

Powierzchniowe procesy egzogeniczne a tektoniczna aktywność uskoku środkowej Lubrzanki w Górach Świętokrzyskich — próba datowania

Bolesław J. Kowalski*

Exogenetic surface processes and tectonic activity in the middle Lubrzanka pivotal fault area: an attempt of dating

Summary. The main objective of the paper is to prove that morphological changes and exogenetic processes in the Holy Cross Mts. Paleozoic core have been strongly influenced by the young tectonic activity. To examine this thesis the case study in the middle Lubrzanka pivotal fault area has been performed. It has been shown by the use of C-14 dating that these morphogenetic events were the result of a tectonic impulse which appeared about 440 B.P. Tectonic-morphological consequences of this impulse appear to be in force till now. It is concluded that, contrary to the hitherto prevailing views, the tectonic mobility has been the main force responsible for the surface morphodynamic processes, that is to say, activation of eolian processes, erosion, and accumulation. If so, morphogenetic interpretations concerning the Holy Cross Mts. should not be performed without taking into account the tectonic factor.

Kształtowanie się rzeźby terenu na drodze egzogenicznej, oprócz wpływu czynnika klimatycznego, jest często stymulowane mobilnością tektoniczną podłoża. Na ten temat wypowiedała się wielu badaczy, próbujących określić i pokazać zarówno mechanizm i ogólne prawidłowości przebiegu tych zjawisk (Kowalski, 1975, 1976, 1977; Kowalski & Liszkowski, 1972; Liszkowski, 1982), jak również ich paleomorfologiczne konsekwencje w różnych litologicznie i strukturalnie obszarach (Baraniecka, 1975; Baumgart-Kotarba, 1983; Dyjor, 1987; Krzyszkowski, 1994; Krzyszkowski & Pijet, 1993; Kuśmierk, 1990; Laskowska-Wysoczańska, 1983; Mastella, 1976; Mierzejewski, 1985; Rudzki, 1912; Wyrzykowski, 1985; Zuchewicz, 1988, 1991). Doskonałe przykłady takiego podejścia spotykamy także w literaturze zagranicznej (Derbyshire i in., 1992; Kirkby, 1993; Nikolajew, 1988; Riley i in., 1993).

W przypadku Gór Świętokrzyskich jest niewiele prac traktujących o młodych i współczesnych problemach tektoegzogenicznych. W północnym obrzeżeniu mezozoicznego omawianego regionu, te zagadnienia w szerszym zakresie, podejmuje jedynie Kosmowska-Suffczyńska (1986, 1988, 1993), a w obrębie ich paleozoicznego trzonu — Kowalski (1993a, b, 1995). W obydwu obszarach nie stosowano jednak metody chronologii bezwzględnej do umiejscowienia tych zdarzeń w czasie. Z tych bowiem powodów problemy te wymagają w regionie świętokrzyskim badań, szczególnie na obszarach o podwyższonej współcześnie aktywności egzogenicznej.

Obiekt badań

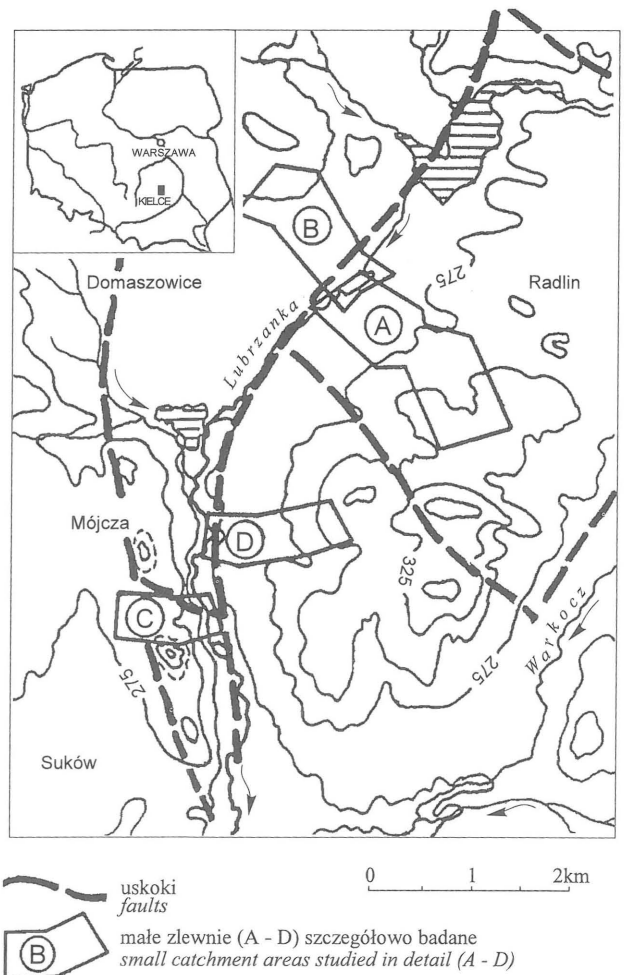
Szczegółowymi badaniami objęto antecendentny odcinek doliny rzeki Lubrzanki między Cedzyną i Sukowem wraz z zamykającymi ją od wschodu wzniesieniami morfologicznymi masywu górskiego Otracza, a od zachodu — wyniesionym grzbieciem mójczańskim (ryc. 1). W strukturze głębokiego podłoża znajduje się tu regionalny rozłam skoprupowy (Guterch i in., 1976) oraz inne, mniejsze rozłamy wgłębne (Kowalczewski, 1974).

