

Anna SZYPERKO-TELLER, Władysław MORYC

## Rozwój basenu sedymentacyjnego pstręgo piaskowca na obszarze Polski

Na podstawie ponad 1000 otworów wiertniczych i nielicznych naturalnych odsłoneń wykonano mapy litofacji i paleomiąższości dolnego, środkowego i górnego pstręgo piaskowca. Przeanalizowano podobieństwa i zmienności rozkładu litofacji oraz zarysów zbiornika sedymentacyjnego w poszczególnych etapach. Wykonano mapę paleotektoniczną przedstawiającą położenie spągowej powierzchni pstręgo piaskowca u schyłku sedymentacji środkowego pstręgo piaskowca. Wyróżniono jednostki paleotektoniczne różnego rzędu. Stwierdzono, że większość z nich, w tym najbardziej obniżona bruzda środkowopolska, miała wcześniejsze, przedtriasowe założenia.

### WSTĘP

Wykonanie map<sup>1</sup> było możliwe dzięki wieloletnim pracom wielu autorów, mającym na celu prawidłową korelację lito- i biostratygraficzną utworów pstręgo piaskowca. Wśród prac paleontologicznych w szczególności palinologiczne opracowania T. Orłowskiej-Zwolińskiej (1984, 1985) doprowadziły do powiązania tradycyjnego podziału dolnego triasu Polski z podziałem standardowym (fig. 1). Uwidocznione w tabeli trzy różne podziały biostratygraficzne są podsumowaniem badań wielu profili z różnych regionów Polski.

Dokumentację biostratygraficzną mają tylko pewne fragmenty profilu pstręgo piaskowca, przedzielone fragmentami nie zawierającymi szczątków organicznych. Do rzadkości przy tym należą profile, w których stwierdzono wszystkie wyróżnione poziomy jednego podziału, a tym bardziej wszystkich trzech podziałów jednocześnie. Z tej przyczyny, mimo istnienia trzech podziałów biostratygraficznych, jedyną możliwą do zastosowania metodą podziału całego profilu pstręgo piaskowca na całym obszarze Polski był podział litostratygraficzny.

<sup>1</sup> Prezentowane mapy wykonał zespół geologów: I. Gajewska (IG Warszawa), H. Senkowiczowa (IG Warszawa), S. Kotlicki (IG Oddział w Sosnowcu), K. Mrozek (Zakład Poszukiwań Nafty i Gazu, Kraków), oraz autorzy artykułu. A. Szyperko-Teller była redaktorką całości.

