

Tektonika rowu górnej Nysy Kłodzkiej — sporne problemy — odpowiedź

Jerzy Don*, Jurand Wojewoda**



J. Don

J. Wojewoda

Ponieważ czytelnicy mogą osobiście zapoznać się z treścią publikowanej na łamach *Przeglądu Geologicznego* dyskusji, nie ponawiamy większości tych zarzutów (Don & Wojewoda, 2004a), które J. Badura i inni (2005) zupełnie pominęli w swo-

jej odpowiedzi. Komentujemy tylko te uwagi, które wnoszą do tematu cokolwiek nowego. Zajmujemy również stanowisko wobec kolejnych, nowatorskich poglądów J. Badury i innych (2005) na temat szeroko pojętej geologii rowu górnej Nysy Kłodzkiej. Po uznaniu morfologicznego obniżenia Kamiennej za strukturę rowową, logiczną konsekwencją dalszego rozumowania naszych Adwersarzy było nie tylko odwrócenie profilu litostratygraficznego osadów kredy ziemni kłodzkiej, ale również odwrócenie architektury struktur fałdowych Idzikowa, Długopola i Bystrzycy Kłodzkiej (Badura i in., 2005).

We wstępie chcemy podkreślić, że za naukowe uznajemy takie tezy, które uwzględniają wszystkie dostępne oraz weryfikowalne fakty. Jeżeli tak nie jest, wtedy głoszone opinie nie mogą stanowić nawet przesłanek do jakichkolwiek dalszych wnioskowań. Uważamy, że to do twórców nowych tez należy przeprowadzenie rzetelnego dowodu i ewentualne odrzucenie wcześniejszych, a nie odwrotnie. W zakresie geologii regionalnej wymaga to zwykle prowadzenia rzetelnych i często długotrwałych prac terenowych. Zatem o ile wykonanie trzech krótkich profili sondaży elektrooporowych i kilku wycieczek terenowych można przy dobrej woli uznać za wstęp do dalszych działań, to ich rezultat nie może być jednoznacznie interpretowany, a już na pewno nie *burzy naszego spokoju*. Zdanie Autorów cytowanego wyżej artykułu (Badura i in., 2005), że *nie chcemy brać udziału w dyskusji, tworzyć nowych hipotez, czy wręcz wykazujemy opór przed próbą prowadzenia dalszych badań w regionie* — pozostawiamy bez komentarza.

Problemy terminologiczne

Takie pojęcia strukturalne, jak synklina, antyklina, brachysynklina, czy brachyantyklina, są terminami opisowymi i odwzorowują rzeczywistą architekturę kompleksu skalnego o ustalonym następstwie stratygraficznym. Powoływanie się w tym przypadku na jakiegokolwiek inne intencje nie jest uzasadnione.

Dość oczywisty jest fakt, że dokumentując tylko jedno ze skrzydeł struktury synklijalnej — dotyczy to też wschodniego skrzydła brachysynkliny Idzikowa — zawsze uzyskamy obraz, który dla kogoś o dużej wyobraźni przestrzennej i niezorientowanego w obecności drugiego skrzydła, może rzeczywiście kojarzyć się z monokliną,

choć przypomnijmy, że poprawnym znaczeniem angielskiego terminu *monocline* jest akurat fleksura.

Do problemów terminologicznych zaliczamy również nieuzasadnione stosowanie skrótów nazw regionalnych jednostek geologicznych wyprowadzonych z własnych terminów anglojęzycznych, np. UNKG. Ponieważ my adresujemy nasz artykuł przede wszystkim do polskich czytelników, uważamy, że najbardziej trafny jest skrót nazwy polskiej — RGNK i dlatego będziemy go dalej używać.

Problemy metodologiczne i formalne

Próbowanie różnych metod rozwiązania problemów badawczych jest właściwe i celowe. Należy jednak odróżniać zbieranie przesłanek od dowodzenia. Każda z dyscyplin naukowych, w tym również geologia, dopracowała się metod opisu zjawisk i ich interpretacji. O ile podstawą opisu jest stosowanie powszechnie uzgodnionych i zaakceptowanych kodów znaczeniowych, o tyle podstawą interpretacji są prawa logiki i konsekwencje ich stosowania. Nieprzestrzeganie tych zasad wprowadza niepotrzebny zamęt i zabiera cenny czas środowisku naukowemu.

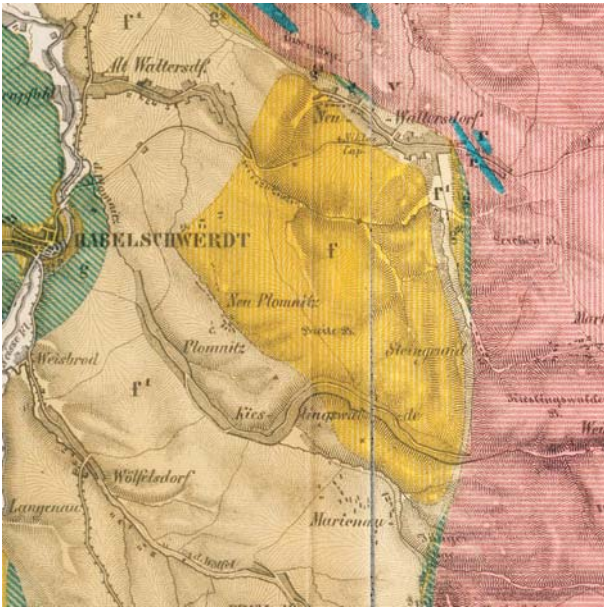
Nasza krytyka dotyczyła przede wszystkim tego, że w pracach Badury i innych (2002, 2003) zostały przedstawione materiały robocze, wieloznaczne i zbyt powierzchownie opracowane, podczas gdy Autorzy nadali im rangę udowodnionych tez, które w środowisku naukowym mogły zostać potraktowane jako przesłanki do dalszych wnioskowań. W dyskusji, zamiast załączyć materiały, które by skutecznie usunęły liczne, wskazane przez nas usterki, ponownie zamieszczają te same rysunki. Załączone tym razem fotografie w najmniejszym stopniu nie dokumentują kolejnych, nowych tez Autorów.

J. Badura i inni (2005) twierdzą, że w swoich artykułach *udowodnili istnienie uskoku*. Naszym zdaniem, stosując wybraną metodę geofizyczną i charakterystyczny dla siebie sposób interpretacji wyników pomiarowych, uzyskali jedynie przesłankę, że w podłożu występują strefy nieciągłości przewodnictwa elektrycznego. Uskok jest cechą strukturalną ośrodka skalnego. Jego udokumentowanie wymaga stwierdzenia konkretnych nieciągłości w obrazie kartograficznym lub też wskazania jego powierzchni z cechami (np. zniszczeniami) przypisywanymi uskocom. Co więcej, warunkiem nazwania jakiegokolwiek nieciągłości uskokiem jest udowodnienie przemieszczenia wzdłuż takiej powierzchni. Na przykład, na rzekomym uskoku ograniczającym tzw. *row Kamiennej* od zachodu, „*cenomańskie*” zlepińce musiałyby być podniesione ok. 500 m! Tymczasem, wzdłuż linii, gdzie miałyby się ów uskoku znajdować, na jego przedłużeniu ku północy, jak i ku południowi, brakuje jakiegokolwiek oznak przemieszczeń, a tym bardziej oznak inwersji.

J. Badura i inni (2005) wielokrotnie nazywają obniżenie morfologiczne w rejonie Kamiennej rowem tektonicznym. Samo obniżenie dokumentują mapą zagęszczonych poziomic. Uważamy, że stosując wybraną metodę geometrycznego odwzorowania powierzchni terenu wykazują jedynie to, co i tak jest od dawna dobrze znane, czyli po prostu obniżenie terenu. Row tektoniczny jest zdefinio-

*ul. Mikulskiego 41/2, 52-420 Wrocław

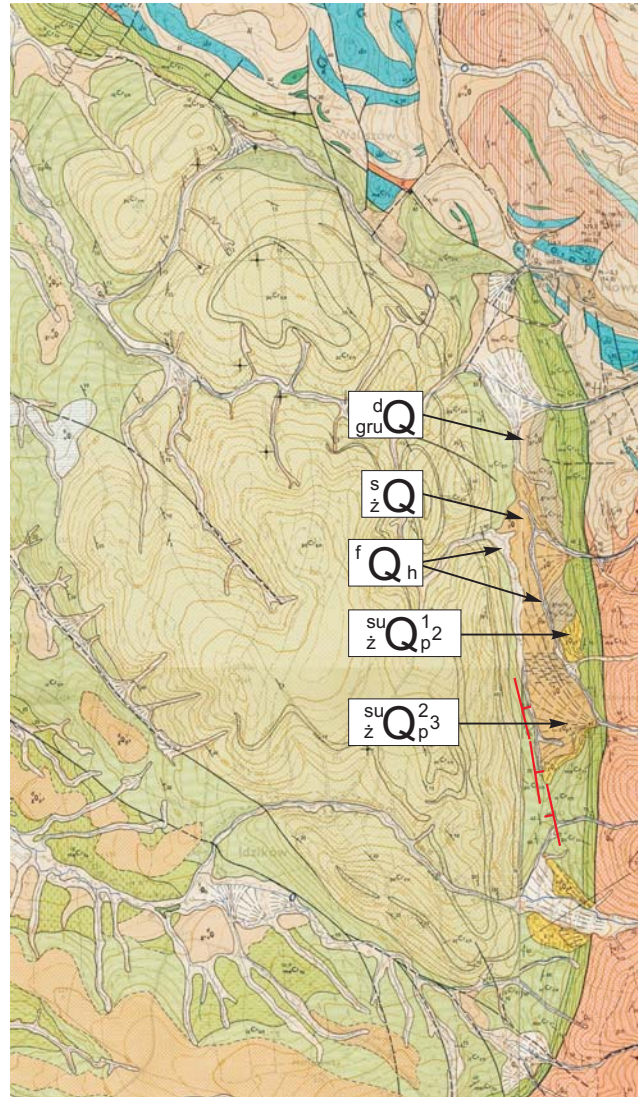
**Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, pl. M. Borna 9, 50-205 Wrocław



