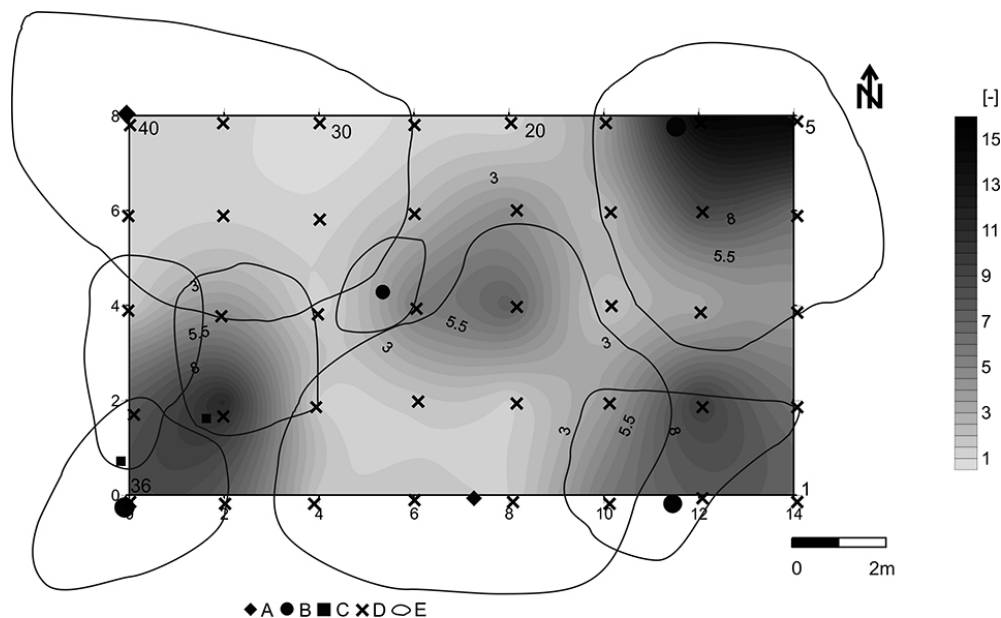
Stwierdzono istotne różnice w ładunku siarczanów deponowanych z opadem bezpośrednim i docierającym do dna lasu w postaci podkoronowego i spływającego po pniach we wszystkich geoeosystemach (Szymbark $F=26,36$, $p<0,001$, Święty Krzyż $F=59,83$, $p<0,001$, Malik $F=42,04$, $p<0,001$). W Symbarku istotnie różnią się wartości dla opadów przenikających przez korony świerków ($p<0,001$), na Świętym Krzyżu przenikających przez korony jodeł ($p<0,001$) oraz spływających po pniach jodeł ($p<0,001$) i buków ($p=0,017$). Na Maliku istotne statystycznie różnice występują w przypadku wód przenikających przez korony badanych drzewostanów ($p=0,003$) oraz spływających po pniach sosen ($p<0,001$), buków ($p=0,015$) i grabów ($p=0,014$). W przypadku Świętego Krzyża oraz Symbarku brak jest różnic dla opadów podkoronowych w drzewostanie liściastym: odpowiednio $p=0,904$ i $p=0,168$. Warto również podkreślić, że we wszystkich geoeosystemach różnice pomiędzy ładunkiem dostarczającym do gleb przez spływ po pniach drzew liściastych i iglastych nie był istotny statystycznie ($p>0,05$). W przypadku geoeosystemu położonego na terenie Białego Zagłębia wody opadu podkoronowego

w drzewostanie iglastym i liściastym nie różniły się między sobą pod względem wielkości ładunku.

W analizowanym okresie stwierdzono przypadki miesięcy, kiedy opad podkoronowy netto był niższy od opadu bezpośredniego. Występowały one najczęściej od stycznia do marca. Prawdopodobną przyczyną redukcji ładunku w okresie od stycznia do marca było zmagazynowanie części siarczanów w koronach drzew w śniegu, który topniejąc w kolejnym miesiącu, dostarczył dodatkowy ładunek do wód docierających do dna lasu. Z kolei przypadki odnotowane we wrześniu i październiku świadczyć mogą o zbuforowaniu tej części jonów siarczanowych przez organy asymilacyjne drzew.

W trakcie badań dokonano również analizy przestrzennej zmienności ładunku jonu siarczanowego deponowanego do gleb. Na podstawie wyników uzyskanych w styczniu 2004 roku stwierdzono, że najwyższe wartości zanotowano w chwytaczach zlokalizowanych pod koronami jodły, z maksimum wynoszącym $18,8$ i $18,5 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$ (stanowisko 10 i 5), co w porównaniu do opadu atmosferycznego ($1,2 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$) stanowi ponad 15-krotny wzrost (ryc. 99), przy średniej dla całej powierzchni wynoszącej $5,5 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$ (wzrost ładunku o 4,5 razy). Średnio na stanowiskach pod jodłami zanotowano ładunek siarczanów wynoszący $9,1 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$ (7,5-krotny wzrost). Nieznacznie niższymi wartościami cechowały się chwytacze zlokalizowane pod koronami jodeł oraz drzew liściastych ($8,6 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$, 7-krotny wzrost). Najniższe wartości, ze średnią $2,3 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$ (1,9-krotny wzrost), stwierdzono pod koronami buków.

Uzyskane wyniki potwierdzają większą efektywność gatunków iglastych w dostawie substancji do dna lasu.

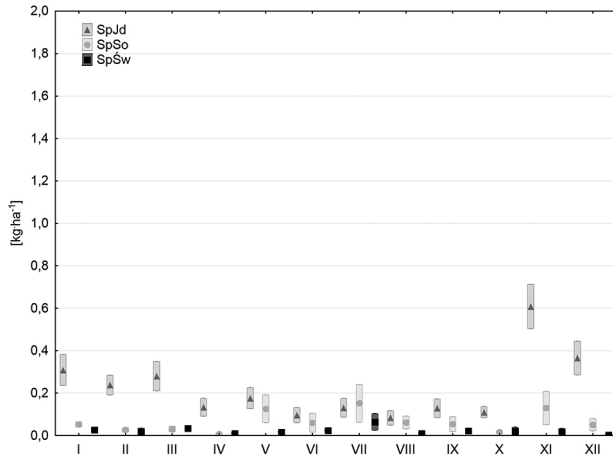


Ryc. 99. Krotność ładunku jonu siarczanowego deponowanego do gleb z opadem podkoronowym (OA = 1) w geoeosystemie na Świętym Krzyżu

A – buk, B – jodła, C – grab, D – chwytacz opadu podkoronowego, E – zasięg korony

Fig. 99. Multiplicity of sulphate ion load deposited to soil with throughfall (OA = 1) at Święty Krzyż

A – beech, B – fir, C – hornbeam, D – throughfall sampler, E – canopy tree



Ryc. 100. Średni miesięczny ładunek S-SO₄ wraz z błędem standardowym w wodach spływających po pniach drzew iglastych w badanych drzewostanach

SpJd – spływ po pniu jodły, SpSo – spływ po pniu sosny, SpŚw – spływ po pniu świerka

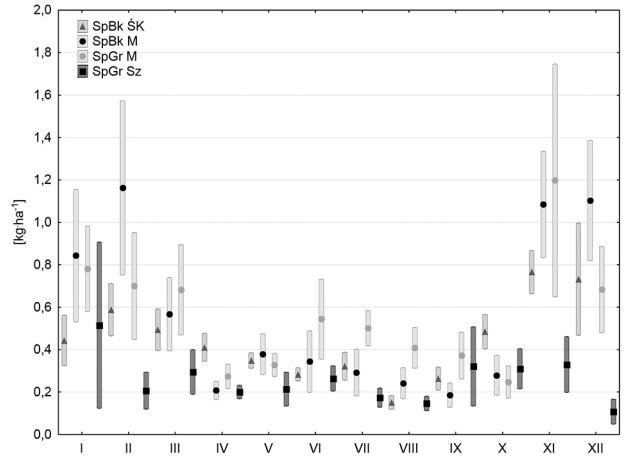
Fig. 100. Average monthly S-SO₄ load together with standard error in coniferous stand stemflow

SpJd – stemflow fir, SpSo – stemflow pine, SpŚw – stemflow spruce

Należy również podkreślić, że wielkość ładunku siarczanów w przypadku jodły zmniejsza się wraz z odległością od pnia drzewa. Badania Adriaenssens i in. (2012) w drzewostanie świerkowym również wykazały, że ładunek badanych jonów maleje wraz z odległością od pnia drzewa.

Na szczególną uwagę zasługuje ładunek siarczanów dostarczony z wodami spływającymi po pniach drzew. Uwagę zwracają wysokie wartości tego jonu wprowadzanego tą drogą do gleby. W bilansie stanowią znaczący udział w porównaniu z notowaną ilością wody. W przypadku drzew iglastych ładunek SO₄²⁻, wyrażony jako udział w łącznej depozycji (TF+SF) do dna lasu, stanowi 7,3% dla jodeł, 3,3% dla sosen oraz 0,9% dla świerków. O wielkości ładunku jonów siarczanowych dostarczanych do gleb tą drogą świadczyć może również fakt, że w stosunku do opadu bezpośredniego jest to 20,3% w przypadku jodeł, 5,6% w przypadku sosen i 2,9% w przypadku świerków. Dowodzi to znacznego obciążenia tych wód ładunkiem siarczanów. Wielokrotnie wyższe obciążenie notowano w przypadku spływu po pniach gatunków liściastych. W geokosystemie góry Malik po pniach grabów i buków dotarło bowiem 22,4% ładunku dostarczonego przez wody opadowe przenikające drzewostan do gleby. W odniesieniu do opadu bezpośredniego ładunek notowany w spływie po pniach tych drzew stanowił 46,4%. Pomierzony przepływ po pniach buków w geokosystemie Święty Krzyż wykazał bardzo wysoki, bo wynoszący 25,3%, udział ładunku siarczanów w ogólnym bilansie tego składnika docierającego do gleby z opadami przenikającymi przez drzewostan. Odnosząc uzyskane wartości do opadu bezpośredniego, stwierdzono, że stanowiły one średnio 39,9%. Równie wysokie wartości zanotowano w zlewni Bystrzanki. Spływ po pniach grabów stanowił tam 18,1% ładunku docierającego do gleb w lesie i 39,7% opadu ponad lasem.

W miesięcznej dynamice wielkości depozycji wyraźnie zaznaczają się jesienno-zimowe maksima wynikające



Ryc. 101. Średni miesięczny ładunek S-SO₄ wraz z błędem standardowym w wodach spływających po pniach drzew liściastych w badanych drzewostanach

SpBk ŚK – spływ po pniu buka na Świętym Krzyżu, SpBk M – spływ po pniu buka na Maliku, SpGr M – spływ po pniu graba na Maliku; SpGr Sz – spływ po pniu graba w Szymbarku

Fig. 101. Average monthly S-SO₄ load together with standard error in the deciduous stand stemflow

SpBk ŚK – stemflow beech on Święty Krzyż, SpBk M – stemflow beech on Malik, SpGr M – stemflow hornbeam on Malik; SpGr Sz – stemflow hornbeam in Szymbark

z obecności zanieczyszczeń w powietrzu oraz letnie minima, zarówno w wodach spływających po pniach drzew iglastych (ryc. 100), jak i znacznie wyraźniej w przypadku drzew liściastych (ryc. 101). Stwierdzona prawidłowość jest szczególnie istotna, wody te bowiem zasilają gleby tuż przy pniu, wpływając zasadniczo na tempo denudacji chemicznej gleb w najbliższym otoczeniu pnia (Kostrzewski i in. 1994a, b). Badania odczynu gleb wykonane w lasach niedaleko Lipska (Haase, Neumaister 1999) wykazały koncentryczny rozkład pH, z wartościami minimalnymi przy pniach drzew. Wody, spływając po pniach drzew, zmywają aerozole osadzone na korze oraz wymywają z roślin składniki, powodując jednoczesny wzrost stężeń badanych substancji w roztworze (Grodzińska, Laskowski 1996, Kruszyk 2001, Kowalkowski i in. 2002b). Średnie stężenia poszczególnych jonów w spływie po pniach wybranych gatunków drzew wskazują, że wśród anionów dominują siarczany, a wśród kationów wapń oraz jon amonowy. Na szczególną uwagę zasługuje różnica pomiędzy anionami i kationami, wyrażona jako błąd analizy. We wszystkich przypadkach średni błąd analizy przyjmuje wartości dodatnie, wskazując przewagę kationów nad anionami. W opracowaniach dotyczących Europejskiego Monitoringu Lasów – LEVEL II (De Vries i in. 1999, 2000) zaistniałe dysproporcje tłumaczy się jako wynik nieujęcia słabych kwasów organicznych. Potwierdzają to obserwacje przeprowadzone w ramach analizowanej pracy, gdzie szczególnie w okresach wiosenno-jesiennych wody, spływając po pniach drzew, nabierały barwy brunatnej. Proces ten dotyczył przede wszystkim drzew iglastych, co wskazywałoby na obecność w tych wodach kwasów organicznych.

Wysokie stężenia anionów silnych kwasów, szczególnie w wodach spływających po pniach drzew, większe na

jodłach i świerkach i mniejsze na bukach oraz grabach, spowodowały, że wody spływające po pniach drzew należy zaliczyć do często spotykanego w Europie 7. typu w skali 8-stopniowej wód znajdujących się w ruchu (Reuss, Johnson 1986). Wody te odznaczają się dużą agresywnością, powodując silne wymywanie kationów zasadowych z wszystkich organów nadziemnych roślin oraz wysoką mineralizacją. Na górze Malik wysokim udziałom anionów siarczanowych towarzyszą równie, a w wodach spływających po sosnach wyższe udziały jonów wapniowych. Taki skład jonowy jest efektem emisji przez zakłady cementowo-wapiennicze, gazów odlotowych z dwutlenkiem siarki oraz pyłów zawierających wapń.

Sumaryczny ładunek azotu ($\text{N-NH}_4 + \text{N-NO}_3$) deponowany w Szymbarku, wynoszący $12,4 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$, znajduje się w górnej części zakresu podawanego przez Nilssona i Grennfelta (1988) jako krytyczny dla lasów ($3\text{--}20 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$ dla liściastych i $3\text{--}15 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$ dla iglastych). W Górach Świętokrzyskich ładunek ten jest niższy i wynosi $8,6 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$ na Świętym Krzyżu i $8,2 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$ na Maliku. Należy jednak zwrócić uwagę, że w zlewni Bystrzanki przeważa azot w formie jonu azotanowego. Znaczny dopływ tej formy azotu pociągać może za sobą wymywanie z roślin i gleb dużych ilości metali alkalicznych (głównie wapnia oraz w mniejszym stopniu magnezu i potasu). Podstawową przyczyną zwiększonej depozycji NO_3^- mogą być zanieczyszczenia przynoszone nad ten obszar m.in. znad Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego. Względnie wysoka depozycja azotu azotanowego może być zjawiskiem niepokojącym zważywszy, że jedna z hipotez na temat przyczyn zamierania lasów w Europie zasadniczą rolę w tym zjawisku przypisuje właśnie depozycji jonów NO_3^- , NH_4^+ oraz SO_4^{2-} . Ponadto należy zaznaczyć, że poza wymienionymi jonami istotny wpływ na zakwaszenie gleb i intensywność ługowania np. potasu, wapnia i magnezu z organów asymilacyjnych drzew mają jony wodorowe, których ładunek w Szymbarku był ponad 3,5 razy wyższy niż na Maliku i 2,5 razy niż na Świętym Krzyżu.

Stwierdzona w badanych geoekosystemach depozycja N ($\text{N-NO}_3 + \text{N-NH}_4$) powoduje wymywanie z roślin znacznych ilości Ca^{2+} , K^+ oraz Mn^{2+} . Przyczyną tego jest wymiana kationów (powierzchnia rośliny \rightarrow roztwór zwilżający) na towarzyszące depozycji N protony (roztwór zwilżający \rightarrow powierzchnia roślin) (Kowalkowski i in. 2002b). Znany jest fakt, że podczas przenikania przez hydrosferę roztworów wodnych pewne substancje mogą być pobierane przez rośliny, inne natomiast wymywane. Jednym ze składników biorących udział w tych reakcjach jest jon amonowy, którego absorpcja w strefie koron wynosić może nawet 80–90% (Kwiecień 1995). Jest to proces o charakterze jonowymiennym. Jon amonowy dopływający z atmosfery jest absorbowany w strefie koron i absorpcja ta powoduje równoważnikową wymianę z jonami K^+ i Ca^{2+} (Stachurski 1987).

Przepływ jonów amonowych przez drzewostany w badanych geoekosystemach stanowił wielokrotność opadu bezpośredniego. Może to świadczyć o intensywniej

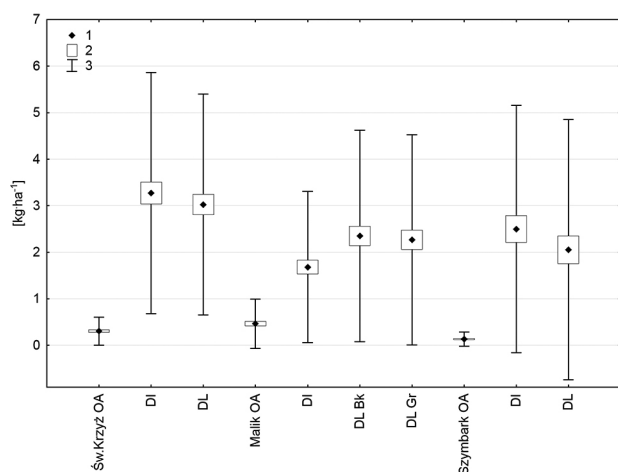
działalności fitofagów, które wzbogacają wodę w dodatkową pulę azotu (Stachurski 1987, Stachurski i in. 1994), jak również o dużym udziale depozycji suchej pochodzącej np. z rolnictwa (Draaijers i in. 1997a,b). Jak wykazały badania Stachurskiego (1987), działanie czynników hydrologicznych, w tym tempo intercepcji oraz tempo opadu podkoronowego, było statystycznie nieistotne, podobnie jak poziom azotu w listowiu. Uzyskane wyniki testowania statystycznego potwierdzają przypuszczenia o wpływie suchej depozycji na wielkość ładunku jonów amonowych. We wszystkich badanych geoekosystemach stwierdzono statystycznie istotną różnicę w drzewostanach iglastych, co świadczy o ich znacznie większej efektywności w zatrzymywaniu zanieczyszczeń na powierzchni organów asymilacyjnych. W przypadku drzewostanów liściastych jedynie na Świętym Krzyżu i na Maliku różnice te były statystycznie istotne.

W wyniku procesów jonowymiennych pomiędzy rośliną i wodą oraz splukiwania zdeponowanych na powierzchni roślin składników nastąpił proces wzbogacenia wód opadu docierającego do dna lasu ($\text{TF} + \text{SF}$), czego wynikiem był wzrost ładunków. Stwierdzono, że w analizowanym okresie najwyższe średnie dziesięcioletnie ładunki odnotowano w opadach docierających do dna lasu w drzewostanach iglastych. W zlewni Bystrzanki średnia dziesięcioletnia depozycja wyniosła $118,2 \text{ kg NO}_3^- \cdot \text{ha}^{-1}$, na obszarze Białego Zagłębia $100,9 \text{ kg NO}_3^- \cdot \text{ha}^{-1}$, a na Świętym Krzyżu $81,0 \text{ kg NO}_3^- \cdot \text{ha}^{-1}$. Wartości te stanowią wzrost w porównaniu do opadu bezpośredniego odpowiednio o 4,4, 2,9 i 4,0 razy. Kolejność obszarów pod względem wielkości ładunku zachowana jest również w przypadku drzewostanów liściastych. Najwyższe wartości zanotowano na Maliku: $97,4 \text{ kg NO}_3^- \cdot \text{ha}^{-1}$ (2,8-krotny wzrost ładunku), następnie w Szymbarku $55,3 \text{ kg NO}_3^- \cdot \text{ha}^{-1}$ (2,7) oraz $42,5 \text{ kg NO}_3^- \cdot \text{ha}^{-1}$ (2,1) na Świętym Krzyżu. Najniższe wartości, notowane w geoekosystemie w centralnej części Gór Świętokrzyskich, wynikają z oddalenia Świętego Krzyża od głównych szlaków komunikacyjnych, które należą poza przemysłem do najważniejszych źródeł emisji NO_2 . Źródłem azotanów w opadach podkoronowych mogą być, poza dopływem z opadem bezpośrednim oraz depozycją suchą i wilgotną, także mikrobiologiczne procesy przebiegające na powierzchniach roślin (Stachurski i in. 1994, Kowalkowski, Józwiak 2000b).

Jak już wcześniej wspomniano, uważa się, że wzrost ładunku jonów K^+ , Ca^{2+} i Mg^{2+} deponowanych do gleb z opadem podkoronowym powodowany jest obecnością jonów H^+ i NH_4^+ w opadzie atmosferycznym (Draaijers i in. 1997) oraz obecnością słabych kwasów organicznych (Shibata i in. 2001, Zhang i in. 2006a). Istotnym elementem jest również obecność w wodach opadowych jonu SO_4^{2-} , który jest nie tylko źródłem jonu wodorowego (Shibata i in. 2001), ale również w znaczący sposób przyczynia się do wzrostu tempa ługowania (zwłaszcza jonów potasu i wapnia) z organów asymilacyjnych drzew (Finér i in. 2004). Wzrost wymywania składników biogennych wywoływać może z kolei negatywne skutki zdrowotne

u drzew, związane z niedoborem tych składników oraz większą podatnością drzew na choroby (Luoranen i in. 2005). Badania przeprowadzone w wybranych geoeosystemach Polski wykazały, że zarówno w drzewostanie iglastym, jak i liściastym do dna lasu deponowane były znaczne ilości jonów wapnia, magnezu oraz potasu (ryc. 102). Notowane krotności ładunku w odniesieniu do opadu bezpośredniego wahały się w drzewostanach iglastych dla wapnia od 1,8 do 2,6 oraz w liściastych od 1,1 do 2,2. W przypadku magnezu wartości te kształtowały się odpowiednio: w drzewostanach iglastych od 1,5 do 2,4 i liściastych od 1,5 do 2,3. Wielokrotnie wyższe różnice pomiędzy ładunkiem zanotowanym w opadzie bezpośrednim a docierającym do dna lasu wystąpiły w przypadku jonów potasu. Jak podają m.in. Ulrich i Matzner (1986), Balázs (1988), Lorz (1999) oraz Kozłowski i in. (2012), wzrost ładunków tych składników świadczy o ich roślinnym pochodzeniu. W przypadku drzewostanów iglastych ładunek potasu na dnie lasu był wyższy od zanotowanego w opadzie bezpośrednim od 3,6 do 16,8 razy, a w liściastych od 5,0 do 14,3 (ryc. 92).

Spośród analizowanych kationów najwyższy ładunek wapnia i magnezu w opadach docierających do dna lasu zanotowano na Maliku, co wynika z presji wywieranej przez funkcjonujący na tym terenie przemysł. Z kolei zarówno na Świętym Krzyżu, jak i w Szymbarku najwyższy ładunek odnotowano dla jonów potasu. Średnia dziesięcioletnia wielkość depozycji w drzewostanach iglastych wyniosła odpowiednio 26,9 i 26,7 kg K ha⁻¹, a w liściastych 22,9 i 22,0 kg K ha⁻¹. W przypadku geoeosystemu góry Malik wyższy ładunek potasu zanotowano pod koronami drzewostanu liściastego (uwzględniając osobno spływ po pniu buka i graba) niż iglastego. Średnio w analizowanym okresie do dna lasu dotarło odpowiednio 28,2 kg K ha⁻¹ (buk) i 27,2 (grab) kg K ha⁻¹ oraz 20,2 kg K ha⁻¹.



Ryc. 102. Zmienność ładunku jonów potasu w badanych geoeosystemach

1 – średnia, 2 – średnia ± błąd standardowy, 3 – średnia ± odchylenie standardowe

DI – drzewostan iglasty, DL – drzewostan liściasty, OA – opad bezpośredni

Fig. 102. Changes in potassium load in the tested geoeosystems
1 – mean, 2 – mean ± standard error, 3 – mean ± standard deviation
DI – coniferous stand, DL – deciduous stand, OA – bulk precipitation

Różnice te wynikać mogą z wyższych wartości wapnia deponowanego z opadami podkoronowymi w drzewostanie iglastym: 41,9 kg Ca ha⁻¹, wobec 36,6 kg Ca ha⁻¹ w liściastym. Zróżnicowanie to świadczyć może o antagonistycznym wpływie wapnia na zawartość potasu. Obecność organów asymilacyjnych sosny w ciągu całego roku powoduje, że są one znacznie bardziej narażone na depozycje jonów wapnia niż drzewostany liściaste, co wywołuje spadek zawartości potasu w opadach docierających do dna lasu. Jak wykazały bowiem badania prowadzone przez Piturę i in. (2012), wraz ze wzrostem dawki wapnia następowało zmniejszanie się zawartości potasu w glebie. Świercz (2003) stwierdziła w okolicach Cementowni Małogoszcz ujemną korelację pomiędzy zawartością wapnia w igliwii sosny a zawartością potasu. Wyniki te dowodzą zatem antagonistycznego wpływu wapnia na zawartość potasu. Analiza korelacji rang Spearmana dla danych pochodzących z Malika wykazała nieistotną ($p > 0,05$) ujemną korelację pomiędzy ładunkiem potasu w opadzie docierającym do dna lasu w drzewostanie iglastym i liściastym a ładunkiem wapnia zanotowanym w opadzie bezpośrednim. Również w przypadku drzewostanów na Świętym Krzyżu ładunek potasu deponowany do gleb z opadami był ujemnie skorelowany z ładunkiem wapnia w opadzie bezpośrednim. W przypadku drzewostanu iglastego korelacja ta była istotna statystycznie ($p < 0,05$, $r = -0,818$). Stwierdzono dzięki analizie korelacji rang Spearmana, że ładunek K⁺ docierający do gleb we wszystkich badanych drzewostanach na terenie gór niskich i pogórza był dodatnio skorelowany jedynie z ładunkiem chlorków i siarczanów zanotowanych w opadzie podkoronowym i spływającym po pniach drzew. W odniesieniu do reszty badanych jonów korelacje były zarówno ujemne, jak i dodatnie (tab. 23). W przypadku siarczanów korelacja ta była istotna statystycznie ($p < 0,05$) dla drzewostanu iglastego i liściastego na Świętym Krzyżu oraz iglastego na Maliku. W przypadku chlorków istotną statystycznie korelację zanotowano w drzewostanie liściastych na Maliku oraz na Świętym Krzyżu.

Znaczące ilości wymywanego potasu z organów asymilacyjnych zanotowali także m.in. Kruszyk (1998) w zlewni Jeziora Czarne na Pomorzu Zachodnim oraz Szarek-Lukaszewska (1999) w Puszczy Niepołomickiej. Badania prowadzone w wybranych geoeosystemach wykazały, że proces największego wzbogacania wód przenikających przez drzewostan w jony potasu zaznacza się przede wszystkim w sezonie wegetacyjnym. Najwyższe krotności ładunku potasu (TF+SF/OA) zanotowano w drzewostanach na Świętym Krzyżu, gdzie zaznaczają się dwa wyraźne maksima. Pierwsze (majowe) i drugie, wyższe październikowo-listopadowe, w których ładunek K⁺ deponowany do gleb był 27,2 (drzewostan iglasty) i 21,9 (drzewostan liściasty) razy wyższy od zanotowanego w opadzie bezpośrednim. Również w Szymbarku w drzewostanie iglastym zaznaczają się dwa maksima, które przypadają na czerwiec i wrzesień. W pozostałych drzewostanach w geoeosystemie góry Malik i zlewni Bystrzanki występuje jedno wyraźne maksimum notowa-

Tabela 23. Wyniki korelacji rang Spearmana pomiędzy ładunkiem potasu w opadach docierających do dna lasu a wybranymi składnikami w opadzie bezpośrednim i docierającym do dna lasu (czcionką pogrubioną zaznaczono istotne statystycznie $p<0,05$)

Table 23. Spearman correlation results – potassium reaching forest bottom surface and selected elements present in precipitation ($p<0,05$ results marked in bold)

Geoecosystem/Drzewostan Geoecosystem/Forest stand	Opad bezpośredni/Bulk precipitation							Suma opadu podkoronowego i spływającego po pniach Throughfall and stemflow sum					
	Cl ⁻	S-SO ₄	N-NO ₃	N-NH ₄	Ca ²⁺	K ⁺	H ⁺	Cl ⁻	S-SO ₄	N-NO ₃	N-NH ₄	Ca ²⁺	H ⁺
Święty Krzyż													
Drzewostan iglasty Coniferous stand	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	(+)	(+)	(-)	(+)	(+)	(+)
Drzewostan liściasty Deciduous stand	(+)	(-)	(+)	(-)	(-)	(-)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(-)	(-)
Malik													
Drzewostan iglasty Coniferous stand	(+)	(+)	(-)	(+)	(-)	(-)	(+)	(+)	(+)	(-)	(+)	(+)	(-)
Drzewostan liściasty Bk Deciduous stand Bk	(+)	(+)	(+)	(+)	(-)	(+)	(-)	(+)	(+)	(-)	(+)	(-)	(-)
Drzewostan liściasty Gr Deciduous stand Gr	(+)	(+)	(+)	(+)	(-)	(+)	(-)	(+)	(+)	(-)	(+)	(-)	(-)
Szymbark													
Drzewostan iglasty Coniferous stand	(+)	(+)	(+)	(-)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(-)
Drzewostan liściasty Deciduous stand	(+)	(+)	(-)	(-)	(+)	(+)	(-)	(+)	(+)	(-)	(+)	(+)	(+)

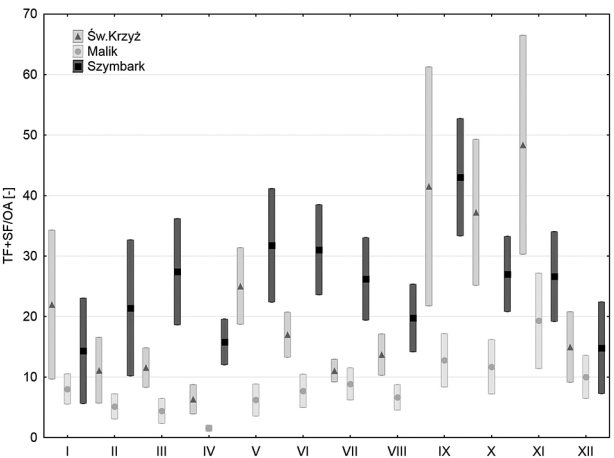
(+) – korelacja „dodatnia”, (-) – korelacja „ujemna”
(+) – correlation of “positive”, (-) – correlation of “negative”

ne we wrześniu (Malik drzewostan liściasty), październiku (Szymbark drzewostan liściasty) i listopadzie (Malik drzewostan iglasty) (ryc. 103, 104).

Stwierdzono, że w okresie od maja do listopada, kiedy we wszystkich drzewostanach notuje się maksymalne ładunki K⁺ docierające do gleb, średni wskaźnik wzbogacenia (TF+SF/OA) wahał się od 4,3 do 14,5 w drzewostanach iglastych i od 6,3 do 13,8 w liściastych (tab. 24). W okresie kiedy drzewa liściaste pozbawione są organów asymilacyjnych, wskaźnik ten ulegał obniżeniu do war-

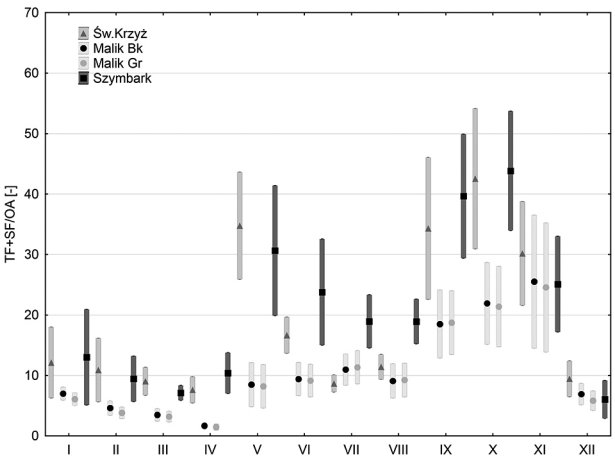
tości od 1,9 do 4,1. W porównaniu do okresu wegetacyjnego był to znaczący spadek. Również w drzewostanach iglastych w okresie od grudnia do kwietnia intensywność wzbogacania wyraźnie malała, jednak w stopniu mniejszym niż w przypadku gatunków liściastych.

W rocznej dynamice intensywności wzbogacania ładunku K⁺ docierającego do gleb w porównaniu do opadu bezpośredniego wyraźnie zaznacza się zależność pomiędzy kwasowością opadów podkoronowych a wartością wskaźnika. Najwyższe wartości notowane były bowiem



Ryc. 103. Miesięczna dynamika krotności ładunku K⁺ (TF+SF/OA) w badanych geoekosystemach w drzewostanach iglastych (średnia ± błąd standardowy)

Fig. 103. Monthly changes in K⁺ (TF+SF/OA) load in the studied geoecosystems – coniferous stands (average ± standard error)



Ryc. 104. Miesięczna dynamika krotności ładunku K⁺ (TF+SF/OA) w badanych geoekosystemach w drzewostanach liściastych (średnia ± błąd standardowy)

Fig. 104. Monthly changes in K⁺ (TF+SF/OA) load in the studied geoecosystems – deciduous stands (average ± standard error)

Tabela 24. Miesięczne wartości wskaźnika wzbogacania (–) ładunku jonów potasu w poszczególnych drzewostanach w badanych geosystemach**Table 24.** Monthly loads of potassium ion accumulation in the selected geosystems

Miesiąc Month	Święty Krzyż		Malik		Szymbark		
	Iglasty Coniferous	Liściasty Deciduous	Iglasty Coniferous	Liściasty Bk Deciduous Bk	Liściasty Gb Deciduous Gb	Iglasty Coniferous	Liściasty Deciduous
I	8,0	5,2	4,1	5,4	4,5	5,1	4,6
II	3,1	2,6	2,7	2,7	2,1	4,0	2,0
III	4,1	3,1	1,3	2,1	1,9	5,2	1,6
IV	3,9	4,8	0,5	0,6	0,5	11,3	7,2
V	15,0	20,9	3,2	4,5	4,3	8,4	7,1
VI	9,1	9,8	2,3	3,5	3,4	19,8	11,7
VII	9,0	7,0	6,0	8,2	8,3	17,8	16,9
VIII	11,5	9,6	3,3	4,9	5,0	11,7	12,3
IX	20,7	20,9	7,9	12,8	13,3	21,9	18,1
X	19,3	21,3	3,8	8,3	7,9	12,7	22,6
XI	27,2	18,6	8,4	10,2	9,7	16,5	15,5
XII	6,1	4,1	4,3	3,8	3,1	13,4	4,0
V–XI	14,4	13,8	4,3	6,4	6,3	14,5	13,5
XII–IV	5,0	3,9	2,1	2,3	1,9	7,8	4,1

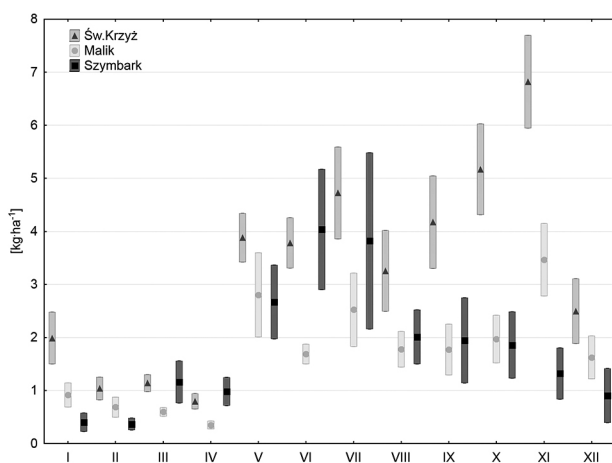
Wskaźnik wzbogacania obliczono według wzoru $WW=(TF+SF/OA)$, gdzie: TF – opad podkoronowy, SF – spływ po pniach, OA – opad bezpośredni
 Ions accumulation was calculated according to the formula $WW=(TF+SF/OA)$, where: TF – throughfall, SF – stemflow, OA – bulk precipitation

w drzewostanach na Świętym Krzyżu i w Szymbarku, gdzie średnia ważona pH wód opadu podkoronowego wahała się od 4,48 do 4,76 w iglastych i od 4,94 do 5,06 w liściastych. Na Maliku średnie ważone wartości pH w analizowanym okresie były zdecydowanie wyższe i wyniosły 6,18 w drzewostanie liściastym i 5,93 w iglastym.

Najmniejsze różnice pomiędzy opadem bezpośrednim a docierającym do dna lasu występowały na Świętym Krzyżu i w Szymbarku w lutym i marcu, a na Maliku w kwietniu. W przypadku Malika uzyskana wartość poniżej 1 wskazuje na pobieranie potasu przez organy asymilacyjne drzew. W miesięcznej dynamice depozycji jonów potasu zaznacza się sezonowość, szczególnie wyraźnie widoczna w drzewostanie iglastym (ryc. 105) oraz liściastym (ryc. 106).

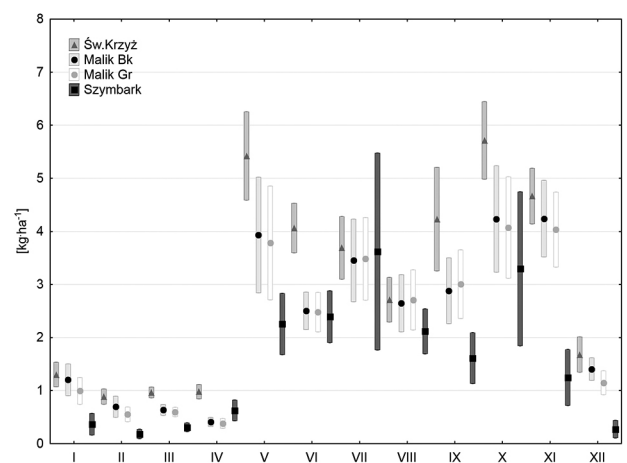
Wykonane procedury testowania statystycznego, zarówno dla danych rocznych jak i miesięcznych, wykazały istotne różnice pomiędzy ładunkiem jonów potasu w opadzie bezpośrednim a docierającym do dna lasu we wszystkich badanych geosystemach (Święty Krzyż $F=77,76$, $p<0,001$, Malik 26,53, $p<0,001$, Szymbark $F=22,02$, $p<0,001$). W procedurze *post-hoc* testem Tukeya (testowano dane miesięczne) stwierdzono, że różnice te dotyczą zarówno drzewostanów iglastych, jak i liściastych ($p<0,001$), brak jest natomiast statystycznie istotnych różnic w wielkości ładunku pomiędzy drzewostanami.

Testowanie statystyczne dla miesięcznych ładunków jonów wapnia i magnezu wskazuje na różnice pomiędzy ładunkiem w opadach bezpośrednich i docierających do dna lasu. Dla jonów wapnia wyniki analizy jednoczynnikowej ANOVA kształtują się następująco: Święty Krzyż



Ryc. 105. Średni miesięczny ładunek jonów K^+ wraz z błędem standardowym w wodach opadu podkoronowego w badanych drzewostanach iglastych

Fig. 105. Average monthly K^+ ions load change (incl. standard error) in coniferous stand throughfall



Ryc. 106. Średni miesięczny ładunek jonów K^+ wraz z błędem standardowym w wodach opadu podkoronowego w badanych drzewostanach liściastych

Fig. 106. Average monthly K^+ ions load change (incl. standard error) in deciduous stand throughfall

$F=16,00$, $p<0,001$, Malik $F=8,02$, $p<0,001$, Szymbark $F=9,99$, $p<0,001$. W analizie *post-hoc* testem Tukeya stwierdzono, że różnice te są statystycznie istotne dla drzewostanów iglastych oraz liściastych (poza Świętym Krzyżem). W przypadku jonów wapnia również odrzucono hipotezę o równości ładunków (Święty Krzyż $F=7,56$, $p<0,001$, Malik $F=6,20$, $p<0,001$, Szymbark $F=3,27$, $p=0,039$). Różnice te były istotne dla drzewostanów liściastych oraz iglastych (poza Malikiem).

Aby oszacować wielkość udziału drzew w procesie wzbogacenia ładunku potasu, wapnia i magnezu docierającego do gleby, wykorzystano „model budżetu skłepienia” zaproponowany przez Ulrich (1983), a następnie rozszerzonego przez van der Mass i Pape (1991). Udział drzewostanów w kształtowaniu ładunku potasu dostarczanego do dna lasu wynosił na Świętym Krzyżu w drzewostanie liściastym 85,1% ($790 \text{ eq}\cdot\text{ha}^{-1}$), a iglastym – 80,0% ($804 \text{ eq}\cdot\text{ha}^{-1}$). Maksymalne wartości, osiągające 98,7%, stwierdzono na początku i końcu okresu wegetacyjnego (maj i listopad). Na Maliku wyższe wartości zanotowano w drzewostanie liściastym 78,9% ($549 \text{ eq}\cdot\text{ha}^{-1}$) wobec 71,8% ($370 \text{ eq}\cdot\text{ha}^{-1}$) w iglastym. W drzewostanie iglastym w Szymbarku w okresie badawczym udział jonów potasu pochodzących z wymywania wyniósł średnio z igieł 93,8% ($644 \text{ eq}\cdot\text{ha}^{-1}$) wobec 92,8% ($542 \text{ eq}\cdot\text{ha}^{-1}$) z liści grabu. Dokonując podziału roku na pory roku (zima – grudzień, styczeń, luty; wiosna – marzec, kwiecień, maj; lato – czerwiec, lipiec, sierpień; jesień – wrzesień, październik, listopad), należy stwierdzić, że w przypadku drzewostanów będących pod wpływem emisji kwaśnej (Święty Krzyż i Szymbark) wielkość ługowania jonów K^+ kształtowała się w układzie jesień>lato>wiosna>zima, co jest charakterystyczne dla umiarkowanej strefy klimatycznej. W przypadku drzewostanów na Maliku wielkość ługowania malała w układzie jesień>lato>zima>wiosna.

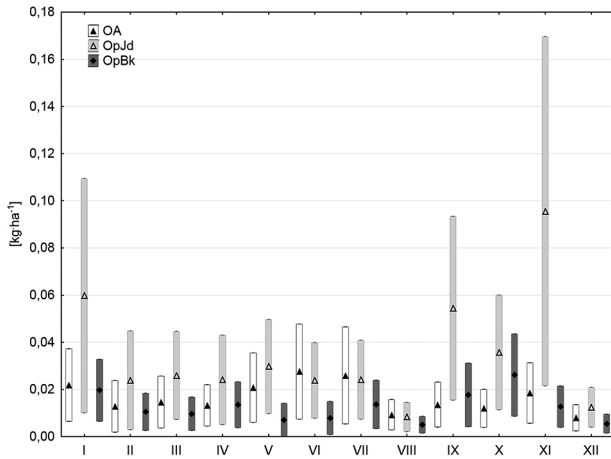
Dzięki zastosowaniu modelowi możliwe było również wyliczenie ładunku jonów wapnia ługowanych z badanych drzewostanów. Stwierdzono, że na Świętym Krzyżu w analizowanym okresie wymywanie jonów wapnia następowało jedynie epizodycznie. Maksymalne wartości notowano jesienią, co wiąże się z końcem sezonu wegetacyjnego. Stwierdzono, że zarówno w Szymbarku, jak i na Maliku w drzewostanach iglastych następuje intensywniejszy proces wymywania jonów wapnia w porównaniu do drzewostanów liściastych. W drzewostanie iglastym w Szymbarku 64,2% ($591 \text{ eq}\cdot\text{ha}^{-1}$), a na Maliku 42,2% ($911 \text{ eq}\cdot\text{ha}^{-1}$) jonów wapnia docierających do gleb pochodziło z procesu ługowania. W drzewostanach liściastych wartości te wyniosły odpowiednio 44,8% ($266 \text{ eq}\cdot\text{ha}^{-1}$) w Szymbarku i 41,3% ($886 \text{ eq}\cdot\text{ha}^{-1}$) na Maliku. Wyższy udział jonów pochodzących z procesu wymywania należy wiązać z większą kwasowością wód opadowych w zlewni Bystrzanki. Analiza sezonowa wykazała, że najwyższe wartości jonów wapnia, pochodzących z wymywania we wszystkich geoekosystemach, notowano w marcu–kwietniu oraz w październiku–listopadzie, czyli na początku i na końcu okresu wegetacyjnego.

Obliczono również intensywność wymywania jonów magnezu. Stwierdzono, że na Świętym Krzyżu w drzewostanie iglastym, analogicznie jak w przypadku jonów wapnia, maksymalne wartości notowano jesienią, ze średnią dziesięcioletnią wynoszącą 8,1% ($23,1 \text{ eq}\cdot\text{ha}^{-1}$). W drzewostanie liściastym ługowanie magnezu następowało na początku i na końcu sezonu wegetacyjnego. Wiosną 10,8% ($15,4 \text{ eq}\cdot\text{ha}^{-1}$), a jesienią 37,6% ($74,6 \text{ eq}\cdot\text{ha}^{-1}$) jonów magnezu pochodziło z procesu wymywania. Pozostała część tych jonów pochodziła z suchej i mokrej depozycji. W przypadku Szymbarku średni dziesięcioletni udział jonów Mg^{2+} pochodzących z wymywania z organów asymilacyjnych wyniósł 56,2% ($146 \text{ eq}\cdot\text{ha}^{-1}$) w drzewostanie liściastym oraz 58,3% ($159 \text{ eq}\cdot\text{ha}^{-1}$) w iglastym. Maksymalny udział kationu magnezu wymywanego z roślin w obu drzewostanach, wynoszący ponad 99%, odnotowano w październiku. Udział kationu magnezu pochodzącego z wymywania z drzew na Maliku był wyższy w drzewostanie liściastym niż w iglastym i wyniósł odpowiednio $494 \text{ eq}\cdot\text{ha}^{-1}$ i $258 \text{ eq}\cdot\text{ha}^{-1}$, co stanowiło 45,8% i 30,9% całkowitej depozycji tego jonu.

Uzyskane wyniki potwierdzają informacje o efektywniejszym wyłukiwaniu jednowartościowych jonów potasu z organów asymilacyjnych przez zakwaszone opady atmosferyczne. Istotnym elementem jest tu również okres badawczy. W październiku następuje uwalnianie jonów potasu oraz wapnia z organów asymilacyjnych drzew liściastych (buk) związane z końcem sezonu wegetacyjnego (Białobok 1990). Badania w wybranych geoekosystemach wykazały, że proces ten osiąga swoje maksimum zarówno pod koniec okresu wegetacyjnego, przypadającego na wrzesień i październik, jak i na jego początku (marzec–kwiecień).

Notowane ładunki jonów chlorkowych nie wykazały w okresie badawczym wyraźnej sezonowej dynamiki. Duże wartości tego składnika są charakterystyczne dla obszarów przymorskich, gdzie występuje wysoka depozycja jonów chlorkowych z aerozolami soli morskiej (Kolander 2002). Jony te według danych literaturowych (Grodzińska, Laskowski 1996) uważa się za jedyne, które przechodzą biernie przez ekosystem leśny. Można zatem stwierdzić, że wzrost notowanych stężeń w opadach podkoronowych jest uwarunkowany wielkością suchej i wilgotnej depozycji. Fakt ten tłumaczy jednocześnie przyczynę wyższych ładunków w drzewostanie iglastym na Świętym Krzyżu, który ze względu na swoje położenie otrzymuje tą drogą (depozycja wilgotna) znacznie większy ładunek substancji niż geoekosystem położony na pograniczu Beskidu Niskiego i Pogórza Karpackiego oraz na terenie Białego Zagłębia.

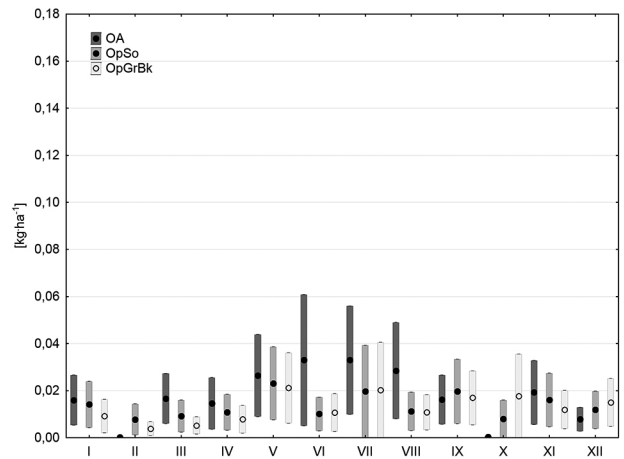
Analiza wielkości depozycji metali (Mn oraz Pb), ze względu na brak danych z Szymbarku, możliwa była jedynie na podstawie wyników pochodzących z geoekosystemów zlokalizowanych w Górach Świętokrzyskich. Stwierdzono, że zarówno na Maliku, jak i na Świętym Krzyżu, wody opadowe po przejściu przez strefę koron i pni drzew uległy wzbogaceniu, zwłaszcza w jony manganu. Na Świętym Krzyżu w drzewostanie iglastym ładun-



Ryc. 107. Średni miesięczny ładunek Pb^{2+} wraz z błędem standardowym w wodach opadu bezpośredniego i podkoronowego na Świętym Krzyżu

OA – opad bezpośredni, OpJd – drzewostan jodłowo-bukowy, OpBk – drzewostan bukowy

Fig. 107. Average monthly Pb^{2+} load together with standard error in bulk precipitation and throughfall at Święty Krzyż
OA – bulk precipitation, OpJd – fir-beech forest stand, OpBk – beech forest stand



Ryc. 108. Średni miesięczny ładunek Pb^{2+} wraz z błędem standardowym w wodach opadu bezpośredniego i podkoronowego na Maliku

OA – opad bezpośredni, OpSo – drzewostan sosnowy, OpGrBk – drzewostan grabowo-bukowy

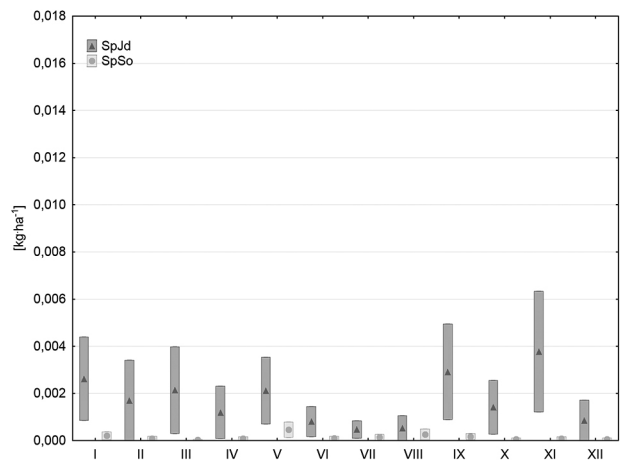
Fig. 108. Average monthly Pb^{2+} load together with standard error in bulk precipitation and throughfall in Malik
OA – bulk precipitation, OpSo – pine forest stand, OpGrBk – hornbeam-beech forest stand

nek zanotowany na dnie lasu był prawie 6-krotnie wyższy od ładunku ponad koronami drzew i wyniósł średnio ponad $2,2 \text{ kg Mn ha}^{-1}$. Ponad dwa razy mniejszą wartość zanotowano w drzewostanie liściastym (1 kg Mn ha^{-1}), co w porównaniu do opadu ponad lasem ($0,37 \text{ kg Mn ha}^{-1}$) stanowiło ponad 2,5-krotny wzrost. Na Maliku w drzewostanie iglastym ładunek jonów manganu docierających do gleb wyniósł średnio $0,6 \text{ kg Mn ha}^{-1}$, a w liściastym $1,1 \text{ kg Mn ha}^{-1}$, co w porównaniu do opadu bezpośredniego ($0,31 \text{ kg Mn ha}^{-1}$) stanowiło 2,0- i 3,1-krotny wzrost. Analiza sezonowa wykazała, że największy wzrost pomiędzy ładunkami notowanymi w opadach bezpośrednich a docierającymi do dna lasu (TF+SF/OA) notowano w drzewostanach iglastych od marca do kwietnia i od września do listopada na Świętym Krzyżu oraz w maju i grudniu na Maliku. W analizowanym okresie najwyższe wartości występowały w listopadzie. Ładunek jonów manganu był wówczas ponad 16 razy wyższy od zanotowanego ponad lasem. Również w przypadku drzewostanów liściastych obserwowano sezonową zmienność. Zarówno w centralnej, jak i południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich stwierdzono dwa maksima. Pierwsze z nich, nieco niższe, wystąpiło w kwietniu (Święty Krzyż) i maju (Malik). Wówczas ładunek jonów manganu na dnie lasu był odpowiednio 4,0 i 4,9 razy wyższy od zanotowanego w opadzie ponad lasem. Drugie – wyższe – występowało na Świętym Krzyżu od września do października (wzrost ładunku 5,6 i 5,1 razy), a na Maliku w październiku i listopadzie (wzrost ładunku o 5,5 i 5,4 razy). Stwierdzone przesunięcie na Maliku wynika z dłuższego okresu wegetacyjnego na tym terenie w porównaniu do Świętego Krzyża.

Średni dziesięcioletni ładunek ołowiu dostarczany z opadem bezpośrednim wyniósł na Świętym Krzyżu 197 g ha^{-1} , a na Maliku 212 g ha^{-1} . W miesięcznej dynamice

w przypadku Świętego Krzyża nie zanotowano istotnej zmienności (ryc. 107). Jedynie na Maliku zaznacza się wzrost w miesiącach letnich, co wskazuje na wpływ zwiększonej aktywności cementowni w okresie letnim (wyższe zapotrzebowanie na materiały budowlane) oraz niewielkiej odległości od trasy szybkiego ruchu S7 (ryc. 108).

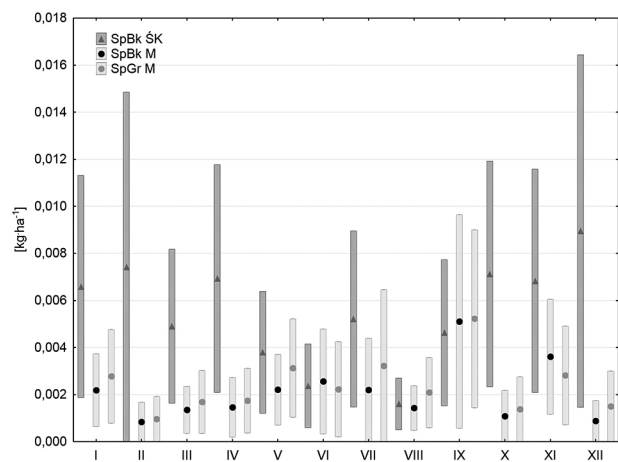
Ładunek ołowiu w wodach docierających do gleb na Świętym Krzyżu wzrósł i w drzewostanie iglastym stanowił 2,2-krotność opadu bezpośredniego, a w liściastym 1,1-krotność. Spływ po pniach stanowił odpowiednio 10% w przypadku jodły i aż 33% w przypadku buka ładunku ołowiu zdeponowanego z opadami bezpośrednimi. Maksymalne miesięczne wartości notowano w wodach



Ryc. 109. Średni miesięczny ładunek Pb^{2+} wraz z błędem standardowym w wodach spływających po pniach drzew iglastych w badanych geoeosystemach

SpJd – spływ po pniu jodły, SpSo – spływ po pniu sosny

Fig. 109. Average monthly Pb^{2+} load together with standard error in coniferous stemflow in the studied geoeosystems
SpJd – stemflow fir, SpSo – stemflow pine



Ryc. 110. Średni miesięczny ładunek Pb^{2+} wraz z błędem standardowym w wodach spływających po pniach drzew liściastych w badanych geoeosystemach

SpBk ŚK – spływ po pniu buka na Świętym Krzyżu, SpBk M – spływ po pniu buka na Maliku, SpGr M – spływ po pniu graba na Maliku

Fig. 110. Average monthly Pb^{2+} load together with standard error in deciduous stemflow in the studied geoeosystems

SpBk ŚK – stemflow beech on Święty Krzyż, SpBk M – stemflow beech on Malik, SpGr M – stemflow hornbeam on Malik

spływających po pniu buka na Świętym Krzyżu. Zarówno w wodach spływających po pniach drzew iglastych, jak i liściastych najwyższe wartości przypadają na okres miesięcy jesienno-zimowych (ryc. 109, 110). W przypadku wód spływających po pniach drzew zlokalizowanych na górze Malik należy stwierdzić, że w latach 2002–2011 spływ po pniach drzew stanowił odpowiednio 13,4% w przypadku graba i 11,6% w przypadku sosny oraz buka ładunku zdeponowanego z opadem bezpośrednim.