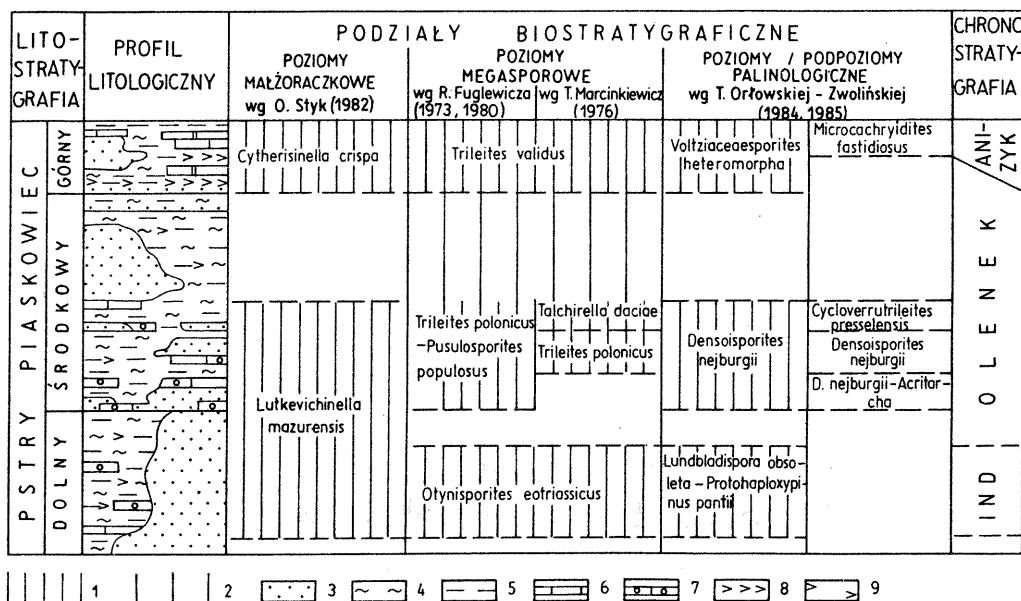


Fig. 1. Zestawienie podziałów biostratygicznych pstrego piaskowca

Correlation of the Buntsandstein biostratigraphic subdivisions

- 1 - zasięg poziomu biostratygicznego; 2 - przypuszczalny zasięg poziomu biostratygicznego; 3 - piaskowce; 4 - mulowce; 5 - ilowce; 6 - wapień; 7 - wapień oolitowy; 8 - anhydryty; 9 - skupienia anhydrytu w skale  
 1 - extent of biostratigraphic zone; 2 - probable extent of biostratigraphic zone; 3 - sandstones; 4 - claystones; 5 - claystones; 6 - limestones; 7 - oolitic limestones; 8 - anhydrites; 9 - anhydrite aggregates in rocks

## STRATYGRAFIA

Przyjęto tradycyjny podział triasu epikontynentalnego, którego najniższe jednostki stanowią: pstry piaskowiec dolny, środkowy i górny (fig. 2). Jednostki te od lat pełnią, mimo swej litostratygicznej genezy, rolę jednostek chronostratygicznych, a powstające nowe schematy litostratygiczne najniższego triasu są do nich zawsze odnoszone.

Przyjęta korelacja jest w głównych rysach zgodna z korelacjami wcześniejszymi, dokonanymi w trakcie systematyzowania litostratygii pstrego piaskowca (A. Szyperko-Śliwczyńska, 1980). Po wprowadzeniu uściśleń i korekt w wyniku dopływu nowych danych korelacja jest obecnie następująca:

**Pstry piaskowiec dolny.** W północnej, centralnej i wschodniej części obszaru pstry piaskowiec dolny reprezentuje drobnoklastyczna formacja bałtycka (A. Szyperko-Śliwczyńska, 1979, 1980). W południowej części obszaru odpowiednikiem jej są głównie piaszczyste utwory, których wydzielenie jako formalnej jednostki nie zostało dotychczas przeprowadzone. Odpowiadają one m.in. kompleksom 21-18 w podziale J. Sokołowskiego (1967) dla obszaru przedsudeckiego, serii dolnej pstrego piaskowca dolnego w podziale K. Mrozka (1975) dla niecki łódzkiej oraz kompleksom A i B pstrego piaskowca w podziale M. Kulety (1985) dla północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Istotna zmiana

