

Litologiczno-tektoniczne uwarunkowania rozwoju Wielkiego Torfowiska Batorowskiego w Górach Stołowych

Katarzyna Machowiak¹, Stanisław Burliga², Wioletta Niemczyk³



K. Machowiak



S. Burliga



W. Niemczyk

Lithological and tectonic impact on the Wielkie Torfowisko Batorowskie Mire development in the Table Mountains, Poland. *Prz. Geol.*, 72: 501–507; doi: 10.7306/2024.31

Abstract. The paper presents the results of petrographic analyses of the sediments underlying the phytogenic succession of the Wielkie Torfowisko Batorowskie Mire in the Table Mountains in the Sudetes, compared with the results of petrographic studies of Cretaceous rocks adjacent to the mire. The aim of the research was to determine the factors responsible for the mire location. Research has shown that prior to the formation of the peat ecosystem, in the morphological depression occupied by the mire, material originating from the weathering of all rocks occurring in the vicinity of the mire

and in its bedrock was deposited. The location of the peat bog has lithological and structural constraints, as the main role in the development of the morphological depression and the development of the peat ecosystem was played by the inclination of poorly permeable sandstone layers occurring in the base of the heterolithic series.

Keywords: *Wielkie Torfowisko Batorowskie Mire, Table Mountains National Park, Table Mountains, peatland formation, Cretaceous*

Torfowiska, ze względu na różnorodność biologiczną i zdolność do retencji wody, są uznawane za bardzo cenne ekosystemy. Stanowią one ważny element lokalnych i regionalnych układów hydrologicznych, a ich wartość doceniono szczególnie w ostatnich dziesięcioleciach, w obliczu dostrzegalnych zmian klimatu i środowiska (Chambers, Charman, 2004). Arydyzacja wielu obszarów w Europie i na świecie, również w Polsce, odwróciła trendy w gospodarowaniu obszarami podmokłymi i obecnie, w miejsce ich wcześniejszego, powszechnego osuszania i adaptacji pod użytkowanie rolne lub leśne, na szeroką skalę są wprowadzane programy ochrony torfowisk i ich renowacji (Gorham, Rochefort, 2003; Jermaczek i in., 2012).

Rozwój torfowisk postępuje w wyniku dwóch odmiennych procesów: ładowacenia (terestrializacji) zbiorników wodnych lub zabagnienia (paludyfikacji) obszarów ładowych (Charman, 2002). Powstawanie i funkcjonowanie torfowisk zależą od wielu czynników, m.in.: klimatu, podłoża skalnego, morfologii terenu, hydrologii, występowania pożarów, działalności zwierząt (np. bobrów) i człowieka. Wzrost zainteresowania naukowym obszarami podmokłymi zaowocował bogatą literaturą nt. ewolucji ekosystemów torfowiskowych w warunkach zmieniającego się klimatu, również na terenie Polski (m.in. Marek, 1998; Madeyska, 2005; Lamentowicz i in., 2007; Gałka i in., 2013; Głina i in., 2017; Fiałkiewicz-Kozieł i in., 2023), lecz niewiele uwagi poświęcono geologicznym uwarunkowaniom ich lokalizacji. W obszarach górskich o występowaniu i rozwoju torfowisk w głównej mierze decydują dwa czynniki: słabo przepuszczalne podłoże skalne i topografia, tj. obecność niecek i spłaszczeń, w których mogłaby

się nagromadzić woda niezbędna do rozwoju ekosystemów torfowiskowych (Woronko, 2007). Jednak w wielu opracowaniach dotyczących polskich górskich torfowisk informacja o ich podłożu geologicznym ogranicza się jedynie do określenia rodzaju osadów mineralnych występujących pod osadami fitogenicznymi.

W celu rozpoznania zależności lokalizacji Wielkiego Torfowiska Batorowskiego w Parku Narodowym Gór Stołowych od lokalnej budowy geologicznej podjęto badania polegające na porównawczej analizie składu petrograficznego osadu podścielającego sukcesję fitogeniczną tego torfowiska ze skałami jego podłoża i otoczenia.

OBSZAR BADAŃ

Wielkie Torfowisko Batorowskie (WTB) powstało w dolinie Czerwonej Wody we wschodniej części Gór Stołowych (Sudety Środkowe; ryc. 1). W XIX w. poddano je melioracji, która spowodowała degradację zbiorowiska roślinności torfowej i rozwój boru świerkowego (Stark, 1936 *vide* Gołąb, 1999). Pomimo tych przemian w środkowej części torfowiska zachowało się wiele gatunków roślin chronionych, w tym sosna błotna *Pinus xrhaetica* – gatunek wpisany do Polskiej Czerwonej Księgi Roślin jako zagrożony wyginięciem w niedalekiej przyszłości (Gołąb, 1999). W 1938 r. obszar WTB objęto ochroną przyrody, a w 1958 r. ścisłą ochroną przyrody. Torfowisko to znajduje się w środkowej części Parku Narodowego Gór Stołowych (PNGS), który utworzono w 1993 r. Zajmuje ono około 35–40 ha (Woronko, 2007; Migoń, Kasprzak, 2014), na wysokości od 708 m n.p.m. na północnym wschodzie do

¹ Wydział Inżynierii Ładowej i Transportu, Politechnika Poznańska, ul. Piotrowo 3, 60–965 Poznań; katarzyna.machowiak@put.poznan.pl; ORCID ID: 0000-0002-6130-3385

² Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, pl. M. Borna 9, 50–204 Wrocław; stanislaw.burliga@uwr.edu.pl; ORCID ID: 0000-0002-2146-4272

