

Irena GAJEWSKA

Paleomiąższość, litofacje i paleotektonika kajpru górnego na Nizinie Polskiej

Odtworzono paleomiąższości i litofacje poszczególnych ogniw litostratygraficznych kajpru górnego, na podstawie których dokonano analizy paleotektonicznej tego odcinka triasu górnego. W basenie wyróżniono szereg stref obniżonych o wzmożonej subsydencji kompensowanej przez sedimentację głównie o rozciągłości NW–SE, sporadycznie W–E, ograniczonych strefami wyniesionymi.

WSTĘP

Osady kajpru górnego odpowiadają w podziale alpejskim karnikowi, miejscami z najniższym norykiem (T. Orłowska-Zwolińska, 1985) – tab. 1. Jednoznaczność ich pozycji stratygraficznej nie budzi na ogół wątpliwości, ponieważ często zawierają mikroszczątki organiczne pozwalające na określenie bezpośrednio lub pośrednio ich wieku (T. Orłowska-Zwolińska, 1983; T. Marcinkiewicz, 1978; O. Styk, 1982).

Dla odzwierciedlenia ewolucji tego okresu wykonano trzy mapy paleomiąższości i litofacji: warstw gipsowych dolnych (fig. 1), piaskowca trzcinowego (fig. 2) oraz warstw gipsowych górnych (fig. 3). Mapy te opracował zespół autorów, o czym informują objaśnienia do figur. Na podstawie tych map, metodą superpozycji dodatkowo sporządzono mapę paleotektoniczną kajpru górnego (fig. 4).

ROZWÓJ OSADÓW WARSTW GIPSOWYCH DOLNYCH

Po regresji morza triasu środkowego pozostał płytki izolowany zbiornik o podwyższonym zasoleniu, w którym zaznaczyła się początkowo krótkotrwała ingresja morska, o czym świadczy notowana w dolomicie granicznym fauna morska (F. Römer, 1870; P. Assmann, 1926, 1929). Ingresja ta mogła postępować z południa, a połączenie z Tetydą znajdowało się przypuszczalnie w rejonie Krakowa.

Zbiornik sedimentacyjny warstw gipsowych dolnych, w stosunku do zbiornika wapienia muszlowego górnego i kajpru dolnego, znacznie zmniejszył się. Największe

Tabela 1

Zestawienie podziałów litostratygraficznych kajpru górnego na Nizinie Polskiej

CHRONO- STRATY- GRAFIA	Zespoły mikroflory T. Orłowska-Zwolińska (1983)		LITOSTRATY- GRAFIA	REGIONALNE OGNIWA LITOSTRATYGRAFICZNE WCHODZĄCE W SKŁAD POSZCZEGÓLNYCH MAP			
				NIZ POLSKI		WYZYNA ŚLĄSKO-KRAKOWSKA	
				Gajewska (1978), R. Dądziewicz, J. Kapił (1963)		W. Bilan (1976) CZEŚĆ WSCHODNIA	S. Kozłowski (1976) CZEŚĆ ZACHODNIA
S K A R A K A T	NORZYK ? A I N R A K LADYN	Corollina meyeriana IV a I	RETYK	w-wy jarkowskie+ dравиенские	Formacja grabowska (fm)	w-wy lisowskie	
		płonne	warstwy gips. grn.	szary iltowiec z anhydr. strop.	H I A T U S	warstwy z Lublińca	
		Aulisporites astigosus III	piaskowiec trzcinyowy	górnym	iltowce z Kluczy (og.)	warstwy z Piotrowiny	
				dolnym	iltowce z Będowa (og.)		
		Porcelispora longdonensis	warstwy gipsowe dolne		Formacja chrzanowska (fm)	warstwy z Potempy	
				pakiet iltowców z dolomitom gran.		w-wy z Opola	
	Heliosaccus dimorphus I	dolnym	w-wy sulechowskie	H I A T U S	w-wymiedarskie		

zmiany nastąpiły na północy i wschodzie; na południu w rejonie Zawiercia obserwujemy w kilku miejscach nieznacznie przekraczający układ osadów warstw gipsowych dolnych, które spoczywają na wapieniu muszlowym środkowym i dolnym (W. Grodzicka-Szymanko, T. Orłowska-Zwolińska, 1972).