4.6. Właściwości fizyczno-chemiczne i chemiczne pokrywy śnieżnej na terenie Białego Zagłębia

W lutym 2012 roku wykonano badania terenowe mające na celu określenie wpływu przemysłu cementowo-wapienniczego na pokrywę śnieżną. Analiza wartości pH próbek śniegu wykazała, że mieściły się one w przedziale od 6,55 do 9,23, przy średniej wynoszącej pH 7,98 (ryc. 111). Tak wysokie wartości pH wskazują na duże znaczenie zakładów przemysłu wydobywczego i cementowo-wapienniczego w kształtowaniu depozycji zanieczyszczeń powietrza w rejonie Białego Zagłębia. Widoczne jest to w postaci podwyższenia wartości pH w próbkach śniegu pobranych na południe od pasm: Zgórskiego i Posłowskiego ($pH > 8,0$), w porównaniu z wartościami w południowej części Kielc ($pH < 6,8$).

Najwyższe wartości pH zarejestrowano w pokrywie śnieżnej na południe i południowy wschód od Zakładów Cementowych Dyckerhoff Polska w Nowinach i Zakładów Przemysłu Wapienniczego Trzuskawica w Sitkowie. Należy to wiązać z przewagą wiatrów z sektora północnego w okresie zalegania pokrywy śnieżnej.

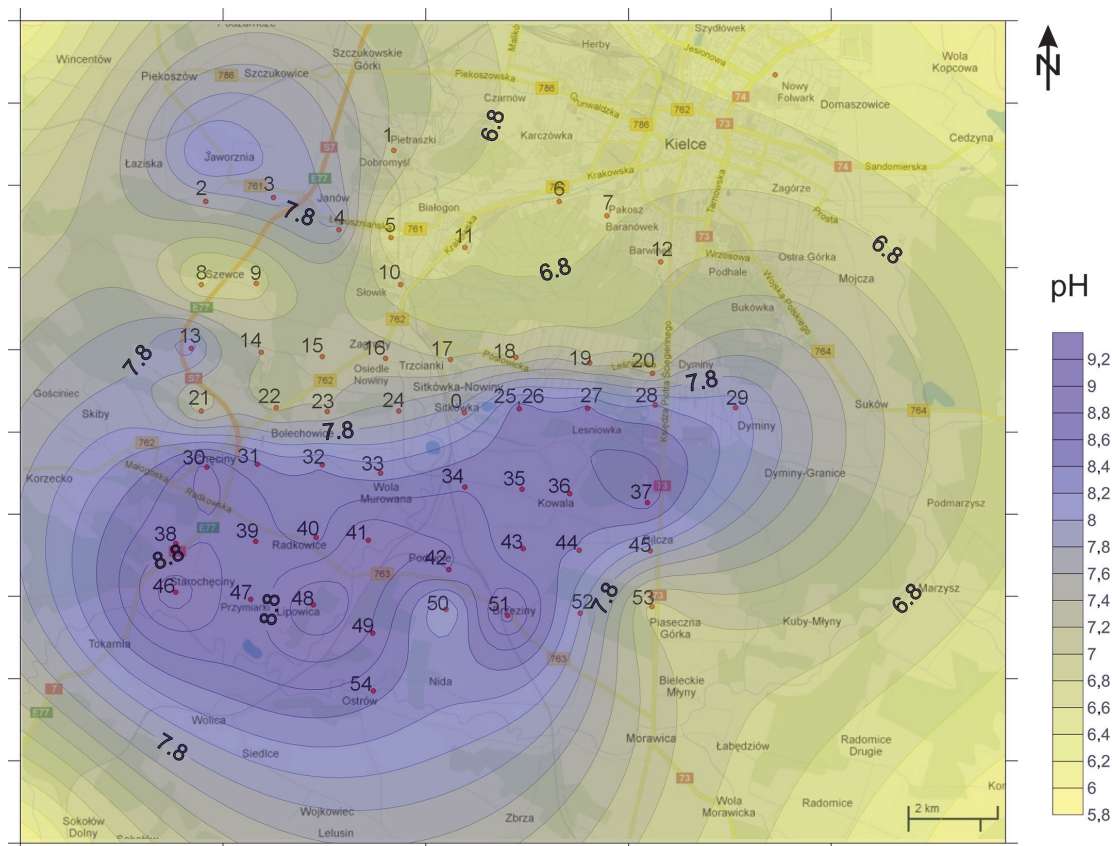
Wpływ zakładów przemysłu cementowo-wapienniczego na kształtowanie jakości pokrywy śnieżnej zaznacza się również przy analizie przestrzennej zmienności stężenia głównych jonów w analizowanych próbkach. Najwyższe stężenia jonu wapnia wynoszące $8,6 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$, który stanowił główny składnik pyłów cementowo-wapienniczych, zarejestrowano w centralnej części badanego obszaru, pomiędzy cementownią w Nowinach a ZPW Trzuskawica w Sitkowie (ryc. 112). Znacznie niższe wartości zanotowano w przypadku jonów Mg^{2+} , ze średnim stężeniem wynoszącym $0,22 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ i maksymalnym $0,46 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ zanotowanym, podobnie jak w przypadku jonów Ca^{2+} , na stanowisku zlokalizowanym w centralnej części badanego obszaru (ryc. 113).

Przeprowadzona procedura aglomeracji metodą Warda (odległość miejska Manhattan) zmiennych pH i stężenia jonów wapnia dla poszczególnych punktów zlokalizowanych na terenie Białego Zagłębia pozwoliła podzielić je na 4 grupy (ryc. 114). Grupa A związana jest z obszarem rozciągającym się od Chęcina na zachodzie po Kowalę na wschodzie oraz od Sitkówki-Nowiny na północy do Radkowiec na południu. Jest to centralna część obszaru, będącego pod wpływem przemysłu cementowo-wapienniczego i wydobywczego surowców skalnych, na którym średnia wartość pH wynosiła 8,58, a średnie stężenie jonów wapnia $6,71 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Na obszarze tym notowano maksymalne wartości pH 9,23 oraz stężenia jonów wapnia wynoszące $8,6 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$.

Grupę B stanowi 13 punktów zlokalizowanych na SW i NW od obszaru centralnego. Charakteryzują się one obniżoną wartością pH, ze średnią 7,86, oraz stosunkowo wysokim stężeniem jonów wapnia wynoszącym $4,44 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ i wahaniami od 3,15 do $5,43 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Obszar ten ze względu na swoje położenie i dominujące kierunki wiatrów z sektora W poddawany jest oddziaływaniu funkcjonującej w odległości ok 15 km cementowni w Małogoszczy oraz kamieniołomów, m.in. w Skalce.

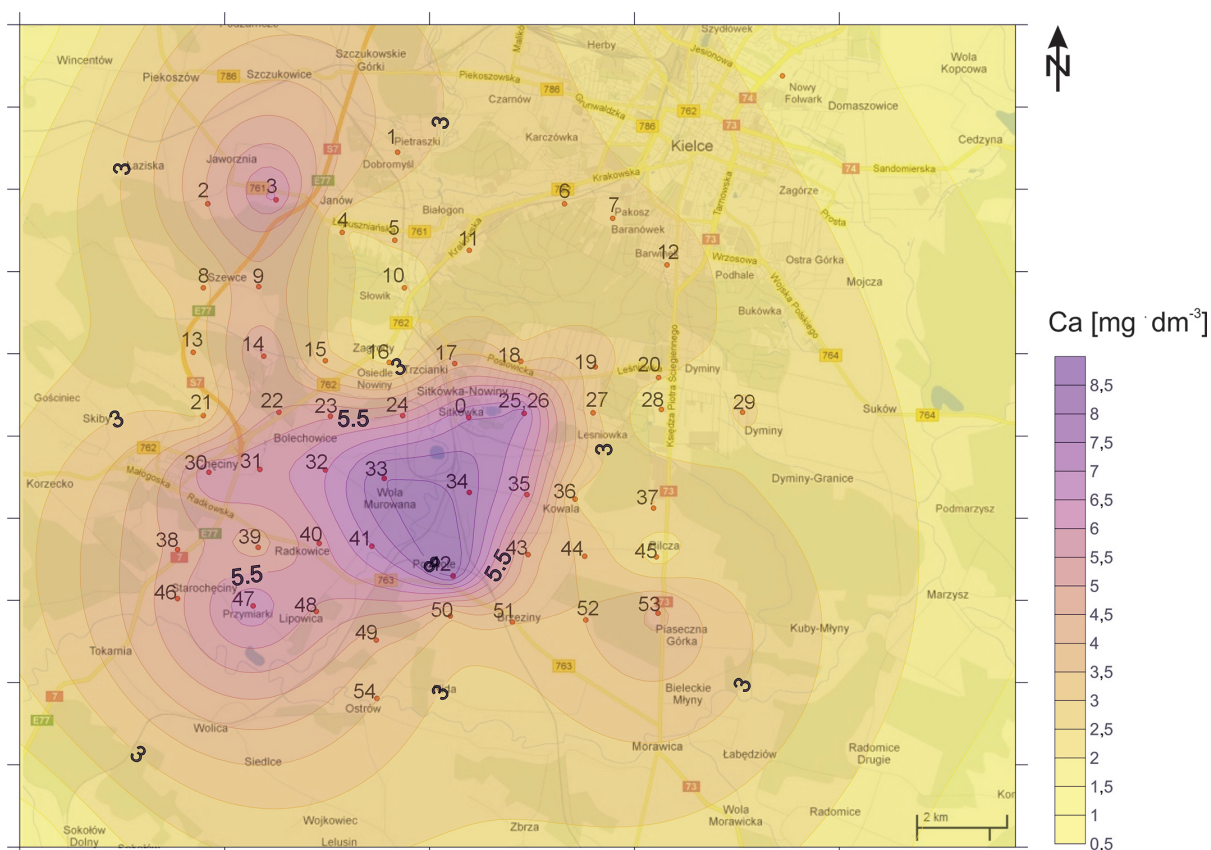
Grupę C stanowią z kolei punkty położone na N od obszaru centralnego. Tereny te nie są już tak intensywnie poddawane oddziaływaniu funkcjonującego przemysłu cementowo-wapienniczego jak obszar centralny, o czym świadczy najniższa średnia wartość pH 7,11 z wahaniami od 6,55 do 8,17 i najniższymi stężeniami jonów wapnia wynoszącymi średnio $2,87 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Ostatnią grupę, D, stanowią punkty położone na SE i E od obszaru centralnego, charakteryzujące się wyższą od średniej wartością pH wynoszącą 8,24 i niższą średnią zawartością jonów wapnia ($3,17 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$). Obszary te położone są na dominujących kierunkach wiatrów W, w związku z czym, pomimo pewnego oddalenia od źródeł emisji (ok. 8 km), zaznacza się tam również znaczący wpływ funkcjonującego przemysłu.

Przeprowadzone badania dotyczące stężeń zanieczyszczeń w pokrywie śnieżnej wskazują na jeszcze jeden element wpływający na funkcjonowanie geoeosystemu. Zanieczyszczenia te bowiem, kumulowane przez dłuższy czas w pokrywie śnieżnej, w momencie roztopów wprowadzane są do obiegu materii w geoeosystemie.



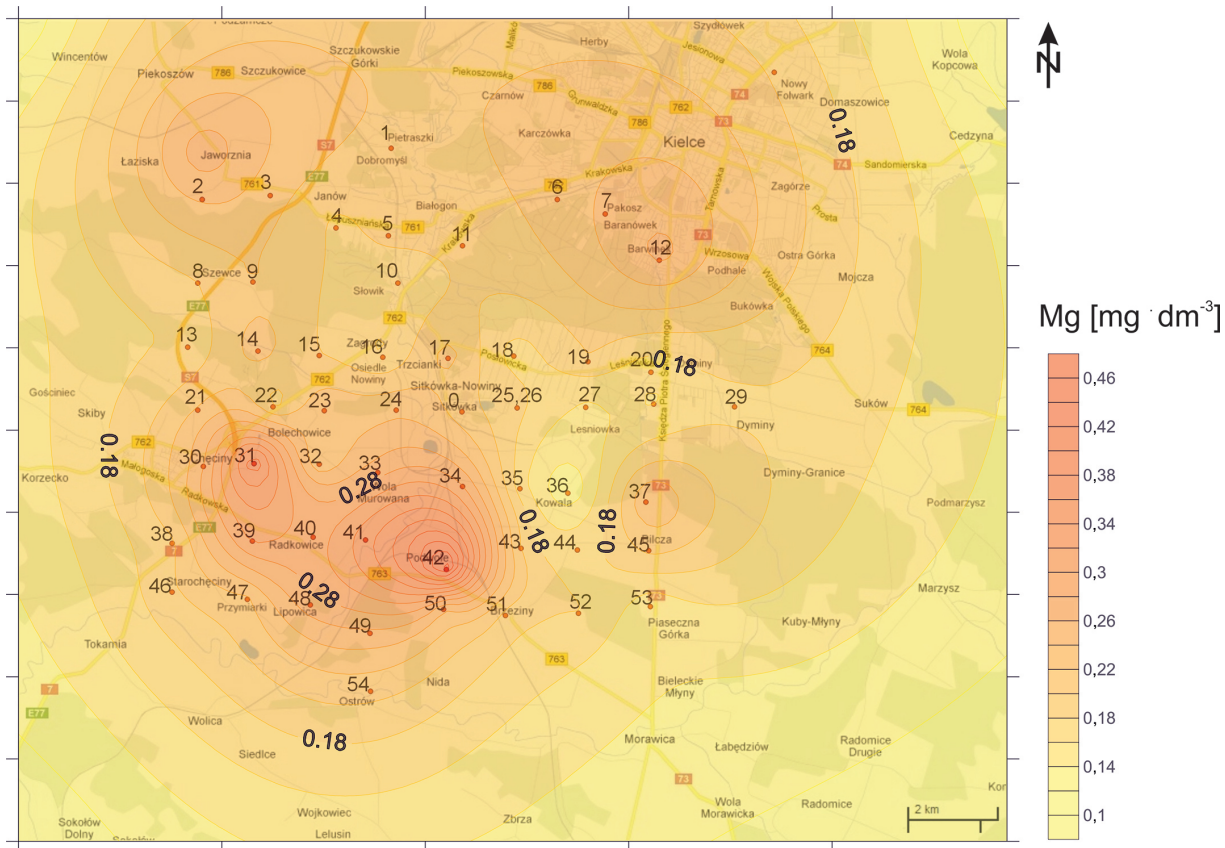
Ryc. 111. Przestrzenna zmienność pH w próbach śniegu na terenie Białego Zagłębia (Kozłowski i in. 2012)

Fig. 111. Spatial pH changes in snow samples in Białe Zagłębie (Kozłowski *et al.* 2012)

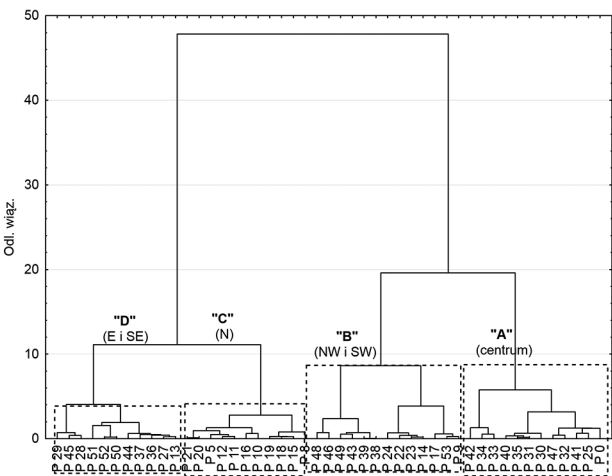


Ryc. 112. Przestrzenna zmienność zawartości jonów Ca^{2+} w próbach śniegu na terenie Białego Zagłębia (Kozłowski i in. 2012)

Fig. 112. Spatial Ca^{2+} changes in snow samples in Białe Zagłębie (Kozłowski *et al.* 2012)



Ryc. 113. Przestrzenna zmienność jonów Mg^{2+} w próbach śniegu na terenie Białego Zagłębia (Kozłowski i in.2012)
Fig. 113. Spatial Mg^{2+} changes in snow samples in Białe Zagłębie (Kozłowski *et al.* 2012)



Ryc. 114. Wyniki aglomeracji metodą Warda, odległość miejska Manhattan dla próbek śniegu pobranych na terenie Białego Zagłębia
Fig. 114. Ward's Method results (Manhattan distance) for snow samples collected in Białe Zagłębie

4.7. Zmienność wybranych wskaźników w badanych geoeosystemach

Do oceny jakości wód opadowych w badanych geoeosystemach wyliczono wskaźniki ekochemicznego stanu obejmujące pojemności zobojętniania kwasów ANC_{aq} (Reuss, Johnson 1986, Heinrichs i in. 1994), stopień zakwaszenia według Ulrich (1988) oraz wskaźnik udziału

czynników kwasogennych w zakwaszaniu opadów opracowany przez Michalską (Kostrzewski i in. 2007, Szpikowski 2011) wykorzystywane powszechnie w Zintegrowanym Monitoringu Środowiska Przyrodniczego.

Analiza wskaźnika pojemności zobojętnienia kwasów wykazała różnice pomiędzy średnimi wartościami notowanymi w opadach ponad lasem w analizowanych geoeosystemach. Stwierdzono, że zróżnicowana pod względem wielkości oraz rodzaju antropopresja wpływa modyfikująco na opad bezpośredni. Najwyższą średnią dziesięcioletnią wartość wskaźnika ANC_{aq} zanotowano w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich, na obszarze tzw. Białego Zagłębia. Emisja z zakładów przemysłu cementowo-wapienniczego powodowała, że w wodach opadu bezpośredniego przeważały wartości dodatnie ze średnią $279 \mu eq \cdot dm^{-3}$ w zakresie od -179 do $1010 \mu eq \cdot dm^{-3}$. Znacznie niższe wartości wystąpiły w opadach bezpośrednich na Świętym Krzyżu, ze średnią $70 \mu eq \cdot dm^{-3}$ w zakresie od -1100 do $733 \mu eq \cdot dm^{-3}$. Najniższą średnią wartość omawianego wskaźnika uzyskano w Szymbarku, ze średnią $-48 \mu eq \cdot dm^{-3}$ i wahaniami od -454 do $213 \mu eq \cdot dm^{-3}$ (tab. 25).

Dzięki jednoczynnikowej analizie wariancji ANOVA odrzucono hipotezę o równości średnich ($F=75,285$, $p<0,001$). Stwierdzono, że wartości tego wskaźnika w wodach opadu bezpośredniego w badanych geoeosystemach różnią się statystycznie między sobą ($p<0,001$), co wykazała analiza *post-hoc* testem Tukeya.

Tabela 25. Wartości wskaźnika ANC_{aq} ($\mu eq \cdot dm^{-3}$) w wodach opadowych w badanych geosystemach (na podstawie danych miesięcznych)

Table 25. ANC_{aq} ($\mu eq \cdot dm^{-3}$) results in precipitation in the studied geosystems (based on monthly averages)

Wartość Value	Święty Krzyż						Malik				Szymbark					
	OA	OpJd	OpBk	SpJd	SpBk	OA	OpSo	Op-GrBk	SpSo	SpGr	SpBk	OA	OpŚw	OpGr	SpŚw	SpGr
Średnia Mean	70	-201	90	-1459	-417	279	870	751	2879	-1	75	-48	-223	36	-1377	-110
Min	-1100	-5657	-2514	-7267	-4992	-197	-585	-1929	-8189	-2709	-4046	-454	-2128	-977	-9327	-1423
Max	733	1392	1599	1337	875	1010	8200	4435	16120	1994	1866	213	965	1251	2408	2966
SD	242	748	464	1596	904	246	1058	789	122	765	856	115	541	361	1930	536

Objaśnienia jak w tabeli 12
Explanation as table 12

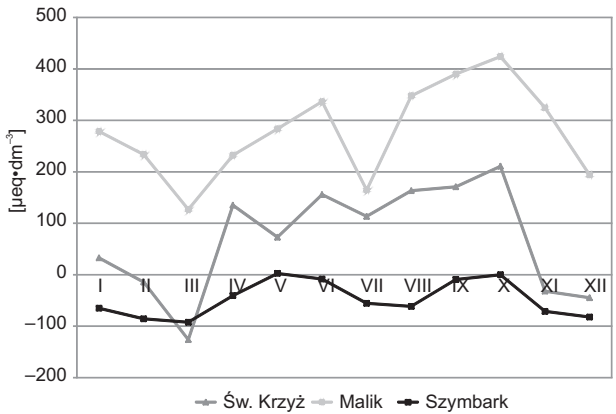
Jak wynika z przeprowadzonych obliczeń, w okresie przyjętym do analizy wody opadu bezpośredniego w geosystemie Święty Krzyż charakteryzowały się sezonową dynamiką zmian. Najniższe wartości notowano w miesiącach od listopada do marca, z minimum przypadającym na marzec 2002 r., ze średnią dziesięcioletnią $-126 \mu eq \cdot dm^{-3}$. Maksymalne wartości notowano w miesiącach półroczu ciepłego od kwietnia do października, z najwyższą średnią wieloletnią przypadającą na październik z $211 \mu eq \cdot dm^{-3}$.

W geosystemie góry Malik stwierdzono dominację wartości dodatnich tego wskaźnika. Najniższe wartości przypadały na marzec i grudzień, nie osiągając jednak wartości ujemnych. Spadek ten wynika ze znacznej dostawy kwaśnych substancji pochodzących ze spalania paliw w sezonie grzewczym, które neutralizowały alkaliczną emisję z zakładów cementowo-wapienniczych. Uzyskane wartości wskaźnika, utrzymujące się przez cały rok powyżej zera, wskazują na znaczący alkalizujący wpływ zakładów cementowo-wapienniczych na środowisko przyrodnicze tego regionu. Potwierdzają to również badania pokrywy śnieżnej przeprowadzone w lutym 2012 r., które wykazały, że na analizowanym obszarze, pomimo trwającego sezonu grzewczego, wartość pH wahała się od 6,55 do 9,23, przy średniej pH 7,98 (Kozłowski i in. 2012). W trakcie analizy stwierdzono lipcowe obniżenie wartości tego wskaźnika, co należy wiązać z występowaniem maksymalnych miesięcznych sum opadu (ryc. 115). Wysokie opady deszczu powodują usunięcie z powietrza zawieszonych cząstek pyłów, które znacząco zmieniają skład chemiczny opadów.

Uzyskane wyniki potwierdziły wcześniejsze wnioski o istotnym wpływie zakładów cementowo-wapienniczych na środowisko przyrodnicze, nie tylko tzw. Białego Zagłębia, ale również okresowo centralnej części Gór Świętokrzyskich. Wskazują na to wyniki uzyskane w Symbarku, gdzie pomimo niższych stężeń SO_2 w powietrzu oraz niższych ładunków jonów siarczanowych deponowanych z opadem bezpośrednim niż na Świętym Krzyżu zaznacza się obniżenie wartości wskaźnika ANC_{aq} . Należy również zaznaczyć, że w zlewni Bystrzanki średnie wartości wskaźnika ANC_{aq} , z wyjątkiem maja, osiągały ujemne wartości, co wskazuje na przewagę anionów silnych kwasów nad kationami wapnia, sodu, magnezu oraz

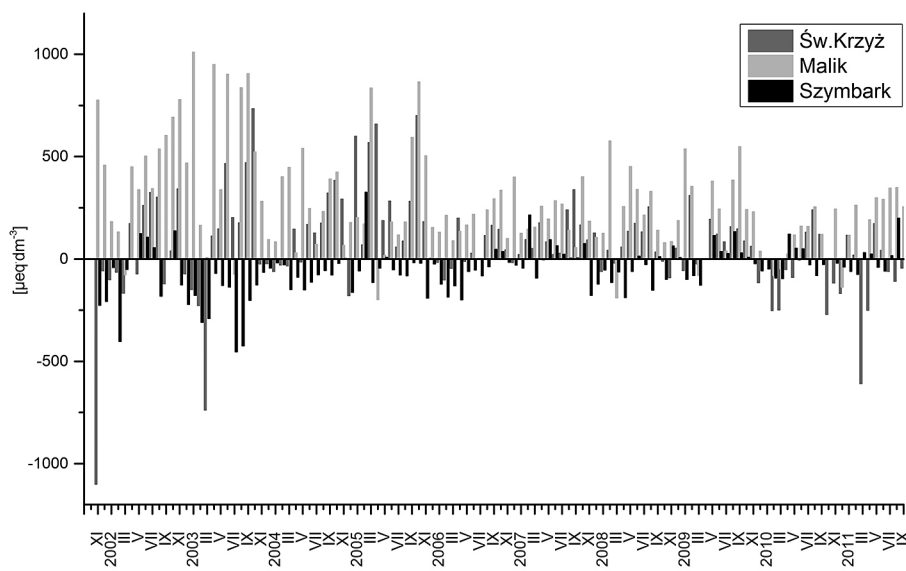
potasu. Wyższe wartości wskaźnika pojemności zobojętniania kwasów na Świętym Krzyżu oraz stwierdzone wcześniej wyższe ładunki jonów wapnia i magnezu deponowane z opadami bezpośrednimi dowodzą wpływu zakładów funkcjonujących na terenie Białego Zagłębia również na geosystem Świętego Krzyża, zlokalizowany w centralnej części Gór Świętokrzyskich. Widoczna w przypadku Malika postępująca w czasie spadkowa tendencja wielkości wskaźnika ANC_{aq} związana jest z redukcją emisji pyłów z zakładów cementowo-wapienniczych na terenie Białego Zagłębia, o czym wspomniano we wcześniejszym rozdziale (ryc. 116). We wszystkich geosystemach stwierdzono, że obniżona wielkość emisji do powietrza znajduje swoje odzwierciedlenie w zmniejszaniu się wahań pomiędzy maksymalnymi i minimalnymi wartościami notowanymi w opadach bezpośrednich.

Przeprowadzona analiza testowania statystycznego z wykorzystaniem nieparametrycznego testu Kruskala-Wallisa wykazała istnienie istotnie statystycznych różnic ($p < 0,001$) pomiędzy wartościami ANC_{aq} w opadzie bezpośrednim i przenikającym przez badane drzewostany we wszystkich geosystemach (Święty Krzyż $H(4, N=580)=172,941$, Malik $H(5, N=686)=213,364$, Szymbark $H(4, N=426)=56,953$).



Ryc. 115. Średnie miesięczne wartości wskaźnika ANC_{aq} ($\mu eq \cdot dm^{-3}$) w wodach opadu bezpośredniego w badanych geosystemach

Fig. 115. Average monthly ANC_{aq} ($\mu eq \cdot dm^{-3}$) levels for bulk precipitation waters in the studied geosystems

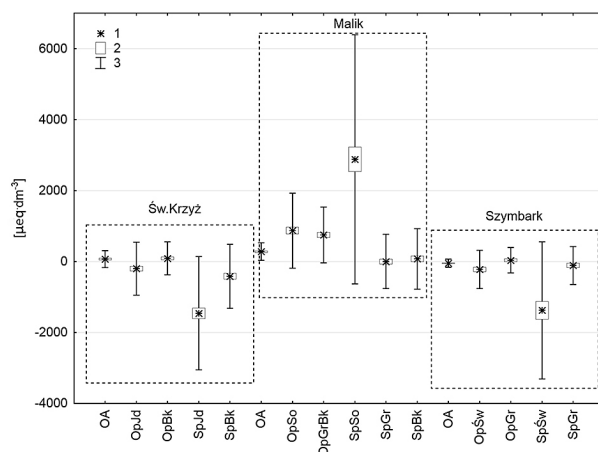


Ryc. 116. Miesięczna dynamika wartości wskaźnika ANC_{aq} ($\mu\text{eq}\cdot\text{dm}^{-3}$) w wodach opadu bezpośredniego w badanych geoeosystemach
Fig. 116. Monthly changes in ANC_{aq} ($\mu\text{eq}\cdot\text{dm}^{-3}$) levels for bulk precipitation waters in the studied geoeosystems

W Szymbarku statystyczna różnica występuje w odniesieniu do wód spływających po pniach świerków ($p < 0,001$). Istotności różnic nie stwierdzono natomiast w odniesieniu do wód przenikających przez korony grabów ($p = 0,999$) oraz świerków ($p = 0,207$), jak również spływających po pniach grabów ($p = 0,999$). Na Świętym Krzyżu różnice te były nieistotne jedynie w przypadku opadów podkoronowych w drzewostanie bukowym ($p = 1$). W pozostałych przypadkach (opad podkoronowy pod jodłą, spływ po pniach jodeł i buków) wyniki różniły się statystycznie od opadu bezpośredniego. Potwierdza to znaczne obciążenie tych wód składnikami zakwaszającymi, które doprowadzają do intensyfikacji ługowania wokół pni drzew, wywołując niekorzystne zmiany zarówno w odniesieniu do biotycznej jak i abiotycznej części ekosystemu. Także na Maliku opad podkoronowy w drzewostanie sosnowym i grabowo-bukowym różnił się statystycznie od opadu bezpośredniego. Nie stwierdzono zaś różnic pomiędzy opadami podkoronowymi w tym geoeosystemie. Analiza średnich dziesięcioletnich wartości wskaźnika ANC_{aq} w badanych wodach opadowych dowiodła, że zarówno na Świętym Krzyżu, jak i w Szymbarku wody opadu podkoronowego wykazują zbliżone wartości. Istotnie różnią się natomiast wody spływające po pniach drzew iglastych, w których notowane wartości oscylują wokół $-2000 \mu\text{eq}\cdot\text{dm}^{-3}$, co świadczy o bardzo wysokiej zawartości anionów silnych kwasów. W przypadku Malika wyraźnie zaznacza się obecność przemysłu cementowo-wapienniczego, czego efektem są wysokie wartości wskaźnika ANC_{aq} , szczególnie w wodach spływających po pniach sosen oraz w opadach podkoronowych (ryc. 117).

W opadach podkoronowych w drzewostanach iglastych na Świętym Krzyżu i w Szymbarku zaznaczył się postępujący spadek wartości wskaźnika ANC_{aq} w porównaniu do opadu bezpośredniego. Średnia dziesięcioletnia wartość wyniosła odpowiednio $-201 \mu\text{eq}\cdot\text{dm}^{-3}$, z wahaniami średniej miesięcznej od $-807 \mu\text{eq}\cdot\text{dm}^{-3}$

w lutym do $247 \mu\text{eq}\cdot\text{dm}^{-3}$ w lipcu oraz $-223 \mu\text{eq}\cdot\text{dm}^{-3}$ i wahaniami średniej miesięcznej dla okresu badawczego od $-562 \mu\text{eq}\cdot\text{dm}^{-3}$ w marcu do $266 \mu\text{eq}\cdot\text{dm}^{-3}$ we wrześniu. Stwierdzona sezonowa dynamika wynika



Ryc. 117. Wartości wskaźnika ANC_{aq} ($\mu\text{eq}\cdot\text{dm}^{-3}$) w wodach opadowych w badanych geoeosystemach

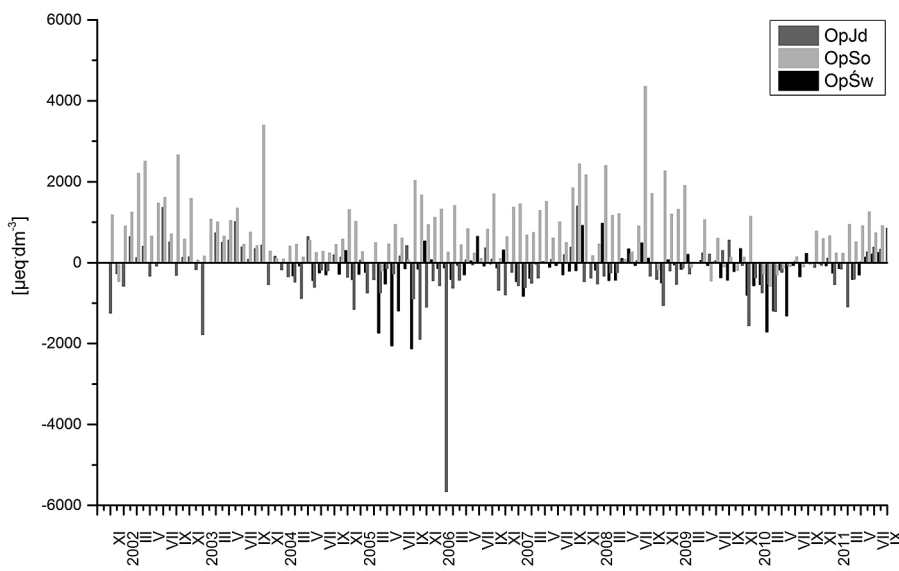
1 – średnia, 2 – średnia \pm błąd standardowy, 3 – średnia \pm odchylenie standardowe

OA – opad bezpośredni, OpJd – opad podkoronowy w drzewostanie jodłowo-bukowym, OpBk – opad podkoronowy w drzewostanie bukowym, SpJd – spływ po pniu jodły, SpBk – spływ po pniu buka, OpSo – opad podkoronowy w drzewostanie sosnowym, OpGrBk – opad podkoronowy w drzewostanie grabowo-bukowym, SpSo – spływ po pniu sosny, SpGr – spływ po pniu graba, SpBk – spływ po pniu buka, OpŚw – opad podkoronowy w drzewostanie świerkowym, OpGr – opad podkoronowy w drzewostanie grabowym, SpŚw – spływ po pniu świerka, SpGr – spływ po pniu graba

Fig. 117. ANC_{aq} ($\mu\text{eq}\cdot\text{dm}^{-3}$) levels for bulk precipitations in the studied geoeosystems

1 – mean, 2 – mean \pm standard error, 3 – mean \pm standard deviation

OA – bulk precipitation, OpJd – throughfall in fir – beech forest stand, OpBk – throughfall in beech forest stand, SpJd – stemflow fir, SpBk – stemflow beech, OpSo – throughfall in pine forest stand, OpGrBk – throughfall in hornbeam – beech forest stand, SpSo – stemflow pine, SpGr – stemflow hornbeam, SpBk – stemflow beech, OpŚw – throughfall in spruce forest stand, OpGr – throughfall in hornbeam forest stand, SpŚw – stemflow spruce, SpGr – stemflow hornbeam



Ryc. 118. Miesięczna dynamika zmian wskaźnika ANC_{aq} w opadach podkoronowych w drzewostanach iglastych w badanych geosystemach

OpJd – drzewostan jodłowo-bukowy na Świętym Krzyżu, OpSo – drzewostan sosnowy na Maliku, OpŚw – drzewostan świerkowy w Szymbarku

Fig. 118. Monthly changes in ANC_{aq} levels for coniferous throughfall in the studied geosystems

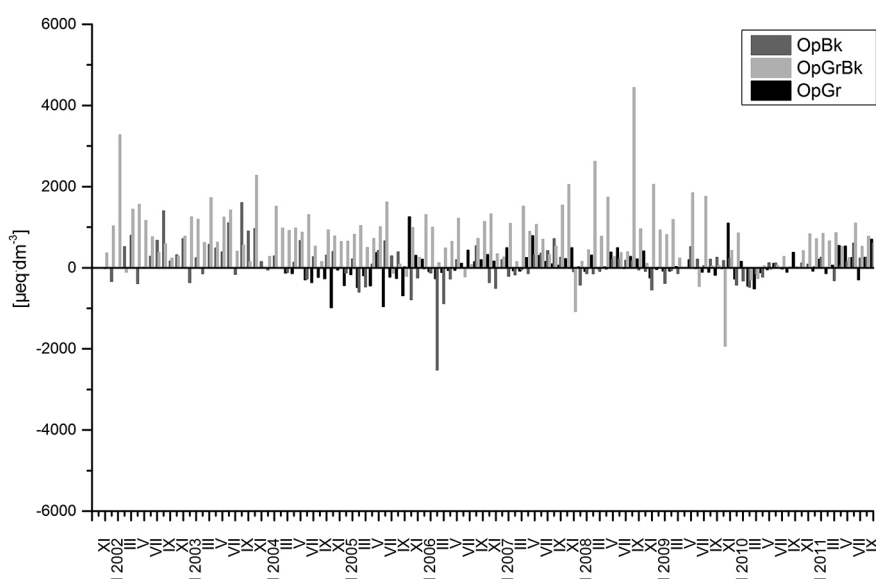
OpJd – fir-beech forest stand on Święty Krzyż, OpSo – pine forest on Malik, OpŚw – spruce forest stand in Szymbark

z dodatkowego dopływu anionów silnych kwasów pochodzących przede wszystkim z depozycji wilgotnej oraz suchej (ryc. 118, 119). Jak wykazały badania, zjawisko wyczesywania aerozoli z atmosfery jest intensywniejsze w drzewostanach iglastych niż liściastych. Ponadto drzewostany liściaste okresowo pozbawione są ulistnienia, co znacznie zmniejsza ich powierzchnię adsorpcyjną. Przy tym najniższe wartości notowane są w lutym lub marcu, co wskazywać może np. na dopływ wody z topiącego się śniegu, zalegającego w koronach drzew. Jak już wcześniej wspomniano, jest on bardzo

dobrym adsorbentem zanieczyszczeń, na co wskazują m.in. wyniki badań prowadzonych na terenie Białego Zagłębia (Kozłowski i in. 2012).

Różnice te wpływają znacząco na kształtowanie się wskaźnika pojemności zubożniania kwasów w drzewostanach liściastych, który w porównaniu do opadów podkoronowych w drzewostanach iglastych uzyskuje niższą wartość.

Średnia wartość wskaźnika, wynosząca na Świętym Krzyżu $90 \mu eq \cdot dm^{-3}$ oraz $36 \mu eq \cdot dm^{-3}$, w Szymbarku wskazywała na częściową neutralizację kwaśnych anio-



Ryc. 119. Miesięczna dynamika zmian wskaźnika ANC_{aq} w opadach podkoronowych w drzewostanach liściastych w badanych geosystemach

OpBk – drzewostan bukowy na Świętym Krzyżu, OpGrBk – drzewostan grabowo-bukowy na Maliku, OpGr – drzewostan grabowy w Szymbarku

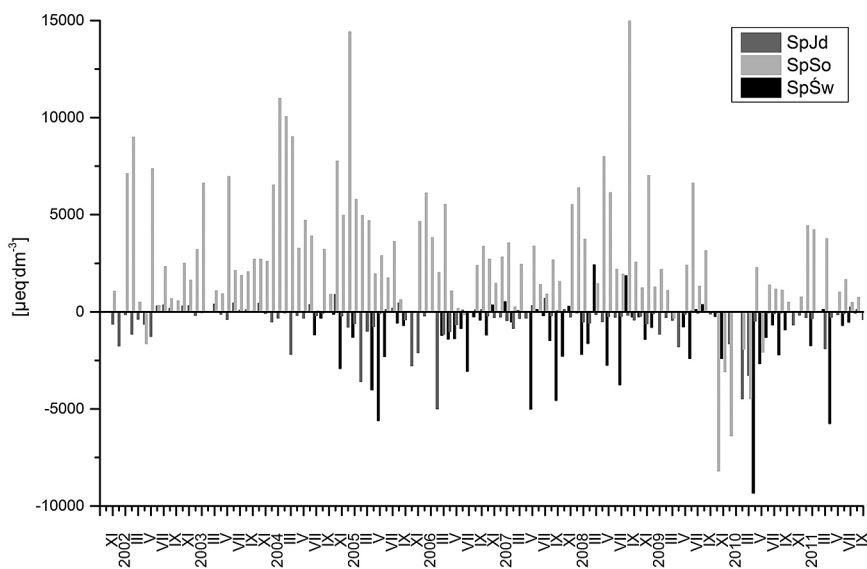
Fig. 119. Monthly changes in ANC_{aq} levels for deciduous throughfall in the studied geosystems

OpBk – beech forest stand on Święty Krzyż, OpGrBk – hornbeam-beech forest on Malik, OpGr – hornbeam forest stand in Szymbark

nów pochodzących z imisji wymywanych z organów asymilacyjnych kationów zasadowych. Badania wykazały, że jonami neutralizującymi są przede wszystkim jony potasu oraz wapnia. Najniższą średnią miesięczną wartość wskaźnika zanotowano w obu geoekosystemach w lutym: $-361 \mu\text{eq} \cdot \text{dm}^{-3}$ na Świętym Krzyżu i $-169 \mu\text{eq} \cdot \text{dm}^{-3}$ w Szymbarku, co wskazuje m.in. na wpływ kwaśnej imisji związanej z trwającym sezonem grzewczym. Z kolei

najwyższe średnie miesięczne wystąpiły na Świętym Krzyżu w sierpniu ($525 \mu\text{eq} \cdot \text{dm}^{-3}$) i w maju w Szymbarku ($307 \mu\text{eq} \cdot \text{dm}^{-3}$), czyli w trakcie sezonu wegetacyjnego.

Znacząca depozycja kationów zasadowych, a zwłaszcza jonów wapnia i magnezu, kształtowała zmienność wskaźnika ANC_{aq} w opadach podkoronowych w geoekosystemie góry Malik. W wodach tych dominowały wartości dodatnie wskaźnika, z nielicznymi przypadkami

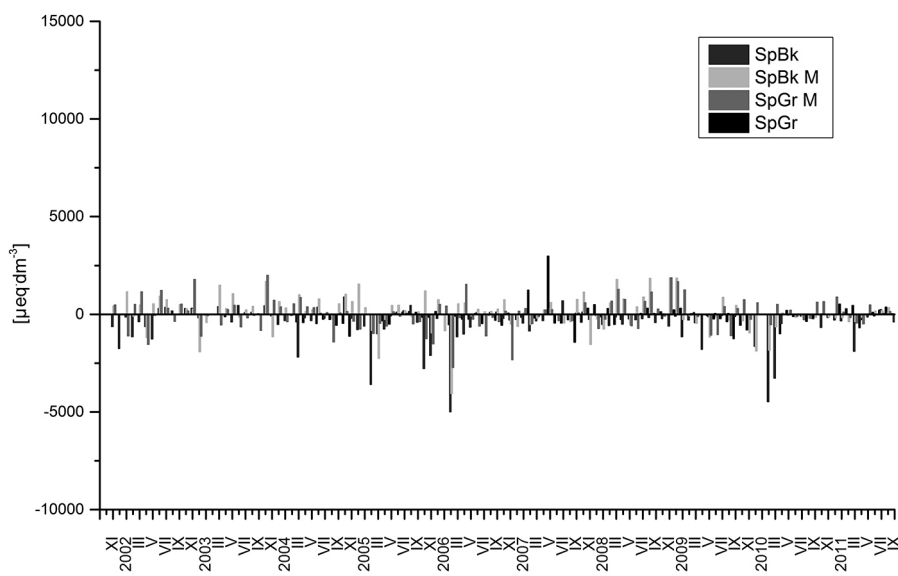


Ryc. 120. Miesięczna dynamika zmian wskaźnika ANC_{aq} w wodach spływających po pniach drzew iglastych w badanych geoekosystemach

SpJd – spływ po pniu jodły, SpSo – spływ po pniu sosny, SpŚw – spływ po pniu świerka

Fig. 120. Monthly changes in ANC_{aq} levels for coniferous stemflow in the studied geoecosystems

SpJd – stemflow fir, SpSo – stemflow pine, SpŚw – stemflow spruce



Ryc. 121. Miesięczna dynamika zmian wskaźnika ANC_{aq} w wodach spływających po pniach drzew liściastych w badanych geoekosystemach

SpBk ŚK – spływ po pniu buka na Świętym Krzyżu, SpBk M – spływ po pniu buka na Maliku, SpGr M – spływ po pniu graba na Maliku; SpGr Sz – spływ po pniu grabu w Szymbarku

Fig. 121. Monthly changes in ANC_{aq} levels for deciduous stemflow in the studied geoecosystems

SpBk ŚK – stemflow beech on Święty Krzyż, SpBk M – stemflow beech on Malik, SpGr M – stemflow hornbeam on Malik; SpGr Sz – stemflow hornbeam in Szymbark

wartości ujemnych notowanych w miesiącach zimowych i wczesnowiosennych. W drzewostanie iglastym średnia wartość wyniosła $870 \mu\text{eq}\cdot\text{dm}^{-3}$ wobec $751 \mu\text{eq}\cdot\text{dm}^{-3}$ w drzewostanie liściastym. Różnice te, podobnie jak na Świętym Krzyżu i w Szymbarku, wynikają z różnej intensywności przechwytywania zanieczyszczeń przez drzewostany, w tym przypadku alkalicznych pyłów i aerozoli z powietrza.

W wodach opadowych spływających po pniach drzew na Świętym Krzyżu oraz w Szymbarku uzyskano wartości ujemne wskaźnika, ze średnią $-1459 \mu\text{eq}\cdot\text{dm}^{-3}$ dla jodeł i $-417 \mu\text{eq}\cdot\text{dm}^{-3}$ dla buków oraz $-1377 \mu\text{eq}\cdot\text{dm}^{-3}$ dla świerków i $-110 \mu\text{eq}\cdot\text{dm}^{-3}$ dla grabów (ryc. 120, 121). Obniżenie wskaźnika znacznie poniżej zera wynika ze zmywania kwaśnych aerozoli deponowanych na powierzchni pni drzew w czasie okresów suchych oraz wilgotnych. Składniki te w momencie wystąpienia opadu są zmywane, powodując obniżenie wartości ANC_{aq} . Proces ten zachodzi szczególnie intensywnie od listopada do kwietnia. Analiza średnich miesięcznych wartości wykazała, że najniższe wartości notowano na Świętym Krzyżu w lutym (buk) oraz w listopadzie (jodła), a w Szymbarku w kwietniu (świerk i grab). Stan taki można wyjaśnić brakiem wystarczającej ilości kationów zasadowych neutralizujących zwiększoną kwasową imisję z powietrza oraz dodatkowym dopływem wody pochodzącej z topiącego się śniegu i lodu zalegających w koronach i na pniach drzew w trakcie miesięcy jesienno-zimowych.

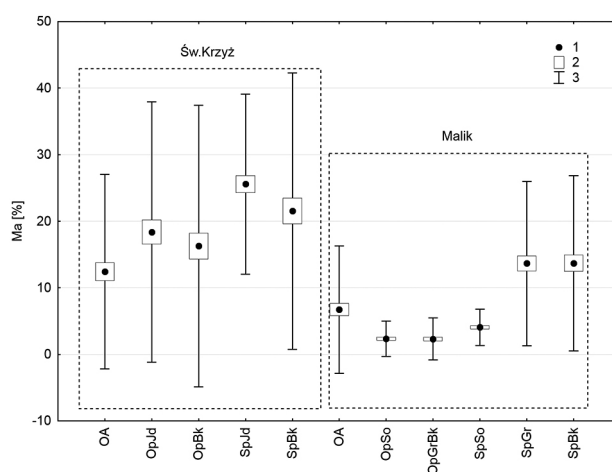
Odmienne kształtują się wartości ANC_{aq} w wodach spływających po pniach drzew w geosystemie zlokalizowanym w obrębie góry Malik. W okresie badań w wodach spływających po sosnach przeważały wartości dodatnie, stanowiąc ponad 91% wszystkich przypadków (ryc. 120, 121). W wodach spływających po drzewach liściastych wartości ujemne stanowiły 42,6% w przypadku buków oraz 48,3% w przypadku grabów. Minima notowano w miesiącach przypadających na okres półrocza chłodnego o zwiększonej depozycji kwaśnych gazów i aerozoli (XI–IV). W okresie półrocza ciepłego przeważały natomiast wartości dodatnie wskaźnika ANC_{aq} . Obserwowany wzrost wynika m.in. z reakcji jonowymiennych w koronach drzew, dzięki którym następował proces neutralizacji kwaśnej depozycji (Bini, Bresolin 1998). Uzyskane różnice w wartościach wskaźnika ANC_{aq} są efektem z jednej strony różnorodności morfologicznej kory tych gatunków drzew, z drugiej różnic w powierzchni adsorpcyjnej koron, na co zwrócił uwagę Bredemeier (1988). Bardziej urzęźbiona kora sosen jest lepszym adsorbentem niż gładka kora buków i tylko nieznacznie spękana kora grabów. Jednakże różnice w wielkości cząstek pyłowych i gazowych sprawiają, że na sosnach następuje depozycja obu tych składników, a na drzewach liściastych przede wszystkim cząstek gazowych. Za tym stwierdzeniem przemawiają uzyskane wartości pH, wartości wskaźnika ANC_{aq} oraz ładunki jonów docierające do gleby z wodami spływającymi po pniach drzew. Istotnym modyfikatorem są także różnice w kształcie koron oraz układzie konarów i okresowym

braku ulistnienia. U gatunków liściastych korona przyjmuje kształt lejka, co ułatwia dopływ okresowo kwaśnych opadów atmosferycznych bezpośrednio do pnia drzewa, szczególnie w miesiącach zimowych.

Wyliczony wskaźnik zakwaszenia roztworu dla badanych wód na Świętym Krzyżu pozwolił je zakwalifikować jako słabo kwaśne (ryc. 122, tab. 26). W geosystemie góry Malik wody opadu podkoronowego i spływających po pniach sosen zakwalifikowano jako niekwaśne ($\text{Ma}\% < 5$). Z kolei opady bezpośrednie oraz spływające po pniach buków i grabów mają odczyn słabo kwaśny.

Analiza sezonowa wykazała, że najwyższe wartości wskaźnika $\text{Ma}\%$ występują w miesiącach zimowych, przez co kwalifikują się jako bardzo kwaśne. Najwyższe wartości stwierdzono w wodach przenikających przez korony drzew, gdzie maksymalne wartości przekraczały 95%.

Analiza statystyczna pozwoliła odrzucić hipotezę o równości średnich, zarówno na Świętym Krzyżu ($F=9,301$, $p<0,001$), jak i na Maliku ($F=43,931$, $p<0,001$). Dzięki analizie *post-hoc* (test Tukeya) stwierdzono, że na Świętym Krzyżu opad bezpośredni różni się istotnie od wód spływających po pniach jodeł i buków. Nie odnotowano natomiast różnic pomiędzy opadem podkoronowym, zarówno w drzewostanie iglastym ($p=0,082$), jak i liściastym ($p=0,667$). W przypadku Malika istotnie sta-



Ryc. 122. Średnie wartości wskaźnika $\text{Ma} [\%]$ wraz z błędem i odchyleniem standardowym na Świętym Krzyżu i Maliku 1 – średnia, 2 – średnia \pm błąd standardowy, 3 – średnia \pm odchylenie standardowe

OA – opad bezpośredni, OpJd – opad podkoronowy w drzewostanie jodłowo-bukowym, OpBk – opad podkoronowy w drzewostanie bukowym, SpJd – spływ po pniu jodły, SpBk – spływ po pniu buka, OpSo – opad podkoronowy w drzewostanie sosnowym, OpGrBk – opad podkoronowy w drzewostanie grabowo-bukowym, SpSo – spływ po pniu sosny, SpGr – spływ po pniu graba, SpBk – spływ po pniu buka

Fig. 122. Monthly changes in $\text{Ma} [\%]$ (incl. st. dev. and error) at Święty Krzyż and Malik

1 – mean, 2 – mean \pm standard error, 3 – mean \pm standard deviation
OA – bulk precipitation, OpJd – throughfall in fir – beech forest stand, OpBk – throughfall in beech forest stand, SpJd – stemflow fir, SpBk – stemflow beech, OpSo – throughfall in pine forest stand, OpGrBk – throughfall in hornbeam – beech forest stand, SpSo – stemflow pine, SpGr – stemflow hornbeam, SpBk – stemflow beech

Tabela 26. Wartości wskaźnika Ma (%) w wodach opadowych w badanych geoekosystemach (na podstawie danych miesięcznych)
Table 26. Ma (%) results for precipitation water in the studied geoecosystems (based on monthly averages)

Wartość value	Święty Krzyż					Malik					
	OA	OpJd	OpBk	SpJd	SpBk	OA	OpSo	OpGrBk	SpSo	SpGr	SpBk
Średnia Mean	12,4	18,4	15,6	25,6	21,5	6,7	2,4	2,3	4,1	13,7	13,7
Min	0,7	0,8	0,3	2,1	0,9	0,1	0,1	0,2	0,5	0,6	0,3
Max	79,6	96,2	80,2	67,9	80,2	65,4	14,4	22,3	15,3	47,0	52,6
SD	14,6	19,6	20,8	13,5	20,8	9,6	2,6	3,2	2,7	12,3	13,2
CV [%]	117,6	106,5	96,4	52,8	96,4	142,1	112,0	135,8	67,3	90,4	96,1

OA – opad bezpośredni, OpJd – opad podkoronowy w drzewostanie jodłowo-bukowym, OpBk – opad podkoronowy w drzewostanie bukowym, SpJd – spływ po pniu jodły, SpBk – spływ po pniu buka, OpSo – opad podkoronowy w drzewostanie sosnowym, OpGrBk – opad podkoronowy w drzewostanie grabowo-bukowym, SpSo – spływ po pniu sosny, SpGr – spływ po pniu graba, SpBk – spływ po pniu buka

OA – bulk precipitation, OpJd – throughfall in fir – beech forest stand, OpBk – throughfall in beech forest stand, SpJd – stemflow fir, SpBk – stemflow beech, OpSo – throughfall in pine forest stand, OpGrBk – throughfall in hornbeam – beech forest stand, SpSo – stemflow pine, SpGr – stemflow hornbeam, SpBk – stemflow beech

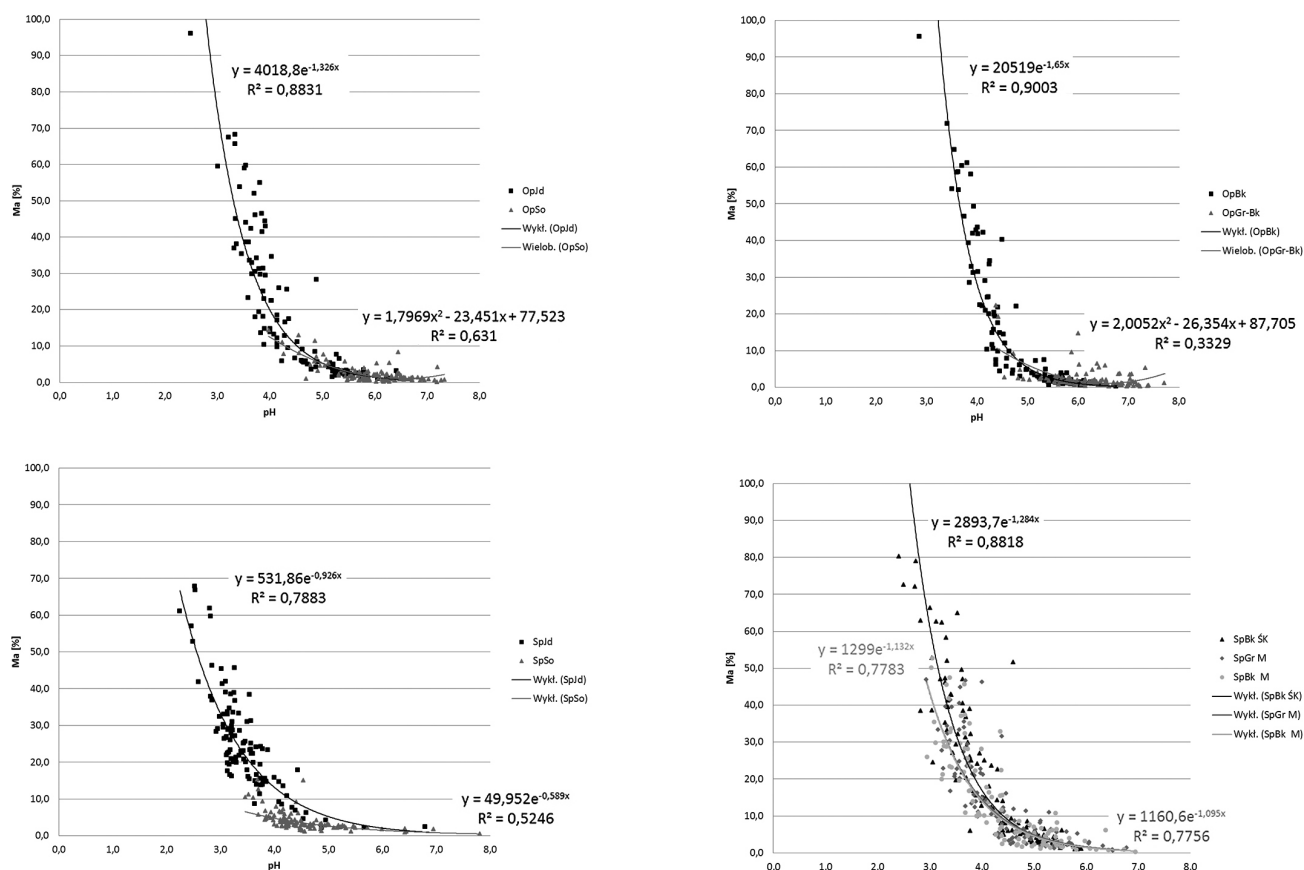
tystycznie różniły się wody opadów podkoronowych oraz spływających po pniach buków i grabów.