Badany obszar w sensie tektonicznym obejmuje brzeżny, północny segment antyklinorium chęcińskiego i przypada

na sąsiadujące z sobą dysjunktywnie regionalne bloki: Otracza i mójczański (ryc. 2). Bloki te — na linii biegnącego osi doliny uskoku środkowej Lubrzanki — są względem siebie przemienne i z przeciwnymi zwrotami przemieszczone. Przy uwzględnieniu ujawnionej w obrazie kartograficznym treści litostratygraficznej (Filonowicz, 1980), widać jednoznacznie, że mamy do czynienia z typowym paleozoicznym uskokiem nożycowym.

Metody

W procesie gromadzenia faktograficznej argumentacji zastosowano metodę zdjęcia geologicznego i geomorfologicznego. W celu zweryfikowania postawionej tezy, dotyczącej współczesnej aktywności uskoku środkowej Lubrzanki, przeprowadzono metodą niwelacji geometrycznej profilowanie w poprzek doliny na ośmiu transektach, używając libelowego niwelatora samopoziomującego (A–H na ryc. 3).

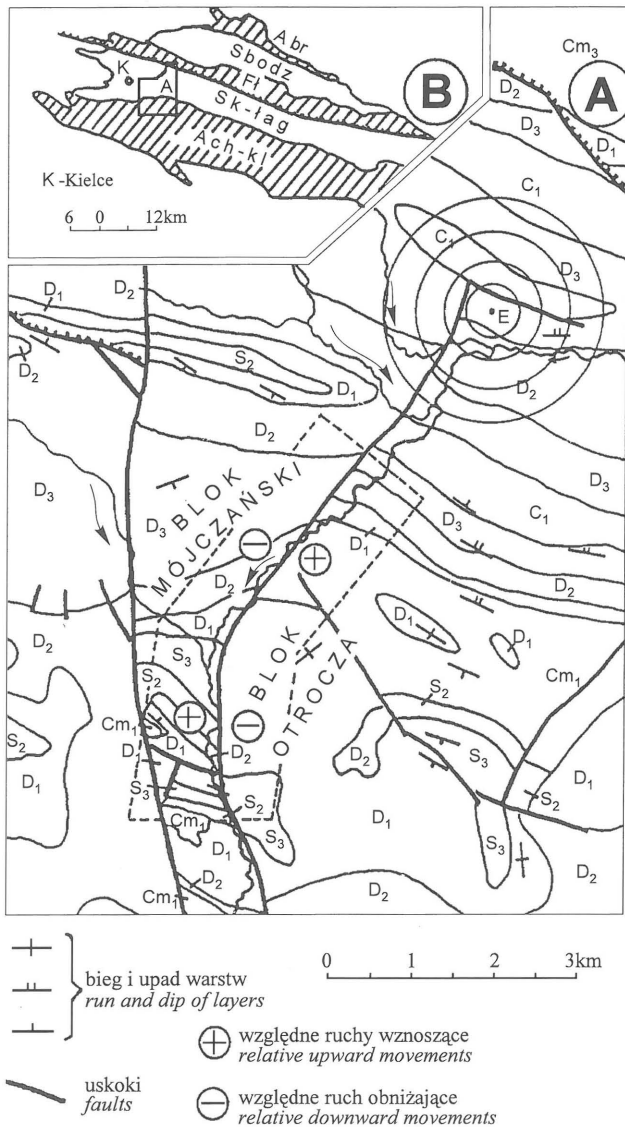


Ryc. 1. Szkic hipsometryczny środkowego odcinka doliny rzeki Lubrzanki z ważniejszymi uskokami

Fig. 1. Middle part of the Lubrzanka river valley: hypsometry and main fault lines

*Instytut Geografii, Wyższa Szkoła Pedagogiczna, ul. M. Konopnickiej 15, 25-406 Kielce

Obszary egzogenicznie aktywne



Ryc. 2. Mapa tektoniczna obszaru badań (A) wg Filonowicza (1980) i jego położenie na tle paleozoicznego trzonu Gór Świętokrzyskich (B). Oznaczenie symboli literowych na mapie A: E — epicentrum trzęsienia ziemi; szkic B: Ach-kl. — antyklinorium chęcińsko-klimontowskie, Sk-łag. — synklinorium kielecko-łagowskie, Fł. — fałd łysogórski, Sbodz. — synklina bodzentyńska, Abr. — antyklina bronkowicka

Fig. 2. Tectonic map of the study area (A) after Filonowicz (1980), and its location against the background of the Holy Cross Mts. Paleozoic core (B). Explanation of letter symbols on the map A: E — the Feb. 6th, 1932 earthquake epicenter; and on the sketch B: Ach-kl. — Chęciny-Klimontów anticlinorium; Sk-łag. — Kielce-Łagów synclinorium; Fł. — Łysogóry fold; Sbodz. — Bodzentyń syncline; Abr. — Bronkowice anticline

Dla czterech małych zlewni, rozwiniętych po dwie w bloku Otracza i bloku mójczańskim, wykonano hipsometryczne profile podłużne i poprzeczne oraz obliczono, morfometryczną metodą Bulla i McFaddena, wskaźniki ich wydłużenia: R_c (Bull & McFadden, 1977).

