

TORF – NATURALNE LABORATORIUM CHEMICZNE

Sylvia Skreczko, Weronika Trepka (Sosnowiec)

Streszczenie

Torfy są osadami organicznymi, dość zróżnicowanymi chemicznie. Ich różnorodność chemiczna jest spowodowana wieloma związkami chemicznymi występującymi wśród głównej masy torfowiskowej. Powstanie i rozwój torfów związane jest ze środowiskiem bagiennym. W torfowisku materia organiczna jest akumulowana jako torf poprzez liczne procesy, które można opisać w postaci reakcji chemicznych. Reakcje chemiczne charakterystyczne dla specyficznych warunków środowiskowych są kontrolowane przez wiele czynników, tj.: poziom wody, dostęp tlenu, pH, rozpowszechnienie i gromadzenie pierwiastków chemicznych. Końcowymi etapami tych reakcji chemicznych są często minerały. Najczęściej spotykanymi są: piryt, gips i wiwianit. Tworzą kryształy o różnych formach, np. spłaszczone i często zbliżone kryształy („jaskółcze ogony”), rozetowe agregaty, framboidy. Mogą one również stanowić inkrustacje we fragmentach roślin. Minerały te, uważane są za wskaźniki środowisk akumulacji i chemicznie są „odciskiem palca”, który dotknął torfowisko w trakcie jego formowania.

Abstract

Peats are organic sediments which differ in chemistry. Their chemical diversity is caused by many chemical compounds dispersed among the main peat-bog mass. Origin and evolution of peats are related to the swamp environment. In the peat-bog, organic matter accumulated in a peat is converting by numerous processes that may be described as chemical reactions. The chemical reactions, which are characteristic for the specific environmental conditions, are controlled by many factors like: level of water, access of oxygen, pH and distribution and behavior of chemical elements. The final, as well as semi product of these reactions are mainly represented by mineral phases. The most common are: pyrite, gypsum and vivianite. They form crystals with different habits e.g. flattened and often twinned crystals (swallowtail), rose-type aggregates, framboids. They may also form incrustations in the remains of plants. These minerals are considered to be indicators of environments accumulation and are chemical “fingerprints” of that touched the peat-bog during its evolution.

Torfem nazywamy osad biogeniczny, powstały z częściowo rozłożonych szczątków roślin torfotwórczych na skutek procesu torfienia. Proces ten zachodzi w warunkach niewielkiego dostępu tlenu oraz w stałym zawilgoceniu podłoża. Masa torfowa obejmuje zarówno części organiczne zachowane lub przekształcone w amorficzny humus (tkanki roślinne), jak i składniki mineralne [5]. Swoistą cechą powstawania torfu są torfotwórcze właściwości zbiorowisk roślinnych, będących podstawowym składnikiem tego osadu. Substancji organicznych, z których zbudowane są torfy, w największym stopniu dostarczają systemy korzeniowe torfotwórczych fitocenoz [13]. Jednak w przypadku braku korzeni u roślinności torfowiskowej (np. mchy) rolę tę przejmują łądźki pełniące funkcje korzeni [14].

Torfy jako osady biogeniczne są dość interesującym materiałem pod względem różnorodności składu chemicznego. Podstawowym czynnikiem wpływającym na parametry chemiczne tego typu osadów jest tkanka roślinna, zbudowana z wielu pierwiastków oraz ich związków. Ponad 98% masy materii organicznej stanowią: tlen (O), węgiel (C), wodór (H) i azot (N). Pierwiastki te charakteryzują się ruchliwością, co powoduje często tworzenie związków gazowych lub dobrze rozpuszczalnych w wodzie. Ponadto możemy wyróżnić dwie grupy pierwiastków ze względu na ich zawartość w strukturze roślin: makroelementy (C, H, O, N, P, S, K, Ca, Mg) oraz mikroelementy (Fe, Na, Si, Cu, Zn, Mo, Mn, B, Cl). Pierwiastki te tworzą często złożone związki organiczne takie jak: kwasy organiczne (huminowe,

fulwowe) oraz ich sole, celulozę, ligninę czy białka i bituminy [3, 5]. Innym źródłem pierwiastków są wody gruntowe, powierzchniowe czy też pochodzące z opadów atmosferycznych. Transportują one w głąb torfowisk pierwiastki w formie anionów i kationów, pochodzących z okolicznych osadów (w przypadku wód gruntowych np. wypłukiwanie węgla wapnia) czy też zanieczyszczeń powstałych w skutek działalności antropogenicznej (wody powierzchniowe oraz pochodzące z opadów atmosferycznych).