Obliczone średnie wartości wskaźnika w analizowanych wodach na Świętym Krzyżu wskazują, że w przepływie wody przez drzewostan wyraźnie zaznacza się strefa pni drzew, gdzie notuje się najwyższe średnie wartości wskaźnika Ma%, dochodzące maksymalnie do 80,2%, przy średniej 25,6% dla spływu po jodle i 21,5% dla spływu po buku. Wyniki te wskazują na duże obciążenie składnikami zakwaszającymi, szczególnie wód spływających po pniach drzew. Jest to niezwykle istotne, bowiem wody te zasilają gleby w najbliższym sąsiedztwie pni drzew, doprowadzając do ich znacznego zakwaszenia (Kozłowski 2003, Jóźwiak, Kozłowski 2004), co w konsekwencji doprowadzić może do wzrostu zawartości metali ciężkich (Stevens i in. 2009). Potwierdzają to krzywe zależności pomiędzy Ma:pH (ryc. 123). Przy wartości pH powyżej 5,5 w roztworze wodnym na ogół brak kationów Ma (Kowalkowski 2002). Wówczas wskaźnik nie przekracza wartości 5%, co pozwala roztwór wodny zakwalifikować jako niekwaśny. Przy pH w zakresie od 5,0 do 3,8 w drzewostanach liściastych i od 5,0 do 3,5 w iglastych, przebieg krzywej jest bardziej stromy, a wskaźnik Ma% waha się od 5 do 40%, co pozwala określić wody jako słabo kwaśne. Dalszy spadek pH wód poniżej wartości 2,8 dla jodeł i 3,3 dla buków powoduje, że roztwory te można określić jako kwaśne, a zawartość w nich kationów Ma przekracza 40%. W trakcie badań, w lutym 2006 r., wystąpiły ekstremalnie niskie wartości pH opadów podkoronowych i spływających po pniach drzew. Stwierdzono, że średnia ważona wartość pH w opadzie podkoronowym pod jodłą wyniosła 2,50, a wartość wskaźnika Ma% kształtowała się na poziomie 96,2%. W opadzie podkoronowym pod bukiem pH wyniosło 2,85, a w skażnik Ma% 95,6%. Analizując przebieg krzywej zależności w opadach podkoronowych oraz uzyskanych wyników można stwierdzić, że spadkowi pH wód opadu podkoronowego poniżej pH 3,0 towarzyszy dalszy wzrost kationów Ma, których zawartość przekracza 70%, co pozwala wody te określić jako bardzo kwaśne. Krzywe wód spływu po pniach jodły oraz buka na Świętym Krzyżu są znacznie przeszu-

nięte w kierunku większej kwasowości (pH 3,5→2,5), w porównaniu do krzywych wzorcowych Reussa i John-sosna (1986). Może to wskazywać na znaczne stężenia anionów silnych kwasów oraz kwasów organicznych (Kowalkowski 2002). Przy pH wód spływających po pniach drzew poniżej 2,5 zawartość kationów Ma wynosi powyżej 70%, co oznacza, że wody te są bardzo kwaśne. W przypadku wód spływających po pniach sosen oraz opadów podkoronowych wartości wskaźnika Ma% nie przekraczały 5%, co wskazuje na niewielkie zawartości kationów Ma w tych wodach i brak zagrożenia zakwaszeniem. Jedynie w wodach spływających po bukach i grabach wartości wskaźnika Ma% pozwalają je zaliczyć do słabo kwaśnych.

Analiza średnich miesięcznych wartości wskaźnika Ma% wykazała, że w analizowanym okresie w wodach opadowych w geoekosystemach zlokalizowanych w Górach Świętokrzyskich występowała sezonowa dynamika zmian. Najwyższe wartości występowały w miesiącach jesienno-zimowych z maksimum w lutym, co w przypadku wód opadów podkoronowych i spływających po pniach buków pozwalało je zakwalifikować jako kwaśne (Ma%>40%). Znaczące ilości kationów Ma zawierały wody spływające po pniach jodeł. Wartość wskaźnika Ma% wahający się od 16,5% do 39,1% pozwolił je zakwalifikować jako słabo kwaśne. Obecność organów asymilacyjnych u buków neutralizujących kwaśną depozycję powodowała, że w okresie od maja do października wody te określano jako niekwaśne. W przypadku opadu podkoronowego w drzewostanie jodłowym okres ten był krótszy i trwał od lipca do września. Obecność przemysłu cementowo-wapienniczego w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich powodowała, że wody opadów podkoronowych i spływających po pniach sosen nie były zagrożone zakwaszeniem (Ma%<5). Jedynie w przypadku wód spływających po pniach grabów oraz buków, zwłaszcza w miesiącach zimowych i wczesnowiosennych, notowane wartości przekraczały 20% (tab. 27).

Analiza wskaźnika udziału czynników kwasogennych w zakwaszaniu opadów wykazała, że w badanych geoekosystemach uzyskał on średnie wartości poniżej 1, co



Ryc. 123. Zależność pomiędzy pH a wskaźnikiem Ma (%) w wodach opadowych w badanych geoeosystemach

OpJd – opad podkoronowy w drzewostanie jodłowo-bukowym, OpSo – opad podkoronowy w drzewostanie sosnowym, OpBk – opad podkoronowy w drzewostanie bukowym, OpG-Bk – opad podkoronowy w drzewostanie grabowo-bukowym, SpJd – spływ po pniu jodły, SpSo – spływ po pniu sosny, SpBk ŚK – spływ po pniu buka na Świętym Krzyżu, SpGr M – spływ po pniu graba na Maliku, SpBk M – spływ po pniu buka na Maliku

Fig. 123. Relationship between pH levels and Ma (%) in precipitation in the studied geoeosystems

OpJd – throughfall in fir-beech forest stand, OpSo – throughfall in pine forest stand, OpBk – throughfall in beech forest stand, OpG-Bk – throughfall in hornbeam-beech forest stand, SpJd – stemflow fir, SpSo – stemflow pine, SpBk ŚK – stemflow beech on Święty Krzyż, SpGr M – stemflow hornbeam on Malik, SpBk M – stemflow beech on Malik

wskazuje na większy udział SO_2 w procesie zakwaszania niż NO_x (ryc. 124). Średnia wartość w wodach opadu bezpośredniego na Maliku wyniosła 0,1, wobec 0,5 na Świętym Krzyżu i 0,9 w Symbarku. Wartości te wahały się w poszczególnych latach od 0,4 do 1,9 na Świętym Krzyżu, od 0,1 do 0,3 na Maliku oraz od 0,5 do 1,3 w Symbarku.

W celu zobrazowania zmian zachodzących w wybranych geoeosystemach przeanalizowano wykresy zmienności obliczonych wskaźników (pH, ANC_{aq} i Ma%) w wodach opadowych w układzie pionowym. Analiza wykazała, że w geoeosystemie Świętego Krzyża wody opadowe po przejściu przez strefę koron drzewostanu iglastego ulegały zakwaszeniu, czego efektem był spadek wartości pH, wskaźnika ANC_{aq} oraz wzrost stopnia zakwaszenia Ma% (ryc. 125–127). W drzewostanie bukowym nastąpiło nieznaczne zakwaszenie opadu, czego rezultatem był niewielki spadek wartości pH, wzrost wskaźnika kwasowości Ma% oraz pojemności zobojętniania kwasów. Wody po przejściu przez strefę pni drzew ulegały znacznemu zakwaszeniu, zwłaszcza spływając po

chropowatej korze jodeł. W wodach tych zaznaczył się wyraźny wzrost wskaźnika Ma% oraz znaczący spadek pojemności zobojętniania kwasów ANC_{aq} i pH. Spadek wartości pH zaznaczył się również w wodach spływających po pniach buków, czemu towarzyszył spadek wartości ANC_{aq} oraz wzrost wartości Ma%. Można zatem stwierdzić, że pod względem składu chemicznego wody opadu podkoronowego i spływającego po pniach drzew ulegały istotnej transformacji, dostarczając do kwaśnych gleb w tym geoeosystemie znaczące ilości jonów, w tym zakwaszających.

W geoeosystemie góry Malik wody opadu bezpośredniego po przejściu przez korony badanych drzewostanów ulegały odkwaszeniu. Efektem tych zmian był znaczący wzrost wskaźnika ANC_{aq} oraz pH, przy jednoczesnej redukcji stopnia kwasowości Ma%. Znacząco niższy wzrost wartości współczynników ANC_{aq} stwierdzono w opadach pod okapem drzewostanu grabowo-bukowego. Specyficzny charakter mają wody spływające po pniach drzew. Stwierdzono bowiem istotne różnice pomiędzy badanymi gatunkami. Biorąc pod uwagę wartości ANC_{aq} w wo-

Tabela. 27. Miesięczna zmienność wskaźnika Ma (%) w wodach opadowych w geoeosystemach w Górach Świętokrzyskich
Table 27. Monthly changes in Ma (%) in precipitation in the geoeosystems of Świętokrzyskie Mountains

Miesiące Month	Święty Krzyż					Malik					
	OA	OpJd	OpBk	SpJd	SpBk	OA	OpSo	OpGrBk	SpSo	SpGr	SpBk
I	21,9	39,6	35,6	31,6	39,0	11,1	3,1	2,4	5,0	20,6	29,3
II	22,2	45,8	46,2	39,1	55,3	6,5	4,4	5,2	3,8	29,2	27,9
III	17,1	36,2	37,9	33,3	46,8	16,1	3,8	2,7	5,7	32,4	33,6
IV	7,4	24,0	18,4	31,8	30,5	9,8	3,6	3,5	3,7	22,9	26,5
V	9,1	5,2	2,9	23,7	13,0	4,7	2,3	1,5	3,9	18,0	14,0
VI	6,0	7,0	2,0	18,8	7,0	5,6	2,2	1,6	2,9	7,7	6,5
VII	8,4	2,6	2,3	16,5	3,5	4,3	1,5	2,1	2,9	3,2	4,3
VIII	7,7	3,9	3,0	18,8	4,0	4,3	1,6	2,0	3,1	5,3	5,3
IX	6,9	3,7	2,3	18,8	3,6	6,1	1,8	1,3	3,6	3,9	2,8
X	12,1	5,1	3,4	21,0	9,9	2,6	1,5	1,9	4,7	5,2	2,8
XI	14,7	17,7	12,3	32,0	17,3	3,7	0,9	1,9	5,3	5,6	5,3
XII	15,7	28,7	19,7	23,2	33,7	7,1	1,9	1,9	4,0	13,1	11,4

Objaśnienia jak w tabeli 26/Explanation as table 26.

dach spływających po sosnach, obserwowano wzrost tego wskaźnika, a w wodach spływających po pniach grabów nawet spadek poniżej 0.

W wodach spływających po pniach sosen wzrost wskaźnika ANC_{aq} związany jest z wysokimi stężeniami jonów wapnia. Aby wyjaśnić zaistniałe zróżnicowanie, obliczono stosunek jonów wapniowych do siarczanych (wyrażonych w ekwiwalentach). W wodach spływających po pniach sosen wynosił on 1,3, po bukach 0,93, a po pniach grabów jedynie 0,90. Wartości te sugerują, że gatunki iglaste znacznie efektywniej adsorbują na swej powierzchni pyły niż gatunki liściaste, podobnie jak cząstki gazowe. Jednakże zaistniałe różnice wynikają z cech morfologicznych drzew liściastych – na ich gładkiej korze deponowanie cząstek pyłowych zachodzi w znacznie mniejszym wymiarze niż na korze drzew iglastych.

W przypadku zlewni Bystrzanki wody opadu bezpośredniego po przejściu przez strefę koron ulegały nieznacznemu odkwaszeniu w drzewostanie liściastym. Następował wzrost wartości wskaźnika ANC_{aq} oraz wartości

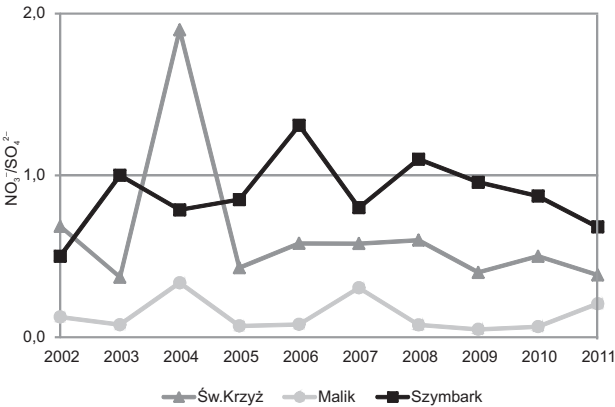
pH. W wyniku procesów jonowymiennych następowało częściowe neutralizowanie kwaśnej depozycji i ekwiwalentne wymywanie kationów potasu, wapnia i magnezu, czego dowodzi wzrost wartości wskaźnika ANC_{aq} . W drzewostanie iglastym, analogicznie jak na Świętym Krzyżu, wody opadowe ulegały zakwaszeniu, szczególnie te spływające po pniach drzew. Uzyskane wartości wskaźnika ANC_{aq} wskazują, że wody te zawierają znaczne ilości anionów silnych kwasów, które następnie deponowane są na niewielkiej przestrzeni, w najbliższym otoczeniu pni drzew.

Efektem wzmożonego dopływu substancji zakwaszających do gleb z wodami spływającymi po pniach jest znaczące zakwaszenie wierzchniego mineralnego poziomu gleb oraz wzrost kwasowości hydrolitycznej. W glebach tworzą się koncentryczne gradienty wartości pH z minimum notowanym przy pniach drzew (Kozłowski 2003, Józwiak, Kozłowski 2004). W miejscach tych notuje się również maksymalne wartości kwasowości hydrolitycznej (Kozłowski, Adwent 2011). Spadek wartości pH tuż przy pniach drzew stwierdzono też w Niemczech (Haase, Neumaister 1999) oraz Szwecji (Matschonat, Falkengren-Grerup 2000).

4.8. Wpływ drzewostanu na przestrzenne zróżnicowanie wybranych właściwości gleb

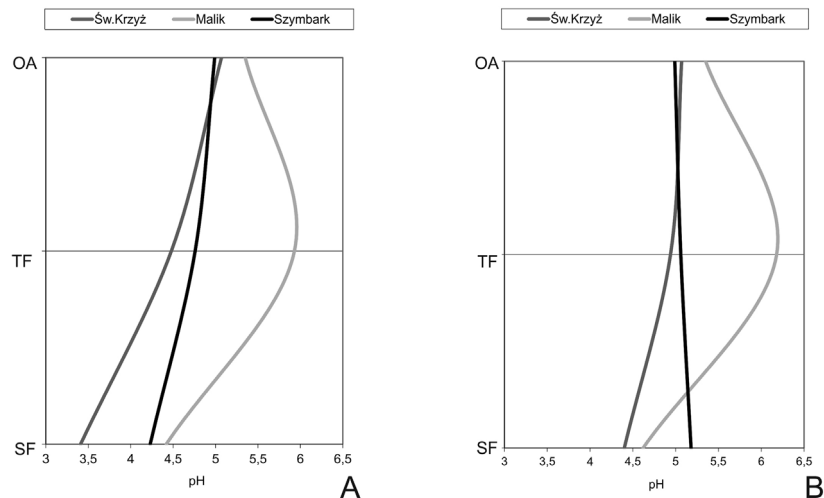
4.8.1. Odczyn gleb

Przeprowadzone badania dotyczące właściwości gleb w badanych geoeosystemach wykazały, że wody opadu bezpośredniego oraz wody opadu podkoronowego i spływające po pniach drzew wpływają różnicująco na pH gleb. Przy niewielkich ilościach opadu docierającego do powierzchni gleby wnoszone są nieraz wielokrotnie większe ilości składników mineralnych i organicznych, szczególnie kwasowych i kwasotwórczych, wymywa-

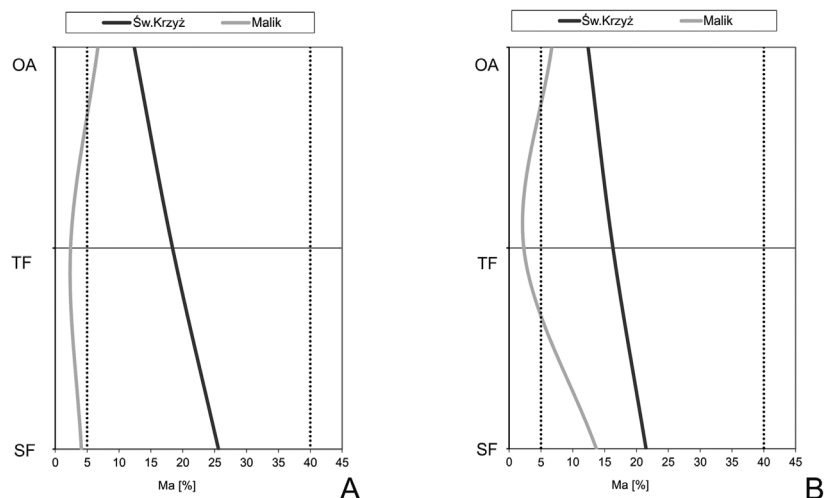


Ryc. 124. Zmiany wskaźnika udziału czynników kwasogennych w zakwaszaniu wód opadowych w badanych geoeosystemach

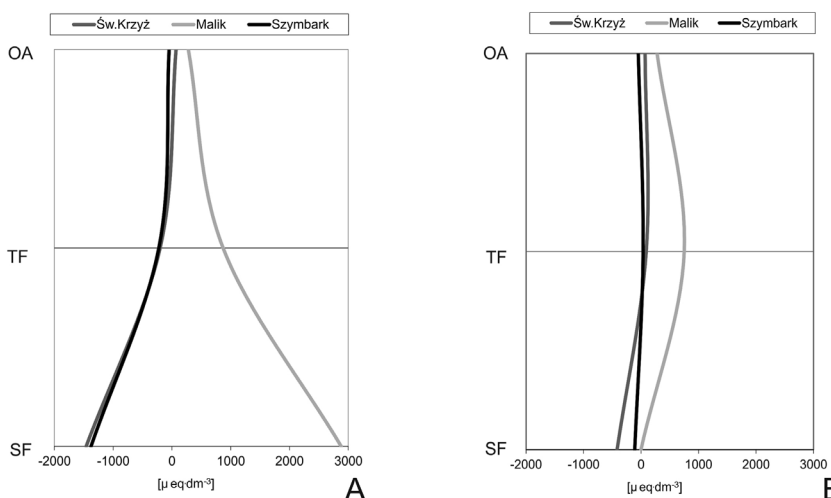
Fig. 124. Changes in the share of acidifying factors in the acidification of rain water in the studied geoeosystems



Ryc. 125. Wykres zmienności wartości pH w wodach opadowych w badanych geoeosystemach
 OA – opad bezpośredni, TF – opad podkoronowy, SF – spływ po pniach drzew, A – drzewostan iglasty, B – drzewostan liściasty
Fig. 125. Changes in precipitation pH in the studied geoeosystems
 OA – bulk precipitation, TF – throughfall, SF – stemflow, A – coniferous stand, B – deciduous stand



Ryc. 126. Wykres pionowej zmienności wartości wskaźnika Ma [%] w wodach opadowych w badanych geoeosystemach
 Objasnienia jak na ryc. 125
Fig. 126. Vertical changes in precipitation Ma [%] in the studied geoeosystems
 Explanation in fig. 125



Ryc. 127. Wykres pionowej zmienności wartości wskaźnika ANC_{aq} w wodach opadowych w badanych geoeosystemach
 Objasnienia jak na ryc. 125
Fig. 127. Vertical changes in precipitation ANC_{aq} levels in the studied geoeosystems
 Explanation in fig. 125

nych z koron i z kory drzew niż w przypadku opadu bezpośredniego.

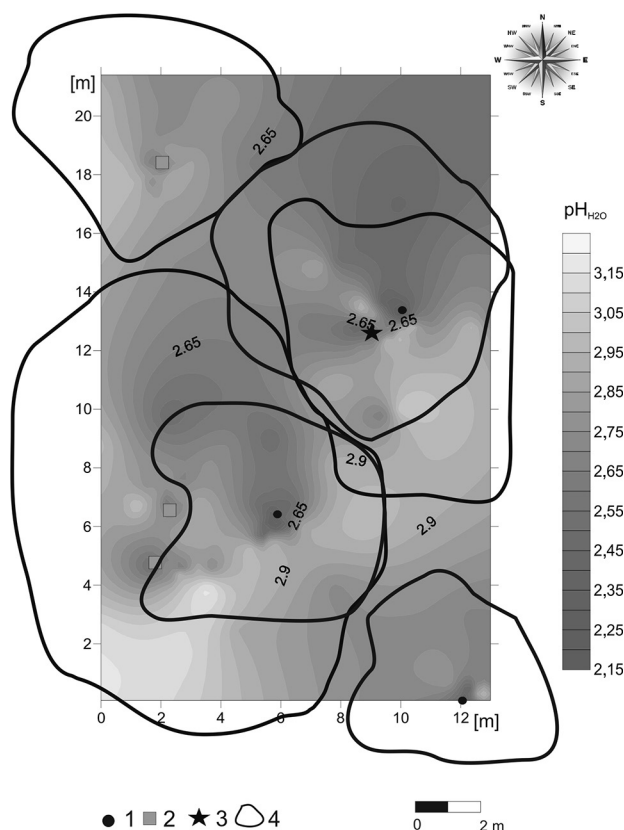
Na podstawie wyników pomiarów pH w H_2O i w KCl w próbach z wierzchniego mineralnego poziomu glebowego (0–10 cm) stwierdzono, że we wszystkich badanych geosystemach zaznacza się przestrzenne zróżnicowanie wartości pH tego poziomu. Źródłem stwierdzonych zmian pH wokół drzew są kwaśne ładunki wnoszone do gleb. Stwierdzono, że wody opadowe spływające po pniu drzewa najsilniej oddziałują na odczyn gleb w odległości do 50 cm od drzewa. Powyżej tej odległości wartość pH nie zmienia się już tak gwałtownie, co spowodowane jest słabszym oddziaływaniem zakwaszonych roztworów spływu po pniach oraz dostarczaniem jonów zasadowych spłukiwanych z powierzchni liści wraz z opadem podkoronowym (Jóźwiak, Kozłowski 2004). Koćmit i Raczkowski (1993) w swoich badaniach drzewostanu bukowego na Pomorzu Zachodnim oraz Jóźwiak i Kozłowski (2004), którzy prowadzili badania w centralnej części Gór Świętokrzyskich, wysunęli podobne wnioski. Stwierdzili, iż oddziaływanie kwasowych i kwasotwórczych związków chemicznych zawartych w opadzie atmosferycznym powoduje, że procesy glebowe z odmiennym nasileniem wpływają na właściwości chemiczne gleby. Procesy te

intensywniej zachodzą u podstawy pnia oraz słabiej w zasięgu koron drzew.

Na podstawie wykonanych pomiarów pH w H_2O i KCl w próbach gleby pobranych z wierzchniego mineralnego poziomu glebowego (0–10 cm) stwierdzono, że w geosystemie w centralnej części Gór Świętokrzyskich następuje wyraźne zróżnicowanie przestrzenne pH (ryc. 128, 129). Analiza statystyczna z wykorzystaniem jednoczynnikowej analizy wariancji ANOVA wykazała, że uzyskane wartości w poszczególnych odległościach różnią się statystycznie (tab. 28). Różnice te są istotne w przypadku prób glebowych w otoczeniu zarówno jodły, jak i buka.

Dzięki analizie *post-hoc* testem Scheffe stwierdzono, że różnice te były istotne dla odległości 10–50, 10–100 i 10–300 cm (tab. 29).

Możemy zatem stwierdzić, że kwaśne roztwory spływające po pniach najsilniej oddziałują na odczyn gleb w odległości do 50 cm, na co wskazują uzyskane wyniki testowania statystycznego. Począwszy od 50 cm amplituda wahań ulega znaczącemu zmniejszeniu, co wynika z jednej strony ze słabszego oddziaływania roztworów spływających po pniach, z drugiej natomiast z dostawy jonów zasadowych pochodzących z wymywania, jak

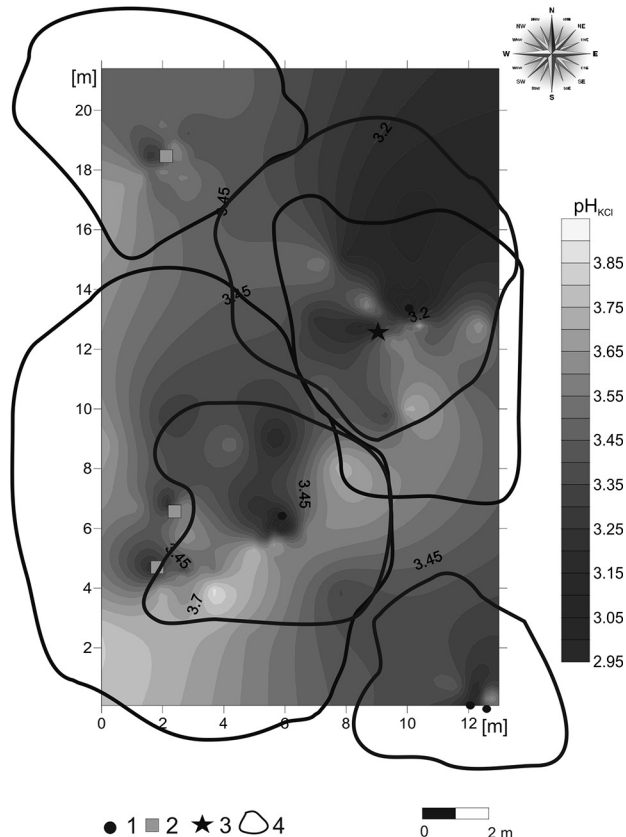


Ryc. 128. Przestrzenna zmienność pH_{H_2O} w wierzchnim mineralnym poziomie gleb (0–10 cm) na powierzchni testowej na Świętym Krzyżu

1 – jodła, 2 – buk, 3 – grab, 4 – zasięg korony

Fig. 128. Spatial changes in pH_{H_2O} in soil surface (0–10 cm) in tested area at Święty Krzyż

1 – fir, 2 – beech, 3 – hornbeam, 4 – canopy tree



Ryc. 129. Przestrzenna zmienność pH_{KCl} w wierzchnim mineralnym poziomie gleb (0–10 cm) na powierzchni testowej na Świętym Krzyżu

1 – jodła, 2 – buk, 3 – grab, 4 – zasięg korony

Fig. 129. Spatial changes in pH_{KCl} in soil surface (0–10 cm) in tested area at Święty Krzyż

1 – fir, 2 – beech, 3 – hornbeam, 4 – canopy tree

Tabela 28. Wyniki testowania statystycznego z wykorzystaniem jednoczynnikowej analizy wariancji ANOVA

Table 28. ANOVA test results

Zmienna/Variable	Efekt/Effect			Błąd/Error			F	p
	SS	df	MS	SS	df	MS		
Jodła pH _{H2O}	0,74	3	0,25	2,80	67	0,04	5,90	0,001
Jodła pH _{KCl}	1,20	3	0,40	2,56	67	0,04	10,48	0,000
Buk pH _{H2O}	0,30	3	0,10	1,22	63	0,02	5,21	0,003
Buk pH _{KCl}	0,24	3	0,08	1,20	63	0,02	4,20	0,009

Tabela 29. Wyniki analizy post-hoc testem Scheffé (*istotne w teście Tukeya)

Table 29. Scheffé post-hoc analysis results (*significant for Tukey test)

Drzewo, odległość Tree, distance					Drzewo, odległość Tree, distance				
	(1)	(2)	(3)	(4)		(1)	(2)	(3)	(4)
Jodła pH _{H₂O} Fir pH _{H₂O}					Jodła pH _{KCl} Fir pH _{KCl}				
	M=3,13	M=3,29	M=3,37	M=3,39		M=2,43	M=2,62	M=2,70	M=2,77
10 cm (1)					10 cm (1)				
50 cm (2)	0,15*				50 cm (2)	0,04			
100 cm (3)	0,01	0,77			100 cm (3)	0,00	0,67		
300 cm (4)	0,01	0,61	0,99		300 cm (4)	0,000	0,18	0,77	
Buk pH _{H₂O} Beech pH _{H₂O}	(1)	(2)	(3)	(4)	Buk pH _{KCl} Beech pH _{KCl}	(1)	(2)	(3)	(4)
	M=3,36	M=3,49	M=3,51	M=3,52		M=2,67	M=2,81	M=2,86	M=2,81
10 cm (1)					10 cm (1)				
50 cm (2)	0,08*				50 cm (2)	0,04			
100 cm (3)	0,03	0,97			100 cm (3)	0,00	0,84		
300 cm (4)	0,03	0,96	1,00		300 cm (4)	0,07*	1,00	0,79	

Tabela 30. Zmienność pH w zależności od odległości od pnia i gatunku drzewa na powierzchni testowej na Świętym Krzyżu (średnia oraz minimum i maksimum)

Table 30. Changes in pH levels based on tree species and distance from tree bark, Święty Krzyż (average, min. and max.)

Odległość od pnia drzewa Distance from the tree	Jodła/Fir		Buk/Beech		Grab/Hornbeam	
	pH _{KCl}	pH _{H₂O}	pH _{KCl}	pH _{H₂O}	pH _{KCl}	pH _{H₂O}
10 cm	2,43 (2,13–2,83)	3,13 (2,77–3,48)	2,67 (2,44–2,97)	3,36 (3,12–3,64)	2,67 (2,61–2,70)	3,35 (3,26–3,43)
50 cm	2,62 (2,32–3,03)	3,29 (2,95–3,70)	2,81 (2,70–2,97)	3,49 (3,26–3,63)	2,79 (2,46–3,00)	3,44 (3,14–3,61)
100 cm	2,70 (2,41–2,97)	3,37 (3,06–3,76)	2,85 (2,50–3,14)	3,51 (3,16–3,74)	2,80 (2,44–2,99)	3,46 (3,11–3,70)
300 cm	2,77 (2,44–3,17)	3,39 (3,09–3,90)	2,82 (2,50–3,13)	3,52 (3,21–3,80)	2,80 (2,64–2,96)	3,47 (3,31–3,66)

pozwalają zakwalifikować gleby w najbliższym sąsiedztwie jodeł do buforowości żelazowej (Kowalkowski 2002). Stwierdzony tuż przy pniu drzewa szaro-popielaty kolor w glebie świadczyć może o występowaniu procesu bielicowania związanego z uwalnianiem i przemieszczaniem jonów żelaza. Stwierdzone średnie wartości pH w zawiesinie wodnej dla wszystkich badanych odległości (tab. 30) kwalifikują te gleby do pH o buforowości glinowo-żelazowej, charakteryzującej się buforowaniem kwasów przez rozkład wodorotlenków żelaza, uruchamianiem jonów żelaza i wzrastającymi jonów protonów wodoru i glinu w roztworze glebowym (Kowalkowski 2002). W glebach tych występuje silny stres kwasowy dla roślin.

Nieznacznie wyższe wartości pH odnotowano w glebach znajdujących się w sąsiedztwie pni buków oraz grabów. Analogicznie jak w przypadku jodeł, w miarę zmniejszania się oddziaływania wód spływających po pniach, które postępowało wraz z odległością, następował proces powolnego wzrostu wartości pH. Ze średniej wartości pH_{KCl} 2,67 i pH_{H₂O} 3,36 przy pniach drzew, w odległości 300 cm, nastąpił proces nieznacznego odkwaszenia do wartości pH_{KCl} 2,82 i pH_{H₂O} 3,52. W przypadku graba również nastąpił wzrost wartości z pH_{KCl} 2,67 i pH_{H₂O} 3,35 na 10 cm do z pH_{KCl} 2,80 i pH_{H₂O} 3,47 na 300 cm.

W przypadku jodeł elementem wpływającym na znaczne zakwaszenie gleb w najbliższym otoczeniu były bardzo wysokie stężenia kwasowych składników. W przypadku buków elementem tym niewątpliwie była, poza notowanymi stężeniami, także ilość spływającej po pniach wody. Łączny ładunek wniesiony tą drogą do gleb był porównywalny do ładunku składników dostarczonych do badanego geoekosystemu z opadem bezpośrednim. Jak podaje Otto (1994) na podstawie badań Mitscherlicha (1975), przy opadzie wynoszącym 35 mm po pniu buka spłynęło 400 l wody. Również w badanym geoekosystemie notowane ilości wody spływającej po pniach drzew były bardzo wysokie. Najwyższe wartości stwierdzano przy tym w miesiącach zimowych, co przy znaczącej emisji kwaśnych gazów powodowało, że do gleb wnoszony był duży ładunek kwasogennych składników (SO₄²⁻, H⁺, NO₃⁻), które są w znacznej mierze odpowiedzialne za proces zakwaszenia gleb. Jednocześnie w miesiącach letnich następował proces częściowej neutralizacji kwaśnej depozycji przez organy asymilacyjne drzew, czego efektem był wzrost odczynu w wodach spływających po pniach

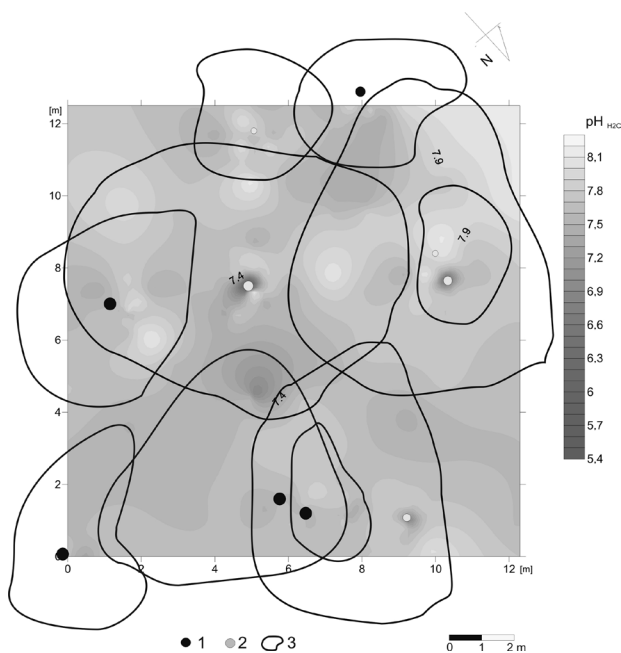
drzew. Notowane wartości pH gleb pod koronami buków są nieznacznie wyższe od stwierdzonych pod jodłami.

Stwierdzone w ostatnich latach obniżenie pH wód opadowych w geoekosystemie góry Malik, zwłaszcza spływających po pniach drzew liściastych, było podstawą wykonania szczegółowych badań gleboznawczych. Jak już wcześniej wspomniano, w trakcie badań stwierdzono, że wody spływające po pniach buków, szczególnie w miesiącach zimowych, nabierały cech roztworów agresywnych. Notowane wartości pH, nierzadko poniżej wartości pH 3,0, wprowadzały do gleb znaczące ładunki kwaśnych jonów.

Badania przestrzennego zróżnicowania pH gleb (w KCl i H₂O) wykazały znaczne obniżenie wartości w najbliższym sąsiedztwie drzew liściastych (ryc. 131, 132). Notowane różnice pomiędzy minimalnymi wartościami w odległości 10 cm i 300 cm od pni buków wyniosły aż 2,98 jednostki pH, a od pni sosen jedynie 0,12 jednostki pH. Uzyskany rozkład świadczy o istotnym wpływie wód spływających po pniach drzew liściastych w kształtowaniu chemicznych warunków dla rozwoju korzeni w najbliższym otoczeniu pnia.

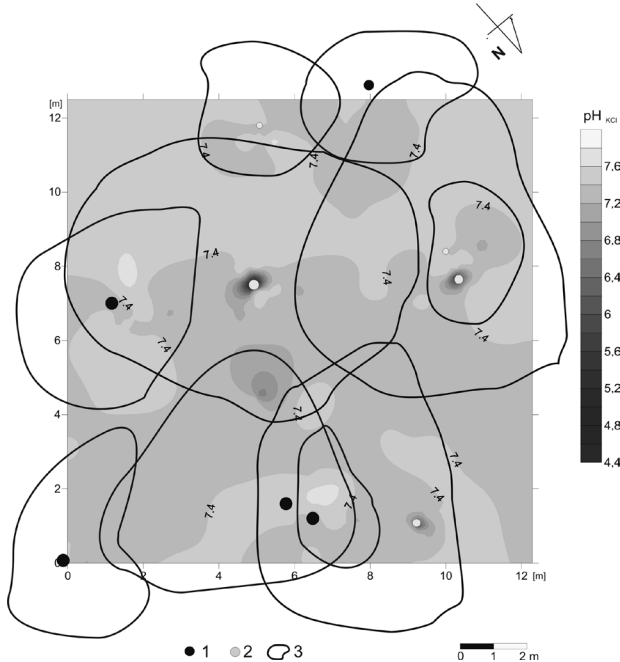
Jak wykazały badania na tym obszarze, gleby odznaczają się pH w zakresie buforowości węglanu wapnia. Stwierdzone jednak, na niewielkich arealach, spadki pH do wartości 4,19, powodują przesunięcie zakresu do buforowości wymiennej. Jednakże proces ten dotyczy jedynie najbliższego otoczenia pni drzew gatunków liściastych i nie jest potęgowany przez opad podkoronowy. Stwierdzone koncentryczne gradienty zmian pH gleb wokół pni są istotne statystycznie jedynie przy pniach drzew liściastych na odległości do 10 cm. Pozostałe różnice w uzyskanych wartościach pH w odległości 50, 100 i 300 cm od drzew, zgodnie z uzyskanymi wynikami, nie są istotne statystycznie (tab. 31).

Odnotowane różnice wartości w poszczególnych punktach w przypadku sosen nie były statystycznie istotne. Najniższe wartości odnotowano w odległości 10 cm od pnia drzewa z pH_{KCl} 7,01 i pH_{H₂O} 7,31, natomiast najwyższe w odległości 100 cm z pH_{KCl} 7,70 i pH_{H₂O} 8,13 (tab. 32). Otrzymane wartości wskazują na niewielkie oddziaływanie wód spływających po pniach sosen na przestrzenne zróżnicowanie pH. Przyczyn tego zjawiska należy upatrywać w niewielkich ładunkach substancji depozowanych tą drogą do gleb. Znacznie większą zmienność pH uzyskano w przestrzennym rozkładzie pH wokół



Ryc. 131. Przestrzenna zmienność pH_{H_2O} w wierzchnim mineralnym poziomie gleb (0–10 cm) na powierzchni testowej w drzewostanie bukowo-sosnowym na Maliku
1 – sosna, 2 – buk, 3 – zasięg korony

Fig. 131. Spatial changes in pH_{H_2O} in soil surface (0–10 cm) in tested area of beech and pine stand in Malik
1 – pine, 2 – beech, 3 – canopy tree



Ryc. 132. Przestrzenna zmienność pH_{KCl} w wierzchnim mineralnym poziomie gleb (0–10 cm) na powierzchni testowej w drzewostanie bukowo-sosnowym na Maliku
1 – sosna, 2 – buk, 3 – zasięg korony

Fig. 132. Spatial changes in pH_{KCl} in soil surface (0–10 cm) in tested area of beech and pine stand in Malik
1 – pine, 2 – beech, 3 – canopy tree

pni buków. Najniższe wartości zanotowano w odległości 10 cm od pnia, z pH_{KCl} 4,19 i pH_{H_2O} 5,12, najwyższe zaś w odległości 50 cm z pH_{KCl} 7,68 i w odległości 300 cm z pH_{H_2O} 8,17 (ryc. 133).
Taki rozkład wskazuje, że cały kwasowy ładunek docierający do dna lasu z wodami po pniach buków jest buforowany przez gleby już w odległości między 10 a 50 cm.
Badania w zlewni Bystrzanki również potwierdziły te zależności. Na powierzchni testowej w drzewostanie

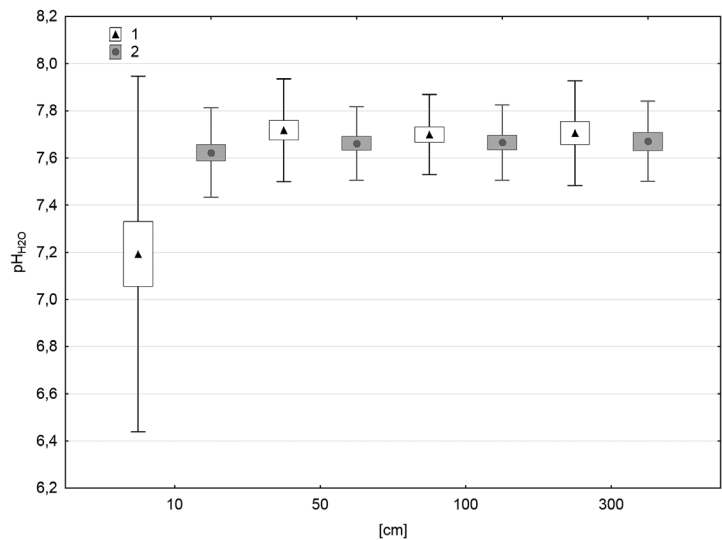
świerkowym średnia wartość pH gleb wyniosła pH_{KCl} 3,53 oraz pH_{H_2O} 4,20. Najniższe średnie wartości uzyskano w próbkach pobranych w odległości 10 cm do drzew, z wartościami pH_{KCl} 3,32 i pH_{H_2O} 3,93, a najwyższe w próbkach w odległości 300 cm od pnia z pH_{KCl} 3,91 i pH_{H_2O} 4,61 (tab. 33). W próbkach glebowych pozyskanych z otoczenia sosen średnia wartość wyniosła: pH_{KCl} 3,57 oraz pH_{H_2O} 4,42. Minimalne wartości stwierdzono w odległości 10 cm od pni drzew, ze średnią pH_{KCl} 3,00

Tabela 31. Wyniki testowania statystycznego przy użyciu testu Kruskala-Wallisa
Table 31. Kruskal-Wallis test results

Drzewo Tree	Zmienna Variable	Wynik testu Test result	p	Istotne odległości (cm) (p<0,05) Significant distances
Buk Beech	pH_{KCl}	H (3, N= 107)=20,485	p =0,0001	10–50, 10–100, 10–300
	pH_{H_2O}	H (3, N= 107)=17,138	p =0,0007	10–50, 10–100, 10–300
Sosna Pine	pH_{KCl}	H (3, N= 104)=5,211	p =0,157	brak
	pH_{H_2O}	H (3, N= 104)=2,676	p =0,444	brak

Tabela. 32. Zmienność pH w zależności od odległości od pnia i gatunku drzewa (średnia oraz minimum i maksimum)
Table 32. Changes in pH levels in soil surface in the studied geoecosystems based on tree species and distance from tree bark (average, min., and max.)

Odległość od pnia drzewa Distance of the trunk of tree	Sosna/Pine		Buk/Beech	
	pH_{KCl}	pH_{H_2O}	pH_{KCl}	pH_{H_2O}
10 cm	7,33 (7,01–7,66)	7,62 (7,31–8,10)	6,77 (4,19–7,15)	7,19 (5,12–8,11)
50 cm	7,40 (7,17–7,69)	7,66 (7,33–7,98)	7,32 (6,73–7,68)	7,72 (7,07–8,10)
100 cm	7,40 (7,18–7,70)	7,66 (7,43–8,13)	7,36 (7,12–7,55)	7,70 (7,37–8,13)
300 cm	7,40 (7,13–7,60)	7,66 (7,49–8,10)	7,37 (7,17–7,60)	7,71 (7,41–8,17)



Ryc. 133. Zmienność wartości pH_{H_2O} w próbkach glebowych wraz z odległością od pni drzew na Maliku (1 – buk, 2 – sosna)
Fig. 133. Changes in pH_{KCl} in soil samples with increasing distance from tree bark in Malik (1 – beech, 2 – pine)

i pH_{H_2O} 3,87. Najwyższe średnie wartości zanotowano w odległości 300 cm, z pH_{KCl} 3,91 i pH_{H_2O} 4,76. Zbliżone średnie wartości pH, w porównaniu do drzew iglastych, zanotowano w próbach z otoczenia graba, z pH_{KCl} 3,51 i pH_{H_2O} 4,05. Najniższe wartości, analogicznie jak w przypadku drzew iglastych, odnotowano w odległości 10 cm, ze średnią pH_{KCl} 3,12 i pH_{H_2O} 3,67, a najwyższe w odległości 300 cm, z pH_{KCl} 4,40 i pH_{H_2O} 4,82.

Należy również podkreślić, że bez względu na gatunek drzewa najniższe wartości notowano tuż przy pniu drzewa, co wyraźnie wskazuje na znaczące oddziaływanie wód spływających po pniach drzew na zakwaszenie gleb. Dotyczy to też gatunków iglastych, które pomimo niewielkich sum i częstego pomijania w badaniach terenowych są istotnym źródłem przyczyniającym się do wzrostu tempa denudacji chemicznej gleb.

Badania pH gleby wokół pni świerków wykazały obniżenie wartości pH w najbliższym otoczeniu drzew (ryc. 134, 135). Różnice pomiędzy średnimi wartościami pH w odległości 10 cm (pH_{KCl} 3,32) i 300 cm (pH_{KCl} 3,91) dla świerków wyniosła 0,59 pH, natomiast w wodzie odpowiednio w odległości 10 cm (pH_{H_2O} 3,93) i 300 cm (pH_{H_2O} 4,61), co daje różnicę 0,68 jednostki pH.

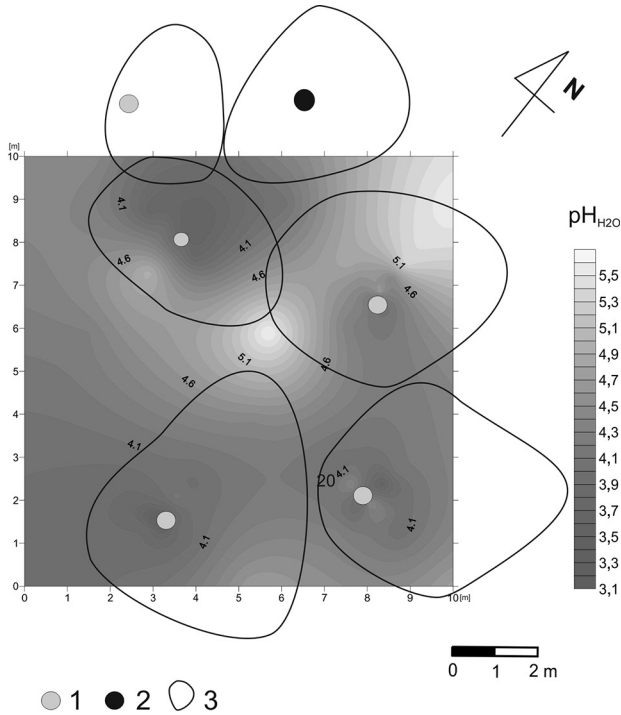
Podobnie jak w przypadku próbek glebowych wokół świerka, również pod grabem i sosną wraz z odległością od pnia następował proces nieznaczego odkwaszenia gleb (ryc. 136, 137). Różnica dla próbek w odległości 10

i 300 cm w otoczeniu sosen wyniosła pH_{KCl} 0,91 i pH_{H_2O} 0,89. Najwyższe różnice wystąpiły w próbkach pobranych w obrębie graba, z pH_{KCl} 1,18 i pH_{H_2O} 1,15.

Badania na powierzchniach testowych w Szymbarku dowiodły, że na przestrzenną zmienność pH gleb wpływa m.in. gatunek drzew. W przypadku graba najwyższe różnice stwierdzono pomiędzy średnimi wartościami w odległości 10 i 300 cm, co spowodowane jest większym wpływem wód spływających po pniach drzew na gleby wokół pnia. Średni roczny spływ po pniu graba wyniósł 69,5 mm, co stanowiło 7,9% w stosunku do rocznej sumy opadu bezpośredniego, a w przypadku świerka 0,9 mm (odpowiednio 0,1%). Istotny wpływ ma również rzeźba terenu, na co wskazuje wyraźne „rozlewianie” się zakwaszenia w kierunku południowo-wschodnim, zgodnym z nachyleniem stoku. Średnie wartości pH próbek glebowych w najbliższym otoczeniu pni drzew (10 cm) pozwoliły zakwalifikować je do buforowości w zakresie od glinowej ($4,2 \geq pH > 3,8$) do glinowo-żelazowej ($3,8 \geq pH > 3,2$). W zakresie buforowości glinowo-żelazowej buforowanie kwasów następuje przez rozkład wodorotlenków żelaza, wzrasta przy tym stężenie jonów Fe^{3+} oraz H^+ w roztworze glebowym i uwalniane zostają kwasy próchniczne i Fe. Występuje silny kwasowy stres dla roślin. Z kolei w buforowości glinowej buforowanie następuje przez rozkład wtórnych minerałów ilastych. Dochodzi do uwalniania jonu Al^{3+} oraz wzrostu stężeń kationów

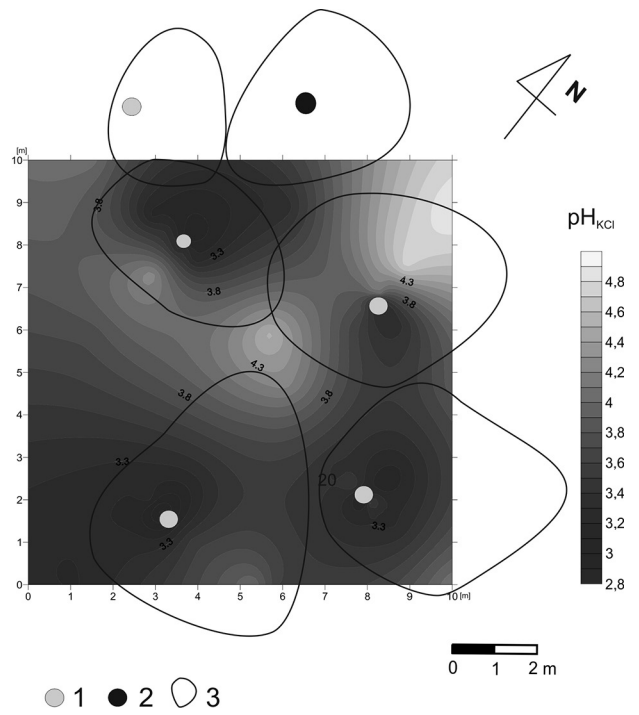
Tabela 33. Zmienność pH w zależności od odległości od pnia i gatunku drzewa (średnia oraz minimum i maksimum) w Szymbarku
Table 33. Changes in pH levels in soil surface in the studied geoecosystems based on tree species and distance from tree bark (average, min., and max.) in Szymbark

Odległość od pnia drzewa Distance of the trunk of tree	Świerk/Spruce		Grab/Hornbeam		Sosna/Pine	
	pH_{KCl}	pH_{H_2O}	pH_{KCl}	pH_{H_2O}	pH_{KCl}	pH_{H_2O}
10 cm	3,32 (2,87–4,04)	3,93 (2,97–4,68)	3,12 (2,66–3,65)	3,67 (3,38–4,09)	3,00 (2,67–3,31)	3,87 (2,90–4,62)
50 cm	3,40 (3,04–4,20)	4,07 (3,58–4,60)	3,32 (2,91–4,20)	3,92 (3,41–5,20)	3,56 (2,88–4,40)	4,42 (3,22–5,10)
100 cm	3,53 (3,13–4,70)	4,22 (3,65–5,40)	3,50 (3,18–5,00)	3,99 (3,22–5,40)	3,85 (3,33–4,80)	4,64 (3,84–5,70)
300 cm	3,91 (3,19–4,90)	4,61 (3,95–5,60)	4,40 (3,14–5,20)	4,82 (3,39–5,70)	3,91 (3,29–4,90)	4,76 (3,99–5,70)



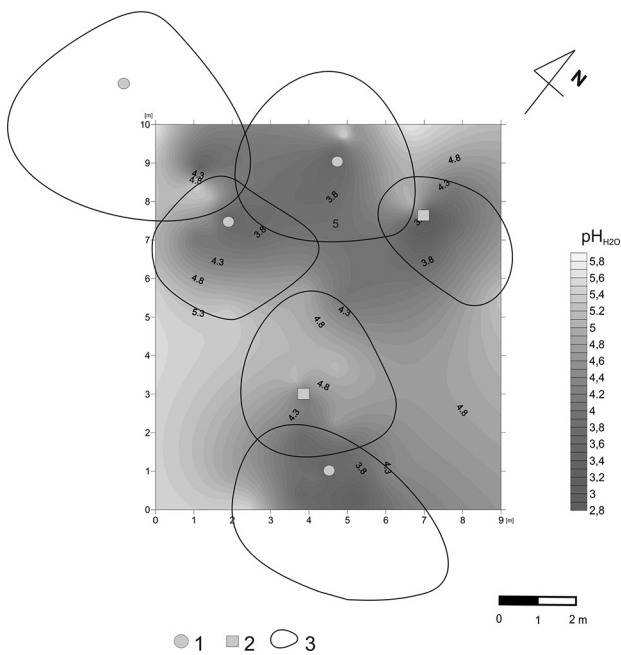
Ryc. 134. Przestrzenna zmienność pH_{H_2O} w wierzchnim mineralnym poziomie gleb (0–10 cm) na powierzchni testowej w drzewostanie świerkowym w Szymbarku

1 – świerk, 2 – klon, 3 – zasięg korony
Fig. 134. Spatial changes in pH_{H_2O} in soil surface (0–10 cm) in tested spruce stand in Szymbark
 1 – spruce, 2 – acer, 3 – canopy tree



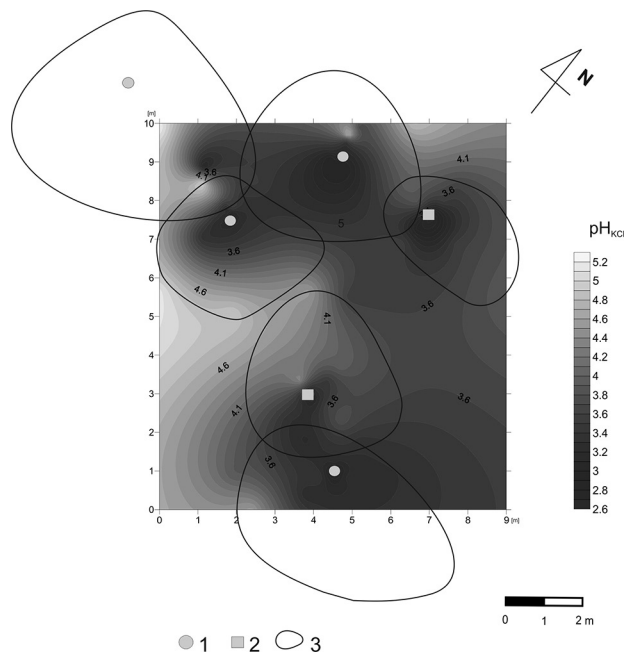
Ryc. 135. Przestrzenna zmienność pH_{KCl} w wierzchnim mineralnym poziomie gleb (0–10 cm) na powierzchni testowej w drzewostanie świerkowym w Szymbarku

1 – świerk, 2 – klon, 3 – zasięg korony
Fig. 135. Spatial changes in pH_{KCl} in soil surface (0–10 cm) in tested spruce stand in Szymbark
 1 – spruce, 2 – acer, 3 – canopy tree



Ryc. 136. Przestrzenna zmienność pH_{H_2O} w wierzchnim mineralnym poziomie gleb (0–10 cm) na powierzchni testowej w drzewostanie grabowo-sosnowym w Szymbarku

1 – grab, 2 – sosna, 3 – zasięg korony
Fig. 135. Spatial changes in pH_{H_2O} in soil surface (0–10 cm) in tested hornbeam and pine stand in Szymbark
 1 – hornbeam, 2 – pine, 3 – canopy tree



Ryc. 137. Przestrzenna zmienność pH_{KCl} w wierzchnim mineralnym poziomie gleb (0–10 cm) na powierzchni testowej w drzewostanie grabowo-sosnowym w Szymbarku

1 – grab, 2 – sosna, 3 – zasięg korony
Fig. 136. Spatial changes in pH_{KCl} in soil surface (0–10 cm) in tested hornbeam and pine stand in Szymbark
 1 – hornbeam, 2 – pine, 3 – canopy tree

o charakterze kwasowym (Kowalkowski 2002). W odległości 300 cm od pnia wartość pH mierzona w H_2O dla wszystkich badanych prób kwalifikuje te gleby do zakresu buforowości wymiennej, czyli takiej, w której kwasy buforowane są przez wietrzenie pozostałości krystalicznej pierwotnych krzemianów. Następuje wówczas uwalnianie jonów Al^{3+} z minerałów ilastych, wymywanie oraz wypieranie jonów zasadowych (Walna i in. 2005, Stevens i in. 2009).

