

Wpływ litologii i tektoniki serii fliszowych oraz młodoczwartorzędowych ruchów tektonicznych na ukształtowanie doliny Skawy (zachodnie Karpaty zewnętrzne)

Krzysztof Grzybowski*

W niektórych odcinkach doliny Skawy (np. w Makowie Podhalańskim) załamania profilu podłużnego obecnego dna doliny są związane przede wszystkim ze zróżnicowaną odpornością skał fliszowych, ale większość takich załamań (np. poniżej Osieleca i między Świnną Porębą a Zagórzem) jest efektem bardzo młodych (późnoglacialnych i holocenicznych) ruchów tektonicznych, które przejawiały się głównie w strefach uskoku poprzecznych. Załamania profili podłużnych powierzchni, utworzonych podczas wczesnego glacjału, występujące w odcinkach doliny z wyrównanym dnem współczesnym świadczą o ruchach tektonicznych nieco starszych, prawdopodobnie bezpośrednio młodszych od interstadiału brörup; ruchy te były szczególnie intensywne w strefie nasunięcia jednostki śląskiej.

Słowa kluczowe: młodoczwartorzędowe ruchy tektoniczne, erozja rzeczna, wczesny glacjał i późny glacjał vistulianu, dolina Skawy

Krzysztof Grzybowski — **Impact of the flysch rocks lithology and tectonics and Late Quaternary tectonic movements on the development of the Skawa river valley (West Outer Carpathians — southern Poland).** Prz. Geol., 47: 846–850.

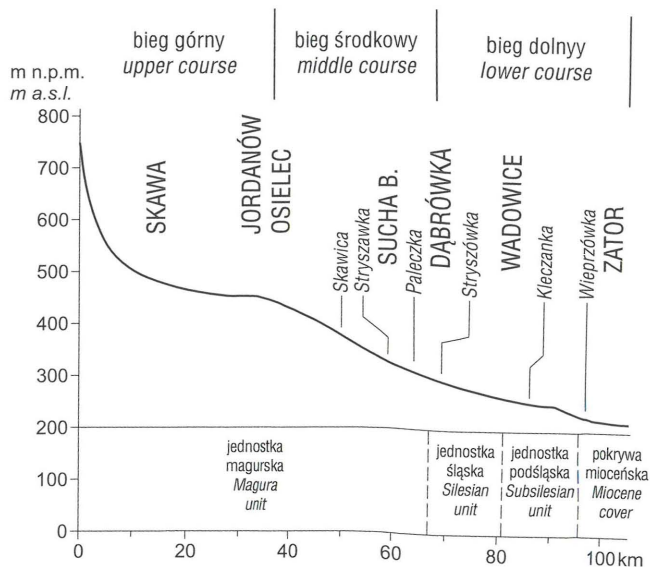
S u m m a r y. In some segments of the Skawa river valley (e.g. at Maków Podhalański) the deformations of the present valley floor are mainly related to the differentiated flysch rocks resistance. However, most of such deformations (e.g. below Osielec as well as between Zagórze and Świnna Poręba) attest the recent (Vistulian Late Glacial and Holocene) tectonic activity that took place mainly in transversal faults zones. The deformations of landsurfaces related to the Early Glacial, occurring in the valley segments with undisturbed present floor indicate a little earlier tectonic activity that probably followed the Brörup Interstadial and was particularly intense in the Silesian unit overthrust zone.

Key words: Late Quaternary tectonic movements, stream erosion, Vistulian Early Glacial and Late Glacial, Skawa river valley