Wzmózonej subsydencji kompensowanej przez sedymentację dolnych warstw gipsowych podlegała centralna część zbiornika (fig. 1). Obszarem najintensywniej obniżającym się była w dalszym ciągu wąska strefa w rejonie Krośniewic, której powstanie warunkowane było, podobnie jak w wapieniu muszlowym górnym i kajprze dolnym, przemieszczaniem się soli cechsztyńskich. Nieznacznej wzmózonej subsydencji podlegał ponadto obszar między Trzebiatowem i Piłą. Pozostała część zbiornika charakteryzuje się małymi miąższościami w granicach 100 m, natomiast wzmózoną subsydencją kompensowaną przez sedymentację cechują się tylko rowy synsedymantacyjne Korytowa, Laski i Siekierok.

Warstwy gipsowe dolne to osady ilaste często z wtrąceniami anhydrytów, dolomitów i margli dolomitycznych, które w części południowo-zachodniej i południowej tworzą warstwy znacznej miąższości. W centrum zbiornika występuje sól kamienna. Piaskowce spotyka się na północnym zachodzie i północnym wschodzie jako pojedyncze cienkie przewarstwienia. Litofacja warstw gipsowych dolnych została przedstawiona w postaci uśrednionego składu litologicznego. Wyróżniono dwie grupy skał: skały klastyczne – iltowce i piaskowce – oraz skały umownie nazwane chemicznymi, do których zaliczono węglany, siarczany i sól kamienną. Na podstawie tych grup obliczono współczynnik klastyczności. Rozkład litofacji

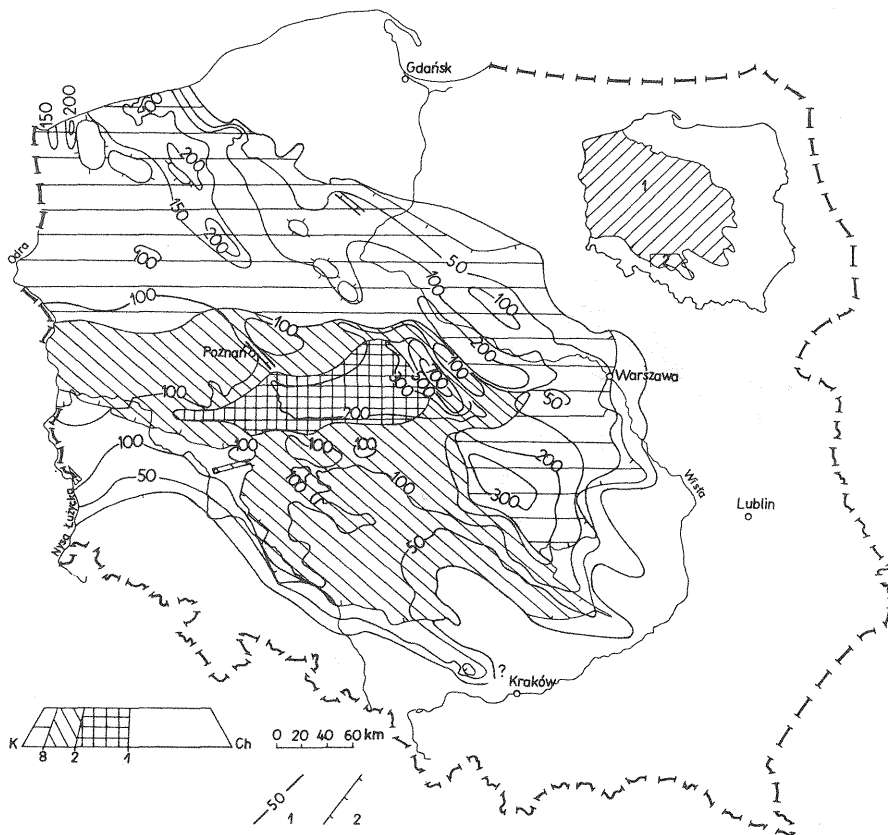


Fig. 1. Paleomiąższości i litofacje dolnych warstw gipsowych według: I. Gajewskiej (1) i S. Kotlickiego (2)
 Palaeothickness and lithofacies of the Lower Gypsum Beds after I. Gajewska (1) and S. Kotlicki (2)
 1 – paleoizopachyty w metrach; 2 – obecny zasięg osadów; trójkąt klasyfikacyjny: K – osady klastyczne, Ch – osady chemiczne
 1 – palaeoisopachs in metres; 2 – present extent of sediments; classification triangle: K – clastic sediments, Ch – chemical sediments

warstw gipsowych dolnych ujawnia znaczny udział skał chemicznych w południowej i centralnej części zbiornika, w zasadzie niezależny od rozkładu miąższości.