Do wyznaczenia czasu impulsu tektonicznego zastosowano metodę radiowęgla. Analizy radiometryczne, pięciu próbek substancji torfowej, zostały wykonane w Laboratorium C-14 Instytutu Fizyki Politechniki Śląskiej w Gliwicach pod kierunkiem prof. dr hab. A. Pazdurowej.

Szczegółowa penetracja terenu ujawniła dwa obszary, których aktywność egzogeniczna jest znacznie większa, aniżeli w obszarach stymulowanych tylko czynnikiem klimatycznym. Obszary te (ryc. 3) lokują się po obu stronach osi doliny na przekątnej NE-SW, łączącej północną część bloku Otracza z południową częścią bloku mójczańskiego (ryc. 2). W tych miejscach występuje wysoka do 8–12 m krawędź środkowopolskiego, akumulacyjnego tarasu nadzalewowego, który jest tu wyraźniejszy niż w innych odcinkach doliny (Kowalski, 1978). Aktywny obszar północnej części bloku Otracza, jak i południowej części bloku mójczańskiego, charakteryzuje zespół powierzchniowych, arealnie i liniśnie funkcjonujących procesów degradacyjnych oraz związane z nimi formy rzeźby. W dnie doliny Lubrzanki natomiast — stanowiącym bazę denudacyjną dla procesów degradacyjnych na krawędzi tarasowej — występują osady i formy rzeźby związane z akumulacją.

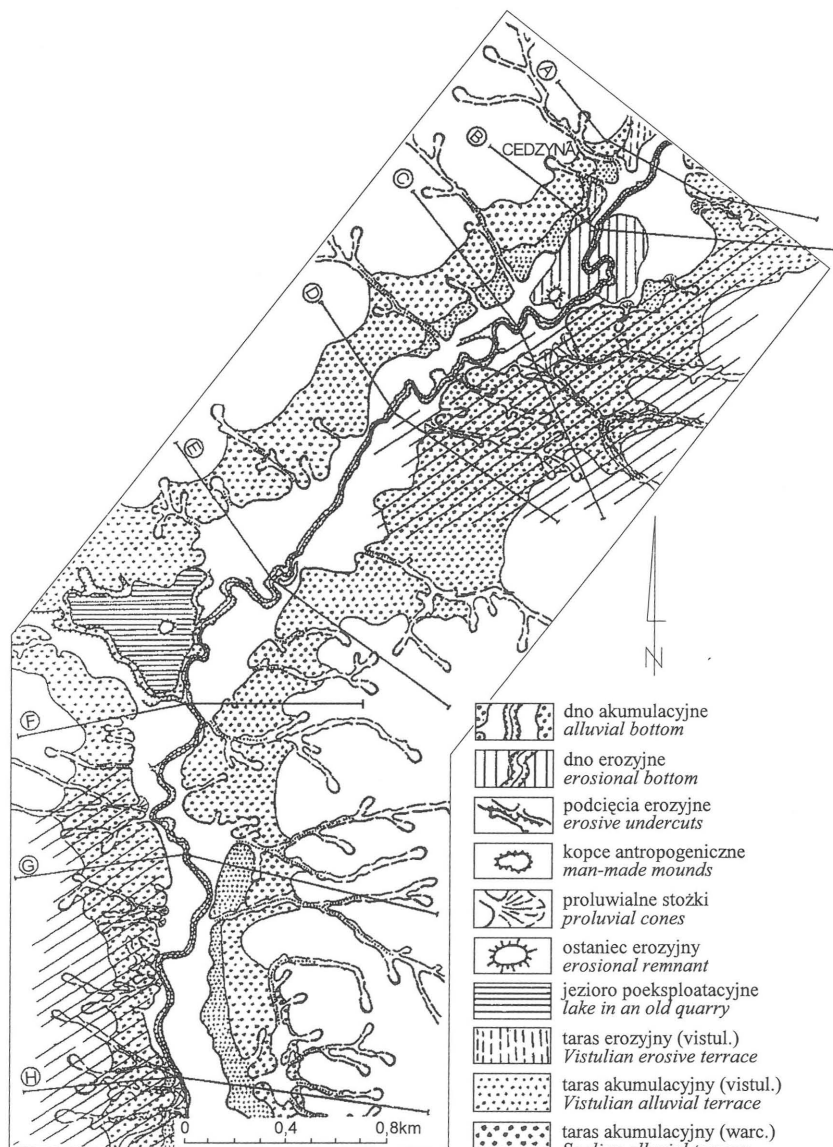
Powierzchniowa degradacja to przede wszystkim procesy eoliczne i ablacja. Ze względu na powszechne występowanie glaciofluwialnych i fluwialnych piasków, najwyraźniej ekspozują się tu procesy i formy eoliczne. W niektórych wkopach i odsłonięciach osady eoliczne tworzą warstwę o grubości 1,5–2,0 m. Ich dolną granicę wyznacza zwykle bruk deflacyjny z eoliczną rzeźbą gładzików; jest spotykana także kopalna, sfozylizowana gleba. Występują też liczne obniżenia deflacyjne o głębokości nie przekraczającej 2 m.

W zespole tutejszych form eolicznych najbardziej charakterystyczne są różnego kształtu i rozmiarów wydmy z wyraźnie zaznaczoną asymetrią stoków. W miejscach kulminacji wzniesień i na krawędziach, gdzie roślinność nie tworzy zwartej okrywy, napotkać można przykłady współczesnego przewiewania piasku.

