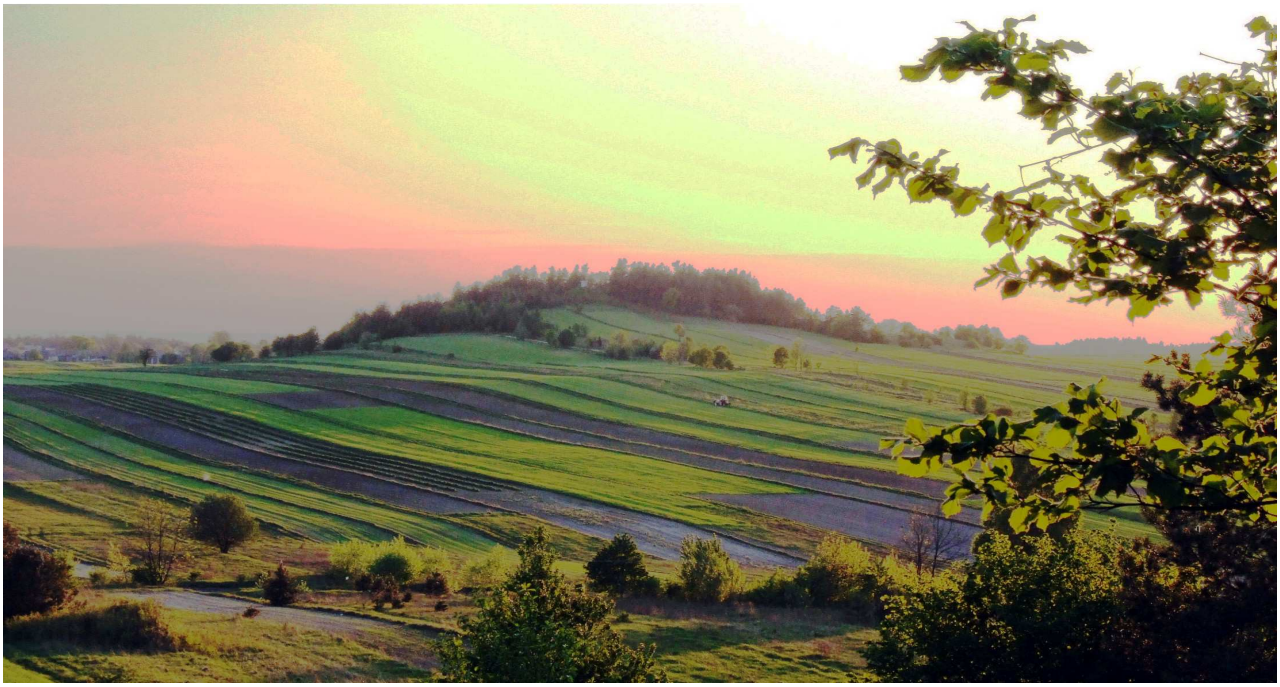


V Warsztaty Geomorfologii Strukturalnej

Strukturalne i litofacjalne uwarunkowania rozwoju rzeźby Roztocza w aspekcie historii tektoniczno-basenowej Karpat i zapadliska przedkarpackiego

Zwierzyniec – Józefów - Horyniec
24-26 września 2014 r.

Organizatorzy:

Komisja Geomorfologii Strukturalnej
Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich

Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy Instytut Badawczy,
Oddział Karpacki, Kraków

Instytut Ochrony Przyrody, Polska Akademia Nauk, Kraków

Dyrekcja Roztoczańskiego Parku Narodowego, Zwierzyniec

Komitet organizacyjny:

Leszek Jankowski
Włodzimierz Margielewski
Jan Urban
Marek Krąpiec
Tadeusz Grabowski
Krzysztof Buczek
Magdalena Ratajczak-Szczerba

Prowadzenie wycieczek:

Leszek Jankowski (O/Karpacki PIG-PIB Kraków)
Włodzimierz Margielewski (IOP PAN, Kraków);
Marek Krąpiec (AGH, Kraków)
Jan Urban (IOP PAN, Kraków)
Tomasz Mleczek (Stowarzyszenie Speleoklub Beskidzki, Dębica)

Redakcja:

Włodzimierz Margielewski
Jan Urban
Leszek Jankowski
Krzysztof Buczek

ISBN 978-83-61191-76-6

Instytut Ochrony Przyrody PAN
Kraków – Zwierzyniec 2014

Fot. na okładce: Góra Marchwianego koło Tereszpola.
Fot. na str. 3: Strefa krawędziowa Roztocza w rejonie Tereszpola,
Fot. na str. 5: Konik polski z hodowli we Floriance. Fot. W. Margielewski

Spis treści

Wprowadzenie …… 3
Program Warsztatów …… 5

Referaty wprowadzające …… 7

Leszek Jankowski, Włodzimierz Margielewski
Tektoniczne i litofacjalne uwarunkowania rozwoju Roztocza i jego rzeźby w świetle historii formowania Karpat i zapadliska przedkarpackiego …… 9

Urszula Czarniecka
Obszary źródłowe materiału ziarnowego utworów „sarmatu detrytycznego" (środkowy miocen) w północnej marginalnej części basenu przedkarpackiego …… 30

Teresa Brzezińska-Wójcik
Jaka jest rola czynnika strukturalnego w rozwoju dolin asymetrycznych na Roztoczu? …… 32

Marek Krąpiec, Leszek Jankowski, Włodzimierz Margielewski
Skrzemieniałe drewno – unikalna skamieniałość Roztocza: geneza, występowanie, znaczenie dla rekonstrukcji paleogeograficznych …… 35

Przewodnik do wycieczek terenowych …… 41

Dzień pierwszy – środa, 24.09.2014 …… 45

Dzień drugi – czwartek, 25.09.2014 …… 57

Dzień trzeci – piątek, 26.09.2014 …… 87

Streszczenia Posterów …… 101

Krzysztof Buczek
Wpływ działalności człowieka na funkcjonowanie jeziora osuwiskowego na przykładzie Pucołowskiego Stawku w Gorcach 103

Urszula Czarniecka, Anna Wysocka
Mikrofacje utworów „sarmatu detrytycznego" (środkowy miocen) w północnej marginalnej części basenu przedkarpackiego …… 104

Marek Kasprzak, Jarosław Waroszewski, Łukasz Pawlik
Obrazowanie elektrooporowe podłoża na obszarze o budowie płytowej – uwagi na temat kształtu stoków i cech pokryw stokowych w zależności od litologii (przykład Gór Stołowych, Sudety Środkowe) …… 105

Łukasz Musielok, Marek Drewnik
Czynniki warunkujące zróżnicowanie właściwości gleb bielicowych na stokach Czernicy w Górach Złotych (Sudety Wschodnie) …… 106

Jan Rodzik, Krzysztof Stępniewski
Litologiczne uwarunkowania wielkości spłukiwania na roztoczańskich stokach użytkowanych rolniczo …… 107

Grzegorz Wierzbicki
Czy budowa geologiczna ma wpływ na rzeźbę płaskodennych dolin rzecznych Niżu Polskiego i jej współczesny rozwój ……..…….. 108

Michał Zatorski, Krzysztof Buczek, Paweł Franczak
Strukturalne uwarunkowania rozwoju osuwiska w dolinie potoku Hucianka w Beskidzie Niskim …….…….. 109

WPROWADZENIE

V edycja Warsztatów Geomorfologii Strukturalnej pod auspicjami Komisji Geomorfologii Strukturalnej Stowarzyszenia Geomorfologów Polskich, Państwowego Instytutu Geologicznego-Państwowego Instytutu Badawczego, Instytutu Ochrony Przyrody PAN w Krakowie oraz Dyrekcji Roztoczańskiego Parku Narodowego, została zorganizowana na Roztoczu Środkowym i Wschodnim, zaś jej motywem przewodnim są **strukturalne i litofacjalne uwarunkowania rozwoju rzeźby Roztocza w aspekcie historii tektoniczno-basenowej Karpat i zapadliska przedkarpackiego**. Celem warsztatów jest prezentacja nowej koncepcji rozwoju tektonicznego i litofacjalnego Roztocza, jako elementu strukturalnego immanentnie związanego z formowaniem się Karpat i ich rowu przedgórskiego, jakim jest zapadlisko przedkarpackie, zachodzącego przy tym w kilku etapach. Niewątpliwą rolę w tektogenezie Roztocza odegrały, zdaniem autorów, zachodzące jednocześnie (komplementarnie) procesy związane z wieloetapowym formowaniem asocjacji struktur kwiatowych (*flower structures*) towarzyszącym uskokowi pierwotnie prawoprzesuwczemu obramującemu NE krawędź zapadliska w efekcie nasuwania się Karpat na przedpole (generalnie ku N), wynoszeniem obszaru Roztocza jako replikowanych ku NE struktur wyniesienia przedgórskiego (*forebulge structure*) formowanych progresywnie u przedpola Karpat, reaktywacją uskoku prawoprzesuwczego jako uskoku lewoprzesuwczego wskutek zmiany kierunku naprężeń ku SE związanych ze zmianą kierunku ruchów nasuwczych Karpat ku SE (i reorganizacja „prawoprzesuwczej" struktury kwiatowej). Kolejnym etapem była reaktywacja uskoku przesuwczego jako uskok inwersyjny powstały wskutek formowania wyniesienia przedgórskiego (*forebulge structure*), później zaś jako uskok normalny będący efektem kolapsu Karpat i – finalnie – neotektonicznym elewowaniem poszczególnych bloków Roztocza w efekcie elewacji przydyslokacyjnej (*footwall elevation*), zachodzącym aż po czasy współczesne. Odnośnie do elewacji neotektonicznych wyjaśnienia wymaga też odprężenie izostatyczne związane z ustąpieniem lądolodu (lądolodów) sanu 1 i sanu 2, pokrywających niegdyś obszar Roztocza. W morfogenezie Roztocza znaczną rolę odegrały także litofacjalne uwarunkowania sedymentacji zachodzącej w marginalnych partiach basenu zapadliska przedkarpackiego (tzw. *forebulge depozone*), zaś nowe analizy biostratygraficzne pozwalają na odmienną niż dotychczas, interpretację rozwoju sedymentacji, szczególnie w najmłodszych piętrach neogenu. Ze względu na charakter uprawniania profesji organizatorów Warsztatów, będzie to więc kolejne (po III Warsztatach Geomorfologii Strukturalnej w Karpatach) spojrzenie na rozwój rzeźby „oczami geologów". Podzielimy się z Państwem rezultatami nowych badań na Roztoczu, które prowadziliśmy częściowo w ramach projektu „Geopark Kamienny Las na Roztoczu" (koncepcja geoochrony wraz z wykonaniem dokumentacji i badań niezbędnych dla funkcjonowania tej formy ochrony), finansowanego ze środków Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej (Umowa nr 494/2009/Wn-06/FG-go-tx/D).

Program Warsztatów

Wtorek, 23.09.2014

17.00-(aż do skutku): rejestracja Uczestników w Ośrodku Wypoczynkowo-Szkoleniowym Zajazd Zacisze, Zwierzyniec, ul. Rudka 5B)

19.00-21.30: kolacja

Środa 24.09.2014.

7.30-8.30: śniadanie.

8.40: przejazd autokarem do Roztoczańskiego Centrum Naukowo-Edukacyjnego w Białym Słupie.

9.00-12.00: sesja referatowo-posterowa w sali konferencyjnej Roztoczańskiego Centrum Naukowo-Edukacyjnego RPN, Zwierzyniec–Biały Słup.

Referaty wprowadzające**:** 9.00-11.00 (każdy 15 min.) oraz dyskusja

1. *Leszek Jankowski, Włodzimierz Margielewski*. Tektoniczne i litofacjalne uwarunkowania rozwoju Roztocza i jego rzeźby, w świetle historii formowania Karpat i zapadliska przedkarpackiego
2. *Anna Wysocka, Marcin Górka, Andrzej Radwański*. Rozwój płytkomorskiej sedymentacji klastycznej, organodetrytycznej i organogenicznej na obszarze północnej marginalnej części basenu przedkarpackiego (miocen, Roztocze i Podole)
3. *Urszula Czarniecka*. Obszary źródłowe materiału ziarnowego utworów „sarmatu detrytycznego" (środkowy miocen) w północnej marginalnej części basenu przedkarpackiego
4. *Teresa Brzezińska-Wójcik*. Jaka jest rola czynnika strukturalnego w rozwoju dolin asymetrycznych na Roztoczu?
5. *Marek Krąpiec, Leszek Jankowski, Włodzimierz Margielewski*. Skrzemieniałe drewno – unikalna skamieniałość Roztocza: geneza, występowanie, znaczenie dla rekonstrukcji paleogeograficznych.
6. *Jaromir Probulski*. Obrazowanie budowy geologicznej Roztocza i Karpat na podstawie zdjęcia morfologii terenu.
7. *Leszek Jankowski, Włodzimierz Margielewski, Marek Krąpiec, Jan Urban*. Referat wprowadzający do wycieczek terenowych.

11.00-12.00: sesja posterowa

12.00-13.00: posiłek

13.00-13.30: przejazd do Ośrodka Zajazd Zacisze i przygotowanie do wycieczki

13.30-18.00: wycieczka terenowa: Zwierzyniec – Panasówka – Lipowiec – Żelebsko – Tereszpol – Stawy Echo – powrót do Zwierzyńca.

Stop 1.1 – Lipowiec: profil utworów piaszczystych miocenu; **Stop 1.2 –** kamieniołom w Żelebsku: odsłonięcia wapieni miocenu z tufitami; **Stop 1.3 -** Zachart: piaskowce wapniste na transgresywnych piaskach glaukonitowych; **Stop 1.4** – Lasowa Góra i Góra Marchwianego: ostańcowe formy strefy krawędziowej Roztocza (wapienie organodetrytyczne zalegające na wapieniach litotamniowych); **Stop 1.5 –** Kamienna Góra w Tereszpolu-Jurydze: fragment stoliwa; **Stop 1.6 -** Stawy Echo: wydma paraboliczna, procesy eoliczne na Roztoczu.

18.30-19.30: kolacja.

20.30: ognisko z częścią auto-artystyczną.

Czwartek 25.09.2014.

7.00-8.00: śniadanie

8.15-19.00: wycieczka terenowa: Zwierzyniec – Guciów – Bliżów – Szopowe- Potok Senderki – Józefów – Hamernia – Czartowe Pole – Błudek – Huta Różaniecka – Narol – Huta Lubycka – Werchrata – Horyniec – Radruż – powrót do Zwierzyńca.

Stop 2.1 – Kamieniołom w Bliżowie: odsłonięcie utworów kredowych ze strukturami tektonicznymi; **Stop 2.2 –** Szopowe: datowane mikropaleontologicznie i metodą K/Ar piaski transgresywne miocenu; **Stop 2.3 –** Potok Senderki: podziemne wyrobiska górnicze po eksploatacji materiału do produkcji kamieni młyńskich i żarnowych; **Stop 2.4 –** Józefów: kamieniołom biokalkarenitów mioceńskich i kirkut; **Stop 2.5 –** Hamernia: torfowisko wysokie formowane od późnego glacjału w misie deflacyjnej; **Stop 2.6 –** rezerwat przyrody „Czartowe Pole": przełom

Sopotu przez strefe krawędziową, z odsłonięciem iłów krakowieckich datowanych mikrofaunistycznie; **Stop 2.7 –** kamieniołom Błudek w Nowinach: piaski kwarcowe z glaukonitem i kalkarenity strefy krawędziowej Roztocza; Wola Wielka: zabytkowa cerkiew. **Stop 2.8 –** Huta Różaniecka: profil utworów miocenu; **Stop 2.9 –** Huta Lubycka: elewowane utwory miocenu; **Stop 2.10 –** Radruż: wapienie z Radruża – dlaczego nie poziom ewaporatowy; Radruż: zabytkowa cerkiew.

19.30-20.30: obiadokolacja.

Piątek 26.09.2014

7.00-8.00: śniadanie

8.15-15.00: wycieczka terenowa: Zwierzyniec – Majdan Nepryski – Tomaszów Lubelski - Bełżec – Pawliszcze – Siedliska – powrót do Zwierzyńca

Stop 3.1 – Majdan Nepryski: występowanie skrzemieniałego drewna w utworach vistulianu; Bełżec: hitlerowski obóz zagłady; **Stop 3.2 –** Pawliszcze: występowanie skrzemieniałego drewna w obrębie piasków miocenu; **Stop 3.3 –** Siedliska: Muzeum Skrzemieniałego Drewna; **Stop 3.4 –** Siedliska: profil utworów karpatu z burowęglem (wiercenie); **Stop 3.5 –** Siedliska: skrzemieniałe drewno redeponowane do osadów rzecznych.

15.00: zakończenie Warsztatów

16.00-17.00: obiad

Referaty wprowadzające

Tektoniczne i litofacjalne uwarunkowania rozwoju Roztocza i jego rzeźby, w świetle historii formowania Karpat i zapadliska przedkarpackiego

Leszek Jankowski[1], Włodzimierz Margielewski[2]

[1] *Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy Instytut Badawczy – Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków, e-mail: leszek-jankowski@pgi.gov.pl*

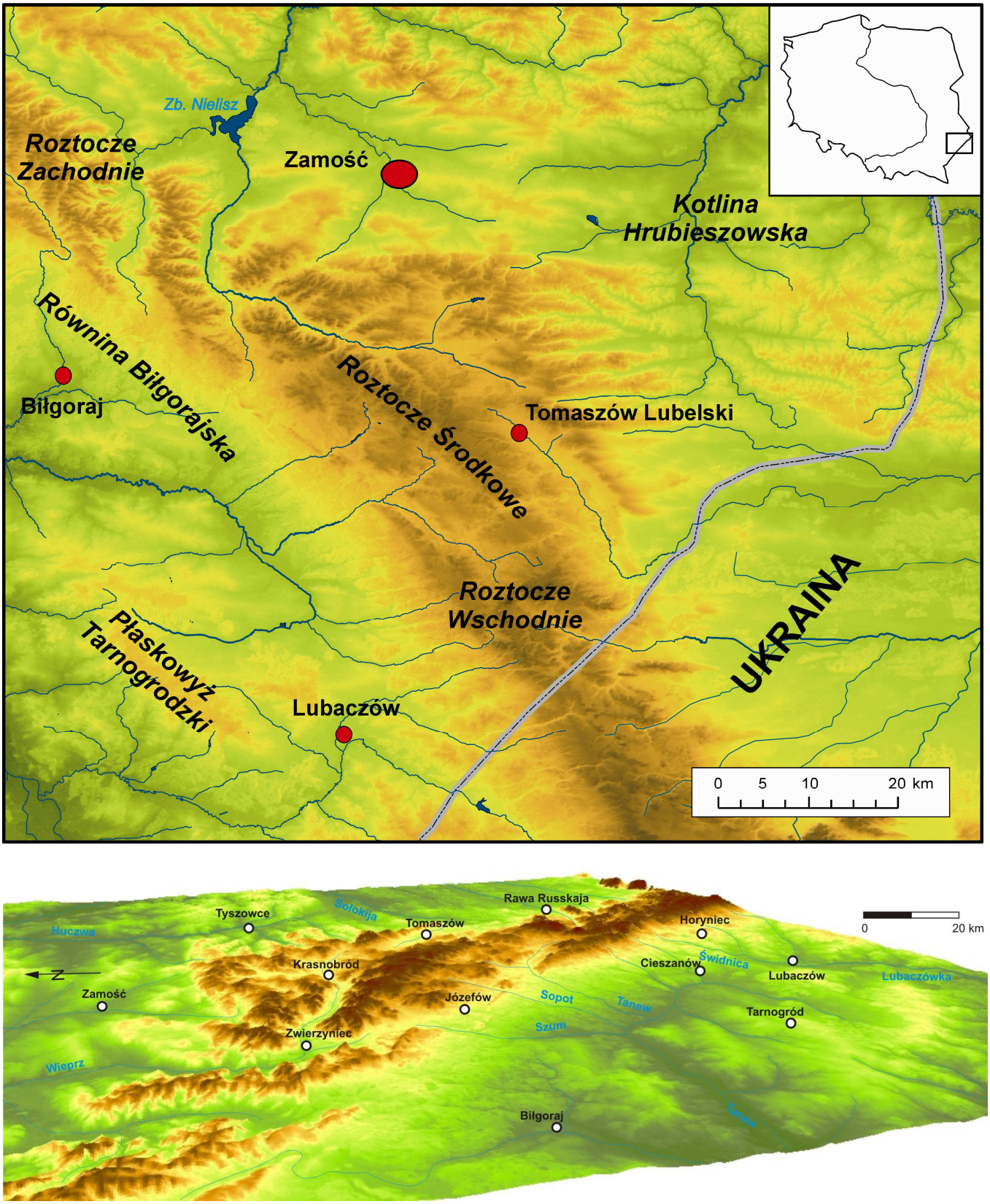
[2] *Instytut Ochrony Przyrody PAN, al. A. Mickiewicza 33, 31-120 Kraków, e-mail: margielewski@iop.krakow.pl*

W obrębie strefy krawędziowej Roztocza – wału morfologicznego uważanego dotychczas za zrąb tektoniczny, zalegają płaty klastycznych utworów miocenu, stanowiących brzeżne facje osadów zapadliska przedkarpackiego (Ney 1969; Buraczyński red. 2002, Wysocka 2006). Współcześnie na Roztoczu, osady te występują na obszarach wyniesionych w stosunku do przedpola (tu: zapadliska właściwego). Wyniesienie to było dotychczas tłumaczone dźwiganiem zrębowej struktury Roztocza (*en masse*), które rozpoczęło się wraz z ustąpieniem morza epikontynentalnego pod koniec górnej kredy, w trakcie ruchów fazy laramijskiej i trwało przez cały neogen (Buraczyński red. 2002). Istotną rolę w rozwoju głównych elementów strukturalnych Roztocza przypisywano tektonice głębokiego podłoża. Również rozwój dyslokacji obramowujących Roztocze miał być efektem reaktywacji (już od fazy laramijskiej) starych uskoków paleozoicznych występujących w głębszym podłożu, w tym dyslokacji Zakrzew-Sułów, Zamość-Rawa Ruska-Żółkiew i Zawichost-Hedwiżyn-Płazów-Niemirów-Gródek (Ney 1969; Pożaryski 1974, Buraczyński red. 2002). Ruchy wynoszące rejestrowane są także w czasach współczesnych, zaś tempo współczesnego dźwigania horstu Roztocza szacowano na 0,5 mm/rok w brzeżnych partiach (Roztocze Gorajskie i Szczebrze-szyńskie), po 2 mm/rok (osiowa część Roztocza Lwowskiego) (Buraczyński red. 2002; Brzezińska-Wójcik 1997, 2013, Brzezińska-Wójcik i in. 2010). Z kolei elewowanie i rotacja poszczególnych elementów w obrębie struktury zrębowej Roztocza względem siebie było interpretowane jako efekt podziału horstu na bloki i ich nierównomierne dźwiganie tektoniczne (Brzezińska-Wójcik 1997, 2013, Buraczyński red. 2002). Jednakże w świetle najnowszych badań nad tektoniką Roztocza taka interpretacja dźwigania całego horstu (czy raczej „horstu") Roztocza, które powodowało znaczne elewowanie poszczególnych jego segmentów (m.in. elewacja masywów Krągłego Goraja, czy Działu, pokrytych utworami miocenu), wydaje się zbyt uproszczona. Wyjaśnienia wymaga bowiem zarówno występowanie wzdłuż osi wału Roztocza naprzemiennie partii elewowanych i obniżanych (tego typu układ bloków występuje również skośnie, czy poprzecznie do osi wału), jak też obecność na Roztoczu iłów krakowieckich – utworu najmłodszego neogenu (sarmat-pannon), typowego dla basenowej części zapadliska przedkarpackiego (zob. Janiec, Czarnecka 2006). Zagadkowa jest również obecność na polskim Roztoczu tzw. wapieni z Radruża, wiązanych dotychczas z formacjami ewaporatowymi zapadliska (tzw. formacja z Radruża, odpowiednik wapienia ratyńskiego – Jasionowski 1997, zob. również Peryt, Kasprzyk 1992, Peryt, Peryt 1996, Buraczyński red. 2002, Peryt 2006).

Budowa geologiczna Roztocza w świetle dotychczasowych badań

Roztocze jest wydłużonym wałem morfologicznym o rozciągłości NW-SE, występującym (w segmencie polskim) pomiędzy krainami geograficznymi: Wyżyną Lubelską (na północy) a Kotliną Sandomierską (na południu). Stanowi ono pas wzniesień osiągających wysokości 300-400 m n.p.m., wyniesionych 100-150 m nad otaczające go obszary (ryc. 1). Wał Roztocza ma od strony południowo-zachodniej wyraźną krawędź morfologiczną o założeniach tektonicznych (Buraczyński red. 2002), wznoszącą się ponad obniżeniem Kotliny Sandomierskiej. Krawędź północnowschodnia wału jest mniej wyraźna, aczkolwiek także założona jest wzdłuż dyslokacji Rawa Ruska-Zamość (Buraczyński red. 2002; Brzezińska-Wójcik 2013; Dobrowolski i in. 2014).

Geologicznie obszar Roztocza przypisywany jest piętrom strukturalnym tworzącym dwie odrębne, zachodzące na siebie jednostki: synklinorium lubelskie (Karnkowski 2008), którego najmłodszą część sukcesji osadowej stanowią utwory kredowe (Pożaryski 1974, Świdrowska, 2007) oraz zapadlisko przedkarpackie wypełnione osadami neogenu, w którego brzeżnych partiach Roztocze się znajduje (Ney 1969, Oszczypko 2006, Wysocka 2006). Szczególnie w strefie krawędziowej wyniesionego wału Roztocza wzdłuż jego kontaktu z właściwym zapadliskiem przedkarpac-



Ryc. 1. Położenie Roztocza. Na rzucie ortogonalnym SRTM zwraca uwagę skośny przebieg linijnie rozwiniętych form rzeźby Roztocza (dolin, grzbietów) do kierunku strefy krawędziowej

kim (geograficznie: Kotliną Sandomierską), zachowały się płaty mioceńskich osadów litoralnych, często redeponowanych (Wysocka 2002, 2006, Jasionowski i in. 2012). Osady najmłodszych utworów zapadliska (wieku sarmat-pannon) pokrywały przy tym znaczną część synklinorium lubelskiego, sięgając daleko na północ poza obszar Roztocza (Turnau-Morawska 1949, Ney i in. 1974, Malinowski, Mojski 1978, Gąsiewicz i in. 2004). Współcześnie osady te tworzą odizolowane płaty występujące w rowach tektonicznych w okolicach Chełma i Lublina (Harasimiuk, Rutkowski

1972, Buraczyński, Wojtanowicz 1988). Z punktu widzenia facjalnego rozprzestrzenienia najmłodszych osadów, utwory zapadliska sięgnęły więc aż po linię Chełm-Lublin (Ney i in. 1974).

Tak więc wał Roztocza zbudowany jest ze skał górnej kredy: opok, gez oraz margli, tworzących niemal poziomo zalegający kompleks skalny (Leszczyński 2010). Na tym kompleksie występują płaty morskich osadów miocenu lokalnie podścielone limnicznymi utworami karpatu: piaskami i mułami z poziomami węgla brunatnego (burowegla) tzw. formacji z Trzydnika (ryc. 2) (Alexandrowicz i in. 1982, Kasiński, Piwocki 1994). Wśród osadów morskich dominują piaski, piaskowce, w stropie – różne typy wapienia o miąższości do kilkudziesięciu metrów. W zachodnich częściach regionu utwory te występują w wąskim pasie strefy krawędziowej, zaś ku SE tworzą bardziej rozległe i grubsze pokrywy (Ney 1969, Musiał 1987, Buraczyński red. 2002, Wysocka 2006). Jedynie bardzo lokalnie występuje na Roztoczu najmłodsze ogniwo, tzw. iły krakowieckie (Janiec, Czarnecka 2006). Według dotychczasowych poglądów krawędzie morfologiczne Roztocza są założone wzdłuż uskoków wyodrębniających horst (Buraczyński red. 2002).

Utwory kredowe i neogeńskie pokryte są płatami osadów czwartorzędowych: glin zwałowych, piasków rzecznych i rzecznolodowcowych, lessów oraz piasków eolicznych, namułów rzecznych, torfów i utworów zwietrzelinowo-stokowych (Superson 1993, Rzechowski, Superson 1998, Buraczyński red. 2002). Znaczny obszar Roztocza pokryty jest płatami plejstoceńskich lessów z charakterystyczną rzeźbą wąwozową (Maruszczak 1991, Buraczyński red. 2002). Typowa dla Roztocza jest również rzeźba eoliczna powstała w późnym plejstocenie, w tym liczne rozległe wydmy paraboliczne i wydłużone wały wydmowe (Buraczyński red. 2002). W wielu misach deflacyjnych rozwinęły się torfowiska porośnięte unikalną roślinnością bagienną (Bałaga 1998).

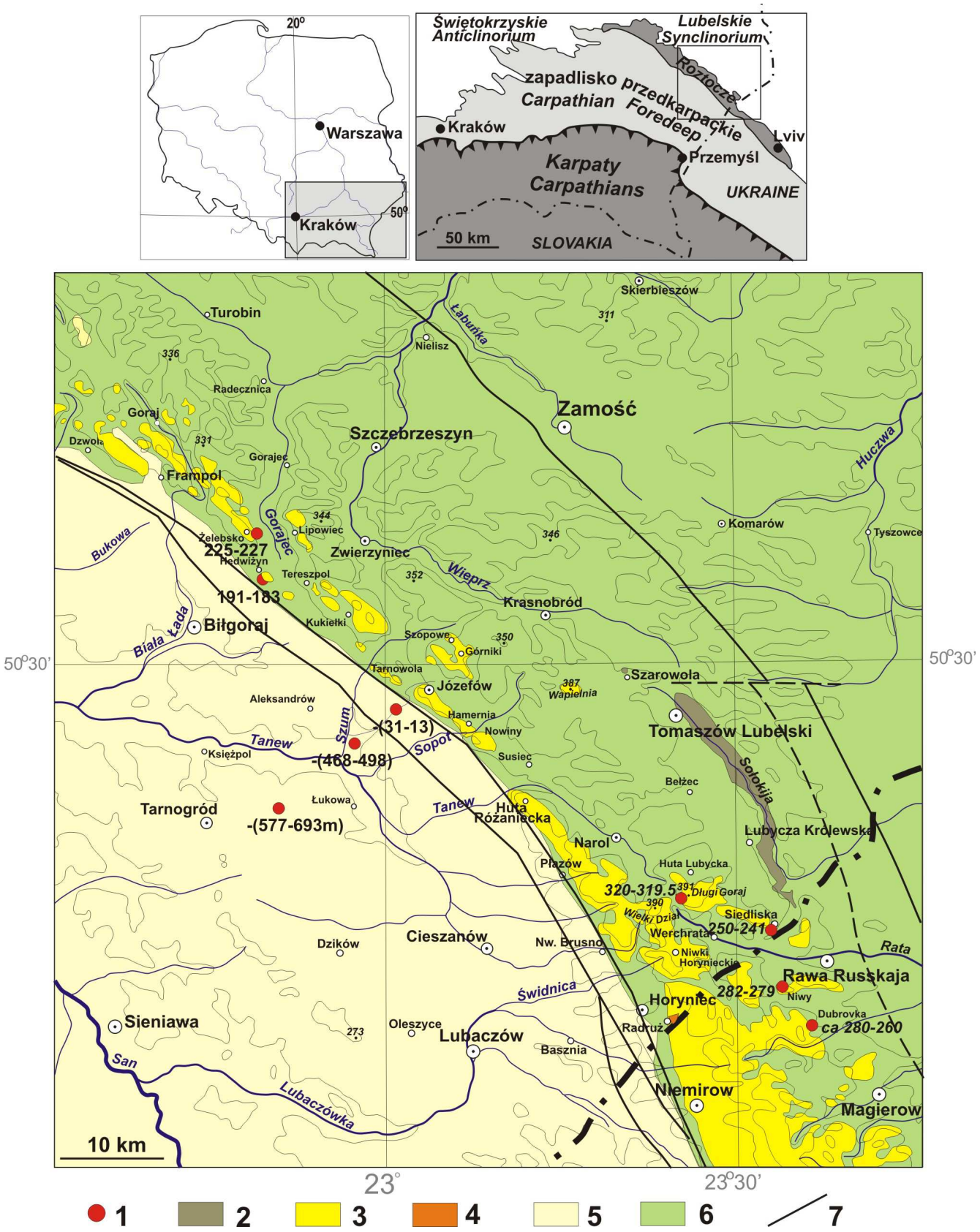
Roztocze charakteryzuje się urozmaiconą rzeźbą. Występują tu rozległe wierzchowiny oraz ostańcowe lub twardzielcowe wzniesienia zbudowane ze skał kredowych bądź neogeńskich (ryc. 1). W strefie krawędziowej Roztocza ciągnie się pas malowniczych, odizolowanych wzgórz, niekiedy o charakterze gór stołowych (Buraczyński red. 2002). Charakterystyczne dla krawędziowej strefy Roztocza są przełomowe doliny rzeczne głęboko wcięte i wykazujące znaczne spadki (Brzezińska–Wójcik 1997, 1999, 2002, 2013).

Materiał i metody

Analizę elementów tektonicznych polskiej części Roztocza wykonano w oparciu o pomiary położenia warstw, płaszczyzn spękań i uskoków w utworach skonsolidowanych wieku kredowego (margle, opoki, gezy) i mioceńskiego (wapienie, piaskowce, mułowce) (Jankowski, Margielewski 2014b). Wykonano łącznie ponad 1500 pomiarów płaszczyzn nieciągłości (z dokładnością do 2^{o}), które zestawiono na diagramach kierunkowych (róża spękań) i konturowych (projekcja równopowierzchniowa biegunów na dolną półkulę). Stanowiska pomiarowe są generalnie zgrupowane linijnie w strefie krawędziowej Roztocza, w mniejszym stopniu występują w środkowej części jego struktury zrębowej. Zespoły spękań ciosowych (L; T; D_1; D_2) przyjęto za: Mastella i in. 1997)

Zasięg utworów kredowych i mioceńskich wyznaczono w oparciu o arkusze Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1: 50 000 obszaru Roztocza (Popielski 1996, 2000, Kurkowski1996, Kwapisz 1998a), częściowo zaś w oparciu o własne prace kartograficzne (Krąpiec i in. 2011). W oparciu o mapy i objaśnienia do nich, jak również badania własne, ustalono zasięg głębokościowy limnicznej formacji burowęglowej, poprzedzającej transgresję dolnobadeńską na obszar zapadliska będącej swoistym poziomem korelacyjnym (Siemiradzki 1923, Popielski 1995, 1996, Kurkowski 1994, 1996, Kwapisz 1998a, b, Krąpiec i in. 2011).

Czas depozycji utworów węglanowych strefy krawędziowej określono na podstawie analizy mikropaleontologicznej (głównie w oparciu o nanoplankton) wkładek osadów pelitycznych (równoczasowych z fazą sedymentacji) występujących w obrębie skał organodetrytycznych utworzonych bezsprzecznie z materiału redeponowanego. Bieżące analizy mikropaleontologiczne wykonała dr M. Garecka z Oddziału Karpackiego PIG-PIB.



Ryc. 2. Uproszczona mapa geologiczna Roztocza Środkowego i Wschodniego, z zaznaczonym zróżnicowaniem występowania poziomu burowęgli (piętro karpatu) (mapa wg kompilacji Buraczyńskiego red. 2002; Wysockiej, 2006, zmieniona: Jankowski, Margielewski, 2014b). Objaśnienia sygnatur: 1 – występowanie poziomu burowęgli na Roztoczu i w zapadlisku (z podaniem w metrach wysokości bezwzględnej w stosunku do poziomu morza); 2 – utwory eocenu na Roztoczu (Buraczyński red. 2002); 3 – mioceńskie utwory piaszczyste i węglanowe (nierozdzielone); 4 – wapienie z Radruża; 5 – utwory miocenu zapadliska przedkarpackiego; 6 – utwory węglanowo-krzemionkowe wieku kredowego; 7 – strefy dyslokacyjne obramowujące Roztocze wg: Buraczyński red. 2002; Oszczypko 2006, Wysocka 2006).

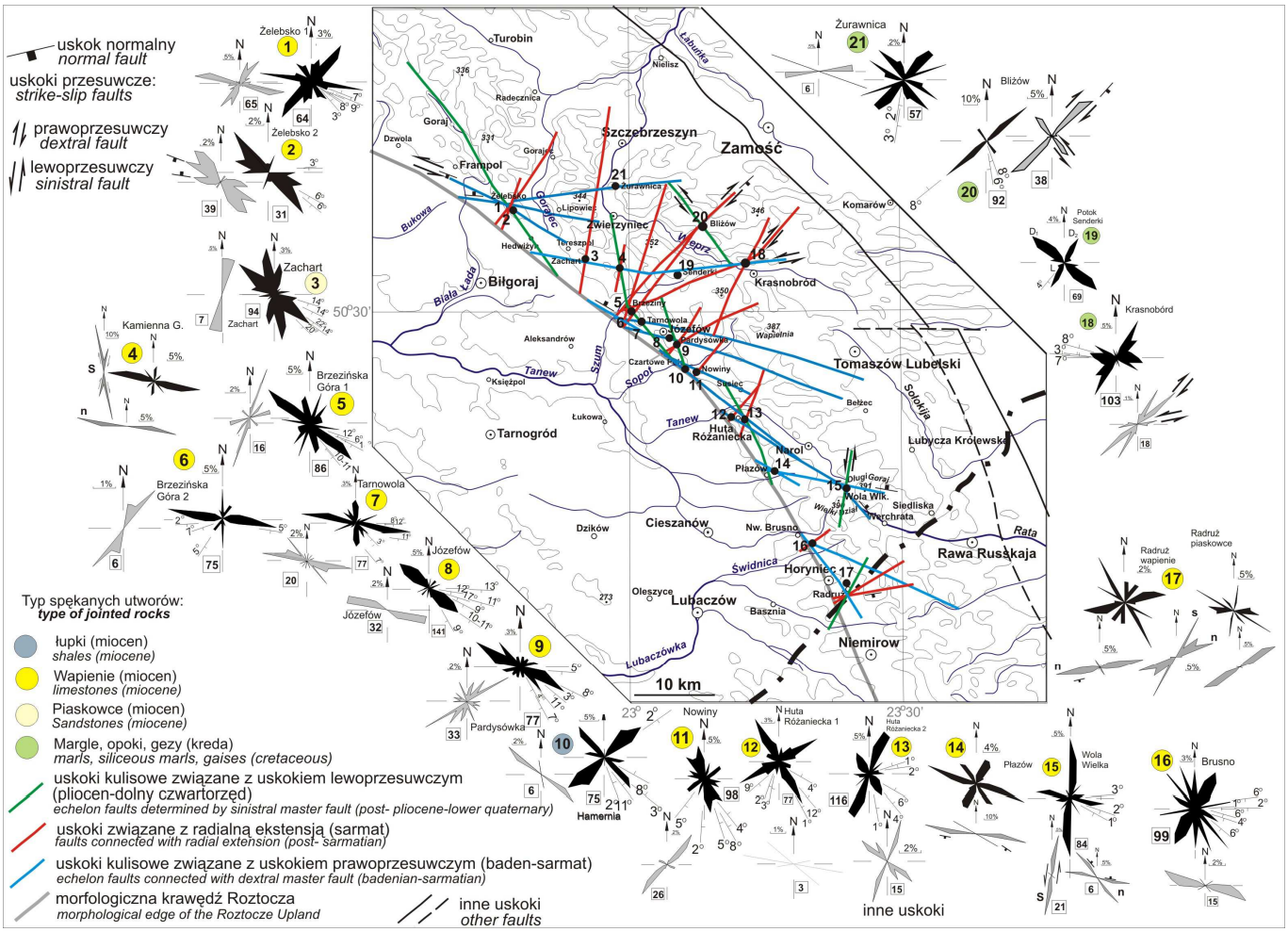
Występowanie formacji burowęglowej (formacja z Trzydnika) na Roztoczu i jego przedpolu

Roztocze stanowi brzeżną część zapadliska przedkarpackiego, którego najmłodsze osady (wieku sarmat-pannon) sięgały daleko na przedpole Roztocza – aż po dzisiejszy rejon Lublina i Chełma Lubelskiego (Ney i in. 1974, Gąsiewicz i in. 2004). Ewolucję struktury Roztocza, wyniesionej tektonicznie, należy więc wiązać z poszczególnymi etapami rozwoju przedpola Karpat (zapadliska przedkarpackiego) od schyłku dolnego miocenu, czyli piętra otnang/karpat (Oszczypko, 1996; 2006). Każdy z tych etapów rozwoju zapadliska odzwierciedlił się w zapisie tektoniczno-facjalnym tego charakterystycznego wału morfologicznego.

Dolnobadeńską transgresję morską na obszar zapadliska przedkarpackiego poprzedziła sedymentacja limniczna. W dolnym miocenie (karpat) na obszarze dzisiejszego zapadliska przedkarpackiego, dominowała sedymentacja lądowa. W zachodniej części basenu zapadliska osadzane były warstwy dębowieckie (Tołwiński 1950, Moryc 1989). W jego północno-wschodniej, brzeżnej części, w obrębie tzw. bruzdy przyświętokrzysko-roztoczańskiej (Kubica 2004), w warunkach limnicznych, były deponowane osady formacji z Trzydnika, tj. piaski, iły z wkładkami osadów organicznych (Alexandrowicz i in. 1982, Kasiński, Piwocki 1994, Oszczypko 2006). Akumulacja ta doprowadziła w efekcie do powstania pokładów lignitów, tzw. burowęgli (węgiel brunatny), eksploatowanych m.in. w Dąbrówce koło Rawy Ruskiej, czy Glińsku koło Żółkwi w ukraińskiej części Roztocza (Łomnicki 1897, Siemiradzki 1923). Część akumulowanego wówczas drewna uległa sylifikacji, kilkakrotnej redepozycji i rozprzestrzenieniu po całym obszarze Roztocza wskutek różnych procesów egzogenicznych (Maruszczak 2001, Kłusek 2006, Krąpiec i in. 2011, 2012). Oprócz zagłębień erozyjnych w podłożu przedmioceńskim, facja osadów limnicznych karpatu była deponowana w obrębie słabo zróżnicowanego wysokościowo poziomu morfologicznego. Współcześnie jednak burowęgle karpatu występują na rożnych wysokościach/głębokościach i to zarówno na obszarze określanym tradycyjnie jako zapadliska przedkarpackie, jak też na Roztoczu: tak w jego strefie krawędziowej, jak wewnątrz wału Roztocza (ryc. 2). W zapadlisku utwory formacji burowęglowej nawiercono na głębokości około 250 m (31-13 m poniżej poziomu morza) w niedalekim sąsiedztwie strefy krawędziowej Roztocza (ok. 5 km na SW od Józefowa), zaś głębokość występowania tej formacji znacznie wzrasta w zapadlisku ku SW i już około 12 km na SW od Józefowa wynosi ok. 663-693 m poniżej powierzchni terenu (468-498 m ppm), zaś w rejonie pomiędzy Łukową i Tarnogrodem utwory te stwierdzono wierceniami na głębokości około 900 m (577-693 m ppm) (Kurkowski 1994, 1996, Kwapisz 1998a, b) (ryc. 2). Warto dodać, że węgle brunatne przeławicające mułowce nawiercone w otworze Łukowa 4 na głębokości 806-812 m przypisano na podstawie analiz palinologicznych do oligocenu (Myśliwiec, Śmist 2006).

Także w strefie krawędziowej Roztocza występowanie poziomu burowęgli charakteryzuje się znacznym zróżnicowaniem wysokościowym. W rejonie Kajetanówki (w pobliżu Żelebska) natrafiano na niego w trakcie kopania studni na głębokości 3-5 m (225-227 m npm), zaś w rejonie Hedwiżyna nawiercono go na głębokości około 50 m (191-183 m npm) (Popielski 1995). Ku południowemu wschodowi poziom burowęgli występuje w wewnętrznych partiach struktury tektonicznej Roztocza: na stokach masywu Krągłego Goraja (390 m npm) poziom lignitów został nawiercony na głębokości około 40 m (320-319 m npm), zaś w Siedliskach w dolinie potoku Prutnik, osady karpatu z węglem brunatnym o limnicznej genezie i wieku potwierdzonymi analizą palinologiczną, nawiercono na głębokości 10-19 m (250-241 m npm) (Krąpiec i in. 2011). W rejonie Rawy Ruskiej (już w ukraińskiej części Roztocza), węgle brunatne będące przedmiotem eksploatacji w Niwach, czy Dąbrówce, występują w obrębie północno-wschodnich części wału Roztocza niemal na powierzchni terenu (270-280 m npm) (Łom-

Ryc. 3. Hałda po eksploatacji węgla brunatnego z fragmentami skrzemieniałego drewna (skała płona). Dąbrówka koło Rawy Ruskiej. Fot. W. Margielewski.



Ryc. 4. Przebieg nieciągłości tektonicznych (uskoki, spękania) w obrębie skał Roztocza, na diagramach kierunkowych: czarne – spękania, z położeniem warstw, szare: uskoki. W kwadratach podano ilość pomiarów (za: Jankowski, Margielewski 2014b).

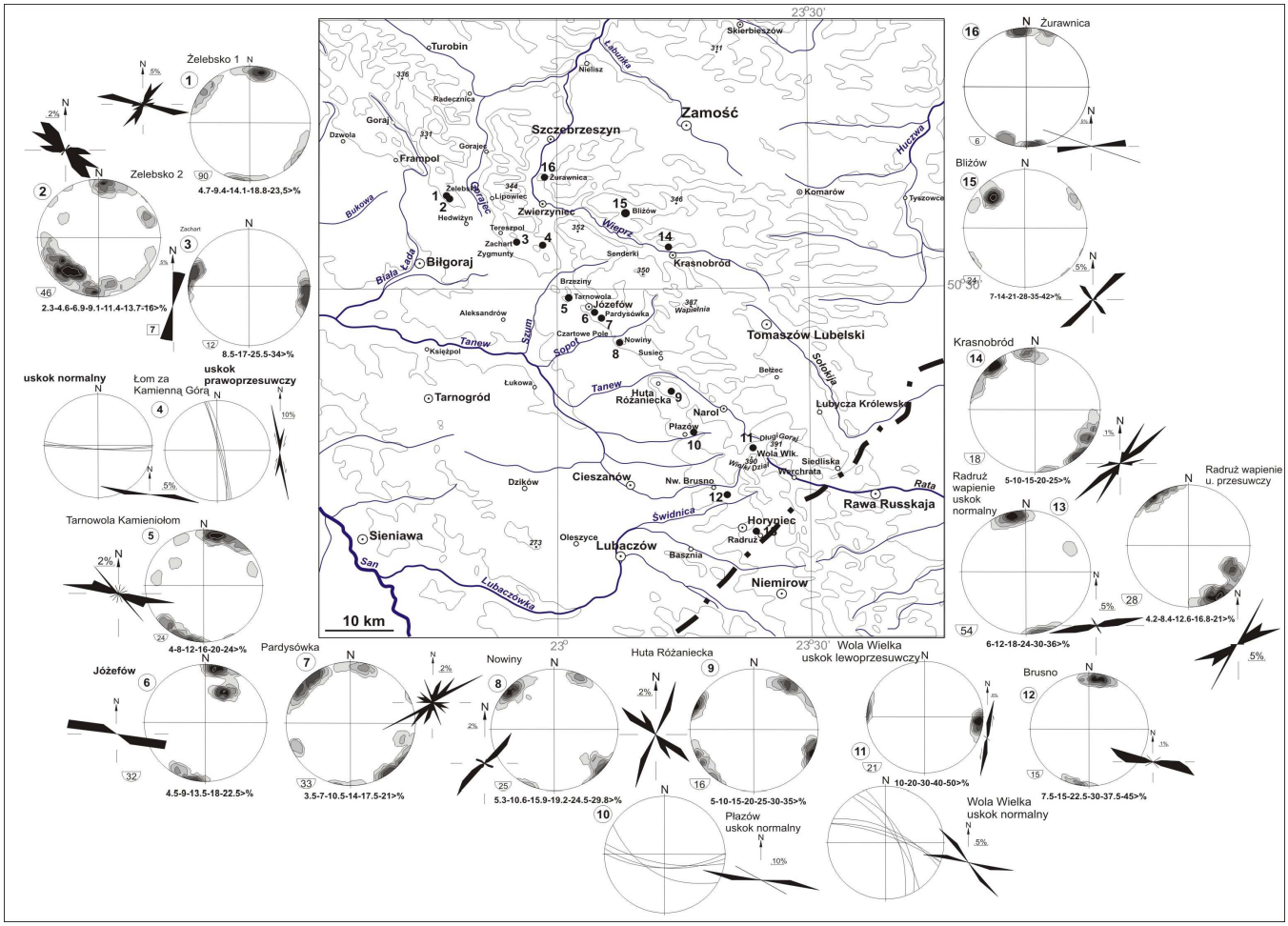
nicki 1897, Siemiradzki 1923) (ryc. 2; 3). W Glińsku koło Żółkwi, gdzie eksploatowano niegdyś burowęgle występujące niemal na powierzchni, ich stanowisko występuje już w obrębie NE krawędzi Roztocza.

Tak więc proces formowania (ściślej: wypiętrzania) wału Roztocza z pewnością nastąpił nie wcześniej niż po karpacie. Współczesne zróżnicowanie wysokościowe poziomów z burowęglem w obrębie Roztocza, wskazuje ponadto na naprzemienne elewowanie i obniżanie poszczególnych części (bloków) struktury zrębowej zarówno wzdłuż strefy krawędziowej, jak również poprzecznie lub skośnie do osi wału Roztocza (ryc. 2).

Tektonika Roztocza w świetle analizy uskoków i spękań

Analiza kierunków nieciągłości tektonicznych (spękań, uskoków) pomierzonych w obrębie różnych utworów wieku kredowego (margle, opoki, gezy) i neogeńskiego (wapienie, piaskowce, iłowce) występujących w ponad 20 stanowiskach zlokalizowanych w różnych miejscach Roztocza, wskazuje na znaczne zróżnicowanie kierunków, niezależnie od wieku skał, w obrębie których je pomierzono (ryc. 4 – stanowiska 1-21). Niewątpliwie najbardziej charakterystyczny jest przebieg uskoków rozpoznanych i pomierzonych w obrębie utworów mioceńskich strefy krawędziowej. Kierunki stanowią tu trzy zespoły o różnym przebiegu w stosunku do kierunku dotychczas wydzielanej głównej strefy dyslokacyjnej (tzw. uskoku roztoczańskiego – *Roztocze Fault Zone* – Jarosiński i in. 2009) o orientacyjnym przebiegu około 300°, obramowującej Roztocze od południa. Dwa z tych zespołów są ułożone kulisowo w stosunku do krawędzi morfologicznej Roztocza, jeden zaś – radialnie (zespół o zmiennych kierunkach 10°; 40°; 80°) (ryc. 4). Może to świadczyć o co najmniej trzech etapach tektogenezy Roztocza związanej z uskokami przesuwczymi (prawo i lewoprzesuwczymi) oraz z etapem ekstensji radialnej.