ROZWÓJ OSADÓW PIASKOWCA TRZCINOWEGO

Krótkotrwała zmiana klimatu, która nastąpiła w czasie osadzania piaskowca trzciniowego, doprowadziła do rozwoju rzek, co z kolei spowodowało odnowienie poprzednio wysychającego zbiornika. Na północnym zachodzie i północnym wschodzie oraz miejscami na południowym wschodzie basen ten nieznacznie się rozszerzył; stanowił on prawdopodobnie część rozległego systemu deltowego. Jego charakterystyczną cechą są wąskie strefy osadów piaszczystych o miąższościach powyżej 75 m, typowe dla cieków wodnych, rozdzielające rozległe obszary, pokryte osadami ilasto-mułowcowymi z bogatą florą, typowymi dla sedymentacji wód stojących (fig. 2).

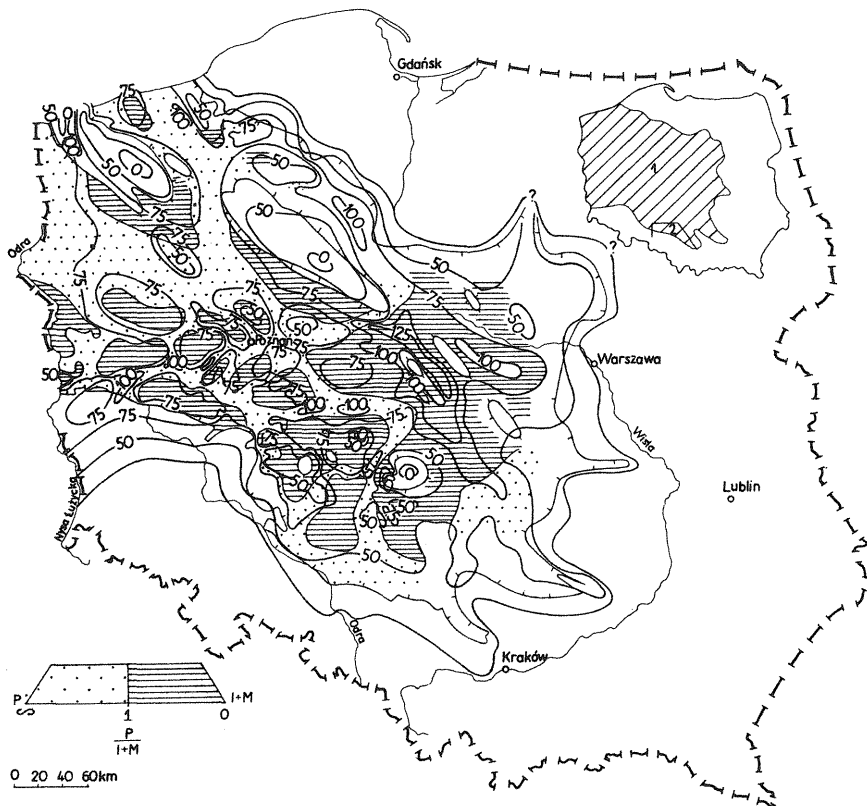


Fig. 2. Paleomiąższości i litofacje piaskowca trzciniowego według: I. Gajewskiej (1) i S. Kotlickiego (2)
 Palaeothickness and lithofacies of the Reed Sandstone after I. Gajewska (1) and S. Kotlicki (2)

Trójkąt klasyfikacyjny: P – piaskowce, I+M – ilowce i mulowce; pozostałe objaśnienia jak na fig. 1
 Classification triangle: P – sandstones, I+M – claystones and siltstones; other explanations as in Fig. 1

W części północno-zachodniej i wschodniej zbiornika, z uwagi na małą ilość materiału dokumentacyjnego i znaczną późniejszą erozję tych osadów, przedstawiony obraz rozkładu miąższości i litofacji jest bardzo uproszczony i zapewne daleki od właściwego. Jak bardzo jest on zróżnicowany widać na przykładzie monokliny przedsudeckiej, skąd dysponujemy odpowiednią ilością danych.