³ Park Narodowy Gór Stołowych, ul. Słoneczna 31, 57–350 Kudowa Zdrój

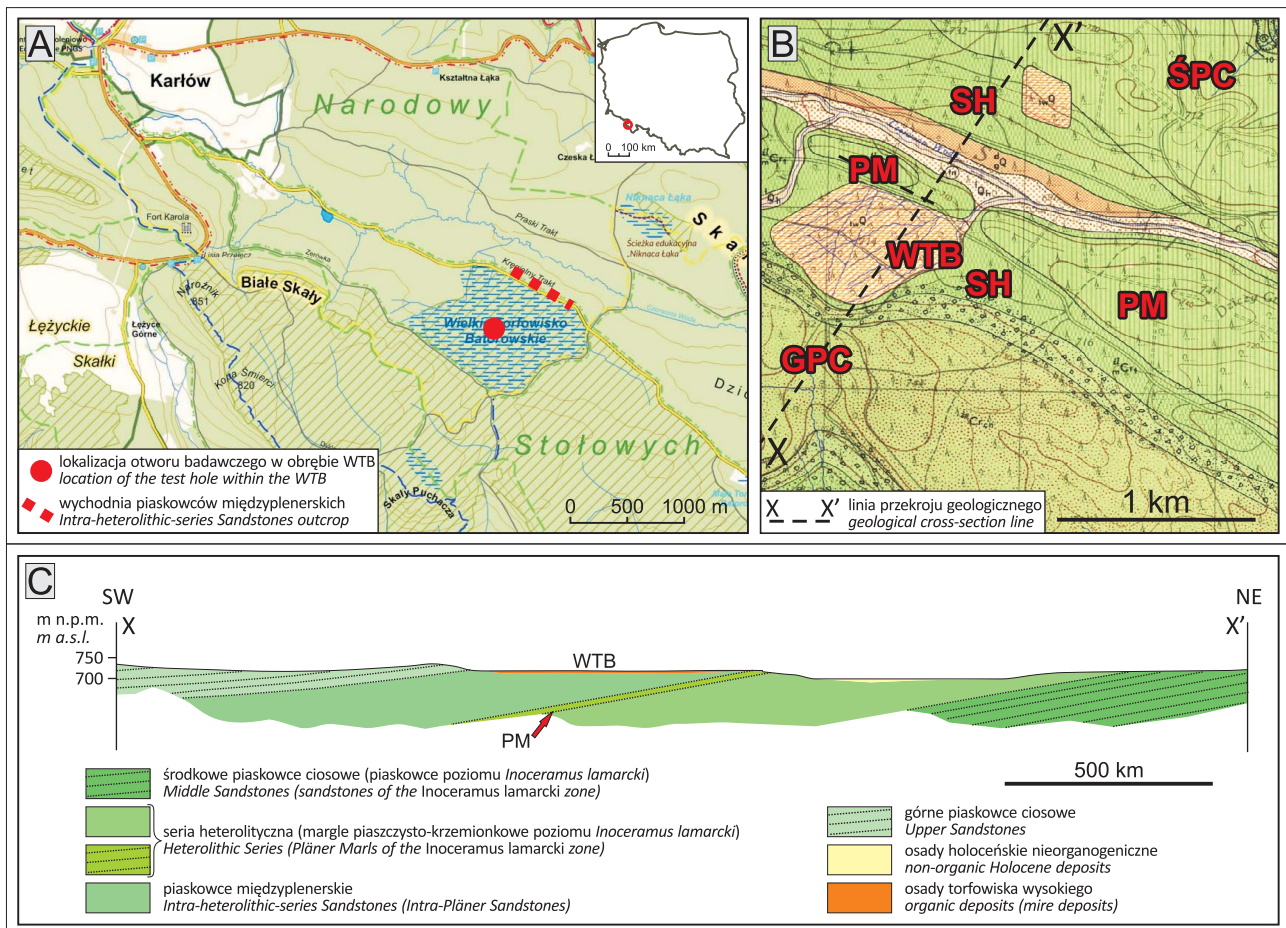
719 m n.p.m. na południowym zachodzie (Woronko, 2007). Miąższość fitogenicznych osadów WTB jest szacowana na ok. 5 m (Marek, 1998).

W podłożu WTB występują kredowe (środkowoturońskie) margle plenerskie (ryc. 1; Wojewoda, 1997; Wojewoda i in., 2011), do których są zaliczane heterolityczne serie wapienistych mułowców, drobnoziarnistych piaskowców i iłowców. Na północny wschód od WTB w serii tych skał występują tzw. międzyplenerskie piaskowce ciosowe (piaskowce ze Złotna), a za doliną Czerwonej Wody, niżej w profilu stratygraficznym, środkowe piaskowce ciosowe (piaskowce Progu Radkowa). Od południowego zachodu WTB ogranicza stok masywu Narożnika z ciągiem wychodni środkowo- i górnóturońskich górnych piaskowców ciosowych (piaskowców Skalniaka-Szczelińca), określanych jako Białe Ściany. Piaskowce ciosowe środkowe, międzyplenerskie i górne są średnio- i gruboziarniste oraz żwirowate. Środkowe piaskowce ciosowe są zaliczane do subarenitów kwarcowo-skalieniowych, górne piaskowce ciosowe – do arenitów kwarcowych, natomiast piaskowce międzyplenerskie mają cechy pośrednie (Wojewoda i in.,

2011). W bliskim sąsiedztwie WTB nie ma wychodni górnocenomańskich dolnych piaskowców ciosowych (piaskowców z Chocieszowa), które w odróżnieniu od opisanych piaskowców mają cechy arenitów litycznych. Na szkiecach tektonicznych w rejonie WTB wyinterpretowano liczne lineamenty (Pulinowa, 1989; Wojewoda i in., 2011), jednak struktury te nie są widoczne w terenie i nie są uwzględniane w dokumentacjach kartograficznych (ryc. 1).

Według Pulinowej (1996) i Woronko (2002) główną przyczyną powstania torfowiska było nieckowate zagłębienie na stoku między masywem Narożnika a doliną Czerwonej Wody (ryc. 1), które wykształciło się w wyniku niszczenia stoku i akumulacji materiału u jego podnóża, prowadzącej do wytworzenia powierzchni zrównania.

WTB jest unikatowym obiektem przyrodniczym i przez długi czas podlegało ochronie, jednak rozpoznanie historii rozwoju jego szaty roślinnej prowadzono dotychczas wybiórczo, właściwie ograniczono je do zbadania sukcesji drzew, i na tej podstawie wiek torfowiska określono na schyłkową fazę okresu borealnego, ok. 10 000 lat temu (Marek, 1998).



Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań: **A** – na mapie topograficznej Parku Narodowego Gór Stołowych (źródło: <https://pngs.gov.pl/>, zmieniło); **B** – na arkuszu Wambierzyce Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1:25 000 (zmodyfikowane); **C** – na tle przekroju geologicznego opracowanego na podstawie Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1:25 000 i wyników badań własnych: **WTB** – Wielkie Torfowisko Batorowskie, **PM** – piaskowce międzyplenerskie, **SH** – seria heterolityczna (margle plenerskie), **GPC** – górne piaskowce ciosowe, **ŚPC** – środkowe piaskowce ciosowe

Fig. 1. Location of the research area: **A** – on the topographic map of the Table Mountains National Park (source: <https://pngs.gov.pl/>, modified); **B** – on the Wambierzyce sheet of the Detailed Geological Map of the Sudetes at a scale of 1:25,000 (modified); **C** – on a cross-section interpreted based on the geological map of the area (Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów, scale 1:2500, sheet: Wambierzyce) and results of own field studies: **WTB** – Wielkie Torfowisko Batorowskie Mire, **PM** – Intra-heterolithic-series Sandstones (Intra-Pläner Sandstones), **SH** – Heterolithic Series (Pläner Marls), **GPC** – Upper Sandstones (Skalniak-Szczelińca Sandstones), **ŚPC** – Middle Sandstones

METODYKA BADAŃ

W celu porównania składu petrograficznego minerałów ciężkich występujących w skałach sąsiadujących z WTB ze składem tych minerałów w osadzie podścielającym sukcesję fitogeniczną torfowiska pozyskano do badań próbki piaskowców międzyplenerskich, serii heterolitycznej (margli plenerskich) i górnych piaskowców ciosowych.