4.8.2. Zawartość ołowiu

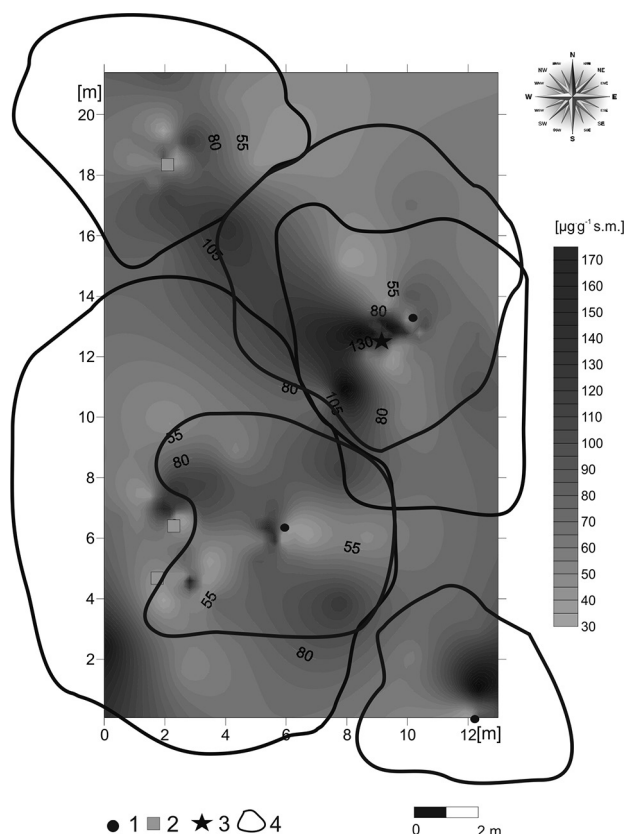
Howard i Shu (1996), Kabata-Pendias i Pendias (2000) oraz Biernacka i Małuszyński (2007) wskazują na problem degradacji gleb związanej z nadmierną akumulacją ołowiu, szczególnie w jej wierzchniej warstwie. Stąd też podjęto prace mające na celu rozpoznanie przestrzennej zmienności zawartości ołowiu w wierzchnim mineralnym poziomie gleb w badanych geoeosystemach. Na podstawie badań próbek glebowych stwierdzono, że najwyższą zawartością ołowiu charakteryzowały się gleby w obrębie powierzchni testowej na Świętym Krzyżu, ze średnią zawartością $77,8 \mu g \cdot g^{-1}$ s.m. Zbliżone wartości zanotowano w geoeosystemie na Maliku ze średnią $38,7 \mu g \cdot g^{-1}$ s.m. i w Szymbarku ze średnią wy-

noszącą $30,0 \mu g \cdot g^{-1}$ s.m. Stwierdzono, że we wszystkich geoeosystemach następuje przestrzenne zróżnicowanie zawartości ołowiu determinowane m.in. gatunkiem i odległością od pni drzew (ryc. 138–141).

W przypadku geoeosystemu Świętego Krzyża wartości przekraczają podawaną przez Gresztę (1986) maksymalną zawartość ołowiu dla gleb leśnych, wynoszącą $50 \mu g \cdot g^{-1}$ s.m. Przekraczają one również wartości tła geochemicznego wynoszącego od 0,5 do 21,0, przy średniej $9,8 \mu g \cdot g^{-1}$ s.m. (Czarnowska 1996).

Analiza przestrzennej zmienności zawartości ołowiu wokół pni drzew liściastych wykazała, że wraz ze wzrostem odległości zawartość ołowiu malała. Najwyższe wartości we wszystkich geoeosystemach stwierdzono w próbkach glebowych z najbliższego otoczenia pni (10 cm). W analizie statystycznej wykonanej testem U Manna-Whitneya stwierdzono, że na Świętym Krzyżu brak jest istotnych statystycznie różnic w zawartości ołowiu w badanym poziomie w zależności od odległości. Statystycznie istotne różnice stwierdzono natomiast w przypadku próbek glebowych w Szymbarku wokół pni graba (tab. 34). Istotnie różniły się próbki w odległości 10 i 100 oraz 10 i 300 cm. Również na Maliku wokół pni buka odnotowano istotnie statystycznie różnice dla odległości 10 i 300 cm. Uzyskane wyniki wskazują, że pień drzew liściastych jest znaczącym źródłem depozycji ołowiu do dna lasu w badanych geoeosystemach.

Maksymalne zawartości ołowiu zanotowano w próbkach glebowych pobranych z odległości 10 cm od pni drzew liściastych. Najwyższe wartości wystąpiły na

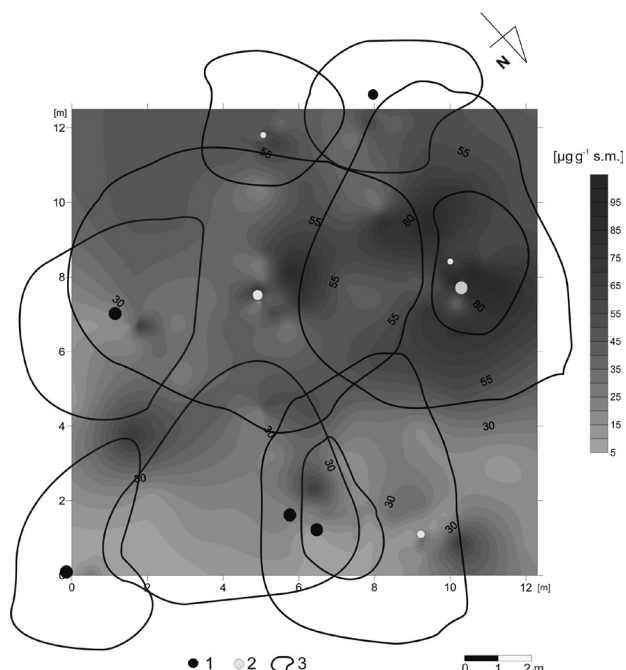


Ryc. 138. Przestrzenna zmienność zawartości ołowiu w wierzchnim mineralnym poziomie gleb na powierzchni testowej na Świętym Krzyżu

1 – jodła, 2 – buk, 3 – grab, 4 – zasięg korony

Fig. 138. Spatial changes in lead levels in soil surface in tested area at Święty Krzyż

1 – fir, 2 – beech, 3 – hornbeam, 4 – canopy tree

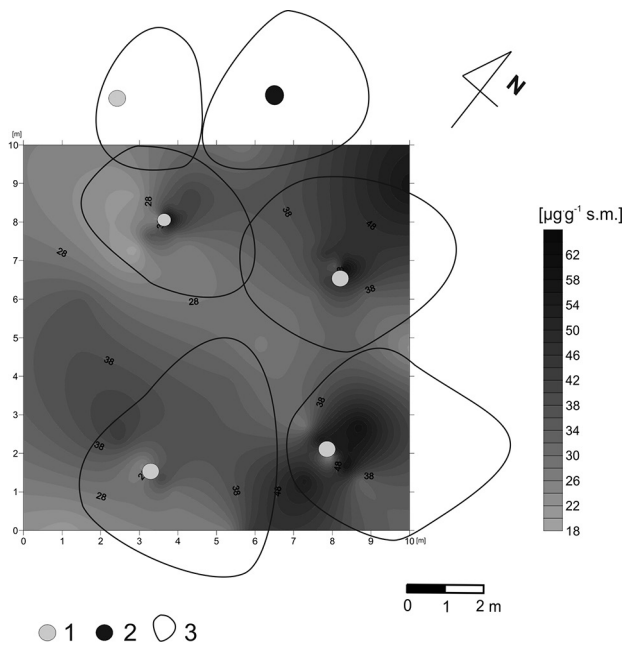


Ryc. 139. Przestrzenna zmienność zawartości ołowiu w wierzchnim mineralnym poziomie gleb na powierzchni testowej w drzewostanie grabowo-sosnowym na Maliku

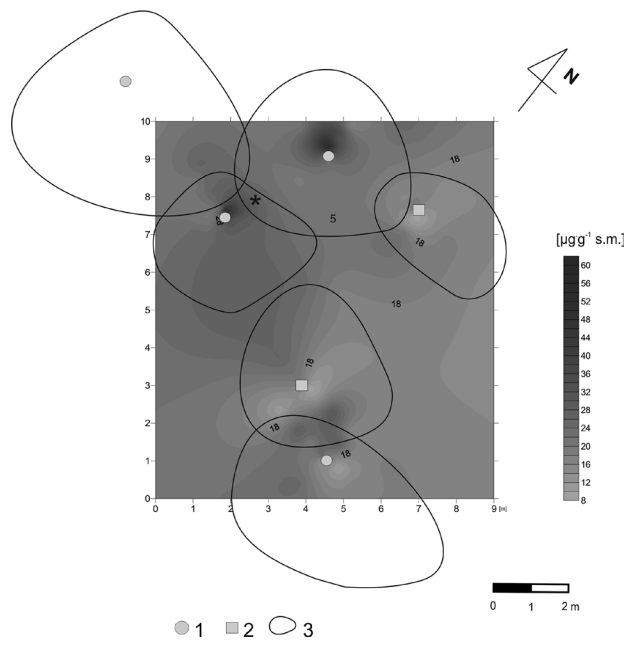
1 – sosna, 2 – buk, 3 – zasięg korony

Fig. 139. Spatial changes in lead levels in soil surface in tested hornbeam and pine stand in Malik

1 – pine, 2 – beech, 3 – canopy tree



Ryc. 140. Przestrzenna zmienność zawartości ołowiu w wierzchnim mineralnym poziomie gleb na powierzchni testowej w drzewostanie świerkowym w Szymbarku
1 – świerk, 2 – klon, 3 – zasięg korony
Fig. 140. Spatial changes in lead levels in soil surface in tested spruce stand in Szymbark
1 – spruce, 2 – acer, 3 – canopy tree



Ryc. 141 Przestrzenna zmienność zawartości ołowiu w wierzchnim mineralnym poziomie gleb na powierzchni testowej w drzewostanie grabowo-sosnowym w Szymbarku
1 – grab, 2 – sosna, 3 – zasięg korony
Fig. 141. Spatial changes in lead levels in soil surface in tested hornbeam and pine stand in Szymbark
1 – hornbeam, 2 – pine, 3 – canopy tree

Świętym Krzyżu ($193,3 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1} \text{ s.m.}$), następnie na Maliku ($102,2 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1} \text{ s.m.}$) i w Szymbarku ($62,6 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1} \text{ s.m.}$) (ryc. 142, tab. 35). Uzyskane wartości wskazują na bardzo istotne źródło, jakim jest spływ po pniach drzew, kształtowania zawartości ołowiu w badanych glebach. Najwyższe wartości współczynnika zmienności zanotowano w próbkach gleb pochodzących z geosystemów zlokalizowanych w Górach Świętokrzyskich.

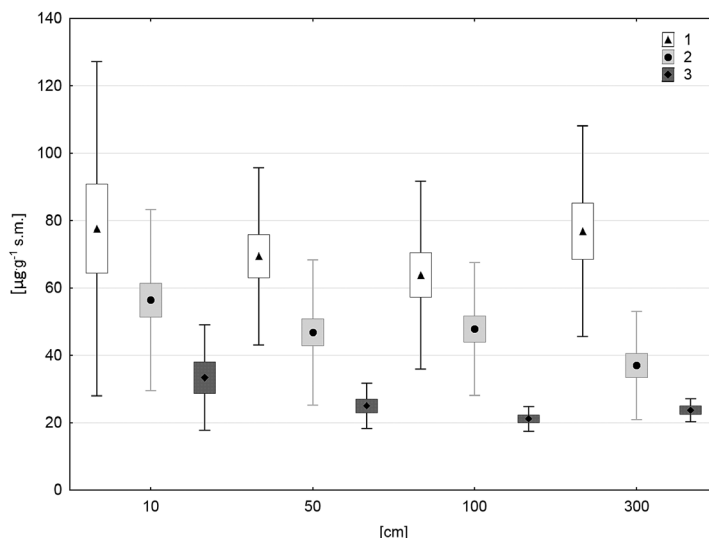
Z kolei analiza próbek z obszaru znajdującego się w obrębie oddziaływania gatunków iglastych wykazała, że wraz ze wzrostem odległości wzrastała zawartość ołowiu w glebie (ryc. 142). Rozkład taki zanotowano w przypadku próbek pobranych z otoczenia jodeł oraz sosen na Maliku i w Szymbarku. Jedynie w przypadku świerka zmienność zawartości ołowiu w zależności od odległości od pnia przypomina rozkład charakterystyczny dla drzew liściastych. Uzyskane wartości kształtowały się w kolejności od najwyższej: $10 \text{ cm} > 50 \text{ cm} > 100 \text{ cm} > 300 \text{ cm}$.

Analiza maksymalnych wartości zawartości ołowiu w próbkach glebowych pochodzących z otoczenia drzew iglastych nie wykazała prawidłowości nawiązujących do odległości od pnia drzewa. Maksymalne zawartości ołowiu w próbkach na Świętym Krzyżu notowano w odległości 300 cm ($181,4 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1} \text{ s.m.}$), w Szymbarku w odległości 100 cm od pni sosny ($37,3 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1} \text{ s.m.}$) i 10 cm od pni świerka ($69,7 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1} \text{ s.m.}$). Również na Maliku maksymalną zawartość ołowiu stwierdzono w próbkach pobranych w odległości 10 cm od pnia sosny ($88,2 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1} \text{ s.m.}$).

W analizie statystycznej wykonanej testem U Manna-Whitneya stwierdzono, że na Świętym Krzyżu brak jest istotnych statystycznie różnic w zawartości ołowiu w badanym poziomie w zależności od odległości od drzew. Statystycznie istotne różnice stwierdzono w przypadku próbek glebowych na Maliku. Najwyższą zawartość zanotowano w próbkach w odległości 300 cm od pnia. Różnią się one statystycznie od zawartości ołowiu w odległości $10, 50$

Tabela 34. Wyniki testowania statystycznego z wykorzystaniem nieparametrycznego testu U Manna-Whitneya
Table 34. Non-parametric U Mann-Whitney test results

Odległość (cm) Distance (cm)	Suma rang 1	Suma rang 2	U	Z	p	N grupa 1	N grupa 2
Malik (buk/beech)							
10–300	828	348	158	2,467	0,014	29	19
Szymbark (grab/hornbeam)							
10–50	63	28	7	1,929	0,054	7	6
10–100	82	54	9	2,329	0,020	7	9
10–300	63	15	0	2,761	0,006	7	5



Ryc. 142. Zmiana zawartości ołowiu w wierzchnim mineralnym poziomie glebowym w badanych geoeosystemach w zależności od odległości od pni drzew liściastych

1 – buk Św. Krzyż, 2 – buk Malik, 3 – grab Szymbark

Fig. 142. Changes in lead levels in soil surface in tested geoeosystems based on the distance from deciduous trees

1 – beech Św. Krzyż, 2 – beech Malik, 3 – hornbeam Szymbark

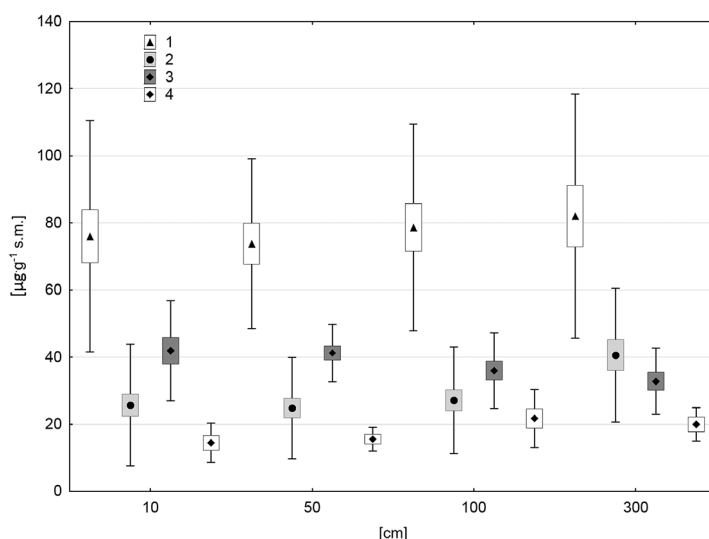
i 100 cm (tab. 36). W Szymbarku pod względem zawartości ołowiu statystycznie różniły się jedynie próbki z odległości 50 i 300 cm od pnia świerka. W pozostałych przypadkach nie stwierdzono statystycznie istotnych różnic.

Różnice w przestrzennej zmienności zawartości ołowiu determinowane są ładunkiem, jaki deponowany jest do gleb ze spływem po pniach, znacznie wyższym w przypadku gatunków liściastych, oraz kształtem korony (lejkowatej u buka) powodującej dystrybucję wody w kierunku pnia drzewa. Z kolei w przypadku świerka łukowato wygięte gałęzie powodują, podobnie jak w przypadku dostawy wody, zwiększoną depozycję ołowiu tuż

przy pniu oraz w niewielkiej odległości od niego, na co wskazują uzyskane rozkłady zawartości ołowiu w glebie.

Brak istotnych statystycznie różnic pomiędzy zawartością ołowiu w glebach w zależności od odległości od pnia drzewa na Świętym Krzyżu wskazuje, że w analizowanym geoeosystemie brakuje jednego dominującego źródła depozycji ołowiu do dna lasu. Wskazują na to niewielkie różnice w średnich zawartościach w próbkach pobranych z badanych odległości.

Stwierdzono (Adriano 2001), że spadek wartości pH gleb powoduje wzrost mobilności ołowiu. Analiza korelacji wyników w próbkach glebowych pochodzących z analizowanych geoeosystemów za pomocą testu rang



Ryc. 143. Zmiana zawartości ołowiu w wierzchnim mineralnym poziomie glebowym w badanych geoeosystemach w zależności od odległości od pni drzew iglastych

1 – jodła Św. Krzyż, 2 – sosna Malik, 3 – świerk Szymbark, 4 – sosna Szymbark

Fig. 143. Changes in lead levels in soil surface in tested geoeosystem based on the distance from coniferous trees

1 – fir Św. Krzyż, 2 – pine Malik, 3 – spruce Szymbark, 4 – pine Szymbark

Tabela 35. Zawartość Pb w wierzchnim mineralnym poziomie gleb w badanych geosystemach w zależności od gatunku i odległości od pnia drzewa
Table 35. Pb levels in soil surface in the studied geosystems based on tree species and distance from tree bark

Zmienna variable	Pb [$\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m.]									
	Razem All	10 cm	50 cm	100 cm	300 cm	Razem All	10 cm	50 cm	100 cm	300 cm
Św. Krzyż – buk/beech										
Średnia/Mean	71,3	77,7	69,4	63,8	76,6	77,5	76,0	73,8	78,6	82,0
Min	27,2	31,6	38,8	27,2	41,7	31,7	31,7	35,5	35,3	34,7
Max	193,3	193,3	133,3	114,4	151,2	181,4	142,9	138,6	174,4	181,4
SD	33,8	49,6	26,3	27,9	31,2	31,4	34,5	25,3	30,8	36,4
CV [%]	47,5	63,9	37,9	43,7	41,9	40,6	45,4	34,3	39,2	44,3
Malik – sosna/pine										
Średnia/Mean	47,9	56,4	46,9	47,8	37,0	28,6	25,7	25,4	27,0	39,1
Min	6,5	6,5	11,9	11,7	11,6	6,5	6,5	8,2	7,5	7,8
Max	102,2	102,2	85,3	89,8	59,7	88,2	88,2	61,4	68,3	82,3
SD	22,6	26,9	21,6	19,7	16,1	17,9	18,1	15,0	16,0	20,7
CV [%]	47,1	47,7	46,0	41,3	43,4	62,6	70,6	59,2	59,1	52,9
Pb [$\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m.]										
Zmienna/Variable	Szymbark – grab/hornbeam					Szymbark – sosna/pine				
	Razem all	10 cm	50 cm	100 cm	300 cm	Razem All	10 cm	50 cm	100 cm	300 cm
Średnia/Mean	26,0	33,4	25,0	21,1	23,7	18,1	14,4	15,5	21,7	20,0
Min	9,4	12,9	9,4	16,2	19,1	7,6	7,6	12,8	10,4	14,8
Max	62,6	62,6	32,2	27,0	29,3	37,3	23,5	22,3	37,3	28,0
SD	10,1	15,6	6,7	3,7	3,4	7,0	6,9	3,6	8,6	5,0
CV [%]	39,0	46,9	26,9	17,6	14,3	38,5	40,7	22,9	39,8	24,9

SD – odchylenie standardowe, CV – współczynnik zmienności
SD – standard deviation, CV – coefficient of variation

Tabela. 36. Wyniki testowania statystycznego z wykorzystaniem nieparametrycznego testu U Manna-Whitneya
Table 36. Non-parametric U Mann-Whitney test results

Odległość Distance (cm)	Suma/Rang 1	Suma/Rang 2	U	Z	p	N grupa 1	N grupa 2
Malik – sosna/pine							
10–300	613	612	148	–2,801	0,005	30	19
50–300	550	578	144	–2,634	0,008	28	19
100–300	497	538	146	–2,309	0,021	26	19
Szymbark – świerk/spruce							
50–300	295	140	49	2,340	0,017	16	13

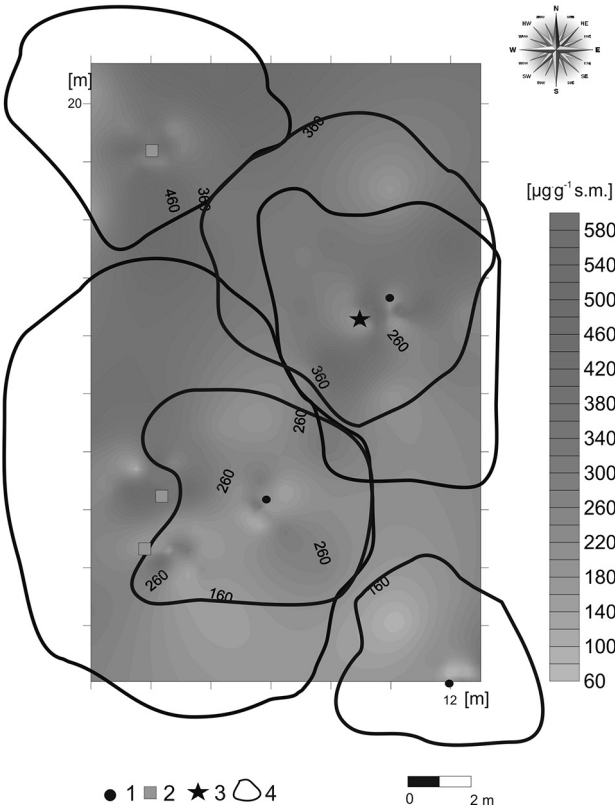
Spearmana wykazała nieistotne statystycznie odwrotne zależności pomiędzy zawartością ołowiu a wartością pH w przypadku geosystemu Święty Krzyż.

4.8.3. Zawartość wapnia

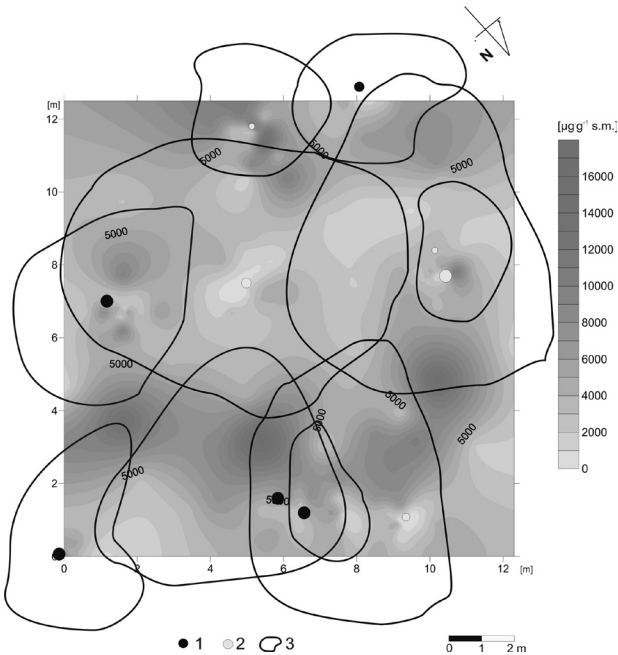
W celu określenia wpływu funkcjonującego w regionie świętokrzyskim przemysłu cementowo-wapienniczego oraz wydobywczego na geosystemy Święty Krzyż i Malik podjęto badania nad zawartością tego metalu w wierzchnim mineralnym poziomie gleb. Pył cementowy i wapienniczy charakteryzuje się bardzo silną alkaliznością, o pH powyżej 11 jednostek, oraz zawartością wapnia przekraczającą 88%. Analiza zawartości wapnia w wierzchnim mineralnym poziomie gleb wykazała jego

przestrzenne zróżnicowanie (ryc. 144–147). Maksymalną zawartość wapnia na Świętym Krzyżu oraz w Szymbarku notowano w odległości 300 cm od pni drzew zarówno gatunków liściastych, jak i iglastych. Najniższe wartości stwierdzono natomiast w próbkach pobranych w odległości 50 cm od pni drzew iglastych i 100 cm od drzew liściastych. Uzyskany przestrzenny rozkład dowodzi, że poza opadem organicznym na zawartość Ca w wierzchnim mineralnym poziomie gleb wpływa również ładunek dostarczany do gleb ze spływem po pniach, zwłaszcza w przypadku drzew liściastych oraz opadu podkoronowego. Wskazują na to zawartości wapnia w zależności od odległości od pni drzew. Wykreślone linie mają postać funkcji regresji wielomianowej (ryc. 148, 149).

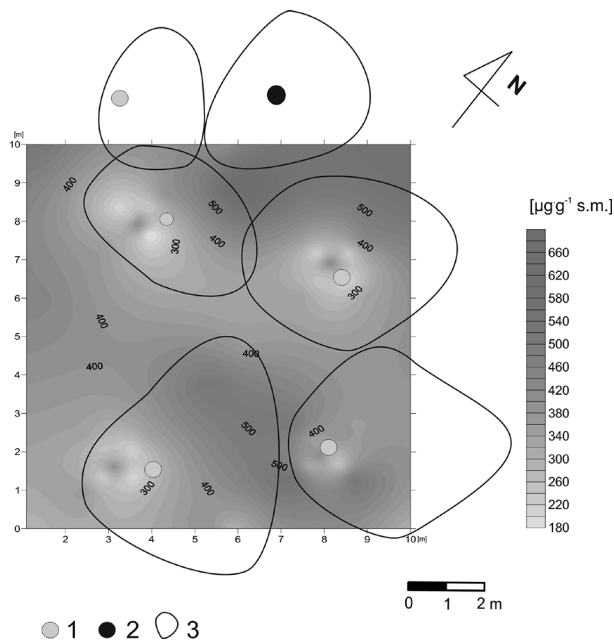
Obecność przemysłu cementowo-wapienniczego na obszarze Białego Zagłębia spowodowała, że zawartość wapnia w glebie rdzawej bielcowej na górze Malik wahała się w przypadku próbek pobranych z otoczenia pni buka od 2881,9 µg·g⁻¹ s.m. w odległości 10 cm do



Ryc. 144. Przestrzenna zmienność zawartości wapnia w wierzchnim mineralnym poziomie gleb na powierzchni testowej na Świętym Krzyżu
1 – jodła, 2 – buk, 3 – grab, 4 – zasięg korony
Fig. 144. Spatial changes in calcium levels in soil surface in the tested area at Święty Krzyż
1 – fir, 2 – beech, 3 – hornbeam, 4 – canopy tree



Ryc. 145. Przestrzenna zmienność zawartości wapnia w wierzchnim mineralnym poziomie gleb na powierzchni testowej w drzewostanie grabowo-sosnowym na Malik
1 – sosna, 2 – buk, 3 – zasięg korony
Fig. 145. Spatial changes in calcium levels in soil surface in the tested hornbeam and pine stand in Malik
1 – pine, 2 – beech, 3 – canopy tree

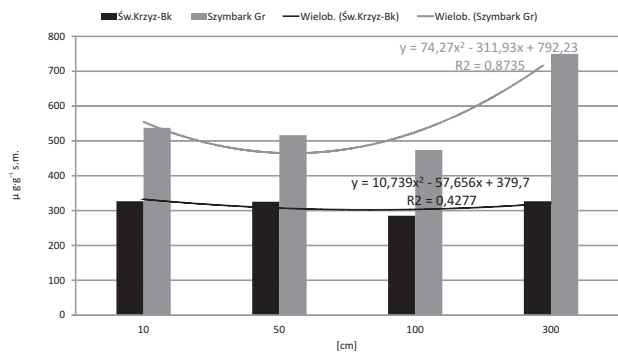


Ryc. 146. Przestrzenna zmienność zawartości wapnia w wierzchnim mineralnym poziomie gleb na powierzchni testowej w drzewostanie świerkowym w Szymbarku
1 – świerk, 2 – klon, 3 – zasięg korony
Fig. 146. Spatial changes in calcium levels in soil surface in tested spruce stand in Szymbark
1 – spruce, 2 – acer, 3 – canopy tree

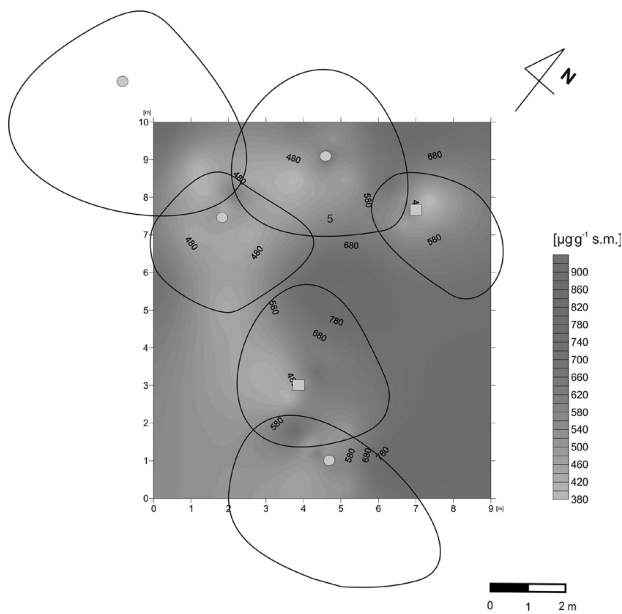
4575,9 $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m. w odległości 100 cm. Znacznie wyższe wartości zanotowano w przypadku prób pobranych w otoczeniu pni sosny. Zawartość wapnia wahała się od 3277,6 $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m. w odległości 10 cm do 7685,0 $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m. w odległości 300 cm (ryc. 150).

Najniższą średnią zawartość wapnia w próbkach glebowych wynoszącą 287,9 $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m. zanotowano na Świętym Krzyżu. Ponad 1,6 raza wyższe wartości stwierdzono w Szymbarku (462,8 $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m.), a ponad 14-razy na Maliku (4156,3 $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m.).

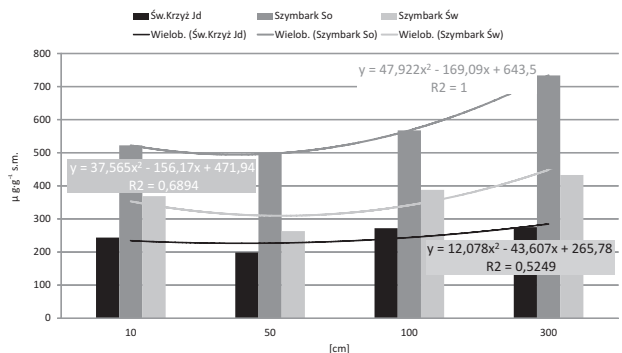
Najwyższe średnie zawartości wapnia w próbkach glebowych na Świętym Krzyżu, w Szymbarku oraz w otoczeniu sosen na Maliku notowano w odległości 300 cm od pni drzew. Jedynie w przypadku buków na Maliku



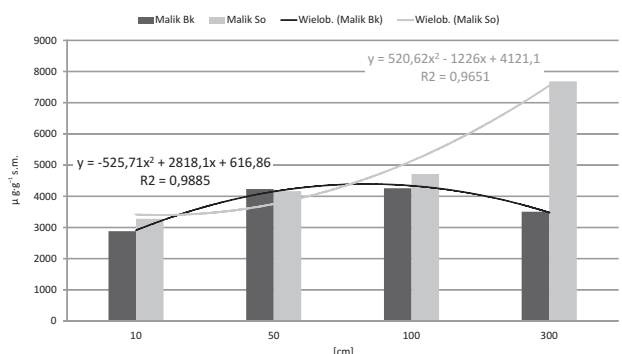
Ryc. 148. Zależność zawartości wapnia od odległości od pni drzew liściastych w badanych geosystemach
Fig. 148. Relation between calcium contents and distance from hardwood trees in the studied geosystems



Ryc. 147. Przestrzenna zmienność zawartości wapnia w wierzchnim mineralnym poziomie gleb na powierzchni testowej w drzewostanie grabowo-sosnowym w Szymbarku
1 – grab, 2 – sosna, 3 – zasięg korony
Fig. 147. Spatial changes in calcium levels in soil surface in tested hornbeam and pine stand in Szymbark
1 – hornbeam, 2 – pine, 3 – canopy tree



Ryc. 149. Zależność zawartości wapnia od odległości od pni drzew iglastych w badanych geosystemach
Fig. 149. Relation between calcium contents and distance from coniferous trees in the studied geosystems



Ryc. 150. Zależność zawartości wapnia w wierzchnim mineralnym poziomie gleb od odległości od pni drzew na Maliku
Fig. 150. Relation between surface soil calcium contents and distance from tree bark in Malik

Tabela 37. Zawartość Ca w wierzchnim mineralnym poziomie gleb w badanych geoeosystemach w zależności od gatunku i odległości od pnia drzewa
Table 37. Ca levels in soil surface in the studied geoeosystems based on tree species and distance from tree bark

Zmienna variable	Ca [$\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m.]							
	Razem All	10 cm	50 cm	100 cm	300 cm	Razem All	10 cm	50 cm
Św. Krzyż – buk/beech								
Średnia/Mean	313,2	326,8	325,4	285,4	326,9	247,5	243,7	198,4
Min	86,6	145,1	183,6	86,6	140,1	1,0	1,0	39,5
Max	551,2	518,2	493,4	551,2	523,5	556,0	493,3	512,0
SD	117,3	93,2	102,1	137,1	134,1	113,4	123,4	114,9
CV [%]	37,4	28,5	31,4	48,0	41,0	45,8	50,6	57,9
Malik – sosna/pine								
Średnia/Mean	3760,9	2881,9	4232,2	4257,9	3505,3	4523,1	3277,6	4165,9
Min	190,7	297,7	190,7	747,6	994,7	170,2	540,0	893,1
Max	16450,7	12913,8	16450,7	9201,7	15409,2	2988,9	8060,0	10080,5
SD	3153,5	2982,0	3874,1	2304,3	3153,9	66,1	2108,2	2311,7
CV [%]	83,8	103,5	91,5	54,1	90,0	87,9	64,3	55,5
Szymbark – świerk/spruce								
Zmienna/Variable	Ca [$\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m.]							
	Razem All	10 cm	50 cm	100 cm	300 cm	Razem All	10 cm	50 cm
Średnia/Mean	551,4	537,6	516,3	474,0	749,8	567,4	522,4	496,8
Min	385,5	420,4	409,8	385,5	521,5	374,6	416,3	374,6
Max	910,5	810,8	646,1	583,8	910,5	928,5	581,2	731,4
SD	131,8	105,0	74,8	67,1	135,1	133,7	54,4	141,4
CV [%]	23,9	19,5	14,5	14,1	18,0	23,6	10,4	28,5

SD – odchylenie standardowe, CV – współczynnik zmienności
SD – standard deviation, CV – coefficient of variation

Tabela 38. Wyniki testowania statystycznego z wykorzystaniem nieparametrycznego testu U Manna-Whitneya**Table 38.** Non-parametric U Mann-Whitney test results

Odległość (cm) Distance	Suma/Rang 1	Suma/Rang 2	U	Z	p	N grupa 1	N grupa 2
Święty Krzyż – jodła/fir							
50–100	245	421	92	–2,186	0,029	17	19
50–300	232	329	79	–2,035	0,042	17	16
Malik – sosna/pine							
10–100	709	831	244	–2,206	0,027	30	25
10–300	586	639	121	–3,355	0,001	30	19
Malik – buk/beech							
10–100	522	856	197	–2,564	0,010	25	27
Szymbark – świerk/spruce							
10–50	307	158	22	3,721	0,000	14	16
50–100	164	364	28	–3,750	0,000	16	16
50–300	151	284	15	–3,881	0,000	16	13
Szymbark – grab/hornbeam							
10–300	76	95	10	–2,536	0,011	11	7
50–300	70	101	4	–3,079	0,002	11	7
100–300	68	103	2	–3,260	0,001	11	7

najwyższą średnią wartość uzyskano w próbach pobranych w odległości 100 cm od pnia (tab. 37).

Stwierdzony wyraźny wzrost zawartości wapnia w glebach w miarę oddalania się od pni drzew wskazuje na znaczący wpływ nie tylko opadu organicznego, ale również opadu podkoronowego oraz depozycji suchej. Jak wykazały bowiem badania składu chemicznego wód opadu podkoronowego, wody te stanowią istotne źródło w depozycji jonów wapnia do gleb, zwłaszcza w geoekosystemie góry Malik. Zanotowany w trakcie badań spadek wartości pH wód spływających po pniach drzew liściastych w odniesieniu do opadu bezpośredniego i podkoronowego znajduje swoje odzwierciedlenie w przestrzennej zmienności zawartości wapnia w wierzchnim mineralnym poziomie gleb. Świadczą o tym znacznie niższe zawartości wapnia w glebach tuż przy pniu drzew w miejscach, w których następuje duża depozycja substancji zakwaszających. W analizie statystycznej wykonanej za pomocą testu nieparametrycznego rang Spearmana stwierdzono, że w geoekosystemie Malik występuje istotna statystycznie ($p < 0,05$) odwrotna korelacja pomiędzy zawartością wapnia a wartością pH w próbkach glebowych. Uzyskane współczynniki korelacji (0,319 dla sosny i 0,388 dla buka) wskazują na korelację przeciętną. W pozostałych przypadkach otrzymane wartości nie były istotne statystycznie. Dzięki analizie statystycznej z wykorzystaniem testu nieparametrycznego

go U Manna-Whitneya stwierdzono na Świętym Krzyżu istotne statystyczne różnice pomiędzy próbkami pobranymi z obszaru w obrębie jodły w odległości 50 i 100 cm oraz 50 i 300 cm. Dla Szymbarku statystycznie różniły się próby w odległości 10 i 300, 50 i 300 oraz 100 i 300 cm (tab. 38). W tym przypadku najwyższe wartości notowano w próbkach znajdujących się pod skrajem koron. W odniesieniu do próbek pobranych z otoczenia świerków wyraźnie odznacza się odległość 50 cm, która różni się statystycznie od innych (10, 100 i 300 cm). Świadczyć to może, że obszar ten nie jest już poddawany wpływowi wód spływających po pniach drzew i jednocześnie niewielka jest rola opadu podkoronowego. Uzyskane wyniki nawiązują do badań dotyczących przestrzennego zróżnicowania wysokości opadu docierającego do gleb pod koronami świerków. Na górze Malik statystycznie istotne różnice występują w przypadku próbek glebowych pobranych zarówno wokół buka, jak i sosny. Znaczący ładunek kwaśnej depozycji docierający do gleb wraz z wodami spływającymi po pniach buków powoduje, że próbki glebowe pobrane z odległości 10 cm statystycznie różnią się od próbek pobranych w odległości 100 cm. Z kolei w przypadku sosny istotny udział opadu podkoronowego, przy niewielkiej roli spływu po pniach drzew, skutkuje tym, że statystycznie istotne różnice występują dla próbek pobranych w odległości 10 i 100 cm oraz 10 i 300 cm.

5. Ocena funkcjonowania geosystemów gór niskich i pogórza w Polsce na tle wybranych regionów Europy i świata

Należy podkreślić, że zarówno dla Gór Świętokrzyskich jak i zlewni Bystrzanki w Beskidzie Niskim brak jest kompleksowych opracowań, które uwzględniałyby w procesie funkcjonowania geosystemów wielkość i źródła zanieczyszczeń powietrza, transformację opadów w obrębie lasu oraz ich wpływ na gleby w przedziale długookresowym.

Środowisko przyrodnicze podlega ciągłym przekształceniom i zmianom na skutek czynników naturalnych i działalności człowieka. Poznanie mechanizmów funkcjonowania środowiska przyrodniczego oraz określenie różnokierunkowych tendencji jego zmian ma wielkie znaczenie zarówno teoretyczne, jak i praktyczne (Kostrzewski 1998). Zmiany, które dokonują się w środowisku przyrodniczym, przybierają charakter nie tylko lokalny i regionalny, ale nawet globalny. Mając powolny przebieg, doprowadzają bardzo często do katastrofalnych skutków. Niezbędna jest zatem znajomość mechanizmów funkcjonowania geosystemu, która winna opierać się na dobrej znajomości jego rozwoju w przeszłości, rozpoznaniu stanu aktualnego i umiejętności określenia tendencji zmian.

Do ważniejszych elementów decydujących o obiegu materii w geosystemach zaliczyć należy depozycję atmosferyczną. Powietrze tworzące warstwę atmosfery wokół Ziemi jest środowiskiem, do którego wprowadzane są zanieczyszczenia pochodzenia naturalnego i antropogenicznego. Mobilność tych zanieczyszczeń i ich wielkoobszarowe rozprzestrzenianie powoduje, że substancje te przedostawiać się mogą do innych komponentów środowiska w dużej odległości od miejsca ich emisji. Depozycja tych składników odbywać się może na drodze suchej, mokrej i wilgotnej, wywołując negatywne skutki w środowisku. Stąd też tak ważne jest poznanie ładunku substancji wnoszonych tą drogą do geosystemów. Rozpoczęte w 1994 roku badania w centralnej części Gór Świętokrzyskich wykazały, że nadmierna depozycja składników zakwaszających doprowadzić może m.in. do pogorszenia stanu zdrowotnego drzewostanów, a także zakwaszenia gleb, wód opadu podkoronowego i spływającego po pninach oraz wód powierzchniowych (Wróbel, Wójcik 1989, Kowalkowski i in. 2001, Jóźwiak, Kozłowski 2008). Badania wielkości emisji S-SO₂ prowadzone w latach 1994–2008 dowiodły, że występowała istotna statystycznie spadkowa tendencja stężeń tego gazu. Uzyskany wskaźnik r wynoszący $-0,798$ wskazuje na bardzo

wysoką korelację (Kozłowski i in. 2011). Tendencja ta wynika z jednej strony z kryzysu gospodarczego, z drugiej – z inwestycji prośrodowiskowych dokonywanych w przedsiębiorstwach. Tendencję taką stwierdzono również we wschodnich landach Niemiec, gdzie w latach 1992–1995 odnotowano 70% spadek wielkości emisji S-SO₂ (Brueggemann, Spindler 1999). Jak wynika z danych w rocznikach statystycznych polskiego Urzędu Statystycznego (GUS 2009) w latach 1995–2008 nastąpił wyraźny spadek emisji SO₂, wynoszący np. w energetyce zawodowej ponad 60%. Lata te można podzielić na dwa okresy. Pierwszy z nich obejmuje okres od 1995 do 2002, kiedy wielkość emisji uległa zmniejszeniu z 1223 do 706 Gg (43%), z kolei w latach 2003–2008 ulegała corocznym wahaniom, by ostatecznie w roku 2008 osiągnąć wielkość 448 Gg.

Analiza zależności wielkości stężenia S-SO₂ i kierunku napływu mas powietrza w latach 2002–2011 wykazała, że wzrost stężeń obserwowany jest w sytuacjach, kiedy nad obszar Gór Świętokrzyskich napływają masy powietrza z kierunku SW i W. Wskazują na to analizy wykreślonych trajektorii wstecznych za pomocą modelu HYSPLIT. Jest to efekt kumulujących się w powietrzu zanieczyszczeń emitowanych w ośrodkach przemysłowych Czech i Polski (Tofel, Wolski 1996, Jóźwiak 2001, Kozłowski i in. 2011). W przypadku napływu mas powietrza z kierunku NE i E następuje widoczny spadek notowanych stężeń S-SO₂ w powietrzu atmosferycznym. Na kierunkach tych brak znaczących źródeł emisji. Z kolei w Szymbaroku poza dominującą rolą emisji lokalnych, na co zwrócił uwagę Bochenek (2006, 2008), istotny wpływ wywiera zdalna emisja z kierunku GOP-u z kierunku północno-zachodniego oraz transgraniczna z kierunku południowego.

Dzięki przeprowadzonej analizie z wykorzystaniem skaningowego mikroskopu elektronowego możliwa była obserwacja igieł pobranych z badanych geosystemów. Stwierdzono na ich zewnętrznych powierzchniach, zarówno na Świętym Krzyżu, jak i w zlewni Bystrzanki, obecność kulistych cząstek, o rozmiarach nie przekraczających 2,0 μm , zwanych sferulami. Ich kształt oraz skład chemiczny świadczy o antropogenicznym pochodzeniu. Są produktem charakterystycznym dla procesów spalania węgla (Strzyszczyński, Magiera 2001, Magiera i in. 2002, Jabłońska 2003, Grefender 2010). Wykazane zależności pomiędzy maksymalnymi stężeniami SO₂ w powietrzu atmosferycznym oraz kierunkami z wyko-

rzystaniem modelu HYSPLIT pozwalają stwierdzić, że na jakość powietrza atmosferycznego w Górach Świętokrzyskich oraz w Symbarku wpływa proces energetycznego spalania paliw. Kierunki wiatrów wskazują, że źródła te występują na obszarze Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego. Dzięki wysokim kominom elektrowni popioły lotne emitowane do atmosfery mogą być transportowane na znaczne odległości, a drobne cząstki mogą pozostawać w powietrzu przez długi czas (Magiera i in. 2009). W trakcie obserwacji igieł świerka pochodzącego z Symbarku stwierdzono obecność cząstki o składzie tlenku żelaza. Badania pyłów atmosferycznych na terenie Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego prowadzone przez Magierę i in. (2009) wykazały, że ostrokrawędziste cząstki pyłu o składzie chemicznym tlenków żelaza pochodzą z przemysłu hutniczego. Zasadne jest zatem stwierdzenie, że w przypadku Symbarku nie bez znaczenia jest rola transgranicznego napływu zanieczyszczeń znad Słowacji. Znaczący udział wiatrów z sektora S oraz towarzyszący im notowany wzrost stężeń SO_2 wskazują, że potencjalnym emitorem zanieczyszczeń może być huta żelaza US Meetal Steel w Koszycach, która oddalona jest od badanego geoeosystemu zaledwie o 120 km. Wniosek ten potwierdzają wcześniejsze doniesienia Sawickiej-Kapusty i in. (2008), którzy stwierdzili w plechach porostu *Hypogymnia physodes*, pochodzących z terenu Stacji Bazowych ZMŚP w Polsce, najwyższą koncentrację żelaza właśnie w Symbarku. Wyniosło ono $968 \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1} \text{ s.m.}$ i było wyższe niż na Świętym Krzyżu o $357 \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$. Notowane w geoeosystemie stężenia żelaza były prawie 3-krotnie wyższe od występujących na terenie Polski NE (SB ZMŚP Puszcza Borecka – $343 \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1} \text{ s.m.}$) oraz ponad 2,5-krotnie niż na obszarze Polski NW (Stacja Bazona ZMŚP Storkowo – $363 \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1} \text{ s.m.}$).

Zanieczyszczenia transportowane z wiatrem deponowane są następnie do podłoża na drodze depozycji suchej, mokrej i wilgotnej. Do określenia wielkości ładunku niezbędne jest rozpoznanie ilościowego obiegu wody w obrębie drzewostanu, w zależności od jego składu gatunkowego.

Jako jeden z pierwszych zagadnieniem przenikania opadów do wnętrza lasu zajmował się pod koniec XIX w. Hoppe (1896). W Polsce badaniami wysokości opadu w lesie zajmowali się m.in. Gumiński (1951), Tomanek (1958, 1972), Olszewski (1965, 1976, 1984), Głogowska i Olszewski, 1967, Puchalski i Prusinkiewicz (1975), Woźniak (1977), Obmiński (1978), Klein (1979), Zieliński (1984), Kostrzewski i in. (1994a, b), Walna (2001), Kruszyk (2002), Kozłowski (2003) oraz Polkowska i in. (2005). Istotny wkład w rozpoznanie ilościowej dynamiki opadu podkoronowego wniosły również badania prowadzone w ramach monitoringu lasów w Polsce (Wawrzoniak i in. 2012) oraz Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego (Zwoliński 1997, Kolander 1999, Mazurek, Zwoliński 2000, 2001, 2002, Kruszyk 2003–2006, 2009, 2010, Major 2007, 2008, Szpikowski 2011, 2012). Uzyskane wyniki były jednak często rozbieżne. Przyczyn tego stanu rzeczy należy upatrywać

w całym kompleksie czynników, wynikających zarówno z charakteru opadów (Olszewski 1994), składu gatunkowego badanego lasu (Kruszyk 2002), jak i wysokości nad poziomem morza i warunków meteorologicznych (Kozłowski 2003).

W trakcie dziesięcioletnich badań prowadzonych w wybranych geoeosystemach stwierdzono wyraźne różnice w ilości opadu podkoronowego docierającego do gleby. W latach 2002–2011 na Świętym Krzyżu do dna lasu w drzewostanie iglastym dotarło średnio 75,5% opadu bezpośredniego, a w geoeosystemie góry Malik 66,1%. Najniższą wartość zanotowano w Symbarku w drzewostanie świerkowym – 48,3%. Wyższe wartości stwierdzono w drzewostanach liściastych. Najwyższe wartości, analogicznie jak w przypadku drzewostanów iglastych, wystąpiły w kolejności: Święty Krzyż (77,0%), Malik (71,4%) i Symbark (54,6%). Uzyskane różnice pomiędzy badanymi obszarami wynikają z lokalizacji powierzchni. W centralnej części Gór Świętokrzyskich zwiększona częstotliwość występowania mgieł powodowała dodatkowy przychód wody z tzw. osadów poziomych, osiadających podczas mgły na drzewach jako szadź lub woda. W literaturze zjawisko to określane jest mianem procesu wyczesywania (Błaś, Sobik 2002) i jest charakterystyczne dla lasów górskich. Opisał je w Polsce m.in. Ermich i in. (1967, 1972), Ermich i Orlicz (1969), Błaś i Sobik (2002), Błaś i in. (2002) oraz Błaś i in. (2012). Intensywność tego procesu jest szczególnie duża u gatunków iglastych, które ze względu na większą powierzchnię recepcyjną mają dogodniejsze warunki do wyczesywania kropel wody z mgły (Lovett 1984). Badania Shubzda i in. (1995) prowadzone w latach 1993–1994 w USA (południowe Appalache) wykazały, że w lasach świerkowych na wysokości 1720 m n.p.m. do dna lasu dotarło 96,6% opadu bezpośredniego wobec 126,2% na wysokości 1940 m n.p.m. Wzrost notowanych wartości wraz z wysokością nad poziomem morza autorzy przypisują dodatkowym ilościom wody pochodzącej z osadów poziomych. Również badania Dambrine i in. (1998) wykazały zróżnicowanie wielkości opadu podkoronowego w zależności od wysokości nad poziomem morza. W drzewostanach świerkowych na wysokości 1040 m n.p.m. opad wynosił 67,5% wobec 72,3% na wysokości 1100 m n.p.m. Na podobne zróżnicowanie wskazują wyniki badań uzyskanych w niniejszej pracy. W geoeosystemie Świętego Krzyża na wysokości 514 m n.p.m. zanotowane maksymalne tygodniowe wartości opadu podokapowego odnotowano pod koronami drzewostanu iglastego, z maksimum stanowiącym 1250% opadu bezpośredniego. Znacznie niższe wartości stwierdzono w drugim z badanych geoeosystemów, położonym na wysokości 267 m n.p.m. Odnotowane tam maksymalne jednostkowe wartości w opadzie podkoronowym w drzewostanie iglastym nie przekraczały 150% opadu bezpośredniego. Intensywność tego procesu uzależniona jest również od urzeźbienia i topografii terenu. Niesione przez wiatr krople mgły dopiero po zderzeniu z nierównościami podłoża albo z przedmiotami wystającymi ponad nie osadzają się na nich, zwilżają je

i ewentualnie spływają do gleby (Feliksik, Smoła, 1999). Prowadzone przez Ermicha i in. (1967, 1972), Ermicha i Orlicza (1975) badania nad ilością osadów z mgły w Beskidzie Małym, Sądeckim i w Gorcach oraz Błasia i Sobika (2002) w Sudetach wykazały, że osady z mgły są istotnym źródłem wody w lesie. Proces ten należy wiązać z wyczyszczeniem kropli wody z mgły przez igły, gałązki oraz liście drzew. Stwierdzono, że w odniesieniu do obszarów górskich większe ilości wody z osadów mgielnych otrzymują zbocza wystawione na działanie wiatrów przenoszących mgłę oraz położone wyżej. Znajdują się one bowiem bliżej poziomu kondensacji pary wodnej w atmosferze i częściej przebywają w obrębie niskich chmur. Znaczny wpływ na intensywność przebiegu procesu osiadania mgły wywiera zawartość wody w chmurze, co jest uzależnione od rodzaju przemieszczającej się masy powietrza, prędkości przepływu strumienia kropli mgły oraz częstotliwości i czasu jej występowania. Należy również zaznaczyć, że na obszarach niżej położonych znaczenie ilościowe opadów pochodzących z mgły maleje (Ermich, Orlicz 1975, Lindberg, Owens 1993). Wnioski ww. autorów znajdują swoje potwierdzenie w porównaniu regionu Gór Świętokrzyskich i zlewni Bystrzanki, w której rola osadów pochodzących z mgły jest znikoma. Najwyższe wartości opadu podkoronowego w centralnej części Gór Świętokrzyskich uzyskiwano od listopada do marca/kwietnia, kiedy notowano okres zwiększonej częstotliwości występowania mgły i chmur niskiego pułapu w stosunku do sąsiednich obszarów (Żarnowiecki 2001). Zależność tę potwierdziły również wyniki testowania statystycznego przy użyciu testu korelacji rang Spearmana ($r=0,362$, $p<0,05$) pomiędzy wilgotnością względną powietrza a wysokością opadu podkoronowego.

Badania w Lombardii w dwóch drzewostanach świerkowych położonych na wysokości 1190 m n.p.m. i 1490 m n.p.m. wykazały, że średnio w latach 1994–1999 do dna lasu dotarło odpowiednio 76,4% i 77,6% opadu bezpośredniego. Znacznie niższe wartości odnotował Gower i in. (1995) w lasach Chiltern Hills w Wielkiej Brytanii. Pomimo że badania prowadzono w drzewostanie bukowym, to uzyskiwane wartości były znacznie niższe: od 57% do 67%. Przyczyną tego zróżnicowania była m.in. wysokość nad poziomem morza (400 m n.p.m.). Autorzy ci zwracają też uwagę na wpływ wieku drzewostanu na ilości wody zatrzymywanej w koronach drzew. W drzewostanie starszym, z drzewami w wieku od 150 do 400 lat, do dna lasu dociera 57% wobec 67% w drzewostanie młodszym, około 150-letnim. Kwestię tę podnosił również Tomanek (1972). Podaje, że korony 50-letnich buków zatrzymywały 20% opadów, gdy tymczasem korony młodych buków zaledwie 2%. Podobne zależności stwierdza Małek (2010) w przypadku drzewostanów świerkowych – 60-letnie zatrzymywały 37%, 30 letnie 29%, a 15-letnie już tylko 12% opadu bezpośredniego. Badania Lindberg i Owens (1993) prowadzone w lesie świerkowym w Karolinie Północnej (USA) wykazały, że poza wysokością nad poziom morza dla ilości opadu podkoronowego istotne znaczenie ma miejsce poboru próby

pod koroną drzewa. Znacznie wyższe wartości notowano bowiem na krawędzi lasu niż w lukach między koronami. Na efekt brzegu lasu w modyfikacji ilości opadu docierającego do gleb zwrócili również uwagę m.in. Draaijers (1993), Weathers i in. (1995), Błaś i Sobik (2002), Devlaminck i in. (2005) oraz Herbst i in. (2007). Efekt krawędzi lasu sięga od 15 do 200 m do wnętrza lasu i zależy od gatunku, wysokości, gęstości korony oraz różnorodności krawędzi (Ivens 1990, Beier 1991, Draaijers 1993, De Schrijver i in. 1998). Badania prowadzone przez Błasia i Sobika (2002) w Sudetach wykazały, że w miarę oddalania się od ściany lasu w głąb kompleksu leśnego rejestrowano efekt wzajemnego osłaniania się drzew, czego rezultatem było stopniowe zmniejszanie się prędkości wiatru i wodności mgły, a przez to obniżanie wydajności opadu ciekłego.

Rola efektu brzegu lasu jest niezwykle istotna w przypadku badanych drzewostanów na Świętym Krzyżu. Pomiary wysokości opadu prowadzono bowiem w odległości ok. 20 m i 70 m od skraju lasu, co sprzyjało dodatkowemu przychodowi wody z mgły. Znacznie wyższe wartości w przypadku drzewostanu jodłowo-bukowego w porównaniu do bukowego wynikają nie tylko z bliższego położenia, ale również z większej ich powierzchni recepcyjnej. Ponadto jodły charakteryzowały się największymi wysokościami, górując nad towarzyszącymi im bukami.

Badania Olszewskiego (1984), Otto (1994), Hansen (1996) oraz Kruszyka (2002) wskazują, że istotny wpływ na ilość opadu docierającego do dna lasu wywiera struktura i zwarcie drzewostanu. Najwięcej opadu dociera do powierzchni gruntu pod skrajem koron drzew – jest to tzw. efekt parasola, następnie w lukach między koronami i w środku odległości między pniem a skrajem korony. Najmniej opadu dociera przy pniu drzewa, na co zwrócili również uwagę Johnson (1990) oraz Beier i in. (1993). Wykonane badania w geoeosystemach potwierdzają taki przestrzenny rozkład opadów na dnie lasu. Najwyższe wartości notowano na skraju koron, a najniższe przy pniach drzew. Zróżnicowanie tych miejsc pod względem ilości opadu wzrasta w miarę zwiększania się sum opadu ponad lasem. Z kolei Herwitz (1987) zanotował najwyższe opady podkoronowe tuż przy pniu drzewa.