Ryc. 1. NE część RGNK między Nowym Waliszewem a Idzikowem w odwzorowaniu Beyricha (1849). Na północ od Kamiennej zaznaczone aluwia (f1), rozcinające wyraźnie piaskowce i zlepieńce z Idzikowa (f, senon) oraz utwory starsze (g)

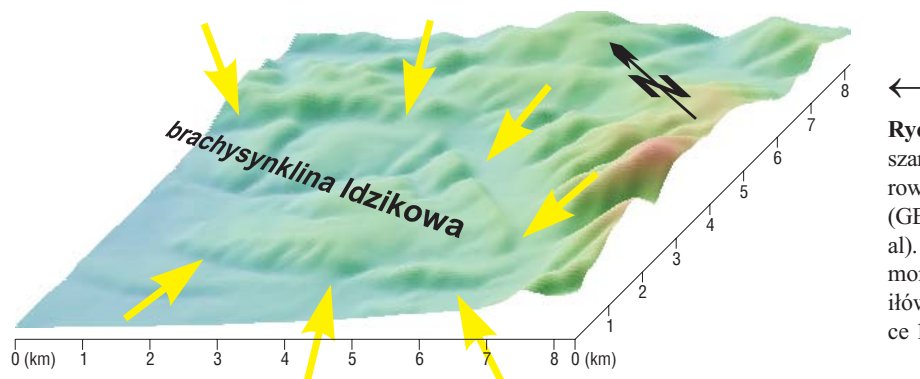


Ryc. 2. NE część RGNK w odwzorowaniu Leppli (1900). Na północ od Kamiennej zaznaczone aluwia (at i as). Wyraźnie zaznacza się struktura brachysynkliny Idzikowa (powierzchnie uławicenia piaskowców i zlepieńców z Idzikowa (ks, emszeru) oraz starszych (kt) zapadają ku centrum struktury



Ryc. 3. NE część RGNK między Nowym Waliszewem i Idzikowem w odwzorowaniu kartograficznym Cwojdzkiego (1981) i Wrońskiego (1981). W rejonie na północ od Kamiennej zaznaczone aluwia (f/Q/h, s/Q/ż, s/ż/Q/2/p3, su/ż/Q/1-3/p3, d/gru/Q oraz gru/ic). Wyraźnie zaznacza się struktura brachysynkliny Idzikowa (powierzchnie uławicenia piaskowców w obrębie piaskowców i zlepieńców z Idzikowa (PC/Cr/cn, koniak) oraz starszych (kt) zapadają ku centrum struktury, gdzie warstwy zalegają poziomo. Wyjątek stanowią 2 wątpliwe pomiary zaznaczone na zachodnich krańcach Kamiennej — ok. 80/70 i 70/70. Pozostałe pomiary w Kamiennej konsekwentnie pokazują strome upady ku zachodowi. Jeżeli uzna się wszystkie zaznaczone na mapie pomiary za prawdziwe, wtedy rzeczywiście nasuwa się wniosek, że warstwy zapadają przeciwnie (70–80/70 i 270/65) w odległości ok. 45 m od siebie!

waną strukturą tektoniczną i aby wykazać jej obecność, trzeba wskazać jego granice (uskoki ramowe) oraz udowodnić istniejący na nich zrzut. Ani w krytykowanych wcześniej pracach, ani w dyskusji nie przeprowadzono jakiegokolwiek dowodu strukturalnego. Przytaczane w kontekście dowodu zjawiska geomorfologiczne (zawieszane doliny, czy powszechne na tym obszarze bystrza) mogą jedynie stanowić przesłanki o obniżeniu lokalnej bazy erozyjnej. Natomiast o tym, że obniżenie morfologiczne w okolicach Kamiennej jest (i było) czynną doliną rzeczną, świadczą m.in. osady aluwialne, które w tym miejscu zaznaczyli wszyscy autorzy dotychczasowych map geologicznych (por. ryc. 1, 2 i 3).



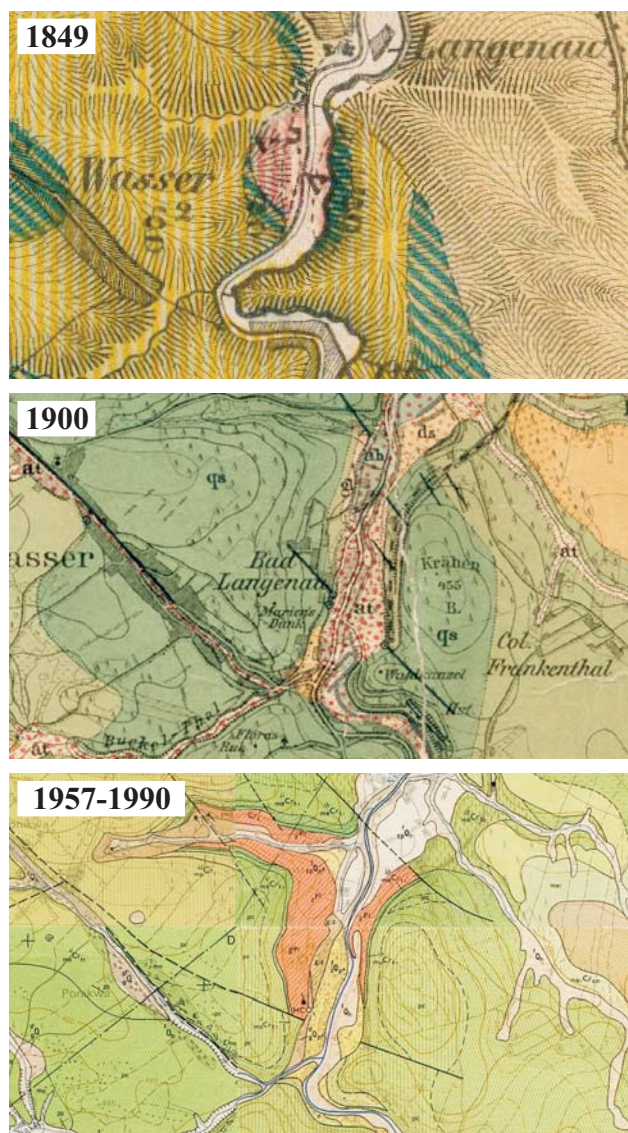
Ryc. 4. Odzworowanie topografii obszaru brachysynkliny Idzikowa na radarowym zdjęciu satelitarnym 0,5° x 0,5° (GEOSYS DATA, 97 MONA Pro Visual). Strzałkami zaznaczono obniżenia morfologiczne w miejscu wychodni ilów z Idzikowa. Błąd pomiaru w siatce 100 x 100 m wynosi ok. 1 m

Antyklinalna natura struktur fałdowych Długopola i Bystrzycy Kłodzkiej jest raczej oczywista i udokumentowana zarówno licznymi otworami, jak i niezależnymi opracowaniami kartograficznymi (Leppla, 1900; Komuda & Don, 1964; Wroński, 1983). Dlatego twierdzenie Badury i innych (2005), że *trudności w przedstawieniu tektonicznej sytuacji w obrębie całego rowu górnej Nysy Kłodzkiej można odczytać nie tylko z prac Adwersarzy (tzn. Dona i Wojewody), ale także z publikowanych map geologicznych, na których linie przekrojów geologicznych omijają trudne do interpretacji miejsca, jak na przykład na arkuszach Bystrzyca Kłodzka i Stronie Śląskie, gdzie występują wychodnie piaskowców i zlepieńców idzikowskich (Wroński, 1983; Cwojdzński 1983), brzmi nieco kuriozalnie!* Tym bardziej, że w krytykowanych artykułach sami nie zamieścili ani jednego przekroju geologicznego wzdłuż wspomnianych wcześniej trzech profili elektrooporowych. Warto dodać, że niezależnie od cytowanych wyżej map, liczne i systematycznie usytuowane poprzecznie do struktur tektonicznych przekroje geologiczne można znaleźć w publikacjach Donów (1960), a zwłaszcza Radwańskiego (1975).

Badura i inni (2005) twierdzą, że: *zlepieńce idzikowskie reprezentują cenomańskie osady transgresywne i są nasunięte na ily turonu, tworząc kolejną strefę tektoniczną, równoległą do fleksury wschodniej.* Nie wspominają natomiast o tym, że na południe od Idzikowa, wychodnie tych zlepieńców skręcają stopniowo i w sposób ciągły ku NW, gdzie na południowo-zachodnim skrzydle omawianej struktury fałdowej zapadają ku NE pod kątem do 35°, dokumentując tym samym jej brachysynklinálną budowę (Leppla, 1900; Don & Don, 1960; Wroński, 1983). Podobny skręt pasa wychodni zlepieńców z Idzikowa ku NW obserwuje się w okolicy Nowego Waliszowa na północno-wschodnim skrzydle brachysynkliny Idzikowa. Na obu tych skrzydłach tzw. ily środkowego koniakku zapadają pod serię piaskowców i zlepieńców z Idzikowa. Po obydwu stronach wychodniom „iłów” towarzyszą obniżenia morfologiczne. Te ostatnie zresztą, otaczają Wysoczyznę Idzikowską ze wszystkich stron (ryc. 4).