Próbkę osadu mineralnego podścielającego WTB pozyskano ze środkowej części torfowiska za pomocą sondy ręcznej z próbnikiem torfowym. W ten sposób zdołano pozyskać jedynie 5 cm profilu osadu. Wbicie próbnika na większą głębokość okazało się niemożliwe ze względu na bardzo płytkie występowanie litej skały pod torfowiskiem. Próbkę tego osadu podzielono na 2 próbki o długości 2,5 cm i poddano preparatyce właściwej do analizy minerałów ciężkich i minerałów ilastych. Obie próbki osadu wysuszone, zmielono i rozdzielono na sitach. Z osadu o średnicy ziaren 0,063–0,125 mm wydzielono w cieczy ciężkiej (poli-wolframianie sodu) o gęstości około 2,84 g/cm³ frakcję ciężką i wykonano z niej ziarnowe preparaty nasypowe zatopione w balsamie kanadyjskim. Udział frakcji ciężkiej w objętości osadu obu próbek wyniósł ok. 1%. Obserwacje i analizy mikroskopowe płytek cienkich prowadzono pod mikroskopem polaryzacyjnym oraz cyfrowym mikroskopem stereoskopowym. Minerale ciężkie oznaczono, zliczając 50 ziaren (próbka nr 1) i 300 ziaren (próbka nr 2).

Po wstępnej preparatyce próbek osadu według Jacksona oraz po zdyspergowaniu ich Na-jonitem wydzielono z nich w wirówce Beckmanna frakcję ilową, przeznaczoną do dyfrakcji rentgenowskiej (XRD). Badanie XRD przeprowadzono na dyfraktometrze rentgenowskim D8 *Advance* firmy *Bruker*, wyposażonym w lampę miedziową o długości fali $\text{CuK}\alpha = 1,5406 \text{ \AA}$ oraz detektor paskowy *Lynxeye* XE-T. Osad ilasty zebrany z próbek zawieszony umieszczono na 2 szkiełkach laboratoryjnych i suszono przez 24 godziny w temperaturze 22°C. Następnie jedno ze szkiełek prażono przez 2h w temperaturze 550°C. Otrzymało 3 dyfraktogramy: wynik badania próbki surowej, próbki wyprażonej w temperaturze 550°C i próbki nasączonej glikolem. Pomiar przeprowadzono w zakresie kątowym 3–35°2 θ , w trybie pomiarowym Θ –2 Θ , z zachowaniem geometrii Bragg-Brentano dla preparatu płaskiego. Intensywność ugiętego promieniowania rentgenowskiego zliczano w okresach dwusekundowych, przy przesuwie licznika o krok 0,01°. Zastosowano stałą szczeliny dywergencji 1 mm oraz szczeliny Sollera 2,5°. Analizy prowadzono w temperaturze 22°C, pod napięciem 40 kV i w natężeniu prądu 40 mA. Intensywność ugiętego promieniowania rentgenowskiego rejestrował detektor paskowy *Lynxeye* XE-T, pracujący w trybie 1D. Uzyskane dyfraktogramy poddano interpretacji z wykorzystaniem programu *Diffra.Eva* ver. 5.0.0.22 firmy *Bruker* oraz bazy danych PDF4+ 2022 ICDD ver. 4.2103.

→

Ryc. 2. Zespół minerałów ciężkich w próbce nr 2: **A** – nikole równoległe, powiększenie 50×; **B** – nikole skrzyżowane, powiększenie 50×

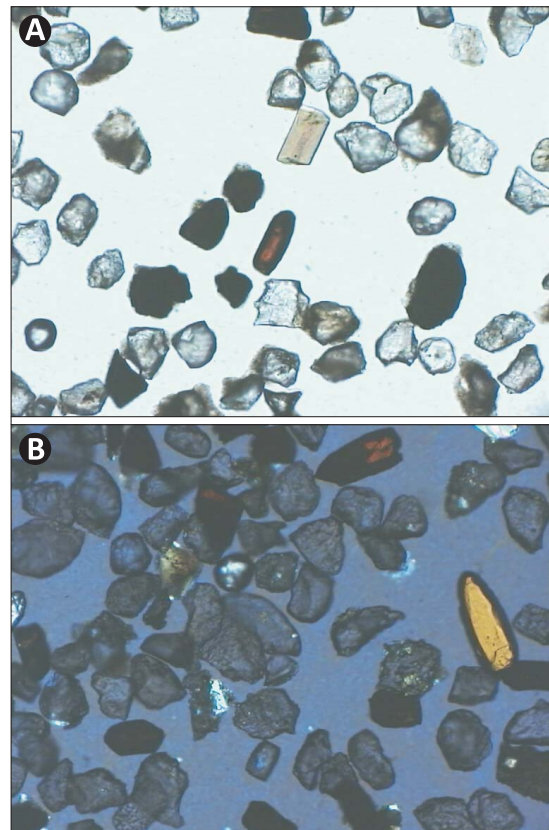
Fig. 2. Heavy mineral assemblage in sample No. 2: **A** – with 1N, 50× magnification; **B** – with XN, 50× magnification

