

Subsydencja i początki inwersji bruzdy śródpolskiej na podstawie analizy map miąższości i litofacji osadów górnokredowych — dyskusja

Krzysztof Leszczyński*, Ryszard Dadlez*

W przeciwieństwie do Świdrowskiej i Hakenberga (1999), którzy uważają, że inwersja bruzdy śródpolskiej zainicjowana została w kampanie–mastrychcie, autorzy są przekonani o możliwości jej rozpoczęcia już przed koniakiem i kontynuację w późniejszej kredzie. Pogląd ten oparty jest na danych litofacyjnych, miąższościowych i sejsmicznych, jak również na korelacjach strukturalnych i regionalnych. Analiza litofacyjna ujawnia nowe źródło klastyków niezależne od tarczy bałtyckiej, pojawiające się w koniak–kampanie wzdłuż wału śródpolskiego. Co więcej, regionalne proporcje miąższościowe pomiędzy sekwencjami przedinwersyjną (górną alb–turon) a syninwersyjną (koniak–santon) wyraźnie zmieniają się przy przechodzeniu w kierunku osi basenu. Dane te wskazują na wzmózoną ruchliwość bruzdy śródpolskiej począwszy od koniak. Przekroje sejsmiczne ujawniają też niezgodności wewnątrz profilu górnej kredy. Wszystkie te dane są zgodne z datowaniem inwersji innych basenów w Europie zachodniej. Symetryczny model inwersji jest w przyrodzie możliwy. Model odwróconego uskoku listrycznego zaprezentowany przez Świdrowską i Hakenberga również jest możliwy, lecz dotychczas nie został udokumentowany danymi sejsmicznymi.

Słowa kluczowe: kreda, analiza litofacyjna i miąższościowa, analiza sejsmiczna, paleogeografia, paleotektonika, inwersja tektoniczna, bruzda śródpolska

Krzysztof Leszczyński & Ryszard Dadlez — **Subsidence and the problem of incipient inversion in the Mid-Polish Trough based on thickness maps and Cretaceous lithofacies analysis — discussion.** *Prz. Geol.*, 47: 625–628.

Summary. Contrary to the opinion of Świdrowska & Hakenberg (1999) who claimed that the inversion of the Mid-Polish Trough initiated in Campanian–Maastrichtian times, the present authors are convinced that it might have started as early as before the Coniacian and continued through later ages of the Cretaceous. This view is based upon lithofacies, thickness and seismic data as well as structural and regional correlations. Lithofacies analysis reveals a new clastic source along the Mid-Polish Swell in the Coniacian–Campanian, independent of the Baltic Shield. Moreover, regional thickness proportions between pre-inversion (Upper Albian–Turonian) and syn-inversion (Coniacian–Santonian) sequences distinctly change when passing towards the basin axis. These data point to the increased mobility of the Mid-Polish Trough beginning with the Coniacian. Seismic sections reveal presumable unconformity surfaces with overlapping reflectors within the upper part of the Upper Cretaceous sequence. All these data are in conformity with those from other West European basins. A symmetrical model of inversion is possible and such a process does exist in the nature. The model proposed by Świdrowska & Hakenberg, of reversal of a listric fault, is also possible but it has not been evidenced by seismic data as yet.

Key words: Cretaceous, thickness and lithofacies analyses, seismic analysis, palaeogeography, palaeotectonics, tectonic inversion, Mid-Polish Trough

Świdrowska & Hakenberg (1999) skrytykowali poglądy kilkorga badaczy (Jaskowiak-Schoeneichowa & Krassowska, 1988; Krassowska, 1997; Leszczyński, 1997; Dadlez i in., 1997) w kwestii czasu i rozmiarów inwersji wału śródpolskiego. Krytyka postępowała trzema torami: Świdrowska & Hakenberg (1999) twierdzą — po pierwsze — że rekonstrukcja izopachyt na obszarach zdercia erozyjnego jest nieprawidłowa i niezgodna z kanonami postępowania przy tego rodzaju analizie; po drugie, że metoda badań prędkości sejsmicznych jest nieprzydatna dla oceny inwersji; po trzecie, że model tektoniczny inwersji jest niewłaściwy.