Torfy uważane są za barierę geologiczną, czyli naturalną pokrywę izolującą wody podziemne przed zanieczyszczeniami. Do najważniejszych cech izolacyjnych zalicza się: współczynnik filtracji, małą przepuszczalność, która związana jest z miąższością i ciągłością warstwy torfu, rodzaj torfów, zawartość substancji organicznej [12]. Dodatkowo zwraca się uwagę na wymianę kationową, odczyn pH czy wartości parametrów oraz ich zmienność w obrębie torfowiska.

Różnorodność składu chemicznego torfu oraz czynniki wpływające na formowanie oraz stopień rozkładu osadów biogenicznych (warunki beztlenowe, duży stopień nawodnienia, przesuszenie, napływ pierwiastków z poza obszaru torfowiska - zanieczyszczenia) prowadzą do szeregu reakcji chemicznych, prowadzących często do powstawania minerałów, będących wskaźnikami specyficznych warunków środowiskowych.

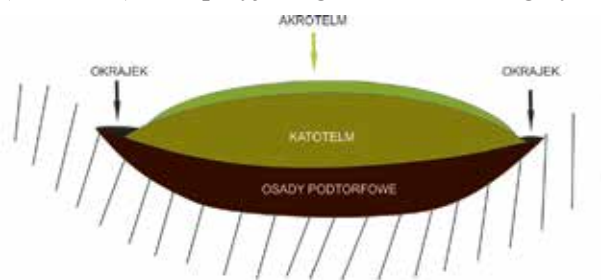
Proces rozkładu substancji organicznej

Charakterystyczne warunki akumulacji osadów biogenicznych mają zasadniczy wpływ na stopień rozkładu torfu - nie wiek torfu, jak czasem jest mylnie podawane, a właśnie wyjątkowe warunki środowiskowe panujące w obrębie torfowiska. Główną przyczyną zmiany stopnia rozkładu torfu na różnych głębokościach są zaburzenia naturalnych układów hydrologicznych zbiornika. Aby przedstawić proces rozkładu substancji organicznej, z której powstaje torf, należy wyjaśnić zjawisko akumulacji omawianego materiału, czyli sedentacji. Wiąże się ona z nagromadzeniem materii autochtonicznej, czyli roślin wyrastających z podłoża [13]. Korzenie oraz pędy podziemne tego typu roślin charakteryzują się zdolnością osadzania się na wierzchniej warstwie wcześniej zakumulowanej substancji organicznej, przyczyniając się do dalszego przyrostu.

Proces sedentacji może zachodzić w różnorodnych warunkach wodnych, często skrajnym. Akumulacja torfu może zachodzić zarówno pod wodą, jak i przy powierzchni wody. Istnieje również możliwość

gromadzenia się substancji organicznej na wyniosłościach ponad poziomem wody zbiornika. Jest to zależne od ekologicznej grupy składników roślinnych, do których należą ziemnowodne (telmatofity) i terestryczne (łądowe) rośliny torfowiskowe.

Aktywny zbiornik torfotwórczy składa się z dwóch części: akrotelmu (z grec. *akro* – górny) oraz katotelmu (z grec. *kato* – dolny; Ryc. 1). Podział ten został zaproponowany przez Ingrama [6]. Akrotelm tworzy żywą pokrywę torfowiska akumulującą fitomasę. Składa się z żywych roślin, ich obumarłych szczątków (dolne części), które tworzą górną warstwę akrotelmu. Panują tutaj warunki tlenowe (aerobowe), co sprzyja nagromadzeniu się grzybów