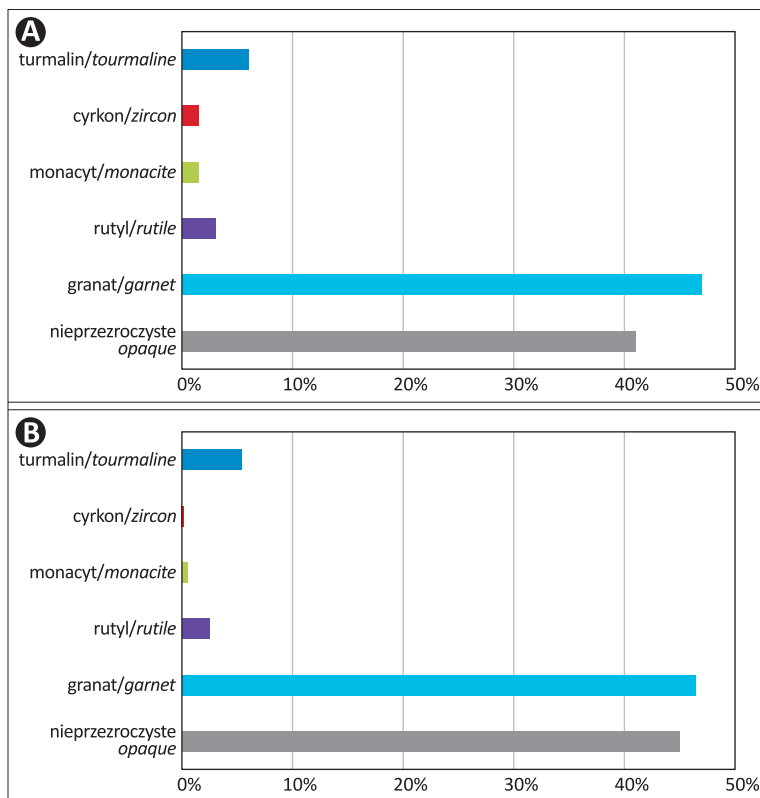
Do badań porównawczych składu petrograficznego i inwentarza minerałów ciężkich wykorzystano wyniki wcześniejszych analiz skał kredowych występujących w otoczeniu WTB (Machowiak, Niemczyk, 2020), do których należą piaskowce międzyplenerskie, margle plenerskie (seria heterolityczna) i górne piaskowce ciosowe.

WYNIKI

Petrografia osadu podścielającego sukcesję fitogeniczną WTB

Osad mineralny podścielający torfowisko, pozyskany z głębokości 5,00–5,05 m p.p.t., jest koloru białawego (czym wyraźnie różni się od ciemnoszarych, bogatych w szczątki organiczne osadów torfowiska). Składa się on z dobrze obtoczonych ziaren kwarcu o zróżnicowanej wielkości (od frakcji piaskowej po żwirową), które w polu widzenia preparatu stanowią ok. 99%. Pozostałą część osadu stanowią ziarna skalenia alkalicznego i materia organiczna. Próbka nr 1 tego osadu, pochodząca z mniejszej głębokości (graniczącej z osadem fitogenicznym torfowiska), zawiera więcej materii organicznej niż próbka osadu nr 2. W obu analizowanych próbkach minerały ciężkie są reprezentowane przez: granaty, turmalin, rutyl, cyrkon, monacyt oraz minerały nieprzezroczyste (ryc. 2). W próbce nr 1 skład minerałów ciężkich przedstawia się następująco: 47% granaty, 41% minerały nieprzezroczyste, 6% turmalin, 3% rutyl, 1,5% cyrkon i 1,5% monacyt (ryc. 3A); natomiast w próbce nr 2: 46,4% granaty, 45% minerały nieprzezroczyste, 5,4% turmalin, 2,5% rutyl, 0,2% cyrkon i 0,5% monacyt (ryc. 3B). Nie badano składu minerałów nieprzezroczystych. Jednakże należy przypuszczać, że część z nich stanowi framboidalny piryt, który jest dość powszechny w środowisku torfowym (Steinmann, Shoty, 1997).





W obu próbkach osadów podścielających sukcesję fitogeniczną WTB stwierdzono obecność podobnych zespołów minerałów ilastych: illitu, kaolinitu, minerałów mieszanopakietowych (przypuszczalnie typu illit-smektyt) i szamozytu (ryc. 4). Wykryto w nich także obecność miki potasowej, kwarcu i skaleni alkalicznych.

Charakterystyka petrograficzna skał z otoczenia WTB

Piaskowiec środkowy (próbka nr 3) jest arenitem subarkozowym o spoiwie krzemionkowo-ilasto-żelazistym. Oprócz kwarcu w skale tej licznie występują ziarna skaleni potasowego oraz relikty minerałów ilastych, przypuszczalnie po glaukonicie. Wśród minerałów ciężkich największy udział mają w nim turmalin, następnie rutil, cyrkon i monacyt. Piaskowiec ten zawiera także śladowe ilości granatu, apatytu i anatazu (ryc. 5). Minerale nieprzezroczyste stanowią 39,4% minerałów ciężkich obecnych w tej skale (ryc. 6).

Piaskowiec międzyplenerski (próbka nr 4) jest arenitem subarkozowym o spoiwie krzemionkowym. W jego składzie mineralnym stwierdzono kwarc, zserycytizowane skalenie alkaliczne i nieliczne relikty minerałów ilastych po biotycie. Obecność utlenionych związków żelaza nadaje tej skale rdzawy pigment. Minerale ciężkie są reprezentowane przez: cyrkon, rutil i turmalin, a podrzędnie również przez monacyt (ryc. 5). W piaskowcu tym minerale nieprzezroczyste stanowią 19% minerałów ciężkich (ryc. 6).

Margiel plenerski z serii heterolitycznej (próbka nr 5) jest bardzo drobnoziarnistym arenitem sublitycznym. Obok pokruszonych ziaren kwarcu w skale tej jest obecny glaukonit, podrzędnie skałen alkaliczny i łyszczyki. Skala ta nie zawiera węglanów. Jej spoiwem jest mieszanka krzemionki, minerałów ilastych i związków żelaza. W składzie minerałów ciężkich znacząco dominują granaty, niewielki udział mają w nim ziarna turmalinu i rutyli, a w śladowych ilościach występują cyrkon i monacyt (ryc. 5). Minerale

←

Ryc. 3. Skład mineralny frakcji ciężkiej osadu podścielającego sukcesję fitogeniczną WTB: **A** – próbka nr 1; **B** – próbka nr 2

Fig. 3. Heavy-mineral content in sediment underlying the phytogenic succession of the WTB peat bog: **A** – sample No. 1; **B** – sample No. 2

nieprzezroczyste stanowią jedynie ok. 2,5% minerałów ciężkich (ryc. 6).

Piaskowiec ciosowy górny ze Skalniaka-Szczelińca (próbka nr 6) jest arenitem kwarcowym o spoiwie krzemionkowym. Skala ta składa się niemal wyłącznie z ziaren kwarcu, pomiędzy którymi tu i ówdzie występują nieliczne ilaste pseudomorfozy po biotycie lub glaukonicie. Wśród minerałów ciężkich największy udział mają turmalin, następnie rutil, cyrkon i monacyt. Stwierdzono także śladową ilość sillimanitu i anatazu (ryc. 5). Minerale nieprzezroczyste stanowią 26% minerałów ciężkich (ryc. 6).