Efekty młodoczwartorzędowych ruchów tektonicznych były już wskazywane w dolinie Skawy (Starkel, 1972; Zuchiewicz, 1984, 1995; Jakubska, 1995; Grzybowski & Śniadek, 1997). Wyniki badań przeprowadzonych w tej dolinie wykazały również ogromny wpływ litologii i neogeńskiej tektoniki serii fliszowych na rozwój rzeźby tego rejonu (Książkiewicz, 1951, 1953, 1974; Mądry, 1970; Starkel, 1972; Jakubska, 1987; Grzybowski, 1998). Próby oddzielenia efektów wymienionych uwarunkowań są z reguły trudne (i nie zawsze celowe), gdyż działalność ruchów tektonicznych nakłada się na różne formy morfostrukturalne. W tym artykule autor pragnie jednak porównać wybrane fragmenty doliny Skawy, w których zapis młodoczwartorzędowych ruchów tektonicznych jest dość dobrze czytelny z fragmentami, w których — z różnych powodów — zapis ten wydaje się zatarty. Porównanie dotyczy wybranych parametrów morfometrycznych: orientacji i spadku współczesnego dna doliny (talwegu) oraz szerokości dna doliny. Spadek koryta Skawy został przedstawiony tylko w uproszczonym profilu podłużnym rzeki (ryc. 1). Nie zostały uwzględnione inne parametry i powszechnie stosowane wskaźniki morfometryczne, gdyż w przekonaniu autora ich jednoznaczny pomiar w wielu fragmentach omawianej doliny nie jest możliwy. Pomiar wybranych parametrów, wykonane przez autora na mapach topograficznych 1 : 25 000 i 1 : 10 000 też nie były całkowicie wolne od błędów. Mimo przeprowadzenia weryfikacji w terenie nie udało się pomierzyć przesunięć załamań profilu podłużnego doliny w wyniku erozji wstecznej.

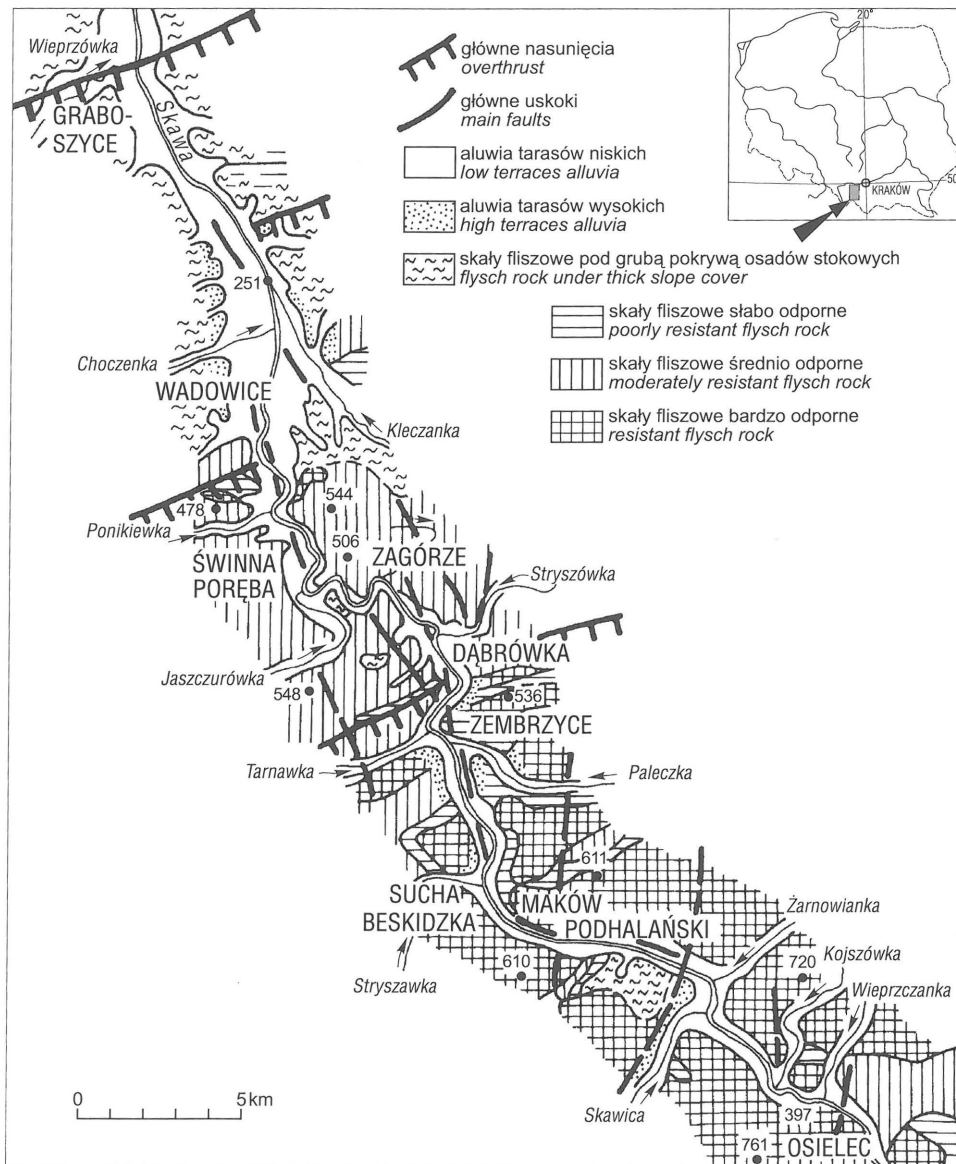
W analizie parametrów morfometrycznych doliny Skawy autor uwzględnił następujące założenia:

