



UNIwersytet
PRZYRODNICZY
WE WROCLAWIU

WYDZIAŁ PRZYRODNICZO-TECHNOLOGICZNY

Paweł Telega

**Gleby organiczne ściółkowe – geneza, właściwości i rola
ekologiczna w ekosystemach górskich**

Folic Histosols - genesis, properties and ecological role in mountain
ecosystems

Praca doktorska wykonana w
Instytucie Nauk o Glebie, Żywnienia Roślin i Ochrony Środowiska
Pod kierunkiem
prof. dr hab. Adama Bogacza

Wrocław 2022

Rodzicom, promotorowi i wszystkim osobom,
które przy mnie były, wspierały i nigdy nie zwały.

Spis treści

Spis treści.....	3
1. Wstęp i cel pracy.....	5
2. Przegląd literatury.....	7
2.1 Definicja gleb organicznych ściółkowych.....	7
2.2 Klasyfikacja gleb organicznych ściółkowych w Polsce i na świecie.....	8
3. Charakterystyka obiektów badań.....	13
3.1 Góry Stołowe.....	13
3.1.1 Geomorfologia.....	13
3.1.2 Geologia.....	15
3.1.3 Gleby.....	18
3.1.4 Klimat.....	21
3.1.5 Wody.....	23
3.2 Karkonosze.....	25
3.2.1 Geomorfologia.....	25
3.2.2 Geologia.....	27
3.2.3 Gleby.....	30
3.2.4 Klimat.....	32
3.2.5 Wody.....	36
4. Metodyka badań.....	37
4.1 Prace terenowe.....	37
4.2 Analizy laboratoryjne.....	40
5. Wyniki badań.....	42
5.1 Klasyfikacja podpoziomów organicznych.....	42
5.2 Zastosowanie metod oceny stopnia rozkładu materii organicznej do podpoziomów organicznych.....	47
5.3 Poziomy diagnostyczne gleb organicznych i ich klasyfikacja.....	52
5.4 Klasyfikacja próchnic leśnych.....	53
5.5 Morfologia profili glebowych w Górach Stołowych.....	55
5.6 Morfologia profili glebowych w Karkonoszach.....	68
5.7 Właściwości fizyczne.....	81
5.7.1 Gęstość właściwa i objętościowa.....	81
5.7.2 Popielność.....	82
5.7.3 Porowatość ogólna.....	83

5.7.4	Potencjalna zwilżalność.....	84
5.7.5	Właściwości wodne	85
5.8	Właściwości chemiczne	88
5.8.1	Odczyn gleb.....	88
5.8.2	Zawartość węgla organicznego	90
5.8.3	Zawartość azotu ogólnego	92
5.8.4	Relacja C:N	92
5.8.5	Właściwości sorpcyjne	94
5.8.6	Zasobność gleb w fosfor.....	96
5.9	Właściwości poziomów mineralnych	97
5.10	Stopień wtórnego przeobrażenia poziomów murszowych	98
5.11	Skład gatunkowy roślinności na powierzchniach badawczych	99
5.12	Przestrzenne zróżnicowanie morfologii profili gleb ściółkowych	103
5.13	Powstanie i ewolucja gleb ściółkowych	105
5.14	Wiek gleb ściółkowych w Górach Stołowych i Karkonoszach	110
6.	Dyskusja wyników	113
7.	Wnioski	129
8.	Literatura	131
9.	Spis fotografii i rysunków	149
10.	Spis tabel	150
11.	Zdjęcia profili gleb	152
12.	Tabele	174

1. Wstęp i cel pracy

Gleba jest naturalnym tworem umożliwiającym wzrost roślin, jednakże istnieje wiele jej definicji uwzględniających różnego rodzaju czynniki i zjawiska przyczyniające się do jej rozwoju. Klasyfikacja FAO WRB 1998 (Word Reference Base for Soil Resources) definiuje ją jako: „twór naturalny o charakterze ciągłym, mający trzy wymiary przestrzenne i jeden czasowy”. Określona jest poprzez trzy główne cechy:

- pokrywa glebowa zbudowana jest ze składników mineralnych i organicznych, zawiera trzy fazy: stałą, ciekłą i gazową,
- elementy składowe zorganizowane są w struktury, charakterystyczne dla utworu glebowego. Struktury te decydują - między innymi – o morfologii pokrywy glebowej. Powstają one w wyniku historycznego rozwoju pokrywy glebowej oraz jej aktualnej dynamiki i właściwości. Badanie struktur pokrywy glebowej służy wyjaśnieniu jej właściwości fizycznych, chemicznych i biologicznych oraz pozwala zrozumieć przeszłość, teraźniejszość i przewidywać przyszłość rozwoju gleb,
- pokrywa glebowa podlega ciągłej ewolucji nadającej jej czwarty wymiar, czas”.

Na podstawie tych kryteriów FAO WRB 2015 określa glebę jako: „każdy materiał znajdujący się w obrębie 2 m od powierzchni Ziemi mający kontakt z atmosferą, z wyłączeniem organizmów żywych, obszarów zajętych przez ciągłą warstwę lodu niepokrytą innym materiałem i zbiorników wodnych głębszych niż 2 m”. Takie ujęcie definicji obejmuje lite skały, przykryte gleby miejskie, gleby na obszarach przemysłowych, gleby jaskiń oraz gleby podwodne. Poza glebami występującymi w jaskiniach, gleby znajdujące się pod litą skałą nie są klasyfikowane według WRB. W niektórych, szczególnych przypadkach klasyfikacja WRB przewiduje klasyfikację gleb pod litymi skałami, np. do celów paleopedologicznej rekonstrukcji dawnego środowiska.

Definicja przyjęta na potrzeby Systematyki Gleb Polski 2019 przez PTG charakteryzuje glebę nieco odmiennie. Jest to powierzchniowa część litosfery lub trwale powiązana z litosferą (za pośrednictwem budynków lub budowli) nagromadzenie części mineralnych i organicznych, pochodzących z wietrzenia lub akumulacji, naturalnej lub antropogenicznej, ulegającej przeobrażeniu przy udziale czynników glebotwórczych oraz mającej zdolność zaopatrywania organizmów żywych w wodę i składniki pokarmowe.

Obie definicje wykazują znaczne podobieństwo i przenikają się w najważniejszych kwestiach, umożliwiając wydzielenie powiązanych ze sobą rzędów, typów i podtypów gleb (SGP 2019) czy też grup, kwalifikatorów i subkwalifikatorów (FAO WRB 2015).

Celem naukowym pracy jest określenie warunków występowania i rozmieszczenia gleb organicznych ściółkowych w rejonach górskich Sudetów (Góry Stołowe, Karkonosze), określenie czynników decydujących o ich wykształceniu się w aktualnej postaci i miejscu oraz przedstawienie roli jaką odgrywają w ekosystemach górskich. Wyniki badań pozwolą przeanalizować zależności między składem zachowanych szczątków organicznych, stopniem humifikacji, właściwościami fizykochemicznymi tych gleb, a dominującym siedliskiem roślinnym i wysokością występowania nad poziomem morza oraz miąższością i przestrzennym rozmieszczeniem tych gleb. Badania glebowe poziomów ściółkowych na powierzchniach naskalnych oraz rumoszowych pozwolą na potwierdzenie lub zaprzeczenie postawionym hipotezom badawczym:

1. Gleby ściółkowe nie są glebami o jednolitym, ciągłym powierzchniowym rozmieszczeniu.
2. Charakteryzują się dużą zmiennością morfologiczną w obrębie tych samych oraz odmiennych pięter roślinności górskiej.
3. Gleby tego typu są utworami młodymi, utworzonymi w niezaburzonych i szybkich procesach akumulacji materii organicznej *in situ*.
4. Połączenie niskiej zasobności tych gleb, właściwości fizycznych oraz czynnika klimatycznego faworyzuje rozwój odpornej roślinności górskiej na ich powierzchniach.
5. Gleby ściółkowe wyraźnie różnią się od gleb torfowych i murszowych wiekiem, właściwościami fizykochemicznymi, warunkami powstawania oraz pierwotnym składem materii organicznej.

2. Przegląd literatury

2.1 Definicja gleb organicznych ściółkowych

Przedmiotem zainteresowania niniejszej pracy są gleby organiczne ściółkowe. Klucz do Referencyjnych Grup Gleb z listami kwalifikatorów głównych i uzupełniających określa Histosols jako gleby które mają materiał organiczny:

- tworzący warstwę powierzchniową o miąższości większej lub równej 10 cm, która leży bezpośrednio na lodzie lub na litej skale, lub na masywnym materiale technogenicznym, lub na odłamkach skalnych, przestrzenie między którymi wypełnione są materiałem organicznym, albo:
- zaczynający się nie głębiej niż 40 cm od powierzchni gleby i w obrębie 100 cm od powierzchni gleby mają łączną grubość: powyżej lub równą 60 cm, gdy 75% (objętościowo) materiału składa się z włókien mchów lub powyżej lub równą 40 cm w innych materiałach.

Poziom Folic jest powierzchniowym, lub położonym na niewielkiej głębokości poziomem złożonym z organicznego materiału glebowego o dobrej aeracji. Jest nasycony wodą mniej niż 30 dni w roku, ma miąższość ≥ 10 cm a zawartość glebowego węgla organicznego jest $\geq 20\%$.

Definicja tych gleb według SGP 2019 w znacznym stopniu pokrywa się z definicją według FAO WRB 2015. Gleby organiczne ściółkowe zbudowane są ze ściółkowych materiałów organicznych, o miąższości ≥ 10 cm wtedy gdy zalegają na litej skale oraz ≥ 30 cm gdy wypełniają przestrzenie między odłamkami skalnymi. Zawierają ponad 20% węgla organicznego. W obrębie typu gleb ściółkowych wyróżniono cztery podtypy:

- gleby ściółkowe typowe, o miąższości minimum 30 cm, przykrywające poziom mineralny i nie zalegające na litej skale lub materiale gruboszkieletowym,
- gleby ściółkowe skaliste, o miąższości minimum 10 cm zalegające na litej bezwęglanowej skale,
- gleby ściółkowe rumoszowe, o miąższości minimum 30 cm, wypełniający przestrzenie pomiędzy bezwęglanowym materiałem gruboszkieletowym i na jego powierzchni,
- gleby ściółkowe rędzinowe, w których materiał organiczny pokrywa litą skałę węglanową lub wypełnia przestrzenie między gruboszkieletowym materiałem węglanowym.

Systematyka Gleb Polski 2019 charakteryzuje poziom folik jako powierzchniowy poziom złożony z materiału organicznego o zawartości węgla organicznego $\geq 20\%$ zakumulowanego

w warunkach dobrego natlenienia. Zbudowany jest z materiału ściółkowego, nasyconego wodą mniej niż 30 dni w roku o miąższości ≥ 10 cm.

2.2 Klasyfikacja gleb organicznych ściółkowych w Polsce i na świecie

Gleby ściółkowe opisywane w klasyfikacji kanadyjskiej (Canadian Soil Survey Comitee 1978) to gleby organiczne posiadające poziomy L, F, H, składające się z opadłych liści, gałązek, kory, mchów, nasion, oraz domieszki szczątków zwierząt. Materiał ten referowany jest jako diagnostyczny – folic, który może znajdować się w stanie pełnego nasycenia wodą nie więcej niż 30 dni w roku. Skała podścielająca oraz fragmenty skał są wypełnione, całkowicie lub częściowo, materiałem histic. Obecność poziomów mineralnych w tych glebach – może stanowić miąższość nie większą niż połowa miąższości poziomów organicznych, a minimalna miąższość tych gleb na podłożu skalnym musi wynosić co najmniej 10 cm i zawierać minimum 12% węgla (Tarnocai 1985, ECSS 1987). Miąższość gleb ściółkowych na luźnym podłożu mineralnym musi wynosić minimum 40 cm. Problemy klasyfikacji Folisols (Trowbridge, 1980, 1981) występują jeśli ich miąższość jest mniejsza od 40 cm, dla materiałów folic zalegających na podłożach mineralnych i torfach. Takie gleby nie będą klasyfikowane jako Folisols. W Systematyce Gleb Polski (PTG 2011) zaliczało się je do rankerów i gleb torfowych (wtedy gdy wstawka materiału mineralnego jest większa od 10 cm). W literaturze kanadyjskiej (ECSS 1987), w zależności od stopnia rozkładu materii organicznej w obrębie jednostki Folisols wyróżniano materiały hemic, humic, lignic i histic. Hemic Folisols – dominuje materiał ściółkowy F średnio rozłożony, Humic Folisols – dominuje dobrze rozłożony materiał ściółkowy H, Lignic Folisols – dominuje $> 30\%$ powierzchni średnio lub dobrze rozłożone drewno. Histic Folisols jest jednostką glebową w której dominują poziomy F i H, które mogą być podścielone także torfem o miąższości powyżej 10 cm (Tarnocai 1985, ECSS 1987). Szczegółową klasyfikację form humusu, w tym ściółek, przedstawiono w systemie kanadyjskim (Klinka i in. 1981). Poza ogólnym podziałem próchnic na mor, moder i mull, opisano zależności pomiędzy procentowym udziałem podpoziomów o różnym stopniu rozkładu, zawartości części mineralnych, stosunków wodnych oraz rodzajem materii organicznej w powiązaniu z aktywnością pedofauny. Umożliwiło to szczegółowe rozgraniczenie podstawowych grup humusu przez dodanie przyrostków velo, xero, hemi, hemihumi, humi, hydro, histo, lepto, rhizo, vermi oraz sapri (Klinka i in. 1981). W cyklu artykułów serii *Humusica* autorzy tworzą systematykę ściółek różnych ekosystemów,

uwzględniając także ściółki terenów podmokłych (Zanella i in. 2018). Dla materiałów organicznych osadzanych w warunkach aerobowych, bez saturacji wodą, wydzielają grupy mull, amphi, tangel, moder oraz mor. Odpowiednie do nich przyrostki związane są z obecnością lub brakiem pełnej sekwencji poziomów o różnym stopniu rozkładu: Ol, Of i Oh. Dodatkowo zwracają uwagę na pochodzenie materii organicznej i stopień jej przetworzenia przez aktywność fauny glebowej. Dubroeuq i Wolkoff (1998) opisując gleby organiczne (Histosols) w dorzeczu Amazonki, podkreślają ich występowanie także na podłożu zbielicowanym. W wyniku degradacji torfu może dochodzić do zmian jego struktury (związanej z murszeniem) i tworzenia się nowych poziomów organicznych posiadających cechy folic. Folisole to gleby dobrze drenowane, lecz nasycone wodą po opadach deszczu lub śniegu. Klinka i in. (1981) opisując strukturę w poziomach folic, zwracają uwagę na zależność tego parametru od stopnia rozkładu materii organicznej. Wyróżniają oni struktury płytkowe, blokowe, gruzelkowate i masywne. Wzrost stopnia rozkładu materii organicznej wyraźnie zmienia się wraz z głębokością oraz zawartością korzeni roślin, a także wysokością n.p.m. Gleby wytworzone na wyższych wysokościach reprezentowane są na ogół przez poziomy H o większej miąższości (Levis i Lavkovich 1972). Badania mikromorfologiczne oraz ^{13}C NMR prowadzone przez Vaughana i Mc Daniela (2009) na materiale organicznym, pozwoliły podzielić materiały folic na trzy grupy:

- zbudowane z akumulowanych szczątków (L, F i H), wykazujące wysoką zawartość karbohydratów i grup alkilowych i niską grup aromatycznych,
- zbudowane z bardziej zhumifikowanych szczątków (H, O) z dużym udziałem grup alkilowych – C,
- zbudowane z materiału z dużą zawartością ligniny – C (F, H), gdzie zawartość karbohydratów – C jest mniejsza od części aromatycznych – C.

Budowa poziomów folic jest adekwatna do zawartości w nich składników pokarmowych i w konsekwencji określonego wzrostu, np. lasu. Geneza powstawania gleb ściółkowych najczęściej związana jest z przemieszczaniem się materii organicznej oraz wywrotami drzew (Bochter i Zech 1985). Odczyn poziomów folic jest silnie kwaśny i mieści się w przedziale pH 2,6 – 3,4. Duża kwasowość utworów organicznych jest szczególnie widoczna w poziomach lignic (Fox i in. 1994), odgrywających ważną rolę modyfikującą siedliska glebowe. Poziomy te powstają z martwego drewna stanowiącego ważny zasób materii organicznej oraz makro i mikroskładników. Martwe drewno tworzy siedliska chłodne i wilgotne (Maser, Troppe 1994), a materiał drzewny pochodzi z wywrotów całych drzew wraz z ich tarczami korzeniowymi. W przypadku podłoża alkalicznych stwierdzono odkładanie się poziomów gleb ściółkowych o

wartościach pH nawet 5,7 (Vaughan, Mc Daniel 2009). Wzrost kwasowości zwiększa się tu wraz z wysokością n.p.m. Witty i Arnold (1970). W literaturze gleboznawczej doniesienia o Folisols pochodzą z różnych rejonów Świata, lecz najczęściej z terytoriów Kanady. Levis i Lavkovich (1972) opisują Folisole z obszaru południowo-zachodniej prowincji British Columbia, gdzie tworzą się one na skałach i występują na wysokościach od 285 do 850 m n.p.m. Vaughan i McDaniel (2009) opisują płytkie gleby ściółkowe tworzące się na wysokościach 1500 – 1800 m n.p.m. na podłożu lawowym w klimacie zimnym, amidowym w stanie Idaho (USA). Grubość ściółek leżących na litej skale wynosi tu od 13 do 25 cm. Z kolei Scherr i in. (2011) przedstawiają budowę poziomów ściółkowych gleb organicznych piętra alpejskiego Sierra de Igrea w Argentynie, tworzących się na obszarach łąkowych. Poziomy ściółkowe gleb w piętrze alpejskim Wetterstein Mountains w Niemczech na wysokościach 2000-2600 m n.p.m. są zasypywane eolicznie materiałem lessowym (Kufman 2003). Obszary leśne narażone są na epizodycznie lub periodycznie występujące pożary. Modyfikują one miąższości materiałów organicznych. Witty i Arnold (1970) charakteryzując Folisols pod lasem świerkowym na wysokości 700 m n.p.m. w paśmie White Face Mountain stanu Nowy Jork, podkreślają dużą miąższość poziomów organicznych wynoszącą nawet 75 – 82 cm. Bochter i Zech (1985) opisują Litic Cryofolists pod świerkowym lasem na obszarze Bawarii, w których miąższości poziomów ściółkowych leżących na piaskowcach mieszczą się w przedziale od 2,5 do 63 cm. Folisols posiadające miąższość poziomów organicznych powyżej 40 cm obserwowano w strefach chłodnych wilgotnych i huminowych lasów zachodnich wybrzeży Columbii Brytyjskiej, zwłaszcza na Coastel Western Hemlok Zone (Trowbridge 1981). Gleby te były spotykane również w kompleksach z Ferro-Humic Podzols oraz Humic Gleysols na zachodnim wybrzeżu wyspy Vancouver, zarówno na wyższych stokach górskich jak i w obniżeniach z lekko zróżnicowanym skalnym reliefem (Jurgen, Lewis 1978). Folisols spotykane są tu także w niżej położonych partiach strefy alpejskiej, gdzie temperatury są ekstremalnie niskie, a nie ewidencjonowano wiecznej zmarzliny (Tarnocai 1985, Jurgen, Lewis 1978). Zawartość węgla w wielu poziomach organicznych jest wysoka i często przekracza 40%. Obniżanie się wartości tego składnika następuje wraz z głębokością. Wyższe relacje C/N zwykle dotyczą poziomów powierzchniowych i podpowierzchniowych tych gleb. Podobnie przedstawia się zawartość kationów Ca^{2+} , Mg^{2+} i K^{+} (Coole, Gessel 1965). Stopień wysycenia gleb kationami o charakterze zasadowym jest niski (10 – 35%), lecz wyższe wartości tego parametru obserwowano w poziomach powierzchniowych (Levis i Lavkovich 1972). Niekiedy w glebach na wulkanicznym podłożu wskaźnik ten (Vaughan, Mc Daniel 2009) może znacznie przekraczać granicę 50% przyjętą dla Eutric Histosols. Badania wieku gleb ściółkowych

wskazują na jego zróżnicowanie. Najmłodsze gleby osiągnęły wiek 420 ± 80 BP, a najstarsze 1930 ± 350 BP. Odkładanie się materii organicznej w tych glebach nie było przez ostatnie prawie 2000 lat niczym zaburzane.

Badaniami gleb ściółkowych na terenie Polski zajmowali się głównie Skiba (1998, 2003), Drewnik i in. (2006). Warunki klimatyczne i zbiorowiska roślinne determinują formowanie miąższych i kwaśnych poziomów ektohumusowych, bez względu na podłoże skalne (Skiba 2006). Ich badania ograniczały się głównie do obszaru Tatr, Karpat Wschodnich (Skiba i in. 1998, Skiba i in. 2014) oraz Sudetów (Skiba i in. 2011). Gleby te były wytworzone na granitach, piaskowcach oraz fliszu karpackim. Autorzy podkreślają ich ważną ekologiczną i hydrologiczną rolę w środowisku przyrodniczym. Gleby te występują na stokach i u ich podnóży na wysokościach 1150 – 1650 m n.p.m. Miąższość niektórych poziomów organicznych sięga aż 120 cm, przy zawartości szkieletu 50 – 90% objętości gleby. Materiał organiczny wykazuje różny stopień rozkładu i niekiedy bardzo wysoką zawartość materii organicznej sięgającej nawet 80%. Gleba posiada odczyn silnie kwaśny – pH 3,6 – 4,8. Skały na których tworzą się tu gleby mają plejstoceniową genezę wietrzenia blokowego lub z współczesnymi ruchami masowymi (Skiba 2006, Kacprzak i in. 2006). Tworzące się gleby zasilane są przez opady i roztopy. Ważną rolę w rozwoju tych gleb odgrywa masa korzeniowa, która wnika w szczeliny skalne (Skiba i in. 2011). Substancja organiczna posiada na ogół strukturę włóknistą, często zbutwiałą, utworzoną przez igły kosodrzewiny, świerka i limby. Przeważającym typem materii organicznej jest tutaj mor lub mor/moder, rzadziej moder. Poziomy bardziej rozłożone wypełniające szczeliny skalne mają strukturę ziarnistą. Gleby organiczne porastają tu borówczyska i zarośla kosodrzewiny. Skiba i in. (2011) wyróżniają, ze względu na stopień wypełnienia skał przez materię organiczną, gleby rumoszowe słabo wypełnione i w znacznym stopniu wypełnione. Autorzy ci, w przypadku niektórych profilów, przychylają się do zaklasyfikowania ich jako Folic Histosols (FAO WRB 2015). Zdaniem autorów łączenie gleb rumoszowych z torfowymi glebami organicznymi, utrudniać może rozumienie ich genezy i ewolucji, silnie warunkowanej wietrzeniem i procesami geomorfologicznymi. Badania gleb ściółkowych na obszarze Gór Kamiennych (Sudety) były dziełem Musieloka i in. (2013). Gleby te były położone na wysokości około 900 m n.p.m. i wytworzone na ryolitach o poziomach ściółkowych znacznej miąższości (60 – 65 cm). Autorzy wydzielili poziomy folic, klasyfikując gleby jako Hyperskeletal Folic Histosols (Dystric) oraz Folic Histosols (Dystric, Skeletic) (FAO WRB 2015). Odczyn gleb był silnie kwaśny pH 3,6 - 4,3. Zawartość materii organicznej w tych glebach mieściła się w przedziale 37 – 55%. Im wyższe zawartości C-ogółem notowano w profilu tym gleba była bardziej kwaśna. Materiał

organiczny tworzących się gleb ulegając powolnemu rozkładowi mechanicznie przemieszcza się wraz z infiltrującymi opadami w głąb silnie spękanych skał i następuje akumulacja (Skiba i Komornicki 1983, Kacprzak i in. 2006). Na akumulacje materii organicznej mogą mieć również wpływ przemiany biochemiczne związane z właściwościami wietrzejących skał (Hackman i in. 2009). Opisywali oni często właściwości gleb ściółkowych, traktują je jako gleby rumoszowe i rankery, tworzące się na różnych skałach (granit, piaskowiec, wapień, dolomit). Duży problem w klasyfikacji gleb ściółkowych stanowią również murszejące torfy. Badaniami gleb torfowych na podłożach rumoszowych zajmowali się Drewnik i in. (2015). Znajdowały się one na wysokościach 1170 – 1180 m n.p.m. w Bieszczadach Zachodnich. Gleby te pokrywają zbiorowiska z udziałem: jarząbu, mchu torfowca, borówki czernicy, bażyny czarnej. Niekiedy występuje dodatkowo trzcinnik leśny i śmiałek darniowy oraz mech płonnik. Gleby te są często zamrożone, erodowane bądź przesychnięte, posiadające cechy materiału fibric. Materiał torfowy, o strukturze włóknistej bądź amorficznej jest często odrywany i osadzany. Następuje akumulacja odłożonego w warunkach hydrogenicznych torfu oraz tzw. butwiny. Poziome ściółkowe o miąższości 15 cm leżą na torfach o miąższości 45 cm. Poziome histice są materiałami silnie kwaśnymi (pH 3,1 – 4,1), o bardzo niskiej popielności. Zawartość azotu mieści się tu w przedziale 0,9 – 1,8% a stosunek C/N stanowi zakres od 26 do 32. Początek tworzenia się tych gleb rozpoczął się około 1000 lat temu. Gleby według FAO WRB 2015 zaliczane do grup referencyjnych Leptosols i Histosols. Kacprzak i in. (2006) opisowali kierunki przemian i rozwój węglanowych gleb rumoszowych na terenie Pienińskiego Parku Narodowego. Badane rędziny rumoszowe, ze względu na dużą zmienność materii organicznej, osiągającą nawet 30%, mogły być klasyfikowane jako gleby ściółkowe, w których materia organiczna i cząstki mineralne wypełniają puste miejsca wśród pokryw stokowych (Kacprzak i in. 2006). Zawartość substancji organicznej stanowi prawdopodobnie (obok faktu wypełnienia pustej przestrzeni) jeden z najważniejszych czynników promujących ekspansję roślinności na grubo okrucowym materiale macierzystym. Kabała i in. (2013) w opracowaniu na temat Środowiska Przyrodniczego Karkonoszy, w rozdziale „Różnorodność, dynamika i zagrożenia gleb”, przedstawia krótką charakterystykę tych gleb znajdujących się w obrębie czarnej Kopy i Wysokiego Grzbietu oraz dokumentację fotograficzną. W opracowaniu tym autorzy zwracają uwagę na częste tworzenie się tych gleb w szczelinach skalnych między głazami. Materiał ulegający humifikacji z czasem upodabnia się do murszu. Gleby te występują w rejonie górnym Karkonoszy na pokrywach gruzowych i blokowych, tworząc utwory rumoszowo – ściółkowo – murszowe wyróżnione w Systematyce Gleb Polski (2011) jako gleby organiczne ściółkowe. Miąższość zgromadzonej materii organicznej przekracza 40 cm.

3. Charakterystyka obiektów badań

3.1 Góry Stołowe

3.1.1 Geomorfologia

Góry Stołowe z powodu wyjątkowej budowy geologicznej i form geomorfologicznych są unikatowe na skalę polską i europejską. Pod względem fizycznogeograficznym zlokalizowane są w megaregionie Pozaalpejskiej Europy Środkowej, prowincji Masywu Czeskiego, podprowincji Sudetów z Przedgórzem Sudeckim, makroregionu Sudetów Środkowych i mezoregionu Gór Stołowych (332.48) (Kondracki, 1981). Położone są na obszarze transgranicznym pomiędzy Polską a Czechami. Granica państwowa przecina góry w kilku miejscach, m.in. okolicach Radkowa, Pasterki oraz Mioszowa. Jej przebieg dzieli pasmo na obszar środkowy (Broumovské stěny i Adršpašskoteplické skály) zarządzany administracyjnie przez Czechy oraz część wschodnią z masywem Szczelińca Wielkiego i zachodnią z masywem Zaworów położoną w Polsce.

Góry Stołowe stanowią jedyny przykład formacji płytowej w Polsce. Rzeźba taka jest silnie związana z budową geologiczną (Rogaliński, Słowiok 1958). Proces formowania się skał osadowych z których są zbudowane przypada na górną kredę. Nastąpiła wówczas depozycja osadów na dnie nowo powstałego morza z pobliskich wynioślejszych masywów (Jerzykiewicz 1966). Pionowe ruchy dna morskiego spowodowały wykształcenie się trzech naprzemianległych serii osadowych, od najniżej leżących marglisto – piaskowcowych, przez marglisto – mułowcowe aż do najpłytszej piaskowcowej (Jodłowski 1999). Z utworzonej w ten sposób niecki Batorowa, w paleogenie, na skutek regresji morskiej i pod wpływem orogenezy alpejskiej rozpoczęły się procesy zrębowe. Dalsze ruchy przesuwcze i wypiętrzające doprowadziły do wyniesienia ponad poziom terenu pierwotnych form, które z czasem utworzyły Góry Stołowe (Pulinowa 2008).

Na późniejsze kształtowanie się bloku skalnego i obecny wygląd duży wpływ ma układ skał osadowych i uformowanie się pomiędzy nimi poziomów wodonośnych. Góry Stołowe od sąsiednich masywów oddzielają uskoki tektoniczne (Radwański 1975). Od południowego – zachodu jest to uskok dusznicki, od północnego – wschodu uskok Chocieszowa a od wschodu uskok Polanica-Zdrój. Na terenie głównego uskoku tektonicznego wytworzyło się Torfowisko Batorowskie oraz przebiega dolina Czerwonej Wody (Pulinowa 1989). Litologię tego masywu górskiego można podzielić ze względu na zasięg występowania i intensywność na: wielką – oddziałującą na cały obszar, średnią – zaznaczającą się intensywnie w kształtowaniu się stoliw

oraz małą – związaną z tworzeniem się pojedynczych ostańców skalnych (Pulinowa 2008). Występowanie naprzemianległe warstw wodonośnych i innych serii osadowych prowadzi do wystąpienia procesów erozyjnych wewnętrznych (Kowalski 1983), przekładających się na morfologię terenu co wykazały prace Alfreda Jahna z lat 1970 – 1980. Na skutek wydzwignięcia i odsłonięcia serii wodonośnych dochodzi do zintensyfikowania wietrzenia fizycznego, denudacji mechanicznej a także erozji chemicznej i denudacji chemicznej związanych z oddziaływaniem rozpuszczonego CO₂ w wodzie na węglany występujące w marglach (Pulina 1974). Wytworzone w ten sposób puste przestrzenie skalne umożliwiają powstanie zapadlisk, szczelin, bloków skalnych i ostańców.

Pod względem morfostrukturalnym Góry Stołowe zbudowane są z serii progów morfologicznych, tworzących niejako schodkowy charakter. Według Pulinowej (1989) najwyżej położony jest poziom wierzchowinowy. Zbudowany z piaskowców kwarcytowych obejmuje swoim zasięgiem najwyższe stoliwa Szczelińca Wielkiego (880 – 919 m n.p.m.), Skalniaka (840 – 915 m n.p.m.), Narożnika (700 – 850 m n.p.m.) oraz niższego Szczytnika (560 m n.p.m.). Niżej położony jest średni poziom morfostrukturalny, obejmujący swoim zasięgiem region Pasterki, Karłowa i Łężnej. Zbudowany jest ze skał mułowcowo – marglistych z domieszkami piaskowców, na wysokości 750 – 780 m n.p.m., będący w dolnej części obszarem źródłiskowym. Najniżej wykształcił się dolny poziom morfostrukturalny, z piaskowców kwarcowo – skaleniowych. Sięga on od 680 do 740 m n.p.m. z charakterystycznymi seriami skałek, skalnych garbów i zagłębień bezodpływowych.

Inaczej poziomy morfologiczne wyróżniają Rogaliński i Słowiak (1958):

- I poziom, od 850 do 920 m n.p.m. ze szczytami Szczelińca Wielkiego, Skalniaka i Narożnika;
- II poziom, od 700 do 795 m n.p.m. największy pod względem obszaru;
- III poziom, od 500 do 620 m n.p.m. z płaskowyżami okolic Chocieszowa, Studziennej, Wambierzyc oraz dno Obniżenia Dusznickiego;
- IV poziom, od 400 do 440 m n.p.m. na północy, przedpole Gór Stołowych.

Na skutek procesów erozyjnych i sufozji w wierzchowinach, a rzadziej ruchów masowych (Duszyński, Migoń 2015), powstają liczne pęknięcia i szczeliny na przykrawędziowych partiach stoliw. Ruchy masowe i tektoniczne, powodujące zmiany w ośrodku skalnym (Cacoń, Mąkowski, Jamroz, Kaczałek 2018), wraz z nasilającymi się procesami niszczenia prowadzą do powstania labiryntów, takich jak Błędne Skały czy wierzchowina Szczelińca Wielkiego.

Naprzemianległe skały osadowe wykazują zróżnicowaną odporność mechaniczną co powoduje rozwój okapów podskalnych, komór i szczelin czy całych „skalnych miast” (Migoń i in. 2018).

Ważnym elementem form rzeźby terenu są progi skalne, charakterystyczne dla stoków Szczelińca Wielkiego i Skalnika, współwystępujące wokół stoliw (Migoń 2008). Podlegają one ciągłym ruchom masowym i procesom wietrzeniowym, przybierając formę od pionowych ścian skalnych do silnie rozczłonkowanych ostróg, kolumn i iglic (Dumanowski 1967, Pulinowa 1989).

Do najsłynniejszych form skalnych zaliczyć można ostańce skalne w postaci skalnych grzybów. Zróżnicowany stopień lityfikacji poszczególnych warstw piaskowca, a co za tym idzie ich właściwości mechanicznych, poprzez procesy erozyjne (Pulinowa 1996) prowadzi do powstania form o węższej, często spękanej części dolnej i masywnej części górnej, niekiedy nawet piętrowej (Migoń i in. 2018).

3.1.2 Geologia

Przeważająca część Gór Stołowych ulokowana jest na południowo – wschodniej części dużej jednostki geologicznej, którą jest synklinorium śródsudeckie, sąsiadujące z kopułą orlicko – śnieżnicką i basenem Nachodu (Wojewoda i in. 2011, Żelaźniewicz i in. 2011). Jego przebieg wzdłuż linii NW – SE wyznaczają liczne zręby tektoniczne i rowy o tożsamym układzie jak uskoki ciągnący się od Ostrej Góry, przez Karłów i Batorów w stronę Polanicy Zdrój (Machowiak 2018). Początki tworzenia się inicjalnego basenu śródgórskiego, będącego bazą do powstania tej jednostki przypadają na okres wczesnego karbonu (wizen, turnej) (Żelaźniewicz i in. 2011, Wojewoda 2008). Akumulacja osadów wraz z ich depozycją przy subsydencji dna zbiornika trwała do triasu (Aleksandrowski 1990). Orogeneza waryscyjska i związane z nią ruchy tektoniczne spowodowały stopniową przebudowę struktury deponowanych osadów oraz wpłynęły na występowanie nieciągłości litologicznych osadów (Dziedzic 1961). Na przełomie karbonu i permu w regionie nasiliła się aktywność wulkaniczna prowadząca do powstania form subwulkanicznych i effuzywnych wraz z występującymi do dziś relikami stożków wulkanicznych (Awdankiewicz 2004). Na skutek intensywnej erozji i wietrzenia wychodni skalnych era mezozoiczna odznacza się luką stratygraficzną trwającą aż do późnej kredy. Nastąpiła wtedy ponowna transgresja morza i związana z tym sedymentacja osadów. Doprowadziło to do wytworzenia się piaskowców pochodzenia morskiego i

wapnistych mułowców o platformowym charakterze, występujących obecnie na powierzchni (Wojewoda 1986).

Fragmenty północno – zachodniej części Gór Stołowych należą do innej jednostki geologicznej, którą stanowi kopuła orlicko – śnieżnicka. Zbudowana jest z neoproterozoicznych i wczesnopaleozoicznych skał krystalicznych, częściowo przeobrażonych i uległych deformacjom tektonicznym. Z pierwotnych skał osadowych i magmowych powstał szereg zróżnicowanych skał metamorficznych (Machowiak 2018). Centralną część tej jednostki budują gnejsy magmatyczne i metagranity oraz łupki łuszczkowe, amfibolity, leptynity, marmury oraz kwarcyty. Skały te powstawały w różnych facjach, charakterystycznych dla ich wytworzenia: amfibolitowej, granulitowej i eklogitowej. Na zachodzie jednostki występują fylity i zieleńce, natomiast w obrębie Polski skały metamorficzne występują nielicznie (Żelaźniewicz i in. 2011). Łupki łuszczkowe zgrupowane są w masywie Kudowy należącym do większej intruzji magmowej plutonu Kudowy – Oleśnic (Wojewoda 2011).

Trzecią jednostką geologiczną budującą Góry Stołowe jest basen Nachodu. W jego skład wchodzi zapadlisko Kudowy oraz rów Lewina. Po stronie polskiej przeważają kredowe skały osadowe, centralnie występują skały okresu permskiego, natomiast zachodnią część basenu stanowią osady kredowe i triasowe (Wojewoda 2011).

Dominującymi utworami występującymi w Górach Stołowych są wychodnie skał osadowych, zajmujące ponad 85% powierzchni, natomiast resztę stanowią skały plutoniczne oraz w nieznacznym stopniu skały metamorficzne (Machowiak 2018).

Skały osadowe można podzielić na dwie duże grupy wychodni, tworzących się w trzech okresach geologicznych. Najwcześniejsze karbońskie osady występują w północno – zachodniej części gór. W większości zalegają na intruzjach granitowych lub skałach metamorficznych, nie wykazując śladów przeobrażeń. Są pochodzenia lądowego, wytworzone głównie na skutek sedymentacyjnej działalności rzecznej. Zaliczamy do nich zlepieńce okolic Darnkowa oraz arenity lityczne niedaleko Pstrążnej (Niemczyk 1999, Wojewoda i in. 2001).

Wychodnie osadów permskich występują na północy i południu, w regionie zarówno Radkowa jak i Kudowy i Jerzykowic. Skały te również są pochodzenia lądowego, głównie rzecznej i jeziornej, w mniejszym stopniu eolicznego, zaliczane do czerwonego spągowca (Wojewoda i in. 2011).

Największy udział w pokryciu powierzchni posiadają skały osadowe wieku górnej kredy. Wytworzone zostały w warunkach morskiej sedymentacji pięter cenomanu, turonu i koniak, w postaci różnych litosomów: margli plenerskich (wapnistych mułowców będących drobnoziarnistymi osadami o zróżnicowanym składzie) oraz piaskowców ciosowych dolnych,

środkowych i górnych (Jerzykiewicz, Wojewoda 1986). Dla piaskowców ciosowych charakterystyczną cechą jest występowanie systemu pionowych spękań, zazwyczaj prostopadłych do układu poziomego warstwowania (Wojewoda, Burliga 1996). Skały te wytworzone zostały najprawdopodobniej jako kombinacja kilku czynników, takich jak diagenetyzacja, wytwarzanie naprężeń podczas ruchów górotwórczych i aktywności tektonicznej. Ze względu na płytowe zaleganie zarówno piaskowców i margli, różny skład oraz zróżnicowaną odporność na procesy wietrzenia formy skalne często przybierają atrakcyjne kształty. Deponowanie osadów w warunkach intensywnej transgresji morskiej zróżnicowało skład piaskowców ciosowych. Szybkie wertykalne zapełnianie się basenu doprowadziło do wytworzenia arenitów kwarcowych z glaukonitem, zlepieńców muszlowych, powstałych m.in. z sedymentacji osadów grubookruchowych, następnie piaskowców glaukonitowych, wapienistych, mułowców i osadów agradacyjnych. Nad nimi zalegają utwory piaszczysto – mułowcowe (Wojewoda 2011). W litosomach piaskowców ciosowych widoczne są trójdzielne struktury tarasów akumulacyjnych, a także kawerny będące owalnymi pustymi strukturami powstałymi najprawdopodobniej na skutek gromadzenia się metanu oraz utwory przybrzeżne w postaci bruku sztormowego obfitego w skamieniałości (Jerzykiewicz, Wojewoda 1986, Wojewoda 2011).

Margle plenerskie stanowią bardziej zróżnicowaną i skomplikowaną odmianę litogeniczną. Przyjmuje się, że model izochroniczny depozycji osadów (Geinitz 1843, Beyrich 1848) nie wyjaśnia w pełni układu skał, tak jak model diachroniczny Jerzykiewicza i Wojewody (1986), a uproszczony model ułożenia naprzemianległe piaskowców ciosowych i margli nie jest właściwy (Rotnicka 1996). Ze względu na trudności w rozpoznaniu i klasyfikacji proponowano różne systemy podziału stratygraficznego tych osadów (Radwański 1957). Jedną z metod jest ta oparta na makrofaunie inoceramowej (małż *Inoceramus*) (Jerzykiewicz, Wojewoda 1986). Inni autorzy proponują podział margli plenerskich na trzy grupy skał: okruchowe, organogeniczne i okruchowo – węglanowe (Rotnicka 2000). Dominuje pogląd, że margle plenerskie są do pewnego stopnia odpowiednikiem piaskowców, powstającym w nieznacznie odmiennych warunkach. Powiązano je z dolnymi piaskowcami ciosowymi wykazując ich ciągły kontakt. Młodsze utwory margliste są często przewarstwiane piaskowcem co utrudnia ich rozpoznanie i systematykę (Machowiak 2018).

Skały magmowe reprezentowane są przez granitoidy masywu Kudowy – Oleśnic intrudujące we wczesnym karbonie. Podzielić je można na dwie odmiany, starszą w okolicach Oleśnic i nieco młodszą regionu Kudowy. Pod względem petrograficznym wyróżniono granity (na północy) oraz granodioryty (środkowa część) (Borkowska 1959, Białek 2006) wraz z

epizodycznie występującymi tonalitami, wulkanitami i kataklazytami, wytapiające się z nieco odmiennego materiału (Wojewoda i in. 2011). Dodatkowo z osadów zwietrzliny rezydualnej wytworzonej ze skał granitoidowych wykształciły się saprofity, w późnym karbonie i przełomie jury oraz kredy (August i Wojewoda 2005).

Najstarszymi skałami, datowanymi na wczesny paleozoik, a w przypadku łupków łyszczykowych na ordowik, są skały metamorficzne serii strońskiej, na styku intruzji granitoidowej Kudowy – Oleśnic (Bachliński 2002). Powstały najprawdopodobniej w warunkach sedymentacji morskiej z drobnoziarnistych utworów ilasto – mułowcowych, następnie zdeformowanych podczas orogenezy waryscyjskiej i zmetamorfizowanych (Żelaźniewicz 1977).

3.1.3 Gleby

Szersze opracowania dotyczące charakterystyki powierzchni glebowej na terenie Gór Stołowych pochodzą z okresu powojennego. Dotyczyły one zazwyczaj badań konkretnego typu gleb, np. brunatnych (Borkowski 1966), wybranych właściwości (Andruszczak 1975), występowania próchnicznych poziomów glebowych (Borkowski i Strączyńska 1986) lub składu granulometrycznego w powiązaniu z podłożem granitoidowym i metamorficznym (Chodak i Bogda 1976). Pogłębianie dotychczasowej wiedzy dotyczącej badanych wcześniej aspektów gleb oraz rozwój całkowicie nowych badań gleboznawczych jest wyraźnie zauważalny po utworzeniu w 1993 roku Parku Narodowego Gór Stołowych. Znaczący dorobek wniosły prace ośrodka wrocławskiego skupionego wokół Akademii Rolniczej i późniejszego Uniwersytetu Przyrodniczego (Kabała i in. 2008). Badania prowadzone w latach 2008 – 2011 i wcześniejsze umożliwiły sporządzenie mapy glebowej PNGS (Kabała i in. 2012).

Gleby obszarów górskich wykształcają się pod wpływem kombinacji wielu czynników działających ze zróżnicowanym natężeniem. Podstawowym procesem, charakterystycznym zwłaszcza dla gleb nieorganicznych jest erozja skał podłoża, doprowadzająca do wytworzenia zwietrzliny mineralnej, zróżnicowanej w profilu pionowym (Kajdas i in. 2017). Materiał ten często jest przemieszczany i przekształcany na skutek ruchów masowych oraz powierzchniowej lub podpowierzchniowej erozji wodnej oraz ruchów masowych w pokrywy stokowe (Duszyński i in. 2016, Migoń i Kacprzak 2014, Migoń i Kacprzak 2016). Ukształtowanie terenu oraz rodzaj skały macierzystej wpływają na późniejszą morfologię i właściwości wytworzonych gleb, co skutkuje sukcesją charakterystycznych typów roślinności

oraz siedlisk leśnych. Postępujące procesy pedogeniczne i warunki hydrologiczne prowadzą do różnicowania się gleb. Złożoność tych zjawisk jest ciągłym przedmiotem badań (Kabała i Hasse 2004, Waroszewski i in. 2015a, 2015b).

Na strukturę i przestrzenne rozmieszczenie gleb Gór Stołowych wpływa podłoże geologiczne i ukształtowanie terenu. Silna szkieletowość niektórych gleb może nasuwać błędne wnioski co do ich miąższości. Dominują tutaj gleby głębokie (Gałka i in. 2013), o miąższości profilu >100 cm (ponad 50%), gleby średniogłębokie o miąższości 40 – 100 cm zajmują około 40% powierzchni natomiast najpłytsze gleby <50 cm stanowią tylko około 10% (Kabała 2015).

Gleby płytkie występują najczęściej na wychodniach piaskowców, w okolicach wierzchowin Szczelińca Wielkiego, Błędnych Skał czy też progach Radkowa i Batorowa. Gleby średniogłębokie powszechnie spotykane są na podłożu skalnym złożonym z mułowców, w środkowych i górnych partiach stoków. Gleby głębokie zajmują często powierzchnie zrównań, granitowe wzniesienia oraz permskie utwory, a także wytworzone są w stożkach napływowych i akumulowane z osadów rzecznych (Kabała i in. 2018).

Szczegółowe dane dotyczące zasięgów występowania typów i podtypów gleb na terenie Gór Stołowych dostępne są w monografiach dotyczących przyrody Gór Stołowych (Kabała i in. 2008, 2011, 2018). Na potrzeby niniejszej pracy doktorskiej zostaną one przedstawione pokrótce, kładąc większy nacisk na gleby organiczne.

Dominującymi typami i podtypami gleb na terenie PNGS są bielice i gleby bielicowe właściwe Albic Podzols oraz gleby brunatne Cambisols (Szerszeń i in. 1996) a wśród nich; gleby brunatne kwaśne Dystric Cambisols, gleby brunatne kwaśne opadowoglejowe Dystric Stagnic Cambisols oraz gleby brunatne właściwe i wyługowane Eutric Cambisols, wraz z kompleksami gleb bielicowych i brunatnych kwaśnych Skeletic Albic Podzols + Dystric Stagnic Cambisols. Pokrywają one łącznie około 72% powierzchni Parku. Udział pozostałych typów gleb jest wyraźnie mniejszy i kształtuje się następująco: gleby płowe Luvisols, Stagnosols 15%, gleby gruntowoglejowe Gleysols 5%, mady rzeczne brunatne Gleyic Fluvic Cambisols i mady rzeczne właściwe Eutric Gleyic Fluvisols 1%, natomiast udział gleb antropogenicznych Technosols stanowi około 1% (Kabała i in. 2011, 2018). Ze względu na charakterystykę gleb organicznych ściółkowych Folic Histosols utworzonych z materiału ściółkowego zakumulowanego na i w szczelinach między głazami, tworzący specyficzny utwór rumoszowo – ściółkowo – murszowy (Kabała i in. 2019). Istotny jest udział gleb, których fragmenty mogą zostać zaliczone do tego typu. Powierzchnia zajmowana przez gleby torfowe Histosols to 2,5%, gleby inicjalne skaliste Lithic Leptosols około 0,2% natomiast rankery Lithic Leptosols zajmują około 4% powierzchni PNGS (Kabała i in. 2011, 2018).

Gleby inicjalne i słabo ukształtowane reprezentowane są przez gleby inicjalne skaliste Lithic Leptosols, rankery Lithic Leptosols, gleby inicjalne rumoszone Hyperskeletal Leptosols i arenosole Dystric Arenosols. Ze względu na początkowe stadia rozwoju miąższość gleb inicjalnych nie przekracza 10 cm a rankerów sięga do 50 cm (Kabała i in. 2018). Na obszarze PNGS można wyróżnić trzy rodzaje gleb inicjalnych i rankerów ze względu na wytworzenie się z odmiennych skał macierzystych: granitoidów, piaskowców oraz mułowców i margli. Gleby wytworzone z granitoidów występują na zboczach Kruczej Kopy, z piaskowców na obszarze Szczelińca Wielkiego i Małego, Błędnych Skał, Skalniaka, Narożnika, Dziczego Grzbietu, Białych Skał i progu Batorowa i Radkowa, natomiast rankery z mułowców i margli obecne są na Rogowej Kopie i okolicach Radkowa (Kabała i in. 2011). Cechują się dużą szkieletowością powyżej 50%, uziarnieniem piasków gliniastych, słabogliniastych i luźnych (Kabała i in. 2011) a ich odczyn jest silnie kwaśny i kwaśny w poziomie AE (pH_{KCl} 2,8 – 3,0) (Kabała i in. 2008). Nieco odmienne cechy wykazują rankery wytworzone z mułowców i margli z uziarnieniem zwięzłym, kamienisto – gliniastym lub kamienisto pyłowym (Kabała i in. 2011).

Gleby organiczne występują w piętrze wysokościowym od 500 do 900 m n.p.m. (Kaszubkiewicz i in. 1996). Ocenia się, że całkowity areał zajmowany przez gleby organiczne wynosi tu około 100 ha (Bogacz 2000). Duża różnorodność gleb jest wynikiem usytuowania w terenie, występowania w podłożu zwietrzelin piaskowców i mułowców oraz warunków zasilania gleb przez wodę. Gleby torfowe torfowisk wysokich, przejściowych i niskich oraz gleby mułowe i murszowe zajmują głównie siedliska mezotroficzne i eutroficzne, rzadziej oligotroficzne. Zasięg ich występowania obejmuje głównie: Wielkie Torfowisko Batorowskie, wierzchowinę Skalniaka (Długie i Krągłe Mokradło), Małe Torfowisko Batorowskie, dolinę Kamiennego Potoku, Czerwonej Wody, górny bieg Moszczenicy, torfowisko na Niknącej Łące oraz obszar źródliskowy Urwiska Batorowskiego (Bogacz 2002a). Torfy charakteryzują się niskim pH_{KCl} od wartości 2,3 do 6,0 (Bogacz 2002b). Analiza właściwości fizykochemicznych w połączeniu z innymi cechami pozwala na określenie wytworzonych z nich gleb wg klasyfikacji FAO WRB jako: Dystric Hemic Histosols, Dystric Fibric Histosols, Eutric Sapric Histosols, Eutric Fibric Histosols. Gleby murszowe Dystric/Eutric Murshic Histosols opisano w brzegowej części Wielkiego Torfowiska Batorowskiego, powstały na skutek przerwania procesu torfotwórczego (Bogacz 2005). Wiek spągowych warstw Wielkiego Torfowiska Batorowskiego na podstawie analizy palinologicznej oceniono na początek okresu borealnego czyli około 10000 lat (Marek 1998). Datowania radiowęglowe ^{14}C torfowiska niskiego u źródeł Czerwonej Wody dały wynik 5510 ± 90 lat BP, a torfowiska Długie Mokradło 4570 ± 70 lat BP (Glina 2014).

3.1.4 Klimat

Opracowanie szczegółowych i dokładnych danych klimatycznych dotyczących całego obszaru Gór Stołowych jest skomplikowane ze względu na brak stałej sieci aparatury pomiarowej. Pociąga to za sobą niewystarczające dane dotyczące serii pomiarów i obserwacji meteorologicznych, które posłużyłyby do stworzenia miarodajnej i wiarygodnej średniej wieloletniej (Dubicki i Głowicki 2008, Otop i Miszczuk 2011, Kicińska i in. 2015). Z tego powodu wykorzystuje się dane historyczne: niemieckie, czeskie i polskie, a także aktualne pochodzące ze stacji otaczających obszar górski.

Określenie klimatu, zwłaszcza górskiego, napotyka na spore trudności, zwłaszcza w przypadku niewystarczających danych i opieraniu się na modelach. W analizach trzeba uwzględniać szereg dodatkowych czynników, takich jak sąsiedztwo innych pasm górskich, rzeźbę terenu, wysokość bezwzględna i względna oraz znaczne różnice mikroklimatyczne pomiędzy wierzchołkami a dnem dolin (Hess i in. 1980). Istotne różnice występują pomiędzy wyniesieniami a wklęsłymi formami terenowymi. Ze względu na przedział wysokości Gór Stołowych sięgający od 400 do 919 m n.p.m. istotnych wyników meteorologicznych dostarcza czeska stacja Polom-Sedlonov na wysokości 747 m n.p.m. (Sobik, Błaś 2018) oraz polska stacja Słoszów na wysokości 555 m n.p.m. (Dubicki, Głowicki 2008).

Średnią wieloletnią temperaturę w latach 1981 – 2010 wyznaczono i wyliczono na podstawie norm Światowej Organizacji Meteorologicznej WMO i danych czeskich. Dla wysokości 750 m n.p.m. wyniosła ona 6,8°C, z wartością minimalną 5,3°C i maksymalną 8,4°C. Przy założeniu pionowego gradientu wilgotnoadiabatyicznego 0,5°C, średnia temperatura dla obszarów położonych na wysokości 500 m n.p.m. wyniosła 7,6°C, natomiast dla wierzchołków najwyższych partii na 900 m n.p.m. osiągnęła 6,1°C. Najchłodniejszym miesiącem jest styczeń ze średnią temperaturą -3,7°C, a najcieplejszymi lipiec i sierpień, z temperaturą 16,8°C (Sobik, Błaś 2018).

Średnie wieloletnie dla lat 2006 – 2017 obliczono na podstawie rzeczywistych wyników pomiarów ze stacji Polom - Sedlonov. Średnia wieloletnia temperatura wzrosła w stosunku do poprzedniego wielolecia i wynosi 7,5°C. Minimum temperaturowe dla tego okresu wyniosło -19,8°C a maksimum 33,3°C (Sobik, Błaś 2018). Należy pamiętać że są to dane dla stacji Polom-Sedlonov, które można wiernie ekstrapolować na wypukłe formy terenu, natomiast w obniżeniach terenu na skutek inwersji temperatury (radiacyjne przygruntowe, nocne radiacyjne) temperatura minimalna może osiągać znacznie niższe wartości jak to miało miejsce w 1879 roku w dolinie Czerwonej Wody (-33,3°C) (Richter 1882). Średnia roczna temperatura

w latach 1976 – 2005 dla stacji meteorologicznej w Słoszowie wyniosła 6,2°C (Dubicki, Głowicki 2008). Istotnym czynnikiem klimatotwórczym są przymrozki, które dla czeskiej stacji zazwyczaj występują do 19 kwietnia i od 22 października, natomiast dla polskiej do 17 maja i od 6 października (Dubicki, Głowicki 2008, Sobik, Błaś 2018). W wielu miejscach Gór Stołowych takich jak Zmrozowisko, Wielkie Torfowisko Batorowskie i obszar torfowiskowy w masywie Skalnika zjawisko to może zachodzić nawet całorocznie.

Termiczne lato w okresie 2006 – 2017 trwało 80 dni natomiast zima 79, przy okresie wegetacyjnym trwającym 218 dni. W stosunku do poprzedniego wielolecia (1981-2010) notuje się trend wzrostowy dla lata (67 dni) i spadkowy dla zimy (94 dni) oraz okresu wegetacyjnego (210 dni) (Sobik, Błaś 2018).

W Górach Stołowych, tak jak i dla reszty Polski, zaznacza się przewaga napływu mas powietrza polarno – morskiego. Jednocześnie cyrkulacja mas powietrza i związanych z nimi wiatrów jest ściśle powiązana z uwarunkowaniami lokalnej rzeźby terenu i orientacji geograficznej dolin. Dla wypukłych form terenu (stacja Polom – Sedlonov) dominują wiatry południowe – 45%, udział wiatrów zachodnich i północnych wypada bardzo podobnie - 20% i 19%, wschodnie 13% a najrzadziej występuje cisza atmosferyczna – w 3% czasu, przy średniej prędkości 3,4 m·s⁻¹ (Sobik, Błaś 2018). Na obszarze dolinnym (stacja Słoszów dolina o przebiegu równoleżnikowym) najczęstsze są wiatry południowo – zachodnie i zachodnie – 46%, cisza atmosferyczna zajmuje 30% czasu, wiatry wschodnie zajmują 9% czasu, południowe 3% a najrzadziej północne 1% przy średniej prędkości 2,1 m·s⁻¹. Zaznacza się tutaj wyraźny wpływ ukształtowania terenu na rozkład róży wiatrów i jej dynamikę (Dubicki, Głowicki 2008).

Na rozkład i wielkość opadów atmosferycznych kluczowe znaczenie ma równoleżnikowy układ pasm górskich i równin w Europie Środkowej. Umożliwiają one swobodny przepływ mas powietrza polarno – morskiego z zachodu oraz polarno – kontynentalnego ze wschodu (Schmuck 1969). Czynnikiem lokalnym charakterystycznym dla obszarów górskich jest spiętrzanie wilgotnych mas powietrza w górę stoku co powoduje opad orograficzny po stronie dowietrznej (Kwiatkowski 1984). Dla Gór Stołowych istotne znaczenie ma również występowanie w sąsiedztwie wyższych pasm górskich, które ograniczają swobodę przepływu mas powietrza. Na lokalny mikroklimat wpływa też geomorfologia tego terenu i ekspozycja stoków, nie zaburzająca w znaczącym stopniu ruchów powietrza ze względu na wyspowy charakter wierzchołków (Sobik i in. 2001).

Średnia roczna suma opadów, wyliczona na podstawie danych zebranych w latach 1976 – 2005 dla 7 stacji meteorologicznych: Pasterka, Słoszów, Lewin Kłodzki, Chocieszów, Kudowa

Zdrój, Polanica Zdrój, Gajów; zlokalizowanych wokół obszaru gór, wynosi od 650 mm do 833 mm. Różnicowanie to jest spowodowane lokalizacją stacji meteorologicznych w różnych kierunkach geograficznych a przez to położonych po stronach dowietrznych lub zawietrznych. Sumy opadów są średnio od kilku do nawet 30% niższe niż na porównywalnych pod względem wysokościowym obszarach reszty Sudetów (Dubicki, Głowicki 2008).

Średnioroczny stopień zachmurzenia w Górach Stołowych jest porównywalny z sąsiednimi pasmami górskimi, natomiast średnia ilość dni z mgłą w roku jest znacząco większa niż obszarów w sąsiednich pasmach górskich położonych na podobnej wysokości (Błaś i in. 2002). Dla stacji Polom – Sedlonov wynosi 140 dni. Zauważalne są wyraźne różnice w ilości dni z mgłą w miarę obniżania się terenu, natomiast ponowny wzrost tego parametru notuje się na obszarach o wklęsłych formach terenowych, gdzie istotną rolę odgrywa mgła radiacyjna. Ilość i intensywność osadów mgielnych ma istotne znaczenie dla całkowitego bilansu wodnego a także warunków wzrostu roślin. Ocenia się, że te wielkości mogą być znaczne (Sobik, Błaś 2018).

Pokrywa śnieżna zalegająca na terenie Gór Stołowych charakteryzuje się znacznymi wahaniami w zależności od układów barycznych, termicznych i czynników klimatycznych a także od ekspozycji terenu i jego morfologii. Dane pomiarowe ze stacji w Pasterce i Słoszowie wskazują na 139 do 160 dni potencjalnego okresu śnieżnego, co jest wartością niższą niż notowane okresy dla reszty Sudetów w tym przedziale wysokościowym (Kosiba 1949, Dubicki, Głowicki 2008). Wyliczenia wskazują, że na szczycie najwyższych wierzchołków Szczelińca Wielkiego i Małego potencjalny okres śnieżny może trwać do 190 dni, a w zagłębieniach terenu i szczelinach skalnych takich jak Piekiełko nawet do 250 dni (Otop i Miszuk 2011). Ocenia się, że w lokalnych obniżeniach terenowych następuje sytuacja analogiczna jak w przypadku mgieł i ilości dni potencjalnego okresu śnieżnego może się wydłużać. Należy pamiętać, że te dane nie są równoznaczne z długością zalegania pokrywy śnieżnej. Często jest ona nietrwała, o bardzo zróżnicowanej średniej miąższości (od kilkunastu centymetrów do prawie metra) a okres jej występowania jest znacząco krótszy (Sobik, Błaś 2018).

3.1.5 Wody

Przez Góry Stołowe biegnie położony południkowo wododział dzielący pasmo na zlewiska Morza Bałtyckiego oraz Północnego. Cieki wodne odprowadzające wodę na zachód leżą w

dorzeczu Łaby, natomiast płynące na wschód należą do dorzecza Odry (Ciężkowski, Kiełczawa 2008).

Na terenie PNGS występują około 23 ciek naturalne. Główne z nich to w kolejności wielkości odwadniania terenu: Czerwona Woda, Kudowski Potok, Dańczówka, Kamienny Potok, Pośna, Trnkława, Czermnica i Piekło (Nowicka 1998). Długość stałej sieci rzecznej wynosi około 110 km, przy całkowitej około 175 km, natomiast w okresach zwiększonych opadów i większej wilgotności ich długość może wzrosnąć o około 64 – 67 km (Adynkiewicz – Piragas i in. 2011). Średnia gęstość sieci rzecznej dla PNGS wynosi $2,7 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$ natomiast dla całego obszaru Gór Stołowych $1,25 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$ (Nowicka 1998, Pulinowa 1989). Ze względu na budowę geologiczną i geomorfologiczną sieć rzeczna ma charakter decentryczny (Witek 2018).

System krążenia wód w Górach Stołowych można podzielić na trzy grupy. Pierwszą z nich stanowią wody, które są uzależnione w znacznym stopniu od opadów atmosferycznych i charakteryzują się dużą zmiennością. Wody te odprowadzane są do pozostałych grup, ulegają infiltracji i odpływowi. Druga grupa to wody podpowierzchniowe, ściśle uzależnione od pokryw skalnych i warunków atmosferycznych. Trzecią grupą są wody podziemne dwóch poziomów wodonośnych piaskowców. Są one najbardziej stabilne pod względem zasobów i w okresach suszy stanowią główne źródło zasilania potoków powierzchniowych (Nowicka 1998).

Na części obszarów występują warunki dogodne do retencji powierzchniowej i powstawania obszarów podmokłych stale i okresowo. Są to Wielkie i Małe Torfowisko Batorowskie, Długie Mokradło, Krągłe Mokradło, południowe podnóża Szczelińca Wielkiego i Skał Puchacza, spłaszczenia pomiędzy Górą Ptak a Lisim Grzbietem, dolina Czermnicy na zachód od Ptasiej Góry oraz środkowa część doliny Czerwonej Wody (Adynkiewicz – Piragas i in. 2011).

Wody podziemne wykazują nieznaczne zmiany składu chemicznego. Zaliczyć je można do typów: wodorowęglanowo – wapniowego, wodorowęglanowo – wapniowo – magnezowego oraz wodorowęglanowo – siarczanowo – wapniowego. Ich średnia mineralizacja wynosi $187 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ a odczyn pH około 7 (Tarka i in. 2011).

Obszar Gór Stołowych, na skutek warunków hydrologicznych, ewapotranspiracji a także gęstej sieci drenaży, sprzyja intensywnemu odprowadzaniu wody poza lokalnymi zagłębieniami terenu i obszarami źródłiskowymi (Nowicka 1998, Woronko 1998).

3.2 Karkonosze

3.2.1 Geomorfologia

Karkonosze to najwyższe pasmo górskie Sudetów, rozciągające się równoleżnikowo na kierunku NWW – SEE (KPN iMap 2020). Ze względu na charakterystykę geologiczną, wyrastają ponad Kotlinę Jeleniogórską jako potężny wyrównany masyw z pojedynczymi wierzchołkami. Przez główny grzbiet przebiega granica państwowa, dzieląc pasmo na część polską i czeską. Rozciągają się na przestrzeni 36 km, przy szerokości 8 – 20 km i całkowitej powierzchni około 620 km². W Polsce zajmują ok. 180 km², co stanowi niecałe 30% całego pasma górskiego (Kondracki 1981, Migoń 2012). Od sąsiednich gór oddzielają je wyraźne obniżenia terenu, pozwalające jasno wyróżnić jednostki orograficzne tej części Sudetów, pozostające w związku z przeszłością geologiczną. Od Gór Izerskich na zachodzie oddziela je Przełęcz Szklarska (886 m n.p.m.), na zachodzie od Rudaw Janowickich ograniczone są przez Przełęcz Kowarską (727 m n.p.m.), natomiast na południowym wschodzie zamyka je Przełęcz Lubawska (511 m n.p.m.) (Czerwiński 1985).

Regionalizacja fizycznogeograficzna zalicza opisywane pasmo górskie do megaregionu Pozaalpejskiej Europy Środkowej, prowincji Masywu Czeskiego, podprowincji Sudety z Przedgórzem Sudeckim, makroregionu Sudety Zachodnie i mezoregionu Karkonoszy (332.37) (Kondracki 1981). Są to góry typowe dla charakterystyki gór średnich, z kulminacją najwyższego szczytu Śnieżki (1602 m n.p.m.) oraz wielu wierzchołków po polskiej i czeskiej stronie o wysokości bezwzględnej przekraczającej 1000 m n.p.m. Dodatkowo w Karkonoszach wyróżnić możemy kilka jednostek orograficznych niższego rzędu (Czerwiński 1985).

Główny Grzbiet Karkonoszy podzielić można na kilka składowych. Grzbiet Śląski rozciąga się od Przełęczy Szklarskiej na zachodzie aż do zboczy Śnieżki i doliny Łomniczki na wschodzie. Zbudowany jest z granitów i ma charakter wyrównanej wierzchowiny o wysokościach od 1350 m n.p.m. do 1400 m n.p.m. z wniesieniami pojedynczych wierzchołków o wyglądzie kopuł, których zbocza pokryte są rumowiskiem skalnym. Występujące w środkowej części obniżenie terenu na Przełęczy Karkonoskiej (1198 m n.p.m.) dzieli grzbiet na dwie części. Ponad powierzchnię spłaszczeń wyrastają wierzchołki Szrenicy (1362 m n.p.m.), Czeskich i Śląskich Kamieni (1413 – 1417 m n.p.m.), Łabskiego Szczytu (1472 m n.p.m.), Wielkiego Szyszaka (1509 m n.p.m.), Małego Szyszaka (1436 m n.p.m.) i Smogorni (1489 m n.p.m.) (Czerwiński 1985). Na tym terenie możemy odnaleźć pozostałości powierzchni zrównań denudacyjnych takie jak Równia pod Śnieżką, Bila louka, Certova louka, a także

obszar pomiędzy Łabskim Szczytem i Kotelem (Migoń 2012). Równolegle do Grzbietu Śląskiego przebiega Czeski Grzbiet. Ma on formę wąskiego wału z kulminacjami w postaci kopulastych wierzchołków Lucni hory (1555 m n.p.m.) i Studnicni hory (1554 m n.p.m.) a także skalistej stromej grani Kozi hrbety (1321 – 1422 m n.p.m.) (Migoń 2012).

Od Czeskiego Grzbietu prostopadle w kierunku południowo – zachodnim odchodzi seria grzbietów znana pod wspólną nazwą Krkonosske rozsochy (Migoń 2012). Są to: Vilemovska hornatina, Vlci hrbet, Zalsky hrbet, Cernohorska hornatina, Ruzohorska hornatina, Rychory oraz położony częściowo w Polsce Grzbiet Lasocki (KPN iMap 2020). Zbudowane są ze skał metamorficznych osłony granitu karkonoskiego (Czerwiński 1985).

Na północy, Grzbiet Śląski opada stokiem o przekroju od wypukłego w górnej części, przechodzącego niżej w prostoliniowy, załamany na wysokości około 700 m n.p.m. na granicy z Karkonoskim Padołem Śródgórskim. Jest to bruzda tektoniczna rozciągająca się od Szklarskiej Poręby do Karpacza łącząca kotlinowate obniżenia Warzelni, Trzech Jaworów, górnej Jagniątkowa, górnej Przesieki i Borowic. Rozgraniczają one jednocześnie Karkonosze od Pogórza Karkonoskiego, będącego pasem wzniesień pomiędzy dolinami Kamiennej i Łomnicy, o wysokościach 600 – 800 m n.p.m. (Czoło 869 m n.p.m., Grabowiec 784 m n.p.m., Grzybowiec 751 m n.p.m.) (Czerwiński 1985).

Wschodnia część Śląskiego Grzbietu sąsiaduje z Czarnym Grzbietem. Rozpoczyna się on na zachodzie na obszarze Przełęczy pod Śnieżką (1394 m n.p.m.) a jego wschodnią granicę wyznacza Sowiec Przełęcz (1164 m n.p.m.). Jego kulminacją jest wyrastająca charakterystyczną piramidą Śnieżka (1602 m n.p.m.), będąca najwyższym wzniesieniem w całych Karkonoszach (Czerwiński 1985), zawdzięczająca swój kształt hornfelsom (Migoń, Kasprzak 2015). Zbudowany jest ze skał metamorficznych: gnejsów, łupków łyszczykowych, amfibolitów i łupków kwarcowych czy hornfelsów (Czerwiński 1985, Oberc 1960, 1985).

Kowarski Grzbiet rozciąga się na 4 km od Sowiec Przełęczy i doliny Niedźwiady aż do Przełęczy Okraj i doliny Jedlicy. Jego najwyższymi punktami są Skalny Stół (1281 m n.p.m.) i Czoło (1266 m n.p.m.) a skały, z których jest zbudowany są również metamorfikiem wschodniej osłony granitu karkonoskiego (Czerwiński 1985, Oberc 1960, 1985).

Najbardziej na wschód wysuniętym członem Karkonoszy na terytorium Polski jest Grzbiet Lasocki. Jego południkowy przebieg ograniczony jest przez Przełęcz Kowarską i Okraj aż do Bramy Lubawskiej i źródła rzeki Bóbr. Najwyższym wzniesieniem jest Łysocina (1188 m n.p.m.) natomiast budujące go skały są metamorficzne, podobnie jak pozostałych grzbietów Krkonosskich rozsoch (Czerwiński 1985, Oberc 1960).

3.2.2 Geologia

Budowa masywu Karkonoszy związana jest z występującymi etapami zjawiskami geologicznymi od wczesnego paleozoiku aż do czasów współczesnych. Najwyraźniej w terenie zaznaczają się ostatnie rysy rzeźby związane z orogenezą alpejską i plejstoceniową działalnością lodowca, jednakże podłoże skalne ma starszą, zróżnicowaną genezę (Czerwiński 1985).