Szczególnie wyraźnie etapy te są widoczne w rozległych kompleksach wapieni mioceńskich

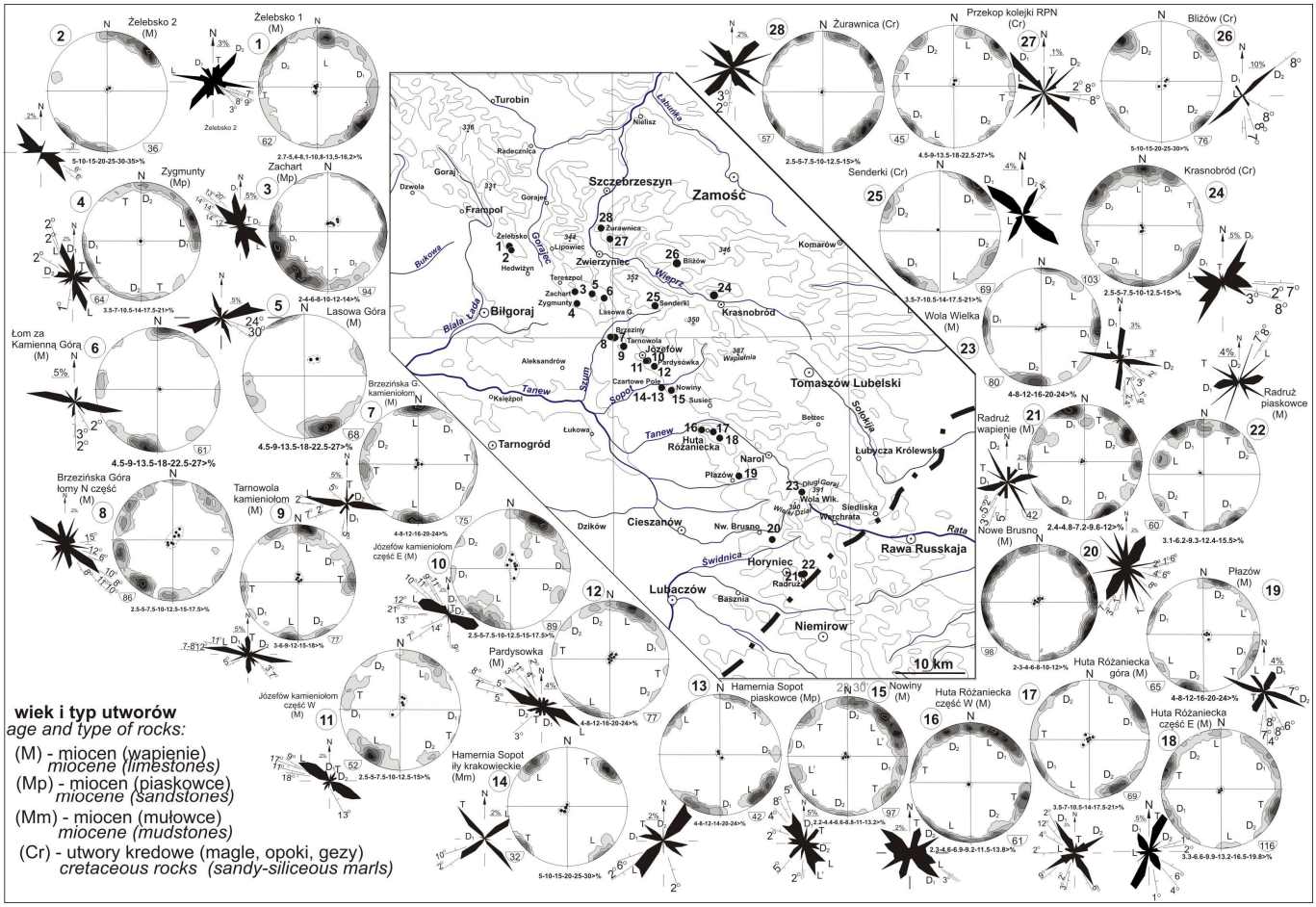


Ryc. 5. Położenie płaszczyzn uskoków w obrębie skał Roztocza, na diagramach kierunkowych i konturowych (projekcja równopowierzchniowa biegunów na dolną półkulę (obok diagramów zaznaczono ilość pomiarów i wartość poziomic) Część płaszczyzn uskoków jest prezentowana na diagramach kołowych (projekcja na dolną półkulę) (Jankowski, Margielewski 2014b).

Żelebska (główny masyw: Żelebsko 1), Tarnowoli, Józefowa, czy Brusna (ryc. 4 – stanowiska: 1, 11, 12, 19). Jest interesujące, że ogólny kierunek przebiegu krawędzi morfologicznej Roztocza stosunkowo rzadko nawiązuje do przebiegu którejś z dyslokacji (ryc. 4 – stan. 2; 10), częściej zaś do kierunku zespołu spękań podłużnych (L) (ryc. 4).

Analiza położenia powierzchni płaszczyzn uskoków wskazuje, że z nielicznymi wyjątkami, dyslokacje o przebiegu kulisowym w stosunku do krawędzi Roztocza są wysokokątowymi uskokami o płaszczyznach często nieznacznie nachylonych ku SW. Jako, że ze względu na charakter utworów (głównie biokalkarenity), z nielicznymi wyjątkami nie zachowały się rysy ślizgowe lub tektoglify na powierzchniach uskoków, trudno jest jednoznacznie wskazać na typ dyslokacji, szczególnie, gdy były one reaktywowane (ryc. 4; 5). Jednakże wysokokątowy charakter płaszczyzn uskoków, ich kulisowy układ przypominający w mezoskali strukturę tzw. końskiego ogona (*horse tail*) wskazuje, że jest to szereg uskoków przesuwczych rozległej struktury kwiatowej o charakterze regionalnym, stowarzyszonej z przesuwczą strefą dysloka-cyjną. Część tych dyslokacji mogła zostać reaktywowana jako uskoki normalne (inwersyjne lub/i zrzutowe) w kolejnych etapach rozwoju tektonicznego Roztocza.

W tym aspekcie interesujący jest również przestrzenny rozkład płaszczyzn poszczególnych zespołów spękań ciosowych w skonsolidowanych utworach budujących Roztocze (tu: cios rozumiany jako powtarzalne kierunki spękań – Dadlez, Jaroszewski 1994, zespoły ciosu: za Mastellą i in. 1997). Zmienność orientacji przestrzennej części płaszczyzn spękań prezentowanych na diagramach (ryc. 6) potwierdza sugerowaną wcześniej (Jaroszewski 1977; Buraczyński red. 2002) wzajemną rotację wokół osi poziomej, poszczególnych bloków budujących „horst", które mają charakter wstecznego obalenia (*rotation*) (ryc. 6: relacje pomiędzy spękaniami w stanowiskach 3-4; 6-8; 9-10; 9-11; 12-13), jak również typu przechył (*toppling*) (ryc. 6 – stanowiska 1-2, 6-9). Tego typu



Ryc. 6. Położenie płaszczyzn spękań w obrębie skał Roztocza, na diagramach kierunkowych i konturowych (objaśnienia – zob. ryc. 5).; Przestrzenne położenie warstw na diagramach punktowych (projekcja na dolną półkulę) (Jankowski, Margielewski, 2014b).

relacje przestrzenne tektonicznych powierzchni nieciągłości, wskazują na powszechność wykazywanych wcześniej (Jaroszewski, 1977) antytetycznych przemieszczeń blokowych w strefie krawędziowej obramującej Roztocze od SW (ryc. 4 – diagramy: 1-2; ryc. 6 – diagramy: 1-2, 3-4, 5-6, 7-8, 10-11, 16-17). Przemieszczenia antytetyczne są dobrze widoczne m. in. pomiędzy wschodnią i zachodnią częścią masywu kalkarenitowego odsłaniającego się w kamieniołomie w Józefowie (ryc. 6 – diagramy 10-11). Rotacja zaznacza się także w skałach podłoża kredowego (ryc. 6 – diagramy: 25-26 i 24-26), jest dobrze widoczna choćby w kamieniołomie w Bliżowie (ryc. 7). Bardzo istotną dla dalszych interpretacji, jest jednak powszechnie obserwowana rotacja poszczególnych bloków wokół osi pionowej, obserwowana w utworach występujących w sąsiadujących niekiedy stanowiskach (ryc. 6 – stanowiska 1-2, 5-7, 6-7, 16-17). Tego typu zjawisko mogło być efektem tworzenia asocjacji związanych z uskokami przesuwczymi: struktur typu koński ogon i struktura kwiatowa (ryc. 8 A, B). Związek rozwoju spękań ciosowych z formowaniem się uskoków normalnych o kierunkach replikowanych przez cios (zob. Brzezińska-Wójcik, Rauch 2013), mogą potwierdzać kierunki nieciągłości jedynie w niektórych stanowiskach, gdzie rozciągłość płaszczyzn ciosowych jest równoległa do płaszczyzn uskoków (ryc. 3 – stanowiska: 2, 4, 7, 13, 20). W części z nich kierunki uskoków i spękań nie są jednak równoległe (ryc. 3 – stan. 5, 8, 9, 16, 18), co wskazuje na bardziej złożoną genezę ciosu, mogącą mieć związek z rozbudową struktury kwiatowej, formowanej z udziałem składowej przesuwczej.

Układ stref uskokowych i spękań, sugeruje więc geometrię całego Roztocza jako wielkoskalowej struktury kwiatowej o zasięgu regionalnym, głęboko zakorzenionej w podłożu, sięgającej zapewne tzw. strefy Teiseyre'a-Tornquista (szwu transeuropejskiego *Trans-European Suture Zone TESZ* – Królikowski i in. 1996; Grad i in. 1999, Guterch i in. 1999). Podobną geometrią charakteryzują się także inne obszary występujące wzdłuż strefy *TESZ*, m. in. sąsiadujące z Roztoczem Góry Świętokrzyskie które są wyniesioną strukturą

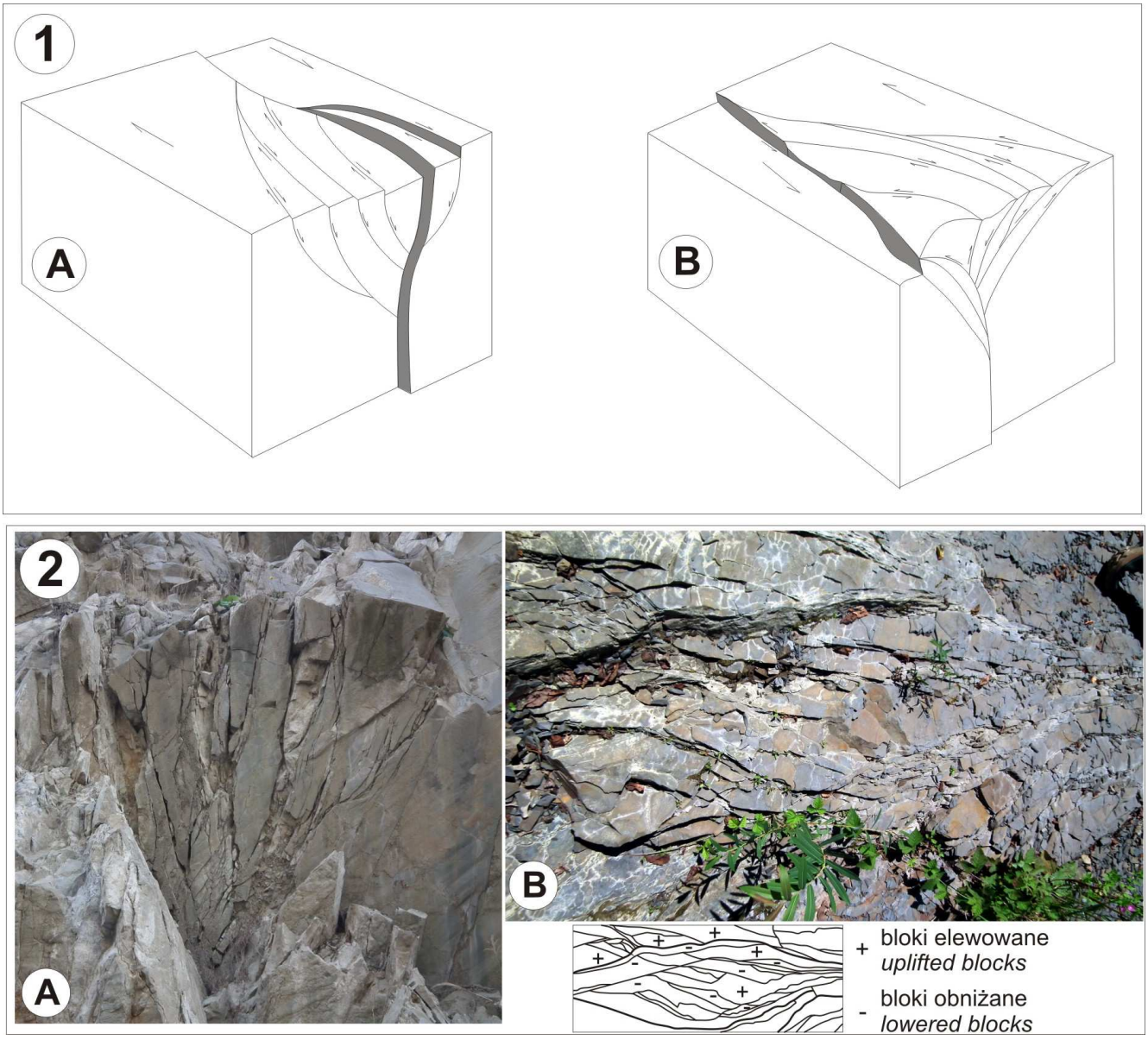
kwiatową, reaktywowaną na etapie kolapsu grawitacyjnego doskonale odzwierciedlonego w Karpatach (zob. Mazzoli i in. 2010, Jankowski, Probulski 2011, Jankowski, Margielewski 2014a, b).

Ryc. 7. Struktura kwiatowa (*flower structure*) stowarzyszona z asocjacją usków przesuwczych w utworach kredowych. Kamieniołom w Bliżowie (fot. W. Margielewski).

Proces tworzenia struktur kwiatowych jest powszechny w całych Karpatach, nie tylko na ich przedpolu. Potężne strefy przesuwcze, podkreślone melanżami tektonicznymi, występują wzdłuż północnej i południowej krawędzi centralnej depresji karpackiej (Jankowski, Margielewski 2014a). Również pieniński pas skałkowy, wzdłuż którego nastąpiła lewoskrętna rotacja Karpat wewnętrznych w stosunku do zewnętrznych o 50^{o} (Marton i in. 2013) ma charakter struktury kwiatowej (Plasenka, Mikus 2010). W jej obręb zostały wciągnięte także elementy deponowane głównie w strefie magurskiej (górna kreda-eocen) i młodszej pokrywy osadowej wspólnej dla rozległego obszaru Karpat (m.in. warstwy malcowskie), tworząc tzw. jednostkę Grajcarka (zdeformowaną w miocenie), uważaną dotychczas za utwory sukcesji magurskiej wchodzące w skład pienińskiego pasa skałkowego (Birkenmajer 1986, 1992). Bieżące badania autorów wykazały, że jednostka Grajcarka jest jednak zdeformowanym tektonicznie (w strefie przy uskoku przesuwczym) elementem składającym się z górnokredowo-mioceńskiej sukcesji osadowej „wciągniętym" w strukturę kwiatową Pienin i zdeformowaną wspólnie z elementami „pienińskimi" – starszymi od wymienionej wyżej sukcesji osadowej. Od południa strefę melanżu pienińskiego ogranicza uskok normalny związany z etapem ekstensyjnego rozpadu Karpat (kolapsu grawitacyjnego).

Najnowsze badania autorów wykazały, że podobny charakter strukturalny ma także jednostka zgłobicka występująca na kontakcie głównego nasunięcia Karpat na miocen przedpola. Miocen allochtoniczny w trakcie formowania uskoków przesuwczych u czoła Karpat został zdeformowany razem z elementami czoła Karpat i „wciągnięty" w charakterystyczną strukturę kwiatową rozwiniętą u brzegu nasunięcia Karpat na przedpole. Charakterystyczne dla strefy uskoku przesuwczego obniżone obszary tworzą tzw. zatoki w brzeżnej części Karpat. Powszechność występowania struktur kwiatowych w obrębie Karpat, stwarza istotne problemy przy tworzeniu przekrojów zbilansowanych, tym bardziej, że dotychczas nie uwzględniano ich w tego typu rekonstrukcjach (np. Gągała et al. 2012).

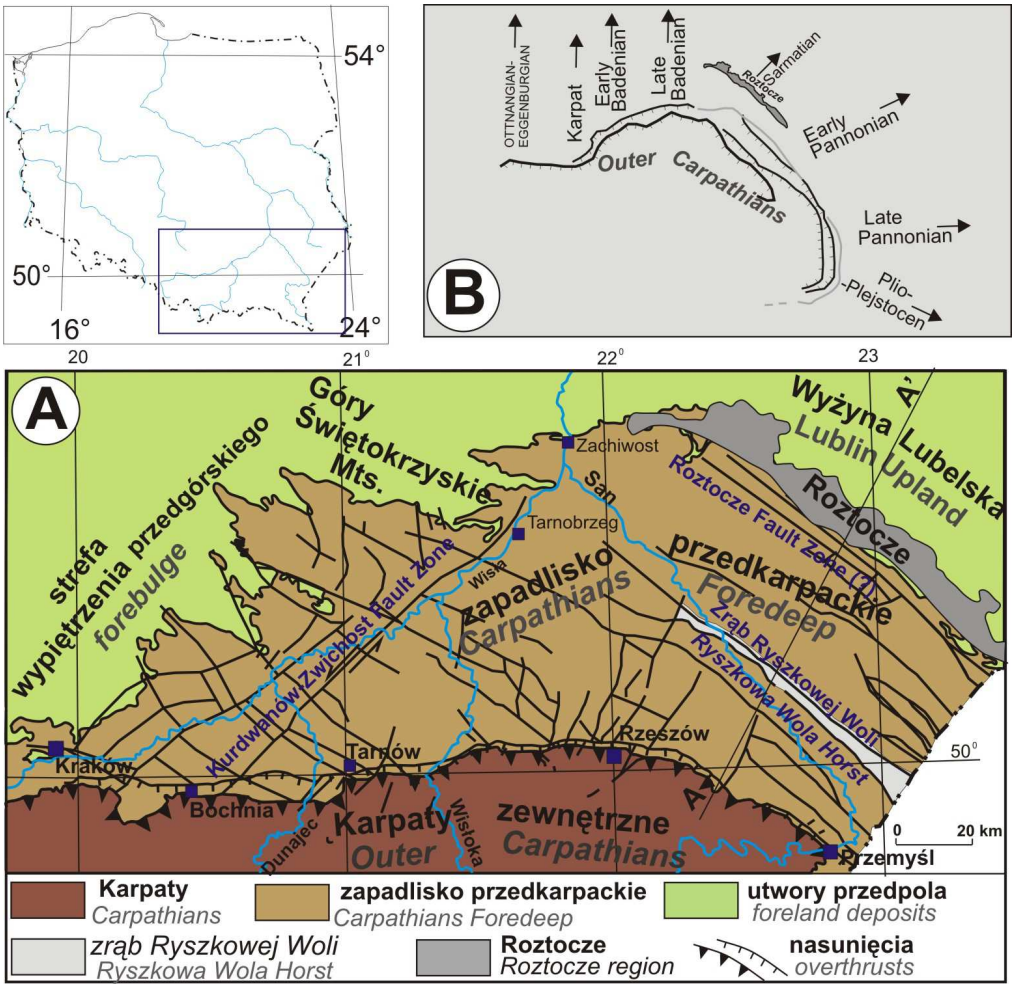
O możliwości wystąpienia struktury kwiatowej w „roztoczańskiej" części regionu lubelskiego wspominał już Żelichowski (1987). Podobnie też interpretować można dobrze rozpoznany wierceniami i badaniami geofizycznymi rejon horstu Ryszkowej Woli występujący na SW od Roztocza w obrębie zapadliska (ryc. 9A), gdzie stwierdzono struktury naduskokowe (dyslokacje ułożone kulisowo) stowarzyszone z uskokiem przesuwczo-inwersyjnym obramującym zrąb Ryszkowej Woli od południa (Krzywiec i in. 2005, Nescieruk i in. 2007). Sąsiadujące ze sobą zrąb Ryszkowej Woli i rów Wielkich Oczu można interpretować jako elementy większej struktury o typie *flower structure*, związanej z uskokiem (a raczej systemem uskoków rozległej dyslokacji rowu Wielkich Oczu) uważanym według jednych koncepcji za prawoprzesuwczy (Krzywiec 1999; Jarosiński i in. 2009), według innych zaś, jako lewoprzesuwczy (Krzywiec i in. 2005; Nescieruk i in. 2007). Charakterystyczne wyniesienie zrębowe Ryszkowej Woli może wskazywać, że struktura ta jest prawdopodobnie odziedziczona po etapie migracji wypiętrzenia przedgórskiego (*forebulge*)



Ryc. 8. Struktura kwiatowa (*flower structure*): model ilustrujący formowanie się wyniesionej struktury Roztocza. 1 – model tworzenia struktur kwiatowych stowarzyszonych z uskokiem przesuwczym: A – struktura negatywna (tulipanowa); B – struktura pozytywna (palmowa)(wg Dadleza i Jaroszewskiego 1994). 2 – przykład struktur kwiatowych w mezoskali: A – przekrój poprzeczny przez strukturę kwiatową formowaną przez uskok prawoprzesuwczy (piaskowce magurskie, kamieniołom w Wierchomli, Beskid Sądecki); B – przykład górnej powierzchni struktury kwiatowej z elementami obniżanymi i elewowanymi (margle podcergowskie, Lipowica, Beskid Niski, koryto Jasiołki) (Jankowski, Margielewski 2014b).

związanego z nasuwaniem górotworu Karpat, z charakterystycznym układem depocentrów rozwiniętych na przedpolach tego wypiętrzenia (ryc. 9A, 10A)(DeCelles, Giles 1996). Zrąb Ryszkowej Woli mógł być strukturą wypiętrzenia przedgórskiego starszą od Roztocza i współcześnie pogrążoną wskutek nacisku Karpat na podłoże oraz pogrzebaną pod osadami zapadliska (ryc. 9A; 10A). Jednakże przez pewien czas, w stosunku do zrębu Ryszkowej Woli (tworzącego wówczas strukturę wyniesienia przedgórskiego), obszar dzisiejszego Roztocza mógł znajdować się w strefie osadowej poza wypiętrzeniem przedgórskim (*back-bulge depozone)* (ryc. 10B). Wówczas to, wskutek transgresji morskiej we wczesnym badenie, w ówczesnej jeszcze strefie *back-bulge depozone* na obszarze dzisiejszego Roztocza, następowała depozycja utworów piaszczystych (piaski glaukonitowe i kwarcowe) redeponowanych z występujących tu powszechnie utworów piaszczystych eocenu, jak również utworów pylastych (muły morskie) (Krąpiec i in. 2011). W późniejszym okresie zostały one częściowo usunięte (zachowały się w formie płatów), podczas migracji wału *forebulge* ku NE, kiedy to właśnie Roztocze zaczęło spełniać rolę wypiętrzenia przedgórskiego formowanego na

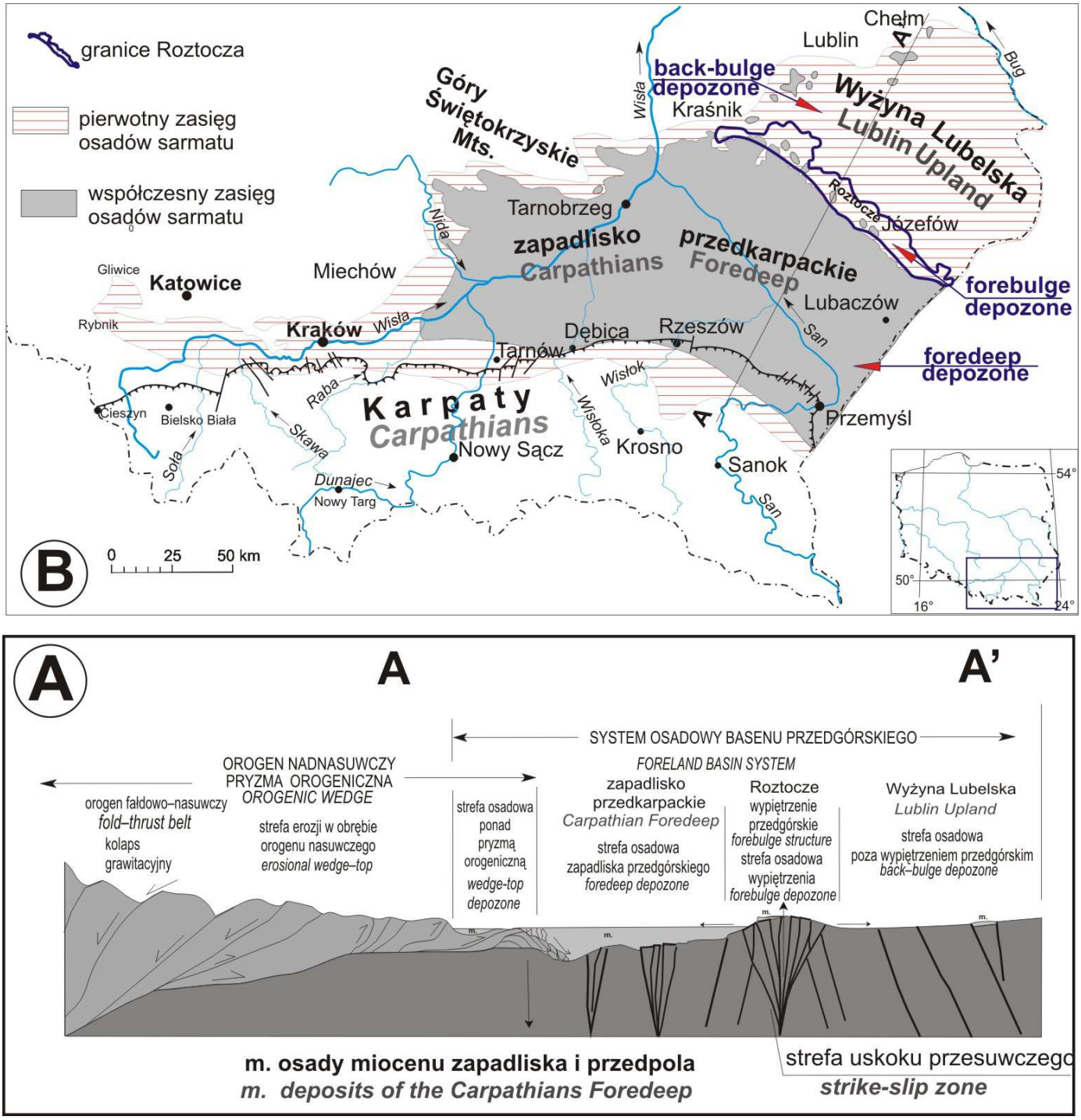
przedpolu Karpat lub zostały przykryte przez płytkowodne utwory węglanowe, deponowane w rozwiniętej wówczas na obszarze Roztocza strefie osadowej ponad wypiętrzeniem przedgórskim (*forebulge depozone)* (ryc. 10). Migracji wypiętrzenia przedgórskiego na obszar Roztocza, towarzyszyło także przemieszczenie strefy osadowej poza wypiętrzeniem przedgórskim (*backbulge depozone*), której pozostałości osadów sarmackich występują współcześnie aż w rejonie Chełma i Lublina, dokąd sięgały wówczas utwory określające zasięg morza sarmackiego związanego z zapadliskiem (ryc. 10B) (por. Ney i in. 1974, Buraczyński, Harasimiuk 1988).



Ryc. 9. Relacja przestrzenna Karpat i zapadliska przedkarpackiego z wyniesioną strukturą Roztocza, do struktur przedpola (A) (za Oszczypko 2006).Uskoki obrzeżające zapadlisko i pozycja zrębu Ryszkowej Woli, za: Rauch 2009). Powyżej (B) zmiany kierunku nasuwania Karpat zewnętrznych w czasie (wg Royden, Baldi 1988)

Lewoprzesuwczość uskoku obramującego zrąb Ryszkowej Woli (sugerowana przez Krzywca i in. 2005) jest odmienna w stosunku do pierwotnego, głównego kierunku nasuwczego Karpat (i zapadliska) generalnie ku północy w badenie, czy ku NE w sarmacie (Royden, Baldi 1988, Jarosiński i in. 2009) (ryc. 9 A). Mogła być ona jednak stowarzyszona ze zmianą kierunków transportu tektonicznego Karpat ku SE w pliocenie i dolnym czwartorzędzie (Royden, Baldi 1988) (ryc. 9 B). Zmiana kierunku transportu tektonicznego mogła wówczas spowodować reaktywację pierwotnie prawoprzesuwczej dyslokacji (*Roztocze Fault Zone* – Jarosiński i in. 2009) na uskok lewoprzesuwczy. Tego typu reorientację naprężeń w tym regionie sugerował wcześniej Jaroszewski (1977), wiążąc składową poziomą pola naprężeń z „szariażową fazą ruchów wschodniokarpackich".

Istotną kwestią wymagającą wyjaśnienia, jest przebieg i charakter uskoków obramujących wał Roztocza od SW i NE. Dotychczas były one w literaturze wiązane z reaktywacją starszych, niekiedy głęboko zakorzenionych dyslokacji (Ney 1969, Pożaryski 1974, Buraczyński red. 2002, Brzezińska – Wójcik 2013, Dobrowolski i in. 2014). Jak już wspomniano, według niektórych autorów południowa dyslokacja tworzy wręcz strefę uskokową (*Roztocze Fault Zone* - Jarosiński i in. 2009). Tymczasem charakter struktury kwiatowej stowarzyszonej z uskokiem przesuwczym wyklucza możliwość istnienia zespołu dyslokacji obramujących klasyczny zrąb *sensu stricto*, którym Roztocze tak naprawdę nie jest (stąd autorzy używają sformułowania: struktura zrębowa). Struktura kwiatowa jest bowiem zespołem bloków o szczególnej geometrii, porozdzielanych szeregiem dyslokacji, jednakże cała struktura powstała generalnie wzdłuż jednej, głęboko zakorzenionej strefy dyslokacyjnej o charakterze *master fault* (ryc. 8) odziedziczonej najpewniej po starszych etapach górotwórczych (i w tym aspekcie odwzorowuje uskoki głębokiego podłoża), której rzeczywisty przebieg mogą ustalić badania sejsmiczne. Strefa krawędziowa (niekiedy są to nawet dwie krawędzie: wewnętrzna i zewnętrzna – Buraczyński red. 2002) mająca



Ryc. 10. Pozycja Roztocza (jako struktury *forebulge*) w systemie depozycyjnym zapadliska przedkarpackiego. Interakcja pomiędzy formowaniem struktur kwiatowych stowarzyszonych z uskokami przesuwczymi, a formowaniem wypiętrzenia przedgórskiego (forebulge) związanego z nasuwaniem się górotworu Karpat na przedpole, dzielącego basen na poszczególne strefy osadowe (wg schematu: DeCelles, Giles 1996 i Krzywca 2006, uzupełniony i zmieniony :Jankowski, Margielewski, 2014b). Zasięg utworów sarmatu wg Gąsiewicz i in. 2004.

charakter progu morfologicznego, nie jest ponadto na Roztoczu ciągła. Często jest tu ona rozfragmentowana kulisowo ułożonymi strefami nieciągłości, niekiedy zanika (m.in. pomiędzy Nowinami i doliną Tanwi) lub jest spłaszczona (rejon Horyniec-Radruż – Krąpiec i in. 2011).

Prezentowane dotychczas linie dyslokacyjne obramowujące południową krawędź Roztocza (Buraczyński red. 2002, Oszczypko 2006, Jarosiński i in. 2009) nie znajdują odzwierciedlenia w kierunkach rzeczywistych uskoków pomierzonych w obrębie skał strefy krawędziowej (ryc. 4; 5).

Zróżnicowanie wysokościowe poszczególnych segmentów Roztocza, wskazuje na występowanie naprzemian stref elewowanych i obniżanych, typowych właśnie dla struktur kwiatowych (ryc. 8.2 B). Jednakże obserwowany układ litostratygraficzny utworów w obrębie stref współ-

cześnie elewowanych i obniżanych jest anomalny. Należało by się bowiem spodziewać, że na obszarach obniżanych tektonicznie, powinny się zachować pokrywy młodszych utworów (neogeńskich), podobnie jak jest to w rowie tektonicznym Sołokiji (o przebiegu kulisowym, typowym dla elementu struktury kwiatowej), z zachowaną tam sukcesją osadów eocenu i miocenu (na występowanie tam osadów miocenu wskazują bieżące oznaczenia mikropaleontologiczne występujących tam utworów – Jankowski, Margielewski 2014b). Tymczasem wzdłuż strefy krawędziowej obszary obniżane pozbawione są współcześnie utworów neogenu (występują tu jedynie utwory kredowe), zaś strefa silnie elewowana ma najbardziej miąższą i charakteryzującą się największym rozprzestrzenieniem pokrywę utworów neogeńskich (z poziomem burowęgli) zalegającą na skałach wieku kredowego (masyw Działu i Długiego Goraja – ryc. 2). Może to wskazywać na wieloetapowy charakter kształtowania się tej strefy, której poszczególne segmenty były najpierw obniżane, później zaś elewowane w trakcie kolejnych etapów tektogenezy Karpat i ich przedpola. Jak wspomniano powyżej, było to najprawdopodobniej związane z nierównomiernym elewowaniem i obniżaniem poszczególnych elementów struktury kwiatowej w efekcie formowania się (lub reaktywacji) uskoku przesuwczego, z jednoczesnym formowaniem wypiętrzenia przedgórskiego Roztocza wskutek nacisku orogenu karpackiego nasuwającego się na obszar zapadliska (ryc. 10).

Model rozwoju Roztocza w świetle formowania Karpat i zapadliska przedkarpackiego

Za przyczynę powstania zapadliska przedkarpackiego najczęściej uznaje się uginanie płyty przedpola pod wpływem obciążenia orogenu Karpat (Krzywiec 1999, 2006; por. również Bradley, Kidd 1991). Powstanie systemu uskoków zapadliska, rozdzielających je na bloki, czemu zwykle towarzyszyć miał rozwój deformacji o typie uskoków normalnych, tłumaczone jest „interakcją mioceńskiej ekstensji fleksuralnej oraz kompresji wywołanej kolizją kontynentalną" (Krzywiec 2006). Przesuwanie ku północy bądź północnemu-wschodowi orogenu Karpat Zewnętrznych, miało mieć znaczny wpływ na charakter i rodzaj deformacji przedpola i także zmianę kierunku naprężeń (por. Royden, Baldi 1989) (ryc. 9 B). Zatem tworzenie przestrzeni akomodacyjnej dla utworów miocenu, miało się odbywać poprzez stopniowe uginanie przedpola i zapełnianie go facjami klastycznymi (Krzywiec i in. 2005). Dostawa materiału klastycznego następowała tu zarówno od południa, jak i północy (Jaroszewski 1977). Migracja górotworu Karpat i doprowadzenie do skośnej kolizji ze strukturami w podłożu przedpola Karpat, musiało powodować m.in. reaktywację starszych struktur odziedziczonych po wcześniejszych etapach deformacji obszaru znajdującego się na północ od orogenu.

Przy końcu ottnangu przed czołem aktywnego orogenu Karpat uformował się basen przedgórski. Początkowo w basenie tym osadzały się gruboklastyczne osady lądowe i płytkomorskie, a od miocenu środkowego dominowała sedymentacja morska. Subsydencja dna zapadliska przedkarpackiego była spowodowana obciążeniem nasuwających się ku północy płaszczowin karpackich (Krzywiec 2006, Oszczypko 1996, 2006) (ryc. 10 A). Według niektórych badaczy (m.in. Krzywiec 1999, Krzywiec i in. 2008) ekstensja ugięciowa mogła mieć istotny wpływ na charakter rozkładu facjalnego i układu systemów depozycyjnych w obrębie morza mioceńskiego.

We wczesnym-środkowym miocenie w miarę przesuwania się orogenu karpackiego ku północy, zaznaczył sie stopniowy wzrost subsydencji dna basenu przedpola (Oszczypko 2006). Przesuwaniu się orogenu karpackiego ku N i NE i tektonice ucieczkowej towarzyszyło formowanie się zespołu uskoków przesuwczych obramujących w formie klina zapadlisko przedkarpackie, tworzone u czoła nasuwającego się orogenu. Współcześnie klin ten zaznacza się w widłach dolin Wisły i Sanu (ryc. 9 A). Ówczesny układ kierunków naprężeń ($\sigma 1$) związany z kompresją (początkowo ku północy, później NE) nawiązuje do dwusiecznej kąta wyznaczonego współcześnie przez osie dolin Wisły i Sanu (ryc. 9 A). Kierunek naprężeń kompresyjnych (generalnie: S-N) spowodował, że od północnego wschodu zapadlisko musiało być obramowane uskokiem (pierwotnie) prawoprzesuwczym (*Roztocze Fault Zone* –Jarosiński i in. 2009), zaś od NW – uskokiem (strefą dyslokacyjną) lewoprzesuwczym, zwanym strefą dyslokacyjną Kurdwanów-Zawichost (ryc. 9 A) (Laskowska-Wysoczańska 1979, Krysiak 2000, Rauch 2009). Charakterystyczne jest przy tym, że uskok przesuwczy obramowujący zapadlisko od NE jest w przybliżeniu równoległy do kierunku struktur odziedziczonych po starszych orogenezach, takich jak wyniesienie dolnego Sanu i (generalnie) strefa Teisseyre'a –Tornquista, zaś uskok obramowujący zapadlisko od NW tnie owe struktury poprzecznie. Jest to odzwierciedlone w przebiegu współczesnych krawędzi zapadliska: krawędź NE (przyroz-

toczańska) jest rozwinięta w miarę linijnie, z występującą na jej przedpolu rozległą strukturą kwiatową. NW krawędź zapadliska ma natomiast nieregularny przebieg (ryc. 9 A). Jej obecny przebieg i charakter jest efektem kolejnych etapów deformacji tektonicznych Karpat i przedpola. Szczególnie dobrze jest tu zapisana zmiana kierunku nasuwczego Karpat w pliocenie i dolnym czwartorzędzie ku SSE (por. Royden, Baldi 1989) (ryc. 9 B) jak też posarmacki etap kolapsowego rozpadu Karpat i przedpola (Mazzolli i in. 2010, Andreucci i in. 2013). W tej części zapadliska, etap kolapsowy odzwierciedlił się w powstaniu tzw. „zatok" na granicy zapadliska i Gór Świętokrzyskich (w których rozcięte są utwory sarmatu). Zatoki te (m. in. korytnicka, Chmielnika) powinny więc mieć założenia tektoniczne (Jankowski, Margielewski 2014b).

Obniżanie i elewowanie poszczególnych segmentów Roztocza w trakcie tworzenia struktury kwiatowej, potwierdza charakter występowania ewaporatów na jego obszarze. Utwory ewaporatowe (*sensu stricto*) stwierdzono bowiem dotychczas jedynie na Roztoczu Lwowskim (Łomnicki 1897, Peryt 2006). Na obszarze polskiego Roztocza jedynymi utworami chemicznymi traktowanymi jako odpowiednik facjalny formacji ewaporatowej, są tzw. wapienie z Radruża, występujące na bardzo ograniczonym obszarze wokół miejscowości o tej samej nazwie (Ney 1969, Peryt 2006) (ryc. 2). Są to jednak klastyczne utwory morskie, o czym świadczy fauna otwornicowa występująca w ich obrębie, jak też domieszka detrytycznego kwarcu (Peryt, Kasprzyk 1992, Peryt, Peryt 1996, Peryt 2006, Krąpiec i in. 2011). Nie są to ewaporaty *sensu stricto* (czy wręcz wapienie pogipsowe – Ney 1969). W trakcie późnobadeńskiego kryzysu salinarnego (*BSC – Badenian Salinity Crisis*), podczas którego w zapadlisku następowało osadzanie utworów chemicznych (Garlicki 1979, Bąbel 2004, De Leeuw i in. 2010), poziom oceanu światowego obniżył się aż o 40-50 m (John i in. 2004, Westerhold i in. 2005). Stąd obecność ewaporatów na Roztoczu Lwowskim (są tu poziomy gipsu) świadczy o tym, że ta część Roztocza musiała być wówczas silnie obniżona. Obniżanie to mogło być związane z opisanym uprzednio kulisowym układem uskoków (tzw. *transition zone*) stowarzyszonych ze strukturą tulipanową (negatywną, tu: wówczas jeszcze związaną z uskokiem prawoprzesuwczym (ryc. 8.1 A).

Nasuwaniu się Karpat i formowaniu się uskoku przesuwczego (i struktury kwiatowej) w rejonie Roztocza, towarzyszyło powstawanie kroczącej struktury wypiętrzenia przedgórskiego. Oś subsydencji podłoża zapadliska przesunęła się bowiem od karpatu po sarmat aż o 85 km na NE, zaś w trakcie samego sarmatu o kolejne 50 km (Oszczypko 2006). Wyniesienie Roztocza *en masse* jest więc zapisem końcowego położenia wypiętrzenia przedgórskiego, związanego z nasuwaniem się Karpat. Wcześniejszymi strukturami tego typu są: grzbiet Cieszyna-Sławkowa, wyspa rzeszowska i – bezpośrednio na przedpolu Roztocza – zrąb Ryszkowej Woli (ryc. 9 A; 10 A). Wypiętrzanie przedpola spowodowało, że pierwotnie uskoki prawoprzesuwcze obramowujące Roztocze (jak i transformujące strukturę zrębową wyniesioną w efekcie formowania wypiętrzenia) musiały zostać reaktywowane jako uskoki inwersyjne. Oczywiście uskoki te wykorzystywały sprzężone dyslokacje przesuwcze (tworzone i rozwijane cały czas równocześnie z formowaniem się wypiętrzenia przedgórskiego) i struktury kwiatowej. Elewowaniu struktury wypiętrzenia przedgórskiego towarzyszyły zazwyczaj silne procesy krasowe rozwijane w obrębie utworów węglanowych (zob.

Ryc. 11. Silnie skrasowiałe wapienie mioceńskie w kamieniołomie w Tarnowoli (ryc. 6 – stanowisko 9). Fot. W. Margielewski.

Bradley, Kidd 1991). Na Roztoczu procesy krasowe rozwijane w obrębie skał węglanowych są zjawiskiem powszechnym, obejmując zarówno podłoże kredowe (Harasimiuk, Henkiel 1974, Krąpiec i in. 2011), jak i skały węglanowe neogenu (ryc. 11) (Maruszczak, Wilgat 1956, Harasimiuk i in. 1969; Harasimiuk, Henkiel 1976).

Formowanie się Roztocza jako struktury *forebulge*, mogło się więc rozpocząć najwcześniej w górnym badenie. W sarmacie, Roztocze miało już bowiem charakter typowego wyniesienia przedgórskiego, o czym świadczy duże zróżnicowanie facjalne występujących tu, bardzo płytkowodnych

utworów klastycznych typowych dla strefy osadowej wypiętrzenia przedgórskiego, jak również datowania mikropaleontologiczne występujących tu osadów neogenu (por. Czepiec 1996). Jest znamienne, że dotychczas wiek wapieni organodetrytycznych (biokalkarenitów) budujących strefę krawędziową Roztocza od Józefowa po Brusno, uznawano za badeński (Szczechura 1982, Musiał 1987, Wysocka 2002, 2006, Wysocka i in. 2006). O ile rzeczywiście materiał detrytyczny mógł być efektem redepozycji utworów badenu (w tym utworów rafowych występujących na Roztoczu - por. Pisera 1985, Jasionowski 1996), badania mikropaleontologiczne (otwornicowe, nanoplanktonowe) wkładek pelitycznych występujących w tych wapieniach (a więc równowiekowych z czasem sedymentacji), wskazują jednoznacznie na sarmacki (niekiedy nawet górnosarmacko-pannoński) wiek sedymentacji tych utworów (Czepiec 1996; Krąpiec i in. 2011, Jankowski, Margielewski 2014b[1]). Zarówno bowiem stropowa część piasków glaukonitowych kompleksu piaszczystego w Szopowem (koło Stanisławowa), wkładki pelitów w obrębie wapieni organodetrytycznych strefy krawędziowej w kamieniołomach w Tarnowoli, Józefowie i Pardysówce oraz Bruśnie, jak też piaski glaukonitowe podścielające masyw kalkarenitowy Nowin są, w świetle najnowszych analiz mikropaleontologicznych, równowiekowe z iłami krakowieckimi zapadliska, które na Roztoczu stwierdzono dotychczas jedynie w strefie krawędziowej w dolinie potoku Sopot (Kurkowski, 1996, Janiec, Czarniecka 2006,Krąpiec i in. 2011).

Część najmłodszych utworów kalkarenitowych, czy piaszczystych Roztocza, jest więc płytkowodnym odpowiednikiem iłów krakowieckich występujących wspólnie w jednym systemie depozycyjnym, zróżnicowanym facjalnie. W świetle datowań mikrofaunistycznych, Roztocze w sarmacie było więc w pełni wykształconym wypiętrzeniem przedgórskim, dzielącym basen na *foredeep depozone (*zapadlisko z deponowanymi w tym czasie iłami krakowieckimi*), forebulge depozone* (obszar Roztocza z biokalkarenitami, rzadziej piaskami kwarcowymi i glaukonitowymi) i *back-bulge depozone* (utwory wapienne i piaszczyste sarmatu Wyżyny Lubelskiej) (ryc. 10 A-B). O wyniesieniu Roztocza w tym czasie, świadczą także zróżnicowane kierunki transportu w trakcie zachodzącej tu wówczas sedymentacji. W obrębie utworów wapiennych masywów Józefowa, czy Żelebska stwierdzono transport materiału klastycznego zarówno w kierunku SW, jak i NE (Jaroszewski 1977, Jankowski, Margielewski 2014b). Niezgodności kątowe stwierdzone pomiędzy utworami górnego badenu i sarmatu (Areń 1962) wskazują, że sedymentacja osadów górnego miocenu na obszarze basenu sedymentacyjnego ponad wypiętrzeniem przedgórskim, następowała tu w obrębie aktywnych półrowów rotowanych wzdłuż osi podłużnej – typowych struktur migrującego przedpola (por. Jaroszewski 1977).

O rozpadzie Roztocza na bloki o różnej geometrii determinowanej elementami struktury kwiatowej (wyraźnie różnych od dotychczas prezentowanych – por. np. Buraczyński 2002) zadecydował kolaps grawitacyjny Karpat zachodnich zachodzący generalnie ku południowi, datowany jako postsarmacki (Mazzoli i in. 2010, Andreucci i in. 2013). Obszar Roztocza znalazł się wówczas w polu ekstensji. Na Roztoczu spowodowała ona reaktywację uskoków inwersyjnych jako normalnych. Rozpad Roztocza na bloki uformowane wcześniej w efekcie utworzenia struktury kwiatowej, spowodował rotację poszczególnych bloków względem siebie (w tym przemieszczenia antytetyczne – por. Jaroszewski 1977), co współcześnie doskonale odzwierciedla układ nieciągłości tektonicznych występujących w skałach regionu (ryc. 4-6). Na postsarmacki wiek tej generacji uskoków

Ryc. 12. Uskoki synsedymentacyjne, normalne zrzutowe tnące wkładki pylaste (w kalkarenitach), z utworami datowanymi nanoplanktonem na późny sarmat. Kamieniołom w Józefowie (ryc. 6 – stanowisko 10). Fot. L. Jankowski.

wskazują datowane nanoplanktonnem na sarmat-panon wkładki mułowcowe występujące w kalkarenitach w kamieniołomach w Józefowie i Pardysówce, cięte przez te uskoki (ryc. 12) (Jankowski, Margielewski 2014b).

[1] Oznaczenia nanoplanktonu wykonała M. Garecka z Oddzialu Karpackiego PIG-PIB

W pliocenie-dolnym czwartorzędzie kierunek nasuwczy Karpat uległ zmianie na SSE (ryc. 8 B) (Royden, Baldi 1988, Zuchiewicz i in. 1997). W północno-wschodniej, „przyroztoczańskiej" krawędzi zapadliska taka zmiana kierunku nasuwczego Karpat, niemal równoległego do krawędzi Roztocza, musiała spowodować reaktywację występującego tu uskoku pierwotnie prawoprzesuwczego jako lewoprzesuwczy. Reaktywacji tej towarzyszyła transformacja występującej tu struktury kwiatowej i dalsze formowanie wypiętrzenia przedgórskiego (szczególnie w południowowschodniej, lwowskiej części Roztocza z ewaporatami) związane z nasuwaniem się Karpat ku SSE. Współcześnie struktura kwiatowa jest odzwierciedlona w kulisowym układzie uskoków na obszarze Roztocza (ryc. 4). Do tych kierunków nawiązuje przebieg dolin rzecznych: Tanwi-Raty, Szumu-Wieprza, Białej Łady na Roztoczu (ryc. 1). Z reaktywacją i przebudową struktury kwiatowej, związany był także kolejny etap elewowania i obniżania poszczególnych bloków. Pierwotnie obniżany obszar Działu i Krągłego Goraja, gdzie mogły zachować się niezerodowane pokrywy utworów neogeńskich, jak również obszar Roztocza Lwowskiego, gdzie deponowane były ewaporaty, uległ elewowaniu, zaś obszar pomiędzy Nowinami i Hutą Różaniecką ze zdartą pokrywą utworów neogeńskich, uległ zapewne obniżaniu.

Uskoki przesuwcze i normalne tworzące charakterystyczną sieć o przebiegu kulisowym związanym ze strukturą kwiatową (reaktywowaną), mogły mieć charakter listryczny (szuflowy), co znalazło odzwierciedlenie w rotacjach bloków (ryc. 6). Wraz z naprzemiennym elewowaniem i obniżaniem bloków w obrębie struktury kwiatowej z równoczesnym elewowaniem wypiętrzenia przedgórskiego Roztocza, poszczególne segmenty struktury kwiatowej podlegały przemieszczeniom pionowym wzdłuż uskoków zrzutowych: normalnych lub inwersyjnych. Wraz z powstaniem asocjacji uskoków zrzutowych w obrębie Roztocza, rozdzielających poszczególne bloki tektoniczne, rozpoczął się etap elewacji przydyslokacyjnych (*footwall elevation; isostatic rebound)* (por. Wernicke, Axen 1988), który trwa do dziś. W jego efekcie następuje neotektoniczne, nierównomierne dźwiganie obszaru Roztocza, w tempie sięgającym 2 mm/rok dla Roztocza Lwowskiego i około 1 mm/rok dla Roztocza Tomaszowskiego (Buraczyński red. 2000, Brzezińska-Wójcik 2013).

Przestrzenne zróżnicowanie poszczególnych bloków Roztocza związane z ich rotacją względem siebie, skutkowało rotacją położenia warstw (w tym także utworów kredowych). W efekcie „struktury" te były interpretowane jako „struktury fałdowe" (Ney 1969, Pożaryski 1974; Buraczyński red. 2002). Wydzielano tu bowiem liczne antykliny i synkliny, często ze zredukowanymi skrzydłami.

Według dotychczasowych poglądów podział poszczególnych segmentów Roztocza na bloki, miał być efektem bezpośredniej replikacji starych dyslokacji, często głęboko zakorzenionych w podłożu (Buraczyński red. 2002, Brzezińska-Wójcik, 2013). Tymczasem analiza przestrzenna powierzchni nieciągłości tektonicznych występujących w obrębie skał Roztocza (ryc. 4-6) wskazuje, że wzajemne przemieszczenia bloków o charakterze rotacyjnym są związane z formowaniem struktury kwiatowej o charakterze regionalnym. Jakkolwiek sama struktura kwiatowa jest głęboko zakorzeniona w podłożu, specyficzny charakter jej rozwoju powoduje, że raczej nie jest możliwy bezpośredni wpływ licznych głębokich dyslokacji (paleozoicznego lub starszego planu strukturalnego) na formowanie poszczególnych bloków Roztocza (ryc. 8; 10 A).

Ostatni etap rozwoju tektonicznego Roztocza miał być związany z lądolodami pokrywającymi jego obszar, szczególnie zaś z izostatycznym dźwiganiem obszaru w efekcie deglacjacji (Buraczyński red. 2002). W świetle ostatnich badań, obszar Roztocza był co najmniej dwukrotnie pokryty lądolodem w trakcie zlodowaceń południowopolskich: sanu 1 (które miało sięgać aż po Lwów) i sanu 2, które sięgnęło po linię Brusno-Rawa Ruska (Gozhik i in. 2012, Lindner i in. 2013). Z tym etapem dźwigania izostatycznego wiązano zarówno młode ruchy neotektoniczne podnoszące krawędź Roztocza (m.in. Maruszczak, Wilgat 1956, Laskowska-Wysoczańska 1979, Buraczyński red. 2002, Brzezińska-Wójcik, Superson 2004), jak również blokowe ruchy pionowe w obrębie zrębu (Ney 1969), charakteryzujące się zróżnicowanym tempem dźwigania (Brzezińska-Wójcik 2013).