ROZWÓJ OSADÓW WARSTW GIPSOWYCH GÓRNYCH

Zasięg zbiornika sedymentacyjnego warstw gipsowych górnych znacznie zmniejszył się. W części północnej wynurzył się obszar między Świnoujściem i Toruniem, odcinając północno-zachodnie fragmenty (fig. 3). Tworzą się izolowane baseny w rejonie Połczyna, Orzełka i Korytowa. Pozostały, właściwy zbiornik sedymentacyjny warstw gipsowych górnych dzieli się na dwa obszary: zachodni, stabilny, o wyrównanych miąższościach wahających się w granicach 100 m, i wschodni

charakteryzujący się bardzo zróżnicowaną subsydencją z szeregiem wysp oraz obniżen z miąższościami osadów powyżej 200 m (fig. 3).

Osady noryku pokrywające warstwy gipsowe górne nie mają bliżej sprecyzowanego datowania, dlatego też przyjęto, że niezależnie od istniejących luk stanowią one ciągłość stratygraficzną, jakkolwiek z przesłanek geologicznych można wnioskować, że ciągłość między warstwami gipsowymi górnymi a norykiem jest jedynie tam, gdzie jest zachowany pakiet szarych iłwców z anhydrytem stropowym.

Warstwy gipsowe górne tworzą osady ilaste, na ogół pstre; jest to rozwój typowy dla relikowego zbiornika śródlądowego. Udział innych skał, takich jak anhydrytów i gipsów, a na północy także piaskowców, jest minimalny, i przy stosowaniu metody współczynników do określenia litofacji nie mają one znaczenia. Dla całego basenu współczynnik piaskowcowo-łupkowy jest zawsze mniejszy od 1/8, a współczynnik klastyczności – większy od 8.

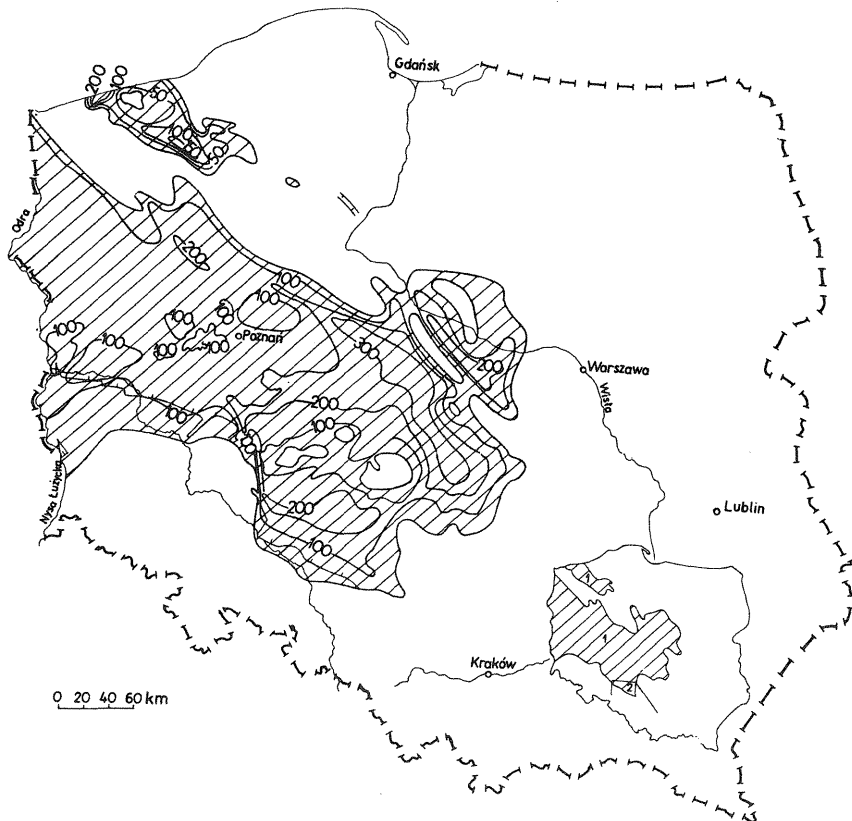


Fig. 3. Paleomiąższości górnych warstw gipsowych według: 1. Gajewskiej (1) i S. Kotlickiego (2)
Palaeothickness of the Upper Gypsum Beds after I. Gajewska (1) and S. Kotlicki (2)

Objaśnienia jak na fig. 1

Explanations as in Fig. 1

ROZWÓJ PALEOTEKTONICZNY

Analizowany kompleks osadów rozwinięty jest głównie w platformowej asocjacji ewaporatowej (w centrum z subasocjacją solonośną), przechodzącej ku brzegowi w platformową asocjację terygeniczną piaszczysto-ilastą.