Dyskusja w zakresie pierwszego z wymienionych elementów nie jest łatwa z paru powodów. Przede wszystkim, autorzy po obszernych wstępnych uwagach teoretycznych i po równie długim tekście poświęconym otoczeniu Gór Świętokrzyskich, ograniczyli się do stwierdzeń, że można mieć „...wątpliwości co do propozycji interpretacyjnych obszaru epigenetycznej erozji w centralnej ... i północno-zachodniej ... części bruzdy ...” i że wobec tego „...uznano za celowe przedstawienie do dyskusji próby reinterpretacji tych map...” (Świdrowska & Hakenberg, 1999, str. 65). To ostatnie zdanie ilustrują dwa komplety mapek, pokazujące propozycje autorów w przeciwstawieniu do owych ujęć

wcześniejszych. Autorzy nie podali wszakże szczegółowego uzasadnienia tej reinterpretacji. Ponadto, mimo że sami uskarżają się na zbyt małą skalę dyskutowanych map, zamieszczają zarówno kwestionowaną, jak i reinterpretowaną serię map w skali jeszcze mniejszej (1 : 10 000 000).

Na marginesie uwag wstępnych z cytowanego artykułu sądzimy, że do teoretycznych zasad należy niekiedy podchodzić wstrzemięźliwie. Np. w punkcie 7 napisano: „...w żadnym razie nie należy się dostosowywać w kreśleniu izopachyt do dzisiejszego zasięgu tych osadów...” (Świdrowska & Hakenberg, 1999, str. 64). Pytamy: jeśli założymy, że w bruzdzie śródpolskiej zarówno o rozkładzie miąższości, jak i o późniejszej inwersji decydowały wgłębne uskoki, to dlaczego dzisiejszy, poinwersyjny zasięg nie miałby być zgodny z izopachytami? I druga sprawa: przykrycie przez następną jednostkę stratygraficzną absolutnie nie dokumentuje „...zerowych miąższości pierwotnych...” (Świdrowska & Hakenberg, 1999, str. 64), ponieważ osady mogły w tym miejscu powstać i zostać usunięte przed osadzeniem owej następnej jednostki.

Różnice w ocenie łącznej wielkości subsydencji w późnej kredzie między Świdrowską i Hakenbergiem (1999), a krytykowanymi przez nich autorami wyrażają się — jak sądzić można po sumowanych miąższościach na ich ryc. 1 i 2 — przeciętnymi wartościami rzędu 1000 m lub nawet więcej. O taką wartość subsydencja, a zatem i późniejsza inwersja była — ich zdaniem — większa. Są to więc różnice znaczne. Świdrowska & Hakenberg przyjmują przy tym

*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

późną i raczej raptowną inwersję: dla odcinka pomorskiego nie wcześniejszą od kampanu (dla odcinka kujawskiego nie precyzują czasu początku inwersji, należy jednak sądzić, że był on taki sam). My pozostajemy przy poglądzie o wcześniejszym (koniackim) początku inwersji, która zatem przebiegała wolniej i pulsacyjnie. Postaramy się ten pogląd niżej uzasadnić.

Na początku dyskusji chcemy zaakcentować, w czym jesteśmy zgodni z naszymi oponentami i co w dyskusji pominiemy. Przede wszystkim zgadzamy się ze stwierdzeniem, że do turonu włącznie „...brak jest dowodów na inwersję na całym odcinku bruzdy...” (Świdrowska & Hakenberg, 1999, str. 67), co wynika z rozkładu facji. W tym aspekcie nie zamierzamy bronić stanowiska Jaskowiak-Schoeneichowej i Krassowskiej (1988) i Krassowskiej (1997), które już w tym czasie przyjmują znaczną redukcję miąższości. Jesteśmy też zgodni z ograniczeniami rekonstrukcji miąższości i facji na obszarach zdarcia erozyjnego ponieważ mogą one „...otwierać drogę do nieuzasadnionych spekulacji...” (Świdrowska & Hakenberg, 1999, str. 64). Wyłania się jednak pytanie, dlaczego wobec tego ci sami autorzy pozwalają sobie na dużą dowolność w rysowaniu subbasenu o zwiększonych miąższościach na przedśudeckim obszarze całkowitego zdarcia (turon, koniak, santon, Świdrowska & Hakenberg, 1999, ryc. 2), podczas gdy na wcześniejszych ujęciach (Krassowska, 1997) takiego subbasenu brak.