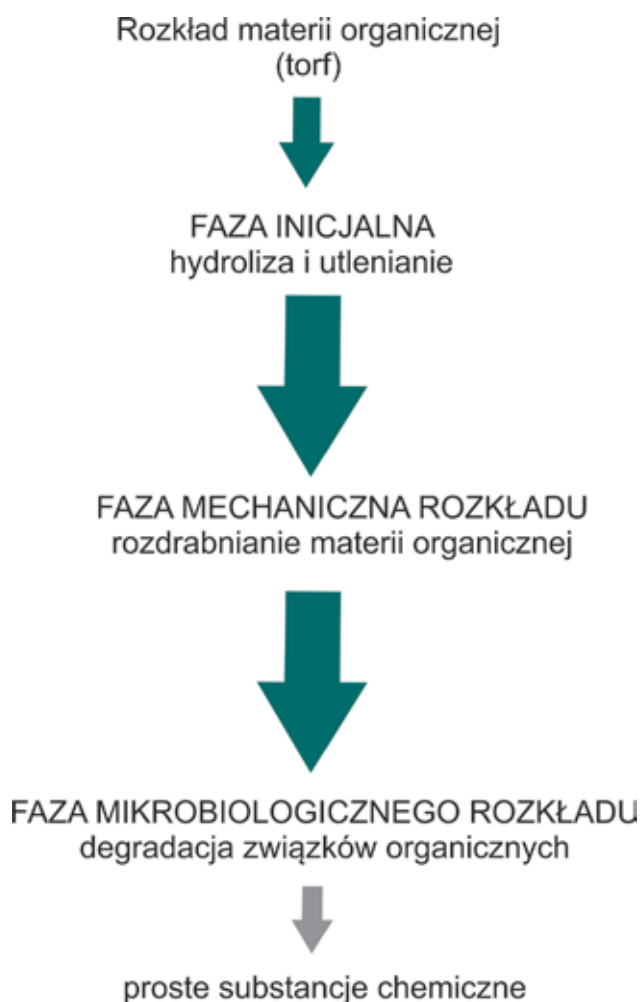
Ryc. 1. Schematyczna budowa akrotelmu i katotelmu (na podstawie Tobolskiego, 2000).

i bakterii [13]. Pod nią zalega torfogenna część składająca się z obumarłych roślin, mogą występować tutaj pojedyncze żywe korzenie oraz kłącza roślin. Istotnymi cechami tej części torfowiska jest przyjmowanie wody opadowej oraz jej transport w głąb zbiornika. To właśnie od wody zależy intensywność przebiegu procesów. Miąższość akrotelmu może wynosić do kilkudziesięciu centymetrów i pod względem morfologicznym jest dość zróżnicowany. Katotelm natomiast jest martwą częścią torfowiska, magazynującą produkty powstałe poprzez aktywność wyżej omówionej warstwy. Głównymi właściwościami omawianej strefy torfowiska jest między innymi ograniczona wymiana wód z wodami podłoża mineralnego, przyczyniająca się często do zmiany makrostruktury deponowanych składników roślinnych [13]. Skutkiem jest podniesienie poziomu wody torfowiska oraz zwiększenie objętości masy torfowej i jednocześnie zwiększenie zasięgu warunków beztlenowych [5].

Przemiany materii organicznej występują nieprzerwanie. Kierunek tych zmian jest zależny od wielu elementów, takich jak: działalność mikroorganizmów, zmiany hydrologiczne czy właściwości fizykochemiczne. Wyróżnia się dwa procesy wpływające na skład oraz właściwości torfu. Pierwszym jest humifikacja, w której zachodzi rozkład połączony

z wytworzeniem związków humusowych charakterystycznych dla pokładu torfu. Drugim procesem jest mineralizacja, polegająca na rozkładzie substancji organicznej z wytworzeniem związków mineralnych – dwutlenku węgla (CO_2), wody (H_2O), amoniaku (NH_3), jonów siarczanowych (SO_4^{2-}), fosforanowych (HPO_4^{2-}) czy potasowych (K^+) (4). Mineralizacja może zachodzić w warunkach tlenowych i nosi wówczas nazwę butwienia. Poprzez reakcję utleniania otrzymywane są produkty: CO_2 , H_2O oraz jony: Ca^{2+} , K^+ , SO_4^{2-} , PO_4^{3-} , NO_3^- i inne. Natomiast proces zachodzący w warunkach beztlenowych określany jest jako gnicie, a produktami tej reakcji są: CO_2 , H_2O , H_2S , CH_4 itp.