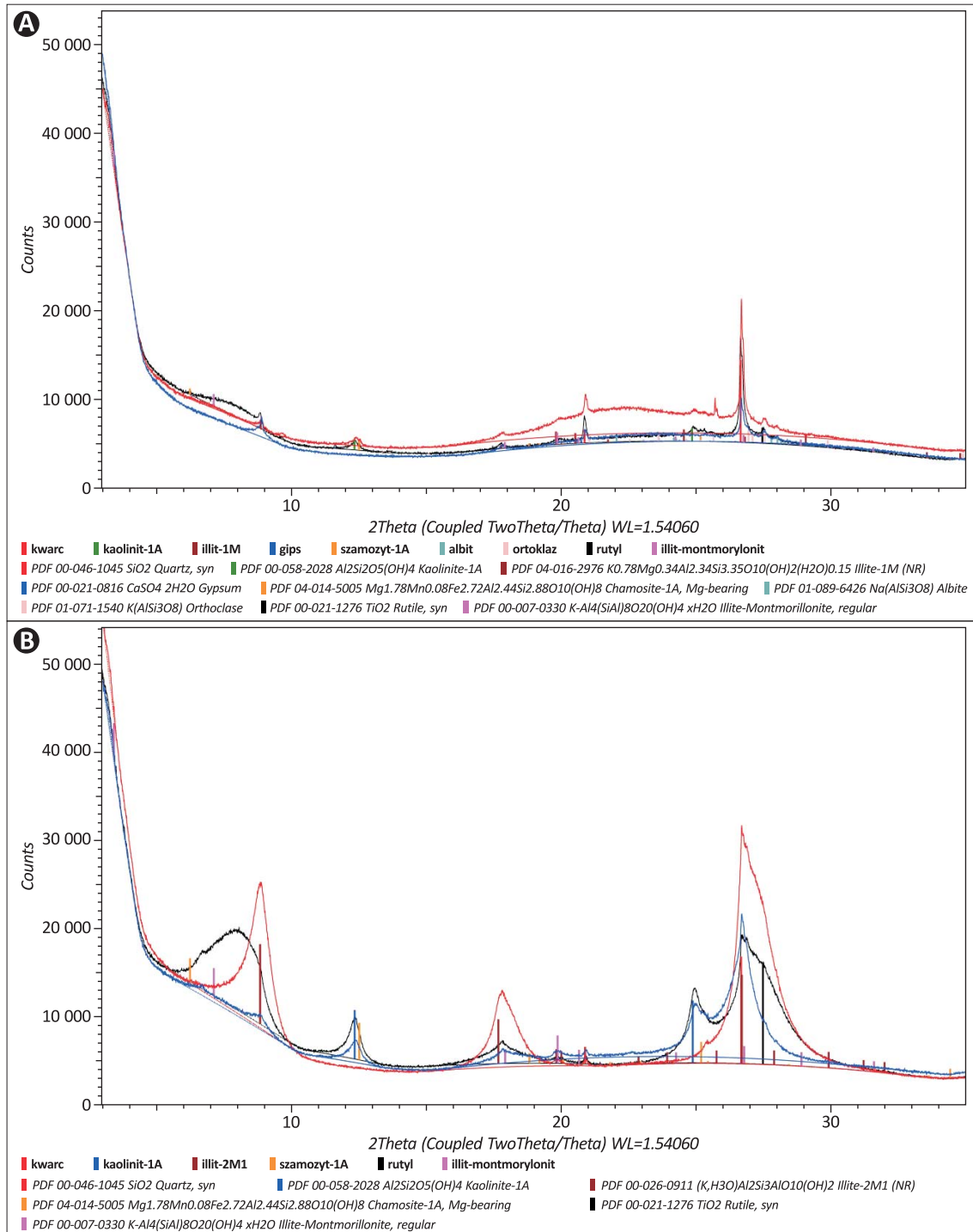
INTERPRETACJA WYNIKÓW

W skałach otaczających i podścielających WTB występują dwa odmienne zespoły minerałów ciężkich. W kredowych piaskowcach (środkowym, międzyplenerskim i górnym) dominują: turmalin, rutil, cyrkon i monacyt, a w marglach plenerskich granat (Machowiak, Niemczyk, 2020). Badania składu minerałów ciężkich w kredowych osadach klastycznych w innych obszarach Sudetów wykazały, że zróżnicowanie to wynika ze zmian proveniencji osadów na różnych etapach ich sedymentacji (Biernacka, Józefiak 2009; Biernacka, 2012). Te pierwotne atrybuty skał sąsiadujących z WTB umożliwiają interpretację pochodzenia osadu mineralnego podścielającego to torfowisko.

WTB wykształciło się ponad turońskimi skałami drobno-klastycznymi serii heterolitycznej, nazywanymi marglami plenerskimi (ryc. 1). Ze względu na duży udział w tych skałach frakcji mułowej i ilowej przyjmuje się, że stanowią one podłoże słabo przepuszczalne i w związku z tym są uznawane za jeden z głównych czynników warunkujących powstanie torfowiska (Marek, 1998; Woronko, 2002, 2007). Taką interpretację komplikują jednak wyniki badań składu petrograficznego osadu podścielającego serię fitogeniczną WTB, wedle których osad ten składa się głównie z frakcji piaskowej z domieszką żwiru, co wskazuje na to, że źródłowym materiałem tego osadu były piaskowce, a nie margle.

Usytuowanie torfowiska na stoku masywu Naroźnika i Białych Ścian, gdzie odsłaniają się górne piaskowce ciosowe (piaskowce Skalniaka-Szczelińca), nasuwa oczywiste przypuszczenie, że materiał wietrzeniowy w dnie torfowiska pochodzi z dezintegracji tych skał. Jednak przeczy temu obecność ziaren skaleni w osadzie podścielającym WTB, których nie stwierdzono w próbkach górnego piaskowca ciosowego z masywu Naroźnika (badania własne oraz Wojewoda i in., 2011).

