

Rejestr zmian klimatycznych późnego glacjału i holocenu w obrębie torfowiska pod Kotoniem (Beskid Średni, Karpaty zewnętrzne)

Włodzimierz Margielewski*

Late Glacial and Holocene climatic changes registered in a peat bog at Kotoń Mount (Beskid Średni Range, Outer Carpathians; southern Poland). Prz. Geol., 49: 1161–1166.

S u m m a r y. On the southern slope of the pass located between Kotoń Mt. and Pękałówka Mt. (Beskid Makowski Mts), a colluvial vast landslide surrounded by two wedge-shaped niches occurs. At the foot of one of these niches, a longitudinal depression (gutter pipe type) filled up with a fen type peat bog was formed. The maximum depth of these deposits is about 4.7 m. At the bottom there occurs silt with gravel and a thin layer (10 cm) of strongly decomposed peat (dated at 12140 ± 70 BP by a 14C method) and covered with clayey silt (4.18–3.85 m). This is overlain by moss fen and sedge-moss fen type peat (3.85–1.2 m) covered, in turn, by a thick mineral layer (1.2–0.2 m) composed of clay and silty clay. The profile ends with a thin level of sedge peat. Mineral cover was deposited in some stages; the first was ascribed to a wet period of the Boreal–Atlantic phase boundary, whereas the main was assigned to the Early Subboreal, and the Subatlantic phase. The radiocarbon datings, confirmed by a pollen analysis, indicate that the landslide depression formed during the Břlling Interstadial. The peat accumulation started with the Older Dryas and the Allerød Interstadial. The deposition of mineral (non-organic) layers that underlie the peat bog was linked to the wet phases recorded in the Early Atlantic, Early Subboreal, and Early Subatlantic.

Key words: landslide, peat bog, radiocarbon datings, pollen analysis, climatic phases, Late Glacial, Holocene, Outer Carpathians

Na północ od Krzczonowa w pobliżu Myślenic, w strefie przywierzchowinowej pasma Kotonia i Koskowej Góry Beskidu Makowskiego (Średniego), znajduje się rozległe osuwisko, które obejmuje południowe partie przełęczy między wzgórzami Kotoń (857 m n.p.m.) i Pękałówka (835 m n.p.m.; ryc. 1, 2). W obrębie tego osuwiska powstało zagłębienie wypełnione osadami organiczno-mineralnymi torfowiska niskiego. Analiza tych osadów, jak również datowania radiowęglowe weryfikowane palinologicznie i karpologicznie, pozwoliły na odtworzenie zmian klimatycznych późnego glacjału i holocenu.

Budowa geologiczna regionu

Obszar na którym powstało osuwisko, znajduje się w strefie tektoniczno-facjalnej Siar płaszczowiny magurskiej (Wójcik & Rączkowski, 1994). Główny grzbiet pasma Kotonia i Koskowej Góry w obrębie którego występuje forma osuwiskowa, został inwersyjnie wycięty w łuku Koskowej Góry–Kotonia–Pcimia, wypełnionym gruboławicowymi piaskowcami magurskimi facji glaukonitowej (Burtan & Szymakowska, 1964; Wójcik & Rączkowski, 1994). Piaskowce gruboławicowe są podścielone drobno-rytmicznym fliszem warstw hieroglifowych oraz (w strefach przydolinnych północnego skłonu pasma), łupkami pstrymi, gruboławicowymi piaskowcami pasierbieckimi i cienkoławicowym fliszem warstw inoceramowych (ryc. 1).

Charakterystyka formy

Osuwisko powstałe w obrębie północnego skrzydła synkliny Koskowej Góry–Kotonia–Pcimia, jest genetycznie związane z rozwojem leja źródłowego potoku Rusnaków (dopływ Krzczonówki). Posiada ono kształt rozległego klina, w którym dwie linijnie rozwinięte nisze wysokości 15–30 m, długości ok. 400 m każda i zasadniczych kierunkach 350–360° oraz 280°, powstały wzdłuż

zespołów spękań skośnych (D1) oraz (słabiej zaznaczonych) podłużnych (L) do biegu warstw (ryc. 2).

Ruch mas skalnych odspojonych wzdłuż kilku płaszczczyzn spękań, nastąpił w kierunku południowym po powierzchniach ławic, zapadających tu pod kątem 20–25° (ryc. 2). Osuwisko jest więc formą skalną, translacyjną, konsekwentno-ześlizgową (wg Bober, 1984; Dikau i in., 1996). Brak wyraźnych etapów odmłodzeń osuwiska wskazuje, że powstało ono w efekcie jednej fazy ruchów masowych. Jedynie w południowych, brzeżnych partiach, forma jest współcześnie rozcinana lejem źródłowym potoku Rusnaków (ryc. 2).

Charakterystycznym elementem rzeźby osuwiska są rozległe, płaskie powierzchnie koluwium (1,5 ha), występujące w jego centralnych partiach (ryc. 2; Margielewski, 1997; 2000b). Pod jedną z nisz o przebiegu N–S, w trakcie głównych ruchów osuwiskowych, utworzyło się rynnowe zagłębienie o wymiarach 40 x 90 m. Jego średnia głębokość wynosi w centralnych partiach 3,20–3,80 m, osiągając lokalnie 4,70 m (ryc. 3). Zagłębienie z jednej strony jest ograniczone niszą, z drugiej zaś wydłużonym wałem koluwalnym, wznoszącym się w formie stopnia ok. 4 m ponad poziom głównego wypłaszczenia osuwiska (ryc. 2, 3). Współcześnie zagłębienie jest wypełnione organiczno-mineralnymi osadami torfowiska niskiego (ryc. 3, 4; Margielewski, 1997; 2000b).

Metodyka badań

Profil osadów rozpoznano 12 wierceniami świdrem Instorf oraz 13 wierceniami sondującymi świdrami ślimakowym i puszgowym.