Rozkład materii organicznej dzieli się na trzy fazy: inicjalną, mechanicznego rozkładu i mikrobiologicznego rozkładu (Ryc. 2). Stan inicjalny następuje po obumarciu roślin i bazuje na reakcjach hydrolizy oraz



Ryc. 2. Etapy rozkładu materii organicznej.

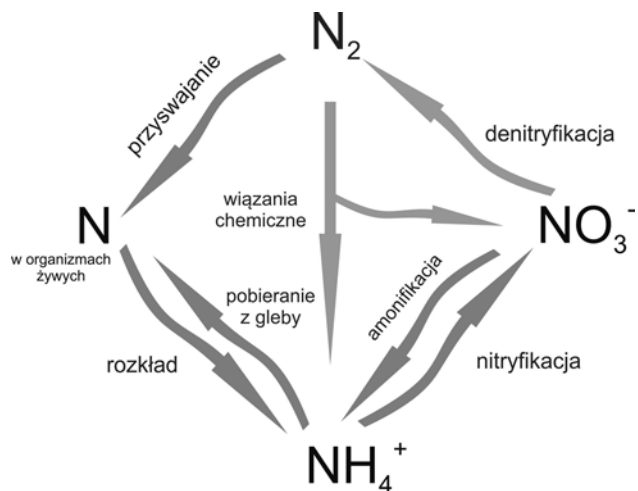
utleniania. Etap mechanicznego rozkładu bazuje na rozdrobnieniu szczątków roślin, natomiast faza mikrobiologicznego rozkładu poprzez żywe organizmy,

np. mikroorganizmy, powoduje zmianę związków organicznych w nieorganiczne. W trakcie tych czynności wydzielają się CO_2 , H_2O , NH_3 , P (jako fosforany), S (jako siarczany i siarczyny), a także Ca, K, Mg i inne pierwiastki (jako wolne lub związane jony). Proces rozkładu substancji organicznej przyczynia się do przekształcenia białek, tłuszczów, węglowodanów i in. w proste połączenia organiczne oraz związki mineralne z wydzieleniem energii [8].

Materia organiczna torfu pod lupą

Węgiel (C) stanowi do 60 % suchej masy torfu, wartość ta jest zmienna i zależy od stopnia rozkładu szczątków roślin. Wahania tej wartości zestawia się z zawartością **azotu (N)** i **tłenu (O_2)**. Wraz ze zwiększeniem stopnia rozkładu torfu wartość C oraz N ulega podwyższeniu, natomiast zawartość O_2 spada. Zawartość cząstek azotu w torfach jest stosunkowo wysoka. Wynika to z dużej zawartości głównego źródła azotu, jakim są obumarłe fragmenty roślin. Związki uwalniane są przez korzenie wskutek wiązań azotu z tlenem oraz z wodą z opadów atmosferycznych. Rośliny przyswajają azot w formach nieorganicznych, czyli jonów azotanowych (NO_3^-) i amonowych (NH_4^+). Związki te podlegają procesom humifikacji i mineralizacji [9].

Ponadto związki azotowe ulegają przekształceniu w wyniku denitryfikacji, nitryfikacji oraz amonifikacji (Ryc. 3). Denitryfikacja zachodzi w warunkach ograniczonego dostępu tlenu, gdzie kwas azotowy



Ryc. 3. Schemat cyklu azotowego (Kabata-Pendias, Pendias, 1979).

ulega redukcji poprzez związki azotanowe oraz tlenki do wolnego azotu. Amonifikacja może przebiegać zarówno w środowisku tlenowym, jak i beztlenowym. Związki azotanowe przechodzą do postaci amoniaku, który zostaje utleniony do kwasu azotowego.

Nitryfikację określa się jako proces korzystny dla środowiska, gdyż w jej trakcie następuje przekształcenie związków organicznych (nieprzyswajalnym) do form łatwo dostępnych dla roślin (NO_3^- , NH_4^+). Związki azotu występują również w formie aminokwasów.