Pragniemy raz jeszcze podkreślić, że metody morfometryczne uważamy za bardzo przydatne do wnioskowań neotektonicznych. Sami się często do nich odwołujemy w naszych pracach kartograficznych i badaniach strukturalnych. Tym bardziej dostrzegamy nadmierną ufność geodetów i geomorfologów w to, że formy powierzchniowe są wyłącznie prostą implikacją zachowań dynamicznych w podłożu.

Dziwi nas następujący cytat z dyskusji J. Badury i innych (2005): *Prace naszych poprzedników, poczynając od XIX w. nie mogą mieć wpływu na dokonane przez nas odkrycia tektoniczne. Z kolejnej wypowiedzi wynika, że J. Badura i inni (2005) są: zaskoczeni, że geolodzy tak*



Ryc. 5. Odzworowanie budowy geologicznej okolic Długopola Zdroju na mapach Beyricha (1849), Leppli (1900) oraz na arkuszach *Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów* (Fistek i Gierwielaniec, 1957; Kozdrój, 1990; Walczak-Augustyniak & Wroński, 1981; Wroński, 1981)

świetnie znający teren oraz literaturę nie zorientowali się, że kwestionowane przez nich odślonięcie oraz uskoki były już znane Leppli (1900). Na jego mapie w tym miejscu zaznaczony jest uskoki pewny.... Praca Leppli (1900) nie była wcześniej przez nich cytowana w krytykowanych artykułach. Na rycinie 5 przedstawiamy m.in. przywołany fragment mapy Leppli. Nadal jednak nie wiemy, gdzie

zostały dokonane odkrycia (pomiar) opisane w krytykowanych pracach. W celu lepszego zrozumienia kontekstu załączamy również najstarsze odwzorowanie kartograficzne tego terenu, wykonane przez Beyricha (1849), oraz najbardziej aktualne, dostępne na arkuszach *Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów w skali 1 : 25 000* (Fistek i Gierwielaniec, 1957; Wroński, 1981; Walczak-Augustyniak & Wroński, 1981; Kozdrój, 1990). Artykuły Badury i innych (2004, 2005) nie wniosły dodatkowych informacji, a przecież wystarczyłoby zamieścić prosty szkic lokalizacyjny tajemniczego miejsca.

Równie tajemniczy jest sposób powoływania się J. Badury i innych (2005) na wybrane pozycje literatury. Na przykład w 3 cytowanych pracach: Batik i inni (1996), Grygar & Jelonek (2003) oraz Kozdrój & Cymerman (2003), w których prezentowane są różne, możliwe przyczyny powstania RGNK, w żaden sposób nie zostały zakwestionowane dotychczasowe modele strukturalne i stratygraficzne samego RGNK, co przecież łatwo sprawdzić.

Obydwoj postrzegamy aktualny stan wiedzy o RGNK jako efekt ewolucji poglądów przez ponad 150 lat. Niemal zawsze zmiany tych poglądów wynikały z nowych, pojawiających się faktów i były uzasadniane rzetelną procedurą dowodzenia.

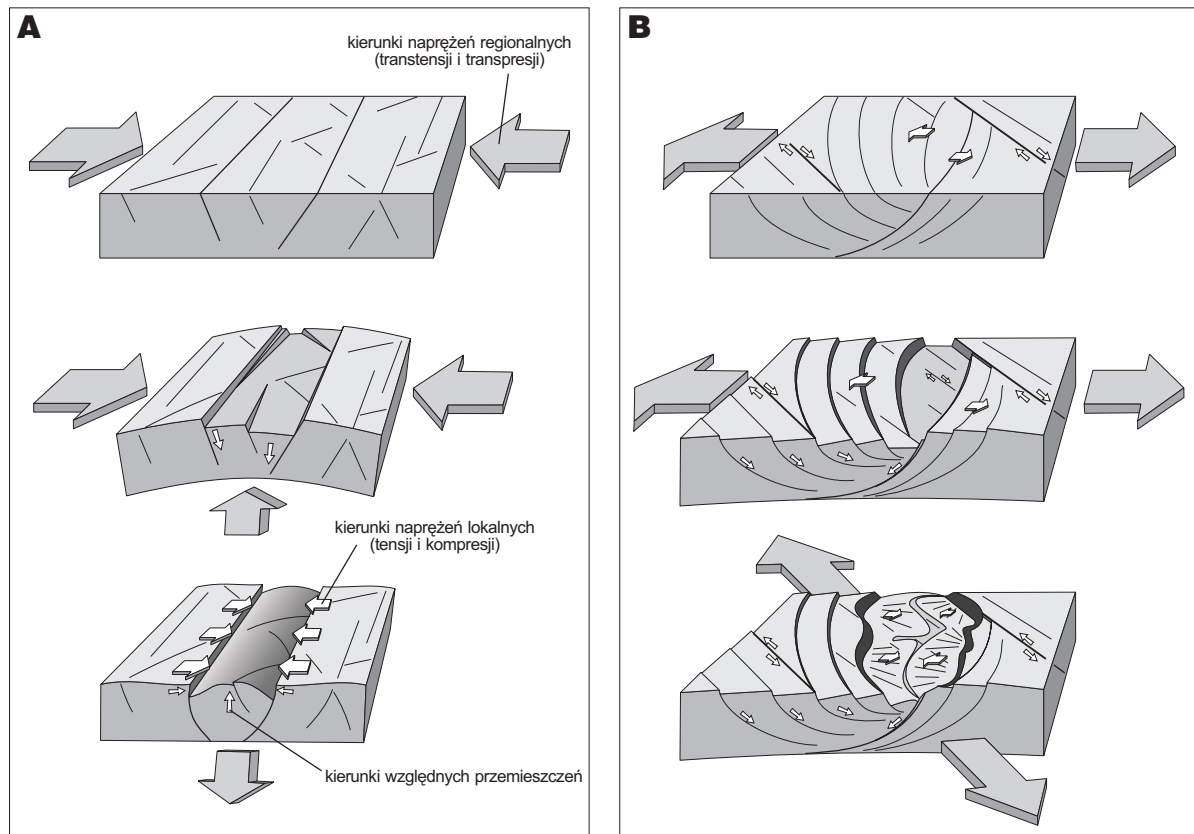
Struktura rowu górnej Nisy Kłodzkiej

Powołanie się przez J. Badurę i innych (2005) na schematyczny przekrój z pracy Wojewody (1997) — *nota bene* przeoczone w krytykowanych przez nas artykułach — w innym, niż by to wymagało, kontekście świadczy o niezrozumieniu przedstawionego tam mechanizmu rozwoju RGNK. W modelu tym rotacji, a bardziej poprawnie, rotacji i związanemu z nią wypiętrzeniu oraz wstęcznemu ugię-

ciu typu *roll-over* ulegają zespoły skalne w skali całego rowu. Prowadzi to do powstania sprzężonych ze sobą form synklijalnych lub rowów niższego rzędu przy brzegach i wypiętrzonych kopuł w centralnej części RGNK. Taki sposób odkształcenia wnętrza rowów, zwłaszcza rowów asymetrycznych, które powstają w wyniku tensji i prostego ścinania, jest powszechnie spotykany i doskonale wyjaśniony (Naylor i in., 1986; White i in., 1986; Bradshaw i in., 1988; Ellis & McClay, 1988; Xiao & Suppe, 1989 i 1992; McClay & Scott, 1991; Thomas & Coward, 1996; Mauduit i in., 1997; Steward & Agent, 2000; Imber i in., 2003).

Inny model rozwoju RGNK wielokrotnie przedstawiał Don (1960, 1996 i 2003). Różnica między naszymi modelami polega na przyjętym, regionalnym mechanizmie sprawczym (ryc. 6). W przypadku modelu *roll-over* jest to powszechne rozciąganie (transjensja), podczas gdy w modelu Dona (ryc. 6A) row jest drugorzędą strukturą tensyjną w stropie kopuły (antyklinalnie wygiętej płyty litosferycznej), powstałej w warunkach osiowego ściskania (transpresji). Trzeba podkreślić, że obydwie te modele opierają się na tym samym zespole faktów kartograficznych i strukturalnych, co więcej, w obydwu przypadkach wczesne fazy rozwoju rowu są podobne — prosty row grawitacyjny. W obydwu modelach typowe dla fazy prostego rowu jest poddarcie warstw starszych od koniak i synsedymacyjna subsydencja rowu przy wschodnim uskoku ramowym w koniak i santonie.

W odniesieniu do wschodniej granicy RGNK podobny mechanizm zaproponował również Jerzykiewicz (1970, 1971). To właśnie zrzut i rotacja zachodniego skrzydła miały powodować w koniak i santonie przywiązanie strefy o największym tempie subsydencji do wschodniego uskoku brzeżnego RGNK. Autor ten jednak nie wskazał na



Ryc. 6. Modele powstania i rozwoju rowu górnej Nisy Kłodzkiej według Dona (A) i Wojewody (B)

typowe dla struktur *roll-over* ugięcie przy uskoku, lecz liniowo „wznosił” podłoże basenu w kierunku zachodnim, jak również przypisał zachowaniu się podłoża basenu wpływ na batymetrię (nie uwzględniając zjawiska akomodacji). Ponad 50 lat przed nim podobnie uważał Scupin (1910).

Odmiennego zdania był cytowany wcześniej Leppla (1900), który właśnie na przykładzie utworów kredy w RGNK wykazał, że subsydencja w rowie nie pociągała za sobą żadnych zmian facjalnych, i którego zatem można uznać za odkrywcę zjawiska akomodacji basenowej (to podręcznikowe pojęcie nie było znane w jego czasach). Dyskusję nad tezami Leppli (1900), jak również Struma (1901) przeprowadził Rode (1934). Chyba jednak warto, żeby J. Badura i pozostali Autorzy krytykowanych przez nas prac (2002, 2003 i 2005) zapoznali się z tymi historycznymi pracami przed dalszym podejmowaniem prób badań naukowych w tym rejonie...