Ślady sflukiwania powierzchniowego stwierdzono w obrębie obydwu opisywanych obszarów. Najlepiej są one czytelne w bezpośredniej strefie krawędzi tarasu nadzalewowego. Można je obserwować także w górnych odcinkach zboczy doliny w obrębie denudacyjnych płatów południowopolskiej gliny zwałowej i pokryw wietrzeniowych.

Na współczesną aktywność procesów sflukiwania powierzchniowego wskazują obnażone górne systemy korzeniowe drzew, głównie od dołu stoku, „golizny”, w postaci enklaw pozbawionych materii organicznej i poziomu humusowego, ale także wyraźne niecki zmywowe, z okresowo pojawiającymi się w ich dnie bruzdkami erozyjnymi. Morfologiczną cechą tutejszych stoków jest natomiast ich wypukło-wklęsły profil, co może też — między innymi — dowodzić udziału sflukiwania w ich kształtowaniu. Najbardziej charakterystycznym zespołem form, dokumentującym znaczną dynamikę powierzchniowych procesów, są rozdoły i debrze, rzadziej wąwozy (ryc. 3). Zostały one udokumentowane w blokach: Otracza i mójczańskim. W odcinkach dolnym i środkowym mają one charakter wcięć erozyjnych o profilu poprzecznym V-kształtnym.

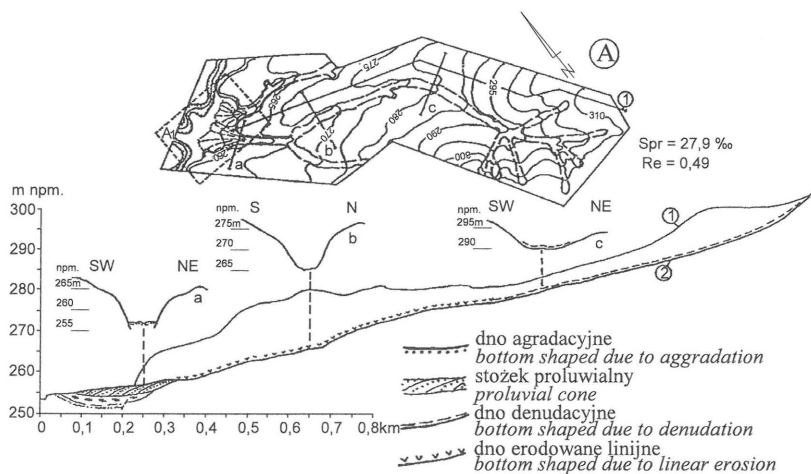
Szczegółowej analizie poddano dwie takie jednostki dolinne — jedną w aktywnym obszarze Otracza (obszar A na ryc. 1, ryc. 4), drugą w podobnym obszarze bloku mójczańskiego (obszar C na ryc. 1). W obydwu przypadkach debrze są rozwinięte w pokrywach glaciofluwialnych i fluwialnych piasków mułkowatych. Profil podłużny analizowanych debrzy charakteryzuje duży, nie wyrównany spadek rzędu 28–60%, z licznymi progami regresyjnymi i bruzdami erozyjnymi w dnie. Są też przepadki zawieszonych odcinków ujściowych debrzy ponad dnem doliny Lubrzanki ok. 2 m.



dna dolinek: erozyjne (a), akumulacyjne (b), denudacyjne (c)
tributary valley bottoms shaped due to erosion (a), accumulation (b) and denudation (c)

obszary egzogenicznie aktywne
exogenetically-active areas

transekty geodezyjne
geodetic transects



Ryc. 4. Profil podłużny (2) i profile poprzeczne (a-c) dolinki (zlewnia A na ryc. 1) oraz jej działu wodnego (1)

Fig. 4. Longitudinal profile (2) and cross profiles (a-c) of the A tributary drainage area and its watershed (1)



Ryc. 3. Szkic geomorfologiczny środkowego odcinka doliny rzeki Lubrzanki (lokalizacja na ryc. 2)

Fig. 3. Geomorphological sketch of the middle part of Lubrzanka river valley (location on fig. 2)

Zbocza omawianych debrzy są świeże i strome, o nachyleniu $40-70^\circ$ ze śladami żywych procesów stokowych. Na wysokości około 3–5 m ponad dnem doliny w bloku Otracza i 2–3 m w bloku mójczańskim, strome zbocza tworzą załom wypukły i gwałtownie łagodnieją (patrz profile poprzeczne na ryc. 4). Przechodzą w ten sposób w słabo nachylone, lekko wklęsłe górne odcinki zboczy.

Obserwacje te wskazują, że erozyjny cykl, odpowiedzialny za powstanie omawianych debrzy, był zainicjowany w osiach starszych, już nieckowatych dolinek. Impuls liniowej erozji przegłębiającej te niecki był tu gwałtowny, co pozwoliło na przetrwanie w górnych odcinkach zboczy debrzy starej formy dolinnej.