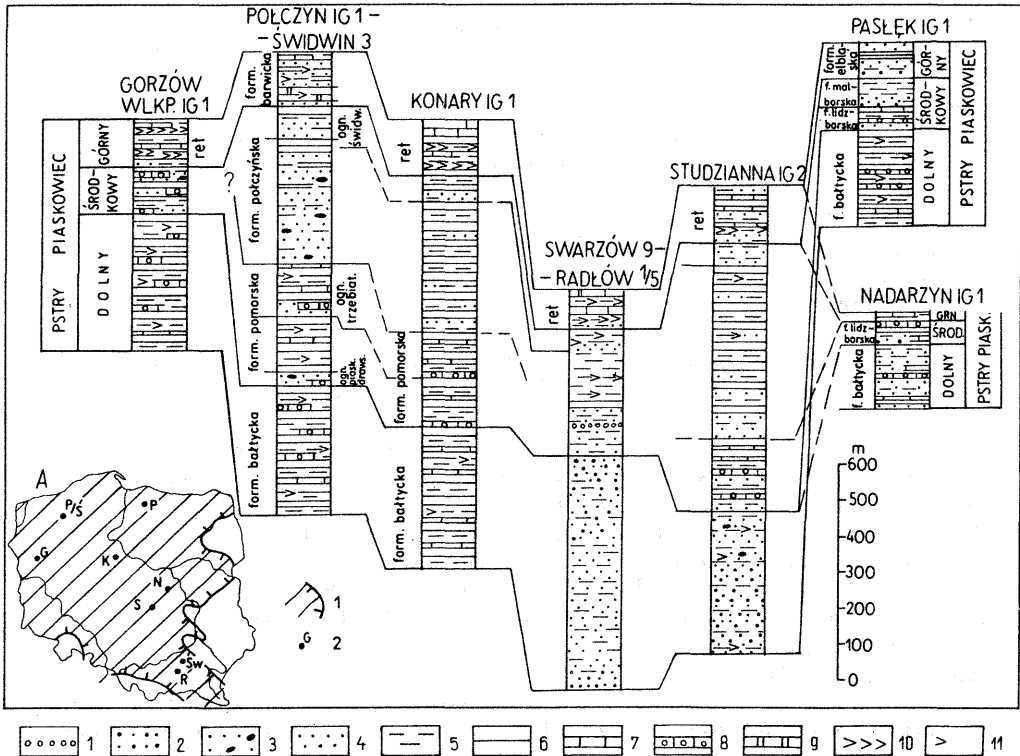


Fig. 2. Zestawienie wybranych profili pstrego piaskowca

Correlation of selected Buntsandstein sequences

1 – zlepienie; 2 – piaskowce średnio- i gruboziarniste; 3 – piaskowce drobnoziarniste z klastami ilowcowo-mułowcowymi; 4 – piaskowce drobnoziarniste; 5 – mułowce; 6 – ilowce; 7 – wapień; 8 – wapień oolitowe; 9 – dolomity; 10 – anhydryty; 11 – skupienia anhydrytu w skale; A: 1 – obszar pierwotnego rozprzestrzenienia pstrego piaskowca, 2 – zestawione profile: G – Gorzów Wlkp. IG 1, K – Konary IG 1, N – Nadarzyn IG 1, P – Pasłek IG 1, P/S – Połczyn IG 1–Świdwin 3, S – Studzianna IG 2, Sw – Swarzów 9, R – Radłów 1/5

1 – conglomerates; 2 – medium- and coarse-grained sandstones; 3 – fine-grained sandstones with claystone-siltstone clasts; 4 – fine-grained sandstones; 5 – siltstones; 6 – claystones; 7 – limestones; 8 – oolitic limestones; 9 – dolomites; 10 – anhydrites; 11 – anhydrite aggregates in rocks; A: 1 – area of the Buntsandstein primary extent, 2 – presented sequences

została wprowadzona w podziale pstrego piaskowca (W. Moryc, 1971) Przedgórze Karpat. Zgodnie z nowym podziałem (Z. Milewska, W. Moryc, 1981) do pstrego piaskowca zaliczono obecnie dwie serie: dolną – piaskowcowo-ilastą – i górną – zlepieńcowo-piaskowcową, zawierającą słabo obtoczone okruchy skał podłoża.

**Pstry piaskowiec środkowy.** Na profil środkowego pstrego piaskowca składa się we wszystkich regionach kilka różnych jednostek litostratygraficznych. W północno-zachodniej Polsce obejmuje on drobnoklastyczną formację pomorską i piaszczystą formację połczyńską, w Polsce wschodniej – węglanowo-ilowcową formację lidzbarską i mułowcowo-piaszczystą formację malborską. Na tym obszarze istotną różnicą w stosunku do dotychczasowych ujęć (R. Dadlez i in., 1976) jest włączenie do środkowego pstrego piaskowca warstw lęborskich, uznawanych za trias wyższy, a teraz korelowanych z formacją malborską. Nowością

jest także całkowite wyłączenie z środkowego pstrego piaskowca formacji elbląskiej uznanej na podstawie obecności zespołu palinologicznego *Voltziaceasporites heteromorpha* za odpowiadającą pstremu piaskowcowi górnemu. Na obszarze przedsubdeckim środkowemu pstremu piaskowcowi odpowiadają kompleksy 17–13 w podziale J. Sokołowskiego (1967), w niecce łódzkiej seria górna pstrego piaskowca dolnego i środkowy pstry piaskowiec w podziale K. Mrozka (1975), na północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich kompleksy C–G pstrego piaskowca w podziale M. Kulety (1985).