Model przedstawiony przez Wojewodę (1997) dotyczy zarówno etapu koniacko-santońskiego rozwoju rowu, jak i najmłodszej, neogeńskiej aktywności tego obszaru (ryc. 6B). Główną dyslokacją ramową rowu jest wschodni uskoc brzeżny, który, jak wynika z zestawienia map geologicznych ścięcia na różnych poziomach (Kotański i in., 1997), może sięgać do głębokości ponad 5000 m, i którego powierzchnia zapada w kierunku zachodnim. Z rotacji skrzydła zachodniego można wnioskować, że jest to głęboki rozłam listryczny.

Według Wojewody, o tym, że elewacje tektoniczne w rejonie Bystrzycy Kłodzkiej i Długopola są zjawiskiem bardzo młodym, a w zasadzie współczesnym, świadczy dolina Nysy Kłodzkiej. Jej lokalizacja w osi rowu wskazuje miejsce o największej inicjalnej subsydencji RGNK w neogeńskim etapie rozwoju sieci rzecznej. Jednocześnie, antecendentne przełomy przez kopuły Długopola i Bystrzycy Kłodzkiej powstały już po uformowaniu się tej sieci, czyli stosunkowo niedawno (Wojewoda, 2004 a i b).

Według Dona, założenia sieci hydrograficznej obszaru RGNK i przyległego Masywu Śnieżnika mogą być starsze (miocen?), o czym między innymi może świadczyć ostatnie datowanie bazaltów z Łądką Zdroju na $5,46 \pm 0,23$ mln lat (Birkenmajer i in., 2004). Bazalty te przykrywają żwiry Białej Łądeckiej, dotychczas uważane za pliocenско-plejstocenские.

Wiek rowu górnej Nysy Kłodzkiej

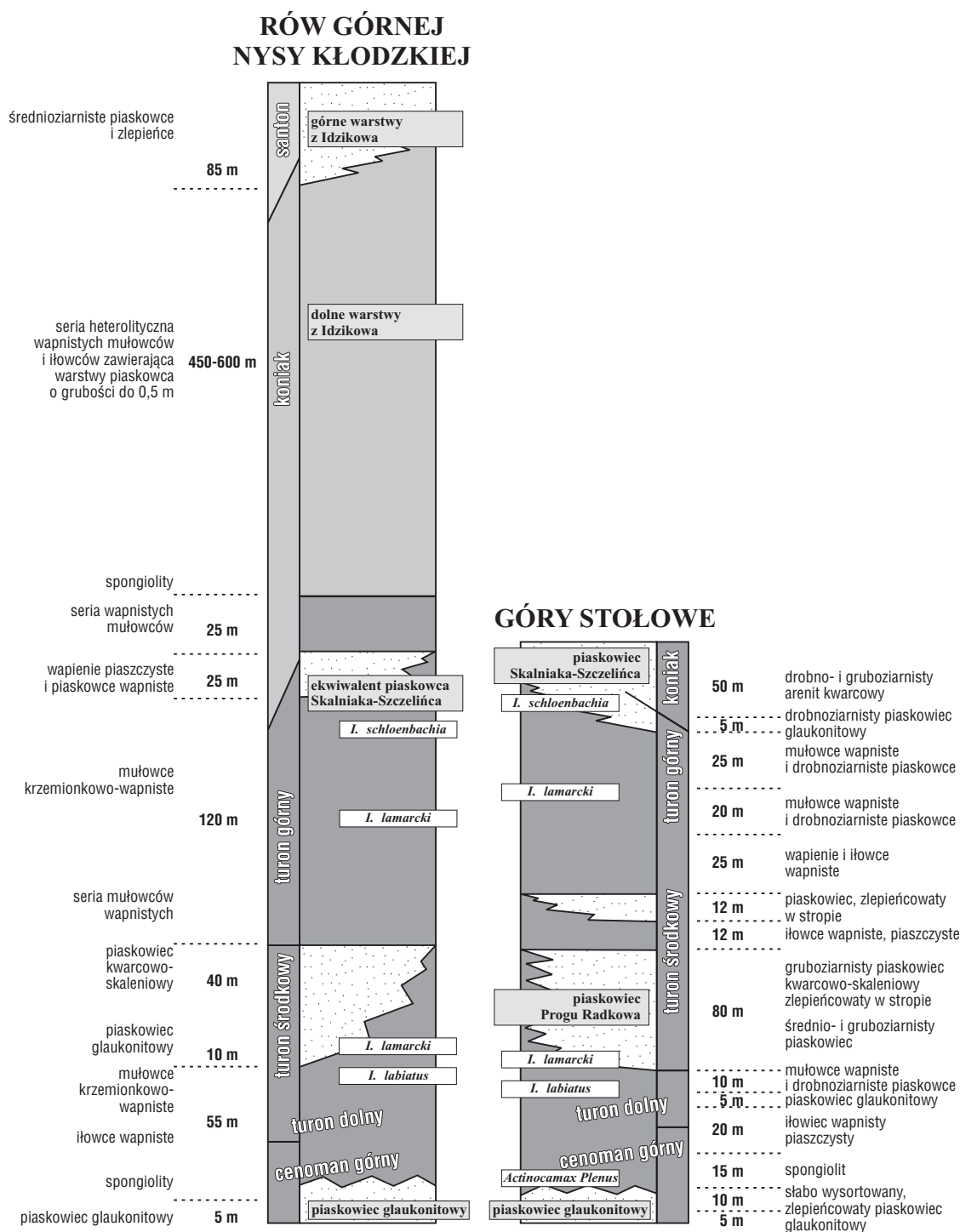
Zagadnienia wieku RGNK nie można ograniczyć wyłącznie do obszaru samego rowu. Aby uznać za zasadną przedstawioną dalej argumentację, zresztą wielokrotnie przytaczaną w różnych publikacjach, trzeba odwołać się do stratygrafii i sedimentologii kredy w Sudetach.

Profile litostratygraficzne kredy w Sudetach, konstruowane na podstawie rozpoznania kartograficznego i powiększającej się z czasem kolekcji paleontologicznej, publikowane są począwszy od połowy XIX wieku (Geinitz, 1843; Pachucki, 1959; Radwańska, 1960a, 1960b; Teisseyre, 1975). Do najnowszych opracowań z zakresu stratygrafii należą datowania mikropaleontologiczne (Kędzierski, 2002) oraz wyniki prac sedimentologicznych (Wojewoda, 1997 i 2004c; Wojewoda i in., 1997). W ostatnich 3 cytowanych pracach prezentowane są również wnioski dotyczące paleogeografii kredy, a wnioskowanie w każdym przypadku nawiązuje do ponadregionalnych prac paleogeograficznych.

Porównując sąsiadujące ze sobą prowincje — nieckę śródsudecką, zapadlisko Kudowy oraz RGNK — widzimy, że schematy litostratygraficzne, począwszy od poziomu *Actinocamax plenus* (górnny cenoman) do poziomu *Inoceramus lamarcki* (środkowy turon), są niemal identyczne, zarówno co do miąższości, jak i litologii (ryc. 7). Regionalne różnicowanie wynika z litologii podłoża, na którym w późnym cenomanie rozpoczynała się sedimentacja i zależy od materiału, jaki był dostarczany z różnych kierunków w turonie. Niemal wszędzie ten segment profilu rozpoczyna poziom piaskowca glaukonitowego (tzw. dolny piaskowiec ciosowy, nazwa wprowadzona jednocześnie przez wielu badaczy w latach 30. XIX wieku i tradycyjnie przyjęta dla całego obszaru kredy saksońskiej) o miąższości od kilku do ok. 20 m. Niemal wszędzie piaskowiec glaukonitowy zawiera faunę morską i inwentarz struktur sedimentacyjnych, typowy dla stref sublitoralnej i litoralnej. Cechą wyróżniającą piaskowiec jest duża zawartość glaukonitu i to niezależnie od miejsca, gdzie występuje (Gierwielaniec & Turnau-Morawska, 1965). Lokalnie, na obszarze zapadliska Kudowy, i to tylko na jego NE obrzeżeniu, piaskowiec glaukonitowy jest bardzo wapnisty i zlepieńcowaty w spągu (Michael, 1893; Gierwielaniec, 1965). Podobnie jednolite są młodsze utwory w tym segmencie profilu (Wojewoda, 1997).

Radykalne różnicowanie, zarówno litologii, jak i miąższości, dotyczy utworów od najwyższego turonu po santon (ryc. 7; Kędzierski, 2002; Don, 1996; Wojewoda, 1997). Na zachód od osi dzisiejszego RGNK w dolnej części profilu występują mułowce wapniste, tzw. margle plenerskie, osady zewnętrznego szelfu, a wyżej piaskowce kwarcowe, tzw. piaskowce Szczelińca-Skalniaka, osady wewnętrznego szelfu i tarasów akumulacyjnych (Wojewoda, 1986, 2003; Wojewoda & Jerzykiewicz, 1986), których łączna miąższość nie przekracza 250 m (Wojewoda, 1997). Na wschód od osi rowu ta część profilu ma znacznie większą miąższość (kilkaset metrów) i zupełnie inną litologię. Profil rozpoczyna się serią osadów marglisto-piaszczystych o bardzo dużej zawartości związków żelaza (tzw. poziom margli syderytowych), a kończy naprzemianległymi piaskowcami i zlepieńcami (tzw. piaskowce i zlepieńce z Idzikowa). Te ostatnie nazwy wprowadził do literatury Beyrich (1849).