Pierwotne wypiętrzenie górotworu nastąpiło podczas orogenezy warwscyjskiej (hercyńskiej) na przełomie dewonu i karbonu. Ruchom tym towarzyszyły procesy erozji powodujące stopniową denudację terenu i odsłanianie się niżej leżących skał intruzji granitowej. Zjawiska te zachodziły od wczesnego permu aż do triasu i później (Aleksandrowski i in. 2013).

Intruzja karbońskiego plutonu spowodowała powstanie szeregu skał metamorficznych których geneza sięga wcześniejszych okresów. W kambrze na terenie ówczesnego oceanu Rei zjawiska magmowe (Nance i in. 2010, Tait i in. 1997) spowodowały wytworzenie się tzw. granitów rumburskich, które po późniejszych przeobrażeniach utworzyły dzisiejsze granitognejsy, gnejsy izerskie i kowarskie. Granity te pod postacią plutonu intrudowały w jeszcze wcześniejsze skały, związane najprawdopodobniej z orogenezą kadomską, podczas ediakaru w późnym proterozoiku. Zmetamorfizowane wtedy skały występują obecnie jako łupki łyszczykowe, z fragmentami metawulkanitów i wapieni (Aleksandrowski i in. 2013).

Zmetamorfizowane skały magmowe osłony plutonu granitoidów karkonoskich związane są z wędrówką terranów Awalonii i Baltiki oraz zamykaniem się oceanu Japetus i rozrastania a później zamykania oceanu Rei (Nance i in. 2010, Winchester i in. 2002). Pozostałościami dawnego bazaltowego dna morskiego są niektóre skały maficzne; amfibolity i zieleńce, które występują na Grzbiecie Lasockim i Rudawach Janowickich. Metawulkanity, wapienie krystaliczne, łupki łyszczykowe i fylity to przeobrażone utwory osadowo – wulkaniczne obecne również w tych miejscach (Aleksandrowski i in. 2013). Wydarzenia związane z tymi procesami trwały od ordowiku do wczesnego karbonu. Subdukcja płyt tektonicznych i w konsekwencji powstanie nasunięć płaszczowinowych doprowadziło do metamorfizmu wysokociśnieniowego dna oceanicznego i skał osadowych (Kryza & Mazur 1995, Maluski & Patocka 1997). We wczesnym karbonie zakończyły się procesy formowania płaszczowin i doszło do ich wypiętrzenia oraz późniejszego pokolizyjnego kolapsu grawitacyjnego (Aleksandrowski i in. 2013).

Wydarzeniom tym towarzyszyło intrudowanie magmy granitoidowej Karkonoszy, przebiegające w kilku etapach, różnicujące dzięki temu litologiczne odmiany granitu (Duthou i in. 1991, Marheine i in. 2002). W przypadku tego plutonu charakterystyczna jest krystalizacja

ze stopów mieszanych. Jeden z nich, ciemny i zasadowy powstał z wytopienia z płaszcza litosferycznego, natomiast drugi, jasny i kwaśny ze skorupy (Aleksandrowski i in. 2013). Interakcje pomiędzy tymi odmianami spowodowały utworzenie najstarszych granitów porfirowatych aż do najmłodszych równoziarnistych (średnio i drobno) oraz aplitów zawierających mniejsze ilości magmy hybrydalnej i stopu maficznego (Słaby i Martin 2008).

Efektem intruzji granitowej podczas orogenezy waryscyjskiej są charakterystyczne skały metamorficzne osłony plutonu. Procesy te doprowadziły do powstania hornfelsów i łupków plamistych a także wykryszalowania pegmatytów i powstania skał żyłowych (Aleksandrowski i in. 2013).

Na przełomie paleozoiku i mezozoiku Karkonosze zostały podzielone na bloki uskokami zrzutowymi, które były wypiętrzane w zróżnicowanym tempie. Nasilone procesy erozji i denudacji sukcesywnie zrównywały teren tworząc penaplenę. Mezozoiczne osady, o ile powstawały na tym obszarze, zostały usunięte wraz z późniejszym wypiętrzaniem i erozją terenu (Migoń i Danisik 2012).

Ponowne wydzwignięcie terenu w wyniku ruchów górotwórczych i odmłodzenie rzeźby gór nastąpiło podczas orogenezy alpejskiej. Procesy intensywnej kompresji tektonicznej doprowadziły do dyferencjalnych ruchów pionowych i ujawnieniu systemu spękań plutonu karkonoskiego. Rozgrzanie litosfery na skutek ruchów górotwórczych pozwoliło na częściowe rozładowanie izostatycznych napięć pozostałych po wcześniejszych orogenezach. Na skutek nierównowagi izostatycznej procesy wypiętrzania trwają również współcześnie (Mierzejewski 1985).

Podczas późnego paleogenu wystąpiły na niewielką skalę procesy wulkaniczne związane z intruzją zasadowych bazaltoidów. Ich stanowiska widoczne są w kilku miejscach, m.in. w okolicach Góry Rudzianek koło Zachełmia oraz na zachodnim zboczu Małego Śnieżnego Kotła (Knapik i in. 2009). Wychodnia w tym kotle, jest jedną z najwyższych położonych odsłon w Europie, o długości 150 m i szerokości około 50 – 65 m (Cloos i Korn 1934). Tworzące ją bazanity według jednej teorii zawierają tufy co wskazuje na wulkaniczne pochodzenie (Mierzejewski 1969), natomiast inna opisuje je jako część subwulkanicznej intruzji (Zagożdźoń i Zagożdźoń 2006).

Struktura granitu ma decydujące znaczenie dla wytworzenia się charakterystycznych form skalnych w postaci pojedynczych ostańców denudacyjnych. Powstały one przez usunięcie zwietrzliny i odsłonięcie ciosu odporniejszego granitu o prostopadłościennym kształcie. Niektóre z ponad 150 grup skalnych osiągają znaczne rozmiary, np. Pielgrzymy 25 m

wysokości (Czerwiński 1985). Powiązane z tymi procesami jest powstanie owalnych zagłębień w blokach skalnych, tzw. kociołków wietrzeniowych (Partsch 1894, Gurich 1914).

W Karkonoszach udokumentowano około 150 stanowisk mineralogicznych z około 230 minerałami (Sachanbiński 2005) co wskazuje na różnorodność gatunków i form minerałów, będące w ścisłym związku z krystalizacją plutonu granitoidowego, zjawiskami termicznymi magmy oraz procesami metamorficznymi. W całym masywie karkonosko – izerskim opisano po raz pierwszy na świecie występowanie 5 minerałów: uranofan, koutekit., novakit, kutinait i paxyt (Aleksandrowski i in. 2013).

Ostateczny kształt Karkonoszy, w takiej formie w jakiej widzimy je obecnie, nadały następujące po sobie zlodowacenia i działalność glacialna i peryglacialna w plejstocenie.

Podczas ostatniej epoki lodowcowej na terenie Karkonoszy wykształciło się lokalne zlodowacenie górskie. Do momentu wycofania się glaciału, który miał miejsce około 10 tysięcy lat temu, intensywne zjawiska wietrzeniowe mechaniczne i mrozowe wykształciły szereg form polodowcowych (Kasprzak, Traczyk 2013). Najwyraźniej w krajobrazie zaznaczają się kary polodowcowe. W całych Karkonoszach naliczono ich 12 (Engel 1997) z czego po polskiej stronie 6: Wielki i Mały Kocioł Śnieżny, Czarny Kocioł Jagniątkowski, Kotły Małego i Wielkiego Stawu a także Kocioł Łomniczki. Są one mniej rozległe niż te po czeskiej stronie, jak np. Obrí dul, jednak posiadają bardzo dobrze wykształcone ściany skalne.

Najwyżej położonymi kotłami są Mały i Wielki Śnieżny Kocioł, których górne krawędzie rozpoczynają się odpowiednio na wysokości ok. 1470 – 1485 m n.p.m., natomiast dno położone jest odpowiednio 280 – 240 m niżej. Wysokość ścian skalnych w Wielkim Śnieżnym Kotle jest większa i wynosi 100 m a na jego dnie zachowały się reliktywne jeziora znane pod nazwą Śnieżne Stawki. W obrębie tych karów widać wyraźnie formy akumulacyjne moren czołowych i bocznych. Wykształcony w regionie siodła Czarnej Przełęczy Kocioł Jagniątkowski jest najmniejszą taką formą geomorfologiczną po polskiej stronie. W przeciwieństwie do pozostałych cyrków ma on położenie przełęczowe i nie wrzyna się w krawędź wierzchowiny Głównego Grzbietu. Posiada też najniższe ściany skalne, dochodzące do 40 m wysokości. Dno Kotła Wielkiego Stawu zajmuje największe w Karkonoszach jezioro polodowcowe, ściany skalne dochodzą tutaj do 60 m wysokości przy całkowitej głębokości 205 m. Największym karem polodowcowym jest Kocioł Małego Stawu. Jego objętość wynosi około 0,135 km³, głębokość sięga 225 m a wysokość ścian skalnych dochodzi do 110 m. Południową część dna kotła, zamkniętą od północy wałem morenowym, wypełnia Mały Staw. W przypadku obu tych cyrków bardzo wyraźne są formy morenowe oraz obserwowane etapy zlodowacenia górskiego.

Ostatnim, nie ustępującym wielkością do poprzednio opisywanego, ze słabiej zaznaczonymi formami polodowcowymi jest Kocioł Łomniczki (Czerwiński 1985, Kasprzak i Traczyk 2013).

W miejscach których firn i śnieg zalegał w mniejszej ilości nie wykształciły się pełnowymiarowe kary lodowcowe tylko nisze niwalne. Zaliczyć do nich możemy np. Biały Jar, Kocioł Szrenicki, pod Smogornią, Łabskim Szczytem, Tępym Szczytem czy Śmielcem (Czerwiński 1985).

Utworami glacialnymi i peryglacialnymi występującymi w Karkonoszach są również grubofrakcyjne pokrywy stokowe i rozwaliska wierzchowinowe. Charakterystyczne są dla klimatu zimnego, gdzie głównymi czynnikami modelującymi są: wietrzenie mechaniczne, segregacja mrozowa i soliflukcja. Występują zazwyczaj ponad górną granicą lasu pod postacią pokryw nieprzemieszczonych (rumowiska skalne, zwietrzelin ziarnistych) oraz pokryw przemieszczonych, stokowych i deluwialnych. Dodatkowo mikroformami rzeźby mrozowej są: terasy krioplanacyjne, grunty strukturalne, wieńce gruzowe, sieci poligonalne i turfury (Walczak 1948, Czerwiński 1985, Traczyk 1995, Traczyk 2009).

3.2.3 Gleby

Surowość klimatyczna i niedostępność wyższych partii Karkonoszy były przez stulecia czynnikiem hamującym ekspansję rolniczą i w konsekwencji badanie pokrywy glebowej (Kabała 2011). Późniejsze poszukiwania zasobów naturalnych, cennych kruszców przez przybyszów walońskich oraz wypas owiec dały impuls do poznania przyrody i pośrednio środowiska glebowego (Kulik 1985).

Pierwsze badania pokrywy glebowej w Karkonoszach na szerszą skalę rozpoczęli badacze niemieccy w XIX wieku. Dotyczyły one tematów związanych z rolnictwem i leśnictwem, opracowań florystycznych i prac przeglądowych, gdzie pośrednio zawarte były informacje o glebach (Hoser 1807, Behlen 1835, Elsner 1837). Po II wojnie światowej badania skupiały się głównie na geomorfologii a jedne z pierwszych polskich badań gleboznawczych dotyczących torfowisk Karkonoszy przeprowadzał Tołpa (Tołpa 1949, Kabała i in. 2019). Utworzenie Karkonoskiego Parku Narodowego i późniejsza klęska ekologiczna zintensyfikowały multidyscyplinarne badania prowadzone zwłaszcza przez wrocławski ośrodek naukowy dotyczące różnych właściwości i cech gleb (Kabała i in 2019). Na podstawie zaproponowanej metodyki przeprowadzono prace monitoringowe na 630 stałych powierzchniach (Karczewska i in. 2006), które umożliwiły m. in. zbadanie zawartości rtęci i ołowiu w

powierzchniowych poziomach oraz zawartość N, P, K w strefach leśnych w zależności od wysokości n.p.m. (Szopka i in. 2010, 2011, 2013).

Właściwości fizykochemiczne gleb Karkonoszy pozostają w ścisłym związku ze skałą macierzysta i podłożem geologicznym. Ich przestrzenne zróżnicowanie ujawnia się pod wpływem czynników klimatyczno – morfologicznych, determinujących strefowe rozmieszczenie. Udział gleb średniogłębokich (50 – 100 cm) i głębokich (100 – 150 cm) jest dominujący, przy rzadkim występowaniu gleb płytkich (do 50 cm). Głównym materiałem budulcowym jest lokalna zwietrzelina, jednakże zazwyczaj jest ona przemieszczona i ponownie zdeponowana, stąd mały udział typowych gleb wietrzeniowych (Kabała i in. 2019).

Wydarzenia związane ze zlodowaceniami plejstoceniowymi i późniejsze w holocenie doprowadziły do wietrzenia minerałów, powodujących wytworzenie się eolicznych dodatków. Materiały z wyższych partii gór były przemieszczane w dół zboczy tworząc koluwia. Przemieszczany w dół zboczy i deponowany materiał powodował transformację gleb z Leptosoli/Cambisoli w Podzole w wyższych partiach gór, przez Albic Cambisols w partiach niższych (Waroszewski i in. 2016, 2018).

Gleby brunatne Cambisols niegdyś uznawano za dominujące pod względem powierzchni (Borkowski 1966, Tomaszewski i in. 1963), jednak na terenie KPN zajmują około 20% natomiast przeważają w otulinie parku, co jest związane z ich występowaniem na obszarach niższych. Pod względem zajmowanej powierzchni największy udział (68%) posiadają gleby bielice Albic Podzols (Kabała i in. 2013). Wpływ na to ma granitowe podłoże, dające piaszczystą ubogą zwietrzelinę, czynniki klimatyczne oraz drzewostan iglasty (Szerszeń 1974). Ich wyraźna przewaga zaznacza się powyżej 800 m n.p.m. (Adamczyk i in. 1985). Wykazują one znaczne zróżnicowanie ze względu na mikrorelief stoku i różną wodoprzepuszczalność zwietrzelin (Kabała i in. 2012). Gleby płowe Haplic Luvisols, Albic Luvisols zajmują w KPN obszar około 3% powierzchni. Pokrywają płaskie tereny lub o bardzo niewielkim nachyleniu przy nieznacznej erozji wodnej. Gleby gruntowo – glejowych Dystric Gleysols oraz opadowo – glejowe Dystric Stagnosols, zajmując całkowity obszar ponad 3% powierzchni Parku Narodowego. Obecne są w różnych piętrach wysokościowych, a cechą charakterystyczną terenu na którym występują jest bogata roślinność runa. Zasięg występowania mad Fluvisols ogranicza się do dolin rzecznych i współczesnych teras zalewowych, a ich całkowita powierzchnia oceniana jest na około 100 ha, głównie w otulinie KPN (Kabała i in. 2019).

Występowanie w górach gleb inicjalnych skalistych Lithic Leptosols związane jest ściśle z najwyższymi partiami górskimi w piętrach subalpejskim i alpejskim (Miechówka i Niemyska – Łukaszuk 2004). Zazwyczaj pokrywają obszary wychodni skalnych w kotłach

polodowcowych, załomy i szczeliny z płytkim poziomem mineralnym. Są mało zasobne w składniki pokarmowe, kwaśne a ich uwilgotnienie zmienia się w szybkim tempie, przez co mają ograniczony potencjał rozwoju roślin (Kabała i in. 2019, Katzensteiner 2003). Gleby inicjalne rumoszone Hyperskeletal Leptosols, cechujące się silną szkieletowością, występują zazwyczaj powyżej 1200 m n.p.m. na stokach np.: Śnieżki, Szrenicy czy Wielkiego Szyszaka. Cechy pośrednie pomiędzy glebami organicznymi a mineralnymi nabierają regosole rumoszone butwinowe Hyperskeletal Follic Leptosols. Przy wystarczającej miąższości zakumulowanej w warunkach chłodnego, wilgotnego klimatu materii organicznej mogą być zaliczane do gleb organicznych ściółkowych Follic Histosols (Kabała i in. 2019, Kufmann 2003).

Gleby organiczne w Karkonoszach wykształciły się w różnych piętrach wysokościowych, od subalpejskiego do regla dolnego. Ich występowanie obserwujemy zarówno na płaskich powierzchniach jak i na zboczach stoków w rejonach niżej położonych (Bogacz i in. 2004). Reprezentują je gleby torfowe torfowisk wysokich, np. na Równi pod Śnieżką (Klementowski 1993), gleby torfowe torfowisk przejściowych, rzadko gleby torfowisk niskich oraz gleby murszowe (Bogacz 2005, Kabała i in. 2019). Gleby torfowe torfowisk wysokich są reprezentowane głównie przez oligotroficzne torfy fibrowe Fibric Histosols o bardzo niskich wartościach pH (2,5 – 4,0) (Tołpa 1985, Kabała i in. 2019). Wraz ze spadkiem wysokości n.p.m. obserwuje się dominację gleb torfowych saprowych Sapric Histosols i gleb murszowych Murshic Histosols, na obszarze torfowisk przejściowych i niskich. Są mniej kwaśnymi, mezotroficznymi siedliskami (Kabała i in. 2019). Wartości pH gleb organicznych wzrastają wraz z głębokością profilu (Bogacz 2005, Bogacz i in. 2004). Początek rozwoju torfowiska z regionu Hali Izerskiej przekracza 11000 lat BP (Chmal, Traczyk 1998). Młodszy od niego są te na Równi pod Smogornią ocenione na 5000 lat BP oraz na Równi pod Śnieżką na 3500 lat BP (Fabiszewski 1978).

3.2.4 Klimat

Klimat Karkonoszy wykazuje znaczne różnice w stosunku do sąsiednich pasm górskich i od dawna był obiektem zainteresowania i badań. Surowość klimatu, jego zmienność związana z krótkotrwałością typów cyrkulacji oraz kompleksy pogodowe charakterystyczne dla regionów wysokogórskich decydują o unikatowości atmosferycznej. Na klimat polskich Karkonoszy decydujące znaczenie mają dwa czynniki (Kwiatkowski i Holdys 1985):

- geograficzny, położenie w centralnej Europie, przebieg orograficzny NWW – SEE, wysokości bezwzględne powyżej 1200 m n.p.m.;
- cyrkulacyjny, adwekcje mas powietrza, ich sezonowość, pogoda cyklonalna i antycyklonalna.

Dane meteorologiczne dla Karkonoszy są znacznie lepiej opracowane i rozpoznane niż w przypadku Gór Stołowych. Pierwszych prób zrozumienia zjawisk pogodowych, w tym nagłych i katastrofalnych w skutkach, zachodzących w tym regionie podejmowano już w średniowieczu. Za początek nowoczesnych obserwacji podaje się rok 1824, kiedy to 10 letnie sezonowe pomiary temperatury na Śnieżce opublikował Johann Gottfried Galle (Galle 1857, Sobik i in. 2013), natomiast regularne obserwacje prowadzone są od 1 lipca 1880 r. (Czerwiński i in. 1995). Na przełomie XIX i XX wieku powstała sieć stacji meteorologicznych zlokalizowanych w różnych częściach Karkonoszy, jednak najważniejszą pozostała ta na Śnieżce, od 1974 r. jako stacja Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej (Sobik i in. 2013). Metadane serii pomiarowych wykorzystane do określenia warunków klimatycznych pochodzą z wielolecia o maksymalnej rozpiętości czasowej 1881 – 2011 r. i stacji na terenie Karkonoszy (Śnieżka, Szrenica, Śnieżne Kotły), podnóża gór (Karpacz, Szklarska Poręba) oraz Kotliny Jeleniogórskiej (Jelenia Góra, Cieplice) o zróżnicowanej wysokości (od 342 do 1602 m n.p.m.) (Sobik i in. 2013, Czerwiński i in. 1995, Kwiatkowski i Hołdys 1985).

Dominujące masy powietrza docierające w Karkonosze to pochodzące z Atlantyku masy powietrza polarnomorskiego (64% dni), natomiast drugi kierunek to powietrze polarno – kontynentalne (30% dni). Znacznie mniejszy udział w kształtowaniu warunków synoptycznych ma powietrze arktyczne (4% dni) oraz zwrotnikowe (2% dni) (Sobik i in. 2013).

Dwa główne typy pogody dla tego obszaru to sytuacje synoptyczne cyklonalne (związane z niżem barycznym) i antycyklonalne (wyż baryczny). Pogodzie cyklonalnej towarzyszą wstępujące ruchy powietrza, wzrost zachmurzenia związany z kondensacją pary wodnej i opady atmosferyczne oraz spadek temperatury wraz z wysokością. Często występują również mgły, ciepłe osady a zimą śnieg wraz z silnymi wiatrami. Dla pogody antycyklonalnej charakterystyczne są powolne ruchy zstępujące mas powietrza, powstanie inwersji temperatury, małe zachmurzenie, słabe wiatry i występowanie lokalnych wiatrów dolinnych, stokowych i górskich związanych z intensywniejszym promieniowaniem słonecznym (Kwiatkowski i Hołdys 1985, Sobik i in. 2013).

Przewaga cyrkulacji zachodniej mas powietrza determinuje rozkład i kierunki wiatrów, natomiast morfologia terenu i wysokość n.p.m. ich siłę. Stacje meteorologiczne na Głównym Grzbiecie (Śnieżka, Szrenica) oraz w Jakuszykach wykazują dominację kierunków SW (25 –

30%) i W (15 – 20%) przy ciszy od 1 do 9%. Bardziej regularny rozkład kierunków występuje u podnóża gór (Karpacz, Szklarska Poręba) przy ciszy od 10 do 53% (Sobik i in. 2013).

Układ Karkonoszy oraz przewaga wiatrów południowo – zachodnich determinują powstawanie wiatrów opadających przy pokonywaniu grzbietu górskiego przez masy powietrza. Fen jest ciepłym suchym wiatrem, powstającym przy przemieszczaniu się wilgotnych mas powietrza i wystąpienia opadu orograficznego po czeskiej stronie (Kwiatkowski 1979). Suche powietrze po stronie polskiej przyspiesza na skutek zwiększonego poziomego gradientu ciśnienia, osiągając maksymalne prędkości rzędu $60 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Sobik i in. 2013). Wartość gradientu suchoadiabatycznego jest wyższa niż wilgotnoadiabatycznego (Molga 1983) przez co następuje wzrost temperatury, który w połączeniu z siłą wiatru powoduje lokalne katastrofy, szybsze topnienie śniegów itp. (Kwiatkowski 1972, 1975). Odmienne cechy i genezę powstania wykazuje bora (Mega 2001). Jest to wiatr chłodny, występujący zazwyczaj na przełęczach i osiągający niższe prędkości, rzędu $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Tworzy się gdy zastoisko chłodnego powietrza nie osiąga wysokości grzbietu Karkonoszy i tylko w miejscach przełęczy, na skutek różnicy gęstości, wymusza ruch powietrza. Dodatkowo lokalnie zachodzi cyrkulacja termiczna bryzy dolinnej i górskiej (Sobik i in. 2013).

Na rozkład temperatur średniorocznych w Karkonoszach ma wpływ szereg różnych czynników, takich jak cyrkulacja mas powietrza, wiatry, wysokość, ukształtowanie, nachylenie i ekspozycja terenu, pokrycie roślinnością czy też położenie w obrębie stokowej części zarówno południowej jak i północnej (Sobik i in. 2013). Lokalnie występujące inwersje temperatury wywołują zmiany stosunków termicznych (Zipser – Urbańska 1964). Dane dotyczące średniej rocznej temperatury powietrza pochodzą z 9 stacji położonych na wysokościach od 342 m n.p.m. (Cieplice) do 1602 m n.p.m. (Śnieżka).

Dla strefy wysokościowej 350 – 450 m n.p.m. średnia roczna temperatura powietrza wynosi $7,9^{\circ}\text{C}$ a dla szczytowych partii Śnieżki $0,7^{\circ}\text{C}$. Najchłodniejszym miesiącem jest styczeń ze średnią temperaturą od $-1,0^{\circ}\text{C}$ (Miłków, 443 m n.p.m.) do $-7,0^{\circ}\text{C}$ (Śnieżka). Najcieplejszy miesiąc to lipiec ze średnimi temperaturami od $17,1^{\circ}\text{C}$ (Cieplice) do $8,5^{\circ}\text{C}$ (Śnieżka) (Sobik i in. 2013).

Stopień zachmurzenia wykazuje tendencję do zwiększania się w profilu pionowym (Kwiatkowski i Hołdys 1985). W Karpaczu i Szklarskiej Porębie ilość dni pochmurnych w roku wynosi od 146 do 168 przy ilości dni pogodnych od 34 do 44. Dla szczytowych partii Śnieżki i Szrenicy dane te kształtują się następująco: ilość dni pochmurnych 191 – 210, ilość dni pogodnych 13 – 30. Ze zmiennością zachmurzenia powiązanie wykazuje ilość dni w roku z

mgłą. U podstawy stoków dni z mgłą jest w roku od 34 do 61 (Szkłarska Poręba, Karpacz), natomiast dla Szrenicy wartość ta wynosi 274 dni a dla Śnieżki 296 dni (Roczniki Meteorologiczne IMGW).

Opady atmosferyczne są wyrównane w skali roku a po polskiej stronie są zjawiskiem częstym. Ich ilość jest skorelowana z wysokością n.p.m. a ze względu na dominujące kierunki napływu mas powietrza po stronie czeskiej jest ich więcej niż po polskiej. Dla wysokości bezwzględnych 400 m opady wynoszą średnio 700 – 750 mm.; na wysokości 900 m wynoszą średnio 1200 mm, natomiast w partiach grzbietowych dochodzą do 1400 – 1500 mm (Sobik i in. 2013). Opad rzeczywisty, ze względu na trudności w jego pomiarze w skali roku, jest najprawdopodobniej wyższy i ocenia się że dla podnóży gór jest większy o 24% a dla strefy szczytowej o 50% (Kwiatkowski 1982). Inne oszacowania wskazują na jeszcze wyższe wartości dla strefy szczytowej 60 – 120% i szczytu Śnieżki 110 – 200% (Woźniak 1975).

Pokrywa śnieżna w Karkonoszach ze względu na warunki termiczne, ilość opadów i czynniki geomorfologiczne zalega długo. W regionie Pogórza Karkonoskiego pokrywa śnieżna utrzymuje się przez 60 – 65 dni w roku, w Szkłarskiej Porębie (600 m n.p.m.) jest to już około 100 dni, wykazując tendencję wzrostową wraz z wysokością. Przy górnej granicy lasu, na wysokościach 1200 – 1250 m n.p.m. osiąga maksymalne wartości 180 – 200 dni w roku, natomiast powyżej, na odsłoniętej wierzchowinie ponownie spada do około 160 – 180 dni w roku. W lokalnych zagłębieniach terenu płaty śniegu mogą zalegać znacznie dłużej, np. na dnie Śnieżnych Kotłów. Grubość pokrywy śnieżnej rośnie wraz z wysokością, osiągając maksymalną miąższość 170 – 180 cm na wysokości 1200 – 1300 m n.p.m. (Kwiatkowski 1985, Sobik i in. 2013) a na wierzchowinie, ze względu na silne wiatry i wywiewanie (Kosiba 1949), spada do ok. 100 cm.

W Karkonoszach często występują ekstremalne zdarzenia pogodowe takie jak bardzo wysokie jedno- lub kilkudniowe opady atmosferyczne, np. w latach 1897, 1977 (Sobik i in. 2013). Znaczna ilość dni mgielnych, opadów oraz wiatru powodują powstanie bardzo dużych ilości różnego rodzaju oblodzenia (sadzi) w okresie zimowym (Kwiatkowski 1985), osiągając w skali roku na Szrenicy maksymalne wartości $4174 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ (Grunow 1955, Sobik i in. 2013). Szczyt Śnieżki jest z kolei jednym z najwietrzniejszych miejsc Europy z występującymi huraganowymi porywami wiatru przekraczającymi $60 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Czerwiński i in. 1995). Z innych ciekawych zjawisk obserwowanych w Karkonoszach można wymienić: wał fenowy, morze mgieł, zjawisko „white – out” (białej ciemności), pyłu diamentowego; czy optyczne: widmo Brockenu, gloria, cień Ziemi czy zjawisko doskonałej widoczności, sięgającej ponad 100 km (Kwiatkowski i Hołdys 1985, Sobik i in. 2013). Należy również wspomnieć o występowaniu

lawin na stromych stokach i ścianach kotłów, będące realnym zagrożeniem. Do najtragiczniejszej w skutkach doszło 20 marca 1968 r. w Białym Jarze gdzie śmierć poniosło 19 osób (Chomicz 1970, Kwiatkowski 1985).

3.2.5 Wody

Wody powierzchniowe Karkonoszy możemy podzielić na dwie grupy. Pierwsza z nich to wody stojące reprezentowane przez jeziora polodowcowe i stawy, w tym Wielki Staw, Mały Staw oraz Śnieżne Stawki położone na przedpolu Śnieżnych Kotłów. Wody płynące to wszelakie potoki górskie zasilające zlewnie większych rzek. Dział wodny przebiegający przez grzbiet Karkonoszy rozdziela zlewiska dwóch mórz: Północnego i Bałtyckiego. Potoki górskie po stronie polskiej wpadają do rzek Kamienna i Łomnica, będących dorzeczem Odry, wpadającej do Bałtyku, natomiast po stronie czeskiej teren jest odwadniany przez cieki dorzecza Łaby, uchodzącej do Morza Północnego (Komar 1985).

Zlewnia Kamiennej, o kształcie pięcioboku, obejmuje wschodnią część Gór Izerskich i zachodnią część Karkonoszy. Jej powierzchnia wynosi około 230 km². Rzeka ma swoje źródła na południe od Owczych Skał a jej całkowita długość wynosi około 33 km. Wpadają do niej liczne potoki: Kamińczyk, Szklarka, Szrenicki Potok i Wrzosówka (Komar 1985, Marszałek i Rysiukiewicz 2019). Wyraźnie mniejszą zlewnię, bo o powierzchni około 118 km², tworzy Łomnica. Jej długość wynosi około 19 km a głównymi dopływami są: Płasawa, Bystrzyk, Łomniczka, Wilczy Potok, Jedlica, Piszczak i Malina. Łomnica wypływa z potoków górskich biorących swój początek na Równi pod Śnieżką i odwadnia wschodnią część Karkonoszy (Marszałek i Rysiukiewicz 2019). Potoki charakteryzują się znacznymi spadkami w górnym biegu malejącymi przy ujściu. Gęstość sieci rzecznej jest zróżnicowana i wykazuje piętrowość. Wzdłuż linii działów wodnych wynosi do 1 km·km⁻², zwiększając swoją wartość do 8 km·km² przy ujściu Kamiennej (Komar 1985).

Wielki Staw o powierzchni 8,3 ha jest największym jeziorem polodowcowym w Karkonoszach. Na wschód od niego, w sąsiednim kotle polodowcowym położony jest mniejszy Mały Staw o powierzchni 2,88 ha (Komar 1985).

Wody podziemne nie tworzą typowych poziomów wodonośnych. Strefy uwodnione można podzielić na te zalegające w utworach pokrywowych oraz zajmujące spękania i szczeliny w krystalicznym podłożu skalnym (Tomaszewski 1985). Wody wykazują się niską mineralizacją od 42 do 128 mg·dm⁻³. Ich średnia wartość pH wynosi 6,18 co wskazuje na odczyn lekko

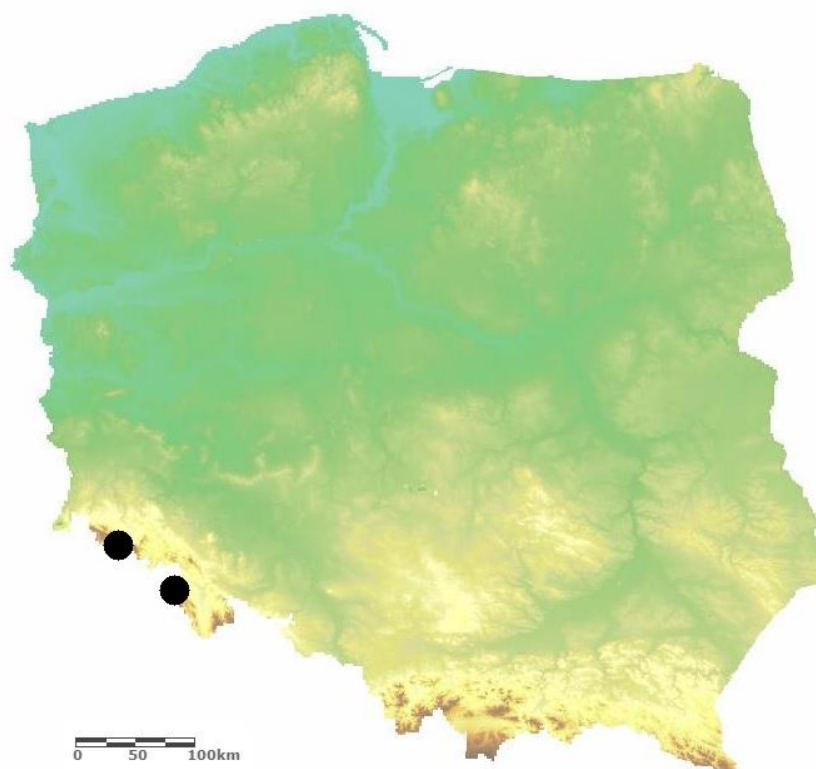
kwaśny lub bliski obojętnemu (Marszałek, Rysiukiewicz 2017). Istotną cechą charakterystyczną dla wód Karkonoszy jest ich radoczynność (Ciężkowski i in. 1993).

Ze względu na budowę geologiczną i warunki hydrologiczne w Karkonoszach często obserwuje się wypływ wód podziemnych na powierzchnię w postaci źródeł, wycieków wysięków i młak (Tomaszewski 1977).

4. Metodyka badań

4.1 Prace terenowe

W ramach przeprowadzonych prac terenowych zostały podjęte przygotowania mające na celu określenie miejsc występowania gleb organicznych ściółkowych na terenie Gór Stołowych i Karkonoszy. Lokalizację pasm górskich przedstawiono na Rys. 1.

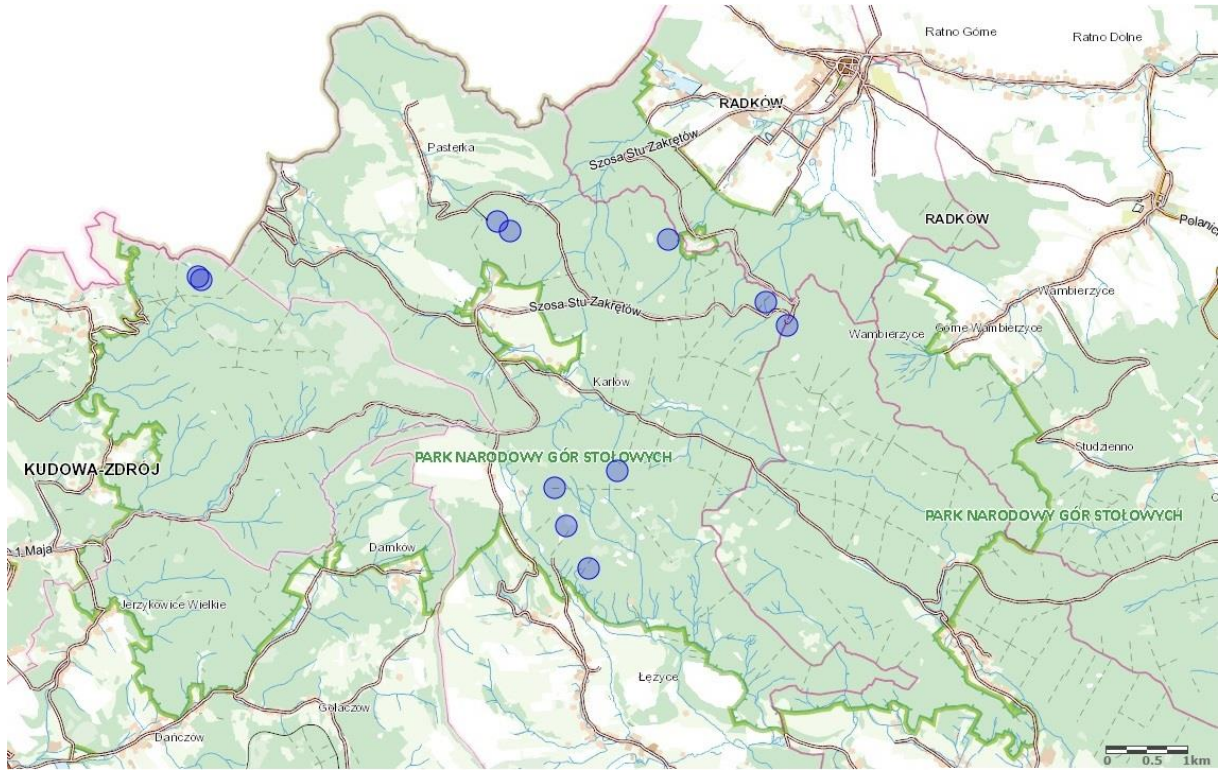


Rys. 1. Mapa lokalizacji Gór Stołowych i Karkonoszy na tle Polski

Po przeanalizowaniu dostępnych danych literaturowych obejmujących swoją tematyką oba regiony, a także map glebowych, wytypowano miejsca poboru próbek materiału glebowego do analiz. W trakcie prac terenowych opisane zostały cechy morfologiczne gleby, ich usytuowanie w terenie, współrzędne GPS, wysokość nad poziomem morza, miąższość profili, ilość poziomów glebowych, stosunki wodne, nachylenie i wystawa gleb, rodzaj i stopień natężenia

erozji, rodzaj materiału macierzystego z którego wytworzyła się gleba, jego struktura i układ, obserwowana aktywność fauny glebowej, obecność korzeni roślin oraz szkieletowość spotykana często na obszarach górskich. Dodatkowo wykonano dokumentację fotograficzną - zarówno profili glebowych jak i siedliska. W terenie wydzielono poziomy genetyczne, ich miąższość, określono wstępnie ich przynależność pod względem stopnia rozkładu materii organicznej, analizowano ich barwę za pomocą skali barw Munsell'a oraz inne cechy szczególne. Profile zostały opisane zgodnie z wymogami Systematyki Gleb Polski 2019 oraz klasyfikacji międzynarodowej FAO-WRB 2015. Przy każdym reprezentatywnym profilu glebowym wykonano po 9 odkrywek profili pomocniczych w celu prześledzenia zmian w układach poziomów oraz ich miąższości. Do badań właściwości fizycznych pobierano poziomy o nienaruszonym układzie do cylinderków Kopeckiego o objętości 100 cm³. Inwentaryzację fitosocjologiczną wykonano we współpracy z dr hab. Ewą Fudali prof. UP, dr Katarzyną Szczepańską oraz dr inż. Magdaleną Podlaską z Katedry Botaniki i Ekologii Roślin. Materiał glebowy przeznaczony do dalszych analiz laboratoryjnych pobierano osobno do plastikowych woreczków i transportowano do laboratorium. Próbkę w stanie świeżym przechowywano w temperaturze 4°C, natomiast wysuszone, zhomogenizowane w plastikowych pojemnikach.

Prace terenowe przeprowadzono w terminie od lipca 2017 roku do września 2019 roku. Powierzchnie wybrane do badań charakteryzowały się zmiennością szaty roślinnej oraz zróżnicowaną wysokością n.p.m. W Górach Stołowych, ze względu na niższe różnice w wysokościach względnych terenu, przy wyborze miejsc poboru gleby skupiono się na zróżnicowaniu siedlisk roślinnych i leśnych. Obszar prac terenowych obejmował regiony: Błędnych Skał, Szczelińca Wielkiego, Narożnika, Kopy Śmierci, Samotnika, Białych Ścian, regionu położonego wzdłuż Drogi Stu Zakrętów i Drogi nad Urwiskiem w przypadku Gór Stołowych. Lokalizację powierzchni badawczych ukazuje Rysunek 2.



Rys. 2. Mapa powierzchni badawczych w Górach Stołowych

W Karkonoszach dodatkowym czynnikiem wpływającym na wybór miejsc badań była silnie zróżnicowana wysokość n.p.m. Powierzchnie badawcze zlokalizowano wzdłuż Kotła Łomniczki, na stokach Czarnego Grzbietu, powyżej Wodospadu Kamieńczyka, okolicach Hali Szrenickiej oraz wzdłuż Koralowej Ścieżki aż do Czarnego Kotła Jagniątkowskiego, ukazane na Rysunku 3.



Rys. 3. Mapa powierzchni badawczych w Karkonoszach

4.2 Analizy laboratoryjne

W niniejszej pracy doktorskiej zastosowane zostały dwie grupy analiz laboratoryjnych. Analizy podstawowe – mające na celu identyfikację współcześnie przebiegających procesów glebotwórczych oraz analizy specjalistyczne, do których zaliczone zostały prace związane z określeniem wieku metoda datowań ^{14}C . Badania prowadzono na materiale świeżym oraz wysuszonym i jednorodnym po zmieleniu na młynku do materiału roślinnego. W materiale glebowym zostały oznaczone następujące właściwości fizyczne i fizykochemiczne:

- popielność badanych próbek poprzez spalanie w piecu muflowym w temperaturze 550°C przez 6 godz. (Sapek, Sapek 1997),
- stopień rozkładu poziomów materii organicznej gleb na podstawie zawartości włókna przetartego i nieprzetartego metodą półstrzykawki (Lynn i in. 1974),
- stopień rozkładu materii organicznej poziomów glebowych metodą SPEC (Lynn i in. 1974),
- analiza uziarnienia (składu granulometrycznego) metodą areometryczno – sitową (dla poziomów mineralnych) (PN – ISO 11277:2005, PTG 2008)
- potencjalna zwilżalność gleby za pomocą testu alkoholowego MED (Doerr 2009),
- stopień wtórnego przeobrażenia gleb na podstawie indeksu chłonności wodnej W_1 metodą wirówkowo – wagową, dla poziomów torfowych i murszowych (Gawlik 2000),
- zdolności retencyjne gleb – krzywa pF metodą bloków piaskowych, kaolinowo-piaskowych oraz 5 i 15 barowych komór ciśnieniowych (Zawadzki 1973),
- wartości gęstości właściwej wyliczone na podstawie popielności wg. formuły $\rho_w = 0,011 A + 1,451$ ($r = 0,923$) (Okruszko 1971)
- gęstość właściwa poziomów mineralnych metodą piknometryczną (PN – EN ISO 11508:2014 – 06)
- gęstość objętościowa próbek gleby metodą suszarkowo – wagową, o nienaruszonej strukturze pobranych za pomocą cylinderków Kopeckego o objętości 100 cm^3 (PN – EN ISO 11272:2017 – 05)
- porowatość całkowita obliczona na podstawie parametrów gęstości właściwej i objętościowej (Myślińska 2001),
- odczyn gleb w H_2O i $1\text{ mol}\cdot\text{dm}^{-3}$ KCl metodą potencjometryczną (PN i ISO 10390:1997),
- kwasowość wymienna H_w (Van Reeuwijk 2002, Kabała i Karczewska 2017),

- azot ogólny (PN – ISO 13878:2002),
- węgiel organiczny C_{org} – metoda zautomatyzowana (PN – ISO 10694:2002),
- zawartość wymiennych kationów zasadowych Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ po ekstrakcji w octanie amonu o pH 7,0 (Van Reeuwijk 2002, Kabała i Karczewska 2017)
- stopień wysycenia kompleksu sorpcyjnego kationami o charakterze zasadowym (V%) oraz pojemność kompleksu sorpcyjnego (CECe) na podstawie kwasowości wymiennej i sumy kationów o charakterze zasadowym (S),
- zasobność gleb w mineralne formy fosforu w wyciągach $0,5 \text{ mol} \cdot \text{dm}^{-3}$ HCl (Sapek i Sapek 1997), metodą emisyjnej spektrometrii atomowej ze wzbudzeniem w plazmie indukcyjnie sprzężonej ICP-AES,

Inne właściwości gleb:

- oznaczenie wieku poziomów organicznych za pomocą datowania węglem ^{14}C (AMS)
- oznaczenie wyjściowego, pierwotnego składu materii organicznej (zawartości szczątek) w celu określenia grup roślin go tworzących,

Na wszystkich powierzchniach badawczych wykonane zostały spisy florystyczne na podstawie uzyskanych zdjęć fitosocjologicznych metodą Braun – Blanqueta (1932) z powierzchni o wymiarach 2·2 m. Analizy podstawowe wykonano w laboratoriach Instytutu Nauk o Glebie i Ochrony Środowiska Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu. Analizy radiowęglowe zostały przeprowadzone w Poznańskim Laboratorium Radiowęglowym. Na podstawie spisu roślinności wydzielono odpowiednie typy siedliskowe lasu.

5. Wyniki badań

5.1 Klasyfikacja podpoziomów organicznych

Podczas prac terenowych na łącznie 22 powierzchniach badawczych (odpowiednio 11 w Górach Stołowych oraz 11 w Karkonoszach) wykonano terenowy opis wszystkich podpoziomów w profilach glebowych. Użyto nazewnictwa obowiązującego w Systematyce Gleb Polski 2019 (SGP 6) na bazie Klasyfikacji Gleb Leśnych Polski (KGLP) (Biały i in. 2000) dotyczącego próchnic leśnych:

- Ol - podpoziom surowinowy,
- Ofh - podpoziom detrytusowy,
- Of - podpoziom butwinowy,
- Oh - podpoziom epihumusowy.

Klasyfikacja ta w sposób opisowy przedstawia charakterystykę każdego z wymienionych wyżej podpoziomów, ich strukturę, skład, układ oraz dodatkowe cechy umożliwiające terenowy opis. Parametry te różnicują morfogenetycznie podpoziomy, głównie pod względem stopnia rozkładu materii organicznej. W trakcie tego etapu napotkano na trudność, polegającą na braku jednoznacznej informacji, która pozwoliłaby na zaklasyfikowanie poziomów zbudowanych w znacznym stopniu z obumarłego drewna. Sytuacja taka zaistniała w Górach Stołowych na 2 obiektach: 1S oraz 10S. W pierwszym przypadku (1S) dotyczy to spągowej warstwy o miąższości 7 cm zalegającej na litej skale. W drugim z wymienionych obiektów badawczych (10S) sytuacja ta dotyczy 3 podpoziomów na głębokościach 9 – 19 cm, 19 – 43 cm oraz 43 – 67 cm. Dodatkowo podpoziomy te, po rozpoznaniu terenowym w swoim obrębie, charakteryzowały się zróżnicowanym stopniem rozkładu i takimi cechami jak barwa czy udział szczątków drewna. Rozkład drewna jest procesem złożonym, prowadzącym do tworzenia silnie zdyferencjonowanych pod względem stopnia rozkładu, aktywności mikrobiologicznej, zasobów pierwiastków i właściwości fizycznych warstw materii organicznej (Stokland i in. 2012). Z tego względu na etapie rozpoznania i opisu terenowego nie przyporządkowano ich do żadnego z podpoziomów wymienionych wcześniej. Po przeanalizowaniu definicji podpoziomów organicznych, przy braku możliwości ich przyporządkowania bez naruszania zasad klasyfikacji, zaproponowano inne rozwiązanie. W celu zaznaczenia ich odmienności morfogenetycznych do symbolu „O” dodano przyrostek „w”, opisujący podpoziomy zbudowane w przeważającym stopniu z drewna jako Ow. Rozwiązanie to zostało zaczerpnięte z propozycji Fox’a i in. (1987), gdzie dla poziomów zbudowanych

prawie w całości z drewna (materiałów ligninowych) zaproponowano przyrostek „w” (od ang. wood - drewno). Wyniki zebrano w Tabelach 1 i 2.

Następnym etapem było zweryfikowanie obserwacji terenowych i określenie czy zebrane próby z wyznaczonych podpoziomów są materiałami organicznymi. Definicja materiału organicznego ujęta w Systematyce Gleb Polski 2019 jest dwudzielna i ustala granicę minimalnego procentowego udziału węgla organicznego w zależności od długości okresu nasycenia wodą danego materiału. W przypadku nasycenia wodą równym lub powyżej 30 dni w roku musi wynosić $\geq 12\% C_{org}$, natomiast dla materiału nasyconego wodą krócej niż 30 dni w roku jest to $\geq 20\% C_{org}$. Klasyfikacja FAO WRB 2015 za materiał organiczny uznaje utwory które zawierają $\geq 20\% C_{org}$. Przyjęto procentowy próg $\geq 20\% C_{org}$, gdyż w warunkach klimatu Polski materiały nasycone wodą poniżej 30 dni w roku to na ogół ściółki leśne i darniowe.

Analiza procentowej zawartości węgla organicznego w zebranych próbach podpoziomów pozwoliła określić, które z materiałów możemy nazywać materiałami organicznymi. Wykonanie jej dla wszystkich podpoziomów wstępnie rozpoznanych w terenie umożliwiło zweryfikowanie poczynionych wcześniej obserwacji. Dwa podpoziomy odkrywki glebowej na powierzchni badawczej 4S w Górach Stołowych, oznaczone symbolami Oh2 oraz Oh3 nie spełniły tego kryterium. Analogiczna sytuacja zaistniała na obiekcie 10K w Karkonoszach, gdzie podpoziomy oznaczone jako Oh1 oraz Oh2 również nie spełniły kryterium procentowego udziału C_{org} . Również najniższy podpoziom Oh3 na powierzchni badawczej 5K w Kotle Łomniczki w Karkonoszach nie zawiera w swojej objętości $\geq 20\% C_{org}$.

W celu poprawnego zaklasyfikowania podpoziomów murszowych oraz torfowych z obiektu 7K w Karkonoszach, na tym etapie prac, do rozpoznania włączono wyniki badania stopnia wtórnego przeobrażenia na podstawie indeksu chłonności wodnej W_1 . Pozwoliło to na ustalenie, że podpoziom Oa z tego profilu również wykazuje przeobrażenia w strukturze i właściwościach fizycznych. Wynikają one z odwodnienia utworu hydrogenicznego, co pozwala zaklasyfikować ten materiał organiczny również jako podpoziom murszowy. Zestawione wyniki zebrano w Tabelach 1 i 2.

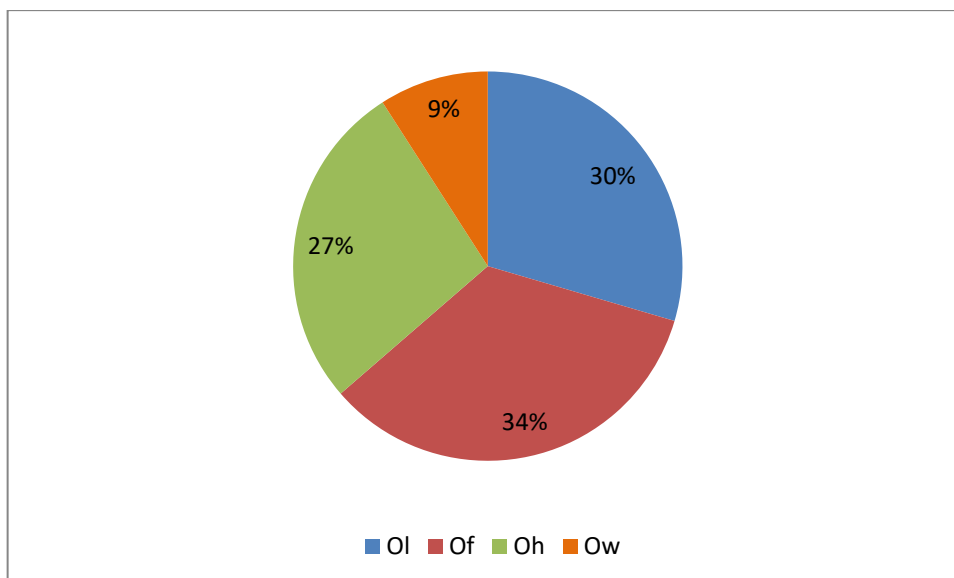
Tabela 1. Zestawienie podpoziomów z powierzchni badawczych w Górach Stołowych

Profil	Podpoziom opisany w terenie	Głębokość [cm]	Corg [%]	Podpoziom (SGP6)
1S	O1	0-1	49,4	O1
	Of1	1-3	44,0	Of1
	Of2	3-7	44,5	Of2
	Ow	7-14	49,7	Ow
2S	O1	0-5	44,8	O1
	Of1	5-15	47,5	Of1
	Of2	15-20	48,7	Of2
	Oh	20-25	37,0	Oh
3S	O1	0-7	49,8	O1
	Of1	7-15	47,8	Of1
	Of2	15-25	44,7	Of2
	Of3	25-33	45,1	Of3
	Oh	33-42	42,9	Oh
	C	42-50	0,4	C
4S	O1	0-1	46,9	O1
	Oh1	1-7	24,6	Oh1
	Oh2	7-14	19,3	Ah1
	Oh3	14-15	12,4	Ah2
5S	O1	0-2	48,9	O1
	Of1	2-10	43,9	Of1
	O12	10-15	44,7	O12
	Oh	15-22	43,0	Oh
6S	O1	0-4	51,3	O1
	Of	4-14	50,6	Of
	Oh1	14-30	38,8	Oh1
	Oh2	30-36	39,3	Oh2
	Oh3	36-45	29,9	Oh3
	C	45-55	1,9	C
7S	O1	0-1	52,9	O1
	Of	1-6	40,6	Of
	Oh	6-12	36,5	Oh
8S	O1	0-1	52,3	O1
	Of	1-4	47,9	Of
	Oh1	4-11	36,0	Oh1
	Oh2	11-16	36,4	Oh2
9S	O11	0-7	49,0	O11
	O12	7-18	47,2	O12
	Of	18-27	43,2	Of
	Oh	27-37	28,6	Oh
10S	O1	0-3	49,1	O1
	Of	3-9	46,9	Of
	Ow1	9-19	57,3	Ow1
	Ow2	19-43	53,9	Ow2
	Ow3	43-67	46,8	Ow3
	C	67-75	1,3	C
11S	O1	0-4	53,0	O1
	Of1	4-10	49,4	Of1
	Of2	10-22	49,2	Of2
	Oh	22-26	45,4	Oh

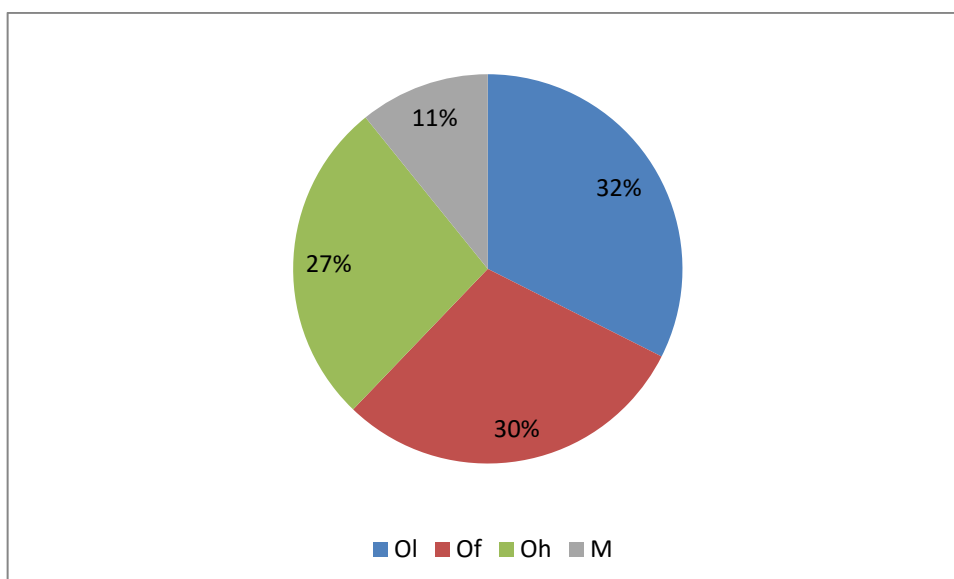
Tabela 2. Zestawienie podpoziomów z powierzchni badawczych w Karkonoszach

Profil	Podpoziom opisany w terenie	Głębokość [cm]	Corg [%]	Podpoziom (SGP 6)
1K	O11	0-2	51,0	O11
	O12	2-8	51,5	O12
	Of	8-13	50,3	Of
	Oh	13-15	35,6	Oh
2K	O1	0-4	51,5	O1
	Of1	4-7	47,2	Of1
	Of2	7-13	45,6	Of2
	Oh	13-25	44,6	Oh
3K	O1	0-2	51,2	O1
	Of1	2-10	47,5	Of1
	Of2	10-25	21,1	Of2
	Oh	25-30	21,3	Oh
4K	O1	0-15	47,7	O1
	Of	15-30	45,0	Of
	Oh1	30-45	28,2	Oh1
	Ah	+45	4,3	Ah
5K	O1	0-5	32,9	O1
	Of1	5-10	25,1	Of1
	Oh1	10-30	22,8	Oh1
	Oh2	30-40	21,5	Oh2
	Oh3	40-60	19,9	Ah
6K	O1	0-3	49,7	O1
	Of	3-10	47,2	Of
	Oh	10-14	37,6	Oh
7K	O1	0-5	49,1	O1
	M1	5-10	38,6	M1
	M2	10-20	33,6	M2
	M3	20-33	41,2	M3
	Oa	33-46	35,5	M4
8K	O1	0-2	41,8	O1
	Of	2-9	32,4	Of
	Oh	9-20	21,6	Oh
9K	O1	0-4	42,6	O1
	Of	4-16	41,4	Of
	Oh	16-25	35,5	Oh
10K	O1	0-2	32,4	O1
	Oh1	2-15	17,5	Ah1
	Oh2	15-21	13,1	Ah2
11K	O1	0-2	36,2	O1
	Of	2-5	31,2	Of
	Oh	5-11	33,5	Oh

Zestawienie procentowych udziałów podpoziomów organicznych w próchnicach na obiektach badawczych w Górach Stołowych oraz Karkonoszach przedstawiono na Rysunkach 4 i 5.



Rys. 4 Procentowy udział podpoziomów organicznych w próchnicach obiektów badawczych w Górach Stołowych



Rys. 5. Procentowy udział podpoziomów organicznych w próchnicach obiektów badawczych w Karkonoszach

Analiza wykresów przedstawiających procentowe udziały różnych podpoziomów organicznych w obu pasmach górskich, wskazuje na podobny udział poziomów surowinowych, butwinowych oraz epihumusowych w całej ich puli. W Górach Stołowych nieznacznie dominują poziomy Of natomiast w Karkonoszach Ol. Aspektem różnicującym badane powierzchnie jest nieznaczny udział podpoziomów ligniowo – drzewnych w glebach Gór Stołowych natomiast w Karkonoszach występowanie podpoziomów murszowych. W obu przypadkach są to udziały niższe niż pozostałych podpoziomów.

5.2 Zastosowanie metod oceny stopnia rozkładu materii organicznej do podpoziomów organicznych

Klasyfikację i ocenę stopnia rozkładu materii organicznej budującej podpoziomy organiczne oparto na wytycznych zawartych w Systematyce Gleb Polski 2019 (SGP 6), która bazuje na Klasyfikacji Gleb Leśnych Polski (KGLP) (Biały i in. 2000). System ten oparty jest głównie na morfogenetycznym rozpoznaniu terenowym charakterystycznych cech. Kluczowe znaczenie ma tutaj dokładne spełnienie kryteriów opisowych, zwłaszcza w przypadku braku parametryzacji liczbowej czy procentowej czynników wpływających na stopień rozkładu. Dla materiałów organicznych innych niż ściółki, jak torfy stosuje się szereg odmiennych metod umożliwiających ich scharakteryzowanie, jak: skalę Von Posta czy metodę opartą na ocenie objętości włókna nieprzetartego oraz przetartego. Jako analizę dodatkową i uzupełniającą podjęto próbę przetestowania oceny stopnia rozkładu poziomów organicznych za pomocą fizycznej metody półstrzykawki i chemicznej metody SPEC (Sodium Pyrophosphate Extract Colour) (Lynn i in 1974). Pierwsza z wymienionych metod pozwala określić procentowy udział włókna przed i po przetarciu przez sito o średnicy oczek 0,15 mm. Metoda SPEC opiera się na ocenie stopnia humifikacji materii organicznej na podstawie indeksu pirofosforanowego (IP) i ocenie otrzymanej barwy za pomocą skali Munsell'a.

Należy zaznaczyć że w obecnej klasyfikacji SGP6 metodę półstrzykawki stosuje się tylko w wariacie włókna nieprzetartego dla torfów, natomiast klasyfikacja FAO WRB 2015 dla materiałów organicznych bazuje na włóknie przetartym. Może powodować to różnice w otrzymanych wynikach, zwłaszcza, że obie klasyfikacje przyjmują te same progi procentowe: sapric $\leq 16\%$, hemic $>16\%$ do $\leq 66\%$, fibric $>66\%$ objętości. FAO Guidelines for Soil Description (Przewodnik do opisu gleb) (Jahn i in. 2006) dopuszcza do stosowania oznaczeń Oi, Oe, Oa, odpowiadających stopniom rozkładu fibric, hemic i sapric w przypadku aeromorphic organic layers on forest floors (organicznych warstw leśnych wytworzonych w warunkach aerobowych). W Tabelach 3 i 4 zestawiono wyniki analizy włókna nieprzetartego, przetartego oraz metody SPEC dla podpoziomów organicznych wraz z określeniem stopnia rozkładu według tych metod.

Tabela 3. Stopień rozkładu podpoziomów organicznych z powierzchni badawczych w Górach Stołowych

Profil	Podpoziom	Włókno [%]		IP	Stopień rozkładu		
		Nieprzetarte	Przetarte		SGP 6	WRB 2015	Lynn 1974
1S	Ol	82	23	6	fibric	hemic	hemic
	Of1	77	21	3	fibric	hemic	hemic
	Of2	64	16	3	hemic	hemic	sapric
	Ow	61	12	2	hemic	sapric	sapric
2S	Ol	83	50	6	fibric	hemic	fibric
	Of1	81	43	6	fibric	hemic	fibric
	Of2	72	42	7	fibric	hemic	fibric
	Oh	63	18	4	hemic	hemic	hemic
3S	Ol	80	45	7	fibric	hemic	fibric
	Of1	72	37	7	fibric	hemic	hemic
	Of2	65	30	6	hemic	hemic	hemic
	Of3	51	6	3	hemic	sapric	sapric
	Oh	49	5	3	hemic	sapric	sapric
4S	Ol	97	86	7	fibric	fibric	fibric
	Oh1	63	35	2	hemic	hemic	hemic
5S	Ol	72	58	7	fibric	hemic	fibric
	Of1	66	8	4	fibric	sapric	hemic
	Ol2	67	24	6	fibric	hemic	hemic
	Oh	52	6	1	hemic	sapric	sapric
6S	Ol	76	34	7	fibric	hemic	hemic
	Of	83	35	7	fibric	hemic	hemic
	Oh1	65	13	3	hemic	sapric	sapric
	Oh2	65	7	3	hemic	sapric	sapric
	Oh3	78	29	3	fibric	hemic	hemic
7S	Ol	87	78	6	fibric	fibric	fibric
	Of	72	11	3	fibric	sapric	sapric
	Oh	80	16	4	fibric	sapric	hemic
8S	Ol	80	49	7	fibric	hemic	fibric
	Of	72	21	5	fibric	hemic	hemic
	Oh1	60	19	3	hemic	hemic	hemic
	Oh2	54	15	3	hemic	sapric	sapric
9S	Ol1	86	33	6	fibric	hemic	hemic
	Ol2	73	21	4	fibric	hemic	hemic
	Of	63	4	4	hemic	sapric	hemic
	Oh	53	9	3	hemic	sapric	sapric
10S	Ol	77	36	6	fibric	hemic	hemic
	Of	67	10	4	fibric	sapric	hemic
	Ow1	58	10	6	hemic	sapric	hemic
	Ow2	67	25	5	fibric	hemic	hemic
	Ow3	82	32	6	fibric	hemic	hemic
11S	Ol	87	61	7	fibric	hemic	fibric
	Of1	70	10	7	fibric	sapric	hemic
	Of2	49	9	4	hemic	sapric	hemic
	Oh	37	4	3	hemic	sapric	sapric

Tabela 4. Stopień rozkładu podpoziomów organicznych z powierzchni badawczych w Karkonoszach

Profil	Podpoziom	Włókno [%]		IP	Stopień rozkładu		
		Nieprzetarte	Przetarte		SGP 6	WRB 2015	Lynn 1974
1K	O11	87	85	6	fibric	fibric	fibric
	O12	79	49	6	fibric	hemic	fibric
	Of	61	30	5	hemic	hemic	hemic
	Oh	50	9	2	hemic	sapric	sapric
2K	O1	75	39	4	fibric	hemic	hemic
	Of1	84	21	5	fibric	hemic	hemic
	Of2	78	23	5	fibric	hemic	hemic
	Oh	60	7	4	hemic	sapric	hemic
3K	O1	77	31	5	fibric	hemic	hemic
	Of1	84	36	5	fibric	hemic	hemic
	Of2	49	9	3	hemic	sapric	sapric
	Oh	34	8	3	hemic	sapric	sapric
4K	O1	84	76	6	fibric	fibric	fibric
	Of	88	39	4	fibric	hemic	hemic
	Oh1	32	2	3	hemic	sapric	sapric
5K	O1	82	28	4	fibric	hemic	hemic
	Of1	66	19	3	hemic	hemic	hemic
	Oh1	70	21	4	fibric	hemic	hemic
	Oh2	63	17	3	hemic	hemic	hemic
6K	O1	91	26	7	fibric	hemic	hemic
	Of	80	16	6	fibric	hemic	hemic
	Oh	74	9	3	fibric	sapric	sapric
7K	O1	85	38	7	fibric	hemic	hemic
	M1	87	8	5	fibric	sapric	hemic
	M2	45	2	3	hemic	sapric	sapric
	M3	45	1	3	hemic	sapric	sapric
	M4	32	0	3	hemic	sapric	sapric
8K	O1	98	65	7	fibric	hemic	fibric
	Of	96	29	6	fibric	hemic	hemic
	Oh	49	6	4	hemic	sapric	hemic
9K	O1	93	45	6	fibric	hemic	fibric
	Of	90	21	5	fibric	hemic	hemic
	Oh	79	14	3	fibric	sapric	sapric
10K	O1	94	31	6	fibric	hemic	hemic
11K	O1	88	21	4	fibric	hemic	hemic
	Of	52	11	3	hemic	sapric	sapric
	Oh	45	15	3	hemic	sapric	sapric

Przeprowadzona analiza statystyczna porównująca przedstawione metody wskazuje na występujące pomiędzy nimi istotne statystycznie korelacje (Tab. 5 i 6).

Tabela 5. Współczynniki korelacji Pearsona dla różnych metod oceny stopnia rozkładu materiałów organicznych w Górach Stołowych

	KGLP	SGP 6 (torfy)	WRB 2015
SGP 6 (torfy)	0,67		
WRB 2015	0,57	0,47	
Lynn 1974	0,66	0,65	0,69

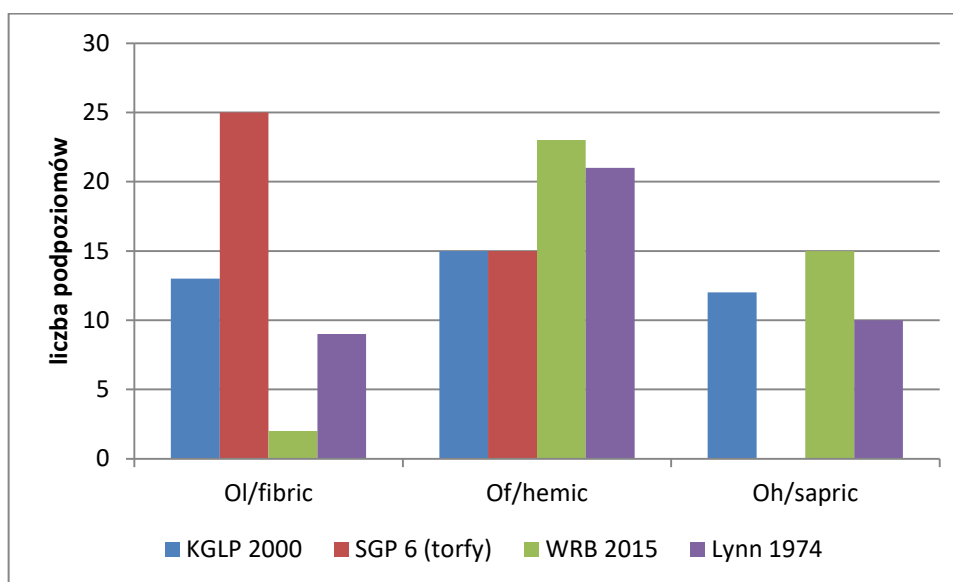
(n=40, p<0,05)

Tabela 6. Współczynniki korelacji Pearsona dla różnych metod oceny stopnia rozkładu materiałów organicznych w Karkonoszach

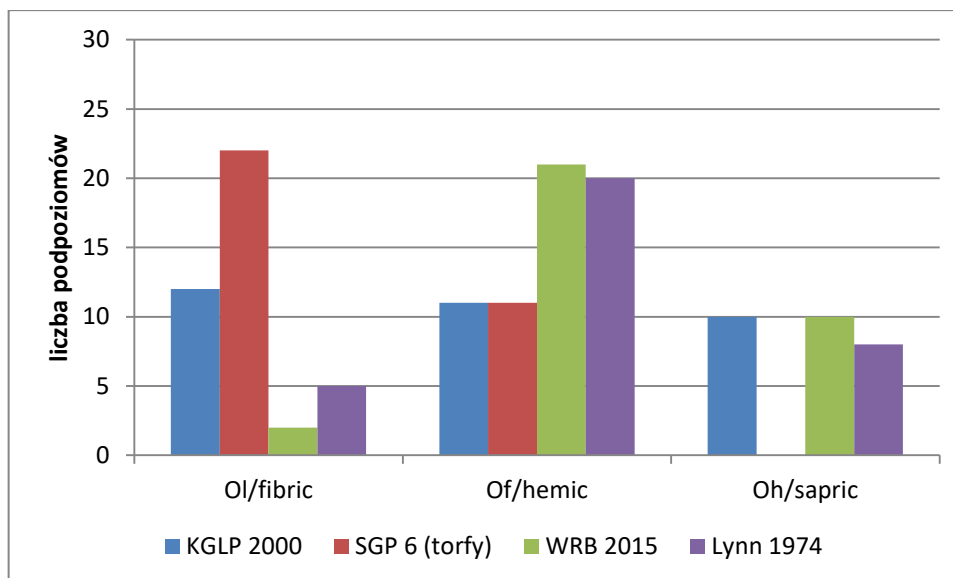
	KGLP	SGP 6 (torfy)	WRB 2015
SGP 6 (torfy)	0,60		
WRB 2015	0,71	0,62	
Lynn 1974	0,67	0,53	0,82

(n=33, p<0,05)

Jednocześnie uzyskane wyniki nie pokrywają się w wystarczającym stopniu z rozpoznaniem terenowym według KGLP tak, aby można było bezdyskusyjnie stosować którąś z testowanych metod do określania stopnia rozkładu ściółkowych materiałów organicznych. Zbyt dużym uproszczeniem może się okazać utożsamianie podpoziomów Ol, Of oraz Oh z odpowiednio: materiałami fibrowymi, hemowymi i saprowymi. Rozbieżności w ilości poziomów przyporządkowanych do grup o różnym stopniu rozkładu przedstawiono na Rysunkach 6 i 7.