Na Przedgórzu Karpat za środkowy pstry piaskowiec uznawane są obecnie (Z. Milewska, W. Moryc, 1981): 1 – seria marglisto-ilasto-wapienna, 2 – seria ilasto-piaskowcowa z esteriami, 3 – seria ilasta z gniazdami anhydrytów, 4 – poziom zlepieńcowo-pseudoolitowy oraz 5 – seria ilasta z pseudoolitami. Utwory te na przeważającym obszarze Przedgórza Karpat, a zwłaszcza w części centralnej i północnej, leżą bezpośrednio przekraczającą na utworach starszych od triasu.

**Pstry piaskowiec górny.** Litofacja retu, charakterystyczna dla dużego obszaru środkowoeuropejskiego zbiornika epikontynentalnego, reprezentuje pstry piaskowiec górny centralnej, południowej i południowo-zachodniej Polski (S. Siedlecki, 1952; H. Senkowiczowa, 1965a, b, 1966, 1970; W. Moryc, 1971; H. Jurkiewicz, 1974; S. Kotlicki, 1974; Z. Milewska, W. Moryc, 1981). Na pozostałym obszarze jej ekwiwalenty stanowią utwory terygeniczne określone w Polsce północno-zachodniej jako formacja barwicka (A. Szyperko-Teller, 1982), w Polsce północno-wschodniej zaś częściowo jako formacja elbląska (A. Szyperko-Śliwczyńska, 1979).

Przyjęta korelacja utworów pstrego piaskowca z punktu widzenia ich stratygraficznej jednoznaczności na przeważającej części obszaru nie budzi wątpliwości. W niewielkich fragmentach położonych w peryferyjnych częściach basenu korelacja ta nie jest pewna, jednakże wynikający stąd błąd nie może być duży z uwagi na niewielką miąższość występujących tam utworów.

## METODYKA

Materiał podstawowy dla map litofacjalno-miąższościowych stanowiły profile ponad 1000 otworów wiertniczych, a w południowej części obszaru także dane z odsłoneń. Większość otworów wiertniczych była rdzeniowana fragmentarycznie lub nie była w ogóle rdzeniowana. Odtwarzanie litologii tych profili głównie na podstawie analizy wykresów pomiarów geofizycznych narzuciło konieczność uogólnienia wydzieleni litologicznych. Wyróżniono następujące grupy skał:

1. Grupa piaskowców i zlepieńców.
2. Grupa iłowców i mułowców, obejmująca oprócz iłowców i mułowców także iłowce i mułowce wapniste oraz skały stanowiące przejścia między nimi (np. iłowce mułowcowe wapniste, mułowce ilaste), a także margle i margle mułowcowe.
3. Grupa skał nieklastycznych, obejmująca na mapie pstrego piaskowca górnego wszystkie typy skał węglanowych, siarczanowych oraz sole; na mapie pstrego piaskowca dolnego i środkowego mieszczą się w niej wyłącznie skały węglanowe, głównie wapienie i wapienie oolitowe.

Mapy (fig. 3–5) przedstawiają obraz pokrywy osadowej poszczególnych jednostek w obrębie ich paleozasięgu. Zaznaczone na nich granice obecnego erozyjnego zdarcia osadów pozwalają jednak na krytyczne spojrzenie na interpretację paleozasięgu przyjętą przez autorów. Obraz paleomiąższości wynika z interpretacji

autorskiej tylko na obszarach całkowitego lub częściowego zdarcia osadów. Zasięg częściowego zdarcia osadów nie został zaznaczony z uwagi na małą skalę mapy; obejmuje on wąską strefę wokół zdarcia całkowitego.

Podstawę mapy paleotektonicznej dolnego—środkowego pstrego piaskowca (fig. 6) stanowi mapa ich paleomiąższości, wykonana przez superpozycję map paleomiąższości pstrego piaskowca dolnego i środkowego. Z uwagi na typ sedymentacji tych jednostek, reprezentujący platformową asocjację skał czerwonych, można przyjąć, że miąższość nagromadzonych wówczas osadów całkowicie zrównoważyła subsydencję obszaru. Mapa paleomiąższości dolnego i środkowego pstrego piaskowca jest zatem mapą paleostrukturalną obrazującą głębokość i ukształtowanie powierzchni spągowej tych osadów na koniec pstrego piaskowca środkowego. Zróznicowanie tych wielkości posłużyło za podstawę wydzielenia na obszarze basenu sedymentacyjnego struktur paleotektonicznych.