Niemal identyczne schematy litostratygraficzne od górnego cenomanu po środkowy turon dowodzą, że całe Sudety Środkowe tworzyły w tym okresie jednolity obszar sedimentacji (basen sedimentacyjny), którego brzegi z całą pewnością istotnie wykraczały poza zasięg dzisiejszych wychodni kredy (por. Rode, 1934; Schwarzbach, 1934). Poza ewidentnym wpływem lokalnego podłoża na skład dolnego piaskowca ciosowego, nigdzie na tym obszarze nie zachowały się starsze od koniacku osady litoralne, które wskazywałyby na bliskość brzegu. Pierwszym objawem bliskości brzegu była lokalna dostawa dużej ilości związków żelaza do basenu — prawdopodobnie z obszaru dzisiejszych Krowiarek, a dokładniej z ich południowo-zachodniej strefy, zwanej Górąmi Żelaznymi. O bezpośrednim sąsiedztwie z brzegiem basenu świadczą osady plażowe i rzeczno-plażowe, młodsze od górnego koniacku. Zatem o powstaniu rowu tektonicznego w kredzie może świadczyć tylko wzrost akomodacji basenowej z końcem koniacku, udokumentowany wzrostem miąższości osadów basenowych, oraz typowe facje przykrawędziowe, udokumentowane wyłącznie przy dzisiejszej NE granicy



Ryc. 7. Zestawienie generalizowanych profili litostratygraficznych dla obszarów rowu górnej Nysy Kłodzkiej i Gór Stołowych (według Wojewody, 1997 — zmienione)

RGNK. Co więcej, oznacza to, że granice rowu tektonicznego, który rozpoczął swój rozwój w koniak, pokrywają się z dzisiejszymi granicami złożonej struktury tektonicznej, którą określamy nazwą RGNK.

Trudno stwierdzić na podstawie znanych obecnie faktów, kiedy i jak zakończył się kredowy etap rozwoju RGNK. Najprawdopodobniej jednak, struktura ta została całkowicie wypełniona osadami w santonie i nie odgrywała istotniejszej roli aż do schyłku pliocenu. Wtedy dopiero rozpoczęło się tworzenie sudeckiej sieci hydrograficznej, z Pransą Kłodzką i jej dopływami. Niewątpliwie jednak, mamy do czynienia z reaktywowaną, starszą struk-

turą tektoniczną, która obecnie znajduje się w bardzo aktywnej fazie rozwoju. Świadczy o tym między innymi zachowanie się lokalnego systemu rzeczno, o czym wspomniano już wcześniej (Wojewoda, 2004a, 2004b).

Powyższy wywód jednoznacznie wskazuje, że przed koniakiem na obszarze dzisiejszego RGNK nie istniała odrębna i znacząca strefa tektoniczno-sedymentacyjna morza kredowego w Sudetach! Tym samym terminu rów RGNK (czy też UNKG *sensu* Badura i in., 2002, 2003 i 2005) nie można w żadnym znaczeniu odnosić do tamtego okresu.

Również zupełnie niejasny jest wątek jakoby koniecznego występowania *powierzchni erozyjnej między utworami*

mi turonu i koniaku na obszarze RGNK (Badura i in., 2005). Powierzchnia taka mogłaby powstać jedynie w sytuacji, gdyby na przełomie cenomanu i turonu doszło do inwersji basenu, a nic o tym nie świadczy. W warunkach basenowych powstanie lokalnej strefy wzmoczonej subsydencji przejawia się wyłącznie zmianą facji lub potencjału akomodacyjnego. Oczywiście sformułowanie tezy, że utwory cenomańsko-turońskie na obszarze RGNK mają *silnie zredukowaną miąższość* (Badura i in., 2005) siłą rzeczy pociąga konieczność wprowadzenia takiej regionalnej powierzchni erozyjnej. Ale jest to kolejna teza, która, aby miała walor naukowy, poza tym, że została w odważny sposób sformułowana, musi być jeszcze udowodniona...

Wiek zlepieńców z Idzikowa

Kolejny, niezwykle intrygujący pogląd, wyrażony przez J. Badurę i innych (2005), dotyczy wieku i pozycji tektonicznej zlepieńców z Idzikowa. Zawiera się on w następującym cytacie: *Zlepieńce idzikowskie reprezentują cenomańskie osady transgresyjne i są one nasunięte na ily turonu, tworząc kolejną strefę tektoniczną równoległą do fleksury wschodniej...* Teza taka jest równie nowatorska, co odważna! Trzeba przecież to jakoś udowodnić. Po pierwsze, trzeba zakwestionować dotychczasowe oznaczenia wiekowe zlepieńców. Po drugie, trzeba metodami strukturalnymi dowieść, że zostały nasunięte. Ponadto, sformułowany pogląd powinien być w zgodzie z powszechnie przyjętymi wyobrażeniami o realiach paleogeograficznych w czasie transgresji w cenomanie. Powinien również zostać wyjaśniony mechanizm oraz wskazany moment powstania tak spektakularnej struktury.

„Dowód stratygraficzny”, polegający na przytoczeniu pracy Radwańskiego (1961), to kompletne nieporozumienie, gdyż to właśnie ten autor uznał zespół osadów klasycznych w rejonie Idzikowa za najmłodsze ogniwo litostratygraficzne górnej kredy ziemi kłodzkiej. „Dowód strukturalny”, czyli powoływanie się na rzekomo *podobną interpretację* na rycinie z pracy Grocholskiej i Grocholskiego (1958), dotyczącej całkowicie odmiennej dyslokacji w rejonie Krosnowic-Gorzanowa, jest zupełnie nietrafiony. Reasumując, przedstawienie takich tez wymaga wielowątkowego dowodu i zastosowania różnych metod dowodzenia. Czy zostało to wykonane — odsyłamy do źródła (Badura i in., 2005). Pomimo tego uważamy, że warto ten wątek rozwinąć, chociaż w ramach takiego artykułu jak ten, możemy, z konieczności, przedstawić jedynie najważniejsze dotychczasowe tezy i fakty.

Piaskowce i zlepieńce z Idzikowa, od chwili, kiedy zostały odkryte, a ich zasięg kartograficznie udokumentowany, uznane zostały za najwyższe ogniwo utworów kredowych na obszarze RGNK (ryc. 1; Beyrich, 1849a; Beyrich i in., 1849). Jako jedyne zostały one przez Beyricha zaliczone do senonu, podczas gdy pozostałe utwory kredy zaliczył on łącznie do cenomanu. Trzeba podkreślić, że był on znawcą tzw. kredy saksońskiej. Świadczy o tym chociażby dyskusja porównawcza, którą przeprowadził w innej swojej pracy (Beyrich, 1949b). Swoje oznaczenia wiekowe rzetelnie uzasadnił na poziomie ówczesnego rozpoznania paleontologicznego. Zatem już ponad 150 lat temu powstał schemat litostratygraficzny, który przez następne lata był konsekwentnie weryfikowany i precyzowany.

Również Leppla (1900) i Sturm (1901) uznali zlepieńce z Idzikowa za najmłodsze utwory kredowe RGNK. Różnica zdań polegała na interpretacji pozycji zlepieńców

względem piaskowców. Leppla uważał, że zlepieńce i piaskowce są to równoległe odmiany facjalne, młodsze od turonu. Sturm natomiast umieścił zlepieńce ponad piaskowcami i zaliczył je do emszuru (dawniej najmłodsza kreda, obecnie koniak–santon). Pogląd Leppli podzielił później Rode (1934), natomiast powojenne prace kartograficzne, sedymentologiczne oraz stratygraficzne polskich badaczy wykazały, że zlepieńce tworzą zarówno klinofomy w obrębie piaskowców, jak i występują w stropie w postaci zwartej pokrywy (Don & Don, 1960; Radwański, 1961; Jerzykiewicz, 1970, 1971; Valečka, 1984; Wojewoda, 1997). Równoległe prowadzone badania paleontologiczne (m.in. Radwańska, 1960a, 1960b) i mikropaleontologiczne (Teisseyre, 1975; Kędzierski, 2002) ostatecznie lokują serię piaszczysto-żwirową na przełomie koniak i santonu.

Dyskutowany wiek zlepieńców idzikowskich ma szczególne znaczenie dla zrozumienia młodej ewolucji Sudetów, gdyż zlepieńce dokumentują początek ich blokowego wypiętrzania po trwającej ponad 150 mln lat penepłenizacji wcześniejszego orogenu waryscyjskiego (Don, 1996). Aby sugerować inny wiek zlepieńców, trzeba wykazać, że ich pozycja przestrzenna w stosunku do udokumentowanych paleontologicznie piaskowców jest inna, niż wyżej przedstawiona. A taka teza wymaga dowodów paleontologicznych i przesłanek strukturalnych. Wymaga również dokumentacji kartograficznej oraz odniesienia się do przedstawionych wyżej faktów. Bez tego sugestia o cenomańskim wieku zlepieńców z Idzikowa pozostaje jedynie luźną impresją J. Badury i innych (2005) po odbyciu paru wycieczek terenowych.