Ruchy tektoniczne (w dużej mierze tektoniki solnej), zaznaczające się w kajprze górnym, których nasilenie przypadało na schyłek sedymentacji warstw gipsowych górnych – karnik/noryk (Z. Deczkowski, I. Gajewska, 1979; R. Dadlez, 1979) doprowadziły do silnego rozczłonkowania basenu na obszarze o różnej subsydenencji i uformowania szeregu paleostruktur.

Taras bydgosko-mazowiecki jest jednostką strukturalną charakteryzującą się słabą subsydencją kompensowaną przez sedymentację. Rozwijała się ona przez cały okres sedymentacji kajpru górnego. Zaznaczający się w części północnej rów Korytowa (10), o przebiegu NW – SE, formował się od warstw gipsowych dolnych po warstwy gipsowe górne i charakteryzował się bardzo zróżnicowaną, wzmożoną subsydencją kompensowaną przez sedymentację. W obrębie tarasu notujemy kilka nieznacznych podniesień. Do ważniejszych należą: elewacja Szubina (6) oraz elewacja Kamionek (7), obie o rozciągłości zbliżonej do NW – SE. Elewacja Szubina w piaskowcu trzcinowym stanowiła w swej kulminacji wyspę (fig. 2). W końcowym etapie rozwoju basenu sedymentacyjnego kajpru górnego prawie cały taras bydgosko-mazowiecki wynurzył się (fig. 3). Taras ten rozwinął się w zachodniej części monokliny koszalińsko-rzeszowskiej i południowo-zachodniej części tarasu mazursko-mazowieckiego – jednostek ukształtowanych w triasie środkowym.

Obniżenie trzebiatowsko-połczyńskie (13) jest lekko wydłużoną strukturą o rozciągłości NW – SE, w której obrębie występują drugorzędne przegłębienia. W zachodniej części obniżenia zaznacza się prawie izometryczne podniesienie – elewacja Karcina (4), stanowiąca w końcowym etapie rozwoju basenu wyspę (fig. 3). Początki tworzenia się obniżenia trzebiatowsko-połczyńskiego widoczne są już w kajprze dolnym, a jego ostateczne uformowanie nastąpiło z końcem sedymentacji warstw gipsowych górnych. Jednostka ta rozwinięła się w zachodniej części monokliny koszalińsko-rzeszowskiej – elementu strukturalnego triasu środkowego.

Obniżenie pilsko-piotrkowskie obejmuje obszar, który od kajpru dolnego po warstwy gipsowe górne na pewnych odcinkach podlegał dużej subsydenencji kompensowanej przez sedymentację (fig. 1–3). Ostateczne jego zarysy ukształtowały się z końcem sedymentacji warstw gipsowych górnych, z wyraźnie zaznaczoną strefą osiową o rozciągłości NW – SE. Najbardziej subsydenentna strefa znajdowała się między Gopłem a Piotrkowem, z depresją Krośniewic (16), powstała w wyniku przemieszczania się soli cechsztyńskich w kierunku tworzącej się, na garbie Kutna (18), struktury solnej Lubienia – Łaniąt, a częściowo być może także w kierunku wysadu kłodawskiego (S. Marek, 1977; R. Dadlez, S. Marek, 1977). Początek tworzenia się depresji Krośniewic widoczny był w wapieniu muszlowym górnym i kajprze dolnym. W kajprze górnym element ten najlepiej zaznacza się w warstwach gipsowych dolnych (fig. 2). W wyższych ogniwach nie jest on już tak wyraźny (fig. 2, 3), co wiąże się zapewne ze zmniejszeniem aktywności ruchów soli w tym okresie.

Główne przegłębienie obniżenia pilsko-piotrkowskiego przechodzi w kierunku zachodnim w zatokę jarocińską wcinającą się między wyniesienie szczytno-poznańskie, monoklinę przedsudecką i garb Ostrowa. Jej rozwój postępował przez cały okres sedymentacji osadów kajpru górnego (fig. 1, 3).