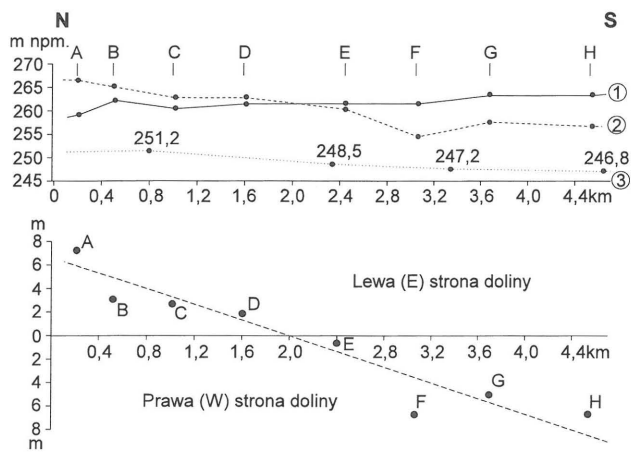
U wylotu debrzy obserwować można stożki proluwialne, a w strefach przystokowych — napływy deluwialne. Zalegają one zawsze na różnych litologicznie osadach fluwialnych i organicznych holocenijskiego dna doliny Lubrzanki.

Eksponują się tu w morfologii przede wszystkim stożki proluwialne (ryc. 3). Są one wyraźniejsze i większe na przedpolu bloku Otracza (ryc. 4), aniżeli bloku mójczańskiego. W jednym i drugim przypadku mają wyraźne ślady corocznego odnawiania. Szczegółowej analizie poddano jeden ze stożków w bloku Otracza (zlew. A na ryc. 1). Tworzą go w podstawowej masie warstwowane poziomo piaski z przewarstwieniami żwirów o miąższości 0,5–3 m, usytuowane bezpośrednio na serii torfów dolinnych.

Pozostałe obszary omawianych bloków — północna część bloku mójczańskiego i południowa część bloku Otracza — nie wykazują morfodynamicznych przejawów, zarówno arealnie, jak i liniśnie działających procesów (zlew. B i D na ryc. 1, ryc. 3).

Przejawy młodej aktywności tektonicznej

Rozmieszczenie obszarów opodwyższonej morfodynamice i obszarów pozbawionych tych przejawów, wyraźnie nawiązuje do wyróżnionego tu przestrzennego obrazu uskoku nożycowego. W obydwu częściach bloków względnie przemieszczonych, o zwrocie do góry, są zawsze aktywizowane powierzchniowe procesy egzogeniczne (ryc.



Ryc. 5. Wysokość nad poziom morza i względem dna koryta rzeki (3) lewej (2) i prawej (1) środkowopolskiego tarasu nadzalewowego oraz (diagram dolny) jej różnice wysokości. Objasnienia symboli literowych: A–H — punkty wysokościowe ustalone geodezyjnie
Fig. 5. Altitude above sea level and altitude in relation to the river bottom (3) of the left (2) and the right (1) part of the Saalian higher terrace. Below the diagram of variations in the terrace surface elevation. Explanation of letter symbols: A–H — benchmarks

3). W częściach bloków, gdzie względne przemieszczenie charakteryzuje zwrot do dołu — brak śladów egzogenicznej aktywności. Mamy tu zatem w krajobrazie do czynienia z wyjątkowo czytelną repliką aktywnego uskoku nożycowego, jawiącą się w postaci zaktywizowanych zdarzeń morfodynamicznych. Należy zatem przyjąć, że paleozoiczny uskoku nożycowy środkowej Lubrzanki uległ tektonicznemu odnowieniu, a proces jego odnawiania jest tu nadal kontynuowany. Tezę tę potwierdzają notowane w tym regionie trzęsienia ziemi. Jedno z tych trzęsień, zarejestrowane przez

Janczewskiego (1932) w dniu 6 lutego 1932 r., swoje epicentrum miało w północnej części bloku Otracza. Powstały wówczas liczne pęknięcia gruntu i otwarte szczeliny o długości nawet do kilkuset metrów.

Obecność młodej aktywności tektonicznej na badanym obszarze mogą sugerować — w pewnym sensie — wskaźniki wydłużenia małych zlewni (R_e), mimo że ich wartości graniczne ustalone zostały dla klimatu półsuchego. Wskaźniki te dla zlewni A i C (ryc. 1 i 4), położonych na terenach egzogenicznie aktywnych, wynoszą kolejno: 0,49 i 0,51, a więc — zgodnie z koncepcją twórców metody (Bull & McFadden, 1977) — dowodzą tektonicznego podnoszenia bloków. W zlewniach B i D natomiast wskaźniki R_e zamykają się w granicach 0,70—0,75 i tym samym mogą wskazywać na brak odkształceń tektonicznych o składowej pionowej skierowanej do góry.