Osady organiczne występujące w profilu, zostały oznaczone przez K. Lipkę z Akademii Rolniczej w Krakowie: rodzaj i gatunek torfu określono przyjmując klasyfikację Tołpy i in. (1967). Typ uziarnienia osadów mineralnych oznaczono metodą areometryczną Bouyoucosa-Cassagrande'a z modyfikacją Prószyńskiego (por. Lityński i in., 1976), zaś do określenia typu osadów zastosowano klasyfikację Sheparda (1954), z użyciem skali wielkości ziarn Wentwortha (1922). Krzywą strat prażenia osadów w temperaturze 550°C, wykonano dla 5 cm sekwencji profilu. Datowania radiowęglowe zostały wykonane w Laboratorium Radiowęglowym w Kijowie (Ki). Obecnie profil ma

*Instytut Ochrony Przyrody PAN, al. A. Mickiewicza 33, 31-120 Kraków

pełną analizę palinologiczną (wykonaną przez A. Obidowicza z IB PAN w Krakowie) i karpologiczną (S. Pelc z AP w Krakowie), których pełne wyniki zostaną przez autorów zaprezentowane w późniejszych opracowaniach.

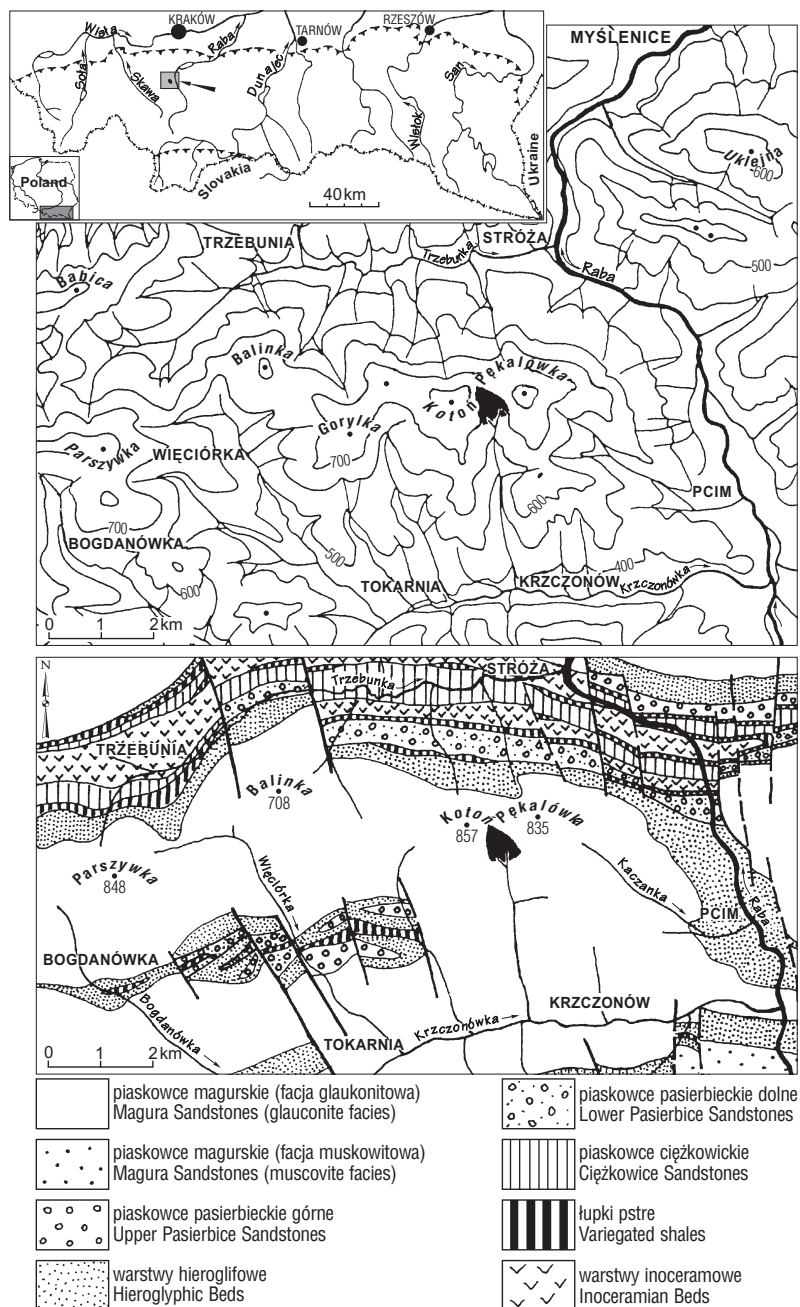
Sekwencja osadów wypełniających zagłębienie osuwiskowe

Analiza karpologiczna osadów wskazuje, że były one osadzone w nieprzepływowym zbiorniku wodnym, początkowo stałym, później zaś zarastającym i zanikającym. W najgłębszych partiach zagłębienia, osady rozpoczynają się mułkowo-piaszczystymi (4,7–4,25 m) z licznymi ostrokrawędzistymi fragmentami piaskowców. Na nim występuje cienka (7 cm) warstwa torfu bezstrukturalnego, słabo zaznaczająca się na krzywej strat prażenia (ryc. 4). Materiał organiczny pobrany z tej warstwy, został datowany radiowęglem na 12140 ± 70 BP (Ki-7905), zaś analiza palinologiczna tej sekwencji profilu wskazuje, że jest on zdominowany przez zespoły stepo-tundry, typowe dla późnego glacjału (vide Margielewski, 1997). Zarówno data radiowęglowa, jak i palinologia wskazują, iż osady tej części profilu były deponowane w fazie interstadialnego ocieplenia Bølling. Powyżej w profilu, w interwale 4,18–3,85 m, występuje utwór mineralny, oznaczony areometrycznie jako il mułkowy (ryc. 4). Według analiz palinologicznych, był on również deponowany w Bøllingu, zaś jego strop stanowi górną granicę tego interstadialnego ocieplenia. Warstwa torfu bezstrukturalnego, jak również ilu mułkowego, tworzą w obrębie torfowiska nieciągły poziom, ograniczony jedynie do centralnej, najgłębszej partii zagłębienia (ryc. 3).