1. Znaczna część doliny Skawy — w tym cała część środkowa i duże fragmenty części górnej i dolnej — mają orientację SE–NW lub zbliżoną (ryc. 2), uwarunkowaną biegiem wielkiego uskoku lewoprusuwczego Wadowice–Jordanów (Żytko, 1981). Poszczególne fragmenty tego uskoku — w różnym stopniu rozpoznane (por. Książkiewicz, 1974; Aleksandrowski, 1989) — mają biegi mniej lub bardziej odchylone od tej głównej orientacji. Prawdopodobnie we wszystkich strefach tych uskoku miało miejsce wydatne osłabienie odporności skał, które przeciągnęło Skawę — odchylając ją lokalnie od kierunku konsekwentnego. W omawianym rejonie ważnymi strefami



Ryc. 1. Profil podłużny koryta Skawy
Fig. 1. Longitudinal profile of the Skawa river bed

*Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa



Ryc. 2. Główne rysy tektoniki, odporność skał flyszowych i osady czwartorzędowe w dolinie i w przyległych obszarach dorzecza środkowej i dolnej Skawy

Fig. 2. Main tectonic features, flysch rocks resistance and Quaternary deposits in the middle and lower parts of the Skawa river valley and in adjacent areas of the Skawa drainage basin

tektonicznymi są również czoła głównych nasunięć karpackich. Istotne znaczenie mają też drugorzędne nasunięcia i struktury fałdowe (Jakubská, 1995; Grzybowski, 1998).

2. Według Zuchewicza (1991, 1995, 1998) w polskich Karpatach zewnętrznych miały miejsce w czwartorzędzie trzy interwały czasowe wzmożonej intensywności erozji wgłębnej, uwarunkowanej zapewne przez ruchy tektoniczne. W dolinie Skawy szanse na zidentyfikowanie śladów erozji z pierwszego z tych interwałów (800–472 ka) są niezbyt duże, gdyż związek osadów i form zachowanych na zboczach ze zlodowaceniami starszymi od zlodowacenia wisty nie został przekonywująco udokumentowany. Formy interwału drugiego (według cytowanego autora 130–90 ka, prawdopodobnie młodszego — por. Grzybowski & Śniadek, 1997) mogły się jednak zachować — tylko częściowo zniszczone. Formy interwału trzeciego (ostatnie 15 tys. lat) powinny odznaczać się wyrazistością właściwą for-

mom bardzo młodym. Warunki szczególnie sprzyjające rozwojowi tych form istniały prawdopodobnie w strefach uskokuwych i przy czołach głównych nasunięć.

Wybrane odcinki dna środkowej części doliny Skawy

Poniżej Osielca, w odcinku o orientacji SE–NW, dno doliny Skawy jest wycięte przeważnie w odpornych piaskowcach magurskich, a tylko lokalnie w warstwach hieroglifyowych. Przed ujściem Wieprczanki i przed ujściem Kojaszówki dolina Skawy przecina strefy uskokuwych poprzecznych. Szerokość dna doliny (obejmującego powierzchnie tarasu nadzalewowego i tarasu zalewowego) wynosi 400–600 m. Zakola koryta rzecznej, dość głęboko wcinające się w osady tarasów niskich, stają się mniej regularne niż w biegu górnym, a spadek doliny Skawy wzrasta z 2–3% do 4–4,5%. Dalej, w krótkim (650 m)

dcinku doliny zakola koryta znikają, a spadek doliny osiąga prawie 9‰; bezpośrednio przed ujściem Wieprzyczanki spadek ten zmniejsza się do około 5‰, a w rejonie ujścia Kojaszówki wzrasta ponownie do około 6‰. Te zmiany spadku doliny tylko w niewielkim stopniu można przypisać różnicom odporności serii fliszowych; największa z nich została zapewne spowodowana przez odmłodzenie aktywności tektonicznej w strefie uskoku Wieprzyczanki i dźwignięcie bloku znajdującego się na wschód od tego uskoku. Przejawem tej samej aktywności może być również zmiana spadku doliny w rejonie ujścia Kojaszówki oraz przesunięcie ku południowi prawego zbocza doliny Skawy poniżej ujścia Wieprzyczanki. Wyrazistość omówionych wyżej form pozwala przypuszczać, że ich wiek jest bardzo młody — prawdopodobnie związany z trzecim (późnoglacialno-holocenijskim) okresem wzmoczonej intensywności erozji.