Podsumowanie

Analiza położenia powierzchni nieciągłości skał tworzących dwa piętra strukturalne struktury zrębowej Roztocza: mezozoiczne (utwory kredowe) i neogeńskie (utwory miocenu) jednoznacznie wskazuje na kulisowy układ spękań i uskoków typowy dla struktury kwiatowej (*flower structure*), stowarzyszonej z uskokiem (uskokami) przesuwczym o regionalnym charakterze. O ile geometria nasunięcia Karpat ku północy wskazuje na prawoprzesuwcze założenia tego uskoku, jego obecny, lewoprzesuwczy charakter (m. in. Rauch 2009),

jest efektem reaktywacji tego uskoku w trakcie reorientacji pola naprężeń Karpat w plio-plejstocenie. Ostatecznie struktura tektoniczna Roztocza powstała w efekcie formowania się tego uskoku przesuwczego i tworzenia związanej z nim rozległej struktury kwiatowej o charakterze regionalnym (zakorzenionej w głębokim podłożu), z jednoczesnym powstawaniem wyniesienia przedgórskiego (*forebulge*) będącego efektem nacisku nasuwających się Karpat na przedpole. Wypiętrzenie to spowodowało reaktywację poszczególnych elementów strefy dyslokacyjnej najpierw jako uskoki inwersyjne, dzielące Roztocze wzdłuż elementów struktury kwiatowej na zrotowane bloki, finalnie zaś, w trakcie kolapsu grawitacyjnego Karpat, reaktywowane jako uskoki normalne. Zmiana kierunku transportu tektonicznego Karpat wschodnich i południowych w plio-plejstocenie na SSE, wymusiła lewoprzesuwczą dominantę uskoku (właściwie strefy dyslokacyjnej) przesuwczego reaktywowanego jako lewoprzesuwczy. Następująca wówczas reaktywacja i całkowita przebudowa struktury kwiatowej Roztocza, spowodowała inwersję morfologiczną bloków: obszary pierwotnie wyniesione uległy obniżaniu, zaś obniżone – tektonicznemu dźwiganiu. Taką inwersją można tłumaczyć naprzemienne występowanie wzdłuż krawędzi Roztocza obszarów elewowanych (masyw Żelebska, masyw Krągłego Goraja i Działu), na których zachowały się współcześnie miąższe i znacznie rozprzestrzenione płaty utworów miocenu i obniżanych, współcześnie pozbawionych pokrywy mioceńskiej (obszar pomiędzy Pardysówka i Hutą Różaniecką) lub pokrytych stosunkowo cienką warstwą tych osadów (rejon Horyńca – Rawy Ruskiej), z burowęglami karpatu występującymi tu niemal na powierzchni.

Analiza zróżnicowania facjalnego utworów miocenu występujących na Roztoczu wskazuje na związek systemu depozycyjnego (w tym rozprzestrzenienia facji) z procesem migracji struktury wyniesienia przedgórskiego wskutek ciągłego, progresywnego elewowania przedpola Karpat przed frontem nasuwającego się górotworu. Datowanie utworów budujących strefę krawędziową Roztocza wskazuje, że wał Roztocza był wyniesiony już w sarmacie, dzieląc basen na *foredeep depozone* (zapadlisko z deponowanymi w sarmacie iłami krakowieckimi), *forebulge depozone* (obszar Roztocza z deponowanymi w sarmacie utworami węglanowymi i piaszczystymi) i *back-bulge depozone* (Wyżyna Lubelska aż po obszar Pagórów Chełmskich, z utworami wapiennymi i piaszczystymi sarmatu – ryc. 13).

Ryc. 13. Osady strefy poza wypiętrzeniem przedgórskim (*back-bulge depozone)*. Piaski glaukonitowe i kwarcowe sarmatu z okolic Chełma Lubelskiego (ryc. 10 B). Fot. W. Margielewski.

Neotektoniczne, nierównomierne dźwiganie zrebowej struktury Roztocza może być związane z elewacjami przydyslokacyjnymi (*footwall elevation*), zaś ostateczny rozpad blokowy i silniejsze dźwiganie strefy krawędziowej Roztocza mogło następować wskutek ruchów izostatycznych w efekcie ustąpienia lądolodów zlodowaceń południowopolskich.

Specyficzna budowa geologiczna Roztocza (tektonika i następstwo litologiczne występujących tu utworów) w istotny sposób determinowała rozwój rzeźby regionu. Liczne formy rzeźby ostańcowej, kulisowy, w stosunku do krawędzi morfologicznej, przebieg dolin rzecznych przełamujących się przez tę strefę wskutek dźwigania neotektonicznego struktury Roztocza, czy wzgórza z wyniesionymi (hipsometrycznie) utworami neogenu zachowanymi w strefach wierzchowinowych, wpływają na unikatowość rzeźby Roztocza. Różnorodność form morfologicznych dopełniają elementy rzeźby czwartorzędowej, zwłaszcza związane z procesami eolicznymi (wydmy, pokrywy lessowe z rzeźbą wąwozową), czy akumulacją bagienną (Buraczyński red. 2002, Buraczyński 2013).

Niniejszy artykuł w zmienionej formie został (w 2013 r.) przesłany do Redakcji Biuletynu Państwowego Instytutu Geologicznego. Autorzy składają serdeczne podziękowania dr Małgorzacie Gareckiej z Oddziału Karpackiego PIG-PIB, za oznaczenia mikropaleontologiczne utworów miocenu.

Literatura

Alexandrowicz S.W., Garlicki A., Rutkowski J. 1982. Podstawowe jednostki litostratygraficzne miocenu zapadliska przedkarpackiego. Kwart. Geol. 26: 470-471.

Andreucci B., Castelluccio A., Jankowski L., Mazzoli S., Szaniawski R., Zattin M. 2013 - Burial and exhumation history of the Polish Outer Carpathians: Discriminating the role of thrusting and post-thrusting extension. Tectonophysics 608: 866-883.

Areń B. 1962. Miocen Roztocza Lubelskiego między Sanną i Tanwią. Prace Inst. Geol.. Z badań trzeciorzędu w Polsce 30, 3: 5-86.

Bałaga K. 1998. Post-Glacial vegetation changes in the middle Roztocze (E Poland). Acta Palaeobot. 38, 1: 175-192.

Bąbel M. 2004. Badenian evaporite basin of the northern Carpathian Foredeep as a drawndown salina basin. Acta Geol. Pol. 54: 313-337.

Bradley D.C., Kidd W.S.F. 1991. Flexural extension of the Upper Continental crust in collisional foredeeps. Geol. Soc. of America Bull. 103: 1416-1438.

Birkenmajer K. 1986. Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Studia Geol. Pol. 88: 7-32.

Birkenmajer K., 1992. Wycieczka A.1.4. Strefa kontaktu jednostki czorsztyńskiej z jednostką Grajcarka, najstarszy flisz karpacki (aalen) w tej ostatniej jednostce. W: Zuchiewicz W., Oszczypko N. (red.) Przew. 63 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Koninki 17-19 września 1992: 45-50.

Brzezińska-Wójcik T. 1997. Aktywność tektoniczna w strefie krawędziowej Roztocza Tomaszowskiego w świetle wskaźników morfometrycznych. Annales UMCS, sect. B, 52: 57-75.

Brzezińska-Wójcik T. 1999. Przełom Sopotu przez strefę krawędziową Roztocza Tomaszowskiego (SE Polska). Annales UMCS, sect. B, 54: 83-97.

Brzezińska-Wójcik T. 2002. The dependence of relief on tectonics in the south-west escarpment zone of Roztocze Tomaszow-skie. Landform Analysis, 3: 13-24.

Brzezińska-Wójcik T. 2013. Morfotektonika w annopolsko-lwowskim segmencie pasa wyżynnego w świetle analizy cyfrowego modelu wysokościowego oraz wskaźników morfometrycznych. Wyd. U.M.C.S., Lublin, ss. 397.

Brzezińska-Wójcik T., Rauch M. 2013. Młode uskoki w strefie krawędziowej Roztocza Tomaszowskiego na przykładzie kamieniołomu Babia Dolina w Józefowie. W: Brzezińska-Wójcik T. (red.), Neotektonika Polski w świetle dotychczasowych badań. Perspektywy rozwoju. Lublin, 27-28 września 2013: 58-60.

Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Gawrysiak L. 2010. Neotectonic mobility of the Roztocze Region, Ukrainian Part, Central Europe: insight from morphometric studies. Annales Soc. Geol. Pol. 80: 167-183.

Buraczyński J. red. 2002. Roztocze. Środowisko przyrodnicze. Wyd. Lubelskie, Lublin, ss. 341.

Buraczyński J. 2013. Rozwój rzeźby Roztocza z mapą geomorfologiczną w skali 1: 50 000. Lublin, ss.111.

Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1988. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1: 50 000, arkusz Sawin. Wyd. Geol., Warszawa.

Czepiec I. 1996. Biostratygrafia i warunki depozycji osadów północnej strefy brzeżnej sarmatu Polski. Kwart. AGH, Geologia 22 (4): 309-337.

Dadlez R., Jaroszewski W. 1994. Tektonika. Wyd. PWN, Warszawa, ss. 741,

De Celles P.G., Giles K.A. 1996. Foreland basin systems. Basin Research 8: 105-123.

De Leeuw A., Bukowski K., Krijgsman W., Kuiper K. F., 2010. Age of the Badenian salinity crisis; impact of Miocene climate variability on the circum-Mediterranean region. Geology 38, 8: 715-718.

Dobrowolski R., Harasimiuk M., Brzezińska-Wójcik T. 2014. Strukturalne uwarunkowania rzeźby Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. Przegl. Geol. 62, 1: 51-56.

Garlicki A. 1979. Sedymentacja soli mioceńskich w Polsce. Prace Geol. PAN, 119: 1-67.

Gągała L., Verges J., Saura E., Malata T., Ringenbach J.C., Werner P., Krzywiec P. 2012. Architecture and orogenic evolution of the northeastern Outer Carpathians from cross-section balancing and forward modeling. Tectonophysics 532-535: 223-241.

Gąsiewicz A., Czapowski G., Paruch-Kulczycka J. 2004. Granica baden-sarmat w zapisie geochemicznym osadów północnej części zapadliska przedkarpackiego. Przegl. Geol. 52, 2: 413-420.

Gozhik P., Lindner L., Marks L. 2012. Late Early and early Middle Pleistocene limits of Scandinavian glaciations in Poland and Ukraine. Quatern. Intern. 271: 31-37.

Grad M., Janik T., Yliniemi J., Guterch A., Luosto U., Tiira T., Komminaho K., Środa P., Hoeing K., Makris J., Lund C.E. 1999. Crustal structure of the Mid-Polish Trough beneath the Teisseyre-Tornquist Zone seismic profile. Tectonophysic 314, 1-3: 145-160.

Guterch A., Grad M., Thybo H., Keller G.R., Polonaise Working Group, 1999. Polonaise'97 inbternational seismic experiment between Precambrian and Variscan Europe in Poland. Tectonophysic 314, 13: 101-121.

Harasimiuk M., Rutkowski J. 1972. O strukturach deformacyjnych i sedymentacji piasków sarmatu rejonu Chełma. Rocznik Pol. Tow. Geol. 42, 2-3: 271-284.

Harasimiuk M., Henkiel A. 1974. Zjawiska krasowe we wschodniej Polsce. Speleologia 8: 37-49.

Harasimiuk M., Henkiel A. 1976. Kras na wapieniach detrytycznych w Żelebsku koło Biłgoraja (Roztocze). Speleologia 9: 3-19.

Harasimiuk M., Henkiel A., Pękala K. 1969. Rozwój zjawisk krasowzch okolic Frampola w pliocenie i czwartorzędzie. Annales UMCS sect. B 24: 149-193.

Harding T.P., 1985. Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion. A. A. P. G. Bull. 69: 582-600.

Janiec B., Czarnecka B. 2006. Iły krakowieckie jako wskaźnik lito stratygrafii w dolinie rzeki Sopot na Roztoczu. Przegl. Geol. 54, 10: 913-919.

Jankowski L., Margielewski W. 2014a. Strukturalne uwarunkowania rozwoju rzeźby Karpat zewnętrznych – nowe spojrzenie. Przegl. Geol. 62, 1: 29-35.

Jankowski L., Margielewski W. 2014b. Pozycja tektoniczna Roztocza w świetle historii rozwoju zapadliska przedkarpackiego. Biul. Państw. Inst.Geol. (w druku)

Jankowski L., Probulski J. 2011. Rozwój tektoniczno-basenowy Karpat zewnętrznych na przykładzie budowy geologicznej złóż Grabownica, Strachocina i Łodyna oraz ich otoczenia. Kwartalnik AGH, Geologia 37, 4: 555-583.

Jaroszewski W. 1977. Synsedymentacyjne przejawy mioceńskiej ruchliwości tektonicznej na Roztoczu Środkowym. Przegl. Geol. 25, 8-9: 418-427.

Jarosiński M., Poprawa P., Ziegler P. A. 2009. Cenozoic dynamic evolution of the Polish Platform. Geol. Quarterly 53, 1: 3-26.

Jasionowski M., 1997. Zarys litostratygrafii osadów mioceńskich wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. Biul. Państw. Inst. Geol. 375: 43-61.

Jasionowski M, Peryt T. M, Wysocka A, Poberezhsky A. 2012. Brzeżne facje Badenu i sarmatu dolnego zbiornika przedkarpackiego w SE Polsce i zachodniej Ukrainie – wyniki badań ostatniego dwudziestolecia. Biul. Państw. Inst. Geol. 449: 71-86.

John C.M., Karner G.D., Mutti M. 2004. $\delta^{18}O$ and Marion Plateau backstripping: Combining two approaches to constrain late middle Miocene eustatic amplitude. Geology 32: 829-832.

Karnkowski P.H. 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Niż Polski. Przegl. Geol. 56, 10: 895-903.

Kasiński J., Piwocki M., 1994. Neogene coal forming sedimentation in the Carpathian foredeep, southern Poland. Geol. Quarterly, 38, 3: 527-552.

Kłusek M. 2006. Fossil wood from Roztocze region (Miocene, SE Poland) – a tool for paleoenviromental reconstruction. Geol. Quarterly 50, 4: 465-474.

Krąpiec M., Jankowski L., Margielewski W., Urban J., Krąpiec P. 2012. Geopark „Kamienny Las na Roztoczu" i jego walory geoturystyczne. Przegl. Geol. 60, 9: 468-479.

Krąpiec M., Jankowski L., Margielewski W., Buraczyński J., Krąpiec P., Urban J., Wysocka A., Danek M., Szychowska –Krąpiec E., Bolka M., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł, Waśkowska A. 2011. „Geopark Kamienny Las na Roztoczu" koncepcja geoochrony wraz z wykonaniem dokumentacji i badań naukowych niezbędnych dla funkcjonowania tej formy Ochrony. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.-PIB,, http/kamienny las.pl/plytka/tekst/pdf.

Królikowski C., Petecki Z., Dadlez R. 1996. Verical discontinuities of the Earth's crust in the TESZ zone in Poland – gravity data. Geol. Quarterly 40, 2: 155-168.

Krysiak, Z. 2000. Tectonic evolution of the Carpathian Foredeep and its influence on Miocene sedimentation. Geol. Quarterly 44, 2: 137-156.

Krzywiec P. 1999. Mioceńska ewolucja tektoniczna wschodniej części zapadliska przedkarpackiego (Przemyśl-Lubaczów) w świetle interpretacji danych sejsmicznych. Prace Państw. Inst. Geol. 168: 249-275.

Krzywiec P. 2006. Geodynamiczne i tektoniczne uwarunkowania ewolucji basenów przedgórskich, z odniesieniem do zapadliska przedkarpackiego. Przegl. Geol. 54, 5: 404-412.

Krzywiec P., Aleksandrowski P., Ryzner-Siupik B., Papiernik B., Siupik J., Mastalerz K., Wysocka A., Kasiński J. 2005. Budowa geologiczna i geneza mioceńskiego zrębu Ryszkowej Woli w rejonie Sieniawy–Rudki (wschodnia część zapadliska przedkarpackiego) — wyniki interpretacji danych sejsmiki 3D. Przegl. Geol. 53: 656–663.

Kubica B. 2004. Litostratygrafia i litofacje mioceńskich osadów podgipsowych morawianu w północnej części zapadliska przedkarpackiego. Biul. Państw. Inst. Geol. 407: 5-28.

Kurkowski S. 1994. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Krasnobród. Państw. Inst. Geol., Warszawa, ss.34.

Kurkowski S. 1996. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1: 50 000. Arkusz Krasnobród. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Kurkowski S. 1998a. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1: 50 000, Arkusz Józefów. Państw. Inst. Geol., Warszawa,

Kurkowski S. 1998b. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1: 50 000, Arkusz Józefów. Państw. Inst. Geol, Warszawa, ss. 32.

Kwapisz B. 1998a. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1: 50 000, Arkusz Aleksandrów. Państw. Inst. Geol., Warszawa,

Kwapisz B. 1998b. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1: 50 000, Arkusz Aleksandrów. Państw. Inst. Geol., Warszawa, ss. 28.

Laskowska-Wysoczańska W. 1979. Czwartorzędowe ruchy pionowe brzeżnej strefy zapadliska przedkarpackiego u podnóża Roztocza. Przegl. Geol. 27, 6: 318-321.

Leszczyński K. 2010. Rozwój litofacjalny późnej kredy Niżu polskiego. Biul. Państw. Inst. Geol. 443: 33-54.

Lindner L., Marks L., Nita M. 2013. Climatostratigraphy of interglacials in Poland: Middle and Upper Pleistocene lower boundaries from a Polish perspective. Quaternary Intern. 292: 113-123.

Łomnicki A.M. 1897. Atlas geologiczny Galicji 1:75 000. Zeszyt 10: Rawa Ruska 4, X: Żółkiew 4, XI; Jaworów i Gródek 5, X: Lwów 5, XI. Wiedeń:

Márton E., Grabowski J., Plašienka D., Túnyi I., Krobicki M., Haas J., Pethe M. 2013. New paleomagnetic results from the Upper Cretaceous red marls of the Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians: Evidence for general CCW rotation and implications for the origin of the structural arc formation. Tectonophysics 592: 1-13.

Meulenkamp J. E., Kovac M., Cicha I. 1997. On Late Oligocene to Pliocene depocentre migration and the evolution of the Carpathian-Pannonian system. Tectonophysics 266: 301-317.

Malinowski J, Mojski J. 1978. Mapa geologiczna Polski bez utworów czwartorzędowych w skali 1:200 000, arkusz Lublin. Wyd. Państw. Inst. Geol, Warszawa.

Maruszczak H. 1991. Zróżnicowanie stratygraficzne lessów polskich. W: Maruszczak H. (red.) Podstawowe profile lessowe w Polsce. UMCS Lublin: 13-35.

Maruszczak H. 2001. Skamieniałe szczątki lasu mioceńskiego na Roztoczu (Polska SE i Ukraina NW). Przegl. Geol. 49, 6: 532-537.

Maruszczak H., Wilgat T. 1956. Rzeźba strefy krawędziowej Roztocza Środkowego. Annales UMCS, sect. B 10: 1-107.

Mastella L., Zuchiewicz W., Tokarski A., K., Rubinkiewicz J., Leonowicz P., Szczęsny R., 1997. Application of joint analysis for paleostress reconstructions in structurally complicated settings: case study from Silesian Nappe, Outer Carpathians, Poland. Przegl. Geol. 45: 1064-1066.

Mazzoli S., Jankowski L., Szaniawski R., Zattin, M., 2010. Low-T thermochronometric evidence for post-thrusting (<11 Ma) exhu-mation in the Western Outer Carpathians, Poland. Comptes Rendus Geoscience 342: 162-169.

Moryc W. 1989. Miocen Przedgórza Karpat Zachodnich w strefie Bielsko-Kraków. W: Tektonika Karpat i Przedgórza w świetle badań geofizycznych i geologicznych (zagadnienia wybrane). Kraków, 30 marca 1989. Kom. Tekt. Kom. Nauk Geol. PAN, Kraków, 1989: 179-195.

Myśliwiec M., Śmist P. 2006. Utwory eocenu i oligocenu rejonu Tarnogrodu (północno-wschodnia część zapadliska przedkarpackiego. Przegl. Geol. 54, 8: 724-730.

Musiał T. 1987. Miocen Roztocza, Polska południowowschodnia. Biul. Geol. Uniw. Warsz. 31: 5-149.

Ney R. 1969. Piętra strukturalne w północnowschodnim obramowaniu zapadliska przedkarpackiego. Prace Geol. Oddz. PAN, Kraków, 53: 1-110.

Ney R., Burzewski W., Bachleda T., Górecki W., Jakóbczak K., Słupczyński K. 1974. Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facjalnego utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego. Prace Geol. Kom. Nauk Geol. PAN, 82: 3-65.

Nescieruk P., Wójcik A., Malata T., Aleksandrowski P. 2007. Tektoniczne struktury deformacyjne w iłach krakowieckich sarmatu w Wylewie koło Sieniawy (zapadlisko przed-karpackie): świadectwo młodej przesuwczej aktywności podłoża miocenu. Przegl. Geol. 55, 8: 690-698.

Oszczypko N. 1996. Mioceńska dynamika polskiej części zapadliska przedkarpackiego. Przegl. Geol. 44: 1007-1018.

Oszczypko N. 2006. Late Jurassic-Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and-thrust belt and its foredeepp basin (Western Carpathians, Poland). Geol. Quarterly 50, 1: 169-194.

Peryt T.M. 2006. Stop III – odsłonięcie Góra Ratyńska. W: Wysocka A., Jasionowski M. (red.) Przebieg i zmienność sedymentacji w basenach przedgórskich. Mat. II Konferencji Sedymentologicznej POKOS 2: 49-52.

Peryt T.M., Kasprzyk A. 1992. Carbonate – evaporate sedimentary transitions in the Badenian (middle Miocene) basin of southern Poland. Sedimentary Geol. 76: 257-271.

Peryt T.M., Peryt D. 1996. Badenian (Middle Miocene) Ratyń Limestone in western Ukraine and northern Moldavia: microfacies, calcareous nannoplankton and isotope geochemistry. Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci. 42: 127-136.

Pisera A. 1985. Palaeoecology and lithogenesis of the Middle Miocene (Badenian) algal- vermetid reefs from the Roztocze Hills, south-eastern Poland. Acta Geol. Pol. 35: 89-155.

Plašenka D., Mikuš V. 2010. Geological setting of the Pieniny and Šariš sectors of the Klippen Belt between Litmanova and Drienica villages in the Eastern Slovakia. Mineralia Slovaca 42: 155-178.

Popielski W. 1995. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1: 50 000, Arkusz Tereszpol. Państw. Inst. Geol., Warszawa, ss. 35.

Popielski W. 1996. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1: 50 000, Arkusz Tereszpol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Popielski W. 2000. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1: 50 000, Arkusz Horyniec i Sieniawa. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Pożaryski W. red. 1974. Niż Polski Budowa Geologiczna Polski t. 4, Tektonika. Wyd. Geol. Warszawa.

Rauch M. 2009. Neogene stress field in the central and eastern parts of the Outer Polish Carpathians Foredeep. Geodinamica Acta 22: 145-156.

Royden L.H., Baldi T. 1988. Early Cenozoic tectonics and palaeogeography of the Pannonian and surrounding region. W: Royden L.H., Horvath F. (Eds.) The pannonian Basin. A study in Basin evolution. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 45: 27-48.

Rzechowski J., Superson J. 1998. Osady czwartorzędowe Roztocza. Przew. 69 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Krasnobród: 79-89. Wyd. UMCS, Lublin.

Siemiradzki J. 1923. Płody kopalne Polski. Wiedza współczesna, t. 6. H. Altenberg. Księg. Wyd. we Lwowie, ss 235.

Superson J. 1993. Litologia i stratygrafia utworów stokowych Roztocza Tomaszowskiego. Annales UMCS sect. B 37, 6: 109-134.

Szczechura J. 1982. Middle Miocene foraminiferal biochronology and ecology of SE Poland. Acta Palaeontol. Pol., 27: 3-45.

Shakin V. A., Burov V. S., Vialov O. S., Glushko V.V, Kruglov S. S, Petrashkevich M. I, Temnjuk F. P. 1976. Geological Map of the Ukrainian Carpathians and adjoining areas), 1:200 000.

Świdrowiska J. 2007. Kreda w regionie lubelskim – sedymentacja i jej tektoniczne uwarunko-wania. Biul. Państw. Inst. Geol. 422: 63-78.

Tołwiński K. 1950. Brzeg Karpat. Acta Geol. Pol. 1: 130-135.

Turnau-Morawska M. 1949. Spostrzeżenia dotyczące sedymentacji i diagenezy sarmatu Wy-żyny Lubelskiej. Annales UMCS, sect. B, 4.

Westerhold T., Bickert T., Röhl U., 2005. Middle to Late Miocene oxygen isotope stratigraphy of ODP Site 1085 (SE Atlantic): New constrains in Miocene climate variability and sea-level fluctuations. Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 217: 205-222.

Wysocka A. 2002. Clastic Badenian deposits and sedimentary environments of the Roztocze Hills across the Polish-Ukrainian border. Acta Geol. Pol. 52, 4: 535-561.

Wysocka A. 2006. Klastyczne utwory badeńskie Roztocza – przebieg sedymentacji w północnej marginalnej strefie basenu zapadliska przedkarpackiego. Przegl. Geol. 54, 5: 430-437.

Wysocka A., Krzywiec P., Maksym A. 2006. Stop III – Kamieniołom Józefów. W: Wysocka A., Jasionowski M. (red.). Przebieg i zmienność sedymentacji w basenach przedgórskich. II Polska Konf. Sedymentologiczna POKOS 2, Inst. Geo. Podst. Wydz. Geol. UW: 19-24.

Zuchiewicz W. 1997. Reorientacja pola naprężeń w polskich Karpatach zewnętrznych w świetle wstępnych wyników analizy ciosu. Przegl. Geol. 45, 1: 105-109.

Zuchiewicz W., Bubniak I.M., Rauch M. 1997. Wstępne wyniki badań nad spękaniami ciosowymi w jednostce skibowej (skolskiej) Karpat Ukraińskich. Przegl. Geol. 45, 4: 409-413.

Zuchiewicz W. 2010. Neotektonika Karpat polskich i zapadliska przedkarpackiego. Wyd. AGH, Kraków, ss. 234.

Żelichowski A. M. 1987. Development of the carboniferous of the SW margin of the East-European Platform in Poland. Przegl. Geol. 35: 230-237.

Obszary źródłowe materiału ziarnowego utworów „sarmatu detrytycznego" (środkowy miocen) w północnej marginalnej części basenu przedkarpackiego

Urszula Czarniecka

Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; e-mail: u.czarniecka@gmail.com

Sarmat detrytyczny" to określenie facjalne opisujące osady facji płytkowodnej powstałe w środkowym miocenie w wyniku późnobadeńsko-wczesnosarmackiej regresji morskiej, występujące w północnej marginalnej części basenu przedkarpackiego, wykształcone w postaci utworów klastycznych o zróżnicowanej litologii, takich jak wapienie organodetrytyczne, organodetrytyczno-silikoklastyczne i detrytyczne oraz żwiry i zlepieńce czy piaski i piaskowce o zróżnicowanym składzie petrograficznym.

Obszar badań, obejmujący południowe i południowo-wschodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich oraz polską część Roztocza, znajduje się w północnej marginalnej części basenu przedkarpackiego, czyli peryferycznego basenu przedgórskiego, który powstał w wyniku uginania się strefy przedpola Karpat, na skutek przemieszczania się karpackiej pryzmy akrecyjnej ku północy. W miocenie obszar ten stanowił część jednej ze stref wchodzących w skład systemu osadowego basenu przedgórskiego, określanej jako wypiętrzenie przedgórskie.

O składzie materiału ziarnowego tworzącego skałę i wzajemnych proporcjach pomiędzy jego poszczególnymi składnikami decyduje wiele czynników, m.in.: litologia skał źródłowych oraz tektonika, topografia i klimat obszarów alimentacyjnych. Celem pracy była próba scharakteryzowania obszarów źródłowych materiału ziarnowego utworów „sarmatu detrytycznego" na podstawie wyników analizy zmienności składu petrograficznego tych utworów wzdłuż północnego brzegu basenu przedkarpackiego, czyli na całym obszarze ich występowania. Podstawową metodą badawczą była ilościowa analiza płytek cienkich w mikroskopie polaryzacyjnym.

Na podstawie otrzymanych wyników stwierdzono, że materiał dostarczany był z dwóch głównych obszarów źródłowych, które różniły się pozycją tektoniczną oraz topografią. W rejonie świętokrzyskim dominowała dostawa materiału z obszaru wypiętrzenia przedgórskiego, zaś w rejon Roztocza materiał docierał przede wszystkim z obszaru prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej. Tempo dostawy materiału silikoklastycznego zmieniało się w czasie, zależnie od tempa erozji związanego z natężeniem tektonicznych ruchów podłoża. Pierwotnym źródłem badanego materiału były skały krystaliczne – magmowe i metamorficzne, obecnie nigdzie nie odsłonięte, a znajdujące się zapewne gdzieś na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej. Ponadto był on wielokrotnie redeponowany o czym świadczy m.in.: (a) obecność ultrastabilnych minerałów ciężkich (cyrkon, turmalin, rutyl) o obtoczonych ziarnach, (b) niewielki udział skaleni i litoklastów w materiale silikoklastycznym, (c) bardzo duża ilość monokrystalicznych ziaren kwarcu, (d) obecność nadpisanych ziaren kwarcu (*overprinted grains*). Ziarna kwarcu pochodziły głównie z niszczenia starszych silikoklastycznych i organodetrytyczno-silikoklastycznych utworów mioceńskich (formacja z Trzydnika, formacja z Pińczowa). Materiał kwarcowy był przynoszony przez rzeki, transportujące również materiał starszy niż mioceński, z obszaru Gór Świętokrzyskich i platformy wschodnioeuropejskiej i, rozprowadzany prądem wzdłużbrzegowym, trafiał do tych stref północnej części basenu przedkarpackiego, które były pozbawione bezpośredniej dostawy kwarcu z obszarów lądowych. Ponadto stwierdzono, że ziarna kwarcu były poddawane intensywnym procesom wietrzenia chemicznego, których genezę można wiązać ze zmianami chemizmu i temperatury wód w środowisku depozycji lub z natężeniem procesów syn- i/lub postdepozycyjnych.

Obszar badań wykazywał duże zróżnicowanie pod względem topografii. W rejonie świętokrzyskim stwierdzono występowanie urozmaiconej morfologii (obszary górzyste, wzgórza i równiny), która wynikała zapewne z obecności polaramijskich deniwelacji terenu oraz ze zróżnicowanej litologii skał podłoża miocenu, i związanej z tym różnej odporności tych skał na procesy fizycznego i chemicznego wietrzenia. Topografia rejonu Roztocza nie wykazywała większych deniwelacji. Wynikało to zapewne z faktu, że podłoże podmioceńskie w tej części obszaru badań nie było zróżnicowane pod względem litologii budujących je skał i cechowało się względnie niedużą odpor-

nością na procesy wietrzenia. W związku z tym w topografii wschodniej części obszaru badań dominowały rozległe równiny.

Jaka jest rola czynnika strukturalnego w rozwoju dolin asymetrycznych na Roztoczu?

Teresa Brzezińska-Wójcik

Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin, e-mail: tbrzezin@poczta.umcs.lublin.pl

Asymetria dolin w profilu poprzecznym jest przedmiotem badań od dawna (Lamblardie 1789). W ciągu ponad 200 lat przyczyny asymetrii wyjaśniano różnie, koncentrując się na trzech grupach czynników: 1) przebiegu procesów w dolinach (spychanie koryta przez stożki napływowe i podcinanie przeciwległego zbocza, np. Burchfiel et al. 1995; przemieszczanie do dna doliny dużych objętości zwietrzeliny ze zbocza, np. Mieklejohn 1992); 2) zróżnicowaniu czynników klimatycznych (asymetria zależna od ekspozycji zboczy i związanego z tym nasłonecznienia np. Gilbert 1904; Czeppe 1952); 3) cechach strukturalnych, w tym neotektonice (zwłaszcza w nawiązaniu do uskoków normalnych, np. Castiglioni 1936; Gloriod, Tricart 1952; Winkler-Hermaden 1954; Grimbérieux 1955; Ollier, Thomasson 1957; Pérez–Peña et al. 2010).

Doliny asymetryczne zbadano w różnych szerokościach geograficznych, m.in. w obszarach polarnych i subpolarnych (m.in.: na Alasce – Currey 1964, na Antarktyce – Mieklejohn 1994); w obszarach suchych (m.in.: w Montanie – Beaty 1962, w Kalifornii – Dohrenwend 1978, w Południowej Afryce – Boelhouwers 1988), a także w obszarach strefy umiarkowanej (m.in.: w Anglii – Chandler 1970, w Niemczech – Wende 1995). Generalnie, okazuje się, że doliny zorientowane wschód-zachód są bardziej asymetryczne niż te zorientowane północ-południe (Gilbert 1904; Melton 1960; Chandler 1970; Mieklejohn 1992; Naylor, Gabet 2007). Z wyników tych badań wynika ogólny wniosek, że przyczyną asymetrii są różnice w nasłonecznieniu każdego ze zboczy doliny, zwłaszcza w przypadku dolin zorientowanych subrównoleżnikowo, chociaż wśród autorów nie ma co do tego jednoznacznej zgodności.

W odniesieniu do Roztocza problem wieku i genezy asymetrii niektórych dolin był rozważany przez J.E. Mojskiego (1951), A. Jahna (1956), H. Maruszczaka (1958), J. Buraczyńskiego (1968) i T. Brzezińską-Wójcik (2013). J. Mojski (1951) uważa asymetrię dolin, na podstawie profilu podłoża górnokredowego, za zjawisko morfologii przedczwartorzędowej. Natomiast A. Jahn (1956) jest zdania, że asymetria dolin (południkowych w dorzeczu Białej Łady na Roztoczu Gorajskim) jest młodsza od staroplejstoceńskiego wieku samych dolin i jest ona wynikiem procesu bocznego rozwoju tych dolin w warunkach peryglacjalnych. H. Maruszczak (1958) wyróżnia trzy okresy rozwoju asymetrii: 1) poprzedzający i obejmujący akumulację lessu, 2) po akumulacji lessu i 3) postglacjalny. J. Buraczyński (1968) udokumentował dwie różnowiekowe asymetrie dolin: kopalną asymetrię zboczy zbudowanych ze skał górnokredowych, czym potwierdził pogląd J.E. Mojskiego (1951) oraz asymetrię zboczy zbudowanych z lessu, która nakłada się na asymetrię zboczy utworzonych przed akumulacją lessu i utworów zlodowacenia południowopolskiego. Asymetrię dolin południkowych i równoleżnikowych na Roztoczu Gorajskim interpretował J. Buraczyński (1968) jako uwarunkowaną azymutem spękań ciosowych lub biegiem warstw w skałach górnokredowych (doliny Sanny i Poru). Podobnie interpretował H. Maruszczak (1972) strome zbocza dolin asymetrycznych zorientowane prostopadle do przebiegu południowo-zachodniej krawędzi tego subregionu.

W najnowszym opracowaniu (Brzezińska-Wójcik 2013) doliny asymetryczne wyznaczono na podstawie mapy nachylenia stoków, wygenerowanej z cyfrowego modelu wysokościowego (DEM – *Digital Elevation Model*). Cechy dolin przeanalizowano w kontekście cech litostratygraficznych i tektonicznych utworów je budujących. Za istotny element asymetrii strukturalnej, w tym tektonicznej, uznano lica trójkątne wyinterpretowane i scharakteryzowane na podstawie DEM. Dla niektórych spośród dolin asymetrycznych obliczono współczynniki morfometryczne *AF* i *Vf*, na podstawie których, odpowiednio sklasyfikowanych, oszacowano wielkości neotektonicznego dźwigania ich stromych zboczy.

Porównanie przestrzennego rozmieszczenia dolin asymetrycznych z biegiem uskoków znaczonych w kompleksie mezozoicznym i kenozoicznym pokazuje, że tylko nieliczne doliny nawiązują do ich biegu. Najwyraźniej związek ten zaznacza się w górnych segmentach dolin Sanny i Poru na Roztoczu Gorajskim, a także w dolinach zorientowanych subrównoleżnikowo (Wywłoczki, Turzyńca) na północny zachód od Zwierzyńca oraz w dolinie

o przebiegu NW-SE na południe od Szczebrzeszyna na Roztoczu Szczebrzeszyńskim. Do uskoków nawiązują asymetryczne doliny: górnego Wieprza w segmencie pomiędzy ujściami dolin Jacynki i Kosobud; doliny koło Majdanu Górnego oraz doliny pomiędzy dolinami Sopotu i Szumu na Roztoczu Tomaszowskim, a także dolina górnej Tanwi pomiędzy Narolem a jej odcinkiem przełomowym przez krawędź subregionu i dolina Raty pomiędzy Dziewięcierzem a Rawą Ruską na Roztoczu Rawskim. Do bardzo złożonego zespołu uskoków zorientowanych SE-NW i SW-NE, tworzących zespół rowów tektonicznych, względnie zapadlisk typu *pull apart* nawiązuje asymetryczna dolina Gorajca. W niektórych subregionach istotną cechą stromych zboczy krótkich dolin jest to, że u ich podnóży odsłaniają się skały górnokredowe, przykryte lokalnie przez less. Przykłady takie są charakterystyczne na Roztoczu Gorajskim – w górnych segmentach dolin Sanny i Poru oraz na Roztoczu Tomaszowskim – w zlewniach Jacynki i Kryniczanki (Brzezińska-Wójcik 2013). Asymetria może być interpretowana jako przejaw neotektoniki w przypadkach kilku dolin: górnego Wieprza pomiędzy Zwierzyńcem i Krasnobrodem, pomiędzy dolinami Sopotu i Szumu w obszarze tzw. wyspy Górników na Roztoczu Tomaszowskim oraz doliny Radrużki na Roztoczu Rawskim.

Biorąc pod uwagę uwarunkowania klimatyczne strefy umiarkowanej, należałoby się spodziewać, że na Roztoczu bardziej zdegradowane są wschodnie – eksponowane na deszczonośny wiatr zachodni – zbocza dolin. Jednakże, w całym regionie zbocza takie są krótkie i strome. Można zastanawiać się, na ile procesy denudacyjne (spłukiwanie i spełzywanie) doprowadziły do odreparowania starszych zboczy dolinnych o ekspozycji zachodniej spod pokrywy lessu.

Wniosek, że zbocza dolin o ekspozycji południowej charakteryzuje głębsze rozmarzanie, szybszy zanik pokrywy śnieżnej, większe zmiany temperatury w rytmie dobowym, co sprzyja spłukiwaniu i spełzywaniu materiału oraz prowadzi do spłaszczania i obniżania zbocza, można zastosować tylko do krótkich dolin na Roztoczu Gorajskim. Okazuje się, że w większości przypadków w subregionach szczebrzeszyńskim i tomaszowskim strome zbocza dolin eksponowane są na południe.

W świetle wyników, opartych na szczegółowym kartowaniu geologicznym (Jaroszewski 1977; Margielewski, Jankowski 2011), w większości przypadków strome zbocza dolin stanowią najprawdopodobniej słabo przekształcone wiszące skrzydła uskoków, jak sugerowali M. Harasimiuk i A. Henkiel (1975). Zatem można przyjąć, iż na Roztoczu czynnikiem warunkującym istnienie dolin asymetrycznych jest struktura podłoża.

Wydaje się, że istotnym czynnikiem, wpływającym na cechy dolin asymetrycznych, może być dźwiganie izostatyczne (isostatic rebound) Roztocza w kontekście etapów ewolucji basenowo-tektonicznej i tektogenezy górotworu karpackiego (Jankowski, Margielewski 2012, 2014). W efekcie przemieszczenia zrzuconego skrzydła uskoku normalnego, skrzydło wiszące jest izostatycznie dźwigane (footwall uplifts/elevations) (Spencer 1984; Wernicke, Axen 1988). Proces footwall elevation prowadzi do zróżnicowania kąta nachylenia obydwu zboczy doliny oraz do zróżnicowania ich wysokości. Z procesem elewowania izostatycznego można wiązać np. cechy dolin: Wieprza pomiędzy Krasnobrodem i Zwierzyńcem oraz Hoszni Ordynackiej z resztkowo zachowanymi licami trójkątnymi.

Podsumowując, można przyjąć za M.T. Ramírez-Herrerą (1998), że na Roztoczu wpływ struktury podłoża na asymetrię dolin może być aktywny i pasywny. Aktywny wpływ wywarła struktura bezpośrednio podczas wydarzeń tektonicznych i w takim sensie asymetria dolin jest skutkiem pierwotnym. Wpływ pasywny ujawnia się w morfologii w wyniku procesów wietrzenia, erozji i akumulacji. Niekiedy jednak trudno jest rozróżnić morfologiczne efekty pierwotne od wtórnych i dlatego problem genezy dolin asymetrycznych wymaga dalszych badań.

Literatura

Beaty C.B. 1962. Asymmetry of stream patterns and topography in the Bitterroot Range, Montana. Journal of Geology 70, 3: 247–254.

Boelhouwers J. 1988. An interpretation of valley asymmetry in Natal Drakensberg, South Africa. South African Journal of Science 84: 913–916.

Brzezińska-Wójcik T. 2013. Morfotektonika annopolsko-lwowskiego segmentu pasa wyżynnego w świetle analizy cyfrowego modelu wysokościowego oraz wskaźników morfometrycznych. Wyd. UMCS, Lublin, ss. 397

Buraczyński J. 1968. Typy dolin Roztocza Zachodniego. Ann. UMCS, sect. B 23: 47–86.

Burchfiel C., Molnar P., Zhang P., Deng Q., Zhang W., Wang Y. 1995. Example of a supradetachment basin within a pull-apart tectonic setting: Mormon Point, Death Valley, Kalifornia. Basin Research 7: 199–214.

Chandler R.J. 1970. The degradation of lias clay slopes in an area of the east midlands. Quarterly Journal of Geological Engineering, 2: 161–181.

Currey D.R. 1964. A preliminary study of valley asymmetry in the Ogotoruk Creek area, northwestern Alaska. Arctic 17, 2: 85–98.

Czeppe Z. 1952. Z morfologii Gór Stołowych. Ochrona Przyrody 20: 236–252.

Dohrenwend J.C. 1978. Systematic valley asymmetry in the central California Coast Ranges. Geological Society of America Bull. 89 6: 891–900.

Gilbert G.K. 1904. Systematic asymmetry of crest lines in the high sierra of California. Journal of Geology 12, 7: 579–588.

Gloriod A., Tricart J. 1952. Étude statistique de vallées asymétrique sur la feuille St. Pol au 1 : 50 000. Rev. Géomorph. Dynamique III 2: 88–98.

Grimbérieux J. 1955. Origine et asymétrie des valées séches de la Hesbaye. Ann. Sc. Géol. Belg. 78: 267–284.

Harasimiuk M., Henkiel A. 1975. Przejawy młodoczwartorzędowych ruchów tektonicznych w strefie krawędziowej Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. W: Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. I Krajowe Symp., Warszawa: 231–238.

Jankowski L., Margielewski W. 2012. Rozwój rzeźby Karpat zewnętrznych w aspekcie ewolucji basenowo-tektonicznej górotworu karpackiego. III Warsztaty Geomorfologii Strukturalnej „Strukturalne i litofacjalne uwarunkowania rzeźby polskich Karpat zewnętrznych". 25-28 września 2012 r., Kraków: 11–19.

Jankowski L., Margielewski W. 2014. Strukturalne uwarunkowania rozwoju rzeźby Karpat zewnętrznych – nowe spojrzenie. Przegl. Geol. 62, 1: 29–35.

Jaroszewski W. 1977. Sedymentacyjne przejawy mioceńskiej ruchliwości tektonicznej na Roztoczu Środkowym. Przegl. Geol. 15, 8–9: 418–427.

Lamblardie J. 1789. Memoire sur les côtes de la Haute Normandie comprises entre l'embouchure de la Seine et celle de la Somme considérées relativement au galet qui remplit les ports situés dans cette partie de la Manche. impr. Faure, Le Havre.

Margielewski W., Jankowski L. 2011. Budowa geologiczna. W: Krąpiec M., Jankowski L., Margielewski W., Buraczyński J., Krąpiec P., Urban J., Wysocka A., Danek M., Szychowska-Krąpiec E., Bolka M., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Waśkowska A. „GEOPARK KAMIENNY LAS NA ROZTOCZU" koncepcja geoochrony wraz z wykonaniem dokumentacji i badań naukowych niezbędnych dla funkcjonowania tej formy ochrony. Akademia Górniczo- Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Kraków: 82–187.

Maruszczak H. 1958. Główne cechy klimatyczne asymetrii stoków w obszarach peryglacjalnych i umiarkowanych. Ann. UMCS, sect. B 11 (6): 161–237.

Maruszczak H. 1972. Wyżyny Lubelsko–Wołyńskie. W: Klimaszewski M. (red.), Geomorfologia Polski, 1. PWN, Warszawa: 340–384.

Mieklejohn K.I. 1992. Some aspects of valley asymmetry in the high Drakensberg. South African Geographic Journal 74, 2: 49–53.

Mieklejohn K.I. 1994. Valley asymmetry on south-eastern Alexander Island, Antarctica, and valley forms in the high Drakensberg, southern Africa. South African Geographic Journal 76, 2: 68–72.

Mojski J.E. 1951. Asymetria zboczy dolin w dorzeczu Bystrzycy. Ann. UMCS, B, 5 (1950), 2: 27–52.

Naylor S., Gabet E.J. 2007. Valley asymmetry and glacial versus nonglacial erosion in the Bitterroot Range, Montana, USA. Geological Society of America 35, 4: 375-378.

Ollier C.D., Thomasson A.J. 1957. Asymetrical Valleys of the Chiltern Hills. Geogr. Journ. 123: 71–80.

Pérez–Peña J.V., Azor A., Azañón J.M., Keller E.A. 2010. Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. Geomorphology 119, 1–2: 74–87.

Ramírez-Herrera M.T. 1998. Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican Volcanic Belt. Earth Surface Processes and Landforms 23: 317–332.

Spencer J.E. 1984. The role of tectonic denudation in the warping and uplift of low-angle normal faults. Geology 12: 95–98.

Wende R. 1995. Drainage and valley asymmetry in the tertiary hills of lower Bavaria, Germany. Geomorphology 14: 255–265.

Wernicke B., Axen G.J. 1988. On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems. Geology, 16: 848–851.

Winkler-Hermaden A. 1954. Ergebnisse über zeitliche Gliederung und Ablauf jungtertiärer tektonischer Vorgänge und ihrer Beziehungen zur Landformung. XIX. Congr. Geol. Intern., Alger 1952, Sect. XIII., Fase. XIV.

Skrzemieniałe drewno – unikalna skamieniałość Roztocza. Geneza, występowanie, znaczenie dla rekonstrukcji paleogeograficznych

Marek Krąpiec[1], Leszek Jankowski[2] Włodzimierz Margielewski[3]

[1] *Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza, al. A. Mickiewicza 33, 30-059 Kraków, e-mail: mkrapiec@agh.edu.pl*

[2] *Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy Instytut Badawczy – Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków, e-mail: esek-jankowski@pgi.gov.pl*

[3] *Instytut Ochrony Przyrody PAN, al. A. Mickiewicza 33, 31-120 Kraków, e-mail: margielewski@iop.krakow.pl*

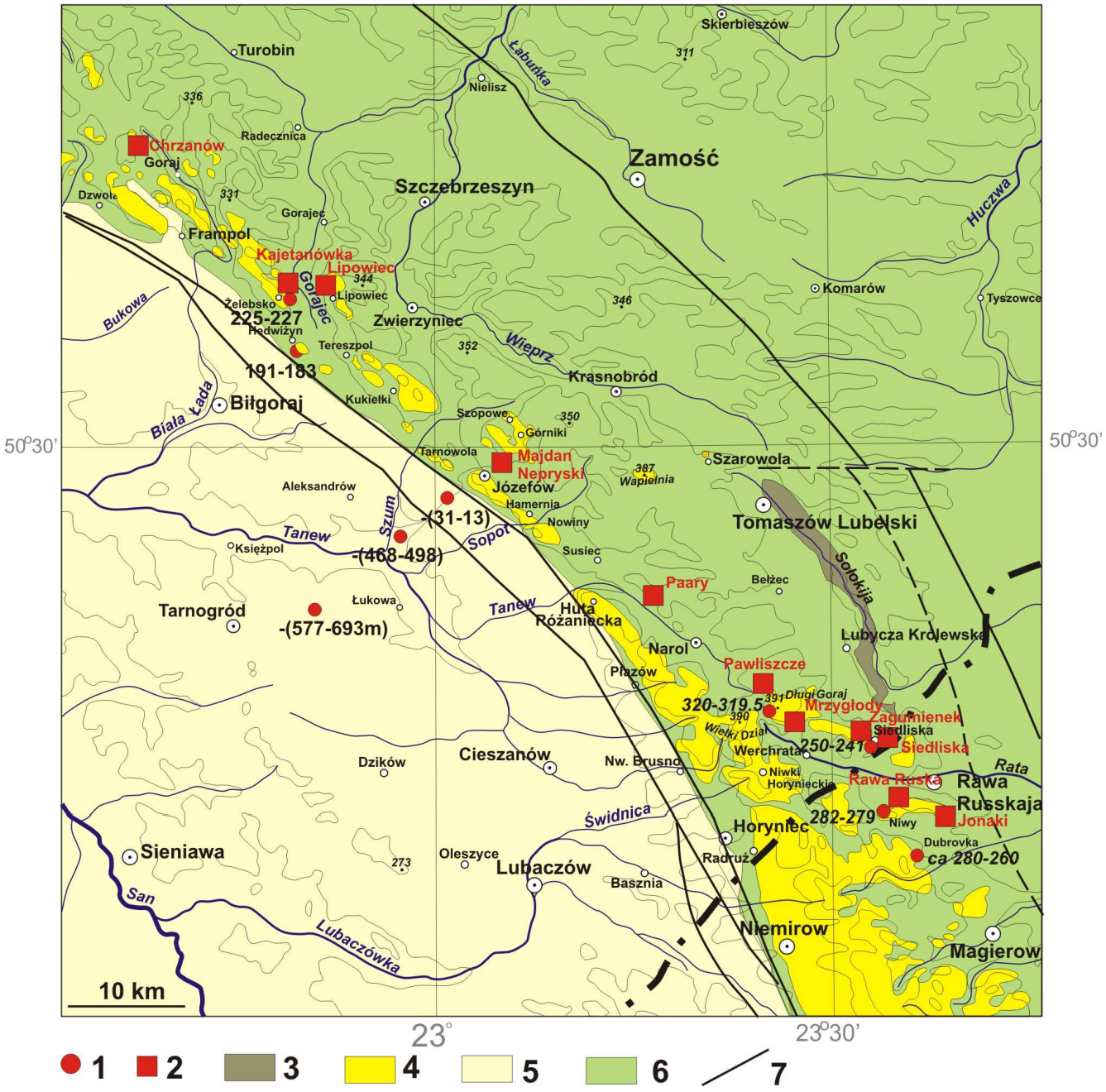
Skrzemieniałe drewno jest skamieniałością rzadko występującą w przyrodzie, zaś obiekty z kopalną dendroflorą stanowią geologiczny ewenement na światową skalę. Duże naturalne nagromadzenia fosylnych pni drzew występują rzadko. Dotychczas znane są jedynie z kilku stanowisk na świecie: m.in. na wyspie Lesbos w Grecji, w Arizonie w USA, Patagonii w Argentynie, płd. Alberty w Kanadzie (Krąpiec i in. 2012). Obszar Roztocza jest kolejnym, ważnym miejscem obfitego nagromadzenia skrzemieniałego drewna. Skrzemieniałe drewno na Roztoczu jest znane od wieków, opisywane było przez J. Długosza oraz S. Staszica.

Fragmenty skrzemieniałego drewna występują na Roztoczu w wąskim pasie, głównie w strefie krawędziowej od okolic Gorajca po Lwów. Dotychczas najstarszymi utworami, w obrębie których znajdywano nieliczne fragmenty skrzemieniałego drewna były morskie piaski kwarcowo-glaukonitowe badenu. Stąd też ich nagromadzenie na pierwotnym złożu wiązano dotychczas zazwyczaj z morskimi utworami piaszczystymi miocenu (Areń 1992, Heflik 1996, Maruszczak 2001, Buraczyński red. 2002).

Jednak na Roztoczu Rawskim i Lwowskim w osadach miocenu od dawna znane są wystąpienia złóż węgli brunatnych – lignitów, które były przedmiotem eksploatacji na skalę przemysłową w kopalniach w Glińsku koło Żółkwi oraz Dąbrówce koło Rawy Ruskiej (Siemiradzki, 1923). Obok uwęglonych pni, w stropowej części lignitów, występowały w różnym stopniu skrzemionkowane fragmenty drewna, traktowane jako skała płona (ryc. 1). Zwykle były one przykryte piaskami glaukonitowymi stanowiącymi tu nadkład serii burowęglowej.