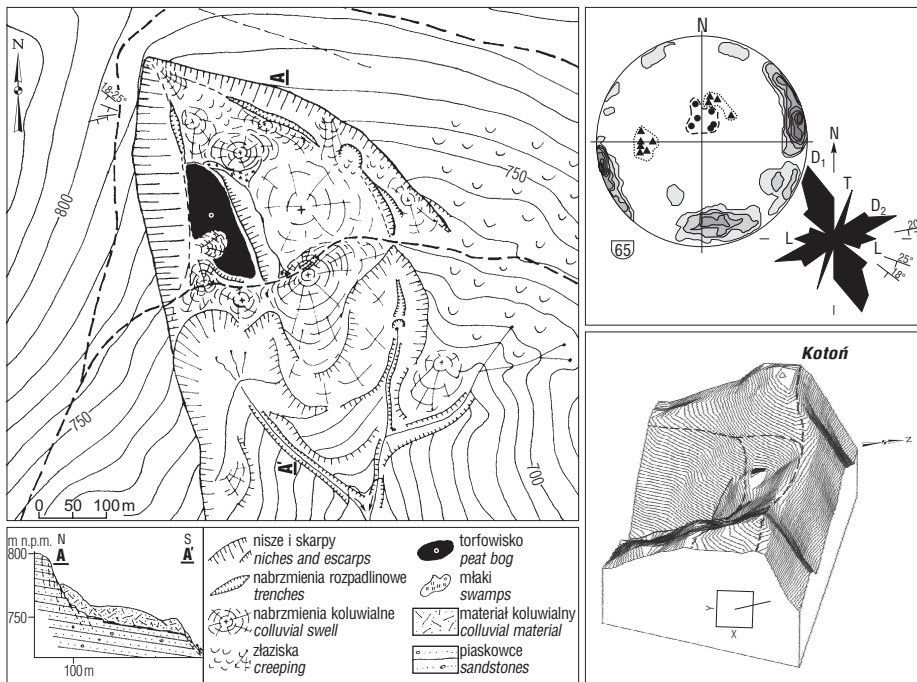
Ponad ilu mułkowym (w pozostałych partiach torfowiska bezpośrednio ponad mułkami spągowymi) rozpoczął się etap akumulacji torfów. W najgłębszych partiach profilu (w interwale 3,85–3,25 m) były deponowane zailone torfy mszyste (*Bryalo-Parvocaricioni bryaleti*), lokalnie z wkładkami torfów drzewnych olchowych (*Alnioni alneti*; ryc. 4). Początek ich depozycji został datowany radiowęglem na 11940 ± 70 BP (Ki-7781), co wskazuje, że nastąpił on w fazie ochłodzenia starszego dryasu (ryc. 4).

Na głębokości 3,3–3,4 m zaznacza się na krzywej prażenia gwałtowny wzrost strat, związany z akumulacją czystych torfów mszystych (*Bryalo-Parvocaricioni bryaleti*). Data 11770 ± 80 BP (Ki-7782) uzyskana ze spągu tych torfów wskazuje, że intensywny wzrost akumulacji osadów organicznych, był związany z ociepleniem interstadialu Allerød, co potwierdza również analiza palinologiczna tej części profilu. Data uzyskana z przydennych partii analogicznych czystych torfów mechowiskowych w płytszych partiach torfowiska Kotoń (spoczywają tu one bezpośrednio na mułkach spągowych ok. 3,2–3,15 m) jest nieco młodsza i wynosi 10910 ± 75 BP (Ki-5932; Margielewski, 1997).

Po dacie radiowęglowej 11540 ± 100 BP (Ki-7968) uzyskanej z torfów mszystych na głębokości 2,9 m, nastąpiła stopniowa dostawa osadów mineralnych do zbiornika (jest ona odzwierciedlona na krzywej strat prażenia), jak również zmiana rodzaju torfów (ryc. 4). W interwale 2,55–2,05 były tu bowiem akumulowane torfy turzycowo-mszyste (*Bryalo-Parvocaricioni cariceto-bryaleti*) przeławiczone torfami turzycowymi (*Magnocaricioni cariceti*). Utwór typowy dla tego odcinka profilu, osadzał się w chłodniejszych (i wilgotniejszych) warunkach, sprzyjających również okresowej dostawie do zbiornika osadów mineralnych i mógł być związany z lokalnymi wahaniami klimatu w Allerødzie (ryc. 4). Od głębokości ok. 2,0 m, na krzywej strat prażenia zaznacza się stopniowy wzrost udziału materii organicznej w profilu, związany z



Ryc. 1. Lokalizacja osuwiska pod Kotonem na tle budowy geologicznej regionu. (geologia wg Burtan & Szymakowskiej, 1964; Wójcika & Rączkowskiego, 1994)
Fig. 1. The localization of landslide at the foot of Kotoń Mt. against the geology of the region. Geology after Burtan & Szymakowska, 1964; Wójcik & Rączkowski, 1994



Ryc. 2. Plan osuwiska na Kotoniu z przekrojem oraz rzutem ortogonalnym hipsometrii w projekcji Z. Spękania na diagramach: kierunkowym i konturowym (projekcja równopowierzchniowa normalnych na dolną półkulę, izolinie: 2-4-6-8-10-12‰). Na diagramie punktowym kółkami zaznaczono położenie warstw, trójkątami położenia skarp osuwiska. Spękania: L — podłużne, T — poprzeczne, D1, D2 — skośnie do biegu warstw

Fig. 2. A sketch of Kotoń landslide with a cross-section and the Z orthogonal hypsometric projection. The joints on directional, and contour diagram (equal area projection of normals on the lower hemisphere, contour interval: 2-4-6-8-10-12‰). Point diagram circles mark location of beds, triangles — niches surfaces. Joints systems: L — longitudinal, T — transversal, D1, D2 — diagonal

kolejnym etapem sedimentacji torfów mszystych. Data radiowęglowa uzyskana z głębokości 1,95–2,0 m, wynosi 10530 ± 120 BP (Ki-7967) i jest już związana z ochłodzeniem młodszego dryasu, którego osady według oznaczeń palinologicznych, były deponowane w interwale 1,85–1,2 m. Są one tu reprezentowane głównie przez torfy mszyste (*Bryalo-Parvocaricioni bryaleti*; ryc. 4).