W Makowie Podhalańskim spadek doliny Skawy jest wyrównany. Orientacja i dość duża szerokość doliny są głównie związane z osłabieniem odporności piaskowców magurskich w strefie uskoku.

Między Suchą Beskidzką a Zembrzycami dolina Skawy jest nałożona na strefę uskoku Skawy (Książkiewicz, 1974). Temu uskokowi zawdzięcza dolina powrót do kierunku zbliżonego do konsekwentnego, a zmiany szerokości dna doliny są wyraźnie związane ze zróżnicowaną odpornością serii fliszowych (Jakubowska, 1995). Natomiast niewielkie, ale wyraźne zwiększenie spadku doliny Skawy poniżej ujścia Stryszawki — utrzymujące się w skałach słabo odpornych — można tylko częściowo przypisać energii dopływu; w większym stopniu jest ono efektem bardzo niedawnego ożywienia działalności tektonicznej na południowym skraju uskoku Skawy. Z późnoglacialną aktywnością tektoniczną mogą też być związane liczne formy osuwiskowe.

Z kolei brak załamań w profilu doliny Skawy w pobliżu ujścia Tarnawki może skłaniać do uznania wyraźnego w tym miejscu zwężenia doliny Skawy za przełom strukturalny, związany z odpornością piaskowców magurskich. Możliwe jest jednak, że erozja, która pogłębiła ten odcinek doliny też była stymulowana przez młodoczwartorzędowe ruchy wypiętrzające — tyle, że nie w ostatnim, lecz w przedostatnim interwale czasowym.

Wybrane odcinki dna dolnej części doliny Skawy

Przy ujściu Stryszówki — w strefie nasunięcia jednostki magurskiej na jednostkę śląską — spadek doliny Skawy nie wykazuje wyraźnych załamań. Rozszerzenie dna doliny jest związane głównie ze słabą odpornością warstw hieroglifowych i łupków warstw krośnieńskich.

W przełomowym odcinku doliny Skawy w Beskidzie Małym występują gwałtowne zmiany szerokości i orientacji dna doliny; zmianom tym towarzyszą niewielkie, ale wyraźne zmiany spadku dna doliny (tab. 1). Z wyjątkiem początkowego fragmentu przełomu (a) zmiany te nie mogą być wyjaśnione przez różnice odporności: większa część przełomu jest wycięta w średnio odpornych piaskowcach, mułowcach i łupkach warstw istebniańskich. Dla rozwoju przełomu tego przełomu większe znaczenie miał z pewnością fakt przecięcia co najmniej trzech stref uskoku: uskoku Zagórza na styku fragmentów a i b, uskoku Mucharza na styku d i e oraz uskoku Świnnej Poręby na styku f i g. W odcinku a ma zapewne miejsce wykorzystanie przez Skawę strefy uskoku, ale zmiany spadku doliny świadczą raczej o bardzo młodym (późnoglacialno-holocenijskim) reaktywowaniu wszystkich trzech wymienionych uskoku. W szczególności wypiętrzenie bloku ograniczonego uskokami Zagórza i Mucharza (zrąb Upaliska według Książkiewicza, 1974) mogło spowodować zmniejszenie spadku przy pierwszym z tych uskoku i zwiększenie spadku przy drugim.

Poniżej ujścia Jaszczurówki, do wylotu z Beskidu Małego, dolina Skawy ma znowu orientację zbliżoną do południkowej, związaną z nałożeniem się na strefę uskoku Świnnej Poręby. Zmiany szerokości dna doliny są w tym odcinku uwarunkowane głównie przez różnice odporności skał jednostki śląskiej (np. we fragmencie końcowym obok bardzo odpornych piaskowców warstw godulskich środkowych występują słabo odporne łupki cieszyńskie górne. Wzdłuż uskoku Skawy graniczą ze sobą miejscami skały o bardzo różnej odporności, toteż niektóre rozszerzenia dna doliny są wyraźnie asymetryczne. Na zboczach doliny występują liczne formy osuwiskowe (Fischer, 1998), ale brak wyraźnych załamań profilu podłużnego doliny (spadek utrzymuje się w wąskim przedziale 2,6–2,8 ‰) pozwala przypuszczać, że omawiany odcinek doliny został oszczędzony przez najmłodszą aktywność tektoniczną.