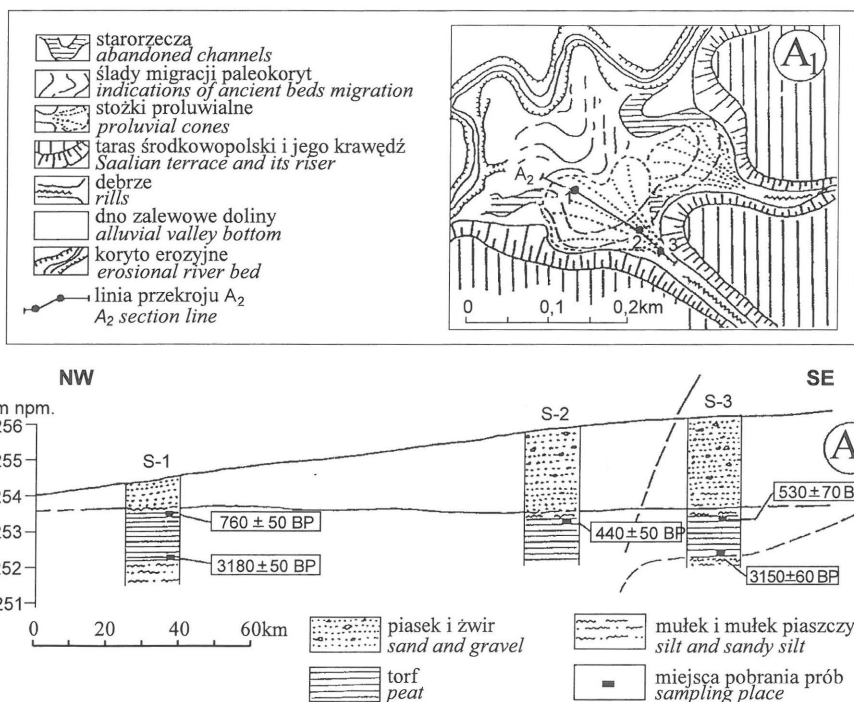
Współczesne tendencje tektonicznego odnawiania uskoku środkowej Lubrzanki, przy zachowaniu jego nożycowego charakteru, znajdują potwierdzenie przede wszystkim w zróżnicowanej wysokości bezwzględnej i względnej środkowopolskiego tarasu nadzalewowego, rozwiniętego symetrycznie po obu stronach osi doliny (Kowalski & Jaśkowski 1993) (ryc. 3). W obrębie lewego zbocza północnego odcinka badanej doliny, listwa tarasowa leży ok. 6 m wyżej, niż jej morfologiczny i wiekowy odpowiednik w obrębie zbocza prawego (ryc. 5). W południowym odcinku doliny obserwujemy z kolei sytuację odwrotną — listwa tarasowa po prawej stronie jego osi występuje ok. 6 m ponad tarasą po stronie lewej.

Ta prawidłowość jest także charakterystyczna dla akumulacyjnego tarasu vistuliańskiego, którego nieliczne zachowane fragmenty zalegają zawsze w skrzydłach zawieszonych uskoku wyżej, aniżeli w jego skrzydłach zrzuconych. Być może, we współcześnie „żywej” tektonice znajduje się przyczyna występujących tutaj, pośród akumulacyjnej równiny dennodolinnej, co najmniej dwóch morfologicznych poziomów.

Wiek zdarzeń tektoegzogenicznych

W celu określenia bezwzględnego wieku impulsu początkowego, trwającego obecnie cyklu tektonicznej i egzogenicznej aktywności, wykorzystano zalegający w dnie doliny Lubrzanki płat torfu jeziornego. W strefie aktywnej tektonicznie północnej części bloku Otracza, omawiany torf tworzy w obrębie dna doliny równinę o szerokości do 350 m, która jest bazą denudacyjną dla mających tu wylot debrzy. U wylotu debrzy, bezpośrednio na torfach, zalega proluwialna seria piaszczystych i piaszczysto-żwirowych stożków.

Są one, co wykazano wyżej, następstwem inspirowanej tektonicznie erozji liniowej. W tej sytuacji przyjęto, że spąg proluwialnych osadów stożkowych jest równowiekowy ze stropową partią torfów, lub nieco od nich młodszy, ale zawsze synchroniczny z impulsem tektonicznym, który wyznaczył



Ryc. 6. Szkic morfologiczny proluwialnych stożków (A_1) oraz przekrój geologiczny przez wybrany stożek (A_2) — zlewnia A na ryc. 1
Fig. 6. Morphological sketch of proluvial cones (A_1), and geological cross-section through the selected cones (A_2) — drainage area A on fig. 1

początek tektoegzogenicznego cyklu.

Specjalnej analizie stratygraficznej poddano zatem serię torfową. Na linii profilowej, północny-zachód—południowy-wschód przez jeziorny kompleks biogeniczny, wykonano 3 sondy — dwie w brzeźnych częściach jeziora i jedną bliżej jego środka (ryc. 6A). Z uzyskanych oznaczeń wieku radiowęglowego trzech próbek, ze stropu serii torfowej, uznano za cezuralną datę próbki z sondy nr 2 (środek jeziora), która — zgodnie z zasadą cyklu jeziornego — reprezentuje najpóźniej utworzony w jeziorze torf (ryc. 6A). Użytkana z tej próbki data może być dlatego uznana za graniczną między starszym okresem spokoju tektonicznego i rozwoju datowanej serii biogenicznej z podścielającymi ją mułkami, a młodszym okresem już tektonicznie i egzogenicznie aktywnym, odpowiedzialnym za powstanie stożkowej pokrywy proluwialnej. Próbkę ze spągu serii biogenicznej dokumentują z kolei okres tektonicznie spokojny.

Uzyskane wyniki datowania dowodzą, że na badanym obszarze spokój tektoniczny panował jeszcze przed późnym subboreałem, co znalazło odbicie w powstaniu podtorfowej serii mułowcowej. Spokój tektoniczny panował tutaj także mniej więcej 3100 lat BP i trwał podczas akumulacji całej serii torfowej po rok 1500 n.e. Wówczas dopiero, 440 lat BP, a może nawet później, nastąpiło tektoniczne ożywienie paleozoicznego uskoku nożycowego, trwające po dzień dzisiejszy. W następstwie tego powierzchnia morfologiczna została objęta egzogenicznym modelowaniem. Niewykluczone, że w aktywizacji egzogenicznej pewną rolę odegrał również czynnik antropogeniczny. Poza tym widać tu duże analogie do nożycowego uskoku Białego Dunajca na Podhalu, którego młodą aktywność udokumentował i zinterpretował Mastella (1976).