Osad z dna torfowiska ma barwę białawą do bardzo jasnoszarej i zawiera minerale ilaste – głównie illit i kaolinit. Takie cechy osadu mogły się wykształcić na skutek procesów glebotwórczych poprzedzających etap formowania się torfowiska, np. w trakcie rozwoju gleb biellicowych na piaskowcach (Kabała i in., 2002, 2011), albo w wyniku



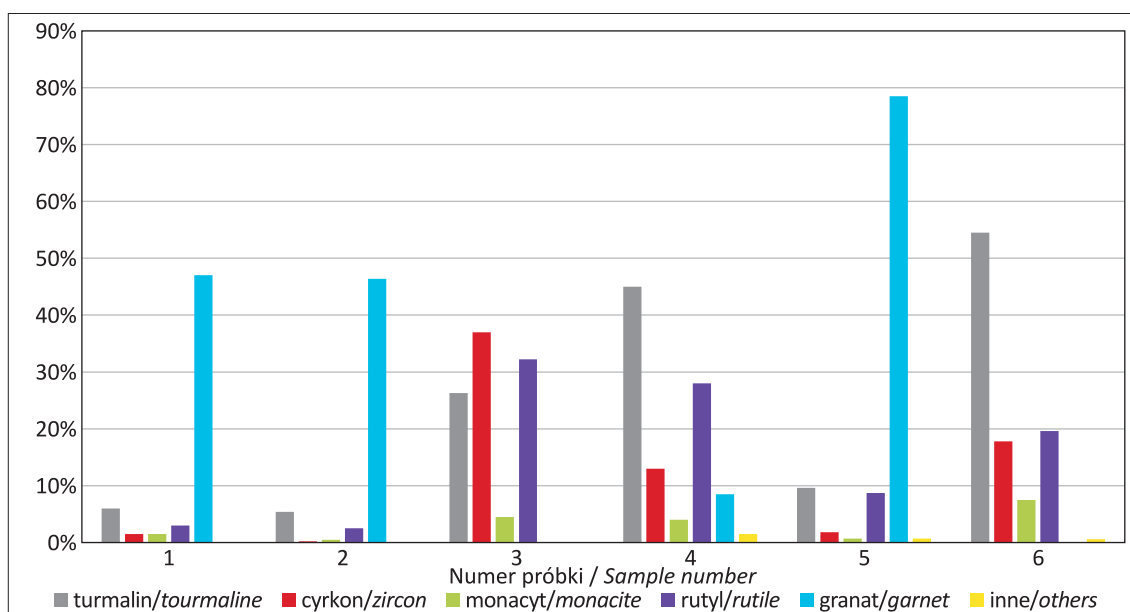
Ryc. 4. Wyniki jakościowej analizy rentgenowskiej osadu podścielającego torfowisko z oznaczeniem minerałów ilastych: **A** – próbka nr 1; **B** – próbka nr 2: **czarna linia** – wynik badania próbki surowej, **czerwona linia** – wynik badania próbki wyprażonej w temperaturze 550°C i **niebieska linia** – wynik badania próbki nasączonej glikolem

Fig. 4. X-ray diffractogram of the sediment underlying the phytogenic succession of the WTB peat bog of clay minerals: **A** – sample No. 1; **B** – sample No. 2: **black line** – test result of the raw sample, **red line** – test result of the sample roasted at 550°C and **blue line** – test result of the sample soaked in glycol

przemian zachodzących w trakcie rozwoju torfowiska, na skutek wzrostu zakwaszenia środowiska, co sprzyjało rozkładowi faz mineralnych i powstawaniu zasobnego w żelazo szamozytu, np. z rozpadu glaukonitu lub kaolinitu (Steinmann, Shoty, 1997). Warto dodać, że już sama obecność kaolinitu w osadzie wskazuje na pochodzenie materiału mineralnego ze skał zawierających zwietrzałe skalenie.

W bliskim sąsiedztwie WTB skałami, które zawierają skalenie, są piaskowce międzyplenerskie i środkowe pia-

skowce ciosowe. Wychodnie środkowych piaskowców ciosowych występują w większej odległości od WTB, poza doliną Czerwonej Wody, w związku z tym najbardziej prawdopodobnym źródłem piasku w spągu WTB są piaskowce międzyplenerskie, których wychodnie znajdują się w bezpośrednim sąsiedztwie torfowiska, przy jego północno-wschodniej granicy (ryc. 1 i zdjęcie na okładce). Takiej interpretacji przeczy duży udział granatów (ponad 40%) oraz minerałów nieprzeznaczonych (ok. 40%) w skła-



Ryc. 5. Skład procentowy minerałów ciężkich w kredowych skałach osadowych sąsiadujących z Wielkim Torfowiskiem Batorowskim i w osadzie podścielającym to torfowisko: 1 i 2 – próbki osadu podścielającego WTb, 3 – próbka piaskowca ciosowego środkowego (piaskowiec Progu Radkowa), 4 – próbka piaskowca ciosowego międzyplenerskiego (ze Złotna), 5 – próbka z serii heterolitycznej (margla plenerskiego), 6 – próbka piaskowca ciosowego górnego (ze Skalniaka-Szczelińca)

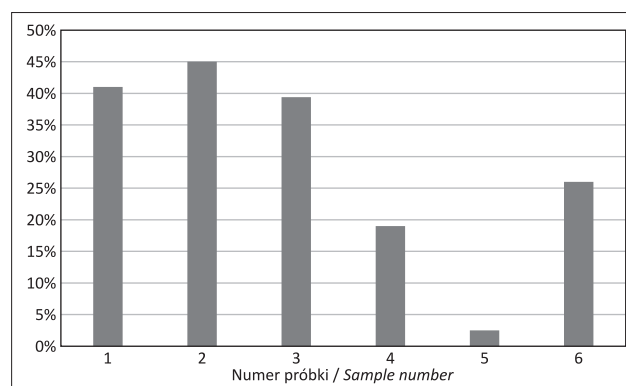
Fig. 5. Percentage content of heavy minerals in Cretaceous sedimentary rocks adjacent to the Wielkie Torfowisko Batorowskie peat bog and in the sediment underlying this peat bog: 1 and 2 – samples of sediment underlying the WTb, 3 – sample from the Middle Sandstones (Radków Bluff Sandstones), 4 – sample from the Intra-Pläner Sandstones, 5 – sample from the Heterolithic Series (Pläner Marls), 6 – sample from the Upper Sandstone (Skalniak-Szczeliniec Sandstones)

dzie minerałów ciężkich osadu pobranego z dna torfowiska (ryc. 5 i 6). Tylko w utworach turońskiej serii heterolitycznej stwierdzono przewagę granatów w składzie minerałów ciężkich, jednak minerały nieprzezroczyste stanowią w tych skałach zaledwie kilka procent frakcji ciężkiej. Osad podścielający sukcesję fitogeniczną WTb pochodzi zatem najprawdopodobniej zarówno z wietrzenia serii heterolitycznej, jak i piaskowców międzyplenerskich, natomiast wietrzenie górnych piaskowców ciosowych w masywie Narożnika dostarczało znacznie mniej materiału do tego osadu niż wcześniej przypuszczano (Woronko, 2002).

Obecność piasku i żwiru w osadzie podścielającym WTb wskazuje na relatywnie dynamiczne przepływy powierzchniowe wód w okresie poprzedzającym rozwój torfowiska, które najprawdopodobniej przyczyniły się do usunięcia materiału drobnopiękistego ze zwietrzałej serii heterolitycznej. Pozostałością po materiale z serii heterolitycznej jest koncentracja granatów w osadzie z dna torfowiska. Również wysoka zawartość minerałów nieprzezroczystych jest uznawana za efekt ich podkoncentrowania w osadzie w wyniku selektywnego wymywania składników drobnych frakcji, przy czym minerały nieprzezroczyste mogą pochodzić z piaskowców, jak również z serii heterolitycznej.