Z powodu małej skali map nie sposób się ustosunkować do uwag dotyczących uskoku ograniczającego elewację Wartkowic, ani do ogólnikowej wzmianki o szkicach paleogeograficznych oksfordu i kimerydu (Świdrowska & Hakenberg, 1999, str. 64). Nie podejmujemy tej sprawy tym bardziej, że te problemy nie dotyczą górnej kredy, a więc nie mieszczą się w głównym temacie dyskusji.

Nie zamierzamy także kwestionować analizy, dokonanej przez tych samych autorów w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Hakenberg & Świdrowska, 1998), ponieważ uważamy, że jest ona skrupulatna i wiarygodna. Warto jednak zwrócić uwagę, że w koniak, santonie i kampanie (Hakenberg & Świdrowska, 1998, fig. 6–8) na południowo-wschodnim skraju segmentu kujawskiego sami autorzy rysują maksymalne miąższości poza strefą dźwigniętego wału, w niecce płockiej. A zatem rozkład subsydencji nie jest tak regularny, jakby wynikało z ogólnych mappek (Świdrowska & Hakenberg, 1999, ryc. 2).

Podzielamy wreszcie pogląd, że „...należy się liczyć z rzeczywistą możliwością istnienia zmian architektury basenu w części centralnej...” (Świdrowska & Hakenberg, 1999, str. 64). W tym właśnie tkwi istota problemu: czy maksymalne miąższości, szczególnie po południowo-zachodniej stronie dzisiejszego wału (np. 400 m w santonie lub 800 m w kampanie) można przedłużać na obszar wału?

Zanim ustosunkujemy się do głównego tematu dyskusji, jeszcze dwie uwagi ogólne. Przy rozpatrywaniu zagadnienia inwersji należy brać pod uwagę następujące okoliczności. Po pierwsze, na początku inwersji musiały podlegać podmorskiej erozji wcześniej złożone wapienno-marglisto-ilaste osady turonu i cenomanu. Dopiero w dalszej fazie dźwiganie doprowadziło do wypiętrzenia obszaru ponad poziom morza, do erozji subaeralnej, która wreszcie dotarła do piaszczystych osadów dolnej kredy i wtedy w basenie okalającym obszar wypiętrzony mogła się

pojawić w większej ilości domieszka materiału klastycznego lub nawet zwarte kompleksy osadów piaszczystych. Innymi słowy, początek inwersji wyprzedzał początki dopływu materiału piaszczystego do okalającego basenu. Po drugie należy uwzględnić modyfikującą rolę struktur solnych, które bez wątpienia były ruchliwe w późnej kredzie. Dlatego rozkład pierwotnych miąższości górnej kredy mógł być na większej części bruzdy śródpolskiej nie tak regularny, jak wynika z ujęć regionalnych, przeciwnie — dość skomplikowany i obecnie niemożliwy do dokładnej rekonstrukcji bez próby zbilansowania przepływów soli w poszczególnych odcinkach czasu.

Przechodząc do właściwego tenoru dyskusji chcemy posłużyć się argumentami z kilku dziedzin: analizy facji, a w szczególności udziału materiału klastycznego w osadach; analizy miąższości; analizy strukturalnej, wreszcie korelacji regionalnych.