Data radiowęglowa uzyskana z głębokości ok. 1,45 m wynosi 10080 ± 90 BP (Ki-8151) i jest związana z preborealnym. Jednakże z analiz pyłkowych wynika, że ten odcinek profilu (aż do głębokości 1,25 m) był akumulowany w młodszym dryasie (ryc. 4). Kolejna data radiowęglowa 9260 ± 90 BP (Ki-7966), uzyskana z głębokości 1,30 m, również jest młodsza od oznaczeń palinologicznych, wskazujących, że osady te mogły być nadal deponowane w młodszym dryasie. Trudno na obecnym etapie badań jednoznacznie stwierdzić, czy rozbieżności między datami radiowęglowymi i analizami pyłkowymi tego odcinka profilu (przejście: młodszy dryas–preboreal) są efektem odmłodzenia datowań radiowęglowych, czy specyfiki interpretacji palinologicznej. W zwartych osadach występujących powyżej w profilu, trudno bowiem było na podstawie analiz pyłkowych wydzielić poszczególne chronozony eo- i mezoholocenu: są one tu znaczone łącznie jako PB–BO–AT (*vide* ryc. 4). Jednak na krzywej strat prażenia, na głębokości 1,45 m (z tego właśnie poziomu otrzymano datę $10\ 080 \pm 90$ BP) jest widoczne maksimum, odzwierciedlające intensyfikację akumulacji materii organicznej (ryc. 4). Może to wskazywać na tendencje typowe już dla preborealnego ocieplenia, kiedy to następowała intensywna akumulacja torfu (Starkel, 1991; Obidowicz, 1996) i pośrednio potwierdzać istotność datowania radiowęglowego, wskazującego na preborealny wiek tego poziomu.

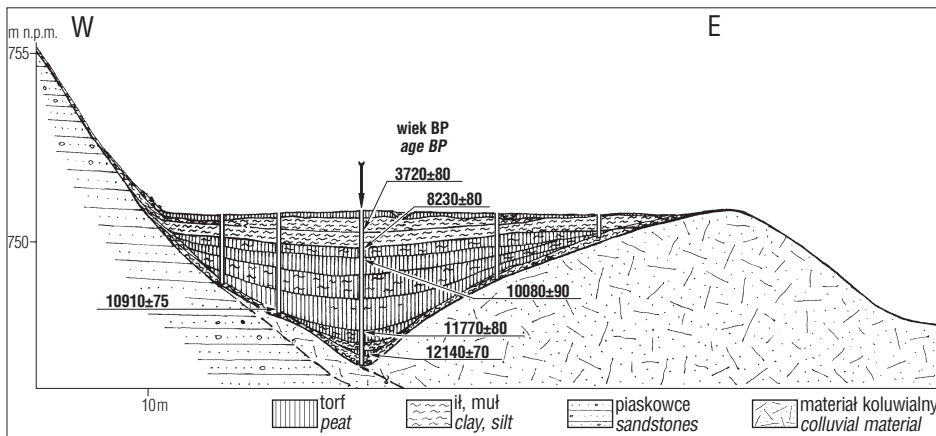
Od głębokości ok. 1,4 m zaznacza się regresja krzywej strat prażenia, związana z sukcesywną dostawą do zbiornika materiału mineralnego i zmianą sedimentacji torfów z mszystych na turzycowo-mszyste i turzycowe (ryc. 4). Stopniowa dostawa osadów mineralnych rozpoczęła się już w fazie* preborealnej i była kontynuowana w trakcie trwania borealnego ochłodzenia, na co wskazuje data 8780

± 90 BP (Ki-7965) uzyskana z głębokości 1,15 m. Początek sedimentacji osadów mineralnych (określonych areometrycznie jako il) zaznaczających się na krzywej strat prażenia w postaci rozległego minimum, został datowany radiowęglowo na granicę faz* borealnej i atlantyckiej, co potwierdza również analiza palinologiczna (ryc. 4). Najstarsza z dat uzyskana z głębokości 1,1 m ze spągu tej pokrywy, wynosi bowiem 8230 ± 80 BP (Ki-8150), powyżej zaś z interwałów 1,00–1,05 m i 0,9–1,0 m, otrzymano kolejno daty: 7720 ± 90 BP (Ki-7964) i 7540 ± 80 BP (Ki-8149) (datowano detrytus roślinny występujący w ile).

Daty radiowęglowe wskazują, że pokrywa mineralna na torfach nie jest efektem jednego, ciągłego cyklu sedimentacyjnego rozpoczętego na przełomie faz borealnej i atlantyckiej. Według analizy pyłkowej, na głębokości ok. 0,65 m występuje hiatus (brak jest tu zarówno osadów schyłku fazy atlantyckiej, jak również wczesnej fazy subborealnej). Datowanie radiowęglowe fragmentu drewna występującego wśród utworów mineralnych na głębokości ok. 55 cm (nieco powyżej poziomu z luką stratygraficzną) wynosi tutaj 3470 ± 80 BP (Ki-8787). Początek młodszego etapu sedimentacji pokrywy, był więc związany ze zwłoczeniem klimatu rejestrowanym na początku fazy subborealnej, zaś jej depozycja była kontynuowana również w fazie subatlantyckiej.

W górnych partiach pokrywy mineralnej, na głębokości 0,40 m, jest widoczna zmiana sedimentacji, gdyż il przechodzi tutaj w il mułkowy (pylasty), wyżej zaś (na głębokości 0,25 m w il mułkowo-piaszczysty (ryc. 4)

*Dla określenia poszczególnych jednostek holocenu, autor używa terminu: faza (np. faza atlantycka: m.in. za Alexandrowiczem, 1996). Należy bowiem zwrócić uwagę na fakt, że dotychczas powszechnie określanie poszczególnych jednostek holocenu okresami (np. okres atlantycki, itd.), jest nieprawidłowe z punktu widzenia obowiązujących zasad polskiej klasyfikacji stratygraficznej (Birkenmajer red., 1975). Według hierarchii jednostek zawartej w tej klasyfikacji, okresem (który stanowi jedną z najwyższych jednostek geochronologicznych) jest bowiem czwartorzęd.