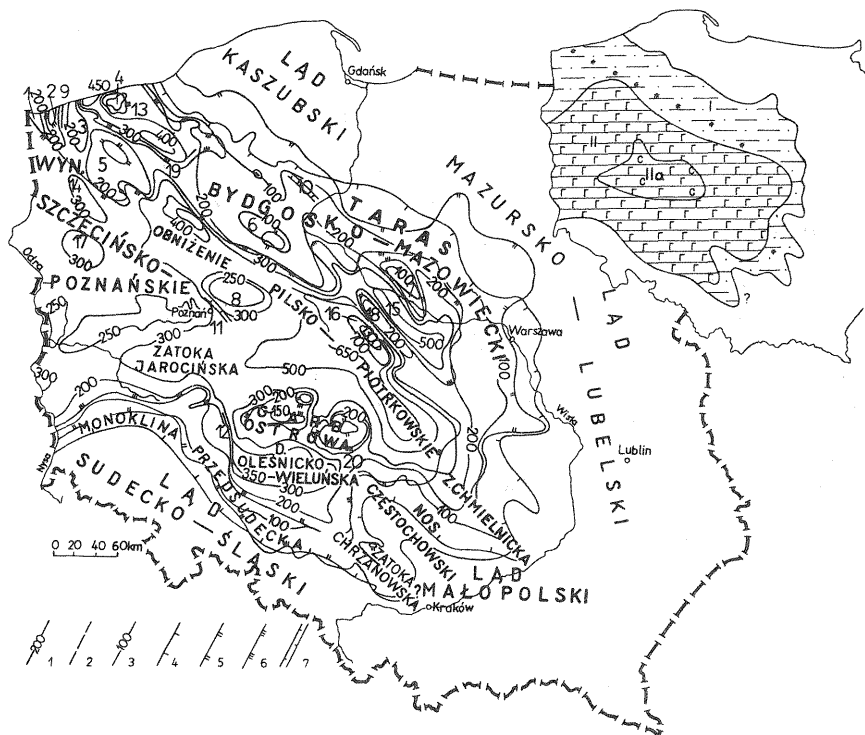


Fig. 4. Mapa paleotektoniczna kajpru górnego
Palaeotectonic map of the Upper Keuper

1 – granice jednostek paleotektonicznych zgodne z przebiegiem paleoizohips ograniczających daną jednostkę; 2 – granice jednostek paleotektonicznych niezależne od przebiegu paleoizohips; 3 – paleoizohipsy spągu kajpru górnego; 4 – zasięg basenu dolnych warstw gipsowych; 5 – zasięg basenu piaskowca trzcinowego; 6 – zasięg basenu górnych warstw gipsowych; 7 – uskoki synsedymantacyjne; elementy strukturalne – elewacje: 1 – Świnoujście, 2 – Warnowa, 3 – Rekowa, 4 – Karcina, 5 – Grzędza, 6 – Szubina, 7 – Kamionek, 8 – Owieczek; rowy: 9 – Laski, 10 – Korytowa, 11 – Siekierki, 12 – Wierzchowiec; 13 – obniżenie trzebiatowsko-połczyńskie; depresje: 14 – Stargardu Szczecińskiego, 15 – Gostynina, 16 – Krośniewic, 17 – Gorzowa; 18 – garb Kutna; przełęcze strukturalne: 19 – Czaplina, 20 – Radoszewic; A – platformowe asocjacje litologiczne: I – terygeniczna, II – ewaporatowa, IIa – subasocjacja solonośna

1 – boundaries of palaeotectonic units concordant to palaeoisohyps limiting this; 2 – boundaries of palaeotectonic units independent of palaeoisohyps; 3 – palaeoisohyps of the Upper Keuper base; 4 – extent of Lower Gypsum Beds basin; 5 – extent of Reed Sandstone basin; 6 – extent of Upper Gypsum Beds basin; 7 – synsedimentary faults; structural elements: 1–8 elevations, 9–12 – grabens, 13–17 – depressions; 18 – ridge; 19, 20 – structural passes (for geographical names of palaeotectonic units see Polish text – numbers in italics); A – platform lithologic associations: I – terrigenous, II – evaporitic, IIa – salt-bearing sub-association

Depresja Gostynina (15) o rozciągłości NW–SE i dużej subsydencji kompensowanej przez sedimentację jest od południowego zachodu ograniczona garbem Kutna. Jej rozwój trwał przez cały kajper górny (fig. 1–3). Depresja Gostynina jest elementem nowym, który rozwinął się na monoklinie koszalińsko-rzeszowskiej – jednostce strukturalnej triasu środkowego.