## ANALIZA MIĄŻSZOŚCI I LITOFACJI

### BASEN SEDYMENTACYJNY DOLNEGO PSTREGO PIASKOWCA

Basen ten (fig. 3) objął swym zasięgiem część Niżu Polskiego o powierzchni około 2-krotnie większej niż resztkowy basen najwyższego cechsztynu. Największe rozszerzenie ram basenu nastąpiło na platformie prekambryjskiej i Przedgórzu Karpat. Osady pokryły odsłonięte i częściowo zerodowane różne fragmenty utworów permu, a poza ich zasięgiem starsze systemy młodszego paleozoiku i starszy paleozoik, a nawet proterozoik. Na platformie prekambryjskiej poza zasięgiem basenu znalazła się jedynie polska część wypiętrzenia białoruskiego oraz wypiętrzenie lubelskie z wcinającymi się w basen dwoma wąskimi półwyspami. Południowe obramowanie niżowej części basenu stanowiło wypiętrzenie sudecko-małopolskie, a na południe od niego rozwinęło się prawdopodobnie szerokie obniżenie krakowsko-tarnowskie. Resztki pokrywy osadowej tego obniżenia zachowały się miejscami w postaci płytów nie całkowicie ściętych erozyjnie. Natrafiają na nie również najnowsze wiercenia w Zachodnich Karpatach. Kształt i zasięg tego obniżenia nie jest dobrze poznany, nie wiadomo również czy i w jakiej części łączyło się ono z główną niżową częścią basenu dolnego pstrego piaskowca.

Rozkład litofacji w basenie jest przejrzysty i świadczy dobitnie o dominującej w tym czasie roli południowego obszaru alimentacyjnego. Na przeważającej części obszaru powstały utwory drobnoklastyczne ilowcowo-mułowcowe, miejscami wapniste z nielicznymi (mniej niż 5% profilu) wkładkami wapieni oolitowych oraz miejscami z wkładkami wapieni mułowcowych, miejscami zaś ze skupieniami anhydrytu. Litofację tę opisano jako formację bałtycką. Utwory gruboklastyczne w znacznej ilości, przekraczającej 50% profilu, powstały tylko w szerokim (do około 150 km) pasie wzdłuż południowej granicy niżowej części basenu oraz w obniżeniu krakowsko-tarnowskim. Występowanie piaskowców wzdłuż wschodniej granicy zbiornika ograniczone jest do znacznie węższej strefy, przy czym nie stwierdzono tam profili o przewodze piaskowców. Ten rozkład litofacji, jak również liczny udział słabo obtoczonego materiału okrucowego w osadach południowej części basenu sugerują, że południowe obszary wypiętrzone miały rzeźbę bardziej zróżnicowaną niż speneplenizowane, wypiętrzone obszary, z którymi basen graniczy od wschodu.