Stwierdzona w badanych geoeosystemach zróżnicowana dystrybucja wody do dna lasu może z kolei wpływać na przestrzenną zmienność szeregu procesów fizycznych, chemicznych i biologicznych, obejmujących m.in. wilgotność gleby (Bouten i in. 1992, Si 2002, Raat i in. 2002, Schume i in. 2003), obiegi biogeochemiczne (Chang, Matzner 2000, Keim i in. 2005), rozwój systemu korzeniowego drzew (Ford, Deans 1978), skład chemiczny roztworów glebowych (Manderscheid, Matzner, 2000), skład chemiczny wód gruntowych (Bottcher i in. 1997) oraz skład chemiczny wód powierzchniowych (Beier 1998). Zdaniem Tomanka (1972), Olszewskiego (1984), Draaijers i in. (1988) oraz Wuyts i in. (2008) pewien modyfikujący wpływ na rozkład opadu na dnie zbiorowiska leśnego może mieć zarówno natężenie opa-

du, jak i prędkość wiatru w trakcie jego trwania. Jednakże badania Kruszyka (1993) i Kostrzewskiego i in. (1994a,b) wykazały, że w drzewostanach charakteryzujących się silnym zwarcie koron drzew rola wiatru jako czynnika wpływającego na zmienność opadu podkoronowego jest znikoma. Badania Price, Carlyle-Moses (2003), Link i in. (2004) oraz André i in. (2008) wykazały, że istotnym czynnikiem jest również wysokość opadu. Opad atmosferyczny o wysokości do 5 mm powoduje jedynie nasycenie koron drzew wodą i dopiero powyżej tej wartości rozpoczyna się opad podkoronowy.

Czynnikami wpływającymi na wysokość opadu przenikającego przez korony drzew jest ponadto skład gatunkowy drzewostanu (Puchalski, Prusinkiewicz 1975, Klein 1979, van Ek, Draijers 1994, Lovett i in. 1996, Hermann i in. 2006), jego zwarcie i struktura (Draijers 1993, Wuyts i in. 2008), współczynnik LAI (Weathers i in. 2001) oraz pora roku (Staenles i in. 2006). Jak podaje Olszewski (1984), w latach 1952–1953 w borze świeżym w Białowieskim Parku Narodowym do dna lasu dotarło 65,8% opadu bezpośredniego, a w latach 1959–1960 w grądzie 78,8%. Niższe wartości stwierdził w lasach bukowych na Słowacji Intribus (1977), gdzie opad podkoronowy stanowił 67,2% opadu bezpośredniego. Z kolei badania Chang (1999) w lesie bukowym w Steigerwald w północnej Bawarii na wysokości około 490 m n.p.m. wykazały, że opad podkoronowy stanowił 71% opadu bezpośredniego. Badania prowadzone przez Kruszyka (1993), Kostrzewskiego i in. (1994a, b) w Wielkopolskim Parku Narodowym wykazały, że w drzewostanie z 71% udziałem buka i 27% sosny, opad podkoronowy wynosił odpowiednio 66,1% i 66,4% opadu bezpośredniego. Znacznie wyższe wartości odnotowała Szarek-Łukaszewska (1999) w zlewni potoku Ratanica w lesie bukowo-sosnowym. W latach 1991–1995 średnio do dna lasu dotarło bowiem 72,5% opadu bezpośredniego. Badania prowadzone przez Hyvärinen (1990) w lasach świerkowych i sosnowych w południowej Finlandii wykazały, że opad podkoronowy pod świerkiem wyniósł 73% wobec 78% pod sosną. Jak wynika z pomiarów przeprowadzonych przez Kleina (1979) w latach 1966–1970, średnio w kwietniu do dna lasu grądowego *Tilio-Carpinetum* dotarło 84,7%, maju – 81,6%, a w sierpniu – 77,8% opadu atmosferycznego. Od września ilość wody opadowej dochodzącej do dna lasu stopniowo zwiększała się, by w listopadzie osiągnąć wartość 81,3%. Taką samą zależność stwierdził Olszewski (1965, 1976) w Białowieskim Parku Narodowym. Również badania Staenles i in. (2006) wykazały, że na wysokość opadu podkoronowego w drzewostanie bukowym wpływa pora roku i związana z nią obecność lub brak organów asymilacyjnych. W okresie, kiedy drzewa pozbawione są liści, opad podkoronowy w drzewostanie bukowym wyniósł 81% wobec 63% w okresie z obecnością liści. Podobnie badania Price i Carlyle-Moses (2003) oraz Levina i Frost (2006) wykazały zróżnicowanie w wysokości opadu w zależności od sezonu. W miesiącach, kiedy drzewa pozbawione są liści, opad podkoronowy stanowił 96,1% wobec 77,5% w okresie wegetacyjnym. Także w bada-

nych geoeosystemach stwierdzono sezonową zmienność wysokości opadu podkoronowego. Najwyższe wartości w drzewostanach liściastych, szczególnie wyraźnie zaznaczające się w regionie Gór Świętokrzyskich, występowały od listopada do kwietnia, w okresie, kiedy brak jest ulistnienia. Z kolei od maja do września następował wyraźny spadek wysokości opadu podkoronowego. Uzyskane wyniki testowania statystycznego wykazały, że elementem determinującym wysokość opadu podkoronowego w ciągu całego roku w badanych geoeosystemach jest przede wszystkim wysokość opadu bezpośredniego oraz wilgotność względna powietrza. Analizy regresji pomiędzy opadem bezpośrednim i podkoronowym wykazały, że wskaźniki „r” kształtowały się odpowiednio dla drzewostanu grabowego 0,936, świerkowego 0,919, grabowo-bukowego 0,876, bukowego 0,871, jodłowo-bukowego 0,809 i sosnowego 0,741 i były zbliżone do podawanych w literaturze m.in. przez Dykes (1997) dla lasu tropikalnego, Carlyle-Moses (2004) w Hiszpanii oraz Chang (1999) w lesie bukowym, którzy uzyskali odpowiednio $r=0,923$, $r=0,849$ i $r=0,985$. Warto również podkreślić, że Marin i in. (2000) uzyskali podobne pod względem nachylenia i liniowości równanie krzywej regresji w lesie w Kolumbijskiej Amazonii, przy opadzie wynoszącym 3100 mm.

Jednym z ważnych czynników składowych bilansu opadowego w lesie jest woda spływająca po pniach drzew. Pomimo niewielkich wartości, szczególnie w przypadku gatunków iglastych, rola tej wody jest niepoślednia – zasilą bowiem system korzeniowy drzew w miejscach, gdzie opad podkoronowy jest najmniejszy. Stwierdzono, że spływ po pniach drzew ma istotny wpływ na erozję gleby (Herwitz 1988), przestrzenną zmienność wilgotności gleby (Durocher 1990, Chang, Matzner 2000) oraz skład chemiczny roztworów glebowych (Stevens i in. 1989, Haworth, McPherson 1995, Chang, Matzner, 2000, Matschonat, Falkengren-Grerup 2000).

Jednym z pierwszych badaczy zajmujących się tym zagadnieniem był Hoppe (1896), który uważał, że drzewa, które mają gałęzie nachylone pod kątem ostrym w stosunku do osi pnia, dostarczają do dna lasu więcej wody niż drzewa, których gałęzie zwisają na dół lub ułożone są poziomo. Hoppe (1896) zauważył też, że nawet przy ulewnych deszczach ilość wody spływającej wzdłuż pnia jest w drzewostanach iglastych stosunkowo niewielka, a większa jest w lasach liściastych. Dzieje się tak dlatego, że przy deszczach o małym natężeniu następuje większa intercepcja w koronach drzew iglastych i mniej wody opadowej dociera do pnia drzewa. Dla przykładu podaje, że ilość wody spływającej po pniach wynosi: w przypadku świerków 3,2%, sosen 0,7%, buków 14,1–16,8%. Horton (1919) podaje, że ilość wody spływającej po pniach jest bardzo mała i zależy od składu gatunkowego, nie przekraczając 5% w przypadku buka. Podobne wnioski sformułował Kittredge (1951) zestawiając dane wielu autorów dotyczące spływu wody opadowej po korze pni drzew. Ilość jej nie przewyższa na ogół 10% opadu bezpośredniego.

Największy udział spływu po pniu w ogólnym dopływie wody do dna lasu według Bredemeier (1988) jest

w jednogatunkowych lasach bukowych (gładka kora, kielichowaty kształt korony), gdzie może sięgać nawet 30%. Zbliżone wartości zanotował Tomanek (1972) w Puszczy Białowieskiej – 14,1–16,8%. Badania prowadzone w Niemczech przez Balázs (1998) w Hessen, Chang (1999) w Steigerwald, Matzner (1988) w Solling i Sah (1990) w Göttinger Wald wykazały spływ po pniach buków stanowiący odpowiednio 14%, 20%, 15,4% i 19,2% opadu bezpośredniego. W Ojcowskim Parku Narodowym i w lasach LZD Krynicy Małek i Wężyk (2000) zanotowali spływ po pniach buków w wysokości jedynie 2,0–3,5% opadu bezpośredniego. Klein (1979) w Puszczy Niepołomickiej stwierdził spływ w wysokości 1,48% dla dębów, 3,40% – dla lipy oraz dla graba – 4,19% opadu bezpośredniego. Zdrubecký (1964) w środkowych Czechach odnotował spływ po pniach dębu wynoszący 11%, a po pniach lipy 13,8%.

W lasach iglastych Grodzińska i Laskowski (1996) za Likens i in. (1977) wykazują, że udział spływu po pniach drzew iglastych stanowi poniżej 5% opadu bezpośredniego. Zbliżone wartości w Puszczy Niepołomickiej zanotował Klein (1979) dla sosny – 2,52%, Zdrubecký (1964) w lasach w Czechach – 2,4% oraz Balázs (1998) w Niemczech – ok. 1%. Badania prowadzone przez Mohamed i Ranger (1994) w Vosges (Francja) wykazały spływ po świerku wynoszący 0,4%, a przez Päivänen (1966) (za Hyvarinen 1990) 0,1%. Z kolei Małek (2010) w zlewni Dupniańskiego Potoku (Beskid Śląski) zanotował spływ po pniach świerka wynoszący poniżej 3%. Taniguchi i in. (1996) wykazali, że w latach 1990–1991 po pniach sosny wejmutki spłynęło 1,7% opadu bezpośredniego. Zestawienie wyników dotyczących wielkości spływu po pniach drzew wykonane przez Levia i Frost (2003) pozwoliło stwierdzić, że ilość opadu spływającego po pniach drzew uzależniona jest również od strefy klimatycznej.

Na podstawie przeprowadzonych badań odnotowano wyższe wartości spływu po pniach drzew liściastych. Średni dziesięcioletni spływ po pniach buków stanowił od 11,1 do 13,7% opadu bezpośredniego, a po pniach grabów od 7,9 do 9,5%. W przypadku drzew iglastych spływ po pniach jodeł wyniósł 1,3% opadu bezpośredniego, po pniach sosen 0,3%, a po świerkach 0,1%. Analiza sezonowa wielkości spływu po pniach drzew wykazała, że maksymalne wartości notowano przede wszystkim w okresie od listopada do kwietnia, kiedy średni miesięczny spływ po bukach stanowił nawet 22,5% opadu bezpośredniego. Najniższe wartości notowano w okresie od maja do sierpnia. Sezonową zmienność stwierdzili również Sood i in. (1993) oraz Neal i in. (1993), którzy wykazali, że w okresie, kiedy drzewa pozbawione są liści, spływ po pniach stanowi 6% opadu bezpośredniego, a w okresie, kiedy występują liście, jedynie 2%. Najwyższe wartości spływu po pniach notowano na Świętym Krzyżu, zwłaszcza w miesiącach zimowych i wczesnowiosennych, kiedy jedną z przyczyn tak wysokich ilości mogą być opady poziome oraz strącany lód osadzony na gałęziach. Dopływ do powierzchni gleby ułatwia też gładka kora, po której woda pochodząca z opadów atmosferycznych oraz z roz-

tapiana osadzonego na gałęziach śniegu lub szadzi bardzo szybko spływa. Badanie terenowe na Świętym Krzyżu w czasie opadu deszczu w dniu 22 marca 2002 r. wykazało, że po zamrożonym pniu buka o średnicy 147 cm, przy opadzie wynoszącym 10,6 mm, woda spływała z prędkością 0,5 litra na minutę. Na wzrost ilości wody spływającej po zamrożonym pniu zwrócili również uwagę Herwitz i Levia (1997). Ponadto różnice w ilości wody dostającej się do dna lasu po pniach wybranych gatunków drzew (np. buka na Świętym Krzyżu i na Maliku) wynikać mogą z wysokości nad poziom morza, na których prowadzono badania. Na element ten zwrócili już uwagę m.in. Rustad i in. (1994).

Stwierdzone w badanych geoeosystemach różnice w ilości wody docierającej do dna lasu po pniach drzew wynikają z wielkości i wieku drzew, wykazując prawidłowość, że wraz ze wzrostem obwodu drzewa mierzonego na wysokości pierśnicy wzrasta ilość wody spływającej po pniach. Zależność ta, mająca postać funkcji liniowej, szczególnie dobrze zaznacza się w przypadku gatunków liściastych, dla których współczynnik r^2 wahał się od 0,7418 do 0,9801. W przypadku drzew iglastych zależność ta, mająca postać funkcji potęgowej, jest najwyższa dla jodeł na Świętym Krzyżu, a następnie sosen na Maliku. Niewielką zależność, o współczynniku determinacji jedynie 0,0131, uzyskano w przypadku wód spływających po pniach świerków. Prawidłowość tę wykazał również Parker (1983) w USA i Stevens (1987) w północnej Walii. Kruszyk (1993) w lesie Wielkopolskiego Parku Narodowego zanotował spływ po sośnie wynoszący średnio 0,068% opadu bezpośredniego w przeliczeniu na powierzchnię korony drzewa. W późniejszych badaniach (Kruszyk 2001) wykazał, że wielkość spływu po pniu tego gatunku zależy również od jego wieku i maleje w miarę wzrostu drzewa. Zdaniem autora powodem są większe straty na zwilżenie kory. Badania Williams (2004) przeprowadzone na dębach (*Quercus robur*) wykazały, że ilość wody spływającej po pniach rośnie wraz z powierzchnią pnia drzewa.

Istotnymi czynnikami wpływającymi na wzrost ilości wody spływającej po pniach drzew jest opad bezpośredni i wilgotność względna powietrza. Z kolei wzrost temperatury powietrza przyczynia się do zmniejszenia spływu po pniach drzew, co wynika z większego parowania. Wykresy regresji dla opadu bezpośredniego i spływającego po pniach drzew wykazały, że wartości współczynnika r wahały się od 0,372 (świerk), 0,543 (jodła) do 0,677 (sosna). Wyższe wartości uzyskano w przypadku spływu po pniach drzew liściastych i wyniosły one 0,717 (grab, Szymbark), 0,724 (buk, Święty Krzyż) oraz 0,851 i 0,912 (grab i buk, Malik). Istotnym elementem wpływającym na zróżnicowanie ilości wody spływającej po pniach drzew jest budowa morfologiczna kory (Aboal i in. 1999, Návar i in. 1999). Drzewa iglaste z korą bardziej zróżnicowaną potrzebują znacznie większych ilości wody na jej zwilżenie. Z kolei gatunki liściaste, charakteryzujące się gładką korą, nie „zużywają” tak dużych ilości wody na zwilżenie pnia drzewa. Herwitz (1987), Návar (1993) i Rustad

i in. (1994) stwierdzili, że na ilość wody spływającej po pniach drzew ma także wpływ kąt nachylenia konarów. Spływ jest tym większy, im większy jest kąt pochylenia gałęzi w stosunku do pnia drzewa. Potwierdzają to wyniki badań omawianych geoeosystemów. Najwyższe wartości notowano w przypadku drzew liściastych, a najniższe w przypadku świerka, którego gałązki są łukowato nachylone w dół, przez co spływ po pniu jest bardzo utrudniony. Na efekt ten zwrócili również uwagę m.in. Beier i in. (1993) oraz Whelan i Anderson (1996).

W okresie przyjętym do badań stwierdzono znaczące różnice w wartości współczynnika FR w zależności od gatunku i obwodu drzewa. Najwyższe wartości notowano w przypadku gatunków liściastych ze średnią od 12,51 do 59,3 dla buka oraz od 21,13 do 51,20 dla graba. Niewielkie objętości notowanego spływu po pniach drzew, znaczny obwód, zróżnicowana morfologicznie kora oraz kształt korony powodowały, że wskaźnik FR dla drzew iglastych wahał się od 0,12 dla świerka do 1,60 dla jodły. Stwierdzono, że wartość wskaźnika FR malała wraz z zwiększaniem się obwodu drzew, co wynika z większego rozpraszania wody spływającej po pniach drzew o dużych obwodach. Spadek wskaźnika FR odnotowano także w przypadku wybranych gatunków drzew iglastych, tj. świerka oraz sosny. Badania prowadzone przez Kruszyka (2001) na sosnach w zespole *Pino-querquetum* w zlewni Jeziora Czarnego na Pomorzu Zachodnim również wykazały, że wraz ze wzrostem obwodu drzewa następuje spadek wartości współczynnika FR. Średnia wartość współczynnika w latach 1996–1998 wyniosła 0,47, z wahaniami od 0,11 do 1,00. Były to wartości zbliżone do uzyskanych w geoeosystemie góry Malik, w którym wartości wahały się od 0,85 do 1,66 przy średniej 1,06. Znacząco wyższe wartości zanotował Herwitz (1986) w lesie tropikalnym, gdzie wartość FR wahała się od 7 do 112. Poza obwodem i gatunkiem drzewa, na wielkość wskaźnika FR wpływać może też intensywność oraz czas trwania opadu (Herwitz 1987, Levia, Frost 2003, Carlyle-Moses, Price 2006). Wysokie sumy oraz długi czas opadu sprzyjają intensywnemu nawilżeniu zarówno gałęzi, jak i organów asymilacyjnych drzew. W efekcie nasycenia pojemności wodnej korony następuje skapywanie wody po liściach, igłach i gałęziach oraz po korze.

Jak wynika z przeprowadzonej analizy, na ilość wody docierającej do gleb po pniach drzew wpływa szereg elementów. Istotnym czynnikiem mogącym mieć również znaczenie dla notowanych wartości jest brak jednolitej metodyki przeliczenia ilości wody spływającej po pniach na mm opadu. Wskazują na to wykazywane przez różnych autorów rozbieżne wartości minimalne i maksymalne spływu po pniach buka. Małek i Wężyk (2000) stwierdzili spływ po pniach wynoszący zaledwie 2–3,5% opadu bezpośredniego, podczas gdy Bredemeier (1988) 30%. Spostrzeżenie to potwierdzają badania przeprowadzone przez Kozłowskiego i in. (2010) dotyczące porównania trzech metod służących do obliczania wysokości opadu spływającego po pniach drzew. Do badań wytypowano pięć jodeł o obwodzie pnia od 127 do 225 cm. Na podstawie wykonanych obliczeń stwierdzono, że w zależności

od zastosowanej metody uzyskiwano wyniki różniące się od siebie o 89%.

Jako jeden z pierwszych wielkość intercepcji w lesie opisał Horton (1919), podając, że jej wielkość uzależniona jest od składu gatunkowego oraz wieku drzewostanu. Ilość opadu zatrzymywanego w koronach drzew wahała się od 20% w przypadku sosny, 40% w przypadku świerka do 60% w przypadku jodły. Autor ten podaje również, że średnio wielkość intercepcji dla drzewostanów iglastych wynosi 50%, a w przypadku liściastych waha się od 20 do 30%. Jak podają Puchalski i Prusinkiewicz (1975), z zestawień wykonanych dla obszarów środkowo-europejskich wynika, że w drzewostanach bukowych zatrzymywane jest od 8 do 30% wody opadowej. Znacznie wyższe wartości zanotowano w drzewostanach świerkowych i sosnowych, gdzie zatrzymywane jest odpowiednio od 12 do 53% i od 18 do 36% opadu bezpośredniego. Lasy iglaste przepuszczają bowiem mniej wody niż lasy liściaste. Uzasadnione jest to faktem, że drzewa liściaste w okresie jesienno-wiosennym pozbawione są ulistnienia. Również w badanych geoeosystemach zaobserwowano, że średnia roczna wielkość intercepcji była wyższa w drzewostanach iglastych niż liściastych i wyniosła 51,6% w drzewostanie świerkowym, 33,6% w sosnowym i 23,2% w jodłowo-bukowym. Intercepcja wyrażona jako mm opadu wahała się od 455,8 mm w drzewostanie świerkowym, przez 199,5 mm w sosnowym, do 166 mm w jodłowo-bukowym. Znacznie niższe wartości uzyskano w drzewostanach liściastych. Najwyższe wartości wśród liściastych zanotowano w Szymbarku w drzewostanie grabowym – 37,6% (331,8 mm), następnie w grabowo-bukowym na Maliku – 17,5–19,5% (104,1–113,5 mm). W przypadku tego drzewostanu intercepcję wyliczono osobno dla sumy opadu podkoronowego i spływu po pniu buka oraz opadu podkoronowego i spływu po pniu graba. Najniższe wartości wystąpiły na Świętym Krzyżu w drzewostanie bukowym 9,3% (66,3 mm). Badania prowadzone w Belgii (Staenles i in. 2006) wykazały, że intercepcja w obrębie drzewostanu bukowego wyniosła 21%. Badania Gash (1979) w drzewostanach sosnowych wykazały, że intercepcja wyniosła w latach 1975–1976 27,3%, co jest wartością nieznacznie niższą od zanotowanej na Maliku. Z kolei Llorens i in. (1997) i Valente i in. (1997) wykazali, że w drzewostanie sosnowym intercepcja wyniosła odpowiednio 17,4% i 17,0%. Badania Hyvarinnen (1996) dowiodły z kolei, że intercepcja mierzona w drzewostanie sosnowym była nieznacznie niższa niż w świerkowym i wyniosła odpowiednio 22% i 27%. Dużo wyższą wartość intercepcji w lesie świerkowym na południu Irlandii, wynoszącą 42,8%, uzyskali Farrell i in. (1992), co wynikać może z bliskości morza.

Należy jednak podkreślić, że na wielkość intercepcji, poza składem gatunkowym drzewostanu, wpływa również struktura koron, wielkość transpiracji, rodzaj i czas trwania opadu (Rutter i in. 1971, Gash 1979, Murakami i in. 2007, Dunkerley 2009), wielkość kropli deszczu (Sempere Torres i in. 1994), i jak podają Hörmann i in. (1996), w zależności od wymienionych wcześniej czyn-

ników, waha się np. w drzewostanach bukowych od 10% do 48%. Rola tego procesu jest niezwykle istotna nie tylko z punktu widzenia zarządzania zasobami wodnymi w lasach, ale także w kontekście zmian klimatu (Arnell 2002). Stąd też w literaturze (m.in. Llorens 1997, Wang i in. 2007, Muzylo i in. 2009) wiele miejsca poświęca się możliwości wykorzystania modeli do obliczania wielkości intercepcji. Do tego celu stosuje się m.in. najczęściej wykorzystywane na świecie modele Ruttera i Gasha, które charakteryzują się bardzo dobrymi wynikami. Badania Małka (2010) w drzewostanie świerkowym wykazały, że na wielkość intercepcji wpływa również wiek. W drzewostanach pierwszej klasy wiekowej (ok. 11 lat) intercepcja wyniosła 10%, a w starszych (powyżej 90 lat) wahała się od 35 do 41%.

Uzyskane w ramach niniejszej pracy wielkości intercepcji kształtują się kolejno od najmniejszej do największej:

drzewostan bukowy (Św. Krzyż) > grabowo-bukowy (Malik) > jodłowo-bukowy (Św. Krzyż) > grabowo-bukowy (Malik) > grabowy (Szymbark) > świerkowy (Szymbark),

co jest porównywalne z wynikami uzyskanymi przez innych autorów.

Jak wiadomo, woda odgrywa wiodącą rolę we wszystkich procesach życiowych roślin. Stąd też niezwykle istotne, poza ilościowym rozpoznaniem, jest poznanie właściwości fizyczno-chemicznych wód. Jak wykazały badania, obecność zanieczyszczeń pochodzenia lokalnego i zdalnego w powietrzu atmosferycznym decyduje o właściwościach fizyczno-chemicznych opadów atmosferycznych w badanych geoeosystemach.

Stwierdzono, że średnia ważona wartość pH opadu atmosferycznego w Szymbarku wyniosła 4,99 wobec 5,07 na Świętym Krzyżu i 5,35 na Maliku. Pomimo zaznaczającego się w ostatnich latach spadku emisji gazowych w Polsce (GUS 2012), wartości te kształtują się na poziomie znacznie odbiegającym od wartości pH charakterystycznej dla opadów niezanieczyszczonych (Ulrich 1979). Analiza frekwencji występowania opadów o określonym pH wskazuje, że w Szymbarku w brany pod uwagę okresie przeważały opady o odczynie „lekko obniżonym”. W przypadku Świętego Krzyża i Malika były to opady o odczynie „normalnym”. Uzyskane wyniki w geoeosystemie położonym na pograniczu Beskidu Niskiego i Pogórza Karpackiego oraz w centralnej części Gór Świętokrzyskich są charakterystyczne dla rozległych obszarów w Polsce (Grodzińska, Laskowski 1996, Kostrzewski 1998, Kruszyk 1999, Szarek-Łukaszewska 1999, Walna, Siepak 1999, Major 2001, Kostrzewski i in. 2001, 2002, Walna 2001, Małek 2002, Polkowska i in. 2005, Kruszyk 2009, 2010, Szpikowski 2012) oraz w Europie Środkowej (Volz 1994, Černý, Pačes 1995, Krám i in., 1997, Lorz 1999, Michalzik, Matzner 1999, Haase i in. 2000, Hruška i in. 2002, Lorz i in. 2003, Lorz i in. 2005), w północnej (Kvaalen i in. 2002, Ukonmaanaho, Starr 2002) i w północno-wschodniej (Hill i in. 2002).

Z kolei wartości pH opadu bezpośredniego uzyskane w geoeosystemie góry Malik, wahające się od pH 3,66 do pH 7,28, przy średniej dziesięcioletniej pH 5,35, wskazują na znaczną zmienność czynników wpływających na odczyn opadu. Porównując bowiem otrzymane wyniki do okresu z lat 2000–2003 (Jóźwiak, Kozłowski 2004), należy stwierdzić, że średnia ważona uległa obniżeniu o 0,44 jednostki pH. Znacznie większe różnice wystąpiły jednak pomiędzy najniższymi i najwyższymi miesięcznymi wartościami pH. W latach 2000–2003 średnie miesięczne wartości pH wód opadu bezpośredniego wahały się bowiem od 5,16 do 6,83. Różnice te można tłumaczyć nieznaczną redukcją wielkości emisji pyłowych oraz dużym wzrostem emisji gazowych, w tym SO_2 oraz NO_x na analizowanym obszarze.

W dynamice rocznej pH wód opadu bezpośredniego w badanych geoeosystemach zaznaczają się wyraźne zimowe minima i letnie maksima. Wzrost kwasowości opadów atmosferycznych w miesiącach jesienno-zimowych wynika ze zwiększonej emisji gazów z sektora komunalno-bytowego i energetycznego, związanej z trwającym sezonem grzewczym. Podobne cechy dynamiki rocznej wód opadowych stwierdzili m.in. Lorz (1999) w Niemczech, Hruška i in. (2002) w Czechach oraz Małek (2001) w Ojcowskim Parku Narodowym. Ponadto nie bez znaczenia pozostaje rodzaj opadu, gdyż śnieg jest bardziej efektywny niż deszcz w wychwytywaniu aerozoli i gazów z powietrza (Lovett, Kisman 1990), co może powodować wzrost stężenia substancji przyczyniających się do zwiększenia zakwaszenia opadu bezpośredniego.

Po przejściu przez korony drzew stwierdzono spadek wartości pH wód opadów podkoronowych wynikający ze zmywania SO_4^{2-} i NO_3^- oraz towarzyszących im protonów zaadsorbowanych na powierzchni roślin w wyniku depozycji suchej i wilgotnej (Likens, Borman 1995). Jak podają m.in. Bredemeier (1988), Szarek-Łukaszewska (1999) oraz Chiwa i in. (2003), ekosystemy leśne są bardzo dobrymi receptorami w przechwytywaniu zanieczyszczeń z powietrza. Intensywność tego procesu związana jest przede wszystkim ze strukturą i składem gatunkowym drzewostanu. Wiadomo, że drzewostany iglaste są znacznie bardziej efektywne w przechwytywaniu aerozoli z powietrza niż gatunki liściaste (Moldan, Černý 1994), co zostanie szerzej omówione przy analizie składu chemicznego wód opadu podkoronowego.

W wyniku kontaktu wody opadowej z powierzchnią roślin następuje jej transformacja pod względem właściwości fizyczno-chemicznych. W badanych geoeosystemach stwierdzono istotne statystycznie różnice (test jednoczynnikowej analizy wariancji ANOVA) pomiędzy wartościami pH opadów we wszystkich geoeosystemach (Święty Krzyż $F=75,064$; $p<0,001$; Malik $F=117,087$; $p<0,001$; Szymbark $F=14,185$; $p<0,001$). Dzięki analizie *post-hoc* stwierdzono, że różnice te są istotne dla drzewostanów iglastych, a jedynie na Maliku również dla liściastego. W okresie przyjętym do badań średnia roczna ważona wartość pH opadów podkoronowych kształtowała się w zakresie od 4,48 do 6,18. We wszystkich

analizowanych geosystemach niższe wartości notowano w drzewostanach iglastych. Najniższą średnią ważoną dziesięcioletnią wartość pH stwierdzono na Świętym Krzyżu (pH 4,48) z wahaniami od pH 4,14 do pH 5,19. Nieznacznie wyższą wartość zanotowano w Szymbarku z pH 4,76 i wahaniami od pH 4,30 do pH 5,21. Opady te charakteryzowały się w analizowanym okresie niskim współczynnikiem zmienności, a ich wartości były niższe od występujących w opadzie bezpośrednim, co wskazuje na ich zakwaszenie. Wyższe wartości stwierdzono w wodach przenikających przez korony drzewostanów liściastych. Najniższe, analogicznie jak w przypadku drzewostanów iglastych, odnotowano na Świętym Krzyżu, ze średnią ważoną pH 4,94 i wahaniami w poszczególnych latach od pH 4,61 do pH 5,55. Wody te w porównaniu do opadu bezpośredniego uległy nieznacznemu zakwaszeniu (spadek o 0,05 jednostki pH). Znacznie wyższe wartości otrzymano w przypadku opadów podkoronowych w geosystemie góry Malik. Pod okapem drzewostanu liściastego średnia ważona pH wyniosła 6,18, z wartościami skrajnymi od 5,54 do 6,81. Niższe wartości uzyskano pod drzewostanem iglastym, gdzie pH za lata 2002–2011 wyniosło 5,93, ze skrajnymi wartościami od 5,38 do 6,47. Wyniki te są wyższe od wartości pH opadu bezpośredniego. Wzrost wartości pH zanotowano również w Szymbarku w drzewostanie liściastym, gdzie średnia ważona wyniosła 5,06 z wahaniami od 4,47 do 5,53 i była wyższa od opadu bezpośredniego o 0,07 jednostki pH. Opady te charakteryzowały się niskim współczynnikiem zmienności, nie przekraczającym 8%. Podobnie jak opady bezpośrednie, wody opadu podkoronowego wykazywały sezonową dynamikę. Najniższe wartości odnotowywano zimą, najwyższe natomiast w miesiącach letnio-wczesnojesiennych. Obserwowana zmienność jest znana z literatury i związana jest z sezonem grzewczym (Grodzińska, Laskowski 1996).

Specyficzny charakter wód opadu przenikającego przez drzewostany na Maliku wynika ze splukiwania osadzonych na powierzchni drzew pyłów alkalicznych pochodzących z funkcjonujących na terenie tzw. Białego Zagłębia zakładów cementowo-wapienniczych. W literaturze zjawisko to opisywane jest jako regionalne, o niewielkim zasięgu. Stwierdzona alkalizacja opadów następująca po przejściu przez strefę koron uwarunkowana jest przez suchą depozycję na powierzchni liści pyłów cementowo-wapienniczych, które emitowane są przez pobliskie zakłady przemysłowe. Pyły te, charakteryzujące się wysokim pH, w chwili wystąpienia opadu zmywane są z powierzchni roślin i ostatecznie dostają się do gleby (Kozłowski 2006). Badania prowadzone przez Świercz (1997), Mandre i in. (1999, 2006), Świercz (2005) oraz Ots i in. (2011) w okolicach zakładów cementowo-wapienniczych wykazały, że pyły emitowane przez ten przemysł charakteryzują się bardzo wysoką zawartością wapnia i magnezu oraz wartościami $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ powyżej 12 jednostek. Poborski i Staszewski (1996) zwracają uwagę, że całkowita powierzchnia liści (igieł) ma istotne znaczenie w zatrzymywaniu gazów i pyłów, ponieważ jest

ona od kilku do kilkunastu razy większa niż powierzchnia gruntu zajmowanego przez drzewa. Szacuje się, że zbiorowiska leśne redukują przemieszczanie się pyłów alkalicznych z ok. 15 km do ok. 1,4 km (Sporek 1995). Spadek wielkości depozycji pyłów wraz z odległością zanotowali Mandre i in. (1995). Stwierdzili, że w odległości 1–2,5 km od zakładu roczna depozycja pyłów wynosiła 2,3–2,7 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$, podczas gdy w odległości 3–5 km od zakładu jedynie 0,3–1,0 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$. Badania Kozłowskiego (2000) na analizowanym terenie wykazały, że pH opadu podkoronowego w drzewostanie sosnowym wyniosło 6,59, a w grabowo-bukowym 6,51. Porównując te wyniki do uzyskanych dla wielolecia 2002–2011, należy stwierdzić, że w badanym geosystemie następuje systematyczny spadek wartości pH, co wynika m.in. z redukcji emisji pyłów do atmosfery z funkcjonujących zakładów cementowo-wapienniczych (Kozłowski 2012). Znacznie wyższe wartości zanotował Tuulmets (1995) w Estonii w okolicach cementowni w miejscowości Kunda. W latach 90. ubiegłego stulecia w odległości od 0,5 do 5,0 km od zakładu wartości pH opadu bezpośredniego zmieniały się w zakresie od 7,5–7,7.

Badania prowadzone w północno-wschodniej Hiszpanii przez Rodrigo i in. (2003) wykazały, że przyczyną wzrostu pH w opadach podkoronowych są alkaliczne emisje pyłowe pochodzące z Barcelony. Ávila i Rodá (2002) podają, że w regionie śródziemnomorskim, a zwłaszcza jego zachodniej części, istotnym źródłem tzw. „czerwonych deszczy” są alkaliczne pyły pochodzące z rejonu Afryki. Luangjame i in. (2001) na podstawie badań prowadzonych w Tajlandii podają, że istotnym źródłem pyłów alkalicznych powodujących wzrost odczynu opadów podkoronowych są pyły pochodzenia rolniczego.

Badania właściwości fizyczno-chemicznych pokrywy śnieżnej wykazały, że wartość pH próbek wody pochodzących ze stopionego śniegu wahała się od 6,55 do 9,23, przy średniej wynoszącej 7,98 (Kozłowski i in. 2012). Najwyższe wartości pH zarejestrowano w pokrywie śnieżnej na południe i południowy wschód od Zakładów Cementowych Dyckerhoff Polska w Nowinach i Zakładów Przemysłu Wapienniczego „Trzuskawica” w Sitkowie. Obszar ten rozciąga się od Chęcina na zachodzie po Kowalę na wschodzie oraz od Sitkówki-Nowiny na północy do Radkowiec na południu. Jest to centralna część obszaru, będącego pod wpływem przemysłu cementowo-wapienniczego i wydobywczego surowców skalnych, na którym średnia wartość pH wynosiła 8,58. W miarę oddalania się od tego rejonu wartość pH śniegu malała, na co wskazywały wyniki w próbkach pobranych w południowej części Kielc (pH < 6,8), co jest efektem m.in. występującej bariery orograficznej w postaci Pasma Połowieckiego. Badania prowadzone przez Sporka i Sporek (2008) w okolicy Cementowni Opole wykazały, że wartość pH śniegu wahała się od 4,46 do 7,75, a jej spadek następował wraz z oddalaniem się od cementowni. Badania Sporka i in. (1993) w Sudetach zachodnich wykazały, że pH świeżo spadłego śniegu oscylowało wokół 4,5, którą uznaje się za naturalną. Z kolei Polkowska i in. (2010), prowadząc

badania na terenie Gdańska i Sopotu, stwierdzili, że próbki śniegu pobrane z powierzchni zlokalizowanych na terenach narażonych na antropopresję miały odczyn bardziej zasadowy niż próbki pobrane z punktów oddalonych od działalności ludzkiej. Badania wykazały, że pH próbek pobranych z powierzchniowej warstwy wahało się od 3,82 do 7,33 przy średniej pH 6,22. Również badania prowadzone przez Kasinę (2008) na obszarze na wschód od GOP-u wykazały znacznie niższe wartości pH. Uzyskane wyniki na terenie Białego Zagłębia dowodzą dużej roli funkcjonującego na tym terenie przemysłu cementowo-wapienniczego na środowisko tego obszaru.

Otrzymane w badanych geosystemach wartości pH wód spływających po pniach drzew wskazują na znaczne ich zakwaszenie. Szczególnie niskie wartości notowano w przypadku wód spływających po pniach drzew iglastych. W geosystemie Świętego Krzyża, będącym pod wpływem zdalnej emisji kwaśnej, średnia ważona dziesięcioletnia wartość pH w wodach spływających po pniach jodeł wyniosła 3,41 z wahaniami od 3,14 do 3,97 i była najniższa spośród wszystkich badanych drzew. W wodach spływających po pniach buków średnia ważona wartość pH była wyższa o prawie 1 jednostkę pH i wyniosła 4,40 z wahaniami od 4,15 do 4,90. Nieco wyższe wartości pH zanotowano w wodach spływających po pniach drzew w geosystemie góry Malik. W wodach spływających po pniach sosen średnia ważona pH wyniosła 4,42 i wahała się od 4,22 do 4,78. Zbliżone wartości stwierdzono w wodach spływających po pniach buków i grabów ze średnimi 4,62 i 4,64 oraz wahaniami, odpowiednio, od 3,69 do 5,40 i 4,00 do 5,41. W wodach spływających po pniach sosen średnie miesięczne wartości pH kształtowały się w zakresie od 4,11 do 6,99. Niższe wartości zanotowano w wodach spływających po grabach, gdzie średnie miesięczne ważne pH kształtowało się w zakresie od 3,18 do 5,70 oraz bukach – od 3,04 do 5,70. W przypadku Szymbarku średnia dziesięcioletnia ważona wartość pH wód spływających po pniach świerków wyniosła 4,23 i wahała się od 3,80 do 4,46 i była niższa od zanotowanej w wodach spływających po pniach grabów o 0,95 jednostki pH. W okresie badań we wszystkich geosystemach stwierdzono sezonową dynamikę wartości pH związaną ze wzrostem kwaśnej depozycji w miesiącach zimowych, w których notowano najniższe wartości. Podobny przebieg w wodach spływających po sosnach odnotował Kruszyk (2001), a w wodach spływających po pniach buków Chang (1999). Bini i Bresolin (1998) stwierdzili wyższe wartości pH w wodach spływających po pniach buków niż świerków w lasach północnych Włoch. Zaistniałe różnice autorzy tłumaczą m.in. lepszymi zdolnościami świerków do przechwytywania aerozoli z powietrza oraz większymi zdolnościami drzew liściastych do neutralizacji kwaśnej depozycji. Badania prowadzone przez tych autorów wykazały, że częściowa neutralizacja zachodzi już w strefie koron. Proces ten stwierdzono w Szymbarku.

Pionowa zmienność odczynu wód w geosystemie góry Malik wskazuje, że w strefie koron następuje całkowita neutralizacja kwaśnej depozycji przez alkaliczne

pyły osadzone w koronach drzew na drodze depozycji suchej i wilgotnej. Stwierdzone niskie wartości pH w wodach spływających po pniach drzew związane są z osiadaniami na pniach drzew głównie gazowych cząstek o kwasowym działaniu.

Jednym ze wskaźników określających transformację właściwości fizyczno-chemicznych opadów jest wielkość przewodności elektrolitycznej właściwej. W badanych geosystemach stosunek wielkości przewodności elektrolitycznej właściwej w opadzie podkoronowym lub spływającym po pniu do opadu bezpośredniego we wszystkich geosystemach był najwyższy w przypadku wód spływających po pniach drzew iglastych. W wodach spływających po pniach świerków stwierdzono 21-krotny wzrost przewodności elektrolitycznej, po pniach sosen 9-krotny, a po pniach jodeł prawie 8-krotny. Kolejną grupą pod względem wzbogacenia były opady przenikające przez korony drzew iglastych. Większa powierzchnia recepcyjna oraz obecność organów asymilacyjnych przez cały rok, a zwłaszcza w miesiącach zimowych, spowodowała, że wody przenikające przez korony tych drzew były od 1,9- (sosna), 2,8- (jodła) do 4,5-krotnie (świerk) bardziej zmineralizowane niż wody opadu atmosferycznego. Różnice te spowodowane są tzw. „efektem wyczesywania” zanieczyszczeń powietrza przez korony drzew oraz zjawiskiem „leaching effect” – zmywaniem z powierzchni roślin oraz wymywaniem w ich organów substancji mineralnych i organicznych przez zakwaszone wody opadowe (Block i in. 2000, Małek 2010). Badania dotyczące przestrzennego zróżnicowania wielkości przewodności elektrolitycznej w opadach podkoronowych w drzewostanach w Górach Świętokrzyskich wykazały, że w miarę oddalania się od pni drzew przewodność elektrolityczna tych wód malała, co jest zgodne z wynikami badań prowadzonych m.in. przez Pedersen (1992), Whelan i in. (1998) oraz Raat i in. (2002). W literaturze (Kruszyk 2002, Raat i in. 2002) znaleźć można również informacje, że najwyższe wartości przewodności notowane są w miejscach o najmniejszej przepuszczalności drzewostanu. Zależności tej jednak nie stwierdzono w drzewostanach w badanych geosystemach. Najwyższą przewodność elektrolityczną notowano w punktach o największej przepuszczalności.

Wyższe wartości przewodności elektrolitycznej w opadach przenikających przez korony drzew iglastych w porównaniu do drzew liściastych wynikają z braku obecności organów asymilacyjnych w okresie jesienno-zimowym, który charakteryzuje się wyższą emisją zanieczyszczeń. Ponadto drzewostany iglaste są znacznie bardziej efektywne w przechwytywaniu wody z mgły, która w porównaniu do opadu atmosferycznego charakteryzuje się dużo wyższą mineralizacją (Zapletal i in. 2007). Wzrost mineralizacji zanotowano również w wodach spływających po pniach buków oraz grabów. Uzyskane wartości były jedynie od 1,8 do 3,3 razy wyższe od zanotowanych w wodach opadu bezpośredniego. Znacznie mniejsza mineralizacja tych wód w porównaniu do gatunków iglastych wynika m.in. z różnic w budowie morfolo-

gicznej kory drzew (Kowalkowski i in. 2002a). Najmniej wzbogacone były wody opadu podkoronowego w drzewostanach liściastych.

Wyniki badań prowadzonych w ramach Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego w Polsce w dziewięciu drzewostanach (zarówno iglastych, jak i liściastych) wskazują również na intensywną transformację opadów po przejściu przez strefę koron (Kruszyk 2009), co wynika z efektu zateżenia roztworu (proces intercepcji), splukiwania suchej depozycji z powierzchni koron oraz procesów wymywania jonów z komórek roślinnych. Wzrost mineralizacji w opadach podkoronowych zanotowali też m.in. Polkowska i in. (2005) pod dębem (2,2 razy) w Wielkopolskim Parku Narodowym oraz bukiem (1,1) w Ojcowskim Parku Narodowym. Także badania Bellot i in. (1999) oraz Rodrigo i in. (2003) prowadzone w lesie dębowym (*Quercus ilex* L.) w Hiszpanii ujawniły wzrost przewodności elektrolitycznej od 1,8 do 2,8 razy w odniesieniu do opadu bezpośredniego, wykazując jednocześnie związek pomiędzy wysokością a wielkością mineralizacji opadu podkoronowego. Badania Thimonier i in. (2005) w Szwajcarii w lasach jodłowych, bukowych i świerkowych wykazały, że przewodność elektrolityczna w opadach podkoronowych była wyższa od opadu bezpośredniego o odpowiednio 2,2–3,5 razy, 1,6–2,9 oraz 1,0–1,7 razy. Dzięki prowadzonym pomiarom stwierdzono, że w drzewostanie świerkowym następował wzrost przewodności elektrolitycznej wraz z wysokością (1,1 raza na wysokości 1160 m n.p.m. do 1,7 raza na wysokości 1511 m n.p.m.). Również Małek i in. (2006) w lasach świerkowych w Beskidzie Śląskim zanotowali wzrost przewodności w opadzie podkoronowym wraz z wysokością w odniesieniu do opadu bezpośredniego. Na powierzchni Istebna, na wysokości 550–840 m n.p.m., przewodność elektrolityczna w wodach opadu podkoronowego była wyższa o 1,1 w porównaniu do opadu bezpośredniego, a na powierzchni Kamesznica (wysokość 720–1214 m n.p.m.) już 1,9 raza. Badania Walnej i in. (2003) w lasach dębowych w Wielkopolskim Parku Narodowym i świerkowych w okolicach Rumi również wykazały, że w wodach opadu podkoronowego przewodność elektrolityczna była wyższa od opadu bezpośredniego o 2,3 razy.

Ładunek składników wprowadzanych do lasu przez wody opadowe ma istotny wpływ na jego funkcjonowanie. W analizowanym okresie najwyższą depozycję (średni dziesięcioletni ładunek) z opadem bezpośrednim zanotowano w Górach Świętokrzyskich z maksimum w ich południowo-zachodniej części. Średnio w latach 2002–2011 do geoeosystemu wraz z opadem bezpośrednim dotarło 113,8 kg·ha⁻¹. Nieznacznie niższy ładunek stwierdzono na Świętym Krzyżu – 110,3 kg·ha⁻¹, a najniższy w Szymbarku – 75,0 kg·ha⁻¹. Uzyskane wyniki są charakterystyczne dla obszarów Polski centralnej (Stacja Bazowa ZMŚP Kampinos) i południowej oraz znacznie wyższe od notowanych w Stacjach Bazowych ZMŚP Storkowo na Pomorzu Zachodnim i Puszcza Borecka i Wigry

w Polsce północno-wschodniej (Kruszyk 2010). Spośród analizowanych jonów w geoeosystemach w Górach Świętokrzyskich największy udział w wielkości depozycji wśród anionów miały jony siarczanowe, a wśród kationów jony wapnia. Z kolei w Szymbarku wśród anionów dominowały azotany, a wśród kationów jony amonowe.

Na podstawie badań składu chemicznego wód opadu bezpośredniego w wybranych geoeosystemach stwierdzono, że w centralnej części Gór Świętokrzyskich średnio w latach 2002–2011 z opadami bezpośrednimi dotarło 39,2 kg SO₄²⁻·ha⁻¹, a na Maliku 42,6 kg SO₄²⁻·ha⁻¹. Znacznie niższe wartości zanotowano w zlewni Bystrzanki, gdzie w latach 2002–2011 średnio z opadem bezpośrednim dotarło 20,3 kg SO₄²⁻·ha⁻¹. W analizowanym okresie we wszystkich geoeosystemach notowano systematyczny spadek wielkości ładunków, który w Szymbarku trwał do roku 2007, a w Górach Świętokrzyskich do 2009. W kolejnych latach zanotowano wzrost ładunku, zwłaszcza w regionie Gór Świętokrzyskich. Badania w ramach sieci EMEP wykazały, że podobną wzrostową tendencję ładunku siarczanów, trwającą od roku 2003, notowano na stacji Śnieżka, w odróżnieniu od stacji nizinnych, gdzie w latach 1994–2009 obserwowano lekką tendencję spadkową (Śnieżek, Degórska 2011). Wyniki badań prowadzonych w ramach monitoringu jakości powietrza i depozycji substancji do podłoża wykazały, że najwyższe roczne ładunki jonów siarczanowych notuje się w południowej części Polski, gdzie w roku 2011 zanotowano maksymalny ładunek wynoszący 40,42 kg SO₄²⁻·ha⁻¹ (www.gios.gov.pl). Z kolei badania Wójcik i Malzahn (2012) z terenu Puszczy Białowieskiej wykazały, że średnia depozycja siarki w latach 2002–2010 wyniosła 6,3 kg S-SO₄·ha⁻¹, co było wartością mieszczącą się w granicach proponowanych wartości krytycznych dla lasów Europy północno-wschodniej, wynoszącą od 5 do 10 kg S-SO₄·ha⁻¹. Zanotowane w badanych geoeosystemach średnie dziesięcioletnie wartości depozycji siarki (Malik 14,2, Święty Krzyż 13,1, Szymbark 6,8 kg S-SO₄·ha⁻¹) mieszczą się w przyjętych poziomach krytycznego obciążenia lasów siarką, które wynosi od 3 do 32 kg S-SO₄·ha⁻¹ (Manninen i in. 1997).

Najwyższy średni dziesięcioletni ładunek jonów NO₃⁻ docierający z opadem bezpośrednim wynosił w zlewni Bystrzanki, na górze Malik i na Świętym Krzyżu odpowiednio: 36,1, 24,8 i 18,3 kg·ha⁻¹. Były to wartości porównywalne do danych pochodzących z lat 1996–1999 z okolic Rumi (Polkowska 2005). Badania Szarek-Lukaszewskiej (1999) w Puszczy Niepołomickiej wykazały, że główną przyczyną zwiększonej depozycji, były zanieczyszczenia przemysłowe pochodzące z aglomeracji miejskich Górnego Śląska i Krakowa, deponowane następnie w obrębie badanej zlewni. Również w przypadku badanych geoeosystemów, jak wykazały badania kierunku napływu mas powietrza, źródło to jest niezwykle istotne. Ponadto znacząco wyższe ładunki w Szymbarku i na Maliku wynikają z bliskiego sąsiedztwa tras komunikacyjnych. Łączna depozycja azotu (N-NO₃+N-NH₄) we wszystkich badanych geoeosystemach wynosząca

średnio w analizowanym okresie 12,4 (Szymbark), 10,7 (Malik) i 8,7 (Święty Krzyż) $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$, znajduje się poniżej najwyższych wartości podawanych przez Nilssona i Grennfelta (1988) jako krytyczny ładunek N dla lasów iglastych, wynoszący 3–15 $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$, oraz dla lasów liściastych – 3–20 $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$. Należy również stwierdzić, że szczególnie na Świętym Krzyżu w latach 2002–2011 odnotowano istotną spadkową tendencję ładunku N deponowanego w badanym geoeosystemie z ponad 16,8 $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$ w roku 2002 do 6,5 $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$ w roku 2011. Warto jednak zaznaczyć, że w przypadku drzewostanów na Świętym Krzyżu nastąpiło przekroczenia dopuszczalnego ładunku N dla lasów zbliżonych do naturalnych, który wynosi od 2 do 5 $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$ (Grodzińska, Szarek 1995).

W badanych geoeosystemach, a zwłaszcza w położonym w obrębie Białego Zagłębia, zaznacza się istotny wpływ emisji lokalnej. Stwierdzone na tym obszarze ładunki jonów wapnia i magnezu wynoszące średnio w latach 2002–2011 odpowiednio: 24,4 $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$ i 6,9 $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$ są najwyższe spośród znanych autorowi współczesnych wyników badań (Grodzińska, Laskowski 1996, Szarek-Lukaszewska 1999, Liana, Gendolla 2011). Notowane ładunki wapnia i magnezu były wyższe niż na Świętym Krzyżu i w Szymbarku odpowiednio: 1,4 raza i 1,3 raz w przypadku Świętego Krzyża oraz 3,2 razy i 5,0 razy w przypadku Szymbarku. Stwierdzone na tym obszarze wysokie depozycje kationów alkalicznych związane są z emisją pyłową z zakładów cementowo-wapienniczych. Jak wynika z badań przeprowadzonych w ramach niniejszej pracy, głównym składnikiem emitowanych do atmosfery pyłów jest wapń, którego zawartość wahała się od 88,4% do 98,3%. Znacznie mniej jest magnezu, którego zawartość wahała się od 0,4 do 2,1%.

Podsumowując, należy stwierdzić, że w przypadku badanych geoeosystemów ładunek jonów deponowanych z opadem bezpośrednim w latach 2002–2011 kształtował się w kolejności:

Malik: $\text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^- > \text{Ca}^{2+} > \text{Cl}^- > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{K}^+ > \text{NH}_4^+$,

Święty Krzyż: $\text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^- > \text{Ca}^{2+} > \text{Cl}^- > \text{Mg}^{2+} > \text{NH}_4^+ > \text{Na}^+ > \text{K}^+$,

Szymbark: $\text{NO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{NH}_4^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Cl}^- > \text{Na}^+ > \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+}$.

Ładunek materii, jaki zostaje dostarczony do ekosystemów leśnych na drodze depozycji mokrej, suchej i wilgotnej, znacząco zmienia swoje właściwości fizyczno-chemiczne w wyniku kontaktu z rośliną. Procesy, jakie towarzyszą tym kontaktom, w ostateczny sposób modyfikują skład chemiczny opadów w lesie, a co za tym idzie – ładunek materii docierającej do powierzchni gleby w formie rozpuszczonej. Procesy te podzielić można na cztery grupy: depozycji na powierzchni, spłukiwania z powierzchni, absorpcji składników do tkanek i ługowania składników z ich wnętrza.

Badania składu chemicznego wód opadowych prowadzone w ekosystemach leśnych wykazały, że zarówno wody opadu podkoronowego (Eaton i in. 1973, Fichter i in. 1998, Szpikowski i in. 1998, Augusto i in.

2002, Lochman i in. 2004, Borken i in. 2004, De Vries i in. 2007, Schrijver i in. 2007, Małek, Astel 2008, Małek 2010, Kruszyk 2011, Shen i in. 2013), jak i spływającego po pniach drzew (Lochman, Sebkova 1998, Szpikowski i in. 1998, Staszewski i in. 1999, Kruszyk 2001, Kozłowski 2003) charakteryzują się wielokrotnie wyższymi stężeniami składników w porównaniu do wód opadu bezpośredniego.

Zasadniczym źródłem dopływu składników chemicznych do dna lasu jest opad podkoronowy oraz spływ po pniach. Opad podkoronowy jest wodnym roztworem substancji importowanych do ekosystemu z opadami atmosferycznymi oraz składnikami pochodzącymi z wymycia z wnętrza igieł i liści. Dodatkowo roztwór ten może zostać wzbogacony w elementy pochodzące z tzw. depozycji suchej i wilgotnej. W rejonach o dużej emisji gazowych zanieczyszczeń przemysłowych jest to istotne źródło dopływu m.in. substancji zakwaszających do gleb.

Rozpatrując wielkości ładunków w wodach opadów przenikających przez korony drzew w badanych geoeosystemach, można stwierdzić, że ładunki poszczególnych jonów wielokrotnie przekraczały wartości notowane w opadach na otwartej przestrzeni. Dodatkowo do dna lasu opad dociera w postaci spływu po pniach drzew, którego objętość, jak wykazały badania, jest znacząca w przypadku drzew liściastych. W przypadku drzew iglastych, pomimo niewielkich objętości spływu, rola tego źródła jest niezwykle istotna, gdyż woda ta zasila glebę bezpośrednio przy pniu drzewa. W literaturze dotyczącej chemizmu wód opadowych w ekosystemach leśnych znaleźć można dane wskazujące m.in. na absorpcję pierwiastków z wody deszczowej w koronach drzew (Foster, Morrison 1976). Jednakże znacznie częściej prezentowany jest pogląd, że z wnętrza drzew i jego powierzchni następuje wymywanie i zmywanie pierwiastków (Hansen i in. 1994, Likens, Borman 1995, Bini, Bresolin 1998, Kruszyk 1998, 1999, Whelan i in. 1998, Haase 1999, Lorz 1999, De Vries i in. 2000, Balestrini, Tagliaferri 2001, Jóźwiak 2001, Kozłowski 2001, 2002, Rodrigo i in. 2003, Walna i in. 2003, Małek 2010, Shen i in. 2013). Intensywność tego procesu uzależniona jest m.in. od składu gatunkowego (van Ek, Draaijers 1994, Lovett i in. 1996, Degórska i in. 1998, Kolander 1998, Robertson i in. 2000, Augusto i in. 2002, Rothe i in. 2002, De Schrijver i in. 2004, 2007a, 2008, Oulehle, Hruška, 2005, Herrmann i in. 2006, Wuyts i in. 2008), wieku drzewostanu (Małek 2002, 2010), odległości od krawędzi lasu (Devlaeminck i in. 2005, De Schrijver i in. 2007b, Wuyts i in. 2008), gęstości korony i indeksu LAI (Draaijers 1993, Weathers i in. 2001, Wuyts i in. 2008, Małek 2010), statusu odżywczego roślin oraz aktywności fitofagów i koncentracji pierwiastków w listowiu (Stachurski 1987). Na jego intensywność mają wpływ także czynniki zewnętrzne: wielkość emisji (Rodrigo i in. 2003), wysokość nad poziomem morza (Johnson, Lindberg 1992), wielkość depozycji wilgotnej (Błaś, Sobik 2002, Kozłowski 2009) oraz ilość jonów wodorowych zawartych w wodzie deszczowej (Eaton i in. 1973).