Niecka WTb powstała na skutek procesów denudacyjnych (Marek, 1998) i być może także w wyniku aktywnej tektoniki podłoża oraz procesów sufozycznych (Woronko, 2002, 2007). Zakładano również, że skały serii heterolitycznej stanowią podłoże nieprzepuszczalne (np. Woronko, 2002). Jednak trudno jest zgodzić się z tym założeniem, biorąc pod uwagę, że skały te są pocięte gęstą siecią spękań (Wojewoda, Burliga, 1996). Szczelinowatość drobnopiękistycznej serii heterolitycznej (margli plenerskich) jest prawdopodobnie główną przyczyną łatwej dezintegracji tych skał w wyniku procesów wietrzeniowych i braku

ich wychodni w rejonie WTb. W związku z tym trudno jest uznać obecność serii heterolitycznej w podłożu WTb za główną przyczynę rozwoju tego torfowiska. Wprawdzie duża podatność margli plenerskich na wietrzenie i usuwanie ich zwietrzliny umożliwiły wykształcenie się obniżenia, lecz skały te nie stanowiły warstwy słabo przepuszczalnej, umożliwiającej stagnację wody i zabagnienie gruntu, co jest warunkiem rozwoju torfowiska. W rejonie WTb funkcję warstwy uszczelniającej pełni natomiast piaskowiec międzyplenerski o spoiwie krzemionkowym (patrz zdjęcie na okładce). Wychodnia tych piaskowców ogranicza zasięg WTb od strony północno-wschodniej. Skały te zapadają pod kątem kilku- do kilkunastu stopni w kierunku



Ryc. 6. Procentowy udział minerałów nieprzezroczystych w zespole minerałów ciężkich w skałach osadowych z rejonu Wielkiego Torfowiska Batorowskiego. Numeracja próbek taka sama jak w objaśnieniach ryc. 5

Fig. 6. Content of opaque minerals in the heavy mineral complex in sedimentary rocks from the Great Batorowski Peat Bog area. Sample numbering is the same as in the explanations of Fig. 5

południowym, w stronę masywu Narożnika, i podścielają serię heterolityczną, ponad którą wytworzyło się torfowisko. Na tej podstawie autorzy artykułu wnioskuje, że lokalizacja WTB w głównej mierze wynika z uwarunkowań tektoniczno-strukturalnych, czyli z nachylenia słabo przepuszczalnych warstw piaskowców międzyplenerskich w kierunku kuęsty tworzonej przez masyw Narożnika, tj. w kierunku przeciwnym do nachylenia stoku (ryc. 1). Taki układ warstw skalnych utrudnił spływ wód z masywu Narożnika i Białych Ścian do doliny Czerwonej Wody i przyczynił się do wzmożonej erozji drobnoziarnistej serii heterolitycznej, a tym samym do rozwoju obniżenia morfologicznego równoległego do biegu warstw piaskowców międzyplenerskich. Erozja od strony północno-wschodniej sięgnęła stropu piaskowców międzyplenerskich, dostarczając z nich materiał zwietrzelinowy. Na skutek akumulacji osadów pochodzących z wietrzenia piaskowców międzyplenerskich, serii heterolitycznej i górnych piaskowców ciosowych w masywie Narożnika obniżenie między masywem a wychodniami piaskowców międzyplenerskich spłaszczyło się, a minerały ilaste przyczyniły się prawdopodobnie do kolmatacji systemu spękań w marglach plenerskich serii heterolitycznej. Dopiero po tych wydarzeniach możliwe było zabagnienie gruntu i retencja wody inicjująca rozwój ekosystemu torfowego.

WNIOSKI

Zespół minerałów ciężkich występujących w osadach podścielających sukcesję fitogeniczną WTB wskazuje na lokalny obszar alimentacyjny materiału zasilającego, który pochodzi z wietrzenia piaskowców międzyplenerskich, serii heterolitycznej oraz prawdopodobnie górnych piaskowców ciosowych. Dominacja frakcji piaskowej w tym osadzie oraz zwiększona koncentracja granatów i minerałów nieprzezroczystych względem skał macierzystych wskazuje na występowanie relatywnie dynamicznych przepływów wód w okresie poprzedzającym uformowanie torfowiska. Główną przyczyną rozwoju torfowiska były uwarunkowania litologiczno-tektoniczne, przede wszystkim obecność słabo przepuszczalnej warstwy piaskowców międzyplenerskich, zapadającej w stronę przeciwną do stoku masywu Narożnika. Erozja skał serii heterolitycznej postępowała aż do stropu piaskowców międzyplenerskich, Skały tej serii zachowały się jednak w obniżeniu uformowanym między masywem Narożnika a wychodniami piaskowców międzyplenerskich. Ekosystem torfowy zaczął się formować dopiero po częściowym wypełnieniu doliny osadem i jego zabagnieniu.

Składamy podziękowania Generalnej Dyrekcji Lasów Państwowych w Warszawie za sfinansowanie badań z Funduszu Leśnego Lasów Państwowych w 2022 r. Dyrekcji Parku Narodowego Gór Stołowych dziękujemy za zezwolenie na prowadzenie badań na obszarze parku, a Ministerstwu Klimatu i Środowiska za zgodę na pobranie prób do badań z obszarów chronionych. Dziękujemy również Recenzentowi za uwagi, które wzbogaciły treść artykułu.

LITERATURA

BIERNACKA J. 2012 – Provenance of Upper Cretaceous quartz-rich sandstones from the North Sudetic Synclinorium, SW Poland: constraints from detrital tourmaline. *Geol. Quart.* 56 (2): 315–332.

BIERNACKA J., JÓZEFIK M. 2009 – The Eastern Sudetic Island in the Early-to-Middle Turonian: evidence from heavy minerals in the Jerzmanice sandstones, SW Poland. *Acta Geol. Pol.*, 59 (4): 545–565.

CHAMBERS F.M., CHARMAN D.J. 2004 – Holocene environmental change: contributions from the peatland archive. *The Holocene*, 14: 1–6.

CHARMAN D. 2002 – Peatlands and Environmental Change. John Wiley & Sons, Chichester: 301.