Rys. 6. Zestawienie liczby podpoziomów organicznych z Gór Stołowych w zależności od stopnia rozkładu badanego różnymi metodami



Rys. 7. Zestawienie liczby podpoziomów organicznych z Karkonoszy w zależności od stopnia rozkładu badanego różnymi metodami

Analiza uzyskanych danych sugeruje, że żadna z testowanych metod w sposób wystarczający nie jest w pełni zgodna z morfogenetycznym rozpoznaniem terenowym. Nie są one w pełni kompatybilne z dotychczasowym modelem opisu materiałów organicznych wchodzących w skład próchnic leśnych. Podstawowych przyczyn braku możliwości ich wykorzystania należy doszukiwać się w pierwotnych założeniach dotyczących charakterystyki materiałów dla których zostały przewidziane. Materia organiczna wchodząca w skład próchnic leśnych z zasady akumuluje się w warunkach aerobowych i posiada charakter ściółek, które swoim składem odzwierciedlają ekosystemy leśne lub łąkowe (Fox, Tarnocai 2011). Metody analityczne opierające się na procentowym udziale włókna zostały wymyślone i testowane dla utworów hydrogenicznym, nasyconych wodą dłużej niż 30 dni w roku (SGP 6, FAO WRB 2015), gdzie akumulacja materii organicznej zachodzi częściej w warunkach anaerobowych (Rydin, Jeglum 2006). Dodatkowym czynnikiem różnicującym jest odmienny skład szaty roślinnej, w skład której w głównym stopniu wchodzi roślinność torfotwórcza i obszarów podmokłych (Okruszko, Piaścik 1990, Rydin, Jeglum 2006).

5.3 Poziomy diagnostyczne gleb organicznych i ich klasyfikacja

Kluczowym etapem pozwalającym klasyfikować gleby organiczne jest rozpoznanie w profilach glebowych poziomów diagnostycznych. Dla gleb organicznych w Systematyce Gleb Polski 6 wyróżniamy 3 takie poziomy: folik, histik i murszik, różniące się między sobą właściwościami, warunkami powstawania oraz rodzajem materii organicznej, która je buduje. Podział przyjęty w SGP 6 jest podobny opracowanego w FAO WRB 2015.

Na tej podstawie, w profilach glebowych na powierzchniach badawczych w Górach Stołowych rozpoznano 10 poziomów diagnostycznych folik, natomiast w Karkonoszach na 9 obiektach. Poziom diagnostyczny murszik występuje na obiekcie 7K w Karkonoszach. Na pozostałych powierzchniach badawczych: w Górach Stołowych obiekt 4S oraz w Karkonoszach obiekt 10K podpoziomy organiczne nie spełniały kryterium miąższości dla żadnego z wyżej wymienionych poziomów diagnostycznych.

Poprawne określenie poziomów diagnostycznych umożliwia klasyfikację gleb organicznych za pomocą klucza do rzędów, typów i podtypów zawartego w SGP 6. Na tej podstawie stwierdzono, że wśród 22 powierzchni badawczych występuje 19 gleb ściółkowych w 3 podtypach, jednej gleby murszowej płytkiej na obiekcie 7K oraz 2 rankerów typowych na obiektach 4S w Górach Stołowych oraz 10K w Karkonoszach. Dokładne zestawienie typów i podtypów gleb przedstawiono w Tabeli 7.

Poziomy diagnostyczne w omawianych profilach glebowych zazwyczaj zbudowane są z kilku podpoziomów organicznych. Znaczna heterogeniczność materiału budującego podpoziomy organiczne, pociąga za sobą różnice we właściwościach fizykochemicznych (Fox, Tarnocai 2011). Z tego powodu analizy laboratoryjne przeprowadzano dla każdego z podpoziomów rozpoznanych w terenie, a nie dla poziomów diagnostycznych jako całości.

Tabela 7. Klasyfikacja poziomów diagnostycznych, typów i podtypów gleb wg. SGP 6.

Góry Stołowe			
Obiekt	Poziom diagnostyczny	Typ	Podtyp
1S	folik	Gleby ściółkowe	skaliste
2S	folik	Gleby ściółkowe	skaliste
3S	folik	Gleby ściółkowe	typowe
4S	-	Rankery	typowe
5S	folik	Gleby ściółkowe	skaliste
6S	folik	Gleby ściółkowe	typowe
7S	folik	Gleby ściółkowe	skaliste
8S	folik	Gleby ściółkowe	skaliste
9S	folik	Gleby ściółkowe	rumoszowe
10S	folik	Gleby ściółkowe	typowe
11S	folik	Gleby ściółkowe	skaliste
Karkonosze			
Obiekt	Poziom diagnostyczny	Typ	Podtyp
1K	folik	Gleby ściółkowe	skaliste
2K	folik	Gleby ściółkowe	skaliste
3K	folik	Gleby ściółkowe	rumoszowe
4K	folik	Gleby ściółkowe	rumoszowe
5K	folik	Gleby ściółkowe	rumoszowe
6K	folik	Gleby ściółkowe	skaliste
7K	murszik	Gleby murszowe	płytkie
8K	folik	Gleby ściółkowe	skaliste
9K	folik	Gleby ściółkowe	skaliste
10K	-	Rankery	typowe
11K	folik	Gleby ściółkowe	skaliste

5.4 Klasyfikacja próchnic leśnych

Znajomość charakterystyki podpoziomów organicznych na podstawie ich cech morfogenetycznych umożliwia określenie typów próchnic leśnych występujących w górach na opisywanych powierzchniach badawczych. Podstawowymi kryteriami służącymi do takiego opisu jest obecność odpowiednich podpoziomów organicznych oraz ich sekwencja. Klasyfikacja Gleb Leśnych Polski (2000) wyróżnia 3 podstawowe typy próchnic leśnych:

- próchnica typu mull, o sekwencji poziomów Ol - A, w glebach eutroficznych;
- próchnica typu moder, o sekwencji poziomów Ol - Ofh - A, w glebach mezotroficznych
- próchnica typu mor, o sekwencji poziomów Ol - Of - Oh - Ees lub AEes, w glebach oligotroficznych lub w zniekształconych gospodarką leśną glebach mezotroficznych.

Każdy z wymienionych typów próchnic posiada zestaw właściwych sobie parametrów morfologicznych i fizykochemicznych takich jak: zakres wartości pH_{KCl} , stopień wysycenia kompleksu sorpcyjnego zasadami oraz zakres C/N.

Dominującym typem próchnic leśnych, według przedstawionego powyżej podziału, na powierzchniach badawczych zarówno w Górach Stołowych jak i Karkonoszach była próchnica typu mor. Zakumulowana materia organiczna charakteryzowała się wyraźnie wykształconymi sekwencjami poziomów Ol - Of - Oh, o zróżnicowanej miąższości. Układy te nie zostały zachowane na wszystkich obiektach. Na powierzchni badawczej 5S w Górach Stołowych zaburzona jest sekwencja typowego układu podpoziomów dla próchnicy typu mor, gdyż pomiędzy podpoziomami Of oraz Oh zakumulowana jest warstwa Ol. Brak podpoziomu butwinowego na obiekcie 4S i występowanie dwóch podpoziomów mineralnych pod podpoziomami organicznymi sprawia, że mamy tutaj do czynienia z układem Ol - Oh - Ah. Analogiczna sytuacja występuje na powierzchni badawczej 10K w Karkonoszach, gdzie podpoziom surowinowy przykrywa bezpośrednio dwa podpoziomy mineralne. Typ próchnicy murszowej występuje na obiekcie 7K, gdzie podpoziom Ol przykrywa podpoziomy murszu o różnym stopniu zdegradowania. Problematyczną kwestią pozostaje klasyfikacja próchnic z obiektów 1S oraz 10S w Górach Stołowych, gdzie podpoziomy zbudowane w większości z drewna o widocznym różnym stopniu rozkładu, tworzą warstwy spągowe w profilach. Klasyfikacja Gleb Leśnych Polski (2000) nie podaje wskazówek w jaki sposób klasyfikować tego typu próchnice. Specyfika próchnic obszarów górskich ujawnia pewne niedoskonałości przyjętej koncepcji, utrudniające ich prawidłowy opis.

Holistyczne podejście do zagadnienia materii organicznej w glebach i humusu prezentowane jest w serii artykułów *Humusica 1 i 2* (Zanella i in. 2017, 2018). Autorzy podjęli próbę zdefiniowania podstawowych zagadnień związanych z różnymi typami próchnic oraz stworzono obszerną klasyfikację, uwzględniającą różne systemy, warunki biotyczne i abiotyczne wpływające na akumulację materii organicznej. Na jej podstawie podjęto próbę klasyfikacji próchnic z badanych powierzchni w Górach Stołowych i Karkonoszach.

W obu pasmach górskich do klasyfikowania próchnic użyto klucza *Terrestrial humus system* (Zanella i in. 2017a), ze względu na tworzenie się podpoziomów w warunkach aerobowych, bez saturacji wodą, z materiałów organicznych i organiczno – mineralnych. Po uwzględnieniu występowania charakterystycznej sekwencji podpoziomów i aktywności pedofauny zawartej w nich, oraz przy występowaniu poziomu A i jego odczynu, zdecydowana większość próchnic to typ Mor w podtypach Hemimor oraz Humimor. O przynależności do danego podtypu decydowało również występowanie podpoziomu Oh oraz nieciągłości podpoziomów Of. W

przypadku powierzchni badawczej 5S w Górach Stołowych, gdzie zaburzona jest sekwencja podpoziomów charakterystycznych dla próchnicy typu Mor, można opisać je dodając do symbolu O przyrostki „wm” (*wmO - wild mammal organic horizon*) (Zanella i in. 2017a). Jest to rozwiązanie stosowane w przypadku podpoziomów organicznych, których materia organiczna jest wymieszana na skutek działalności ssaków leśnych. Możliwe staje się wtedy opisanie podpoziomów sekwencji Of - Ol jako *wmOf*. Problematiczną kwestią pozostaje opisanie typu próchnicy na obiekcie 7K w Karkonoszach. Na podpoziomach murszowych, do klasyfikacji których używa się klucza *Histic humus* (Zanella i in. 2018a), zakumulowany jest podpoziom Ol z klucza *Terrestrial humus*. Użycie pośrednich systemów *Epihisto* lub *Hydro* oraz prefiksa „g” (Zanella i in. 2018b) dla podpoziomu Ol nie byłoby poprawne, gdyż sugerowałyby okresowe nasycenie wodą i czasowe warunki anaerobowe, co nie byłoby zgodne z obserwacją terenową. Podobny schemat ułożenia podpoziomów organicznych może nie być epizodycznym przypadkiem, czego przykładem są obszary podmokłe zachodniej Syberii porośnięte drzewostanem z dominującym udziałem brzozy *Betula pubescens*. Kilkucentymetrowy opad materiału ściółkowego przykrywa utwory organiczne o znacznej miąższości, nasycone wodą (Efremova i in. 2010).

5.5 Morfologia profili glebowych w Górach Stołowych

Profil 1 S

Klasyfikacja	PTG 2019: Gleba ściółkowa skalista (OEsk) FAO WRB 2015: Hyperdystric Hemic Folic Rockic Histosols (Lignic)
Lokalizacja profilu	na głazie
Rzeźba terenu	górzysta
Pokrycie powierzchni terenu głazami	70%
Wystawa terenu	270° W
Nachylenie terenu	10 – 15°
Współrzędne geograficzne WGS 1984	50°28'39,98" N, 16°17'18,96" E
Wysokość	845 m n.p.m.
Obiekt	Góry Stołowe, Błędne Skały
Skala podścielająca	górne piaskowce ciosowe
Erozja i jej natężenie	wodna, słaba do średniej
Dominujące zbiorowisko roślinne	zbiorowisko z klasy <i>Vaccinio – Piceetea</i>

Uwagi:	brak rozpoznawalnej makroskopowo aktywności fauny glebowej, poziom Oh wykazuje cechy poziomu drzewnego lignic
Ol 0 – 1 cm	poziom surowinowy, barwa 10YR 3/3, wilgotny, układ poziomu luźny, przejście poziomu wyraźne, przebieg równy, brak korzeni,
Of1 1 – 3 cm	poziom butwinowy, barwa 10YR 2/1, wilgotny, struktura włóknisto – gruzełkowa, układ poziomu luźny, przejście poziomu wyraźne, przebieg równy, korzenie średnio liczne, drobne,
Of2 3 – 7 cm	poziom butwinowy, barwa 10YR 2/1, wilgotny, struktura amorficzno – włóknista, układ poziomu luźny, przejście poziomu stopniowe, korzenie średnio liczne, średnie,
Ow 7 – 14 cm	poziom ligninowy, barwa 2,5YR 4/6, wilgotny, struktura amorficzno – drzewna, układ poziomu luźny, przejście poziomu ostre, przebieg równy,
R +14 cm	lita skała – piaskowce gruboziarniste, arenity kwarcowe o spoiwie krzemionkowym.

Profil 2 S

Klasyfikacja	PTG 2019: Gleba ściółkowa skalista (OEsk) FAO WRB 2015: Hyperdystric Hemic Folic Rockic Histosols
Lokalizacja profilu	na głazie w owalnym zagłębieniu
Rzeźba terenu	górzysta
Pokrycie powierzchni terenu głazami	50%
Wystawa terenu	232° SW
Nachylenie terenu	5 – 10°
Współrzędne geograficzne WGS 1984	50°28'39,50" N, 16°17'20,50" E
Wysokość	844 m n.p.m.
Obiekt	Góry Stołowe, Błędne Skały
Skała podścielająca	górne piaskowce ciosowe
Erozja i jej natężenie	wodna, słaba

Dominujące zbiorowisko roślinne	zbiorowisko z klasy <i>Vaccinio – Piceetea</i>
Uwagi	powierzchnia pokryta w części żywą roślinnością naczyniową, a w pozostałej martwą, duża aktywność fauny glebowej, kanały i gniazda mrówek,
Ol 0 – 5 cm	poziom surowinowy, barwa 5YR 3/2,5, wilgotny, układ poziomu luźny, przejście poziomu stopniowe, korzenie liczne, drobne,
Of1 5 – 15 cm	poziom butwinowy, barwa 5YR 3/3, wilgotny, struktura włóknista, układ poziomu luźny, przejście poziomu stopniowe, korzenie liczne, drobne,
Of2 15 – 20 cm	poziom butwinowy, barwa 5YR 3/2, wilgotny, struktura włóknisto - drzewna, układ poziomu słabo – zwięzły, przejście poziomu wyraźne, przebieg równy, korzenie liczne, drobne niekiedy średnie,
Oh 20 – 25 cm	poziom epihumusowy, barwa 10YR 2/1, wilgotny/mokry, struktura amorficzno – włóknista, układ poziomu średnio – zwięzły, przejście poziomu ostre, przebieg równy, korzenie średnio liczne, drobne, nieliczne drobne węgielki,
R +25 cm	lita skała – piaskowce gruboziarniste, arenity kwarcowe o spoiwie krzemionkowym.

Profil 3 S

Klasyfikacja	PTG 2019: Gleba ściółkowa typowa (OEt) FAO WRB 2015: Hyperdystric Hemic Folic Histosols
Lokalizacja profilu	na gładzie
Rzeźba terenu	górzysta
Pokrycie terenu gładzami	70%
Wystawa terenu	5° N
Nachylenie terenu	25 – 30°
Współrzędne geograficzne WGS 1984	50°27'27,63" N, 16°21'47,79" E
Wysokość	733 m n.p.m.
Obiekt	Góry Stołowe, Białe Ściany

Skala podścielająca	górne piaskowce ciosowe
Erozja i jej natężenie	wodna i eoliczna, słaba
Dominujące zbiorowisko roślinne	<i>Molinio caeruleae</i> – <i>Pinetum</i>
Uwagi	w profilu glebowym widoczne poziomo ułożone na skale fragmenty pni drzew, w poziomie Ol wysoka aktywność fauny glebowej, kanały i gniazda mrówek
Ol 0 – 7 cm	poziom surowinowy, barwa 5YR 3/3, wilgotny, układ poziomu luźny, przejście poziomu stopniowe, korzenie nieliczne, drobne,
Of1 7 – 15 cm	poziom butwinowy, barwa 5YR 3/2,5, wilgotny, struktura włóknista, układ poziomu luźny, przejście poziomu stopniowe, korzenie nieliczne, drobne,
Of2 15 – 25 cm	poziom butwinowy, barwa 5YR 3/2, wilgotny, struktura włóknista, układ poziomu średnio – zwięzły, przejście poziomu stopniowe, korzenie nieliczne, drobne,
Of3 25 – 33 cm	poziom butwinowy, barwa 5YR 2,5/2, wilgotny, struktura włóknisto – amorficzna, układ poziomu słabo – zwięzły, przejście poziomu stopniowe, korzenie średnio liczne, drobne,
Oh 33 – 42 cm	poziom epihumusowy, barwa 5YR 2,5/1, wilgotny, struktura amorficzna, układ poziomu średnio – zwięzły, przejście poziomu ostre, przebieg równy, korzenie nieliczne, drobne,
C 42 – 50 cm	poziom zwietrzliny mineralnej o składzie granulometrycznym piasku, barwa 7,5YR 7/2, wilgotny, struktura rozdzielnoziarnista, układ poziomu luźny, przejście poziomu wyraźne, przebieg równy,
R +50 cm	lita skała – piaskowce gruboziarniste, arenity kwarcowe o spoiwie krzemionkowym.

Profil 4 S

Klasyfikacja

PTG 2019: Ranker typowy (SQt)

	FAO WRB 2015: Dystric Leptosols
Lokalizacja profilu	półka skalna
Rzeźba terenu	górzysta
Pokrycie terenu głazami	40%
Wystawa terenu	148° SE
Nachylenie terenu	5 – 10°
Współrzędne geograficzne WGS 1984	50°27'20,30" N, 16°21'8,77" E
Wysokość	815 m n.p.m.
Obiekt	Góry Stołowe, Narożnik
Skała podścielająca	górne piaskowce ciosowe
Erozja i jej natężenie	wodna, słaba
Dominujące zbiorowisko roślinne	<i>Abieti – Picetum (montanum)</i>
Uwagi	we wszystkich wydzielonych poziomach występuje zapiaszczenie materiału organicznego, duża aktywność fauny glebowej, kanały i gniazda mrówek
Ol 0 – 1 cm	poziom surowinowy, barwa 7,5YR 5/2, świeży, układ poziomy luźny, przejście poziome wyraźne, przebieg równy,
Oh 1 – 7 cm	poziom epihumusowy, barwa 10YR 2/2, wilgotny, struktura amorficzno – włóknista, układ poziomy słabo - zwięzły, przejście poziome wyraźne, przebieg równy, korzenie średnio liczne, drobne,
Ah1 7 – 14 cm	poziom mineralny próchniczny, barwa 10YR 2/1, wilgotny, struktura amorficzno - gruzelkowa, układ poziomy średnio – zwięzły, przejście poziome stopniowe, korzenie średnio liczne, drobne,
Ah2 14 – 15 cm	poziom mineralny próchniczny, barwa 10YR 4/6, wilgotny, struktura gąbczasto – włóknista, układ poziomy średnio – zwięzły, przejście poziome ostre, przebieg równy, korzenie liczne, bardzo drobne, bardzo drobne nagromadzenia żelaziste na korzeniach,
R +15 cm	lita skała – piaskowce gruboziarniste, arenity kwarcowe o spoiwie krzemionkowym.

Profil 5 S

Klasyfikacja	PTG 2019: Gleba ściółkowa skalista (OEsk) FAO WRB 2015: Hyperdystric Sapric Folic Rockic Histosols
Lokalizacja profilu	na głazie
Rzeźba terenu	górzysta
Pokrycie terenu głazami	70%
Wystawa terenu	240° SW
Nachylenie terenu	40°
Współrzędne geograficzne WGS 1984	50°26'47,96" N, 16°21'31,97" E
Wysokość	704 m n.p.m.
Obiekt	Góry Stołowe, Samotnik
Skała podścielająca	górne piaskowce ciosowe
Erozja i jej natężenie	wodna, średnia do intensywnej
Dominujące zbiorowisko roślinne	<i>Abieti – Picetum (montanum)</i>
Uwagi	mała aktywność fauny glebowej, kanały i gniazda mrówek, nieliczna roślinność w warstwie runa leśnego,
Ol 0 – 2 cm	poziom surowinowy, barwa 10YR 6/4, suchy, układ poziomu luźny, przejście poziomu wyraźne, przebieg falisty,
Of1 2 – 10 cm	poziom butwinowy, barwa 7,5YR 3/2, wilgotny, struktura amorficzno – włóknista, układ poziomu słabo - zwięzły, przejście poziomu wyraźne, przebieg falisty, korzenie nieliczne, drobne,
O12 10 – 15 cm	poziom surowinowy, barwa 10YR 6/4, suchy, układ poziomu luźny, przejście poziomu wyraźne, przebieg falisty, korzenie średnio liczne, średnie,
Oh 15 – 22 cm	poziom epihumusowy, barwa 10YR 2/1, wilgotny, struktura amorficzno – włóknista, układ poziomu słabo – zwięzły, przejście poziomu ostre, przebieg równy, korzenie nieliczne, drobne,

Oh3 36 – 45 cm	słabo – zwięzły, przejście poziomu wyraźne, przebieg falisty, korzenie średnio liczne, drobne, poziom epihumusowy, barwa 5YR 2,5/2, wilgotny, struktura amorficzno – gruzelkowa, układ poziomu
C 45 – 55 cm	słabo – zwięzły, przejście poziomu wyraźne, przebieg falisty, korzenie średnio liczne, drobne, poziom zwietrzeliny mineralnej o składzie granulometrycznym piasku, barwa 10YR 3/1, wilgotny, struktura rozdzielnoziarnista, układ poziomu
R +55 cm	słabo – zwięzły, przejście poziomu ostre, przebieg falisty, lita skała – piaskowce gruboziarniste, subarkozy kwarcowo – lityczne o spoiwie ilasto – krzemionkowym.

Profil 7 S

Klasyfikacja	PTG 2019: Gleba ściółkowa skalista (OEsk) FAO WRB 2015: Hyperdystric Sapric Folic Rockic Histosols
Lokalizacja profilu	na pochylonym bloku skalnym
Rzeźba terenu	górzysta
Pokrycie terenu głazami	85%
Wystawa terenu	270° W
Nachylenie terenu	5 - 10°
Współrzędne geograficzne WGS 1984	50°29'6,63" N, 16°20'26,55" E
Wysokość	905 m n.p.m.
Obiekt	Góry Stołowe, Szczeliniec Wielki
Skała podścielająca	dolne piaskowce ciosowe
Erozja i jej natężenie	wodna, słaba
Dominujące zbiorowisko roślinne	zbiorowisko z klasy <i>Vaccinio – Piceetea</i>
Uwagi	powierzchnia badawcza umieszczona na wierzcholinie ostańca skalnego pod sosną zwyczajną i brzozą brodawkowatą

O1 0 – 1 cm	poziom surowinowy, barwa 7,5YR 5/5, mokry, układ poziomu luźny, przejście poziomu wyraźne, przebieg równy,
Of 1 – 6 cm	poziom butwinowy, barwa 7,5YR 3/1, wilgotny, struktura amorficzno – gruzelkowa, układ poziomu słabo – zwięzły, przejście poziomu wyraźne, przebieg równy, korzenie średnio liczne, drobne,
Oh 6 – 12 cm	poziom epihumusowy, barwa 10YR 4/3, świeży, struktura amorficzno – włóknista, układ poziomu średnio – zwięzły, przejście poziomu ostre, przebieg falisty, korzenie liczne, bardzo grube,
R +12 cm	lita skała – piaskowce gruboziarniste, subarkozy kwarcowo – lityczne o spoiwie ilasto – krzemionkowym.

Profil 8 S

Klasyfikacja	PTG 2019: Gleba ściółkowa skalista (Oesk) FAO WRB 2015: Hyperdystric Hemic Folic Rockic Histosols
Lokalizacja profilu	na gładzie
Rzeźba terenu	górzysta
Pokrycie terenu gładzami	80%
Wystawa terenu	60° NEE
Nachylenie terenu	50°
Współrzędne geograficzne WGS 1984	50°29'3,08" N, 16°20'34,56" E
Wysokość	901 m n.p.m.
Obiekt	Góry Stołowe, Szczeliniec Wielki
Skała podścielająca	dolne piaskowce ciosowe
Erozja i jej natężenie	wodna, średnia
Dominujące zbiorowisko roślinne	zbiorowisko z klasy <i>Vaccinio – Piceetea</i>
Uwagi	na powierzchni badawczej występują liczne gametofity płonnika oraz owocniki grzybów wraz ze strzępkami grzybni, brak rozpoznawalnej makroskopowo aktywności fauny glebowej

O1 0 – 1 cm	poziom surowinowy, barwa 10YR 3/4, mokry, układ poziomu luźny, przejście poziomu wyraźne, przebieg falisty,
Of 1 – 4 cm	poziom butwinowy, barwa 5YR 2,5/1, wilgotny, struktura gąbczasto – włóknista, układ poziomu słabo – zwięzły, przejście poziomu wyraźne, przebieg falisty, korzenie liczne, drobne,
Oh1 4 – 11 cm	poziom epihumusowy, barwa 5YR 2,5/1, wilgotny, struktura amorficzno – włóknista, układ poziomu słabo – zwięzły, przejście poziomu wyraźne, przebieg falisty, korzenie nieliczne, drobne,
Oh2 11 – 16 cm	poziom epihumusowy, barwa 5YR 3/2, stan uwilgotnienia mokry, struktura amorficzno – włóknista, układ poziomu słabo – zwięzły, przejście poziomu ostre, przebieg falisty, korzenie nieliczne, drobne,
R +16 cm	lita skała - piaskowce gruboziarniste, subarkozy kwarcowo – lityczne o spoiwie ilasto – krzemionkowym.

Profil 9 S

Klasyfikacja	PTG 2019: Gleba ściółkowa rumoszowa (OERM) FAO WRB 2015: Hyperdystric Sapric Folic Mawic Histosols
Lokalizacja profilu	kieszień między głazami skalnymi
Rzeźba terenu	górzysta
Pokrycie terenu głazami	30 – 40%
Wystawa terenu	66° E
Nachylenie terenu	15°
Współrzędne geograficzne WGS 1984	50°29'2,2" N, 16°22'14,9" E
Wysokość	685 m n.p.m.
Obiekt	Góry Stołowe, Droga nad Urwiskiem, Kamieniołom nad Radkowem
Skała podścielająca	dolne piaskowce międzyplenerskie

Erozja i jej natężenie	wodna, słaba
Dominujące zbiorowisko roślinne	<i>Luzulo luzuloidis – Fagetum</i>
Uwagi	powierzchnia badawcza położona na wygładzonych, słabo dyskooidalnych oraz słabo wydłużonych głazach i blokach piaskowca, występujących na różnych głębokościach
O11 0 – 7 cm	poziom surowinowy, barwa 10YR 5/4, świeży, układ poziomu luźny, przejście poziomu wyraźne, przebieg falisty,
O12 7 – 18 cm	poziom surowinowy, barwa 7,5YR 4/3, świeży, układ poziomu luźny, przejście poziomu wyraźne, przebieg falisty, korzenie średnio liczne, średnie,
Of 18 – 27 cm	poziom butwinowy, barwa 7,5YR 3/2, świeży, struktura amorficzno – włóknista, układ poziomu średnio – zwięzły, przejście poziomu stopniowe, korzenie liczne, grube i bardzo grube,
Oh 27 – 37 cm	poziom epihumusowy, barwa 10YR 2/1, wilgotny, struktura amorficzno – gruzelkowa, układ poziomu średnio – zwięzły, przejście poziomu ostre, przebieg falisty,
R +37 cm	lita skała – piaskowce średnio – gruboziarniste o spoiwie ilasto - krzemionkowym.

Profil 10 S

Klasyfikacja	PTG 2019: Gleba ściółkowa typowa (OEt) FAO WRB 2015: Hyperdystric Hemic Folic Histosols (Lignic)
Lokalizacja profilu	na stoku
Rzeźba terenu	górzysta
Pokrycie terenu głazami	50%
Wystawa terenu	330° W
Nachylenie terenu	10°
Współrzędne geograficzne WGS 1984	50°28'29,2" N, 16°23'31,8" E
Wysokość	684 m n.p.m.

Obiekt	Góry Stołowe, Szosa Stu Zakrętów
Skala podścielająca	dolne piaskowce międzyplenerskie
Erozjai jej natężenie	wodna, słaba
Dominujące zbiorowisko roślinne	<i>Carici remotae – Fraxinetum</i>
Uwagi	poziomy Ow1, Ow2 oraz Ow3 zbudowane są całkowicie z materiału organicznego posiadającego cechy poziomu drzewnego lignic
Ol 0 – 3 cm	poziom surowinowy, barwa 10YR 5/2, świeży, układ poziomu luźny, przejście poziomu wyraźne, przebieg równy,
Of 3 – 9 cm	poziom butwinowy, barwa 7,5YR 3/2,5, świeży, struktura amorficzno – gruzelkowa, układ poziomu średnio – zwięzły, przejście poziomu wyraźne, przebieg nieregularny, korzenie średnio liczne, drobne,
Ow1 9 – 19 cm	poziom ligninowy, barwa 7,5YR 5/8, świeży, struktura amorficzno – gruzelkowa, układ poziomu średnio – zwięzły, przejście poziomu wyraźne, przebieg nieregularny, korzenie liczne, średnie,
Ow2 19 – 43 cm	poziom ligninowy, barwa 5YR 4/6, świeży, struktura drzewna, układ poziomu zwięzły, przejście poziomu wyraźne, przebieg falisty, korzenie nieliczne, bardzo drobne,
Ow3 43 – 67 cm	poziom ligninowy, barwa 7,5YR 5/8, świeży, struktura drzewna, układ poziomu zwięzły, przejście poziomu ostre, przebieg nieregularny, korzenie nieliczne, bardzo drobne,
C 67 – 75 cm	poziom zwietrzliny mineralnej o składzie granulometrycznym piasku gliniastego, barwa 10YR 4/1, świeży, struktura gruzelkowa, układ poziomu słabo – zwięzły, przejście poziomu ostre, przebieg falisty,
R +75 cm	lita skała – piaskowiec średnio – gruboziarnisty o spoiwie ilasto – krzemionkowym.

Profil 11 S

Klasyfikacja	PTG 2019: Gleba ściółkowa skalista (OEsk) FAO WRB 2015: Hyperdystric Sapric Folic Rockic Histosols
Lokalizacja profilu	na głazie
Rzeźba terenu	górzysta
Pokrycie terenu	50% głazy
Wystawa terenu	246° W
Nachylenie terenu	35°
Współrzędne geograficzne WGS 1984	50°27'5,1" N, 16°21'17,3" E
Wysokość	787 m n.p.m.
Obiekt	Góry Stołowe, Kopa Śmierci
Skała podścielająca	górne piaskowce ciosowe
Erozja, natężenie	wodna, słaba
Dominujące zbiorowisko roślinne	<i>Abieti – Picetum (montanum)</i>
Uwagi	na powierzchni badawczej występuje enklawa obumarłego drzewostanu świerka pospolitego ze śladami pojawu kornika drukarza
Ol 0 – 4 cm	poziom surowinowy, barwa 10YR 3/2, świeży, układ poziomu luźny, przejście poziomu wyraźne, przebieg falisty,
Of1 4 – 10 cm	poziom butwinowy, barwa 10YR 3/2, świeży, struktura amorficzno – włóknista, układ poziomu średnio – zwięzły, przejście poziomu wyraźne, przebieg falisty, korzenie średnio liczne, drobne,
Of2 10 – 22 cm	poziom butwinowy, barwa 10YR 3/1, świeży, struktura amorficzno – włóknista, układ poziomu średnio – zwięzły, przejście poziomu wyraźne, przebieg falisty, korzenie liczne, średnie,
Oh 22 – 26 cm	poziom epihumusowy, barwa 10YR 2/1, świeży, struktura amorficzna, układ poziomu średnio – zwięzły, przejście poziomu ostre, przebieg równy, korzenie nieliczne, drobne,

Of 8 – 13 cm	poziom butwinowy, barwa 7,5YR 4/5, świeży, struktura gąbczasto – włóknista, układ poziomu średnio – zwięzły, przejście poziomu wyraźne, przebieg falisty, korzenie liczne, drobne i średnie,
Oh 13 – 15 cm	poziom epihumusowy, barwa 10YR 2/2, wilgotny, struktura amorficzno – gruzelkowa, układ poziomu średnio – zwięzły, przejście poziomu ostre, przebieg równy, korzenie średnio liczne, drobne i średnie,
R +15 cm	lita skała – granit porfirowaty.

Profil 2 K

Klasyfikacja	PTG 2019: Gleba ściółkowa skalista (OESk) FAO WRB 2015: Hyperdystric Hemic Folic Rockic Histosols
Lokalizacja profilu	stok, na głazie
Rzeźba terenu	górzysta
Pokrycie terenu głazami	80 – 85%
Wystawa terenu	126° SE
Nachylenie terenu	20°
Współrzędne geograficzne WGS 1984	50°44'49,35" N, 15°44'20,44" E
Wysokość	1060 m n.p.m.
Obiekt	Karkonosze, Kocioł Łomniczki
Skała podścielająca	granit średnio i równoziarnisty, biotytowy, „harrachowski”
Erozja i jej natężenie	wodna, słaba
Dominujący typ siedliskowy lasu	bór wysokogórski świeży ze świerkiem pospolitym <i>Calamagrostio villosae</i> – <i>Piceetum</i> , zbiorowiska krzewinkowe <i>Vaccinium Myrtillus</i>
Uwagi:	brak rozpoznawalnej makroskopowo aktywności fauny glebowej
Ol 0 – 4 cm	poziom surowinowy, barwa 7,5YR 3/3, mokry, układ poziomu słabo – zwięzły, przejście poziomu wyraźne, przebieg równy, korzenie liczne, drobne,

Of1 4 – 7 cm	poziom butwinowy, barwa 7,5YR 4/2, mokry, struktura gąbczasto – włóknista, układ poziomu słabo – zwięzły, przejście poziomu wyraźne, przebieg falisty, korzenie liczne, drobne,
Of2 7 – 13 cm	poziom butwinowy, barwa 7,5YR 3/2, mokry, struktura gąbczasto – włóknista, układ poziomu średnio – zwięzły, przejście poziomu wyraźne, przebieg falisty, korzenie, liczne drobne,
Oh 13 – 25 cm	poziom epihumusowy, barwa 10YR 2/2, wilgotny, struktura gruzelkowa, układ poziomu średnio – zwięzły, przejście poziomu ostre, przebieg falisty, korzenie średnio liczne, drobne,
R + 25 cm	lita skała – granit równoziarnisty.

Profil 3 K

Klasyfikacja	PTG 2019: Gleba ściółkowa rumoszowa (OErM) FAO WRB 2015: Dystric Sapric Folic Mawic Histosols
Lokalizacja profilu	stok, na blokach skalnych
Rzeźba terenu	górzysta
Pokrycie terenu głazami	30%
Wystawa terenu	120° SE
Nachylenie terenu	30°
Współrzędne geograficzne WGS 1984	50°45'9,61" N, 15°45'6,14" E
Wysokość	880 m n.p.m.
Obiekt	Karkonosze, Kocioł Łomniczki
Skała podścielająca	granit porfirowaty, średnio – bardzo gruboziarnisty, biotytowy, „izerski”
Erozja i jej natężenie	wodna, słabe
Dominujący typ siedliskowy lasu	bór mieszany górski świeży ze świerkiem pospolitym, jarząbem pospolitym i brzozą brodawkowatą <i>Abieti – Piceetum</i>

Uwagi:	materia organiczna o różnym stopniu rozkładu, budująca poziomy glebowe, wypełnia całkowicie szczeliny skalne do głębokości 30 cm
Ol 0 – 2 cm	poziom surowinowy, barwa 7,5YR 4/2, świeży, układ poziomu luźny, przejście poziomu wyraźne, przebieg falisty,
Of1 2 – 10 cm	poziom butwinowy, barwa 7,5YR 3/2, wilgotny, struktura gąbczasto – włóknista, układ poziomu średnio – zwięzły, przejście poziomu wyraźne, przebieg falisty, korzenie liczne, drobne, pojedyncze średnie,
Of2 10 – 25 cm	poziom butwinowy, barwa 10YR 2/1, wilgotny, struktura amorficzno – włóknista, układ poziomu średnio – zwięzły, przejście poziomu wyraźne, przebieg nieregularny, korzenie średnio liczne, drobne,
Oh 25 – 30 cm	poziom epihumusowy, barwa 10YR 2/1, świeży, struktura gruzelkowa, układ poziomu średnio – zwięzły, przejście poziomu ostre, przebieg nieregularny, korzenie nieliczne, bardzo drobne,
R +30 cm	lita skała – granit porfirowaty.

Profil 4 K

Klasyfikacja	PTG 2019: Gleba ściółkowa rumoszowa (OErM) FAO WRB 2015: Hyperdystric Sapric Folic Mawic Histosols
Lokalizacja profilu	stromy stok, gołoborze
Rzeźba terenu	górzysta
Pokrycie terenu głazami	90 – 95% głazy, gołoborze, częściowo pod kosodrzewiną
Wystawa terenu	0° N
Nachylenie terenu	40°
Współrzędne geograficzne WGS 1984	50°44'29,3" N, 15°45'03,9" E
Wysokość	1408 m n.p.m.

Obiekt	Karkonosze, Czarny Grzbiet
Skala podścielająca	fyllity, kwarcyty, wapienie, łupki krzemionkowe, łyszczykowe, hornfelsy
Erozja i jej natężenie	wodna i mrozowa silna (bez kosodrzewiny), średnia (pod kosodrzewiną)
Dominujący typ siedliskowy lasu	zarośla kosodrzewiny <i>Pinetum mugosudeticum</i> , zbiorowisko ze związku <i>Rhizocarpion Alpicolae</i> z chinofilnymi porostami naskalnymi
Uwagi:	poziomy Ol oraz Of pokrywają rumosze skalne, materia organiczna z poziomu Oh wypełnia przestrzeń pomiędzy płytkowo – pryzmatycznymi odłamkami skalnymi, poziom Ah wypełnia przestrzeń i szczeliny w silnie szkieletowym rumoszu skalnym niż poziom nadległy, materia organiczna w poziomie epihumusowym jest silnie rozłożona, zamulona, mazista, otacza odłamki skalne, widoczne są wyraźnie rozwinięte strzępki grzybni na powierzchni odłamków skalnych w poziomie Oh oraz Ah,
Ol 0 – 15 cm	poziom surowinowy, barwa 7,5YR 3/3, wilgotny, układ poziomu słabo – zwięzły, przejście poziomu wyraźne, przebieg falisty, korzenie nieliczne, drobne i średnie,
Of 15 – 30 cm	poziom butwinowy, barwa 7,5YR 3/2, wilgotny, struktura włóknisto – gruzełkowa, układ poziomu średnio – zwięzły, przejście poziomu stopniowe, korzenie liczne, średnie,
Oh 30 – 45 cm	poziom epihumusowy, barwa 7,5YR 3/1, wilgotny, struktura gruzełkowa, układ poziomu średnio – zwięzły, przejście poziomu stopniowe, korzenie nieliczne, bardzo drobne,
Ah +45 cm	poziom mineralny próchniczny, barwa 7,5YR 2/1, mokry, struktura amorficzna, układ poziomu zwięzły, przejście poziomu stopniowe, brak korzeni,

R +45 cm

rumosz skalny – hornfels.

Profil 5 K

Klasyfikacja

PTG 2019: Gleba ściółkowa rumoszowa (OErm)

FAO WRB 2015: Hyperdystric Hemic Folic Mawic
Histosols

Lokalizacja profilu

stromy stok, na blokach skalnych

Rzeźba terenu

górzysta

Pokrycie terenu głazami

80% bloki skalne

Wystawa terenu

120° EES

Nachylenie terenu

40°

Współrzędne geograficzne WGS 1984

50°44'40,3" N, 15°44'04,5" E

Wysokość

1120 m.n.p.m.

Obiekt

Karkonosze, Kocioł Łomniczki

Skala podścielająca

granit średnio i równoziarnisty, biotytowy,
„harrachowski”

Erozja i jej natężenie

wodna, średnia

Dominujący typ siedliskowy lasu

zarośla kosodrzewiny *Pinetum mugo sudeticum*,
subalpejskie zarośla liściaste *Pado – Sorbetum*,
ziołorośla wysokogórskie *Athyrietum distentifolii*

Uwagi:

poziomy Oh1, Oh2 oraz Ah wypełniają przestrzenie
między głazami, materia organiczna z poziomów Oh2
w fazie mikrobiologicznego rozkładu z widocznymi
strzępkami grzybni, na głazach obecne ślady
czarnych nacieków powstałych z namycia humusu,
we wszystkich wydzielonych poziomach występuje
zapiaszczenie materiału organicznego

Ol 0 – 5 cm

poziom surowinowy, barwa 7,5YR 3/2, świeży, układ
poziomu słabo – zwięzły, przejście poziomu
wyraźne, przebieg falisty, korzenie liczne, drobne,

Of 5 – 10 cm

poziom butwinowy, barwa 5YR 3/1, świeży,
struktura gruzełkowa, układ poziomu słabo –

Oh1 10 – 30 cm	zwięzły, przejście poziome wyraźne, przebieg falisty, korzenie średnio liczne, drobne, poziom epihumusowy, barwa 5YR 2,5/1, wilgotny, struktura włóknisto – gruzełkowa, układ poziomy słabo – zwięzły, przejście poziome stopniowe, korzenie liczne, drobne i średnie,
Oh2 30 – 40 cm	poziom epihumusowy, barwa 5YR 2,5/1, wilgotny, struktura gruzełkowa, układ poziomy słabo – zwięzły, przejście poziome wyraźne, przebieg falisty, korzenie liczne, drobne,
Ah 40 – 60 cm	poziom mineralny próchniczny, barwa 5YR 2/1, wilgotny, struktura gruzełkowa, układ poziomy średnio – zwięzły, przejście poziome stopniowe, korzenie nieliczne, drobne,
R +60 cm	rumosz skalny – granit równoziarnisty.

Profil 6 K

Klasyfikacja	PTG 2019: Gleba ściółkowa skalista (OEsk) FAO WRB 2015: Hyperdystric Hemic Follic Rockic Histosols
Lokalizacja profilu	łagodny stok, na gładzie
Rzeźba terenu	górzysta
Pokrycie terenu gładzami	15%
Wystawa terenu	270° W
Nachylenie terenu	15°
Współrzędne geograficzne WGS 1984	50°48'33" N, 15°29'53" E
Wysokość	930 m n.p.m.
Obiekt	Karkonosze, Powyżej Wodospadu „Kamieńczyk”
Skala podścielająca	granit porfirowaty, średnio – bardzo gruboziarnisty, biotytowy, „izerski”
Erozja i jej natężenie	wodna, słaba
Dominujący typ siedliskowy lasu	bór mieszany górski świeży ze świerkiem pospolitym <i>Abieti – Piceetum</i> , zbiorowiska krzewinkowe <i>Vaccinium Myrtillus</i>

Uwagi:	powierzchnię porasta żywa oraz częściowo obumarła roślinność krzewinkowa
Ol 0 – 3 cm	poziom surowinowy, barwa 7,5YR 3/2, świeży, układ poziomu słabo – zwięzły, przejście poziomu wyraźne, przebieg równy, korzenie średnio liczne, drobne,
Of 3 – 10 cm	poziom butwinowy, barwa 7,5YR 4/6, świeży, struktura włóknisto – drzewna, układ poziomu słabo – zwięzły, przejście poziomu wyraźne, przebieg równy, korzenie liczne, drobne i średnie,
Oh 10 – 14 cm	poziom epihumusowy, barwa 7,5YR 3/1, wilgotny, struktura amorficzno – włóknista, układ poziomu średnio – zwięzły, przejście poziomu ostre, przebieg równy, korzenie średnio liczne, drobne,
R +14 cm	lita skała – granit porfirowaty.

Profil 7 K

Klasyfikacja	PTG 2019: Gleba murszowa płytka (OMP) FAO WRB 2015: Hyperdystric Murshic Sapric Folic Mawic Histosols
Lokalizacja profilu	łagodny stok, na bloku skalnym
Rzeźba terenu	górzysta
Pokrycie terenu głazami	5%
Wystawa terenu	90° E
Nachylenie terenu	10°
Współrzędne geograficzne WGS 1984	50°47'52" N, 15°30'7" E
Wysokość	1145 m n.p.m.
Obiekt	Karkonosze, Hala Szrenicka, Lolobrygida
Skała podścielająca	granit średnio i równoziarnisty, biotytowy, „harrachowski”
Erozja i jej natężenie	wodna, słaba
Dominujący typ siedliskowy lasu	bór wysokogórski wilgotny ze świerkiem pospolitym <i>Calamagrostio villosae</i> – <i>Piceetum</i> , częściowo obumarłym

Uwagi:	powierzchnia badawcza usytuowana w pobliżu martwego pnia świerka, na powierzchni występują znaczne ilości martwej kory, gałęzi i pni świerka, w okolicy przepływa strumień, w najniższych poziomach murszowych widoczne są wydłużone, słabo obtoczone głązy granitowe
O1 0 – 5 cm	poziom surowinowy, barwa 7,5YR 4/2, świeży, układ poziomu słabo zwięzły, przejście poziomu wyraźne, przebieg równy, korzenie średnio liczne, drobne i średnie,
M1 5 – 10 cm	poziom murszowy, barwa 10YR 2/1, świeży, struktura gruzelkowa, układ poziomu średnio – zwięzły, przejście poziomu wyraźne, przebieg faliste, korzenie średnio liczne, średnie pojedyncze bardzo grube,
M2 10 – 20 cm	poziom murszowy, barwa 7,5YR 4/1, świeży, struktura bryłowa, układ poziomu zwięzły, przejście poziomu wyraźne, przebieg falisty, korzenie średnio liczne, drobne,
M3 20 – 33 cm	poziom murszowy, barwa 7,5YR 3/4, wilgotny, struktura bryłowa, układ poziomu zwięzły, przejście poziomu wyraźne, przebieg falisty, korzenie nieliczne, drobne,
M4 33 – 46 cm	poziom murszowy, barwa 10YR 2/2, wilgotny, struktura bryłowa, układ poziomu zwięzły, przejście poziomu ostre, przebieg równy, brak korzeni,
R +46 cm	lita skała – granit równoziarnisty.

Profil 8 K

Klasyfikacja

PTG 2019: Gleba ściółkowa skalista (OEsk)

FAO WRB 2015: Hyperdystric Sapric Folic Rockic Histosols

Lokalizacja profilu

na głązie

Rzeźba terenu

górzysta

Pokrycie terenu głazami	60%
Wystawa terenu	90° E
Nachylenie terenu	15°
Współrzędne geograficzne WGS 1984	50°47'42" N, 15°35'20" E
Wysokość	1015 m n.p.m.
Obiekt	Karkonosze, Koralowa Ścieżka, okolice formacji „Paciorki”
Skala podścielająca	granit porfirowaty, średnio – bardzo gruboziarnisty, biotytowy, „izerski”
Erozja i jej natężenie	wodna, słaba
Dominujący typ siedliskowy lasu	bór mieszany górski świeży ze świerkiem pospolitym i pojedynczym występowaniem brzozy brodawkowatej i jarząbu pospolitego <i>Abieti – Piceetum</i>
Uwagi:	w poziomie surowinowym obecne strzępki grzybni, w poziomie epihumusowym występują nieznaczne domieszki odłamków wietrzącego granitu wielkości frakcji piasku
Ol 0 – 2 cm	poziom surowinowy, barwa 10YR 6/4, suchy, układ poziomu luźny, przejście poziomu wyraźne, przebieg równoległy,
Of 2 – 9 cm	poziom butwinowy, barwa 7,5YR 3/2, świeży, struktura gąbczasto – włóknista, układ poziomu słabo – zwięzły, przejście poziomu wyraźne, przebieg falisty, korzenie liczne, drobne,
Oh 9 – 20 cm	poziom epihumusowy, barwa 10YR 2/1, świeży, struktura amorficzno – włóknista, układ poziomu zwięzły, przejście poziomu ostre, przebieg równy, korzenie średnio liczne, drobne,
R +20 cm	lita skała – granit porfirowaty.
Profil 9 K	
Klasyfikacja	PTG 2019: Gleba ściółkowa skalista (Oesk)

	FAO WRB 2015: Hyperdystric Hemic Folic Rockic Histosols
Lokalizacja profilu	na głazie
Rzeźba terenu	górzysta
Pokrycie terenu głazami	30%
Wystawa terenu	60° E
Nachylenie terenu	10 – 15°
Współrzędne geograficzne WGS 1984	50°47'42" N, 15°35'20" E
Wysokość	1010 m n.p.m.
Obiekt	Karkonosze, formacja skalna „Paciorki”
Skala podścielająca	granit porfirowaty, średnio – bardzo gruboziarnisty, biotytowy, „izerski”
Erozja i jej natężenie	wodna, słaba
Dominujący typ siedliskowy lasu	bór mieszany górski świeży ze świerkiem pospolitym <i>Abieti – Piceetum</i>
Uwagi:	na powierzchni badawczej, w obrębie roślinności naczyniowej, występuje silna dominacja świerka pospolitego
Ol 0 – 4 cm	poziom surowinowy, barwa 10YR 6/4, suchy, układ poziomu luźny, przejście poziomu wyraźne, przebieg równy,
Of 4 – 16 cm	poziom butwinowy, barwa 10YR 5/3, świeży, struktura gąbczasto – włóknista, układ poziomu słabo – zwięzły, przejście poziomu wyraźne, przebieg równy, korzenie liczne, drobne i średnie,
Oh 16 – 25 cm	poziom epihumusowy, barwa 10YR 2/1, świeży, struktura amorficzna, układ poziomu średnio – zwięzły, przejście poziomu ostre, przebieg równy, korzenie średnio liczne, drobne, średnie i pojedyncze grube,
R +25 cm	lita skała – granit porfirowaty.

Profil 10 K

Klasyfikacja PTG 2019: Ranker typowy (SQt)

	FAO WRB 2015: Dystrict Leptosols
Lokalizacja profilu	na skośnej półce skalnej
Rzeźba terenu	górzysta
Pokrycie terenu głazami	60%
Wystawa terenu	45° E
Nachylenie terenu	25 – 30°
Współrzędne geograficzne WGS 1984	50°47'38" N, 15°35'17" E
Wysokość	1040 m n.p.m.
Obiekt	Karkonosze, formacja skalna „Paciorki”
Skała podścielająca	granit porfirowaty, średnio – bardzo gruboziarnisty, biotytowy, „izerski”
Erozja i jej natężenie	wodna, średnia
Dominujący typ siedliskowy lasu	bór mieszany górski świeży ze świerkiem pospolitym i pojedynczym występowaniem jarząbu pospolitego <i>Abieti – Piceetum</i> , traworośla <i>Crepido – Calamagrostietum villosae</i>
Uwagi:	w poziomach próchnicznych występuje nieznaczna domieszka ostrokrawędzistych odłamków granitu o średnicy odpowiadającej frakcji żwirowej
Ol 0 – 2 cm	poziom surowinowy, barwa 10YR 4/2, wilgotny, układ poziomu słabo – zwięzły, przejście poziomu wyraźne, przebieg falisty, korzenie średnio liczne, bardzo drobne i drobne,
Ah1 2 – 15 cm	poziom mineralny próchniczny, barwa 10YR 2/2, świeży, struktura amorficzno – gruzelkowa, układ poziomu średnio – zwięzły, przejście poziomu stopniowe, korzenie nieliczne, bardzo drobne,
Ah2 15 – 21 cm	poziom mineralny próchniczny, barwa 10YR 2/1, świeży, struktura amorficzno – gruzelkowa, układ poziomu średnio – zwięzły, przejście poziomu ostre, przebieg równy, korzenie nieliczne, bardzo drobne,
R + 21 cm	lita skała – granit porfirowaty.

Profil 11 K

Klasyfikacja	PTG 2019: Gleba ściółkowa skalista (Oesk) FAO WRB 2015: Hyperdystric Sapric Folic Rockic Histosols
Lokalizacja profilu	na blokach skalnych
Rzeźba terenu	górzysta
Pokrycie terenu głazami	50%
Wystawa terenu	300° NW
Nachylenie terenu	0°
Współrzędne geograficzne WGS 1984	50°47'32" N, 15°35'9" E
Wysokość	1075 m n.p.m.
Obiekt	Karkonosze, pomiędzy formacją skalną „Paciorki” a Śmielcem
Skala podścielająca	granit średnio i równoziarnisty, biotytowy, „harrachowski”
Erozja i jej natężenie	wodna, słaba
Dominujący typ siedliskowy lasu	bór wysokogórski świeży ze świerkiem pospolitym <i>Calamagrostio villosae</i> – <i>Piceetum</i> , zbiorowiska krzewinkowe <i>Vaccinium Myrtillus</i> ,
Uwagi:	na powierzchni badawczej występują w znacznej ilości porosty i mchy
Ol 0 – 2 cm	poziom surowinowy, barwa 7,5YR 4/2, świeży, układ poziomu słabo – zwięzły, przejście poziomu wyraźne, przebieg falisty, korzenie liczne, drobne i średnie,
Of 2 – 5 cm	poziom butwinowy, barwa 10YR 2/1, wilgotny, struktura amorficzno – włóknista, układ poziomu średnio – zwięzły, przejście poziomu stopniowe, korzenie średnio liczne, drobne,
Oh 5 – 11 cm	poziom epihumusowy, barwa 10YR 3/1, wilgotny, struktura amorficzno – włóknista, układ poziomu średnio – zwięzły, przejście poziomu ostre, przebieg równy, korzenie średnio liczne, drobne i pojedyncze średnie,

5.7 Właściwości fizyczne

5.7.1 Gęstość właściwa i objętościowa

Gęstość właściwa gleb organicznych osiąga wartości często znacznie niższe niż gleb mineralnych. Wzrost zawartości części mineralnych o 1%, spowodowany zamulaniem lub domieszkami zwietrzliny litej skały podnosi jej wartość, średnio o $0,011 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$. Wpływ na gęstość objętościową utworów organicznych ma stopień humifikacji oraz zawartość części mineralnej (Okruszko, Piaśnik 1990).

Podpoziomy gleb organicznych w Górach Stołowych charakteryzowały się znaczną zmiennością w zakresie gęstości właściwej, od wartości $1,49 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ podpoziomu Ol w profilu 7S do $1,94 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ podpoziomu Oh w profilu 9S (Tab. 20 – 22). Podpoziomy surowinowe, które są słabiej rozłożone osiągnęły niższe wartości tego parametru niż podpoziomy butwinowe i epihumusowe co zaobserwowano we wszystkich 10 profilach. W podpoziomach, w których stwierdzano wyższą popielność, związaną również z domieszką frakcji mineralnej, gęstość właściwa osiągnęła wartości oscylujące w okolicach $2,00 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ np. poziom Oh3 profilu 6S czy poziomy Oh1 i Oh2 profilu 8S (Tab. 21).

Wartości gęstości objętościowej wykazywały podobne tendencje jak w przypadku gęstości właściwej. Parametr ten zawierał się w przedziale od $0,075 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ w podpoziomach surowinowym Ol i butwinowym Of1 w profilu 1S, aż do $0,391 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ w epihumusowym podpoziomie Oh profilu 9S, który dodatkowo charakteryzuje się wysoką popielnością. Podpoziomy surowinowe o niskim stopniu humifikacji posiadały niskie wartości gęstości objętościowej (Tab. 20 – 22). Postępujący proces humifikacji oraz wzrastający udział części mineralnych w poziomach ściółkowych wpływa na fizyczną kompakcję materiału organicznego. W podpoziomach Of i Oh, w których popielność nie przekracza 50% s.m. wartości gęstości objętościowej osiągnęły maksymalnie około $0,4 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ (Tab. 22).

Wartości gęstości właściwej i objętościowej gleb organicznych ściółkowych Karkonoszy kształtują się w podobnym zakresie co opisywanych wcześniej w paśmie Gór Stołowych. Najmniejsza wartość gęstości właściwej wyliczona została dla podpoziomu Ol w profilu 4K i wynosi $1,50 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ natomiast najwyższa dla podpoziomu Oh2 w profilu 5K, wynosząc $2,20 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$. Powierzchniowe podpoziomy surowinowe posiadały zróżnicowane wartości gęstości właściwej. W większości przypadków gęstość właściwa tych podpoziomów nie

przekracza wartości $1,70 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ jednak w podpoziomie powierzchniowym profilu 5K wynosi $1,90 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$. W butwinowych i epihumusowych podpoziomach wartości gęstości właściwej były wyższe, w trzech profilach (3K, 5K i 8K) przekraczając wartość $2,00 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ z maksimum dla podpoziomu Oh2 w profilu 5K wynoszącym $2,20 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ (Tab. 23 – 25).

Opisywana gęstość objętościowa dla wszystkich podpoziomów zawiera się w przedziale od $0,050 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ do $0,477 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$. Najniższe wartości uzyskano dla podpoziomu surowinowego profilu 4K oraz podpoziomów butwinowych w profilach 2K, 3K oraz 4K, leżących bezpośrednio pod podpoziomami surowinowymi w Kotle Łomniczki oraz na Czarnym Grzbiecie. Gęstości objętościowe tych podpoziomów wynosiły od $0,065 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ do $0,084 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$. Najwyższą gęstość objętościową posiada podpoziom Oh1 profilu 5K równą $0,477 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$, oraz podpoziomy Of profilu 6K, Oh profilu 8K i Oh profilu 11K, w których parametr ten wynosił ponad $0,300 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$. W tych trzech przypadkach popielność wynosiła od około 30 do 50% s.m. (Tab. 23 – 25). Uzyskane wartości gęstości objętościowej pokrywają się z danymi uzyskanymi przez Kabałę i Bojko (2016), którzy dla organicznych poziomów glebowych w Karkonoszach uzyskali wartości od $0,07 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ do $0,69 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$. Przeprowadzona analiza statystyczna nie potwierdziła wyraźnego zwiększania się wartości gęstości objętościowej wraz ze wzrostem głębokości, co opisali Enloe i in. (2006).

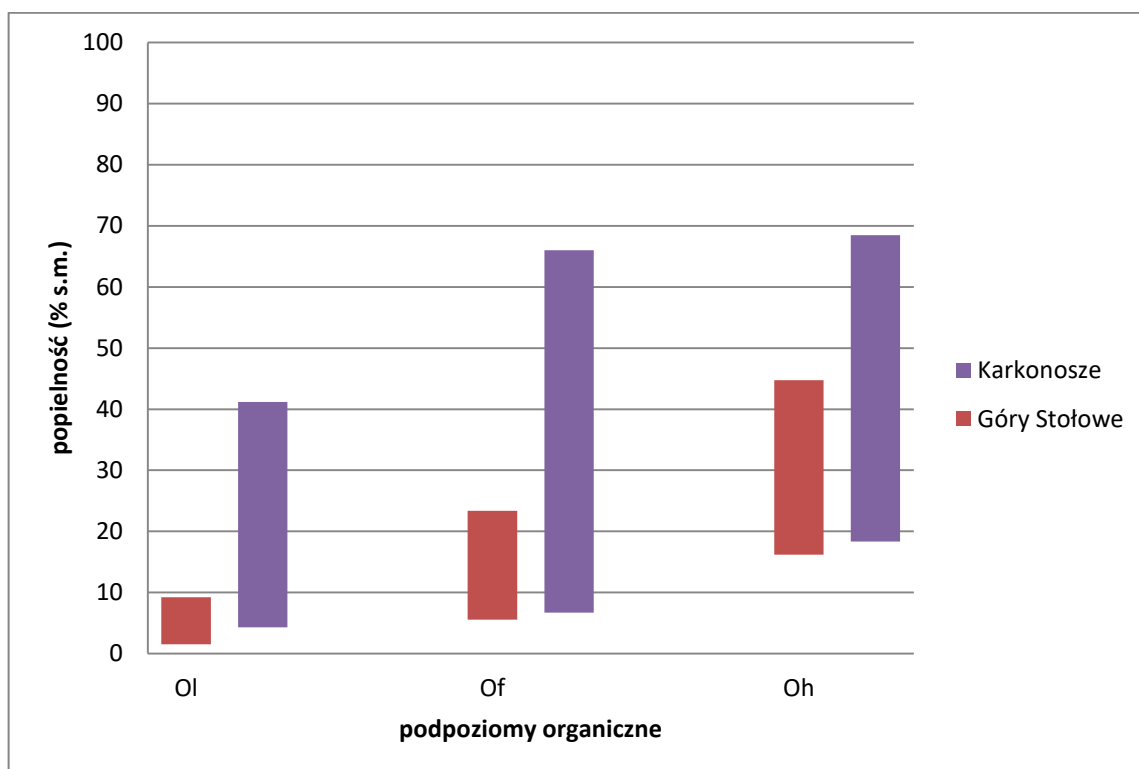
5.7.2 Popielność

Wskaźnikiem, określającym procentową zawartość frakcji mineralnej w organicznych utworach, nazywamy popielnością gleby. Parametr ten określa procentowy udział popiołu pierwotnego, powstałego ze spalania materiału organicznego oraz popiołu wtórnego pochodzącego z zamulenia (Myślińska 2001).

Całkowita popielność wszystkich podpoziomów surowinowych w Górach Stołowych wynosi poniżej 12% s.m. (Rys. 8). Są to wartości niższe niż w intensywniej rozłożonych podpoziomach butwinowych czy epihumusowych, które w przypadku podpoziomów epihumusowych na obiektach 6S, 8S i 9S wynoszą ponad 40% s.m. (Tab. 20 – 22).

Inne zakresy tego parametru wykazują podpoziomy organiczne z powierzchni badawczych w Karkonoszach. Zaobserwowano wyraźnie szersze spektrum wartości popielności w podpoziomach surowinowych (Rys. 8), od poniżej 5% s.m. na obiekcie 4K do ponad 23% s.m. na obiekcie 11K i ponad 41% s.m. w profilu 5K. Wyższą popielnością charakteryzują się również podpoziomy butwinowe i epihumusowe, osiągając maksymalne wartości ponad 68% s.m. dla poziomu Oh2 na powierzchni 5K (Tab. 23 – 25). Zestawienie spektrum wartości

popielności wszystkich poziomów ściółkowych przedstawiono na rysunku 8. We wszystkich podpoziomach, zaobserwowano szerszy zakres wartości tego parametru w Karkonoszach niż w Górach Stołowych.



Rys. 8. Popielność podpoziomów ściółkowych w Górach Stołowych i Karkonoszach

Zamulenie podpoziomów glebowych wzrasta wraz ze stopniem rozkładu materii organicznej zarówno na powierzchniach badawczych w Górach Stołowych ($r=0,76$, $n=42$, $p<0,05$) jak i Karkonoszach ($r=0,61$, $n=31$, $p<0,05$) (Tab. 41, 42).

5.7.3 Porowatość ogólna

Porowatość wpływa na właściwości fizyczne gleb, zwłaszcza na stopień ich aeracji, zdolności infiltracyjne oraz retencyjne (Hao i in. 2008).

Dla podpoziomów glebowych w profilach gleb ściółkowych pobranych na terenie Gór Stołowych przedział wyników porowatości wynosił od 95,9% dla powierzchniowego podpoziomu surowinowego Ol w profilu 3S do 79,8% dla podpoziomu epihumusowego Oh w profilu 9S. Zdecydowana większość podpoziomów wykazywała wartości porowatości ogólnej mieszczące się powyżej 80% objętości gleby. Tylko w jednym przypadku – wspomnianym wcześniej podpoziomie Oh, porowatość ogólna osiągnęła niższe wartości. Poziom ten cechuje się popielnością wynoszącą ponad 40% (Tab. 20 – 22).

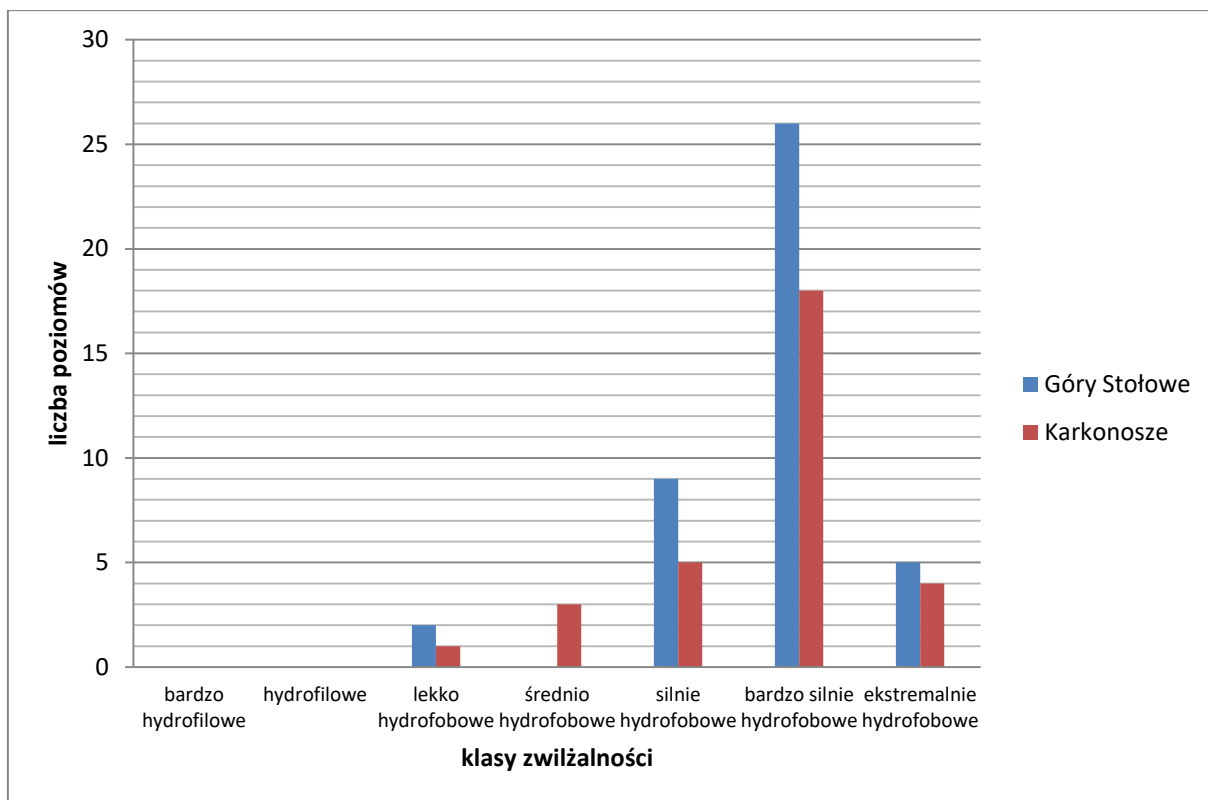
Porowatość utworów organicznych gleb ściółkowych w Karkonoszach jest zbliżona do tych otrzymanych z Gór Stołowych. Większość podpoziomów cechuje się porowatością powyżej 80% objętości gleby, osiągając maksymalne wartości dla podpoziomów surowinowych i butwinowych w profilach glebowych 3K, 4K oraz 8K. Wartości te przekraczają nawet 95% objętości gleby, z maksimum dla podpoziomu O1 profilu 4K wynosząc 96,1% objętości gleby. Tylko jeden podpoziom, Oh1 profilu 5K, osiągnął wartość porowatości ogólnej poniżej 80%. Cechuje się on odpowiednio wysoką gęstością objętościową i wysokim procentem popielności (Tab. 23 – 25). Obliczone porowatości podpoziomów gleb ściółkowych z Gór Stołowych oraz Karkonoszy pokrywają się z wartościami tego parametru uzyskanymi dla folisoli z obszaru Kolumbii Brytyjskiej (Nagle 2000).

5.7.4 Potencjalna zwilżalność

Potencjalna zwilżalność gleb określona została na podstawie testu Molarity of Ethanol Droplet (MED), umożliwiającego określenie stopnia hydrofobowości i hydrofilowości utworów organicznych. Analiza ta pozwala podzielić utwory glebowe na 7 klas (I - VII: bardzo hydrofilowe, hydrofilowe, lekko hydrofobowe, średnio hydrofobowe, silnie hydrofobowe, bardzo silnie hydrofobowe, ekstremalnie hydrofobowe (Doerr i in. 2009).

Wśród badanych gleb ściółkowych zaznacza się znacząca przewaga podpoziomów o cechach bardzo silnie hydrofobowych (Rys. 9), wynosząca w Górach Stołowych 62% ogółu i w Karkonoszach 58% ogółu badanych próbek. Pozostałe podpoziomy zaliczyć można głównie do klas silnie hydrofobowych i ekstremalnie hydrofobowych. Nieliczne są również podpoziomy lekko i średnio hydrofobowe, natomiast przeprowadzona analiza nie wykazała występowania ściółek bardzo hydrofilowych i hydrofilowych.

Podpoziomy surowinowe, zarówno w Górach Stołowych jak i Karkonoszach wykazują cechy ekstremalnie hydrofobowe oraz bardzo silnie hydrofobowe. Obecność polarnych i niepolarnych hydrofobowych wosków obecnych w materii organicznej warunkuje hydrofobowość ściółek (Franco i in. 2000). Analiza statystyczna wykazała tendencję do spadku hydrofobowości wraz ze wzrostem głębokości profilu glebowego (Góry Stołowe $r=-0,52$, $n=42$, $p<0,05$; Karkonosze $r=-0,64$, $n=31$, $p<0,05$) (Tab. 41, 42). Zauważalny jest również wyraźny związek pomiędzy stopniem rozkładu, a potencjalną zwilżalnością gleb. Intensyfikacja procesów dekompozycji skutkuje zwiększoną hydrofilowością materii organicznej, co zaobserwowano na obiektach badawczych zarówno w Górach Stołowych ($r=-0,40$, $n=42$, $p<0,05$), jak i Karkonoszach ($r=-0,69$, $n=31$, $p<0,05$) (Tab 41, 42).