Wyniesienie szczecińsko-poznańskie jest to jednostka o bardzo zróżnicowanej powierzchni strukturalnej, w której obrębie (w części szczecińskiej) występuje szereg elewacji porożcinanych wąskimi strefami obniżen, niekiedy powstałymi na założeniach tektoniki dysjunktywnej – rów Laski (9). Są to elewacje: Grzędza (5), Rekowa (3), Warnowa (2) i Świnoujście (1). Początki

formowania się tych elementów strukturalnych widoczne są już w kajprze dolnym, a ich ostateczne ukształtowanie nastąpiło z końcem warstw gipsowych górnych, kiedy to obszar ten się wynurzył (fig. 3). W części środkowej wyniesienia szczecińsko-poznańskiego utworzyły się: depresja Stargardu Szczecińskiego (14) i misa Gorzowa (17), zaś w części poznańskiej szereg nieznacznych podniesień.

Na północny wschód od Poznania zaznacza się pozytywny element strukturalny – elewacja Owieczek (8), odcięta od wyniesienia szczecińsko-poznańskiego rowem Siekierok (11). Początki jej tworzenia widoczne są już w kajprze dolnym, a jej rozwój trwał przez cały kajper (fig. 1–3).

Garb Ostrowa oddziela obniżenie pilsko-piotrkowskie od depresji oleśnicko-wieluńskiej. Ma on rozciągłość prawie równoleżnikową z nieznacznym odchyleniem w części wschodniej na ESE. W jego obrębie zaznacza się kilka małych podniesień w rejonie Kalisza i Złoczewa, zaś w rejonie Kliczkowa widoczny jest zaczątek rowu synsedymencyjnego, którego właściwy rozwój przypada na retyk – lias. Rozwój garbu Ostrowa wraz ze wszystkimi elementami postępował przez cały okres sedymentacji osadów kajpru górnego, ale ostateczne uformowanie nastąpiło z końcem warstw gipsowych górnych, kiedy to znaczna jego część stanowiąca obszar wypowy (fig. 2, 3).

Depresja oleśnicko-wieluńska, o rozciągłości prawie równoleżnikowej, ma połączenie z zatoką jarocińską przez rów Wierzchowic (12), który utworzył się w czasie sedymentacji osadów warstw gipsowych górnych. Z obniżeniem pilsko-piotrkowskim depresja ta łączy się przez przełęcz Radoszewic (20). Depresja oleśnicko-wieluńska i garb Ostrowa rozwinęły się na obszarze, który w triasie środkowym stanowił monoklinę.

Monoklina przedsudecka jest to duża jednostka strukturalna, która w końcowym etapie rozwoju basenu sedymentacyjnego kajpru górnego na dużym obszarze wypiętrzyła się. Zatoka chrzanowska utworzyła się w czasie sedymentacji warstw gipsowych dolnych na południowo-zachodnim zboczu wcześniejszej elewacji małopolskiej. W jej południowej części występuje niewielkie nieckowate obniżenie. Nie można wykluczyć istnienia – przez tę właśnie strefę – okresowych połączeń zbiornika epikontynentalnego ze zbiornikiem alpejskim.

Nos strukturalny częstochowski rozwinął się na elewacji małopolskiej i wschodnim skraju monokliny sudecko-śląskiej – elementów strukturalnych triasu środkowego.

Zatoka chmielnicka stanowi przedłużenie obniżenia pilsko-piotrkowskiego w kierunku południowo-wschodnim. Rozwinęła się ona na styku monokliny sudecko-śląskiej z monokliną koszalińsko-rzeszowską – elementów strukturalnych triasu środkowego. Obszar południowo-wschodni triasowego basenu sedymentacyjnego począwszy od przełomu wapienia muszlowego i kajpru dolnego aż po kajper górny wykazywał stałe tendencje wypiętrzające, co w efekcie doprowadziło pod koniec okresu do jego całkowitego wynurzenia.