Tab. 1. Parametry dna przełomowego odcinka doliny Skawy między ujściem Stryszówki a ujściem Jaszczurówki (por. ryc. 2)

Odcinek	Długość (m)	Orientacja	Szerokość (m)	Spadek (‰)
a	1750	SE-NW	1000–250	2,4
b	650	SSE-NNW	250–500	2,0
c	800	NNE-SSW	500–300	2,8
d	600	E-W	300–500	2,0
e	1150	SSW-NNE	500–250	2,4
f	900	NNE-SSW	250–400	2,7
g	550	ESE-WNN	400–1000	2,1

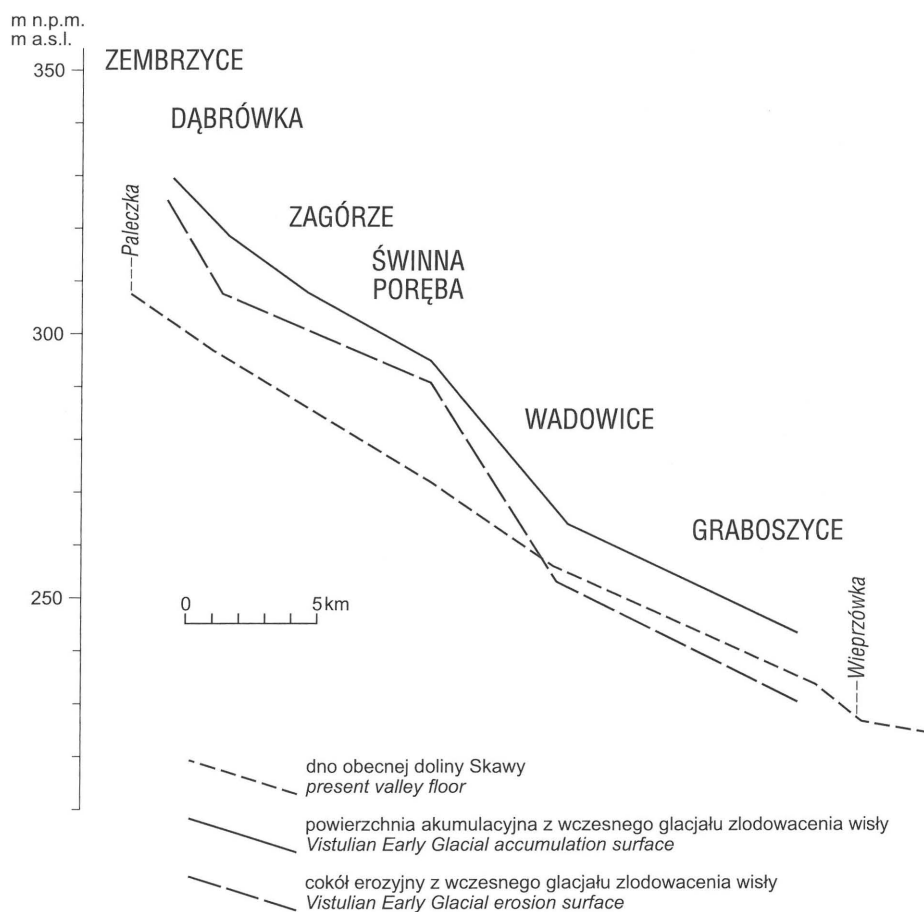
Tab. 2. Spadki kopalnych i współczesnych powierzchni doliny Skawy między Dąbrówką a Wadowicami

	Dąbrówka–Świnna Poręba	Świnna Poręba–Wadowice	Wadowice–Graboszyce
Cokół erozyjny z wczesnego glacjału zlodowacenia wisły	3,4‰	7,4‰	2,4‰
Powierzchnia akumulacyjna z wczesnego glacjału zlodowacenia wisły	3,7‰	5,7‰	2,3‰
Powierzchnia tarasu nadzalewowego	2,7‰	3,2‰	2,3‰
Dno obecnej doliny	2,6‰	2,7‰	2,3‰

Spadek doliny nie wykazuje też załamań w strefie nasunięcia jednostki śląskiej na jednostkę podśląską, a dalej na północ zmniejsza się stopniowo do 2,4–2,5 ‰. W ostatnich 1300–1400 m przed ujściem Wieprzówki wzrasta on jednak do około 4%. Tę ostatnią wyraźną zmianę spadku doliny Skawy można częściowo przypisać dynamice Wieprzówki, która w swym dolnym biegu ma spadek większy niż Skawa. Jest jednak prawdopodobne, że zmiana ta jest świadectwem najmłodszych czwartorzędowych ruchów tektonicznych, które zaznaczyły się w strefie nasunięcia jednostki podśląskiej.