Złoże węgla brunatnego w Dąbrówce utworzyło się w miocenie, w piętrze karpatu (Siemiradzki, 1923). Seria burowęglowa mająca charakter limniczny (piaski i iły z wkładkami osadów organicznych powstały w środowisku bagienno-jeziornym) jest więc najstarszym utworem miocenu na Roztoczu i w zapadlisku przedkarpackim, gdzie zaliczana jest do tzw. formacji z Trzydnika (Alexandrowicz i in. 1982, Kasiński, Piwocki 1994). Utwory te pokrywają nierówny relief podmioceńskiego podłoża, wypełniając jego zagłębienia i były nawiercane zarówno w głównej, basenowej części zapadliska przedkarpackiego (*foredeep depozone*), jak i w jego brzeżnych partiach, tj. na Roztoczu

Ryc. 1. Fragment zsylifikowanego drewna (na pierwszym planie dolnej fotografii) i lignity eksploatowane w Dąbrówce koło Rawy Ruskiej. Na górnej fotografii: częściowo uwęglony, słabo zsylifikowany fragment pnia z Dąbrówki o powierzchni zielonkawej od glaukonitu. Fot. W. Margielewski.



Ryc. 2. Występowanie fosylnego drewna na Roztoczu i w brzeżnej części zapadliska przedkarpackiego, na tle uproszczonej mapy geologicznej regionu. 1 – poziomy lignitów formacji z Trzydnika nawiercone w podłożu na różnych głębokościach (zakres głębokości podany w wysokościach bezwzględnych); 2 – powierzchniowe nagromadzenia zsylifikowanego drewna (wg Krąpiec i in., 2011); 3 – utwory eocenu; 4 – utwory miocenu Roztocza (piaski, piaskowce, wapienie); 5 – osady zapadliska przedkarpackiego; 6 – krzemionkowo-wapienne utwory kredowe, 7 – dyslokacje (geologia wg. Buraczyński 2002, Wysocka 2006, Oszczypko 2006).

(*forebulge depozone*) (ryc. 2). Jest więc symptomatyczne, że ich rozprzestrzenienie w północno wschodniej części brzeżnej zapadliska przedkarpackiego (tj. na dzisiejszym Roztoczu) generalnie pokrywa się z miejscami powierz-chniowych wystąpień skrzemieniałego drewna (ryc. 2) (Krąpiec i in. 2011, 2012). Współczesne występowanie lignitów karpatu ma istotne znaczenie dla rekonstrukcji paleogeograficznych w zapadlisku. Ich pozycja wskazuje bowiem, że po ustąpieniu morza górnokredowego, relief podłoża podmioceńskiego był mało zróżnico-wany, z pewnością zaś obszar Roztocza nie był wówczas wypiętrzony (Jankowski, Margielewski 2014). Dość znaczne zróżnicowanie wysokoś-ciowe poziomów z lignitami obserwowane współ-cześnie (sięgające na Roztoczu i w zapadlisku kilkuset metrów – ryc. 2), zostało spowodowane późniejszą subsydencją dna zapadliska i dźwiganiem obszaru Roztocza jako struktury *forebulge* (Jankowski, Margielewski 2014).

Na polskim Roztoczu, serię burowęglową karpatu nawiercono w Siedliskach (ryc. 2). Oznaczenia palinologiczne materialu pobranego z lignitów, wykazały ponadto, że jest ona równowieko-

wa z utworami eksploatowanymi w Dąbrówce (ryc. 1; 2). Analiza palinologiczna (wykonana przez dr E. Worobiec z IB PAN w Krakowie) burowęgli z Siedlisk i Dąbrówki wykazała, że w spektrach pyłkowych duży udział mają taksony trzeciorzędowe ciepło-umiarkowane oraz paleotropikalne. W próbkach duży udział mają taksony bagienne, głównie morfologiczny rodzaj *Inaperturopollenites* (Taxodioideae – *Taxodium/Glyptostrobus* typ) i *Alnus*. Skład spektrów pyłkowych wskazuje na występowanie w sąsiedztwie lasów bagiennych (z *Taxodium*, ?*Glyptostrobus* i *Nyssa*, z domieszką *Alnus*), lasów łęgowych (m. in. z *Alnus* i *Salix*) oraz lasów mieszanych z drzewami iglastymi *Cathaya*; bogatych w taksony ciepłolubne. Skład badanych spektrów pyłkowych najbardziej zbliżony jest do spektrów z pokładów węgla brunatnego grup II, III (i w mniejszym stopniu IV) i wskazuje na wiek: wczesny-środkowy miocen (Krąpiec i in. 2011). Seria burowęglowa z Siedlisk i Dąbrówki powstała więc w warunkach limnicznych w piętrze karpatu.

W składzie spektrów pyłkowych przeważają więc taksony charakterystyczne dla lasów bagiennych z *Taxodium* – rodzajem dominującym wśród znajdywanych fragmentów skrzemieniałego drewna na Roztoczu (Kłusek 2006, Krąpiec i in. 2011, 2012). *Taxodioxylon taxodii* Gothan należy do często spotykanych, trzeciorzędowych fosylnych drewien, występującymi w średnich szerokościach geograficznych półkuli północnej (Kłusek 2006, Krąpiec i in. 2011).

W dolnym miocenie na Roztoczu, w warunkach limnicznych, występowała więc ciepłolubna flora lądowa, z licznym udziałem cypryśnika błotnego. Drewno cypryśnikowatych ulegało uwęgleniu (w środowisku lądowo-bagiennym – w warunkach beztlenowych) i tworzy współcześnie poziomy lignitów (ryc. 1) lub też ulegało sylifikacji w środowisku morskim lub brakicznym (w badenie), do którego trafiało wskutek erozji morskiej (w trakcie transgresji) lub działalności rzek i prawdopodobnie miało charakter drewna dryftowego. Wody płytkich lagun, do których trafiały pnie drzew, były nasycone krzemionką pochodzącą z rozpuszczania szkliwa wulkanicznego, w efekcie intensyfikacji działalności wulkanicznej pod koniec orogenezy alpejskiej. Z takim wstępnym etapem fosylizacji było związane pierwsze stadium nasycania drewna krzemionką. Kolejne etapy fosylizacji drewna związane były z redepozycją drewna do młodszych utworów mioceńskich (głównie piasków glaukonitowych i kwarcowych).

Ryc. 3. Fragment skrzemienianego pnia cypryśnika z Siedlisk, z silnie zeolizowaną powierzchnią, na której są widoczne liczne żłobki korazyjne. Fot. W. Margielewski.

Młodsze etapy erozji/akumulacji mogące sprzyjać nagromadzeniom fragmentów drewna w osadach, a także ich rozdrobnieniu były także rozwijane w pliocenie, zwłaszcza zaś w plejstocenie. Istotne zmiany w warunkach akumulacji nastąpiły w trakcie zlodowaceń sanu 1 i Sanu 2 , kiedy to lądolód (jak wykazały ostatnie badania) dwukrotnie przykrył całe Roztocze (Ghozik i in. 2012), nasuwając się na zdeponowane tu osady i przemieścił je, w tym również te zawierające fosylne drewno. Eksponowane na powierzchni drewno, w warunkach peryglacjalnych kolejnych pięter chłodnych plejstocenu, zostało poddane wieloetapowej eolizacji, na co wskazują żłobki korazyjne występujące na powierzchniach okazów (ryc. 3).

Fragmenty skrzemieniałego drewna zostały wtórnie zdeponowane w osadach różnego wieku w wyniku erozji starszych utworów. Fragmenty drewna ze względu na swój ciężar mają stosunkowo niewielką możliwość przemieszczania i transportu. W związku z tym zwykle występują one w niewielkiej odległości od miej-sca ich pierwotnej depozycji. Współcześnie są znajdywane w różnych miejscach Roztocza. (ryc. 2). Najliczniejsze powierzchniowe nagromadzenia fosylnego drewna na obszarze polskiego Roztocza znajduje się w dolinie Prutnika w Siedliskach oraz w Kajetanówce koło Żelebska, Majdanie Nepryskim koło Józefowa a także w rejonie Krągłego Goraja (Huta Lubycka, Pawliszcze).

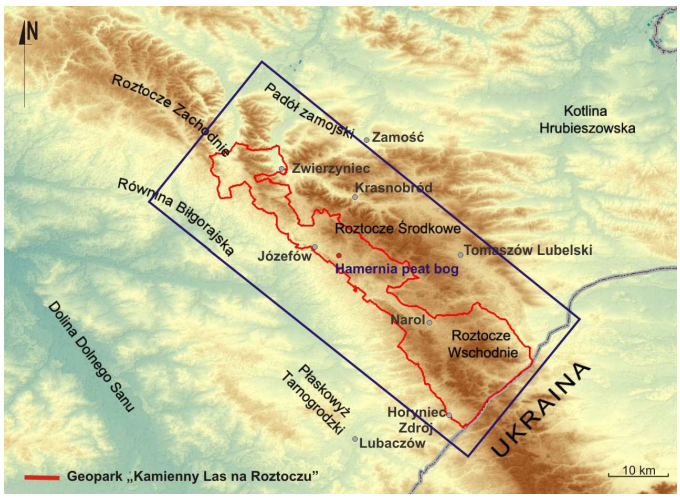
Badania anatomiczne fragmentów pni i konarów fosylnego drewna z Roztocza wskazują na typ jego budowy właściwy dla gatunków iglastych z wyraźną zmiennością sezonową zaznaczającą się w obrębie dobrze zachowanych przyrostów rocznych (ryc. 4) (Kłusek 2006, Krąpiec i in. 2007, 2011).

Ryc. 4. Przyrosty roczne doskonale widoczne na przekroju okazu skrzemieniałego drewna z Siedlisk. Fot. A. Walanus.

Analiza mikroskopowa wskazuje, że drewno wszystkich badanych dotychczas prób znalezionych na Roztoczu, reprezentuje podobny typ budowy. Cechy anatomiczne wskazują, że badane fragmenty drewna reprezentują jeden gatunek *Taxodioxylon taxodii* Gothan. Uważa się, że współczesnym odpowiednikiem tego gatunku jest cypryśnik błotny (*Taxodium distichum* (L.) Rich.). Drzewo to w warunkach naturalnych tworzy jednogatunkowe drzewostany na podmokłych obszarach zalewowych bagien w południowo-wschodniej Ameryce Północnej. Cypryśnik błotny rośnie najczęściej na terenach pozostających w zasięgu klimatu ciepłego i wilgotnego, z małymi różnicami temperatury i opadów w ciągu roku (por. Kłusek, 2006). Ciekawostką o charakterze niemal symbolicznym jest fakt, iż cypryśnik błotny (ze sztucznego nasadzenia) rośnie współcześnie w Siedliskach, w sąsiedztwie stawu (ryc. 5).

Stanowiska ze skamieniałością unikalną w skali światowej są godne ochrony. Sąd też na Roztoczu planowane jest utworzenie Geoparku – formy zarządzania zasobami przyrody służącej zachowaniu dziedzictwa geologicznego i popularyzacji wiedzy z dziedziny nauk o Ziemi w oparciu o rozwój geoturystyki (Krąpiec i in. 2012). Geopark „Kamienny Las na Roztoczu” ma objąć strefę krawędziową Roztocza Środkowego i Wschodniego, charakteryzująca się (oprócz wystąpień stanowisk ze skrzemieniałym drewnem) unikalną rzeźbą (Buraczyński 2013) z licznymi wzgórzami ostańcowymi, dolinami rzecznymi często o charakterze przełomowym, formami skałkowymi, wydmami, torfowiskami, źródłami i jaskiniami oraz licznymi odsłonięciami skał podłoża (ryc. 6) (Krąpiec i in. 2012).

Ryc. 5. Cypryśnik błotny (*Taxodium distichum*) ze sztucznego nasadzenia w Siedliskach. Fot. W. Margielewski.



Ryc. 6. Zasięg projektowanego Geoparku ”Kamienny Las na Roztoczu” (wg Krąpiec i in., 2012)

Literatura

Alexandrowicz S.W., Garlicki A., Rutkowski J., 1982. Podstawowe jednostki litostratygraficzne miocenu zapadliska przedkarpackiego. Kwart. Geol. 26: 470-471.

Areń B. 1992. Taxodioxylon sequoianum Goth. Przegl. Geol., 40: 743.

Buraczyński J. red. 2002. Roztocze. Środowisko przyrodnicze. Wyd. Lubelskie, Lublin, ss. 341.

Buraczyński J. 2013. Rozwój rzeźby Roztocza z mapą geomorfologiczną w skali 1: 50 000. Lublin, ss.111.

Gozhik P., Lindner L., Marks L. 2012. Late Early and early Middle Pleistocene limits of Scandinavian glaciations in Poland and Ukraine. Quaternary Intern. 271: 31-37.

Heflik W. 1996. Badania skrzemieniałych pni drzewnych Roztocza. Prace Muz. Ziemi 44: 127–130.

Jankowski L., Margielewski W. 2014. Pozycja tektoniczna Roztocza w świetle historii rozwoju zapadliska przedkarpackiego. Biul. Państw. Inst. Geol. (w druku)

Kasiński J., Piwocki M. 1994. Neogene coal forming sedimentation in the Carpathian foredeep, southern Poland. Geol Quarterly 38, 3: 527-552.

Kłusek M. 2006. Fossil wood from Roztocze region (Miocene, SE Poland) – a tool for paleoenviromental reconstruction. Geol. Quarterly 50, 4: 465–474.

Krąpiec M., Jankowski L., Margielewski W., Urban J., Krąpiec P. 2012. Geopark „Kamienny Las na Roztoczu" i jego walory geoturystyczne. Przegl. Geol. 60, 9: 468-479.

Krąpiec M., Jankowski L., Margielewski W., Buraczyński J., Krąpiec P., Urban J., Wysocka A., Danek M., Szychowska –Krąpiec E., Bolka M., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł, Waśkowska A. 2011. „Geopark Kamienny Las na Roztoczu" koncepcja geoochrony wraz z wykonaniem dokumentacji i badań naukowych niezbędnych dla funkcjonowania tej formy Ochrony. Centr. Archiwum Geologiczne PIG-PIB,, http/kamienny las.pl/plytka/tekst/pdf.

Maruszczak H. 2001. Skamieniałe szczątki lasu mioceńskiego na Roztoczu (Polska SE i Ukraina NW). Przegl. Geol. 49, 6: 532-537.

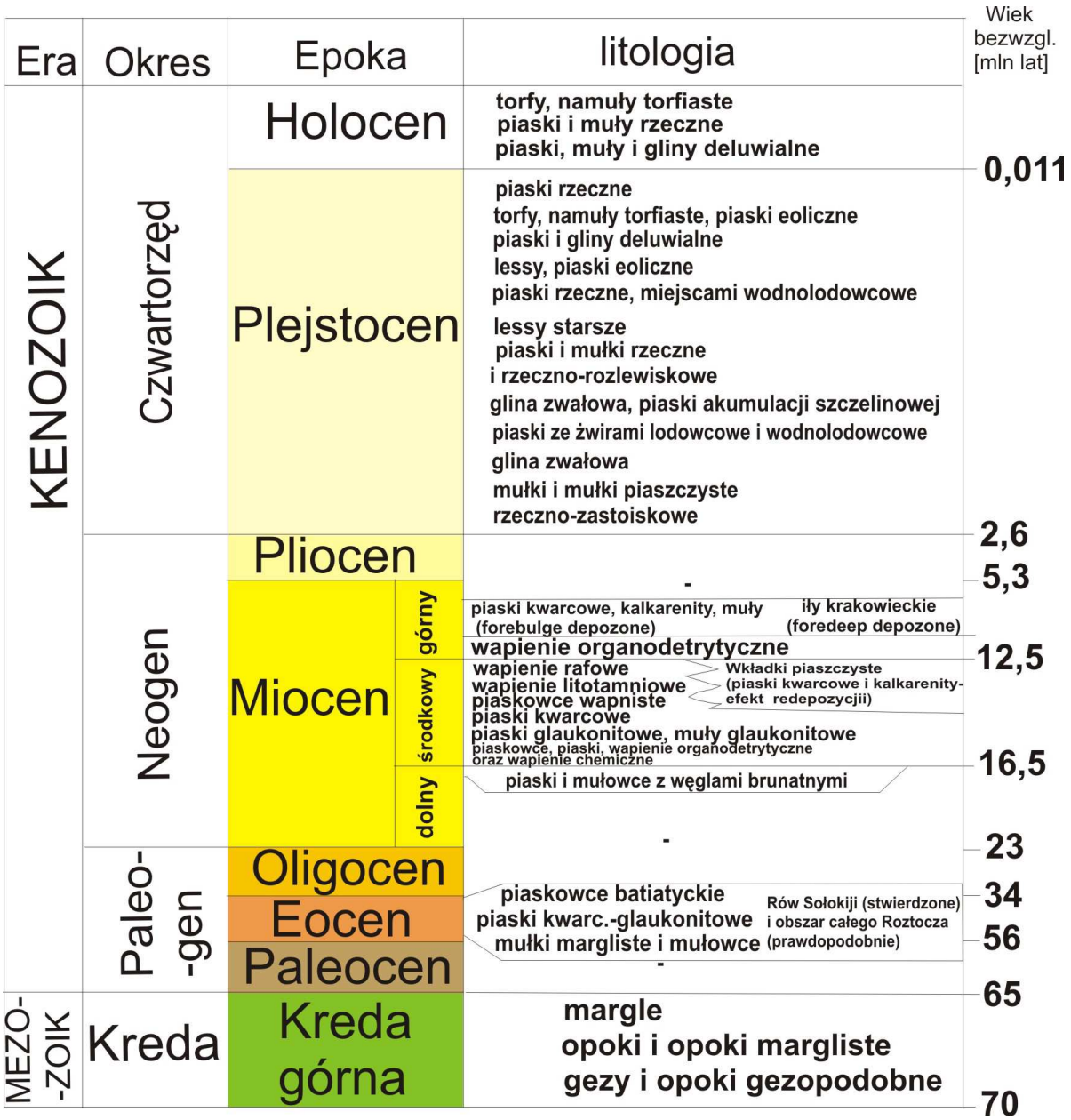
Oszczypko N. 2006. Late Jurassic-Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and-thrust belt and its foredeepp basin (Western Carpathians, Poland). Geol. Quarterly 50, 1: 169-194.

Siemiradzki J. 1923. Płody kopalne Polski. Wiedza współczesna, t. 6. H. Altenberg. Księg. Wydawnicza we Lwowie, ss 235.

Wysocka A. 2006. Klastyczne utwory badeńskie Roztocza - przebieg sedymentacji w północnej marginalnej strefie basenu zapadliska przedkarpackiego. Przegl. Geol. 54, 5: 430-437.

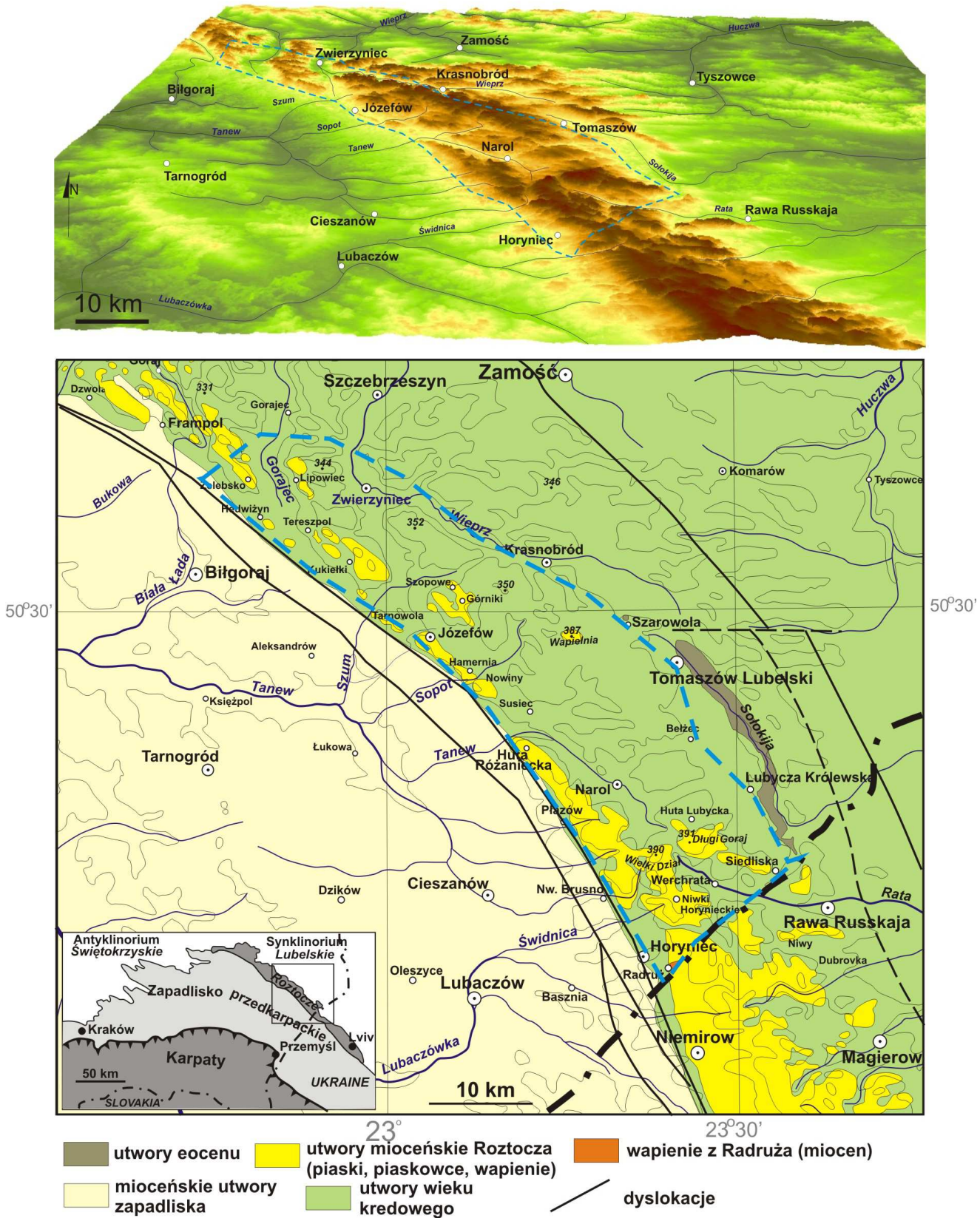
Fragment zsylifikowanego drewna z Siedlisk. Fot. A. Walanus.

Przewodnik
do wycieczek terenowych

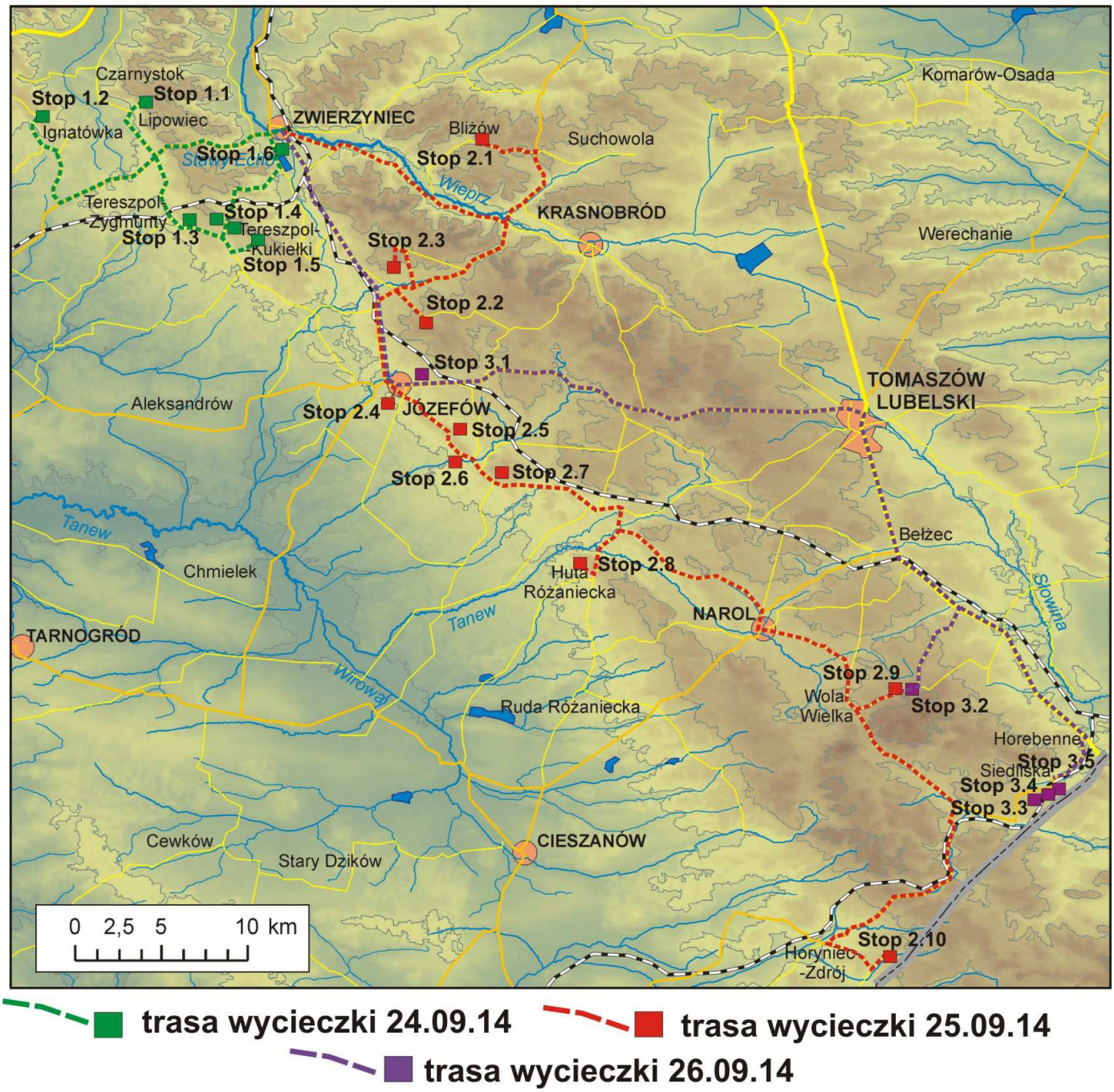


Uproszczony profil litostratygraficzny utworów występujących na Roztoczu (wg Popielski 1996, 2000, zestawiony przez: Krąpiec i in. 2010, uzupełniony, plejstocen uzupełniony za: Lindner i in. 2013).

Wycieczki terenowe V Warsztatów Geomorfologii Strukturalnej będą prowadzone w obrębie Roztocza Środkowego (środa, 24.09) i polskiej części Roztocza Południowego (czwartek-piątek, 25-26.09).



Ryc. 1. Zasięg wycieczek terenowych V Warsztatów Geomorfologii Strukturalnej 24-26 września 2014 r., na tle modelu cyfrowego terenu i mapy geologicznej Roztocza (wg kompilacji Buraczyńskiego red. 2002; Wysockiej 2006, zmieniona).



Ryc. 2. Trasy wycieczek terenowych V Warsztatów Geomorfologii Strukturalnej: 24-26 września 2014 r.

Środa 24.09.2014

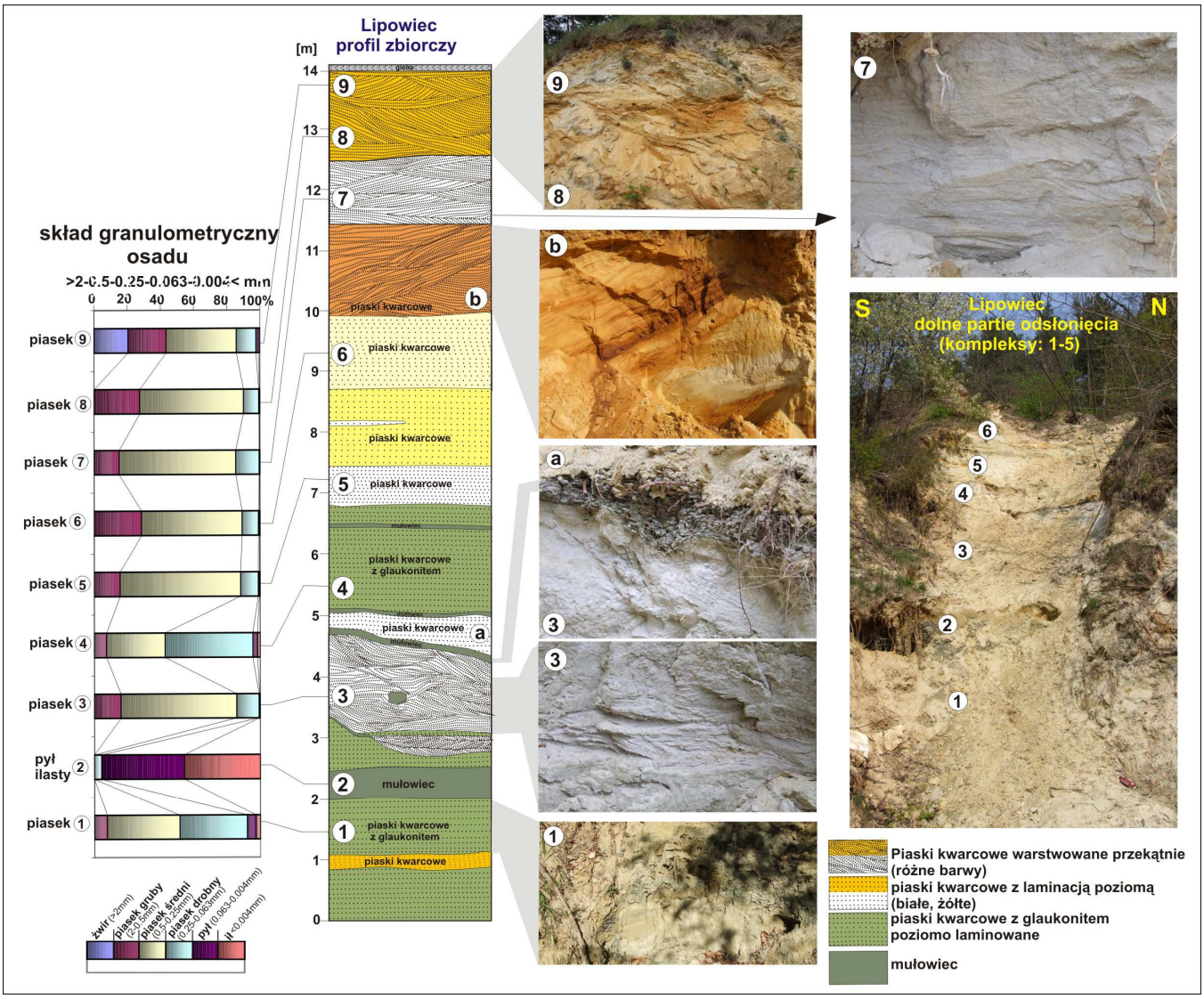
Trasa: Zwierzyniec – Lipowiec – Żelebsko- Tereszpol-Zachart – Tereszpol – Lasowa Góra - Góra Marchwianego – Kamienna Góra – Stawy Echo - Zwierzyniec

Stop 1.1. Lipowiec. Profil utworów piaszczystych miocenu
Leszek Jankowski, Włodzimierz Margielewski
Pozycja GPS: N 50°37 50,785” ; E 22°52'26,132”

Utwory miocenu w Lipowcu występują w obrębie tzw. wewnętrznej krawędzi Roztocza (Buraczyński, 2002; 2013). Występują tu piaski morskie zalegające na utworach kredowych, zaś w ich stropie zalega kompleks mioceńskich wapieni litotamniowych.

Odsłonięcia utworów piaszczystych miocenu znajdują się po północnej stronie drogi Lipowiec Góry-Lipowiec (ryc. 2, stop 1.1). Odsłonięcie najniższego elementu profilu zlokalizowane jest w kopance piasku o wysokości 10 m i szerokości 6-8 m. W spągu kompleksu piaszczystego odsłaniają się zielonkawoszare, bezstrukturalne piaski kwarcowe z glaukonitem, drobnoziarniste (ryc. 3 – poziom 1). W stropowych partiach piasków występuje warstwa mułowca lokalnie złupkowaconego o miąższości 40 cm, wskazująca na znaczny spadek dynamiki środowiska sedymentacyjnego (ryc. 3 – poziom 2). Powyżej piasków z glaukonitem, na powierzchni erozyjnej podkreślonej lokalnie cienką warstwą mułowca zalega poziom piasków białokremowych średnioziarnistych (o miąższości 1,5 m) z warstwowaniami przekątnymi rynnowymi, wskazującymi na kierunek transportu z NW ku SE. Analiza minerałów ciężkich wskazuje, że występują tu minerały wyłącznie bardzo odporne na niszczenie mechaniczne, co sugeruje bardzo wysokoenergetyczny charakter środowiska sedymentacyjnego w strefie falowania morza (Krąpiec i in. 2011). Strop piasków warstwowanych przekątnie jest rozcięty erozyjnie. W profilu występuje poziom (około 2 m miąższości) piasków kwarcowych drobno- i średnioziarnistych z glaukonitem o składzie ziarnowym zbliżonym do utworów występujących w spągu odsłonięcia (ryc. 3 – poziom 4). Najwyższą część kompleksu piaszczystego odsłaniającego się w kopance, tworzą bezstrukturalne piaski kwarcowe białe i żółte, średnioziarniste.

Wyższe partie profilu piaszczystego w Lipowcu odsłaniają się w kolejnej kopance piasku zlokalizowanej powyżej pierwszego z wyrobisk (w odległości ok. 100 m), przy drodze Lipowiec-Lipowiec Góry. Występują tu rdzawożółte piaski warstwowane przekątnie średnio- i drobnoziarniste (ryc. 3 – poziom b). Strop poziomu piaszczystego Lipowca odsłania się w odkrywkach występujących w szczytowych partiach wzgórza (przysiółek Lipowiec Góry), w sąsiedztwie drogi (ryc. 3 – poziom 9). Poziom piaszczysty o miąższości 2-2,5 m charakteryzuje się bogactwem struktur sedymentacyjnych (warstwowania przekątne rynnowe) i jest dwudzielny. Jego spąg tworzą białokremowe piaski kwarcowe przekątnie warstwowane, średnioziarniste, zaś w stropie występują żółte piaski kwarcowe przekątnie, rynnowo warstwowane (ryc. 3– poziomy 8 i 9). Kompleks piaszczysty jest przykryty wapieniami litotamniowymi miocenu, budującymi okoliczne wzgórza Lipowca.

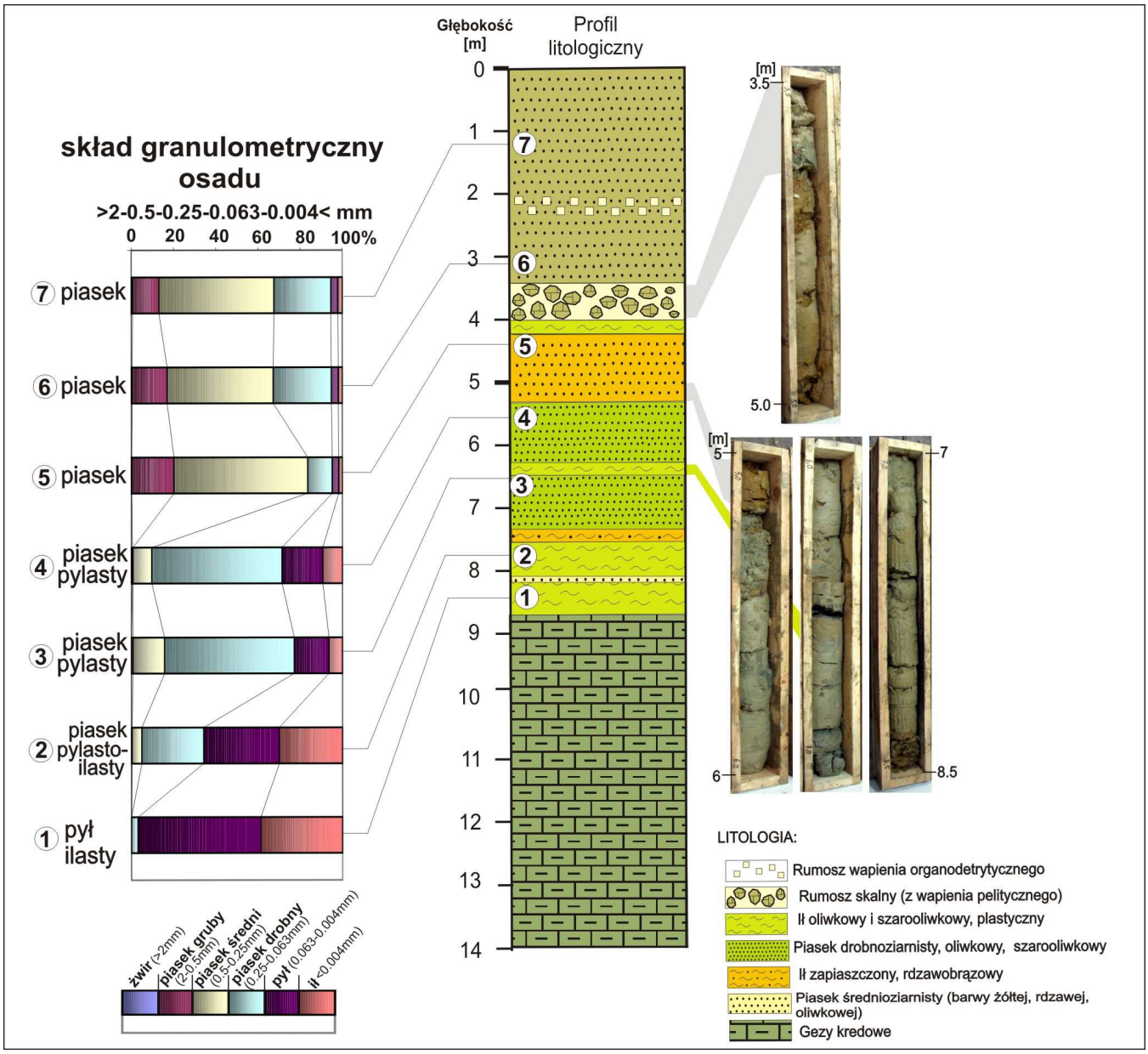


Ryc. 3. Zbiorczy profil utworów piaszczystych miocenu w Lipowcu. Fot. W. Margielewski.

U podnóża dolnej odkrywki wykonano wiercenie rdzeniowane, którym na głębokości 8,7 m osiągnięto strop utworów kredowych wykształconych jako gezy (ryc. 4). Na kremowoszarych gezach, w interwale 7,2-8,7 m, zalega tu żółtooliwkowy pył ilasty z wkładkami piaszczystymi, przechodzący ku górze w piasek pylasto-ilasty (ryc. 4 poziomy 1, 2). Powyżej, aż do powierzchni terenu, występuje drobnoziarnisty piasek pylasty barwy oliwkowej, kwarcowy (kwarc stanowi 90-100% zawartości utworu), któremu towarzyszy glaukonit (do 10% zawartości) (Krąpiec i in. 2011). W obrębie tego kompleksu występuje cienka warstwa iłu barwy oliwkowej, wkładka rdzawego piasku (ryc. 4 – warstwa 5) i rumoszu skał wapiennych o miąższości 0,5 m. Strop kompleksu piaszczystego odsłania się w spągowych partiach kopanki w Lipowcu (ryc. 3 – poziom 1).

Piasek kwarcowy z glaukonitem jest charakterystycznym osadem spągowych partii utworów piaszczystych badenu Roztocza, znajdywanym w odsłonięciach i wierceniach całej strefy krawędziowej Roztocza od Lipowca po Krągły Goraj i Dziewięcierz (Popielski 1994, 1996, 2005; Wysocka 2002;

Krąpiec i in. 2010). Na kontakcie tych utworów i podścielających je utworów kredowych były na Roztoczu znajdywane fragmenty skrzemieniałego drewna (Buraczyński 2002; Krąpiec i in., 2011), w tym także Lipowcu (Maruszczak 2001). W trakcie badań prowadzonych w 2010 r, na polach ornych w Lipowcu, w strefie kontaktu piasków miocenu i podścielających je gez kredowych, również autorzy stwierdzili występowanie niewielkich fragmentów skrzemieniałego drewna.



Ryc. 4. Profil wiercenia utworów piaszczystych w Lipowcu (wg Krąpiec i in. 2011).

Analiza przestrzenna występowania piasków wskazuje na istotną rolę tektoniki w deponowaniu piasków transgresywnych badenu. O ile strop utworów kredowych w dolnym kompleksie piaszczystym (ryc. 3 – kompleksy 1-6) został nawiercony na głębokości 8.7 m poniżej poziomu terenu (ryc. 4), utwory kredowe podścielające górny kompleks piaszczysty (ryc. 3 – kompleksy: b, 7-9), odsłaniają się wręcz na powierzchni terenu w sąsiedztwie kopanek piasku. Strefa brzegowa morza mioceńskiego musiała więc

charakteryzować się znacznym zróżnicowaniem hipsometrycznym, spowodowanym blokowymi przemieszczeniami w efekcie tworzenia struktury kwiatowej.

Z wierzchowiny Lipowca utworzonej w wapieniach miocenu, widoczna jest tzw. zewnętrzna strefa krawędziowa Roztocza, w obrębie której zaznacza się charakterystyczne wzgórze o charakterze wyspowym (tzw. guz Hedwiżyna) zbudowane z wapieni miocenu (niegdyś eksploatowanych) zalegających na piaskach. W kierunku NW krawędź morfologiczną Roztocza tworzą zwarte masywy Ignatówki i Hedwiżyna utworzone w sarmackich wapieniach organodetrytycznych (ryc. 5). Rozfragmentowanie krawędzi Roztocza (na tzw. krawędź zewnętrzną i wewnętrzną oraz na szereg odizolowanych wzgórz) szeregiem kulisowych uskoków przesuwczych (reaktywowanych jako *normal faulting*), jest efektem formowania się struktury kwiatowej związanej z regionalnym uskokiem przesuwczym obramującym NE krawędź zapadliska przedkarpackiego (Jankowski, Margielewski 2014).

Ryc. 5. Widok z Lipowca ku zewnętrznej (morfologicznej) krawędzi Roztocza. W centralnej części widoczny jest charakterystyczne wzgórze o charakterze wyspowym – tzw. guz Hedwiżyna (Buraczyński red. 2002), z prawej – masywy wapieni mioceńskich Ignatówki. Fot. W. Margielewski.

Stop 1.2. Kamieniołom w Żelebsku. Odsłonięcia wapieni miocenu z tufitami
Leszek Jankowski, Włodzimierz Margielewski
Pozycja GPS: N 50°37’23,70” ; E 22°47'16,68”

Zarzucony kamieniołom w Żelebsku (ryc. 6-8) jest zlokalizowany po wschodniej stronie drogi z Ignatówki do Żelebska, na południe od głównego, bardziej znanego z literatury naukowej kamieniołomu (również nieczynnego) w tej samej miejscowości (ryc. 9) (Jasionowski i in. 2006). W wyrobisku o amfiteatralnym zarysie zachowały się pionowe ściany o wysokości do 8 m, w obrębie których odsłania się kompleks wapieni piaszczystych (kalkarenitów), tworzących ławice o miąższości około 1,5 m (ryc. 6). Lokalnie w obrębie ławic widoczne są warstwowania przekątne. Przebieg powierzchni skalnych nawiązuje kierunków spękań lub uskoków normalnych (ryc. 6-7). Rozległemu uskokowi przecinającemu centralną część ściany południowo-wschodniej towarzyszy typowy zespół spękań (ze spękaniami riedlowskimi), jak również brekcja tektoniczna oraz mączka tektoniczna (*gouge*) (ryc. 7).

Ryc. 6. Ściana kamieniołomu w Żelebsku z odsłonięciami kalkarenitów silnie spękanych i zuskokowanych. Spękania i uskoki przedstawiono na diagramach konturowych i kierunkowych (obok diagramów – liczba pomiarów (wg. Jankowski, Margielewski 2014). Fot. W. Margielewski.

Ryc. 7. Spękania i uskoki w obrębie skał odsłaniających się w kamieniołomie w Żelebsku. Z prawej strony widoczny jest uskok z brekcją tektoniczną i mączką tektoniczna (*gouge*). Fot. L. Jankowski.

Charakterystyczne dla tego kompleksu skalnego są tufity barwy żółtokremowej, tworzące warstewki o miąższości od 0,5-2,5 cm występujące w kilku (około 6) poziomach w obrębie ściany skalnej (ryc. 8). Lokalnie poziom tufitowy podkreśla spąg charakterystycznych, powyginanych warstewek wapienia, będących efektem synsedymentacyjnych przemieszczeń grawitacyjnych (niewielkie slumpy), powstałych prawdopodobnie w efekcie wstrząsów sejsmicznych towarzyszących erupcjom wulkanicznym (ryc. 8).

Ryc. 8. Kamieniołom w Żelebsku: z lewej – synsedymentacyjne przemieszczenia grawitacyjne z poziomami tufitów w stropie; z prawej – poziomy tufitów rozcięte uskokiem normalnym, zrzutowym. Fot. W. Margielewski.

Wiek utworów jest prawdopodobnie sarmacki, aczkolwiek dotychczasowe oznaczenia nanoplanktonowe z poziomów tufitowych, zidentyfikowanych na podstawie obecności szkliwa wulkanicznego (jako utworów współczesnych sedymentacji) nie dały pozytywnych rezultatów ze względu na brak mikroflory (tufity zostały opróbowane do datowań bezwzględnych metodą Ar/Ar).

Kierunki nieciągłości tektonicznej (uławicenie, spękania, uskoki) pomierzone w utworach mioceńskich występujących w obydwu kamieniołomach w Żelebsku (zob. także ryc. 9), wykazują znaczną rotację bloków skalnych w obrębie tej części tzw. strefy krawędziowej Roztocza (Jankowski, Margielewski 2014, zob. także tekst referatu wprowadzającego). Kulisowy przebieg uskoków (w stosunku do kierunku krawędzi morfologicznej) wskazuje na geometrię strefy typową dla struktury kwiatowej (*flower structure*).

Ryc. 9. Główny kamieniołom w Żelebsku (nie będący przedmiotem wycieczki – własność prywatna), zlokalizowany na NW od stopu 1.2, z granicą baden/sarmat (Wysocka i in. 2006) i licznymi slumpami w stropowych częściach masywu. Fot. L. Jankowski.

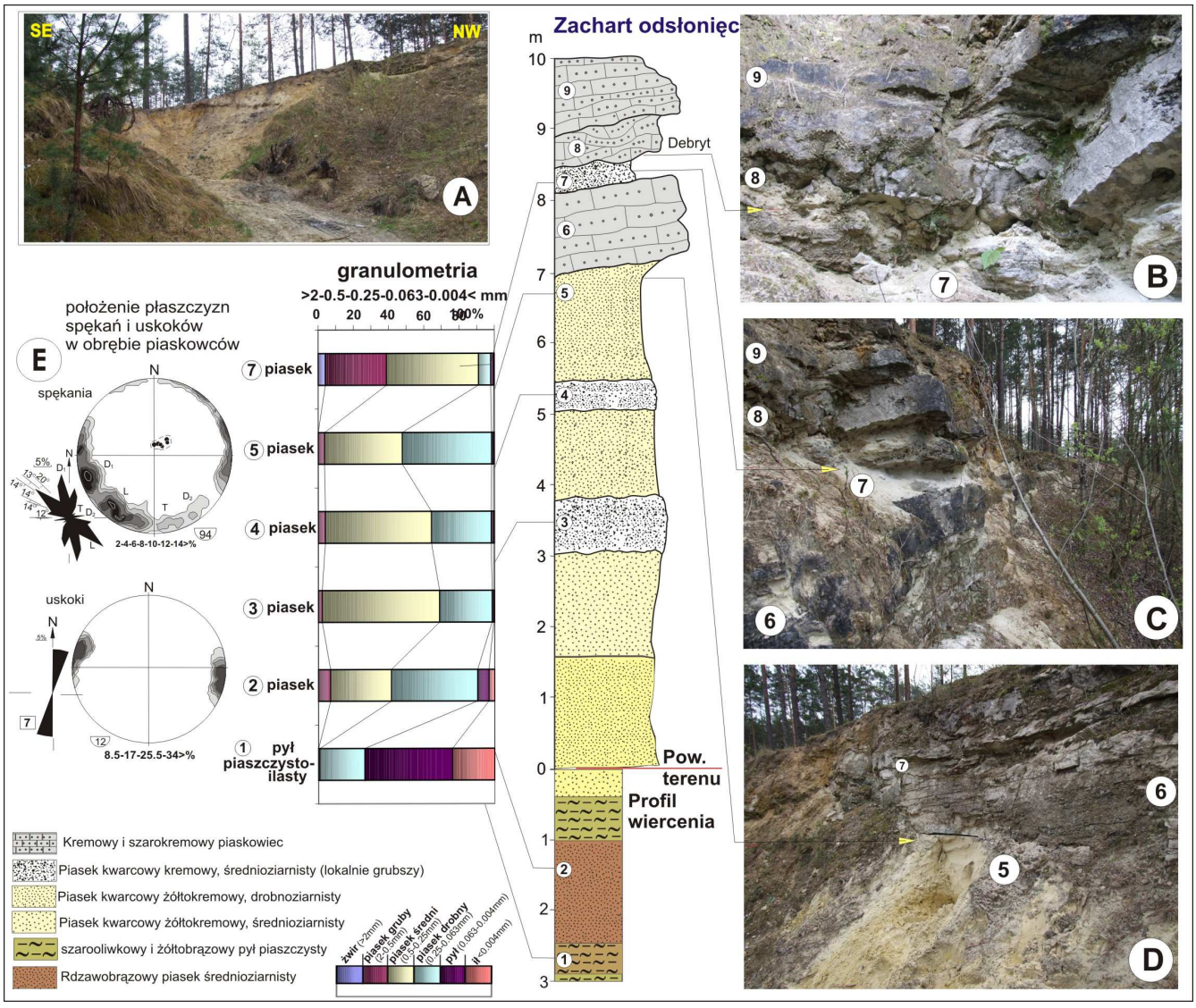
Stop 1.3. Tereszpol-Zachart. Piaskowce wapniste na transgresywnych piaskach miocenu

Leszek Jankowski, Włodzimierz Margielewski

Pozycja GPS: N 50°34'02,16” ; E 22°53'53,76”

Odsłonięcie utworów miocenu znajduje się w obrębie dużej kopanki piasków kwarcowych miocenu, utworzonej w obrębie ostańcowego wzgórza będącego elementem strefy krawędziowej Roztocza Środkowego w rejonie Tereszpola (ryc. 2: stop 1.3). Jego długość wynosi 100 m, zaś

wysokość około 10 m (ryc. 10 A). W kopance odsłaniają się piaski drobno-i średnioziarniste (lokalnie gruboziarniste), bezstrukturalne, kwarcowe, barwy żółtej, zielonkawożółtej i żółtoszarawej, przykryte warstwą piaskowca wapnistego miąższości 2,5-3,0 m (ryc. 10 – poziomy: 6-9). Pokrywa piaskowcowa zalegająca na piaskach przyczyniła się do uformowania ostańca denudacyjnego w utworach piaszczystych miocenu. Spągowe partie kompleksu piaszczystego (3 m) tworzą piaski średnioziarniste, kremowo żółte, wyżej zalegają kremowożółte piaski kwarcowe średnioziarniste (ryc. 10 – poziom 3). Powyżej występuje kwarcowy piasek średnioziarnisty, żółtozielonkawy z niewielką domieszką glaukonitu, którego zawartość wynosi od 5% do 15% (Krąpiec i in. 2011). Wyżej w kompleksie zalega poziom piasków drobno-i średnioziarnistych (ryc. 10 – poziom 5). W utworze, obok glaukonitu stwierdzono dość dużą zawartość minerałów ciężkich o niskich ekwiwalentach hydrodynamicznych (amfibole i kilka biotytów i piroksenów), co wskazuje na niewielką dynamikę sedymentacji (Krąpiec i in. 2011).



Ryc. 10. Profil odsłonięcia i wiercenia utworów miocenu w Zacharcie. Położenie płaszczyzn spękań i uskoków (w piaskowcach) na diagramie konturowym (projekcja równopowierzchniowa biegunów na dolną półkulę) i kierunkowym (za: Jankowski, Margielewski 2014). Fot. W. Margielewski.

Na piaskach zalega pokrywa piaskowca o miąższości niemal 3 m, która nie jest jednorodna: stanowi ona dwa zlityfikowane kompleksy, rozdzielone warstwą piasków (ryc. 10 B-D – kompleksy 6-9). W dolnym kompleksie piaskowiec jest średnioławicowy (0,5-0,7 m) (ryc. 10 – poziom 6), zaś jego ławice są pocięte ciosem z regularnymi zespołami spękań oraz uskokami normalnymi o kierunku zapadania 110/270^{o} (ryc. 10 B, C; D). Analizy petrograficzne wykazały, że skała reprezentuje tzw. arenity sublityczne. Zawartość kwarcu jest dominująca (54,18%), w składzie ziarnowym występują także skalenie (ca 2%), glaukonit (1,04%) oraz okruchy skał węglanowych (7,34%). Spoiwo jest węglanowe (32,54%), kontaktowe, towarzyszy mu spoiwo kwarcowe (1,39%). Porowatość skały jest niewielka (1,04%) (Krąpiec i in. 2011).