Rys. 9. Potencjalna zwilżalność podpoziomów gleb ściółkowych w Górach Stołowych i Karkonoszach

5.7.5 Właściwości wodne

Zawartość wody w glebie oraz zdolność do jej retencji ma kluczowe znaczenie dla utrzymywania się i rozwoju ekosystemów roślinnych (Rydin, Jeglum 2006). Potencjał wody glebowej jest skomplikowanym zagadnieniem ze względu na dynamiczny i zmienny trójfazowy układ gleby (stały, ciekły i gazowy) oraz ilość czynników wpływających na pojawianie się wolnej energii w glebie, umożliwiającej retencję wody (Skawina, Kossowski, Stępniewski 1981). Całkowita siła wiązania wody w glebie, określana często jako potencjał kapilarny, uzależniona jest ściśle od przekroju i średnicy kapilar (Zhang, Lu 2019) oraz interakcjami sił pomiędzy cząsteczkami wody oraz na granicy faz (Paivanen 1973).

Relację pomiędzy siłą ssącą gleby a jej wilgotnością nazywamy krzywą sorpcji wody (Woodruff 1941). W celu uniknięcia posługiwania się dużymi jednostkami liczbowymi wprowadzono oznaczenie $pF = \log_{10}H$, gdzie H to wysokość słupa wody w cm (Schoffield 1935). Krzywa sorpcji wody umożliwia określenie właściwości wodnych gleby, w tym między innymi: infiltracyjnej wody grawitacyjnej (pF 0 – 2,0), która jest pobierana przez

rośliny w minimalnej ilości, wody dostępnej dla roślin (pF 2,0 – 4,2) (Ilnicki, Szajdak 2016). Zasoby wody w zależności od siły ssącej gleby podano w procentach wagowo – wagowych (% w/w).

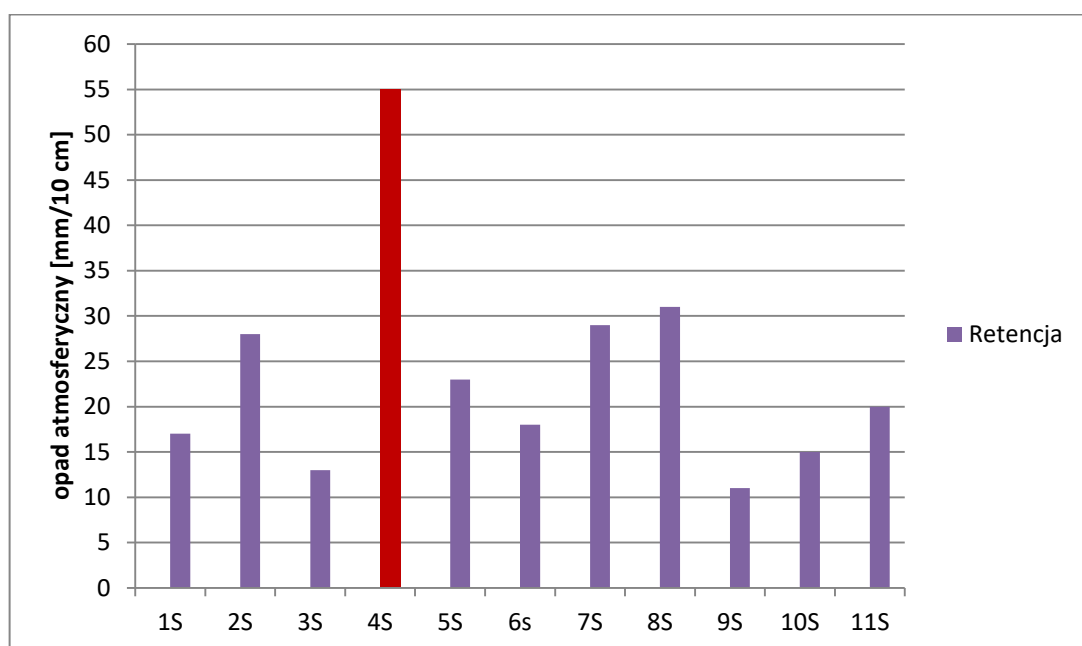
Najwyższe zawartości wody grawitacyjnej w % w/w w obu pasmach górskich wykazywały zazwyczaj podpoziomy surowinowe. Zasoby wody grawitacyjnej podpoziomów Ol w Górach Stołowych sięgały od 154% w/w aż do 487% w/w. Podpoziomy intensywniej rozłożone osiągały niższe wartości tego parametru: dla podpoziomów butwinowych od 132% w/w do 389% w/w, natomiast epihumusowych od 31% w/w do 196% w/w. Woda dostępna, która jest istotniejsza dla stworzenia warunków umożliwiających prawidłowy wzrost roślin, osiąga niższe wartości tego wskaźnika. W podpoziomach surowinowych jej zasoby wyliczono od 71% w/w do 103% w/w, butwinowych od 69% w/w do 132% w/w, a w podpoziomach epihumusowych od 51% w/w do 120% w/w (Rys. 20 – 22). Woda niedostępna dla roślin $pF > 4,2$ zawiera się w przedziałach niższych niż wyżej wymienione. Zakres wyników jest zbliżony do dostępnych danych literaturowych dotyczących pedonów ściółkowych (Nagle 2000). Zauważalna jest tendencja do udziału znacznych ilości wody grawitacyjnej w podpoziomach Ol, a w przypadku powierzchni badawczych 3S, 8S, 10S i 11S również w podpoziomach Of. Sugeruje to powstawanie warunków sprzyjających szybkiej infiltracji wody w głąb profilu glebowego. Podpoziomy butwinowe i epihumusowe nie posiadają tak znaczącej różnicy pomiędzy wodą infiltracyjną a dostępną, co stwarza korzystniejsze warunki dla wzrostu roślin. W przypadku podpoziomów Of na obiektach 8S i 9S oraz części podpoziomów Oh na obiektach 2S, 3S, 8S i 9S udział wody dostępnej dla roślin był wyższy niż wody grawitacyjnej – łatwo przesiąkającej.

Podobny schemat zaobserwowano na powierzchniach badawczych w Karkonoszach. Woda infiltracyjna w podpoziomach surowinowych zawiera się w przedziale od 197% w/w do 598% w/w. Ten sam parametr w podpoziomach butwinowych i epihumusowych wynosi odpowiednio od 44% w/w do 418% w/w oraz od 48% w/w do 210% w/w. Woda dostępna dla roślin w podpoziomach Ol osiąga zakres od 81% w/w do 129% w/w, w podpoziomach Of od 47% w/w do 152% w/w, natomiast w podpoziomach Oh zawiera się w przedziale od 57% w/w do 147% w/w (Rys. 23 – 25). Tutaj również woda niedostępna dla roślin stanowi mniejszy odsetek całości zasobów wodnych. Wyniki te zbliżone są swoimi wartościami do badań folisoli okolic Prince Rupert w Kolumbii Brytyjskiej (Nagle 2000). Podobnie jak w Górach Stołowych tak i w Karkonoszach, w podpoziomach surowinowych woda grawitacyjna znacząco przeważa w całkowitych możliwych do zretencjonowania zasobach wody nad wodą dostępną dla roślin. Nieco odmiennie wygląda sytuacja w podpoziomach butwinowych i epihumusowych, gdzie na

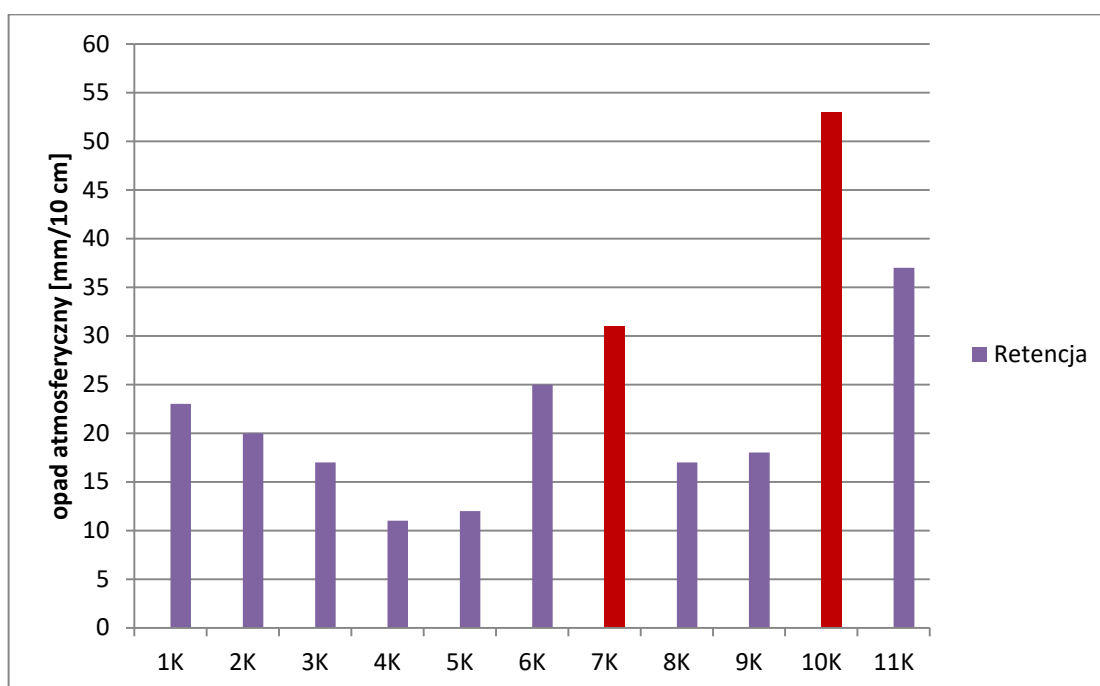
obiekcie 3K w podpoziomach Of2 i Oh oraz 1K i 4K w podpoziomach Oh udział wody dostępnej dla roślin jest wyższy niż wody infiltracyjnej. Na kilku pozostałych powierzchniach badawczych: 6K, 8K oraz 11K w podpoziomach butwinowych lub epihumusowych udział wody dostępnej z zakresu pF 2,0 – 4,2 do wody grawitacyjnej jest zbliżony.

Zapasy wody jaką jest w stanie retencjonować gleba zostały wyliczone dla 10 cm powierzchniowej warstwy materiału organicznego. Za podstawę obliczeń przyjęto wilgotność przy polowej pojemności wodnej gleby (pF 2,0), odpowiadającą ilości wody jaką gleba jest w stanie zatrzymać po swobodnym odcieku wody grawitacyjnej. Wśród gleb ściółkowych na obiektach badawczych w Górach Stołowych parametr ten zawierał się w przedziale od 11 mm słupa wody w profilu 9S do 31 mm w profilu 8S (Rys. 10). W Karkonoszach wśród gleb ściółkowych wartości te osiągają rozpiętość od 11 mm słupa wody na powierzchni badawczej 4K aż do 37 mm na obiekcie 11K (Rys. 11).

Analizowane dane wskazują na niższy potencjał magazynowania wody przez materiał ściółkowy, w stosunku do rankerów na obiektach 4S, 10K oraz materiałów murszowych. Retencja wodna rankerów na powierzchniach 4S i 10K w przeliczeniu na opad atmosferyczny w 10 cm warstwie gleby wynosi odpowiednio 55 mm oraz 53 mm (Rys. 10, 11). Wartości te są wyraźnie wyższe niż gleb ściółkowych z pozostałych powierzchni badawczych. Analiza badań dotyczących zdolności retencyjnych różnego rodzaju torfów i murszy wskazuje na jeszcze wyższe wartości tego parametru dla tych utworów glebowych (Szymanowski 1993, Ilnicki, Szajdak 2016).



Rys. 10. Retencja wodna opadu atmosferycznego na obiektach badawczych w Górach Stołowych



Rys. 11. Retencja wodna opadu atmosferycznego na obiektach badawczych w Karkonoszach

Retencja wodna materiałów słabo rozłożonych jest niska co ukazuje stosunek ilości wody z zakresu pF 0 – 2,0 do wody z zakresu pF 2,0 – 4,2 (Rys. 22 – 27). Powoduje to szybką pionową infiltrację wody, aż do materiałów o odmiennych właściwościach lub podłoża skalnego, przyczyniając się do jej powierzchniowych spływów. Materiały organiczne intensywniej rozłożone charakteryzują się lepszymi zdolnościami do retencjonowania wody, zwłaszcza łatwo dostępnej (pF 2,0 – 2,7) oraz dostępnej dla roślin (pF 2,0 – 4,2) (Rys. 22 – 27) co stwarza korzystniejsze warunki do wzrostu i rozwoju szaty roślinnej w stosunku do materiałów ściółkowych słabiej rozłożonych.

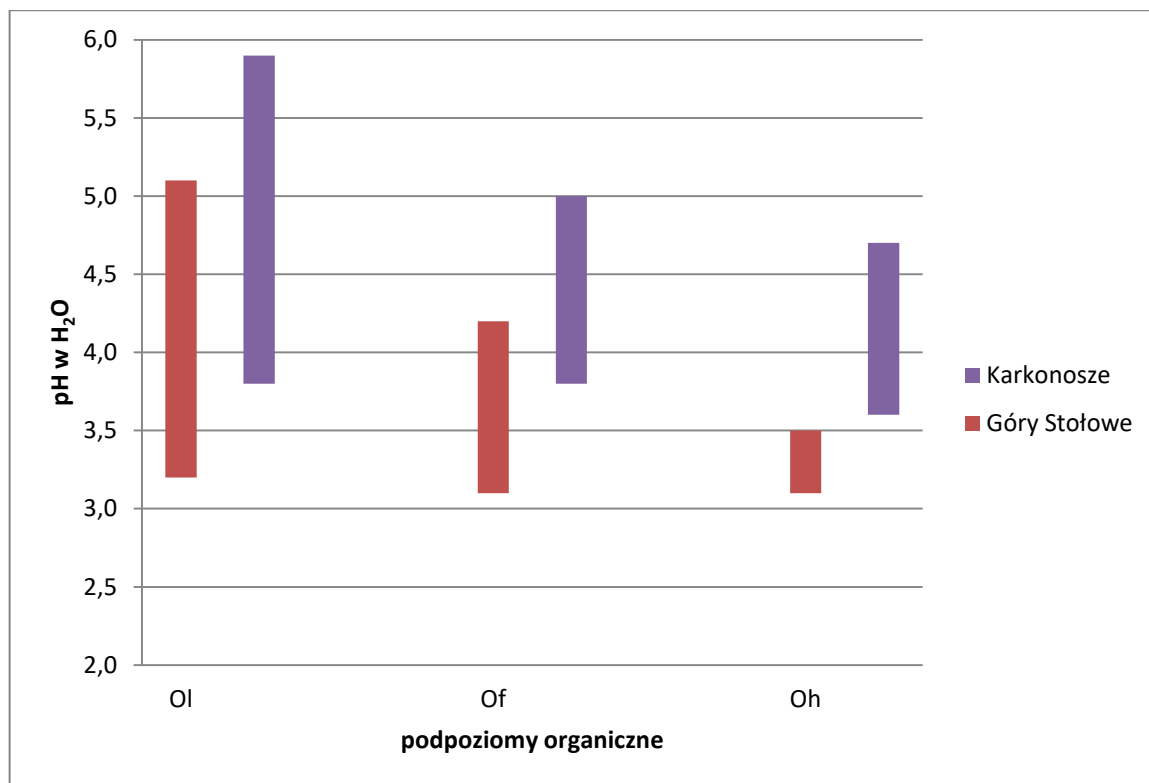
5.8 Właściwości chemiczne

5.8.1 Odczyn gleb

Odczyn gleb organicznych ze względu na silny związek z troficznością siedliska (Sjors 1950) jest jednym z podstawowych parametrów chemicznych. Determinuje dostępność składników pokarmowych dla roślin, wpływa na tempo mineralizacji materiału organicznego oraz częściowo warunkuje skład szaty roślinnej.

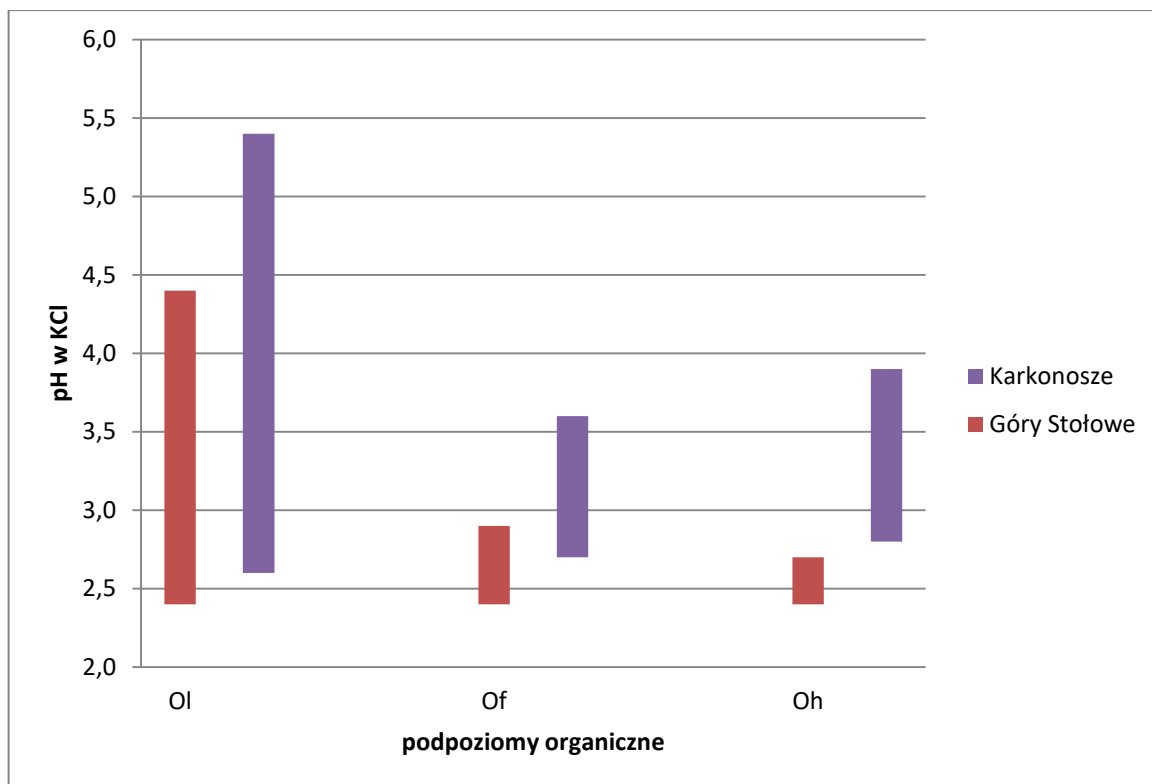
Zbadany odczyn gleb dla obiektów usytuowanych w Górach Stołowych pozwala zaklasyfikować gleby ściółkowe tego regionu jako silnie kwaśne (Gonet i in. 2014). Tylko dwa

podpoziomy Ol z powierzchni badawczych 6S oraz 8S można klasyfikować na pograniczu silnie kwaśnych i kwaśnych gleb, gdyż ich pH w H₂O wynosi powyżej 5,0 (Tab. 27). Pozostałe podpoziomy i profile glebowe są silnie kwaśne (Tab. 26 - 28). Wartości pH w H₂O dla wszystkich podpoziomów zawierają się w przedziale 3,1 do 5,1 (Rys. 12), natomiast dla pH w KCl odpowiednio od 2,4 do 4,4 (Rys. 13).



Rys. 12. Przedziały wartości pH w H₂O podpoziomów gleb ściółkowych w Górach Stołowych i Karkonoszach

Nieco wyższe wartości pH wykazują gleby ściółkowe w Karkonoszach, nadal klasyfikowane jako silnie kwaśne i kwaśne. Wartości pH w H₂O dla wszystkich podpoziomów zawierają się w przedziale 3,5 do 5,9 (Rys. 12), natomiast dla pH w KCl odpowiednio od 2,6 do 5,4 (Rys. 13). W dwóch przypadkach, dla podpoziomu Ol1 z powierzchni badawczej 1K i podpoziomu Ol z obiektu 3K uzyskane wartości pH pozwalają zaklasyfikować je jako kwaśne (Tab. 29). Podpoziomy będące na pograniczu silnie kwaśnych i kwaśnych ze względu na pH w H₂O występują na obiekcie 1K – podpoziom Ol2, obiekt 3K – podpoziom Of1, obiekt 6K – podpoziom Ol oraz obiekt 8K podpoziom Ol. Pozostałe podpoziomy i profile posiadają odczyn silnie kwaśny (Tab. 29 – 31).



Rys. 13. Przedziały wartości pH w KCl podzoiów gleb ściółkowych w Górach Stołowych i Karkonoszach

Największą zmiennością odczynu charakteryzują się podzoiowy surowinowe o słabo rozłożonym materiale organicznym. Jednocześnie podzoiowy te posiadają wyraźnie wyższe wartości tego parametru niż materiał intensywniej zhumifikowany, zakumulowany pod nimi. Analiza statystyczna wykazała ujemną korelację, interpretowaną jako spadek wartości pH zarówno w H₂O i KCl wraz z głębokością. Obserwowana tendencja dotyczy zarówno powierzchni badawczych w Górach Stołowych ($r=-0,60$, $n=42$, $p<0,05$; $r=-0,54$, $n=42$, $p<0,05$) jak i w Karkonoszach ($r=-0,69$, $n=31$, $p<0,05$; $r=-0,51$, $n=31$, $p<0,05$) (Tab 41, 42).

5.8.2 Zawartość węgla organicznego

Gleby są istotnym rezerwuarem węgla w globalnym obiegu tego pierwiastka na Ziemi. Ekosystemy leśne magazynują ponad 70% glebowego węgla organicznego (Six i in 2002, Carletti i in. 2009), wpływając istotnie na sekwestrację tego pierwiastka. Duże zasoby węgla obecne są w ściółkach, które pełnią istotną rolę w ochronie przeciwozyjnej (Kabała i in. 2013) oraz są dynamicznie zmieniającym się elementem gleb leśnych (Łabaz i in 2014).

Zawartości węgla organicznego w glebach ściółkowych na powierzchniach badawczych w Górach Stołowych są zróżnicowane, od 286 g·kg⁻¹ dla podzoiomu Oh profilu 9S do

573 g·kg⁻¹ podpoziomu Ow1 w profilu 10S (Tab. 26 – 28). Materiał organiczny słabiej rozłożony z podpoziomów surowinowych wykazywał tendencję do wyższych zawartości tego pierwiastka niż w podpoziomach epihumusowe poddanych intensywniejszym procesom humifikacji ($r=-0,77$, $n=42$, $p<0,05$) (Tab. 41). Bardzo wysokie zawartości węgla odnotowano w podpoziomach Ow zbudowanych w dominującym stopniu z obumarłego, słabo rozłożonego drewna. Zawierały one zazwyczaj ponad 500 g·kg⁻¹ C, lub wartości zbliżone (podpoziomy na obiektach 1S i 10S) (Tab. 26 - 28).

Obiekty w Karkonoszach charakteryzowały się zawartościami węgla organicznego w przedziale od 211 g·kg⁻¹ w podpoziomie Of2 profilu 3K do 515 g·kg⁻¹ podpoziomów Ol profilu 2K oraz Ol2 profilu 1K (Tab. 29 – 31). Podobnie jak w Górach Stołowych, wyższymi zawartościami węgla charakteryzują się podpoziomy mniej intensywnie rozłożone, zwłaszcza cienkie warstwy podpoziomów surowinowych, niż podpoziomy butwinowe czy epihumusowe ($r=-0,58$, $n=32$, $p<0,05$) (Tab. 42). Analiza statystyczna wykazała ujemną korelację pomiędzy zawartością węgla organicznego a głębokością ($r=-0,55$, $n=31$, $p<0,05$) (Tab. 42), co wskazuje na tendencję to spadku zawartości tego pierwiastka wraz z głębokością profilu glebowego.

Zasoby węgla organicznego w 10 cm warstwie ściółki dla profili gleb organicznych z Gór Stołowych i Karkonoszy zostały obliczone na podstawie wzoru zaproponowanego przez Szopkę i in. (2010). Obliczone wartości w Górach Stołowych wynoszą od 3,44 kg·m⁻² dla profilu 9S do 8,77 kg·m⁻² dla profilu 7S (Tab. 32). Wyniki te są porównywalne z danymi uzyskanymi z monitoringu siedlisk leśnych w Parku Narodowym Gór Stołowych (Gałka i in. 2014a, 2014b). Autorzy zaobserwowali wzrost zasobów glebowego węgla organicznego w poziomach ektopróchnicznych pod siedliskami drzew iglastych w stosunku do siedlisk pod drzewostanem liściastym. Rozpiętość wartości tego parametru w Karkonoszach jest większa i wynosi od 2,76 kg·m⁻² na obiekcie 4K aż do 9,67 kg·m⁻² na obiekcie 11K (Tab. 32). W Górach Stołowych zauważalna jest tendencja do wzrostu zasobów węgla organicznego wraz z wysokością n.p.m. na której zlokalizowany jest profil ($r = 0,79$, $n=10$, $p<0,05$). Sytuacja odwrotna zachodzi w Karkonoszach gdzie zasoby węgla na powierzchniach badawczych zmniejszają się wraz z wzrostem wysokości ($r=-0,41$, $n=9$, $p<0,05$). Uzyskane wyniki częściowo pokrywają się z danymi i wnioskami uzyskanymi przez Szopkę i in. (2016), którzy badali zasoby węgla organicznego w powierzchniowych poziomach glebowych w Karkonoszach. Przebadane przez nich zasoby węgla organicznego w ściółkach, w części przypadków, zwiększają się wraz ze wzrostem wysokości n.p.m., co jest tłumaczone chłodnym i wilgotnym klimatem górskim.

5.8.3 Zawartość azotu ogólnego

Zawartości azotu w podpoziomach ściółkowych zostały obliczone według tego samego wzoru jak zasoby węgla organicznego. Zawartość azotu w podpoziomach ściółkowych na obiektach zlokalizowanych w Górach Stołowych oscylowała w granicach od $9 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ w podpoziomie Oh3 profilu 6S do $33 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ w podpoziomie Ol profilu 10S (Tab. 26 – 28). Wartości tego parametru dla powierzchni badawczych w Karkonoszach mieściły się w zakresie od $6 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ dla podpoziomu Of2 profilu 3K do $20 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ dla podpoziomów Ol profilu 3K oraz podpoziomu Ol profilu 6K (Tab. 29 – 31). Analiza statystyczna wykazała tendencję do spadku zawartości azotu w materiale organicznym wraz z głębokością w Górach Stołowych ($r=-0,31$, $n=42$, $p<0,05$) i Karkonoszach ($r=-0,52$, $n=31$, $p<0,05$) (Tab 41, 42). Uzyskane wyniki są zbieżne z rezultatami badań publikowanych przez Fox'a i in. (1987) dotyczących Folisols na obszarze Kolumbii Brytyjskiej oraz gleb ściółkowych zakumulowanych na pokrywach bazaltowych w południowym Idaho w USA, pomimo różnic klimatycznych dotyczących ilości opadów (Vaughan, McDaniel 2008).

Zasoby azotu w Górach Stołowych w 10 cm warstwie ściółek przyjmowały najniższe wartości dla profilu 9S wynosząc $0,11 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ do maksymalnie $0,44 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ w profilu 7S. Analogicznie, zawartości tego pierwiastka w Karkonoszach mieściły się w przedziale od $0,10 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ na obiekcie 5K do $0,70 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ na obiekcie 4K (Tab. 32). Wyliczone zasoby azotu pokrywają się z doniesieniami Evdokimova i in. (2016) dla gleb tundrowych na Półwyspie Rybackim w Rosji. Uśredniony wynik dla Follic Histosols, opisywanych przez nich jako „dry – peat soils” wynosi w przeliczeniu $0,31 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$. Analiza statystyczna przeprowadzona dla prób gleb organicznych pobranych z Gór Stołowych wykazała tendencję do zwiększania się zasobów azotu w powierzchniowej 10 cm warstwie ściółki wraz ze wzrostem wysokości n.p.m ($r=0,68$, $n=10$, $p<0,05$), natomiast zmniejszania się w Karkonoszach ($r=-0,30$, $n=9$, $p<0,05$).

5.8.4 Relacja C:N

Stosunek procentowego udziału węgla do azotu w glebie jest istotnym wskaźnikiem przemian w niej zachodzących, powiązanych z pobieraniem azotu przez rośliny (Ilnicki 2002).

Relacja C:N w glebach ściółkowych z Gór Stołowych w większości poziomów zawierała się w przedziale od 17:1 do 33:1. Nie odnotowano wyraźnych tendencji, w relacji C:N względem stopnia rozkładu, głębokości czy innych parametrów w analizowanych materiałach organicznych. Podpoziomy surowinowe i butwinowe charakteryzowały się nieznacznie

większą zmiennością analizowanego parametru w porównaniu do podpoziomów epihumusowych, zachowujących stabilność zakresu wyników. Wąski przedział relacji C:N, poniżej 17:1 ujawnił się w podpoziomie surowinowym profilu 10S, a także podpoziomie Of profilu 7S, na co wpływ miały znaczne początkowe zawartości azotu wynoszące ponad $24 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ (Tab. 27 - 28). Poziomy Ow profilu 10S, które zbudowane są całkowicie z obumarłego drewna, wykazują wyraźnie wyższą wartość relacji C:N (do 37:1) niż pozostałe podpoziomy, będącą jednocześnie najwyższą zanotowaną na wszystkich obiektach badawczych w Górach Stołowych (Tab. 26 – 28).

W Karkonoszach najwięzsze relacje C:N stwierdzono w epihumusowych podpoziomach powierzchni badawczej 1K oraz 8K a także butwinowym podpoziomie ostatniego z wymienionych obiektów. Parametr ten osiągnął w tych przypadkach 18:1. Najszerszy stosunek C:N na badanych powierzchniach stwierdzono w podpoziomach butwinowych: Of2 profilu 3K oraz Of profilu 6K. W obu przypadkach wyniósł on 38:1. Większość podpoziomów organicznych wykazywała wartości relacji C:N poniżej 33:1, tylko w kilku przypadkach przekraczając nieznacznie tę wartość (Tab. 29 – 31).

Analiza statystyczna uzyskanych danych wskazuje na brak istotnych korelacji pomiędzy parametrem C:N a wysokością obiektów n.p.m. a także głębokością czy stopniem humifikacji materii organicznej budującej podpoziomy i poziomy glebowe (Tab. 41, 42). Jednocześnie, w pojedynczych przypadkach ukazała wpływ czynników zewnętrznych, zwłaszcza klimatycznych na ten parametr. Sytuacja taka ma miejsce np. na obiekcie 4K w Karkonoszach, gdzie ze względu na wysokość (ponad 1400 m n.p.m.) oraz surowość klimatu tempo mineralizacji zostaje wstrzymane. Należy zaznaczyć, że istotny wpływ na szerokość relacji C:N w analizowanych glebach ma skład pierwotnej materii organicznej tworzącej gleby ściółkowe na powierzchniach badawczych. Ze względu na jej niejednorodność występują różnice wartości tego parametru w poziomach o podobnym stopniu rozkładu, ukazując brak wyraźnej korelacji między stosunkiem C:N a stopniem dekompozycji materii organicznej (Tab 41, 42). Sytuację dodatkowo komplikuje nierównomierny spadek zawartości węgla i co ciekawe również azotu wraz ze stopniem dekompozycji materii organicznej, przez co relacje C:N nie wykazują istotnych prawidłowości w rozkładzie wertykalnym w profilu glebowym oraz wysokościowym powiązaniem z klimatem.

5.8.5 Właściwości sorpcyjne

Pojemność kompleksu sorpcyjnego (CECe) w stosunku do kationów wymiennych w badanych podpoziomach gleb ściółkowych w Górach Stołowych kształtowała się w zakresie od $16,47 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$ w podpoziomie Ol profilu 7S do $34,70 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$ w podpoziomie Ol profilu 3S (Tab. 26 – 28). Istotne korelacje pomiędzy stężeniem jonów w roztworze glebowym a CECe zanotowano dla kationów: Ca^{2+} $r=0,65$, Mg^{2+} $r=0,54$, Na^+ $r=0,34$, K^+ $r=0,38$, przy $n=42$, $p<0,05$ (Tab. 41). Stopień rozkładu materii organicznej nie wpływał znacząco na CECe, jednakże poziomy glebowe zbudowane ze ściółek, w których składzie przeważały resztki drzewostanu liściastego, posiadają wyższą pojemność sorpcyjną od ściółek z przewagą szczątków drzewostanu iglastego i zbiorowisk borówki. Wysokie wartości pojemności sorpcyjnej gleb ściółkowych były determinowane głównie zawartością jonów wapnia i w mniejszym stopniu magnezu, natomiast w najmniejszym jonów sodu. Zawartości jonów Ca^{2+} osiągnęły najwyższe wartości w surowinowych podpoziomach profili 3S: $21,90 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$ oraz 9S: $23,52 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$, natomiast najniższe w intensywniej rozłożonych podpoziomach: Oh obiektu 2S: $2,87 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$ oraz Oh1 obiektu 8S: $2,89 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$ (Tab. 26 – 28), istotnie ujemnie korelując ze stopniem rozkładu ściółek ($r=-0,65$, $n=42$, $p<0,05$) (Tab. 41). Zawartości kationów magnezu oscylowały w granicach $1,32 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$ w podpoziomie Oh profilu 9S do $5,42 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$ w podpoziomie Ol obiektu 3S (Tab. 26 - 28), również istotnie korelując ze stopniem rozkładu materii organicznej ($r=-0,56$, $n=42$, $p<0,05$) (Tab. 41). Najmniejszy udział w kompleksie sorpcyjnym miały jony K^+ oraz Na^+ . Najwyższe stężenie kationów potasu, ok. $2,00 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$ stwierdzono w podpoziomach surowinowych obiektów 5S oraz 6S natomiast najniższe stężenie w podpoziomie Ow profilu 1S oraz Oh3 profilu 6S, wynosząc nieznacznie ponad $0,20 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$ (Tab 26 - 28), korelując istotnie ze stopniem rozkładu ściółek ($r=-0,48$, $n=42$, $p<0,05$) (Tab. 41). Jony sodu, nie wykazujące istotnych zależności z innymi badanymi parametrami, charakteryzują się najmniejszą rozpiętością ich zawartości w roztworze glebowym, w analizowanych podpoziomach glebowych. Najniższe wartości osiągnęły w podpoziomie Ol2 profilu 5S wynosząc $0,38 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$, natomiast najwyższe w podpoziomie Ow profilu 1S sięgając wartości $0,87 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$ (Tab. 26 – 28).

Stopień wysycenia kompleksu sorpcyjnego kationami o charakterze zasadowym (V) kształtował się w szerokich granicach, od 18,0% w podpoziomie Of2 obiektu 1S do 87,0% w podpoziomie Ol1 profilu 9S (Tab. 26 – 28). W podpoziomach ściółkowych dominującą rolę w kształtowaniu się tego parametru miała zawartość jonów Ca^{2+} $r=0,90$, Mg^{2+} $r=0,81$ oraz K^+ ($r=0,80$ przy $n=42$, $p<0,05$) (Tab. 41). Stopień rozkładu ściółek wpływał na udział sumy

kationów zasadowych i kwasowości wymiennej w modelowaniu właściwości sorpcyjnych. Postępujący rozkład materii organicznej koreluje istotnie ze wzrostem kwasowości wymiennej ($r=0,63$, $n=42$, $p<0,05$) oraz istotnie ujemnie z sumą kationów zasadowych ($r=-0,66$, $n=42$, $p<0,05$) i w konsekwencji stopniem wysycenia kompleksu sorpcyjnego kationami o charakterze zasadowym ($r=-0,74$, $n=42$, $p<0,05$) (Tab. 41).

Porównanie uzyskanych wyników z obiektów w Górach Stołowych w stosunku do powierzchni badawczych w Karkonoszach ukazuje pewne różnice omawianych parametrów i ich wzajemnych relacji. Pojemność kompleksu sorpcyjnego osiągnęła szersze spektrum wartości, od $13,11 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$ w podpoziomiu Of na obiekcie 11K aż do $49,26 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$ w podpoziomiu Ol profilu 2K (Tab. 29 – 31). Rolę w kształtowaniu tego parametru odgrywiają wszystkie badane kationy, istotnie korelując z CECe ($\text{Ca}^{2+} r=0,85$, $\text{Mg}^{2+} r=0,87$, $\text{Na}^+ r=0,47$, $\text{K}^+ r=0,53$, $n=31$, $p<0,05$) (Tab. 42). Stopień rozkładu materii organicznej nie wpływał istotnie na pojemność kompleksu sorpcyjnego gleb. Najwyższe stężenia jonów osiągnął wapń, dla którego zawartości oscylowały w granicach od $0,10 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$ podpoziomu Oh w profilu 9K do $35,10 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$ podpoziomu Ol profilu 2K. Mniejszy udział w kształtowaniu pojemności kompleksu sorpcyjnego miały kationy magnezu, od $0,23 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$ w podpoziomiu Oh na obiekcie 6K do $9,92 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$ w powierzchniowym podpoziomiu Ol profilu 3K. Podobnie jak w poprzednio omawianych obiektach z Gór Stołowych, tak i w paśmie Karkonoszy, w podpoziomach gleb ściółkowych, najniższe wartości stężeń osiągnęły jony K^+ i Na^+ . Oznaczone zawartości kationów potasu wynosiły od $0,36 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$ w podpoziomiu Oh2 na obiekcie 5K, do $2,81 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$ podpoziomu Ol profilu 3K. Zdecydowanie najniższe stężenia ze wszystkich kationów wymiennych a także najwęższe spektrum wartości osiągnęły jonu Na^+ , od $0,21 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$ (podpoziom Of, obiekt 11K) do $0,58 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$ (podpoziom Ol, profil 4K oraz poziom Oh2, profil 5K) (Tab. 29 – 31). Kationy zarówno wapnia $r=-0,50$, jak i magnezu $r=-0,46$ oraz potasu $r=-0,65$, przy $n=31$, $p<0,05$ (Tab. 42) istotnie korelowały ze wzrostem stopnia rozkładu materii organicznej.

Zakres wartości stopnia wysycenia kompleksu sorpcyjnego kationami o charakterze zasadowym (V) na powierzchniach badawczych w Karkonoszach wyniósł od 6,8% w podpoziomiu Oh obiektu 6K aż do 92,4% podpoziomu Ol profilu 2K (Tab. 29 – 31). Kationy zasadowe poza sodem czyli: wapń $r=0,90$, magnez $r=0,88$ oraz potas $r=0,82$ przy $n=31$, $p<0,05$ istotnie korelują ze stopniem wysycenia kompleksu sorpcyjnego (Tab. 42). Intensyfikacja dekompozycji materii organicznej koreluje istotnie z kwasowością wymienną ($r=0,57$, $n=31$, $p<0,05$), natomiast istotnie ujemnie z sumą kationów zasadowych ($r=-0,51$, $n=31$, $p<0,05$) oraz

stopniem wysycenia kompleksu sorpcyjnego kationami o charakterze zasadowym ($r=-0,61$, $n=31$, $p<0,05$) (Tab. 42).

Zebrane dane wskazują na dominującą rolę kwasowości wymiennej w kształtowaniu pojemności kompleksu sorpcyjnego w podpoziomach butwinowych i epihumusowych, natomiast kationów o charakterze zasadowych w podpoziomach surowinowych, zarówno w glebach ściółkowych w Górach Stołowych jak i Karkonoszach. Dynamika zmian w najmniejszym stopniu wpływa natomiast na zawartości sodu. Jednocześnie jego niskie ilości nie mają znaczącego wpływu na właściwości sorpcyjne. Mechanizm spadku zawartości wapnia w rozkładającej się ściółce, po jego początkowym i chwilowym wzroście, był już opisywany w literaturze (Berg, Laskowski 2006). Spadki koncentracji potasu wraz z postępującym rozkładem, oraz jego ilości, mogą być tłumaczone jego wysoką mobilnością. W mniejszym stopniu proces ten dotyczy również magnezu. Zjawisko intensywne wymywanie tych pierwiastków i późniejsza stabilizacja ich koncentracji w materiale ściółkowym pokrywa się z uzyskanymi wynikami (Berg, Laskowski 2006).

5.8.6 Zasobność gleb w fosfor

Fosfor jest jednym z kluczowych pierwiastków biorących udział w procesach metabolicznych organizmów żywych, wchodząc w skład każdej żywej komórki (Gressel, McColl 1997). Podstawowym źródłem fosforu w glebach pozostają procesy wietrzenia minerałów bogatych w ten pierwiastek, głównie apatytów (Lindsay i in. 1989). Fosfor w połączeniach organicznych wraca wraz z opadem igliwia i liści drzew do gleby. Szeroko rozumiane procesy rozkładu materii organicznej prowadzą do wytworzenia pewnego rodzaju równowagi pomiędzy przemianami geochemicznymi i biochemicznymi. Na przyswajalność fosforu przez rośliny ma wpływ szereg czynników takich jak pH gleby, zawartość związków wapnia, glinu i żelaza, zawartość materii organicznej i aktywność biologiczna edafonu (Gressel, McColl 1997). Zasobność gleb w mineralne formy fosforu została określona na podstawie wytycznych Instytutu Melioracji i Użytków Zielonych w Falentach. Wycena zawartości tego pierwiastka dla gleb organicznych obejmuje 5 klas: bardzo niską, niską, średnią, wysoką oraz bardzo wysoką (Sapek, Sapek 1997).

Zawartości fosforu w większości podpoziomów organicznych w analizowanych profilach glebowych z Gór Stołowych i Karkonoszy można ocenić jako bardzo niskie i niskie. Najniższe ilości fosforu na powierzchniach badawczych w Górach Stołowych zanotowano w podpoziomach ligninowych Ow profili 1S oraz 10S, zawierając się w przedziale 2,0 do

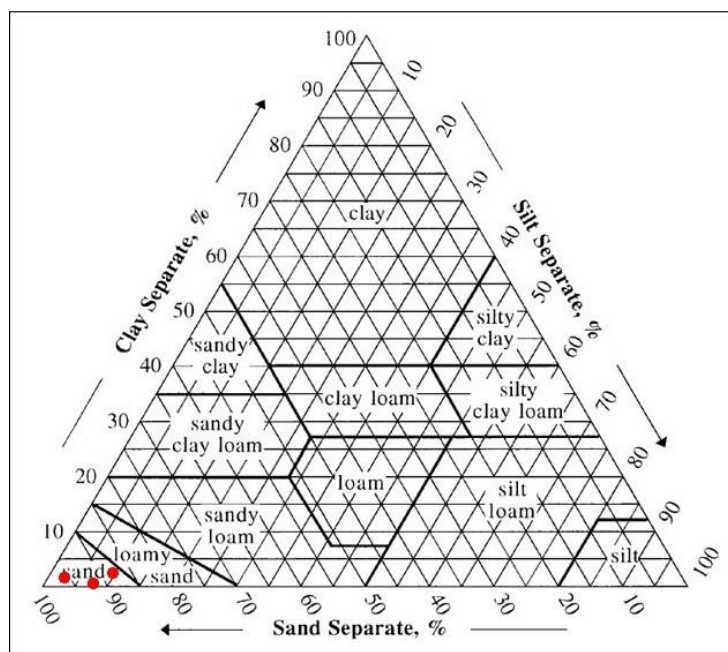
3,8 mg·100g⁻¹ gleby a także podpoziomie epihumusowym Oh3 obiektu 6S, w którym parametr ten wynosił 3,2 mg·100g⁻¹ gleby. Najwyższe wartości tego pierwiastka występują natomiast w podpoziomach surowinowych Ol profilu 5S oraz 8S wynosząc odpowiednio 41,7 i 37,5 mg·100g⁻¹ gleby, co pozwala wycenić te zawartości jako wysokie (Tab. 33).

Na powierzchniach badawczych w Karkonoszach najniższą zawartość fosforu zanotowano w podpoziomie Oh profilu 6K wynoszącą 8,4 mg·100g⁻¹ gleby. Najwyższa zawartość opisywanego pierwiastka występuje w surowinowym podpoziomie Ol obiektu 3K wynosząc 36,9 mg·100g⁻¹ gleby. Pozwala to zaklasyfikować ten podpoziom jako wysoko zasobny w fosfor (Tab. 34).

Przy całościowym ujęciu wyceny zawartości fosforu mineralnego w opisywanych profilach glebowych, zarówno z Gór Stołowych jak i Karkonoszy, można je określić jako bardzo nisko i nisko zasobne. Na uwagę zasługują dwie powierzchnie badawcze w Karkonoszach: 1K oraz w mniejszym stopniu 2K, odbiegające od tej tendencji. W pierwszym przypadku mamy do czynienia z zawartościami fosforu średnimi i niskimi, natomiast w drugim ze średnimi, niskimi oraz częściowo bardzo niskimi (Tab. 27). Pozostaje to w związku z odmiennym składem ściółek pod drzewostanami na tych obszarach, gdzie w opadzie dominują pozostałości liści buka i brzozy. Berg i Laskowski (2006) badający zawartości pierwiastków w ściółkach wskazują na wyższe koncentracje fosforu w opadzie o charakterze liściastym niż iglastym.

5.9 Właściwości poziomów mineralnych

Profile gleb ściółkowych, poza rankerami butwinowymi, z obszaru Karkonoszy w swojej budowie nie posiadają poziomów mineralnych. W Górach Stołowych na 3 obiektach: 3S, 6S oraz 10S pomiędzy poziomami organicznymi i podłożem skalnym występuje zwietrzelina mineralna, powstała z piaskowców kredowych. Analiza składu granulometrycznego metodą areometryczno – sitową pozwoliła zaklasyfikować te poziomy jako piaski luźne (profile 3S i 6S) oraz piaski słabogliniaste (profil 10S) (BN-78/9180-11, PTG 2008). Uzyskane wyniki w formie graficznej przedstawiono na trójkącie Fereta (Rys. 14).



Rys. 14. Wyniki analizy składu granulometrycznego poziomów mineralnych (USDA)

Gęstość właściwa badanych poziomów mineralnych wyniosła od $2,52 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ do $2,63 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ (Tab. 20 – 22). Zawartości wody gravitacyjnej poziomów mineralnych w % w/w na obiektach 3S i 6S (29 – 30%) są wyższe niż wody dostępnej dla roślin (1 – 10%), natomiast sytuacja odwrotna zachodzi na powierzchni 10S, gdzie woda infiltracyjna stanowi 12% w/w natomiast woda dostępna dla roślin wyniosła 17% w/w (Rys. 22 – 24). Utwory te są bardzo hydrofilowe, a ich popielność wyniosła powyżej 94% (Tab. 20 – 22). Odczyn, mierzony zarówno w H_2O jak i w KCl zwietrzliny mineralnej jest wyższy niż podpoziomów organicznych zakumulowanych bezpośrednio na nich (Tab. 26 – 28).

5.10 Stopień wtórnego przeobrażenia poziomów murszowych

Indykatorem przemian fizykochemicznych zachodzące w poziomach organicznych mogą być okresowe lub trwałe zmiany warunków hydrologicznych. Prowadzą one do przemian torfu w mursz o różnym stopniu przeobrażenia. Następuje zmiana gęstości właściwej utworów organicznych oraz obniżenie ogólnej pojemności wodnej (Gawlik 2000). Stopień wtórnego przeobrażenia gleb na podstawie indeksu chłonności wodnej W_1 wykorzystywany jest tylko do utworów torfowych i murszowych na obszarach łąkowych (np. Gawlik i Harkot 2000), natomiast nie do materiałów folik. Problematiczną kwestią jest wykorzystanie tej metody do badania poziomów ściółkowych. Wykonana dla poziomów genetycznych analiza wykazała mocno zawyżone wskaźniki chłonności wodnej W_1 (Tab. 39). Otrzymane wyniki

jednoznacznie wskazują, że nie można jej stosować dla tego rodzaju materiału. Obecność słabo rozłożonych fragmentów roślinnych, igieł, drewna, kory, fragmentów szyszek, a także odmienna ewolucja gleb ściółkowych w porównaniu do torfów wskazuje na brak możliwości wykorzystania tej metody. Materiały silnie hydrofobowe, co wykazała analiza MED, zaburzają otrzymane wyniki, co potwierdza doniesienia literaturowe (Glina 2014).

Metodę tą wykorzystano jednak do określenia stopnia wtórnego przeobrażenia poziomów torfowych i murszowych na powierzchni badawczej 7K w Karkonoszach. Poziom M1, zakumulowany bezpośrednio pod poziomem O1 charakteryzował się współczynnikiem $W_1 = 0,92$ (Tab. 39). Otrzymany wynik zaburzają resztki roślinne o charakterze ściółkowym, wskazujące na cechy przejściowe pomiędzy poziomem epihumusowym a murszowym, gdyż dla utworów słabo zamulonych należałoby go określić jako klasę V – zdegradowaną. Poziomy M2 oraz M4 zaklasyfikowano jako stadium średnio wtórnie przeobrażone (III klasa), natomiast poziom M3 jako słabo wtórnie przeobrażony (II klasa). Materia organiczna z tych poziomów wykazuje cechy poziomów murszowych. Wyniki te pozwalają wysnuć hipotezę o inicjalnym stadium rozwoju płytkiego torfowiska, podczas którego doszło do obniżenia zwierciadła wód gruntowych i osuszenia terenu. Spowodowało to zahamowanie procesów torfotwórczych. Przyczynić się do tego mogła działalność ciekła wodnego, płynącego w odległości kilkudziesięciu metrów, w pośredni sposób drenując ten obszar. Na stopniowo murszejące utwory organiczne wkroczyła roślinność o odmiennym składzie gatunkowym, która w sposób pośredni pozwoliła na akumulację materiału ściółkowego.

5.11 Skład gatunkowy roślinności na powierzchniach badawczych

Na badanych powierzchniach wykonano zdjęcia fitosocjologiczne, które umożliwiły poznanie składu gatunkowego roślin porastających miejsca wykonania wszystkich 11 profili z Gór Stołowych oraz 11 profili w Karkonoszach. Występującą roślinność ogółem można podzielić na rośliny naczyniowe, mchy i wątrobowce oraz porosty. Do roślin naczyniowych zaliczono szereg gatunków drzew, krzewów, roślin wrzosowatych oraz roślin zielnych. Badane powierzchnie charakteryzowały się dużą zmiennością florystyczną.

Ogółem w miejscach poboru próbek materiału glebowego w Górach Stołowych rozpoznano 13 gatunków roślin naczyniowych, 15 gatunków mchów i wątrobowców oraz 15 gatunków porostów – łącznie 43 gatunki roślin. Profile charakteryzowały się zmiennością w zakresie ilości gatunków występujących na ich powierzchni. Najmniejszą ich ilość – 4 rozpoznano dla powierzchni reprezentującej profile 6S i 11S, natomiast największa ilość – 13 dla powierzchni

3S. Nie stwierdzono sytuacji aby jeden gatunek rośliny występował na każdej z 11 powierzchni badawczych. Najczęściej występującym gatunkiem z roślin naczyniowych wśród drzew był świerk pospolity *Picea excelsa* – 7 razy, jego brak obserwowano na powierzchniach reprezentujących profile 5S, 6S, 7S oraz 9S. Wśród roślin naczyniowych wrzosowatych i roślin zielnych najczęściej występuje borówka czarna *Vaccinium myrtillus* – 8 razy, nie stwierdzono jej występowania na powierzchniach 6S, 9S oraz 10S. Mchy i wątrobowce najliczniej reprezentowane są przez gatunek *Dicranum polysetum* – 8 razy, brak go na powierzchniach 4S, 10S oraz 11S, natomiast na powierzchni 4S nie stwierdzono występowania żadnego z przedstawicieli tej grupy roślin. W przypadku porostów wystąpił interesujący związek – dany gatunek występował tylko raz dla wszystkich powierzchni badawczych za wyjątkiem powierzchni 9S oraz 11S na których nie stwierdzono obecności żadnego gatunku. Najrzadziej wśród drzew występował modrzew europejski *Larix decidua* oraz jarząb zwyczajny *Sorbus aucuparia* – oba tylko raz na powierzchni badawczej 4S. Pozostałe najrzadsze rośliny naczyniowe to z wrzosowatych: borówka brusznica *Vaccinium vitis-idaea* na powierzchni 3S, z wiechlinowatych kłosownica leśna *Brachypodium sylvaticum* na powierzchni 5S, z pierwiosnkowatych siódmaczek leśny *Trientalis europaeus* na powierzchni 2S i z rozrzutkowatych paproć zachyłka trójkątna *Gymnocarpium dryopteris* na powierzchni 9S. Mchy i wątrobowce najmniej licznie reprezentowane są przez gatunki *Dicranum scoparium* oraz *Hypnum supressiformae* oba na powierzchni 2S, *Mnium Hornum* na powierzchni 9S, *Polytrichum comunae*, *Sphagnum capilifolium* oraz *Nardia scalaris* na powierzchni 3S, *Tetraphis pellucida* oraz *Calypogeia integristipula* na powierzchni 10S i *Tetraphis denudatum* na powierzchni 8S (Tab. 35 – 36).

Tabela 8. Procentowy udział grup roślin na powierzchniach badawczych w Górach Stołowych

Obiekt	Ilość gatunków	Rośliny naczyniowe		Mchy i wątrobowce	Porosty
		Drzewa	Wrzosowate i rośliny zielne		
		%			
1S	7	14	14	29	43
2S	10	20	30	30	20
3S	13	23	15	54	8
4S	8	50	38	0	12
5S	7	14	43	29	14
6S	4	0	0	75	25
7S	8	25	25	12	38
8S	8	25	12	38	25
9S	7	14	14	72	0
10S	6	17	0	66	17
11S	4	50	25	25	0

Dominujący udział roślin naczyniowych pod względem ilości gatunków występuje na powierzchniach 2S, 4S, 5S, 7S oraz 11S z równomiernym rozłożeniem liczności gatunków drzew w stosunku do pozostałych roślin naczyniowych. Przewaga ilości gatunków mchów i wątrobowców zaznacza się na powierzchniach 3S, 6S, 8S, 9S oraz 10S. Gatunki porostów dominują natomiast na powierzchni 1S (Tab. 8).

Na powierzchniach badawczych w Karkonoszach rozpoznano 17 gatunków roślin naczyniowych, 21 gatunków mchów i wątrobowców oraz 13 gatunków porostów, co daje łączną liczbę 51 gatunków roślin. Zróżnicowanie florystyczne dla profili przedstawia się następująco: największą ilość gatunków roślin rozpoznano na obszarze 3K – 14, natomiast najmniejszą ilość na powierzchni 11K – 5. Podobnie jak w przypadku Gór Stołowych nie ma jednego gatunku występującego na każdej powierzchni. Najbardziej kosmopolitycznym gatunkiem wśród drzew jest świerk pospolity *Picea abies* występujący 10 razy, brak go na powierzchni 4K, a wśród wrzosowatych i roślin zielnych borówka czarna *Vaccinium myrtillus* – 9 razy, której obecności nie stwierdzono na powierzchniach 4K i 8K. *Polytrichum alpinum* jest najczęściej występującym gatunkiem mchów i wątrobowców – 5 razy, a porosty są najliczniej reprezentowane przez gatunki *Cladonia bellidiflora* oraz *Cladonia digitata* – po 4 razy. Najrzadziej występującymi gatunkami były kolejno: wśród drzew buk zwyczajny *Fagus sylvatica* na powierzchni 1K; wśród wrzosowatych i roślin zielnych: malina właściwa *Rubus idaeus* – powierzchnia 2K, wroniec widlasty *Huperzia selago* – powierzchnia 5K, szczawik

zajęczy *Oxalis acetosella* – powierzchnia 3K, trzcinnik owłosiony *Calamagrostis villosa* – powierzchnia 3K, nercznica krótkoostna *Dryopteris carthusiana* – powierzchnia 6K, siódmaczek leśny *Trientalis europaea* – powierzchnia 7K oraz kostrzewa *Festuca sp.* – powierzchnia 11K. Pojedynczo występującymi gatunkami mchów i wątrobowców są: *Polytrichum commune*, *Sphagnum girgensohni*, *Dicranum scoparium*, *Sphagnum capillifolium*, *Kiaeria blyttii*, *Scapania undulata*, *Polytrichum formosum*, *Pleurozium schreberi*, *Bucklandiella undulata*, *Plagiothecium curvifolium*, *Ptilidium pulcherrimum*, *Diplophyllum albicans*, *Hypnum cupressiformae*, *Lepidozia reptans*. Najrzadsze porosty to: *Pseudoevernia furfuracea*, *Cladonia coniocraea*, *Cladonia polydactyla*, *Cetraria islandica*, *Vulpicida pinastri*, *Cladonia coccifera*, *Cladonia fimbriata* (Tab. 37 – 38).

Tabela 9. Procentowy udział grup roślin na powierzchniach badawczych w Karkonoszach

Obiekt	Ilość gatunków	Rośliny naczyniowe		Mchy i wątrobowce	Porosty
		Drzewa	Wrzosowate i rośliny zielne		
		%			
1K	12	33	17	25	25
2K	13	15	31	15	39
3K	14	21	29	29	21
4K	12	8	17	25	50
5K	14	29	29	35	7
6K	6	34	33	33	0
7K	9	11	33	45	11
8K	8	13	13	62	13
9K	7	29	14	29	29
10K	9	22	33	33	11
11K	5	20	40	0	40

Z zestawienia procentowego udziału roślin wynika że przewaga gatunków roślin naczyniowych występuje na powierzchniach badawczych 5K, 6K, 9K, natomiast na powierzchniach 1K oraz 3K osiąga 50% w stosunku do wszystkich gatunków. Mchy i wątrobowce dominują na powierzchni 8K, a ich wysoki udział (45%) obserwujemy również na powierzchni 7K. Porosty najliczniej występują na powierzchniach 4K (50%) oraz 2K i 11K (około 40%) (Tab. 9).

5.12 Przestrzenne zróżnicowanie morfologii profili gleb ściółkowych

W celu lepszego zobrazowania przebiegu, miąższości i układu poziomów morfogenetycznych w profilach gleb, na powierzchniach badawczych wykonano dodatkowe odkrywki sondujące. Umiejscowione są w obrębie tego samego siedliska roślinnego, ze zwróceniem szczególnej uwagi na miejsce akumulacji materii organicznej (podłoże skalne, rumosz, zwietrzelina). Dla każdego obiektu wykonano jeden profil bazowy, na podstawie którego dokonano klasyfikacji i pobrano materiał do badań oraz 9 profili towarzyszących.

Analizowane profile z obszaru Gór Stołowych charakteryzowały się znaczną zmiennością zarówno miąższości poziomów organicznych jak również ich wertykalnym układem (Rys. 28 – 30). Nie zaobserwowano jednoznacznych statystycznie tendencji do zachowywania stabilności w aspekcie miąższości dla żadnego z podpoziomów organicznych. Podpoziomy surowinowe, butwinowe i epihumusowe różniły się grubością, zarówno w obrębie danej powierzchni badawczej jak i w porównaniu z innymi obiektami. Odchylenia standardowe (σ) dla podpoziomów O1 mieściły się w zakresie od 0 do 19,7 cm (Tab. 43). Za tak wysoką, drugą graniczną wartość, (podpoziomy O1 profili dodatkowych obiektu 6S) odpowiada akumulacja w 2 szczelinach skalnych świeżo opadłego materiału organicznego do głębokości 50 oraz 64 cm (Rys. 29). Analogiczna sytuacja wystąpiła w jednym z profili dodatkowych na obiekcie 10S, gdzie akumulacja w szczelinie skalnej materiału organicznego w postaci podpoziomu surowinowego o miąższości 42 cm wpływa na odchylenie standardowe wynoszące 12,6 cm (Rys. 30). Poza wymienionymi skrajnymi przypadkami odchylenia standardowe podpoziomów surowinowych nie przekraczały 6,4 cm, natomiast średnie miąższości dla wszystkich powierzchni badawczych osiągnęły zakres od 1 do 16,6 cm. Średnie miąższości podpoziomów butwinowych na wszystkich obiektach mieściły się w zakresie od 5,1 do 16,2 cm. Mniejszy rozrzut tych wartości przekłada się na odchylenia standardowe wynoszące od 2,5 do 11,4 cm (Tab. 43). Podpoziomy epihumusowe są również mocno zróżnicowane w aspekcie miąższości. Na wszystkich obiektach ich średnie grubości wynosiły od 5 do 19 cm natomiast odchylenia standardowe na konkretnych obiektach mieściły się w zakresie poniżej 7 cm (Tab. 43). Wyjątkiem jest ponownie obiekt 6S, dla którego odchylenie standardowe miąższości podpoziomów Oh wyniosło aż 17 cm (Rys. 29). Największymi zmiennościami miąższości, prawdopodobnie ze względu na epizodyczność ich występowania, charakteryzują się podpoziomy Ow. Średnia grubość na wszystkich powierzchniach badawczych wyniosła od 4,2 do 24,9 cm, natomiast odchylenia standardowe w obrębie danego obiektu od 3 aż do 17,2 cm (Tab. 43).

Tylko na powierzchni badawczej 7S w profilu głównym i towarzyszących występuje niezaburzony, ciągły układ podpoziomów organicznych charakterystycznych dla próchnic typu mor (Rys. 29). Na pozostałych obiektach występuje tendencja do zanikania niektórych podpoziomów, zwłaszcza epihumusowych, np. na obiektach 3S lub 6S, lub podpoziomów butwinowych (obiekty 6S, 10S). Podpoziomy Ow zbudowane z drewna, obecne na powierzchniach 1S oraz 10S także występują w sposób nieciągły (obiekt 1S), w niektórych przypadkach zakumulowane są bezpośrednio pod podpoziomem surowinowym oraz występują nad lub pod podpoziomami epihumusowymi, czasem jako „wtrącenia” (obiekt 10S). Profil główny 5S oraz niektóre profile dodatkowe obiektów 2S, 3S, 5S, 6S i 8S ujawniły zaburzenia w pionowym układzie podpoziomów typowym dla próchnic mor. Pod podpoziomami Of zaobserwowano tam występowanie mniej intensywnie rozłożonych podpoziomów Ol (Rys. 28 – 30). Sytuacja taka może nastąpić w warunkach tworzenia się gleb ściółkowych przedstawionych na Rys. 17, na skutek osuwania się materii organicznej z wyżej położonych obszarów na stoku oraz wywołanych gwałtownymi zjawiskami, np. pożarami powodującymi w konsekwencji mechaniczne przemieszczenie materiału glebowego (Fox i Tarnocai, 2011). Obserwacje terenowe z lipca i sierpnia 2019 r., na wielu powierzchniach badawczych ukazały silne kurczenie się materiału ściółkowego oraz jego defragmentację. Zjawisko to może w znaczący sposób przyczyniać się do powstawania nieciągłości podpoziomów w morfologii tych gleb.

Gleby ściółkowe na powierzchniach badawczych w Karkonoszach posiadają zauważalnie odmienną charakterystykę układu występowania podpoziomów organicznych. Klasyczny układ podpoziomów organicznych w sekwencji Ol - Of - Oh, charakterystyczny dla próchnic typu mor, występuje na wszystkich obiektach, zachowując swoją ciągłość i wertykalne ułożenie (Rys. 31 – 33). Nieliczne odstępstwa od tej reguły, dotyczące braku występowania któregoś z podpoziomów organicznych występują w profilach dodatkowych powierzchni badawczych: 2K – nieciągłości podpoziomu Oh, 3K - nieciągłości podpoziomów Of i Oh oraz 4K - nieciągłości powierzchniowego podpoziomu Ol (Rys. 31). W ostatnim przypadku głównym czynnikiem wpływającymi na mozaikowaty układ podpoziomu surowinowego jest lokalizacja odkrywki glebowej i morfologia terenu. Surowy klimat występujący na Czarnym Grzbiecie, powyżej 1400 m n.p.m., znaczne ilości opadów atmosferycznych, pokrywa śnieżna w połączeniu z cyklicznym rozmarzaniem i zamarzaniem gruntu, duże nachylenie stoku, intensywne wiatry przyczyniają się do lokalnego zsuwania i zmywania mniej związanego z podłożem, słabo rozłożonego i luźnego w strukturze materiału organicznego w dół zbocza.

Średnie miąższości podpoziomów surowinowych na wszystkich powierzchniach badawczych w Karkonoszach zawierały się w przedziale od 1,8 do 5,6 cm (Tab. 44). Wyjątkiem są tutaj podpoziomy surowinowe na obiekcie 4K, które wykraczają daleko poza te wartości, wynosząc 10,2 cm (Rys. 31). Pozorna sprzeczność z opisaną wcześniej nieciągłością podpoziomów O1 może być tłumaczona akumulacją znacznych pokładów materiału organicznego w szczelinach rumoszu skalnego, który sprzyja gromadzeniu się ściółki. Wskazówką do słuszności takiego twierdzenia jest analiza odchyłeń standardowych, które na większości obiektów dla podpoziomów O1 nie przekraczają 2,5 cm, natomiast dla dwóch powierzchni badawczych w których materia organiczna zalega na rumoszu skalnym (4K i 5K) wynosi ok. 5 cm (Rys. 31 – 32, Tab. 44). Podpoziomy butwinowe posiadają średnie miąższości od 4,9 do 14,1 cm przy odchyleniach standardowych dla konkretnych obiektów od 1,1 do 10,4 cm (Tab. 44). Uzyskane dane są wyższe od analogicznych dla podpoziomów surowinowych. Wyższe wartości w zauważalnym stopniu kształtują dane uzyskane z powierzchni badawczych 3K oraz 4K (Rys. 31). Najszersze spektrum wartości dotyczących miąższości uzyskano dla podpoziomów epihumusowych. Średnie grubości zawierają się w przedziale od 4,3 aż do 31,4 cm, przy odchyleniach standardowych dla danych obiektów w zakresie od 1,5 do 12,8 cm (Rys. 31 – 33, Tab. 44). Za uzyskanie wysokich wartości odpowiedzialne są głównie profile z powierzchni badawczej 5K, gdzie materia organiczna o silnym stopniu rozkładu wypełnia przestrzeń w rumoszu skalnym do znacznych głębokości (Rys. 32).

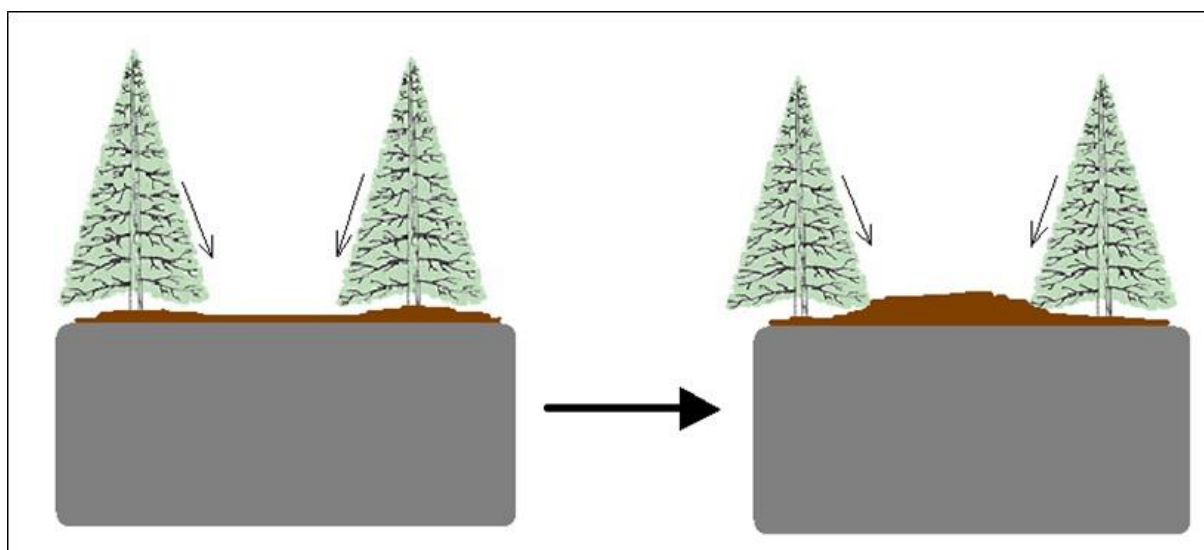
Intensywniejsze zróżnicowanie pionowego układu i miąższości podpoziomów organicznych, łącznie z ich zanikaniem, zaobserwowano na powierzchniach badawczych w Górach Stołowych. Obiekty w Karkonoszach natomiast częściej zachowują pełną ciągłość podpoziomów i spodziewaną sekwencję ułożenia O1 - Of - Oh dla próchnic typu mor. Gleby ściółkowe z obu pasm górskich są mocno zróżnicowane pod względem morfologicznym oraz głębokościowym, nawet przy występowaniu pod tym samym siedliskiem roślinnym i w bezpośrednim sąsiedztwie. Kluczowe znaczenie dla takiej różnorodności ma rzeźba terenu, obecność płaskich pól i szczelin skalnych, rumowisk oraz ruchów grawitacyjnych, powodujących zmywanie materii organicznej w dół zbocza.

5.13 Powstanie i ewolucja gleb ściółkowych

Gleby organiczne ściółkowe powstają najczęściej na skutek akumulacji materiału roślinnego, często pod ekosystemami leśnymi. W ich skład wchodzi liście, igły, fragmenty korzeni, gałązki, szyszki, pędy roślin, fragmenty traw, mchów, wrzosów itp., o różnym stopniu

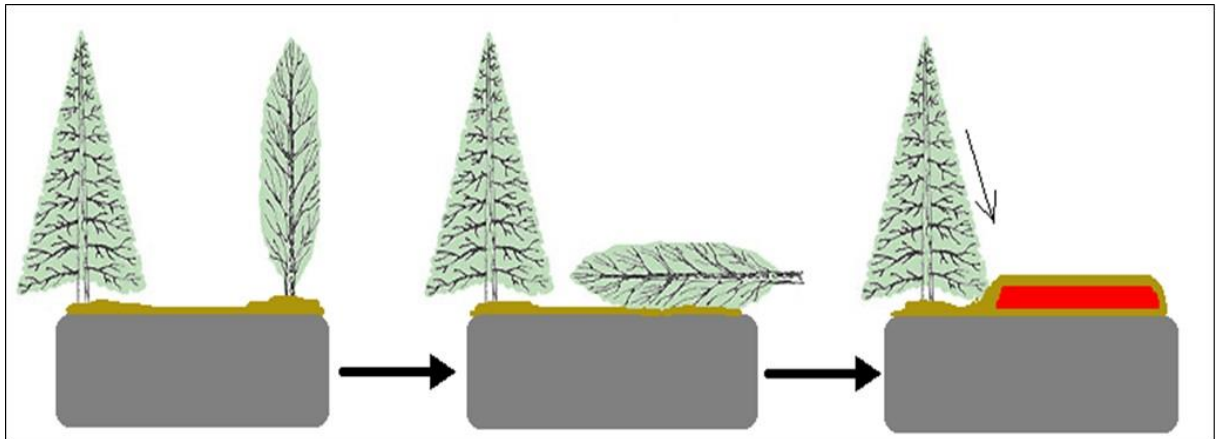
rozkładu, w warunkach aerobowych (Fox, Tarnocai 2011). Ich miąższość nie jest znaczna, zalegają najczęściej na litym podłożu skalnym lub na zwietrzelinie mineralnej, jednocześnie spełniając kryteria klasyfikacyjne dla Folic Histosols. Istotnym czynnikiem determinującym ich występowanie jest chłodny klimat z relatywnie dużą ilością opadów atmosferycznych powodujący zwiększoną akumulację materii organicznej. Warunki takie są zapewnione w górach, gdzie gleby tego typu są często obecne w wyższych partiach. W przeciwieństwie to innych typów gleb organicznych, gleby ściółkowe wykształcają się w różnorodnych miejscach, na stokach o zmiennym nachyleniu, podłożu skalnym, na którym nie występuje długotrwałe stagnowanie wody (Jungen, Lewis 1978). Nie tworzą dużych połąci, charakteryzują się mozaikowością i występowaniem w kompleksach z innymi typami gleb, czego dowodzą badania zarówno z obszarów górskich w Polsce (Musielok i in. 2013, Skiba i in. 2011) jak również na świecie (Labiger i in. 2008, Fox, Tarnocai 2011, Prietzel, Dechamps 2013).