Kolejną cząstką budującą materię organiczną jest siarka. Siarka spełnia szczególną rolę w metabolizmie roślin jako składnik aminokwasów siarkowych potrzebnych do syntezy białka. Organiczne formy ulegają przekształceniu w mineralne związki przyswajalne przez rośliny. Intensywność tego procesu jest zależna od stopnia wilgotności, obecności tlenu, odczynu pH czy temperatury. W warunkach aerobowych (tlenowych) mineralizacja zachodzi dość szybko. W tym etapie organiczne związki siarki (np. enzymy) zostają zredukowane do siarczków (H_2S) i kolejno do siarczanów z udziałem bakterii. Wraz z ograniczeniem dostępu tlenu mineralizacja słabnie, aż do całkowitego zaniku w warunkach anaerobowych (beztlenowych).

Wody bagienne charakteryzują się bogactwem substancji organicznej, wśród niej występują jony żelaza (Fe^{2+} , Fe^{3+}). Najczęstszą formą migracji żelaza są jego kompleksy organiczne tworzone przez jony żelaza dwuwartościowego. Jest to jednak w dużej mierze uzależnione od lokalnych warunków środowiska geochemicznego, w tym przypadku torfowiska. Charakter środowiska ma również wpływ na formę wytrąceń. Torfowiska są środowiskiem o dość szczególnych warunkach, głównie ze względu na ciągłą podmokłość oraz miejsce akumulacji rozkładających się szczątków roślinnych. Ma to wpływ na warunki redoks i odczyn środowiska, obecność i formę występowania substancji organicznej oraz ilość rozpuszczonego CO_2 i związków siarki [7, 9]. Związkami wytrącanymi w torfach mogą być tlenki (Fe_2O_3) i tlenowodorotlenki żelaza ($\text{Fe}(\text{OOH})$), powstające w wyniku utleniania lub wietrzenia. Wymienione pierwiastki tworzą w swoistych warunkach minerały najczęściej występujące torfach.

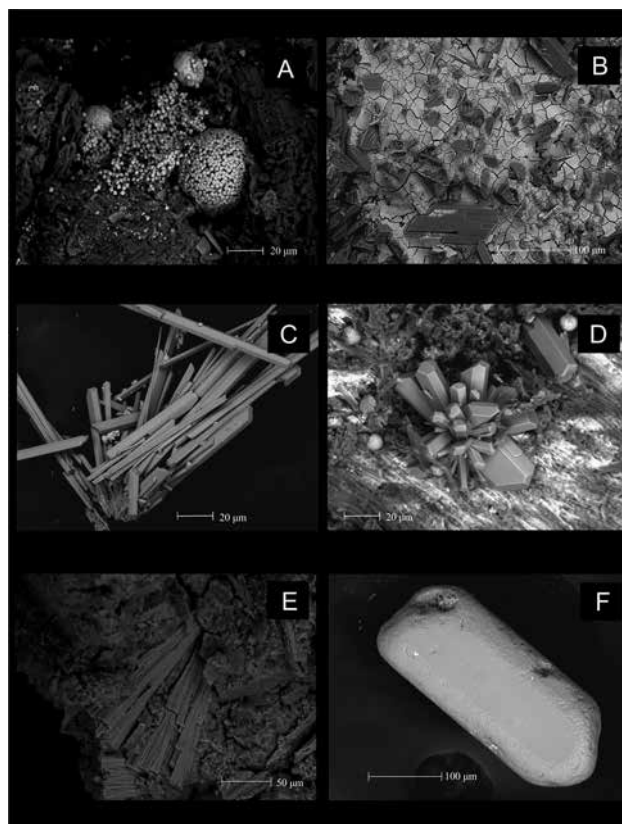
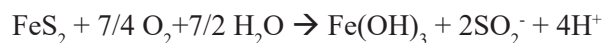
Skarby mineralogiczne torfów

Torfy uważane są za „bazy informacji” o zmianach warunków środowiskowych danego obszaru zachodzących w przeszłości. Ponadto mogą stanowić swoiste „naturalne laboratorium”, w którym zachodzi wiele reakcji chemicznych, uwarunkowanych specyficznymi czynnikami. W wyniku niektórych z nich produktami są minerały, czyli substancje chemiczne (pierwiastek lub związek kilku pierwiastków) charakteryzujące się uporządkowaną budową wewnętrzną (strukturą), powstałą w wyniku naturalnych procesów.