Świdrowska & Hakenberg (1999) mają rację akcentując rolę tarczy bałtyckiej, jako źródła materiału klastycznego. Jednakże z regionalnego układu facji (Leszczyński, 1998) widać, że między turonem a kampanem rola tego źródła stopniowo malała i facje klastyczne wycofały się ku północy. Wał śródpolski na całej długości obrzeżony jest od północnego wschodu (z wyjątkiem okolic Chojnic w koniak) pasem osadów węglanowych i węglanowo-krzemionkowych, głównie opok. Natomiast po przeciwnej jego stronie, zarówno w niecce szczecińskiej, jak i mogileńsko-łódzkiej (uniejuwskiej), począwszy od najmłodszego turonu wzrasta ilość kwarcu detrytycznego i maleje węglanowość skał w miarę posuwania się od centrum tych jednostek ku osi bruzdy śródpolskiej, czyli ku dzisiejszemu wałowi śródpolskiemu (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1976, 1977, 1979, 1981; Jaskowiak-Schoeneichowa & Krassowska, 1983). Zatem ujawnia się tutaj nowe źródło klastyków, niezależne od tarczy bałtyckiej, czy też ogólniej — od kratonu wschodnioeuropejskiego, oddzielone od tego ostatniego pasem opok. To źródło jest wyraźnie związane z osią bruzdy, wskazując na pierwsze etapy jej dźwigania. Szczególnie spektakularny jest tu przykład odcinka kujawskiego, gdzie w niecce uniejowskiej, w otworach rejonu Poddebice-Koło-Wartkowice zanotowano w późnym santonie — kampanie obecność jednolitej serii piaskowców miąższości kilkuset metrów. Zajmują one powierzchnię ok. 250–300 km² i są osadami stożków podmorskich. Wydaje się, iż nie można ich odnosić tylko do wznoszenia pobliskiego wysadu kłodawskiego o dziesięciokrotnie mniejszej dzisiejszej powierzchni. Są zapewne ilustracją współdziałania inwersji regionalnej z lokalnym dźwiganie struktur solnych, o czym była mowa wcześniej.

Analiza miąższości daje ciekawe rezultaty, szczególnie jeśli się porówna stosunek miąższości pięter przedinwersyjnych (górną alb–cenoman–turon) do miąższości pięter syninwersyjnych (koniak–santon). Otóż, przyjmując jako jedność wartość tej pierwszej, otrzymujemy dla pięter syninwersyjnych w strefach dalszych od wału śródpolskiego (dystalnych) i w strefach jemu bliższych (proksymalnych) wartości następujące (tab. 1).

Z tych danych widać ogólnie, że regionalne proporcje miąższości, reprezentowane przez strefy dystalne są wyraźnie zmienione w strefach proksymalnych. Proporcje zmieniają się ku osi basenu na niekorzyść pięter syninwersyjnych: są one relatywnie cieńsze. Innymi słowy,

**Tab. 1. Stosunek miąższości górnego albu, cenomanu i turo-
nu do miąższości koniakku i santonu**

Niecka szczecińska (24 otworów)		Niecka pomorska (25 otworów)	
strefa dystalna	strefa proksymalna	strefa proksymalna	strefa dystalna
1,05–2,17	0,77– 1,15	0,14– 0,34	0,35– 0,80
średnio 1,22	średnio 0,93	średnio 0,25	średnio 0,52
Niecka mogileńsko-uniejowska (19 otworów)		Niecka płocka (29 otworów)	
strefa dystalna	strefa proksymalna	strefa proksymalna	strefa dystalna
1,56–1,96	0,90–1,42	0,54–1,17	0,83–1,52
średnio 1,77	średnio 1,15	średnio 0,77	średnio 1,15

początkowo silniejsza tendencja regionalnego wzrostu subsydencji ku centrum basenu, w koniakku i santonie zanika lub nawet ulega odwróceniu.