Ze względu na zróżnicowanie zbiorowisk roślinnych oraz morfologię terenu powstawanie gleb ściółkowych może przebiegać na różne sposoby. Na rozległych, płaskich powierzchniach skalnych materiał organiczny jest akumulowany najczęściej wraz z opadającym igliwem i liśćmi drzew, z domieszkami innych makroszczątków tak jak przedstawia to Rys. 15.



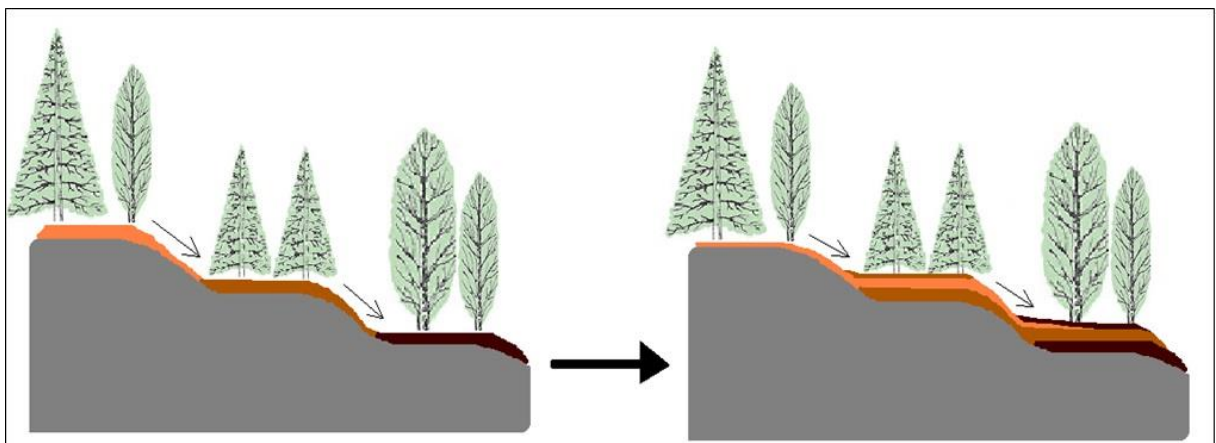
Rys. 15. Schemat powstawania gleb ściółkowych in situ

Na terenach, które obecnie lub w przeszłości porastały drzewa w profilach gleb mogą występować poziomy w większości lub w całości zbudowane z obumarłego drewna (subkwalifikator Lignic wg FAO WRB 2015), pochodzącego z powalonych pni drzew lub masywnych korzeni, co przedstawia rys. 16. W obu przedstawionych scenariuszach decydującą rolę na budowę profilu gleb organicznych odgrywa pierwotny skład materii organicznej.



Rys. 16. Schemat powstawania gleb ściółkowych z podpoziomami drzewnymi – lignic

Kolejnymi istotnymi czynnikami wpływającymi na budowę profilu Folie Histosols są: ukształtowanie terenu, nachylenie stoku, kształt podłoża skalnego a także obecność rumoszu skalnego. Ogólny mechanizm związany z występowaniem na stoku górskim płaskich powierzchni umożliwiających gromadzenie się materiału ściółkowego przedstawiono na Rys. 17.

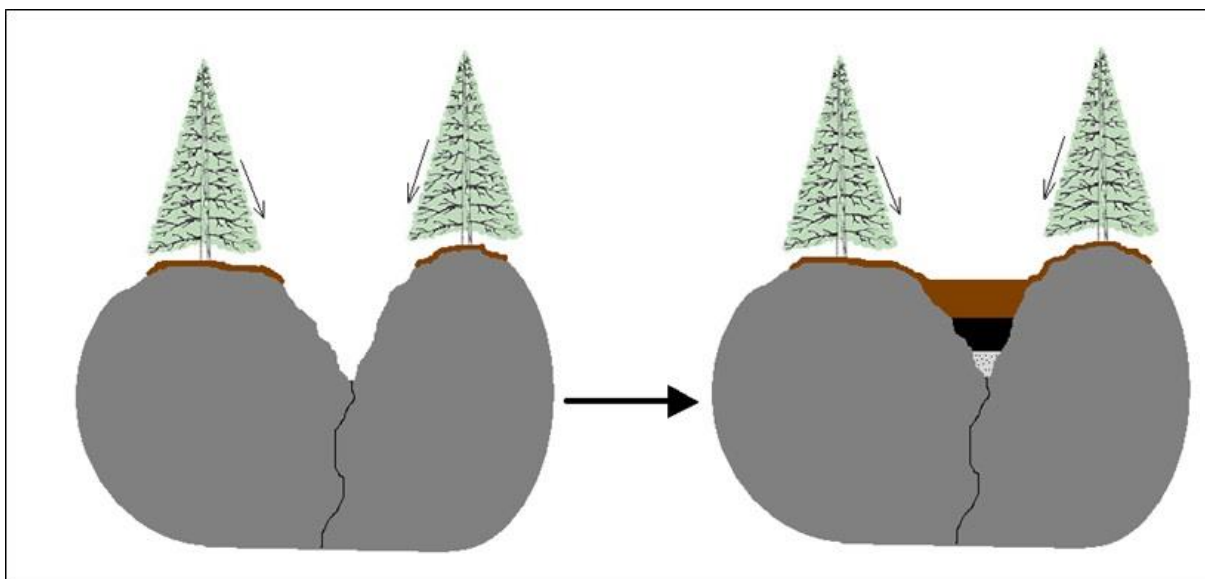


Rys. 17. Schemat powstawania gleb ściółkowych z przemieszczeniem materiału organicznego po stoku

Opad igliwia i liści na terenach położonych wyżej może zostać przemieszczony w dół zbocza na skutek procesów grawitacyjnych lub transportu wodnego (głównie opadów atmosferycznych) oraz mniejszym stopniu wiatru. Osadzający się w ten sposób w innym miejscu materiał organiczny tworzy nowy poziom glebowy, często o odmiennych właściwościach od położonego głębiej na który został nasunięty. Transport taki realizowany w dół zbocza może prowadzić do wykształcenia się bardzo miększych profili gleb ściółkowych w niższej położonych piętrach górskich. Należy zaznaczyć że chronostratygraficzny układ poziomów organicznych może być zaburzony ze względu na ciągłe osadzanie się materiału

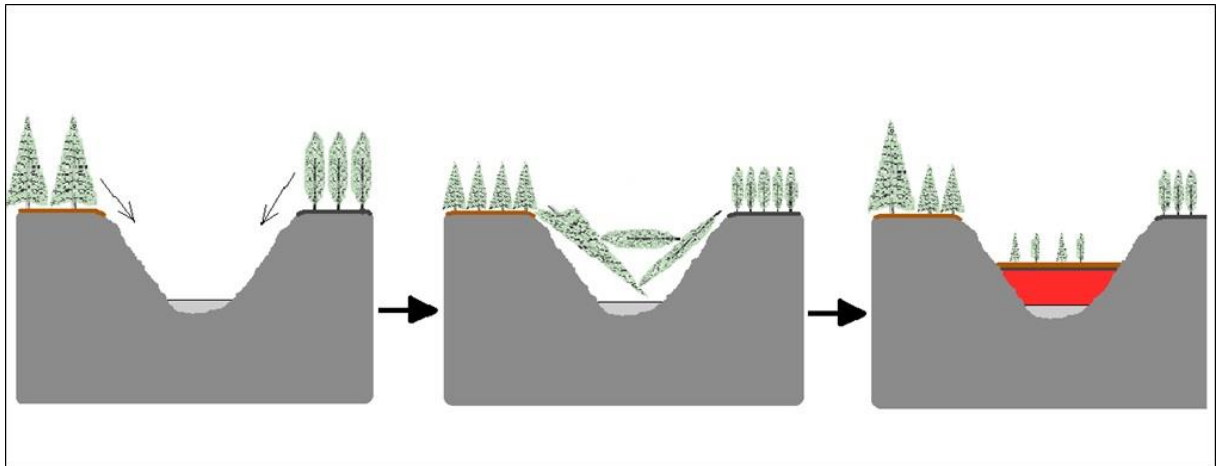
ściółkowego *in situ*. Prowadzić to może do sytuacji, gdzie na powierzchniowy, świeży materiał organiczny zostanie nasunięty starszy materiał pochodzący pierwotnie z wyższych partii terenu. Konsekwencją takich procesów jest ciągle odmładzanie profili gleb organicznych położonych powyżej takich miejsc (Rys. 17).

Akumulacja materii organicznej zachodzi również intensywnie w naturalnych zagłębieniach terenu. Proces ten może mieć różnoraki przebieg. W zależności od morfologii takich miejsc oraz odporności na procesy erozyjne skał otaczających takie miejsca w profilu glebowym mogą występować znaczne domieszki części ziemistych i szkieletowych lub nawet całe poziomy mineralne. Na takim podłożu następuje intensywna akumulacja materii organicznej pochodzącej z roślinności występującej na danym terenie i jego otoczeniu. Sytuację taką przedstawia Rys. 18, gdzie akumulująca się ściółka oraz obumarły materiał roślinny tworzą kolejne poziomy glebowe.



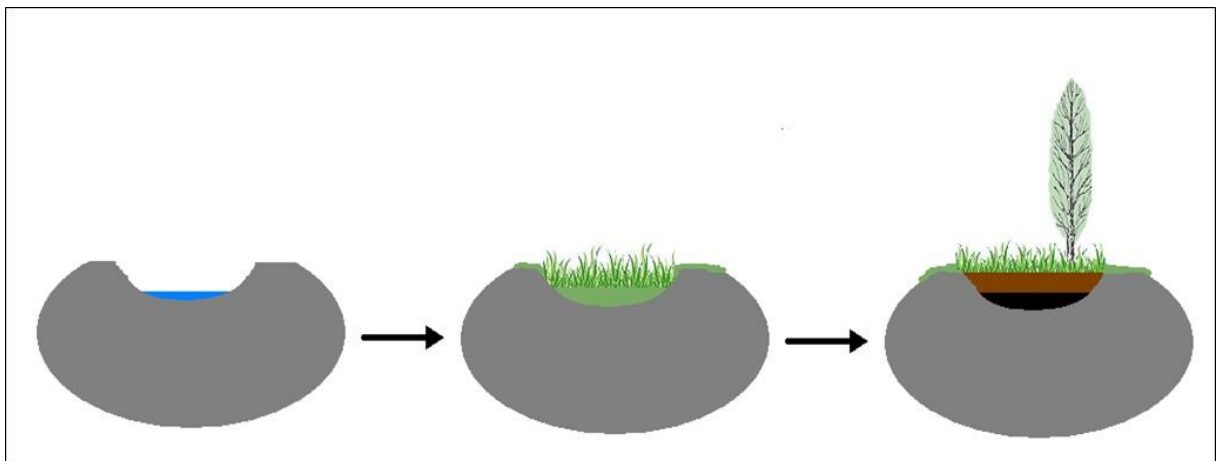
Rys. 18. Schemat powstawania gleb ściółkowych w szczelinach skalnych

W zależności od wielkości takiej szczeliny skalnej, mogą powstać poziomy Lignic wytworzone z opadłych masywnych gałęzi czy całych pni drzew z okolicznego obszaru (Rys. 19). Warunki takie sprzyjają rozwojowi torfowisk górskich, dlatego obszar niecki musi charakteryzować się wysoką przepuszczalnością wodną, dzięki licznym spękanom lub budowie skały, aby powstała gleba ściółkowa. Po osiągnięciu wystarczającej miąższości profilu, taka gleba ulega zwiększonej naturalnej sukcesji roślinnej, umożliwiając wzrost również drzewom.



Rys. 19. Schemat powstawania gleb ściółkowych w niecce śródskalnej

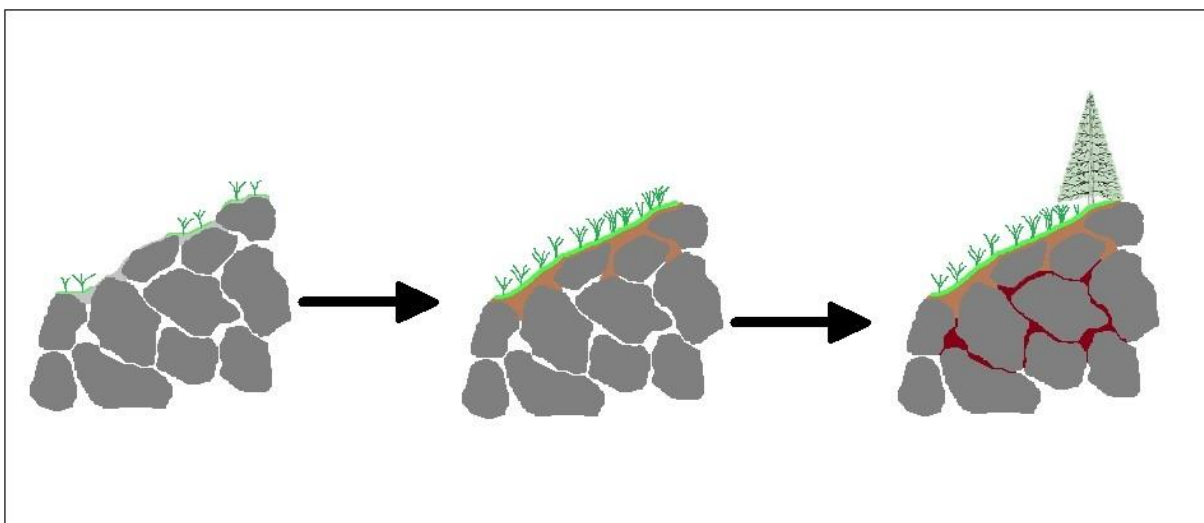
Podobny, lecz nieco odmienny w swoim przebiegu schemat powstawania profilu gleby ściółkowej obrazuje Rys. 20. W niecce skalnej stagnująca woda opadowa umożliwia rozwój roślinności, wykazującej częściowo cechy gatunków torfotwórczych oraz runa leśnego. Po wyczerpaniu zapasu wody na cele biologiczne lub dzięki naturalnemu jej odpływowi niecka osusza się. Na miejsce poprzedniej roślinności, pozostawiającej obumarłe szczątki, wkracza roślinność siedlisk runa leśnego i zarośli krzewinkowych. Dalsza akumulacja materii organicznej umożliwia rozwój drzewostanu, przyspieszającego jej tempo. Z przeprowadzonych badań wynika, że sytuacja taka występuje na terenie Gór Stołowych, gdzie materia organiczna gromadzi się w odsłoniętych kawernach metanowych opisywanych przez Wojewodę i in. (2011).



Rys. 20. Schemat powstawania gleb ściółkowych w kawernach metanowych

Jeden z mechanizmów tworzenia się gleb ściółkowych, występujący znacznie częściej w Karkonoszach przedstawia Rys. 21. Z różną intensywnością występuje on we wszystkich piętrach wysokościowych, jednak najwyraźniej obserwowany jest w pasie regla górnego i

piętrze subalpejskim, w przedziale wysokości 1000 – 1400 m n.p.m. Kombinacja czynników klimatycznych i związana z nią przewaga akumulacji materii organicznej nad jej mineralizacją, oraz geologicznych – występowanie spękanych, granitowych bloków skalnych i rumoszu skalnego skał metamorficznych, determinuje taki mechanizm. Na spękany podłożu skalnym na powierzchni bloków skalnych, pokrytych czasami płytką zwietrzeliną tworzącą litosole lub gleby inicjalne rumoszowe, wkracza roślinność pionierska, np. porosty naskalne, lub w mniej wymagających warunkach inna roślinność naczyniowa. Materiał organiczny, ze względu na surowość klimatu, ulega akumulacji i wmywaniu w głąb przestrzeni skalnych razem z infiltracyjnymi wodami opadowymi. Jednocześnie przesunięcia te zachodzą wertykalnie oraz wzdłuż zbocza co prowadzi do namyc mineralnych i mineralno – organicznych w niższych partiach górskich. Nagromadzenie materii organicznej pozwala na dalszą sukcesję roślinną, np. zarośli krzewinkowych, kosodrzewiny, co potęguje tempo akumulacji. Gleby takie wypełniają przestrzenie międzyskalne a ich miąższość może osiągać znaczne rozmiary.



Rys. 21. Schemat powstawania gleb ściółkowych na powierzchni rumoszowej

5.14 Wiek gleb ściółkowych w Górach Stołowych i Karkonoszach

Metoda datowania radiowęglowego ^{14}C , polegającą na określeniu proporcji pomiędzy nietrwałym promieniotwórczym izotopem węgla ^{14}C a izotopami trwałymi ^{12}C oraz ^{13}C (Bowman 1990) jest powszechnie używana do określania wieku materii organicznej w glebach (Wang i in. 1996). Dynamiczna równowaga, pomiędzy rozpadem radioaktywnego izotopu a jego produkcją, na skutek interakcji pomiędzy atomami węgla i neutronami powstałymi na drodze promieniowania kosmicznego, utrzymuje stały poziom ^{14}C w atmosferze

(Bowman 1990). Wyniki datownia kalibruje się według obowiązującej krzywej IntCal20 (Reimer i in. 2020) z użyciem oprogramowania OxCal v4.4.2.

Materiał organiczny z analizowanych profili glebowych pobrano z centymetrowej warstwy stykowej pomiędzy najgłębszym poziomem organicznym a litą skałą lub poziomem mineralnym. Ma to na celu określenie prawdopodobnego początku akumulacji materii organicznej oraz wieku gleby ściółkowej utworzonej w aktualnej formie.

Wiek gleby ściółkowej na powierzchni badawczej 3S w Górach Stołowych obliczono na przedział 1806 – 1926 AD z prawdopodobieństwem 69,5% w przedziale ufności 95,4%. Materiał został pobrany z głębokości 42 cm, co pozwala wyliczyć uśrednione tempo akumulacji materiału ściółkowego na od 0,20 do 0,45 cm·rok⁻¹. Przy tych wyliczeniach należy podkreślić, że jest to wynik uśredniony i orientacyjny, nie uwzględniający dynamiki zmian w akumulacji materii organicznej na przestrzeni lat oraz zmian w strukturze poziomów ściółkowych wraz z postępującym stopniem rozkładu. Najstarszym profilem na terenie Gór Stołowych jest gleba ściółkowa na obiekcie 6S z wiekiem warstwy spągowej określonym na przedział 1730 - 1807 AD z prawdopodobieństwem 52,3% w przedziale ufności 95,4%. Przy całkowitej miąższości poziomów organicznych równej 45 cm tempo przyrostu poziomów ściółkowych wyliczono na od 0,16 do 0,21 cm·rok⁻¹. Najmłodszym profilem jest obiekt z powierzchni 11S. Kalibracja otrzymanego wyniku pozwoliła ustalić zawartość węgla ¹⁴C na 113 ± 0,35 pMC, co jest wartością wyższą niż obecna. Sytuacja taka zaistniała po roku 1955 na skutek testów broni atomowej w atmosferze. Maksymalna koncentracja ¹⁴C nastąpiła w 1963 roku (>180 pMC) zmniejszając się do obecnego poziomu 102 pMC (Heinemeier i in. 2013, Reimer i in. 2020). Sugeruje to wiek warstwy spągowej w tym profilu na przedział lat od wymienionej powyżej daty po dzień dzisiejszy (Tab. 40).

Datowania warstw spągowych profili gleb ściółkowych z obiektów badawczych w Karkonoszach pozwoliły ocenić ich wiek na starszy niż obiektów z Gór Stołowych. Wiek warstwy spągowej profilu 2K w Kotle Łomniczki, na głębokości 25 cm określono na przedział lat 1725 – 1813 AD z prawdopodobieństwem 54% w przedziale ufności 95,4%. przy tempie akumulacji materii organicznej na od 0,08 do 0,12 cm·rok⁻¹. Wolniejszym tempem akumulacji, wynoszącym od 0,04 do 0,05 cm·rok⁻¹ charakteryzuje się gleba ściółkowa na powierzchni badawczej 8K. Początek gromadzenia się ściółki w tym miejscu określono na przedział lat 1492 – 1653 AD z prawdopodobieństwem 95,4% w przedziale ufności 95,4%. Absolutnym rekordzistą pod względem wieku jest profil 4K na Czarnym Grzbiecie. Najbardziej miąższy podpoziom organiczny Oh pokrywa rumosz skalny do głębokości 45 cm. Wiek tej warstwy spągowej zawiera się w przedziale 368 – 165 BC z prawdopodobieństwem 95,4% w przedziale

ufności 95,4%. przy uśrednionym tempie akumulacji materii organicznej $0,02 \text{ cm}\cdot\text{rok}^{-1}$ (Tab. 40).

Przytoczone wyniki ukazują znaczną rozpiętość początku procesu formowania się gleb ściółkowych pokrywających obecnie teren Gór Stołowych i Karkonoszy. Geneza wiekowej różnorodności jest wieloczynnikowa. Na moment rozpoczęcia akumulacji materii organicznej intensywnie wpływa morfologia terenu, czynniki klimatyczno – wysokościowe, aktywność mikrobiologiczna oraz rodzaj szaty roślinnej porastającej powierzchnię. Nachylenie powierzchni skalnych oraz erozja wodna i wietrzna utrudniają gromadzenie się materiału ściółkowego. Utworzenie bariery zapobiegającej zsuwaniu się opadającej ściółki, w postaci pnia, prostopadłego do upadu zbocza, ułatwiło i przyspieszyło proces gromadzenia się materiałów folic, co zaobserwowano na obiekcie 3S. Mała odległość w czasie tego wydarzenia tłumaczy młody wiek warstwy spągowej. Naturalne zagłębienia w szczelinach skalnych, występujące na powierzchni badawczej 6S, tworzą najdogodniejsze warunki do tworzenia się młodszych, starszych i niezaburzonych stratygraficznie profili gleb ściółkowych. Istotnym czynnikiem decydującym o wieku gleb ściółkowych jest również zbiorowisko roślinne na danym terenie oraz jego współdziałanie z czynnikami erozyjnymi. Obumarcie drzewostanu świerkowego na obiekcie 11S, w połączeniu z nachyleniem powierzchni skalnej i intensywniejszymi procesami erozji wodnej na terenie bez żywej szaty roślinnej spowodowało najprawdopodobniej częstsze zmywy warstw organicznych. Dostarczenie dużej ilości biomasy w krótkim czasie spowodowało szybkie tempo przyrostu ściółki przy jednocześnie młodym wieku warstwy spągowej. Procesy odmładzania i zmywania poziomów ściółkowych mogły być podobne do schematu przedstawionego na Rys. 17.

Udział czynnika klimatyczno – wysokościowego znacznie silniej obserwowano na powierzchniach badawczych w Karkonoszach. Surowość klimatu górskiego (Kwiatkowski, Hołdys 1985), niskie temperatury, długość zalegania pokrywy śnieżnej (Sobik i in. 2013), wysokie opady (Sobik i in. 2013, Kwiatkowski 1982, Woźniak 1975) oraz większe wysokości bezwzględne wpływają na tempo akumulacji materii organicznej jak i jej rozkładu (Skiba i in. 2011). Tempo gromadzenia się materii organicznej jest znacznie niższe niż w Górach Stołowych i nie przekracza $0,12 \text{ cm}\cdot\text{rok}^{-1}$ na obiekcie 2K w Karkonoszach. Pomimo miąższości nie przekraczającej 20 cm oraz nachylenia terenu 15° wiek gleby ściółkowej z obiektu 8K jest znacząco starszy niż obiektów z Gór Stołowych. Wzrost nachylenia terenu utrudnia akumulację poziomów ściółkowych, co obrazuje przykład powierzchni badawczej 2K. Przy nachyleniu powierzchni skalnej dochodzącym do 20° , oraz nieznacznie wyższej lokalizacji (1060 m n.p.m.) wiek warstwy spągowej jest niższy, ale nadal porównywalny z

najstarszymi tego typu obiektami z Gór Stołowych. Dodatkowo wraz ze wzrostem pochylenia skał prawdopodobny staje się omawiany wcześniej scenariusz przedstawiony na Rys. 17. Unikatowym pod względem wieku okazał się profil 4K na Czarnym Grzbiecie w Karkonoszach. Znaczny wiek warstwy spągowej spowodowany jest wieloma procesami. Schemat akumulacji materii organicznej z dolnych poziomów profilu glebowego przedstawia Rys. 21, jednak w tym przypadku dodatkowymi moderatorami są ograniczony dopływ obumarłej materii organicznej, intensywna erozja wodna, bardzo surowy, chłodny klimat oraz szeroka sieć szczelin między głazami. Współdziałanie tych procesów powoduje wmywanie wraz z wodą opadową najstarszych poziomów organicznych w głąb rumoszu skalnego i jego akumulację. Niskie temperatury hamują aktywność mikrobiologiczną i związane z tym procesy rozkładu materii organicznej. Możliwe są też namycią z wierzchołki grzbietu górskiego do obszarów niżej położonych, jednak prześledzenie takich procesów i ich jednoznaczne udowodnienie jest sprawą skomplikowaną. Wymienione czynniki mogą prowadzić do znacznego spowolnienia tempa akumulacji materii organicznej przy zachowaniu jej stabilności i nieznacznym stopniu przeobrażeń.

6. Dyskusja wyników

W ramach badań przeprowadzonych na rzecz niniejszej pracy doktorskiej wyodrębniono sumarycznie 22 powierzchnie badawcze w Górach Stołowych i Karkonoszach. W każdym paśmie wykonano po 11 odkrywek glebowych, oraz odkrywki towarzyszące w celu prześledzenia morfologii gleb ściółkowych. Pobrano materiał glebowy w celu określenia właściwości fizykochemicznych a także zebrano dane dotyczące siedlisk z tych obszarów pod kątem badań fitosocjologicznych. Lokalizację profili przedstawiono na Rys. 2. oraz Rys. 3.

Dalsze badania laboratoryjne pozwoliły ustalić, że 10 z 11 profili w Górach Stołowych oraz 9 z 11 profili w Karkonoszach można zaklasyfikować jako gleby ściółkowe. Kluczowym warunkiem jest obecność poziomu diagnostycznego folik spełniającego kryteria miąższości oraz zawartości węgla organicznego na poziomie $\geq 20\%$. Warunków tych nie spełniły profile: 4S w Górach Stołowych i 10K w Karkonoszach, natomiast profil 7K jest glebą organiczną innego typu (murszową). Trudności w terenowym rozpoznawaniu poziomów organicznych opisywali już Lavkulich i Lewis (1972), gdzie poziomy H, mogące być utożsamiane z poziomami Oh wg SGP 6, po analizach laboratoryjnych okazywały się być poziomami Ah. Sytuacja taka zachodzi w poziomach o ciemnej barwie, z intensywnie rozłożoną materią organiczną w profilach 4S oraz 10K, gdzie zawartość C_{org} dla poziomów głębiej leżących pod

warstwą świeżo opadłej ściółki mieściła się w zakresie od 12 – 19% C_{org} (Tab. 26, 31). Gleby z tych obiektów zaklasyfikowano jako rankery typowe. Odmienna sytuacja dotyczy obiektu 7K, gdzie w całej miąższości profilu glebowego wszystkie poziomy posiadają ponad 20% C_{org}. Materiał o charakterze ściółki leśnej osiadł na materiale organicznym wykazującym cechy przesuszonego torfu i murszu. Możliwość taką sygnalizował Trowbridge (1980, 1981) oraz Fox, Trowbridge i Tarnocai (1987). Trudności które przedstawiali polegały na wykluczaniu z Folisoli gleb, w których materiał Folic zalegał na poziomach torfowych. W takich przypadkach proponowano nazwę Histic Folisol.

W obecnie obowiązującej Systematyce Gleb Polski 6 nie występują jednoznaczne wskazówki co do klasyfikowania gleb, w których z definicji jest obecny poziom folik, ale zakumulowany jest na innego rodzaju materiale organicznym. Diagnostyczny poziom folik musi posiadać przynajmniej 10 cm miąższości, składać się z materiału pochodzenia ściółkowego oraz być nasycony wodą mniej niż 30 dni w roku. W zależności od występującego podłoża (lita skała, rumosz skalny lub zwietrzelina mineralna) poziom ten musi mieć powyżej 30 cm lub powyżej 10 cm, aby zaklasyfikować taki profil jako glebę ściółkową. Kwestią problematyczną pozostaje sytuacja, gdy taki poziom spełniający kryteria diagnostyczne dla poziomu folik zalega na innym materiale organicznym (jak torf lub mursz). W podobnym kierunku może przebiegać ewolucja profilu glebowego na powierzchni badawczej 7K w Karkonoszach. Materiały organiczne spełniające kryteria diagnostyczne poziomu murszika są przykryte podpoziomem organicznym zbudowanym z materiału ściółkowego. Mursze te według oceny wielkości wskaźnika W₁ w 5 – cio stopniowej skali Gawlika (2000) osiągają stopnie od słabo – wtórnie przeobrażonych do zdegradowanych (Tab. 39). Ściółka, ze względu na zbyt małą miąższość, nie spełnia kryterium diagnostycznego poziomu folik, co przy pozostałych warunkach, klasyfikuje ten profil jako glebę murszową płytką. Kwestią dyskusyjną jest nazewnictwo gleby w momencie, gdy na poziomie diagnostycznym murszika zakumulowany jest ponad 10 cm poziom ściółki spełniający kryteria poziomu diagnostycznego folik. Ustalenia zaproponowane w klasyfikacji FAO WRB 2015 częściowo rozwiązują ten problem poprzez dodanie odpowiednich kwalifikatorów i subkwalifikatorów. Wnikliwej ocenie należy poddać to, który z poziomów organicznych ma większy wpływ na biocenozę obszaru, co mogłoby być wskazówką do prawidłowej klasyfikacji. Może zaistnieć sytuacja analogiczna do tej obserwowanej na obiekcie 7K, gdzie na płytkich poziomach murszowych znajdują się znaczne warstwy ściółki. Dominacja roślinności górnoreglowej, nad praktycznie nie występującą szata roślinną charakterystyczna dla torfowisk sugeruje większy wpływ ściółek na środowisko niż może to pierwotnie wynikać z przyjętej nomenklatury klasyfikacyjnej.

Wydarzenia związane z tworzeniem się tego dynamicznego układu nie muszą być epizodyczne ani periodyczne. Obszar bardzo płytkiego torfowiska dzięki obniżeniu się zwierciadła wód gruntowych uległ osuszeniu i postępującym procesom murszenia. Na skutek zanikania roślinności torfotwórczej i ekspansji gatunków takich jak świerk pospolity czy borówka czarna i borówka brusznica, procesy torfotwórcze ulegają zatrzymaniu. Zjawisko to obserwowane pod monokulturami świerkowymi występuje w różnych pasmach górskich Sudetów (Bogacz 2005). Jednocześnie intensyfikacji ulega akumulacja ściółki. Problematiczną kwestią w takich przypadkach jest również rozróżnienie niektórych podpoziomów epihumusowych oraz murszowych. Poziom diagnostyczny murszik wykazuje bardzo duże podobieństwo do kryteriów dla poziomu diagnostycznego folik, w aspekcie saturacji wodą, poza kwestią procentowej zawartości węgla organicznego. Zapis mówiący o pochodzeniu wskutek przeobrażenia pierwotnych materiałów organicznych, spełniających kryteria torfu saprowego może być problematyczny do spełnienia w sąsiedztwie silnie rozłożonych ściółkowych podpoziomów epihumusowych. Zbyt dużym uproszczeniem byłoby bezkrytyczne łączenie tych dwóch poziomów diagnostycznych, jednakże w niektórych przypadkach poziomy murszik mogą wyglądać i posiadać właściwości oraz charakterystykę poziomów folik, zwłaszcza w opisie terenowym.

Jednym z kryteriów rozgraniczających materiały ściółkowe od torfowych jest okres trwałego nasycenia wodą, wpływający na przeobrażenia materii organicznej w warunkach aerobowych i anaerobowych, wynoszący 30 dni w roku (SGP 6, FAO WRB 2015). Specyfika klimatu górskiego może poddawać w wątpliwość słuszność przyjętej granicy. Średnioroczna ilość opadów atmosferycznych z wielolecia dla Gór Stołowych jest niższa niż w przypadku porównywalnych pod względem wysokości pasm górskich, mimo tego dochodzi do 833 mm (Dubicki, Głowicki 2008). Do bilansu wodnego należy doliczyć mgłę (Sobik, Błaś 2018) a także pokrywę śnieżną, zalegająca w zagłębieniach terenu, spękaniach i wierzchowinach skalnych przez znaczną część roku (Otop, Miszczuk 2011). Okresowe zmiany w miąższości i roztopy pokrywy śnieżnej (Sobik, Błaś 2018) wpływają na zwiększoną saturację wodą materiałów organicznych. Jeszcze wyraźniej sytuacja ta zachodzi w Karkonoszach. Dane z wielolecia wskazują na ilości opadów atmosferycznych od 700 mm do 1500 mm w zależności od piętra wysokościowego (Sobik i in. 2013), który należy powiększyć o opad rzeczywisty oceniany na od 24% do ponad 100% (Kwiatkowski 1982, Woźniak 1975), mgły, które w strefie szczytowej mogą się utrzymywać ponad 250 dni w roku (Roczniki Meteorologiczne IMGW) oraz znacznej grubości (>150 cm) i długotrwałą (200 dni) pokrywą śnieżną (Kwiatkowski 1985, Sobik i in. 2013). W takich warunkach materiał o pierwotnym składzie ściółkowym akumuluje

się i tworzy poziomy Folic, będąc nasycony wodą najprawdopodobniej więcej niż 30 dni w roku. Aspekt ten wymaga dalszych szczegółowych badań. Mnogość czynników klimatycznych, biotycznych i abiotycznych, oraz ich dynamika i wzajemne działanie wpływają na tworzenie się specyficznych gleb organicznych. Ich unikalne cechy sprawiają, że niekiedy problematyczną kwestią jest ich jednoznaczna klasyfikacja oraz określenie genezy powstania.

Pionowe rozmieszczenie stanowisk badawczych, na których opisano gleby ściółkowe, zwłaszcza w Karkonoszach dowodzi, że występowanie tego typu gleb nie ogranicza się do konkretnego piętra roślinnego czy wysokości. W Górach Stołowych obserwujemy znaczne zróżnicowanie siedlisk botanicznych przy względnie małych różnicach wysokości sięgających 220 m, pod którymi obecne są gleby ściółkowe. Podobną charakterystykę obserwowano np. na pokrywach bazaltowych kraterów Moon National Monument w południowym Idaho, gdzie w zimnym klimacie z małą ilością opadów i terenie o różnicach wysokości do 300 m. występuje bogactwo siedlisk drzew i zarośli iglastych oraz siedlisk trawiastych (Vaughan i McDaniel 2009). Czynnikiem zróżnicowania wysokości względnych, który w Karkonoszach sięga 570 m nie ogranicza znacząco występowania tych gleb. Decydujące znaczenie ma występowanie roślinności oraz warunki klimatyczne, umożliwiającej przewagę akumulacji materii organicznej nad jej rozkładem. Potwierdzają to prace dotyczące obszarów górskich położonych powyżej 2000 m w Alpach (Kufmann 2003) jak i terenów niższych Kolumbii Brytyjskiej (Jungen i Lewis 1978).

Datowanie radiowęglowe ^{14}C pozwoliło ustalić zróżnicowany początek tworzenia się warstw spągowych gleb ściółkowych pokrywających obecnie region Gór Stołowych oraz Karkonoszy. Gleby na powierzchniach badawczych w Górach Stołowych charakteryzują się szybszym rocznym tempem przyrostu oraz są młodsze niż w Karkonoszach. Ich wiek określono na przedział od $113 \pm 0,35$ pMC czyli młodsze niż 1955 AD (obiekt 11S) do 1730 - 1807 AD (obiekt 6S), co jest zdecydowanie niższym zakresem od notowanego na powierzchniach badawczych w Karkonoszach, czyli 1725 – 1813 AD (obiekt 2K) do 368 – 165 BC (obiekt 4K) (Tab. 40). Należy pamiętać że jest to pewnego rodzaju założenie, bazujące na niezaburzonej chronostratygraficznie akumulacji materii organicznej. Gwałtowne wydarzenia, o podłożu naturalnym jak katastrofy naturalne, zmywy, osunięcia lub pożary (Fox i Tarnocai, 2011) mogą w sposób znaczący odmładzać dany profil glebowy. Ślady pożarów w postaci węgielków odnaleziono w poziomach Oh2 i Oh3 profilu 6S a także epizodycznie w poziomach Of i Oh profilu 7S w Górach Stołowych (Tab. 12). Występowanie tego rodzaju artefaktów w warstwie spągowej i nadległej nad nią sugeruje wystąpienie pożaru na istniejącej w przeszłości powierzchni, co mogło spowodować wypalenie uprzednio osadzonej materii organicznej,

powodując odmłodzenie profilu glebowego. Na każdej nachylonej powierzchni skalnej mogą dodatkowo zachodzić procesy erozji eolicznej i wodnej w postaci zmywania wraz z wodą opadową materiału ściółkowego, lub nanoszenia takowego z obszaru wyżej położonego na stoku. Poza periodycznym odmładzaniem profilu gleb ściółkowych takie procesy mogą prowadzić do wytworzenia się nieciągłości chronostratygraficznych, luk lub osadzania się poziomów starszych nad młodszymi. Prześledzenie dokładnej ewolucji i powstania gleb ściółkowych wymaga wykonania datowań radiowęglowych każdego podpoziomu z uwzględnieniem obserwowanych nagłych zmian w strukturze czy występowaniem węgielków. Umożliwiłoby to określenie intensywności zachodzenia procesów odmładzania gleb oraz epizodycznych gwałtownych zjawisk na obszarach górskich występujących w przeszłości. Wiedza ta pozwoliłaby poznać stopień intensywności wpływu czynników zewnętrznych na niezaburzony rozwój gleb organicznych oraz ich odporność na procesy degradacji. Dostępnych jest niewiele źródeł literaturowych dotyczących datowań stricte gleb ściółkowych. Badania Folisoli z Kolumbii Brytyjskiej (Fox i in. 1987) dały wyniki od 280 ± 50 BP do 1930 ± 350 BP. Datowano głównie fragmenty drewna występujące w poziomach glebowych, natomiast najniższe wyniki uzyskano dla fragmentów kory, podejrzewanych o zanieczyszczenie współczesną materią organiczną. Prawdopodobnie niczym niezaburzone Folisole osiągnęły wiek od 1170 ± 60 BP do 1930 ± 350 BP. Porównanie wieku gleb ściółkowych z glebami torfowymi wskazuje na znacznie młodszymi pochodzenie tych pierwszych. Za początek rozwoju torfowisk w Karkonoszach podaje się okres preborealny, czego przykładem jest wiek warstwy spągowej torfowiska w regionie Jakuszyce, datowany na 10075 ± 210 BP (Dumanowski i in. 1962), jednak większość jest zdecydowanie młodszą, jak torfowisko w regionie wierzchowiny Smogorni datowane na <4900 BP (Jahn 1972) czy torfowisko na Równi pod Śnieżką datowane na 3500 BP (Fabiszewski 1978). Badania radiowęglowe płytkich gleb organicznych w Górach Stołowych wskazują na późniejszy okres rozwoju torfowisk. Początek tworzenia się niektórych obszarów torfowiskowych datuje się na od 5510 ± 90 BP aż do 880 ± 90 BP (Glina 2014). Do przytoczonych danych dotyczących torfowisk wiekiem nawiązuje tylko warstwa spągowa profilu 4K na Czarnym Grzbiecie w Karkonoszach.

Gleby tego typu powstają w różnych warunkach geomorfologicznych i ze zróżnicowanego materiału organicznego. Głównym procesem prowadzącym do ich wytworzenia jest akumulacja obumarłych szczątków roślinnych na płaskich powierzchniach skalnych, w zagłębieniach terenu lub na rumoszu skalnym. Ostatni z wymienionych mechanizmów obserwowano częściej w Karkonoszach i reprezentują go obiekty 4K oraz 5K. Wypełnianie zagłębień w skałach, powstałych pierwotnie jako kawerny metanowe zanotowano w Górach

Stołowych na powierzchni badawczej 2S. W odpowiednio dużych szczelinach skalnych, lub na płaskich powierzchniach skalnych, często piętrowo usytuowanych wzdłuż zbocza może dochodzić do akumulacji obumarłego drewna lub masywnych korzeni, tworzących poziomy Lignic (obiekty 1S, 3S i 10S w Górach Stołowych). Na zboczach pod wpływem opadów atmosferycznych oraz grawitacji materiał organiczny ulega pionowemu przemieszczeniu, powodując powstanie nowych poziomów glebowych i nasunięć na pokrywę glebową, zaburzając niejako chronologię ich powstawania. W kontekście stabilności pokryw stokowych i ich zsuwania czynniki te mają istotne znaczenie (Nagle 2000). Sytuacje takie wydarzają się również podczas różnego rodzaju naturalnych katastrof, do których można zaliczyć także pożary, niszczące poziomy organiczne i pozostawiające swój ślad w postaci węgielków, obecne w poziomach glebowych na powierzchni badawczej 6S w Górach Stołowych. Wpływ tak gwałtownych wydarzeń na ewolucję i różnorodność profili gleb organicznych poruszano w literaturze dotyczącej gleb Kanady (Fox i Tarnocai 2011).

Całkowita miąższość profili gleb ściółkowych w zależności od wysokości n.p.m. znacząco różni się w obu analizowanych pasmach górskich. W Karkonoszach wraz ze wzrostem wysokości zaobserwowano tendencję do zwiększania się miąższości ściółek ($r=0,42$, $n=31$, $p<0,05$) (Tab. 42). Potwierdzono tym samym wyniki badań Szopki i in. (2016), którzy wykazali tą samą tendencję. Tłumaczą to wzrostem grubości pokryw organicznych pod stanowiskami świerka, do wysokości 1250 m n.p.m. przy jednoczesnym spadku tego parametru na terenach położonych wyżej na otwartej przestrzeni. Odmienna sytuacja zachodzi w Górach Stołowych, gdzie uzyskano trend odwrotny, sugerujący spadek głębokości profili gleb ściółkowych wraz ze wzrostem wysokości ($r=-0,45$, $n=42$, $p<0,05$) (Tab. 41). Nie potwierdza to tym samym wniosków Lewis i Lavkulich (1971) badających Folisole w Kolumbii Brytyjskiej, ani Wilcke i in. (2008) dotyczących akumulacji poziomów organicznych na zbiorowiskach trawiasto – krzewiastych w Andach. Należy zaznaczyć, że w drugim przypadku wysokości bezwzględne są znacznie wyższe niż w Górach Stołowych. Zauważalne są wyraźne różnice w możliwościach wykształcania się gleb ściółkowych, tempa akumulacji oraz dekompozycji materii organicznej pomiędzy Karkonoszami a Górami Stołowymi. Wpływ na to, w tych ostatnich, może mieć przewaga czynnika botanicznego nad geomorfologicznym. Zróżnicowane typy siedliskowe lasu, związane ze zmianami troficzności siedliska i aktywności fauny glebowej są powodem zmian w grubości poziomów organicznych gleb. Średnia grubość ściółek pod lasem górskim jest mniejsza niż ten sam parametr obserwowany pod borami górskimi z dominacją świerka. Ukazały to przeprowadzone badania wpływu drzewostanu świerkowego na gleby w Górach Stołowych (Gałka i in. 2014a, 2014b). Dodatkową kombinacją czynników warunkujących

mięszczość ściółek jest współdziałanie warunków klimatycznych (temperatury i wilgotności powietrza) oraz wysokości. Powodują one ograniczenie aktywności mikrobiologicznej prowadzącej do rozkładu resztek roślinnych i akumulację biomasy roślinnej (Gałka i in. 2014b). Mięszczość profili, podpoziomów organicznych oraz ich wzajemne ułożenie w obrębie powierzchni badawczej są zmienne. Na powierzchniach badawczych w Gorach Stołowych zanotowano większe zróżnicowanie układu podpoziomów ściółek niż w profilach glebowych na terenie Karkonoszy. Występują tam nieciągłości oraz zanikanie pewnych podpoziomów (butwinowych i epihumusowych). Znacznie bardziej regularny układ piętrowy Ol-Of-Oh występuje w sekwencjach profili gleb ściółkowych w Karkonoszach, znajdujący swoje odzwierciedlenie w dostępnych danych literaturowych, np. z Kanady (Fox 1985).

W obu pasmach górskich podpoziomy glebowe wykazywały zróżnicowany stopień dekompozycji materii organicznej. Jednocześnie żaden ze stopni rozkładu nie dominował wyraźnie nad pozostałymi. W oparciu o klasyfikację obowiązującą w SGP 2019 w Górach Stołowych największy procentowy udział przypada na podpoziomy butwinowe - 34% ogółu. Nieznacznie mniej, bo 30% to podpoziomy surowinowe, natomiast epihumusowe, stanowią 27% ogółu prób. Dopełnieniem tego są występujące poziomy ligninowo – drzewne, których wydzielono 9%. W Karkonoszach sytuacja wygląda analogicznie, jednakże najwięcej zarejestrowano podpoziomów surowinowych (32%), a następnie butwinowych (30%) i epihumusowych (27%). Czynnikiem różnicującym profile glebowe z obiektów badawczych w Karkonoszach w odniesieniu do Gór Stołowych, jest występowanie podpoziomów murszowych, na które przypada 11% udziału w całości prób. Ściółki te w większości wykazują cechy próchnic typu mor. Występujące różnice w obu tych pasmach górskich można tłumaczyć odmiennym drzewostanem na powierzchniach badawczych a także różnicami w wysokościach względnych oraz bezwzględnych terenu. Obiekty na terenie Gór Stołowych nie wykazywały tak znacznych różnic położenia w wysokościach względnych (ok. 220 m) jak w Karkonoszach (ok. 570 m). Zauważalna piętrowość klimatyczno – roślinna, która jest obecna w Karkonoszach nie jest tak wyraźna w Górach Stołowych. Efekt ten potęgują różnice w surowości klimatu górskiego wpływające na tempo mikrobiologicznego rozkładu materii organicznej. Skiba i in. (2011) tłumaczą to składem substratu roślinnego złożonego głównie z igliwia świerka i kosodrzewiny oraz przewagą grzybów nad bakteriami w edafonie glebowym w kontekście górskiego klimatu. Kwaśny oraz silnie kwaśny odczyn podpoziomów organicznych sprzyja tym procesom. Różnice w stopniu i tempie rozkładu materiału ściółkowego warunkowane są również składem chemicznym materiału pierwotnego. Kluczowe znaczenie ma tutaj zawartość lignin, celulozy oraz azotu i ich wzajemne interakcje, szeroko omawiane w literaturze (Herman

i in 2008, Berg i in. 1984, Hobbie 2000). Badania przeprowadzone przez Cromack (1973) w Północnej Karolinie wykazały, że zwiększona zawartość lignin w ściółkach iglastych, po rocznym teście, spowodowała mniejszą utratę masy w stosunku do ściółek liściastych. Zwiększony udział w poziomach ściółkowych liści, występujący pod stanowiskami z drzewostanem mieszanym oznaczonymi w Górach Stołowych jako obiekty 6S, 8S i 9S oraz w Karkonoszach jako 1K, 2K i 3K może powodować przyspieszenie tempa dekompozycji materii organicznej (Prescott i in. 2000).

Popielność badanych poziomów powiązana jest ze stopieniem rozkładu materii organicznej, co dla gleb organicznych notowano we wcześniejszych pracach z regionu Sudetów (Bogacz 2005). Najniższe wartości popielności w Górach Stołowych wykazują słabo rozłożone utwory surowinowe. Szersze spektrum tego parametru obserwuje się w poziomach butwinowych i epihumusowych, co tłumaczone jest intensywniejszym procesem dekompozycji i mineralizacji materii organicznej (Garcia i in. 2011). Znacznie wyższe wskaźniki popielności odnotowano w Karkonoszach. We wszystkich poziomach procent popielności jest średnio wyższy niż w analogicznych próbach pobranych z poprzedniego pasma górskiego. Maksymalne wartości sięgają nawet 70%, w przypadku powierzchni badawczej 5K. Kluczowe znaczenie może odgrywać tutaj lokalizacja obiektu w podstawie Kotła Łomniczki. Mineralna zwietrzelina z wyższych partii górskich ulega wtórnemu namyciu, wraz z wodami opadowymi, w dół zboczy (Chimner, Karberg 2008). Ze względu na charakterystykę geomorfologiczną proces ten przebiega intensywniej na zboczach Karkonoszy niż na relatywnie płaskich powierzchniach zrównań w Górach Stołowych. Zjawisko nanoszenia przez wodę materiału mineralnego na torfowiska w Karkonoszach (Klementowski 1979) może być analogiczne do zaobserwowanego dla gleb ściółkowych. Intensywne namycia wymieszanego materiału organiczno – mineralnego wystąpiły na najwyższych powierzchniach badawczych: na Czarnym Grzbiecie 4K oraz w Kotle Łomniczki 5K. Dotyczy to poziomów wypełniających przestrzenie pomiędzy blokami skalnymi w dolnej części profilu glebowego.

Wykorzystanie dodatkowych metod analitycznych służących ocenie stopnia rozkładu materii organicznej używanych dla torfów nie ma zastosowania do ściółek. Zarówno fizyczna metoda udziału włókna w wariantach przetartym i nieprzetartym, a także chemiczna metoda SPEC nie korelują w sposób wystarczający z obecnie przyjętymi kryteriami klasyfikacyjnymi w Systematyce Gleb Polski 2019. Problemy z użyciem metody określającej włókno zarówno przed jak i po przetarciu, odnoszące się do zatrzymywania się na sicie fragmentów skał oraz tworzenia się twardych agregatów w przesuszonym materiale organicznym (Yaibuathes 1971) nie zostały zaobserwowane w tak znacznym stopniu w poziomach ściółkowych gleb z Gór

Stołowych i Karkonoszy. Oczywistą sprawą jest to, iż niektóre tendencję w ograniczonym stopniu będą podobne zarówno dla ściółek jak i torfów. W miarę wzrostu stopnia rozkładu podpoziomów ściółkowych rośnie ich gęstość objętościowa. Analogiczną sytuacją w torfach jest spadek zawartości włókna przy jednoczesnym wzroście gęstości objętościowej. Tłumaczone jest to tym, że utwory fibrowe są lżejsze, przez co zajmują większą objętość niż utwory hemowe czy saprowe (Kolka i in. 2011). Dyskusyjną sprawą wydaje się również odmienne podejście do oceny stopnia rozkładu torfów w aktualnej klasyfikacji SGP 2019 oraz FAO WRB 2015. Systematyka krajowa opiera się na włóknie nieprzetartym natomiast światowa na włóknie przetartym, przy zachowaniu tych samych przedziałów procentowych w obu przypadkach. Może to powodować otrzymywanie różnych wyników, a w konsekwencji różną klasyfikację stopnia rozkładu, zwłaszcza dla utworów zawierających procentowy udział włókna blisko którejs z wyznaczonych liczbowych granic.

Popielność utworów organicznych pozostaje w ścisłym związku z ich porowatością oraz gęstością objętościową. Parametry te dla gleb organicznych w logiczny sposób są ze sobą skorelowane i uzależnione. Utwory mineralne wykazują się większą gęstością niż materia organiczna, stąd zwiększona popielność w poziomach ściółkowych powoduje wzrost gęstości objętościowej (Nichols, Boelter 1984). Znaczna porowatość wpływa na spadek gęstości objętościowej, nawet pomimo tej samej gęstości właściwej pojedynczych części składających się na utwór glebowy (FitzPatrick 1983). Istotną statystycznie korelację pomiędzy tymi parametrami zaobserwowano na wszystkich powierzchniach badawczych zarówno z Gór Stołowych jak i Karkonoszy ($r=-0,98$, $n=42$, $p<0,05$; $r=-0,70$, $n=31$, $p<0,05$) (Tab. 41, 42). Gęstość objętościowa poziomów organicznych ze wszystkich powierzchni badawczych wyniosła poniżej $0,5 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$. Jest to zgodne z wynikami publikowanymi dla gleb organicznych z Whiteface Mountains ze stanu Nowy Jork (Witty, Arnold 1970). Zaobserwowano dość mocne zróżnicowanie tego parametru wśród utworów o odmiennym stopniu rozkładu materii organicznej. Najniższe wartości gęstości objętościowej wykazują powierzchniowe poziomy surowninowe, tylko w nielicznych przypadkach przekraczając $0,2 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$. Sytuacja taka ma miejsce na powierzchniach badawczych 2S, 3K oraz 11K. Rekordowo niskie gęstości objętościowe poziomów OI na obiektach 1S, 9S oraz 4K wynoszą poniżej $0,08 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$. Może być to tłumaczone zróżnicowanym składem botanicznym występującym na badanych obiektach. Są to wartości zdecydowanie niższe niż osiągnięte dla gleb mineralnych, które wynoszą zazwyczaj od $1,0 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ do $1,8 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ a w przypadku gleb silnie zagęszczonych do $2,0 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ (Brady 1990).

Gleby ściółkowe są wysoce porowatymi utworami glebowymi. Pory różnicują się pod względem wielkości i kształtu, na co wpływ mają resztki roślinne budujące poziom organiczny oraz ich stopień dekompozycji (Brandyk i in. 2003). W zależności od średnicy porów rozróżniamy podział na makro – ($> 30 \mu\text{m}$), mezo – ($30 - 0,2 \mu\text{m}$) oraz mikropory ($< 0,2 \mu\text{m}$), określane na podstawie krzywej sorpcji wody (Ilnicki 2002). W poziomach gleb ściółkowych dominujący udział w całkowitej porowatości przypada na makropory, następnie mezopory i mikropory. Ich wzajemna relacja zmienia się w zależności od stopnia rozkładu materii organicznej. Zauważalna jest istotna tendencja do spadku procentowego udziału makroporów ($r=-0,6$, $n=42$, $p<0,05$; $r=-0,67$, $n=31$, $p<0,05$) oraz wzrostu udziału mezoporów ($r=0,5$, $n=42$, $p<0,05$; $r=0,67$, $n=31$, $p<0,05$) oraz mikroporów ($r=0,66$, $n=42$, $p<0,05$; $r=0,46$, $n=31$, $p<0,05$) (Tab. 41, 42) wraz ze zwiększonym stopniem dekompozycji materii organicznej w obu pasmach górskich.

W analizowanych profilach wartości wilgotności gleb ściółkowych osiągały zróżnicowane wartości. Wilgotność gleby przy pF 2,0, przyjętego umownie jako połowa pojemność wodna w Górach Stołowych osiągała wartości od ok. 9% do ok. 49%, natomiast w Karkonoszach od ok. 9% do ok. 40% objętościowych (v/v). W zestawieniu z danymi dotyczącymi poziomów torfowych i murszowych gleb organicznych w Sudetach (Bogacz 2005), gleby ściółkowe charakteryzują się niższą wilgotnością przy połowej pojemności wodnej. Zauważalnie niższe wartości tego parametru obserwuje się w słabiej rozłożonych poziomach ściółkowych. Wraz ze wzrostem stopnia humifikacji materii organicznej wskaźnik ten osiąga wyższe wartości, co jest widoczne na przykładzie poziomów butwinowych i epihumusowych. Z analizy wykresów krzywych sorpcji wody widać wyraźną tendencję do łatwego oddawania wody przez poziomy surowinowe. Powiązane jest to ze zwiększonym udziałem makroporów glebowych, na co wskazuje również Paivanen (1973). Różnice w wilgotności gleby przy połowej pojemności wodnej dla poziomów o podobnym stopniu rozkładu mogą być tłumaczone odmiennym składem botanicznym szczątków roślinnych. Zwiększony udział mezo i mikroporów glebowych w poziomach butwinowych i epihumusowych skutkuje nieco odmiennym kształtem krzywej sorpcji wody. Poziomy te nie wykazują tak znacznego spadku wilgotności przy niższych ciśnieniach ssących gleby jak poziomy surowinowe, jednak nie jest to uniwersalną zasadą. Krzywe dla nich wykreślone wypłaszczają się stopniowo, bez wyraźnego początkowego gwałtownego spadku jak ma to miejsce w poziomach słabiej rozłożonych. Poziomy ściółkowe charakteryzują się zatem wysoką odciekalnością.

Zdolności utrzymywania wody w przedziale ciśnień od pF 2,0 do pF 4,2, określane jako potencjalna retencja użyteczna (PRU) i powiązana z występowaniem mezoporów glebowych

jest zróżnicowana dla poziomów ściółkowych. Wraz ze wzrostem stopnia rozkładu ściółki, zasoby tej wody zwiększają się, jednak są znacznie niższe niż w przypadku torfów. W Górach Stołowych PRU maksymalnie osiągnęło 33,7% w butwinowym poziomie profilu 9S, natomiast w poziomach słabiej rozłożonych rzadko przekraczały wartość 20% objętości gleby jak ma to miejsce na obiektach 2S i 7S. Na powierzchniach badawczych w Karkonoszach zaobserwowano podobną tendencję. Parametr PRU dla poziomów silniej rozłożonych nie przekraczał 30%, natomiast dla poziomów surowinowych osiągnął niższe wartości. Co ciekawe, podpoziom surowinowy O1 na powierzchni badawczej 4K osiągnął jedną z najniższych wartości PRU, wynoszącą 7,41%. Zauważalna jest tutaj wyraźna różnica pomiędzy materiałem ściółkowym a torfowym, pomimo podobnego składu botanicznego makroszczątek z dominującym udziałem *Polytrichum sp.* i *Sphagnum sp.* w porównaniu tego parametru do badań nad torfami mechowiskowymi (Ilnicki 2002). Analizując wszystkie profile glebowe widać różnicę pomiędzy glebami ściółkowymi a rankerami typowymi czy glebą murszową płytką. Poziomy próchniczne na obiektach 4K i 10K osiągają wartości PRU od ok. 27% aż do ponad 47%. Efektywna retencja użyteczna (ERU), odpowiadająca pojemności wodnej z zakresu pF 2,0 do pF 2,7 określa wodę łatwo dostępną dla roślin, umożliwiającą ich prawidłowy i niezaburzony wzrost (Ilnicki i Szajdak 2016). Najwyższe wartości tego parametru, ok. 20%, osiągnęły poziomy intensywniej rozłożone: butwinowy z obiektu 9S oraz epihumusowy z obiektu 2S. Wysokie wartości PRU i ERU osiągnęły również dwa ligninowe poziomy na powierzchni badawczej 10S, zbudowane prawie całkowicie z obumarłego drewna. Omawiane poziomy charakteryzują się mniejszym procentowym udziałem mikroporów. Pewną wskazówkę co do takich zdolności retencyjnych poziomów Lignic można odnaleźć w badaniach torfów i murszy, np. Szymanowskiego (1993). Zawartości wody PRU i ERU w torfach olesowych w stosunku do torfów mechowiskowych, turzycowiskowych czy szuwarowych nie różnią się znacząco między sobą, jednakże są wyraźnie wyższe od wyników uzyskanych w materiałach ściółkowych. Dodatek drewna, o różnym stopniu rozkładu, może wpłynąć jednak na podniesienie wartości tych parametrów w ściółkach. Zaobserwowano wyższy procentowy udział mezoporów podpoziomów ligninowo – drzewnych w stosunku do pozostałych podpoziomów ściółkowych (Tab. 20 – 22). W Karkonoszach, na wszystkich obiektach badawczych osiągnięte wartości ERU były niższe niż w Górach Stołowych. Tutaj również występuje tendencja do uzyskiwania przez poziomy epihumusowe najwyższych wartości ERU, np. na obiektach 8K czy 9K ok. 13%. Interesujące spektrum wyników przedstawiają dane dla profilu 11K. Odnotowano tutaj najwyższe wartości ERU dla wszystkich powierzchni badawczych w Karkonoszach, przekraczające 15%. Poziomy glebowe na tej

powierzchni badawczej, pomimo zróżnicowanego stopnia rozkładu materii organicznej nie wykazywały znaczących różnic tego parametru. ERU zarówno dla poziomego surowinowego jak i butwinowego przekracza 12%. Porównanie potencjalnej retencji użytecznej oraz efektywnej retencji użyteczne ściółek z danymi dotyczącymi torfów o różnym składzie botanicznym i stopniu rozkładu (Ilnicki 2002, Okruszko i Piaścik 1990), ukazuje znacząco niższą zdolność do utrzymywania wody niezbędnej do rozwoju roślin przez ściółki w zestawieniu z torfami.

Zapasy wody opadowej jakie są w stanie zgromadzić gleby ściółkowe w 10 cm warstwie wyniosły maksymalnie 31 mm wody na powierzchni badawczej 8S w Górach Stołowych oraz 37 mm na obiekcie 11K w Karkonoszach. W porównaniu z rankerami typowymi z tego obszaru (4S, 10K), które mogą zgromadzić ponad 50 mm wody wartości tego parametru dla gleb ściółkowych są znacznie niższe (Kaszubkiewicz i in. 2001).

Poziomy gleb ściółkowych charakteryzują się bardzo silną (ponad 50% poziomów z powierzchni badawczych w obu pasmach górskich), oraz częściowo ekstremalną oraz silną hydrofobowością, określoną za pomocą testu MED. Tylko nieliczne poziomy zostały określone jako lekko oraz średnio hydrofobowe. Nie zaobserwowano wśród analizowanych próbek glebowych takich, które wykazują cechy hydrofilowości. Zanotowano ujemną korelację pomiędzy potencjalną zwilżalnością materiałów organicznych a stopniem rozkładu ściółek ($r = -0,4$, $n = 42$, $p < 0,05$; $r = -0,69$, $n = 31$, $p < 0,05$) (Tab. 41, 42). Jednocześnie występuje korelacja pomiędzy tym parametrem a zawartością procentową C_{org} dla obiektów w Karkonoszach ($r = 0,67$, $n = 31$, $p < 0,05$) oraz popielnością ($r = -0,69$, $n = 31$, $p < 0,05$) (Tab. 42). Potwierdza to obserwacje Łachacza i in. (2009) dotyczące organicznych poziomów glebowych i korelacji pomiędzy hydrofobowością a stratą żarową i zawartością materii organicznej. W Górach Stołowych tendencje te nie są tak wyraźnie zaznaczone. Intensywna hydrofobowość utworów organicznych obserwowana zwłaszcza wśród poziomów powierzchniowych (Wallis i Horne 1992) może być jedną z przyczyn zwiększonego ryzyka degradacji gleb (Doerr i Thomas 2000). Istnieje wiele teorii tłumaczących hydrofobowość materii organicznej, odnoszących się do molekularnej orientacji cząsteczek (Ma'shum i Farmer 1985), wiązania się części hydrofilowych i pozostawianiu wolnej części hydrofobowej dipoli (Bozer i in. 1969).

Odczyn w badanych poziomach ściółkowych pozwala zaklasyfikować je jako gleby silnie kwaśne i kwaśne (Gonet i in. 2014). Odczyn poziomów glebowych w KCl w Górach Stołowych tylko w przypadku poziomów surowinowych przekraczał wartość pH 4,0, osiągając najwyższą wartość na powierzchni badawczej 8S (pH_{KCl} 4,4). Zaobserwowano tendencję do spadku tego parametru wraz ze wzrostem głębokości profilu ($r = -0,54$, $n = 42$, $p < 0,05$) a także stopniem rozkładu materii organicznej ($r = -0,55$, $n = 42$, $p < 0,05$) (Tab. 41). W Karkonoszach nieliczne

powierzchniowe poziomy surowinowe przekraczały wartość $pH_{KCl} > 4,0$, osiągając maksimum na obiekcie 3K ($pH_{KCl}=5,4$). Analogicznie jak w omawianym wcześniej paśmie górskim, pH_{KCl} mierzone dla poziomów z powierzchni badawczych w Karkonoszach wykazuje niższą, ujemną korelację ze wzrostem głębokości profilu glebowego, a także ze stopniem rozkładu ($r=-0,51$, $r=-0,43$, $n=31$, $p<0,05$) (Tab. 42). Do podobnych wniosków doszli Lewis i Lavkulich (1971) badający Folisole w Górach Nadbrzeżnych w Kanadzie, natomiast Fox i in (1987) opisali związki pomiędzy bardzo niskim odczynem w powiązaniu ze stopniem rozkładu ściółek. Otrzymane wyniki są odmienne od tendencji wykazanej przez Musieloka i in. (2013), którzy dla dwóch profili gleb ściółkowych w Górach Kamiennych uzyskali wzrost wartości pH wraz ze stopniem humifikacji oraz głębokości profilu. Niższe wartości pH sugerują przewagę aktywności mikrobiologicznej grzybów nad bakteriami, stwarzając korzystniejsze warunki do rozwoju tego rodzaju fauny glebowej (Tao i in. 2019). Odczyn gleb organicznych wpływa istotnie na ich troficzność, pośrednio przyczyniając się do składu botanicznego oraz dostępności składników odżywczych (Sjors 1950). Poza jednym obiektem w Karkonoszach – 1K (dystric) wszystkie pozostałe gleby zaklasyfikowano jako hyperdystric $pH_{H_2O} < 5,5$ (FAO WRB 2015). Determinuje to niską dostępność składników pokarmowych w glebach ściółkowych oraz szatę roślinną składającą się z roślinności acydofilnej na badanych obszarach.

Zasoby węgla organicznego kształtowały się odmiennie na różnych obiektach badawczych w zależności od procentowego udziału węgla w poziomach o różnym stopniu rozkładu oraz różnej gęstości objętościowej. Wykazano tendencję do spadku procentowej zawartości C_{org} wraz z głębokością i stopniem dekompozycji materii organicznej w obu pasmach górskich. Niektóre poziomy o charakterze Lignic osiągnęły znacząco wyższe wartości omawianego parametru, np. poziomy ligninowo - drzewne i butwinowe z obiektu 10S ponad 50%, podobnie jak słabo rozłożone poziomy surowinowe. Zakres wyliczonych zasobów węgla w Górach Stołowych wynoszący od $3,44 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ dla profilu nr 9S do $8,77 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ dla profilu 7S a w Karkonoszach od $2,76 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ na obiekcie 4K aż do $9,67 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ na obiekcie 11K jest podobny do danych literaturowych (Gałka i in. 2014a, 2014b, Szopka i in. 2016). Nie potwierdzono wcześniejszych obserwacji poczynionych w Karkonoszach dotyczących wzrostu zasobów C_{org} w ściółkach wraz z wysokością (Szopka i in. 2016), jednakże wpływ na to może mieć zdecydowanie mniejsza liczba analizowanych powierzchni badawczych w stosunku do ilości obiektów z badań monitoringowych. Zależność tę wykazano natomiast dla profili gleb ściółkowych w Górach Stołowych. Badania ściółek z innych pasm górskich i regionów świata ukazują odmienne wyniki od wcześniej przedstawionych. Średnie zasoby węgla organicznego w ściółkach lasów borealnych wyniosły $1,7 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ (DeLuca i Boisvenue 2012), paśmie

Szumawy $1,99 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ (Cienciala i in. 2006), lasach na terenie Stanów Zjednoczonych $2,6 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ (Woodall i in. 2012) a w lasach na terenie Szwecji $2,8 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ (Olsson i in. 2009). Tak wysokie zasoby węgla w ściółkach obszaru Gór Stołowych i Karkonoszy mogą pozostawać w związku ze spadkiem średniej rocznej temperatury wraz ze wzrostem wysokości i zwiększoną wilgotnością powietrza (Hyvonen i in. 2002).

Zasoby azotu uzyskiwały najwyższe wartości w poziomach surowinowych zarówno w Górach Stołowych (poziom O1 profilu 10S równe $33 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$) jak i Karkonoszach (poziomy O1 profili 3K oraz 6K równe $20 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$). Niższe wartości uzyskiwały poziomy silniej rozłożone, jednak nie jest to tendencja jednoznaczna. Powierzchniowa 10 cm warstwa gleb ściółkowych w Górach Stołowych i Karkonoszach gromadzi maksymalnie poniżej $0,5 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$. Podobnie jak w przypadku węgla zasoby azotu również zwiększają się w raz ze wzrostem wysokości n.p.m. odkrywek glebowych w Górach Stołowych ($r=0,68$, $n=10$, $p<0,05$), natomiast zmniejszają w Karkonoszach ($r=-0,30$, $n=9$, $p<0,05$). W tym miejscu należy zaznaczyć, że ze względu na niewielką liczbę powtórzeń związaną z ilością stanowisk badawczych (10 i 9) analiza statystyczna może być obarczona błędem. Dla potwierdzenia uzyskanych zależności niezbędne byłoby wykonanie dalszych badań.

Relacja C/N w badanych utworach z obu pasm górskich jest zbliżona do siebie, zawierając się w przedziale od 15:1 do 38:1. Podawane w literaturze tendencje dotyczące węższej relacji C/N wraz ze wzrastającym stopniem rozkładu materii organicznej (Levesque i in. 1980, Lee i in. 1988) nie znajdują potwierdzenia w uzyskanych na potrzeby tej pracy wynikach. Analiza statystyczna wykazała brak korelacji pomiędzy relacją C/N a stopniem rozkładu materii organicznej, podobnie jak wysokością lokalizacji i miąższością profilu glebowego. Wskazówką do braku takich zależności może być bardzo zróżnicowany skład makroszczątek roślinnych tworzących profile gleb ściółkowych. Początkowy skład chemiczny ściółek roślinnych może wpływać na stopień dekompozycji podobnie jak dalsze przemiany chemiczne zachodzące w materiale organicznym (Gallardo i in. 1997). Niejednoznaczność wyników może być tłumaczona synergizmem wielu czynników. Zwiększona zawartość makro- i mikroskładników w liściach może indukować szybsze tempo rozkładu materii organicznej przez mikroorganizmy. Dodatkowo zawierają zmniejszoną koncentrację lignin i polifenoli (Perry i in. 1987, Peterson i in. 1997). Ściółki liściaste rozkładają się w szybszym tempie, osiągając punkt w których tempo tego procesu zwalnia (Prescott i in. 2000). W przypadku ściółek o składzie mieszanym zwiększona koncentracja azotu w liściach może stymulować rozkład igliwia, na przykładzie olchy i daglezi zielonej (Fyles i Fyles 1993). Wpływ warunków klimatycznych na tempo rozkładu materii organicznej ukazują badania Taylor'a i Parkinson'a

(1988), gdzie potwierdzono powyższe trendy z jednym zasadniczym wyjątkiem. W suchym i zimnym klimacie ściółki złożone z igliwia sosny rozkładały się szybciej niż te składające się z liści topoli osiki.