Depozycja siarki jest głównym źródłem jonu H^+ w opadzie atmosferycznym, który następnie bierze udział w reakcjach jonowymiennych z kationami zasadowymi w obrębie koron drzew (Kreutzer i in. 1998). Istotnym elementem jest również obecność słabych kwasów (Ignatowaa, Étienne 2000, Balestrini, Tagliaferri 2001). Mniejsza kwasowość wód opadu podkoronowego w drzewostanach liściastych, w porównaniu do opadu bezpośredniego, wynika ze zdolności koron do neutralizacji kwaśnej depozycji (Stachurski, Zimka 2002). Podczas okresu wegetacyjnego liście buka neutralizowały 59% jonu H^+ , podczas gdy w okresie bezlistnym jedynie 14% (Devlaeminck i in. 2005). Na procesy wymiany jonów w tkance liści zwrócili uwagę m.in. Roelofs i in. (1989). Wzrost wartości pH w wodach opadu podkoronowego może też wynikać z neutralizowania jonów H^+ przez jony Ca^{2+} osadzone na liściach na drodze depozycji suchej (Lee, Longhurst 1992). Jak podają Lovett i in. (1996), proces neutralizacji jonu wodoru w koronach drzew jest odpowiedzialny za wymywanie z roślin od 40 do 60% wszystkich kationów znajdujących się w opadach docierających do dna lasu. Według Johnson i Lindberg (1992) do obliczenia rzeczywistego ładunku jonów siarczanowych docierających do dna lasu należy uwzględnić poza opadem również suchą depozycję i wymywanie z roślin. W regionach silnie zanieczyszczonych źródło to stanowić może nawet 40–60% całkowitej depozycji siarki, a wymywanie siarki z roślin jest stosunkowo małe i wynosi zazwyczaj od 10 do 20% (Garten i in. 1988, Lindberg, Lovett 1992). W literaturze (Mayer, Ulrich 1978, Lindberg, Lovett 1992, Butler, Likens 1995) podaje się, że na obszarach zanieczyszczonych, jako wyznacznik całkowitej depozycji (TD-S) siarki, stosuje się sumę ładunków siarczanów wniesionych do podłoża z opadami podokapowymi (TF-S) i spływającymi po pniach drzew (SF-S).

Stwierdzona w badanych geosystemach depozycja siarki (TD-S) wahała się w drzewostanach iglastych od 36,45 kg S-SO₄ ha⁻¹ na Świętym Krzyżu do 9,36 kg S-SO₄ ha⁻¹ na Maliku. Niższe wartości zanotowano w drzewostanach liściastych (poza Malikiem), z wahaniami od 15,08 kg S-SO₄ ha⁻¹ na Maliku do 7,50 kg S-SO₄ ha⁻¹ na Świętym Krzyżu. Stwierdzona wielkość depozycji siarki w zlewni Bystrzanki w drzewostanie iglastym stanowi 3,1 (TF+SF), w tym 3,0 (TF), a w liściastym odpowiednio 2,2 (1,8) ładunku dostarczonego z opadami bezpośrednimi. W geosystemie Świętego Krzyża w drzewostanie iglastym stwierdzono 2,8- (TF+SF), w tym opad podkoronowy (2,6-), a w liściastym odpowiednio 2,2 (1,8)-krotny wzrost ładunku. Niższe wartości zanotowano w geosystemie położonym na terenie Białego Zagłębia z wartościami 2,1 (TF+SF), 1,6 (TF) w drzewostanie liściastym i 1,7 (TF-SF), 1,6 (TF) w drzewostanie iglastym.

Udział suchej i wilgotnej depozycji kształtował się następująco: na Świętym Krzyżu w drzewostanie liściastym 36,4%, a w drzewostanie iglastym 64,1%. W Szymbarku udział ten wyniósł 54,4% w drzewostanie liściastym i 67,4% w iglastym. Najniższe wartości odnotowano na górze Malik. W drzewostanie liściastym udział ten sta-

nowił 51,4%, a w iglastym 39,7%. Obliczone krotności ładunków w poszczególnych drzewostanach są potwierdzeniem wyników uzyskanych przez Moldan i Černý (1994) o wyższej efektywności w wychwytywaniu różnych substancji z powietrza przez drzewostany iglaste niż liściaste, wynikające z różnic w szorstkości koron (Waraghai, Gravenhorst 1989), na co wskazuje również udziały suchej i wilgotnej depozycji w badanych geosystemach. Ponadto stwierdzone dysproporcje wynikają z różnic w lokalizacji obu powierzchni. Badania Nodvin i in. (1995) w lesie świerkowo-jodłowym w USA wykazały, że wraz z wysokością następował wzrost ładunku siarczanów. Autorzy w trakcie badań obejmujących lata 1991–1994 stwierdzili, że wraz z opadami pokoronowymi na wysokości 1740 m n.p.m. do dna lasu dotarło 105,7 kg SO₄²⁻ ha⁻¹, a na wysokości 1920 m n.p.m. już 168,12 kg SO₄²⁻ ha⁻¹. Stwierdzili też, że około 75% ładunku pochodziło z suchej i wilgotnej depozycji. Z kolei badania Kovács i Horváth (2004) w lesie świerkowym na Węgrzech wykazały, że sucha depozycja siarki wyniosła 73%. Hansen i Nielsen (1998) dowiedli, że w drzewostanach dębowych w Danii stosunek ładunku siarczanów w opadzie bezpośrednim do opadu podkoronowego kształtował się w zakresie od 0,9 do 1,7. Znacznie niższe ładunki siarczanów, wynoszące 44,7 kg SO₄²⁻ ha⁻¹, odnotowali Butler i Likens (1995) w drzewostanie liściastym w stanie Nowy Jork (USA). W badaniach prowadzonych przez tych autorów udział suchej depozycji wynosił 40%. Tak niskie wartości tego składnika wynikały z lokalizacji badanego obszaru. Niezwykle ciekawie przedstawia się dokonane przez tych autorów porównanie dwóch metod do obliczania całkowitego ładunku siarczanów docierających do gleb. Wymienione wyżej wartości obliczono zgodnie z metodą stosowaną przez Mayer i Ulrich (1978) i Lindberg i Garten (1989), gdzie opad podkoronowy netto = opad podkoronowy + spływ po pniach – opad bezpośredni [NTF=(TF+SF)-BP]. Druga z metod wykorzystuje model zaproponowany przez Hicks i in. 1985, nazwany „Big Leaf”, który został następnie zmodyfikowany przez Clarke i Edgerton (1993) w celu uwzględnienia różnych gatunków roślin. Roczny ładunek obliczony tą metodą był nieznacznie niższy i wynosił 40,2 kg SO₄²⁻ ha⁻¹, w którym depozycja sucha stanowiła 34%.

Parker (1983) stwierdził, że udział spływu po pniach w dostawie siarczanów do dna lasu wynosi przeciętnie 12% i jest uzależniony od gatunku badanych drzew. Badania prowadzone przez Krzysztofiaka (1998) na terenie Wigierskiego Parku Narodowego wykazały, że stężenie siarczanów w opadzie podkoronowym pod sosną było 11-krotnie, a pod świerkiem 24-krotnie wyższe w porównaniu do opadu na otwartej przestrzeni. Badania Hultberg i Likens (1992) wykazały, że spływ po pniach stanowić może nawet 30% ładunku tego składnika dostarczonego do gleb. W badaniach prowadzonych przez Butler i Likens (1995) udział ten stanowił 16%. W badanych geosystemach w przypadku drzew iglastych udział spływu po pniach w łącznej dostawie do dna lasu stanowił 7,2% dla jodeł, 3,2% dla sosen i 1,1% dla świerków. Wie-

lokalnie wyższe wartości notowano w przypadku spływu po pniach drzew liściastych. W geoeosystemie Święty Krzyż udział wód spływających po pniach buków stanowił 25,4%, a w Szymbarku po grabach 18,1%. W geoeosystemie góry Malik po pniach grabów dotarło 24,0%, a po pniach buków 24,1% ładunku jonów siarczanowych do dna lasu. Należy jednocześnie podkreślić, że procentowe udziały depozycji siarki wnoszone do gleb z opadami spływającymi po pniach drzew są znacznie wyższe niż wynikałoby to z analizy ilości wody. Największe różnice notuje się w przypadku drzew iglastych, bowiem spływ po jodłach stanowił jedynie 1,3%, sosnach 0,3%, a po świerkach 0,1%. Można zatem stwierdzić, że pomimo niewielkich objętości wody rola tego źródła jest niezwykle istotna, bowiem deponowane są z nią znaczące ilości siarki. Również w przypadku drzew liściastych udział spływu w depozycji siarki jest wyższy niż ich udział w dostarczaniu wody do gleb.

W opracowaniach Butler i Likens (1995), Shubzda i in. (1995) do obliczenia całkowitej i suchej depozycji azotu zastosowano model zaproponowany przez Mayer i Ulrich (1978). Zdaniem Butler i Likens (1995) pochłanianie przez rośliny osadzonych w trakcie suchej depozycji różnych odmian azotu jest równoważone przez wydalenie ze sklepienia organicznego azotu. Przeprowadzone przez nich badania wykazały, że całkowita depozycja azotu nieorganicznego wynosiła 11,0–12,4 kg N ha⁻¹, w której udział depozycji suchej oszacowano na 29%. Spływ po pniach stanowił 12% udział w dopływie azotu do gleb. W badanych geoeosystemach udział ładunku jonów azotanowych docierających do dna lasu z wodami spływającymi po pniach, w ogólnej ilości ładunku docierającego do dna lasu, przedstawiał się następująco: w geoeosystemie góry Malik spływ po sosnach stanowił 2,1%, po grabach 17,1%, a bukach 14,8%. W przypadku jonów amonowych udział ten stanowił odpowiednio: 3,6%, 27,6% i 25,2% ładunku dostarczonego do dna lasu. W geoeosystemie Święty Krzyż stwierdzono, że z wodami spływającymi po pniach buków dostarczone zostało 36,0% jonów amonowych i 28,1% jonów azotanowych, a po pniach jodeł odpowiednio: 4,4% i 4,3%, całkowitego ładunku nieorganicznych form azotu docierającego do dna. W Szymbarku udział spływu po świerku wynosił odpowiednio 1,0% (azot azotanowy) i 0,3% (azot amonowy), a po pniu graba odpowiednio 11,9% i 32,7%.

Przepływ jonów amonowych i azotanowych przez drzewostany w badanych geoeosystemach stanowił krotność opadu bezpośredniego. Może to świadczyć o intensywnej działalności fitofagów, które wzbogacają wodę w dodatkową pulę azotu (Stachurski 1987, Stachurski i in. 1994), jak również o dużym udziale depozycji suchej (Draaijers i in. 1997, Ukonmaanaho, Starr 2002, Rodrigo i in. 2003). Jak wykazały badania Stachurskiego (1987), działanie czynników hydrologicznych, takich jak tempo intercepcji oraz tempo opadu podkoronowego, było statystycznie nieistotne, podobnie jak poziom azotu w organach asymilacyjnych. Istotnym źródłem pochodzenia np. jonów amonowych jest rolnictwo (Rodrigo i in. 2003),

którego udział jest znaczący zwłaszcza w okresach intensywnych prac polowych (Johnson, Lindberg 1992). Zjawisko to jest szczególnie widoczne w zlewni Bystrzanki. Stwierdzono, że na wielkość depozycji azotu azotanowego do dna lasu wpływa skład gatunkowy drzewostanu. W porównaniu do ładunku zanotowanego w opadach atmosferycznych największy wzrost wystąpił w opadach podkoronowych pod drzewostanami iglastymi. Były one wyższe odpowiednio w Szymbarku (4,3 razy), Świętym Krzyżu (3,8) i na Maliku (2,8). W przypadku drzewostanów liściastych maksymalny wzrost ładunku wynosił 2,3. Uzyskane wyniki potwierdzają wcześniejsze doniesienia o wyższych ładunkach N w opadach podkoronowych pod drzewami iglastymi niż liściastymi (Robertson i in. 2000, Augusto i in. 2002, Rothe i in. 2002, De Schrijver i in. 2004, 2007b, Oulehle, Hruška 2005, Herrmann i in. 2006). Różnice te związane są m.in. z większą gęstością koron drzew iglastych (Cole, Rapp 1981), brakiem liści poza sezonem wegetacyjnym (Draaijers 1993, Houle i in. 1999) oraz mniejszą wysokością drzew liściastych (Augusto i in. 2002).

Depozycji jonów siarczanowych i azotanowych towarzyszy również depozycja jonów wodorowych. Badania przeprowadzone w geoeosystemach zlokalizowanych na obszarze gór niskich i pogórza wykazały istnienie dwóch odmiennych mechanizmów przepływu jonów wodorowych przez drzewostan. W drzewostanach zlokalizowanych w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich następował całoroczny proces neutralizacji jonów wodoru w strefie koron, podczas gdy w geoeosystemie w centralnej części i na pograniczu Beskidu Niskiego i Pogórza Karpackiego proces ten uwarunkowany był cyklem fenologicznym drzew. Maksimum notowano w sierpniu i we wrześniu, kiedy zneutralizowane zostało 88,4% jonów wodorowych docierających z opadami atmosferycznymi. Na proces ten zwrócili też uwagę m.in. Balestrini i Tagliaferri (2001) we Włoszech. Efektem tej wymiany jest wypłukiwanie z koron drzew znaczących ilości jonów potasu, wapnia i magnezu (Kozłowski i in. 2012). Jak podaje Ukonmaanaho i Starr (2002), proces wymywania dotyczy głównie jednowartościowych jonów potasu, które są bardziej mobilne i słabiej związane w ścianach komórkowych, chloroplastach i enzymach (Marschner 1995) niż kationy dwuwartościowe, a jego intensywność zależy od ładunku kwaśnej depozycji. Badania prowadzone przez tych autorów w Finlandii wykazały, że proces wymywania z powierzchni roślin wyjaśnia 65% ładunku jonów wapnia i magnezu oraz 70–97% jonów potasu notowanych na dnie lasu. Dambrine i in. (1998) stwierdzili na podstawie wyników badań prowadzonych w drzewostanach świerkowych oraz na sztucznych drzewkach, że 10% jonów wapnia i 20% jonów magnezu w opadzie podkoronowym netto pochodzi z wymywania z roślin. Zwracają oni również uwagę, że zaledwie 10% ładunku jonów potasu w opadzie podkoronowym netto pochodzi z procesów zmywania z powierzchni roślin. Uważa się, że wzrost ładunku jonów K⁺, Ca²⁺ i Mg²⁺ deponowanych do gleb z opadem podkoronowym powodowany jest obecno-

ścią jonów H^+ i NH_4^+ w opadzie atmosferycznym (Draaijers i in. 1997) oraz obecnością słabych kwasów organicznych (Shibata i in. 2001, Zhang i in. 2006a). Istotnym elementem jest również obecność w wodach opadowych jonu SO_4^{2-} , który jest nie tylko „źródłem” jonu wodorowego (Shibata i in. 2001), ale także w znaczący sposób przyczynia się do wzrostu tempa ługowania (zwłaszcza jonów K^+ i Ca^{2+}) z organów asymilacyjnych drzew (Finér i in. 2004). Wzrost wymywania składników biogennych wywołują może z kolei negatywne skutki zdrowotne u drzew, związane z niedoborem tych składników oraz większą podatnością na choroby (Luoranen i in. 2005).

Na podstawie uzyskanych wyników stwierdzono, że w przypadku drzewostanów iglastych ładunek potasu na dnie lasu był wyższy od zanotowanego w opadzie bezpośrednim od 4 do 17 razy, a w liściastych od 5 do 14 razy. Badania Adriaenssens i in. (2012) wykazały, że w drzewostanie bukowym ładunek potasu był 37 razy, a w świerkowym 17 razy wyższy od zanotowanego w opadzie bezpośrednim, wykazując spadek wraz z wysokością n.p.g. Stwierdzono, że na Świętym Krzyżu w drzewostanie liściastym 85,1%, a w iglastym 80,0% jonów potasu deponowanych do gleb pochodzi z procesów jonowymiennych. Niższe wartości zanotowano na Maliku z 78,9% udziałem w drzewostanie liściastym i 71,8% w iglastym. Najwyższy udział w ładunku jonów potasu pochodzących z procesu wymywania odnotowano w Szymbarku z 93,8% udziałem w drzewostanie iglastym i 92,8% w liściastym. W przypadku Szymbarku i Świętego Krzyża uzyskane wartości są wyższe od podawanych przez Draaijers i in. (1997) w lesie Speulder w Holandii. Wyniki badań prowadzonych w Estonii przez Pajuste i in. (2006) wykazały, że w drzewostanach świerkowych udział jonów potasu wymywanych z drzew wahał się od 40 do 73%. Pozostała część jest efektem suchej depozycji. Stwierdzono, że wymywanie jonów wapnia na Świętym Krzyżu występowało jedynie okresowo, z największym nasileniem przypadającym na koniec okresu wegetacyjnego. W przypadku Szymbarku i Malika udział jonów wapnia pochodzących z procesu ługowania wynosił 64,2% w drzewostanie iglastym i 44,8% w liściastym. Niższe wartości zanotowano na Maliku z 42,2% w drzewostanie iglastym i 41,3% w liściastym, co wynika z mniejszej kwasowości opadów na Maliku w porównaniu ze zlewnią Bystrzanki. Analogicznie jak w przypadku jonów potasu, intensywność ługowania uzależniona była od sezonu, z maksimum występującym jesienią. W przypadku jonów magnezu największą intensywność procesu wymywania odnotowano w Szymbarku. W drzewostanie iglastym 58,3%, a w liściastym 56,2% jonów pochodziło z procesu ługowania. Znacząco niższe wartości zanotowano na Maliku z 45% w drzewostanie liściastym i 30,9% w iglastym. W przypadku drzewostanów na Świętym Krzyżu notowano jedynie okresowe przypadki wymywania tego składnika. Występowały one na początku i na końcu okresu wegetacyjnego. Jak wynika z przeprowadzonych badań, intensywność wymywania kationów K^+ , Ca^{2+}

i Mg^{2+} w badanych geoeosystemach wykazuje wyraźną sezonową zmienność. Maksymalne wartości, bez względu na lokalizację oraz drzewostan, przypadały na sezon wegetacyjny, z maksimum w październiku/listopadzie. Badania Willimas i in. (1987) w zlewni Dartmoor wykazały, że szczególnie wysoki poziom uwalniania potasu z liści paproci występował w październiku, kiedy następował proces ich obumierania. Jak podaje Fober (1990), zawartości pierwiastków w tkankach roślin podlegają silnym zmianom sezonowym, a w przypadku buka dotyczy to zwłaszcza pączków i liści. Według Le Tacon i Toutain (1973) stężenie potasu w liściach wyraźnie spada w miesiącach wrzesień–październik, a rośnie w miesiącach letnich. Stwierdzony przebieg intensywności tego zjawiska w badanych drzewostanach jest charakterystyczny dla strefy umiarkowanej. Jak podają Zeng i in. (2005) i Zhang i in. (2006b) na podstawie badań przeprowadzonych w lasach w centralnej części południowych Chin, wielkość ługowania kationów K^+ , Ca^{2+} i Mg^{2+} jest sezonowo zróżnicowana i maleje w kolejności zima > wiosna > jesień > lato. Badania Rothe i in. (2002) wykazały, że wielkość depozycji potasu uzależniona jest od składu gatunkowego. Stwierdzili, że wyższe ładunki jonów potasu występowały pod bukami niż świerkami. Fakt ten wynika z większej zawartości potasu w liściach, większej podatności liści na wymywanie oraz z tego, że liście buka mają znacznie większą pojemność wodną niż igły świerka (Boyce i in. 1991), co znacząco ułatwia wymywanie potasu z ich wnętrza (Parker 1983). Autorzy odnoszą te dane jednak tylko do okresu wegetacyjnego. Również w badanych drzewostanach stwierdzono wyraźnie wyższe krotności ładunku w opadach docierających do dna lasu w zależności od sezonu. W odróżnieniu jednak od wyników podawanych przez Rothe i in. (2002) nieznacznie wyższe wartości występowały w drzewostanach iglastych (jodła, świerk). Stwierdzono również, że na intensywność wzbogacania znaczący wpływ wywiera kwasowość opadów podkoronowych.

Uzyskane w ramach niniejszej pracy wartości są porównywalne z wynikami innych autorów. Rothe i in. (2002) na podstawie własnych badań oraz studiów literaturowych wykazali, że udział jonów Ca^{2+} , Mg^{2+} i K^+ wymywanych z organów asymilacyjnych wynosi średnio 37%, 34% i 80%. Równie wysokie wartości podaje Draaijers i in. (1997). Udział jonów potasu, magnezu i wapnia pochodzących z ługowania z organów asymilacyjnych wyniósł odpowiednio 89%, 29% i 46%. Tak wyraźne różnice pomiędzy jednowartościowym jonem potasu oraz dwuwartościowymi wapnia i magnezu wynikają ze znacznie większej podatności potasu na wylugowanie związanej ze słabszym związaniem w strukturze tkanek (Wood, Bormann 1975). Pajuste i in. (2006) na podstawie przeprowadzonych badań w drzewostanach świerkowych stwierdzili, że od 8 do 28% jonów wapnia pochodzi z procesów jonowymiennych. Wyraźne różnice pomiędzy badanymi obszarami w wielkości ładunku Ca^{2+} i Mg^{2+} wymywanych z koron drzew wynikają z niedoboru

tych składników na Świętym Krzyżu. Badania prowadzone przez Kowalkowskiego i in. (2001) wykazały, że znajdujące się tam gleby są bardzo ubogie w wapń i magnez.

Analiza wielkości depozycji ołowiu wykazała, że była ona nieznacznie wyższa na Maliku niż na Świętym Krzyżu. Jak podaje Ávila i Rodrigo (2004), wielkość depozycji tego metalu uzależniona jest m.in. od odległości od źródła emisji oraz od dominujących kierunków wiatrów. Tak wysokie wartości ołowiu deponowane do badanych geosystemów niewątpliwie związane są z funkcjonującymi na terenie Białego Zagłębia cementowniami. Jak wykazały bowiem wyniki analiz, pył cementowy zawiera znaczące ilości ołowiu, która w przypadku cementowni w Nowinach przekracza $3000 \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1} \text{ s.m.}$ Dominujące kierunki wiatrów z sektora S i SW na Świętym Krzyżu wskazują, że poza lokalnym źródłem emisji ołowiu, istotny wpływ mają również zakłady zlokalizowane na terenie Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego.

Na szczególną uwagę zasługuje też wielkość ładunku manganu docierającego do gleb z opadem podkoronowym i spływającym po pniach drzew iglastych w geosystemie Świętego Krzyża. Uzyskane wartości stanowią 6-krotność ładunku docierającego z opadami bezpośrednimi, co wskazuje na intensywny proces wymywania tego jonu z organów asymilacyjnych drzew. Badania prowadzone przez Parker (1983), Petty, Lindberg (1990), Skrivan i in. (1995), Rea i in. (2000) oraz Ávila, Rodrigo (2004) również wykazały istotny wzrost ładunku manganu po przejściu przez strefę koron drzew. Stwierdzono, że w badanych geosystemach największe wzbogacenie wód opadu podkoronowego i spływających po pniach drzew następuje w kwietniu/maju i w październiku/listopadzie, co wyraźnie nawiązuje do początku i końca sezonu wegetacyjnego. Jak podają Dambine i in. (1998) na podstawie badań we Francji, odnotowany przez nich ładunek pod okapem drzewostanu świerkowego stanowił 6-krotną wartość wniesioną z opadami bezpośrednimi. Autorzy stwierdzili również, że ok. 90% ładunku jonów manganu notowanego na dnie lasu pochodzi z procesu wymywania z roślin. Intensywność wzbogacania opadów podkoronowych w jony manganu wzrasta, jak wykazali autorzy, wraz z wiekiem drzewostanu, co wynika z neutralizacji większej ilości kwaśnej depozycji wzrastającej wraz z wielkością i wiekiem drzew. Również badania prowadzone w zlewni Jeziora Czarnego (Pomorze Zachodnie), podkreślają rolę drzew we wzbogacaniu opadu docierającego do gleb w jony manganu (Szpikowski i in. 1998). Stężenie manganu w wodach spływających po pniach sosen były bowiem prawie 50 razy wyższe w porównaniu do opadu bezpośredniego.

Przeprowadzona analiza zmienności mierzonych wskaźników (ANC_{aq} i $\text{Ma}\%$) w wodach opadowych w układzie pionowym wykazała, że intensywność transformacji i kierunek zmian uzależniony jest od składu gatunkowego oraz wielkości i kierunku antropopresji. W geosystemie Święty Krzyż wody opadowe po przejściu przez strefę koron drzewostanu iglastego ulegały zakwaszeniu, czego efektem był spadek wartości wskaźnika

ANC_{aq} oraz wzrost stopnia zakwaszenia $\text{Ma}\%$. W drzewostanie bukowym nastąpiło nieznaczne zakwaszenie opadu, czego rezultatem był wzrost wskaźnika $\text{Ma}\%$ oraz pojemności zobojętniania kwasów. Wody po przejściu przez strefę pni drzew ulegały znacznemu zakwaszeniu, zwłaszcza spływając po chropowatej korze jodeł. W wodach tych zaznaczył się wyraźny wzrost wskaźnika $\text{Ma}\%$ oraz znaczący spadek pojemności zobojętniania kwasów ANC_{aq} . Spadek wartości pH zaznaczył się również w wodach spływających po pniach buków, czemu towarzyszył spadek wartości ANC_{aq} oraz wzrost $\text{Ma}\%$. Można zatem stwierdzić, że pod względem składu chemicznego wody opadu podkoronowego i spływającego po pniach drzew ulegały znaczącej transformacji, dostarczając do kwaśnych gleb w tym geosystemie znaczące ilości jonów, w tym zakwaszających. W geosystemie góry Malik wody opadu bezpośredniego po przejściu przez korony badanych drzewostanów ulegały odkwaszeniu. Efektem tych zmian jest znaczący wzrost wskaźnika ANC_{aq} przy jednoczesnej redukcji stopnia kwasowości $\text{Ma}\%$. Dużo niższy wzrost wartości współczynników ANC_{aq} stwierdzono w opadach pod okapem drzewostanu bukowo-grabowego. Specyficzny charakter mają wody spływające po pniach drzew. Odnotowano bowiem istotne różnice pomiędzy badanymi gatunkami. Biorąc pod uwagę wartości ANC_{aq} w wodach spływających po sosnach obserwowano wzrost tego wskaźnika, a w wodach spływających po pniach drzew liściastych nawet spadek poniżej 0. Analiza sezonowa wykazała, że najwyższe wartości wskaźnika $\text{Ma}\%$ występowały w miesiącach zimowych, co pozwalało je zakwalifikować jako bardzo kwaśne. Analiza wskaźnika ANC_{aq} wykazała, że na Świętym Krzyżu najniższe średnie wartości zanotowano w wodach spływających po pniach jodeł. Ujemne wartości ANC_{aq} odnotowano również w wodach spływających po pniach buków oraz przenikających przez korony jodeł. Także w Szymbarku wody opadu podkoronowego w drzewostanie świerkowym i spływające po pniach świerków i grabów charakteryzowały się w analizowanym okresie ujemnymi wartościami. Fakt ten wskazuje na znaczące obciążenie składnikami kwasogennymi pochodzącymi m.in. z depozycji suchej i wilgotnej. Badania przeprowadzane przez Eshleman i in. (1995) w stanie Nowy Jork (USA) wykazały, że w wodach pochodzących ze śniegu wskaźnik ANC_{aq} osiągał wartość od -4 do $-121 \text{ } \mu\text{eq} \cdot \text{dm}^{-3}$. W przypadku badań w wybranych geosystemach najniższe wartości w wodach opadu atmosferycznego, wynoszące nawet $-1100 \text{ } \mu\text{eq} \cdot \text{dm}^{-3}$ (Święty Krzyż), stwierdzano właśnie w miesiącach zimowych, co wynika ze zwiększonej obecności substancji zakwaszających w powietrzu atmosferycznym związanej z sezonem grzewczym. Analogicznie jak w przypadku opadu atmosferycznego w pozostałych próbach najniższe wartości notowano w miesiącach zimowych, a najwyższe w letnich. Analiza wskaźników wykazała znaczący wpływ przemysłu cementowo-wapienniczego na środowisko geosystemu zlokalizowanego na terenie Białego Zagłębia. W wodach opadowych (poza spływem po pniu graba) średnia dziesięcioletnia

wartość ANC_{aq} wyniosła powyżej $0 \mu eq \cdot dm^{-3}$ i wahała się od $75 \mu eq \cdot dm^{-3}$ w wodach spływających po pniu buka do $2879 \mu eq \cdot dm^{-3}$ w wodach spływających po pniu sosny.

Badania przestrzennego zróżnicowania wartości pH wierzchnich poziomów gleb w badanych geosystemach wykazały jego przestrzenne zróżnicowanie. Najniższe wartości pH notowano w próbkach w najbliższym otoczeniu pni drzew. Wraz z oddalaniem się od pni drzew wartość pH wzrastała. Zależność pomiędzy wartością pH a odległością od pnia odnotowano również w USA (Moody, Jones 2000), Niemczech (Chang 1999, Chang, Matzner 2000), w Szwecji (Matschonat, Falkengren-Grerup 2000) oraz we Włoszech (Bini, Bresolin 1998). Stwierdzono, że w Szymbarku i na Świętym Krzyżu wpływ kwaśnych wód spływających po pniach drzew oddziałuje na gleby w odległości do 50 cm od pnia. Na intensywność zakwaszania wpływa też rzeźba terenu, co wykazały badania na Świętym Krzyżu i w Szymbarku. Stwierdzono, że średnie wartości pH w zawiesinie wodnej próbek glebowych z otoczenia pni drzew na Świętym Krzyżu dla wszystkich badanych odległości kwalifikują te gleby do pH o buforowości glinowo-żelazowej. W przypadku jodeł elementem wpływającym na znaczne zakwaszenie w najbliższym otoczeniu były bardzo wysokie stężenia kwasowych składników. Dla buków elementem tym niewątpliwie były, poza notowanymi stężeniami, także znaczące ilości wody spływającej po pniach. Poza wpływem istotne znaczenie miały również opady podkoronowe. Potwierdzeniem tych wyników są odnotowane w centralnej części Gór Świętokrzyskich wysokie ładunki siarczanów, azotanów i jonów wodoru wnoszone z opadami przenikającymi przez drzewostan do powierzchni gleb. Średnie wartości pH próbek glebowych w najbliższym otoczeniu pni drzew (10 cm) w Szymbarku pozwoliły zakwalifikować je do buforowości w zakresie od glinowej ($4,2 \geq pH > 3,8$) do glinowo-żelazowej ($3,8 \geq pH > 3,2$). W odległości 300 cm od pnia wartość pH mierzona w H_2O dla wszystkich badanych prób kwalifikuje te gleby do zakresu buforowości wymiennej, czyli takiej, w której następuje uwalnianie jonów Al^{3+} z minerałów ilastych, wymywanie oraz wypieranie jonów zasadowych (Walna i in. 2005, Stevens i in. 2009).

O ile zakwaszenie gleb jest zjawiskiem powszechnym i obejmującym znaczne obszary, to proces alkalizacji ma znaczenie lokalne. Niemniej jednak analiza gleb znajdujących się pod wpływem emisji z zakładów cementowo-wapienniczych jest niezwykle ważna z uwagi na ich oddziaływanie na roślinność (Świercz 2005, Jaworska i in. 2010) powodujące np. na igłach sosny powstawanie jasnych nalotów (Jaworska i in. 2010). Konsekwencją długotrwałej ekspozycji igieł sosny na emisję pyłów jest zmniejszenie ich powierzchni asymilacyjnej. Z analizy biometrycznej przeprowadzonej przez Jaworską i in. (2010) wynika, że igły sosny z najbliższego otoczenia Lafarge w Bielawach były znacząco krótsze i węższe. Przemysł cementowo-wapienniczy wyraźnie oddziałuje również na wody opadowe (Kozłowski 2000, Józwiak, Kozłowski 2004), wody powierzchniowe (Rzepa 1982)

oraz organizmy wskaźnikowe: mchy i porosty (Cieśliński i in. 1982, Liberska-Szmidt 1983, Józwiak, Józwiak 2008). Istotnym problemem jest też zawartość metali ciężkich oraz ich podatność magnetyczna (Gołuchowska 1998, Gołuchowska-Strzyszc 1999, Kusza i in. 2009, Gołuchowska, Kusza 2010).

Badania igieł sosny wykonane za pomocą skaningowego mikroskopu elektronowego wykazały, że pył z funkcjonujących na terenie Białego Zagłębia zakładów przemysłu cementowo-wapienniczego osadzał się wokół aparatu szparkowego sosny, stwarzając niebezpieczeństwo jego zacopowania, co w konsekwencji przyczynić się może do pogorszenia stanu zdrowotnego drzew. Badania Darley (1966) wykazały, że średnica cząstek pyłów cementowych nie przekracza $30 \mu m$, co przy mniejszej średnicy aparatów szparkowych ($8-10 \mu m$) (Farmer 2002) stanowi realne niebezpieczeństwo ich zasklepienia. Szczególnie niebezpieczny dla organów asymilacyjnych drzew jest pył cementowy, który ze względu na znaczną agresywność może rozpuszczać ochronną warstwę kutikuli (Farmer 1993). Konsekwencją oddziaływania pyłów cementowych na rośliny może być redukcja transpiracji (Singh, Rao 1981) i fotosyntezy (Borka 1990) oraz wzrost poziomu chlorofilu (Oblisami i in. 1978).

Analiza przestrzennego zróżnicowania wartości pH w wierzchnim mineralnym poziomie glebowym w geosystemie będącym pod wpływem emisji alkalicznej wykazała, że jedynie w otoczeniu pni buków notowano istotnie statystyczne różnice w zależności od odległości od pnia. Uzyskane wyniki świadczą o znaczącym dopływie kwaśnych substancji z wodami spływającymi po pniach drzew liściastych. Jednakże wpływ ten ogranicza się jedynie do najbliższego otoczenia pnia drzewa. Przyczyną są wysokie depozycje kationów wapnia i magnezu wnoszone na drodze depozycji suchej, wilgotnej i mokrej. Wysoka emisja stwierdzona na tym obszarze oraz ich emisja do gleb wskazuje na znaczne alkalizowanie kwaśnych gleb leśnych (Świercz 1997). Jak wykazały badania autorki, największy opad pyłów, z 49,5% zawartością CaO , następuje w bezpośrednim sąsiedztwie emitera, gdzie do gleb dostaje się średnio w roku $10-16 q CaO \cdot ha^{-1}$ i maleje w miarę oddalania się, by w odległości 9 km osiągnąć $4,3 q CaO \cdot ha^{-1}$. Odnotowane bardzo wysokie pH emitowanych pyłów ($pH > 11$) przyczyniać się może do znacznego podwyższenia pH w wierzchnich poziomach glebowych. Zróżnicowana frakcja pyłów stwarza również warunki do selektywnego opadania ziaren pyłowych. Terlikowski (1958) stwierdził, że aktywność węglanów w glebach wzrasta wraz ze zmniejszaniem się średnicy frakcji. Deponowane w koronach drzew oraz bezpośrednio na powierzchni gleby, silnie rozdrobnione i bardzo aktywne cząstki pyłów powodują alkalizację wierzchnich poziomów gleb. Według Świercz (1997) w wyniku trwającej na tym obszarze 30-letniej emisji pyłu cementowego nastąpiła zmiana odczynu z silnie kwaśnego do alkalicznego, z przesunięciem od buforowości glinowej do węglanu wapniowego oraz średnim podwyższeniem wartości pH o 4 jednostki, od powierzchni do 60 cm w głąb

gleby. Fakt ten ma zasadnicze znaczenie dla geosystemu góry Malik, w którym poza nielicznymi arealami w najbliższym sąsiedztwie pni buków gleby charakteryzują się buforowością w zakresie węglanu wapniowego. Badania gleb przeprowadzone w lesie sosnowym w okolicach Cementowni Ożarów (Świercz 2008) wykazały, że w poziomie AE_{es} (głębokość od 4 do 19 cm) wartości pH_{H_2O} wahały się od 7,51 do 8,22, a w poziomie C (głębokość 59 do 130 cm) od 4,21 do 4,78.

Liczne badania naukowe wskazują na problem degradacji gleb związanej z nadmierną akumulacją ołowiu, zwłaszcza w jej wierzchniej warstwie (Howard, Shu 1996, Kabata-Pendias, Pendias 2000, Biernacka, Małuszyński 2007). Stąd też podjęto prace mające na celu rozpoznanie przestrzennej zmienności zawartości ołowiu w wierzchnim mineralnym poziomie gleb w badanych geosystemach w zależności od odległości od pnia drzewa, wielkości depozycji mokrej oraz kierunku antropopresji (alkalizacja lub zakwaszenie). Analiza przestrzennej zmienności zawartości ołowiu wykazała, że w badanych geosystemach najwyższą zawartością ołowiu charakteryzowały się gleby w obrębie powierzchni testowej na Świętym Krzyżu, ze średnią zawartością $77,8 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m. Znacznie niższe wartości zanotowano na Maliku i w Szymbarku ze średnią wynoszącą odpowiednio $38,7 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m. i $30,0 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m. Stwierdzono, że we wszystkich geosystemach następuje przestrzenne zróżnicowanie zawartości ołowiu, determinowane m.in. gatunkiem i odległością od pni drzew. Uzyskane wartości wskazują na antropogeniczne źródło obciążenia ołowiem gleb w badanych geosystemach. Przekroczona została wartość tła geochemicznego wynoszącą średnio $9,8 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m. (z wahaniami od 0,5 do $21,0 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m.) (Czarnowska 1996). W przypadku Świętego Krzyża wartości te przekraczają również podawaną przez Kabatę-Pendias (1993) naturalną zawartość ołowiu dla gleb Polski wynoszącą $50 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m. oraz zaproponowaną przez Konecką-Betley i in. (1999) wstępną, graniczną zawartość ołowiu w glebach leśnych, po której przekroczeniu można mówić o podwyższonej zawartości wynoszącej $40 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m. Badania prowadzone przez Biernacką i Małuszyńskiego (2007) wykazały, że zawartość ołowiu na terenie będącym pod wpływem silnej antropopresji (okolice Huty Katowice) wahała się od $17,6 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m. do $288,0 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m., podczas gdy na terenie uznawanym za niezanieczyszczony (okolice Łomży) mieściła się między $3,59 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m. a $185,0 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m. Z kolei Kusza i in. (2009), prowadząc badania próbek glebowych pobranych z okolic Cementowni Odra i Groszowice, stwierdzili, że w wierzchniej warstwie gleb (0–30 cm) zawartość ołowiu wahała się od 14,6 do $1378,7 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m. Najwyższą wartość zanotowano w próbce w pobliżu funkcjonującej Cementowni Odra. Skwaryło-Bednarska (2007) stwierdziła, że w otulinie Roztoczańskiego Parku Narodowego ołów gromadzi się w wierzchnich poziomach gleb, wahając się od $6,3 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m. w poziomie C do $29,9 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m. w poziomie A_p . Jak podają Kabata-Pendias (1993) oraz Alloway (1995), ołów charakteryzuje się bowiem słabą

migracją w profilu glebowym. Również badania gleb prowadzone przez Świercz (2005) w okolicach Sitkówki wykazały najwyższe nagromadzenie ołowiu w wierzchnich poziomach. Wyliczony przez autorkę wskaźnik nagromadzenia (WN – jako tło przyjęto $15 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m.) wahał się na powierzchniach alkalizowanych od 30,0 w poziomie Ol, 6,0 w poziomie AE_{es} do 0,8 w poziomie C. Obliczone w ramach niniejszej pracy WN w glebach zlokalizowanym na terenie geosystemu Malik różniły się w zależności od gatunku drzewa oraz odległości od jego pnia. W przypadku próbek glebowych pobranych wokół buka wahały się od 3,8 w odległości 10 cm do 2,5 w odległości 300 cm, a w przypadku sosny od 1,7 w odległości 10 cm do 2,6 w odległości 300 cm. Maksymalne wskaźniki nagromadzenia uzyskano w próbkach glebowych w odległości 10 cm od pnia buka (WN 6,8) oraz sosny (WN 5,9). Maksymalne zawartości ołowiu zanotowano w próbach glebowych w najbliższym otoczeniu pni drzew liściastych. Najwyższe zawartości stwierdzono na Świętym Krzyżu ($193,3 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m.), następnie na Maliku ($102,2 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m.) i w Szymbarku ($62,6 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m.). W przypadku próbek w otoczeniu drzew liściastych zawartość ołowiu malała wraz z odległością od pnia drzewa. Z kolei analiza próbek z obszaru znajdującego się w obrębie oddziaływania gatunków iglastych wykazała, że wraz ze wzrostem odległości wzrastała zawartość ołowiu w glebie. Rozkład taki zanotowano w przypadku próbek pobranych z otoczenia jodeł oraz sosen na Maliku i w Szymbarku. Stwierdzone najwyższe koncentracje ołowiu w próbkach glebowych na Świętym Krzyżu wynikają z jednej strony z dużej kwasowości gleb na tym obszarze, a z drugiej z wyniesienia tego obszaru ponad otaczający teren. Stwarza to dogodne warunki do deponowania tam zanieczyszczeń transportowanych zarówno z lokalnych, jak i zdalnych źródeł emisji. Należy jednak zaznaczyć, że w warunkach silnie kwaśnego odczynu następuje wzrost stężenia w roztworze glebowym, dostępnych dla roślin ruchomych form metali ciężkich. Przyczynia się to w dużym stopniu do zmniejszenia rzeczywistej zawartości metali w glebach (Sienkiewicz 2012). Zjawisko to może występować również w centralnej części Gór Świętokrzyskich.

Analiza zawartości wapnia w wierzchnim mineralnym poziomie gleb wykazała jego przestrzenne zróżnicowanie. Maksymalną zawartość wapnia w Szymbarku oraz na Świętym Krzyżu notowano w odległości 300 cm od pni drzew zarówno gatunków liściastych jak i iglastych. Najniższe wartości stwierdzono natomiast w próbkach pobranych w odległości 50 cm od pni drzew iglastych i 100 cm od drzew liściastych. Uzyskany przestrzenny rozkład dowodzi, że poza opadem organicznym na zawartość Ca w wierzchnim mineralnym poziomie gleb wpływa też ładunek deponowany do gleb ze spływem po pniach, zwłaszcza w przypadku drzew liściastych, oraz z opadem podkoronowym. Obecność przemysłu cementowo-wapienniczego na obszarze Białego Zagłębia spowodowała, że zawartość wapnia w glebach rdzawych bielcowych na terenie badanego geosystemu wahała się w przypadku

próbek pobranych z otoczenia pni buka od $2881,9 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m. w odległości 10 cm do $4575,9 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m. w odległości 100 cm. Znacznie wyższe wartości zanotowano w przypadku prób pobranych w otoczeniu pni sosny. Zawartość wapnia wahała się od $3277,6 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m. w odległości 10 cm do $7685,0 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m. w odległości 300 cm. Badania Świercz (2005) wykazały, że w poziomach mineralnych gleb powierzchni alkalizowanych w Górach Świętokrzyskich pierwiastkiem dominującym jest wapń, którego udział procentowy wahał się od 72 do 94% w poziomie O oraz od 22 do 50% w poziomach mineralnych.

Analiza wykazała, że w ocenie funkcjonowania geoekosystemu konieczne jest systemowe podejście obejmujące możliwie największą ilość elementów biotycznych i abiotycznych będących w związkach przyczynowo-skutkowych. Bardzo ważne jest uwzględnienie antropopresji jako czynnika modyfikującego naturalne powiązania. Dotyczy to zwłaszcza obszarów górskich, które w porównaniu do obszarów niżowych odznaczają się zwiększonym tempem obiegu materii i denudacji chemicznej często wpływającej na zmiany, które są istotne z geomorfologicznego punktu widzenia.

6. Wnioski

Na podstawie przeprowadzonych badań można sformułować następujące wnioski, które podzielono na ogólne i szczegółowe.

Wnioski ogólne:

- Badania wykazały, że w warunkach zmiennej intensywności i rodzaju oddziaływania człowieka na geoeosystemy ich reakcja uzależniona jest od lokalizacji źródeł emisji, orografii terenu, warunków meteorologicznych oraz od wrażliwości geoeosystemu na zmiany. Uzyskane wyniki mogą być odniesione do innych obszarów gór niskich w Europie.
- Na funkcjonowanie wybranych geoeosystemów znaczący wpływ wywiera lokalna, regionalna oraz zdalna emisja SO_2 i NO_2 , której wielkość zmienia się w zależności od warunków meteorologicznych oraz okresu, w którym następuje. Sezonowa dynamika wielkości emisji wpływa modyfikująco na właściwości fizyczno-chemiczne wód opadowych w geoeosystemach. Znaczący udział w kształtowaniu wielkości ładunku substancji docierających do geoeosystemu i przemieszczających się w jego obrębie ma depozycja sucha.
- W funkcjonowaniu geoeosystemu bardzo duże znaczenie ma opad atmosferyczny i jego transformacja. W obrębie ekosystemu leśnego, w zależności od składu gatunkowego drzewostanu, odmiennie kształtuje się ilość opadu docierającego do dna lasu w postaci opadu podkoronowego i spływającego po pniach drzew. Opad podkoronowy i spływ po pniach jest wyższy w drzewostanach liściastych. Do czynników różnicujących ilość opadu docierającego do dna lasu zaliczyć należy wysokość opadu bezpośredniego, wilgotność względną i temperaturę powietrza, strukturę i zwarcie koron, sezon, odległość od pnia drzewa oraz obwód pnia i szorstkość kory. Wody opadu bezpośredniego przy przejściu przez strefę koron ulegają znaczącej transformacji w kierunku zakwaszenia lub alkalizacji, w zależności od rodzaju antropopresji.
- Przy obliczaniu wielkości denudacji chemicznej geoeosystemu bardzo duże znaczenie ma depozycja z opadem atmosferycznym i jego transformacja w drzewostanie. Jest to istotne pozadenudacyjne źródło dostawy składników materii krążących w zlewni.
- W warunkach klimatu umiarkowanego w ekosystemach leśnych będących pod wpływem emisji kwaśnej wielkość ługowania potasu z organów asymilacyjnych drzew kształtuje się w kolejności od największej

jesienią > latem > wiosną > zimą. Na intensywność tego procesu wpływa skład gatunkowy drzewostanu, wielkość kwaśnej depozycji, pora roku i właściwości fizyczno-chemiczne (pH) opadów atmosferycznych

- Wody opadowe spływające po pniach drzew ulegają zakwaszeniu bez względu na rodzaj emisji oraz gatunek drzewa. Kwaśne wody docierające do dna lasu powodują największe zakwaszenie gleb przy pniach drzew. Zakwaszenie maleje wraz z odległością od pnia. Ilość pierwiastków występujących w wierzchnim poziomie gleby w otoczeniu drzew liściastych maleje wraz z odległością od pnia, natomiast w otoczeniu drzew iglastych rośnie.
- Badania w trzech geoeosystemach oraz analiza zebranego materiału pozwoliły na sformułowanie dwóch wniosków metodycznych:
 - stosowanie modelu HYSPLIT jest bardzo przydatną metodą w interpretacji kierunków napływu mas zanieczyszczonego powietrza i identyfikacji źródeł emisji,
 - wykorzystanie skaningowego mikroskopu elektronowego wyposażonego w mikroanalizator ED-XRF pozwala na identyfikowanie rodzaju zanieczyszczeń wpływających na funkcjonowanie wybranych geoeosystemów.

Wnioski szczegółowe:

- Na funkcjonowanie wybranych geoeosystemów istotny wpływ wywierają nakładające się na siebie transgraniczne źródła emisji z Czech i Słowacji na obszar Gór Świętokrzyskich i Słowacji na obszar Beskidu Niskiego i Pogórza Karpackiego oraz zdalne, do których zaliczyć należy przede wszystkim Górnośląski Okręg Przemysłowy. Emisje lokalne dotyczą głównie sektora komunalno-bytowego, natomiast w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich (góra Malik) zaznacza się dodatkowo wpływ przemysłu cementowo-wapienniczego.
- Wyniesienie geoeosystemu położonego w centralnej części Gór Świętokrzyskich (Święty Krzyż) ponad otaczający teren powoduje, że obszar ten narażony jest na zwiększoną antropopresję. Średnia dziesięcioletnia wartość stężenia SO_2 była odpowiednio 1,6 i 2,5 razy wyższa niż w geoeosystemie góry Malik i w zlewni Bystrzanki na pograniczu Beskidu Niskiego i Pogórza Karpackiego.
- W geoeosystemach Gór Świętokrzyskich znaczącą rolę w kształtowaniu ilości opadu docierającej do gleb

- mają osady poziome. Zjawisko to szczególnie wyraźnie zaznacza się w centralnej części w drzewostanie iglastym i występuje głównie w miesiącach jesienno-zimowych. Nie stwierdzono tego zjawiska w geoko-systemie Bystrzanki na pograniczu Beskidu Niskiego i Pogórza Karpackiego.
- W badanych drzewostanach najwyższe wartości opadu podkoronowego notowano w kolejności: drzewostan bukowy (77% opadu bezpośredniego), jodłowo-bukowy (75,5%), grabowo-bukowy (71,4%), sosnowy (66,1%), grabowy (54,6%) i świerkowy (48,3%).
 - Wartość współczynnika FR była zdecydowanie wyższa w przypadku gatunków liściastych i malała wraz ze zwiększaniem się obwodu drzew.
 - Wielkość intercepcji, obliczona jako % opadu ponad lasem, była wyższa w drzewostanach iglastych i wyniosła 51,6% w drzewostanie świerkowym, 33,6% w sosnowym i 23,2% w jodłowo-bukowym wobec 37,6% w drzewostanie grabowym, 17,5%–19,5% w grabowo-bukowym do 9,3% w bukowym.
 - Stwierdzono, że w badanych geokosystemach następuje wzrost przewodności elektrolitycznej właściwej w kolejności: opad bezpośredni > opad podkoronowy w drzewostanie liściastym > spływ po pniach drzew liściastych > opad podkoronowy w drzewostanie iglastym > spływ po pniach drzew liściastych.
 - W badanych geokosystemach wielkość depozycji z opadem bezpośrednim wykazywała zróżnicowanie i kształtowała się kolejno:
 - Malik: $\text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^- > \text{Ca}^{2+} > \text{Cl}^- > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{K}^+ > \text{NH}_4^+$;
 - Święty Krzyż: $\text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^- > \text{Ca}^{2+} > \text{Cl}^- > \text{Mg}^{2+} > \text{NH}_4^+ > \text{Na}^+ > \text{K}^+$;
 - Szymbark: $\text{NO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{NH}_4^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Cl}^- > \text{Na}^+ > \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+}$.
 - Analiza statystyczna z wykorzystaniem nieparametrycznego testu U Manna-Whitneya wykazała, że we wszystkich geokosystemach bez względu na gatunek drzew statystycznie istotne różnice pomiędzy ładunkiem w opadzie bezpośrednim a opadem docierającym do dna lasu wystąpiły w przypadku ładunku siarczanów oraz jonów potasu.
 - Ładunek potasu deponowany do gleb w drzewostanach iglastych był wyższy od 3,6 do 16,8 razy, a w liściastych od 5,0 do 14,3 od zanotowanego w opadzie bezpośrednim.
 - Stwierdzono, że wielkość ładunku potasu deponowanego do gleb we wszystkich badanych drzewostanach była dodatnio skorelowana z ładunkiem Cl^- , S-SO_4 i N-NH_4 .
 - Badania przestrzennego rozkładu pH w zależności od odległości od pni drzew wskazują, że największe zakwaszenie występuje w odległości do 10 cm. W zlewni Bystrzanki zakwaszenie to osiąga zakres buforowości od glinowej ($4,2 \geq \text{pH} > 3,8$) do glinowo-żelazowej ($3,8 \geq \text{pH} > 3,2$), w geokosystemie Święty Krzyż żelazowej ($\text{pH} < 3,2$), na górze Malik w zakresie buforowości węglanu wapnia ($\text{pH} > 6,3$).
 - Spośród badanych metali ciężkich najistotniejsze znaczenie z punktu widzenia antropogenicznego obciążenia gleb w geokosystemach ma ołów. Najwyższą średnią zawartość ołowiu w próbkach glebowych stwierdzono w geokosystemie Święty Krzyż – $77,8 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m., następnie na górze Malik – $38,7 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m. i w zlewni Bystrzanki – $30,0 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m. Uzyskane zawartości przekraczają wartość tła geochemicznego.
 - Elementem modyfikującym wierzchnie poziomy gleby w badanych geokosystemach jest wapń pochodzenia antropogenicznego. Najniższą średnią zawartość wapnia w próbkach glebowych wynoszącą $287,9 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m. zanotowano w geokosystemie Święty Krzyż w centralnej części Gór Świętokrzyskich. Ponad 1,6 razy wyższe wartości stwierdzono w zlewni Bystrzanki położonej na pograniczu Beskidu Niskiego i Pogórza Karpackiego ($462,8 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m.), a ponad 14 razy na Maliku w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich ($4156,3 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ s.m.).