Rozpatrując problem czasu inwersji, a ściślej — jej początku, nie sposób nie odnieść się do procesów dźwignia struktur lokalnych w bezpośrednim sąsiedztwie wału śródpolskiego. Tu trzeba przede wszystkim wspomnieć o badaniach Jaskowiak–Schoeneichowej (1976) na antyklinach strefy Koszalin–Chojnice, gdzie ponad wszelką wątpliwość udowodniono zmiany miąższości i luki wewnątrz profilu kredy górnej: przedpóźnosantofiska, przedkampanijską i przedmastrychcką. Również na strukturze Gopła jest obserwowana luka sedimentacyjna, sięgająca od późnego turo-
nu do wczesnego kampanu, a na strukturach Szamotuł i Człopy — brak koniakku i często starszych pięter. Wszystkie te fakty wskazują na etapy dźwignia tych struktur lokalnych. Nie ma powodu przypuszczać, by inwersja struktur lokalnych i jednostki regionalnej wału śródpolskiego nie były ze sobą powiązane przyczynowo i czasowo.

Co więcej, inwersja lokalnych struktur solnych mogła wyprzedzać inwersję regionalną. W niektórych, choć nie wszystkich przypadkach (struktury Rokity, Oświna, Wągrowca, Gopła) obserwuje się bowiem na przekrojach sejsmicznych redukcję miąższości poszczególnych odcinków całej górnej kredy. Widać także czasem niezgodne ułożenie młodszej górnej kredy na starszej. Na skrzydłach wału obserwacje są utrudnione z uwagi na płytkie położenie interesującego odcinka profilu. Dość powszechne jest grubienie starszych pięter górnej kredy w kierunku wału. Lokalnie jednak można zauważyć problematyczne niezgodności wewnątrz profilu górnej kredy (np na skrzydle południowo-zachodnim — profil 11-V-72 i 5-1-77, a na skrzydle północno-wschodnim — profil 13-VI-83/84).

Nie od rzeczy są również szersze nawiązania regionalne. W innych częściach basenu europejskiego (Niemcy, Dania, południowa Szwecja) przyjmuje się, że początki inwersji nastąpiły po turo-
nie (Ziegler, 1990); są określane one ogólnie jako rezultat tzw. „fazy” subhercyńskiej. Specjalnie dwa ostatnie obszary zasługują na uwagę, ponieważ leżą w przedłużeniu wału śródpolskiego, w tej samej strefie brzeżnej kratonu. W santonie, kampanie i mastrychcie Skanii i zachodniej części cieśniny Kattegat są znane grube serie piaskowcowe (Erlström, 1990; Erlström i in., 1997). Struktury widoczne na sekcjach sejsmicznych, są interpretowane, jako „debris flows” pochodzące ze szczytów podnoszących się antyklin, który to proces zaczął się w koniakku i gwałtownie się nasilił w santonie i kampanie. Równoległe do brzegu stabilnej tarczy skandynawskiej utworzyły się wydłużone wyspy lub półwyspy (Liborius-

sen i in., 1987). W Skanii z początkiem santonu nastąpiła zmiana reżimu tektonicznego, silne ruchy blokowe (podział na strefy wypiętrzone i lokalne baseny), a co za tym idzie różnicowanie sedimentacji (Norling & Bergström, 1987). Wreszcie w Niemczech, w basenie Dolnej Saksonii o ewolucji zbliżonej do ewolucji bruzdy śródpolskiej (a także dalej na zachód), aktywność tektoniczna zaczęła się w naj młodszym turo-
nie i z biegiem czasu rosła, kulminując we wczesnym kampanie (Betz i in., 1987; Thiermann & Arnold, 1964). Wyraziła się ona pojawieniem się turbidytów oraz spływów i osuwisk podmorskich. I znowu nie widzimy powodów, aby na tym szerszym tle europejskim — uznając, że przyczyną tych procesów było przenoszenie naprężeń od strony rodzącego się pasma alpejskiego (Ziegler, 1990) — wał śródpolski miał się wyróżniać dużo późniejszym początkiem inwersji.