Analiza właściwości sorpcyjnych gleb ściółkowych ukazała szeroki zakres wartości jakie przyjmuje zarówno pojemność sorpcyjna poziomów organicznych jak i stopień wysycenia kompleksu sorpcyjnego kationami o charakterze zasadowym. Zauważalna jest tutaj wyraźna różnica pomiędzy glebami ściółkowymi a torfowiskami obszarów górskich, dotycząca wpływu podłoża geologicznego oraz składu chemicznego wód na omawiane parametry (Nicia 2009). Nie stwierdzono jednoznacznie wpływu zwietrzliny mineralnej na pojemność kompleksu sorpcyjnego wyżej zdeponowanych poziomów organicznych. Podobne tendencje notowano w literaturze dla gleb ściółkowych na podłożu granodiorytowym (Fox i in. 1987) i bazaltowym (Vaughan i McDaniel 2009), jednakże dla podłoży wapiennych może występować taka zależność (Prietzl i in. 2013). Jedynie na powierzchni badawczej 3S stopień wysycenia kompleksu sorpcyjnego kationami o charakterze zasadowym poziomu mineralnego był wyraźnie wyższy niż poziomów organicznych ułożonych nad nim (Tab. 26). Właściwości sorpcyjne poziomów ściółkowych determinowane były głównie zawartością jonów wapnia i kwasowością wymienną, natomiast w mniejszym stopniu jonów magnezu. Najmniejszy ilościowy udział na kształt tego parametru miały jony sodu (Tab. 26 – 31). W obu pasmach górskich na powierzchniach badawczych zanotowano istotny spadek zawartości jonów Ca^{2+} i K^{+} , natomiast w Górach Stołowych dodatkowo Mg^{2+} wraz z głębokością profilu glebowego. Mechanizm ten może być powiązany z postępującym stopniem rozkładu materii organicznej, podczas której produkowane są słabe kwasy organiczne, w tym fulwowe i huminowe (Sinha 1972, Tfaily i in. 2014). Wraz z wodą pochodzącą z opadów atmosferycznych następuje wymywanie kationów wymiennych w głąb profilu glebowego (Garcia i in. 2011), zwłaszcza w kwaśnym środowisku glebowym ($\text{pH} < 5,0$), w którym decydującą rolę w CECe zaczynają odgrywać jony Al^{3+} , hydrolizując uwalniają dodatkowe jony H^{+} powodujące obniżenie odczynu gleby (Brady 1990).

Ocena zasobności gleb w formy mineralne fosforu pozwoliła uzupełnić charakterystykę troficzności siedlisk gleb ściółkowych. Na powierzchniach badawczych zarówno w Górach Stołowych jak i Karkonoszach przeważają gleby, reprezentujące bardzo niskie i niskie klasy zasobności (Sapek, Sapek 1997).

Najwyższe zawartości fosforu wystąpiły w słabiej rozłożonych, powierzchniowych podpoziomach organicznych. Odnotowano statystycznie istotną tendencję do spadku ilości fosforu wraz z głębokością. Gradient troficzności zarysowuje się wyraźniej w profilach na

obiektach w Górach Stołowych ($r=-0,58$, $n=42$, $p<0,05$) niż na obiektach w Karkonoszach ($r=-0,38$, $n=31$, $p<0,05$) (Tab. 41, 42). Wyższe zawartości fosforu odnotowano w słabo rozłożonych ściółkach z dominacją liści buka i brzozy, niż igliwia świerka czy sosny. Wynika to z początkowej koncentracji nie tylko fosforu, ale również innych pierwiastków w listowiu, które są zdecydowanie wyższe w drzewach liściastych niż iglastych (Berg, Laskowski 2006). Sytuacja taka występuje na obiektach w obu pasmach górskich, tam gdzie w szacie roślinnej zaznacza się udział brzozy i buka. W Górach Stołowych widać to wyraźnie na przykładzie powierzchni badawczych 5S oraz 8S, natomiast w Karkonoszach na obiektach zlokalizowanych w pasie regla dolnego w Kotle Łomniczki, czyli 1K, 3K oraz mniej wyraźnie 2K.

Szczególnie interesujące wyniki zasobności w fosfor uzyskano na powierzchni badawczej 11S w Górach Stołowych oraz obiektach 8K i 9K w Karkonoszach. W słabo rozłożonych, powierzchniowych podpoziomach, zbudowanych w dominującym stopniu z igliwia modrzewia (11S) oraz świerka (8K) zanotowano wysokie koncentracje fosforu, porównywalne ze ściółkami stricte liściastymi. Pozostałe podpoziomy OI z innych obiektów, w składzie których przeważa igliwie świerka i kosodrzewiny jak 5K w Karkonoszach czy sosny na obiekcie 7S w Górach Stołowych nie wykazują takich właściwości. Przyczyną tego zjawiska może być proces wycofywania składników pokarmowych z liści oraz igieł w momencie ich obumierania, zachodzący w roślinach. Przemiany te dotyczą nie tylko fosforu, ale również azotu, siarki i potasu. W zależności od gatunku drzewa wahaniom ulega też zawartość wapnia, magnezu i manganu. Takie wnioski wysunęli Berg i Laskowski (2006), porównując koncentrację różnych pierwiastków w świeżych liściach i igłach drzew (green) oraz już obumarłych (brown). Nagłe obumarcie drzewostanu iglastego wywołane gwałtownymi zjawiskami takimi jak: pojaw kornika drukarza, lub pogorszenie warunków troficznych siedliska, mogły spowodować opad jeszcze zielonego igliwia. Mechanizm wycofywania składników pokarmowych, ze względu na krótki przedział czasu, nie zadziałał z wystarczającą efektywnością. Wskazówkami do wystąpienia takich procesów są: grubość podpoziomów najslabiej rozłożonych, zwiększona koncentracja fosforu w powierzchniowych podpoziomach surowinowych względem podpoziomów spągowych, a także podobny zakres zawartości fosforu uzyskany dla analogicznych podpoziomów surowinowych o składzie liściastym z innych powierzchni badawczych, na których nie wystąpiły tak gwałtowne zjawiska.

7. Wnioski

1. Gleby ściółkowe są glebami o mozaikowym przestrzennym rozmieszczeniu, występującymi w kompleksach z innymi typami i rzędami gleb.
2. Gleby tego typu są silnie zróżnicowane pod względem morfologicznym. Uzależnione jest to od geomorfologii podłoża skalno – mineralnego, rodzaju akumulowanych szczątków organicznych i tempa procesów akumulacji, gwałtownych zjawisk zmieniających niezaburzony przebieg depozycji materii organicznej, nasunięciom allochtonicznej materii organicznej z różnych partii stoku, procesów mineralizacji i rozkładu materii organicznej oraz czynników klimatycznych.
3. Gleby ściółkowe są w większości badanych profili utworami młodymi, jednakże w specyficznych warunkach klimatyczno – wysokościowych ich wiek może być porównywalny z wiekiem torfów. Dotyczy to najgłębszych, zachowanych poziomów spągowych profilu glebowego, wskazujących na początek procesów pedogenicznych.
4. Zdolności retencyjne wody, w różnych zakresach ciśnień, dla gleb ściółkowych są wyraźnie niższe niż torfów. Wpływ na to może mieć kombinacja niskiej gęstości objętościowej i znacznego udziału makroporów oraz silna hydrofobowość ściółek.
5. Gleby ściółkowe są istotnym rezerwuarem zasobów węgla organicznego.
6. Właściwości chemiczne ściółek, w tym ich niskie wartości pH, znaczny udział kwasowości wymiennej w kształtowaniu właściwości sorpcyjnych oraz niska zasobność w składniki pokarmowe ograniczają rozwój roślinności typowo eutroficznej. Warunkuje to rozwój roślinności o zazwyczaj niskich wymaganiach glebowych.
7. Gleby ściółkowe wykazują odmienne cechy fizykochemiczne od gleb torfowych i murszowych. W specyficznych warunkach chłodnego i wilgotnego klimatu górskiego różnice te mogą zanikać, zwłaszcza w przypadku podpoziomów epihumusowych.
8. Metody stosowane do oceny stopnia rozkładu torfów: SPEC oraz procentowego udziału włókna, nie są wystarczająco dokładne dla utworów nie – hydrogenicznych i nie mogą znajdować zastosowania przy klasyfikowaniu podpoziomów gleb ściółkowych.

9. Przy klasyfikowaniu gleb ściółkowych według Systematyki Gleb Polski 2019 napotkano na problem określenia stopnia rozkładu poziomów zbudowanych głównie z drewna. Kryteria KGLP mogą nie być wystarczające przez co wymagają uściślenia i parametryzacji.
10. Otwartą do dalszej dyskusji pozostaje sprawa klasyfikacji głębokich pokładów ściółek naniesionych na innego pochodzenia (często hydrogenicznego) materiale organicznym.

8. Literatura

1. Adamczyk B., Baran S., Borkowski J., Komornicki T., Kowaliński S., Szerszeń L., Tokaj J., 1985, Gleby (w:) Jahn A. (red) Karkonosze polskie, Ossolineum, Wrocław, 75 – 85.
2. Adynkiewicz – Piragas M., Bogusz A., Chudzik B., Garncarz – Wilk B., Lejcuś I., Malicka J., Mordalska H., Pasiecznik A., Tokarczyk T., 2011, Warunki hydrologiczne Gór Stołowych, (w:) Chodak T. i in. (red), Geoekologiczne warunki środowiska przyrodniczego Parku Narodowego Gór Stołowych, WIND, Wrocław, s. 169 – 181.
3. Aleksandrowski P., 1990, Early Carboniferous strike – slip displacement at the northeast periphery of the Variscian belt in Centrale Europe (in:) International Conference on Paleozoic Orogens in Central Europe. IGCP Program 133: Terranes in the Circum – Atlantic Paleozoic Orogens. Goettingen – Giessen, Abstract, 7 – 10.
4. Aleksandrowski P., Słaby E., Szuszkiewicz A., Galbarczyk – Gąsiorowska L., Madej S., Szełęg E., 2013, Budowa geologiczna (w:) Knapik R., Raj A. (red) Przyroda Karkonoskiego Parku Narodowego, Jelenia Góra, 7 – 42.
5. Andruszczak J., 1975, Zawartość mikro- i makroelementów w glebach i roślinności użytków rolnych Kotliny Kłodzkiej, Roczniki Gleboznawcze, 26, 90 – 119.
6. August C., Wojewoda J., 2005, Late Carboniferous weathering and regolith at the Kudowa Trough, West Sudetes: paleogeographic, paleoclimatic and structural implications. *Geologia Sudetica*, 36, 53 – 66.
7. Awdankiewicz M., 2004, Sedimentation, volcanism and subvolcanic intrusions in a late Paleozoic intramountane trough (the intra – Sudetic Basin, SW Poland) (in:) Physical geology of high – level magmatic systems. Breintkreutz C., Petford N. (red.) *Geology Society, London. Special Publications*, 234, 5 – 11.
8. Bachliński R., 2007, Studium petrologiczno – geochemiczno – geochronologiczne skał krystalicznych z okolic Kudowy Zdrój. Praca doktorska. Archiwum Biblioteki ING PAN w Warszawie, ss. 110.
9. Bochter R., Zech W., 1985, Organic compounds in cryofibrils developed on limestone under Subalpine coniferous forest, Bawaria, *Geoderma*, 36, 145-157.
10. Białek D., 2006, Petrography of the Kudowa – Oleśnice granitoids (SW Poland) and P – T conditions of its emplacement – preliminary report (in:) *Mineralogia Polonica Special Papers*, 29, 95 – 98.
11. Behlen S., 1835, Uber den Einfluss der Gebirgs- und Bodenarten auf den Feld- und Waldbau. *Allgem. Forst- und Jagdzeitung, Sauerlaender, Frankfurt am Mein*, 18 - 22.
12. Berg B., Ekbohm G., McClaugherty C., 1984, Lignin and holocellulose relations during long – term decomposition of some forest litters. Long – term decomposition in a Scots pine forest. IV, *Canadian Journal of Botany*, 62, 2540 – 2550.
13. Berg B., Laskowski R., 2006, Litter decomposition: a guide to carbon and nutrient turnover, *Advances in Ecological Research*, 38, ss. 421.
14. Beyrich H., 1949, Untersuchungen des Quadersandsteingebirges in Schlesien, *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 1, 389 – 393.
15. Biały K., Brożek S., Chojnicki J., Czepińska – Kamińska D., Januszek K., Kowalkowski A., Krzyżanowski A., Okołowicz M., Sienkiewicz A., Skiba S., Wójcik J., Zielony R.,

- 2000, Klasyfikacja gleb leśnych Polski, Centrum informacyjne Lasów Państwowych, Warszawa, ss. 122.
16. Błaś M., Sobik M., Quitel F., Netzel P., 2002, Temporal and spatial variations of fog in the Western Sudety Mts., Poland., *Atmospheric Research*, 64, 19 – 28.
 17. Bogacz A., 2000, Physical properties of organic soil in Stołowe Mountains National Park (Poland). *Suo* 51, 3, 105 – 113.
 18. Bogacz A., 2002a, Charakterystyka gleb organicznych Parku Narodowego Gór Stołowych. *Szczeliniec*, 6, 95 – 118.
 19. Bogacz A., 2002b, Właściwości chemiczne gleb organicznych Parku Narodowego Gór Stołowych. *Roczniki Gleboznawcze*, LIII, 1/2, Warszawa. 13 – 26.
 20. Bogacz A., Romanowska B., Rybkowski P., 2004, Właściwości gleb organicznych Karkonoskiego Parku Narodowego (w:) Strusa J., Mazurski K. R., Pałucki A., Potocka J. *Geoekologiczne problemy Krkonos. Sborn. Mez. Ved. Konf., 2003 listopad, Szklarska Poręba. Opera Corcontica*, 41, 38 – 47.
 21. Bogacz A., 2005, Właściwości i stan przeobrażenia wybranych gleb organicznych Sudetów. *Zeszyty naukowe Akademii Rolniczej we Wrocławiu, Rozprawy CCXXVI*, Wrocław, ss. 147.
 22. Bojko O., Kabała C., 2016, Organic carbon pools in mountain soils – Sources of variability and predicted changes in relations to climate and land use changes, *Catena* 149, 209 – 220.
 23. Borkowska M., 1959, Granitoidy kudowskie na tle petrografii głównych typów kwaśnych intruzji Sudetów i ich przedpola. *Archiwum Mineralogiczne*, Kraków, 21, 2.
 24. Borkowski J., 1966, Gleby brunatne Sudetów. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich*, 12, 29 – 94.
 25. Borkowski J., Strączyńska S. 1986, Wpływ nawożenia mineralnego na skład frakcyjny związków próchnicznych gleb darniowych Sudetów. *Roczniki Gleboznawcze*, 37, 307 – 313.
 26. Bowman S., 1990, *Radiocarbon dating*, British Museum Publications Ltd, London, pp. 64.
 27. Bozer, K.R., Brandt A.H., Hemwall J.B., 1969, Chemistry of materials that make soils hydrophobic. *Proceeding Symposium Water Repellency Soils*, University of California, Riverside.
 28. Brady N. C., 1990, *The Nature and Properties of Soils*, Collier Macmillan Canada, pp 621.
 29. Brandyk T., Szatyłowicz J., Oleszczuk R., Gnatowski T., 2003, Water – Related Physical Attributes of Organic Soils (in:) Parent L. E., Ilnicki P. (eds.), 2003, *Organic soils and peat materials for sustainable agriculture*, Chapter 3, 33 – 66.
 30. Braun-Blanquet, J., 1932, *Plant sociology* (Transl. G. D. Fuller and H. S. Conrad). McGraw-Hill, New York. pp. 539.
 31. Cacoń S., Mąkolski K., Jamroz O., Kaczałek M., 2018, Ruchy masowe i współczesna geodynamika na obszarze Gór Stołowych (w:) Kabała C. [red] – *Góry Stołowe – przyroda i ludzie*, Wydawnictwo Parku Narodowego Gór Stołowych Kudowa Zdrój, 63 – 80.

32. Canadian Soil Survey Committee, Subcommittee on soil classification, 1978, The Canadian System of Soil Classification Supply and Services Canada, Ottawa, Ontario Canada Department of Agriculture Publication, 1646.
33. Carletti P., Vendramin E., Pizzeghello D., Concheri G., Zanella A., Nardi S., Squartini A., 2009, Soil humic compounds and microbial communities in six spruce forests as function of parent material, slope aspect and stand age. *Plant and Soil*, 315, 47 – 65.
34. Chimner R. A., Karberg J. M., 2008, Long – term carbon accumulation in two tropical mountain peatlands, Andes Mountains, Ecuador, *Mires and Peat*, 3, ss 10.
35. Chmal H., Traczyk A., 1998, Postglacjalny rozwój rzeźby Karkonoszy i Gór Izerskich w świetle analizy osadów rzecznych, jeziornych i stokowych. *Geoekologiczne Problemy Karkonoszy. Materiały Sesji Naukowej w Przesiece*, 15 – 18 X 1997, 81 – 87.
36. Chodak T., Bogda A., 1976, Clay minerals of some soils developed from magmatic and metamorphic rocks. 7th Conference of Clay Mineralogy and Petrology, Karlove Vary, 375 – 384.
37. Chomicz K., 1970, Katastrofa lawinowa w Białym Jarze. *Przegląd Geofizyczny*, XV/1, s. 91.
38. Cienciala, E., Exnerova, Z., Macku, J., Henzlik, V., 2006, Forest topsoil organic carbon content in Southwest Bohemia region. *Journal of Forest Science*, 52, 387 – 398.
39. Ciężkowski W., Marszałek H., Solecki A., 1993, Radon w wodach podziemnych i w powietrzu glebowym obszaru granitu karkonoskiego. *Geoekologiczne problemy Karkonoszy. Wydawnictwo UWr., Wrocław*, 119 – 124.
40. Ciężkowski W., Kiełczawa B., 2008, Wody (w:) *Przyroda Parku Narodowego Gór Stołowych. Wydawnictwo PNGS Kudowa Zdrój*, 86 – 100.
41. Cloos H., Korn H., 1934, Eine gerichtete Kontaktbreccie am Basaltstock der kleinen Schneegrube im Riesengebirge. *Geologische Rundschau*, XXV, 369 – 378.
42. Cole D.W., Gessel S.P., 1965, Movement of elements through a forest soil as influenced by tree removal and fertilizer addition. *North America Proc. Of the Second North American Forest Soils Conference, Corvallis, Oregon, August 1963, Oregon State University Press, Corvallis, Oregon*, 95 – 104.
43. Czerwiński J., 1985, Główne rysy rzeźby i rozwój geomorfologiczny (w:) Jahn A. (red) *Karkonosze polskie, Ossolineum, Wrocław*, 53 – 74.
44. Czerwiński J., Dubicki A., Głowicki B., Krzaczkowski P., Kondal K., 1995, *Wysokogórskie obserwatorium meteorologiczne na Śnieżce., Biblioteka monitoringu środowiska, Wrocław*, ss 112.
45. DeLuca, T.H., Boisvenue, C., 2012, Boreal forest soil carbon: distribution, function and modelling. *Forestry*, 85, 161–184.
46. Dobrovolskaya T.G., Glovchenco A.V., Zvyagintsev D.G., 2014, Analysis of Ecological Factors Limiting the Destruction of High-Moor Peat. *Eurasian Soil Science*, 3, 182-193.
47. Doerr S.H., Thomas A.D., 2000, The role of soil moisture in controlling water repellency: new evidence from forest soils in Portugal, *Journal of Hydrology*, 231 – 232, 134 – 147.

48. Doerr S. H., Shakesby R. A., MacDonald L. H., 2009, Soil Water Repellency: A Key Factor in Post – fire Erosion (in:) Cerda A., Robichaud P. R., (red) Fire Effects on Soil and Restoration Strategies, Land Reconstruction and Management, 5, 197 – 223.
49. Drewnik M., 2006, The effect of environmental conditions on the decomposition rate of cellulose in mountain soils. *Geoderma*, 132, 116 – 130.
50. Drewnik M., Walas J., Stolarczyk M., 2015, Ogólna charakterystyka i właściwości gleb torfowiska stokowego na północno-wschodnim skłonie szerokiego wierzchu (Bieszczady Zachodnie). *Roczniki Bieszczadzkie*, 23, 319 – 333.
51. Dubicki A., Głowicki B., 2008, Klimat (w:) Witkowski A., Pokryszko B. M., Ciężkowski W. (red) – Przyroda Parku Narodowego Gór Stołowych, Wydawnictwo PNGS, Kudowa Zdrój, 101 – 113.
52. Dubroeuq D., Volkoff B., 1998, From Oxisols to Spodosols and Histosols: evolution of soil mantles in the Rio Negro basin (Amazonia). *Catena*, 32, 245 – 280.
53. Dumanowski B., 1967, Zależność rozwoju stoku od budowy geologicznej. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 61, *Studia Geograficzne*, 9, 1 – 134.
54. Dumanowski B., Jahn A., Szczepankiewicz S., 1962, The holocene of Lower Silesia in the light of results of the first radiocarbon dating, *Bulletin of the Polish Academy of Science, Earth Sciences*, 10/1, 47 – 52.
55. Duszyński F., Migoń P., 2015, Boulderaprons indicate long – term gradual and non – catastrophic evolution of cliffed escarpments, Stołowe Mts, Poland. *Geomorphology*, 250, 63 – 77.
56. Duszyński F., Migoń P., Kasprzak M., 2016, Underground erosion and sand removal from a sandstone tableland, Stołowe Mountains, SW Poland. *Catena*, 147, 1 – 15.
57. Duthou J., L., Couturie J. P., Mierzejewski M. P., Pin C., 1991, Age determination of the Karkonosze granite using isochrone Rb – Sr whole rock method. *Przegląd Geologiczny*, 2, 75 – 79.
58. Dzedzic K., 1961, Utwory dolnopermskie w niecce śródsudeckiej (Lower Permian of the intra sudetic Basin). *Studia Geologica Polonica*, 6, 1 – 121.
59. Efremova T.T., Efremov S.P., Avrova A.F., 2010, Correlation between the Morphogenetic Types of Litter and Their Properties in Bog Birch Forest, *Eurasian Soil Science*, 43, 8, pp. 858 – 866.
60. Elsner M., 1837, *Flora von Hirschberg und dem angrenzenden Risengebirge*. Aderholz. Breslau. ss. 210.
61. Engel Z., 1997, Soucasny stav poznatku o pleistocennim zaledneni ceske casti Krkonos. *Geografie, Sbornik Ceske Geograficke Spolecnosti*, 102, 4, 288 – 300.
62. Enloe H. A., Graham R.C., Sillett S.C., 2006, Arboreal Histosols in Old – Growth Redwood Forest Canopies, Northern California, *Soil Science Society America Journal*, vol 70, march – april, 408 – 418.
63. Evdokimova, G.A., Mozgova, N.P. & Myazin, V.A., 2018, Physicochemical and Microbiological Characteristics of Tundra Soils on the Rybachii Peninsula. *Eurasian Soil Science*, 51, 81 – 88.
64. Everett K.R., 1971, Composition and Genesis of the organic soils of Amchitka Island, Aleutian Islands, Alaska. *Arctic and Alpine Research*, 3, 1 – 16.

65. Fabiszewski J., 1978, Vegetation of the peat bog „Równia pod Śnieżką”, Guide of the Polish International Excursion, UAM, seria Biologia, 11, 194 – 199.
66. FitzPatrick E. A., 1983, Soils Their formation, classification and distribution, Longman Scientific & Technical, ss. 353.
67. Fox C.A., 1985, Characteristics of the Folisolic Soils of British Columbia, in: J.A. Shields and D.J. Kroetsch eds. Expert Committee of Soil Survey. Proceedings of the Sixth Annual Meeting, Guelph Ontario., November 26 – 30, 1984. Research Branch, Agriculture, Canada, Ottawa, Ontario, 205 – 232.
68. Fox C.A., Trowbridge R., Tarnocai C., 1987, Classification, macromorphology and chemical characteristics of folisols from British Columbia, Canadian Journal of Soil Science, 67, 765 – 778.
69. Fox C.A., Preston C.M., Fyfe C.A., 1994, Micromorphological and ¹³C NMR characterization of a Humic, Lignic and Histic Folisol from British Columbia. Canadian Journal of Soil Science, 62, 1 – 15.
70. Fox C.A., Tarnocai C., 2011, Organic soils of Canada: Part 2. Upland Organic soils. Canadian Journal of Soil Science, 91, 823 – 842.
71. Franco C.M.M., Clarke P.J., Tate M.E., Oades J.M., 2000. Hydrophobic properties and chemical characterisation of natural water repellent materials in Australian sands. Journal of Hydrology, 231 – 232, 47 – 58.
72. Fyles, J.W., Fyles, I.H., 1993, Interaction of Douglas-fir with red alder and salal foliage litter during decomposition. Canadian Journal of Forest Research, 23, 358–361.
73. Gallardo J.F., Martin A., Regina I.S., 1997, Dynamics of Organic Fractions in the Decomposition of Oak and Chestnut Leaves, (in:) Drozd J., Gonet S.S., Senesi N., Weber J., (eds.), 1997, The Role of Humic Substances in the Ecosystems and Environmental Protection, PTSH, Wrocław, 335 – 346.
74. Galle J. G., 1857, Grundzuge der Schlesischen Klimatologie., Comision bei Josef Marx & Kamp, Breslau, 128.
75. Gałka B., Kabala C., Łabaz B., Bogacz A., 2014a, Wpływ drzewostanów o zróżnicowanym udziale świerka na gleby różnych typów siedliskowych lasu w Górach Stołowych. Sylwan 158, 9, 684 – 694.
76. Gałka B., Labaz B., Bogacz A., Bojko O., Kabala C., 2014b, Conversion of Norway spruce forests will reduce organic carbon pools in the mountain soils of SW Poland. Geoderma, 213, 287 – 295.
77. Garcia P., Schargel R., Zinck J. A., 2011, Properties and Classification of the Tepui Peats (in:) Zinck J. A., Huber O. (eds), 2011, Peatlands of the Western Guyana Highlands, Venezuela, Properties and Paleogeographic Significance of Peats, Springer, 141 – 188.
78. Gawlik J., 2000, Division of differently silted peat formation into classes according to their state of secondary transformations. Acta Agrophysica, 26, 17 – 24.
79. Gawlik J., Harkot W., 2000, Influence of the kind of moorsh and the state of its transformation on the germination and growth of Lolium perenne in the pot plant experiment during spring – summer cycle. Acta Agrophysica, 26, 25 – 40.
80. Geinitz H. B., 1843, Die Versteinerungen von Kieslingwalde und Nachtrag zur Charakteristik des sachsich – bolmischen Kreidegebirgen. Dresden – Leipzig. 1 – 4.

81. Glina B., 2014, Przestrzenne zróżnicowanie płytkich gleb organicznych Gór Stołowych jako wynik antropogenicznych przeobrażeń. Praca doktorska. Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu, 105 – 106.
82. Gonet S., Smal H., Chojnicki J., 2014, Właściwości chemiczne gleb (w:) Mocek A. i in. (red) Gleboznawstwo, Wydawnictwo PWN, Warszawa s. 202.
83. Gressel N., McColl J.G., Phosphorus Mineralization and Organic Matter Decomposition: A Critical Review, s. 297 - 309, (in:) Cadisch G., Giller K.E., 1997, Driven by Nature Plant Litter Quality and Decomposition, CAB International, ss. 409.
84. Grunow J., 1955, Der Niederschlag im Bergwald. Forstwissenschaftliches Centralblatt, 74, 21 – 36.
85. Gurich G. 1914, Die geologischen Naturdenkmaler des Riesengebirges. Naturdenkmalpflege, IV, Berlin.
86. Hackman K., Weltry-Bernard A., Rasmussen C., Schwartz E., 2009, Geologic control of soil carbon cycling and microbial dynamics in temperate conifer forest. Chemical Geology, 267, 12 – 23.
87. Hao, X., Ball, B. C., Culley, J. L. B., Carter, M. R., Parkin, G. W., 2008. Soil density and porosity. Soil sampling and methods of analysis, 2, 179 – 196.
88. Heinemeier K.M., Schjerling P., Heinemeier J., Magnusson S.P., Kjaer M., 2013, Lack of tissue renewal in human adult Achilles tendon is revealed by nuclear bomb ¹⁴C, The FASEB Journal, Research Communication, 2074 – 2079.
89. Herman J., Moorhead D., Berg B., 2008, The relationship between rates of lignin and cellulose Decay in aboveground forest litter, Soil Biology and Biochemistry, 40, 10, 2620 – 2626.
90. Hess M., Niedźwiedź T., Obrębska – Starkłowa B., 1980, O prawidłowościach piętrowego zróżnicowania stosunków klimatycznych w Sudetach. Roczniki Naukowe – Dydaktyczne Wyższej Szkoły Pedagogicznej w Krakowie, 71, Prace Geograficzne VIII, 167 – 201.
91. Hobbie S. E., 2000, Interaction between Litter Lignin and Soil nitrogen Availability during Leaf Litter Decomposition in Hawaiian Montane Forest, Ecosystems, 3, 484 – 494.
92. Hoser J. K. E., 1807, Das Riesengebirge in einer Statistisch – Topographischen und Pittoresken Übersicht. Verlag Joseph Geistinger, Wien, Baden, Triest, ss. 142.
93. Hyvönen R., Berg M.P., Agren G.I., 2002, Modelling carbon dynamics in coniferous forest soils in a temperature gradient. Plant and Soil, 242, 33 – 39.
94. Ilnicki P., 2002, Torfowiska i torf, Wydawnictwo Akademii Rolniczej im. Augusta Cieszkowskiego, Poznań, ss. 606.
95. Ilnicki P., Szajdak L.W., 2016, Zanikanie torfowisk, Wydawnictwo Poznańskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk, Poznań, ss. 312.
96. IUSS Working Group WRB, 2014, World reference base for soil resources. 2015. International soil classification system for naming and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106. FAO; Rome, ss. 239.
97. Jahn A., 1972, Radiocarbon Database, Radiocarbon Laboratory, Silesian University of Technology, Gliwice.
98. Jahn R. i in., 2006, Guidelines for soil description, 4-th edition, FAO, Rzym. pp. 108.

99. Jerzykiewicz T., 1966, Środowisko sedymentacyjne piaskowców Szczelińca. *Acta Geologica Polonica*, 16, 413 – 444.
100. Jerzykiewicz T., Wojewoda J., 1986, The Radków and Szczeliniec Sandstones: An example of the Bohemian Cretaceous Basin (Central Europe). *Shelf and Sands Sandstones. Memoir*, 11, 1 – 15.
101. Jodłowski S., 1999, Utwory kredy i jej podłoże w Kotlinie Kłodzkiej w świetle badań geofizycznych. *Szczeliniec*, 3, 21 – 40.
102. Jungen J.R., Lewis T., 1978, The Costal Mountains and Island. [in:] Valentine K.W.G., Sprout P.N., Baker T.E., Lavkulich (eds.) *The Soil Landscape of British Columbia*. BC Ministry of Environment, Resource Analysis Branch, pp. 197.
103. Kabała C., Hasse T., 2004, Przejawy poligenyzy gleb bielcowych wytworzonych z piaskowców kredowych Gór Stołowych. *Roczniki Gleboznawcze*, 55, 4, 39 – 49.
104. Kabała C., Chodak T., Szerszeń L., 2008, Gleby Parku Narodowego Gór Stołowych (w:) *Przyroda Parku Narodowego Gór Stołowych*. Wydawnictwo PNGS Kudowa Zdrój, 70 – 85.
105. Kabała C., 2011, Gleby Karkonoszy - historia i stan poznania oraz przyszłe wyzwania badawcze. *Soils of the Karkonosze Mountains*. (w:) Knapik R., Przewoźnik L., Raj A. (red.) *50 lat badań naukowych w Karkonoskim Parku Narodowym. 50 years of scientific investigation in the Karkonosze Mountains National Park*. KPN, Jelenia Góra, 105 – 126.
106. Kabała C. Chodak T., Bogacz A., Łabaz B., Jezierski P., Gałka B., Kaszubkiewicz J., Glina B., 2011, Przestrzenne zróżnicowanie gleb i siedlisk Parku Narodowego Gór Stołowych (w:) *Geoekologiczne warunki środowiska przyrodniczego Parku Narodowego Gór Stołowych*, WIND, Wrocław, 141 – 168.
107. Kabała C., Waroszewski J., Bogacz A., Łabaz B., 2012, O specyfice bielicy górskich. *On the specifics of the Podzols in the mountain areas*. *Soil Science Annual*, 63, 2, 55 – 64.
108. Kabała C., Bogacz A., Łabaz B., Szopka K., Waroszewski J., 2013, Różnorodność, dynamika i zagrożenie gleb (w:) Knapik R., Raj A., (red) *Przyroda Karkonoskiego Parku Narodowego*, Wydawnictwo Karkonoskiego Parku Narodowego, 91 – 126.
109. Kabała C., Bogacz A., Łabaz B., Szopka K., Waroszewski J., 2019, Różnorodność, dynamika i zagrożenia gleb (w:) Knapik R., Migoń P., Raj A. (red) *Przyroda Karkonoskiego Parku Narodowego*, Jelenia Góra, 91 – 126.
110. Kabała C. (red.), 2015, Gleby Dolnego Śląska. Rozdział 14 Gleby Gór Stołowych: geneza, różnorodność i ochrona. PTG PTSH. Wrocław, s. 214.
111. Kabała C., Bogacz A., Gałka B., Jezierski P., Łabaz B., Waroszewski J., 2018, Gleby Gór Stołowych (w:) Kabała C. (red) – *Góry Stołowe – przyroda i ludzie*, Wydawnictwo Parku Narodowego Gór Stołowych Kudowa Zdrój, 81 – 106.
112. Kabała C., Karczewska A., 2017, *Metodyka analiz laboratoryjnych gleb i roślin*, wydanie 8, INoGiOŚ, UP Wrocław, ss. 48.
113. Kacprzak A., Drewnik M., Uzarowicz Ł., 2006, Rozwój i kierunki przemian węglanowych gleb rumoszowych na terenie Pienińskiego Parku Narodowego. *Pieniny – Przyroda i Człowiek*, 9, 41 – 50.

114. Kajdas B., Michalik M. J., Migoń P., 2017, Mechanisms of granite alternation into grus, Karkonosze granite, SW Poland. *Catena*, 150, 230 – 245.
115. Karczewska A., Bogacz A., Kabała C., Szopka K., Duszyńska D., 2006, Methodology of soil monitoring in a forested zone of the Karkonosze National Park with reference to the diversity of soil properties. *Polish Journal of Soil Science*, 39, 2, 117 – 129.
116. Kasprzak M., Traczyk A., 2013, Ukształtowanie powierzchni (w:) Knapik R., Raj A. (red), *Przyroda Karkonoskiego Parku Narodowego*, Jelenia Góra, 47 – 90.
117. Kaszubkiewicz J., Bogacz A., Gałka B., 1996, Gleby organiczne Parku Narodowego Gór Stołowych. *Symposium Środowisko Przyrodnicze Parku Narodowego Gór Stołowych*. Szczeliniec, Kudowa Zdrój, 91 – 94.
118. Kaszubkiewicz J., Wątor I., Kiełbowski J., 2001, Retencja i przepuszczalność wodna w toposekwencjach górskich gleb łąkowych i leśnych, *Roczniki Gleboznawcze*, LII 3 – 4, 33 – 43.
119. Katzensteiner K., 2003, Effects of harvesting on nutrient leaching in a Norway spruce (*Picea abies* Karst.) ecosystem on a Lithic Leptosol in the Northern Limestone Alps. *Plant and Soil*, 250, 1, 59 – 73.
120. Kicińska B., Żmudzka E., Olszewski K., 2015, Ogólne cechy klimatu PNGS (w:) Zgorzelski M., (red) *Góry Stołowe*, KBN, Wydawnictwo Akademickie Dialog, Warszawa, 89 – 97.
121. Klementowski J., 1979, Procesy geomorfologiczne na torfowiskach subalpejskich na Równi pod Śnieżką. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich*, 20, 141 – 162.
122. Klementowski J., 1993, Erozja tunelowa subalpejskich torfowisk Karkonoszy (w:) *Geoekologiczne problemy Karkonoszy*, Materiały z sesji naukowej w Karpaczu 11-13 X 1991, 103 – 110.
123. Klinka K., Green R.N., Trowbridge R.L., Lowe L.E., 1981, Taxonomic Classification of Humus Forms in Ecosystems of British Columbia. First Approximation. Land Management Report, ISSN 0702-9861, No 8, Ministry of Forests, Victoria, British Columbia, pp. 54.
124. Knapik R., Jała Z., Sobczyk A., Migoń P., Aleksandrowski P., Szuszkiewicz A., Krąpiec M., Madej S., Krakowski K., 2009, Inwentaryzacja i waloryzacja geostanowisk Karkonoskiego Parku Narodowego i jego otuliny oraz wykonanie mapy geologicznej tego obszaru. *Maszynopis. Archiwum KPN*, 5 – 8.
125. Kolka R. K., Rabenhorst M. C., Swanson D., 2011, Histosols (in:) Huang P. M., Sumner M. E., (eds) *Handbook of soil sciences properties and processes*, 2nd edition. Boca Ration, FL: CRC Press, 8 – 29.
126. Komar T., 1985, Wody powierzchniowe (w:) Jahn A. (red) *Karkonosze polskie*, Ossolineum, Wrocław, 165 – 190.
127. Kondracki J., 1981, *Geografia fizyczna Polski*. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa, 378 – 393.
128. Kosiba A., 1949. Częstość szaty śnieżnej na Ziemiach Śląskich. *Prace WNT Wrocław seria B*, 21.
129. Kowalski S., 1983, Wody podziemne w skałach górnokredowych Gór Stołowych. *Prace Hydrogeologiczne Seria Specjalna*, JG, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 15.

130. KPN iMap <http://geoportal.kpnmab.pl/imap/>
131. Kroetsch B.J., Xiaoyuan Geng, Scott X. Chang, Saurette D.D., 2011, Organic Soils of Canada: Part 1. Wetland Organic Soils. *Canadian Journal of Soil Science*, 91, 807 – 822.
132. Kryza R., Mazur S., 1995, Contrasting metamorphic paths in the eastern margin of the Karkonosze – Izera Block, SW Poland. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie – Abhandlungen*. 169, 2, 157 – 192.
133. Kufmann C., 2003, Soil types and eolian dust in high-mountainous karst of the Northern Calcareous Alps (Zugspitzplatt, Wetterstein Mountains, Germany). *Catena*, Elsevier, 53, 3, 211 – 227.
134. Kulik Z., 1985, Historia poznania gór (w:) Jahn A. (red) Karkonosze polskie, Ossolineum, Wrocław, 427 – 440.
135. Kwiatkowski J., 1972, Feny w kotlinie Jeleniogórskiej. *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 173, 3 – 46.
136. Kwiatkowski J., 1975, Zasięg fenów sudeckich i ich wpływ na mezoklimat regionów południowo – zachodniej i środkowej Polski. *Przegląd Geofizyczny*, 20 (28), 1, 15 – 30.
137. Kwiatkowski J., 1979, Zjawiska fenowe w Sudetach i na przedpolu Sudetów, *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich*, z. 20.
138. Kwiatkowski J., 1982, Skuteczne srazki v Krknośich. *Opady rzeczywiste w Karkonoszach*, *Opera Corcontica* 19, 45 – 64.
139. Kwiatkowski J., 1984, Związki opadów atmosferycznych w polskich Sudetach i na ich przedpolu z czynnikami cyrkulacyjnymi, *Ossolineum*, Wrocław, ss. 137.
140. Kwiatkowski J., Holdys T., 1985, Klimat (w:) Jahn A. (red) Karkonosze polskie, *Ossolineum*, Wrocław, 87 – 116.
141. Kwiatkowski J., 1985, Szata śnieżna, szadź i lawiny (w:) Jahn A. (red) Karkonosze polskie, *Ossolineum*, Wrocław, 117 – 144.
142. Labiger M., Scheithauer J., Grunewald K., 2008, Preliminary Mapping and Characterisation of Soils in the Pirin Mountains (Bulgaria), *Journal of Mountain Science* 5, 122 – 129.
143. Łachacz A., Nitkiewicz M., Kalisz B., 2009, Water repellency of post-boggy soils with various content of organic matter, *Biologia*, 64/3, 634 – 638.
144. Lavkulich L. M., Lewis T., 1972, A soil derived from shallow glacial drift over limestone, Texada Island, British Columbia, *Canadian Journal of Soil Science*, 52, 219 – 223.
145. Lee G.B., Bullington S.W., Madison F.W. 1988, Characteristics of Histic materials in Wisconsin as arrayed in four classes. *Soil Science Society of America Journal*, 52, 1753 – 1758.
146. Levesque M., Diné H., Marcoux R., 1980, Evaluation des criteres de differenciation pour la classification de 92 materiaux tourbeaux du Quebec et de l'Ontario, *Canadian Journal of Soil Science*, 60, 479 – 486.
147. Lewis T., Lavkulich L.M., 1972, Some Folisols in the Vancouver area. *British Columbia, Canadian Journal of Soil Science*, 52, 91 – 98.

148. Lindsay W.L., Vlek P.L.G., Chien S.H., 1989, Phosphate minerals, (in:) Dixon J.B., Weed S.B., Minerals in Soil Environments, SSSA, Madison WI, pp. 1089 – 1130.
149. Lynn W.C., Mc Kinzie W.E., Grossman R.B., 1974, Field Laboratory Tests for Characterization of Histosols (in:) Histosols: Their Characteristics, Classification and Use, Chapter 2, 11 – 20.
150. Łabaz B., Gałka B., Bogacz A., Waroszewski J., Kabała C., 2014, Factors influencing humus forms and forest litter properties in the mid – mountains under temperate climate of southwestern Poland. *Geoderma* 230 – 231, 265 – 273.
151. Machowiak K., 2018, Budowa geologiczna Gór Stołowych w oparciu o dotychczasowe wyniki badań (w:) Kabała C. (red) Góry Stołowe – przyroda i ludzie, Wydawnictwo Parku Narodowego Gór Stołowych Kudowa Zdrój, 13 – 30.
152. Maluski H., Patocka F., 1997, Geochemistry and $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ geochronology of the mafic metavolcanic rocks from the Rychory Mountains complex (west Sudetes, Bohemian Massif) paleotectonic significance. *Geological Magazine* 134, 5, 703 – 716.
153. Marek S., 1998, Rozwój Wielkiego Torfowiska Batorowskiego w świetle badań biostratygraficznych. *Szczeliniec*, 2, 49 – 88.
154. Marheine D., Kachlik V., Maluski H., Patocka F., Żelaźniewicz A., 2002, The $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ ages from the West Sudetes (NE Bohemian massif): constraints on the Variscan polyphase tectono-thermal development. (w:) Winchester J., Pharaoh T. i Verniers J. (red.) Palaeozoic Amalgamation of Central Europe, Geological Society, London, Special Publications, 201, 133 – 155.
155. Marszałek H., Rysiukiewicz M., 2017, Water quality in hard rocks of the Karkonosze National Park (Western Sudetes, SW Poland). *Geoscience Records*, 4 – 1, 14 – 20.
156. Marszałek H., Rysiukiewicz M., 2019, Środowisko wodne Karkonoszy (w:) Knapik R., Migoń P., Raj A. (red) Przyroda Karkonoskiego Parku Narodowego, Jelenia Góra. 127 – 146.
157. Ma'shum M., Farmer V.C., 1985, Origin and assessment of water repellency of a sandy South Australian soil. *Australian Journal of Soil Research*, 23, 623 – 626.
158. Mega A., 2001, Charakterystyka wiatru opadającego po polskiej części Sudetów Zachodnich w świetle wyników pomiarów na Szrenicy i Lubawce, Praca magisterska (maszynopis), ZMiK, UWr, Wrocław.
159. Miechówka A., Niemyska – Łukaszuk J., 2004, Content diversity of Zn, Pb and Cd in Lithic Leptosols of the Tatra National Park (Poland). *Oecologia Montana*, 13(1-2), 1 -5.
160. Mierzejewski M. P., 1969, Wycieczka 7. (w:) Grocholski W. (red) Przewodnik geologiczny po Sudetach, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 143 – 149.
161. Mierzejewski M. P., 1985, Geologia granitowej części Karkonoszy (w:) Jahn A. (red) Karkonosze polskie, Ossolineum, Wrocław, 17 – 42.
162. Migoń P., 2008, Rzeźba i rozwój geomorfologiczny Gór Stołowych w: Witkowski A., Pokryszko B. M., Ciężkowski W. (w:) Przyroda Parku Narodowego Gór Stołowych. Wydawnictwo PNGS Kudowa Zdrój, 49 – 69.
163. Migoń P., 2012, Karkonosze – skały i krajobraz., Jelenia Góra. ss. 100.

164. Migoń P., Danisik M., 2012, Erosional history of the Karkonosze Granite Massif – constraints from adjacent sedimentary basins and thermochronology. *Geological Quarterly*, 56 (3), 441 – 456.
165. Migoń P., Kacprzak A., 2014, Lateral diversity of regolith and soils under a mountain slope – implications for interpretation of hillslope materials and processes, Central Sudetes, SW Poland. *Geomorphology*, 221, 69 – 82
166. Migoń P., Kacprzak M., 2015, Rozwój rzeźby terenu (w:) Żelaźniewicz A. (red) *Przyroda Dolnego Śląska*, Polska Akademia Nauk, Wrocław, 101 – 144.
167. Migoń P., Kacprzak M., 2016, Pathways of geomorphic evolution of sandstone escarpments in the Góry Stołowe tableland (SW Poland) – insights from LIDAR – based high – resolution DEM. *Geomorphology*, 260, 51 – 63.
168. Migoń P., Duszyński F., Kacprzak M., 2018, Ukształtowanie terenu i procesy rzeźbotwórcze (w:) Kabała C. (red) *Góry Stołowe – przyroda i ludzie*, Wydawnictwo Parku Narodowego Gór Stołowych Kudowa Zdrój. 31 – 46.
169. Molga M., 1983, *Meteorologia rolnicza*, Państwowe Wydawnictwo Rolnicze i Leśne, Warszawa, 50 – 51.
170. Musielok Ł., Kacprzak A., Opyrchał J., 2013, Właściwości i pozycja systematyczna gleb wytworzonych na ryolitach w Górach Kamiennych. *Prace Geograficzne*, 135, 21 – 39.
171. Myślińska E., 2001, *Grunty organiczne i laboratoryjne metody ich badania*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, ss. 208.
172. Nagle H. K., 2000, Folie debris slides near Prince Rupert, British Columbia, PhD Thesis, University of Alberta, pp. 189.
173. Nance R. D., Gutierrez – Alonso G., Keppie J. D., Linnemann U., Murphy J. B., Quesada C., Strachan R. A. i Woodcock N. H., 2010, Evolution of the Rheic Ocean. *Gondwana Research*, 17, 194 – 222.
174. Nichols D. S., Boelter D. H., 1984, Fiber Size Distribution, Bulk Density, and Ash Content of Peats in Minnesota, Wisconsin, and Michigan, *Soil Science Society of America Journal*, 48 (6), 1320 – 1328.
175. Nicia P., 2009, Characteristics and problem of mountain and submountane fens protection, *Contemporary Problems of Management and Environmental Protection, Wetlands – Their Functions and Protection*, 2, VII, 125 – 138.
176. Niemczyk V., 1999., Współczesny stan wiedzy geologicznej na temat Gór Stołowych (Sudety Środkowe). *Szczeliniec*, 3, 3 – 19.
177. Nowicka B., 1998, System krążenia wody w Parku Narodowym Gór Stołowych. *Szczeliniec*, 2, 31 – 47.
178. Oberc J., 1960, Tektonika Wschodnich Karkonoszy i ich stanowisko w budowie Sudetów. *Acta Geologica Polonica*, 10/1, 1 – 48.
179. Oberc J., 1985, Budowa geologiczna przedgranitowej serii skalnych Karkonoszy (w:) Jahn A. (red) *Karkonosze polskie*, Ossolineum, Wrocław, 9 – 16.
180. Okruszko H., 1971, Określenie ciężaru właściwego gleb hydrogenicznych na podstawie zawartości w nich części mineralnych. *Wiadomości Instytutu Melioracji i Użytków Zielonych*, 10/1/, 47 – 54.

181. Okruszko H., Piaścik H., 1990, Charakterystyka gleb hydrogenicznych. Skrypty Akademii Rolniczo – Technicznej w Olsztynie, Wydawnictwo ART., Olsztyn, 96 – 97.
182. Olsson, M.T., Erlandsson, M., Lundin, L., Nilsson, T., Nilsson, A., Stendahl, J., 2009, Organic carbon stocks in Swedish Podzol soils in relation to soil hydrology and other site characteristics. *Silva Fennica*, 43, 209 – 222.
183. Otop I., Miszuk B., 2011, Zróżnicowanie temperatury powietrza w warunkach rzeźby Parku Narodowego Gór Stołowych (w:) Chodak T., Kabała C., Kaszubkiewicz J., Migoń P., Wojewoda J., (red) Geoekologiczne warunki środowiska przyrodniczego Parku Narodowego Gór Stołowych (monografia), Hiram, Wrocław, 183 – 193.
184. Paivanen J., 1973, Hydraulic conductivity and water retention in peat soils, *Acta Forestalia Fennica* 129, ss. 70.
185. Partsch J., 1894, Die Vergletscherung des Riesengebirges zur Eiszeit. *Forsch. Z. Deutsch Landes u. Volkskunde*, 8/2, 103 – 194.
186. Perry D.A., Choquette C., Schroeder P., 1987, Nitrogen dynamics in conifer-dominated forests with and without hardwoods. *Canadian Journal of Forest Research* 17, 1434 – 1441.
187. Petersen E.B., Peterson N.M., Simard S.W., Wang J.R., 1997, Paper birch managers' handbook for British Columbia. B.C. Ministry of Forests, Victoria.
188. Prescott C. E., Zabek L. M., Staley C. L., Kabzems R., 2000, Decomposition of broadleaf and needle litter in forests of British Columbia: influences of litter type, forest type, and litter mixtures. *Canadian Journal of Forest Research*, 30(11), 1742 – 1750.
189. Prietzel J., Dechamps N., 2013, Analysis of non – cellulosic polysaccharides helps to reveal the history of thick organic surface layers on calcareous Alpine soils. *Plant and Soil*, 365, 93 – 114.
190. PTG, 2009, Klasyfikacja uziarnienia gleb i utworów mineralnych – PTG 2008, *Roczniki Gleboznawcze*, LX, 2, Warszawa, 5 – 16.
191. Pulina M., 1974, Denudacja chemiczna na obszarze krasu węglanowego. *Prace Geograficzne IG PAN*, 105.
192. Pulinowa M., 1989, Rzeźba Gór Stołowych. Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach, 1008.
193. Pulinowa M., 1996, Rzeźba Gór Stołowych jako efekt relacji: struktura geologiczna – woda. *Symposium Środowisko Przyrodnicze Parku Narodowego Gór Stołowych, Kudowa Zdrój, Szczeliniec* s. 47 – 52,
194. Pulinowa Z., 2008, Geomorfologia (w:) Witkowski A., Pokryszko B. M., Ciężkowski W. (w:) *Przyroda Parku Narodowego Gór Stołowych*. Wydawnictwo PNGS Kudowa Zdrój, 38 – 48.
195. Radwański S., 1957, Zagadnienia kredy na obszarze Ziemi Kłodzkiej. *Przewodnik XXX zjazdu PTG*, Wrocław, 136 – 142.
196. Radwański S., 1975, Kreda Sudetów Środkowych w świetle wyników nowych otworów wiertniczych. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 287, 24, 5 – 59.

197. Reimer P.J. i in., 2020, The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0 – 55 cal kBP), *Radiocarbon*, vol 00, nr 00, 1 – 33.
198. Richter A., 1882, Klima in Carlsberg. *Vierteljahrsschrift fuer Geschichte und Heimatskunde der Grafschaft Glatz*. Habelschwerdt, 2, 142 – 143.
199. *Roczniki Meteorologiczne IMGW, 1961 – 1965*, Wyd Komunikacji i Łączności, Warszawa.
200. Rogaliński J., Słowiok G., 1958, Rzeźba Gór Stołowych w świetle teorii pediplanacji. *Czasopismo Geograficzne*, 29, 473 – 494.
201. Rorrts B.A., Bajzak D., 1994, Site characteristics, growth and nutrition of natural red pine stands in Newfoundland. *Global to local – Ecological Land Classification. Conference, Thunder Bay. CA.* 14 – 17.
202. Rotnicka J., 1996, Wiek i litologia tzw. margli plenerskich. *Symposium Środowisko Przyrodnicze Parku Narodowego Gór Stołowych, Szczeliniec, Kudowa Zdrój*, 21 – 26.
203. Rotnicka J., 2000, Zróżnicowanie facjalne „margli plenerskich” na obszarze Gór Stołowych (Sudety, kreda górna). *Praca doktorska. Archiwum WNGiG UAM*, ss. 122.
204. Rydin H., Jeglum J., 2006, Hydrology of peatlands (in:) *The Biology of Peatlands*, Oxford University Press, pp. 343.
205. Sachanbiński M., 2005, Minerale Karkonoszy i ich najbliższego sąsiedztwa (w:) Mierzejewski M. P. (red.) *Karkonosze. Przyroda nieożywiona i człowiek*. Wydawnictwa Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław, 161 – 260.
206. Sapek A., Sapek B., 1997, *Metody analizy chemicznej gleb organicznych*, Instytut Melioracji i Użytków Zielonych, Falenty, ss. 80.
207. Scheer M.B., Curcio G.R., Roderjan C.V., 2013, Carbon and Water in Upper Montane Soils and Their Influences on Vegetation in Southern Brazil, *ISRN Soil Science*, 1 – 12.
208. Schmuck A., 1969, Klimat Sudetów, *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich*, 5 (18), 93 – 153.
209. Schofield, R.K., 1935, The pF of water in soil, *Trans of the Third International Congress of Soil Science (Oxford)*, 2, 37 – 48.
210. Sinha M.K., 1972, Organic matter transformation in soils I. Humification of ¹⁴C – tagged oat roots, *Plant and Soil*, 36, 283 – 293.
211. Six J., Callewaert P., Lenders S., De Gryze S., Morris S.J., Gregorich E.G., 2002, Measuring and understanding carbon storage in afforested soils by physical fractionation. *Soil Science Society America Journal*, 66, 1981 – 1987.
212. Sjors H., 1950, On the relations between vegetation and electrolytes in north Swedish mire waters. *Oikos*, 2, 241 – 258.
213. Skawina T., Kossowski J., Stępniewski W., 1981, Fizyczne właściwości gleb (w:) Dobrzański B., Zawadzki S., (red.) *Gleboznawstwo*, Państwowe Wydawnictwo Rolnicze i Leśne, Warszawa, 96 – 164.
214. Skiba S., 2006, Pokrywa glebowa strefy wysokogórskiej Karpat i jej zagrożenia. *Roczniki Bieszczadzkie*, 14, 201 – 214.
215. Skiba S., Komornicki T., 1983, Gleby organiczno-sufozyjne w Tatrach Polskich. *Roczniki Gleboznawcze*, 34, 8 – 16.

216. Skiba S., Drewnik M., Szmuc R., Prędko R., 1998, Gleby Bieszczadzkiego Parku Narodowego. Monografie Bieszczadzkie, 2, ss. 88 + mapa.
217. Skiba S., Kacprzak A., Szymański W., Musielok Ł., 2011, Walory przyrodnicze górskich gleb rumoszowych. Roczniki Bieszczadzkie, 19, 335 – 348.
218. Skiba S., Szymański W., Prędko R., 2014, Badania gleboznawcze w Karpatach Wschodnich i ich znaczenie w ochronie gleb Bieszczadzkiego Parku Narodowego. Roczniki Bieszczadzkie, 22, 129 – 140.
219. Słaby E., Martin H., 2008, Mafic and felsic magma interactions in granites: the Hercynian Karkonosze pluton (Sudetes, Bohemian Massif). *Journal of Petrology*, 49, 353 – 391.
220. Snyder K.E., Pilgrim S.A.L., 1985, Sharper focus on forest floor horizons. *Soil Survey Horizons*, 26, 3, 9 – 15.
221. Sobik M., Netzel P., Quitel F., 2001, Zastosowanie modelu rastrowego do określenia pola rocznej sumy opadów atmosferycznych na Dolnym Śląsku, *Rocznik Fizycznogeograficzny*, VI, 27 – 34.
222. Sobik M., Błaś M., Migala K., Godek M., Nasiółkowski T., 2013, Klimat (w:) Knapik R., Raj A. (red) *Przyroda Karkonoskiego Parku Narodowego*, Jelenia Góra, 147 – 186.
223. Sobik M., Błaś M., 2018, Klimat Gór Stołowych (w:) Kabała C. (red) – *Góry Stołowe – przyroda i ludzie*, Wydawnictwo Parku Narodowego Gór Stołowych, Kudowa Zdrój, 107 – 124.
224. Speer M.B., Curcio G.R., Roderjan C.V., 2011, Funcionalidades ambientais de solos altomontanos na Serra do Igreja, Panama. *Revista Brasileira de Ciencia do Solo*, 35, 4, 1113 – 11267.
225. Stokland J.N., Siitonen J., Jonsson B.G., 2012, *Biodiversity in Dead Wood*, Cambridge University Press, pp. 509.
226. Systematyka Gleb Polski 2019, Polskie Towarzystwo Gleboznawcze, Komisja Genezy Klasyfikacji i Kartografii Gleb, Wydawnictwo Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu, Polskie Towarzystwo Gleboznawcze, Wrocław – Warszawa, ss. 292.
227. Szeszeń L., 1974, Wpływ czynników bioklimatycznych na procesy zachodzące w glebach Sudetów i Spitsbergenu. *Roczniki Gleboznawcze*, 25, 2, 53 – 99.
228. Szeszeń L., Kabała C., Wicik B., 1996, Charakterystyka gleb Parku Narodowego Gór Stołowych. *Symposium Środowisko Przyrodnicze Parku Narodowego Gór Stołowych*. Kudowa Zdrój. Szczeliniec, 71 – 77.
229. Szopka K., Kabała C., Karczewska A., Bogacz A., Jezierski P., 2010, Pools of available nutrients in soil from different altitudinal forest zones located in a monitoring system of the Karkonosze Mountains National Park, Poland. *Polish Journal of Soil Science*, 43, 2, 173 – 188.
230. Szopka K., Karczewska A., Kabała C., 2011, Mercury accumulation in the Surface layers of mountain soils: A case study from the Karkonosze Mountains, Poland. *Chemosphere* 83, 11, 1507 – 1512.
231. Szopka K., Karczewska A., Jezierski P., Kabała C., 2013, Spatial distribution of lead in the Surface layers of mountain forest soils, an example from the Karkonosze National Park, Poland. *Geoderma*, 192, 259 – 268.

232. Szopka K., Kabała C., Karczewska A., Jezierski P., Bogacz A., Waroszewski J., 2016, The pools of soil organic carbon accumulated in the surface layers of forest soils in the Karkonosze Mountains, SW Poland, *Soil Science Annual*, 67, 2, 46 – 56.
233. Szymanowski M., 1993, Podstawowe właściwości fizyczno – wodne i retencyjne oraz ich zależności od gęstości objętościowej różnych utworów słabo zamulonych (niskopopielnych). *Wiadomości Instytutu Melioracji i Użytków Zielonych*, 17, 3, 153 – 174.
234. Tait J.A., Bachtadse V., Franke W., Soffel H.C., 1997, Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: paleomagnetic and geological constraints. *Geologische Rundschau*, 86, 585 – 598.
235. Tao J., Zuo J., He Z., Wang Y., Liu J., Liu W., Cornelissen J. H.C., 2019, Traits including leaf dry matter content and leaf pH dominate over forest soil pH as drivers of litter decomposition among 60 species, *Functional Ecology*, 33, 9, 1798 – 1810.
236. Tarka R., Buczyński S., Modelska M., Olichwer T., Staško S., 2011, Hydrogeologia obszaru Parku Narodowego Gór Stołowych (w:) Chodak T. i in. (red), *Geoekologiczne warunki środowiska przyrodniczego Parku Narodowego Gór Stołowych*, WIND, Wrocław, s. 113 – 140.
237. Tarnocai C., 1980, Canadian Wetland Registry, in: C. Rubec and F. Pollet eds. *Proceeding of a Workshop on Canadian Wetlands*, Saskatoon, 1979. *Ecological Land Classification Ser. 12*. Land Directorate Environment Canada, Ottawa. Ontario, 9 – 38.
238. Tarnocai C., 1985, Soil classification. In: J.A. Shields and D.J. Kroetsch eds. *Expert Committee on Soil Survey. Proceeding of the Sixth Annual Meeting*. Guelph, Ontario, 26 – 30 Nov. 1984. Research Branch, Agriculture Canada, Ottawa, Ontario, 283 – 294.
239. Taylor B.R., Parkinson D., 1988, Aspen and pine leaf litter decomposition in laboratory microcosms. II. Interactions of temperature and moisture. *Canadian Journal of Botany*, 66, 1966 – 1973.
240. Tfaily M.M., Cooper W.T., Kostka J.E., Chanton P.R., Schadt C.W., Hanson P.J., Iversen C.M., Chanton J.P., 2014, Organic matter transformation in the peat column at Marcell Experimental Forest: Humification and vertical stratification, *JGR Biogeosciences*, 119, 4, 661 – 675.
241. Tołpa S., 1949, Torfowiska Karkonoszy i Gór izerskich, *Roczniki Nauk Rolniczych*, 1, 4 – 52.
242. Tołpa S., 1985, Torfowiska (w:) Jahn A. (red) *Karkonosze polskie*, Ossolineum, Wrocław. 291 – 316.
243. Tomaszewski J., Borkowski J., Szerszeń L., 1963, Pokrywa glebowa Kotliny Jeleniogórskiej. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich*, 5, 3 – 33.
244. Tomaszewski J. T., 1977, Charakterystyka krenologiczna masywu krystalicznego na przykładzie Karkonoszy, *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 358, *Studia Geograficzne*, XXVIII. Wrocław, ss. 71.
245. Tomaszewski J., T., 1985, Wody podziemne (w:) Jahn A. (red) *Karkonosze polskie*, Ossolineum, Wrocław, 145 – 164.
246. Traczyk A., 1995, Morfologia peryglacialna Śnieżki i Czarnego Grzbietu w Karkonoszach. *Czasopismo Geograficzne*, 66, 157 – 173.

247. Traczyk A., 2009, Problemy klasyfikacji grubofrakcyjnych pokryw stokowych (w:) Kostrzewski A., Paluszkiewicz R. (red.), *Geneza litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, t. V, Seria Geografia, 88, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, 567 – 576.
248. Trowbridge R. (ed), 1980, First progress report of the Working Group on Organic Horizons, Folisols, and Humus form Classification. Land Resource Research Institute. Research Branch, Agriculture Canada, Ontario, pp. 36.
249. Trowbridge R. (ed), 1981, Second progress report of the Working Group on Organic Horizons, Folisols, and Humus form Classification. British Columbia Ministry of Forests, Smithers, B.C, pp. 84.
250. Trowbridge R., Lutmerding H., Tarnai C., 1985, Report on Folisolic Soil Classification in Canada. In: J.A.Shields and D. J. Kroetsch, eds. Expert Committee on Soil Survey, Proceeding of the Sixth Annual Meeting, Guelph, Ontario. 26-30 Nov. 1984. Research Branch, Agriculture, Canada, Ottawa, Ontario, 180 – 204.
251. Van Cleve K., Noonan L.L., 1971, Physical and chemical properties of the forest floor materials in birch and Aspen stands in interior Alaska. *Soil Science Society of America Proceeding*, 35, 356 – 360.
252. Van Reeuwijk L.P., 2002, Procedures for soil analysis, Report No 9, ISRIC, FAO, ROME, 192.
253. Vaughal K.L., Mc Daniel P.A., 2009, Organic Soils in Basaltic Lava Flows in a Cool, Arid Environment. *Soil Science Society of America Journal*, 73, 1510 – 1518.
254. Wakeley J.S., Sprecher S.W., Lichvar R.W., 1996, Relation ships among wetlands indicators in Hawaiian rain forest. *Wetlands*, 16, 173 – 184.
255. Walczak W., 1948, Gleby strukturalne w Karkonoszach. *Przegląd Geograficzny*, XXI, 227 – 241.
256. Wallis M.G., Horne D.J., 1992, Soil water repellency, *Advances in soil science*, 20, 91 – 146.
257. Wang Y., Amundson R., Trumbore S., 1996, Radiocarbon dating of soil organic matter, *Quaternary Research*, 45, 282 – 288.
258. Waroszewski J., Kabała C., Jezierski P., 2015a, Relief – induced soil differentiation at the sandstone – mudstone contact in the Stołowe Mountains, SW Poland. *Zeitschrift fur Geomorphologie* 59, 1, 209 – 224.
259. Waroszewski J., Malkiewicz M., Mazurek R., Łabaz B., Jezierski P., Kabała C., 2015b, Lithological discontinuities in Podzols developed from sandstone cover beds in the Stołowe Mountains (Poland). *Catena*, 126, 11 – 19.
260. Waroszewski J., Egli M., Kabała C., Kierczak J., Brandova D., 2016., Mass fluxes and clay mineral formation in soils developed on slope deposits of the Kowarski Grzbiet (Karkonosze Mountains, Czech Republic/Poland). *Geoderma*, 264, 363 – 378.
261. Waroszewski J., Egli M., Brandová D., Christl M., Kabała C., Malkiewicz M., Kierczak J., Głina B., Jezierski P., 2018, Identifying slope processes over time and their imprint in soils of medium-high mountains of Central Europe (the Karkonosze Mountains, Poland). *Earth Surface Processes and Landforms*, 43, 1195 – 1212.
262. Wells C.G., Davey C.B., 1966, Cation – exchange characteristics of forest floor materials. *Soil Science Society of Ameica Proceeding*, 30, 399 – 402.

263. Wilcke W., Yasin S., Schmitt A., Valarezo C., Zech W., 2008, Soil Along the Altitudinal Transect and in Catchments (in:) Beck E. et al. (eds), Gradients in a Tropical Mountain Ecosystem of Ecuador, *Ecological Studies*, 198, 75 – 85.
264. Winchester J. A., Pharaoh T. C., Verniers J., 2002, Paleozoic amalgamation of Central Europe: and introduction and synthesis of new results from recent geological and geophysical investigations (w:) Winchester J., Pharaoh T. i Verniers J. (red.), *Palaeozoic Amalgamation of Central Europe*, Geological Society, London, Special Publications, 201, 1 – 18.
265. Witek M., 2018, Wody Gór Stołowych (w:) Kabała C. [red] – Góry Stołowe – przyroda i ludzie, Wydawnictwo Parku Narodowego Gór Stołowych Kudowa Zdrój. 125 – 140.
266. Witty J.E., Arnold R.W., 1970, Some Folists on Whiteface Mountains, New York. *Soil Science Society of America Proceeding*, 34, 653 – 657.
267. Wojewoda J., 1986, Fault scarp induced shelf sand bodies in Upper Cretaceous of Intrasudetic basin (in:) Teisseyre A. K. – 7th IAS European Meeting Excursion Guidebook, Exc. A – 1, 31 – 52.
268. Wojewoda J., Burliga S., 1996, Wiek i struktura południowego obrzeżenia obszaru Gór Stołowych, *Symposium Środowisko Przyrodnicze Parku Narodowego Gór Stołowych, Szczeliniec, Kudowa Zdrój*, 13 – 20.
269. Wojewoda J., 2008, Budowa geologiczna obszaru PNGS, 24 – 37 (w:) Witkowski A., Pokryszko B. M., Ciężkowski W. (red) – *Przyroda Parku Narodowego Gór Stołowych*, Wydawnictwo PNGS, Kudowa Zdrój, 24 – 37.
270. Wojewoda J., 2011, Geoatrakcje Gór Stołowych – przewodnik geologiczny po Parku Narodowym Gór Stołowych, ss. 68.
271. Wojewoda J., Białek D., Bucha M., Głuszyński A., Gotowała R., Krawczewski J., Schutty B., 2011, *Geologia Parku Narodowego Gór Stołowych – wybrane zagadnienia* (w:) Chodak T., Kabała C., Kaszubkiewicz J., Migoń P., Wojewoda J. (red) – *Geologiczne Warunki Środowiska Przyrodniczego Parku Narodowego Gór Stołowych*, WIND, Wrocław, 53 – 96.
272. Woodall C.W., Perry C.H., Westfall J.A., 2012, An empirical assessment of forest floor carbon stock components across the United States. *Forest Ecology and Management*, 269, 1 – 9.
273. Woodruff C. M., 1941, Soil Moisture and Plant Growth in Relation to pF, *Soil Science Society of America Journal*, 5, C, 36 – 41.
274. Woronko D., 1998, Warunki występowania i funkcjonowania obszarów podmokłych w Parku Narodowym Gór Stołowych, *Szczeliniec*, 2, 23 – 29.
275. Woźniak Z., 1975, Próba określenia udziału wody z osadów w bilansie wodnym północnych stoków Karkonoszy. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych*, 162, 311 – 327.
276. Yaibuathes N., 1971, An investigation of the tropical histosols in Hawaii, A dissertation submitted to the graduate division of the University of Hawaii in partial fulfillment of the requirements for the degree of doctor of philosophy in soil science, pp. 176.