Literatura

- Aboal J.R., Morales D., Hernández M., Jiménez M.S., 1999. The measurement and modelling of the variation of stemflow in laurel forest in Tenerife, Canary Islands. *Journal of Hydrology* 221: 161–175.
- Adamczyk B., Maciaszek W., Januszek K., 1973. Gleby gromady Szymbark i jej wartość użytkowa. W: L. Starkel (red.), *Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN* 1: 16–66.
- Adriaenssens S., Hansen K., Staelens J., Wuyts K., De Schrijver A., Baeten L., Boeckx P., Samson R., Verheyen K., 2012. Throughfall deposition and canopy exchange processes along a vertical gradient within the canopy of beech (*Fagus sylvatica* L.) and Norway spruce (*Picea abies* (L.) Karst). *Science of the Total Environment* 420: 168–182.
- Adriano D.C., 2001. *Trace elements in terrestrial environments*. Springer, New York.
- Alloway J. (red.), 1995. *Heavy metals in soils*. Springer Published: 38–58.
- André F., Jonard M., Ponette Q., 2008. Influence of species and rain event characteristics on stemflow volume in a temperate mixed oak-beech stand. *Hydrological Processes* 22: 4455–4466.
- Arnell N., 2002. *Hydrology and Global Environmental Change*. Pearson Education, Harlow: 346.
- Augusto L., Ranger J., Binkley D., Rothe A., 2002. Impact of several common tree species of European temperate forests on soil fertility. *Annals of Forest Science* 59: 233–253.
- Ávila A., Rodá F., 2002. Assessing decadal changes in rainwater alkalinity at a rural Mediterranean site. *Atmospheric Environment* 36: 2881–2890.
- Ávila A., Rodrigo A., 2004. Trace metal fluxes deposition in throughfall and stemflow at two evergreen oak stands in NE Spain subject to different exposure to the industrial environment. *Atmospheric Environment* 38(2): 171–180.
- Bálazs Á., 1998. *14 Jahre Niederschlagsdeposition in Hessischen Waldgebieten*. Hann, Münden: 129.
- Balestrini R., Tagliaferri A., 2001. Atmospheric deposition and canopy exchange processes in alpine forest ecosystems (northern Italy). *Atmospheric Environment* 36: 6421–6433.
- Barański M., 1985. *Stan zdrowotny i procesy odnowieniowe drzewostanów jodłowych w Świętokrzyskim Parku Narodowym na podstawie analizy z 1981 roku*. Materiały na Konferencję PTL Jedlnia–Święty Krzyż.
- Bednarek R., Dziadowiec H., Pokojka U., Prusinkiewicz Z., 2004. *Badania ekologiczno-gleboznawcze*. PWN, Warszawa: 344.
- Beier C., 1991. Atmospheric pollutants Separation of gaseous and particulate dry deposition of sulphur at a forest edge in Denmark. *Journal of Environmental Quality* 20: 460–466.
- Beier C., 1998. Water and element fluxes calculated in a sandy forest soil taking spatial variability into account. *Forest Ecology and Management* 101: 269–280.
- Beier C., Hanson K., Gunderson P., 1993. Spatial variability of throughfall fluxes in a spruce forest. *Environmental Pollution* 81: 257–267.
- Bellot J., Ávila A., Rodrigo A., 1999. Throughfall and stemflow. W: F. Rodá i in. (red.), *Ecology of Mediterranean Evergreen Oak Forest*. Ecological Studies 37: 209–222.
- Bertalanffy L., 1984. *Ogólna teoria systemów*. PWN, Warszawa.
- Białobok S. (red.), 1990. *Buk zwyczajny*. PWN, Warszawa–Poznań: 654.
- Bielecka E., 1992. Fotointerpretacyjna mapa roślinności rzeczywistej polygonu Grybów–Szymbark. *Fotointerpretacja w Geografii* 22: 99–109.
- Bielenin K., 1974. *Starożytne górnictwo i hutnictwo żelaza w Górach Świętokrzyskich*. PWN, Warszawa–Kraków.
- Biernacka E., Małuszyński M.J., 2007. Formy ołowiu w wierzchnich warstwach gleb dwóch wybranych obszarów o różnym stopniu zanieczyszczenia środowiska. *Ochrona Środowiska i Zasobów Naturalnych* 31: 101–105.
- Biernat T., Ciupa T., 1992. Denudacja mechaniczna i chemiczna w zlewniach wyżynnych środkowej Polski. W: A. Kotarba (red.), *System denudacyjny Polski*. Prace Geograficzne PAN, 155: 133–148.
- Biernat T., Ciupa T., 1992. Reżim odpływu w dorzeczu Nidy. *Rocznik Świętokrzyski* 19: 127–138.
- Bieroński J., Chmal H., Czerwiński J., Klementowski J., Traczyk A., 1992. Współczesna denudacja w górskich zlewniach Karkonoszy. W: A. Kotarba (red.), *System denudacyjny Polski*. Prace Geograficzne PAN 155: 151–169.
- Bini C., Bresolin F., 1998. Soil acidification by acid rain in forest ecosystems: a case study in northern Italy. *Science of the Total Environment* 222: 1–15.
- Block J., Eichborn J., Gehrmann J., Kölling C., Matzner E., Meiwes K.J., Wilpert K., Wolff B., 2000. *Kennwerte zur Charakterisierung des ökochemischen Bodenzustandes und des Gefährdungspotentials durch Bodenversauerung und Stickstoffsättigung an Level II–Waldökosystem–Dauerbeobachtungsflächen*. Arbeitskreis C der Bund–Länder Arbeitsgruppe Level II. BML, Bonn: 1–167.
- Błaś M., Sobik M., 2002. Znaczenie lasu w kształtowaniu przychodu wody z mgły w Sudetach. *Czasopismo Techniczne Inżynieria Środowiska* 5–Ś: 129–140.
- Błaś M., Sobik M., Polkowska Ż., Cichala-Kamrowska K., Namieśnik J., 2012. Water and chemical properties of hydrometeors over Central European mountains. *Pure and Applied Geophysics* 169(5–6): 1067–1081.
- Błaś M., Sobik M., Quiel F., Netzel P., 2002. Temporal and spatial variations of fog in the Western Sudety Mts., Poland. *Atmospheric Research* 64: 19–28.
- Bochenek W., 2005. *Krążenie wody i ługowanie pokryw w profilu podłużnym pogórskiego stoku flizowego*. Praca doktorska. IGiPZ, Stacja Naukowo-Badawcza w Szymbarku, Szymbark.
- Bochenek W., 2006. *Stacja Bazowa Szymbark*. W: A. Kostrzewski (red.), *Stan, przemiany i funkcjonowanie geoeosystemów Polski w latach 1994–2004 na podstawie Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego*. Inspekcja Ochrony Środowiska, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa: 259–294.
- Bochenek W., 2008. Wpływ wielkości opadów i temperatury powietrza na pH i przewodność elektrolityczną właściwą wody opadowej. *Przegląd Geograficzny* 80(3): 403–421.
- Bochenek W., Gil E., 2010. Zróżnicowanie spływu powierzchniowego i spłukiwania gleby na poletkach doświadczalnych o różnej długości (Szymbark, Beskid Niski). *Prace i Studia Geograficzne WGiSR UW* 45: 265–278.
- Bochenek W., Józwiak M., Kijowska M., Kozłowski R., 2008. Zróżnicowanie opadu podkoronowego w wybranych ekosystemach leśnych w Górach Świętokrzyskich i Beskidzie Niskim. *Monitoring Środowiska Przyrodniczego* 9: 47–55.
- Bochenek W., Kijowska-Strugała M., Kiszka K., 2012. *Raport Stacji Bazowej ZMŚP Szymbark w roku 2011*. IGiPZ PAN, Szymbark.
- Borka G., 1980. The effect of cement dust pollution on growth and metabolism of *Helianthus annuus*. *Environmental Pollution* 22A: 75–79.

- Borken W., Xu Y.J., Beese F., 2004. Ammonium, nitrate and dissolved organic nitrogen in seepage water as affected by compost amendment to European beech, Norway spruce and Scots pine forests. *Plant and Soil* 258: 121–134.
- Bottcher J., Strebel O., Lauer S., 1997. Spatial variability of ground-water solute concentrations at the water table under a pine stand on sandy soil with deep ground water. *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde* 160: 67–72.
- Bouten W., Heimovaara T., Tiktak A., 1992. Spatial pattern of throughfall and soil water dynamics in a Douglas fir stand. *Water Resources Research* 28: 3227–3233.
- Boyce R.L., McCune D.C., Berlyn G.P., 1991. A comparison of foliar wettability of red spruce and balsam fir growing at high elevation. *New Phytologist* 117: 543–55.
- Bredemeier M., 1988. Forest canopy transformation of atmospheric deposition. *Water, Air and Soil Pollution* 40: 121–138.
- Bróz E., Kapuściński R., 1990. Chronione i zagrożone gatunki roślin naczyniowych Świętokrzyskiego Parku Narodowego oraz projektowanego Zespołu Parków Krajobrazowych Gór Świętokrzyskich. *Rocznik Świętokrzyski* 17: 107–133.
- Brueggemann E., Spindler G., 1999. Wet and dry deposition of sulphur at the site Melpitz in East Germany. *Water, Air and Soil Pollution* 109: 81–99.
- Burchard J., 1980. Obieg wody w dorzeczu Bobrzy. *Acta Geographica Lodziana* 40.
- Butler T.J., Likens G.E., 1995. A direct comparison of throughfall plus stemflow to estimates of dry and total deposition for sulfur and nitrogen. *Atmospheric Environment* 29: 1253–1265.
- Carlyle-Moses D.E., 2004. Throughfall, stemflow, and canopy interception loss fluxes in a semi-arid Sierra Madre oriental matorral community. *Journal of Arid Environments* 58(2): 180–201.
- Carlyle-Moses D.E., Price A.G., 2006. Growing-season stemflow production with a deciduous forest of southern Ontario. *Hydrological Processes* 20(17): 3651–3663.
- Černý J., Pačes T. (red.), 1995. Acidification in the Black Triangle Region, *ACID REGIN'95*: 70–77.
- Chang S.C., 1999. *The effect of stemflow on element fluxes and soil nitrogen transformations in a mixed beech/oak stand in the Steiderwald, Germany*. BITÖK, Bd 72: 107.
- Chang S.C., Matzner E., 2000. The effect of beech stemflow on spatial patterns of soil solution chemistry and seepage fluxes in a mixed beech/oak stand. *Hydrological Processes* 14: 135–144.
- Chiwa M., Kim D.H., Sakugawa H., 2003. Rainfall, stemflow, and throughfall chemistry at urban- and mountain-facing sites at Mt. Gokurakuji, Hiroshima, Western Japan. *Water, Air and Soil Pollution* 146: 93–109.
- Cieśliński S., 1985. Zmiany we florze porostów epifitycznych i epiksylicznych na obszarze Świętokrzyskiego Parku Narodowego. *Rocznik Świętokrzyski* 2: 125–142.
- Cieśliński S., Toborowicz K., Sepski S., 1982. Wpływ emisji przemysłu cementowo-wapienniczego na florę porostów epifitycznych na obszarze Kieleckiego Okręgu Eksploatacji Surowców Węglanowych. *Rocznik Świętokrzyski* 10: 69–100.
- Clarke J.F., Edgerton E.S., 1993. *Dry deposition flux calculations for the National Dry deposition Network*. Atmos. Res. and Exposure Assess. Lab. Office of Research and Development, U.S.
- Čmak J., Mityk J., 1990. Wyniki wstępnych badań nad przestrzennym zróżnicowaniem i funkcjonowaniem środowiska przyrodniczego małych zlewni Świętokrzyskiego Parku Narodowego. *Rocznik Świętokrzyski* 17: 97–105.
- Cole D.W., Rapp M., 1981. Elemental cycling in forest ecosystems. W: D.E. Reichle (red.), *Dynamic Properties of Forest Ecosystems*. Cambridge University Press, Cambridge: 341–410.
- Cowling E., Nilsson J., 1995. Acidification research: lessons from history and visions of environmental futures. *Water, Air and Soil Pollution* 85: 279–292.
- Czarnowska K., 1996. Ogólna zawartość metali ciężkich w skałach macierzystych jako tło geochemiczne gleb. *Roczniki Gleboznawcze XLVII Supl.*: 43–50.
- Czarnowski M.S., 1978. *Zarys ekologii roślin lądowych*. PWN, Warszawa.
- Ćwiertak E., 1996. Przedhistoryczne i współczesne kształtowanie krajobrazu Gór Średnich przez aktywność kulturową człowieka na przykładzie dorzecza Kamiennej. W: A. Kowalkowski, E. Ćwiertak (red.), *Elementy rozwoju i monitoringu antropogenicznych krajobrazów Gór Świętokrzyskich*. Wyd. PŚK, Kielce.
- Dambrine E., Pollier B., Bonneau M., Ignatowa N., 1998. Use of artificial trees to assess dry deposition in spruce stands. *Atmospheric Environment* 32(10): 1817–1824.
- Danielewicz W., 2000. Zbiorowiska roślinne. W: S. Cieśliński, A. Kowalkowski (red.), *Monografia Świętokrzyskiego Parku Narodowego*. ŚPN, Bodzentyn-Kraków: 209–234.
- Darley E.F., 1966. Studies of the effect of cement-klim dust on vegetation. *Journal of the Air Pollution Control Assessment* 16: 145–150.
- Dauksza L., Gil E., Kotarba A., Kramarz K., Niemirska J., Słupik J., Starkel L., 1970. Badania fizycznogeograficzne otoczenia Stacji Naukowo-Badawczej Instytutu Geografii PAN w Symbarku. *Dokumentacja Geograficzna IGI PAN* 3: 1–72.
- Davidson C., Miller J., Ploskow M., 1982. The influence of surface structure on particle dry deposition to natural gross canopies. *Water, Air and Soil Pollution* 18: 25–43.
- de Schrijver A., Devlaeminck R., Mertens J., Wuyts K., Hermans M., Verheyen K., 2007b. On the importance of incorporating forest edge deposition for evaluating the exceedance of critical pollutant loads. *Applied Vegetation Science* 10: 293–298.
- de Schrijver A., Geudens G., Augusto L., Staelens J., Mertens J., Wuyts K., Gielis L., Verheyen K., 2007a. The effect of forest type on throughfall deposition and seepage flux: a review. *Oecologia* 153: 663–674.
- de Schrijver A., Nachtergale L., Roskams P., De Keersmaecker L., Mussche S., Lust N., 1998. Soil acidification along an ammonium deposition gradient in a Corsican Pine stand in northern Belgium. *Environmental Pollution* 102: 427–431.
- de Schrijver A., Nachtergale L., Staelens J., Luyssaert S., De Keersmaecker L., 2004. Comparison of throughfall and soil solution chemistry between a high-density Corsican pine stand and a naturally regenerated silver birch stand. *Environmental Pollution* 131: 93–105.
- de Schrijver A., Staelens J., Wuyts K., van Hoydonck G., Janssen N., Mertens J., Gielis L., Geudens G., Augusto L., Verheyen K., 2008. Effect of vegetation type on throughfall deposition and seepage flux. *Environmental Pollution* 153: 295–303.
- de Vries W., Reinds G.J., Deetstra H.D., Klap J.M., Vel E.M., 1999. *Intensive Monitoring of forest Ecosystems in Europe. 1999. Technical Report*. EC, UM/ECE, Brussels, Geneva: 160.
- de Vries W., Reinds G.J., van Kerkvoorde M.S., Hendriks C.M.A., Leeters E.F.J.M., Gross C.P., Vopgd J.C.H., Vel E.M., 2000. *Intensive Monitoring of Forest Ecosystems in Europe. Technical Report 2000*. EC-UN/ECE, Brussels, Geneva: 193.
- de Vries W., van der Salm C., Reinds G.J., Erisman J.W., 2007. Element fluxes through European forest ecosystems and their relationships with stand and site characteristics. *Environmental Pollution* 148(2): 501–513.
- Degórska A., Prządka Z., Smoleński A., Śnieżek T., Żarska B., 1998. Raport Stacji Bazowej Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego Instytutu Ochrony Środowiska w Dąbku (Puszcza Borecka) za lata hydrologiczne 1994–1997. W: A. Kostrzewski (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Stan geoeosystemów Polski w latach 1994–1997*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa: 77–101.
- Devlaeminck R., de Schrijver A., Hermans M., 2005. Variation in throughfall deposition across a deciduous beech (*Fagus sylvatica* L.) forest edge in Flanders. *Science of the Total Environment* 337: 241–252.
- Dobrzańska B., Dobrzański G., Kiełczewski D., 2009. *Ochrona środowiska przyrodniczego*. PWN, Warszawa: 458.
- Draaijers G.P.J., Erisman J.W., van Leuven N.F.M., Romer F.G., Te Winkel B.H. i in., 1997. The impact of canopy exchange on differences observed between atmospheric deposition and throughfall fluxes. *Atmospheric Environment* 3: 387–397.
- Draaijers G.P.J., 1993. *The variability of atmospheric deposition to forests*. PhD thesis. Utrecht University, The Netherlands: 1–207.
- Draaijers G.P.J., Ivens W.P.M.F., Bleuten W., 1988. Atmospheric deposition in forest edges measured by monitoring canopy throughfall. *Water, Air and Soil Pollution* 42(1–4): 129–136.

- Draaijers G.P.J., van Leeuwen, De Jong P.G.H., Erisman J.W., 1997. Base-cation deposition in Europe. Part II. Acid neutralization capacity and contribution to forest nutrition. *Atmospheric Environment* 24: 4159–4168.
- Dubiel E., 1995. *Charakterystyka szaty roślinnej na terenie Stacji Bazowej IGiPZ PAN w Szymbarku koło Gorlic*. Materiały do ZMŚP, Kraków.
- Dunikowski S., 1985. Stosunki termiczno-opadowe Łysogór. *Rocznik Świętokrzyski* 12: 71–82.
- Dunin F.X., O'Loughlin E.M., Reyenga W., 1988. Interception loss from eucalypt forest: lysimeter determination of hourly rates for long term evaluation. *Hydrological Processes* 2: 315–329.
- Dunkerley D.L., 2009. Evaporation of impact water droplets in interception processes: Historical precedence of the hypothesis and a brief literature overview. *Journal of Hydrology* 376: 599–604.
- Durocher M.G., 1990. Monitoring spatial variability of forest interception. *Hydrological Processes* 4: 215–229.
- Dykes A.P., 1997. Rainfall interception from lowland tropical rainforest in Brunei. *Journal of Hydrology* 2000: 260–279.
- Eaton J.S., Likens G.E., Bormann F.H., 1973. Throughfall and stemflow chemistry in a northern hardwood forest. *Journal of Ecology* 61: 495–508.
- Ermich K., Bednarz Z., Feliksik E., 1967. Wstępne badania nad osadami z mgły w karpackim obszarze Leśnym. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich* 3(16): 123–143.
- Ermich K., Bednarz Z., Feliksik E., 1972. Badania nad ilością osadów z mgły w Beskidzie Małym, Sądeckim i w Gorcach. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich* 10: 173–189.
- Ermich K., Orlicz M., 1969. Ilości wody dostarczane przez osady z mgły na Kasprowym Wierchu w Tatrach. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich* 5(18): 155–182.
- Ermich K., Orlicz M., 1975. Osady mgielne na Kasprowym Wierchu w Tatrach. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich* 14: 81–116.
- Eshelman K.N., Davies T.D., Tranter M., Wigington P.J., 1995. A two-component mixing model for predicting regional episodic acidification of surface waters during spring snowmelt periods. *Water Resour. Research* 31: 1011–1021.
- Farmer A.M., 1993. The effects of dust on vegetation – a review. *Environmental Pollution* 79: 63–75.
- Farmer A.M., 2002. Wpływ zanieczyszczeń pyłowych. W: J.N.B. Bell, M. Treshow (red.), *Zanieczyszczenie powietrza a życie roślin*. WNT, Warszawa: 209–222.
- Farrell E.P., Smillie G.W., Collins J.F., Hennessy C., McCarthy R., 1992. Precipitation, throughfall and soil water chemistry in a spruce forest in Co. Cork, Ireland. Ballyhooley project. W: A. Teller i in. (red.), *Responses of forest ecosystems to environmental changes*. Brussels–Luxembourg: 726–727.
- Feliksik E., Smola D., 1999. Osady mgielne na Kopciowej koło Krynicy. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich* 45: 19–28.
- Fichter J., Dambrine E., Turpault M.P., Ranger J., 1998. Base cation supply in spruce and beech ecosystems of the Strengbach catchment (Vosges Mountains, N-E France). *Water, Air and Soil Pollution* 104, 125–148.
- Filonowicz P., 1973. *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski. Arkusz Kielce (815) 1:50 000*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa: 5–72.
- Finér L., Kortelainen P., Mattsson T., Ahtiainen M., Kubin E., Sallantausta T., 2004. Sulphate and base cation concentrations and export in streams from unmanaged forested catchments in Finland. *Forest Ecology and Management* 195: 115–128.
- Flanders P.J., 1994. Collection, measurements and analysis of airborne magnetic particulates from pollution in the environment. *Journal Applied Physics* 75: 5931–5936.
- Fober H., 1990. Mineralne żywienie W: S. Białobok (red.), *Buk zwyczajny (Fagus sylvatica L.)*. PWN Warszawa–Poznań: 143–159.
- Ford E.D., Deans J.D., 1978. The effects of canopy structure on a stemflow, throughfall and interception loss in a young Sitka spruce plantation. *Journal of Applied Ecology* 15: 905–917.
- Foster N.W., Morrison I.K., 1976. Distribution and cycling of nutrients in a natural *Pinus banksiana* ecosystem. *Ecology* 57: 110–120.
- Gałuszka A., 2005. The chemistry of soils, rocks and plant bioindicators in three ecosystems of the Holy Cross Mountains. *Environmental Monitoring and Assessment* 110: 55–70.
- Garten C.T., Bondietti E.A., Lomax R.D., 1988. Contribution of foliar leaching and dry deposition to sulfate in net throughfall below deciduous trees. *Atmospheric Environment* 22: 1425–1432.
- Gash J.H.C., 1979. An analytical model of rainfall interception by forest. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 105: 43–45.
- Gierszewski P., 1993. Denudacja chemiczna w zlewni Rudy. *Zeszyty IGiPZ PAN* 12: 1–45.
- Gil E., 1976. Spłukiwanie gleby na stokach fliszowych w rejonie Szymbarku. *Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN* 2: 1–65.
- Gil E., 1979. Typologia i ocena środowiska geograficznego okolic Szymbarku. *Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN* 5: 1–91.
- Gil E., 1981. Zastosowanie zdjęć termalnych w kartowaniu krajobrazowym. *Zprawy Geografického Ústavu ČSAV* 18: 104–109.
- Gil E., 1994a. Monitoring ruchów osuwiskowych. W: L. Starkel, E. Gil (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Stacja Bazowa Szymbark (Karpaty Fliszowe)*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa: 88–107.
- Gil E., 1994b. Próba bilansu denudacyjnego zlewni. W: L. Starkel, E. Gil (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Stacja Bazowa Szymbark (Karpaty Fliszowe)*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa: 158–160.
- Gil E., 1999. Obieg wody i spłukiwanie na fliszowych stokach użytkowanych rolniczo w latach 1980–1990 (wyniki badań przeprowadzonych na poletkach doświadczalnych na Stacji Naukowej IGiPZ PAN w Szymbarku). *Zeszyty IGiPZ PAN* 60: 1–78.
- Gil E., 2009. Ekstremalne wartości spłukiwania gleby na stokach użytkowanych rolniczo w Karpatach Fliszowych. W: W. Bochenek, M. Kijowska (red.), *Zintegrowany monitoring środowiska przyrodniczego. Funkcjonowanie środowiska przyrodniczego w okresie przemian gospodarczych w Polsce*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Szymbark: 191–218.
- Gil E., Kotarba A., 1977. Model of slide slope evolution in flysch mountains (an example drawn from the Polish Carpathians). *Catena* 4(3): 233–248.
- Gil E., Słupik J., 1972. The influence of the plant cover and land use on the surface run-off and wash down during heavy rain. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 6: 181–190.
- Gil E., Starkel L., 1994. Historia i zakres badań stacji. W: L. Starkel, E. Gil (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Stacja Bazowa Szymbark (Karpaty Fliszowe)*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa: 14–19.
- Głazek T., 1985. Potencjalna roślinność naturalna Świętokrzyskiego Parku Narodowego i otuliny. *Rocznik Świętokrzyski* 13: 143–150.
- Głazek T., Wolak J., 1991. Zbiorowiska roślinne Świętokrzyskiego Parku Narodowego i jego strefy ochronnej. *Monographiae Botanicae* 72: 3–108.
- Głogowska J., Olszewski J.L., 1967. Opad deszczu w lesie liściastym. *Sylwan* 111(5): 55–64.
- Gołuchowska B., 1998. *Podatność magnetyczna i zawartość metali ciężkich w pyłach przemysłu cementowo-wapienniczego w województwie opolskim w aspekcie ochrony środowiska*. Instytut Biologii i Ochrony Środowiska, Uniwersytet Opolski.
- Gołuchowska B., Strzyszczyński Z., 1999. Wpływ technologii produkcji klinkieru cementowego na zawartość metali ciężkich w pyłach powstających przy jego wypalaniu. *Chemia i Inżynieria Ekologiczna* 6(2/3): 217–227.
- Gołuchowska B.J., Kusza G., 2010. Lime dust as a source of environmental pollution in Opole province. *Proceedings of ECOpole* 4(1): 43–47.
- Gorham E., 1994. Neutralizing acid rain. *Nature* 367(6461): 321.
- Gower C., Rowell D.L., Nortcliff S., Wild A., 1995. Soil acidification: comparison of acid deposition from the atmosphere with inputs from the litter/soil organic layer. *Geoderma* 66: 85–98.
- Graniczny S., Ukleja-Dobrowolska D., 1990. Wstępna ocena stanu hodowlanego i zdrowotnego drzewostanów z udziałem jodły na wybranych powierzchniach badawczych ŚPN i Puszczy Świętokrzyskiej. *Rocznik Świętokrzyski* 18: 29–45.
- Grefender A.M., 2009. Pyły atmosferyczne pod mikroskopem. *Energetyka Ciepła i Zawodowa* 2: 22–25.

- Greszta J., Gruszka A., Kowalkowska M., 2002. *Wpływ emisji na ekosystem*. Wydawnictwo Naukowe Śląsk, Katowice: 414.
- Grodzińska K., Laskowski R. (red.), 1996. *Ocena stanu środowiska i procesów zachodzących w lasach zlewni potoku Ratanica (Pogórze Wielickie, Polska południowa)*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa: 139.
- Grodzińska K., Szarek G., 1995. Skażenie środowiska Polski na tle Europy. *Wiadomości Botaniczne* 39(1/2): 31–38.
- Gumiński R., 1951. Las jako czynnik makroklimatyczny. *Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej* III, 2.
- GUS, 2009. *Ochrona środowiska 2009*. Główny Urząd Statystyczny. Online – www.stat.gov.pl.
- GUS, 2012. *Ochrona środowiska 2012*. Główny Urząd Statystyczny. Online – www.stat.gov.pl.
- Haase D., 1999. *Beiträge zur Geoökosystemanalyse in Auenlandschaften – Säurestatus Und Pufferfunktion der Waldböden in den Leipziger Flusssanen*. Diss. UFZ Bericht 19. Leipzig.
- Haase D., Neumeister H., 1999. Stoffdynamik in waldbestandenen Auenökosystemen. Erfassung und Bewertung. *Leipziger Geowissenschaften* 11: 9–17.
- Haase D., Schneider B., Neumeister H., 2000. Processes in fluvisols caused by artificial flooding in flood plain forest ecosystems. *GEOÖKO* XXI: 158–198.
- Hansen B., Nielsen K.E., 1998. Comparison of acidic deposition to semi-natural ecosystems in Denmark-coastal heath, inland heath and oakwood. *Atmospheric Environment* 32: 1075–1086.
- Hansen K., 1996. In-canopy throughfall measurements of ion fluxes in Norway Spruce. *Atmospheric Environment* 23: 4065–4076.
- Hansen K., Draaijers G.P.J., Ivens W.P.M.F., Gunndersen P., van Leeuwen N.F.M., 1994. Concentration variations in rain and canopy throughfall collected sequentially during individual rain events. *Atmospheric Environment* 28: 3195–3205.
- Haworth K., McPherson G.R., 1995. Effects of *Quercus emoryi* trees on precipitation distribution and microclimate in a semiarid savanna. *Journal Arid Environment* 31: 153–170.
- Heinrichs H., Siewers U., Böttcher G., Matschullat J., Roostai A.H., Schneider J., Ulrich B., 1994. Auswirkungen von Luftverunreinigungen auf Gewässer im Einzugsgebiet der Seetalsperre. W: J. Matschullat, H. Heinrichs, J. Schneider, B. Ulrich (red.), *Gefahr für Ökosysteme und Wasserqualität*. Springer Verl., Berlin: 233–259.
- Herbst M., Roberts J.M., Rosier P.T.W., Taylor M.E., Gowing D.J., 2007. Edge effects and forest water use: a field study in a mixed deciduous woodland. *Forest Ecology Management* 250(3): 176–186.
- Herrmann M., Pust J., Pott R., 2006. The chemical composition of throughfall beneath oak, birch and pine canopies in Northwest Germany. *Plant Ecology* 184: 273–285.
- Herwitz S.R., 1986. Infiltration-excess caused by stemflow in a cyclone-prone tropical rainforest. *Earth Surface Processes and Landform* 11: 401–412.
- Herwitz S.R., 1987. Raindrop impact and water flow on the vegetative surfaces of trees and the effects on stemflow and throughfall generation. *Earth Surface Processes and Landform* 12: 425–432.
- Herwitz S.R., 1988. Buttresses of tropical rainforest trees influence hillslope processes. *Earth Surface Processes and Landform* 13: 563–567.
- Herwitz S.R., 1993. Stemflow influences on the formation of solution pipes in Bermuda eoliant. *Geomorphology* 6(3): 253–271.
- Herwitz S.R., Levina D.F., 1997. Mid-winter stemflow drainage from bigtooth aspen (*Populus grandidentata* Michx.) in central Massachusetts. *Hydrological Processes* 11: 169–175.
- Hess M., Niedźwiedź T., Obrębka-Starkłowa B., 1977. Stosunki termiczne Beskidu Niskiego (metoda charakterystyki reżimu termicznego obszarów górskich). *Prace Geograficzne IGiPZ PAN* 123: 1–101.
- Hicks B.B., Baldochi D.D., Hosker R.P., Hutchison D.R., Matt D.R., McMillan R.T., Satterfield L.C., 1985. *On the use of monitored air concentrations to infer dry deposition*. Tech.Memo. ERL ARL-141, NOAA, Boulder: 65.
- Hill T.J., Skeffington R.A., Whitehead P.G., 2002. Recovery from acidification in the Tilingbourne catchment, southern England: catchment description and preliminary result. *The Science of the Total Environment* 282–283: 81–97.
- Hoefken K.D., Gravenhorst G., 1982. Deposition of atmospheric aerosol particles to beech and spruce forest. W: H.W. Georgii, J. Pankrath (red.), *Deposition of Atmospheric Pollutants*. Dordrecht: 191–194.
- Hoßmann G., Branding A., Clemen T., Herbst M., Hinrichs A., Thamm F., 1996. Calculation and simulation of wind controlled canopy interception of a beech forest in Northern Germany. *Agricultural and Forest Meteorology* 79: 131–148.
- Hoppe E., 1896. *Regenmessungen unter Baumkronrn*. Mitt. Forstl. Vers. Wessen Österr. Wien. 21.
- Horton R.E., 1919. Rainfall interception. *Monthly Weather Review* 7(9): 603–623.
- Houle D., Ouimet R., Paquin R., Laflamme J.G., 1999. Interactions of atmospheric deposition with a mixed hardwood and a coniferous forest canopy at the Lake Clair Watershed (Duchesnay, Quebec). *Canadian Journal of Forest Research* 29: 1944–1957.
- Howard J.L., Shu J., 1996. Sequential extraction analysis of heavy metals using a chelating agent (NTA) to counteract desorption. *Environmental Pollution* 91(1): 89–96.
- Hruška P., Kram J., 2000. *Role of Norway Spruce Monoculture in Soil and Water Acidification*. Presented at International Conference on Forest Ecosystem Restoration, Vienna Austria, 10–12 April 2000.
- Hruška P., Moldan F., Kram J., 2002. Recovery from acidification in central Europe – observed and predicted changes of soil and stream-water chemistry in the Lysina catchment, Czech Republic. *Environmental Pollution* 120: 261–274.
- <http://www.gios.gov.pl/chemizm2010/index.html> – online 22.04.2013.
- <http://www.imgw.pl> – online 20.04.2013.
- Hultberg H., Likens G.E., 1992. Sulphur deposition to forested catchments in northern Europe and North America – large scale variations and long-term dynamics. W: S.E. Schwartz, W.G.N. Slinn (red.), *Precipitation Scavenging and Air Surface Exchange Processes*. Hemisphere, Washington DC: 1343–1365.
- Hyvärinen A., 1990. Deposition on forest soil – effects of tree canopy on throughfall. W: P. Kauppi i in. (red.), *Acidification in Finland*. Springer-Verlag, Berlin–Heidelberg: 199–213.
- Ignatova N., Étienne D., 2000. Canopy uptake of N deposition in spruce (*Picea abies* L. Karst) stands. *Annals of Forest Science* 57: 113–120.
- Intribus R., 1977. Bilancia zrązków v lesnom biome *Carpineto-Quercetum*. *Lesnicke Štúdie* 28: 1–64.
- Ivens W., Kauppi P., Alcamo J., Posch M., 1990. Sulfur deposition on to European forest: throughfall data and model estimates. *Tellus* 42B: 294–303.
- Ivens W.P.M.F., 1990. *Atmospheric deposition onto forests: an analysis of the deposition variability by means of throughfall measurements*. PhD thesis. Utrecht University, The Netherlands: 151.
- Jabłońska M., 2003. Skład fazowy pyłów atmosferycznych w wybranych miejscowościach Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego. *Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach* 2151: 1–87.
- Jakubczak Z., Adamczyk-Winiarska Z., Gąsior J., 1986. Ilość i skład chemiczny pyłów opadających w rejonie Kombinatu Cementowo-Wapienniczego „Nowiny” koło Kielc. *Pamiętnik Puławski* 87: 172–184.
- Jalkanen L., Mäkinen A., Häsänen E., Juhanoja J., 2000. The effect of large anthropogenic particulate emission on atmospheric aerosol, deposition and bioindicators in the eastern gulf of Finland region. *The Science of Total Environment* 262(1–2): 123–136.
- Janiszewski M., 1973. *Atlas klimatyczny Polski*. PPWK, Warszawa.
- Jansen W., Block A., Knaack J., 1988. Acid rain. History, generation, results. *Aura* 4: 18–19.
- Jaworska H., Dąbkowska-Naskręt H., Sawilska K., 2010. Wpływ pyłów cementowych na niektóre właściwości gleb oraz stan drzewostanów sosnowych w otoczeniu zakładów cementowo-wapienniczych Lafarge w Bielawach. *Proceedings of ECOpole 4(1)*: 141–146.
- Jędras J., Romańska-Spaczyńska M., 2011. Powietrze. W: *Stan środowiska w województwie świętokrzyskim w latach 2009–2010. Raport*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Kielce: 11–40.
- Johnson D.W., Lindberg S.E., 1992. *Atmospheric Deposition and Forest Nutrient Cycling. A synthesis of the Integrated forest study*. Ecological Studies 91, Springer-Verlag, New York.

- Johnson R.C., 1990. The interception, throughfall, and stemflow in a forest in highland Scotland and the comparison with other forests in the UK. *Journal of Hydrology* 118: 281–287.
- Jonsson B., Sundberg R., 1972. Has the acidification by atmospheric pollution caused a growth reduction in Swedish forests? Royal College of Forestry. *Research Notes* 20: 1–46.
- Jóźwiak M., 1999. Ocena erozji eolicznej w Górach Świętokrzyskich na przykładzie wybranych zwłowni użytkowanych rolniczo. *Fragmenta Agronomica* 3: 4–68.
- Jóźwiak M., 2000. Zanieczyszczenie powietrza w środkowej części Gór Świętokrzyskich. *Studia Kieleckie KTN* 4: 67–80.
- Jóźwiak M., 2001. Funkcjonowanie wybranego geoekosystemu w Górach Świętokrzyskich w warunkach kwaśnej imisji. *Przegląd Geologiczny* 49(9): 775–779.
- Jóźwiak M., 2002. Monitoring ekosystemu leśnego w Górach Świętokrzyskich. W: R. Siwecki (red.), *Reakcje biologiczne drzew na zanieczyszczenia przemysłowe. IV Krajowe Sympozjum*. Poznań–Kórnik, 29.05–1.06.2001: 227–236.
- Jóźwiak M., Kozłowski R., 2004. Transformacja opadów atmosferycznych w wybranych geoekosystemach w Górach Świętokrzyskich. *Regionalny Monitoring Środowiska Przyrodniczego* 5: 199–217.
- Jóźwiak M., Kozłowski R., 2005. Właściwości fizykochemiczne i chemizm opadów atmosferycznych w Górach Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny* 53(11): 1059–1060.
- Jóźwiak M., Kozłowski R., 2008. Deposition of selected metals in the Świętokrzyskie mountains and their influence on changes of soil pH. *Ecological Chemistry and Engineering A* 15(11): 1239–1256.
- Jóźwiak M., Kozłowski R., Jóźwiak M.A., 2012. *Raport Stacji Bazowej ZMŚP Św. Krzyż za rok 2011*. Stacja Monitoringu UJK, Kielce.
- Jóźwiak M., Wróblewski H., 2002. Dynamika pyłu zawieszonego na tle wybranych parametrów meteorologicznych na Stacji Monitoringu AŚ w okresie 1996–2000. *Regionalny Monitoring Środowiska Przyrodniczego* 3: 87–93.
- Jóźwiak M.A., Kozłowski R., Jóźwiak M., 2013. The influence of acid fallouts stemflow on beech (*Fagus Sylvatica* L.) on the species composition of the macrofodfauna at the trunk base. *Polish Journal of Environmental Studies* 22(1): 149–157.
- Kabata-Pendias A., 1993. *Biogeochemia pierwiastków śladowych*. PWN, Warszawa: 364.
- Kabata-Pendias A., Pendias H., 2000. *Trace elements in soil and plants*. Third ed. CRC Press, Boca Raton FL: 16.
- Kaczorowska Z., 1962. Opady w Polsce w przekroju wieloletnim. *Przegląd Geograficzny IG PAN* 33: 1–112.
- Kapuściński R., 1985. Drzewa Świętokrzyskiego Parku Narodowego. *Rocznik Świętokrzyski* 12: 85–89.
- Kasina M., 2008. Zróżnicowanie chemizmu pokrywy śnieżnej na obszarze między Górnośląskim Okręgiem Przemysłowym a Krakowem. *Prace Geograficzne* 120: 51–64.
- Keim R.F., Skaugset A.E., Weiler M., 2005. Temporal persistence of spatial patterns in throughfall. *Journal of Hydrology* 314: 263–274.
- Kijowska M., 2011. Geneza i przebieg wzebrań we fliszowej zlewni Bystrzanki w latach 1995–2009. *Monitoring Środowiska Przyrodniczego* 12: 59–68.
- Kijowska M., Bochenek W., Gil E., 2011. Zmienność warunków termicznych w Szymbarku w latach 1968–2010. W: A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), *Funkcjonowanie geoekosystemów w różnych strefach krajobrazowych Polski*. Wyd. UAM, Poznań–Storkowo: 91–93.
- Kijowska-Strugała M., 2013. Impact of downpours on fluvial processes in the Polish Carpathians as exemplified by the Bystrzanka stream. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 66: 25–40.
- Kim M., Seomun W., Chun K., 2001. Variations of pH values and EC of stemflow of five tree species in Chuncheon Districts, Kangwon-do. *Journal of Korean Forest Science* 90: 413–419.
- Kittredge J., 1951. *Wijanie lesa a klimat, poczwij i wodny rieżim*. Izdat. Innostr. Liter., Moskwa.
- Klatka T., 1976. Niektóre problemy czwartorzędowego rozwoju dolin centralnej części Gór Świętokrzyskich. *Acta Geographica Universitatis Lodzensis* 37: 73–92.
- Klein J., 1979. Przenikanie opadów atmosferycznych do dna lasu grądowego *Tilio-Carpinetum* w północnej części Puszczy Niepołomickiej. *Fragmenta Floristica* XXV: 563–578.
- Kłysik K., 1974. Warunki termiczne obszaru świętokrzyskiego. *Zeszyty Naukowe UŁ*, 63.
- Kłysik K., 1981. Główne cechy klimatu lokalnego Gór Świętokrzyskich. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich* 22: 171–209.
- Koćmit A., Raczkowski B., 1993. Wpływ drzewostanu bukowego i zanieczyszczeń atmosferycznych na zróżnicowanie właściwości chemicznych gleb w warunkach Pomorza Zachodniego. W: A. Kostrzewski (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego – Monitoring ekosystemów*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa: 128–139.
- Kolander R., 1998. Stan geoekosystemów Polski w latach 1994–1997. W: A. Kostrzewski (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Stan geoekosystemów Polski w latach 1994–1997*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa: 225–244.
- Kolander R., 1999. *Stan geoekosystemów Polski w roku 1998*. Online 30.04.2013 – <http://www.staff.amu.edu.pl/~zmsp/stan98/stan98.html/>.
- Kolander R., 2002. Dostawa materii rozpuszczonej do dna zbiorowiska leśnego *Luzulo-pilosae-Fagetum* w zlewni jeziora Gardno (NW Polska, wyspa Wolin). W: R. Siwecki (red.), *Reakcje biologiczne drzew na zanieczyszczenia przemysłowe. IV Krajowe Sympozjum*. Poznań–Kórnik, 29.05–1.06.2001: 555–564.
- Komendziński H., 1979. *Charakterystyki statystyczne wybranych elementów mikroklimatu Białego Zagłębia*. Instytut Geografii WSP, Kielce.
- Kondracki J., 2002. *Geografia regionalna Polski*. PWN, Warszawa.
- Konecka-Betley K., Czępińska-Kamińska D., Janowska E., 1999. Przemiany pokrywy glebowej w Kampinoskim Parku Narodowym. *Roczniki Gleboznawcze* 50(4): 5–29.
- Kostrzewski A. (red.), 1993a. *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego w Polsce*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa.
- Kostrzewski A., 1993b. Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego – monitoringiem funkcjonowania geoekosystemów. W: A. Kostrzewski (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego, monitoring geoekosystemów*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa: 11–20.
- Kostrzewski A. (red.), 1994. *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego, Stacja Bazowa Storkowo*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa: 246.
- Kostrzewski A., 1995. Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego – cele, założenia, zadania. W: A. Kostrzewski (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Propozycje programowe*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa: 7–22.
- Kostrzewski A. (red.), 1998. *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Funkcjonowanie i tendencje rozwoju geoekosystemów Polski. IX Sympozjum ZMŚP*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa.
- Kostrzewski A., 2005. Organizacja i realizacja program ZMŚP w Polsce (1989–2004). W: A. Kostrzewski, R. Kolander (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Funkcjonowanie geoekosystemów Polski w warunkach zmian klimatu i różnokierunkowej antropopresji*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Poznań: 19–23.
- Kostrzewski A., Dzbanuszek J., Stach A., 1994a. Wpływ lasu na proces ługowania gleb na obszarze Wielkopolskiego Parku Narodowego. W: L. Kozacki (red.), *Geoekosystem Wielkopolskiego Parku Narodowego jako obszaru chronionego podlegającego antropopresji*. Wydawnictwo UAM, Poznań: 55–88.
- Kostrzewski A., Dzbanuszek J., Stach A., 1994b. Zróżnicowanie przestrzenne i czasowe właściwości fizykochemicznych wód opadowych oraz ich wpływ na proces ługowania gleb na obszarach leśnych Wielkopolskiego Parku Narodowego. *Roczniki Akademii Rolniczej w Poznaniu* 266: 189–200.
- Kostrzewski A., Kolander R., Szpikowski J., 2001. Realizacja programu Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego na terenie województwa zachodniopomorskiego w latach 1999–2000. W: M. Landsberg-Ucziwek (red.), *Raport o stanie środowiska w województwie zachodniopomorskim w roku 2000*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Szczecin: 132–146.
- Kostrzewski A., Kolander R., Szpikowski J., 2002. Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. W: M. Landsberg-Ucziwek (red.), *Raport o stanie środowiska w województwie zachodniopo-*

- morskim w roku 2001. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Szczecin: 151–166.
- Kostrzewski A., Kruszyk R., Kolander R., 2006. *Zasady organizacji, system pomiarowy, wybrane metody badań. Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego*. Online 30.04.2013 – <http://www.staff.amu.edu.pl/~zmstp/dok.html>.
- Kostrzewski A., Mazurek M., Zwoliński Zb., 1994. *Dynamika transportu fluwialnego górnej Parsęty jako odbicie funkcjonowania systemu zlewni*. Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Poznań, ss. 165.
- Kostrzewski A., Szpikowski J., Szpikowska G., Domańska M., Kruszyk R., Tylkowski J., 2007. Ocena stanu środowiska geograficznego zlewni górnej Parsęty na podstawie badań Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego w latach 1994–2006. W: A. Kostrzewski, A. Andrzejewska (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Program ZMŚP a zadania ochrony Obszarów Natura 2000*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa: 161–174.
- Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1992. Udział denudacji chemicznej i mechanicznej we współczesnym systemie geomorfologicznym górnej Parsęty (Pomorze Zachodnie). W: A. Kotarba (red.), *System denudacyjny Polski*. Prace Geograficzne PAN 155: 11–45.
- Kotarba A., 1970. Charakterystyka rzeźby okolic Szymbarku. W: L. Starkel (red.), *Badania fizycznogeograficzne otoczenia Stacji Naukowo-Badawczej Instytutu Geografii PAN w Szymbarku*. Dokumentacja Geograficzna 3.
- Kotarba A., 1986. Rola osuwisk rzeźby beskidzkiej i pogórskiej. *Przegląd Geograficzny* 3: 7–24.
- Kovács E.A., Horváth L., 2004. Determination of sulphur balance between the atmosphere and a Norway spruce forest ecosystem: Comparison of gradient dry-wet and throughfall deposition measurements. *Journal of Atmospheric Chemistry* 48: 235–240.
- Kowalkowski A., 1988. Wiek i geneza gleb Polski. W: L. Starkel (red.), *Przemiany środowiska geograficznego Polski*. Ossolineum: 45–85.
- Kowalkowski A., 1992. *Warunki glebowe Gór Świętokrzyskich*. W: Ekologiczne podstawy rolnictwa. KTN, Kielce.
- Kowalkowski A., 1993. Charakterystyka Stacji Geoekologicznej Monitoringu Zintegrowanego Św. Krzyż i Góra Malik. W: A. Kowalkowski (red.), *Monitoring leśno-ekologiczny Regionu Świętokrzyskiego*. Sympozjum, Kielce 19–20 kwietnia 1994. Kielce: 35–38.
- Kowalkowski A., 1994. Elementy fizjograficznej charakterystyki Stacji Geoekologicznej Św. Krzyż. W: A. Kowalkowski (red.), *Sympozjum Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego*, Jodłowy Dwór, 13–14.10.94, Kielce: 41–51.
- Kowalkowski A., 1996. Zagrożenia krajobrazu leśnego Gór Świętokrzyskich wskutek działalności człowieka. W: A. Kowalkowski (red.), *Elementy rozwoju i monitoringu antropogenicznych krajobrazów w Górach Świętokrzyskich*. WSP, Kielce: 35–112.
- Kowalkowski A., 2000. Gleby. W: S. Cieśliński, A. Kowalkowski (red.), *Monografia Świętokrzyskiego Parku Narodowego*. ŚPN, Bodzentyn–Kraków: 169–196.
- Kowalkowski A., 2002. Wskaźniki ekochemicznego stanu gleb leśnych zagrożonych na zakwaszenie. *Regionalny Monitoring Środowiska Przyrodniczego* 3/02: 31–44.
- Kowalkowski A., Brogowski Z., Kocoń J., Śwałdek M., 1990. Stan odżywienia i zdrowotności jodły (*Abies alba* Mill.) w Świętokrzyskim Parku Narodowym. *Rocznik Świętokrzyski* 17: 11–26.
- Kowalkowski A., Józwiak M., 1998. *Plan ochrony Świętokrzyskiego Parku Narodowego. Operat ochrony gleb, waloryzacja gleb*. Bodzentyn–Jelenia Góra.
- Kowalkowski A., Józwiak M., 1999. Wpływ kwaśnych deszczów na środowisko glebowe w Świętokrzyskim Parku Narodowym. W: R. Dębicki, J. Chodorowski (red.), *Mat. Konf. Pol. Tow. Gleb.*, 7–10.09.1999 r.: 224.
- Kowalkowski A., Józwiak M., 2000a. Stan zanieczyszczenia powietrza. W: S. Cieśliński, A. Kowalkowski (red.), *Monografia Świętokrzyskiego Parku Narodowego*. ŚPN, Bodzentyn–Kraków: 391–406.
- Kowalkowski A., Józwiak M., 2000b. Skład chemiczny wód opadowych. W: S. Cieśliński, A. Kowalkowski (red.), *Monografia Świętokrzyskiego Parku Narodowego*. ŚPN, Bodzentyn–Kraków: 407–414.
- Kowalkowski A., Józwiak M., Kozłowski R., 2001. Pedogeniczne czynniki procesów zakwaszenia wód w ekosystemie leśnym Świętokrzyskiego Parku Narodowego. W: M. Józwiak, A. Kowalkowski (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Funkcjonowanie i monitoring geosystemów z uwzględnieniem zanieczyszczenia powietrza*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Kielce: 253–270.
- Kowalkowski A., Józwiak M., Kozłowski R., 2002a. Metoda badania wpływu wód opadowych na właściwości gleb leśnych. *Regionalny Monitoring Środowiska Przyrodniczego* 3/02: 45–52.
- Kowalkowski A., Józwiak M., Kozłowski R., 2002b. Zmiany jakości wód opadowych w ekosystemie leśnym w Świętokrzyskim Parku Narodowym. *Czasopismo Techniczne Inżynieria Środowiska* 4-Ś: 97–110.
- Kowalkowski A., Rubinowski Z., 1991. *Ocena skutków oddziaływania przemysłu wydobywczego-przetwórczego surowców skalnych i komunalnej oczyszczalni ścieków w Sitkowie na środowisko przyrodnicze w centralnej części Kieleckiego Okręgu Eksploatacji*. Synteza. KTN, Kielce: 101.
- Kowalkowski A., Świercz A., 1992. Skąły macierzyste gleb litogenicznych i autogenicznych góry Malik w Paśmie Bolechowickim w Górach Świętokrzyskich. *Rocznik Świętokrzyski* 19: 91–105.
- Kowalkowski A., Świercz A., 1993. Zmiany kwasowości gleb leśnych pod wpływem emisji przemysłu cementowo-wapienniczego w zlewni rzeki Bobrzyczki. *Monitoring Regionu Świętokrzyskiego* 1: 109–115.
- Kowalkowski A., Świercz A., Wiczorek E., 1993. Zmiany warunków glebowych w borach sosnowych pod wpływem emisji alkalicznej na terenie Kieleckiego Okręgu Eksploatacji Surowców Węglanowych. *Monitoring Regionu Świętokrzyskiego* 1: 117–151.
- Kowalski B., Jaśkowski B., 1993. *Terasy krioplanacyjne na stokach masywu Łysej Góry*. Zjazd PTG Kielce 27–30.06.1993. Przewodnik Terenowy, Kielce.
- Kozłowska-Szczęśna T., Paszyński J., 1967. Stosunki klimatyczne Gór Świętokrzyskich. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich PAN* 4: 79–129.
- Kozłowski R., 2000. *Przyczynek do poznania zmian właściwości chemicznych wód opadowych w ekosystemie leśnym pod wpływem emisji alkalicznej*. Materiały 49 Zjazdu PTG, Szklarska Poręba 20–24.09.2000: 133–135.
- Kozłowski R., 2001. Dopływ składników mineralnych z opadem atmosferycznym do dna lasu na Stacji Bazowej Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego Święty Krzyż (Góry Świętokrzyskie). W: M. Józwiak, A. Kowalkowski (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Funkcjonowanie i monitoring geosystemów z uwzględnieniem zanieczyszczenia powietrza*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Kielce: 207–218.
- Kozłowski R., 2002. Różnicowania wielkości i jakości spływu wód opadowych po pnich drzew w wybranych ekosystemach leśnych w Górach Świętokrzyskich. *Regionalny Monitoring Środowiska Przyrodniczego* 3/02: 95–102.
- Kozłowski R., 2003. Przestrzenne zróżnicowanie opadu podopopowego w drzewostanie jodłowo-bukowym w centralnej części Gór Świętokrzyskich. *Regionalny Monitoring Środowiska Przyrodniczego* 4/03: 99–106.
- Kozłowski R., 2005. Dynamika chemizmu wód opadowych w ekosystemie w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. W: A. Kostrzewski, R. Kolander (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Funkcjonowanie geosystemów Polski w warunkach zmian klimatu i różnokierunkowej antropopresji*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Poznań: 143–158.
- Kozłowski R., 2006. Właściwości fizykochemiczne i chemizm opadu podkoronowego na terenie „Białego Zagłębia”. *Monitoring Środowiska Przyrodniczego* 7: 41–49.
- Kozłowski R., 2009. Określenie roli osadów mgliennych w kształtowaniu wysokości opadu podkoronowego. *Monitoring Środowiska Przyrodniczego* 10: 51–58.
- Kozłowski R., 2012. Wpływ przemysłu cementowo-wapienniczego na właściwości fizyczno-chemiczne opadów atmosferycznych na terenie „Białego Zagłębia”. *Monitoring Środowiska Przyrodniczego* 13: 63–70.
- Kozłowski R., Adwent E., 2011. Przestrzenna zmienność wybranych właściwości fizyczno-chemicznych gleb w centralnej części Gór

- Świętokrzyskich. *Monitoring Środowiska Przyrodniczego* 12: 93–102.
- Kozłowski R., Józwiak M., 2013. Chemical denudation in geoecosystem in acid immission condition. *Ecological Chemistry and Engineering S* 20(1): 41–54, doi: 10.2478/eces-2013-003.
- Kozłowski R., Józwiak M., Józwiak M.A., Rabajczyk A., 2011. Chemism of Atmospheric Precipitation as a Consequence of Air Pollution: the Case of Poland's Holy Cross Mountains. *Polish Journal of Environmental Studies* 20(4): 919–924.
- Kozłowski R., Jarzyna K., Józwiak M., Szwed M., 2012. Wpływ przemysłu cementowo-wapienniczego na właściwości fizyczno-chemiczne i chemiczne pokrywy śnieżnej na terenie „Białego Zagłębia” w lutym 2012 roku. *Monitoring Środowiska Przyrodniczego* 13: 71–80.
- Kozłowski R., Józwiak M., Józwiak M.A., Bochenek W., 2012. Ocena wielkości wymywania jonów K^+ , Ca^{2+} i Mg^{2+} w wybranych drzewostanach w warunkach kwaśnej depozycji. *Sylwan* 156(8): 607–615.
- Kozłowski R., Józwiak M.A., Borowska E., 2010. Porównanie wybranych metod do obliczania wysokości opadu spływającego po pniach drzew. *Monitoring Środowiska Przyrodniczego* 11: 25–33.
- Kram P., Hruška J., Wenner B.S., Driscoll C.T., Johnson C.E., 1997. The biogeochemistry of basic cations in two forest catchments with contrasting lithology in the Czech Republic. *Biogeochemistry* 37: 173–202.
- Kruk J., 1980. *Gospodarka w Polsce południowo-wschodniej w V–III tysiącleciu p.n.e.*. Wrocław–Warszawa–Kraków–Gdańsk: 49.
- Kruszyk R., 1993. Uwarunkowania procesu przenikania opadów atmosferycznych do dna siedliska grądowego w Wielkopolskim Parku Narodowym. W: A. Kostrzewski (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Wybrane problemy*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa: 138–156.
- Kruszyk R., 1998. Chemizm opadu podokapowego i spływu po pniach w drzewostanie sosnowo-świerkowym (zlewnia Jeziora Czarnego, Pomorze Zachodnie). W: A. Kostrzewski (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Materiały z IX Sympozjum ZMŚP. Funkcjonowanie i tendencje rozwoju geoeosystemów Polski*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa: 15–30.
- Kruszyk R., 1999. Charakter i uwarunkowania przepływu materii w zlewni leśnej Zajązkowskiego Potoku (zlewnia górnej Parsęty, Pomorze Zachodnie). W: A. Kostrzewski (red.), *Funkcjonowanie geoeosystemów zlewni rzecznych*. UAM, Poznań: 107–118.
- Kruszyk R., 2001. Zróżnicowanie przestrzenne właściwości fizyko-chemicznych spływu po pniach sosny zwyczajnej w zespole *Pino-Quercetum*, zlewnia Jeziora Czarnego, Pomorze Zachodnie. W: M. Józwiak, A. Kowalkowski (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Funkcjonowanie i monitoring geoeosystemów z uwzględnieniem zanieczyszczenia powietrza*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Kielce: 191–206.
- Kruszyk R., 2002. Zróżnicowanie przestrzenne chemizmu opadu podokapowego na dnie boru mieszanego na przykładzie rozkładu odczynu i przewodności elektrolitycznej (zlewnia Jeziora Czarnego, Pomorze Zachodnie). W: R. Siwecki (red.), *Reakcje biologiczne drzew na zanieczyszczenia przemysłowe. IV Krajowe Sympozjum*. Poznań–Kórnik, 29.05–1.06.2001: 825–853.
- Kruszyk R., 2003. *Stan geoeosystemów Polski w roku 2002*. Online 30.04.2013 – <http://www.staff.amu.edu.pl/~zmstp/stan2002/stan2002.html>.
- Kruszyk R., 2004. *Stan geoeosystemów Polski w roku 2003*. Online 30.04.2013 – <http://www.staff.amu.edu.pl/~zmstp/stan2003/stan2003.html>.
- Kruszyk R., 2005. *Stan geoeosystemów Polski w roku 2004*. Online 30.04.2013 – <http://www.staff.amu.edu.pl/~zmstp/stan2004/stan2004.html>.
- Kruszyk R., 2006. *Stan geoeosystemów Polski w roku 2005*. Online 30.04.2013 – <http://www.staff.amu.edu.pl/~zmstp/stan2005/stan2005.html>.
- Kruszyk R., 2009. *Stan geoeosystemów Polski w 2008 roku*. Online 30.04.2013 – <http://www.staff.amu.edu.pl/~zmstp/stan2008/stan2008.html>.
- Kruszyk R., 2010. *Stan geoeosystemów Polski w 2009 roku*. Online 30.04.2013 – <http://www.staff.amu.edu.pl/~zmstp/stan2009/stan2009.html>.
- Kruszyk R., 2011. Uwarunkowania procesów ługowania gleb w zbiorowiskach lasu sosnowego w zlewni górnej Parsęty (Pomorze Zachodnie). W: M. Mazurek, M. Ewertowski (red.), *IX Zjazd Geomorfologów Polskich. Georóżnorodność rzeźby Polski*. SGP, IGiG UAM, Poznań: 88.
- Krzysztofik L., 1998. Raport Stacji Bazowej Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego Wigierskiego Parku Narodowego (Krzywe) za lata hydrologiczne 1994–1997. W: A. Kostrzewski (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Stan geoeosystemów Polski w latach 1994–1997*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa: 103–122.
- Kuczyński J., 1987. *Analiza archeologiczna obszaru dorzecza Kamiennej*. PKK, Kielce.
- Kusza G., Ciesielczuk T., Gołuchowska B., 2009. Zawartość wybranych metali ciężkich w glebach obszarów przyległych do zakładów przemysłu cementowego w mieście Opolu. *Ochrona Środowiska i Zasobów Naturalnych* 40: 70–75.
- Kvaalen H., Solberg S., Clarke N., Torp T., Aamlid D., 2002. Time series study of concentrations of SO_4^{2-} and H^+ in precipitation and soil waters in Norway. *Environmental Pollution* 117: 215–224.
- Kwiecień M., 1995. Przechwytywanie azotu i innych pierwiastków w fazie stałej pochodzenia przemysłowego z atmosfery przez ekosystemy leśne. *Sylwan* 3: 23–29.
- Le Tacon F., Toutain F., 1973. Variations saisonnières et stationnelles de la teneur en éléments minéraux des feuilles de hêtre (*Fagus sylvatica* L.) dans l'est de la France. *Annals Science Forest* 30(1): 1–29.
- Lee D.S., Longhurst A., 1992. A comparison between wet and bulk deposition at an urban site in the UK. *Water, Air and Soil Pollution* 64: 635–648.
- Levia D.F., Frost E.E., 2003. A review and evaluation of stemflow literature in the hydrologic and biogeochemical cycles of forested and agricultural ecosystems. *Journal of Hydrology* 274: 1–29.
- Levia D.F., Frost E.E., 2006. Variability of throughfall volume and solute inputs in wooded ecosystems. *Progress in Physical Geography* 30(5): 605–632.
- Liana E., Gendolla T., 2011. Monitoring chemizmu opadów atmosferycznych i depozycji zanieczyszczeń do podłoża. W: B. Toczko (red.), *Zanieczyszczenie powietrza w Polsce w 2009 roku na tle wielolecia*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa: 220–240.
- Liberska-Szmidt H., 1983. Wpływ zanieczyszczeń atmosfery z cementowni w Opolu na mchy. *Opolskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Opole*: 70.
- Likens G.E., Bormann F.H., Pierce R.S., Eaton J.S., Johnson N.M., 1977. *Biogeochemistry of a forested ecosystem*. Springer-Verlag, New York–Heidelberg–Berlin: 146.
- Likens G.E., Bormann H.F., 1995. *Biogeochemistry of a Forested Ecosystem*. Springer-Verlag, New York, Berlin, Heidelberg, London, Paris, Tokyo, Hong Kong, Barcelona, Budapest: 159.
- Lindberg S.E., Garten C.T., 1989. Sources of sulphur in forest canopy throughfall. *Nature* 336: 148–151.
- Lindberg S.E., Lovett G., 1992. Deposition and forest canopy interaction of airborne. *Atmospheric Environment* 26A: 1477–1492.
- Lindberg S.E., Ovens J.G., 1993. Throughfall studies of deposition to forest edges and gaps in montane ecosystems. *Biogeochemistry* 19: 173–194.
- Lindner L., 1977. Zlodowacenia plejstocenu w zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Studia Geologica Polonica* 53: 145.
- Lindner L., 1978. Rozwój paleogeomorfologiczny zachodniej części regionu świętokrzyskiego. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego* 48(3–4): 479–508.
- Lindner L., 1980. Zarys chronostratygrafii czwartorzędu regionu świętokrzyskiego. *Kwartalnik Geologiczny* 24(3): 689–710.
- Link T.E., Unsworth M., Marks D., 2004. The dynamics of rainfall interception by a seasonal temperate rainforest. *Agricultural of Forest Meteorology* 124: 171–191.
- Llorens P., 1997. Rainfall interception by a *Pinus sylvestris* forest patch overgrown in a Mediterranean mountains abandoned area. II. Assessment of the applicability of Gash's analytical model. *Journal of Hydrology* 199: 346–359.
- Llorens P., Poch R., Latron J., Gallart F., 1997. Rainfall interception by a *Pinus sylvestris* forest patch overgrown in a Mediterranean moun-