Krytyka metody oceny subsydencji na podstawie prędkości sejsmicznych (Dadlez i in., 1997) pozostaje właściwie na uboczu głównego nurtu dyskusji. Nasi oponenti mają rację, gdy wytykają nam, że charakteryzując metodę jako głównie jakościową podaliśmy jednak w niektórych regionach wartości liczbowe, określające wielkość wypiętrzenia i rekonstruowane miąższości zdartych osadów górnej kredy. Jest to na pewno niekonsekwencja, co jednak zrobić, że każdy badacz ma ochotę nadać wynikom swych badań bardziej wymierny charakter. Wyraźnie jednak powiedzieliśmy, jakie są niedogodności metody, co zresztą nasi oponenti podkreślają. Trzeba jednak zauważyć, iż naszą analizą objęliśmy tylko niewielki, nadbałtycki skrawek wału śródpolskiego. W regionach, przedstawionych dokładniej w naszej pracy (Dadlez i in., 1997, fig. 4–9), jesteśmy raczej pewni uzyskanych wyników, choćby przybliżonych.

Nie możemy się zgodzić z ani jednym z trzech konkretnych zarzutów pod adresem dyskutowanej metody, a to z następujących powodów:

1. Świdrowska i Hakenberg (1999) nie mają racji, twierdząc, że dla otworów użytych do konstrukcji krzywej odniesienia „...nie stosowano selekcji...” (Świdrowska & Hakenberg, 1999, str. 66). Przeciwnie, była ona stosowana, i to wyjątkowo troskliwie, ponieważ zdawaliśmy sobie sprawę ze znaczenia tych otworów. Użyte zostały wyłącznie otwory z największą ilością punktów pomiarowych i w położeniu strukturalnym wykluczającym podkompakcję.

2. Podkompakcja — czego niestety wyraźnie nie napisaliśmy — występuje najczęściej w pobliżu uskoków. I to właśnie kryterium strukturalne, wynikające z analizy przekrojów sejsmicznych zdecydowało o zaakceptowaniu — jako otworów odniesienia — wierceń Bielica 1, Babilon 1, Tuchola IG 1 i Lutom 1, a jednocześnie o odrzuceniu trzech otworów w okolicy Buki.

3. Dlaczego Świdrowska i Hakenberg (1999) z góry zakładają, że błędy w oszacowaniu miąższości zerodowanych osadów muszą się kumulować? A może mogą się wzajemnie znosić?

W sumie sądzimy, że nie da się całkowicie zdyskryminować rozpatrywanej metody, ponieważ daje ona pewne przybliżenie przy ocenie subsydencji, wypiętrzenia i erozji, jest stosowana gdziekolwiek (co prawda z użyciem pomiarów akustycznych) i daje wyniki zbliżone do oceny innymi metodami.

I wreszcie, co do uwag o przyczynach i kinematyce inwersji. Świdrowska i Hakenberg (1999, str. 67) kwestionują symetryczne dźwignie centralnej części wału, powiadając, że dla takiego obrazu „...brak geodynamiczno-strukturalnego uzasadnienia...”. Jest to stwierdzenie całkowicie gołosłowne,

ponieważ taki proces jest w przyrodzie możliwy (por. np. Cloetingh, 1988; Ziegler i in., 1995). Proponowany przez Świdrowską i Hakenberga model zakładający inwersję wzdłuż pierwotnego normalnego uskoku szuflowego, przekształconego w czasie inwersji w uskók odwrócony jest oczywiście geodynamicznie także możliwy, w różnych regionach dość pospolity i — być może — odnosi się także i do dyskusowanego obszaru. Można by także rozważać koncepcję dwóch przeciwstawnych uskoków tego typu na obu brzegach wału, nieco słabiej sugerowaną przez dyskusowanych autorów. Ale jest to tylko teoria. Póki na przekrojach sejsmicznych przez wał śródpolski nie stwierdzimy takich uskoków, przecinających kredę, nie mamy podstaw do stosowania takiego modelu. Trzeba ponadto zauważyć, że nie tylko w Polsce lecz i w innych regionach Europy (np. Ziegler, 1990) obserwuje się często uskoki w głębszych partiach mezozoiku, które ku górze wygasają. Ogólnie zatem stosujemy model, który wynika z faktów, a nie dopasowujemy faktów do modelu.