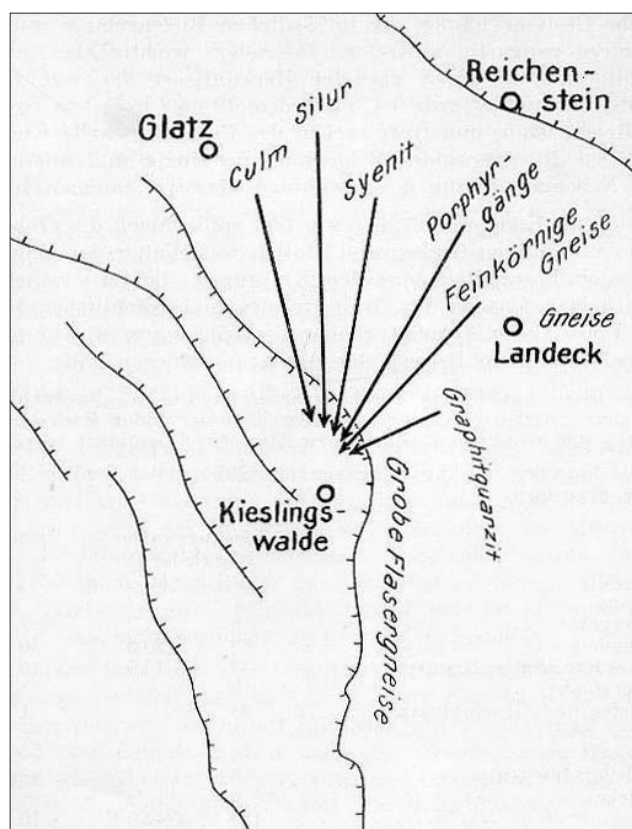
Cechy teksturalne zlepieńców z Idzikowa

J. Badura i inni (2005) poruszają kwestię pochodzenia materiału osadowego w zlepieńcach z Idzikowa. W zdaniu: *Wskazanie na dużą ilość gnejsów nie jest jeszcze dowodem na akumulację zachodzącą bezpośrednio na obecnym styku masywu Śnieżnika z UNKG*, jakby mimochodem imputują, rzekomo, nasz pogląd na tę kwestię. Dla przypomnienia podaliśmy jedynie informację o tym, że warstwy zlepieńców zawierają głównie otoczaki skał metamorficznych masywu Śnieżnika, i że w składzie petrograficznym zlepieńców dominują otoczaki gnejsowe (Don & Wojewoda, 2004). Co do materiału innego niż gnejsowy, to zarówno informacje, jak i interpretacje zawarte w pracy Badury i innych (2005) są cenne, ale o co najmniej 100 lat spóźnione!

Na obecność materiału innego niż gnejsowy w zlepieńcach zwrócił uwagę już Sturm (1901). Szczególnie intrygujące było stwierdzenie dużej ilości ziaren kwarcowych we frakcji powyżej 5 mm (od 30% do nawet 50% procent!). Dokładniej problemem zajął się w 1934 r. Rode. Korzystając z pomocy znawcy regionu sudeckiego, profesora Bederke, opisał on skład petrograficzny zlepieńców z Idzikowa i porównał go do... składu otoczek we współczesnych aluwiach potoku Idzikowskiego, którego koryto przecina wychodnie zlepieńców (tab. 1). Wynik był na tyle oczywisty, że Rode wyraźnie sformułował następujący wniosek: materiał osadowy zlepieńców z Idzikowa nie był dostarczany wyłącznie z obszaru bezpośrednio przyległego do RGNK. Co więcej, Rode wskazał potencjalne miejsca pochodzenia materiału (ryc. 8), jak również wyciągnął ciekawe wnioski dotyczące paleogeografii Sudetów, zwłaszcza ewolucji obszarów przyległych do RGNK, pomimo że nie były jeszcze wtedy znane wyrafinowane metody współczesnej analizy facjalnej. Do ciekawych i nowator-

Tab. 1. Porównanie składu otoczków w zlepieńcu z Idzikowa i z Potoku Idzikowskiego (wg Rodego, 1934)

Rodzaj otoczków	Zlepieńiec z Idzikowa	Potok Idzikowski
gnejsy soczewkowe	2,7%	57,0%
gnejsy laminowane	20,6%	27,8%
syenit	14,7%	7,0%
porfir, keratofir	20%	1,2%
łupki łyszczkowe		
kwarcyty grafitowe		
lidy		
fyllit		
łupki	42%	7,0%
szroglazy kulkowe		
kwarc		

**Ryc. 8.** Oryginalna ilustracja z pracy Rodego (1934) przedstawiająca potencjalne miejsca źródła materiału zlepieńców z Idzikowa

skich należy zaliczyć postulat Rodego, że zlepieńców z Idzikowa nie można uznać za typowe osady regresywne. Uważał, że były one „przywiązane” do miejsca, w którym występują, czyli do ram RGNK. Współcześnie takie konserwatywne „zakorzenie się” stref facjalnych wiążemy z dużym potencjałem akomodacyjnym basenu.

Całkowity brak otoczków gnejsów oczkowych oraz wapieni, których wychodnie znajdują się w pobliżu Nowego Waliszowa, Rode (1934) interpretował przykryciem tych obszarów przez osady starsze od koniakku. Zwrócił również uwagę na fakt, że dla gruboziarnistych osadów starszych od zlepieńców z Idzikowa nie można na podstawie składu petrograficznego otoczków jednoznacznie wytypować obszarów zasilania, co ma istotne, a nawet decydujące znaczenie dla rozważań paleogeograficznych. Zróżnicowany skład zlepieńców z Idzikowa był komento-

wany również w publikacjach Donów (1960) oraz Wojewody (1997).

Zagadnienie transgresji morza kredowego w Sudetach

Transgresję w kredzie (por. Hancock & Kauffmann, 1979) poprzedził długi okres (późny trias, jura i wczesna kreda) intensywnego wietrzenia chemicznego całego obszaru masywu czeskiego, w tym również Sudetów (Don, 1966; patrz dyskusja: Migoń, 2001 i 2002). Tworzyły się w tym czasie pokrywy zwietrzelin, których relikty zachowały się w wielu miejscach bezpośrednio pod morskimi osadami cenomanu (Gierwielaniec, 1965; Gierwielaniec & Turnau-Morawska, 1965; August & Wojewoda, 2005). Materiał saprolitowy jest bardzo niestabilnym produktem wietrzenia i bezpośrednio dostępnym na powierzchni. Może się zachować *in situ* jedynie w warunkach bardzo szybkiego pogrzebienia, na przykład w następstwie szybkiego zalania dużych obszarów lądu w trakcie transgresji.

Szybkie zalanie dużego obszaru to również stosunkowo szybkie ujednoczenie sposobu sedymentacji i marginalizacja obszarów zasilania. I właśnie na takie warunki sedymentacji wskazują dokumentowane paleontologicznie i facjalnie osady transgresywne górnego cenomanu w Sudetach — piaskowce glaukonitowe, miejscami wapniste mułowce i ilowce wapniste oraz spongiolity (por. ryc. 7) to typowe osady agradacyjne, o poziomych powierzchniach uławicenia i zdecydowanie izochroniczne na znacznych obszarach (np. Michael, 1893). O szybkim zalaniu wodą świadczy również glaukonit w osadach górnego cenomanu oraz współwystępowanie blisko siebie obszarów pokrytych zwietrzelinami i całkowicie ich pozbawionych (Gierwielaniec, 1965; Gierwielaniec & Turnau-Morawska, 1965). Już Rode (1934) uważał, że w czasie transgresji kredowej w Sudetach niemal jednocześnie został zalany obszar lądowy na dystansie dziesiątków kilometrów (!), a elewacje terenu nie przekraczały w tym czasie wysokości kilku metrów!

Wszystkie te fakty i przesłanki wykluczają możliwość powstania w czasie transgresji osadów o chociażby zbliżonych cechach do zlepieńców z Idzikowa. Po pierwsze, dlatego, że są to osady silnie diachroniczne, zatem zarówno obocznie i powyżej nich musiałyby występować odpowiadające im, ekwiwalentne, dystalne zespoły facjalne. Po drugie, gdyż jako osady transgresywne powinny zawierać faunę morską. Po trzecie, powinny zawierać zapis facjalny, typowy dla środowisk przejściowych.

Również, omawiany wcześniej, zróżnicowany skład petrograficzny, opisowo ujęty przez J. Badurę i innych (2005), dużo mówi o sposobie i miejscu depozycji materiału. Gdyby zlepieńiec z Idzikowa był *osadem fluwialnym* z okresu bezpośrednio poprzedzającego transgresję, jego skład powinien zdecydowanie wskazywać jednolity kierunek pochodzenia materiału. Mało, że tak nie jest, to kierunki są bardzo różne, a jeśli zaakceptować tezę, że część materiału (wulkanity) pochodzi z obszaru niecki śród-sudeckiej — kierunki te są wręcz przeciwne. Przeczy to sytuacji, w której tuż przed transgresją, powierzchnia terenu na obszarze dzisiejszego RGNK miałyby być znacznie nachylona i rozcięta dolinami rzek, i to rzek o energii górskich potoków (w zlepieńcach z Idzikowa dominuje grubo-okruchowy rumosz). Taka sytuacja mogła mieć miejsce, jednak ponad sto kilometrów dalej na wschód, gdzie na

zachodnich zboczach elewacji górnośląsko-opolskiej, pod kredą zostały udokumentowane głębokie rozcięcia erozyjne dolin rzecznych, ale skierowanych ku SE (Kotański & Radwański, 1977).

Gdyby, pomimo przytoczonych wyżej argumentów, nadal uznawać zlepieniec z Idzikowa za *fluwialny osad sprzed transgresji*, wtedy niewątpliwie cenomański i transgresywny piaskowiec glaukonitowy, który tworzy zwartą pokrywę w niecce śródsudeckiej na NW od RGNK, tym bardziej powinien zawierać materiał lokalny (wulkanity) i to o zdecydowanie bardziej proksymalnych cechach teksturalnych. A tak nie jest! Zatem w okresie poprzedzającym transgresję przez obszar między wychodniami wulkanitów w niecce śródsudeckiej na NW i dzisiejszymi wychodniami zlepieńców z Idzikowa na SE nie mógł odbywać się transport rumoszu, a już na pewno nie transport traktem fluwialnym.