277. Zagożdżon P.P., Zagożdżon K., 2006, Charakterystyka wystąpienia oligoceńskiego bazaltoidu w Małym Kotle Śnieżnym (Karkonosze). *Przeгляд Geologiczny*, 54, 496 – 500.
278. Zawadzki S., 1973, Laboratoryjne oznaczanie zdolności retencyjnej utworów glebowych, *Wiadomości Instytutu Melioracji i Użytków Zielonych*, 11, 2, 11 – 30.
279. Zanella i in., 2017, *Humusica 1*, *Applied Soil Ecology*, 122, 10 – 137.
280. Zanella A., i in., 2017a, *Humusica 1*. Article 4: Terrestrial humus systems and forms - Specific terms and diagnostic horizons, *Applied Soil Ecology*, 122, 56 – 74.
281. Zanella i in., 2018, *Humusica 2*, *Applied Soil Ecology*, 122, 148 – 219.
282. Zanella A., i in., 2018a, *Humusica 2*. Article 9: Histic humus systems and forms - Specific terms, diagnostic horizons and overview, *Applied Soil Ecology*, 122, 148 – 153.
283. Zanella A., i in., 2018b, *Humusica 2*. Article 11: Histic humus systems and forms - Epihisto intergrades and dynamic, *Applied Soil Ecology*, 122, 162 – 169.
284. Zhang C., Lu N., 2019, Unitary Definitione of Matric Suction, *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, *Technical Breakthrough Abstract*, 145 (2).
285. Zipsler – Urbańska A., 1964, Inwersje temperatur w Kotlinie Jeleniogórskiej i w Karkonoszach. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich*, 8.
286. Żelaźniewicz A., 1977, Granitoidy masywu Kudowy – Oleśnic. *Geologia Sudetica*, 12, Wrocław, 1, 137 – 162.
287. Żelaźniewicz A., Aleksandroski P., Buła Z., Karnkowski P. H., Konon A., Oszczytko N., Ślęczka A., Żaba J., Żytko K., 2011, Regionalizacja tektoniczna Polski. *Komitet Nauk Geologicznych PAN*, Wrocław, ss. 60.

9. Spis fotografii i rysunków

Fotografie 1 – 11. Powierzchnie badawcze w Górach Stołowych. Profil glebowy oraz siedlisko

Fotografie 12 – 22. Powierzchnie badawcze w Karkonoszach. Profil glebowy oraz siedlisko

Rysunek 1. Mapa lokalizacji Gór Stołowych i Karkonoszy na tle Polski

Rysunek 2. Mapa powierzchni badawczych w Górach Stołowych

Rysunek 3. Mapa powierzchni badawczych w Karkonoszach

Rysunek 4. Procentowy udział podpoziomów organicznych w próchnicach obiektów badawczych w Górach Stołowych

Rysunek 5. Procentowy udział podpoziomów organicznych w próchnicach obiektów badawczych w Karkonoszach

Rysunek 6. Zestawienie liczby podpoziomów organicznych z Gór Stołowych w zależności od stopnia rozkładu badanego różnymi metodami

Rysunek 7. Zestawienie liczby podpoziomów organicznych z Karkonoszy w zależności od stopnia rozkładu badanego różnymi metodami

Rysunek 8. Popielność podpoziomów ściółkowych w Górach Stołowych i Karkonoszach

Rysunek 9. Potencjalna zwilżalność podpoziomów genetycznych gleb ściółkowych w Górach Stołowych i Karkonoszach

Rysunek 10. Retencja wodna opadu atmosferycznego na obiektach badawczych w Górach Stołowych

Rysunek 11. Retencja wodna opadu atmosferycznego na obiektach badawczych w Karkonoszach

Rysunek 12. Przedziały wartości pH w H₂O podpoziomów gleb ściółkowych w Górach Stołowych i Karkonoszach

Rysunek 13. Przedziały wartości pH w KCl podpoziomów gleb ściółkowych w Górach Stołowych i Karkonoszach

Rysunek 14. Wyniki analizy składu granulometrycznego poziomów mineralnych (USDA)

Rysunek 15. Schemat powstawania gleb ściółkowych in situ

Rysunek 16. Schemat powstawania gleb ściółkowych z podpoziomami drzewnymi - lignic

Rysunek 17. Schemat powstawania gleb ściółkowych z przemieszczeniem materiału organicznego po stoku

Rysunek 18. Schemat powstawania gleb ściółkowych w szczelinach skalnych

Rysunek 19. Schemat powstawania gleb ściółkowych w niecce śródskalnej

Rysunek 20. Schemat powstawania gleb ściółkowych w kawernach metanowych
Rysunek 21. Schemat powstawania gleb ściółkowych na powierzchni rumoszonej
Rysunek 22 – 24. Wykresy krzywej desorpcji wody profili glebowych w Górach Stołowych
Rysunek 25 – 27. Wykresy krzywej desorpcji wody profili glebowych w Karkonoszach
Rysunek 28 – 30. Wykresy zmienności morfologii profili gleb ściółkowych na
powierzchniach badawczych w Górach Stołowych
Rysunek 31 – 33. Wykresy zmienności morfologii profili gleb ściółkowych na
powierzchniach badawczych w Karkonoszach

10. Spis tabel

Tabela 1. Zestawienie podpoziomów z powierzchni badawczych w Górach Stołowych
Tabela 2. Zestawienie podpoziomów z powierzchni badawczych w Karkonoszach
Tabela 3. Stopień rozkładu podpoziomów organicznych z powierzchni badawczych w Górach Stołowych
Tabela 4. Stopień rozkładu podpoziomów organicznych z powierzchni badawczych w Karkonoszach
Tabela 5. Współczynniki korelacji Pearsona dla różnych metod oceny stopnia rozkładu materiałów organicznych w Górach Stołowych
Tabela 6. Współczynniki korelacji Pearsona dla różnych metod oceny stopnia rozkładu materiałów organicznych w Karkonoszach
Tabela 7. Klasyfikacja poziomów diagnostycznych, typów i podtypów gleb wg. SGP 6.
Tabela 8. Procentowy udział grup roślin na powierzchniach badawczych w Górach Stołowych
Tabela 9. Procentowy udział grup roślin na powierzchniach badawczych w Karkonoszach
Tabela 10 – 14. Makroszczątki: Góry Stołowe
Tabela 15 – 19. Makroszczątki: Karkonosze
Tabela 20 – 22. Wybrane właściwości fizyczne profili glebowych w Górach Stołowych
Tabela 23 – 25. Wybrane właściwości fizyczne profili glebowych w Karkonoszach
Tabela 26 – 28. Wybrane właściwości chemiczne profili glebowych w Górach Stołowych
Tabela 29 – 31. Wybrane właściwości chemiczne profili glebowych w Karkonoszach
Tabela 32. Zasoby pierwiastków w 10cm warstwie gleby na obiektach w Górach Stołowych i Karkonoszach
Tabela 33. Zasobność podpoziomów organicznych w fosfor w Górach Stołowych
Tabela 34. Zasobność podpoziomów organicznych w fosfor w Karkonoszach

Tabela 35 – 36. Zestawienie gatunków roślin na powierzchniach badawczych w Górach Stołowych

Tabela 37 – 38. Zestawienie gatunków roślin na powierzchniach badawczych w Karkonoszach

Tabela 39. Stopień wtórnego przeobrażenia gleb – współczynnik W_1 dla wybranych profili glebowych z Gór Stołowych i Karkonoszy

Tabela 40. Wiek wybranych profili gleb ściółkowych w Górach Stołowych i Karkonoszach

Tabela 41. Współczynniki korelacji parametrów fizykochemicznych podpoziomów gleb ściółkowych w Górach Stołowych

Tabela 42. Współczynniki korelacji parametrów fizykochemicznych podpoziomów gleb ściółkowych w Karkonoszach

Tabela 43. Wybrane miary zmienności przestrzennego zróżnicowania podpoziomów gleb ściółkowych na powierzchniach badawczych w Górach Stołowych

Tabela 44. Wybrane miary zmienności przestrzennego zróżnicowania podpoziomów gleb ściółkowych na powierzchniach badawczych w Górach Stołowych

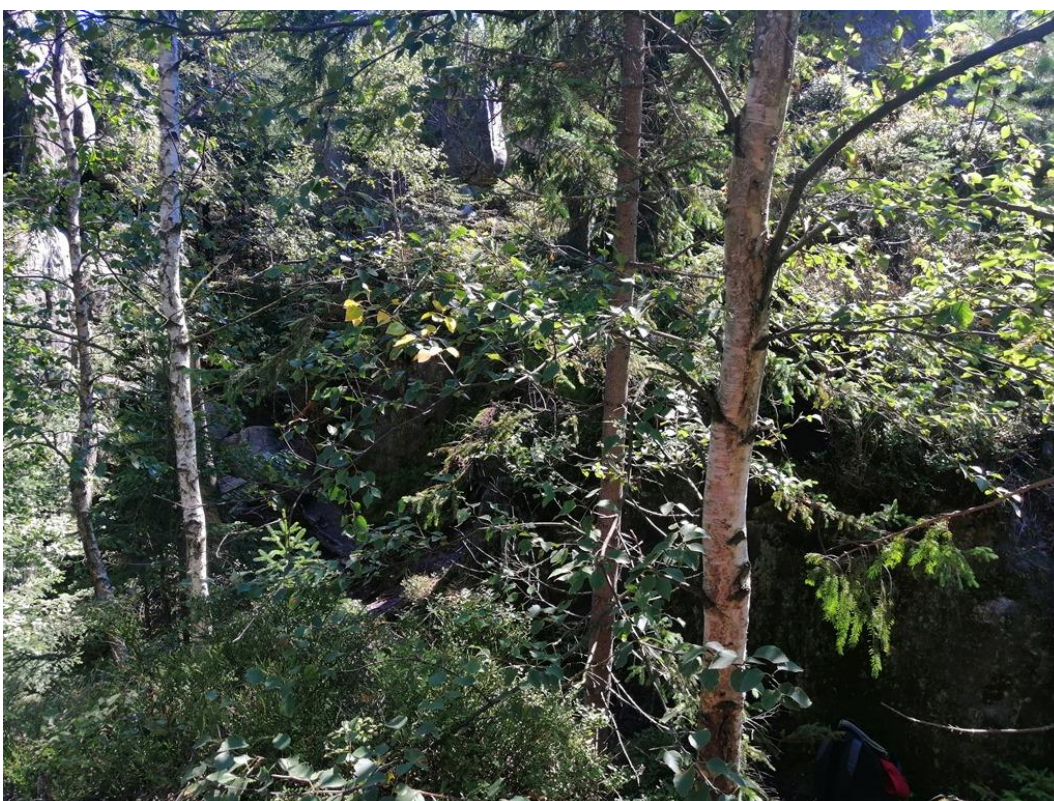
11. Zdjęcia profili gleb



Fot. 1. Powierzchnia badawcza 1S Góry Stołowe. Gleba ściółkowa skalista (Oesk), zbiorowisko *Vaccinio - Piceetea*. (fot. P. Telega)



Fot. 2. Powierzchnia badawcza 2S Góry Stołowe. Gleba ściółkowa skalista (OEsk),
zbiiorowisko *Vaccinio - Piceetea*. (fot. P. Telega)



Fot. 3. Powierzchnia badawcza 3S Góry Stołowe. Gleba ściółkowa typowa (OEt),
zbirowisko *Molinio caeruleae* – *Pinetum*. (fot. P. Telega)



Fot. 4. Powierzchnia badawcza 4S Góry Stołowe. Ranker typowy (SQt), zbiorowisko *Abieti – Picetum (montanum)*. (fot. P. Telega)



Fot. 5. Powierzchnia badawcza 5S Góry Stołowe. Gleba ściółkowa skalista (OEsk),
zbiiorowisko *Abieti – Picetum (montanum)*. (fot. P. Telega)



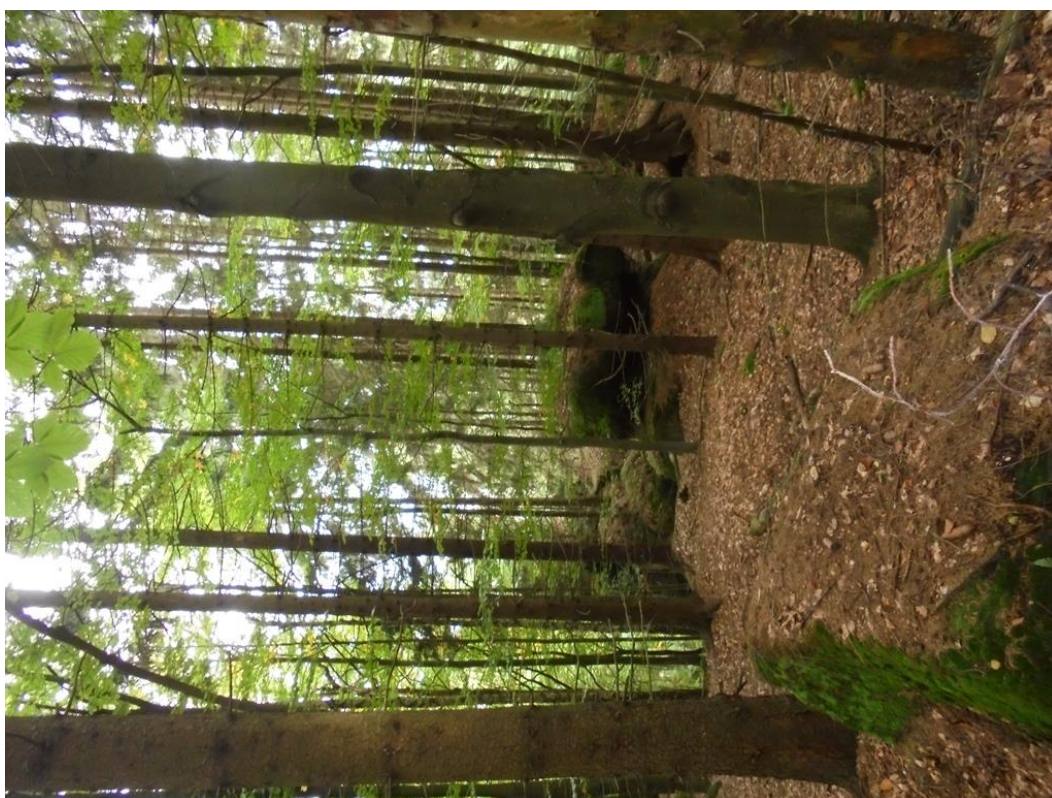
Fot. 6. Powierzchnia badawcza 6S Góry Stołowe. Gleba ściółkowa typowa (OEt),
zbiorowisko *Tilio platyphyllis* – *Acerion pseudoplatani* . (fot. P. Telega)



Fot. 7. Powierzchnia badawcza 7S Góry Stołowe. Gleba ściółkowa skalista (Oesk),
zbiorowisko *Vaccinio - Piceetea*. (fot. P. Telega)



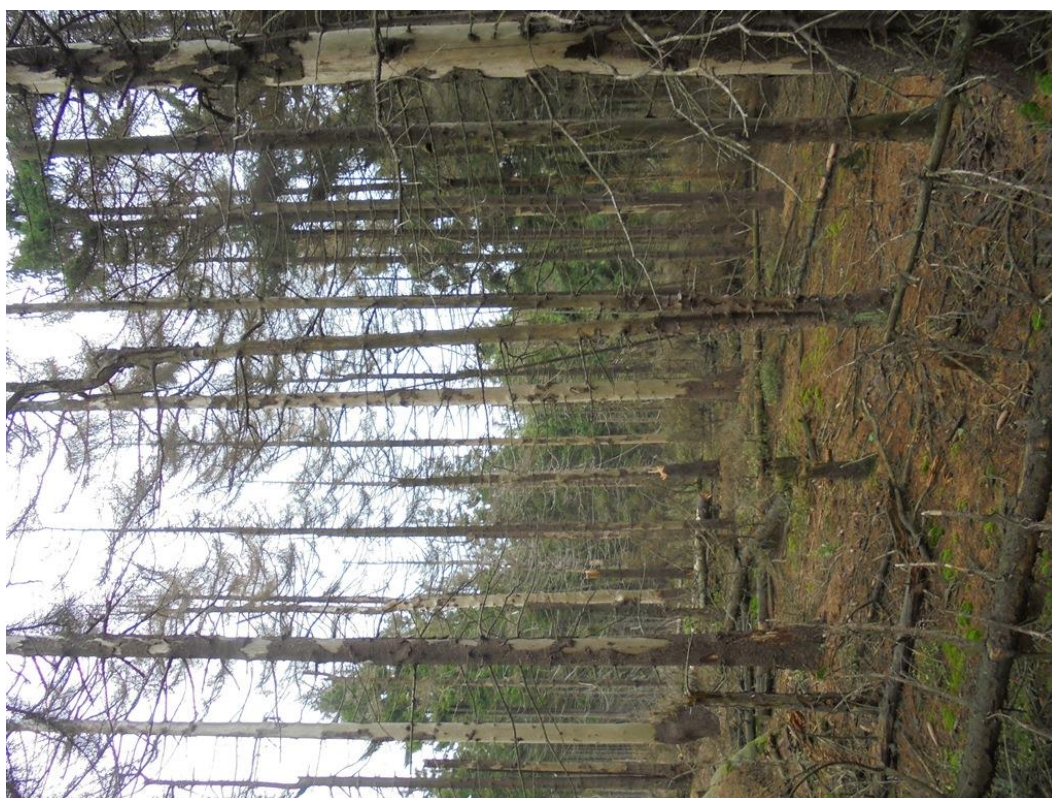
Fot. 8. Powierzchnia badawcza 8S Góry Stołowe. Gleba ściółkowa skalista (Oesk),
zbiorowisko *Vaccinio - Piceetea*. (fot. P. Telega)



Fot. 9. Powierzchnia badawcza 9S Góry Stołowe Gleba ściółkowa rumoszowa (Oerm),
zbirowisko *Luzulo luzuloidis* – *Fagetum*. (fot. P. Telega)



Fot. 10. Powierzchnia badawcza 10S Góry Stołowe Gleba ściółkowa typowa (OEt),
zbiorowisko *Carici remotae - Fraxinetum*. (fot. P. Telega)



Fot. 11. Powierzchnia badawcza 11S Góry Stołowe. Gleba ściółkowa skalista (OEsk),
zbiiorowisko *Abieti – Picetum (montanum)*. (fot. P. Telega)



Fot. 12. Powierzchnia badawcza 1K Karkonosze. Gleba ściółkowa skalista (Oesk),
zbirowisko *Luzulo luzuloidis* - *Fagetum*. (fot. P. Telega)



Fot. 13. Powierzchnia badawcza 2K Karkonosze. Gleba ściółkowa skalista (OEsk),
zbiornisko *Calamagrostis villosae* – *Piceetum* (fot. P. Telega)



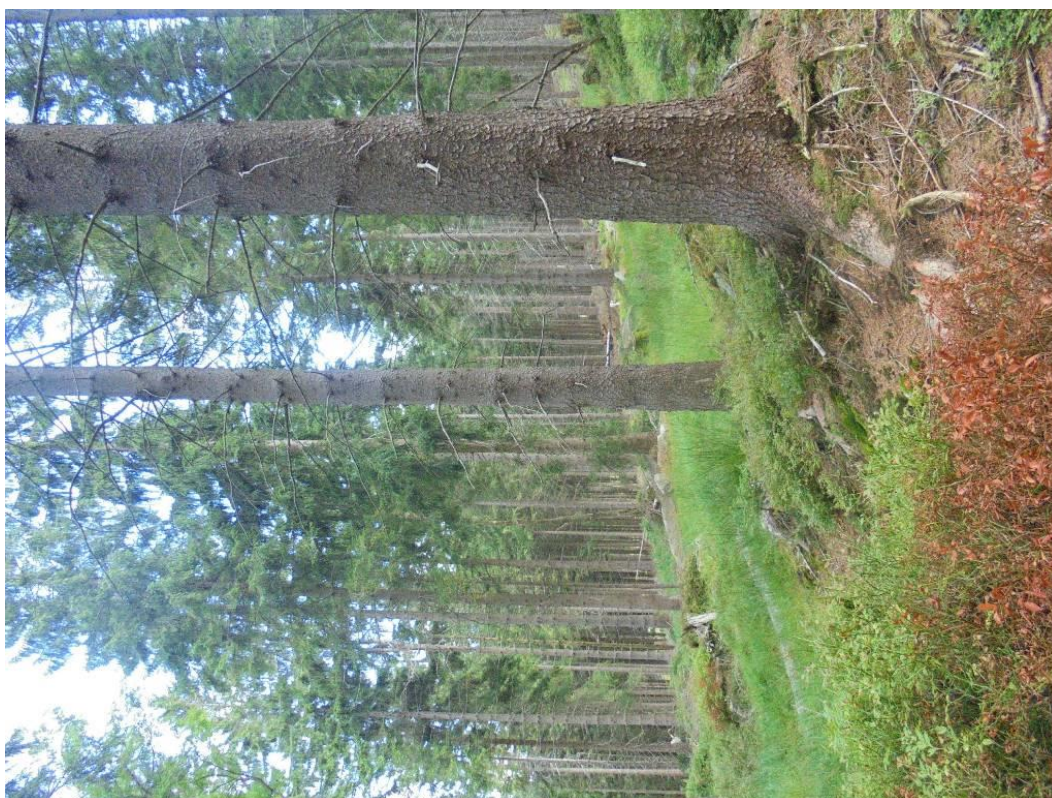
Fot. 14. Powierzchnia badawcza 3K Karkonosze. Gleba ściółkowa rumoszowa (Oerm), zbiorowisko *Luzulo luzuloidis* - *Fagetum*. (fot. P. Telega)



Fot. 15. Powierzchnia badawcza 4K Karkonosze. Gleba ściółkowa rumoszowa (Oerm),
zbiorowisko *Pinetum mugo sudeticum*. (fot. P. Telega)



Fot. 16. Powierzchnia badawcza 5K Karkonosze. Gleba ściółka rumoszowa (OEr_m),
zbiorowisko *Pinetum mugo sudeticum*. (fot. P. Telega)



Fot. 17. Powierzchnia badawcza 6K Karkonosze. Gleba ściółkowa skalista (Oesk), zbiorowisko *Abieti - Piceetum*. (fot. P. Telega)



Fot. 18. Powierzchnia badawcza 7K Karkonosze. Gleba murszowa płytka (OMp),
zbirowisko *Calamagrostio villosae* - *Piceetum*. (fot. P. Telega)



Fot. 19. Powierzchnia badawcza 8K Karkonosze. Gleba ściółkowa skalista (OEsk),
zbiorowisko *Abieti - Piceetum*. (fot. P. Telega)



Fot. 20. Powierzchnia badawcza 9K Karkonosze. Gleba ściółkowa skalista (OEsk),
zbiorowisko *Abieti - Piceetum*. (fot. P. Telega)



Fot. 21. Powierzchnia badawcza 10K Karkonosze. Ranker typowy (SQt), zbiorowisko *Abieti - Piceetum*. (fot. P. Telega)



Fot. 22. Powierzchnia badawcza 11K Karkonosze. Gleba ściółkowa skalista (OEsk),
zbiornisko *Calamagrostis villosae* - *Piceetum*. (fot. P. Telega)

12. Tabele

Tabela 10. Makroszczątki: Góry Stołowe

poziom	głębokość (cm)	liście	igły	korzenie	gałązki	drewno	kora	szyszki	nasiona	mech	trawy	szczątki zwierząt	porosy	strzępki grzybni	węgielki	materiał nierozpoznany
1S																
O1	0 - 1	5% brzoza	60% świerk		5% brzoza 5% świerk		+ świerk				15%					10%
Of1	1 - 3	5% brzoza	10% świerk + sosna	15% borówka	10% brzoza + świerk	5% świerk					20%					35%
Of2	3 - 7		10% świerk	10%	5% brzoza i świerk		10%									65%
Ow	7 - 14		+ świerk	5%	+ brzoza	80% świerk						+ pancerz owadów				15%
2S																
O1	0 - 5	+ borówka	10% świerk		5% świerk + brzoza		+ świerk			70%			+			15%
Of1	5 - 15	10% borówka	+ świerk	5%	15% borówka 30% świerk	5% świerk	5% świerk			30%						
Of2	15 - 20	10% borówka	+ świerk	15%	15% borówka	5% świerk	20% świerk + brzoza			25%				+		10%
Oh	20 - 25			25% borówka		+				25%				+		50%

Tabela 11. Makroszczątki: Góry Stołowe

poziom	głębokość (cm)	liście	igły	korzenie	gałązki	drewno	kora	szyszki	nasiona	mech	trawy	szczątki zwierząt	porosy	strzępki grzybni	węgielki	material nierozpoznany
3S																
O1	0 - 7	15% brzoza 25% borówka	5% świerk + sosna		25% borówka 5% świerk					15%						10%
Of1	7 - 15	15% borówka	+ świerk		15% borówka		+ świerk			60%						10%
Of2	15 - 25	10% borówka	+ świerk	10% borówka	10% borówka		+			70%						
Of3	25 - 33	+ borówka	+ świerk	25%	15% borówka		+ brzoza			20%						40%
Oh	33 - 42		10% świerk	20%		5%	10% brzoza									55%
5S																
O1	0 - 2	5% brzoza	80% modrzew 10% świerk		5% modrzew		+	+ modrzew								
Of1	2 - 10	5% brzoza	60% modrzew 10% świerk	5%	5% brzoza 5% borówka + modrzew		+	+								10%
O12	10 - 15	5% brzoza	60% modrzew 10% świerk	5%		15%	5%									
Oh	15 - 22	5% brzoza	30% modrzew 5% świerk	10%	10% + borówka	5%	5%									30%

Tabela 12. Makroszczątki: Góry Stołowe

poziom	głębokość (cm)	liście	igły	korzenie	gałązki	drewno	kora	szyszki	nasiona	mech	trawy	szczątki zwierząt	porosły	strzępki grzybni	węgielki	material nierozpoznany
6S																
OI	0 - 4	55% brzoza	10% świerk + sosna		10% brzoza + świerk	10%	15%							+		
Of	4 - 14	50% brzoza	5% świerk	10%	10% + borówka	10%	15% brzoza									
Oh1	14 - 30		+ świerk	10%	10%	7,5%	7,5%									65%
Oh2	30 - 36			10%		55%	+ brzoza								15%	20%
Oh3	36 - 45		+ świerk	+	10%	20%	10% brzoza								30%	30%
7S																
OI	0 - 1	+ brzoza + borówka	80% sosna		10% sosna + brzoza		5% sosna + brzoza	5% sosna								
Of	1 - 6		10% sosna 25% świerk	10%	10%	+	10% sosna + brzoza								+	35%
Oh	6 - 12	5% borówka	10% sosna		5%	+	10% sosna	5% sosna							+	65%

Tabela 13. Makroszczątki: Góry Stołowe

poziom	głębokość (cm)	liście	igły	korzenie	gałązki	drewno	kora	szyszki	nasiona	mech	trawy	szczątki zwierząt	porosy	strzępki grzybni	węgielki	material nierozpoznany
8S																
OI	0 - 1	20% brzoza	40% świerk		15% świerk 25% brzoza	+	+							+		
Of	1 - 4	10% brzoza	5% świerk		10%		10%			15%						50%
Oh1	4 - 11		+ świerk	10%	15%	15%										60%
Oh2	11 - 16		+ świerk	30%		10%	10%									50%
9S																
OI1	0 - 7	20% buk	70% świerk		+ świerk	5% świerk 5% buk			+ buk			+ pancerze owadów				
OI2	7 - 18	10% buk	20% świerk	10%	5% świerk i buk	+	+	5%								50%
Of	18 - 27		20% świerk	5%	+	10%										65%
Oh	27 - 37		5% świerk	5%	5%	10%	+									75%

Tabela 14. Makroszczątki: Góry Stołowe

poziom	głębokość (cm)	liście	igły	korzenie	gałązki	drewno	kora	szyszki	nasiona	mech	trawy	szczałki zwierząt	porosy	strzępki grzybni	węgielki	materiał nierozpoznany
10S																
OI	0 - 3	5% brzoza	80% świerk		5% świerk	5%	5%	+								
Of	3 - 9	5% brzoza	20% świerk	10%	5%	7,5%	7,5%	+								45%
Ow1	9 - 19			5%		95%										
Ow2	19 - 43			5%		95%										
Ow3	43 - 67			55		95%										
11S																
OI	0 - 4		80% świerk		10%		10%	+								
Of1	4 - 10		60% świerk	10%	10%											20%
Of2	10 - 22		50% świerk	5%	5%											40%
Oh	22 - 26		+ świerk	10%	10%											80%

Tabela 15. Makroszczątki: Karkonosze

poziom	głębokość (cm)	liście	igły	korzenie	gałązki	drewno	kora	szyszki	nasiona	mech	trawy	szczątki zwierząt	porosty	strzępki grzybni	węgielki	material nierozpoznany
1K																
O11	0 - 2	80% buk	20% świerk		+ buk	+			+ buk					+		
O12	2 - 8	50% buk	15% świerk	30%	5% świerk, buk	+	+		+			+ skorupa ślimaka		+		
O1	8 - 13	30% buk i brzoza	10% świerk	10%	+	35%	5%							+		10%
Oh	13 - 15	5%	5%	10%		10%								+		70%
2K																
O1	0 - 4	40% krzewinki 20% brzoza	10% świerk		15%	15%				+		+ skorupa ślimaka				
O11	4 - 7	5% borówka	5% świerk	70% krzewinki	10% krzewinki	5%										5%
O12	7 - 13	+	+ świerk	85% krzewinki	10% krzewinki		+			+						5%
Oh	13 - 25	+ borówka	5% świerk	15%	+											80%

Tabela 16. Makroszczałki: Karkonosze

poziom	głębokość (cm)	liście	igły	korzenie	gałązki	drewno	kora	szyszki	nasiona	mech	trawy	szczatki zwierząt	porosty	strzępki grzybnie	węgielki	materiał nierozpoznany
3K																
OI	0 - 2	50% buk 10% brzoza	15% świerk		25% świerk, buk, borówka		+		+ buk	+						
Of1	2 - 10	5% buk i brzoza	5% świerk	60%	5%	5%										20%
Of2	10 - 25		+ świerk	5%		10%	+									85%
Oh	25 - 30	+		5%	5%		+									90%
4K																
OI	0 - 15				5% borówka		5%			80% płonnik 5% sphagnum						5%
Of	15 - 30		10% kosodrzewina	15%	5% borówka	5%				10% sphagnum						55%
Oh	30 - 45			10%		5%		+						+		85%

Tabela 17. Makroszczątki: Karkonosze

poziom	głębokość (cm)	liście	igły	korzenie	gałązki	drewno	kora	szyszki	nasiona	mech	trawy	szczątki zwierząt	porosły	strzępki grzybni	węgielki	material nierozpoznany
5K																
OI	0 - 5	5% borówka 5% brzoza	20% kosodrzewina 15% świerk	10%	15% borówka	5%		+		5%						20%
Of1	5 - 10	+ borówka + brzoza	5% kosodrzewina + świerk	10%	5%											80%
Oh1	10 - 30	5% borówka + brzoza	10% kosodrzewina + świerk	10%	10% borówka	5%				+						60%
Oh2	30 - 40	5% borówka	5% kosodrzewina	10%	5% borówka	5%				+				+		70%
6K																
OI	0 - 3	5% borówka 5% brzoza	75% świerk	10%	5% świerk + borówka	+		+								
Of	3 - 10	5% borówka i brzoza	15% świerk	15%	+ borówka + świerk	60%		+ świerk								5%
Oh	10 - 14	5% borówka	+ świerk	10%	5% borówka i świerk	10%	10%									60%

Tabela 18. Makroszczałki: Karkonosze

poziom	głębokość (cm)	liście	igły	korzenie	gałązki	drewno	kora	szyszki	nasiona	mech	trawy	szczatki zwierząt	porosty	strzępki grzybni	węgielki	material nierozpoznany
8K																
OI	0 - 2	15% brzoza + borówka	55% świerk	10%	5% świerk 5% brzoza + borówka			+ świerk		5%				+		5%
Of	2 - 9	10%	10% świerk	20%	15% + borówka	5%	5%		+	5%						30%
Oh	9 - 20			5%	5%											90%
9K																
OI	0 - 4	5%	55% świerk	15%	15% świerk	5%			+							5%
Of	4 - 16		55% świerk	20%	5% świerk	+	+	5%	+							15%
Oh	16 - 25	+	10% świerk	10%	10% świerk											70%

Tabela 19. Makroszczałki: Karkonosze

poziom	głębokość (cm)	liście	igły	korzenie	gałązki	drewno	kora	szyszki	nasiona	mech	trawy	szczatki zwierząt	porosty	strzępki grzybni	węgielki	material nierozpoznany
11K																
OI	0 - 2	+ borówka	+ świerk	70% mchy	5% borówka + świerk	10%										15%
OI	2 - 5		5% świerk	45%	5%											45%
Oh	5 - 11	+ borówka	+ świerk	40%												60%

Tabela 20. Wybrane właściwości fizyczne profili glebowych w Górach Stołowych

Profil	Poziom	Głębokość [cm]	Popielność [%]	Gęstość właściwa [g·cm ⁻³]	Gęstość objętościowa [g·cm ⁻³]	Porowatość [%]	Porowatość różnicowa			MED [klasa]
							makropory [%]	mezopory [%]	mikropory [%]	
1S	Ol	0-1	6,4	1,52	0,075	95,1	75,3	13,9	10,8	VI
	Of1	1-3	19,8	1,67	0,075	95,5	64,8	21,5	13,7	V
	Of2	3-7	16,4	1,63	0,116	92,9	56,6	25,8	17,7	V
	Ow	7-14	9,5	1,56	0,156	90,0	58,6	24,9	16,5	VI
2S	Ol	0-5	5,9	1,52	0,234	84,6	74,7	14,1	11,2	VI
	Of1	5-15	8,5	1,54	0,127	91,8	67,7	18,6	13,6	VI
	Of2	15-20	7,7	1,54	0,172	88,8	62,9	19,9	17,1	VI
	Oh	20-25	28,3	1,76	0,260	85,3	32,5	44,6	22,9	V
3S	Ol	0-7	4,8	1,50	0,062	95,9	75,3	12,6	12,1	VI
	Of1	7-15	7,2	1,53	0,152	90,1	71,4	14,6	14,1	VI
	Of2	15-25	12,1	1,58	0,153	90,3	66,8	19,2	14,0	VI
	Of3	25-33	12,0	1,58	0,110	93,1	45,9	35,0	19,1	VI
	Oh	33-42	22,8	1,70	0,107	93,7	37,1	39,9	23,0	V
	C	42-50	99,3	2,54	-	-	95,6	2,3	2,1	I
4S	Ol	0-1	16,8	1,64	0,159	90,3	65,0	19,5	15,4	VII
	Oh	1-7	69,0	2,21	0,607	72,5	45,9	37,7	16,3	V
	Ah1	7-14	66,0	2,18	0,734	66,3	61,9	24,9	13,2	V
	Ah2	14-15	75,7	2,28	0,734	67,9	62,5	26,4	11,1	V

Tabela 21. Wybrane właściwości fizyczne profili glebowych w Górach Stołowych

Profil	Poziom	Głębokość [cm]	Popielność [%]	Gęstość właściwa [g·cm ⁻³]	Gęstość objętościowa [g·cm ⁻³]	Porowatość [%]	Porowatość różnicowa			MED [klasa]
							makropory [%]	mezopory [%]	mikropory [%]	
5S	O11	0-2	6,2	1,52	0,140	90,8	73,7	15,0	11,3	VII
	Of1	2-10	19,2	1,66	0,140	91,6	56,5	29,3	14,2	V
	O12	10-15	11,6	1,58	0,096	93,9	67,5	21,0	11,5	VI
	Oh	15-22	20,3	1,67	0,220	86,9	54,4	28,9	16,7	V
6S	O1	0-4	4,6	1,50	0,136	91,0	70,2	15,9	14,0	VI
	Of	4-14	5,6	1,51	0,120	92,1	65,6	17,0	17,4	VI
	Oh1	14-30	23,3	1,71	0,137	92,0	56,8	22,3	20,9	VI
	Oh2	30-36	22,0	1,69	0,170	90,0	59,4	19,3	21,3	VI
	Oh3	36-45	42,5	1,92	0,212	89,0	58,4	24,5	17,2	VI
	C	45-55	93,8	2,48	-	-	69,0	21,9	9,0	I
7S	O1	0-1	3,9	1,49	0,107	92,8	62,6	21,9	15,5	VI
	Of	1-6	22,9	1,70	0,252	85,2	50,5	31,5	18,1	VI
	Oh	6-12	21,4	1,69	0,212	87,4	59,6	26,6	13,9	VI
8S	O1	0-1	6,0	1,52	0,115	92,4	71,1	14,4	14,6	VII
	Of	1-4	7,4	1,53	0,119	92,2	70,3	15,7	14,1	VI
	Oh1	4-11	42,4	1,92	0,294	84,7	18,8	52,9	28,3	V
	Oh2	11-16	43,2	1,93	0,254	86,8	47,8	34,6	17,6	V

Tabela 22. Wybrane właściwości fizyczne profili glebowych w Górach Stołowych

Profil	Poziom	Głębokość [cm]	Popielność [%]	Gęstość właściwa [g·cm ⁻³]	Gęstość objętościowa [g·cm ⁻³]	Porowatość [%]	Porowatość różnicowa			MED [klasa]
							makropory [%]	mezopory [%]	mikropory [%]	
9S	O11	0-7	8,5	1,54	0,068	95,6	72,4	15,9	11,7	VII
	O12	7-18	10,4	1,57	0,078	95,0	64,0	20,5	15,5	VI
	Of	18-27	23,4	1,71	0,153	91,0	58,7	27,5	13,8	VI
	Oh	27-37	44,7	1,94	0,391	79,9	38,0	42,8	19,2	VI
10S	O1	0-3	8,7	1,55	0,104	93,3	74,5	14,6	10,9	VII
	Of	3-9	12,3	1,59	0,090	94,3	58,0	27,1	14,8	VI
	Ow1	9-19	1,5	1,47	0,126	91,4	44,2	41,6	14,2	III
	Ow2	19-43	8,3	1,54	0,109	92,9	57,7	34,9	7,5	V
	Ow3	43-67	8,7	1,55	0,154	90,0	62,0	29,5	8,4	III
	C	67-75	95,6	2,50	-	-	38,4	49,7	11,9	I
11S	O1	0-4	4,6	1,50	0,125	91,7	49,5	28,7	21,8	VII
	Of1	4-10	11,3	1,57	0,117	92,6	58,0	27,2	14,8	VI
	Of2	10-22	9,6	1,56	0,166	89,3	54,4	31,6	14,0	VI
	Oh	22-26	16,2	1,63	0,160	90,2	55,9	26,9	17,2	VI

Tabela 23. Wybrane właściwości fizyczne profili glebowych w Karkonoszach

Profil	Poziom	Głębokość [cm]	Popielność [%]	Gęstość właściwa [g·cm ⁻³]	Gęstość objętościowa [g·cm ⁻³]	Porowatość [%]	Porowatość różnicowa			MED [klasa]
							makropory [%]	mezopory [%]	mikropory [%]	
1K	O11	0-2	5,8	1,52	0,139	90,8	74,0	13,8	12,2	VII
	O12	2-8	4,3	1,50	0,139	90,7	71,4	21,6	7,1	VI
	Of	8-13	6,7	1,52	0,122	92,0	59,6	30,9	9,4	VI
	Oh	13-15	23,4	1,71	0,108	93,7	41,3	46,9	11,7	VI
2K	O1	0-4	6,2	1,52	0,199	86,9	70,6	18,8	10,6	VII
	Of1	4-7	11,2	1,57	0,084	94,7	67,6	21,3	11,1	VI
	Of2	7-13	10,3	1,56	0,117	92,5	73,3	17,4	9,3	VI
	Oh	13-25	18,3	1,65	0,141	91,5	54,7	33,9	11,5	V
3K	O1	0-2	5,9	1,52	0,231	84,8	70,9	15,4	13,7	VII
	Of1	2-10	8,3	1,54	0,065	95,8	59,7	27,6	12,6	VII
	Of2	10-25	51,4	2,02	0,126	93,8	26,6	55,4	18,0	V
	Oh	25-30	59,9	2,11	0,168	92,0	32,8	48,5	18,7	IV
4K	O1	0-15	4,4	1,50	0,058	96,1	75,7	16,2	8,1	VI
	Of	15-30	14,6	1,61	0,074	95,4	61,3	27,4	11,4	VI
	Oh	30-45	38,3	1,87	0,126	93,3	34,5	46,6	18,9	IV
	Ah	+45	88,3	2,42	0,207	91,5	14,4	62,2	23,3	I

Tabela 24. Wybrane właściwości fizyczne profili glebowych w Karkonoszach

Profil	Poziom	Głębokość [cm]	Popielność [%]	Gęstość właściwa [g·cm ⁻³]	Gęstość objętościowa [g·cm ⁻³]	Porowatość [%]	Porowatość różnicowa			MED [klasa]
							makropory [%]	mezopory [%]	mikropory [%]	
5K	O1	0-5	41,2	1,90	0,122	93,6	72,6	18,5	8,9	VI
	Of1	5-10	66,0	2,18	0,128	94,1	53,4	31,5	15,2	V
	Oh1	10-30	63,6	2,15	0,477	77,8	66,0	25,4	8,6	V
	Oh2	30-40	68,4	2,20	0,281	87,3	51,0	37,7	11,2	V
	Ah	40-60	74,0	2,27	0,566	75,0	44,9	40,6	14,5	I
6K	O1	0-3	6,5	1,52	0,082	94,6	71,7	19,6	8,7	VI
	Of	3-10	16,3	1,63	0,151	90,7	46,7	41,2	12,1	VI
	Oh	10-14	41,8	1,91	0,322	83,2	57,7	28,2	14,1	IV
7K	O1	0-5	7,5	1,53	0,120	92,2	67,0	21,4	11,7	VI
	M1	5-10	21,5	1,69	0,295	82,5	48,2	32,5	19,3	VI
	M2	10-20	35,0	1,84	0,455	75,2	47,7	28,7	23,6	VI
	M3	20-33	22,3	1,70	0,443	73,9	37,4	33,6	29,0	VI
	M4	33-46	23,0	1,70	0,688	59,6	52,8	27,3	19,9	VI

Tabela 25. Wybrane właściwości fizyczne profili glebowych w Karkonoszach

Profil	Poziom	Głębokość [cm]	Popielność [%]	Gęstość właściwa [g·cm ⁻³]	Gęstość objętościowa [g·cm ⁻³]	Porowatość [%]	Porowatość różnicowa			MED [klasa]
							makropory [%]	mezopory [%]	mikropory [%]	
8K	Ol	0-2	12,2	1,58	0,110	93,1	68,0	20,9	11,1	VI
	Of	2-9	35,5	1,84	0,081	95,6	59,2	31,6	9,2	VI
	Oh	9-20	58,7	2,10	0,341	83,7	42,3	42,1	15,5	III
9K	Ol	0-4	18,3	1,65	0,141	91,5	66,5	20,7	12,8	VI
	Of	4-16	21,5	1,69	0,115	93,2	60,0	24,6	15,5	VI
	Oh	16-25	33,9	1,82	0,187	89,7	55,4	29,9	14,7	VI
10K	Ol	0-2	52,2	2,03	0,170	91,6	60,8	29,9	9,3	VI
	Ah1	2-15	65,1	2,17	0,824	62,0	48,5	33,8	17,7	VI
	Ah2	15-21	69,4	2,21	0,841	62,0	51,9	28,8	19,3	IV
11K	Ol	0-2	23,1	1,70	0,274	83,9	60,5	26,6	12,9	VI
	Of	2-5	32,1	1,80	0,274	84,8	44,2	38,9	16,9	VI
	Oh	5-11	28,7	1,77	0,306	82,7	50,3	31,2	18,5	VI

Tabela 26. Wybrane właściwości chemiczne profili glebowych w Górach Stołowych

Profil	Poziom	pH		C	N	C/N	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Kw	S	CECe	V [%]
		H ₂ O	KCl	g·kg ⁻¹			cmol(+)·kg ⁻¹							
1S	Ol	4,6	3,9	494	15,4	32	10,58	3,68	0,62	1,36	5,66	16,24	21,90	74,2
	Of1	3,9	2,7	440	12,1	36	4,73	2,40	0,74	0,52	17,04	8,39	25,43	33,0
	Of2	3,2	2,6	445	15,9	28	3,43	1,67	0,47	0,41	27,34	5,98	33,32	18,0
	Ow	3,2	2,4	497	16,1	31	6,65	2,63	0,87	0,23	19,36	10,38	29,74	34,9
2S	Ol	4,2	2,9	448	16,0	28	8,79	3,31	0,50	0,87	9,90	13,47	23,37	57,6
	Of1	3,7	2,7	475	17,6	27	5,74	3,57	0,80	0,89	14,86	11,00	25,86	42,5
	Of2	3,5	2,6	487	20,0	24	4,18	2,56	0,45	0,99	17,24	8,18	25,42	32,2
	Oh	3,4	2,6	370	17,6	21	2,87	1,91	0,52	0,84	18,78	6,14	24,92	24,6
3S	Ol	4,3	3,1	498	18,2	27	21,90	5,42	0,66	1,13	5,60	29,10	34,70	83,9
	Of1	3,4	2,4	478	15,8	30	5,05	2,95	0,77	0,66	21,04	9,44	30,48	31,0
	Of2	3,6	2,6	447	12,3	36	3,41	2,35	0,70	0,53	22,72	6,99	29,71	23,5
	Of3	3,5	2,7	451	18,2	25	3,48	1,46	0,41	0,39	24,70	5,74	30,44	18,9
	Oh	3,4	2,6	429	14,2	30	5,61	1,40	0,51	0,32	20,14	7,84	27,98	28,0
	C	4,5	3,1	4,36	0,24	18	2,35	1,56	0,52	0,11	1,78	4,53	6,31	71,8
4S	Ol	4,4	3,5	469	19,3	24	10,57	3,25	0,42	1,22	6,18	15,46	21,64	71,5
	Oh	3,6	2,9	246	10,2	24	2,49	1,31	0,35	0,29	10,08	4,45	14,53	30,6
	Ah1	3,7	2,9	193	9,40	21	1,86	1,18	0,33	0,28	7,56	3,65	11,21	32,6
	Ah2	4,1	3,1	124	4,63	27	1,71	1,07	0,33	0,28	7,60	3,39	10,99	30,9

Tabela 27. Wybrane właściwości chemiczne profili glebowych w Górach Stołowych

Profil	Poziom	pH		C	N	C/N	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Kw	S	CECe	V [%]
		H ₂ O	KCl											
5S	Ol	4,5	3,7	489	19,1	26	17,56	4,71	0,55	1,98	7,56	24,79	32,35	76,6
	Of1	3,5	2,7	439	12,6	35	8,19	1,99	0,48	0,69	17,32	11,36	28,68	39,6
	Ol2	3,6	2,7	447	12,7	35	10,67	2,04	0,38	0,67	13,42	13,77	27,19	50,6
	Oh	3,2	2,6	430	15,5	28	5,89	2,04	0,46	0,52	20,00	8,91	28,91	30,8
6S	Ol	5,1	4,0	513	16,5	31	15,43	5,22	0,54	2,01	3,84	23,19	27,03	85,8
	Of	4,1	2,7	506	16,3	31	6,71	3,77	0,56	1,22	13,70	12,25	25,95	47,2
	Oh1	3,4	2,5	388	13,2	29	4,17	1,92	0,54	0,53	15,64	7,16	22,80	31,4
	Oh2	3,4	2,4	393	12,6	31	6,36	1,87	0,47	0,28	17,00	8,98	25,98	34,6
	Oh3	3,1	2,4	299	8,96	33	4,74	1,67	0,52	0,22	16,26	7,16	23,42	30,6
	C	3,8	2,7	18,8	1,74	11	1,95	1,06	0,33	0,15	4,80	3,48	8,28	42,0
7S	Ol	4,0	3,1	529	23,4	23	5,62	1,89	0,42	0,62	7,92	8,55	16,47	51,9
	Of	3,7	2,7	406	23,7	17	4,75	1,90	0,47	0,60	13,94	7,71	21,65	35,6
	Oh	3,5	2,6	365	13,5	27	4,11	2,06	0,53	0,53	17,32	7,23	24,55	29,5
8S	Ol	5,1	4,4	523	16,9	31	11,48	3,34	0,40	1,62	7,08	16,83	23,91	70,4
	Of	3,6	2,8	479	15,5	31	5,75	2,48	0,48	1,05	14,16	9,76	23,92	40,8
	Oh1	3,5	2,5	360	11,8	30	2,89	1,63	0,42	0,34	16,52	5,28	21,80	24,2
	Oh2	3,1	2,5	364	11,9	31	3,49	2,06	0,60	0,44	16,14	6,59	22,73	29,0

Tabela 28. Wybrane właściwości chemiczne profili glebowych w Górach Stołowych

Profil	Poziom	pH		C	N	C/N	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Kw	S	CECe	V [%]
		H ₂ O	KCl											
9S	Ol1	4,7	4,0	490	14,7	33	23,52	3,77	0,59	1,68	4,42	29,57	33,99	87,0
	Ol2	3,8	2,8	472	16,4	29	10,77	2,75	0,61	1,43	12,78	15,56	28,34	54,9
	Of	3,6	2,7	432	13,9	31	6,42	2,05	0,58	1,29	16,58	10,34	26,92	38,4
	Oh	3,3	2,7	286	16,0	18	3,72	1,32	0,42	0,76	12,72	6,22	18,94	32,9
10S	Ol	4,5	3,4	491	32,7	15	14,51	2,76	0,46	1,37	7,70	19,10	26,80	71,3
	Of	3,2	2,5	469	23,3	20	5,63	1,91	0,50	0,70	17,90	8,74	26,64	32,8
	Ow1	3,4	2,4	573	22,9	25	5,84	1,83	0,43	0,28	12,16	8,39	20,55	40,8
	Ow2	3,4	2,5	539	14,7	37	7,17	1,63	0,55	0,37	14,24	9,71	23,95	40,6
	Ow3	3,2	2,5	468	17,3	27	8,83	1,84	0,47	0,29	15,46	11,43	26,89	42,5
	C	3,8	2,7	13,3	0,71	19	2,56	1,23	0,44	0,14	4,50	4,36	8,86	49,2
11S	Ol	4,7	3,6	530	22,8	23	8,94	2,96	0,49	1,27	9,30	13,66	22,96	59,5
	Of1	4,2	2,9	494	14,6	34	9,46	3,05	0,75	1,70	9,22	14,96	24,18	61,9
	Of2	3,1	2,5	492	14,9	33	5,52	1,98	0,42	0,52	8,38	8,44	16,82	50,2
	Oh	3,3	2,5	454	17,4	26	4,44	1,77	0,53	0,60	22,94	7,35	30,29	24,3

Tabela 29. Wybrane właściwości chemiczne profili glebowych w Karkonoszach

Profil	Poziom	pH		C	N	C/N	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Kw	S	CECe	V [%]
		H ₂ O	KCl											
1K	Ol1	5,9	4,9	510	17,6	29	19,08	5,96	0,40	2,64	2,60	28,07	30,67	91,5
	Ol2	5,5	3,9	515	19,6	26	11,47	4,10	0,40	1,38	8,22	17,35	25,57	67,9
	Of	4,2	2,8	503	17,0	30	7,35	3,11	0,44	0,83	12,48	11,74	24,21	48,5
	Oh	3,7	2,8	356	19,3	18	3,91	2,00	0,46	0,51	22,56	6,88	29,43	23,4
2K	Ol	4,5	4,4	515	16,5	31	35,10	8,34	0,46	1,63	3,74	45,52	49,26	92,4
	Of1	4,5	3,2	472	19,5	24	14,60	3,93	0,41	1,26	7,45	20,20	27,65	73,1
	Of2	4,0	2,7	456	18,3	25	4,35	2,68	0,44	0,78	16,31	8,25	24,56	33,6
	Oh	3,9	2,8	446	18,6	24	2,52	1,40	0,35	0,56	21,76	4,84	26,60	18,2
3K	Ol	5,8	5,4	512	19,9	26	29,46	9,92	0,48	2,81	4,21	42,67	46,88	91,0
	Of1	5,0	3,3	475	19,0	25	14,60	5,98	0,50	1,86	8,76	22,94	31,70	72,4
	Of2	3,8	3,2	211	5,56	38	2,82	1,98	0,34	0,55	21,82	5,69	27,51	20,7
	Oh	3,9	3,1	213	8,73	24	2,87	1,78	0,34	0,42	15,77	5,41	21,18	25,6
4K	Ol	3,8	2,6	477	18,5	26	3,96	2,16	0,58	0,60	18,57	7,30	25,87	28,2
	Of	3,9	2,8	450	13,1	34	2,42	1,78	0,41	0,55	23,83	5,16	28,98	17,8
	Oh	3,6	2,9	282	10,8	26	2,85	1,83	0,36	0,48	20,10	5,52	25,62	21,5
	Ah	3,7	3,5	42,8	2,23	19	1,86	1,22	0,26	0,13	7,314	3,47	10,78	32,2

Tabela 30. Wybrane właściwości chemiczne profili glebowych w Karkonoszach

Profil	Poziom	pH		C	N	C/N	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Kw	S	CECe	V [%]
		H ₂ O	KCl											
K5	Ol	4,3	3,1	329	9,66	34	5,56	2,81	0,34	0,80	11,28	9,50	20,78	45,7
	Of1	4,0	3,2	251	6,74	37	2,51	1,68	0,31	0,38	10,38	4,88	15,25	32,0
	Oh1	3,9	3,1	228	9,07	25	3,05	1,88	0,35	0,50	11,15	5,78	16,93	34,1
	Oh2	4,0	3,1	215	7,99	27	2,95	1,82	0,58	0,36	10,92	5,71	16,62	34,3
	Ah	3,5	3,2	199	7,18	28	2,08	1,46	0,61	0,21	11,82	4,35	16,17	26,9
K6	Ol	5,2	3,9	497	19,9	25	8,01	1,46	0,35	1,63	7,25	11,45	18,70	61,2
	Of	4,6	3,3	472	12,3	38	0,48	0,41	0,29	0,65	18,43	1,83	20,26	9,0
	Oh	4,5	3,4	376	10,9	35	0,35	0,23	0,22	0,44	17,15	1,25	18,40	6,8
K7	Ol	4,9	3,5	491	17,1	29	8,97	1,28	0,27	1,07	10,50	11,59	22,09	52,5
	M1	4,5	3,5	386	11,8	33	1,16	0,53	0,22	0,61	19,75	2,53	22,28	11,4
	M2	4,2	3,4	336	12,5	27	2,06	0,32	0,17	0,26	14,75	2,82	17,57	16,1
	M3	4,4	3,6	412	14,5	28	2,08	0,30	0,18	0,14	15,50	2,69	18,19	14,8
	M4	4,6	3,8	355	12,6	28	1,77	0,29	0,22	0,14	14,00	2,43	16,43	14,8

Tabela 31. Wybrane właściwości chemiczne profili glebowych w Karkonoszach

Profil	Poziom	pH		C	N	C/N	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Kw	S	CECe	V [%]
		H ₂ O	KCl											
K8	Ol	5,1	3,4	418	17,6	24	6,13	1,97	0,26	1,96	6,75	10,32	17,07	60,5
	Of	4,7	3,5	324	17,7	18	0,65	0,77	0,33	1,20	17,00	2,94	19,94	14,8
	Oh	4,7	3,9	216	11,7	18	0,37	0,28	0,22	0,46	13,75	1,33	15,08	8,8
K9	Ol	4,6	3,3	426	15,5	28	3,21	0,94	0,33	1,13	12,25	5,61	17,86	31,4
	Of	4,4	3,2	414	17,6	23	1,51	0,73	0,48	0,90	18,50	3,62	22,12	16,4
	Oh	4,4	3,4	355	14,8	24	0,10	0,47	0,42	0,95	18,35	1,94	20,29	9,5
K10	Ol	4,7	3,8	324	11,7	28	1,52	0,80	0,32	1,21	10,30	3,84	14,14	27,2
	Ah1	4,7	3,9	175	9,07	19	0,30	0,26	0,24	0,36	12,48	1,16	13,64	8,5
	Ah2	4,7	4,0	131	6,96	19	0,25	0,23	0,30	0,32	11,18	1,10	12,28	9,0
K11	Ol	4,7	3,7	362	15,8	23	1,04	0,57	0,45	1,14	10,05	3,19	13,24	24,1
	Of	4,6	3,6	312	12,9	24	0,61	0,33	0,21	0,56	11,40	1,71	13,11	13,1
	Oh	4,6	3,6	335	15,7	21	1,75	0,41	0,35	0,79	15,55	3,30	18,85	17,5

Tabela 32. Zasoby węgla i azotu w 10 cm warstwie gleby na obiektach w Górach Stołowych i Karkonoszach

Profil	C	N	Profil	C	N
	kg·m ⁻²			kg·m ⁻²	
1S	5,42	0,18	1K	6,94	0,25
2S	8,25	0,30	2K	6,88	0,25
3S	4,34	0,15	3K	4,83	0,19
4S	13,95	0,61	4K	2,76	0,11
5S	6,29	0,19	5K	3,61	0,10
6S	6,43	0,21	6K	6,22	0,18
7S	8,77	0,44	7K	8,63	0,28
8S	8,67	0,28	8K	3,49	0,18
9S	3,44	0,11	9K	5,26	0,21
10S	4,78	0,26	10K	12,64	0,64
11S	6,11	0,22	11K	9,67	0,43

Tabela 33. Zasobność podpoziomów organicznych w fosfor w Górach Stołowych

Profil	Poziom	P mg·100g ⁻¹ gleby	Klasa wyceny zawartości	
			gleba organiczna	gleba mineralna
1S	Ol	19,6	II	
	Of1	11,5	I	
	Of2	9,6	I	
	Ow	3,8	I	
2S	Ol	17,4	I	
	Of1	18,2	II	
	Of2	16,8	I	
	Oh	16,2	I	
3S	Ol	17,8	II	
	Of1	11,8	I	
	Of2	11,8	I	
	Of3	9,6	I	
	Oh	5,9	I	
	C	0,2		II
4S	Ol	22,4	II	
	Oh	8,4	I	
	Ah1	7,8		II
	Ah2	8,2		III
5S	Ol1	41,7	IV	
	Of1	10,6	I	
	Ol2	10,3	I	
	Oh	11,6	I	
6S	Ol	25,1	II	
	Of	13,3	I	
	Oh1	8,0	I	
	Oh2	4,2	I	
	Oh3	3,2	I	
	C	1,2		II
7S	Ol	8,3	I	
	Of	11,3	I	
	Oh	10,4	I	
8S	Ol	37,5	IV	
	Of	23,7	II	
	Oh1	7,5	I	
	Oh2	6,8	I	
9S	Ol1	31,8	III	
	Ol2	13,9	I	
	Of	11,6	I	
	Oh	13,7	I	
10S	Ol	26,4	III	
	Of	11,2	I	
	Ow1	2,0	I	
	Ow2	3,3	I	
	Ow3	2,2	I	
	C	0,6		II
11S	Ol	36,1	IV	
	Of1	18,9	II	
	Of2	13,1	I	
	Oh	14,7	I	

Tabela 34. Zasobność podpoziomów organicznych w fosfor w Karkonoszach

Profil	Poziom	P mg·100g ⁻¹ gleby	Klasa wyceny zawartości	
			gleba organiczna	gleba mineralna
1K	Ol1	29,4	III	
	Ol2	29,5	III	
	Of	19,8	II	
	Oh	19,7	II	
2K	Ol	15,0	I	
	Of1	27,3	III	
	Of2	17,7	II	
	Oh	12,8	I	
3K	Ol	36,9	III	
	Of1	25,4	II	
	Of2	17,0	I	
	Oh	18,1	II	
4K	Ol	12,0	I	
	Of	12,7	I	
	Oh	21,7	II	
	Ah	21,9		IV
5K	Ol	16,2	I	
	Of1	16,6	I	
	Oh1	15,0	I	
	Oh2	16,0	I	
	Ah	15,8		III
6K	Ol	21,4	II	
	Of	21,5	II	
	Of	8,4		I
7K	Ol	12,0	I	
	M1	13,1	I	
	M2	10,6	I	
	M3	8,6	I	
	M4	11,2	I	
8K	Ol	30,6	III	
	Of	16,6	I	
	Oh	13,2	I	
9K	Ol	24,6	II	
	Of	16,5	I	
	Oh	16,5	I	
10K	Ol	16,3	I	
	Ah1	13,2		III
	Ah2	16,3		IV
11K	Ol	13,2	I	
	Of	14,7	I	
	Oh	14,4	I	

Tabela 35. Zestawienie gatunków roślin na powierzchniach badawczych w Górach Stołowych

Numer stanowiska	1S	2S	3S	4S	5S	6S	7S	8S	9S	10S	11S
Drzewa, krzewy, wrzosowate, rośliny zielne											
Brzoza brodawkowata <i>Betula pendula</i>		+	+	+			+	+			+
Buk zwyczajny <i>Fagus sylvatica</i>					+				+		
Modrzew europejski <i>Larix decidua</i>				+							
Jarząb zwyczajny <i>Sorbus aucuparia</i>				+							
Sosna zwyczajna <i>Pinus sylvestris</i>			+				+				
Świerk pospolity <i>Picea excelsa</i>	+	+	+	+				+		+	+
Borówka czarna <i>Vaccinium myrtillus</i>	+	+	+	+	+		+	+			+
Borówka brusznica <i>Vaccinium vitis-idaea</i>			+								
Kłosownica leśna <i>Brachypodium sylvaticum</i>					+						
Siódmaczek leśny <i>Trientalis europaeus</i>		+									
Śmiałek pogięty <i>Deschampsia flexuosa</i>		+		+	+						
Wrzos zwyczajny <i>Calluna vulgaris</i>				+			+				
Zachyłka trójkątna <i>Gymnocarpium dryopteris</i>									+		
Mchy i wątrobowce											
<i>Dicranum polysetum</i>	+	+	+		+	+	+	+	+		
<i>Dicranum scoparium</i>		+									
<i>Dicranodontium denudatum</i>			+					+	+	+	
<i>Hypnum supressiformae</i>		+									
<i>Leucobryum juniperoideum</i>						+			+		
<i>Mnium Hornum</i>									+		
<i>Plagiothecium curvifolium</i>					+				+	+	
<i>Pleurozium schreberi</i>	+		+								+
<i>Polytrichum comunae</i>			+								
<i>Sphagnum capilifolium</i>			+								
<i>Tetraphis denudatum</i>								+			
<i>Tetraphis pellucida</i>										+	
<i>Bazania trilobata</i>			+			+					
<i>Calypogeia integristipula</i>										+	
<i>Nardia scalaris</i>			+								

Tabela 36. Zestawienie gatunków roślin na powierzchniach badawczych w Górach Stołowych

Numer stanowiska	1S	2S	3S	4S	5S	6S	7S	8S	9S	10S	11S
Porosty											
<i>Cladonia chlorophaea</i>		+									
<i>Cladonia digitata</i>					+						
<i>Cladonia macilenta</i>	+										
<i>Cladonia polydactyla</i>							+				
<i>Cladonia ramulosa</i>								+			
<i>Cladonia squamosa</i>			+								
<i>Cladonia uncialis</i>							+				
<i>Cladonia sp.</i>				+							
<i>Cetraria islandica</i>							+				
<i>Cladonia pyxidata</i>		+									
<i>Trapeliopsis granulosa</i>	+										
<i>Placynthiella icmalea</i>	+										
<i>Hypogymnia physodes</i>										+	
<i>Lepraria sp.</i>								+			
<i>Lepraria lobificans</i>						+					

Tabela 37. Zestawienie gatunków roślin na powierzchniach badawczych w Karkonoszach

Numer stanowiska	1K	2K	3K	4K	5K	6K	7K	8K	9K	10K	11K
Drzewa, krzewy, wrzosowate, rośliny zielne											
Wroniec widlasty <i>Huperzia selago</i>					+						
Borówka brusznica <i>Vaccinium vitis-idaea</i>				+	+						
Śmiałek pogięty <i>Deschampsia flexuosa</i>		+		+	+		+	+		+	
Sosna górská (kosodrzewina) <i>Pinus mugo</i>				+	+						
Świerk pospolity <i>Picea abies</i>	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+
Brzoza brodawkowata <i>Betula pendula</i>	+		+		+						
Jarząb pospolity <i>Sorbus aucuparia</i>	+	+	+		+	+			+	+	
Borówka czarna <i>Vaccinium myrtillus</i>	+	+	+		+	+	+		+	+	+
Buk zwyczajny <i>Fagus sylvatica</i>	+										
Paprotnica krucha <i>Cystopteris fragilis</i>	+	+	+								
Malina właściwa <i>Rubus idaeus</i>		+									
Szczawik zajęczy <i>Oxalis acetosella</i>			+								
Trzcinnik owłosiony <i>Calamagrostis villosa</i>			+							+	
Nerecznica krótkoostna <i>Dryopteris carthusiana</i>						+					
Siódmaczek leśny <i>Trientalis europaea</i>							+				
Kostrzewa <i>Festuca</i> sp.											+
Mchy i wątrobowce											
<i>Polytrichum commune</i>					+						
<i>Dicranum polysetum</i>			+		+						
<i>Racomitrium sudeticum</i>					+						
<i>Orthodicranum montanum</i>					+		+				
<i>Sphagnum girgensohni</i>					+						
<i>Dicranum scoparium</i>				+			+			+	
<i>Sphagnum capillifolium</i>				+							
<i>Polytrichum alpinum</i>	+		+	+			+	+			
<i>Dicranodontium denudatum</i>	+		+			+		+			
<i>Dicranum fuscescens</i>	+							+			
<i>Racomitrium sudeticum</i>		+									
<i>Kiaeria blyttii</i>		+									
<i>Scapania undulata</i>			+								
<i>Polytrichum formosum</i>						+					

Tabela 38. Zestawienie gatunków roślin na powierzchniach badawczych w Karkonoszach

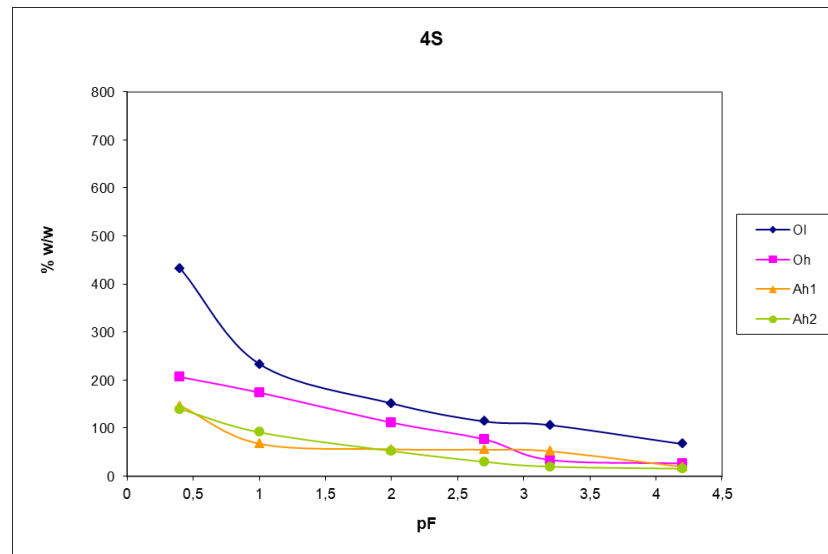
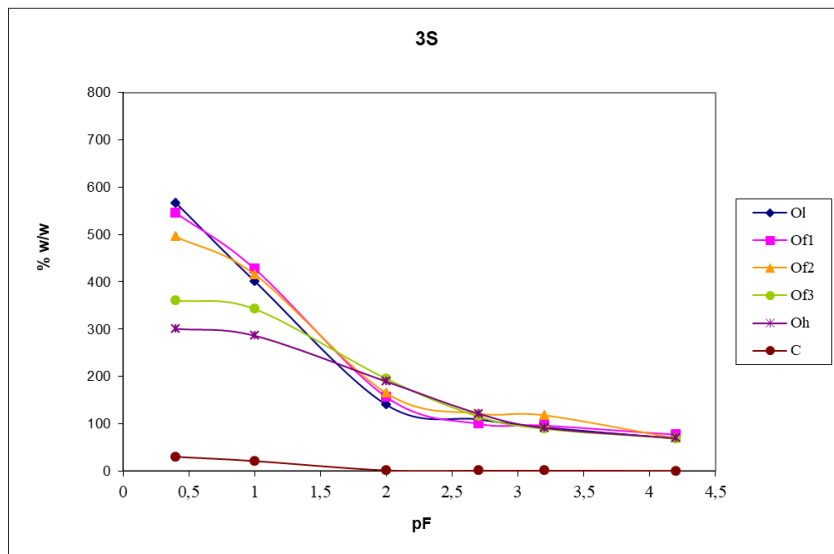
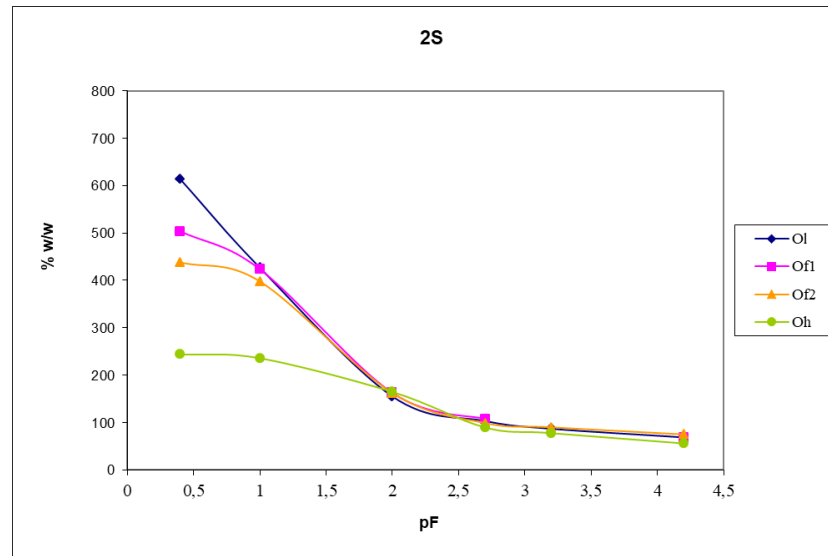
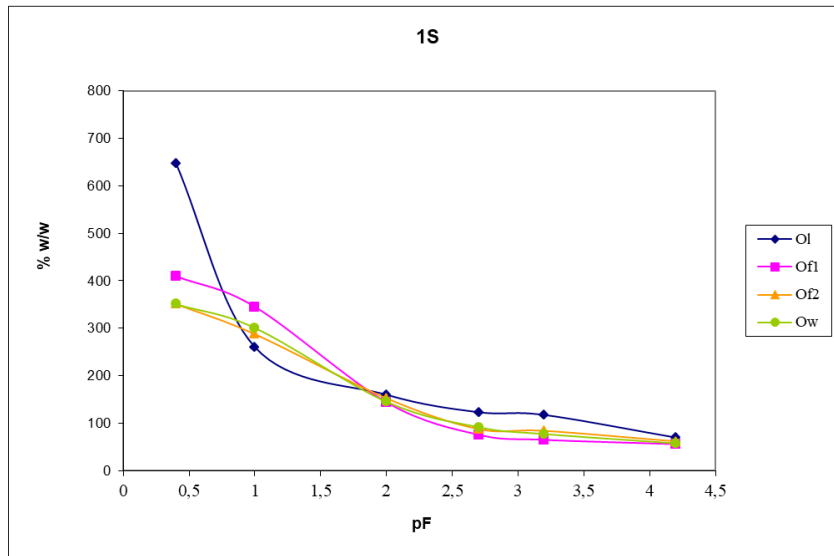
Numer stanowiska	1K	2K	3K	4K	5K	6K	7K	8K	9K	10K	11K
Mchy i wątrobowce											
<i>Pleurozium schreberi</i>							+				
<i>Bucklandiella undulata</i>									+		
<i>Plagiothecium curvifolium</i>									+		
<i>Ptilidium pulcherrimum</i>										+	
<i>Diplophyllum albicans</i>										+	
<i>Hypnum cupressiformae</i>								+			
<i>Lepidozia reptans</i>								+			
Porosty											
<i>Pseudoevernia furfuracea</i>	+							+	+		
<i>Lepraria</i> sp.	+										
<i>Cladonia</i> sp.	+										
<i>Trapeliopsis granulosa</i>		+		+							+
<i>Cladonia bellidiflora</i>		+	+	+	+						
<i>Cladonia digitata</i>		+	+				+			+	
<i>Cladonia coniocraea</i>		+									
<i>Cladonia polydactyla</i>		+									
<i>Hypogymnia physodes</i>			+	+					+		
<i>Cetraria islandica</i>				+							
<i>Vulpicida pinastri</i>				+							
<i>Cladonia coccifera</i>				+							
<i>Cladonia fimbriata</i>											+