Literatura

- BETZ D., FÜHRER F., GREINER G. & PLEIN E. 1987 — Evolution of the Lower Saxony Basin. *Tectonophysics*, 137: 127–170.
- CLOETINGH S. 1988 — Intraplate stresses: a new element in basin analysis. [W:] *New perspectives in basin analysis*: 205–230. Springer Verl.
- DADLEZ R., JÓŹWIĄK W. & MŁYNAŃSKI S. 1997 — Subsidence and inversion in the western part of Polish Basin — data from seismic velocities. *Geol. Quart.*, 41: 197–208.
- ERLSTRÖM M. 1990 — Petrology and deposition of the Lund Sandstone, Upper Cretaceous, southwestern Scania. *Sver. Geol. Unders. Forskningsrapport*, 74.
- ERLSTRÖM M., THOMAS S.A., DEEKS N. & SIVHED U. 1997 — Structure and tectonic evolution of the Tornquist Zone and adjacent sedimentary basins in Scania and in the southern Baltic Sea area. *Tectonophysics*, 271: 191–215.
- HAKENBERG M. & ŚWIDROWSKA J. 1998 — Evolution of the Holy Cross segment of the Mid-Polish Trough during the Cretaceous. *Geol. Quart.*, 42: 239–262.
- JASKOWIAK M. 1961 — Litologia i stratygrafia kredy górnej w paru wienieniach nad Gopłem na Kujawach. *Biul. Inst. Geol.*, 156.
- JASKOWIAK-SCHOENEICHOVA M. 1976 — Kreda górna. [W:] *Perm i mezozoik niecki pomorskiej*. *Pr. Inst. Geol.*, 79: 94–105.
- JASKOWIAK-SCHOENEICHOVA M. 1977 — Kreda górna. [W:] *Budowa geologiczna wschodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej (strefa Gopło–Ponętów–Pabianice)*. *Pr. Inst. Geol.*, 80: 99–111.
- JASKOWIAK-SCHOENEICHOVA M. 1979 — Kreda górna. [W:] *Budowa geologiczna niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa*. *Pr. Inst. Geol.*, 96: 77–89.
- JASKOWIAK-SCHOENEICHOVA M. 1981 — Sedymentacja i stratygrafia kredy górnej w północno-zachodniej Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, 98.
- JASKOWIAK-SCHOENEICHOVA M. & KRASSOWSKA A. 1983 — Kreda górna. [W:] *Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża*. *Pr. Inst. Geol.*, 103: 177–197.
- JASKOWIAK-SCHOENEICHOVA M. & KRASSOWSKA A. 1988 — Paleomiąższości, litofacje i paleotektonika epikontynentalnej kredy górnej w Polsce. *Kwart. Geol.*, 32: 177–198.
- KRASSOWSKA A. 1997 — Kreda górna. [W:] *Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce*. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 153: 367–402.
- LESZCZYŃSKI K. 1997 — The Upper Cretaceous carbonate-dominated sequences of the Polish Lowlands. *Geol. Quart.*, 41: 521–532.
- LESZCZYŃSKI K. 1998 — Mapy paleogeograficzne późnej kredy. [W:] *Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce*. *Państw. Inst. Geol.*
- LIBORIUSSEN J., ASHTON A. & TYGESEN T. 1987 — The tectonic evolution of the Fennoscandian Border Zone in Denmark. *Tectonophysics*, 137: 21–29.
- NORLING E. & BERGSTRÖM J. 1987 — Mesozoic and Cenozoic tectonic evolution of Scania, southern Sweden. *Tectonophysics*, 137: 7–19.
- THIERMANN A. & ARNOLD H. 1964 — Die Kreide im Münsterland und in Nordwestfalen. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 7: 691–724.
- ŚWIDROWSKA J. & HAKENBERG M. 1999 — Subsycjencja i początki inwersji bruzdy śródpolskiej na podstawie analizy map miąższości i litofacji osadów górnokredowych. *Prz. Geol.*, 47: 61–68.
- ZIEGLER P.A. 1990 — Geological atlas of Western and Central Europe. *Shell Int. Petr. Maatsch. B.V.*
- ZIEGLER P.A., CLOETINGH S. & VAN WEES J.-D. 1995 — Dynamics of intra-plate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples. *Tectonophysics*, 252: 7–59.