Po szybkim zalaniu lądu, w późnym cenomanie, redepozycja zwietrzelin z masywów krystalicznych w Sudetach ograniczała się do lokalnych elewacji. Później, w turonie, osadzały się w tych miejscach, na pozbawionych zwietrzelin skałach podłoża, osady pelagiczne (Nove Mesto, Góry Orlickie, Masyw Śnieżnika). Pierwszym produktem redepozycji zwietrzelin na skalę regionalną są megacyklotemy turonu i związane z nimi diachroniczne kłinoformy piaskowców, tzw. ciosowych — piaskowce Progu Radkowa i piaskowce Szczelińca-Skalniaka (Wojewoda, 1989 i 1997; patrz również ryc. 7). Ta regionalna redepozycja została wywołana formowaniem się północnego skłonu basenu i utworzeniem się głębokościowych stref facjalnych. Trzeba jednak podkreślić, że nie było to równoznaczne z pojawieniem się na północy obszaru lądowego (Wojewoda, 2003).

W koniaku rozpoczęła się na obszarze dzisiejszego RGNK depozycja drobnoziarnistych, ilastych osadów, szczególnie bogatych w żelazo (margle syderytowe). Najbardziej prawdopodobnym obszarem źródłowym dla tych osadów jest sąsiadujący z RGNK od wschodu i północnego wschodu obszar dzisiejszych Gór Żelaznych i Krowiarek. Redepozycja bogatych w żelazo zwietrzelin (laterytów?), poprzedzona erozją starszych osadów kredy, prawdopodobnie wyznacza moment pojawienia się wschodniego obszaru zasilania. Obszar RGNK wykazywał w tym okresie niski potencjał akomodacyjny, co dokumentują typowe, pelagiczne warunki depozycji margli (stagnująca woda i znaczna głębokość). Świadczy to o relatywnie szybkiej subsydencji przy jednocześnie ciągle jeszcze wyrównanym reliefie obszaru źródłowego. Potwierdza to pojawienie się wyraźnej granicy (tektonicznej) między obszarami lądu i morza.

Zróznicowana lokalizacja obszarów zasilania w czasie osadzania się dzisiejszych zlepieńców z Idzikowa znakomicie mieści się w schemacie paleogeograficznym zatoki morskiej, ograniczonej stromymi brzegami, z wyraźnie zaznaczonym tarasem litoralnym. Transport rumoszu odbywał się wzdłuż brzegu w kierunku południowo-wschodnim i południowym. Główną przyczyną był regionalny dryf wzdłużbrzegowy w tych kierunkach, spowodowany przede wszystkim falowaniem wiatrowym. Można z dużym prawdopodobieństwem przyjąć, że litoralny strumień rumoszu był na całej długości brzegu zasilany z lokalnych źródeł (por. np. Don & Don, 1960; Wojewoda, 1997). Taki schemat środowiskowo-paleogeograficzny dobrze tłumaczy zarówno skład petrograficzny zlepieńców z Idzikowa, jak i cały, zna-

komicie udokumentowany, inwentarz zjawisk sedymentologiczno-ichnofacjalnych (Wojewoda, 1989, 1997, 2004; Wojewoda i in., 1997). Heterolityczna seria tempestytna oraz piaskowce i zlepieniec z Idzikowa konsekwentnie zamykają dostępną do opisu historię RGNK w kredzie.

Podsumowanie

Dzisiejsza architektura RGNK stanowi zapis zarówno syntektonicznego wypełniania rowu w czasie, kiedy powstawał, jak i procesów młodszych, prawie współczesnych, które doprowadziły do jego reaktywacji w nieco innym kształcie i granicach. Próby rozdzielania tych zapisów są bardzo cenne i ze wszech miar celowe. Muszą być jednak zawsze podejmowane z wiedzą o wszystkich dostępnych faktach. Również wnioskowanie musi opierać się na powszechnie przyjętych w nauce zasadach. Przedstawione przez nas fakty i sposoby wnioskowania, jak również podejmowane od ponad 150 lat różne próby interpretacji i wyjaśniania pojawiających się sprzeczności nie mogą być pominięte. Jak wykazujemy wyżej, nasza poprzednia krytyka (Don & Wojewoda, 2004) była całkowicie uzasadniona i celowa. Krytykowany przez nas Autorzy w swoim artykule (Badura i in., 2005) nie odnieśli się do większości postawionych im zarzutów, jak również pominieli wiele zagadnień kluczowych dla tematyki. Tym samym zmuszeni jesteśmy podtrzymać naszą dotychczasową, krytyczną ocenę ich publikacji (Badura i in., 2002, 2003 i 2005).

Literatura

- ACOSTA J., CANALS M., LOPEZ-MARTINEZ J., MUNOZ A., HERRANZ P., ERGELES R., PALOMO C., CASAMOR J.L. 2002 — The Balearic Promontory geomorphology (western Mediterranean): morphostructure and active processes. *Geomorphology*, 49: 177–204.
- BRADSHAW G.A. & ZOBACK M.D. 1988 — Listric normal faulting, stress refraction, and the state of stress in the Gulf Coast basin. *Geology*, 16: 271–274.
- BADURA J., PRZYBYLSKI B., KRZYSZKOWSKI D., ZUCHIEWICZ W., FARBISZ J. & SROKA J. 2002 — Morphotectonic properties of the Sudetic Marginal Fault and Kłodzko Basin faults, SW Poland, in the light of geoelectrical Resistivity studies. [In:] V. Schenk and Z. Schenkova (eds.) *Recent geodynamics of the Sudety Mts. and adjacent areas; Acta Montana, ser. A, Geodynamics*, 20: 57–65.
- BADURA J., JAMROZ O. & ZUCHIEWICZ W. 2003 — Recent crustal mobility of the Upper Nysa Kłodzka graben, SW Poland. *Acta Montana IRSM AS CR, ser. A*, 24: 65–71.
- BADURA J., PRZYBYLSKI B., ZUCHIEWICZ W., FARBISZ J., SROKA W. & JAMROZ O. — Tektonika rowu górnej Nysy Kłodzkiej — sporne problemy — dyskusja. *Prz. Geol.*, 53: 200–205.
- BATIK P., DOKTÓR S., GRANICZNY M. & ŠEBESTA J. 1996 — Rola tektoniki nieciągłej w kształtowaniu rzeźby Masywu Śnieżnika. [In:] A. Jahn, S. Kozłowski & M. Pulina (eds.), *Masyw Śnieżnika — zmiany w środowisku przyrodniczym. Pol. Ag. Ekol. S.A., Warszawa*, 27–33.
- BEYRICH E. 1849a — Das Quadersandsteingebirge in Schlesien. *Z. Deutschen geologischen Gesellschaft*, Bd. 1.
- BEYRICH E. 1849b — Über die Zusammensetzung und Lagerung der Kreideformation in der Gegend zwischen Halberstadt, Blankenburg und Quedlingburg. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd. 1, 288–339.
- BEYRICH E. 1867 — Erläuterungen zur Geognostischen Karte von dem Niederschlesischen Gebirge und den angrenzenden Gegenden 1:100000. *Blatt Glatz.*, 346.
- BEYRICH E., ROSE G., ROTH I. & RUNGE W. 1849 — Geognostische Karte von dem Niederschlesischen Gebirge und den angrenzenden Gegenden 1:100 000. *Blatt Glatz.*
- BIRKENMAJER K., PECSKAY Z., GRABOWSKI J., LORENC M.W. & ZAGOŹDŻON P. 2002 — Radiometric dating of the Tertiary volcanics, Lower Silesia, Poland. II. K-Ar and palaeomagnetic data from Neogene basanites near Łądek Zdrój, Sudetes Mts. *Annales Soc. Geol. Pol.*, 72: 119–129.