Ponad dolnym poziomem piaskowca zalega warstwa kremowego piasku gruboziarnistego o miąższości 15-30 cm (ryc. 10 – poziom 7, ryc. 10 C), zaś powyżej występuje górny poziom piaskowcowy (ryc. 11). W jego spągu częste są charakterystyczne slumpy – powyginane i porozrywane cienkie (5 cm) warstwy piaskowca (lokalnie jest to wręcz brekcja o typie debrytu), będące efektem ześlizgów synsedymentacyjnych (ryc. 10 BC - warstwa 8). Wskazuje to na sedymentację utworów w warunkach dźwigania tektonicznego strefy krawędziowej Roztocza i sedymentację najwyższych partii kompleksu w Zacharcie w warunkach półrowu, prawdopodobnie będącego elementem struktury kwiatowej Roztocza.

Ryc. 11. Struktury sedymentacyjne w obrębie piaskowców tworzących nadkład piasków w odsłonięciu w Zacharcie. Fot. L. Jankowski.

Górny kompleks (podobnie jak niższy) reprezentuje arenit sublityczny, z podobnym udziałem kwarcu, jednakże mniejszą zawartością skaleni (0,84%) i okruchów skał węglanowych (3.9%), nieco więcej jest glaukonitu (1,68%), śladowo pojawiają się także okruchy skał magmowych i metamorficznych (0,28%) (Krąpiec i in. 2011).

Wiercenia sondujące obramowujące wzgórze wskazują, iż „czapa” piaskowców pokrywająca kompleks piaszczysty Zachartu, ma zasięg ograniczony do kulminacji wzgórza.

W spągu kopanki sondą mechaniczną wykonano wiercenie, którym na głębokości 3 m osiągnięto strop utworów kredowych. Bezpośrednio na gezach kredowych (na głębokości 3,0-2,9 m) zalega

żółtozielonkawy pył ilasty z licznymi fragmentami skał kredowych, który ku górze przechodzi w żółtobrązowy pył piaszczysto-ilasty (ryc. 10). Liczne sondowania wykazały, że jest to osad stanowiący podłoże sedymentacji piaszczystej miocenu w rejonie Tereszpola (występuje on także w innych partii strefy krawędziowej Roztocza). Ponad pyłami (mułami) występuje rdzawobrązowy piasek średnioziarnisty, zaś powyżej pojawia się żółty i brudnożółty piasek średnioziarnisty, kwarcowy, który odsłania się także w spągowych partiach kopanki w Tereszpolu–Zacharcie.

Stop 1.4. Lasowa Góra (Hodarówka) i Góra Marchwianego. Ostańcowe formy rzeźby strefy krawędziowej Roztocza

Leszek Jankowski, Włodzimierz Margielewski

GPS: N 50°34'02,34"; E 22°56'03,3" (Lasowa G.); N 50°34'35,4"; E 22°55'15,6" (G. Marchwianego)

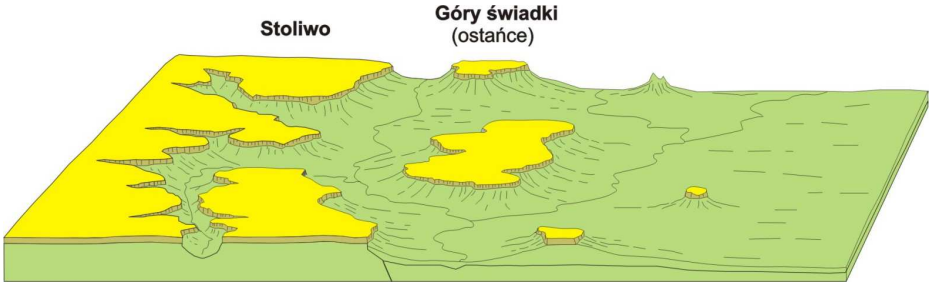
Ryc. 12. Charakterystyczne wzgórza strefy krawędziowej Roztocza w rejonie Tereszpola: ponad wyrównaną powierzchnią utworzoną w obrębie wapieni litotamniowych wznoszą się ostańcowe pagóry powstałe w wapieniach rafowych. Na pierwszym planie Lasowa Góra (Hodarówka), w tle: Góra Marchwianego. Fot. W. Margielewski.

Po obydwu stronach drogi wiodącej z Tereszpola do Zwierzyńca (przez wieś Sochy), widoczne są dwa charakterystyczne odizolowane wzgórza (ryc. 12). Wzgórze na północ od drogi zwane jest górą Marchwianego, na SE od niej – Lasową Górą (Hodarówką).

Góra Marchwianego i sąsiadująca z nią od południa Lasowa Góra są jednymi z licznych ostańców denudacyjnych typowymi dla strefy krawędziowej Roztocza (Buraczyński red. 2002; 2013). Ostaniec jest formą rzeźby powstałą w wyniku działania procesów denudacyjnych, które doprowadziły do odsłonięcia wyniosłości terenu –samotnego wzgórza o stosunkowo stromych stokach, z najbardziej odporną na wietrzenie partią wierzchowinową. Jednakże w odróżnieniu od tzw. twardzieli, ostańce denudacyjne charakteryzuje niewielką różnicą w odporności skał. W przypadku Roztocza, które lokalnie ma budowę płytową, istotne znaczenie dla powstawania ostańców denudacyjnych ma rozpad na bloki w wyniku formowania struktury kwiatowej i późniejszej ekstensji (rozciągania). Indywidualizacja ostańców wynika z powstania sieci uskoków i poszerzania spękań tektonicznych, co w rezultacie prowadziło do formowania dolin, z czasem izolujących ostańce. Góra Marchwianego i Lasowa Góra są właśnie takimi ostańcowymi elementami rzeźby charakterystycznymi dla tej części strefy krawędziowej Roztocza (ryc. 12, 13).

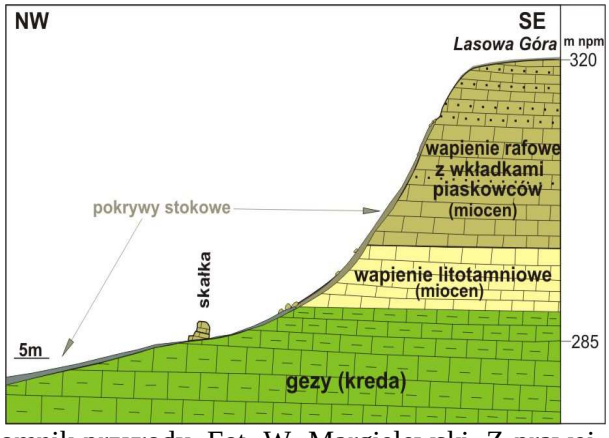
Ryc. 13. Góra Marchwianego. Widok z Lasowej Góry. Fot. W. Margielewski.

W rejonie Góry Marchwianego i Lasowej Góry, na kredowym podłożu, które stanowią tu gezy, zalegają utwory miocenu (Popielski 1996). W najniższej części profilu wykształcone są one jako piaski kwarcowe, wyżej zalegają wapienie litotamniowe. Na wapieniach litotamniowych zalegają najbardziej odporne na denudację wapienie rafowe (tzw. haliotisowe: od występującej w nich skamieniałości ślimaka morskiego z rodzaju *Haliotis*) (Popielski 1994, 1996). Wapienie te zalegające płytowo, budują charakterystyczne, płaskie szczyty wzgórz mających tu charakter ostańców: tzw. gór-świadków (ryc. 12; 13), powstałych z rozfragmentowania tzw. stoliwa (ryc. 14) (por. Migoń 2006).



Ryc. 14. Schemat powstawania ostanców denudacyjnych (tzw. gór-świadków) (wg Migoń 2006), w układzie litologicznym charakterytycznym dla strefy krawędziowej Roztocza.

Miejscami skały budujące stoliwo są silnie scementowane spoiwem wapiennym lub krzemionkowym. Występują tu także wkładki piaskowca wapnistego, silnie skrzemionkowanego. W efekcie skały te były wykorzystywane do wyrobu kamieni młyńskich. W szczytowych partiach Lasowej Góry zachował się charakterystyczny łom, w obrębie którego pozyskiwano materiał do wyrobu kamieni żarnowych. Występują tu nieliczne skamieniałości małży mioceńskich (*Ostrea, Chlamys*), często również zsylifikowane. Ściana wyrobiska chroniona jest jako pomnik przyrody.



Ryc. 15. Forma skałkowa pod Lasową Górą, chroniona jako pomnik przyrody. Fot. W. Margielewski. Z prawej pozycja skałki u podnóża Lasowej Góry (wg Krąpiec i in. 2010).

U północnej podstawy Lasowej Góry występuje forma skałkowa (chroniona jako pomnik przyrody) utworzona z wapienia rafowego, która ma kształt baszty o wysokości ok. 2 m, szerokości 2x3 m (ryc. 15). Ma ona genezę grawitacyjną i zalega bezpośrednio na utworach kredowych (Krąpiec i in. 2010).

Stop 1.5. Kamienna Góra w Tereszpolu-Jurdydze. Fragment stoliwa
Leszek Jankowski, Marek Krąpiec, Włodzimierz Margielewski
GPS: N 50° 33' 17,11"; E 22° 57' 00,86"

Kamienna Góra (326,3 m.n.p.m.) występuje na północ od miejscowości Tereszpol-Jurdyga i, podobnie jak Góra Marchwianego i Lasowa Góra, stanowi charakterystyczny pagór ostańcowy o płaskim szczycie, wznoszący się ok. 40 m ponad podstawę wzgórza (ryc. 16; ryc.2 – stop 1.5) (Krąpiec i in. 2010). Powstał on w efekcie rozczłonkowania pokrywy odpornych wapieni rafowych z wykształconym w jej obrębie denudacyjnym poziomem strukturalnym. Tego typu wzgórza ostańcowe tworzyły sie na Roztoczu w pliocenie, w efekcie intensywnych procesów denudacyjnych (Buraczyński red. 2002).

Ryc. 16. Wzgórze Kamienna Góra koło Tereszpola. Pagór ostańcowy utworzony w wapieniach rafowych, wznosi się ponad spłaszczeniem powstałym w wapieniach litotamniowych. Fot. W. Margielewski.

Podobnie jak w przypadku Góry Marchwianego i Lasowej Góry, szczyt ostańca denudacyjnego tworzy czapa odpornych wapieni rafowych miejscami skrzemionkowanych, zalegająca na mniej odpornych wapieniach litotamniowych, które lokalnie zazębiają sie tu z marglami piaszczystymi (tzw. marglami treszpolskimi – Popielski, 1996) zawierającymi nagromadzenia charakterystycznych buł utworzonych z krasnorostów (litotamniów). Odsłonięcia tych utworów występują m.in. w sąsiedztwie Kamiennej Góry (Krąpiec i in. 2010). Liczne skamieniałości małży (ostrygi, przegrzebki) jak również buły litotamniowe występują w zwietrzelinie i na polach ornych otaczających Kamienną Górę. Odporne skały budujące ostaniec były niegdyś przedmiotem eksploatacji: na północnych stokach wzgórza widoczny jest współcześnie zarośnięty łom.

Wzgórza ostańcowe strefy krawędziowej Roztocza są czytelnym przykładem selektywnego oddziaływania procesów denudacyjnych ukierunkowanych zarówno tektoniką podłoża (dyslokacje związane tu ze strukturą kwiatową) jak i różnicą w odporności skał podłoża (ryc. 17).

Ryc. 17. Ciąg wzgórz ostańcowych strefy krawędziowej Roztocza w rejonie Teresz-pola. Fot. W. Margielewski.

Stop 1.6. Stawy Echo. Wydma paraboliczna, procesy eoliczne na Roztoczu
Leszek Jankowski, Marek Krąpiec, Włodzimierz Margielewski
Pozycja GPS: N 50º36’11,41'; E 22º 58’40,35'

W bezpośrednim sąsiedztwie stawów Echo (sztuczne zbiorniki wykorzystujące wody Świerszcza, lewego dopływu Wieprza) wznosi się rozległy wał piaszczysty o wysokości około 15 m i długości około 1 km. Ma on charakterystyczny, sierpowy zarys. Jest on utworzony z drobnoziarnistych piasków i reprezentuje klasyczną wydmę paraboliczną (łukową). Taki rodzaj wydm jest formowany w efekcie stabilizacji jej końców (ramion) przez roślinność (lub wilgotne podłoże) i przesuwanie jej czoła w kierunku zawietrznym wskutek przewiewania piasku (ryc. 18). Migracja czoła wydmy w sąsiedztwie Stawów Echo w kierunku wschodnim wskazuje, że została ona uformowana przez wiatry wiejące z kierunku zachodniego. Jakkolwiek główny proces wydmotwórczy na Roztoczu wiązano z późnoglacjalnym ochłodzeniem młodszego dryasu (około 12650-11700 lat temu) (Buraczyński red. 2002), nowsze badania (w tym z wykorzystaniem datowań OSL) wskazują, że główny etap procesów wydmotwórczych mógł mieć miejsce w trakcie ochłodzeń najstarszego dryasu i starszego dryasu - znacznych ochłodzeń klimatu pod koniec zlodowacenia Wisły (Margielewski i in. w druku). W warunkach klimatu zimnego, suchego i wietrznego nastąpiło wówczas rozprzestrzenienie się stepu trawiastego oraz siedlisk piaszczystych, zaś ubogie lasy sosnowo-brzozowe tworzyły luźne płaty. Zanik wieloletniej zmarzliny, uboga szata roślinna i przesuszenie podłoża związane z obniżeniem zwierciadła wód gruntowych, spowodowały intensywny rozwój procesów eolicznych (wiatrowych) na równinach utworzonych z piasków wodnolodowcowych i rzecznych (Buraczyński red. 2002). Silne strumienie wiatrów wiejących z kierunku zachodniego nawiewały również materiał piaszczysty z Kotliny Sandomierskiej (Buraczyński 1994). O dużej energii transportu eolicznego świadczy wielkość wydm na Roztoczu: niektóre z nich osiągają wysokość ponad 20 m. Szczytem wydmy w sąsiedztwie Stawów Echo wiedzie ścieżka edukacyjna (ryc. 18).

Ryc. 18. Szczyt rozleglej wydmy parabolicznej w sąsiedztwie Stawów Echo. Fot. W. Margielewski.

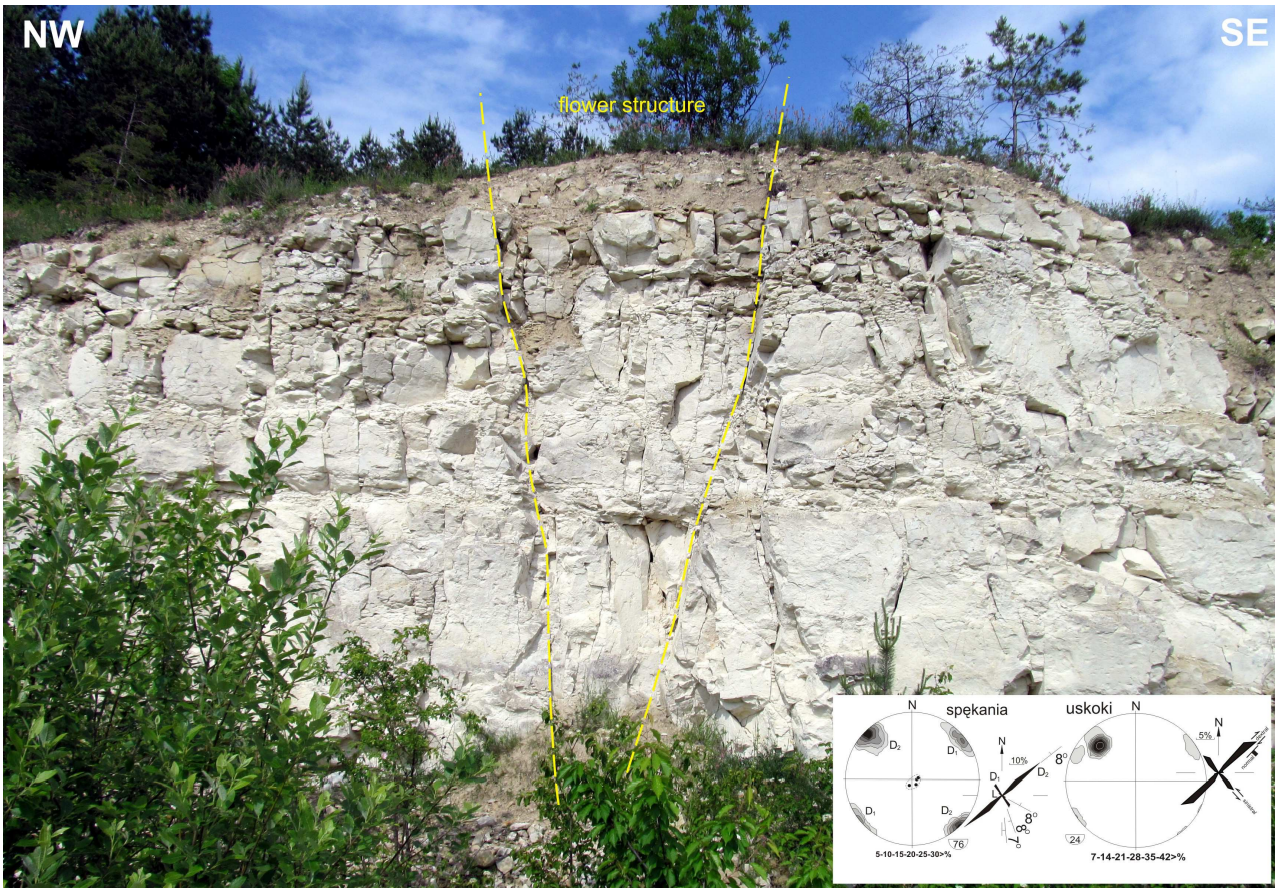
Czwartek 25.09.2014

Trasa: Zwierzyniec – Bondyrz – Bliżów – Szopowe – Górniki – Potok-Senderki – Józefów – Józefów kamieniołom – Hamernia – rezerwat przyrody „Czartowe Pole” – kamieniołom Błudek w Nowinach – Susiec – Rebizanty (Szumy na Tanwi) – Huta Różaniecka – Narol – Wola Wielka – Huta Lubycka – Werchrata – Horyniec – Radruż – Zwierzyniec

Stop 2.1. Kamieniołom w Blizowie. Odsłonięcie utworów kredowych ze strukturami tektonicznymi

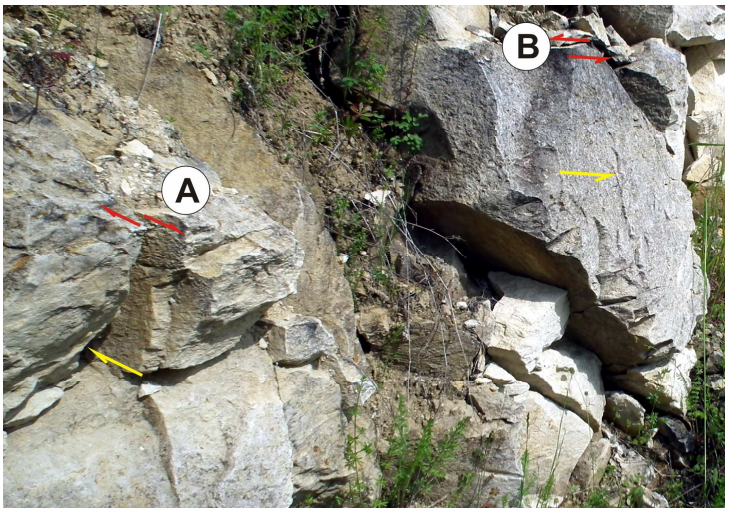
Leszek Jankowski, Włodzimierz Margielewski
Pozycja GPS: N 50°36’06,42”; E 23°07’38,76”

Niewielki kamieniołom użytkowany na lokalne potrzeby znajduje się w Bliżowie, po północnej stronie drogi asfaltowej Adamów-Bliżów (ryc. 2 – Stop 2.1). W obrębie ścian kamieniołomu (tworzących dwa poziomy eksploatacyjne) o długości 60-70 m i wysokości 4-8 m, odsłaniają się opoki mastrychtu barwy kremowo-żółtawej (ryc. 19). Są to skały masywne, gruboławicowe, o grubości ławic przekraczającej 1 m. Warstwy zalegają prawie poziomo, zapadając nieznacznie na północny zachód pod kątem 5°. Skały są silnie spękane i pocięte regularnym zespołem spękań oraz uskoków (ryc. 19) (Krąpiec i in. 2010; 2011).



Ryc. 19. Odsłonięcie opok kredowych w kamieniołomie w Bliżowie. W centralnej części ściany widoczna struktura kwiatowa związana z uskokiem prawoprzesuwczym. Poniżej diagramy spękań i uskoków (wg: Jankowski, Margielewski 2014). Objaśnienia do diagramów spękań jak na ryc. 10. Fot. W. Margielewski.

W obrębie powierzchni skalnych widoczne są uskoki normalne o płaszczyznach zapadających pod stosunkowo wysokim kątem (60-65^{o}) w kierunku południowo-wschodnim (135º/65º), związane z radialną ekstensją. Część uskoków normalnych została reaktywowana jako uskoki prawoprzesuwcze (*dextral faults*) (ryc. 20), co doprowadziło do powstania charakterystycznych struktur kwiatowych (*flower structures*) widocznych w obrębie ścian skalnych (ryc. 19). Towarzyszą im uskoki lewoprzesuwcze (*sinistral faults*) o kierunkach równoległych do ściany odsłonięcia oraz kierunku i kącie zapadania 215°/85° (ryc. 20). Analiza przebiegu nieciągłości tektonicznych wskazuje na reaktywację uskoków tnących utwory kredowe, związanych ze zmianą pola naprężeń w czasie: od radialnej ekstensji, po naprężenia w reżimie przesuwczym, typowym dla formowania regionalnej struktury kwiatowej.



W odsłaniających się skałach licznie występuje zróżnicowana i bogata makrofauna wieku kredowego. Dominują tu ośródki amonitów (głównie z rodzaju *Baculites* - form typowych dla epoki kredowej, o wydłużonych kształtach), belemnitów, małży (m. in. z rodzaju *Inoceramus*) i ramienionogów (Krąpiec i in. 2010).

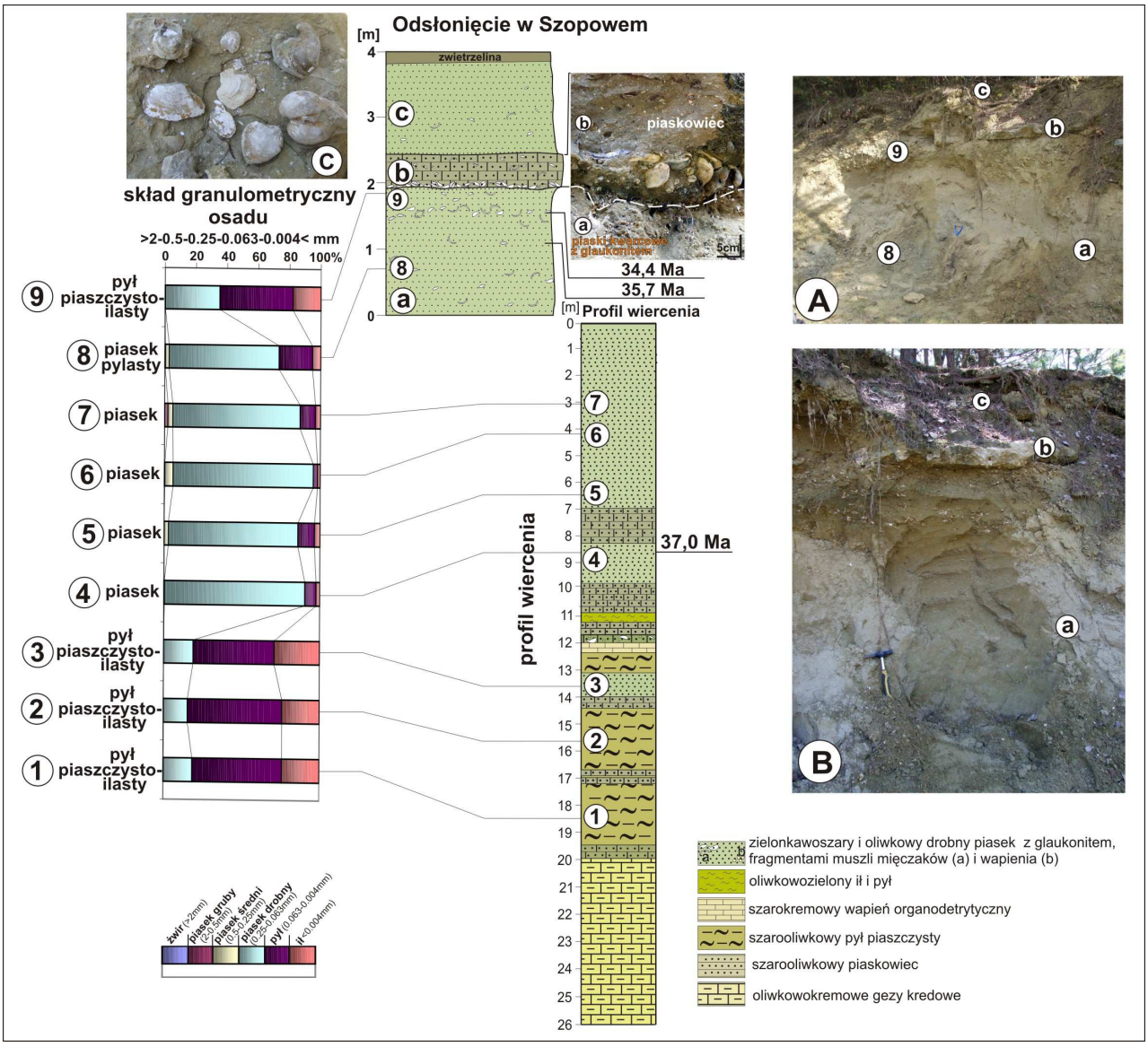
Ryc. 20. Bliżów, uskoki przesuwcze w opokach kredowych: A – prawoprzesuwczy (*dextral*), B – lewoprzesuwczy (*sinistral*). Żółta strzałka wskazuje kierunek ruchu bloku przyległego. Fot. W. Margielewski.

Stop 2.2. Szopowe. Datowane mikropaleontologicznie i metodą K/Ar piaski transgresywne miocenu

Leszek Jankowski, Włodzimierz Margielewski, Marek Krąpiec

Pozycja GPS: N 50º30,983'; E 23º05,503’

Odsłonięcie utworów miocenu o długości około 20 m i wysokości 4 m, znajduje się przy drodze z Szopowego do Górników Nowych (ryc. 2 – Stop 2.2). W jego obrębie odsłaniają się szarozielonkawe piaski, z występującą w ich środkowych partiach ławicą piaskowca, dzielącą kompleks piaszczysty na dwa poziomy (ryc. 21). Dolny poziom o miąższości 1,9m tworzą bezstrukturalne piaski pylaste, drobnoziarniste, kwarcowo-glaukonitowe (ryc. 21) (Krąpiec i in. 2010, 2011). Miejscami utwór zawiera liczne fragmenty skorup mięczaków miocenu, których nagromadzenia tworzą w osadzie warstwy. Zielonkawa barwa osadu jest związana występowaniem w osadzie ziaren glaukonitu (około 5%).



Ryc. 21. Profil osadów miocenu w Szopowem (wg: Krąpiec i in. 2010, 2011).

W stropie dolnego kompleksu piaszczystego zalega silnie scementowana ławica piaskowca będącego arenitem litycznym o spoiwie węglanowym, utworzonego głównie z kwarcu, glaukonitu i skał węglanowych. Miąższość ławicy wynosi 0,4 m, zaś w jej spągu występuje liczna fauna mięczaków mioceńskich (ośródek muszli ramienionogów, ślimaków, małży) (ryc. 21 – poziom b, fot. C). W próbkach piasku pobranych około 0,5 m poniżej warstwy piaskowca stwierdzono występowanie licznych otwornic, które wskazują na wczesnobadeński (moraw) wiek utworu (Krąpiec i in. 2011).

W stropowych partiach profilu, ponad warstwą piaskowca, występuje poziom piasków glaukonitowych zbliżony składem ziarnowym do piasków odsłaniających się w spągu odkrywki (ryc. 21 – poziom c). Z próbki pobranej z tych osadów oznaczono nanoplankton, którego skład gatunkowy wskazuje na późnobadeńsko-wczesnosarmacki wiek utworu (oznaczenia M. Gareckiej z PIG-PIB – Krąpiec i in. 2011).

Mikropaleontologiczne udokumentowanie tego wieku jest istotne, bowiem w środkowych partiach dolnego kompleksu piaszczystego, około 0,5 m i 0,8 m pod piaskowcem, wykonano datowania ziaren glaukonitu metodą K/Ar, uzyskując wiek 35,7 mln lat i 34,4 mln lat (ryc. 21) (Krąpiec i in. 2011). Uzyskane daty wskazują, iż minerał ten, wraz z ziarnami kwarcowymi, był redeponowany z występujących tu utworów piaszczystych eocenu (priabon). Jest to o tyle istotne, że współcześnie na Roztoczu osady piaszczyste eocenu były dotychczas rejestrowane tylko z rowu Sołokiji w okolicach Tomaszowa Lubelskiego (Buraczyński red. 2002).

U podnóża odsłonięcia wykonano wiercenie rdzeniowane, osiągając głębokość 26 m (ryc. 21) (Krąpiec i in. 2011). W interwale 26-14 m nawiercono utwory kredowe: gezy, piaskowce, mułowce (ich wiek został oznaczony mikrofaunistycznie na mastrycht) (Krąpiec i in. 2011). Ponad utworami kredowymi, występuje pył ilasty ze skorupami mięczaków mioceńskich i przeławiceniami wapienia organodetrytycznego, iłu i piaskowca (ryc. 21). Na głębokości 10-8,3 m występuje drobnoziarnisty piasek kwarcowy z glaukonitem. Glaukonit wyselekcjonowany z tego utworu został datowany metodą K/Ar na 37 Ma (ryc. 21), co wskazuje, że był on redeponowany do osadów badenu z utworów eoceńskich. Ponad piaskiem, w interwale 8,3-7,0 m zalega szarooliwkowy, zbity piaskowiec wapnisty. W stropie profilu wiercenia występuje kompleks piaszczysty o miąższości 7 m utworzony z żółtooliwkowych piasków drobnoziarnistych, których strop widoczny jest w odsłonięciu. Piaski występujące w Szopowem reprezentują najstarszy osad mioceński, którego sedymentacja rozpoczęła się wraz z transgresją morską na obszar współczesnego Roztocza we wczesnym badenie, trwała zaś po wczesny sarmat.

Stop 2.3. Potok Senderki. Podziemne wyrobiska górnicze po eksploatacji materiału do produkcji kamieni młyńskich i żarnowych

Jan Urban, Tomasz Mleczek

Pozycja GPS: N 50°32’22,41”; E 23°24’03,18,64”

W obrębie wzniesienia położonego bezpośrednio na wschód od wsi Potok Senderki i zwanego Górą Hołdy występują pozostałości podziemnej i powierzchniowej eksploatacji kopalin skalnych. Przedmiotem eksploatacji były utwory mioceńskie wykształcone jako występujące naprzemiennie płytowe wapienie organodetrytyczne, wapienie piaszczyste oraz piaskowce i piaski. Zwięzłe piaskowce wapniste (o spoiwie kalcytowym) występujące w tym kompleksie skalnym, wykorzystywane były do produkcji kamieni młyńskich i żarnowych. Ich eksploatacja prowadzona była prawdopodobnie w okresie od drugiej połowy XVIII wieku (miejscowości Potok i Senderki powstały w 1764 r.) do II wojny światowej metodą podziemną, w efekcie czego powstał rozległy i labiryntowy system chodników. W wieku XIX i w początkach XX wieku prowadzono tu również eksploatację odkrywkową wapieni i piaskowców do produkcji kruszywa budowlanego i wapna. Dotychczas nie odnaleziono jednak istotnych

źródeł historycznych dotyczących podziemnej eksploatacji (Gazda, Ruska 2005, Ruska 2006, Lipiec 2007, Gazda 2009, Urban, Mleczek 2011, Urban 2012, Bill 2014).

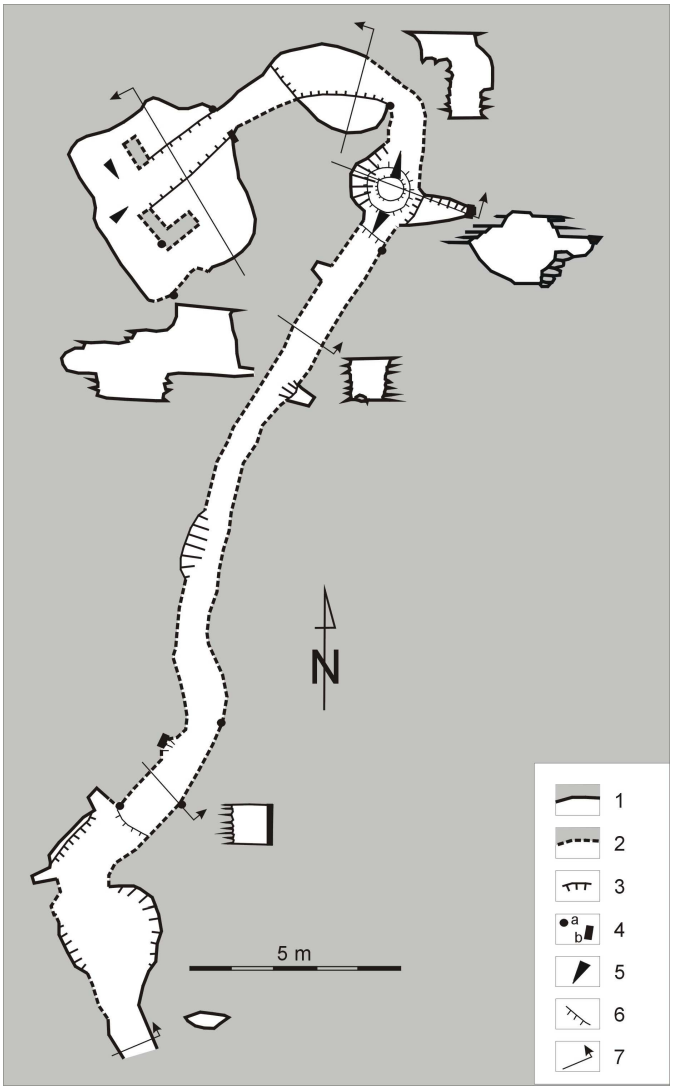
Piaskowiec do produkcji kamieni młyńskich był jasnoszary, bardzo zwięzły, cechował się wysoką odpornością na ściskanie (rzędu 85 Mpa) i niską ścieralnością. W podłożu pokładu (ławicy) zwięzłego piaskowca występowały luźniejsze piaskowce i piaski, zaś w nadkładzie – wapienie piaszczyste i wapienie (Gazda, Ruska 2005, Ruska 2006).

Wydobycie prowadzone było na gruntach prywatnych przez właścicieli lub spółki górnicze dzierżawiące kopalnie i zatrudniające okolicznych mieszkańców. Według miejscowej tradycji wydobycie kamieni młyńskich i żarnowych prowadzono wykonując podziemne wyrobiska głównie poniżej ławicy zwięzłego piaskowca, w obrębie piasków i słabo zwięzłych piaskowców. Bloki skalne do produkcji kamieni młyńskich wykuwano w stropie otrzymując po ich wypadnięciu (pod własnym ciężarem) prawie gotowe produkty. Zaokrąglony kamień o grubości równej miąższości ławicy, po wytoczeniu wymagał jedynie końcowej obróbki. Obserwacje wewnątrz wyrobisk wskazują jednak, iż prowadzono również wydobycie w spągu wyrobisk, które wykonywane były w nadległych wapieniach. Materiał odpadowy: piasek, gruz i głazy, wykorzystywany był jako sucha podsadzka, częściowo zaś prawdopodobnie wydobywany do produkcji wapna, kruszywa lub kamienia łamanego (murowego). W okresie II wojny światowej podziemne wyrobiska wykorzystywane były również jako schronienie dla miejscowej ludności i miejsce ukrycia broni partyzanckiej (Gazda, Ruska 2005, Gazda 2009, Urban 2012).

Okoliczni mieszkańcy podają liczbę około 70 istniejących tu niegdyś kopalni. Obecnie zaś wyrobiska podziemne dostępne są siedmioma otworami. Są to poziome chodniki o długości rzędu kilkudziesięciu do kilkuset metrów i wysokości 1-1,5 m, koniecznej do wytoczenia kamieni młyńskich, zaś ich obecna niewielka szerokość, 1-2 m warunkowana jest obudową materiałem odpadowym (ryc. 22). W dostępnych wyrobiskach zachowały się ślady stosowanych technik wydobywczych: pojedyncze kamienie młyńskie (ryc. 23), drewniane stemple i belki stropowe, wgłębienia po kagankach, otwory wiertnicze (Urban 2012).

Podziemne chodniki z zachowanymi śladami technik eksploatacyjnych, pozostałościami obudowy oraz półproduktami stanowią unikalny w skali europejskiej przykład eksploatacji surowców skalnych i reprezentują wyjątkowy zabytek techniki. Zabytkiem techniki są również powierzchniowe pozostałości eksploatacji: hałdy, zapadliska oraz dawne kamieniołomy. Jednocześnie podziemne i powierzchniowe wyrobiska stanowią doskonałe odsłonięcia geologiczne różnych skał miocenu: wapieni organodetrytycznych, wapieni piaszczystych i piaskowców, jak również rozcinających je form krasowych odsłoniętych w kilku miejscach w wyrobiskach (Urban 2012, Krąpiec i in. 2012). Chodniki stały się również miejscem badań legowisk lisa (Krajcarz, Krajcarz 2010). Podziemne wyrobiska

Senderek są w ostatnich latach eksplorowane i dokumentowane przez członków Stowarzyszenia Speleoklub Beskidzki.



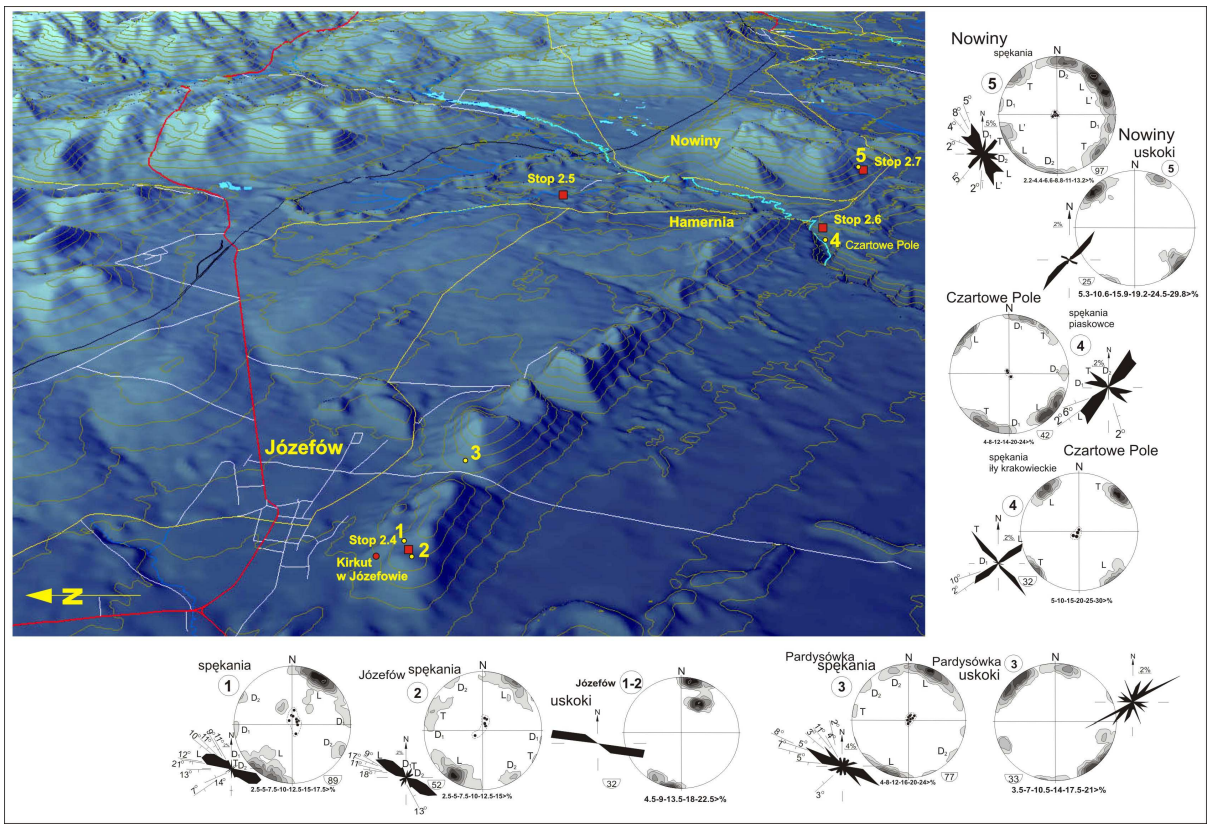
Ryc. 22. Plan i przekroje poprzeczne jednej z mniejszych sztolni w Potoku Senderkach (wg Urban, Mleczek 2011, zmodyfikowane). Objaśnienia oznaczeń (na planie): 1 – ściana skalna, 2 – ściana korytarza wykonana z bloków skalnych, 3 – skarpa luźnego materiału w ścianie lub przy dnie korytarza, 4 – elementy drewnianej obudowy: a – stempel, b – belka pozioma, 5 – nachylenie dna korytarza, 6 – nachylony element stropu korytarza, 7 – przekrój poprzeczny.

Ryc. 23. Kamień młyński pozostawiony w jednej z kopalń w Senderkach. Fot. J. Urban.

Podziemne wyrobiska w Senderkach są ponadto miejscem zimowej hibernacji nietoperzy. Zimą notuje się w nich obecność około 20 osobników reprezentujących 8 gatunków tych zwierząt (Piskorski 2009). Fakt ten jest powodem objęcia obszaru Góry Hołdy ochroną jako obszaru Natura 2000 „Sztolnie w Senderkach" (PLH060020), który zajmuje powierzchnię 80,6 ha.

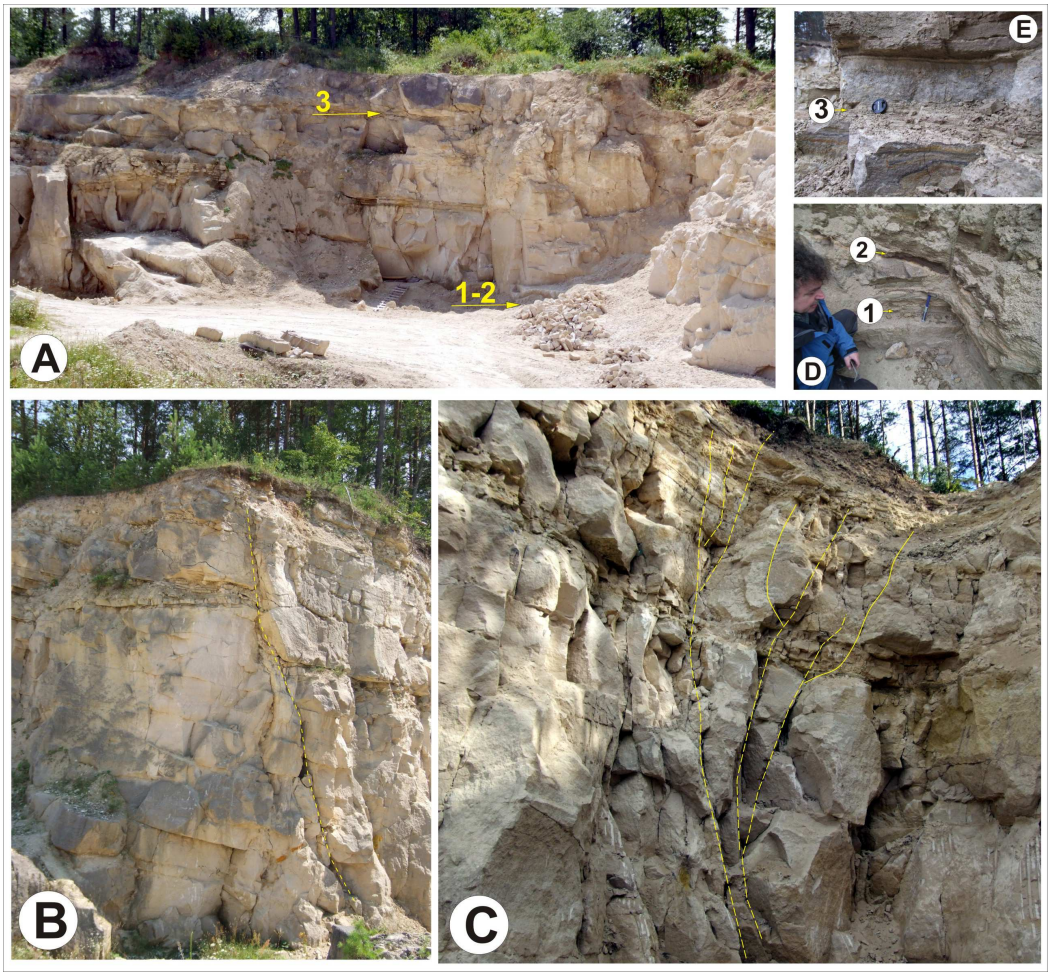
Stop 2.4. Józefów. Kamieniołom biokalkarenitów mioceńskich i kirkut
Leszek Jankowski, Włodzimierz Margielewski
Pozycja GPS: N 50º28,409'; E 23º03,198'

Bardzo rozległy, czynny kamieniołom w Józefowie, został założony w obrębie charakterystycznego wału morfologicznego stanowiącego krawędź Roztocza, rozciągającego się tu od Józefowa po Nowiny (ryc. 24). W jego obrębie odsłaniają się średnio i gruboławicowe wapienie organodetrytyczne (ryc. 2 i 24 – Stop 2.4). Charakterystyczną cechą tego kompleksu jest kilkakrotne pojawienie się w profilu przeławiceń iłów (pyłów ilastych) warstwowanych (laminowanych) poziomo (Wysocka 2002, Krąpiec i in. 2011) (ryc. 25**,** fot. C i D, ryc. 26). Generalnie wapienie są bestrukturalne, aczkolwiek lokalnie w obrębie ławic występują niekiedy warstwowania przekątne, czy tabularne, jak też charakterystyczne bruzdy erozyjne wypełnione gruboziarnistym materiałem organodetrytycznym z licznymi klastami ilastymi (Wysocka 2002). Bruzdy wraz z wypełnieniami (nachylone zwykle ku południowi) uznano za efekt spływów kolizyjno-kohezyjnych; ich powstanie związane było z powstawaniem podmorskich osuwisk na skłonach progów podłoża podczas rozwoju strefy krawędziowej Roztocza w późnym badenie (Jaroszewski 1977). Na ścianach kamieniołomu są też widoczne utwory o typie debrytów.



Ryc. 24. Charakterystyczny wał strefy krawędziowej Roztocza, pomiędzy Józefowem i Nowinami (numeryczny model terenu), z kamieniołomami w Józefowie (Stop 2.4); Pardysówce (p. 3), przełomem Sopotu przez strefę krawędziową (Stop 2.6) i wyniesionym masywem Nowin z Kamieniołomem w Błudku (Stop 2.7). Spękania i uskoki dla skał poszczególnych stanowisk – na diagramach konturowych i kierunkowych (objaśnienia zob. ryc. 10). Czerwonym kółkiem zaznaczono kirkut w Józefowie

Kompleks utworów miocenu obserwowany w kamieniołomie w Józefowie jest nieznacznie (7-13^{o}) nachylony ku południowi (lub południowemu zachodowi), w stronę zapadliska. Skały są pocięte spękaniami reprezentującymi wszystkie zespoły: L, T, D1, D2, jednakże z dominującym kierunkiem o rozciągłości około 120^{o}(ryc. 24 – diagramy 1-2) (Jankowski, Margielewski, 2014, zob. także Brzezińska-Wójcik, Rauch, 2013). Widoczne w kamieniołomach uskoki przecinające wszystkie odsłonięte utwory często są uskokami synsedymentacyjnymi, ekstensyjnymi (reaktywowanymi w późniejszym etapie ekstensji o kierunku NNE-SSW) (Krąpiec i in. 2011, Jankowski, Margielewski 2014). Uskokom (głównie normalnym, o kierunku zapadania 210^{o}) towarzyszy często brekcja przyuskokowa (ryc. 25 – fot. B). Lustra tektoniczne na powierzchniach uskoków spotykane są rzadko. Niekiedy widoczne są ugięcia warstw nad powierzchnią uskokową. Charakterystyczne asocjacje struktur kwiatowych wskazują na występowanie tu uskoków przesuwczych (ryc. 25 C). Według Jaroszewskiego (1977), powstanie tych uskoków jest związane z odmłodzeniem antytetycznych stopni uskokowych i rozwojem rowów podłużnych i poprzecznych w marginalnej strefie zapadliska przedkarpackiego w sarmacie.



Ryc. 25. Kamieniołom w Józefowie, część wschodnia wyrobisk. W obrębie wapieni organodetrytycznych widoczne są poziomy utworów pylastych (Fot. A – poziomy 1-3; Fot. D-E). Skały pocięte są spękaniami oraz uskokami: normalnymi zrzutowymi (fot. B) i przesuwczymi, tworzącymi tu struktury kwiatowe (Fot. C). Fot. W. Margielewski.

Takie przemieszczenia antytetyczne są doskonale widoczne pomiędzy wschodnią i zachodnią częścią masywu kalkarenitowego odsłaniającego się we wschodniej i zachodniej części kamieniołomu w Józefowie (ryc. 24: por. diagramy spękań 1-2). Z kolei przebieg uskoków w skałach Józefowa, skośny (kulisowy) w stosunku do kierunku morfologicznej krawędzi Roztocza, wskazuje na geometrię wału Roztocza jako struktury kwiatowej (Jankowski, Margielewski 2014). Jej elementy pocięte szeregiem dyslokacji na bloki, wykazują zarówno tendencję do wzajemnych przemieszczeń pionowych (neotektonicznych – Brzezińska-Wójcik 2013), jak też rotacji wokół osi poziomej i pionowej (Jankowski, Margielewski 2014). Również blok Pardysówki, w obrębie którego znajduje się kamieniołom w Józefowie (Buraczyński red. 2002), wykazuje tendencje do rotacji wokół osi poziomej (przemieszczenia antytetyczne), jak też wokół osi pionowej (ryc. 24 – diagramy 1-3).

Ryc. 26. Kamieniołom w Józefowie – część zachodnia. W obrębie wapieni organodetrytycznych widoczne są wkładki laminowanych utworów pylastych (poziomy zaznaczone strzałką): zarówno w obrębie „ostańca" poeksploatacyjnego (A), jak i ściany (B). Fot. W. Margielewski.

W obrębie wkładek pylastych występujących w dolnych (ryc. 25 fot. A – poziomy 1 i 2) i górnych (ryc. 25 fot. A – poziom 3) partiach wschodniej części kamieniołomu występuje mikrofauna. Z najniższego poziomu laminowanych osadów (ryc. 25 A – poziomy 1 i 2) oznaczono nanoplankton wieku późnobadeńsko-sarmackiego (górna część poziomu NN6) (Krąpiec i in. 2011, oznaczenia M. Gareckiej z PIG-PIB w Krakowie). Z kolei zespół nanoplanktonu oznaczony z najwyżej występującej wkładki pylastej (ryc. 25 – poziom 3, ryc. 25 E) pozwala określić wiek utworów na co najmniej późny sarmat (serraval) lub nawet młodszy panon (Krąpiec i in. 2011).