Jednym z pospolicie występujących torfach mineralów jest piryt (FeS_2). Reakcja jego powstawania zachodzi, gdy siarkowodór (H_2S) reaguje z jonami Fe^{2+} , w wyniku czego powstaje siarczek żelaza (FeS ; 1), który reaguje ponownie z H_2S , a produktem tej reakcji jest FeS_2 (2) [1]. Wytrącanie się siarczku żelaza (II) związane jest z warunkami beztlenowymi.



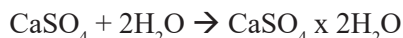
Piryt może występować w formie framboidów (Ryc. 4A) oraz wtrąceń w częściowo rozłożonych tkankach roślin. Piryt może również ulegać reakcji utleniania, jeżeli w środowisku występują odpowiednie utleniacze, takie jak tlen, azotany oraz żelazo trójwartościowe (11). Proces ten z chemicznego punktu widzenia jest dość skomplikowany. Przykładem może być utlenianie całkowite pirytu przez tlen, w wyniku którego mogą powstać trwałe formy utlenionego żelaza, jakimi są wodorotlenki żelaza (Ryc. 4B) – limonit i goethyt [2, 11]:



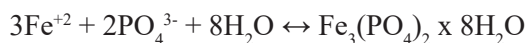
Ryc. 4. Obraz BSE minerałów występujących w torfach: A – piryt framboidowy, B – tlenki i wodorotlenki żelaza, C – gips, D – gips, forma rozetowa, E – wivianit, F – cyrkon.

Zdarza się, że w obrębie torfowiska lub jego otoczeniu występują skały/minerały węglanowe. Procesy

utleniania siarczku żelaza (FeS_2) przyczyniają się do ich rozpuszczania i powstania nowych związków chemicznych. Następstwem może być przesylenie wód torfowiskowych siarczanami wapnia, a w dalszej kolejności wytrącanie minerałów wtórnych, np. gipsu ($\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$).



Gipsy mogą występować w formie zbliźniaczeń kryształów (tzw. „jaskółcze ogony”), silnie wydłużonych kryształów (Ryc.4C) oraz rozetowych agregatów (Ryc.4D). Obecność związków węglanowych zmniejsza kwasowość środowiska torfotwórczego. Występowanie węglanów związane jest często z warunkami tlenowymi. Innym minerałem powstającym w „naturalnym laboratorium” jest wiwianit ($\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \times 8 \text{H}_2\text{O}$). Geneza tego minerału jest związana ze stanami niedoboru tlenu w zbiornikach biogenicznych. Warunki beztlenowe prowadzą do redukcyjnego rozpuszczenia Fe_2O_3 , następnie do uwolnienia wchłoniętego fosforanu [15]:



Wiwianit widoczny jest w postaci drobnych wtrąceń w szczelinach pozostałych po rozkładzie szczątków organicznych (Ryc. 4E). Jest on wskaźnikiem środowisk o niskim poziomie potencjału redoks (oksydacyjno – redukcyjnego), jego niewielkie ilości mogą wskazywać na mikrośrodowisko występujące w obrębie jednej warstwy osadu. Świadczyć o takiej sytuacji mogą poziomy z wtórnym występowaniem

wiwianitu na tlenkowych fazach Fe(III). Przypuszczalnie jest to spowodowane sezonowymi zmianami poziomu wód gruntowych [16].

Minerały powstające w torfie często w wyniku szeregu reakcji chemicznych nazywane są minerałami autigenicznymi, czyli powstającymi w miejscu akumulacji osadu, jakim jest torf. W zbiorniku torfowiskowym możemy spotkać materiał naniesiony przez wiatr, wody gruntowe lub powierzchniowe i są to minerały allochtoniczne. Przykładem tego typu minerałów jest cyrkon (ZrSiO_4 , Ryc.4F), piroksen czy granat. Fragmenty tychże minerałów mogą dostać się do masy torfu w wyniku wietrzenia skał magmowych i metamorficznych.