- tains abandoned area. I. Monitoring design and results down to the event scale. *Journal of Hydrology* 199: 331–345.
- Lochman V., Mares V., Fadrhonsova V., 2004. Development of air pollutant deposition, soil water chemistry and soil on Šerlich research plots, and water chemistry in a surface water source. *Journal of Forest Science* 50: 263–283.
- Lochman V., Sebkova V., 1998. The development of air pollutant depositions and soil chemistry on the research plots in the eastern part of the Ore Mts. *Lesnictvi-Forestry* 44: 549–560.
- Lorenc H., 1994. Ocena zmienności temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w okresie 1901–1993 na podstawie obserwacji z wybranych stacji meteorologicznych w Polsce. *Wiadomości IMGW* 38: 43–59.
- Lorenz M., Fisher R., Becher G., Mues V., Granke O., Braslavskaya T., Bobrinsky A., Clarke N., Lachmanová Z., Lukina N., Schimming C., 2009. *Forest condition in Europe. 2009 Technical Report of ICP Forest*. Institute of World Forestry, Hamburg: 169.
- Lorz C., 1999. *Gewässerversauerung und Bodenzustand im Westerzgebirge*. UFZ-Bericht 14. Dissertation. Leipzig: 154.
- Lorz C., Hruška P., Kram J., 2003. Long-term modeling of acidification and recovery in an upland catchment of the Western Ore Mountains, SE-Germany. *The Science of the Total Environment* 310: 153–161.
- Lorz C., Kowalkowski A., Józwiak M., Kozłowski R., Schneider B., 2005. Zur Regenerierung von versauerten Fließgewässern – Eine vergleichende Fallstudie aus dem Westerzgebirge und dem Świętokrzyskie Gebirge. *Hercynia N.F.* 38: 41–58.
- Lövblad G. (red.), 1994. *Submanual on deposition for ICP-Forests level 2 plots*. Presented at the UN-ECE Task Force on Forest meeting in Lillehammer (Norway).
- Lovett G.M., 1984. Rates and mechanisms of cloud water deposition to a subalpine balsam fir forest. *Atmospheric Environment* 18: 361–371.
- Lovett G.M., Kinsman J.D., 1990. Atmospheric pollutant deposition to high-elevation ecosystems. *Atmospheric Environment* 24A: 2767–2786.
- Lovett G.M., Nolan S.S., Driscoll C.T., Fahey T.J., 1996. Factors regulating throughfall flux in a New Hampshire forest landscape. *Canadian Journal of Forest research* 26: 2134–2144.
- Luangjame J., Boontawee B., Kliangpibool N., 2001. Determination of deposition and leaves in teak plantations in Thailand. *Water, Air and Soil Pollution* 130: 935–940.
- Luoranen J., Rikala R., Kontinen K., Smolander H., 2005. Extending the planting period of dormant and growing Norway spruce container seedlings to early summer. *Silva Fennica* 39(4): 481–496.
- Magiera T., Jabłońska M., Strzyszczyński Z., Bzowska G., 2009. Technogeniczne cząstki magnetyczne w pyłach atmosferycznych jako nośnik metali ciężkich. W: J. Ozoniec, M. Pawłowska (red.), *Inżynieria środowiska pięć lat po wstąpieniu do Unii Europejskiej*. Monografie Komitetu Inżynierii Środowiska PAN, Lublin, 59: 115–126.
- Magiera T., Lis J., Nawrocki J., Strzyszczyński Z., 2002. *Podatność magnetyczna gleb Polski*. PIG, Warszawa.
- Mahendrappa M.K., 1990. Partitioning of rainwater and chemicals into throughfall and stemflow in different forest stands. *Forest Ecological Management* 30: 65–72.
- Major M., 2001. Wpływ opadów atmosferycznych na chemizm roztworów glebowych w zlewni zagłębienia bezodpływowego (Pomorzanie Zachodnie, górna Parsęta, rok hydrologiczny 2000). W: M. Józwiak, A. Kowalkowski (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Funkcjonowanie i monitoring geosystemów z uwzględnieniem zanieczyszczenia powietrza*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Kielce: 163–172.
- Major M., 2007. *Stan geosystemów Polski w roku 2006*. Online 30.04.2013 – <http://www.staff.amu.edu.pl/~zmstp/stan2006/stan2006.html>
- Major M., 2008. *Stan geosystemów Polski w roku 2007*. Online 30.04.2013 – <http://www.staff.amu.edu.pl/~zmstp/stan2007/stan2007.html>
- Małek S., 2001. Quantitative and qualitative changes of precipitation input to the Ojców National Park (South Poland) during 1997–1999. *Water, Air and Soil Pollution* 130: 505–510.
- Małek S., 2002. Zmiany składu chemicznego opadów atmosferycznych po przejściu przez okap drzewostanów świerkowych. *Czasopismo Techniczne Inżynieria Środowiska* 4-Ś: 37–45.
- Małek S., 2010. Nutrient fluxes in planted Norway Spruce stands of different age in Southern Poland. *Water, Air and Soil Pollution* 209: 45–59.
- Małek S., Astel A., 2007. Source apportionment modeling of bulk precipitation chemistry on the Dupniański stream catchment area (Silesian Beskid – southern Poland) within 1999–2003. *Polish Journal of Environmental Studies* 16(3B): 308–315.
- Małek S., Astel A., 2008. Throughfall chemistry in a spruce chronosequence in southern Poland. *Environmental Pollution* 155: 517–527.
- Małek S., Niemtur S., Staszewski T., 2006. Seasonal changeability of water features from watersheds with artificial Norway Spruce stands in the Silesian Beskid. *Ekologia (Bratislava)* 25(3): 289–297.
- Małek S., Wężyk P., 2000. Zmiany ilościowe i jakościowe opadów atmosferycznych na powierzchniach doświadczalnych w drzewostanach bukowych Ojcowskiego Parku Narodowego i Leśnego Zakładu Doświadczalnego w Krynicy w latach 1997 i 1998. W: S. Małek, P. Wężyk (red.), *Monitoring procesów zachodzących w drzewostanach bukowych, w zmieniających się warunkach środowiska przyrodniczego, na przykładzie Ojcowskiego Parku Narodowego i Leśnego zakładu Doświadczalnego w Krynicy*. Kraków–Nowy Sącz: 69–86.
- Manderscheid B., Matzner E., 2000. Spatial and temporal variation of soil solution chemistry and ion fluxes through the soil in a mature Norway spruce (*Picea abies* (L.) Karst.) stand. *Biogeochemistry* 30: 99–114.
- Mandre M., Klößeiko J., Ots K., Tuulmets L., 1999. Changes in phyto-mass and nutrient partitioning in young conifers in extreme alkaline growth conditions. *Environmental Pollution* 105: 209–220.
- Mandre M., Pärn H., Ots K., 2006. Short-term effects of wood ash on the soil and the lignin concentration and growth of *Pinus sylvestris* L.. *Forest Ecology and Management* 223: 349–357.
- Mandre M., Rauk J., Poom K., Pöör M., 1995. Estimation of economical losses of forests and quality of agricultural plants on the territories affected by air pollution from cement plant in Kunda. W: F. Kommonen, A. Estlander, P. Roto (red.), *Economic evaluation of major environmental impacts from the planned investments at Kunda Nordic Cement Plant in Estonia*. Report IFC, App. 1. Washington: Soil and Water Ltd., Tampere Regional Institute of Occupational Health, International Finance Corporation.
- Manninen S., Huttunen S., Kontio M., 1997. Accumulation of sulphur in and on Scots pine needles in the subarctic. *Water, Air and Soil Pollution* 95: 147–164.
- Marin C.T., Bouten W., Sevink J., 2000. Gross rainfall and its partitioning into throughfall, stemflow and evaporation of intercepted water in four forest ecosystems in western Amazonia. *Journal of Hydrology* 237: 40–57.
- Marschner H., 1995. *Mineral nutrition of higher plants*. Academic Press, London: 899.
- Maruszczak H., 1980. Stratigraphy and chronology of the vistulian loesses in Poland. *Quatern Studies* 2: 57–76.
- Massalski E., 1962. *Obrazy roślinności krainy Gór Świętokrzyskich*. Wydawnictwo Artystyczno-Graficzne, Kraków: 120.
- Matschonat G., Falkengren-Grerup U., 2000. Recovery of soil pH, cation-exchange capacity and the saturation of exchange sites from stemflow-induced soil acidification in three Swedish beech (*Fagus sylvatica* L.) forests. *Scandinavian Journal of Forest Research* 15: 39–48.
- Matzner E., 1988. *Der Stoffumsatz zweier Waldökosysteme im Solling*. Der Forschungszentrum Waldökosysteme, Reihe Göttingen A. 40.
- Mayer R., Ulrich B., 1978. Input of atmospheric sulphur by dry and wet deposition to two central European forest ecosystems. *Atmospheric Environment* 12: 375–377.
- Mazurek M., 2000. *Zmienność transportu materiału rozpuszczonego w zlewni Kludy jako przejaw współczesnych procesów denudacji chemicznej (Pomorzanie Zachodnie)*. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- Mazurek M., Zwoliński Z., 2000. *Funkcjonowanie wybranych geosystemów Polski w świetle pomiarów monitoringowych w roku hy-*

- drologicznym 1999. Online 30.04.2013 – <http://www.staff.amu.edu.pl/~zmsp/stan99/stan99.html>.
- Mazurek M., Zwoliński Z., 2001. *Stan geosystemów Polski w roku 2000*. Online 30.04.2013 – <http://www.staff.amu.edu.pl/~zmsp/stan2000/stan2000.html>.
- Mazurek M., Zwoliński Z., 2002. *Stan geosystemów Polski w roku 2001*. Online 30.04.2013 – <http://www.staff.amu.edu.pl/~zmsp/stan2001/stan2001.html>.
- Michalska G., 2001. Dostawa atmosferyczna, krążenie i odpływ nutrientów ze zlewni rolniczej (Chwalimski Potok, górna Parsęta). W: M. Józwiak, A. Kowalkowski (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Funkcjonowanie i monitoring geosystemów z uwzględnieniem zanieczyszczenia powietrza*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Kielce: 373–386.
- Michalzik B., Matzner E., 1999. Dynamics of dissolved organic nitrogen and carbon in a Central European Norway spruce ecosystem. *European Journal of Soil Science* 50: 579–590.
- Migaszewski Z.M., Gałuszka A., Świercz A., Kucharczyk J., 2001. Element concentrations in soils, and plants bioindicators in selected habitats of the Holy Cross Mts, Poland. *Water, Air and Soil Pollution* 129: 369–386.
- Mitscherlich G., 1971, 1975. *Wald, Wachstum und Umwelt*. Bd 3. Boden, Luft nad Umwelt. Frankfurt a. M.
- Mochoń A., 1993. Zdjęcie hydrochemiczne górnej części zlewni Bobrzyczyk w Górach Świętokrzyskich. *Monitoring Regionu Świętokrzyskiego* 1: 91–100.
- Mohamed A.D., Ranger J., 1994. The biogeochemical cycle in a healthy and highly productive Norway spruce (*Picea abies*) ecosystem in the Vosges, France. *Canadian Journal of Forest Research* 24: 839–849.
- Moldan B., Černý J. (red.), 1994. *Biogeochemistry of small catchments. A tool for environmental research*. Wiley, Chichester–New York–Brisbane–Toronto–Singapur: 322.
- Murakami S., 2007. Application of three canopy interception models to a young stand of Japanese cypress and interpretation in terms of interception mechanism. *Journal of Hydrology* 342: 305–319.
- Musiał W., 1994. *Zmiany wybranych właściwości gleb wytworzonych z piasków w siedliskach borowych wywołane imisją węglanową*. Maszynopis pracy magisterskiej. WSP, Kielce.
- Muzyło A., Llorens P., Valente F., Keizer J.J., Domingo F., Gash J.H.C., 2009. A review of rainfall interception modeling. *Journal of Hydrology* 370: 191–206.
- Návar J., 1993. The causes of stemflow variation in three semi-arid growing species of northeastern Mexico. *Journal of Hydrology* 145: 175–190.
- Návar J., Charle F., Jurado E., 1999. Spatial variations of interception loss components by Tamaulipan thornscrub in northeastern Mexico. *Forest Ecology and Management* 124: 231–239.
- Neal C., Robson A.J., Bhardwaj C.L., Conway T., Jeffery H.A., Neal M., Ryland G.P., Smith C.J., Walls J., 1993. Relationships between precipitation, stemflow, and throughfall for a lowland beech plantation, Black Wood, Hampshire, southern England: findings on interception at a forest edge and the effects of storm damage. *Journal of Hydrology* 146: 221–233.
- Neary A.J., Gizyn W.I., 1994. Throughfall and stemflow chemistry under deciduous and coniferous forest canopies in south-central Ontario. *Canadian Journal of Forest Research* 24: 1089–1100.
- Neumeister H., Haase D., Regber R., 1997. Methodische Aspekte zur Ermittlung von Versauerungstendenzen und zur Erfassung von pH-Werten in Waldböden. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 141: 385–399.
- Niemirowska J., 1970. Charakterystyka hydrograficzna zlewni Bystrzanki i Bielanki. *Dokumentacja Geograficzna IGI PAN* 5: 25–38.
- Nihlgård B., 1970. Precipitation, its chemical composition and effect on soil water in a beech and a spruce forest in south Sweden. *Oikos* 21: 208–217.
- Nilsson J., Grennfelt P. (red.), 1988. *Critical loads for sulphur and nitrogen. Report from the Nordic working group*. Nordic Council of Ministers, Copenhagen: 417.
- Nodvin S.C., van Miegeet H., Lindberg S.E., Nicholas N.S., Johnson D.W., 1995. Acidic deposition, ecosystem processes, and nitrogen saturation in a high elevation southern Appalachian watershed. *Water, Air and Soil Pollution* 85: 1647–1652.
- Oblisami G., Pathmanabhan G., Pathmanabhan C., 1978. Effect of particulate pollutants from cement kilns on cotton plants. *Indian Journal of Air Pollution Control* 1: 91–94.
- Obmiński Z., 1978. *Ekologia lasu*. PWN, Warszawa: 480.
- Obrębska-Starkłowa B., 1973. Stosunki mezo- i mikroklimatyczne Szymbarku. *Dokumentacja Geograficzna IGI PAN* 5: 123.
- Oden S., 1976. The acidity problem – an outline of concepts. *Water, Air and Soil Pollution* 6: 137–166.
- Olszewski J.L., 1965. Pomiary opadu deszczu w grądzie (*Quercus-Carpinetum* medioeuropaeum Tüxen 1936) w Białowieckim Parku Narodowym. *Sylwan* 109(3): 27–32.
- Olszewski J.L., 1976. Relation between the amount of rainfall reaching the forest floor and the amount of rainfall over a mixed deciduous forest. *Phytocenosis* 5: 223–235.
- Olszewski J.L., 1984. Intercepcja i jej wpływ na wysokość opadów atmosferycznych docierających do powierzchni gruntu w lesie. *Zeszyty Postępów Nauk Rolniczych* 288: 245–270.
- Olszewski J.L., 1992. Indywidualizm klimatyczny Gór Świętokrzyskich. *Rocznik Świętokrzyski* 19: 153–165.
- Olszewski J.L., Szałach G., Żarnowiecki G., 2000. Klimat. W: S. Cieśliński, A. Kowalkowski (red.), *Monografia Świętokrzyskiego Parku Narodowego*. ŚPN, Kraków–Bodzentyn: 129–145.
- Ots K., Indriksons A., Varnagiryte-Kabasinskiene I., Mandre M., Kuznetsova T., Klößeiko J., Tilk M., Koresaar K., Lukjanova A., Kikamagi K., 2011. Changes in the canopies of *Pinus sylvestris* and *Picea abies* under alkaline dust impact in the industrial region of Northeast Estonia. *Forest Ecology and Management* 262: 82–87.
- Otto W., 1994. *Waldökologie*. Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart: 391.
- Oulehle F., Hruska J., 2005. Tree species (*Picea abies* and *Fagus sylvatica*) effects on soil water acidification and aluminium chemistry at sites subjected to longterm acidification in the Ore-Mts., Czech Republic. *Journal of Inorganic Biochemistry* 99: 1822–1829.
- Overrein L., 1976. A presentation of the Norwegian Project „Acid precipitation – effects on forest and fish”. *Water, Air and Soil Pollution* 6: 167–172.
- Pajuste K., Frey J., Asi E. 2006. Interactions of atmospheric deposition with coniferous canopies in Estonia. *Environmental Monitoring and Assessment* 112: 117–196.
- Parczewski W., 1960. Klasyfikacja przedziałów prędkości wiatru w zastosowaniu do opracowań klimatycznych i bioklimatycznych. *Przegląd Geofizyczny* XIII(2): 117–122.
- Parker G.G., 1983. Throughfall and stemflow in the forest nutrient cycle. *Advances in Ecological Research* 13: 57–133.
- Parker G.G., 1990. Evaluation of dry deposition, pollutant damage, and forest health with throughfall studies. W: A.A. Lucier, S.G. Heines (red.), *Mechanisms of forest response to acid deposition*. Springer-Verlag, New York–Berlin–Heidelberg–London–Paris–Hong Kong: 5–32.
- Paszyński J., Niedźwiedz T., 1991. Współczesne środowisko przyrodnicze, klimat. W: L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. PWN, Warszawa: 296–350.
- Pedersen L.B., 1992. Throughfall chemistry of Sitka spruce stands as influenced by tree spacing. *Scandinavian Journal of Forest Research* 7: 433–444.
- Petty W.H., Lindberg S.E., 1990. An intensive 1-month investigation of trace metal deposition and throughfall at a mountain spruce forest. *Water, Air and Soil Pollution* 53: 213–226.
- Pitura K., Michałojć Z., Nowak L., 2012. Wpływ rodzaju nawozu potasowego oraz dawki węglanu wapnia na stężenie soli w podłożu, plonowanie i wartość biologiczną wybranych gatunków roślin warzywnych. *Annales Universitatis Curie-Skłodowska XXII*(3): 13–20.
- Plan urządzania lasu wg stanu na 1.01.2000. Nadleśnictwo Kielce, obręb Dyminy.
- PN-89 C-04638-02 *Woda i ścieki. Bilans jonowy wody. Sposób obliczania bilansu jonowego wody*.
- Poborski P. S., Staszewski T., 1996. Przepływ zanieczyszczeń powietrza w ekosystemie leśnym. W: R. Siwecki (red.), *Reakcje biologiczne drzew na zanieczyszczenia przemysłowe. III Krajowe Sympozjum*. Kórnik, 23–26 maja 1994, t. II: 505–512.

- Podlaski R., 2001. Wpływ wybranych właściwości gleb na żywotność jodły (*Abies alba* Mill.), buka (*Fagus sylvatica* L.) i sosny (*Pinus sylvestris* L.) w Świętokrzyskim Parku Narodowym. *Sylwan* 145(6): 79–86.
- Podlaski R., Żelezik M., 2012. Ocena kondycji modrzewia *Larix decidua* Mill. Subsp. *polonica* (Racib.) Domin i innych gatunków drzew na Chelmoj Górze w Świętokrzyskim Parku Narodowym. *Sylwan* 156(3): 170–181.
- Polkowska Ż., Astel A., Walna B., Małek S., Mędrzycka K., Górecki T., Siepak J., Namieśnik J., 2005. Chemometric analysis of rainwater and throughfall at several sites in Poland. *Atmospheric Environment* 39: 837–855.
- Polkowska Ż., Demkowska I., Cichala-Kamrowska K., Namieśnik J., 2010. Zanieczyszczenia obecne w próbkach śniegu pobranego z warstw jako źródło informacji o stanie środowiska w dużej aglomeracji miejskiej. *Ecological Chemistry and Engineering S* 17(2): 203–231.
- Potter C.S., Ragsdale H.L., Swank W.T., 1991. Atmospheric deposition and foliar leaching in regenerating southern Appalachian forest canopy. *Journal Ecology* 79: 97–115.
- Price A.G., Carlyle-Moses D.E., 2003. Measurement and modeling of growing-season canopy water fluxes in a mature mixed deciduous forest stand, southern Ontario, Canada. *Agricultural and Forest Meteorology* 119: 69–85.
- Puchalski T., Prusinkiewicz Z., 1975. *Ekologiczne podstawy siedliskoznawstwa leśnego*. PWRiL, Warszawa.
- Raat K.J., Draaijers G.P.J., Schaap M.G., Tietema A., Verstraten J.M., 2002. Spatial variability of throughfall water and chemistry and forest floor water content in a Douglas fir forest stand. *Hydrology and Earth System Sciences* 6: 363–374.
- Raport 2006. *Stan środowiska w województwie świętokrzyskim w roku 2005*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Kielce
- Rasmussen L., Rosseland B., Schotte L., Selldén G., 1995a. Acid Regain '95? Conference summary statement. *Water, Air and Soil Pollution* 85: 1–14.
- Rea A., Lindberg S.E., Keeler G.J., 2000. Assessment of dry deposition and foliar leaching of mercury and selected trace elements based on washed foliar and surrogate surfaces. *Environmental Science and Technology* 34: 2418–2425.
- Reuss J.O., Johnson D.W., 1986. *Acid deposition and the acidification of soils and water*. Ecological Studies 59. Springer Verlag, New York: 120.
- Robertson S.M.C., Hornung M., Kennedy V.H., 2000. Water chemistry of throughfall and soil water under four tree species at Gisburn, northwest England, before and after felling. *Forest Ecology and Management* 129: 101–117.
- Rodhe H., Grennfelt P., Wiśniewski J., Gren C., Bengtsson G., Johansson K., Kauppi P., Kucera V., Rasmussen L., Rosseland B., Schotte L., Selldén G., 1995a. Acid Regain '95? Conference summary statement. *Water, Air and Soil Pollution* 85: 1–14.
- Rodhe H., Langer J., Gallardo L., Kjellström E., 1995b. Global scale transport of acidifying pollutants. *Water, Air and Soil Pollution* 85: 37–50.
- Rodrigo A., Ávila A., Rodá S., 2003. The chemistry of precipitation, throughfall and stemflow in two holm oak (*Quercus ilex* L.) forests under contrasted pollution environment in NE Spain. *Science of the Total Environment* 305: 195–205.
- Roelofs J.G.M., Kempers A.J., Houdijk A.L.F.M., Jansen J., 1989. The effect of air-borne ammonium sulphate on *Pinus nigra* var *maritima* in the Netherlands. *Plant and Soil* 84: 45–56.
- Rogaliński J., Rogalińska J., 1985. Przejawy występowania wód podziemnych na powierzchni w paśmie Łysogór. *Rocznik Świętokrzyski* 12: 47–62.
- Romer E., 1949. Regiony klimatyczne Polski. *Prace Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego*. Ser. B, 16: 1–26.
- Rothe A., Huber C., Kreutzer K., Weis W., 2002. Deposition and soil leaching in stands of Norway spruce and European beech: results from the Höglwald research in comparison with other European case studies. *Plant and Soil* 240: 33–45.
- Rubinowski Z., 1974. Historia odkrycia, ochrony, badań i udostępnienia jaskini Raj. W: Z. Rubinowski (red.), *Badania i udostępnianie jaskini Raj*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa: 23–40.
- Rustad L.E., Kahl J.S., Norton S.A., Fernandez I.J., 1994. Underestimation of dry deposition by throughfall in mixed northern hardwood forests. *Journal of Hydrology* 162: 319–336.
- Rutter A., Kershaw K., Robins P., Morton A., 1971. A predictive model of rainfall interception in forest. I. Derivation of the model from observation in a plantation of Corsican pine. *Agricultural Meteorology* 9: 367–384.
- Rzepa C., 1982. Wpływ przemysłowych zanieczyszczeń atmosfery i powierzchni terenu na właściwości fizyczno-chemiczne wód krasowych na przykładzie rezerwatu przyrody Jaskinia Raj. *Rocznik Świętokrzyski* 10: 49–67.
- Sah S.P., 1990. *Vergleich des Stoffhaushaltes zweier Buchenwaldökosysteme auf Kalkgestein und auf Buntsandstein*. Berichte des Forschungszentrums Waldökosysteme/Waldsterben d. Univ. Göttingen, Reihe A, Bd. 59: 140.
- Sawicka-Kapusta K., Zakrzewska M., Bydło G., Pizło A., Marek A., 2008. Zanieczyszczenie powietrza na terenie Stacji Bazowych ZMŚP w roku 2007 na podstawie koncentracji metali ciężkich i siarki w plechach porostu *Hypogymnia physodes*. *Monitoring Środowiska Przyrodniczego* 9: 71–77.
- Scheu S., Poser G., 1996. The soil macrofauna (*Diplopoda*, *Isopoda*, *Lumbricidae* and *Chilopoda*) near tree trunks in a beechwood on limestone: indications for stemflow induced changes in community structure. *Applied Soil Ecology* 3: 115–125.
- Schrijver A., Geudens G., Augusto L., Staelens J., Mertens J., Wuyts K., 2007. The effect of forest type on throughfall deposition and seepage flux: A review. *Oecologia* 153: 663–674.
- Schume H., Jost G., Katzensteiner K., 2003. Spatio-temporal analysis of the soil water content in a mixed Norway spruce (*Picea abies* (L.) Karst.)-European beech (*Fagus sylvatica* L.) stand. *Geoderma* 112: 273–287.
- Sempere Torres D., Porr J.M., Creutin J.-D., 1994. A general formulation for raindrop size distribution. *Journal of Applied Meteorology* 33: 1494–1502.
- Shen W., Ren H., Jenerette G.D., Hui D., Rem H., 2013. Atmospheric deposition and canopy exchange of anions and cations in two plantation forest under acid rain influence. *Atmospheric Environment* 64: 242–250.
- Shibata H., Saton F., Sasa K., 2001. Importance of internal proton production for the proton budget in Japanese forest ecosystem. *Water, Air and Soil Pollution* 130: 685–690.
- Shubzda J., Lindberg S.E., Garten C.T., Nodvin S.C., 1995. Elevational trends in the fluxes of sulphur and nitrogen in throughfall in the southern Appalachian Mountains: some surprising results. *Water, Air and Soil Pollution* 85: 2265–2270.
- Si B.C., 2002. Spatial and statistical similarities of local soil water fluxes. *Soil Science Society of America Journal* 66: 753–759.
- Sienkiewicz A., 2012. Zawartość wybranych metali ciężkich w glebach autogenicznych nadleśnictwa Supraśl i Dojlidy w Puszczy Knyszyńskiej. *Civil and Environmental Engineering* 3: 91–94.
- Silva I.C., Rodriguez H.G., 2001. Interception loss, throughfall and stemflow chemistry in pine and oak forests in northeastern Mexico. *Tree Physiology* 21: 1009–1013.
- Singer A., Ganor E., Fried M., Shamy Y., 1996. Throughfall deposition of sulfur to a mixed oak and pine forest in Israel. *Atmospheric Environment* 22: 3881–3889.
- Singh S.N., Rao D.N., 1981. Certain responses of wheat plants to cement dust pollution. *Environmental Pollution* (ser. A), 24: 75–81.
- Skrivan P., Rusek J., Fottova D., Burian M., Minarik L., 1995. Factors affecting the content of heavy metals in bulk atmospheric precipitation, throughfall and stemflow in Central Bohemia, Czech Republic. *Water, Air and Soil Pollution* 85: 841–846.
- Skwaryło-Bednarz B., 2007. Zawartość Pb, Cu i Zn w glebach otuliny Roztoczańskiego Parku Narodowego i terenów produkcyjnych do niej przyległych. *Acta Agophysica* 10(1): 199–205.
- Ślupik J., 1972. Spływ powierzchniowy na stokach górskich Karpat Fliszowych. *Gospodarka Wodna* 8: 290–294.
- Ślupik J., 1973. Zróżnicowanie spływu powierzchniowego na fliszowych stokach górskich. *Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN* 2: 118.
- Smith R.A., 1872. *Air and Rain. The Beginnings of Chemical Climatology*. Longmans, Green and Co., London: 600.

- Soja R., 1971. Analiza odpływu z fliszowych zlewni Bystrzanki i Ropy (Beskid Niski). *Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN* 1: 1–91.
- Soja R., 1977. Przestrzenne zróżnicowanie opadów w dorzeczu Ropy. *Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN* 6: 9–22.
- Soja R., 1981. Analiza odpływu z fliszowych zlewni Bystrzanki i Ropy (Beskid Niski). *Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN* 1: 1–91.
- Sood V.K., Singh R., Bhatia M., 1993. Throughfall, stemflow and canopy interception in three hardwood tree species around Shimla, Himachal Pradesh. *Indian Journal of Forestry* 16(1): 39–44.
- Sporek K., 1995. Odczyn kory sosny zwyczajnej (*Pinus sylvestris* L.) wskaźnikiem zanieczyszczeń atmosfery pyłami alkalicznymi. *Sylwan* 139(9): 97–104.
- Sporek K., Laskowski L., Łopusiewicz R., 1993. Odczyn śniegu w Karkonoszach i Górach Izerskich jako wynik obecności zanieczyszczeń przemysłowych w atmosferze. *Sylwan* 137(10): 1–63.
- Sporek M., Sporek K., 2008. Monitoring odczynu śniegu w aglomeracji miejskiej Opola. *Proceedings of ECOpole* 2(2): 489–492.
- Stach A., 2003. *Uwarunkowania i funkcjonowanie procesów denudacji chemicznej mikrozlewni na obszarze młodogłaciennym i ich wpływ na morfodynamikę stoków (zlewnia górnej Parsęty, Pomorze Zachodnie)*. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań: 212.
- Stachurski A., 1987. Nutrient control in throughfall waters of forest ecosystems. *Ekologia Polska* 35(1): 3–69.
- Stachurski A., Zimka J.R., 2002. Atmospheric deposition and ionic interactions within a beech canopy in the Karkonosze Mountains. *Environmental Pollution* 118: 75–87.
- Stachurski A., Zimka J.R., Kwiecień M., 1994. Niektóre aspekty krążenia pierwiastków w ekosystemach leśnych na terenie Karkonoszy. W: Z. Fischer (red.), *Karkonoskie Badania Ekologiczne*. II Konf. Inst. Ekologii PAN, Dziekanów Leśny: 207–232.
- Staelens J., de Schrijver A., Verheyen K., Veroest N.E.C., 2006. Spatial variability and temporal stability of throughfall water under a dominant beech (*Fagus sylvatica* L.) tree in relationship to canopy cover. *Journal of Hydrology* 330: 651–662.
- Stanisz A., 1998. *Przystępny kurs statystyki w oparciu o program STATISTICA PL na przykładach z medycyny*. StatSoft Polska, Kraków: 322.
- Starkel L., 1972a. Charakterystyka rzeźby Polskich Karpat. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich* 10: 75–150.
- Starkel L., 1972b. *Karpaty zewnętrzne*. W: Geomorfologia Polski. PWN, Warszawa 1: 52–150.
- Staszewski T., Godzik S., Kubiesa P., Szdziej J., 1999. Fate of nitrogen compounds deposited to spruce (*Picea abies* Karst.) and pine (*Pinus sylvestris* L.) forests located in different air pollution and climatic conditions. *Water, Air and Soil Pollution* 116: 121–127.
- Staszewicz J., 1973. Zbiorowiska leśne okolic Szymbarku (Beskid Niski). *Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN* 1: 73–94.
- Stenz E., 1952. Zachmurzenie Polski. *Przegląd Meteorologiczny i Hydrologiczny* 5: 1–2.
- Stevens C.J., Dise N.B., Gowing D.J., 2009. Regional trends in soil acidification and exchangeable metal concentrations in relation to acid deposition rates. *Environmental Pollution* 157: 313–319.
- Stevens P.A., 1987. Throughfall chemistry beneath sitka spruce of four ages in Beddgelert Forest, North Wales, UK. *Plant and Soil* 101: 291–294.
- Stevens P.A., Hornung M., Hughes S., 1989. Solute concentrations, fluxes and major nutrient cycles in a mature sitka spruce plantation in Beddgelert Forest, North Wales. *Forest Ecology and Management* 27: 1–20.
- Strzemiński M., 1954. Udział skał formacji przedczwartorzędowych w budowie powierzchniowej (glebotwórczej) części litosfery na terenie woj. kieleckiego. *Roczniki Gleboznawcze* 3: 333–346.
- Strzemiński M., 1967. Gleby Gór Świętokrzyskich. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich* 4(17): 131–182.
- Strzyszczyk Z., Magiera T., 2001. Chemical and mineralogical composition of some ferrimagnetic minerals occurring in industrial dusts and contaminated soils. *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft* 96(2): 697–698.
- Sverdrup H., Warfvinge P., 1995. The (Ca+Mg+K)/Al ratio as an indicator of soil acidification effects on tree growth. W: L.O. Nilsson, R.F. Hüttel, U.F. Johansson, P. Mathy (red.), *Nutrient uptake and cycling in forest ecosystems*. Ecosystem Res. Rep. 2: 235–249.
- Szafer W., Zarzycki K. (red.), 1977. *Szata roślinna Polski*. PWN, Warszawa: 615.
- Szarek-Łukaszewska G., 1999. Input of chemical elements to the forest ecosystem on the Carpathian Foothills (S Poland). *Polish Journal of Ecology* 47(2): 191–213.
- Szczęśny S., 1989. Wpływ zakwaszenia na zbiorowiska organizmów wodnych. W: S. Wróbel (red.), *Zanieczyszczenia atmosfery a degradacja wód*. Materiały Sympozjum, 14–15 XI 1989, Kraków: 111–122.
- Szpikowska G., 2004. Jakość i rola opadów atmosferycznych w systemie denudacyjnym zlewni młodogłaciennych (Chwalimski Potok, Górna Parsęta). W: M. Kejna, J. Uscka (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Funkcjonowanie i monitoring geoeosystemów w warunkach narastającej antropopresji*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Toruń: 167–176.
- Szpikowska G., 2006. Denudacja chemiczna w zlewni Chwalimskiego Potoku (górna Parsęta). W: A. Kotrzewski, J. Czerniawska (red.), *Przemiany środowiska geograficznego Polski północno-zachodniej*. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań: 101–110.
- Szpikowski J., 2011. *Stan geoeosystemów Polski w roku 2010 na podstawie badań Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego (z wykorzystaniem wybranych geoindikatorów)*. Online 30.04.2013 – www.staff.amu.edu.pl/~zmisp/dok.html.
- Szpikowski J., 2012. *Stan geoeosystemów Polski w roku 2011 na podstawie badań Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego (z wykorzystaniem wybranych geoindikatorów)*. Online 30.04.2013 – www.staff.amu.edu.pl/~zmisp/dok.html.
- Szpikowski J., Michalska G., Kruszyk R., 1998. Raport Stacji Bazowej Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Storkowie za lata hydrologiczne 1994–1997. W: A. Kostrzewski (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Stan geoeosystemów Polski w latach 1994–1997*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa: 23–76.
- Śnieżek T., Degórska A., 2011. Zanieczyszczenie powietrza i opadów atmosferycznych na obszarach tła regionalnego w 2009 roku na tle wielolecia. W: B. Toczko (red.), *Zanieczyszczenie powietrza w Polsce w 2009 roku na tle wielolecia*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa: 220–240.
- Świercz A., 1997. *Wpływ emisji alkalicznej na gleby i bory sosnowe w „Białym Zagłębiu”*. KTN, Kielce: 205.
- Świercz A., 2003. Zawartość pierwiastków metalicznych w glebie, igliwiu i korze sosny po zmniejszeniu emisji alkalicznej. *Regionalny Monitoring Środowiska Przyrodniczego* 4: 107–113.
- Świercz A., 2005. *Analiza procesów glebowych i przekształceń roślinnych w zalkalizowanych siedliskach leśnych regionu świętokrzyskiego*. Zeszyty Naukowe Komitetu „Człowiek i Środowisko” przy Prezydium PAN 36: 1–215.
- Świercz A., 2008. Chemical transformations in podzolic soils induced by alkaline and acidic emissions in the Świętokrzyski region of Poland. *Polish Journal of Environmental Studies* 17(1): 129–138.
- Taniguchi M., Tsujimura M., Tanaka T., 1996. Significance of stemflow in groundwater recharge. 1. Evaluation of the stemflow contribution to recharge using a mass balance approach. *Hydrological Processes* 10: 71–80.
- Thimonier A., Schmitt M., Walder P., Rihm B., 2005. Atmospheric deposition on Swiss long-term forest ecosystem research (LWF) plots. *Environmental Monitoring and Assessment* 104: 81–118.
- Toffel A., Wolski K., 1996. Migracje zanieczyszczeń przemysłowych nad Kielecczyną. *Aura* 6: 10–12.
- Tomanek J., 1958. Badania pluwiometryczne w borze iglastym Białowieskiego Parku Narodowego. *Roczniki Nauk Leśnych* 21: 61–95.
- Tomanek J., 1972. *Meteorologia i klimatologia dla leśników*. PWRiL, Warszawa: 287.
- Tuulmets L., 1995. Chemical composition of precipitation. W: M. Mandre (red.), *Dust pollution and forest ecosystems. A study of conifers in an alkalized environment*. Tallinn Institute of Ecology, Tallinn: 23–32.
- Ukonmaanaho L., Starr M., 2002. Major nutrients and acidity: budgets and trends at four remote boreal stands in Finland during the 1990s. *The Science of Total Environment* 297: 21–41.

- Ulrich B., 1979. *Stoffhaushalt von Wald-ökosystemen II. Bioelement-Haushalt*. 2-Aufl. 1979/1980, Göttingen: 234.
- Ulrich B., 1983. Interaction of forest canopies with atmospheric constituents: SO₂, alkali and earth alkali cations and chloride. W: B. Ulrich, J. Pankrath (red.), *Effect of Accumulation of Air Pollutants in Forest Ecosystems*. Reidel Publishing Company, Dordrecht: 33–45.
- Ulrich B., 1988. Ökochemische Kennwerte des Bodens. *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde* 157: 171–176.
- Ulrich B., Matzner W., 1986. Anthropogenic and natural acidification in the terrestrial ecosystems. *Experientia* 42: 344–350.
- Ulrich E., Mosello R., 1998. Quality assurance and quality control for atmospheric deposition monitoring within ICP-forest. *Background Document* 4: 1–25.
- Valente F., David J.S., Gash J.H.C., 1997. Modelling interception loss for two sparse eucalypt and pine forests in central Portugal using reformulated Rutter and Gash analytical models. *Journal of Hydrology* 190: 141–162.
- van der Mass M.P., Pape Th., 1991. *Hydrochemistry of two Douglas fir ecosystems and a heather ecosystem in the Veluwe the Netherlands*. RIVM report no. 102.1.01. The Netherlands. Agricultural University of Wageningen.
- van Ek R., Draaijers G., 1994. Estimates of atmospheric deposition and canopy exchange for 3 common tree species in the Netherlands. *Water, Air, and Soil Pollution* 73: 61–82.
- Volokitina A.V., 1979. Osobennosti raspredel'bija dozdevykh osadkov pod pologom lesa. *Lesovrdniye* 2: 4–48.
- Volz H.A., 1994. *10 Jahre Depositionsmessungen in Fichtenbeständen*. Schriftenreihe des Bundesministeriums für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten, Anhang, Münster 434: 43.
- Walna B., 2001. Wyniki obserwacji i analizy opadów w 2000 roku w Wielkopolskim Parku Narodowym na tle badań w latach poprzednich. W: M. Józwiak, A. Kowalkowski (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Funkcjonowanie i monitoring geoeosystemów z uwzględnieniem zanieczyszczenia powietrza*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Kielce: 173–180.
- Walna B., Polkowska Ż., Małek S., Mędrzycka K., Namieśnik J., Siepak J., 2003. Tendencies of change in the chemistry of precipitation at the three monitoring stations 1996–1999. *Polish Journal of Environmental Studies* 12: 467–472.
- Walna B., Spychalski W., Siepak J., 2005. Assessment of potentially reactive pools of aluminium in poor forest soils using two methods of fractionation analysis. *Journal of Inorganic Biochemistry* 99: 1807–1816.
- Wang D., Wang G., Anagnostou E.N., 2007. Evaluation of canopy interception schemes in land surface models. *Journal of Hydrology* 347: 308–318.
- Warghai A., Gravenhorst G., 1989. Dry deposition of atmospheric particles to an old spruce stand. W: H.W. Georgii (red.), *Mechanism and Effect of Air Pollution Transfer to Forests*. Kluwer Academic Publishers: 77–86, DOI: 10.1007/978-94-009-1023-2_9.
- Wawrzoniak J. (red.), 2012. *Stan uszkodzenia lasów w Polsce w 2011 roku na podstawie badań monitoringowych*. IBL, Sękocin Stary: 223.
- Wawrzoniak J., Małachowska J., Wójcik J., Liwińska A., Lech P., Sierota Z., Załęski A., 1997. *Stan uszkodzenia lasów w Polsce w 1996 roku na podstawie badań monitoringowych*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa: 143.
- Weathers K.C., Cadenasso M.J., Pickett S.T.A., 2001. Forest edges as nutrient and pollutant concentrators: potential synergisms between fragmentation, forest canopies, and the atmosphere. *Conservation Biology* 15(6): 1506–1514.
- Weathers K.C., Lovett G.M., Likens G.E., 1995. Cloud deposition to a spruce forest edge. *Atmospheric Environment* 29: 665–672.
- Welc A., 1977. Procesy eoliczne w zlewni Bystrzanki koło Symbarku w latach 1969–1971. *Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN* 6: 67–85.
- Welc A., 1978. Spatial differentiation of chemical denudation in the Bystrzanka flysch catchments (the Western Carpathians). *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 12: 149–162.
- Welc A., 1980. Wpływ opadów na wielkość denudacji chemicznej na obszarze górskim na przykładzie badań w zlewni Bystrzanki. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych* 235: 307–318.
- Welc A., 1985. Zmienność denudacji chemicznej w Karpatach fliszowych. *Przegląd Geograficzny* 58(1–2): 99–118.
- Welc A., 1989. Variability and dynamics of leaching of the flysch Carpathian slope. *Catena* 16: 425–435.
- Welc A., 1994. Monitoring obiegu substancji chemicznych w zlewni. W: L. Starkel, E. Gil (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Stacja Bazowa Symbark (Karpaty Fliszowe)*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa: 124–137.
- Whelan M.J., Anderson J.M., 1996. Modelling spatial patterns of throughfall and interception loss in a Norway spruce (*Picea abies*) plantation at the plot scale. *Journal of Hydrology* 186: 335–354.
- Whelan M.J., Sanger L.J., Baker M., Anderson J.M., 1998. Spatial patterns of throughfall and mineral ion deposition in a Lowland Norway spruce (*Picea abies*) plantation at the plot scale. *Atmospheric Environment* 20: 3493–3501.
- Williams M.B., 2004. *Investigating the contribution of stemflow to the hydrology of a forest catchment*. University of Southampton: 53.
- Willimans A.G., Kent M., Ternan J.L., 1987. Quantity and quality of bracken throughfall, stemflow and litterfall in a Darmor catchment. *Journal Applied Ecology* 24: 217–230.
- Wit-Józwiak K., 1977. *Analiza deszczów w Symbarku w latach 1963–1973 (w okresie od maja do września)*. IGiPZ PAN, Symbark. Maszynopis.
- WMO, 1992. *Chemical analysis of precipitation for GAW: laboratory analytical methods and sample collections standards*. World Meteorological Organization, Global Atmosphere Watch, Internal Document, WMO/TD-NO 550: 1–32.
- Wójcik J., Malzahn E., 2012. Metody fizyczne stosowane w monitoringu zanieczyszczeń powietrza w Puszczy Białowieskiej. *Acta Agrophysica* 19(2): 449–458.
- Wood T., Bormann F.H., 1975. Increases in foliar leaching caused by acidification of an artificial mist. *Ambio* 4: 169–171.
- Woś A., 1996. *Zarys klimatu Polski*. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań: 302.
- Woźniak Z., 1977. Wstępne wyniki pomiarów intercepcji w sudeckich drzewostanach świerkowych. *Przegląd Geofizyczny* 22: 279–286.
- Wróbel S., Szczesny B., 1990. Zakwaszenie wód w Polsce i próby ich neutralizacji. W: Z. Kajak (red.), *Funkcjonowanie ekosystemów wodnych i ich ochrona i rekultywacja*. Cz. II: 194–206.
- Wróbel S., Wójcik D., 1989. Zakwaszenie wód w Świętokrzyskim Parku Narodowym i w rezerwacie przyrody na Baraniej Górze. W: S. Wróbel (red.), *Zanieczyszczenia atmosfery a degradacja wód*. Materiały Sympozjum, Kraków 14–15 listopada 1989: 77–83.
- Wuyts K., de Schrijver A., Staelens J., Gielis M., Geudens G., Veheyen K., 2008. Patterns of throughfall deposition along a transect in forest edges of silver birch and Corsican pine. *Canadian Journal of Forest Research* 38 (3): 449–461.
- Zajac R., 1979. Przyczyny i stan zagrożenia atmosfery w „Białym Zagłębiu”. *Prace SGPiS* 6, Warszawa.
- Zapletal M., Kuňák D., Chroust P., 2007. Chemical characterization of rain and fog water in the Cervenohorske Sedlo (Hruby Jeseník Mountains, Czech Republic). *Water, Air and Soil Pollution* 186(1–4): 85–96.
- Zaręba R., 1976. Zmiany w szacie roślinnej Polski oraz w składzie botanicznym biocenoz leśnych wywołane procesami gospodarczymi. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych* 177: 349–367.
- Zdrubecký J., 1964. Vyzkum intercepcie lesnich dřevin. *Vodohospod Časopis* 12(3): 278–302.
- Zeng G.M., Zhang G., Huang G.H., Jiang Y.M., Liu H.L., 2005. Exchange of Ca²⁺, Mg²⁺ and K⁺ and uptake H⁺, NH₄⁺ for the subtropical forest canopies influenced by acid rain in Shaoshan forest located in Central South China. *Plant Science* 168: 259–266.
- Zhang G., Zeng G.M., Jiang Y.M., Du C.Y., Huang G.H., Yao J.M., Zeng M., Zhang X.L., Tan W., 2006a. Seasonal dry deposition and canopy leaching of base cations in a subtropical evergreen mixed forest, China. *Silva Fennica* 40(3): 417–428.
- Zhang G., Zeng G.M., Jiang Y.M., Yao J.M., Huang G.H., Jiang X.Y., Tan W., Zhang X.L., Zeng M., 2006b. Effects of weak acids on canopy leaching and uptake processes in a coniferous-deciduous mixed evergreen forest in central-south China. *Water, Air and Soil Pollution* 172: 39–55.

- Zieliński J., 1965. *Staropolskie zagłębie przemysłowe*. Wrocław–Warszawa–Kraków.
- Zieliński J., 1984. Decomposition in the pine forest of Niepołomice. W: W. Grodziński, J. Weiner, P.F. Maycock (red.), *Forest ecosystems in industrial regions*. Springer-Verlag, Berlin–Heidelberg–New York–Tokyo: 149–166.
- Zimka J.R., Stachurski A., 1996. Kwaśne opady a obumieranie lasów świerkowych w Karkonoszach. W: B. Walna, L. Kaczmarek, J. Siepak (red.), *Chemizm i oddziaływanie kwaśnych deszczy na środowisko przyrodnicze*. Poznań–Jeziory: 41–59.
- Zwoliński Z., 1997. Stan geoeosystemów Polski w roku 1996. Online 30.04.2013 – <http://www.staff.amu.edu.pl/~zmstp/stan96/stan96.html>.
- Żarnowiecki G., 1993. Warunki anemometryczne Kielc i ich związek ze stanem zanieczyszczenia powietrza. *Studia Kieleckie* 2/78: 7–24.
- Żarnowiecki G., 2001. Występowanie dni z mgłą na stacjach meteorologicznych Święty Krzyż, Kielce i Nowa Słupia. *Rocznik Świętokrzyski, seria B, Nauki Przyrodnicze* 27: 265–279.

The functioning of selected Polish geoecosystems under diverse anthropopressure conditions – the case of low mountains and foothills

Summary

The natural environment is subject to constant transformation and change as a result of natural factors and human activity. Understanding these mechanisms, as well as identifying the multidirectional trends underlying these environmental changes is of great theoretical and practical importance. The changes taking place in the natural environment are not only local and regional, but also global. Although they proceed slowly, they often lead to disastrous consequences. It is necessary, therefore, to know the mechanisms of the natural environment. This knowledge should be based on a solid understanding of how nature developed in the past, a diagnosing of its current condition, and the ability to identify future trends.

The aim of this research was to analyse the functioning of three geoecosystems located within low mountains and foothills, and affected by various human pressure factors, including alkaline emissions and acidification, both of a local type. The study was conducted over roughly a decade from 2002–2011 in geoecosystems located on the border of the Low Beskids and Carpathian Foothills (Szymbark), and in the region of the Świętokrzyskie Mountains (Święty Krzyż, Malik). The studies were conducted on experimental plots in stands of deciduous and coniferous trees. At Święty Krzyż, the study was conducted in forests of *Dentario glandulosae*-Fagetum, in Szymbark in a lime-oak-hornbeam forest (*Tilio-Carpinetum*), and in Malik in a pine forest (*Dicrano-Pinion*). The research methods used were consistent with those employed in Integrated Environmental Monitoring. In addition, observations were made of the assimilation organs of fir, spruce, and pine using a Quanta 250 scanning electron microscope (SEM). Differentiation in the studied geoecosystems' location, elevation above sea level, meteorological conditions, and forest species composition affected the size and source of the incoming air pollution, which in turn determined their functioning. The study showed that in conditions of varying types and intensity of human impact on the geoecosystems, their reaction depended on the location of emission sources, terrain orography, weather conditions, and the systems' general sensitivity to change. The functioning of the selected geoecosystems was significantly

influenced by local, regional and remote SO₂ and NO₂ emissions, the level of which varied depending on meteorological conditions and the period in which they occurred.

Another influencing factor was cross-border pollution, reaching the Świętokrzyskie Mountains from the Czech Republic and Slovakia, and the Low Beskids and Carpathian Mountains from Slovakia, as well as pollution originating in the Upper Silesian Industrial Region. Local emissions related primarily to the municipal sector, while in the south-western part of the Świętokrzyskie Mountains (Malik) there was additional influence from the cement and lime industry. Because the geoecosystem located in the central part of the Świętokrzyskie Mountains (Święty Krzyż) is distinctly elevated above the surrounding region, it is exposed to increased human pressure. The ten-year average value of SO₂ concentrations was respectively 1.6 and 2.5 times higher in comparison with the geoecosystem of Malik and Szymbark. In the Świętokrzyskie Mountains' geoecosystems, horizontal sediments play a significant role in affecting the amount of precipitation reaching the soil. This phenomenon was most clearly marked in the central part of the coniferous stands and occurred mainly during autumn and winter months. This phenomenon was not observed in the Bystrzanka catchment (Szymbark).

When evaluating the chemical denudation of a geoecosystem, the deposition of elements in atmospheric precipitation and their transformation in trees plays a crucial role, providing a significant source of the matter circulating in the water catchments. In addition to wet deposition, dry deposition also has a significant impact on the matter balance sheet. Within the forest ecosystem, depending on species composition, the amount of precipitation reaching the forest floor in the form of throughfall and stem-flow varies substantially – both being higher in deciduous forests. The factors affecting the amount of precipitation reaching the forest floor include the amount of bulk precipitation, relative humidity and air temperature, the structure and density of tree crowns, seasonal changes, distance from the tree trunk, circumference of the trunk,

and roughness of the bark. When passing through tree crowns, water coming from bulk precipitation becomes significantly more acidic or alkaline, depending on the type of human pressure factors present, thus increasing the amount of elements deposited in the soil. This, in turn, affects the rate at which components leach from the soil. It was found that in the studied geoecosystems, an increase in conductivity occurred in the following order: bulk precipitation > throughfall within deciduous stands > stemflow within deciduous stands > throughfall within coniferous stands > stemflow within coniferous stands. Bulk precipitation deposition in the tested systems displayed the following diversity:

- Malik: $\text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^- > \text{Ca}^{2+} > \text{Cl}^- > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{K}^+ > \text{NH}_4^+$,
- Święty Krzyż: $\text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^- > \text{Ca}^{2+} > \text{Cl}^- > \text{Mg}^{2+} > \text{NH}_4^+ > \text{Na}^+ > \text{K}^+$,
- Symbark: $\text{NO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{NH}_4^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Cl}^- > \text{Na}^+ > \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+}$.

In temperate forest ecosystems affected by acidic pollutants, the volume of potassium leaching from trees occurs in the following order: autumn (the largest) > summer > spring > winter. The intensity of this process is affected by species composition, the volume of acid deposition, seasonal changes, and the physical-chemical composition (pH) of the precipitation. Rainwater running down tree trunks become acidic regardless of the type of pollutants and tree species. Acidic water reaching the forest floor causes the highest level of soil acidification near the tree trunks, affecting the spatial variability of the rates of soil leaching. Acidification decreases with

distance from the tree trunk. The amount of elements present in the surface layer of the soil surrounding deciduous trees decreases with the distance from the trunk; and increases in the case of conifers. The study of pH spatial distribution affected by distance from the trunks of the trees indicates that the greatest acidification occurs within 10 cm of the trunk. In Symbark, acidification levels reached the silicate buffer range ($4.2 \geq \text{pH} > 3.8$), as well as the aluminum and iron range ($3.8 \geq \text{pH} > 3.2$); in the Święty Krzyż geoecosystem, it was iron ($\text{pH} < 3.2$); in Malik – calcium carbonate ($\text{pH} > 6.3$). Among the metals studied, lead was of the greatest importance from the point of view of anthropogenic soil stress in geoecosystems. The highest average lead content in soil samples was found in Święty Krzyż – $77.8 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ d.m., then in Malik – $38.7 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ d.m., and, finally, in Symbark – $30.0 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ d.m. These values exceed the geochemical baseline. The factor most affecting the surface waters in the studied geoecosystems was calcium of anthropogenic origin. The lowest average calcium concentration levels in soil samples were measured at $287.9 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ d.m. in the Święty Krzyż geoecosystem, in the central part of the Świętokrzyskie Mountains. Values higher by a factor of at least 1.6 were recorded in Symbark ($462.8 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ d.m.), while the measurements in Malik, in the south-western part of the Świętokrzyskie Mountains, indicated a 14-fold increase in calcium ($4156.3 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ d.m.). The results can be extrapolated to other areas of lower mountains in Europe in an analysis of the morphogenetic processes and geochemical cycles occurring within catchment areas.