Jakkolwiek wiek wapieni organodetrytycznych odsłaniających się w kamieniołomie w Józefowie był dotychczas określany na górny baden (Musiał 1987, Wysocka i in. 2006), analizy nanoplanktonu wskazują na sarmacki wiek utworów budujących masyw kalkarenitowy Józefowa-Pardysówki, co potwierdza wcześniejsze oznaczenia wieku tych utworów w oparciu o faunę otwornicową (Czepiec 1996)

Poniżej kamieniołomu zachodniego w Józefowie, na północnym stoku wału morfologicznego, znajduje się urokliwy, stary cmentarz żydowski (kirkut) z XVIII w. (lokalizacja na ryc. 24). Zachowały

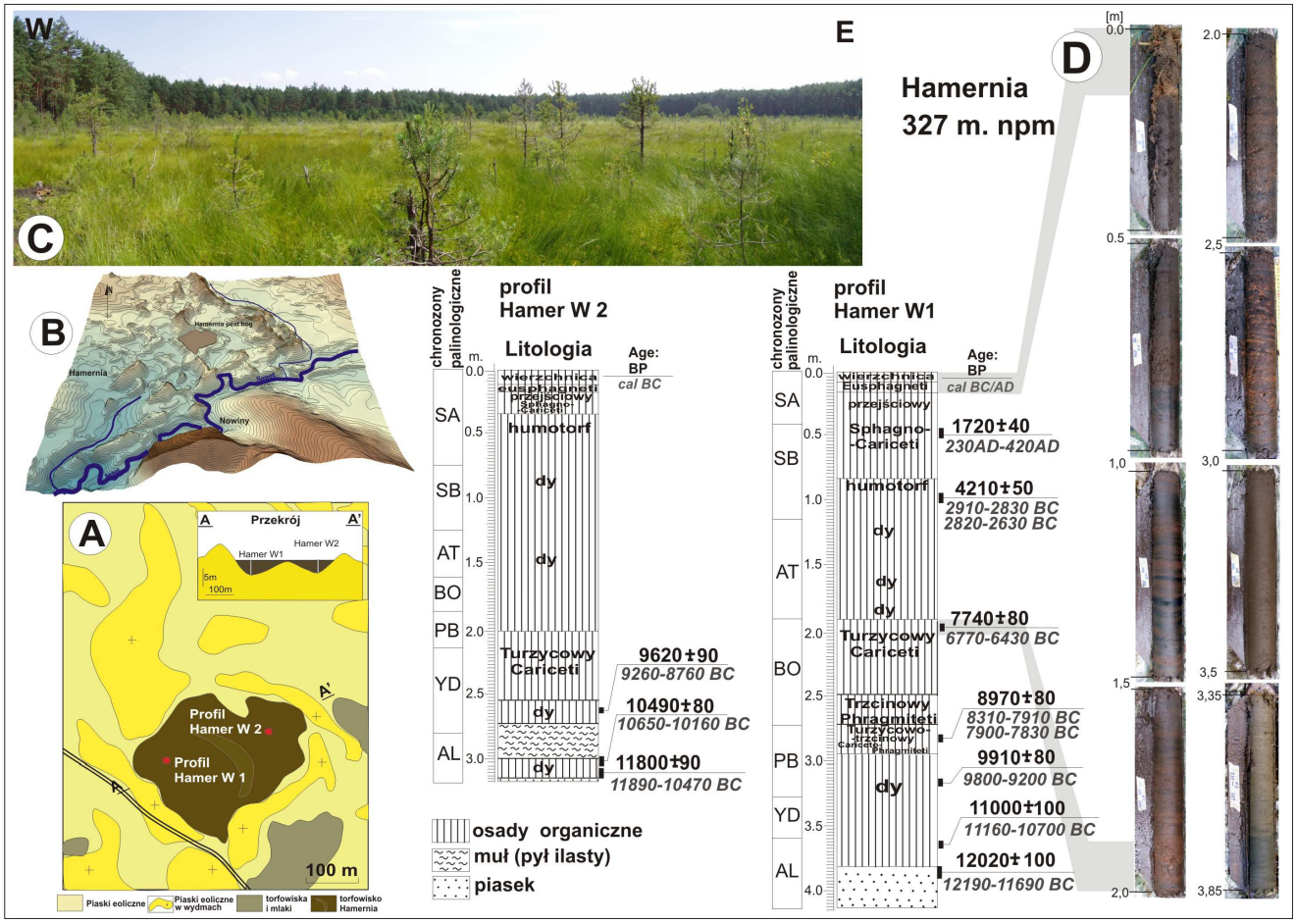
się tu liczne tablice nagrobne (macewy) z inskrypcjami w języku hebrajskim, wykonane z kamienia wydobywanego w pobliskim kamieniołomie (ryc. 27).

Ryc. 27. Kirkut w Józefowie, z licznymi macewami wykonanymi z wapienia józefowskiego. Fot. W. Margielewski.

Stop 2.5. Hamernia. Torfowisko wysokie formowane od późnego glacjału w misie deflacyjnej
Włodzimierz Margielewski, Marek Krąpiec, Leszek Jankowski
Pozycja GPS: N 50°27,333'; E 023°07,540';

W Hamerni koło Józefowa, przy bocznej drodze no Nowin, znajduje się unikalne, rozległe torfowisko wysokie o powierzchni 9 ha, porośnięte współcześnie roślinnością bagienną (mech torfowiec) i rzadkim młodnikiem sosnowym (ryc. 2 i 24 – Stop 2.5, ryc. 28). Torfowisko wypełnia misę deflacyjną o średnicy 300-350 m, otoczoną wałami wydmowymi o wysokości do 15 m (ryc. 28 A, B). Sondowania wykazały, że torfowisko (i misa deflacyjna) jest wyraźnie podzielone na dwie części: zachodnią, głębszą (głębokości 4,15 m) i wschodnią, płytszą (3,2 m). Środkiem misy deflacyjnej biegnie charakterystyczna, sierpowata wydma, której szczyt jest współcześnie pokryty cienką (do 0,5 m) warstwą torfu. W obrębie torfowiska, świdrem INSTORF, pobrano trzy rdzenie z najgłębszych partii zachodniej części torfowiska (profil Hamer W-1) i jego wschodniej, „zawydmowej" części (profil Hamer W-2). Rdzenie poddano szczegółowym analizom, w tym torfoznawczym (łącznie z analizą makroszczątków). Wykonano także pełne analizy palinologiczne dla pobranych profili (oznaczenia V. Zernitskiej z NBAN z Mińska na Białorusi), jak również datowania radiowęglowe początku akumulacji torfu i poziomów zmienności asocjacji pyłkowych (granic chronozon) (ryc. 28).

W profilu W-1, w spągu torfowiska (głębokość 3,85-2,95 m) występuje silnie rozłożona materia organiczna o charakterze „dy" (zasobna w koloidy), zalegająca bezpośrednio na piaskach wydmowych (ryc. 28). Powyżej (2,95-2,70 m) zalega cienka wkładka torfu turzycowo-trzcinowego i trzcinowego (20 cm). W interwale 2,5-1,8 m występuje torf turzycowy. Górne partie torfowiska są utworzone z „dy", wyżej zaś (1,2-0,8 m) z silnie rozłożonego torfu (humotorf). W stropie torfowiska (0,8-0,15 m) występuje torf przejściowy ze *Sphagnum* sp. (mech torfowiec) i *Bryales* sp. (mchy brunatne). W stropie torfowiska zalega cienka warstwa torfu wysokiego (15 cm) utworzonego z mchów torfowców (Sphagnum). Strop torfowiska tworzy wierzchnica (nierozłożone mchy torfowca) (ryc. 28).



Ryc. 28. Torfowisko Hamernia rozwinięte w obrębie misy deflacyjnej, podzielonej wydmą na dwie części (zob. przekrój na ryc. A). Oznaczenia osadów organicznych: K. Lipka z Uniwersytetu Rolniczego w Krakowie. Chronozony palinologiczne oznaczono na podstawie analizy palinologicznej, którą wykonała V. Zernitskaya. Datowania Radiowęglowe: MKL Laboratorium w Skale (kalibracja programem OxCal v. 4.1).

W drugiej części torfowiska profil utworów organicznych jest nieco krótszy (3,2 m). Rozpoczyna go (3,15-2,55 m) rozłożony mułek torfowy zawierający koloidy („dy"), który w środkowych partiach jest przedzielony wkładką (25 cm) brązowooliwkowego mułu (pył ilasto-piaszczysty) (ryc. 28 – profil Hamer W-2). Wskazuje to na nieco inny typ akumulacji spągowych partii tej części torfowiska, zdominowany przez dostawę osadu allochtonicznego (eolicznego) do zbiornika. Powyżej dennych osadów występuje poziom torfu turzycowego (2,55-2,0 m), na którym zalega gruba warstwa mułków torfowych zawierających koloidy („dy") z silnie rozłożonym humotorfem w stropie (0,50-0,35 m). Następstwo torfów w górnych partiach profilu jest podobne jak w profilu W-1, jednak miąższości warstw poszczególnych poziomów torfowych (torf przejściowy-wysoki) są znacznie mniejsze (ryc. 28).

Początek akumulacji torfu w profilu W-1 został datowany radiowęglowo na 12 020 ±100 BP (12 190-11 690 cal BC), zaś w płytszym profilu W-2 na 11 800 ±90 BP (11 890-10 470 cal BC). Początek akumulacji materii organicznej w zbiorniku nastąpił więc w trakcie późnoglacjalnego ocieplenia klimatu w allerødzie, co dla obydwu profili potwierdza także analiza palinologiczna (ryc. 28). Analiza pyłku asocjacji roślinnych (szczególnie roślin wodnych) wskazuje jednak, że obydwa zbiorniki

były wówczas oddzielone od siebie wydmą, a zbiornik w północno-wschodniej części torfowiska (Hamer W-2) był znacznie głębszy. Połączenie obydwu zbiorników (i zalanie szczytu wydmy) nastąpiło dopiero w późnej fazie subatlantyckiej (około 1200 BP) (Margielewski i in. w druku).

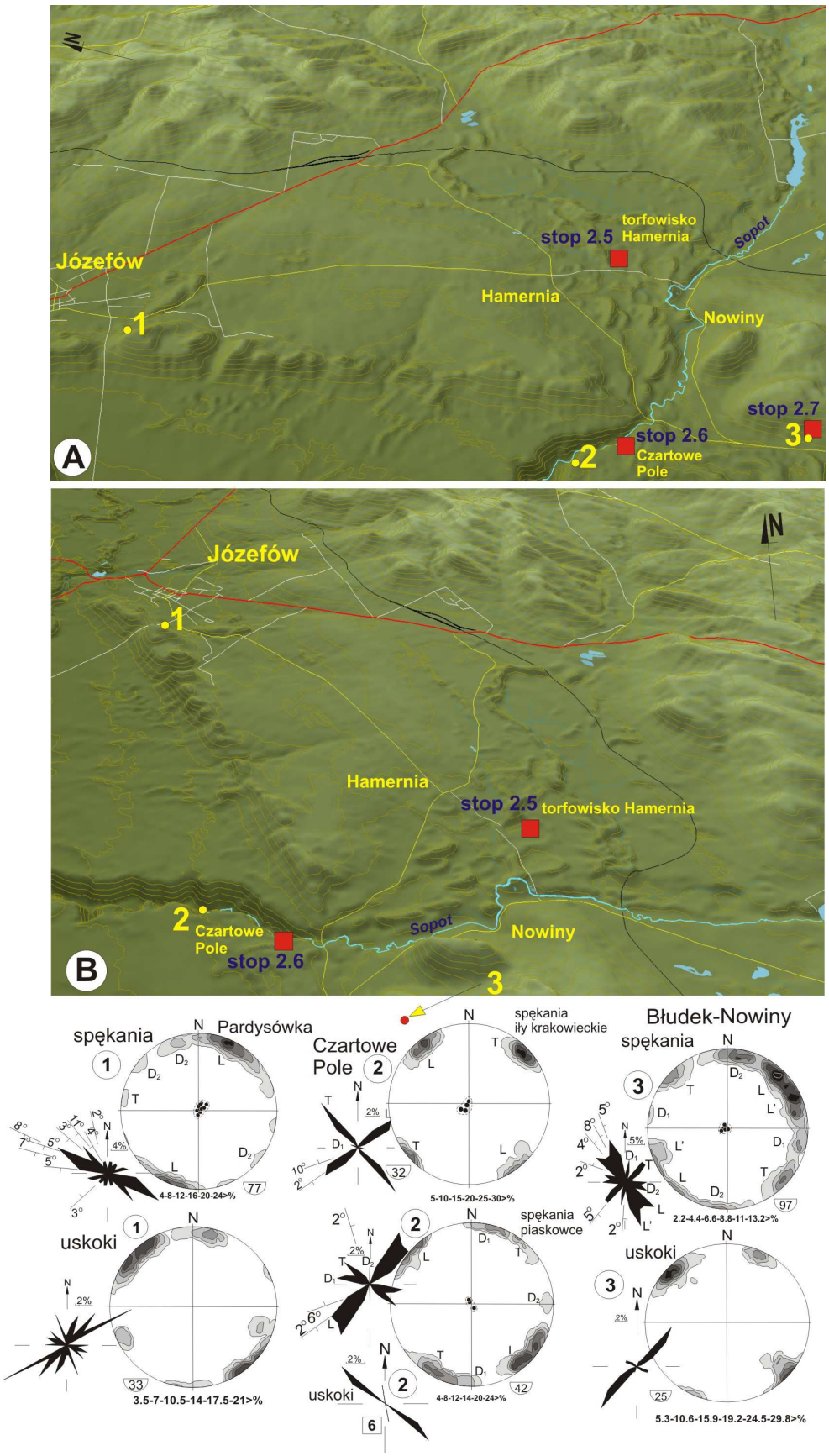
Ocieplenie allerød zaznaczyło się w obydwu profilach rozwojem lasów brzozowo-sosnowych z udziałem limby (*Pinus cembra*) oraz wierzby (*Salix*) (Krąpiec i in. 2011). Analogiczne trendy są widoczne w profilach innych torfowisk Roztocza opracowanych palinologicznie, w Tarnawatce i Krasnobrodzie, które również były formowane od interfazy allerød (Bałaga 1998). Wraz z ociepleniem preboreału, we wczesnym holocenie (10 250-9 300 BP), nastąpiła ekspansja lasów brzozowo-sosnowych ze stopniowo wkraczającym wiązem (*Ulmus*) i niewielkim jeszcze udziałem świerka (*Picea*). Holoceńska sukcesja roślinności jest już typowa dla obszaru Roztocza (Bałaga 1998). Działalność człowieka zaznacza się w fazie subatlantyckiej. Wtedy pojawia się pyłek roślin uprawnych (pszenicy, żyta, gryki, jęczmienia). Datowanie radiowęglowe poziomu ze śladami obecności człowieka w profilu wskazuje, że działalność rolnicza na terenie sąsiadującym z torfowiskiem, była prowadzona już przez osadnictwo kultury przeworskiej, zaś osadnictwo kontynuowane do czasów współczesnych.

W kopance piasków utworzonej w wydmie otaczającej misę deflacyjną z torfowiskiem, odsłaniają się piaski eoliczne. W spągu kompleksu piaszczystego pobrano próbkę do datowania luminescencyjnego (OSL), której wiek oznaczono na 13 760 ±750 lat BP, a więc na późny glacjał (Krąpiec i in. 2011). Zważywszy na fakt, iż torfowisko Hamernia wypełniające misę deflacyjną zaczęło się tworzyć w cieplejszej interfazie allerød, zaś data ze spągu torfowiska po skalibrowaniu (12 190-11 690 cal BC=14 140-13 640 cal BP) jest zbliżona do daty z wydmy uzyskanej metodą OSL, proces wydmotwórczy, który doprowadził do powstania wału wydmowego i misy deflacyjnej na jego zapleczu, miał miejsce w fazie silnego (aczkolwiek krótkiego) ochłodzeniu starszego dryasu.

Stop 2.6. Rezerwat przyrody „Czartowe Pole". Przełom Sopotu przez strefę krawędziową, z odsłonięciem iłów krakowieckich datowanych mikrofaunistycznie

Leszek Jankowski, Włodzimierz Margielewski
Pozycja GPS: N 50°26,473' ; E 23°06,342'

Poniżej miejscowości Hamernia rzeka Sopot rozcina wąską, głęboko wciętą (20 m) doliną przełomową krawędź Roztocza, która wznosi się pomiędzy Józefowem/Pardysówką i Nowinami (Błudkiem) w formie wału utworzonego z mioceńskich wapieni organodetrytycznych (ryc. 24 – Stop 2.6; ryc. 29 A-B; ryc. 30) (Brzezińska-Wójcik 1999, Brzezińska-Wójcik, Harasimiuk 1998, Czarnecka,



Ryc. 29. Przełom rzeki Sopot (Stop 2.6) przez wał morfologiczny tworzący strefę krawędziową Roztocza pomiędzy Józefowem i Nowinami (numeryczny model terenu), z odsłonięciem iłów krakowieckich (stan. 2). Spękania i uskoki dla skał poszczególnych stanowisk (1-3 – kalkarenity; 2 – mułowce piaskowce) na diagramach konturowych i kierunkowych (za: Jankowski, Margielewski, 2014, objaśnienia na ryc. 10). Zwraca uwagę bardzo duże wcięcie doliny Sopotu już po przekroczeniu przez rzekę strefy krawędziowej.

Janiec 2002). Poniżej strefy krawędziowej rzeka głęboko wcina się w utwory zapadliska przedkarpackiego – iły krakowieckie (ryc. 31) (Janiec, Czarnecka 2006). W górnych partiach doliny przełomowej, w dnie potoku, na długości około 0,5 km, występuje seria progów skalnych, których kierunek nawiązuje do kierunków spękań ciosowych w wapieniach mioceńskich (ryc. 30) (Brzezińska-Wójcik 1999, Brzezińska-Wójcik i in. 2013). Wysokość progów odpowiada grubości ławic wapieni organodetrytycznych, w których zostały one utworzone (Brzezińska-Wójcik 1999, Brzezińska –Wójcik, Chabudziński 2011). W górnym odcinku przełomowej doliny wysokość wodospadów sięga 25-150 cm, w dolnym progi są niższe (25 cm) i związane z występowaniem w obrębie wapieni wkładek ilastych lub marglistych. Ostatnie progi występują nieco powyżej ruin starej, XVII-wiecznej papierni Zamojskich, posadowionej na wyższej, skalnej terasie Sopotu. Ruiny te są jedną z najbardziej charakterystycznych atrakcji turystycznych Roztocza (ryc. 32). Poniżej ruin papierni, w lewym zboczu doliny Sopotu, odsłaniają się iły krakowieckie z charakterystycznymi wkładkami tufitów (ryc. 31 – B-2). Są to najmłodsze utwory miocenu zapadliska odsłaniające się w jedynym znanym odsłonięciu na Roztoczu (Kurkowski 1998, Janiec, Czarnecka 2006).

Ryc. 30. Progi skalne w obrębie przełomowej doliny Sopotu. Fot. W. Margielewski.

Dotychczas uważano, że dolina Sopotu przełamuje się przez strefę krawędziową, wykorzystując zespół uskoków normalno-przesuwczych o orientacji SW-NE, który dzieli ten fragment strefy krawędziowej na dwa segmenty: wzgórza (wał) Józefowa i wzgórza Nowin, powodując przesunięcie tych masywów względem siebie (Brzezińska-Wójcik 1999). Wzgórza Nowin są przy tym wyraźnie wyniesione w stosunku do wału Józefowa (ryc. 29A-B). Powierzchnie nieciągłości tektonicznej (spękania, uskoki) pomierzone w mioceńskich kalkarenitach wału Józefowa (Pardysówka – ryc. 29 – stan. 1) i w kamieniołomie w Błudku (ryc. 29A-B – stan. 3) wskazują na niewielką wsteczną rotację bloku Nowin w stosunku do wału Józefowa, zaznaczającą się zarówno w położeniu powierzchni ławic, płaszczyzn uskoków i spękań (por. ryc. 29 – diagramy 1-3, zob. również ryc. 24 – diagramy 1-3). Występujący tu wysokokątowy uskok o kierunku SW-NE o płaszczyźnie nieznacznie zapadającej ku

SW (ryc. 29 – diagram 3), zdaje się potwierdzać koncepcję tektonicznego założenia przełomu rzeki. Jednakże w obrębie piaskowców i mułowców iłów krakowieckich odsłaniających się w zboczu doliny Sopotu, dominuje uskok o przebiegu NW-SE (ryc. 29 – diagram 2), jedynie śladowo zaznaczający się na diagramach położenia uskoków w kamieniołomie w Błudku (diagram 3). Analiza położenia płaszczyzn nieciągłości w obrębie kompleksu iłów krakowieckich, złożonego tu z piaskowców i zalegających na nich mułowców (ryc.31) wskazuje ponadto na nieznaczną niezgodność kątową pomiędzy piaskowcami a mułowcami (w obrębie których występują ponadto poziomy tufitów) (ryc. 29 – diagramy 2; ryc. 31), lokalnie zaś cienkie wkładki wapniste (Krąpiec i in. 2011, Jankowski, Margielewski 2014). Kwestia przestrzennej orientacji spękań, uskoków i powierzchni ławic jest tu o tyle istotna, że w świetle datowań mikrofaunistycznych, zarówno iły krakowieckie (w zapadlisku), jak i kalkarenity wyniesionego masywu Nowin (Roztocze) są równowiekowe. Spągowe partie iłów krakowieckich z odsłonięcia w dolinie Sopotu datowano nanoplanktonowo na późny baden-wczesny sarmat, zaś ich strop – na późny sarmat (Krąpiec i in. 2011). Wcześniejsze badania mikrofaunistyczne (otwornice) także datowały wiek utworu na wczesny sarmat (Janiec, Czarnecka 2006). Zespół nanoplanktonowy w spągowych partiach masywu kalkarenitowe-go w kamieniołomie Błudku/Nowinach jest wieku późnobadeńsko-wczesnosarmackiego, zaś ten wiek kalkarenitów potwierdza także analiza otwornic z piasków pylastych podścielających masyw, datująca utwór na wczesny sarmat (wołyń) (Krąpiec i in. 2011) (zob. także opis kolejnego stanowiska: Stop 2.7).

Ryc. 31. Iły krakowieckie w zboczu doliny Sopotu (ryc. 29, stan.2). 1 – piaskowce (poziom zlityfikowany), 2- mułowce. Na żółto opisano wkładki tufitów. Fot. W. Margielewski.

Równowiekowość iłów krakowieckich i kalkarenitów Nowin jest logiczna z punktu widzenia facjalnego zróżnicowania osadów zapadliska. Wskazuje na sedymentację tych utworów w różnych partiach tego samego basenu, różnicowanego wyniesieniem przedgórskim *(forebulge*). Iły krakowieckie były tu deponowane w strefie osadowej zapadliska przedgórskiego (*foredeep depozone*), zaś kalkarenity w strefie osadowej wypiętrzenia przedgórskiego (*forebulge depozone*), które spowodowało wyniesienie Roztocza (zob. Stop 2.7 – ryc. 34) (Jankowski, Margielewski 2014). Występowanie iłów krakowieckich w obrębie wyniesionej struktury Roztocza (nawiercono je tu koło Nowin, gdzie głęboko wchodzą w strefę krawędziową – Janiec, Czarnecka 2006) jest prawdopodobnie związane z powstaniem tu tzw. strefy przejściowej obramowanej kulisowymi uskokami struktury kwiatowej Roztocza (Jaroszewski 1977, wspominał tu z kolei o „zatoce" wytyczonej przez dwa duże uskoki normalno-przesuwcze). Przełomowa dolina Sopotu wykorzystuje więc kulisowe uskoki związane z reaktywowaną strukturą kwiatową (ryc. 29 – kierunki uskoków na diagramach 2-3) i związaną z nią kulisowo ułożoną wspomnianą powyżej strefą przejściową. Reaktywacja struktury kwiatowej spowodowała wyniesienie mioceńskiego masywu Nowin i (prawdopodobnie) obniżanie wału Józefowa (także utworzonego ze skał wieku sarmackiego – zob. opis Stop. 2.4, również Czepiec 1996; 1999), co spowodowało, że rzeka Sopot w strefie krawędziowej nie docięła się do skał kredowych (przepływa przez nie w rejonie Nowin, przed osiągnięciem przełomu – Brzezińska-Wójcik i in. 2013), nawet w warunkach neotektonicznego dźwigania wału Roztocza, które także miało istotny wpływ na powstanie dolin przełomowych strefy krawędziowej (Brzezińska-Wójcik 1999, 2013, Buraczyński red. 2002, Buraczyński 2013). Interesujące jest także, że rzeka wcina się głęboko w podłoże również poniżej elewowanej neotektonicznie strefy krawędziowej (już na obszarze zapadliska) i to na dość długim odcinku (ryc. 24; 29), co nie może być tłumaczone wyłącznie podatnością na erozję występujących tu iłów krakowieckich.

Ryc. 32. Jeden z najbardziej charakterystycznych obiektów turystycznych Roztocza: ruiny papierni w obrębie przełomowej doliny Sopotu. Fot. W. Margielewski.

Stop 2.7. Kamieniołom Błudek w Nowinach. Piaski kwarcowe z glaukonitem i kalkarenity strefy krawędziowej Roztocza

Leszek Jankowski, Włodzimierz Margielewski

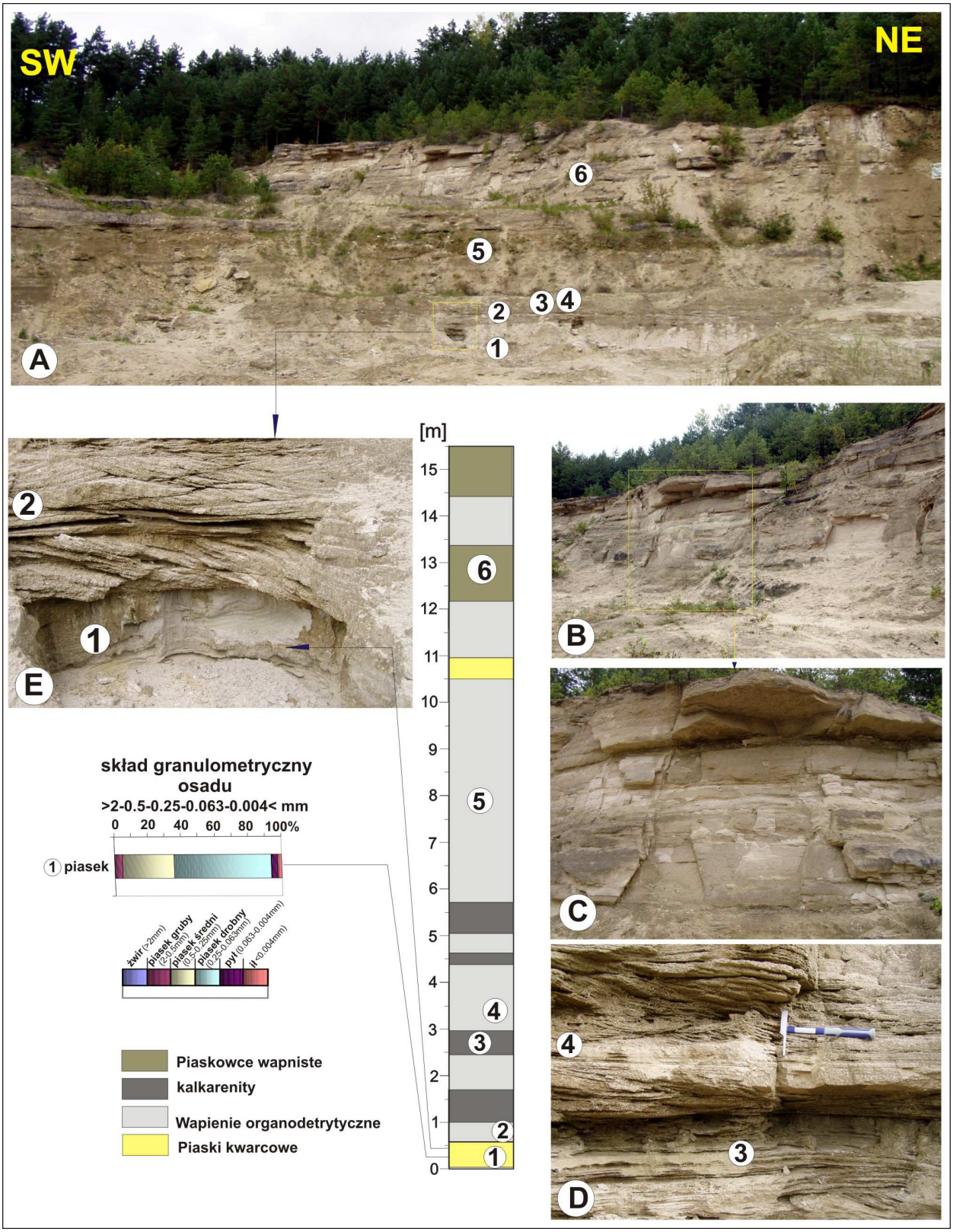
Pozycja GPS: N 50º25,932' ; E 23º07,945'

Kamieniołom Błudek w Nowinach na Krzyżowej Górze, położony jest na wschód od przełomowej doliny Sopotu w Hamerni, przy drodze Hamernia-Susiec, w obrębie elewowanego bloku Nowin (Buraczyński red. 2002) (ryc. 2; 24; 29 – Stop 2.7). Odsłania się tu profil wapieni organodetrytycznych – biokalkarenitów miocenu z poziomami piasków kwarcowych o łącznej miąższości kilkunastu metrów (ryc. 33) (Wysocka 2002). W profilu utworów widoczne są różne typy warstwowań tabularnych i (zwłaszcza) przekątnych (ryc. 33 D, E). W spągu wapieni organodetrytycznych występują drobnoziarniste piaski kwarcowe z domieszką glaukonitu (do 10%) (Krąpiec i in. 2011) (ryc. 33 E – poziom 1) (por. Musiał 1987). Ponad piaskami zalegają wapienie średnioławicowe (ławice 20-30 cm) organodetrytyczne (biokalkarenity), przekątnie warstwowane (lokalnie ze strukturami szewronowymi) (ryc. 33 E – poziom 2). Ku górze widoczna jest zmienność warstwowań: od poziomych po przekątne (ryc. 33 – fot. D). Ponad tymi wapieniami zalega kompleks zbitych, średnio i (ku stropowi) gruboławicowych wapieni organodetrytycznych o grubości ławic sięgającej 1-1,5 m (ryc. 33 – fot. C). Wapienie są miejscami silnie piaszczyste, lokalnie przechodzą w biokalkarenity wapienne i wapienno-kwarcowe (Wysocka 2002). Skała zawiera liczny detrytus muszlowy (muszle małży *Chlamys*).

Profil w Nowinach cechuje się dużym zróżnicowaniem litologicznym, widoczne są tu wyraźne powierzchnie erozyjne, zmienia się frakcja i skład materiału ziarnistego w poszczególnych warstwach. Kilkakrotnie pojawiają się warstwy bogate w piasek kwarcowy, co wskazuje na okresowe uruchamianie źródła materiału terygenicznego (Roniewicz, Wysocka 1997).

Powierzchnie ławic zapadają pod niewielkim kątem (2-8^o) ku NE. W obrębie masywu skalnego widoczne są regularne spękania ciosowe (występuje tu komplet zespołów spękań: L, T, D_1, D_2) o kierunkach zapadania: 180-190^o; 270-280^o i 230^o) (ryc. 29 – diagram 3, ryc. 33C). Na ścianach widoczne są także wysokokątowe uskoki normalne (ryc. 29 – diagram 3, ryc. 33 B).

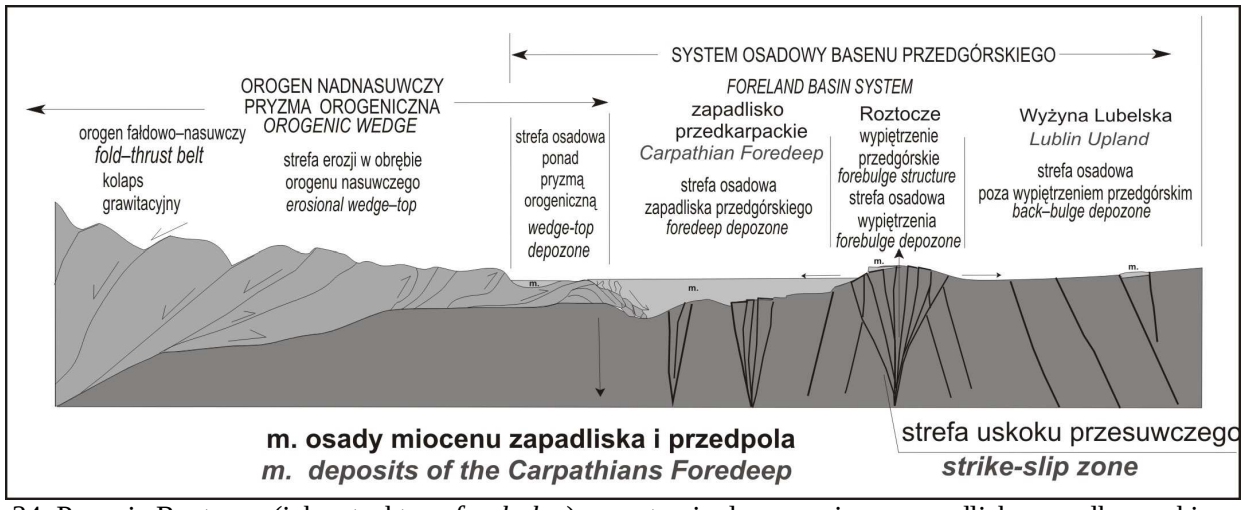
Wiek kompleksu skalnego w Nowinach był dotychczas określony na górny baden i sarmat (Areń 1962). W próbce piasków kwarcowych występujących w najniższych partiach odsłonięcia (ryc. 33 – poziom 1, ryc. 33 – E-1) została znaleziona mikrofauna otwornicowa. Stwierdzono tu występowanie (oznaczenia B. Olszewskiej z PIG-PIB, Kraków) *Textularia pala, Elphidium crispum* (Line), *Elphidium macellum* (Fichtell & Moll), *Elphidium fichtelianum* (d'Orbigny), *Grabratella* sp., *Asterigerinata planorbis* (d'Orbigny), *Lobatula lobatula* (Walker & Jacob), *Reussella spinulosa* (Reuss), *Fursenkoina schreibersiana*, *Schackoinella imperatoria* (d'Orbigny) (Krąpiec i in. 2011). Zespół mikrofauny pozwolił na określenie wieku piasków pylastych na wczesny sarmat (wołyń).



Ryc. 33. Odsłonięcie utworów miocenu w kamieniołomie w Błudku-Nowinach. Profil litologiczny wg Wysockiej 2002, uproszczony. Fot. L. Jankowski, W. Margielewski.

Z kolei z osadu pobranego przez autorów z wkładki utworów pelitycznych występujących w kalkarenitach (około 2.5 m ponad piaskami kwarcowymi), oznaczono nanoplankton (oznaczenia M. Gareckiej z PIG-PIB), datujący czas sedymentacji utworów wapiennych na późny baden – sarmat (co interesujące, znaleziono tu także redeponowaną mikroflorę eoceńską). Kalkarenity Nowin są więc

równowiekowe z iłami krakowieckimi odsłaniającymi się w zboczu doliny Sopot (zo. Stop 2.6) i były deponowane w strefie osadowej wyniesienia przedgórskiego (*forebulge depozone*) rozwiniętego na obszarze dzisiejszego Roztocza (ryc. 34). Jak już wspomniano przy charakterystyce odsłonięć rezerwatu „Czartowe Pole" (Stop 2.6), iły krakowieckie deponowane w strefie osadowej zapadliska przedgórskiego (*foredeep depozone*) są facjalnym odpowiednikiem kalkarenitów Nowin i (jak wykazały dotychczasowe badania) również znacznej części utworów wapiennych strefy krawędziowej Roztocza (Czepiec 1996, 1999, Krąpiec i in. 2011, Jankowski, Margielewski 2014).



Ryc. 34. Pozycja Roztocza (jako struktury *forebulge*) w systemie depozycyjnym zapadliska przedkarpackiego, dzielącego basen zapadliska na poszczególne strefy osadowe (Jankowski, Margielewski 2014, wg. schematu: DeCelles, Giles 1996 i Krzywca 2006).

Stop 2.8. Huta Różaniecka. Profil utworów miocenu
Leszek Jankowski, Włodzimierz Margielewski
Pozycja GPS: N 50º23,004' ; E 23º11,653'

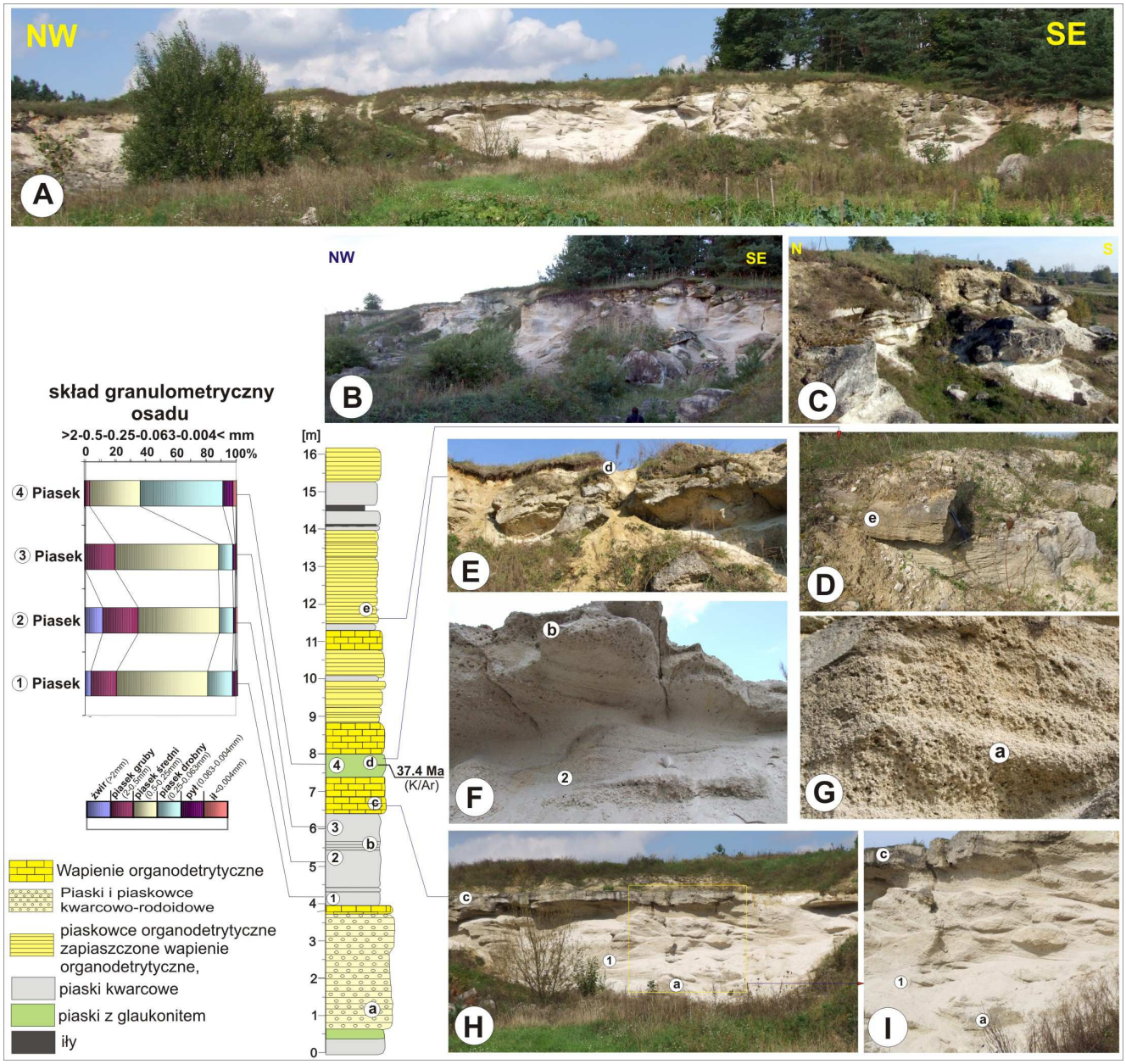
We wsi Huta Różaniecka rozciąga się wydłużone wzniesienie określane jako Wał Huty Różanieckiej (Musiał 1987). Utwory mioceńskie z unikalnymi strukturami sedymentacyjnymi odsłaniają się w licznych odkrywkach zlokalizowanych po południowej stronie jego stoku (ryc. 2 – Stop 2.8; ryc. 35 A-C), jak również w szczytowych partiach wału, przy drodze Rebizanty-Ruda Różaniecka (Jakubowski, Musiał 1987, Jasionowski 1998, Wysocka 2006a, b) (ryc. 35 D). W każdym z odsłonięć występuje fragment profilu mioceńskich utworów. Przedstawiony profil (ryc. 35) jest kompilacją kilku odsłonięć występujących w obrębie wału Huty Różanieckiej (Wysocka 2006 a, b).

W spągu profilu odsłaniają się piaski kwarcowe, lokalnie zlityfikowane, ponad którymi zalega cienki poziom charakterystycznych, zielonkawożółtych piasków kwarcowych drobnoziarnistych z glaukonitem (ryc. 35 – profil). Wiercenia wykazały, że są one podścielone piaskami kwarcowymi i kwarcowo-wapiennymi barwy żółto kremowej, których miąższość wynosi 2,5 m (Krąpiec i in. 2011).

Ponad piaskami glaukonitowymi występuje kompleks słabo zwięzłych utworów piaszczysto-rodoidowych o miąższości około 5,5 m (ryc. 35 F-I – poziom a). Są one skośnie i rynnowo warstwowane, zaś w poszczególnych pakietach powierzchnie skośnych lamin są podkreślone biało kremowym piaskiem kwarcowym (ryc. 35 I) (Wysocka 2006 b). Stopień lityfikacji utworów kwarcowo-rodoidowych zmienia się od silniej scementowanych skał w spągowych partiach (ryc. 35 – fot. G), poprzez luźne piaski kwarcowe (ryc. 35 – poziomy 1-3), do silnie scementowanych piaskowców przeławicających piaski (ryc. 35 F – b). W stropowych partiach tej formacji są widoczne slumpy synsedymetacyjne – charakterystyczne powyginane warstwy słabo zlityfikowanego wapienia piaszczystego (ryc. 35 I). Utwory piaszczysto-rodoidowe zawierają bardzo dużą ilość fauny, w tym doskonale zachowane skorupy małży (*Chlamys, Ostrea*). Piaski kwarcowe występujące w tej części profilu są średnioziarniste (ryc. 35). W środkowych partiach kompleksu piasków kwarcowych, w części odsłonięć występuje ławica silnie zlityfikowanego piaskowca (ryc. 35 F – poziom b) o miąższości 0,6 m. Piaskowiec jest arenitem litycznym zawierającym głównie kwarc (32 %) i okruchy skał węglanowych (41%), zaś jego spoiwo ma charakter cementu węglanowego (Krąpiec i in. 2011). Powyżej warstwy piaskowca zalega kolejny poziom piasków kwarcowych o miąższości 1,2 m lokalnie zlityfikowanych w partiach stropopwych. W ich nadkładzie występuje charakterystyczna ławica silnie scementowanego muszlowca o miąższości 0,7 m (ryc. 35 H, I – poziom c). Powyżej zalega warstwa o miąższości około 1 m silnie zlityfikowanych kalkarenitów warstwowanych przekątnie.

Ponad tym zlityfikowanym kompleksem zalegają drobnoziarniste oliwkowożółte piaski kwarcowo-glukonitowe (ryc. 35 C, E – poziom 4; d). Zawartość glaukonitu waha się tu od 5 do 10%. Wśród minerałów ciężkich przeważają dysten, staurolit, w mniejszym stopniu turmaliny, topaz, cyrkon. Ziarna pierwotnych tlenków żelaza (limonit, getyt) są silnie zwietrzałe. Istotną cechą jest brak granatów, co może wskazywać na możliwość ich rozkładu wskutek wielokrotnej redepozycji utworu (Krąpiec i in. 2011). Tę ostatnią potwierdza zarówno pozycja piasków glaukonitowych w profilu: występują one w spągu kompleksu piasków kwarcowo-litotamniowych i wapieni organodetrytycznych oraz w jego stropie (ryc. 35), jak też datowanie ziaren glaukonitu z tego poziomu (ryc. 35 – poziom 4). Datując glaukonit metodą K/Ar, uzyskano datę 37.4 Ma, wskazującą na górny eocen (barton/priabon) (Krąpiec i in. 2011). Analiza nanoplanktonu wykazała występowanie licznych gatunków redeponowanych z utworów kredowych (oznaczenia M. Gareckiej z PIG-PIB – Krąpiec i in. 2011). Istotna jest jednak obecność formy *Reticulofenestra pseudoumbilica* Gartner. Gatunek ten pojawia się we wczesnym miocenie i powszechnie znajdowany jest w osadach miocenu środkowego oraz górnego. Z kolei występowanie w wapieniach organodetrytycznych przewodnich form otwornic *Bolboforma badenenis* oraz *Velapertina* sp. (Wysocka 2006 b), pozwala datować kompleks utworów z Huty Różanieckiej na górny baden. Tak więc piaski glaukonitowe były tu wielokrotnie redeponowane,

pierwotnie z utworów eoceńskich do dolnobadeńskich (transgresyjnych), później zaś do formacji górnobadeńskich.



Ryc. 35. Zbiorczy profil utworów miocenu odsłaniających się w Hucie Różanieckiej (profil wg Wysockiej 2006 a, b). Fot. W. Margielewski.

Powyżej w profilu występuje kompleks miąższości około 8 m piaskowców kwarcowo-organodetrytycznych i wapieni organodetrytycznych o zróżnicowanym stopniu zapiaszczenia (Wysocka 2006 b) i biokalkarenitów przekątnie warstwowanych (ryc. 35 D – poziom e) o różnym stopniu lityfikacji i grubości ławic 0,2-0,8 m, przeławiconych słabo zlityfikowanymi piaskami kwarcowo-wapiennymi (z liczną fauną), mułem wapiennym lub piaskami kwarcowymi, jak również piaskowcami będącymi efektem lityfikacji tych luźnych utworów (ryc. 35 D).

Niższa część profilu powstawała w płytkim wysokoenergetycznym środowisku morskim, w którym dno zasiedlone było przez kolonie krasnorostów narastające w postaci rodoidów (Wysocka 2006 b). Duże domieszki materiału piaszczystego są zapewne efektem redepozycji (wielokrotnej) występujących tu utworów piaszczystych eocenu (Krąpiec i in. 2011). Następnie w środowisku tym zanikła sedymentacja rodoidowa, a na jej miejsce pojawiła się akumulacja materiału wewnątrzbasenowego zarówno organodetrytycznego, jak i piaszczystego, wielokrotnie redeponowanego (Wysocka 2006 b), w warunkach formowania wyniesienia przedgórskiego (*forebulge*) (ryc. 34).

Sondowania wykonane w obrębie wału Huty Różanieckiej i w jego sąsiedztwie wskazują, że widoczna tu krawędź Roztocza ma wyłącznie charakter morfologiczny:w kierunku zapadliska struktura Roztocza schodzi stopniami wyciętymi wzdłuż uskoków o przebiegu kulisowym (skośne do kierunku krawędzi wału Huty Różanieckiej– zob. Jankowski, Margielewski 2014) typowym dla struktury kwiatowej. Utwory zapadliska nawiercono dopiero około 200-250 m na południe SW krawędzi. W otworach stosunkowo płytko (na głębokości 1,5-5,5 m) pojawiają się iły krakowieckie (Krąpiec i in., 2011).

Wola Wielka. Zabytkowa cerkiew

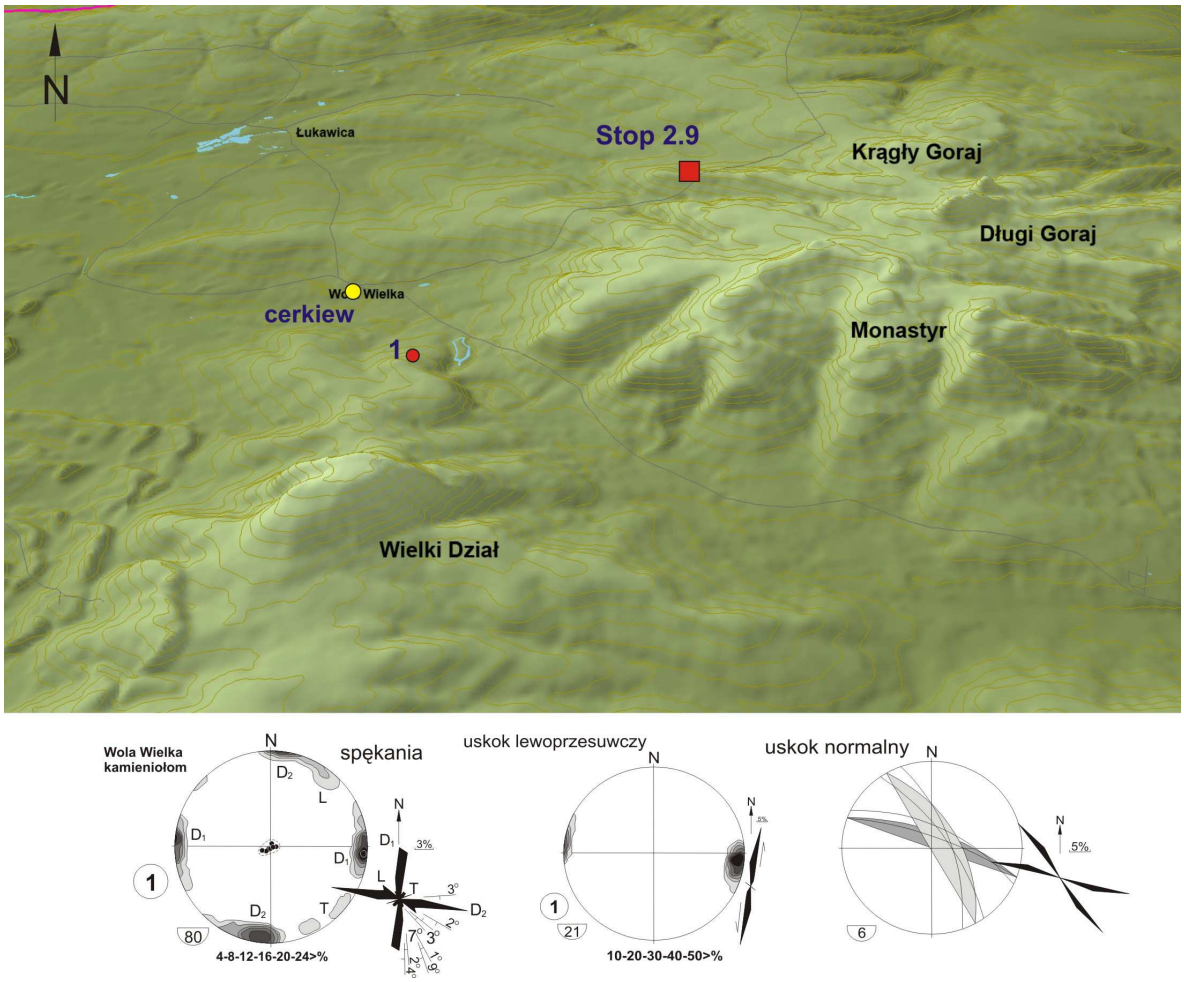
Cerkiew w Woli Wielkiej. Fot. W. Margielewski.

W Woli Wielkiej, przy drodze Narol-Werchrata znajduje się zabytkowa grekokatolicka cerkiew drewniana z 1775 r. pod wezwaniem Opieki NMP, jedna z najbardziej urokliwych na Roztoczu. W okresie powojennym była wykorzystywania jako kościół katolicki, obecnie jest nieużytkowana.

Stop 2.9. Huta Lubycka. Elewowane utwory miocenu
Leszek Jankowski, Włodzimierz Margielewski
Pozycja GPS: N 50°18'44,500” ; E 23°25'57,300”

W rejonie Krągłego Goraja i Działu utwory miocenu na polskim Roztoczu znajdują się w pozycji wyniesionej w stosunku do pozostałych elementów strefy krawędziowej, budując rozległe wzgórza Długiego Goraja (391.5 m npm), Krągłego Goraja (389m) i Wielkiego Działu (390.4m) (ryc. 36). Utwory miocenu są zbudowane z piasków kwarcowych i kwarcowo-glaukonitowych, podścielających

wapienie detrytyczne, litotamniowe i muszlowce, na których zalegają wapienie organodetrytyczne (rafowe). Z tych ostatnich są utworzone kulminacje Działu oraz Krągłego i Długiego Goraja (Popielski 2000, 2005).



Ryc. 36. Położenie stanowiska w Hucie Lubyckiej na tle numerycznego modelu terenu. Spękania i uskoki pomierzone w kamieniołomie w Woli Wielkiej (stan. 1) na diagramach konturowych i kierunkowych. Uskok normalny na diagramie kołowym (projekcja na dolną półkulę) (wg: Jankowski, Margielewski 2014, objaśnienia na ryc. 10:).