Aluwia z okresu wczesnego glacjału zlodowacenia wisły

O wieku erozji nieco starszej od interwału późnoglacialno-holocenijskiego autor wnioskuje na podstawie wyników badań aluwii, znalezionych na zboczach doliny Skawy w Świnnej Porębie (Grzybowski & Śniadek, 1997) — w ostatnim beskidzkim odcinku doliny. Cokół erozyjny, na którym leżą te aluwia znajduje się 18,3 m nad Skawą, a strop tych aluwii 23 m nad Skawą. Obejmują one żwiry i piaski facji korytowej oraz piaski i mułki starorzeczca. Nad nimi leżą gliny z gruzem, koluwalne i soliflukcyjne (być



Ryc. 3. Profile kopalnych i współczesnych powierzchni doliny dolnej Skawy
Fig. 3. Longitudinal profiles of Late Quaternary and present surfaces occurring in the lower part of the Skawa river valley

noże również deluwialne). Na podstawie wyników badań palinologicznych (K. Bińka, informacja ustna 1997) wymienione osady facji korytowej zostały związane z wczesnym glaciałem zlodowacenia wisły, a osady starorzecza — z interstadią brörup. Do wczesnego glaciału zostały też przypisane gliny koluwalne; gliny soliflukcyjne reprezentują starszy i młodszy pleniglaciał. Na podstawie wyników badań przeprowadzonych w dorzeczu środkowej i dolnej Skawy (Grzybowski & Bińka, 1994, 1997) można natomiast przypuszczać, że główne rysy ukształtowania powierzchni tarasu nadzalewowego zostały utworzone podczas młodszego pleniglaciału. To znaczyłoby, że po interstadiu brörup i przed młodszym pleniglaciałem miała miejsce w dolinie Skawy bardzo intensywna erozja wgłębna. Ówczesne wcięcie erozyjne 26 m (Grzybowski & Śniadek, 1997) mogło być stymulowane przez ruchy tektoniczne — nieco późniejsze niż przełom interglaciału eemskiego i zlodowacenia wisły, z którym Zuchiewicz (1995) łączy drugi czwartorzędowy interwał nasilenia erozji wgłębnej w Karpatach. Być może w dolinie Skawy ruchy dźwigające i erozja wgłębna nasiliły się później niż na obszarach sąsiednich.

Przypisanie osadów starorzecza ze Świnnej Poręby interstadiowi brörup opiera się w znacznym stopniu na podobieństwie sekwencji pyłkowej tych osadów do diagramu pyłkowego ze stanowiska z Wadowic, opracowanego przez Sobolewską i in. (1964). Te dwa profile łączy też sytuacja litostratygraficzna: w jednym i drugim osady interstadiu brörup są przykryte przez utwory stokowe (taras wczesnoglacialny nie zaznacza się w obecnej powierzchni terenu). Różni je jednak bardzo wyraźnie sytuacja hipsometryczna (ryc. 3). W Wadowicach wczesnoglacialny cokół erozyjny znajduje się 2,5 m poniżej Skawy, a wczesnoglacialna powierzchnia akumulacyjna (strop osadów starorzecza z interstadiu brörup) — tylko 9,7 m nad Skawą. Między Świnną Porębą a Wadowicami średni spadek wczesnoglacialnego cokołu erozyjnego jest większy niż spadek wczesnoglacialnej powierzchni akumulacyjnej, a ten z kolei jest znacznie większy niż spadek powierzchni tarasu nadzalewowego i spadek współczesnego dna doliny (tab. 2). W odcinkach poprzednich spadki powierzchni wczesnoglacialnych są znacznie mniejsze, między Dąbrówką a Świnną Porębą tylko o około 1% większe od spadku współczesnego dna doliny, a poniżej Wadowic — identyczne z tym spadkiem. W Świnnej Porębie niewątpliwym efektem erozji wczesnoglacialnej towarzyszy bardzo łagodne załamanie profilu tarasu nadzalewowego i wyrównanie obecnego dna doliny. Prawdopodobnie również w innych, opisanych wyżej odcinkach doliny Ska-

wy, w których autor uznał za możliwe zatarcie efektów niezbyt dawnych ruchów tektonicznych i erozji (np. między ujściem Tarnawki a ujściem Stryszówki) procesy te miały przebieg podobny.