Ryc. 3. Przekrój poprzeczny przez torfowisko osuwiskowe. Strzałką pionową zaznaczono główne wiercenie; vide ryc. 4. Daty radiowęglowe: BP

Fig. 3. A transversal cross-section through the landslide peat-bog. The vertical arrow indicates the main core (see Fig. 4). Radiocarbon datings are conventional (BP)

Odzwierciedlenie zmian klimatycznych późnego glacjału i holocenu w sekwencji osadów torfowiska

Datowania radiowęglowe uzyskane z dna zagłębienia oraz analiza palinologiczna, pozwalają wiązać czas utworzenia osuwiska z interfazą Bølling. Rozpoczęcie ciągłej sedimentacji torfów nastąpiło już u schyłku starszego dryasu (torfy zailone), zaś pełny rozwój torfowiska rozpoczął się na początku interfazy Allerød. W obrębie analizowanego profilu charakterystyczna jest sedimentacja „zimnych” osadów mineralnych (ił mułkowo-piaszczysty i ił mułkowy) w trakcie trwania ocieplenia interfazy Bølling. Tego typu intensywna dostawa materiału allochtonicznego do zbiornika, mogła być związana z uruchamianiem pokryw stokowych w wyniku stopniowego zaniku wieloletniej zmarzliny, będącego efektem powszechnego, okresowego ocieplenia klimatu pod koniec plejstocenu (Starkel, 1991; Starkel & Gębica, 1995; Madeyska, 1999). Charakterystyczne dla tego odcinka profilu było szybkie tempo sedimentacji osadów mineralnych wynoszące w interwale 4,18–3,85 m, ok. 1,5 mm/rok. Nasiona *Viola palustris* znalezione w cienkiej wkładce silnie rozłożonego torfu (4,15–4,22 m) przełamującego osady mineralne z interfazy Bølling wskazują, iż ten epizod akumulacji organicznej, był związany z umiarkowanym (lub umiarkowanie chłodnym) klimatem.

Sedimentacja osadów mineralnych (ił mułkowy) była kontynuowana również w początkowej fazie ochłodzenia starszego dryasu, (ryc. 4). Jednak w trakcie trwania tego ochłodzenia, następował stopniowy wzrost akumulacji materii organicznej (ryc. 4). Akumulacja torfów mechowskich powyżej, była już typowa dla ocieplenia interfazy Allerød (por. Obidowicz, 1996). Epizody widoczne w formie regresji krzywej strat prażenia w interwałach ok. 2,7–2,6 m i 2,4–2,2 m, wskazują na okresową dostawę materiału allochtonicznego do zbiornika w tym czasie. Można je paralelizować ze zdarzeniami związanymi z okresowym ochłodzeniem (i wzrostem wilgotności) klimatu w Allerødzie, ok. 12,0–11,75 ka BP (dolny epizod na krzywej) oraz ok. 11,25–11,0 ka BP (górny epizod w „allerødzie” części profilu) (vide Orombelli & Ravazzi, 1996; Starkel, 1996; Starkel & Gębica, 1995). W świetle datowań radiowęglowych, średnie tempo sedimentacji osadów Allerødu, wahało się dla opisywanego profilu od 1,67 mm/rok dla torfów mszystych, do 0,89 mm/rok dla torfów turzycowo-mszystych. Szybkość sedimentacji znacznie przewyższa tu średnie tempo akumulacji torfów niskich: mszystych i turzycowo-mszystych, wynoszące ok. 0,55 mm/rok (Żurek, 1987).

Ze względu na charakter i miąższość osadu, sedimentacja pokrywy utworów mineralnych zalegających na tor-

fach i następujące w efekcie przerwanie akumulacji organicznej w zagłębieniu, powinny być genetycznie związane ze zmianami klimatycznymi (zwilgocenie) o powszechnym zasięgu, które sprzyjały intensywnej dostawie materiału allochtonicznego do zbiornika (por. Baumgart-Kotarba & Kotarba, 1993). Zjawiska te spowodowały bowiem trwałą zmianę warunków sedimentacji w obrębie torfowiska, w którym w trakcie trwania mezo- i neoholocenu, zanikła sedimentacja torfów i deponowane były wyłącznie osady mineralne, dostarczane prawdopodobnie w postaci stożków napływowych i spływów powierzchniowych. Cienka warstwa torfów turzycowych pojawia się dopiero w stropie pokrywy, wypełniając płytkie zagłębienia w jej obrębie. Tempo akumulacji spagowych partii pokrywy mineralnej (1,1–0,9 m) wynosi ok. 0,29 mm/rok i jest zbliżone do średniego tempa sedimentacji holocenijskich osadów jezior tatrzańskich (ok. 0,21 mm/rok — vide Kotarba, 1996).

Pomimo wcześniejszych problemów związanych z ustaleniem wieku początku sedimentacji pokrywy mineralnej na torfowisku Kotoń w jego różnych partiach (vide Margielewski, 1997, 1998; Margielewski & Kovalyukh, 1998), sekwencja datowań radiowęglowych oraz analiza palinologiczna, pozwalają jednoznacznie wiązać początek jej depozycji z granicą faz borealnej i atlantyckiej. W tym czasie (ok. 8,5–8,0 ka BP) rejestrowane było wyraźne ochłodzenie i zwilgocenie klimatu (ryc. 4). Spowodowało ono na obszarze półkuli północnej szczególną intensyfikację ekstremalnych zjawisk hydrometeorologicznych o charakterze cyklonalnym (Starkel, 1977, 1990, 1999). Rejestrowano w tym czasie zarówno fazę Venediger nasunięć lodowców alpejskich (Bortenschlager, 1982), jak również wzrost aktywności fluwialnej rzek Europy, w tym szczególnie górnej Wisły i jej dopływów ok. 8,4–7,7 ka BP (Starkel, 1996). Powszechny wzrost wilgotności klimatu w tym czasie odzwierciedlił się zarówno we wzroście poziomu wód w jeziorach subalpejskich (faza Joux–Magny, 1993), jak również w jeziorach północnej i środkowej Europy (Ralska-Jasiewiczowa, 1989). W obrębie jezior tatrzańskich, w tym czasie nastąpiła intensywna dostawa osadów mineralnych do zbiorników, datowana ok. 8,3 ka BP (Baumgart-Kotarba & Kotarba, 1993). W Karpatach polskich rejestrowano w tym okresie szczególne ożywienie ruchów masowych (Gil i in., 1974; Alexandrowicz, 1996, 1997; Starkel, 1997; Alexandrowicz & Alexandrowicz, 1999; Margielewski, 2000a).