Geochemiczne znaczenie torfu

Podsumowując, torf jako osad pochodzenia biogenicznego (z materii organicznej, jaką jest roślinność torfotwórcza) posiada w swoim składzie chemicznym substraty sprzyjające licznym reakcjom chemicznym. W zależności od wielu czynników, takich jak: wysoki stopień uwodnienia, dostęp lub brak tlenu czy też odczyn pH, produktami tych reakcji są minerały. Są one często traktowane jako wskaźniki charakterystycznych warunków środowiskowych. Umożliwia to poznanie historii zbiornika, w którym akumulował się torf. Torfy mogą również zawierać materiał zewnętrzny (allochtoniczny), czyli naniesiony spoza obszaru torfowiska. Przykładem tego typu materiałów są minerały ciężkie (cyrkon, granat, piroksen), które trafiają do osadu poprzez wietrzenie skał, często dość odległych od miejsc gdzie występuje torf.

Bibliografia

1. Amend J.P., Edwards K.J., Lyons T.W. (ed.) Bruchert V. (2004). Sulfur Biogeochemistry: Past and Present: Physiological and ecological aspects of sulfur isotope fractionation during bacterial sulfate reduction. Special Paper 379: 1–5
2. Appelo C.A.J., Postma D. (2005). Geochemistry, groundwater and pollution. 2nd edition. AA Balkema, Rotterdam
3. Bambalov N.N. (2000). Comparative estimation of peatland biosphere functions under natural and drained conditions. Institute of Ecology and Utilization of Natural Resources, Minsk
4. Bednarek R., Dziadowiec H., Pokojska U., Prusinkiewicz Z. (2004). Badania ekologiczno-gleboznawcze. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa: 117
5. Illnicki P. (2002). Torfowiska i torf. Wydawnictwo Akademii Rolniczej im. Augusta Cieszkowskiego, Poznań, 432–433
6. Ingram H.A.P. (1978). Soil layers in mires: function and terminology. Jour. Soil Sci., 29: 224–227
7. Józwiak K. (2011). Rudy darniowe żelaza w obszarach mokradłowych na przykładzie Kampinoskiego Parku Narodowego. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego 445: 237–244
8. Kabata-Pendias A., Pendias H. (1979). Pierwiastki śladowe w środowisku biologicznym. Wydawnictwa biologiczne, Warszawa: 43–55
9. Kączkowski J. 1996. Podstawy Biochemii. Wydawnictwa Naukowo-Techniczne, Warszawa: 196–201
10. Macioszczyk A., Dobrzyński D. (2002). Hydrogeochemia strefy aktywnej wymiany wód podziemnych. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa

11. Miotliński K., Kowalczyk A. (2006). Modelowanie utleniania pirytu z wykorzystaniem programów Phreerqc i Phast. *Geologos* 10: 189–204
12. Rydelek P. (2011). Torfowiska niskie Wysoczyzny Lubartowskiej jako potencjalne naturalne bariery geologiczne. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 446: 407–416
13. Tobolski K. (2000). Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa: 56–88
14. Tobolski K. (2004). Kryteria geologiczne w badaniach zbiorników akumulacji biogenicznej. *Regionalny Monitoring Środowiska Przyrodniczego* nr 5: 119–126
15. Walpersdorf E., Bender Koch C., Heiberg L., O'Connell D.W., Kjaergaard C., Brunn Hansen H. C. 2013. Does vivianite control phosphate solubility in anoxic meadow soils? *Geoderma* 193–194: 189–199
16. Werońska A. 2009. Wpływ warunków środowiskowych na powstawanie holocenijskich rud żelaza. *Gospodarka Surowcami Mineralnymi* 5, 2: 23–36

Mgr Sylwia Skreczko – doktorantka i pracownik naukowy Katedry Geologii Podstawowej, Wydział Nauk o Ziemi w Sosnowcu (Uniwersytet Śląski). E-mail: s.skreczko@wp.pl