Erozyjne wcięcia dolin na obszarach aktywnych tektonicznie, mogą w niektórych przypadkach odzwierciedlać wielkość pionowych ruchów wznoszących (Kowalski, 1975). Uwzględniając w tej zasadzie obiekty i zastrzeżenia Baumgart-Kotarby (1982) przyjęto z pewną rezerwą, że ruchy te na badanym obszarze — w okresie ostatnich 440 lat BP — doprowadziły do erozyjnego przegłębienia niecek ok. 3–5 i 2–3 m, powodując w ten sposób ich transformację w debrze. Wyliczone na tej podstawie — zgodnie z zasadą Kirkby'ego (1993) — tempo ruchów wznoszących osiąga wartość 0,6–1,0 cm/rok w bloku Otracza i 0,4–0,6 cm/rok w bloku mójczańskim.

Uzyskane prędkości pionowych ruchów tektonicznych są wyjątkowo duże i być może w dalszych badaniach okażą się nierealistyczne.

Niemniej, zbliżone wartości natężenia tego procesu, ale uzyskane na drodze pomiarów głównie geodezyjnych, notowano w niektórych partiach Sudetów i na Przedsudociu (Cacoń, 1994) oraz w Tatrach (Jaroszewski, 1986). W Karpatach zewnętrznych natomiast (Beskid Niski i Sądecki), uważanych za region tektonicznie mobilny, Zuchiewicz (1994) wydziela metodami morfometrycznymi obszary wypiętrzone w ostatnim cyklu glacialno-interglacialnym z prędkością do 2 mm/rok. Przykłady takiej prędkości pionowych ruchów skorupy ziemskiej w Polsce, podaje w regionalnej syntezie tego zjawiska Liszkowski (1982) i w podobnej syntezie, ale kartograficznej — Wyrzykowski (1985). Mimo faktu, że uzyskane dla badanego obszaru prędkości nie są odosobnione, to na obecnym etapie badań uważać je należy jedynie za sygnał o istniejącym problemie, który wymaga dalszych, szczegółowych i wszechstronnych badań.

Zestawienie wyników

1. Przeprowadzone badania i uzyskane wyniki wskazują jednoznacznie na bezpośredni związek przyczynowy aktywnego współcześnie cyklu egzogenicznego i rzeźby badanego obszaru, z aktywną tektonicznie strefą nożycowego uskoku środkowej Lubrzanki. Związek ten w krajobrazie wyraża się:

— zwiększoną aktywnością destrukcyjną i akumulacyjną egzogenicznych procesów w skrzydłach zawieszonych uskoku;

— zgodnością obszaru o podwyższonej aktywności egzogenicznej z obszarem mobilnym tektonicznie;

— wyniesionymi ponad dno doliny Lubrzanki poziomami środkowopolskiego tarasu nadzalewowego o 6 m wyżej w skrzydłach zawieszonych uskoku, aniżeli to ma miejsce w jego skrzydłach zrzucanych;

— morfometrycznym wskaźnikiem wydłużenia małych zlewni (R_e) w granicach 0,5 w skrzydłach zawieszonych uskoku (teren aktywny tektonicznie) i ponad 0,7 w jego skrzydłach zrzucanych (brak aktywności tektonicznej).

2. Określony metodą radiowęglą wiek bezwzględny serii biogenicznej, na której zalega pokrywowo seria osadów proluwialnych stożków — jako następstwo mobilności tektonicznej obszaru — upoważnia do wstępnego stwierdzenia:

— względny spokój tektoniczny mógł tutaj panować co najmniej od późnego subboreału (3150 lat BP) po rok 1500 n.e., następnie ok. 440 lat BP doszło do aktywizacji tektonicznej nożycowego uskoku środkowej Lubrzanki i wzniesienia w ten sposób egzogenicznego cyklu destrukcyjno-akumulacyjnego, trwającego po dzień dzisiejszy;

— przeciętne tempo pionowych ruchów wznoszących, obliczone z głębokości wcięć erozyjnych dolinek typu debrzy oraz ustalonego czasu impulsu tektonicznego, kształtuje się tu w granicach 0,4–1,0 cm/rok i na obecnym etapie badań wielkości te są wyłącznie sygnałem o istniejącym problemie.

3. Geodynamicznym przejawom w strefie nożycowego uskoku środkowej Lubrzanki sprzyja przede wszystkim ukształtowany w paleozoicznych cyklach diastroficznych plan strukturalny Gór Świętokrzyskich.

4. Młode ruchy tektoniczne badanego obszaru z jednej strony inicjują współczesną aktywność morfologiczną procesów, z drugiej zaś — odkształcają istniejącą rzeźbę. Wszelkie interpretacje morfogenetyczne Gór Świętokrzyskich wymagają zatem uwzględniania neotektonicznej i współczesnej mobilności podłoża.

Miłym obowiązkiem autora jest podziękować dr. B. Jaśkowskiemu za pomoc w zebraniu materiałów i ich opracowaniu oraz prof. zw. dr. hab. H. Jurkiewiczowi za dyskusję wyników i krytyczne uwagi.