Tabela 39. Stopień wtórnego przeobrażenia gleb – współczynnik W_1 dla wybranych profili glebowych z Gór Stołowych i Karkonoszy

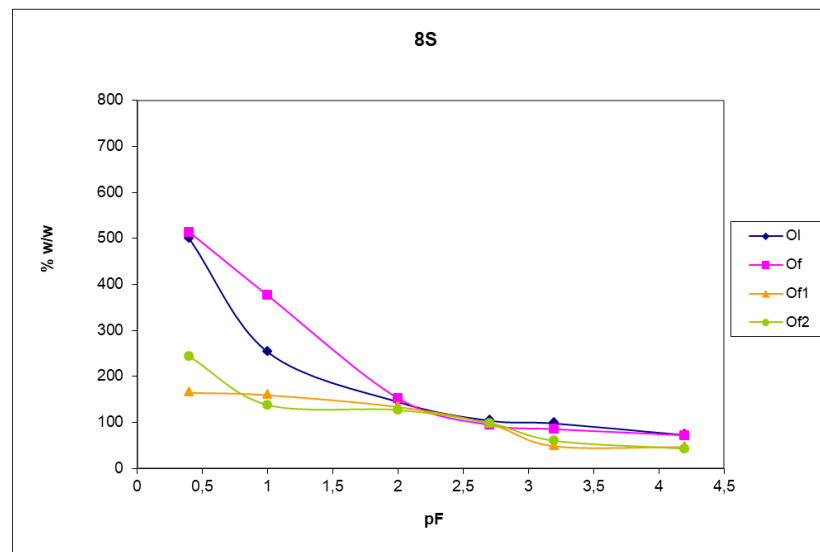
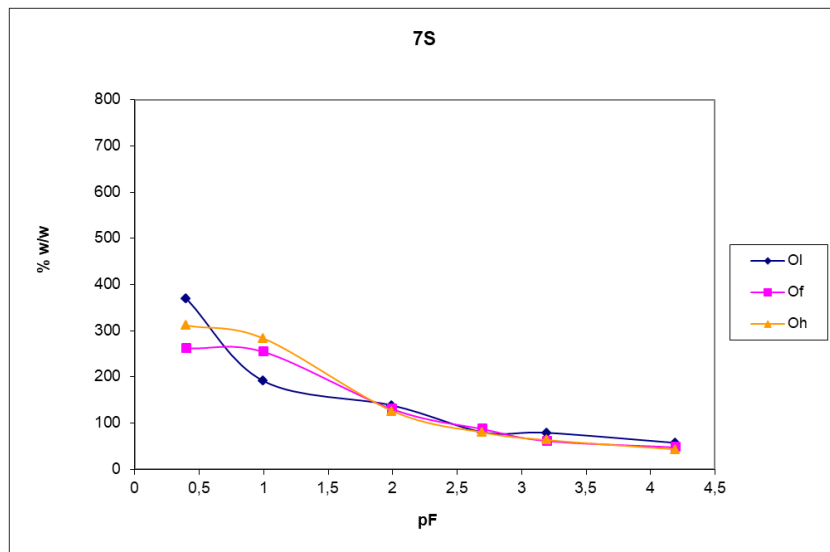
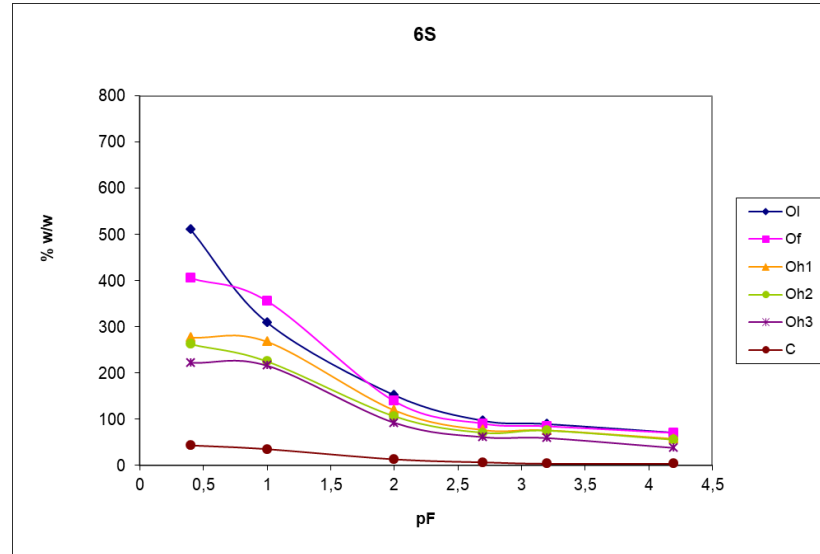
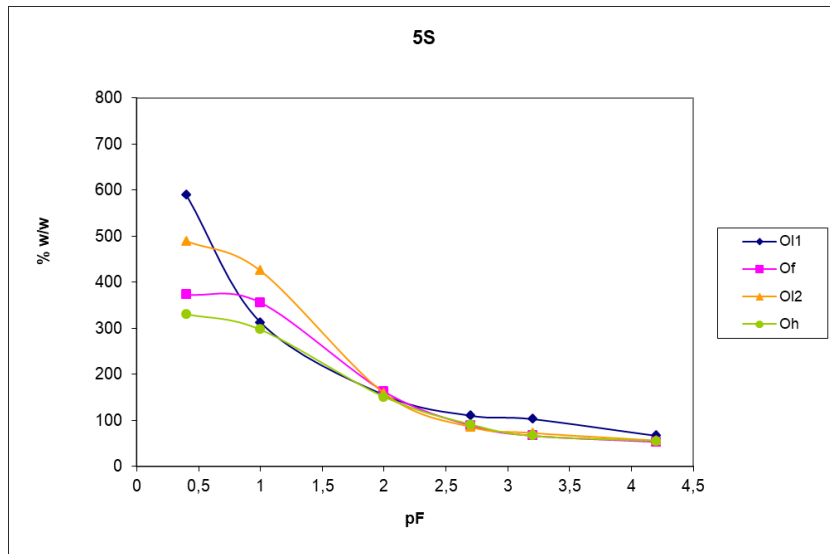
Profil	Poziom	W_1		Profil	Poziom	W_1
1S	O1	0,63		2K	O1	0,94
	Of1	0,85			Of1	0,57
	Of2	0,40			Of2	0,62
	Ow	0,45			Oh	0,47
7S	O1	0,75		5K	O1	0,68
	Of	0,81			Of1	0,59
	Oh	0,87			Oh1	0,31
5S	O1	0,79			Oh2	0,64
	Of1	0,80			Ah	0,52
	Of2	0,85		7K	O1	0,93
	Oh	0,61			M1	0,92
10S	O1	0,70			M2	0,77
	Of	0,42	M3		0,59	
	Ow1	0,40	M4	0,75		
	Ow2	0,35	9K	O1	0,80	
	Ow3	0,34		Of	0,61	
C	-	Oh		0,82		

Tabela 40. Wiek wybranych profili gleb ściółkowych w Górach Stołowych i Karkonoszach

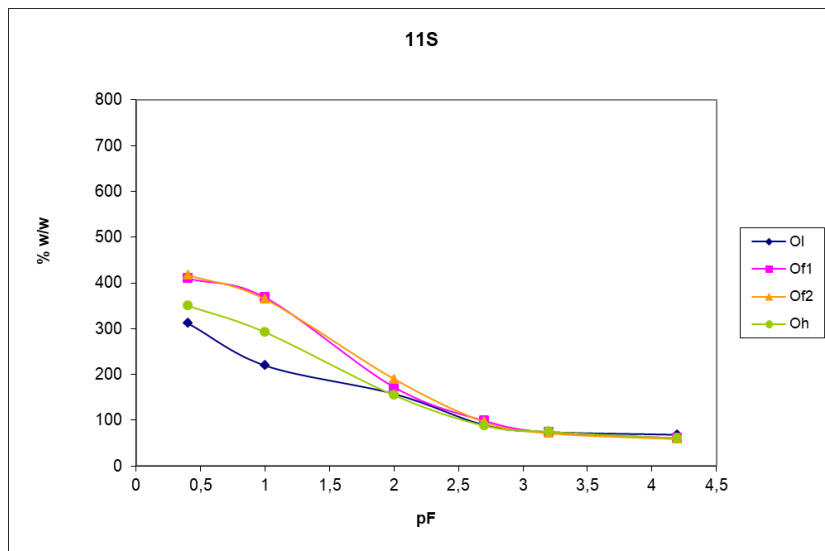
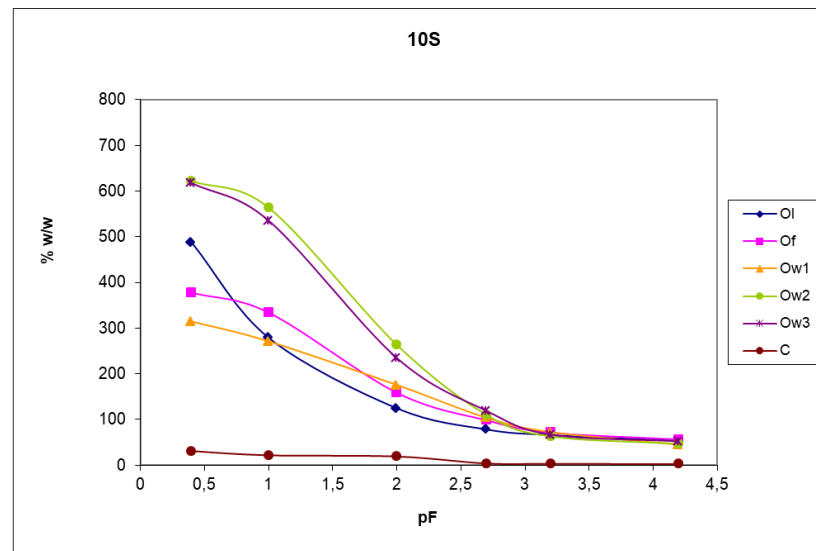
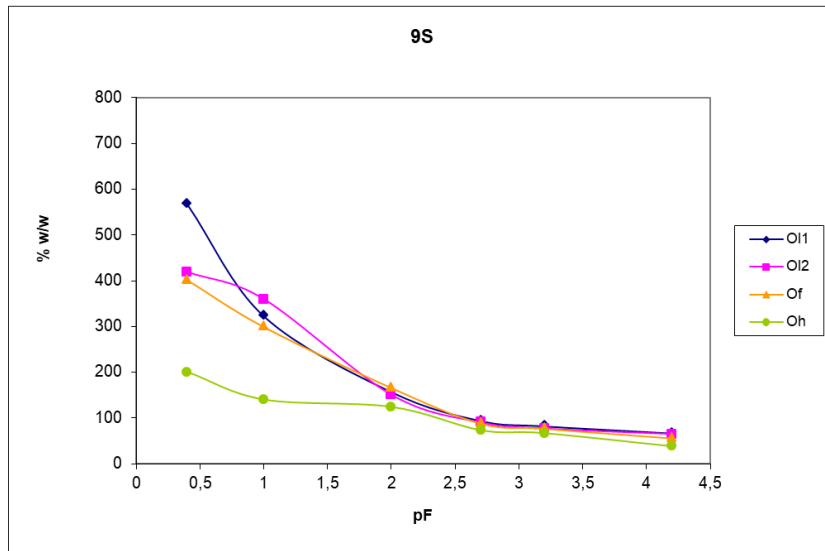
Profil	Poziom	Miaższość pobrania w warstwie spagowej [cm]	Wiek ¹⁴C	Średnie tempo akumulacji [cm·rok⁻¹]
Góry Stołowe				
3S	Oh	42	1806 - 1926 AD	0,20 - 0,45
6S	Oh3	45	1730 - 1807 AD	0,16 - 0,21
11S	Oh	26	113±0,35 pMC	-
Karkonosze				
2K	Oh	25	1725 - 1813 AD	0,08 - 0,12
4K	Oh	45	368 - 165 BC	0,02
8K	Oh	20	1492 - 1653 AD	0,04 - 0,05



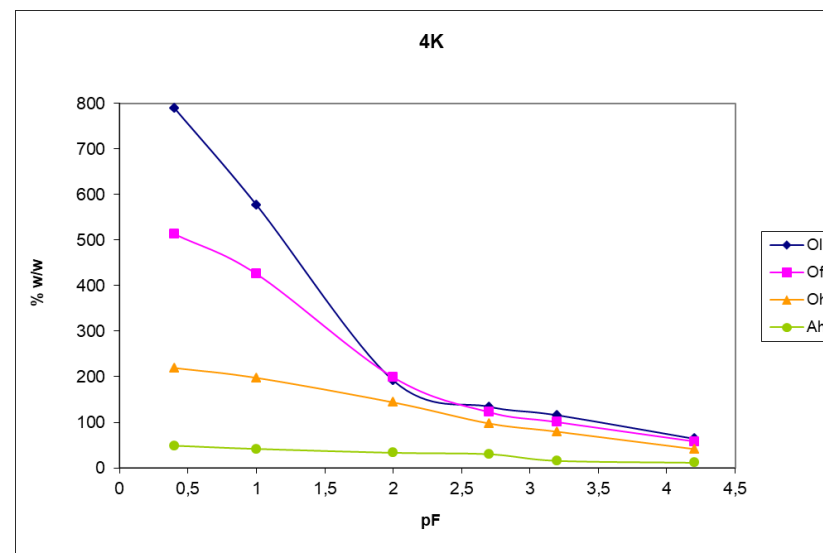
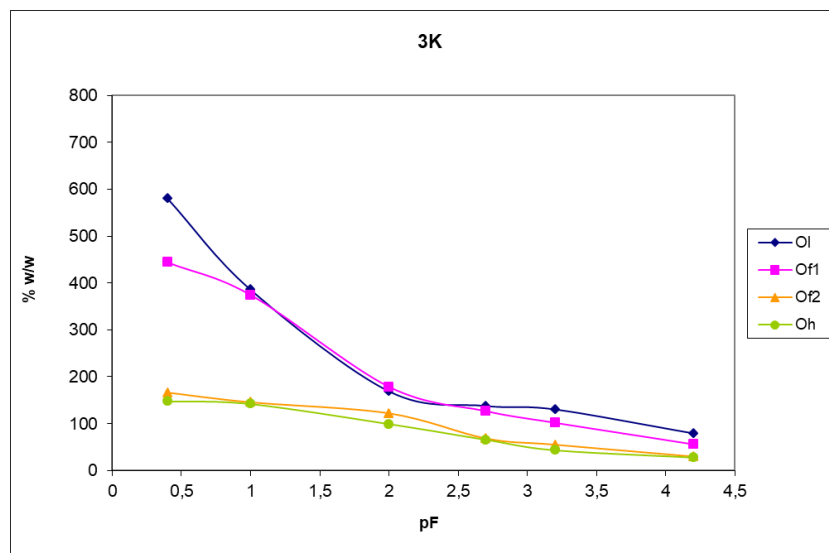
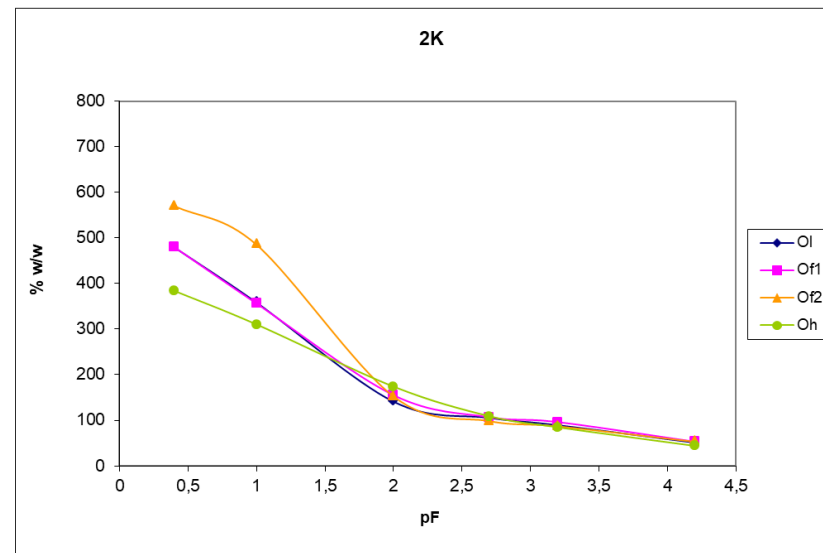
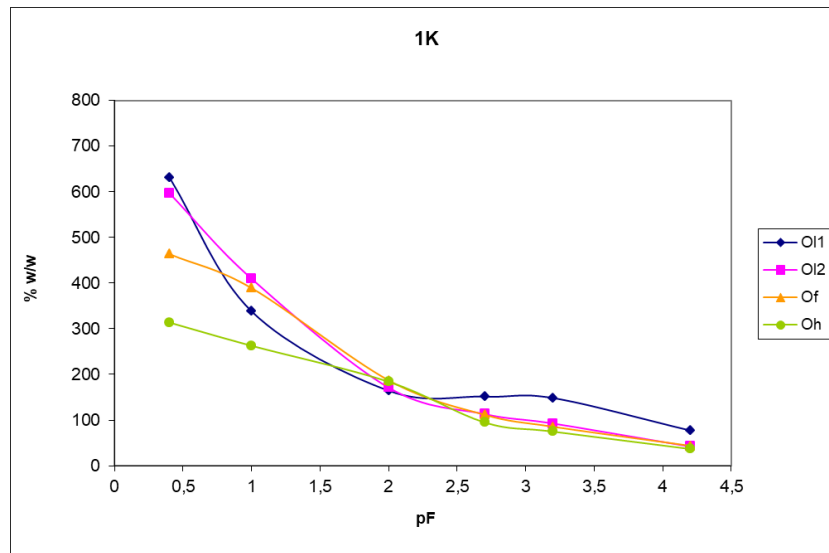
Rys. 22. Wykresy krzywej sorpcji wody profili glebowych w Górach Stołowych



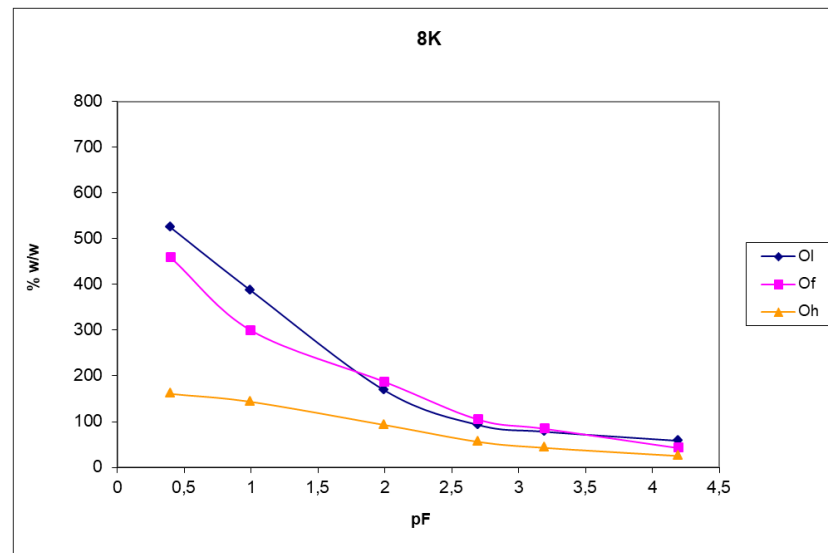
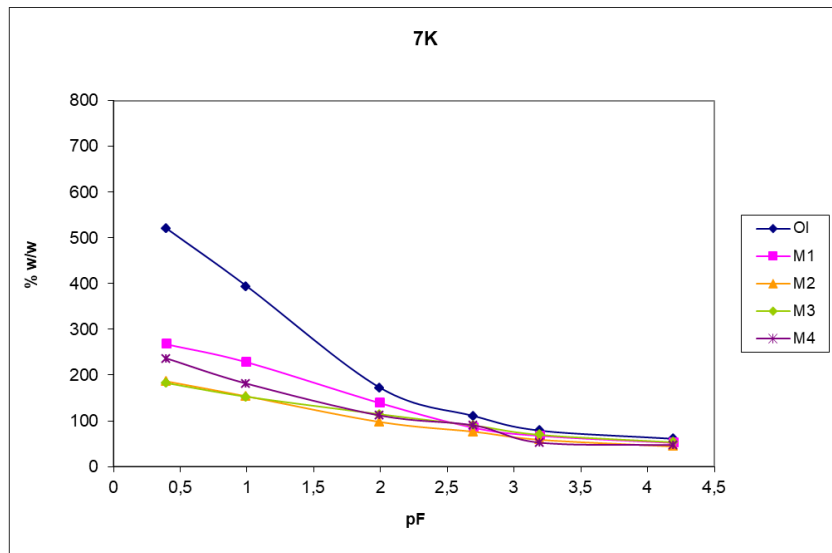
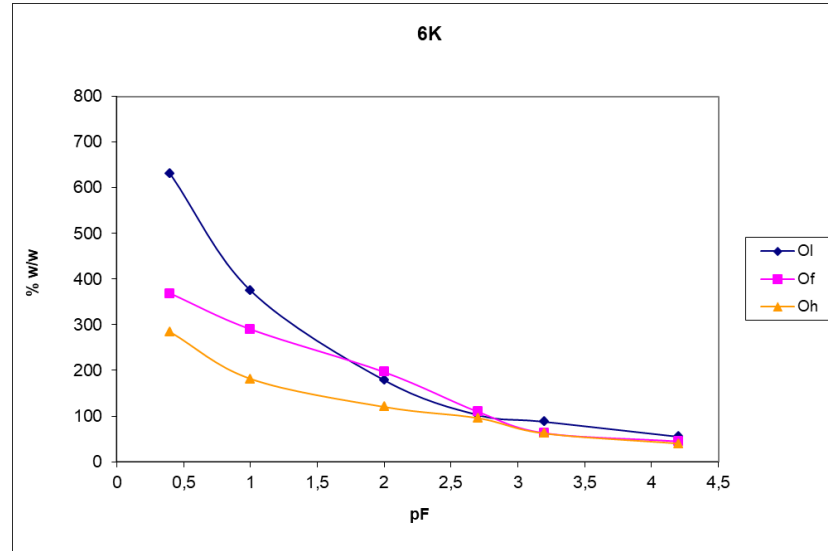
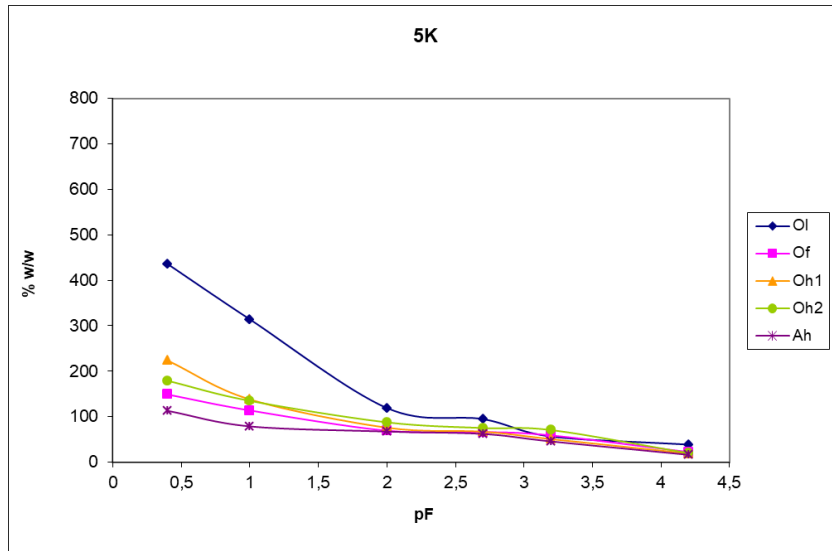
Rys. 23. Wykresy krzywej sorpcji wody profili glebowych w Górach Stołowych



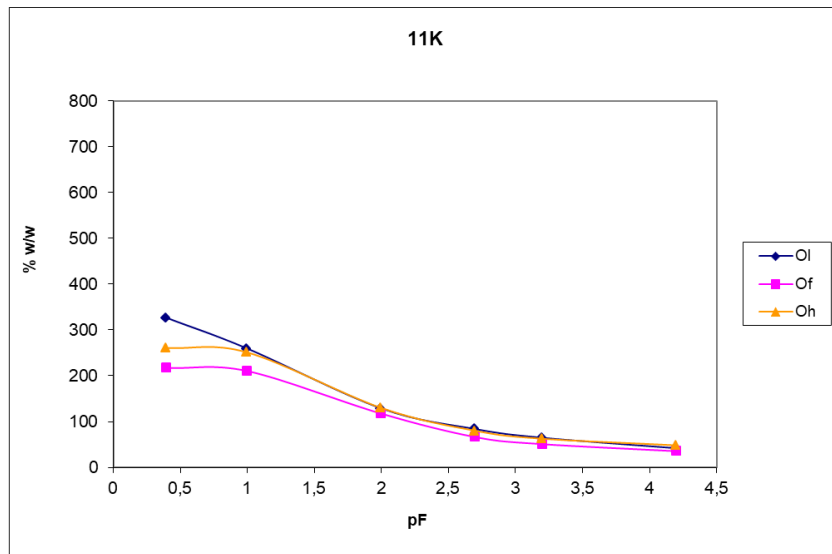
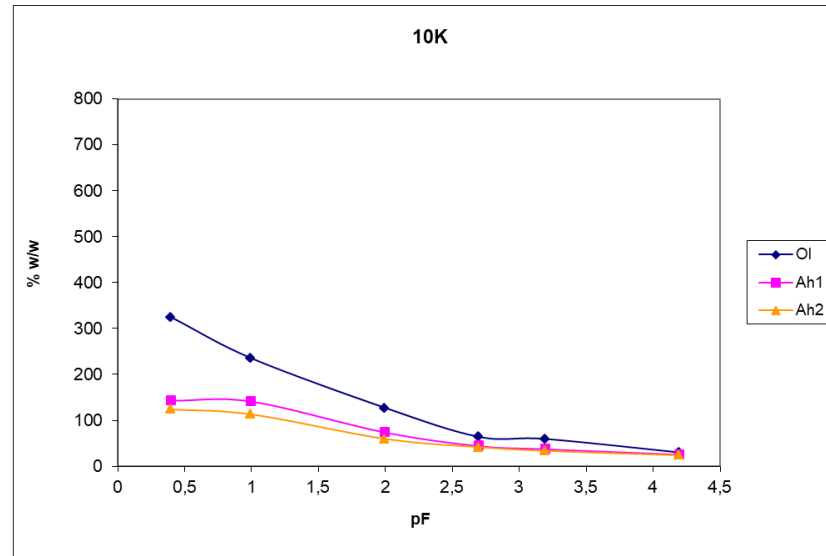
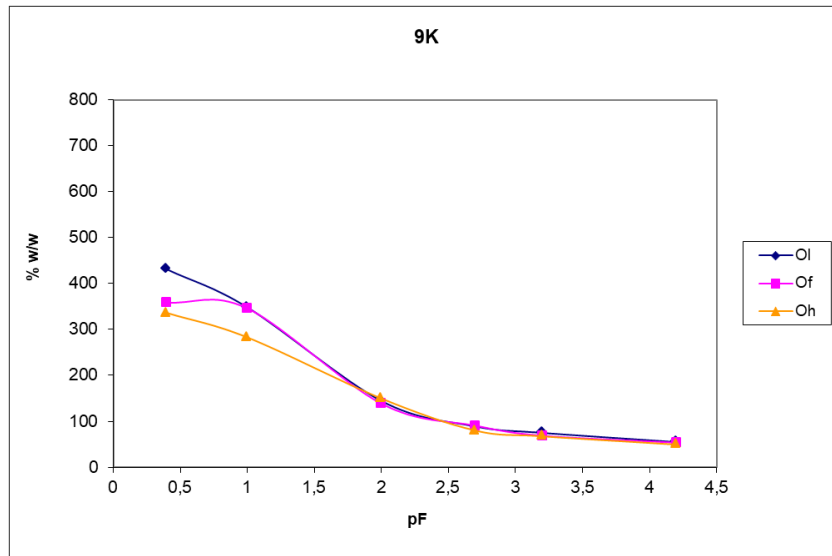
Rys. 24. Wykresy krzywej sorpcji wody profili glebowych w Górach Stołowych



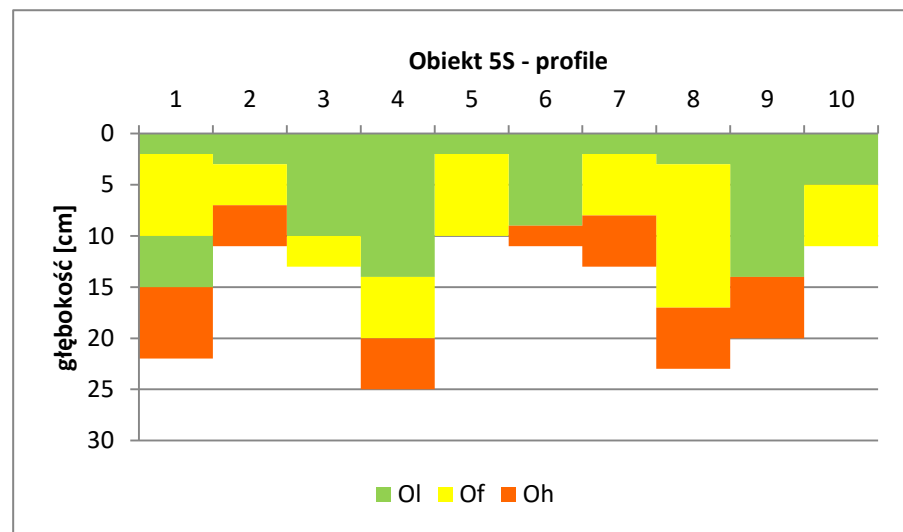
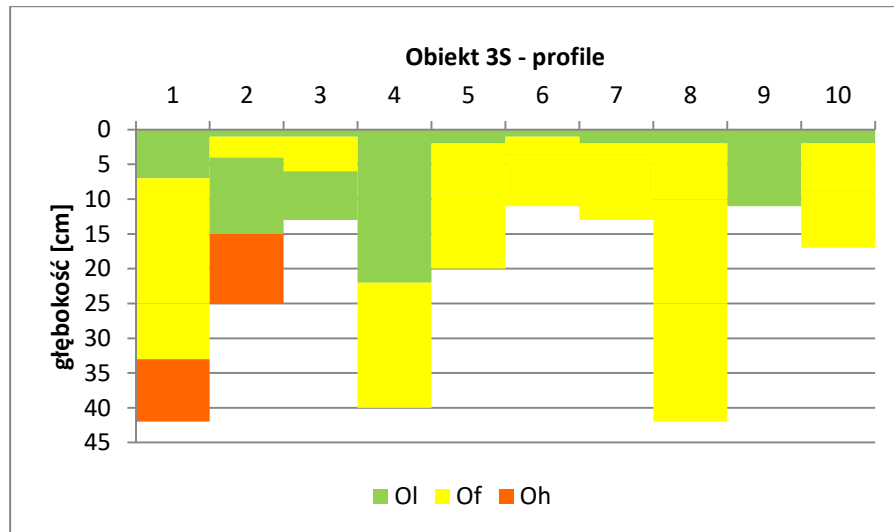
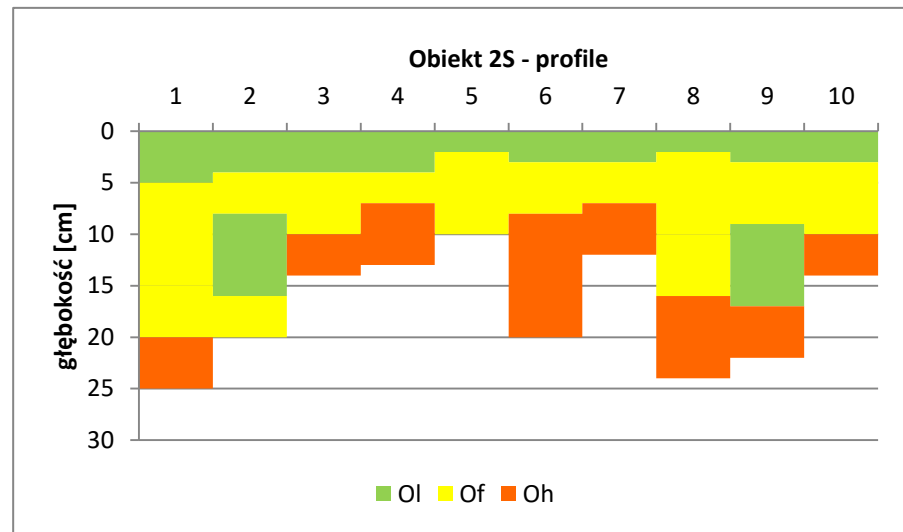
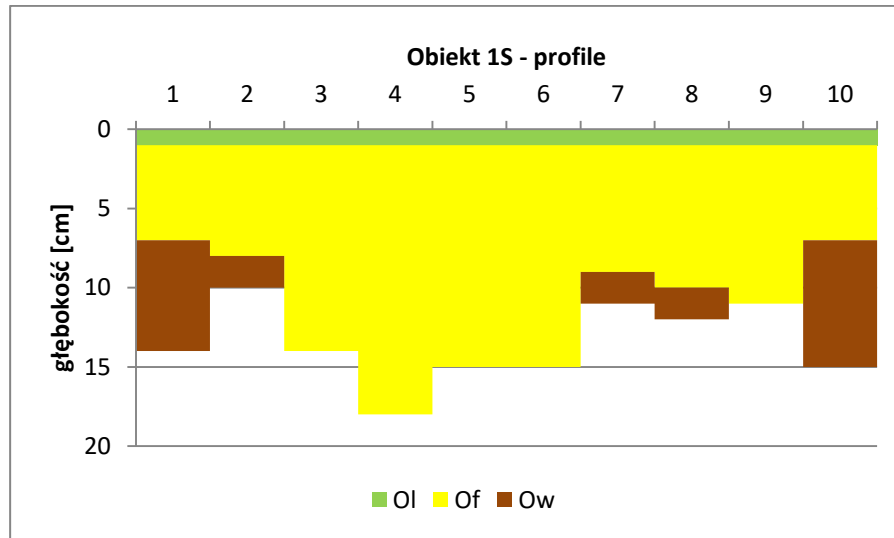
Rys. 25. Wykresy krzywej sorpcji wody profili glebowych w Karkonoszach



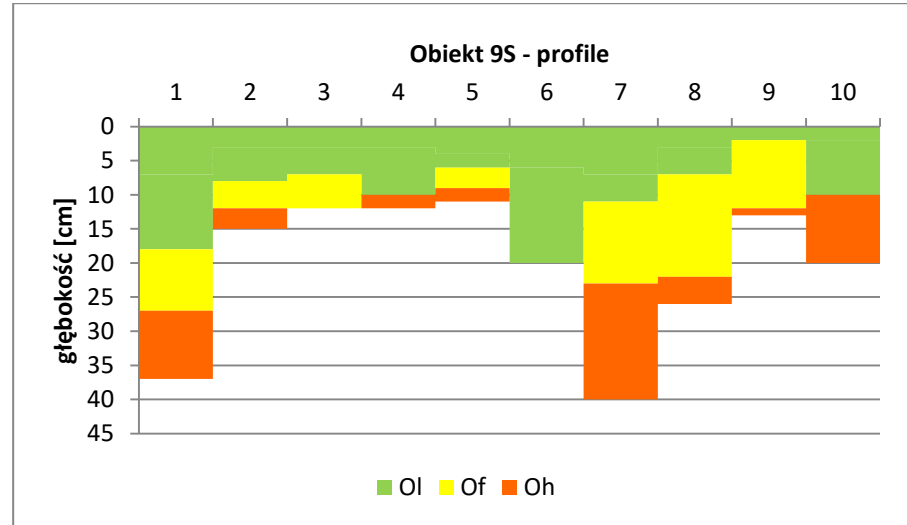
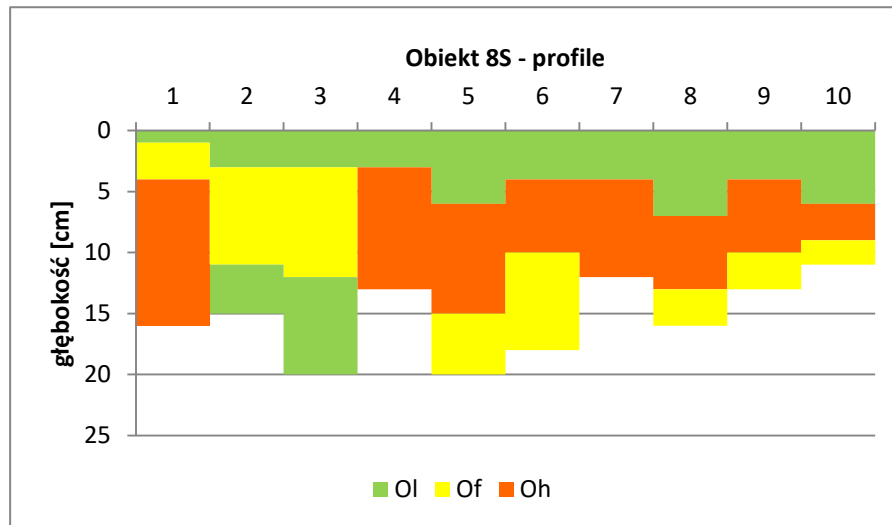
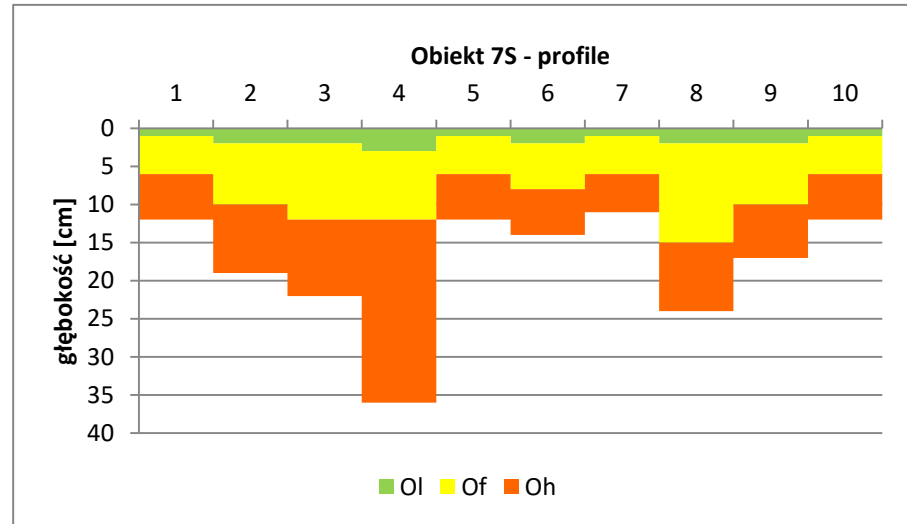
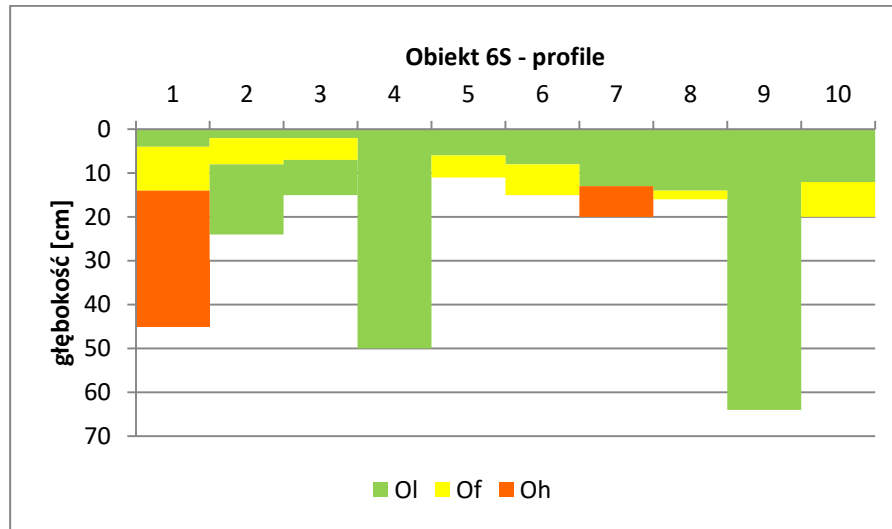
Rys. 26. Wykresy krzywej sorpcji wody profili glebowych w Karkonoszach



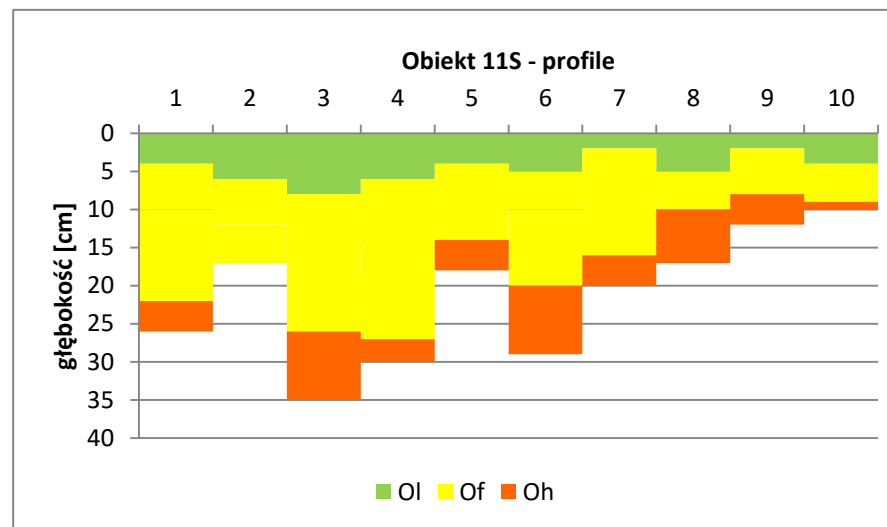
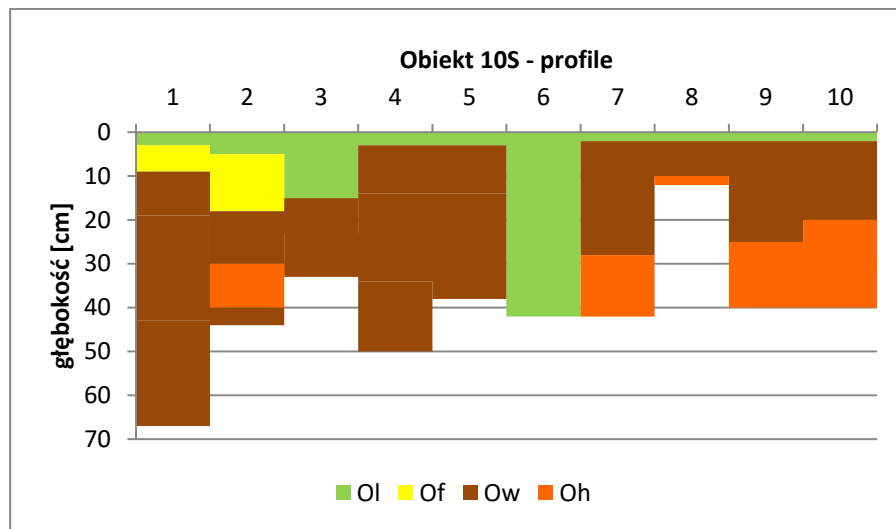
Rys. 27. Wykresy krzywej sorpcji wody profili glebowych w Karkonoszach



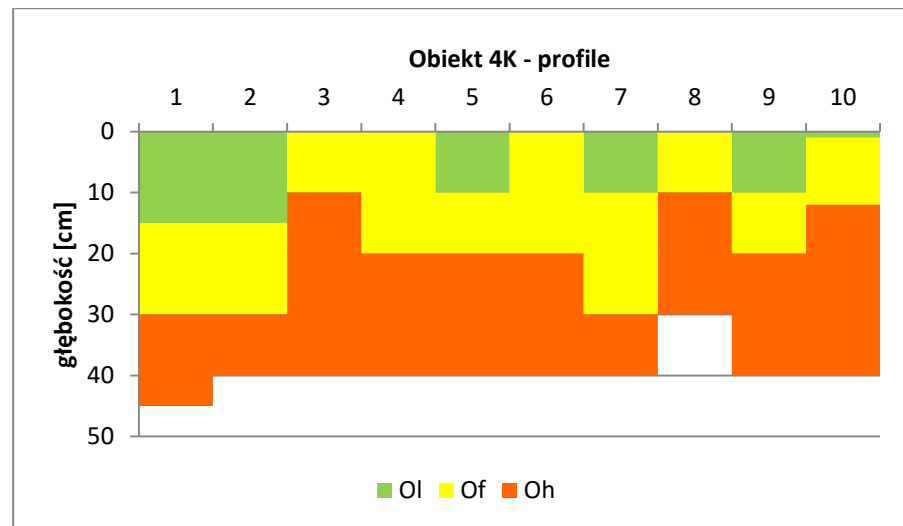
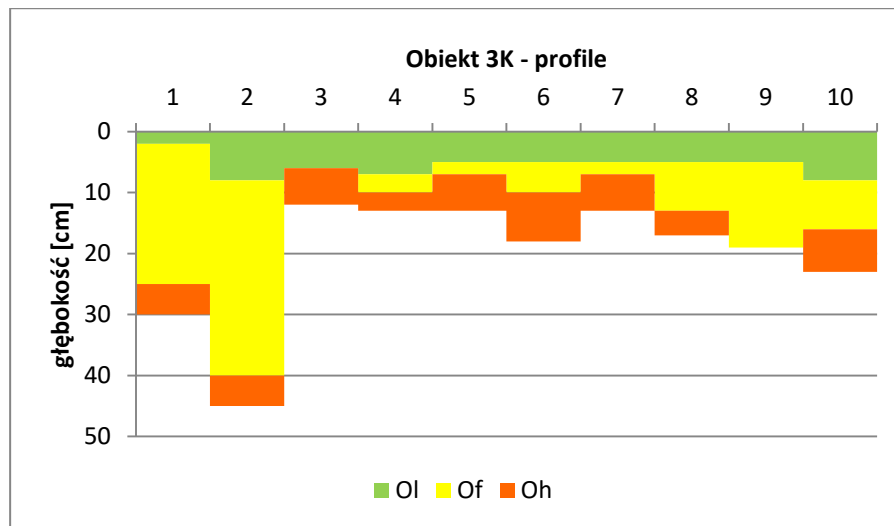
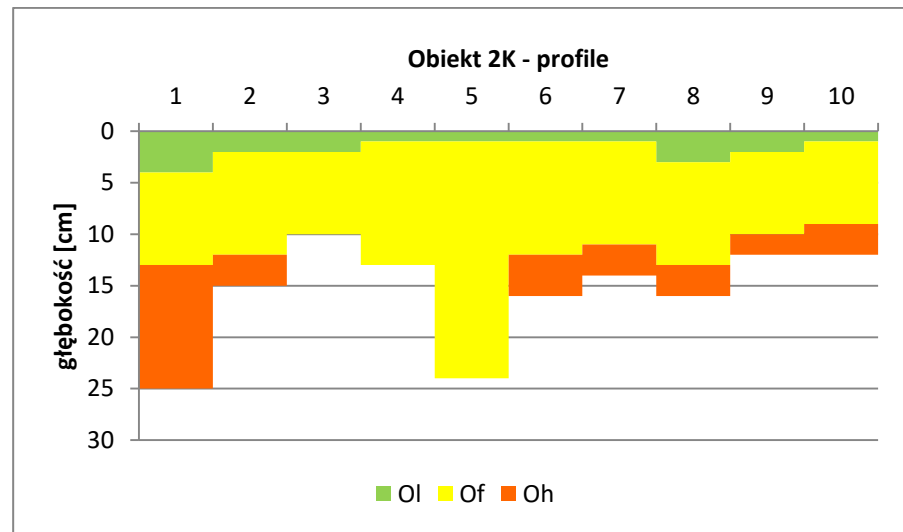
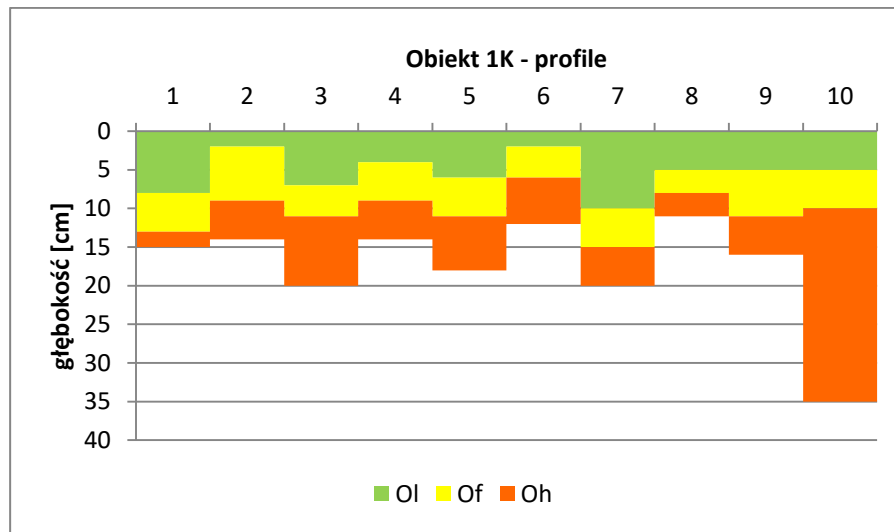
Rys. 28. Wykresy zmienności morfologii profili gleb ściółkowych na powierzchniach badawczych w Górach Stołowych



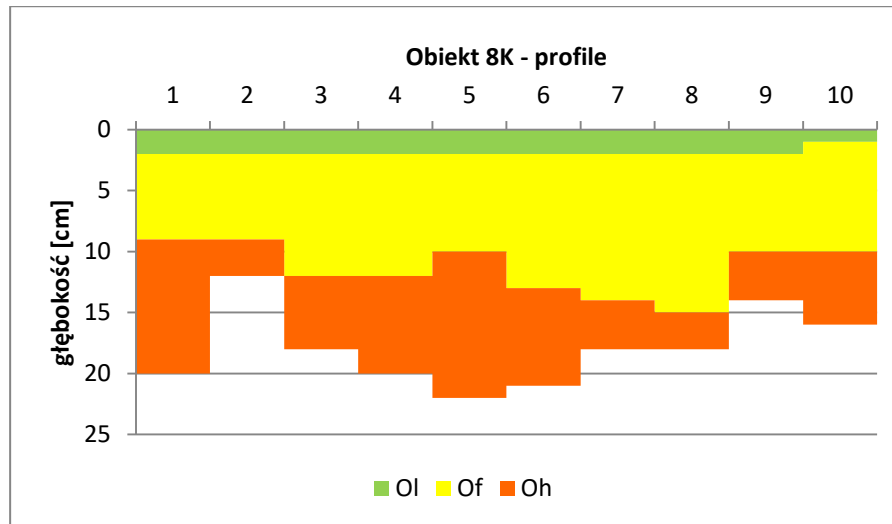
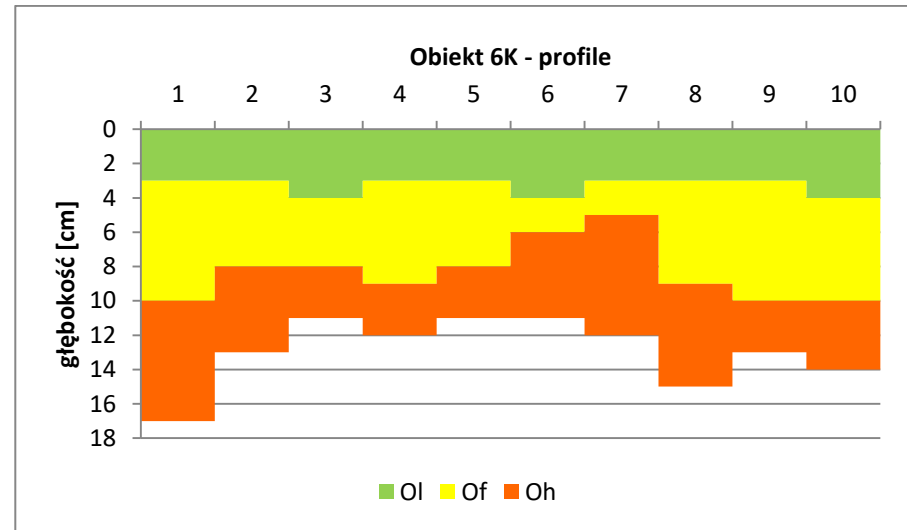
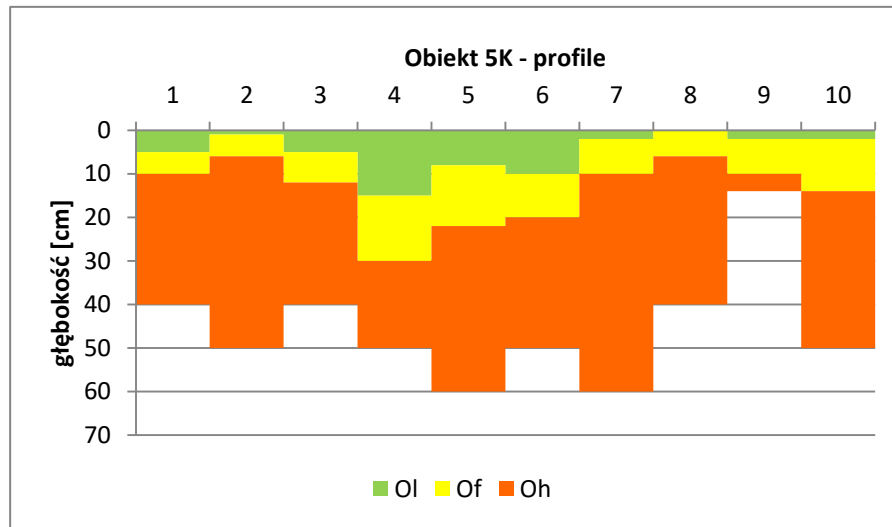
Rys. 29. Wykresy zmienności morfologii profili gleb ściółkowych na powierzchniach badawczych w Górach Stołowych



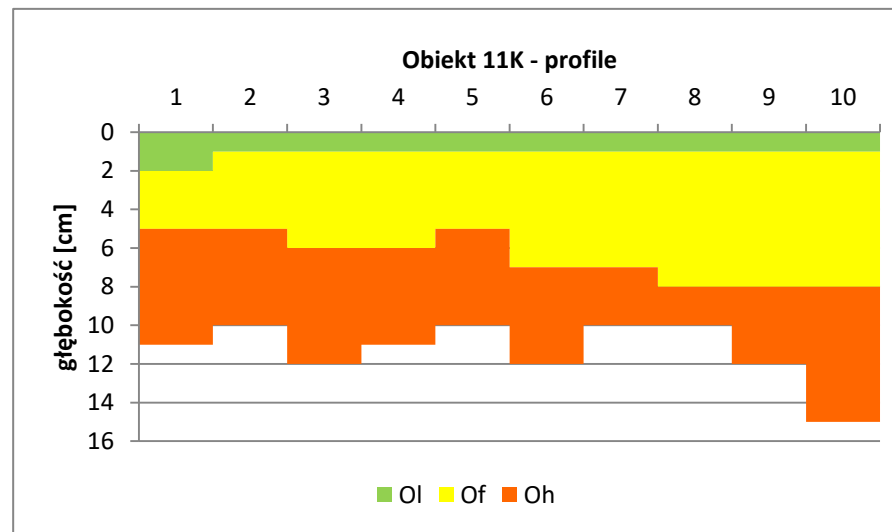
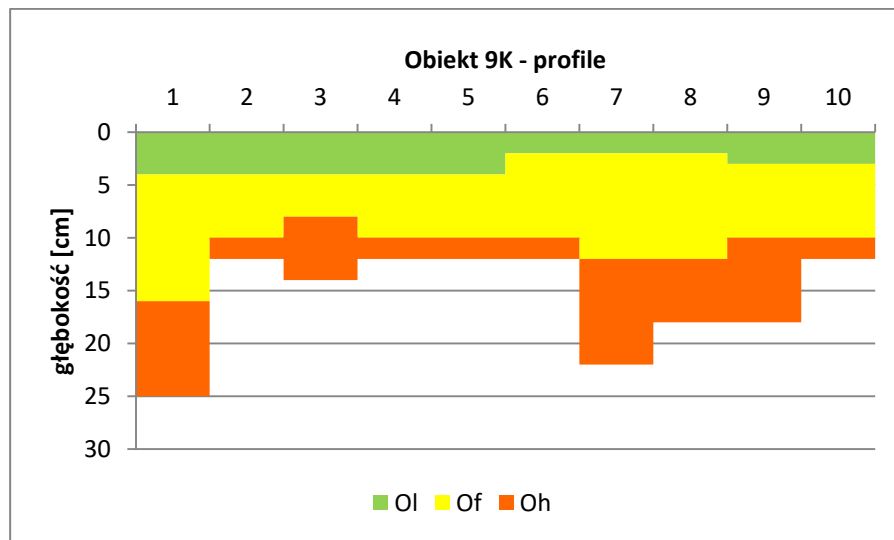
Rys. 30. Wykresy zmienności morfologii profili gleb ściółkowych na powierzchniach badawczych w Górach Stołowych



Rys. 31. Wykresy zmienności morfologii profili gleb ściółkowych na powierzchniach badawczych w Karkonoszach



Rys. 32. Wykresy zmienności morfologii profili gleb ściółkowych na powierzchniach badawczych w Karkonoszach



Rys. 33. Wykresy zmienności morfologii profili gleb ściółkowych na powierzchniach badawczych w Karkonoszach

Tabela 41. Współczynniki korelacji parametrów fizykochemicznych podpoziomów gleb ściółkowych w Górach Stołowych (n= 42, p<0,05)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	
1	1																										
2	0,11	1																									
3	0,39	-0,45	1																								
4	0,76	0,10	0,35	1																							
5	0,75	0,10	0,35	1	1																						
6	0,55	0,23	0,26	0,72	0,72	1																					
7	-0,47	-0,25	-0,22	-0,59	-0,59	-0,98	1																				
8	-0,40	-0,02	-0,52	-0,32	-0,32	-0,29	0,28	1																			
9	0,40	0,16	0,40	0,50	0,50	0,89	-0,91	-0,44	1																		
10	-0,60	-0,12	-0,36	-0,65	-0,65	-0,58	0,50	0,48	-0,59	1																	
11	0,50	0,05	0,42	0,59	0,59	0,55	-0,48	-0,55	0,64	-0,96	1																
12	0,66	0,23	0,10	0,57	0,57	0,45	-0,39	-0,16	0,28	-0,77	0,56	1															
13	-0,77	-0,08	-0,36	-0,92	-0,92	-0,72	0,62	0,27	-0,48	0,47	-0,40	-0,49	1														
14	-0,41	-0,02	-0,31	-0,45	-0,45	-0,18	0,11	0,34	-0,13	0,12	-0,10	-0,14	0,46	1													
15	-0,05	-0,07	0,09	-0,04	-0,04	-0,31	0,33	-0,17	-0,24	0,21	-0,18	-0,21	0,09	-0,80	1												
16	-0,60	0,04	-0,60	-0,48	-0,49	-0,37	0,34	0,76	-0,42	0,50	-0,53	-0,26	0,47	0,30	-0,02	1											
17	-0,55	0,05	-0,54	-0,40	-0,40	-0,32	0,30	0,78	-0,35	0,45	-0,46	-0,28	0,40	0,26	-0,03	0,93	1										
18	0,63	0,04	0,42	0,36	0,36	0,21	-0,19	-0,58	0,25	-0,41	0,37	0,38	-0,39	-0,27	0,04	-0,75	-0,73	1									
19	-0,65	-0,33	-0,34	-0,47	-0,47	-0,47	0,46	0,62	-0,47	0,58	-0,54	-0,49	0,43	0,21	0,07	0,71	0,72	-0,73	1								
20	-0,56	-0,05	-0,53	-0,53	-0,53	-0,38	0,32	0,57	-0,41	0,65	-0,68	-0,39	0,46	0,14	0,10	0,76	0,67	-0,64	0,77	1							
21	-0,12	0,05	-0,13	-0,14	-0,14	-0,24	0,24	0,01	-0,25	0,31	-0,31	-0,20	0,13	-0,22	0,35	0,05	-0,07	0,07	0,10	0,38	1						
22	-0,48	-0,10	-0,53	-0,41	-0,42	-0,31	0,28	0,74	-0,33	0,50	-0,52	-0,30	0,39	0,25	-0,05	0,85	0,81	-0,68	0,70	0,77	0,11	1					
23	-0,66	-0,28	-0,41	-0,50	-0,50	-0,47	0,45	0,66	-0,48	0,62	-0,59	-0,49	0,46	0,21	0,07	0,77	0,75	-0,74	0,99	0,85	0,17	0,77	1				
24	-0,27	-0,37	-0,14	-0,33	-0,34	-0,47	0,46	0,32	-0,43	0,46	-0,46	-0,29	0,24	0	0,15	0,29	0,29	0,03	0,65	0,54	0,34	0,38	0,65	1			
25	-0,74	-0,16	-0,47	-0,54	-0,55	-0,43	0,39	0,67	-0,43	0,61	-0,57	-0,51	0,53	0,28	0,04	0,85	0,82	-0,92	0,90	0,81	0,06	0,80	0,92	0,33	1		
26	-0,40	0,08	-0,58	-0,38	-0,39	-0,22	0,17	0,82	-0,24	0,42	-0,47	-0,18	0,34	0,32	-0,16	0,81	0,84	-0,57	0,61	0,66	-0,01	0,85	0,67	0,35	0,68	1	

Tabela 42. Współczynniki korelacji parametrów fizykochemicznych podpoziomów gleb ściółkowych w Karkonoszach (n= 31, p<0,05)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	
1	1																										
2	0,07	1																									
3	0,74	0,42	1																								
4	0,61	0,13	0,55	1																							
5	0,61	0,13	0,55	1	1																						
6	0,40	-0,03	0,17	0,52	0,52	1																					
7	-0,07	-0,24	-0,02	-0,14	-0,14	-0,70	1																				
8	-0,69	-0,23	-0,64	-0,69	-0,69	-0,27	0,03	1																			
9	-0,04	0,26	-0,04	-0,11	-0,11	0,41	-0,92	0,08	1																		
10	-0,67	0,06	-0,56	-0,59	-0,59	-0,16	-0,13	0,63	0,18	1																	
11	0,67	-0,07	0,58	0,58	0,58	0,13	0,15	-0,67	-0,19	-0,98	1																
12	0,46	0,01	0,31	0,43	0,43	0,22	0,01	-0,30	-0,08	-0,76	0,61	1															
13	-0,58	-0,17	-0,55	-0,97	-0,97	-0,44	0,10	0,67	0,12	0,66	-0,65	-0,50	1														
14	-0,41	-0,20	-0,52	-0,88	-0,88	-0,38	0,07	0,60	0,12	0,57	-0,56	-0,45	0,85	1													
15	-0,22	0,03	-0,03	0,06	0,06	-0,15	0,16	-0,03	-0,13	-0,04	0,03	0,05	0,04	-0,47	1												
16	-0,56	-0,51	-0,69	-0,47	-0,47	0,01	0,01	0,64	0,01	0,48	-0,53	-0,18	0,50	0,49	-0,12	1											
17	-0,43	-0,41	-0,51	-0,24	-0,24	0,24	-0,16	0,57	0,11	0,28	-0,36	0,06	0,28	0,25	-0,05	0,84	1										
18	0,57	0,32	0,60	0,24	0,24	-0,15	0,09	-0,57	0,04	-0,55	0,59	0,27	-0,26	-0,22	0,05	-0,72	-0,69	1									
19	-0,50	-0,25	-0,41	-0,49	-0,49	-0,11	0,01	0,70	0	0,46	-0,49	-0,23	0,53	0,40	0,08	0,51	0,67	-0,68	1								
20	-0,46	-0,24	-0,31	-0,45	-0,45	-0,16	0,04	0,68	-0,02	0,43	-0,45	-0,24	0,47	0,35	0,10	0,45	0,59	-0,61	0,96	1							
21	-0,17	0,13	0,12	-0,32	-0,32	-0,28	-0,07	0,45	0,18	0,32	-0,29	-0,32	0,26	0,30	-0,19	-0,09	-0,06	-0,06	0,36	0,44	1						
22	-0,65	-0,39	-0,62	-0,62	-0,62	-0,21	0,13	0,83	-0,06	0,57	-0,62	-0,24	0,62	0,60	-0,12	0,85	0,77	-0,72	0,75	0,73	0,20	1					
23	-0,51	-0,26	-0,41	-0,50	-0,50	-0,13	0,02	0,72	0	0,47	-0,50	-0,24	0,53	0,41	0,07	0,53	0,67	-0,68	1	0,97	0,38	0,77	1				
24	-0,28	-0,12	-0,12	-0,51	-0,51	-0,28	0,10	0,56	0,02	0,25	-0,26	-0,13	0,52	0,39	0,13	0,20	0,41	-0,21	0,85	0,87	0,47	0,53	0,86	1			
25	-0,61	-0,30	-0,48	-0,51	-0,51	-0,22	0,13	0,71	-0,14	0,59	-0,60	-0,38	0,52	0,42	0,04	0,61	0,59	-0,82	0,90	0,88	0,35	0,82	0,91	0,64	1		
26	-0,46	-0,42	-0,38	-0,46	-0,46	-0,31	0,33	0,51	-0,26	0,29	-0,31	-0,13	0,42	0,42	-0,07	0,65	0,50	-0,56	0,55	0,60	0,12	0,77	0,58	0,39	0,71	1	

Legenda:

1	stopień rozkładu materii organicznej
2	wysokość n.p.m.
3	głębokość podziomu
4	popielność
5	gęstość właściwa
6	gęstość objętościowa
7	porowatość
8	potencjalna zwilżalność
9	retencja wodna
10	makropory
11	mezopory
12	mikropory
13	zawartość C
14	zawartość N
15	Relacja C/N
16	pH w H ₂ O
17	pH w KCl
18	kwaskowość wymienna K _w
19	zawartość jonów Ca ²⁺
20	zawartość jonów Mg ²⁺
21	zawartość jonów Na ⁺
22	zawartość jonów K ⁺
23	suma kationów zasadowych S
24	pojemność kompleksu sorpcyjnego CECe
25	stopień wysycenia kompleksu sorpcyjnego kationami zasadowymi V
26	zawartość fosforu P

Kolorem czerwonym oznaczono korelacje istotne na poziomie p<0,05).

Tabela 43. Wybrane miary zmienności przestrzennego zróżnicowania podpoziomów gleb ściółkowych na powierzchniach badawczych w Górach Stołowych

Góry Stołowe		średnia	mediana	σ
		[cm]		
1S	Ol	1,0	1,0	0,0
	Of	10,4	9,5	3,9
	Ow	4,2	2,0	3,0
2S	Ol	4,1	3,5	2,0
	Of	6,9	6,0	4,0
	Oh	6,1	5,0	2,7
3S	Ol	5,8	2,0	6,4
	Of	16,2	15,0	11,4
	Oh	9,5	9,5	0,7
5S	Ol	6,3	5,0	4,7
	Of	6,9	6,0	3,4
	Oh	5,0	5,0	1,6
6S	Ol	16,6	10,0	19,7
	Of	6,1	6,0	2,5
	Oh	19,0	19,0	17,0
7S	Ol	1,7	2,0	0,7
	Of	7,4	7,0	2,7
	Oh	8,8	6,5	5,6
8S	Ol	4,4	4,0	2,0
	Of	5,1	4,0	2,8
	Oh	7,5	7,0	2,8
9S	Ol	9,9	9,0	5,4
	Of	8,3	9,0	4,5
	Oh	6,1	3,5	5,6
10S	Ol	7,9	3,0	12,6
	Of	9,5	9,5	4,9
	Oh	12,2	14,0	6,7
	Ow	24,9	20,5	17,2
11S	Ol	4,6	4,5	1,8
	Of	12,3	12,5	5,8
	Oh	5,0	4,0	2,7

Tabela 44. Wybrane miary zmienności przestrzennego zróżnicowania podpoziomów gleb ściółkowych na powierzchniach badawczych w Karkonoszach

Karkonosze		średnia	mediana	σ
		[cm]		
1K	Ol	5,4	5,0	2,5
	Of	4,9	5,0	1,1
	Oh	7,2	5,0	6,5
2K	Ol	1,8	1,5	1,0
	Of	10,9	10,0	4,5
	Oh	4,3	3,0	3,5
3K	Ol	5,6	5,0	1,8
	Of	10,8	8,0	10,4
	Oh	5,6	6,0	1,5
4K	Ol	10,2	10,0	5,1
	Of	14,1	13,0	4,5
	Oh	19,3	20,0	6,5
5K	Ol	5,6	5,0	4,7
	Of	9,0	8,0	3,6
	Oh	31,4	32,0	12,8
6K	Ol	3,3	3,0	0,5
	Of	5,0	5,5	1,8
	Oh	4,6	4,5	1,6
8K	Ol	1,9	2,0	0,3
	Of	9,5	9,5	2,1
	Oh	6,5	6,0	3,2
9K	Ol	3,2	3,5	0,9
	Of	7,6	7,0	2,4
	Oh	4,9	4,0	3,3
11K	Ol	1,1	1,0	0,3
	Of	5,4	5,5	1,4
	Oh	4,8	5,0	1,5