W całości utwory dolnego pstrego piaskowca są osadami płytkiego, okresowo

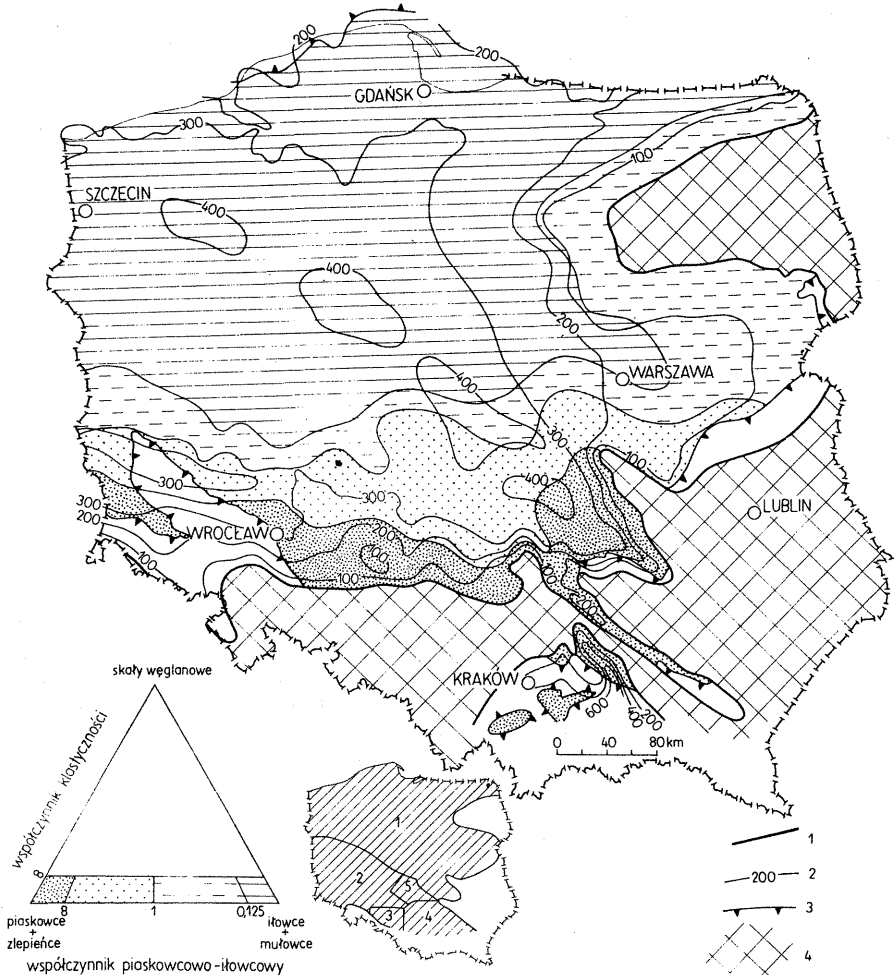


Fig. 3. Paleomiąższości i litofacie pstręgo piaskowca dolnego według: A. Szyperko-Teller (1), I. Gajewskiej (2), S. Kotlickiego (3), W. Moryca (4) i K. Mrozka (5)

Palaeothickness and lithofacies of the Lower Buntsandstein after A. Szyperko-Teller (1), I. Gajewska (2), S. Kotlicki (3), W. Moryc (4), and K. Mrozek (5)

1 – paleoizopachyta o wartości 0, równoznaczna z pierwotnym zasięgiem utworów; 2 – pozostałe paleoizopachyty; 3 – zasięg całkowitego zdarcia utworów; 4 – obszar nie objęty sedimentacją

1 – zero palaeoisopach equivalent to primary extent of formation; 2 – other palaeoisopachs; 3 – extent of total erosion of the formation; 4 – area devoid of sedimentation

wysychającego zbiornika śródlądowego o niewielkim zasoleniu. Występujące wśród nich piaskowce są utworami rzecznyymi i przybrzeżnymi, tylko w południowej części zbiornika opisywano je jako eoliczne (R. Gradziński i in., 1979).

Zespoły małżoraczków, notowane w utworach dolnego pstręgo piaskowca wschodniej części polskiego zbiornika, sugerują możliwość istnienia bezpośrednich kontaktów z basenami triasowymi platformy rosyjskiej.

Rozkład paleomiąższości dolnego pstręgo piaskowca wskazuje, że opisywany obszar zachował w ogólnych rysach tendencje paleotektoniczne istniejące w per-

mie. Zarys basenu sedymentacyjnego był zbliżony do zarysu basenu permskiego z okresu jego maksymalnego zasięgu. Podobny też do istniejącego w permie (R. Wagner i in., 1980) był rozkład stref o różnej subsydencji. Strefa największej subsydencji pokrywała się w przybliżeniu z obszarem permskiej bruzdy centralnej. Po obu jej stronach występowały obszary stabilniejsze. Na wyniesionym obszarze północno-wschodnim zachowały się w postaci płytkich zatok – warmińskiej i podlaskiej – permskie obniżenia: bałtyckie i podlaskie. W części południowo-zachodniej najslabiej obniżony obszar pokrywał się w przybliżeniu z permskim wypiętrzeniem wolsztyńskim; zachowała się także większość drugorzędnych paleostruktur na obszarze przedsudeckim. Podobnie obniżenie krakowsko-tarnowskie na Przedgórzu Karpat miało wcześniejsze założenia, czego potwierdzeniem jest obecność w spągu triasu dolnego utworów cechsztynu (W. Moryc, H. Senkowiczowa, 1968).