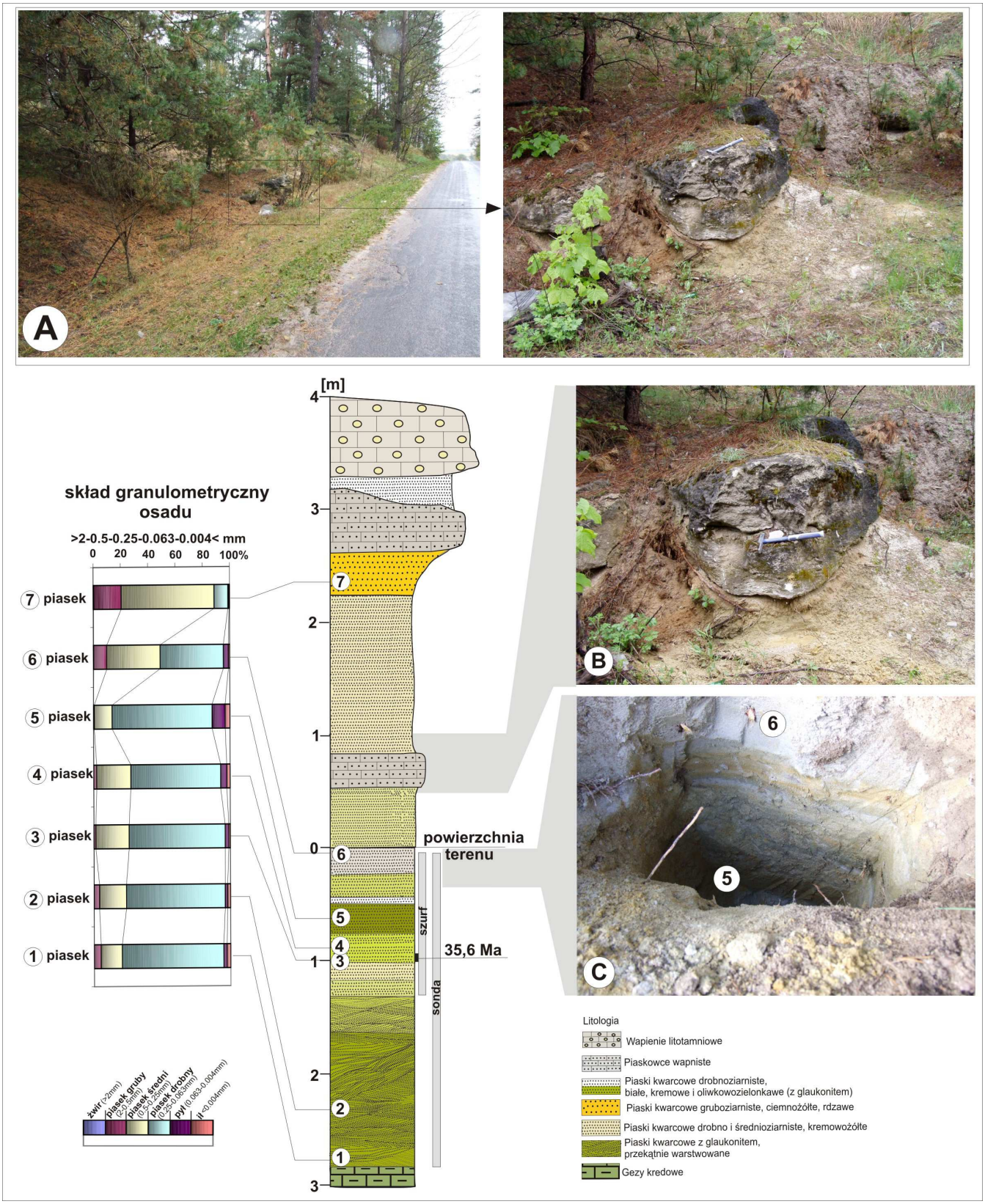
Odsłonięcie utworów miocenu znajduje się w obrębie wąskiego grzbietu odchodzącego od wzgórza Krągły Goraj (389 m npm) ku zachodowi pomiędzy wsiami Pawliszcze i Huta Lubycka (ryc. 2 – Stop 2.9; ryc. 36). Obecnie w odkrywce w skarpie drogi pomiędzy Pawliszczem-Hutą Lubycką odsłania się jedynie niewielka część profilu osadów miocenu o miąższości około 3 m (ryc. 37 A). W kulminacji wału, w stropie piasków i piaskowców mioceńskich występują wapienie litotamniowe o miąższości około 0,5 m (Józefkowicz 1976, Jakubowski, Musiał 1987).

Profil odsłaniający się w skarpie rozpoczynają oliwkowozielone i zielonkawe piaski kwarcowe z glaukonitem, bardzo drobnoziarniste o miąższości około 0,5 m. W jego stropie zalega warstwa piaskowca wapnistego o miąższości około 0,5 m (ryc. 37 B) (Józefkowicz 1976). Skała ma barwę kremowoszarą i jest arenitem litycznym zawierającym kwarc (45,34 %), okruchy skał wapiennych

(15.8%) i glaukonit (3.41%). Spoiwo stanowi cement węglanowy (Krąpiec i in. 2011). Powyżej zalega poziom o miąższości 1,5-2,0 m piasków kremowo-żółtych, średnio i guboziarnistych, przykrytych rdzawymi piaskami średnio- i gruboziarnistymi. W latach 70-tych ubiegłego wieku w obrębie tych piasków znaleziono fragment skrzemieniałego drewna (Józefkowicz 1976). Wyżej w profilu ponownie występuje poziom zlityfikowanych piasków – piaskowców. Warstwa piaskowca barwy kremowo szarej ma miąższość około 0,4 m (bloki piaskowców występują też w niższych partiach odkrywki, gdzie z jej górnych partii zostały przemieszczone grawitacyjnie). W nadkładzie kompleksu piaszczysto-piaskowcowego występują kremowe piaski o miąższości około 0,2 m) i wapienie litotamniowe budujące szczytową część grzbietu (ryc. 37) (Józefkowicz 1976).

U podnóża kopanki wykonano wkop poszukiwawczy (ryc. 37 C) i wiercenie sondą mechaniczną, którymi strop utworów kredowych osiągnięto na głębokości 2,8 m. Bezpośrednio na utworach kredowych zalega kompleks oliwkowozielonkawych i ciemnooliwkowych piasków drobnoziarnistych z glaukonitem o miąższości około 1,5 m. Piaski są przekątnie warstwowane, zdominowane przez frakcję najdrobniejszego piasku. Większość ziaren kwarcowych jest ostrokrawędzista, skała zawiera ziarna glaukonitu. Powyżej, w interwale 1,3-1,0 m, występują kremowobiałe i zielonkawe piaski drobnoziarniste z glaukonitem. Są one bezstrukturalne lub laminowane poziomo, zaś ponad nimi występuje poziom żółtozielonkawych piasków z glaukonitem o miąższości 0,3 m (ryc. 37 – poziom 4). Glaukonit występujący w obrębie tych piasków (próbka z głębokości 1,0-0,8 m) został datowany metodą K/Ar na 36.5 Ma, jest więc wieku górnoeoceńskiego (priabon) i był redeponowany. Ku górze (w interwale 0,7-0,5 m) barwa piasku zmienia się na ciemnooliwkową. Piaski te są bezstrukturalne, drobnoziarniste. Wyżej barwa piasku jest zmienna od kremowobiałej (na głębokości. 0,5-0,4 m) po żółtozielonkawą (0,4-0,25 m) i ponownie białą z laminacją poziomą podkreśloną glaukonitem (0,25-0,00 m) (ryc. 37 – poziom 6).

Ze względu na ubóstwo mikroflory, oznaczenia nanoplanktonowe (piaski z poziomu 5 – ryc. 37) pozwoliły na określenie wieku piasków z glaukonitem jedynie na co najmniej wczesny miocen (jedyne zidentyfikowane mioceńskie gatunki to formy o długich zasięgach stratygraficznych od wczesnego miocenu po miocen górny (*R.pseudoumbilica*) i okres współczesny (*H. carteri*) (Krąpiec i in. 2011). W próbce piasku pobranej z głębokości 0,4 m stwierdzono pojedyncze duże okazy otwornicy *Elphidium crispum* (Krąpiec i in. 2011).



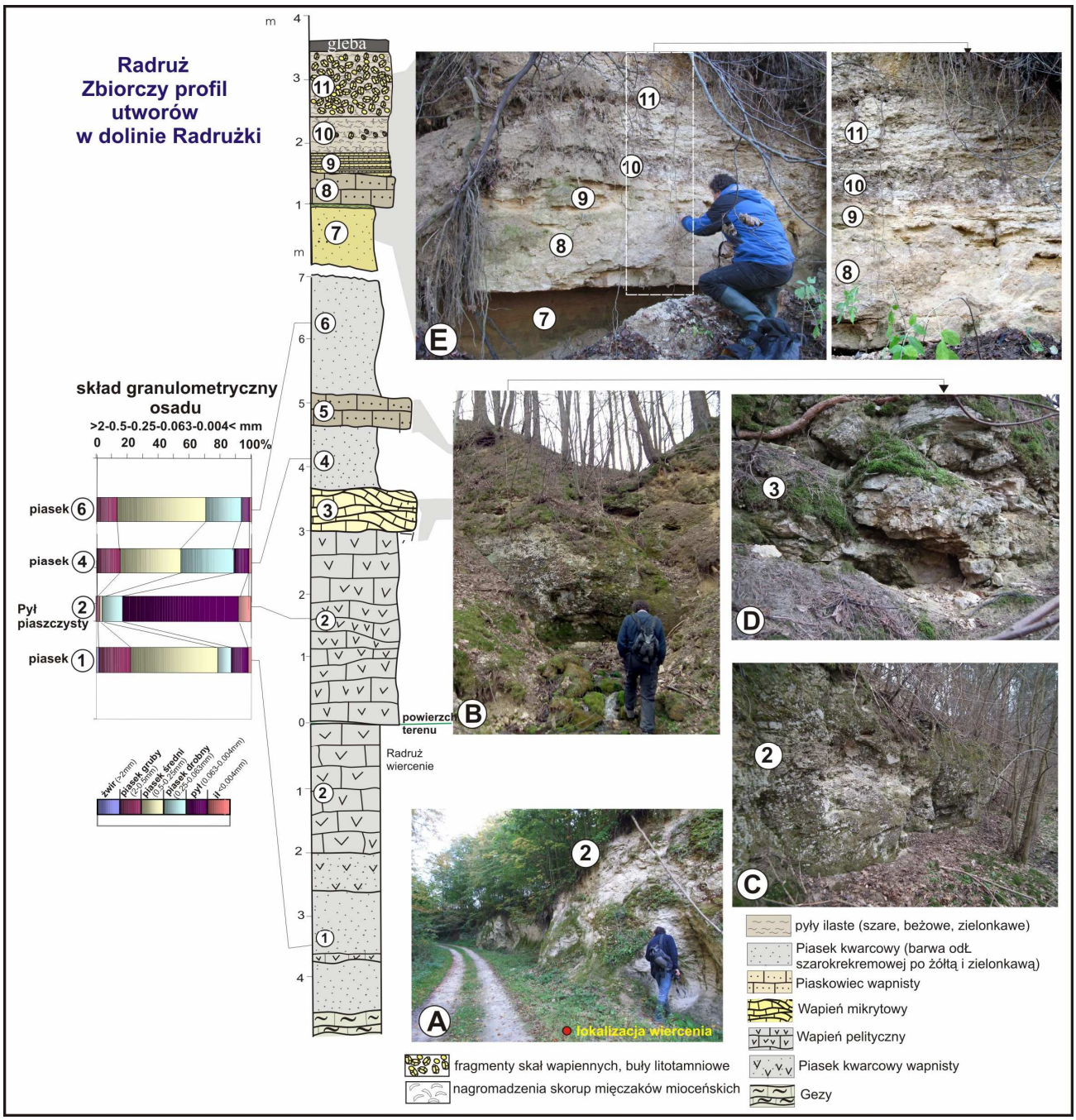
Ryc. 37. Profil utworów miocenu w Hucie Lubyckiej-Pawliszczach (Krąpiec i in. 2011, por. także Józefkowicz 1976). Fot. W. Margielewski.

Struktury sedymentacyjne w obrębie piasków z glaukonitem wskazują, że piaski były deponowane w dynamicznym środowisku sedymentacyjnym (Józefkowicz 1976, Musiał 1987) związanym najprawdopodobniej z transgresją badeńską. Datowania bezwzględne glaukonitu wskazują, że następowała wówczas redepozycja występujących tu utworów piaszczystych eocenu (Krąpiec i in.

2011). Zachowanie kompletnego profilu utworów mioceńskich wskazuje, że wyniesienie masywu Krągłego i Długiego Goraj jest stosunkowo młode, nastąpiło prawdopodobnie w efekcie reaktywacji struktury kwiatowej Roztocza (najprawdopodobniej w pliocenie-dolnym czwartorzędzie) (Jankowski, Margielewski 2014). Elewowaniu uległa również seria burowęglowa karpatu: poziom lignitów o miąższości 0,4 m nawiercono tu na wschodnich stokach Krągłego Goraja ponad Mrzygłodami oraz na wierzchowinie pomiędzy Hutą Lubycką i Dahanami (jest to najwyżej położone stanowisko burowęgli na Roztoczu polskim) (Krąpiec i in. 2011, Jankowski, Margielewski 2014). Kulisowy (w stosunku do krawędzi Roztocza) układ uskoków przesuwczych (tu: lewoprzesuwczego) i normalnych – wysokokątowych, pomierzonych w kamieniołomie w Woli Wielkiej (ryc. 36 – diagramy), wskazuje na geometrię bloków regionu charakterystyczną dla struktury kwiatowej.

Stop 2.10. Radruż. Wapienie z Radruża: dlaczego nie poziom ewaporatowy
Leszek Jankowski, Włodzimierz Margielewski
Pozycja GPS: N 50°10,934’ ; E 23°25,128'

W dolinie Radrużki, w pobliżu dawnego PGR, odsłania się pas wychodni białego, kremowoszarawego wapienia, lokalnie silnie zbrekcjowanego, gruboławicowego (ryc. 2 – Stop 2.10). Utwór ten występuje na polskim Roztoczu jedynie w dwóch niewielkich wychodniach w rejonie Radruża (w latach 60-tych XX wieku cienką warstwę wapieni tego typu znaleziono także w nieistniejącym dzisiaj odsłonięciu w zboczu doliny pobliskiego Sopotu – Ney 1969 a). Utwory te, opisane jako wapienie ratyńskie, uznano za ważny poziom stratygraficzny na polskim Roztoczu wydzielając tu „formację z Radruża” (Jasionowski 1997), korelatną z poziomem ewaporatowym (lub wręcz traktowaną jako wapienie pogipsowe) w zapadlisku przedkarpackim (Ney 1969, Peryt 2006 a, b). Generalnie utwory te były charakteryzowane jako „gipsonośne utwory węglanowe i piaskowce wapniste przekątnie laminowane, zaliczane do tzw. wapieni ratyńskich” (Peryt, Kasprzyk 1992). W rejonie Radruża (gdzie miały osiągać 5 m miąższości) w dolnej części były opisywane jako „szare wapienie warstwowane, ponad którymi występują jasnoszare wapienie kawerniste przechodzące ku górze w wapienie piaszczyste z wkładkami piaskowca wapnistego” (Ney 1963). Wapienie te odsłaniają się w lewym brzegu Radrużki na odcinku o długości 150 m (ryc. 38 B-C), a także w holwedze na zboczu doliny, której dnem biegnie droga (ryc. 38 A; 39; 40). W lewym zboczu Radrużki wapienie o różnej odporności tworzą ściany o wysokości do 5 m z widocznymi na ich powierzchniach spękaniami ciosowymi i uskokami (ryc. 39). Kremowoszarawe wapienie występują w grubych ławicach (1,0-1,5 m) zalegających niemal poziomo (zapadają one pod kątem 1-2^{o} ku SE). W obrębie odsłonięć widoczne są struktury synsedymentacyjnych przemieszczeń grawitacyjnych o typie debrytu (ryc. 38 C).



Ryc. 38. Zbiorczy profil utworów miocenu odsłaniających się w zboczu doliny Radrużki w Radrużu (częściowo wg Krąpiec i in., 2011, uzupełniony) (Fot. W. Margielewski).

Wapienie odsłaniające się w holwedze (ryc. 38 A) są nieco inaczej wykształcone: zwietrzałe, rozsypliwe, lokalnie zrekrystalizowane, silnie zbrekcjowane i kawerniste, zawierają znaczną domieszkę ziaren piasku kwarcowego. Brak też w ich obrębie wyraźnej oddzielności ławicowej (ryc. 39). Analizy granulometryczne wskazują, iż są to utwory zdominowane przez frakcję pylastą (74,4%) i reprezentują pył piaszczysty (ryc. 38). Zawierają także 12,2% drobnoziarnistego piasku kwarcowego, jak też domieszkę piasku gruboziarnistego (2,4%) (ryc. 38 – poziom 2) (Krąpiec i in. 2011). W ich bezpośrednim nadkładzie występują piaski czwartorzędowe.

Ponad gruboławicowymi wapieniami odsłaniającymi się w dolinie Radrużki zalega debryt (0,7 m miąższości) utworzony z powyginanych i porozrywanych warstw beżowego, zbitego wapienia

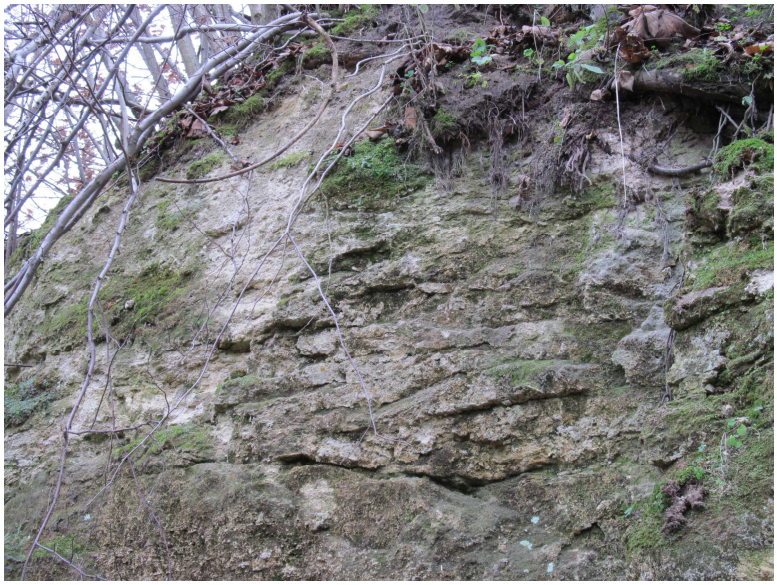
mikrytowego powstałego z przekrystalizowania wapienia organogenicznego (ryc. 38 B – poziom 3). Ponad debrytem występują białe, drobnoziarniste piaski kwarcowe o miąższości około 1 m (ryc. 38 – poziom 4). W ich stropie zalega poziom kremowoszarawych piaskowców wapnistych o miąższości 0,5-0,7 m (ryc. 38 – poziom 5). Piaskowce charakteryzują się różnym stopniem lityfikacji. Ponad nimi ponownie występują kremowobiałe, kremowoszarawe piaski kwarcowe średnioziarniste o miąższości około 2 m. Są to piaski zbudowane z ostrokrawędzistych ziaren kwarcu z domieszką pojedynczych ziaren glaukonitu, skał krzemionkowych i wapieni (ryc. 38 – poziom 6).

W górę doliny Radrużki (około 200 m ku NE), w wyższej części zbocza, widoczna jest stropowa część profilu utworów miocenu (ryc. 38 E – kompleksy 7-11) Rozpoczynają go piaski kwarcowe, średnio i gruboziarniste barwy żółtej, lokalnie rdzawej i zielonkawej (odsłania się tu 1 m profilu tych utworów). W ich stropie występuje cienka (4 cm) warstwa zielonkawego, laminowanego mułku. Powyżej zalega warstwa piaskowca, beżowego, silnie zlityfikowanego o miąższości 50 cm (ryc. 30 E – poziom 8). Ponad ławicą widoczne są cienkie warstewki piaskowca przeławicone piaskami (ryc. 38 E – poziom 9). Powyżej zalega poziom beżowych pyłów ilastych (około 60 cm), z licznymi nagromadzeniami skorup mięczaków mioceńskich (lokalnie z fragmentami wapieni) (ryc. 38 – poziom 10). W stropie profilu występuje utwór składający się z licznych fragmentów wapieni, litotamniów (lokalnie ma wręcz charakter wapienia gruzłowego cechującego się oddzielnością ławicową), z mułkami, o miąższości około 1 m (ryc. 38 E – poziom 11). Jest to utwór będący efektem redepozycji utworów węglanowych.

Ryc. 39. Odsłonięcie wapieni z Radruża w holwedze (ryc. 38 A – poziom 2 w profilu), rozciętych uskokami. Fot. W. Margielewski.

W obrębie holwegi wykonano wiercenie sondą mechaniczną, którą strop utworów kredowych osiągnięto na głębokości 4,5 m (profil na ryc. 38). Na gezach kredowych, w interwale 2,5-4,5 m, zalega drobnoziarnisty piasek kwarcowy, lokalnie wapnisty (prawdopodobnie ze słabo zlityfikowanymi poziomami zasobnymi w węglan wapnia). Poziom piasku kontynuuje się do głębokości 1 m, jednakże zawiera tu większe ilości okruchów węglanu wapnia. Ponad nim zwiercono słabo zlityfikowane (i zawodnione) wapienie z licznym udziałem drobnego piasku kwarcowego, a więc utwory podobne do tych, które odzwaniają się zboczach holwegi (ryc. 38).

Próbki wapieni z Radruża (pobrane z odsłonięcia w holwedze) poddano szczegółowym analizom petrograficzno-mineralogicznym. Wykazały one, że skały są wapieniami drobnokrystalicznymi, mikrytowo-sparytowymi, generalnie zapiaszczonymi (niekiedy wręcz są to piaskowce wapniste). Obok drobnokrystalicznego kalcytu zawierają dobrze obtoczone ziarna kwarcu, okruchy iłowców słabo wapnistych oraz pojedyncze okruchy skał o charakterze drobnoblastycznych kwarcytów, rzadziej gnejsów kwarcowych z niewielką ilością skaleni. Skała ma śladowo zachowaną teksturę kierunkową podkreśloną występowaniem wydłużonych drobnych toczeńców iłów słabo wapnistych. W skale występują pojedyncze, dobrze zachowane skorupki otwornic, które nie zostały przyniesione wraz z kwarcem i toczeńcami mineralnymi, lecz osadzały się wraz z kalcytem. Miejscami wapienie są słabo dolomityczne. Mają strukturę mieszaną, różnokrystaliczną oraz bezładną, porowatą teksturę. Pierwotnym materiałem jest w niej drobnokrystaliczny kalcyt, wtórnym zaś – grubiej krystaliczny kalcyt i dolomit, które wypełniają wtórnie pustki w skale (Krąpiec i in. 2011). Takie wykształcenie jednoznacznie wyklucza genezę wapieni jako utworów pogipsowych, nie znaleziono również pseudomorfoz kalcytu po gipsie. Z kolei wapienie odsłaniające się wyżej w dolinie Radrużki, charakteryzują się wręcz oddzielnością ławicową (ryc. 40). Kwestia jednoznacznej korelacji stratygraficznej i genetycznej wapieni z Radruża (tu: ratyńskich *sensu* Łomnicki 1897) z poziomem ewaporatowym (gipsowym) (Peryt, Peryt 1994, Jasionowski 1997), nie jest jednoznaczna, tym bardziej, że wystąpienia tego kompleksu węglanowego mają na obszarze polskiego Roztocza bardzo ograniczony zasięg. W ich spągu występują piaski kwarcowe, zaś w nadkładzie debryty węglanowe, piaskowce i ponownie piaski kwarcowe oraz pyły ilaste (ryc. 38 – poziom 10) datowane nannoplanktonem na sarmat (oznaczenia M. Gareckiej). Ta część profilu odpowiada więc wiekowo iłom krakowieckim.



Ryc. 40. Wapienie z Radruża z wyraźną oddzielnością ławicową. Odsłonięcie w zboczu doliny Radrużki (fot. L. Jankowski).

Wapienie z Radruża były w przeszłości eksploatowane jako materiał do produkcji wapna gaszonego (w sąsiedztwie odsłonięć był posadowiony piec do wypalania tego surowca). Fakt ten, podobnie jak szczegółowe analizy petrograficzne wapieni wskazuje, że nie mogą być one wapieniami pogipsowymi *sensu stricto*, bo emisja dwutlenku siarki (z zasiarczonych wapieni) utrudniałaby

wypalanie wapna. Strefa występowania wapieni jest miejscem wypływu licznych źródeł (Michalczyk 1996). Są tu one związane z uskokami tnącymi wapienie: stwierdzono tu występowanie uskoków normalnych (o orientacji 300/80) i przesuwczych (sinistralnych reaktywowanych jako normalne o kierunku i kącie zapadania 170/83). Miejscami występują asocjacje o typie struktury kwiatowej (ryc. 39). Układ dyslokacji jest kulisowy w stosunku do przebiegu krawędzi Roztocza, co wskazuje na geometrię typową dla regionalnej *flower structure* (Jankowski, Margielewski 2014).

Radruż. Zabytkowa cerkiew

Cerkiew w Radrużu. Fot. W. Margielewski.

W Radrużu znajduje się jedna z najlepiej zachowanych na Roztoczu drewnianych cerkwi. Cerkiew grekokatolicka pod wezwaniem św. Paraskewy zbudowana w XVI w., jest jedną z najstarszych zachowanych świątyń w regionie. Jest ona budowlą trójdzielną o konstrukcji zrębowej. Od 2010 r. zespół cerkiewnych zabudowań stanowi oddział Muzeum Kresów w Lubaczowie. W 2013 r. cerkiew została wpisana na Listę Światowego Dziedzictwa UNESCO wraz z 15 innymi drewnianymi cerkwiami w Polsce i na Ukrainie.
Źródło: http://www.roztoczewita.pl/cerkiew-sw-paraskewy-w-radruzu

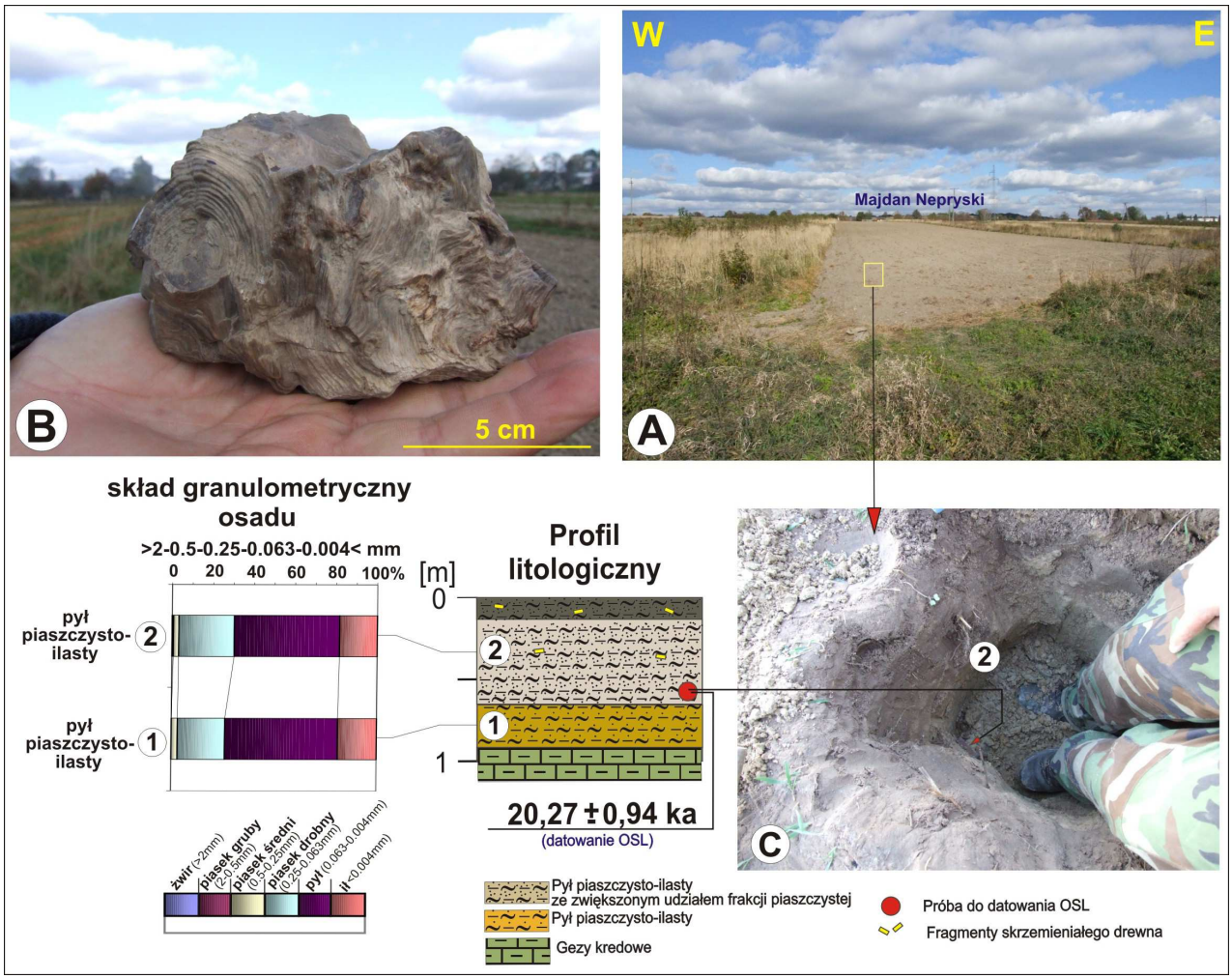
Piątek 26.09.2014

Trasa: Zwierzyniec – Józefów – Majdan Nepryski – Tomaszów Lubelski – Bełżec – Lubycza Królewska – Pawliszcze – Siedliska – powrót do Zwierzyńca

Stop 3.1. Majdan Nepryski. Występowanie skrzemieniałego drewna w utworach vistulianu (współcześnie na polach ornych)

Leszek Jankowski, Włodzimierz Margielewski, Marek Krąpiec
Pozycja GPS: N 50º28,993' ; E 23º04,850'

Na polach ornych w miejscowości Majdan Nepryski koło Józefowa znajduje się jedno z największych (oprócz Siedlisk) powierzchniowych nagromadzeń fragmentów skrzemieniałego drewna na polskim Roztoczu (ryc. 2 – Stop 3.1) (Krąpiec i in. 2010, 2011). Fragmenty te drewna występują tu na polach ornych na powierzchni około 1 km^2 zazwyczaj w formie płaskich fragmentów o długości 2-10 cm, bezpośrednio w glebie powstałej na substracie piaszczysto-pylastym (ryc. 41). Okazom skrzemieniałego drewna towarzyszą zarówno fragmenty gez kredowych (występujące tu w podłożu),



Ryc. 41. Stanowisko ze skrzemieniałym drewnem w Majdanie Nepryskim (występowanie na polach ornych), z osadami datowanymi metodą luminescencyjną (OSL) (wg Krąpiec i in. 2011) Fot. W. Margielewski.

jak też materiał eratyczny: czerwone granity, czerwone i białe kwarcyty, brązowe krzemienie (o średnicy do 4 cm). Sporadycznie okazy skrzemieniałego drewna osiągają większe rozmiary. Charakteryzują się one unikalnym rysunkiem przyrostów rocznych (ryc. 41 B), zaś ich powierzchnia często pokryta jest żłobkami korazyjnymi (ryc. 42). Sondowania podłoża wykonane w strefie występowania drewna wykazały stosunkowo niewielką miąższość utworów zalegających na gezach kredowych (około 1 m). Wkopem wykonanym w miejscu największego powierzchniowego wzbogacenia gleby w skamieniałości, osiągnięto strop utworów kredowych na głębokości 0.90 m (ryc. 41 – fot. C). Bezpośrednio na gezach kredowych, na głębokości 0,9-0,7 m, zalega żółtobrązowy, plastyczny pył piaszczysto-ilasty. Powyżej, w interwale 0,6-0,0 m występuje beżowozielonkawy pył piaszczysto-ilasty z domieszką frakcji grubego piasku. Najgrubsze frakcje piaszczyste są utworzone z kwarcu i wzbogacone w skały krzemionkowe oraz magmowe (do 20%), ziarna są obtoczone i jednocześnie matowe, co wskazuje na eoliczny charakter środowiska sedymentacyjnego (Krąpiec i in. 2011). W stropie utworu piaszczysto-pylastego rozwinął się poziom gleby o miąższości około 0,25 m.

Na głębokości 0,6 m pobrano próbę do datowania luminescencyjnego (OSL). W efekcie datowania OSL uzyskano datę 20270 ±940 lat PB (ryc. 41). Datowanie wskazuje na fazę leszczyńską stadiału głównego zlodowacenia wisły, który charakteryzował się najgłębszym kryzysem klimatycznym, powodującym rozrastanie się z terenów Skandynawii czaszy lądolodu (por. Mojski 2005). Na odsłoniętych powierzchniach terenu, w warunkach klimatu polarnego następował rozwój wieloletniej zmarzliny i powstawały szczeliny kontrakcji termicznej. Rozwój procesów eolicznych doprowadził do akumulacji lessów, również na obszarze Roztocza (tzw less młodszy IIb – Jersak 1973). Silne procesy wywiewania spowodowały powstawanie eolicznych piasków pokrywowych (Buraczyński red. 2002). Zważywszy na fakt, iż na powierzchniach skrzemieniałego drewna znajdywanego w Majdanie Nepryskim są widoczne żłobki korazyjne, osady w których występuje skamieniałość były poddawane intensywnym procesom eolicznym w tym czasie, o czym świadczy data OSL wskazująca ekspozycję na światło ziaren kwarcu znajdujących się współcześnie 0,6 m poniżej powierzchni terenu. Skład ziarnowy osadu, jak też występowanie w jego obrębie eratyków (oraz skrzemieniałego drewna), może wskazywać, iż fragmenty drewna tkwią w residuum gliny morenowej zlodowacenia Sanu 2, z którą zostały przemieszczone, prawdopodobnie w trakcie krótkiego transportu (lokalnie

Ryc. 42. Fragment skrzemienianego drewna z Majdanu Nepryskiego, pokryty żłobkami korazyjnymi. Fot. A. Walanus.

na powierzchni terenu wyorywane są tu także charakterystyczne, oliwkowozielonkawe piaski kwarcowe z glaukonitem). Glina ta poddana została w trakcie późniejszych zlodowaceń przeróbce w klimacie peryglacjalnym, jak też procesom eolicznym.

Bełżec. Hitlerowski obóz zagłady
Leszek Jankowski, Włodzimierz Margielewski

Hitlerowski obóz zagłady w Bełżcu (niem.: Sonderkommando Belzec der Waffen-SS), położony był około 0,5 km na południowy wschód od stacji kolejowej Bełżec, w sąsiedztwie linii kolejowej Lublin-Lwów. Obóz założony dla realizacji zagłady Żydów w ramach „Operacji Reinhardt" (od Reinhardta Heidricha – szefa hitlerowskiego Urzędu Bezpieczeństwa RSHA, twórcy „ostatecznego rozwiązania") zaczął funkcjonować w połowie marca 1942 r. i jak na obóz zagłady był zdumiewająco mały: miał kształt skośnego czworokąta o rozmiarach ok. 250x280 m. Jego załogę stanowiło około 20-30 Niemców, około 100 strażników narodowości ukraińskiej oraz około 500 więźniów żydowskich, wykorzystywanych do grzebania (później także palenia na specjalnych rusztach) zwłok, jak też segregacji mienia pomordowanych. Od marca do grudnia 1942 r., wymordowano w nim około 600 tys. Żydów (wg danych dotyczących liczebności transportów, zebranych przez polskich pracowników kolei), głównie z ziemi lubelskiej i Galicji Wschodniej, zdarzały się również transporty z Europy Zachodniej. Mordowano także Romów oraz Polaków ukrywających Żydów. Spośród 5 osób, którym udało się uciec z Obozu Zagłady, wojnę przeżyły zaledwie dwie.

Pomnik w miejscu Obozu Zagłady w Bełżcu. Fot. W. Margielewski.

Ofiary wprowadzano do komór gazowych (niekiedy całymi rodzinami) i uśmiercano spalinami z silnika czołgowego (wykorzystywano silnik ze zdobycznego sowieckiego czołgu). Śmierć następowała w potwornych męczarniach po około 20 minutach. Kurt Gerstein, oficer SS wizytujący obóz zagłady w Bełżcu, tak opisywał akcję gazowania ofiar: *W pomieszczeniach zgasło światło. Ludzie ucichli. Profesor Pfannenstiel podszedł bliżej, pochylił się i spojrzał przez mały wziernik w drzwiach. Po chwili szybka*

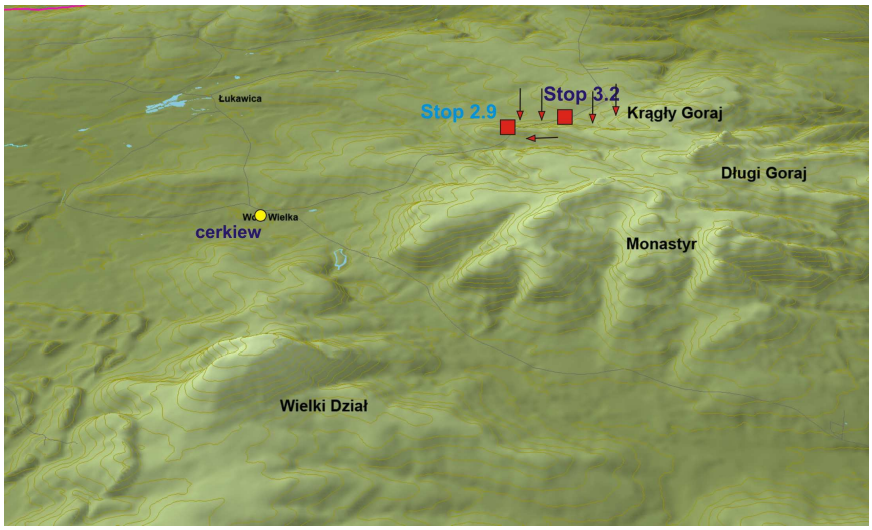
zaszła parą i z trudnością można było przez nią coś zobaczyć. Pfannenstiel przyłożył więc ucho do drewnianych drzwi, zza których dobiegały odgłosy jęków i płaczu. „Jak w synagodze", powiedział……Tamtego dnia silnik się zaciął. Powiedziano mi, że zdarza się to bardzo rzadko. Po 2 godzinach i 49 minutach silnik znowu zaskoczył. Po kolejnych 25 minutach wiele osób było już martwych. Mogliśmy śledzić to, co się dzieje, przez niewielkie okienko w ścianie…. Po 26 minutach przy życiu pozostało tylko kilka osób, a po 32 minutach nie żył już nikt (za: Peter Englund. Listy ze strefy zerowej, Finna, Gdańsk, 2006).

Wiosną 1943 r., po ekshumacji i skremowaniu ciał większości pomordowanych, obóz został zlikwidowany przez nazistów: zburzono zabudowania, miejsce po obozie zalesiono. W latach powojennych miejsce obozu ogrodzono (miejscowa ludność rozkopywała masowe mogiły szukając złota i kosztowności), zaś w latach 60-tych ubiegłego stulecia, miejsce martyrologii upamiętniono kilkoma niewielkimi pomnikami. W 2004 r., w miejscu Obozu, odsłonięto nowy, przejmujący pomnik autorstwa Andrzeja Sołygi, Zdzisława Pidyka i Marcina Roszczyca.

Stop 3.2. Pawliszcze. Występowanie skrzemieniałego drewna w obrębie piasków transgresywnych miocenu (współcześnie na polach ornych)

Leszek Jankowski, Włodzimierz Margielewski, Marek Krąpiec

Na polach otaczających Krągły Goraj, w rejonie miejscowości Pawliszcze i Huta Lubycka były znajdywane liczne fragmenty skrzemieniałego drewna (ryc. 43) (Krąpiec i in. 2011). Fragmenty skrzemieniałego drewna o długości zwykle nie przekraczającej 10-12 cm (ryc. 44) występowały na kontakcie utworów kredowych podłoża i piasków miocenu, do których były redeponowane z lądowych utworów karpatu. Poziomy burowęgli karpatu o miąższości 0,4 m nawiercono na głębokości około 50 m na wschodnich stokach Krągłego Goraja ponad Mrzygłodami oraz na wierzchowinie pomiędzy Hutą Lubycką i Dahanami (J. Myszkowski, inf. ustna – Krąpiec i in. 2011). Dotychczas największy znaleziony na polach w Pawliszczach okaz skrzemieniałego drewna, miał 30 cm średnicy. Wystąpienia skrzemieniałego drewna rejestrowano także na wschodnich stokach Krągłego Goraja, w rejonie Mrzygłodów na kontakcie utworów kredowych i piasków glaukonitowych. Jak już wspomniano przy opisie pobliskiego stanowiska w Hucie Lubyckiej (Stop 2.9), w obrębie osadów piaszczystych miocenu w znajdującym się tam odsłonięciu, w latach 70-tych ubiegłego stulecia został znaleziony fragment skrzemieniałego drewna (Józefkowicz 1976).



Ryc. 43. Miejsce występowania fragmentów skrzemieniałego drewna (zaznaczono strzałkami) na polach ornych otaczających Krągły Goraj.

Ryc. 44. Fragment skrzemieniałego drewna znaleziony przez autorów na polach w rejonie Pawliszczów. Fot. W. Margielewski.

Stop 3.3. Siedliska. Muzeum skrzemieniałego drewna
Marek Krąpiec, Włodzimierz Margielewski, Leszek Jankowski

W muzeum etnograficznym w Siedliskach zorganizowane są trzy izby tematyczne: izba myśliwska z kolekcją trofeów myśliwskich; izba chłopska ze starymi sprzętami gospodarstwa domowego oraz sala z ekspozycją skrzemieniałego drewna. Jest to największy zbiór tych fosyliów w Polsce, zaś eksponowane okazy charakteryzują się różnorodnością barw, kształtów i rysunku słojów. Większość okazów została ofiarowana przez mieszkańców Siedlisk i pochodzi z licznych wystąpień tej skamieniałości na okolicznych polach (najbardziej obfite nagromadzenia tych fosyliów na polskim Roztoczu). Muzeum mieszczące się w budynku dawnej szkoły podstawowej (ryc. 45), zostało otwarte w czerwcu 2003 r. Skamieniałe pnie drzew można zobaczyć w Siedliskach także w otoczeniu kościoła parafialnego, gdzie utworzono swoiste lapidarium (skamieniałość wykorzystano także przy budowie ołtarza polowego przed kościołem), jak również obok leśniczówki – pod jednym z pomnikowych dębów, gdzie złożono trzy zsylifikowane pnie (ryc. 46).

Ryc. 45. Muzeum etnograficzne w Siedliskach, z największą w Polsce ekspozycją skrzemieniałego drewna. Fot. W. Margielewski.

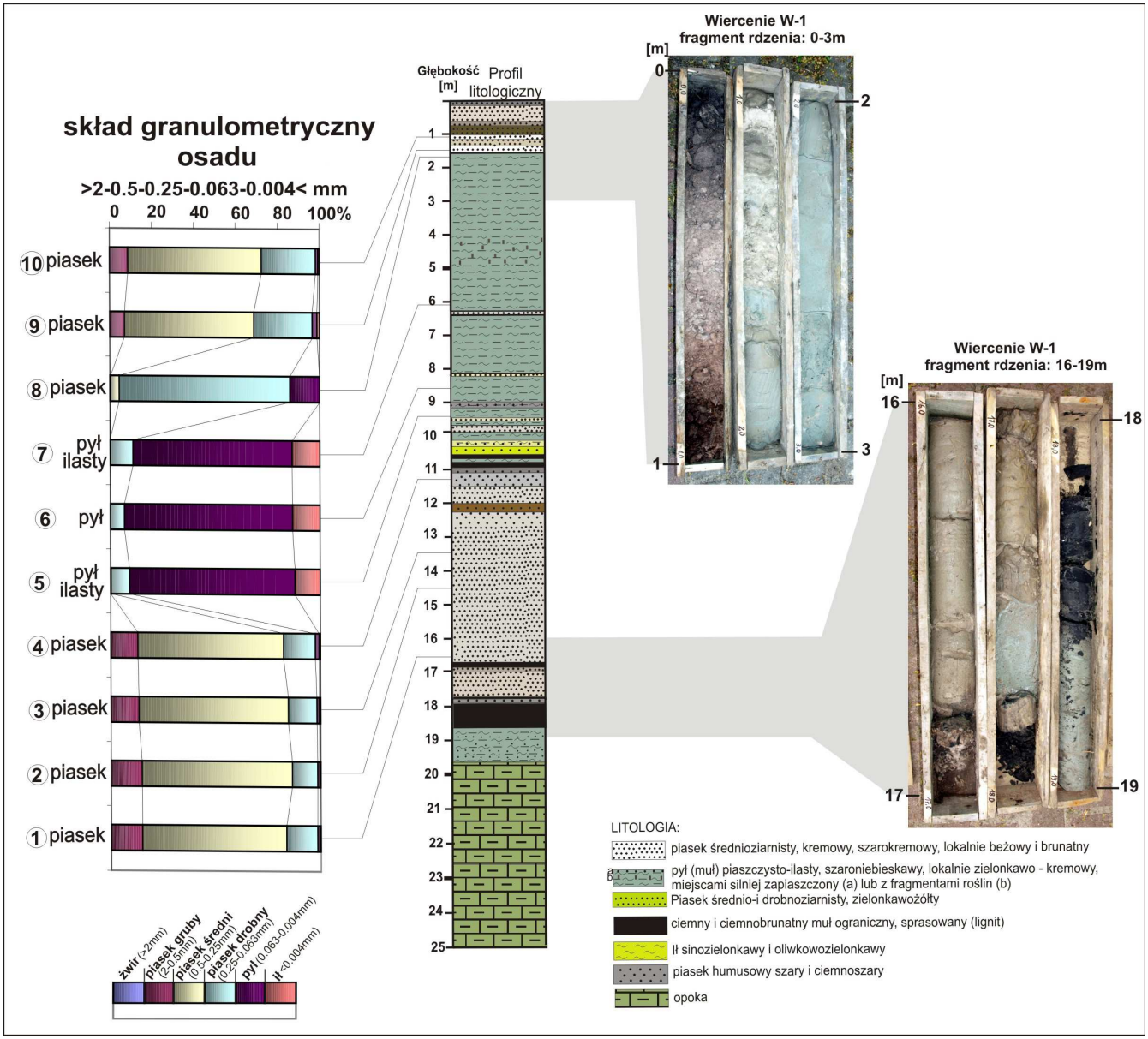
Ryc. 46. Z lewej lapidarium skrzemienianych pni przed kościołem w Siedliskach, z prawej: skrzemieniały pień drzewa pod pomnikowym dębem w Siedliskach. Fot. L. Jankowski, W. Margielewski.

Analizy anatomiczne drewna dowiodły, że skrzemieniałe drewno na Roztoczu reprezentuje jeden gatunek *Taxodioxylon taxodii* Gothan (Kłusek 2006, Krąpiec i in. 2011). Uważa się, że współczesnym odpowiednikiem tego gatunku jest cypryśnik błotny, *Taxodium distichum* (L.) Rich. Jest więc symptomatyczne dla regionu obfitującego w tę skamieniałość, że cypryśnik błotny (ze sztucznego nasadzenia) rośnie współcześnie w Siedliskach w sąsiedztwie stawu (ryc. 47).

Ryc. 47. Współczesny cypryśnik błotny, *Taxodium distichum* (L.) Rich. w Siedliskach, ze sztucznych nasadzeń. Fot. W. Margielewski.

Stop 3.4. Siedliska. Profil utworów karpatu z burowęglem (wiercenie)
Leszek Jankowski, Włodzimierz Margielewski, Marek Krąpiec
Pozycja GPS: N 50°15,876' ; E 23°34,129'

Wiercenie rdzeniowane w Siedliskach zostało zlokalizowane w bezpośrednim sąsiedztwie rezerwatu przyrody „Jalinka", na obszarze szczególnie znacznego wzbogacenia utworów piaszczystych w skrzemieniałe drewno (ryc. 2 – Stop 3.4). Wierceniem rdzeniowanym osiągnięto głębokość 25 m. W spągowych partiach profilu, na głębokości 25,0-19,7m, nawiercono opoki kredowe, datowane nanoplanktonem na mastrycht (ryc. 48) (Krąpiec i in. 2011). W interwale 19,7-18.65 m występuje zielonkawosiny pył piaszczysty z klastami ilastymi i żwirkiem kwarcowym. Analiza materiału organicznego w osadzie z głębokości 19,5 m wykazała obecność czarnych fitoklastów (55%), materii amor-



Ryc. 48. Profil wiercenia w Siedliskach z nawierconą sekwencją burowęgli. Z prawej rdzenie z widocznymi poziomami lignitów (wg Krąpiec i in. 2011) (fot. W. Margielewski).

ficznej (31%) oraz pyłków, spor (6%) i grzybów (1%) (Krąpiec i in. 2011). Taki skład materiału organicznego wskazuje na lądowy charakter utworu zalegającego na opokach kredowych. Powyżej utworów pylastych, w interwale 18,65-17,85 m, występuje czarny, zbity, złupkowacony osad organiczny o typie węgli brunatnych (ryc. 48). Ponad poziomem lignitu występuje warstwa piasku o miąższości 1 m utworzona z średnioziarnistego piasku humusowego ciemnoszarego, lokalnie z mułkiem. Ponad piaskami zalega kolejny poziom lignitów o miąższości 6 cm. Ciemnobrunatny zbity osad jest silnie zapiaszczony, w jego obrębie występują fragmenty drewna (nieskrzemionkowanego) i soczewy amorficznej substancji o typie gagatów. Powyżej poziomu burowęgla, w interwale 16,8-11,04 m, występuje gruby kompleks piaszczysty utworzony z kremowobeżowych i kremowoszarych piasków kwarcowych z niewielką ilością organiki. Ponad kompleksem piaszczystym, w interwale 11,0-10,6 m, stwierdzono dwie cienkie warstwy burowęgli (w interwałach 10,60-10,67 m oraz 10,69-10,85 m), przedzielone warstwą sinozielonego, plastycznego iłu.

Z poziomów lignitów na głębokości 18,8 m, 18,5 m, 16,8 m i 10,8 m pobrano próbki do analiz palinologicznych (oznaczeń dokonała E. Worobiec z IB PAN w Krakowie). W próbach występowały liczne sporomorfy, zaś analiza wykazała, że duży udział mają tu taksony bagienne, głównie rodzaj *Inaperturopollenites* (Taxodioideae – *Taxodium/Glyptostrobus* typ) i *Alnus*. Skład spektrów pyłkowych wskazuje na występowanie w sąsiedztwie lasów bagiennych (z *Taxodium*, *Glyptostrobus* i *Nyssa*, lasów łęgowych (m. in. z *Alnus* i *Salix*) oraz lasów mieszanych z drzewami iglastymi *Cathaya*; bogatych w taksony ciepłolubne. W analizowanych próbkach duży udział mają także taksony umiarkowanych i ciepłych (tropikalnych) stref klimatycznych. Skład badanych spektrów pyłkowych wskazuje, że seria burowęglowa z Siedlisk powstała w warunkach limnicznych we wczesnym-środkowym miocenie, w piętrze karpatu (Krąpiec i in. 2011).

Ponad serią burowęglową, w interwale 10,60-1,58 m zalega gruby kompleks pyłu ilastego barwy szaroniebieskiej i szarozielonkawej, z licznymi wkładkami kremowego, drobnoziarnistego piasku. Występowanie w osadzie licznych fitoklastów, pyłków i spor (jak również brak dinocyst) wskazuje, że osad jest zdominowany przez materię pochodzenia lądowego. W próbce pobranej z głębokości 4,5 m oznaczono liczne gatunki nanoplanktonu, które wskazują na środkowy eocen – wręcz poziom nanoplanktonowy NP17 (Krąpiec i in. 2011). Zważywszy na fakt, iż w podłożu występują utwory karpatu, nanofauna została tu w całości redeponowana z występujących tu niegdyś osadów eocenu.