Literatura

- BARANIECKA M.D. 1975 — *Biul. Inst. Geol.*, 288: 5–97.
 BAUMGART-KOTARBA M. 1983 — *Pr. Geograf. IGiPZ PAN*, 145: 1–133.
 BULL W.B. & McFADDEN L.D. 1977 — [W:] D.O. Doehring (ed.), *Geomorphology in Arid Regions*. Birmingham Symp. *Geomorph.*, 9: 115–138.
 CACOŃ S. 1994 — [W:] *Badania geodynamiczne na obszarach górskich*. Mat. seminarium, Wrocław: 26.
 DERBYSHIRE E., MENG ZING MIN & DIJKSTRA T.A. 1997 — [W:] N.A. Mörmér et al. (ed.), *Neotectonics recent advances*. Abstract Vol., Cambridge: 18.
 DYJOR S. 1987 — [W:] A. Jahn, S. Dyjor (ed), *Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce*, Wrocław: 85–101.
 FILONOWICZ P. 1980 — *Mapa geologiczna Polski*

- 1 : 200 000. Mapa podstawowa 1 : 50 000 bez utworów czwartorzędowych. PIG, Warszawa.
- GÜTERCH A., KOWALSKI T., MATERZOK R., PAJCHEL J. & PERCHUĆ E. 1976 — [W:] Przewodnik 48 Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 52–58.
- JANCZEWSKI E. 1932 — Pos. Nauk. PIG, 33: 70–72.
- JAROSZEWSKI W. 1986 — [W:] Historia ruchów tektonicznych na ziemiach polskich. Cykl alpejski (Mat. konf.), Wrocław: 22–23.
- KIRKBY M.J. 1993 — Working Paper, School of Geography University of Leeds, 93/10: 1–25.
- KOSMOWSKA-SUFFCZYŃSKA D. 1986 — [W:] I Sesja Spr. Inst. Nauk Fizycznogeograf. UW, Warszawa: 75–86.
- KOSMOWSKA-SUFFCZYŃSKA D. 1988 — Pr. i Stud. Geograf., 9: 15–52.
- KOSMOWSKA-SUFFCZYŃSKA D. 1993 — [W:] Zuchiewicz W. (ed), Neotektonika Polski: metodyka, datowania, przykłady regionalne. Konf. Kom. Neotekt. Kom. Bad. Czwartorzędu PAN, Wyd. UJ, Kraków: 17–18.
- KOWALCZEWSKI Z. 1974 — Biul. Inst. Geol., 275: 11–62.
- KOWALSKI B. 1978 — Kwart. Geol., 22: 379–394.
- KOWALSKI B. 1993a — [W:] Przew. Terenowy 42 Zjazdu Pol. Tow. Geogr. w Kielcach, Kielce: 45–53.
- KOWALSKI B. 1993b — Ibidem: 63–75.
- KOWALSKI B. 1995 — Prz. Geol., 43: 307–316.
- KOWALSKI B. & JAŚKOWSKI B. 1993 — [W:] Zuchiewicz W. (ed.), Neotektonika Polski: metodyka, datowania, przykłady regionalne. Konf. Kom. Neotekt. Kom. Bad. Czwartorzędu PAN, Wyd. UJ, Kraków: 20–21.
- KOWALSKI W.C. 1975 — [W:] Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce, 1: 57–56.
- KOWALSKI W.C. 1976 — [W:] Ibidem, 2: 163–177.
- KOWALSKI W.C. 1977 — Prz. Geol., 25: 415–418.
- KOWALSKI W.C. & LISZKOWSKI J. 1972 — Biul. Geol. Wydz. Geol. UW, 14: 5–19.
- KRZYSZKOWSKI D. 1994 — Quater. Stud. Pol., 12: 21–57.
- KRZYSZKOWSKI D. & PIJET E. 1993 — Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd., 94: 243–259.
- KUŚMIEREK J. 1990 — Pr. Geol. PAN, 135: 1–85.
- LASKOWSKA-WYSOCZAŃSKA W. 1983 — [W:] Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce, 4: 207–221.
- LISZKOWSKI J. 1982 — Geneza pola współczesnych pionowych ruchów skorupy ziemskiej na obszarze Polski. Rozpr. UW, Warszawa.
- MASTELLA L. 1976 — [W:] Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce, 2: 179–187.
- MIERZEJEWSKI M.P. 1985 — Geol. Sudet., 20: 197–220.
- NIKOŁAJEW N.I. 1988 — Nowiejszaja tiektonika i gieodinamika litosfery. Niedra, Leningrad.
- RILEY CH. & McMOORE J.M. 1993 — Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd., 94: 25–39.
- WYRZYKOWSKI T. 1985 — Mapa prędkości współczesnych pionowych ruchów powierzchni skorupy ziemskiej na obszarze Polski, 1 : 2 500 000. Instytut Geodezji i Kartografii w Warszawie, Warszawa.
- ZUCHIEWICZ W. 1988 — Z. Nauk. AGH w Krakowie, 1156. Geol., 13 (1987): 5–168.
- ZUCHIEWICZ W. 1991 — Episodes, 14: 116–124.
- ZUCHIEWICZ W. 1994 — [W:] Badania geodynamiczne na obszarach górskich. Mat. seminarium, Wrocław: 23–24.