FIALKIEWICZ-KOZIEŁ B., ŁOKAS E., SMIEJA-KRÓL B., TURNER S., DE VLEESCHOUWER F., WOSZCZYK M., MARCISZ K., GAŁKA M., LAMENTOWICZ M., KOŁACZEK P., HAJDAS I., KARPIN-SKA-KOŁACZEK M., KOŁTONIK K., MRÓZ T., ROBERTS S., ROSE N., KRZYKAWSKI T., BOOM A., YANG H. 2023 – The Śnieżka peatland as a candidate Global boundary Stratotype Section and Point for the Anthropocene series. *The Anthropocene Rev.*, 10 (1): 288–315.

GAŁKA M., MIOTK-SZPIGANOWICZ G., GOSLAR T., JEŃSKO M., VAN DER KNAAP W.O., LAMENTOWICZ M. 2013 – Palaeohydrology, fires and vegetation succession in the southern Baltic during the last 7500 years reconstructed from a raised bog based on multi-proxy data. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 370: 209–221.

GLINA B., MALKIEWICZ M., MENDYK Ł., BOGACZ A., WOŹNICZKA P. 2017 – Human-affected disturbances in vegetation cover and peatland development in the late Holocene recorded in shallow mountain peatlands (Central Sudetes, SW Poland). *Boreas*, 46: 294–307.

GOŁĄB Z. 1999 – Sosna błotna [*Pinus uliginosa* Neumann] na Wielkim Torfowisku Batorowskim w Górach Stołowych. *Szczeliniec*, 3: 41–48.

GORHAM E., ROCHEFORT L. 2003 – Peatland restoration: A brief assessment with special reference to Sphagnum bogs. *Wetlands Ecology and Management*, 11: 109–119.

JERMACZEK A., WOŁEJKO Ł., CHAPIŃSKI P. 2012 – Mokradła Sude-tów Środkowych i ich ochrona. Wyd. Klubu Przyrodników, Świebodzin.

KABAŁA C., SZERSZEŃ L., WICIK B. 2002 – Geneza, właściwości i systematyka gleb Parku Narodowego Gór Stołowych. *Szczeliniec*, 6: 21–94.

KABAŁA C., CHODAK T., BOGACZ A., ŁABAZ B., JEZERSKI P., GAŁKA B., KASZUBKIEWICZ J., GLINA B. 2011 – Przestrzenne zróżnicowanie gleb i siedlisk Parku Narodowego Gór Stołowych. [W:] Chodak T., Kabała C., Kaszubkiewicz J., Migoń P., Wojewoda J. (red.). *Geoekologiczne warunki środowiska przyrodniczego Parku Narodowego Gór Stołowych*. WIND, Wrocław: 141–168.

LAMENTOWICZ M., TOBOLSKI K., MITCHELL E.A.D. 2007 – Palaeo-ecological evidence for anthropogenic acidification of a kettle-hole peatland in northern Poland. *The Holocene*, 17 (8): 1185–1196.

MACHOWIAK K., NIEMCZYK W. 2020 – Skały okruhowe systemu kredowego z terenu Parku Narodowego Gór Stołowych – petrografia i minerały ciężkie. [W:] Duda A., Flieger-Szymańska M. (red.). *Przyrodnicze i geotechniczne aspekty budownictwa*. Wyd. Polit. Pozn.: 223–240.

MADEYSKA E. 2005 – The history of the Zieleniec Mire and the surrounding areas based on palynological research. *Monogr. Bot.*, 94: 146–157.

MAREK S. 1998 – Rozwój Wielkiego Torfowiska Batorowskiego w świetle badań biostratygraficznych. *Szczeliniec*, 2: 49–88.

MIGOŃ P., KASPRZAK M. 2014 – Tereny podmokłe na płaskowyżu Gór Stołowych w świetle parametryzacji powierzchni na podstawie topograficznego indeksu wilgotności (TWI). *Stud. Lim.*, 8: 57–68.

PULINOWA M.Z. 1989 – Rzeźba Gór Stołowych. *Pr. Nauk. Uniw. Śl.*, 1008: 108–268.

PULINOWA M.Z. 1996 – Rzeźba Gór Stołowych jako efekt relacji: struktura geologiczna – woda. *Materiały Symp. Naukowego Środowisko przyrodnicze Parku Narodowego Gór Stołowych, Kudowa Zdrój*, 11–13.10.1996 r. Wyd. PN Gór Stołowych, Szczeliniec: 47–52.

STEINMANN P., SHOTYK W. 1997 – Chemical composition, pH, and redox state of sulfur and iron in complete vertical porewater profiles from two Sphagnum peat bogs, Jura Mountains, Switzerland. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61 (6): 1143–1163.

SZCZEGÓŁOWA Mapa Geologiczna Sudetów w skali 1:25 000, ark. Wambierzyce. Wyd. Geol., Warszawa.

WOJEWODA J. 1997 – Upper Cretaceous littoral-to-shelf succession in the Intrasudetic Basin and Nysa Trough, Sudety Mts. *Obszary Źródłowe: Zapis w Osadach*. WIND, Wrocław, 1: 81–96.

WOJEWODA J., BURLIGA S. 1996 – Wiek i struktura południowego obrzeżenia obszaru Gór Stołowych. *Szczeliniec*: 1: 13–19.

WOJEWODA J., BIAŁEK D., BUCHA M., GLUSZYŃSKI 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.). *Geoekologiczne Warunki Środowiska Przyrodniczego Parku Narodowego Gór Stołowych*. WIND, Wrocław: 53–96.

WORONKO D. 2002 – Geneza i rozwój Wielkiego Torfowiska Batorowskiego w Górach Stołowych. *Pr. i Studia Geogr.*, 31: 205–218.

WORONKO D. 2007 – Wpływ zagospodarowania torfowiska górskiego na zmiany obiegu wody. *Pr. i Studia Geogr.*, 38: 147–158.

Praca wpłynęła do redakcji 1.07.2024 r.
Akceptowano do druku 18.08.2024 r.

PRZEGLĄD

GEOLOGICZNY

TOM 72 Nr 10 (PAŹDZIERNIK) 2024

Indeks 370908 ISSN-0033-2151



Sejsmiczność naturalna Polski

**Późnoplejstocenyjskie osady niwalne
w zachodniej części Polesia**

Pierwsze(?) polskie miejskie mikrometeority

Zdjęcie na okładce: Wychodnia piaskowców międzyplenerskich przy północno-wschodnim krańcu Wielkiego Torfowiska Batorowskiego w Górach Stołowych (zobacz artykuł K. Machowiak i in., na str. 501). Fot. S. Burliga

Cover photo: The Intra-Pläner Sandstones outcrop near the NE border of the Wielkie Torfowisko Batorowskie Mire in the Table Mountains, SW Poland (see article by K. Machowiak et al. on p. 501). Photo by S. Burliga