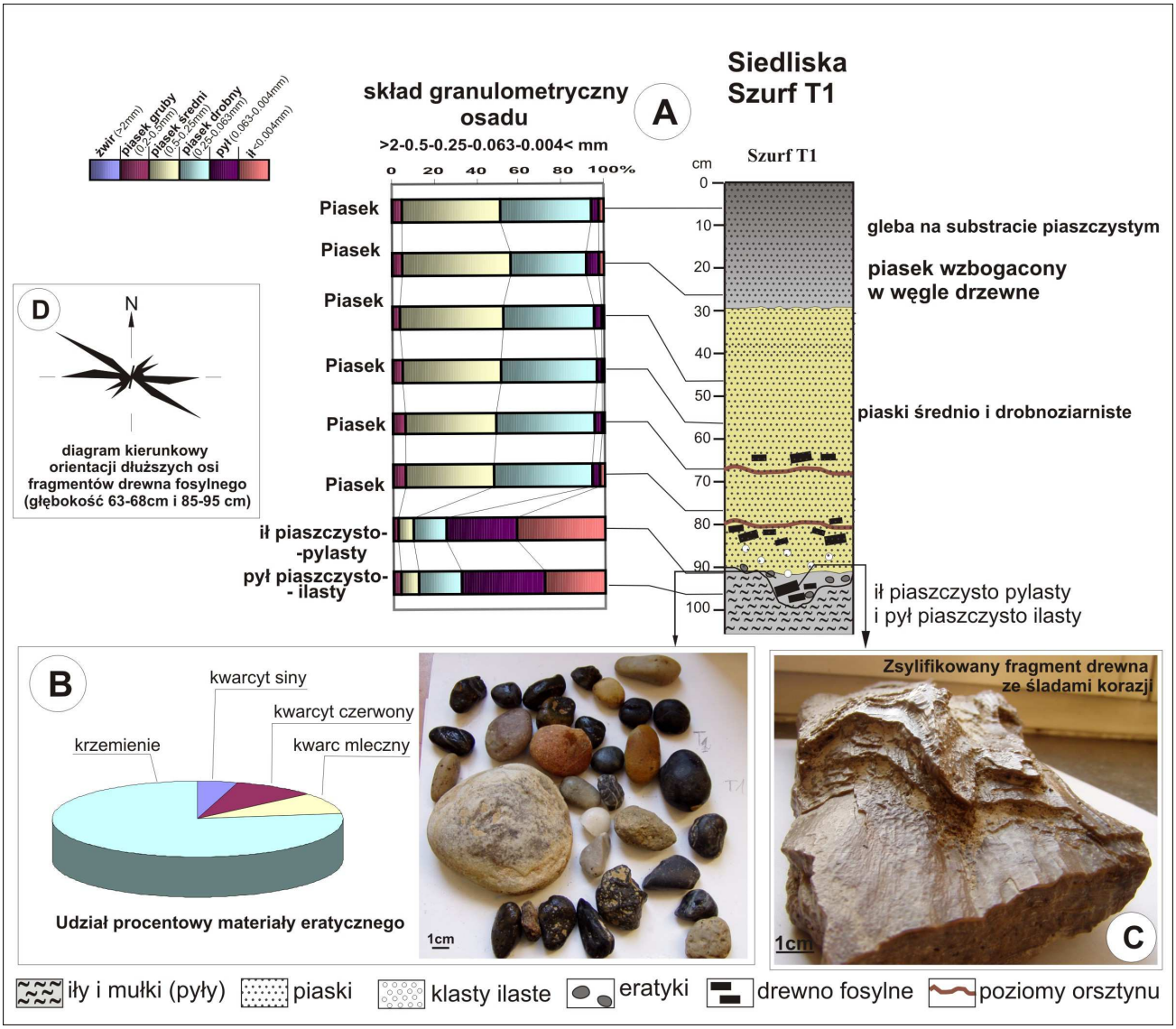
Stropowe partie kompleksu przewiercanego w Siedliskach tworzą utwory piaszczyste. W interwale 1,58-1,00 m jest to kremowy piasek kwarcowy. W interwale 1,0-0,0 m, zalegają ciemnobrunatne, beżowobrunatne i kremowobeżowe piaski średnioziarniste, przykryte cienkim (18 cm) poziomem gleby. Skład ziarnowy i wykształcenie ziarn oraz sytuacja geomorfologiczna osadów wskazuje, iż górny kompleks piaszczysty profilu Siedliska jest osadem czwartorzędowym, rzecznym, związanym z działalnością akumulacyjną potoku Prutnik przepływającego przez Siedliska. Wiercenie w Siedliskach

pozwoliło na rozpoznanie i udokumentowanie lignitów karpatu, które są materiałem źródłowym skrzemieniałego drewna (fosylizowanego w kilku etapach – Krąpiec i in. 2007, 2011) będącego unikalną skamieniałością Roztocza. Lignity te były eksploatowane w pobliskiej Dąbrówce (już po ukraińskiej części Roztocza), gdzie obok węgli brunatnych, występowały także fragmenty częściowo zsylifikowanego drewna (Krąpiec i in. 2011). Serię burowęglową rozpoznano także kolejnymi dwoma wierceniami (m.in. w pobliżu leśniczówki w Siedliskach), zlokalizowanymi w dolinie Prutnika (Krąpiec i in. 2007).

Stop 3.5. Siedliska-Jalinka. Skrzemieniałe drewno redeponowane do osadów rzecznych
Marek Krąpiec, Leszek Jankowski, Włodzimierz Margielewski
Pozycja GPS N 50°16.150' ; E 23°34,198'

W rejonie Siedlisk skrzemieniałe drewno występuje na powierzchni głównie w obrębie osadów rzecznych potoku Prutnik, do którego zostało ono redeponowane z utworów mioceńskich (Krąpiec i in. 2007). Jego znaczne nagromadzenie na powierzchni terenu, znajduje się w sąsiedztwie rezerwatu leśnego Jelinka. W szurfach wykonanych w sąsiedztwie tego rezerwatu na terasie Prutnika odsłonięto profil występujących tu osadów (Krąpiec i in. 2007). Spągowe partie osadów (na głębokości 1,0-0,9 m) są tu utworzone z szarosinych i szarosinokremowych pyłów i iłów (ryc. 49 A). W ich obrębie występują liczne otoczaki skał, w których dominują czarne krzemienie, występują także mleczne kwarce i czerwone kwarcyty, noszące ślady obróbki eolicznej (żłobki korazyjne) (ryc. 49B). Ponad pyłem oraz iłem występuje kompleks piaszczysty miąższości 90 cm, złożony z żółtych i ciemnożółtych piasków średnio i drobnoziarnistych (ryc. 49 A). Analiza składu ziarnowego i powierzchni ziaren wskazują, że piaski te są utworem rzecznym, pochodzącym z rozmycia okolicznych wydm, w warunkach stosunkowo krótkiego transportu (Krąpiec i in. 2007). Skład ziarnowy, jak też pozycja morfologiczna formacji piaszczystej wskazuje, że reprezentuje ona piaski rzeczne terasów nadzalewowych (3-5 m n.p. rzeki) deponowane prawdopodobnie w górnym plenivistulianie (Rzechowski, Kubica 1996).

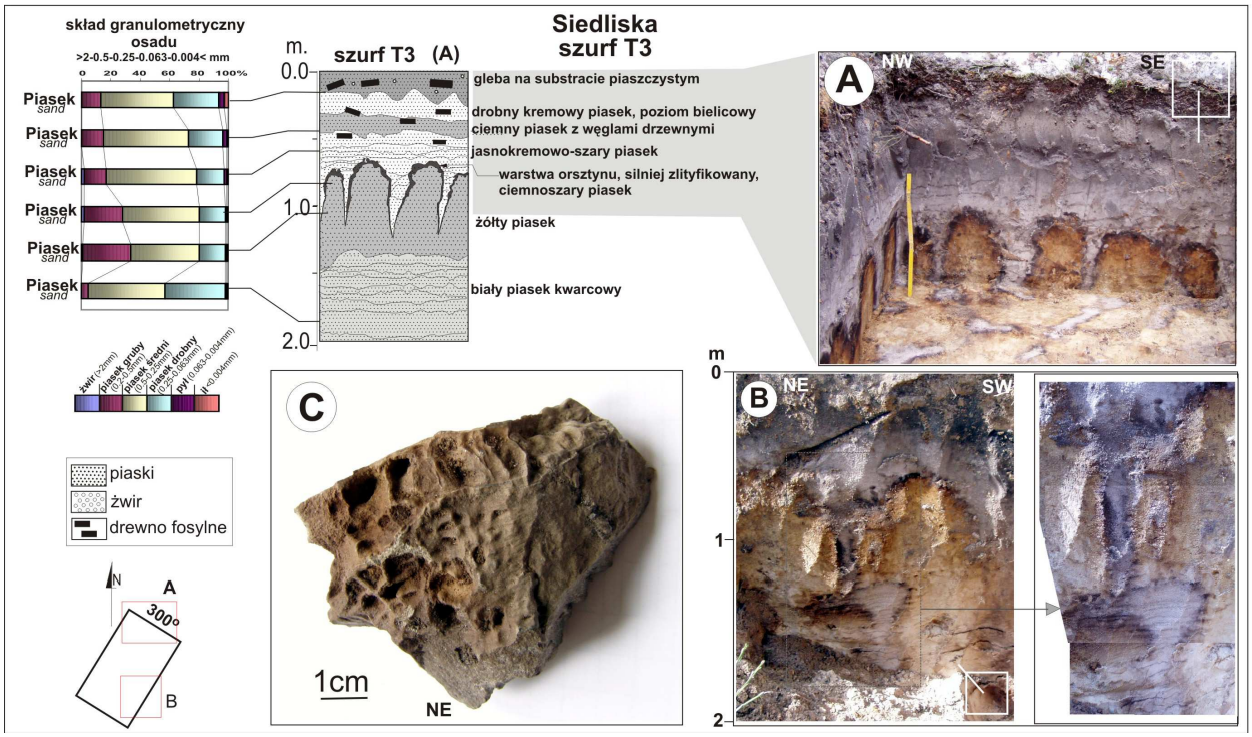
Zsylifikowane fragmenty drzew występują w obrębie utworów rzecznych na różnych głębokościach. Pierwszy poziom z drewnem występuje tu bezpośrednio na iłach i pyłach podścielających aluwia (na głębokości 85-95 cm). Są to na ogół większe fragmenty drewna (do 30-40 cm długości), towarzyszą im zaś liczne otoczaki skał eratycznych (ryc. 49 A, C). Powierzchnie skrzemionkowanego drewna występującego w obrębie dennych partii osadów rzecznych noszą ewidentne ślady silnej eolizacji: widoczne są na nich żłobki korazyjne (ryc. 49 C). Fosylia występujące w wyższych partiach kompleksu piaszczystego (63-85 cm) są mniejszych rozmiarów (10-12 cm). Pomierzone azymuty dłuższych osi fragmentów drewna, zasadniczo są zdominowane przez dwa kierunki: około 90° i 120º, generalnie skośne w stosunku do kierunku współczesnej doliny potoku Prutnik przepływającego przez Siedliska (ryc. 49 D) (Krąpiec i in. 2007).



Ryc. 49. Profil osadów rzecznych w Siedliskach ze skrzemieniałym drewnem w szurfie wykonanym na terasie Prutnika w Jalince (Krąpiec i in. 2007). Fot. W. Margielewski.

Zsylifikowane fragmenty drewna znajdują się na złożu wtórnym. Pierwotnie drewno występowało tu w obrębie piaszczystych utworów miocenu, później zaś było redeponowane i w czwartorzędzie, wraz z materiałem eratycznym trafiło do osadów rzecznych Prutnika. Przed depozycją w osadach fluwialnych fragmenty skrzemieniałego drewna były poddane silnej eolizacji. Podobnie silne skoradowane powierzchnie fosyliów występowały w Majdanie Nepryskim, w obrębie osadów vistulianu (zob. Stop 3.1). Także w dolinie Prutnika redepozycja fosyliów mogła następować w trakcie trwania stadiału głównego zlodowacenia wisły. Wskazuje na to ich występowanie w utworach rzecznych Prutnika, w których rozwinęły się kliny mrozowe: utwory te zostały odsłonięte we wkopie wykonanym na wschód od analizowanego szurfu (ryc. 50). Występujące tu szczeliny kontrakcyjne wskazujące na silne oddziaływanie permafrostu, były związane z górnym plenivistulianem (Krąpiec i in. 2007). Klimat tego okresu cechował się szczególnie surowymi warunkami klimatycznymi, zaś szczeliny kontrakcji

mrozowej występowały wówczas powszechnie (Goździk 1973). W górnym plenivistulianie następował również rozwój klinów mrozowych w lessach wyżyn południowej Polski, w tym w lessach Lubelszczyzny (Jersak 1973).



Ryc. 50. Profil utworów rzecznych terasy nadzalewowej Prutnika z charakterystycznymi klinami mrozowymi, wzbogaconych w fosylia. Siedliska, w pobliżu granicy Państwa (wg. Krąpiec i in., 2007). Fot. W. Margielewski.

Literatura

Areń B. 1962. Miocen Roztocza Lubelskiego między Sanną i Tanwią. Prace Inst. Geol. 30 (III): 5-77.

Bałaga K., 1998. Post-Glacial vegetation changes in the middle Roztocze (E Poland). Acta Palaeobot. 38, 1: 175-192.

Brzezińska-Wójcik T. 1999. Przełom doliny Sopotu przez strefę krawędziową Roztocza Tomaszowskiego (SE Polska). Annales UMCS, sct. B, 54, 5: 83-97.

Brzezińska-Wójcik T. 2013. Morfotektonika w Annopillsko-Lwowskim segmencie pasa wyżynnego w świetle analizy cyfrowego modelu wysokościowego oraz wskaźników morfometrycznych. Wyd. UMCS, ss. 397.

Brzezińska-Wójcik T. Chabudziński Ł. 2011. Progi skalne – wodospady Sopotu w Nowinach. Karta Dok. Geostanowiska, nr 2169: http://geoportal.pgi.gov.pl./gsapp/ObjectDetails.aspx?id=2169

Brzezińska-Wójcik T, Harasimiuk M. 1998. Przełom doliny Sopotu przez strefę krawędziową Roztocza Tomaszowskiego. W: Krzowski Z. i in. (red.), 69 Zjazd Nauk. Pol. Tow. Geol., Krasnobród 23-26.09.1998. Wyd. UMCS, Lublin: 187-193.

Brzezińska-Wójcik T. Rauch M. 2013. Młode uskoki w strefie krawędziowej Roztocza Tomaszowskiego na przykładzie kamieniołomu Babia Dolina w Józefowie. W: Brzezińska-Wójcik T. (red.), Mat. X Ogólnopolskiej konferencji z cyklu „Neotektonika Polski", Lublin, 27-28 września 2013: 58-60.

Brzezińska- Wójcik T., Rauch M., Chabudziński Ł. 2013. Progi skalne w korycie rzeki Sopot jako przejaw mobilności neotektonicznej. W: Brzezińska-Wójcik T. (red.), Mat. X Ogólnopolskiej konferencji z cyklu „Neotektonika Polski", Lublin, 27-28 września 2013: 61-65

Buraczyński J. 1994. Zmienność procesów eolicznych na Roztoczu i w Kotlinie Sandomierskiej podczas piętra Wisły. Ann. UMCS, Sect. B 49: 51-79.

Buraczyński J. red. 2002. Roztocze, środowisko przyrodnicze. Wyd. Lubelskie, Lublin, ss. 341.

Buraczyński J. 2013. Rozwój rzeźby Roztocza, z mapą geomorfologiczną w skali 1: 50 000. Lublin 2013, ss 111.

Czarnecka B, Janiec B. 2002. Przełomy rzeczne Roztocza jako modelowe obiekty w edukacji ekologicznej. Wyd. UMCS, Lublin, ss. 232.

Czepiec I. 1996. Biostratygrafia i warunki depozycji osadów północnej strefy brzeżnej sarmatu Polski. Kwartalnik AGH, Geologia 22: 309–338.

Czepiec I. 1999. Biostratigraphy and paleoenvironment of the Sarmatian northern marginal zone of Poland. Biul. Państw. Inst. Geol. 387: 96-98.

De Celles P.G., Giles K.A. 1996. Foreland basin systems. Basin Research 8: 105-123.

Goździk J. 1973. Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacjalnych w środkowej Polsce. Acta Geogr. Lodz. 31: 10-103.

Jakubowski G., Musiał T. 1979. Middle Miocene sandy and carbonate deposits of Huta Lubycka and Huta Różaniecka (Roztocze Rawskie Region, south-eastern Poland. Pr. Muz. Ziemi 32: 71-100.

Janiec B., Czarnecka B. 2006. Iły krakowieckie jako wskaźnik litostratygrafii w dolinie rzeki Sopot na Roztoczu. Przegl. Geol. 54, 10: 913-919.

Jankowski L., Margielewski W. 2014. Pozycja tektoniczna Roztocza w świetle historii rozwoju zapadliska przedkarpackiego. Biul. Państw. Inst. Geol. (w druku).

Jaroszewski W. 1977. Sedymentacyjne przejawy mioceńskiej ruchliwości tektonicznej na Roztoczu Środkowym. Przegl. Geol. 35, 8-9: 418-427.

Jasionowski M. 1997. Zarys litostratygrafii osadów mioceńskich wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. Biul. Państw. Inst. Geol. 375: 43-61.

Jasionowski M. 1998. Odsłonięcie miocenu na garbie Huty Różanieckiej. Punkt 3: Huta Różaniecka. (Wycieczka B). W: LXIX Zjazd Nauk. Pol. Tow. Geol., Krasnobród, 23-26.09.1998. Wyd. UMCS, Lublin: 185-186.

Jersak J. 1973. Litologia i stratygrafia lessu wyżyn południowej Polski. Acta Geogr. Lodz., 32: 3-139.

Józefkowicz P. 1976. Miocen okolic Huty Lubyckiej, jego wykształcenie facjalne i świat organiczny (maszynopis – praca magisterska). Arch. Wydz. Geologii Uniw. Warszawskiego. Warszawa.

Kłusek M. 2006. Fossil wood from Roztocze region (Miocene, SE Poland) – a tool for paleoenviromental reconstruction. Geol. Quarterly 50, 4: 465-474.

Krąpiec M., Jankowski L., Margielewski W., 2010. Roztoczański Park Narodowy. Mapa Geologiczno-Turystyczna 1: 30 000. PIG-PIB, 2010 Warszawa.

Krąpiec M., Barniak J., Buraczyński J., Danek M., Jankowski L., Kopciowski R., Matyszkiewicz J., Margielewski W., Wysocka A., Zielski A. 2007. Kamienny Las na Roztoczu – opis koncepcji badań naukowych wraz z

wykonaniem dokumentacji tego stanowiska i określenie sposobów ochrony (maszynopis). Arch. Min. Środowiska, Warszawa.

Krąpiec M., Jankowski L., Margielewski W., Urban J., Krąpiec P. 2012. Geopark „Kamienny Las na Roztoczu" i jego walory geoturystyczne. Przegl. Geol. 60, 9: 468-479.

Krąpiec M., Jankowski L., Margielewski W., Buraczyński J., Krąpiec P., Urban J., Wysocka A., Danek M., Szychowska –Krąpiec E., Bolka M., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł, Waśkowska A., 2011. „Geopark Kamienny Las na Roztoczu" koncepcja geoochrony wraz z wykonaniem dokumentacji i badań naukowych niezbędnych dla funkcjonowania tej formy Ochrony (maszynopis). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa; http/kamiennylas.pl/plytka/tekst/pdf.

Kurkowski S. 1998. Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. Arkusz Józefów. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Krzywiec P. 2006. Geodynamiczne i tektoniczne uwarunkowania ewolucji basenów przedgórskich, z odniesieniem do zapadliska przedkarpackiego. Przegl. Geol. 54, 5: 404-412.

Łomnicki A. M. 1897. Atlas geologiczny Galicji 1:75 000. Zeszyt 10: Rawa Ruska 4, X: Żółkiew 4, XI; Jaworów i Gródek 5, X; Lwów 5, XI. Wiedeń

Margielewski W., Krąpiec M., Jankowski L., Zernitskaya V., Urban J. (w druku). Impact of aeolian processes on peat accumulation: Late Glacial–Holocene history of the Hamernia peat bog (Roztocze Środkowe region, South-Eastern Poland). Catena (w druku)

Maruszczak H. 2001. Skamieniałe szczątki drzew lasu mioceńskiego na Roztoczu (Polska SE i Ukraina NW). Przegl. Geol. 6: 532-537.

Maruszczak H., Wilgat T. 1956. Rzeźba strefy krawędziowej Roztocza Środkowego. Ann. UMCS, Sect. B 10: 1-107.

Michalczyk Z. red. 1996. Źródła Roztocza. Monografia hydrograficzna. Wyd. UMCS, Lublin: ss. 199.

Migoń P., 2006. Geomorfologia. PWN, Warszawa

Mojski J.E. 2005. Ziemie polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. Państw. Inst. Geol., Warszawa, ss. 404.

Musiał T. 1987. Miocen Roztocza, Polska południowo-wschodnia. Biul. Geol. Uniw. Warsz. 31: 5-149.

Ney R. 1969 a. Miocen południowego Roztocza między Horyńcem a Łówczą i przyległego obszaru zapadliska przedkarpackiego. Pr. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN, Oddz. w Krakowie 60, ss. 93.

Peryt T. 2006 a. Sedymentacja ewaporatów badeńskich w zbiorniku przedkarpackim. Przegl. Geol. 54, 5: 438-444.

Peryt T. 2006 b. Stop III – odsłonięcie Góra Ratyńska. W: Wysocka A., Jasionowski M. (red.), Przebieg i zmienność sedymentacji w basenach przedgórskich. II Polska Konf. Sedyment. POKOS 2. Wydz. Geol. Uniw. Warsz., Warszawa: 49-52

Peryt T., Kasprzyk A. 1992. Carbonate-evaporite sedimentary transitions in the Badenian (middle Miocene) basin of southern Poland. Sediment. Geol. 76: 257-271.

Peryt T., Peryt D. 1994. Badenian (Middle Miocene) Ratyń Limestone in Western Ukraine and Northern Moldavia: Microfacies, Calcareous Nannoplankton and Isotope Geochemistry. Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci. 42: 127-136.

Popielski W. 1994. Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. Arkusz Tereszpol. Państw. Inst. Geol., Warszawa

Popielski W. 1996. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000. Arkusz Tereszpol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Popielski W. 2000. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000. Arkusz Horyniec. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Popielski W. 2005. Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. Arkusz Horyniec i Sienawka. Państw. Inst. Geol., Warszawa

Roniewicz P., Wysocka A. 1997. Przykłady cykliczności sedymentacji w utworach miocenu Roztocza. Przegl. Geol. 8: 799-802.

Rzechowski J., Kubica B. 1996. Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000. Arkusz Tomaszów Lubelski–Dołhobyczów; wyd. A (mapa utworów powierzchniowych). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Wysocka A. 2001. Model sedymentacji klastycznych utworów badeńskich wschodniej części Roztocza. Przegl. Geol. 5: 453-454.

Wysocka A. 2002. Clastic Badenian deposits and sedimentary environments of the Roztocze Hills across the Polish-Ukrainian border. Acta Geol. Pol. 52, 4: 535-561.

Wysocka A. 2006 a. Klastyczne utwory badeńskie Roztocza – przebieg sedymentacji w północnej marginalnej strefie basenu zapadliska przedkarpackiego. Przegl. Geol. 54, 5: 430-437.

Wysocka A. 2006 b. Stop I – odsłonięcie Huta Różaniecka. W: Wysocka A., Jasionowski M. (red.), Przebieg i zmienność sedymentacji w basenach przedgórskich. II Polska Konf. Sedyment. POKOS 2, Inst. Geol. Podst. Wydz. Geol. UW: 15-16.

Wysocka A., Krzywiec P., Maksym A. 2006. Stop III – kamieniołom Józefów. W: Wysocka A., M. Jasionowski (red.), Przebieg i zmienność sedymentacji w basenach przedgórskich. II Polska Konf. Sedyment. POKOS 2, Inst. Geol. Podst., Wydz. Geol. UW: 19-24.

http://www.roztoczewita.pl/cerkiew-sw-paraskewy-w-radruzu

„Roztoczański" amplexus. Ropucha szara (*Bufo bufo*) w Siedliskach (dziedziniec przed Kościołem w Siedliskach) Fot. W. Margielewski.

Streszczenia posterów

Wpływ działalności człowieka na funkcjonowanie jeziora osuwiskowego na przykładzie Pucołowskiego Stawku w Gorcach.

Krzysztof Buczek
Instytut Ochrony Przyrody PAN, al. A. Mickiewicza 33, 31-120 Kraków, e-mail: Buczek@iop.krakow.pl

Działalność człowieka zwykle prowadziła do przeobrażania płaskich, ustabilizowanych obszarów osuwisk, wykorzystywanych do działalności gospodarczej, w istotny sposób (zwykle niekorzystny dla przyrody) wpływając na ekosystemy górskie. Jednakże niekiedy działalność ta była korzystna dla środowiska przyrodniczego. Przykładem jeziora występującego na obszarach wypłaszczeń osuwiskowych, poddawanego znacznym przeobrażeniom antropogenicznym jest Pucołowski Stawek w Gorcach (Halicki 1932, Jakubowski 1962, Nowalnicki 1975). Analiza danych historycznych, wywiad środowiskowy oraz kilkukrotne kartowanie zmian zasięgu jeziora pozwoliły na rekonstrukcję funkcjonowania zbior-nika, sięgającą początku XX w. Jezioro to od czasu jego pierwszego, szerszego opisu z 1932 r. (Halicki, 1932) aż do lat 80-tych nie ulegało wyraźnemu zarastaniu (Nowalnicki 1975). Pierwsza znana ingerencja w obrębie misy Pucołowskiego Stawku wiąże się z wykonaniem w latach 1929-1930 rowu odwadniającego i próbie wykorzystywania wód jeziora dla funkcjonowania niewielkiej turbiny elektrycznej. Prowadzone do lat 80-tych wykaszanie roślinności wodnej porastającej brzegi misy jeziornej, wypasu bydła w jej obrębie oraz eksploatacji torfu powstałego tu w efekcie akumulacji materii organicznej, skutecznie chroniło jeziorko przed zarastaniem, powodując zachowanie w niezmienionym stanie tego unikalnego ekosystemu, zasiedlanego przez rzadkie gatunki owadów i płazów (Nowalnicki 1975, Czekaj 1993, Margielewski 1999). Jednakże zaprzestanie tej działalności w latach późniejszych, spowodowało wzrost tempa zarastania stawku przez roślinność wodną, wypełnienie misy jeziornej materią organiczną i zanik zbiornika wodnego. W 2008 r. misa jeziorna całkowicie wypełniła się osadami torfowiska niskiego.

Jednakże właściciele polany, na której znajduje się Pucołowski Stawek, w styczniu 2012 r. przegłębili misę zbiornika z torfowiskiem, usuwając występujące tam osady organiczne i mineralne. Skutkiem tych działań była reaktywacja jeziora i zmiana jego zasięgu, w porównaniu do stanu przed jego zanikiem. Powierzchnia jeziora zmniejszyła się wówczas o ok. 18% w stosunku do stanu z 1968 r., zaś współczynnik rozwinięcia linii brzegowej zmalał z 1,23 do 1,03. Pogłębienie misy jeziornej miało istotny wpływ na faunę i florę zbiornika, powodując m. in. poprawę warunków siedliskowych płazów zasiedlających Pucołowski Stawek (Łaciak, Połczyńska-Konior 2012). W tym przypadku gospodarcza działalność człowieka przyczyniła się zarówno do zachowania naturalnych walorów krajobrazowych tego unikalnego zbiornika wodnego, zaś po jego zaniku, doprowadziła do renaturalizacji ekosystemu po 2008 r. Mechaniczne usunięcie osadów z misy Pucołowskiego Stawku, spowodowało bowiem przywrócenie jego walorów krajobrazowych oraz warunków siedliskowych żyjących w nim organizmów. W tym aspekcie dalsze wykaszanie roślinności wodnej w obrębie misy jeziornej, które jest głównym czynnikiem wpływającym na spowolnienie zarastania i tempa akumulacji materii organicznej, jest nie tylko wskazane, ale ma charakter czynnej ochrony tego unikalnego zbiornika wodnego.

Literatura

Czekaj A. 1993. Ważki (Odonata) Gorców. Wiadomości Entomologiczne 12, 3: 155-161.

Halicki B. 1932. Nieznany stawek w Gorcach. Ziemia 7: 209.

Jakubowski K. 1962. Gorczański Staw. Magazyn Turystyczny „Światowid" 36: 72.

Łaciak M., Połczyńska-Konior G. 2012. Sprawozdanie końcowe realizacji monitoringu przyrodniczego, w ramach projektu nr: POIS.05.01.00-00-022/08 „Czynna ochrona gatunków fauny związanych z małymi zbiornikami" w Gorczańskim Parku Narodowym i jego najbliższym otoczeniu." Arch. Instytutu Ochrony Przyrody PAN, Kraków.

Margielewski W. 1999, Formy osuwiskowe Gorczańskiego Parku Narodowego i ich rola w kształtowaniu geo- i bioróżnorodności Gorców. Chrońmy Przyr. Ojcz. 55, 5, 23-53.

Nowalnicki T. 1975. Jeziora Gorców i pasma Lubania, Wierchy 43, 137-150.

Mikrofacje utworów „sarmatu detrytycznego” (środkowy miocen) w północnej marginalnej części basenu przedkarpackiego

Urszula Czarniecka, Anna Wysocka
Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; e-mail: u.czarniecka@gmail.com

„Sarmat detrytyczny” to określenie facjalne opisujące osady facji płytkowodnej powstałe w środkowym miocenie w wyniku późnobadeńsko-wczesno-sarmackiej regresji morskiej, występujące w północnej marginalnej części basenu przedkarpackiego. Basen przedkarpacki to peryferyczny basen przedgórski, stanowiący część Centralnej Paratetydy, który powstał w miocenie w wyniku uginania się strefy przedpola Karpat, na skutek przemieszczania się karpackiej pryzmy akrecyjnej ku północy.

Obszar badań, wyznaczony zasięgiem występowania odsłonięć utworów „sarmatu detrytycznego”, obejmuje południowe i południowo-wschodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich oraz polską część Roztocza, znajdujące się w obrębie północnej marginalnej części basenu przedkarpackiego. Utwory „sarmatu detrytycznego” wykształcone są w postaci skał klastycznych o zróżnicowanej litologii, takich jak wapienie organodetrytyczne, organodetrytyczno-silikoklastyczne i detrytyczne oraz żwiry i zlepieńce bądź piaski i piaskowce o zróżnicowanym składzie petrograficznym. Celem pracy jest przedstawienie charakterystyki mikrofacjalnej badanych utworów oraz ukazanie zmienności mikrofacji, zarówno obocznej – wzdłuż północnego brzegu basenu przedkarpackiego, jak i pionowej – w profilach poszczególnych odsłonięć.

Na podstawie wyników ilościowej analizy płytek cienkich w mikroskopie polaryzacyjnym określono procentową zawartość poszczególnych elementów szkieletu ziarnowego, matriks, cementów i przestrzeni porowych. Analizowano też wielkość, stopień obtoczenia i genezę (intra- i ekstraklasty) składników ziarnowych i stopień wysortowania materiału ziarnowego.

W szkielecie ziarnowym utworów „sarmatu detrytycznego” można wyróżnić dwie główne grupy ziaren: węglanowe i niewęglanowe. Ziarna węglanowe reprezentowane są głównie przez bioklasty glonowe. Stwierdzono również obecność pokruszonych elementów szkieletowych organizmów takich jak: mszywioły, otwornice, jeżowce, serpule, małże i ślimaki. W grupie ziaren węglanowych wyróżniono również litoklasty skał węglanowych (wapienie litotamniowe, pelitowe, margliste, oolitowe, serpulowo-mikrobialitowe). W grupie ziarn niewęglanowych dominuje kwarc. Podrzędnie występują litoklasty skał niewęglanowych (piaskowce i pyłowce kwarcowe, piaskowce kwarcytyczne, krzemienie, klasty ilaste). Stwierdzono również śladową obecność minerałów ciężkich i skaleni. Szkielet ziarnowy spojony jest najczęściej mikrytową i mikrosparytową matriks, rzadziej obserwowano cement sparytowy. Wyróżniono porowatość międzyziarnową, wewnątrzziarnową, druzową i moldyczną.

Utwory „sarmatu detrytycznego” cechuje bardzo duża, oboczna i pionowa, zmienność mikrofacjalna. Wyróżniono 22 mikrofacje: *packstone* glonowy, glonowo-kwarcowy, glonowo-mszywiołowy, glonowo-mszywiołowo-kwarcowy, glonowo-mszywiołowo-bioklastowy, glonowo-bioklastowy, glonowo-bioklastowo-kwarcowy, glonowo-otwornicowy, glonowo-otwornicowo-bioklastowy, glonowo-otwornicowo-bioklastowo-kwarcowy; *rudstone* glonowy, glonowo-kwarcowy, litoklastowo-glonowy, glonowo-litoklastowo-kwarcowy, glonowo-mszywiołowy; *grainstone* glonowy, glonowo-kwarcowy, glonowo-mszywiołowy, glonowo-mszywiołowo-kwarcowy, mszywiołowo-glonowo-bioklastowy; *wackestone* glonowy oraz *mudstone*.

Na podstawie wyników analizy mikrofacjalnej stwierdzono, że depozycja badanych utworów zachodziła w wysokoenergetycznej strefie przybrzeża, powyżej normalnej podstawy falowania. Bardzo złe wysortowanie składników szkieletu ziarnowego w wielu mikrofacjach, gdzie obok pokruszonych i obtoczonych allochemów frakcji żwirowej występują ziarna frakcji piaskowej czy pyłowej, wskazywać może na transport przez silne prądy lub fale sztormowe. Lokalnie miały miejsce epizody znacznego obniżenia energii, o czym świadczy obecność mikrofacji typu *mudstone* czy *wackestone*. Zawartość kwarcu w utworach „sarmatu detrytycznego” również cechuje się dużą lateralną i pionową zmiennością. Ilość kwarcu dostarczanego do analizowanej strefy zmieniała się w czasie i przestrzeni. Obszar badań położony był w strefie wypiętrzenia przedgórskiego, a zmieniająca się w czasie dostawa kwarcu zależała od tempa erozji związanego z natężeniem ruchów tektonicznych w tej strefie.

Obrazowanie elektrooporowe podłoża na obszarze o budowie płytowej – uwagi na temat kształtu stoków i cech pokryw stokowych w zależności od litologii (przykład Gór Stołowych, Sudety Środkowe

Marek Kasprzak[1], Jarosław Waroszewski[2], Łukasz Pawlik[3]

[1] *Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław, marek.kasprzak@uni.wroc.pl*

[2] *Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu, Instytut Nauk o Glebie i Ochrony Środowiska, ul. Grunwaldzka 53, 50-357 Wrocław*

[3] *Uniwersytet Pedagogiczny w Krakowie, Instytut Geografii, ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków*

Znajdujące się w środkowej części Sudetów Góry Stołowe są jedynym w Polsce przykładem masywu o budowie płytowej, warunkowanej niemal poziomym zaleganiem skał osadowych wieku późnokredowego (cenoman-turon-koniak) na podścielających je skałach osadowych karbonu i permu (Migoń 2008, Wojewoda i in. 2011). W rzeźbie terenu wyróżniają się tutaj płaskowyże odcięte od otoczenia stromymi progami skalnymi oraz wyniesione nad nie ostańce (Skalniak, Szczeliniec Wielki i Mały, Narożnik, Szczytnik).

W pracy posłużono się metodą tomografii elektrooporowej, aby na wybranych przykładach rozpoznać szczegóły budowy geologicznej płytkiego podłoża i jej wpływ na morfologię stoków oraz rozwinięcie pokryw zwietrzelinowych. Odpowiednie profile pomiarowe przeprowadzono u podnóża formacji skalnej Białych Ścian w kierunku osi doliny Czerwonej Wody oraz na stoku doliny rozcinającej od zachodu płaskowyż Sawanny Łężyckiej. W pracy wykorzystano urządzenie ARES (GF Instruments, Brno). Elektrody w profilach pomiarowych o długościach 165 m rozmieszczono w odstępach co 3 m, stosując układ pomiarowy Dipol-Dipol dla obrazowania struktur podziemnych z możliwie dużą szczegółowością.

Uzyskane tomogramy dla obu stanowisk pozwoliły na rozpoznanie i interpretację cech geoelektrycznych podłoża skalnego maksymalnie do głębokości 30–40 m p.p.t. Modele oporności elektrycznej (ze skalą wyrażoną w Ω m) umożliwiły rozróżnienie granic litologicznych oraz w sposób przybliżony miąższości pokrywy zwietrzelinowej. W obrębie doliny Czerwonej Wody uzyskany tomogram potwierdził przebieg uskoku tektonicznego wykazany w opracowaniu Wojewody i in. (2011), a nieuwzględniony na Szczegółowej Mapie Geologicznej Sudetów 1:25 000 (ark. Jeleniów). Stwierdzono ponadto silną zależność profilu stoku oraz miąższości znajdujących się tu pokryw zwietrzelinowych od zróżnicowania litologicznego podłoża. Ponadto wykazano, że nie istnieje prosta zależność między rozwinięciem tych pokryw a pozycją wzdłuż profilu stoku. Udokumentowany brak dobrze wykształconych deluwiów podstokowych może świadczyć pośrednio o aktywności poszczególnych procesów kształtujących rzeźbę dolinną.

Literatura

Migoń P. 2008. Rzeźba i Rozwój geomorfologiczny Gór Stołowych. W: Witkowski A., Pokryszko B.M., Ciężkowski W. (red.), Przyroda Parku Narodowego Gór Stołowych, PNGS, Kudowa Zdrój: 49–69.

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 , Migoń P., Wojewoda J. (red.), Geoekologiczne warunki środowiska przyrodniczego Parku Narodowego Gór Stołowych, Wyd. Wind, Wrocław: 53–95.

Czynniki warunkujące zróżnicowanie właściwości gleb bielicowych na stokach Czernicy w Górach Złotych (Sudety Wschodnie)

Łukasz Musielok, Marek Drewnik

Uniwersytet Jagielloński, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Zakład Gleboznawstwa i Geografii Gleb, ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków, e-mail: l.musielok@uj.edu.pl

Zróżnicowanie właściwości gleb na stoku jest uwarunkowane przede wszystkim przez obieg wody na stoku, historię jego rozwoju oraz procesy grawitacyjnego przemieszczania materiału (Shaetzl, Anderson 2005). Wpływ na zróżnicowanie właściwości gleb na stoku może mieć również śródpokrywowy przepływ roztworów glebowych, który w określonych warunkach skutkuje występowaniem zjawiska bocznego bielicowania (Sommer i in. 2001, Jankowski 2014). Polega ono na kształtowaniu się różnych pod względem miąższości i właściwości chemicznych poziomów eluwialnych i iluwialnych gleb bielicowych w górnych i dolnych częściach stoku. Jednocześnie wielu autorów (m. in. Kulhavý, Klimo 1998, Stutzer 1998) podkreśla istotny lokalny wpływ występującej roślinności na zachodzenie i stopień zaawansowania procesu bielicowania.

Celem przeprowadzonych badań było określenie wpływu położenia na stoku oraz występującej roślinności na zróżnicowanie właściwości gleb bielicowych.

Na południowych stokach Czernicy w Górach Złotych pod zróżnicowanymi zbiorowiskami leśnymi (las bukowy i monokultura świerkowa) wykonano 4 odkrywki glebowe w różnych położeniach na stoku (wierzchowina, część środkowa i podnóże). W terenie badań opisano cechy morfologiczne gleb, natomiast pobrane próbki glebowe zostały poddane analizom laboratoryjnym następujących właściwości: gęstości objętościowej, uziarnienia, zawartości węgla i azotu, odczynu oraz całkowitej zawartości glinu i żelaza oraz form wolnych i amorficznych tych pierwiastków. Na podstawie wyników gęstości objętościowej oraz zawartości glinu i żelaza obliczono ich bilans geochemiczny dla pojedynczych profili glebowych oraz w odniesieniu do całego analizowanego transektu.

Wyniki przeprowadzonych badań wskazują na występowanie w glebach nieciągłości litologicznych, o czym może świadczyć zróżnicowanie proporcji poszczególnych podfrakcji piasku. W górnych częściach profili glebowych występują też duże, dachówkowo ułożone klasty. Wpływ występującej roślinności na właściwości gleb jest istotny i przejawia się większym zubożeniem profili pod świerkami w glin i żelazo, wyższą wartością wskaźnika zwietrzenia materiału i obniżeniem pH w porównaniu z glebami pod bukami. Zróżnicowanie właściwości gleb w odniesieniu do pozycji na stoku nie wykazuje natomiast spodziewanego wzbogacenia gleb w dolnej części stoku w porównaniu z wyżej położonymi glebami. Zjawisko bocznego bielicowania nie zaznacza się w wyraźny sposób, co może być związane z bardziej istotnym wpływem roślinności na właściwości gleb.

Literatura:

Jankowski M. 2014. The evidence of lateral podzolization in sandy soils of Northern Poland. Catena 112: 139–147.

Kulhavý J., Klimo E. 1998. Soil and nutrition status of forest stands under various site conditions of the Moravian-Silesian Beskids. Chemosphere 36, 4: 1113–1118.

Shaetzl R., Anderson S. 2005. Soils: genesis and geomorphology. Cambridge University Press, New York, ss. 827.

Sommer M., Halm D., Geisinger C., Andruschkewitsch I., Zarei M., Stahr K. 2001. Lateral podzolization in a sandstone catchment. Geoderma 103: 231–247.

Stützer A. 1998. Early stages of podzolization in young Aeolian sediments, western Jutland. Catena 32: 115–129.

Litologiczne uwarunkowania wielkości spłukiwania na roztoczańskich stokach użytkowanych rolniczo

Jan Rodzik, Krzysztof Stępniewski
Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie

W latach 1999-2009, w sąsiedztwie Roztoczańskiej Stacji Naukowej w Guciowie, prowadzono pomiary spłukiwania na stokach o zróżnicowanej litologii, użytkowanych w typowy dla obszaru Roztocza Środkowego sposób – jako grunty orne pod zasiew zbóż. Do badań wyznaczono trzy stoki na zboczu doliny Wieprza, o typowej w tym rejonie litologii: piaszczysty, lessowy oraz pokryty zwietrzeliną gezy. Różnej długości stoki, miały podobny wypukło-wklęsły kształt i ekspozycję zbliżoną do N. Maksymalne nachylenie stoków wynosiło 9-12^{o}. Pomiarów spłukiwania dokonano zmodyfikowaną metodą Słupika, za pomocą worków foliowych rozpiętych na metalowych ramkach o szerokości 0,5 m. Na każdym z badanych stoków zamontowano po trzy łapacze w obrębie jednego pola w taki sposób, aby każde urządzenie zbierało osad z pasa stoku o szerokości 0,5 m od działu wodnego do miejsca położenia. W pierwszym roku pomiarów łapacze opróżniano raz w miesiącu (poza okresem zimy i wczesnej wiosny), potem częściej. Wybrany z łapaczy materiał suszono i ważono, a następnie przeliczano jego ilość, biorąc pod uwagę długość i pole powierzchni stoku nadległego dla każdego łapacza.

Uzyskane w ten sposób wyniki wykazały, że najbardziej podatnym na erozję wodną w warunkach rolniczego użytkowania, był stok piaszczysty, dla którego średnia wielkość spłukiwania w ciągu roku (liczonego od wiosny do wiosny), wyniosła 1,48 t/ha, a wielkość spłukiwania wyraźnie malała w dół stoku. Mniejsza erozja wystąpiła na stoku lessowym (1,09 t/ha), na którym najintensywniej spłukiwany był odcinek środkowy i dolny, i gezowym (0,62 t/ha), gdzie przeważało spłukiwanie w dolnym i górnym odcinku tego stoku. Dla ostatniego z badanych stoków obliczono średnią erozję tylko z 4 lat, z powodu redukcji spłukiwania do wielkości śladowych wskutek ugorowania pola. Średnie roczne wielkości spłukiwania w poszczególnych odcinkach stoków, mieściły się w granicach 225-4046 kg/ha, przyjmując najwyższe wartości na piaskach, zaś najniższe na gezach.

Natężenie spłukiwania na żadnym ze stoków nie wykazało istotnego związku z sumami opadów, liczbą dni z opadem o określonych sumach czy czasem trwania opadów. Najsilniejszy związek (r^2=0,43; wielomian 2-go stopnia) wykazał związek między wielkością spłukiwania a średnim natężeniem opadów w roku, wskazując na charakter opadów jako decydujący o skali zjawiska oraz na jego współzależność od innych czynników jak rodzaj uprawy czy wilgotność podłoża.

Czy budowa geologiczna ma wpływ na rzeźbę płaskodennych dolin rzecznych Niżu Polskiego i jej współczesny rozwój?

Grzegorz Wierzbicki

Katedra Geoinżynierii SGGW, Warszawa, ul. Nowoursynowska 166, 02-787 Warszawa, grzegorz_wierzbicki@sggw.pl

Rzeźba strukturalna gór i wyżyn południowej Polski jest wyjątkowo wyrazistym przejawem wpływu budowy geologicznej na ukształtowanie terenu. W Polsce środkowej rzeźba ukształtowana przez skandynawskie lądolody uległa silnemu przeobrażeniu w środowisku peryglacjalnym i obecnie zwykło się ją uważać za mało urozmaiconą, czy wręcz monotonną. W obrazie tym wyróżniają się swoistą świeżością doliny rzeczne. Ich dno wypełnione holoceńskimi aluwiami w przypadku dużych rzek osiąga kilka km szerokości, dlatego doliny takie bywają nazywane płaskodennymi.

Okazuje się, że podłoże holoceńskich aluwiów dolin płaskodennych Niżu Polskiego (Pilicy, Bugu, Wisły Środkowej) wcale nie jest płaskie. Wręcz przeciwnie – wykazuje duże urozmaicenie, co jest prawdopodobnie efektem glacitektoniki, a ponadto znajduje się zaskakująco płytko, co w niektórych odcinkach może być przejawem neotektoniki.

Kwerenda archiwalnych materiałów geologicznych oraz własne wiercenia geologiczne w korycie wskazują, że cechy takie posiada także przełomowy odcinek Wisły między Kotliną Warszawską i Płocką. Celem posteru jest zaprezentowanie relacji między ukształtowaniem podłoża holoceńskich aluwiów o rozmieszczeniem form pochodzących z intensywnej erozji i akumulacji fluwialnej na równinie zalewowej w tymże odcinku Wisły.

Intencją autora jest zwrócenie uwagi na fakt, że budowa geologiczna podłoża może mieć wpływ na rozwój rzeźby nie tylko w regionach o wyraźnych uwarunkowaniach strukturalnych, ale także w obszarach o zupełnie innej genezie rzeźby.

Strukturalne uwarunkowania rozwoju osuwiska w dolinie potoku Hucianka w Beskidzie Niskim

Michał Zatorski[1], Krzysztof Buczek[1, 2], Paweł Franczak[1, 2]

[1] *Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gronostajowa, 730-387 Kraków*

[2] *Instytut Ochrony Przyrody Polskiej Akademii Nauk, al. A. Mickiewicza 33, 31-120 Kraków*

michal.zatorski@uj.edu.pl, buczek@iop.krakow.pl, p.franczak@uj.edu.pl

Procesy osuwiskowe są zjawiskiem powszechnym w Karpatach fliszowych (Ziętara 1969, Jakubowski 1974, Bober 1984). Sprzyjają temu określone warunki litologiczne i tektoniczne, predysponujące do tworzenia rozległych stref osuwiskowych. Ich rozmieszczenie jest nierównomierne, niekiedy osuwiska obejmują nawet 50% powierzchni stoków (Ziętara 1969). W wielu przypadkach są to również złożone z kilku typów przemieszczeń grawitacyjnych, rozbudowane formy typu *„complex"* (Margielewski 2009). Silna anizotropia strukturalna warunkuje w trakcie przemieszczenia blokową dezintegrację grubych ławic piaskowca. Możliwość określenia mechaniki i charakteru zsuwów wielu karpackich osuwisk daje współcześnie analiza morfotektoniczna (Bajgier 1994, Margielewski 2006, Margielewski, Urban 2000).

Przykład dużego osuwiska o wyraźnych strukturalnych założeniach, znajduje się w rejonie Huty Polańskiej, w środkowej części Beskidu Niskiego. Osuwisko ma kształt wydłużonej rynny o przebiegu NW-SE, sięgającej od grzbietu do dna doliny potoku Hucianka. Zarys osuwiska jest wyraźnie widoczny na zdjęciach lotniczego skaningu laserowego. Jego długość wynosi 624 m, a szerokość 85-109 m. Skarpę w części SW, tworzy ściana skalna o długości około 500 m i wysokości 5-30 m. Widoczne na jej powierzchni lustro, wskazuje na związek powstania osuwiska z występującą w tym rejonie dyslokacją (uskok). Orientacja drobnych struktur spękaniowych w obrębie płaszczyzny uskokowej wyznacza lokalną płaszczyznę przemieszczenia skał.

Osuwisko w obrębie doliny potoku Hucianka to jeden z najciekawszych przykładów geoekosystemu jeziornego związanego z osuwiskowymi jeziorami zaporowymi (zob. Haczewski, Kukulak 2004). W obrębie osuwiska występują również trzy zagłębienia bezodpływowe, stanowiące miejsce gromadzenia się wody oraz osadów organiczno-mineralnych. Największe zagłębienie międzykoluwialne tworzy misę jeziorną wypełnioną stale wodą, z odpływem w postaci cieku. Wykonana analiza morfotektoniczna wskazuje na ścisłe uwarunkowania tektoniczne rozwoju tego osuwiska, związane z naprężeniami ścinającymi. W stosunku do kierunku zapadania warstw osuwisko reprezentuje typ subsekwentny równoległy do biegu warstw. Natomiast analiza geomorfologiczna form wskazuje na przemieszczenie mieszane rotacyjno-translacyjne zakończone przegrodzeniem osi doliny i powstaniem zbiornika zaporowego (zob. Costa i. in. 1988). W wyniku procesów denudacyjnych część form traci swoją wyrazistość. Jednak skalno-rumoszowy charakter osuwiska oraz zwarta szata roślinna utrwaliła skutecznie rzeźbę osuwiskową, opóźniając rozmywanie i degradację poszczególnych form.

Do sformułowania ostatecznych wniosków dotyczących analizy morfotektonicznej oraz etapów transformacji stoku wykorzystano również zdjęcia lotniczego skaningu laserowego. W perspektywie pełna charakterystyka osadów pozwoli dopasować go do licznych, szczegółowych klasyfikacji. Dlatego podjęto w tym kierunku szeroki zakres badań analitycznych.

Literatura:

Alexandrowicz S.W., 1993. Late Quaternary landslides at eastern periphery of the National Park of the Pieniny Mountains, Carpathians, Poland. Studia Geol. Pol. 102: 209-225.

Bajgier M., 1994. Rozwój osuwisk w czołowej strefie płaszczowiny magurskiej w dorzeczu górnej Soły. Przegl. Geogr. 66 (1-2): 375-387.

Bober L., 1984. Rejony osuwiskowe w polskich Karpatach fliszowych i ich związek z budową geologiczną regionu. Biul. Inst. Geol. 340: 115-153.

Costa J. E., Schuster R. L.,1988. The formation and failure of natural dams. Geol.-Soc. of America Bull. 100: 1054-1068.

Haczewski G., Kukulak J., 2004. Early Holocene landslide-dammed lake in Bieszczady Mountains (Polish East Carpathians) and its evolution. Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica 38: 83-96.

Jakubowski K. 1974. Współczesne tendencje przekształceń form osuwiskowych w holoceńskim cyklu rozwojowym osuwisk na obszarze Karpat fliszowych. Prace Muz. Ziemi 22: 169-189.

Margielewski W. 2006. Structural control and types of movements of rock mass in anisotropic rocks: Case studies in the Polish Flysch Carpathians. Geomorphology 77: 47-68.

Margielewski W. 2009. Typy przemieszczeń grawitacyjnych mas skalnych w obrębie form osuwiskowych polskich Karpat fliszo-wych. Przegl. Geol. 57, 10: 905-917.

Margielewski W., Urban J. 2000. Charakter inicjacji ruchów masowych w Karpatach fliszowych na podstawie analizy strukturalnych uwarunkowań rozwoju wybranych jaskiń szczelinowych. Przegl. Geol. 48, 3: 268-274.

Ziętara T. 1969. W sprawie klasyfikacji osuwisk w Beskidach Zachodnich. Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica 3: 111-127.