PIŚMIENICTWO

- ASSMANN P. (1926) – Die Tiefbohrung „Oppeln.“ Jb. Preuss. Geol. Landesanst., **46**, p. 373–396.
- ASSMANN P. (1929) – Die Tiefbohrung Leschna und ihre Bedeutung für die Stratigraphie der ober-schlesischen Trias. Jb. Preuss. Geol. Landesanst., **50**, p. 155–185.
- BILAN W. (1976) – Stratygrafia górnego triasu wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Geologia, **2**, p. 60–74, z. 3.
- DADLEZ R. (1979) – Tektonika kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego. W: Budowa geologiczna niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa. Pr. Inst. Geol., **96**, p. 108–121.
- DADLEZ R., KOPIK J. (1963) – Problem retyku w zachodniej Polsce na tle profilu w Książu Wielkopolskim. Kwart. Geol., **7**, p. 131–157, nr 1.
- DADLEZ R., MAREK S. (1977) – Tektonika. W: Budowa geologiczna wschodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej (strefa Gopło–Ponętów–Pabianice). Pr. Inst. Geol., **80**, p. 121–127.
- DECZKOWSKI Z., GAJEWSKA I. (1979) – Budowa geologiczna podłoża retyku obszaru monokliny przedsudeckiej. Kwart. Geol., **23**, p. 161–177, nr 1.
- GAJEWSKA I. (1978) – Stratygrafia i rozwój kajpru w północno-zachodniej Polsce, W: Stratygrafia kajpru w Polsce. Pr. Inst. Geol., **87**, p. 5–56.
- GRODZICKA-SZYMANO W., ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA T. (1972) – Stratygrafia górnego triasu NE części obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Kwart. Geol., **16**, p. 216–231, nr 1.
- KOTLIICKI S. (1974) – Stratigraphic position of the Triassic sediments in the Upper Silesian region. Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Terre, **22**, p. 161–166, nr 3/4.
- MARCINKIEWICZ T. (1978) – Zespoły megasporowe w kajprze Polski. W: Stratygrafia kajpru w Polsce. Pr. Inst. Geol., **87**, p. 61–80.
- MAREK S. (1977) – Rozwój sedymentacyjno-paleotektoniczny. W: Budowa geologiczna wschodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej (strefa Gopło–Ponętów–Pabianice). Pr. Inst. Geol., **80**, p. 117–121.
- ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA T. (1983) – Palinostratygrafia epikontynentalnych osadów wyższego triasu w Polsce. Pr. Inst. Geol., **104**.
- ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA T. (1985) – Palynological zones of the Polish epicontinental Triassic. Bull. Pol. Acad. Sc. Earth. Sc., **33**, p. 107–117, nr 3–4.
- RÖMER F. (1870) – Geologie von Oberschlesien. Breslau.
- STYK O. (1982) – Biostratygrafia osadów epikontynentalnego triasu Polski na podstawie małżoraczków. Biul. Inst. Geol., **329**, p. 5–62.

Ирена ГАЕВСКА

**ПАЛЕОМОЩНОСТИ, ЛИТОФАЦИИ И ПАЛЕОТЕКТОНИКА ВЕРХНЕГО
КЕЙПЕРА НА ПОЛЬСКОЙ НИЗМЕННОСТИ**

Резюме

В статье представлены три карты палеомощностей и фаций по отложениям верхнего кейпера (фиг. 1, 2, 3), охватывающие литологически разнородные комплексы пород, осадившихся в различных условиях. Ясность стратиграфической позиции пород, представленных на этих картах, в большинстве своем не подлежит сомнению (таб. 1). На базе таких данных была составлена палеотектоническая карта. В седиментационном бассейне верхнего кейпера выделен ряд пони-

женных зон особенно усиленного опускания, компенсированного осадками, окруженных поднятиями. Судя по всем приведенным данным, палеотектоническое формирование верхнего кейпера происходило под влиянием раннекиммерийских тектонических движений, проявившихся в течение всего периода осаднения этого комплекса, а наибольшая их активность приходится на пограничье карнийского и норийского ярусов.

Irena GAJEWSKA

PALAEOTHICKNESS, LITHOFACIES AND PALAEOTECTONICS OF THE UPPER KEUPER IN POLISH LOWLAND

S u m m a r y

Three palaeothicknes and lithofacies maps (Figs 1–3) of Upper Keuper, comprising various lithological rock complexes developed in various conditions are presented. Univocal nature of stratigraphical positions of rock complexes presented in particular maps is unquestionable in wide areas (Tab. 1). The analysis of these maps resulted in the palaeotectonic map of this time span (Fig. 4). A series of depressed zones with increased subsidence compensated by sedimentation and limited by uplifted zones, were distinguished in the basin. It results from the analysis that a palaeotectonic picture of Upper Keuper was influences by the Older Cimmerian tectonic movements which manifested them selves during the whole the sedimentation period of this complex with their culmination at the boundary between Carnian and Norian.