#### BASEN SEDYMENTACYJNY ŚRODKOWEGO PSTREGO PIASKOWCA

Basen ten (fig. 4) był kontynuacją basenu najniższego triasu. W końcowym etapie sedymentacji dolnego pstrego piaskowca przeszedł on w fazę stagnacji, nigdy jednak na terenie Polski nie stwierdzono, aby towarzyszyło jej istotne kurczenie się jego zasięgu. Między dolnym i środkowym pstrym piaskowcem nie notowano nigdzie powierzchni erozyjnej. Basen środkowego pstrego piaskowca ma wyraźne tendencje transgresywne. Wydaje się, że w północno-wschodniej części basenu rozszerzenie jego ram nastąpiło w najwcześniejszej fazie sedymentacji środkowego pstrego piaskowca. Istnieją jednak, głównie na południu, obszary, na których nastąpiło to znacznie później.

W sumie zasięg zbiornika sedymentacyjnego środkowego pstrego piaskowca był wyraźnie większy niż zbiornika pstrego piaskowca dolnego. Sedymentacja została objęta m.in. znaczne, wcześniej erodowane obszary w południowej części basenu. Nastąpiło rozczłonkowanie i zwężenie wypiętrzenia sudecko-małopolskiego, poszerzenie lub otwarcie połączeń niżowej części basenu z obniżeniem krakowsko-tarnowskim, a poprzez nie połączenie od południa z morskim basenem alpejskim.

Rozkład litofacji na mapie środkowego pstrego piaskowca nie jest tak klarowny jak na mapie pstrego piaskowca dolnego, powstał bowiem z podsumowania litofacji układających się odmiennie w początkowej i późniejszej fazie sedymentacji.

W fazie początkowej w południowej części zbiornika dominowała, podobnie jak w dolnym pstrym piaskowcu, litofacja piaszczysta; profile o przewodze piaskowców powstały także w skrajnie północnej części basenu oraz na niewielkich obszarach w jego części wschodniej. W pewnych częściach basenu powstały wówczas także znaczne ilości skał węglanowych, wapieni i wapieni oolitowych.

W fazie późniejszej w południowej części zbiornika litofacja piaskowcowa była ograniczona do zachodniej części peryferyjnej strefy basenu, co się wiąże z przetrwaniem do tego czasu wypiętrzenia sudeckiego. W części wschodniej powstały wówczas jednorodne kompleksy utworów drobnoklastycznych, co ma związek z kolei z powstaniem tutaj szerszego połączenia z basenem alpejskim. Kompleksy piaskowcowe największej miąższości (formacja półczyńska – fig. 2) powstawały w tym czasie w północno-zachodniej części basenu.

Zbiornik sedymentacyjny środkowego pstrego piaskowca był początkowo ruchliwy, oscylujący, wyraźnie rozszerzał swój zasięg. Znaczne nagromadzenia szczątków małżów w osadach części południowej, przy sporadycznym ich występowaniu na pozostałym obszarze, zdają się wskazywać na ich pochodzenie z południa. Obecność we wschodniej części basenu zespołu małżoraczków, analogicznego do znanego z dolnego pstrego piaskowca, sugeruje możliwość istnienia w dalszym