Kolejny etap sedimentacji pokrywy mineralnej datowany palinologicznie na początek fazy subborealnej, był związany z ochłodzeniem i zwilgoceniem klimatu w tym czasie (Starkel, 1977; 1990). Wskutek zmian klimatycznych

nych nastąpiło wówczas nasunięcie lodowców alpejskich Rotmoos–2/Piora (Bortenschlager, 1982) ok. 4,7–5,2 ka BP rejestrowano również intensyfikację działalności fluwialnej górnej Wisły i jej dopływów (Starkel, 1996). Z tym okresem wiąże się także wzrost poziomu wód w jeziorach regionu subalpejskiego (faza Chalaïn–Magny, 1993) jak też północnej i środkowej Europy (Ralska-Jasiewiczowa, 1989). Masowa dostawa osadów mineralnych rejestrowana w osadach jezior tatrzańskich ok. 4–4,8 ka BP (Baumgart-Kotarba & Kotarba, 1993), jak również powstanie licznych osuwisk w Karpatach ok. 3,7–4,5 ka BP (Margielewski, 1998, 2000a) świadczą o szczególnej intensyfikacji procesów stokowych w tym czasie. Ze zwilgoceniem początku fazy subborealnej, jest związana także sedimentacja pokryw mineralnych w obrębie kilku torfowisk osuwiskowych Beskidu Makowskiego (Margielewski & Kovalyukh, 1998; Margielewski, 1998, 2000b, c, 2001a).

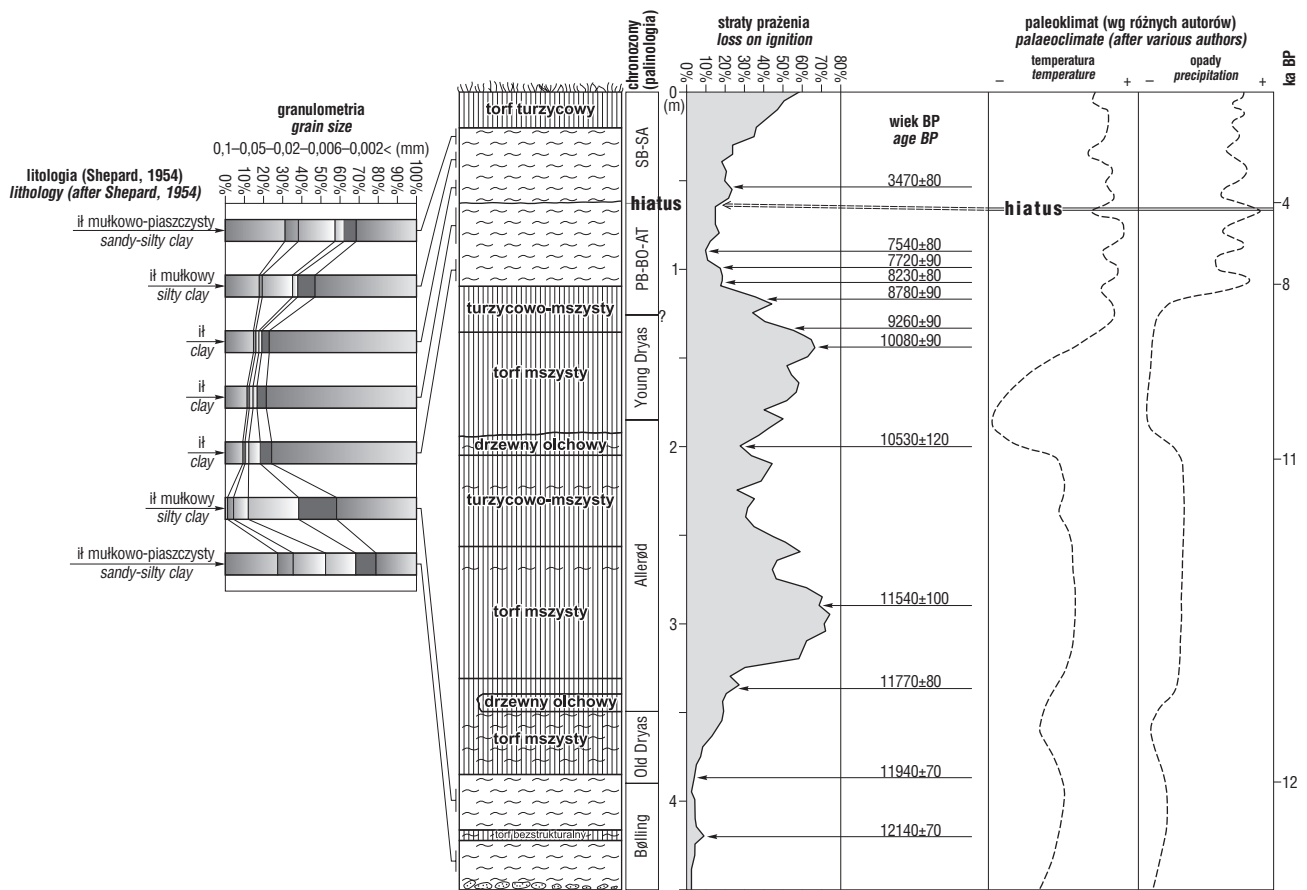
Jakkolwiek datowana palinologicznie przerwa sedimentacyjna (AT4–SB1) poprzedzająca młodszy, „subborealny” etap sedimentacji pokrywy mineralnej na torfowisku Kotoń teoretycznie mogła być związana z brakiem sedimentacji, wskutek przesuszenia zbiornika pod koniec fazy atlantyckiej, nie można również wykluczyć jej erozyjnej genezy. Podobny hiatus datowany palinologicznie (brak tu osadów faz PB–SB1) i występująca po nim zmiana sedy-

mentacji z organicznej na mineralną, były rejestrowane również w profilu torfowiska osuwiskowego Hajduki w dolinie Ziębówki (Margielewski, 2000c). Analogiczny hiatus obejmujący osady: PB–SB1, występuje również w profilu pobliskiego torfowiska Klakłowo ponad Stróżą (Margielewski, 2001b). Koniec przerwy sedimentacyjnej jest w obrębie tych trzech, blisko siebie występujących stanowisk synchroniczny (SB1), jednak jej zasięg czasowy jest już zróżnicowany. Nie jest więc wykluczone, że mogła być ona efektem erozji fluwialnej w trakcie wczesno-subborealnego zwilgocenia, powodującej usunięcie części osadów (różnej w różnych stanowiskach), odprowadzonych wskutek okresowego otwarcia zbiorników, w których rozwijały się torfowiska, intensywnie zasilanych wówczas wodą opadową i gruntową.