- CWOJDZIŃSKI S. 1981 — Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów — arkusz Stronie Śląskie. Inst. Geol., Wyd. Geol., Warszawa 1983.
- DON B. & DON J. 1960 — Geneza rowu Nysy na tle badań wykonanych w okolicach Idzikowa. Acta Geol. Pol., 10: 78–106.
- DON J. 1996 — The Late Cretaceous Nysa Graben: implications for Mesozoic-Cenozoic fault-block tectonics of the Sudetes. Z. Geol. Wis., 24: 317–324.
- DON J. 2003 — The problem of “diastrophic” blocks in the marginal parts of the Late Cretaceous Nysa Kłodzka graben, the Sudetes, SW Poland. Geol. Sudet., 35: 61–67.
- DON J. & WOJEWODA J. 2004a — Tektonika rowu górnej Nysy Kłodzkiej — sporne problemy. Prz. Geol., 52: 883–886.
- DON J. & WOJEWODA J. 2004b — Tectonics of the Upper Nysa Kłodzka Graben: Contentious Issues. Acta Geodyn. Geomater., 1, 3: 173–178.
- ELLIS P.G. & McCLAY K.R. 1988 — Listric extensional fault systems — results of analogue model experiments. Basin Research, 1: 55–70.
- FISTEK J. & GIERWIELANIEC J. 1957 — Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000, arkusz Nowa Bystrzyca. Inst. Geol., Wyd. Geol.
- GEINITZ H.B. 1843 — Die Versteinerungen von Kieslingswalde und Nachtrag zur Charakteristik des sächsisch-böhmischen Kreidegebirges; Teil IV, Arnoldische Buchhandlung, Dresden, 23.
- GIERWIELANIEC J. 1965 — Budowa geologiczna zapadliska Kudowy. Biul. Inst. Geol., 185: 23–108.
- GIERWIELANIEC J. & TURNAU-MORAWSKA M. 1965 — Geneza galukonitu przy transgresji morza kredowego na krystalinik na obszarze między Kudową a Spaloną. Arch. Miner., 25: 261–275.
- GROCHOLSKA J. & GROCHOLSKI A. 1958 — Tektonika pn.-wschodniej części rowu Nysy. Prz. Geol., 6: 351–353.
- HANCOCK J.M. & KAUFFMANN E.G. 1979 — The great transgressions of the Late Cretaceous. J. of Geol. Soc., 136: 175–186.
- IMBER J., CHILDS C., NELL P.A.R., WALSH J.J., HODGETTS D. & FLINT S. 2003 — Hanging wall fault kinematics and footwall collapse in listric growth fault systems. J. Structural Geology, 25: 197–208.
- JERZYKIEWICZ J. 1970 — The Upper Cretaceous turbidite sequence in the Sudetes (south-western Poland). Bull. Pol. Acad. Sc., Serie Geol. et Geogr., 18: 149–159.
- JERZYKIEWICZ J. 1971 — A flysh/littoral succession in the Sudetic Upper Cretaceous. Acta Geol. Pol., 21: 165–199.
- JERZYKIEWICZ T. & WOJEWODA J. 1986 — The Radków and Szczeliniec sandstones: an example of giant foresets on a tectonically controlled shelf of the Bohemian Cretaceous Basin (Central Europe). [In:] Knight R.J. and McLean J.R. (eds.), Shelf Sands and Sandstones. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 11: 1–15.
- KĘDZIERSKI M. 2002 — Stratygrafia i paleobiogeografia osadów kredy opolskiej i dolnych warstw idzikowskich na podstawie nannoplanktonu wapiennego. Arch. ING UJ.
- KOMUDA J. & DON J. 1964 — Brachyantykliną Bystrzycy Kłodzkiej. Acta Geol. Pol., 14: 169–174.
- KOTAŃSKI Z. & RADWAŃSKI S. 1977 — Geologia węglina opolszczyzny. Biul. Inst. Geol., 303: 91–163.
- KOTAŃSKI Z. (red.) 1997 — Atlas geologiczny Polski. Mapy geologiczne ścięcia poziomego 1 : 750 000. Państw. Inst. Geol., Wyd. Geol.
- KOZDRÓJ W. 1990 — Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25000, arkusz Poreba, Państw. Inst. Geol., Wyd. Geol.
- KOZDRÓJ W. & CYMERMAN Z. 2003 — Alpine tectonic inversion — principal mechanism of the Variscan basement uplift and exhumation in the Sudety Mts. Geolines, 16: 59–60.
- LEPPLA A. 1900 — Geologisch-hydrographische Beschreibung des Niederschlagsgebietes der Glatzer Neiße (oberhalb der Steine Mündung) mit geologischer Übersichtskarte 1:50 000. Abhandlungen des Preußischen Geologischen Landes-Amt, N.F., 32, X, 368 (+ mapa).
- MAUDUIT T., GUERIN G., BRUN J.-P. & LECANU H. 1997 — Raft tectonics: the effect of basal slope angle and sedimentation rate on progressive extension. J. Struct. Geol., 19: 1219–1230.
- McCLAY K.R. & SCOTT A.D. 1991 — Experimental models of hangingwall deformation in ramp-flat listric fault systems. Tectonophysics, 188: 85–96.
- MICHAEL R. 1893 — Cenoman and Turon in der Gegend von Kudowa in Schlesien. Z. Deutsch. Geol. Ges., Bd 45: 195–244.
- MIGOŃ P. & LIDMAR-BERGSTRÖM K. 2001 — Weathering mantles and their significance for geomorphological evolution of central and northern Europe since the Mesozoic. Earth-Science Rev., 56: 285–324.
- MIGOŃ P. & LIDMAR-BERGSTRÖM K. 2002 — Deep weathering through time in central and northwestern Europe: problems of dating and interpretation of geological record. Catena, 49: 25–40.
- NAYLOR M.A., MANDL G. & SIJPESTEIJN C.H.K. 1986 — Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. J. Struct. Geol., 8: 737–752.
- PACHUCKI C. 1959 — O stratygrafii i litologii kredy w rowie Nysy Kłodzkiej. Ann. UMCS, Sectio B, 1: 1–55.
- RADWAŃSKA Z. 1960a — Problem górnego turonu w kredzie dolnośląskiej. Kwart. Geol., 4: 113–121.
- RADWAŃSKA Z. 1960b — O wieku tzw. ilów idzikowskich. [W:] Z badań Geologicznych na Dolnym Śląsku VIII, Biul. Inst. Geol., 151: 5–18.
- RADWAŃSKI S. 1961 — Deltowe osady koniak w okolicy Idzikowa. Kwart. Geol., 5: 108–122.
- RADWAŃSKI S. 1968 — Górnokredowe osady w Sudetach i wpływ tektoniki na ich sedimentację. Kwart. Geol., 12: 607–617.
- RADWAŃSKI S. 1975 — Kreda Sudetów Środkowych w świetle wyników nowych otworów wiertniczych. Biul. Inst. Geol., 187: 5–59.
- RODE K. 1934 — Mesozoische Krustenbewegungen in Schlesien. Z. Deutsch. Geol. Ges., 86: 483–490.
- RODE K. 1936 — Die Schichtenfolge der Kreide im Neißegraben. Zbl. Miner. (B), 109–118.
- SCHULTZ-ELA D.D. 2001 — Excursus on gravity gliding and gravity spreading. J. Struct. Geol., 23: 725–731.
- SCHWARZBACH M. 1934 — Die Entstehung der Thanndorfer “Terasse” im Glatzer Schneegebirge (Spieglitzer Schneeberg). Firgenwald, J., 7: 107–113.
- SCUPIN H. 1910 — Über sudetische, prätertiäre junge Krustenbewegungen und die Verteilung von Wasser und Land zur Kreidezeit in der Umgebung der Sudeten und des Erzgebirges. Z. Naturwissensch., 82.
- STEWART S.A. & AGENT J.D. 2000 — Relationship between polarity of extensional fault arrays and presence of detachments. Journal of Structural Geology, 22: 693–711.
- STEWART S.A., RUFFELL A.H., HARVEY M.J. 1997 — Relationship between basement-linked and gravity-driven fault systems in the UKCS salt basins. Marine and Petroleum Geology, 14: 581–604.
- STURM F. 1901 — Der Sandstein von Kieslingswalde in der Grafschaft Glatz und seine Fauna. Jahrbuch der Königlichen Preußischen Geologischen Landes-Anstalt, 21: 30–98.
- TEISSEYRE B. 1975 — Stratygrafia mikrofaunistyczna górnej kredy rowu Nysy (Sudety Środkowe). Rocznik PTG, 45: 81–134.
- THOMAS D.W. & COWARD M.P. 1996 — Mesozoic regional tectonics and South Viking Graben formation: evidence for localized thin-skinned detachments during rift development and inversion. Marine and Petroleum Geology, 13: 149–177.
- VALEČKA J. 1984 — Storm-surge versus turbidite origin of the Coniacian-to-Santonian sediments in the eastern part of the Bohemian Cretaceous Basin. Geol. Rundschau, 113: 651–682.
- WALCZK-AUGUSTYNIAK J. & WRÓŃSKI J. 1981 — Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1 : 25 000, arkusz Domaszków, Inst. Geol., Wyd. Geol.
- WHITE N.J., JACKSON J.A. & MCKENZIE D.P. 1986 — The relationship between geometry of normal faults and that of the sedimentary layers in their hanging walls. J. Struct. Geol., 8: 897–909.
- WOJEWODA J. 1986 — Fault scarp induced shelf sand bodies in Upper Cretaceous of Intrasudetic Basin. 7th IAS Regional Meeting, Excursion Guidebook, Excursion A-1: 31–52.
- WOJEWODA J. 1997 — Upper Cretaceous littoral-to-shelf succession in the Intrasudetic Basin and Nysa Trough, Sudety Mts. [W:] J. Wojewoda (red.), Obszary Źródłowe: Zapis w osadach, tom I, WIND, Wrocław, 81–96.
- WOJEWODA J. 2003 — “Gilbert Type Delta” versus “Accumulation Terraces” models and their application to middle Turonian-early Coniacian sedimentary setting in the Intrasudetic Basin: A discussion. Geolines, 16: 109–111.
- WOJEWODA J., ROTNICKA J. & RACZYŃSKI P. 1997 — Obszar Sudetów w późnej kredzie. [W:] J. Wojewoda (red.), Obszary Źródłowe: Zapis w osadach, VI Krajowe Spotkanie Sedymentologów, Materiały: 98–129.
- WOJEWODA J. 2004a — Geodynamic interpretation of anomalies in the orientation of the upper segment of the Nysa Kłodzka river. Geolines (Abstract), vol. 17: 103–106.
- WOJEWODA J. 2004b — Anomalie w przebiegu doliny górnego odcinka Nysy Kłodzkiej i ich interpretacja neotektoniczna [W:] Kędziński M., Leszczyński S. & Uchman A. (red.) — Geologia Tatr — ponadregionalny kontekst sedymentologiczny. Polska Konferencja Sedymentologiczna, VIII Krajowe Spotkanie Sedymentologów w Zakopanem, Materiały Konferencyjne. Pol. Tow. Geol., Kraków.
- WOJEWODA J. 2004c — Skamieniałości śladowe w płytkowodnych osadach santonu na obszarze rowu Górnej Nysy Kłodzkiej [W:] Muszer J. (red.) — Zapis paleontologiczny jako wskaźnik paleośrodowisk, 95–96.
- WRÓŃSKI J. 1981 — Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25000, arkusz Bystrzyca Kłodzka. Inst. Geol., Wyd. Geol.
- XIAO S.-B. & SUPPE J. 1989 — Role of compaction in listric shape of growth normal faults. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 73: 777–786.
- XIAO S.-B. & SUPPE J. 1992 — Origin of rollover. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 76: 509–259.