Weronika Trepka – studentka III roku studiów licencjackich, specjalizacja: Geologia Ogólna i Poszukiwawcza, Wydział Nauk o Ziemi w Sosnowcu (Uniwersytet Śląski). E-mail: werq22@op.pl

SEKRETNE ŻYCIE ŚLIMAKÓW

Las jest przykładem jednego z najbardziej złożonych ekosystemów zasiedlanych przez rośliny, zwierzęta i grzyby. Zazwyczaj nasza uwaga i spostrzegawczość koncentruje się na najbardziej okazałych jego przedstawicielach. Tysiące innych ucieka naszej uwadze, choć aby niektórych przedstawicieli dostrzec, potrzeba wprawnego oka specjalisty. Jedną z takich grup zwierząt, które najczęściej pomijamy podczas naszych leśnych wędrówek są ślimaki. Zoologia tę grupę zwierząt zalicza do mięczaków (łac. *Mollusca*). Gdzie ich szukać? Praktycznie wszędzie. Łatwiej powiedzieć, gdzie ich na pewno nie znajdziemy. Stosunkowo ubogim siedliskiem, w którym trudno spotkać ślimaki, są monokultury iglaste o glebie kwaśnej, gdzie podłoże uścielone jest opadłym igliwem.

Środowiskiem życia ślimaków są ekosystemy lądowe i wodne. Żyją w wodach słodkich i słonych. Na całym świecie szacuje się, że ogólna liczba ich gatunków wynosi blisko 105 tysięcy, z czego większość występuje w morzach i oceanach. Środowisko lądowe zasiedla nieco ponad 30 tysięcy gatunków ślimaków. Na terenie Polski malakolodzy, bo takim mianem określa się ślimaczych specjalistów, naliczyli się ponad 175 gatunków ślimaków lądowych i blisko 60 gatunków ślimaków wodnych, choć liczby te zmieniają się ze względu na opisywanie nowych gatunków. Ich rozmiar zaczyna się od milimetrycznych wielkości i może sięgać do kilku centymetrów.

Są miejsca w środowisku, gdzie spotkamy całą gamę najróżniejszych gatunków naszej rodzimej malakofauny. Jednymi z najciekawszych pod tym względem są lasy liściaste, obszary bogate w węglan

wapnia oraz zarośla lepiężnika porastającego brzegi rzek i potoków. Swoją przygodę w poznawaniu świata ślimaków najlepiej zaczynać od takich miejsc. Na liściach pokrzywy zwyczajnej, trzciny lub tataraku można zobaczyć bursztynkę pospolitą (*Succinea putris*) o charakterystycznej złocistobrunatnej muszli. Niekiedy ślimaki te bywają zarażone larwami przywry *Leucochloridium paradoxum*, co łatwo można zauważyć, ponieważ takie zwierzę ma nienaturalnie zielone czułki. Intensywny kolor wabi ptaki, które chętnie zjadają ślimaka, przez co pasożyt dostaje się do wnętrza ciała żywiciela, gdzie rozwija się postać dorosła przywry. Ptaki wydalają wraz z odchodami jaja, które na powierzchni liści są zjadane przez kolejne ślimaki i cykl się powtarza. Innym ciekawym gatunkiem bursztynki, choć znacznie mniejszej, jest bursztynka podłużna (*Succinea oblonga*), której muszla bywa pokryta błotem, prawdopodobnie w celu ochrony przed drapieżnikami, wysychaniem lub promieniami słońca.

Pospolicie rozpoznawalnym przedstawicielem naszych mięczaków jest ślimak winniczek (*Helix pomatia*) (Ryc. 1). Jest on nie tylko największym ślimakiem oskorupionym w faunie Polski, ale również Europy. Na terenie naszego kraju występował pierwotnie w południowej i południowo-wschodniej części, obecnie można go spotkać w prawie całej Polsce, często w pobliżu domostw ludzkich jako synantrop. Gatunek ten uważany jest za południowo-wschodnioeuropejski, jednak należy pamiętać, że północna część jego zasięgu jest efektem synantropizacji. Wyjątkowymi smakoszami tego ślimaka są Francuzi.