Zmiana sedimentacji w obrębie górnej części profilu (ił przechodzi tu początkowo w ił mułkowy, później zaś w ił mułkowo-piaszczysty), mogła być również związana z fazami ochłodzeń i zwilgoczeń klimatu rejestrowanymi ok. 2 ka BP oraz 1 ka BP (Starkel, 1995, 1996; Alexandrowicz, 1996).

Wnioski

Fazy klimatyczne późnego glacjału i holocenu zarejestrowane w obrębie osadów wypełniających zagłębienie w



Ryc. 4. Profil torfowiska pod Kotoniem (*vide* ryc. 3 wiercenie główne) wraz z krzywą strat prażenia osadów (w interwałach 5 cm) i granulometrią osadów mineralnych. Chronozony palinologiczne wg A. Obidowicza ([W:] Margielewski, 2000c). Litologia wg klasyfikacji Sheparda (1954). Krzywe temperatur i opadów wg różnych autorów (za Starklem, 1990), dostosowane do wydzielen stratygraficznych profilu

Fig. 4. The profile of peat bog at the foot of Kotoń Mt. (see Fig. 3, main core), with a loss on ignition curve and grain size (areometry) of mineral deposits. Pollen chronozones after Obidowicz (Margielewski, 2000c). Lithology after Shepard (1954). Temperature and precipitation curves after different authors (Starkel, 1990), adapted to stratigraphy of the profile

osuwisku pod Kotoniem, odzwierciedliły się w postaci wyraźnych zmian litologicznych w profilu: w okresach zimnych i wilgotnych następowała dostawa osadów mineralnych do torfowiska. W tym aspekcie w obrębie późnoglacialnego odcinka profilu, zwraca uwagę różnica w charakterze sedymentacji zachodzącej podczas kolejnych faz ociepleń: Bøllingu i Allerødu. Depozycja „zimnych” osadów mineralnych związanych z wyraźnym ociepleniem interfazy Bølling, może wskazywać na intensywną dostawę do zbiornika materiału z pokryw stokowych, uruchamianego wskutek zaniku wieloletniej zmarzliny. Stąd w analogicznie ciepłym Allerødzie, mogła już następować wzmocniona akumulacja osadów organicznych, jedynie lokalnie wzbogacanych w materiał allochtoniczny, w trakcie trwania epizodów związanych z krótkookresowym pogorszeniem klimatu.

Datowania radiowęglowe wskazują, że na początku preborealnego ocieplenia, nastąpiła intensyfikacja akumulacji torfu, która już w fazie borealnej, była stopniowo zastępowana przez sedymentację osadów mineralnych (i) dostarczanych do zbiornika w którym rozwijało się torfowisko. Trwała zmiana warunków sedymentacji i osadzanie pokrywy osadów mineralnych na torfach, nastąpiły wraz z początkiem powszechnie rejestrowanych zmian klimatycznych (ochłodzenie i zwilgocenie) schyłku fazy borealnej i początku fazy atlantyckiej. Drugi, wyraźny etap sedymentacji tej pokrywy datowany palinologicznie, był spowodowany równie wyrazistym zwilgoceniem klimatu, rejestrowanym w początkach fazy subborealnej. Sedymentacja pokrywy była kontynuowana również w fazie subatlantyckiej. Zmiany klimatyczne tego okresu zaznaczyły się jednak w osadach jedynie w postaci zwiększania frakcji mułkowej i piaszczystej w obrębie ilastych utworów pokrywy.

Badania były finansowane z grantu KBN 6P04E00515 i badań statutowych Instytutu Ochrony Przyrody PAN. Autor składa podziękowania doc. dr hab. A. Obidowiczowi z IB PAN w Krakowie za udostępnienie profilu palinologicznego, zaś dr S. Pelcowi z AP w Krakowie, za udostępnienie wyników analiz karpologicznych osadów torfowiska pod Kotoniem. Dr. J. Urbanowi z IOP, dziękuję za pomoc w wierceiach.