Przedzielenie profili osadów wczesnoglacialnych w Świnnej Porębie i w Wadowicach przez linię nasunięcia jednostki śląskiej na jednostkę podśląską pozwala też przypuszczać, że wczesnoglacialna i/lub nieco młodsza aktywność tektoniczna koncentrowała się w strefie czoła tego nasunięcia.

Literatura

- ALEKSANDROWSKI P. 1989 — Geologia strukturalna płaszczowiny magurskiej w rejonie Babiej Góry. Stud. Geol. Pol., 96: 1–140.
- FISCHER M. J. 1998 — Zagrożenie zbiornika Świnna Poręba osuwiskami. IX Konf. Sozologiczna, Kraków i Świnna Poręba, 1–2 października, 1998: 117–132.
- GRZYBOWSKI K. 1998 — Problemy morfostrukturalne doliny Skawy między Makowem Podhalańskim a Wadowicami (zachodnie Karpaty Zewnętrzne). IV Zjazd Geomorfologów Polskich, Ref. i Kom., Lublin: 41–46.
- GRZYBOWSKI K. & BIŃKA K. 1994 — Młodoplejstoceńskie i holoceńskie osady organiczne w Beskidzie Makowskim. Mat. Konf. Stratygrafia plejstocenu Polski, Bocheniec 17–18 listopada 1994: 16–17.
- GRZYBOWSKI K. & BIŃKA K. 1997 — New Data on the Late Pleistocene Deposits at Wadowice in the arpathian Foothills. Kwart. Geol., 41: 251–256.
- GRZYBOWSKI K. & ŚNIADEK J. 1997 — Osady młodoplejstoceńskie w przełomie Skawy przez Beskid Mały. Prz. Geol., 45: 625–628.
- JAKUBSKA O. 1987 — Związek między elementami strukturalnymi płaszczowiny magurskiej a morfologią górnej części dorzecza Skawy. Czas. Geogr., 58: 19–44.
- JAKUBSKA O. 1995 — Tectonic features of young structural relief of the Western Carpathians, South Poland. Folia Quatern., 66: 123–130.
- KSIAŹKIEWICZ M. 1951 — Objasnienia arkusza Wadowice. Państw. Inst. Geol.: 1–283.
- KSIAŹKIEWICZ M. 1953 — Mapa geologiczna arkusza Wadowice 1 : 50 000, Państw. Inst. Geol.
- KSIAŹKIEWICZ M. 1974 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski, 1 : 50 000 arkusz Sucha Beskidzka. Wyd. Geol.
- MĄDRY J. 1970 — Próba odtworzenia genezy przełomów Skawy poniżej Skawiec. Roczn. Nauk.-Dydakt. W.S.P. w Krakowie, Pr. Geogr., 40: 35–41.
- SOBOLEWSKA M., STARKEL L. & ŚRODOŃ A. 1964 — Młodoplejstoceńskie osady z florą kopalną w Wadowicach. Folia Quatern., 16: 1–64.
- STARKEL L. 1972 — Karpaty Zewnętrzne. [W:] Geomorfologia Polski, t.1. Warszawa: 52–115.
- ZUCHIEWICZ W. 1984 — Structural control of the Carpathian valleys. Geologia, AGH, 10: 5–54.
- ZUCHIEWICZ W. 1991 — On different approaches to neotectonics: a Polish Carpathians example. Episodes, 14: 116–124.
- ZUCHIEWICZ W. 1995 — Selected aspects of neotectonics of the Polish Carpathians. Folia Quatern., 66: 145–204.
- ZUCHIEWICZ W. 1998 — Zróżnicowane tempo erozji rzecznej w Polskich Karpatach Zewnętrznych jako wskaźnik młodych ruchów tektonicznych. III Ogólnopolska Konf. Neotektonika Polski, Streszczenia referatów i posterów: 73–75.
- ŻYTKO K. 1981 — Błoki i rozłamy skorupy ziemskiej. Kwart. Geol., 25: 428–429.