Literatura

- ALEXANDROWICZ S. W. 1996 — Holocenne fazy intensyfikacji procesów osuwiskowych w Karpatach. *Kwart. AGH, Geologia*, 22: 223–262.
- ALEXANDROWICZ S. W. 1997 — Holocene dated landslides in the Polish Carpathians. [In:] B. Frenzel (ed.) *Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene*. *Palaeoclim. Res.*, 19: 75–83.
- ALEXANDROWICZ S. W. & ALEXANDROWICZ Z. 1999 — Recurrent Holocene landslide: a case study of the Krynica landslide in the Polish Carpathians. *The Holocene*, 9: 91–99.
- BAUMGART-KOTARBA M. & KOTARBA A. 1993 — Późnoglacialne i holocenne osady z Czarnego Stawu Gąsienicowego w Tatrach. *Dok. Geogr.* 4–5/1993, 9–30.
- BIRKENMAJER K. (red.), ALEXANDROWICZ S. W., BURCHART J., CIEŚLIŃSKI S., DADLEZ R., KUTEK J., NOWAK W., ORŁOWSKI S., SZULCZEWSKI M. & TELLER L. 1975 — *Zasady polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej*. Instrukcje i metody badań geologicznych, 33. Wyd. Geol.
- BOBER L. 1984 — Rejony osuwiskowe w Karpatach fliszowych i ich związek z budową geologiczną regionu. *Biul. Inst. Geol.*, 340: 115–158.
- BORTENSCHLAGER S. 1982 — Chronostratigraphic Subdivision of the Holocene in the Alps. *Striae*, 16: 75–79.
- BURTAN J. & SZYMAKOWSKA K. 1964 — *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski*, Arkusz Osielec, Wyd. Tymczasowe. Wyd. Geol.
- DIKAU R., BRUNSDEN D., SCHROTT L. & IBSEN M. L. (red.) 1996 — *Landslide recognition. Identification, Movement and Causes*. J. Willey & Sons ed.
- GIL E., GILOT E., KOTARBA A., STARKEL L. & SZCZEPANEK K. 1974 — An Early Holocene landslide in the Beskid Niski and its significance for palaeogeographical reconstructions. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 8: 69–83.
- KOTARBA A. 1996 — Sedimentation rates in the high Tatra Lakes during the Holocene — geomorphic interpretation. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 30: 51–61.
- LITYŃSKI T., JURKOWSKA H. & GORLACH E. 1976 — *Analiza chemiczno-rolnicza*. PWN.
- MADEYSKA T. 1999 — Palaeogeography of the European Lowland during the Late Vistulian. *Folia Quaternaria*, 70: 7–30.
- MAGNY M. 1993 — Holocene fluctuation of lake levels in the French Jura and Sub-Alpine ranges, and their implications for past general circulation patterns. *The Holocene*, 3: 306–313.
- MARGIELEWSKI W. 1997 — Datowane osuwiska na Kotoniu (Beskid Makowski) i Mogielicy (Beskid Wyspowy) i ich związek z zmianami klimatycznymi w późnym glacie i holocenie. *Spraw z Czynn. i Pos. PAU*, 61: 127–132.
- MARGIELEWSKI W. 1998 — Landslide phases in the Polish Outer Carpathians and their relation to the climatic changes in the late Glacial and the Holocene. *Quatern. Stud. Pol.*, 15: 37–53.
- MARGIELEWSKI W. 2000a — Landslide phases in the Polish Outer Carpathians. [In:] E. Bromhead i in.(ed.); *Landslides in research, theory and practice*, 2: 1010–1016. Thomas Telford publ. London.
- MARGIELEWSKI W. 2000b — Gospodarcze znaczenie osuwisk Beskidu Makowskiego. *Probl. Zagosp. Ziem Górskich*, 46: 15–34.
- MARGIELEWSKI W. 2000c — Datowane osuwiska Beskidu Makowskiego i Wyspowego i ich związek z zmianami klimatycznymi w późnym glacie i holocenie. *Raport. Końc. Grantu KBN 6P 04E 005 15*, pp. 94 (Arch. KBN, niepublikowane).
- MARGIELEWSKI W. 2001a — Pokrywy mineralne torfowisk osuwiskowych Beskidu Makowskiego i ich związek z zmianami klimatycznymi w holocenie. *Mater. Symp. Pokrywy stokowe jako zapis zmian klimatycznych w późnym wistulianie i holocenie*. Sosnowiec, 5–6.04. 2001: 43–50.
- MARGIELEWSKI W. 2001b — Late Glacial and Holocene climatic changes registered in forms and deposits of the Klakłowo landslide (Beskid Średni Range, Outer Carpathians). *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.* 35:63–79.
- MARGIELEWSKI W. & KOVALUYKH N. N. 1998 — Datowane osuwiska Beskidu Makowskiego i ich związek z zmianami klimatycznymi w późnym glacie i holocenie. *Spraw z Czynn. i Pos. PAU*, 62: 187–192.
- OBIDOWICZ A. 1996 — A late Glacial — Holocene history of the formation of vegetation belts in the Tatra Mts. *Acta Palaeobot.*, 36: 159–206.
- OROMBELLI G. & RAVAZZI C. 1996 — The Late Glacial and Early Holocene chronology and palaeoclimate. *II Quaternario*, 9: 439–444.
- RALSKA-JASIEWICZOWA M. (red.) 1989 — Environmental changes recorded in lakes and mires of Poland during the last 13000 years, Part III, *Acta Palaeobot.* 29: 1–120.
- SHEPARD F. P. 1954 — Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *J. Sedimentary Petrology*, 24: 151–158.
- STARKEL L. 1977 — *Paleogeografia holocenu*. PWN.
- STARKEL L. 1990 — *Stratygrafia holocenu jako interglacjału*. *Prz. Geol.*, 38: 13–16.
- STARKEL L. 1991 — Environmental changes at the Younger Dryas-Preboreal transition and during the Early Holocene. *Holocene*, 3: 234–242.
- STARKEL L. 1995 — The pattern of the Holocene climatic variations in Central Europe based on various geological records. *Quaestiones Geographicae, Spec. Issue*, 4: 259–264.
- STARKEL L. 1997 — Mass movement during the Holocene: Carpathian example and the European perspective. [In:] B. Frenzel (ed.) *Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene*. *Palaeoclim. Res.*, 19: 385–400.
- STARKEL L. 1999 — 8500–8000 yrs BP Humid Phase — Global or Regional? *Science Reports of Tohoku Univ., 7th Series (Geography)*, 49, 2 (Special Issue on GLOCOPH '98): 105–133.
- STARKEL L. & GĘBICA P. 1995 — Evolution of river valleys in Southern Poland during the Pleistocene–Holocene transition. *Biul. Perygl.*, 34: 177–190.
- STARKEL L. (ed.), KALICKI T., KRĄPIEC M., SOJA R., GĘBICA P. & CZYŻOWSKA E. 1996 — Hydrological changes of valley floor in the Upper Vistula Basin during Late Vistulian and Holocene. *Evolution of the Vistula river Valley During the last 15 000 years*, p. IV, *Geogr. Stud.*, Special Issue, 9: 1–128.
- TOLPA S., JASNOWSKI M. & PAŁCZYŃSKI A. 1967 — System genetyczny klasyfikacji torfu występujący w złożach Europy Środkowej. *Z. Probl. Post. Nauk Rol.*, 76: 9–99.
- WENTWORTH C. K. 1922 — A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geology*, 30: 377–392.
- WÓJCIK A. & RĄCZKOWSKI W. 1994 — *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50000*, Arkusz Osielec. Wyd. Geol.: 63.
- ŻUREK S. 1986 — Szybkość akumulacji torfu i gytii w profilach torfowisk i jezior Polski (na podstawie danych 14C). *Prz. Geogr.*, 58: 459–475.