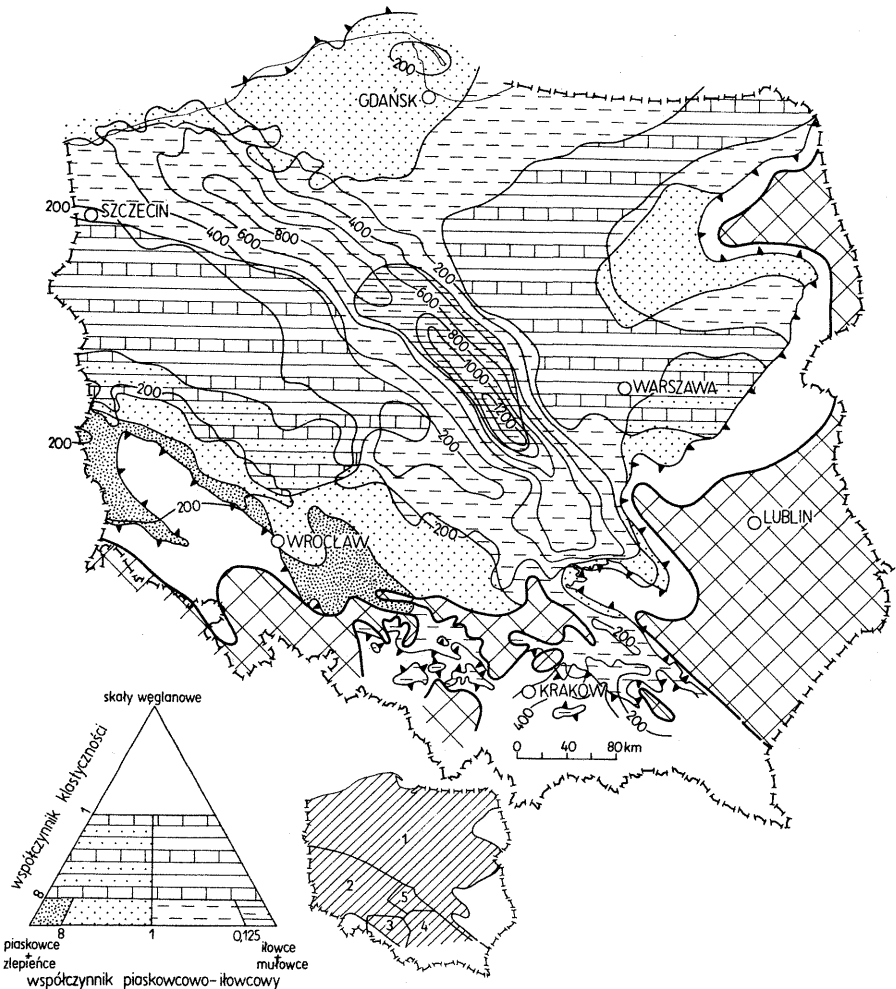


Fig. 4. Paleomiąższości i litofacie pstręgo piaskowca środkowego według: A. Szyperko-Teller (1), I. Gajewskiej (2), S. Kotlickiego (3), W. Moryca (4) i K. Mrozka (5)

Palaeothickness and lithofacies of the Middle Buntsandstein after A. Szyperko-Teller (1), I. Gajewska (2), S. Kotlicki (3), W. Moryc (4), and K. Mrozek (5)

Objaśnienia jak na fig. 3

Explanations as in Fig. 3

ciągu bezpośredniego kontaktu z basenami triasowymi platformy rosyjskiej.

Później zbiornik środkowego pstręgo piaskowca w głównej, niżowej części przeszedł w fazę stagnacji i prawdopodobnie zawężił się w końcu do swej ściśle osiowej strefy. W części południowej zwężenie zbiornika nie jest obserwowane. Przeciwnie, wydaje się, że właśnie dopiero w końcowej fazie zbiornik rozszerzył się na pewne wcześniej nie objęte sedimentacją fragmenty obszaru, jak np. na obszar śląsko-krakowski czy centralną i północno-wschodnią część Przedgórze Karpat. Wiąże się to zapewne ze wspomnianym już znacznym oddziaływaniem morza południowego.



Kontrastowość obrazu paleomiąższości środkowego pstrego piaskowca, większa niż pstrego piaskowca dolnego, w niewielkim zapewne stopniu wyniknęła z dłuższego czasu trwania jego sedymentacji. Istotną jej przyczynę stanowi rzeczywiste większe zróżnicowanie paleotektoniczne obszaru basenu, przy zachowaniu podobieństwa rozkładu subsydencji.

Oś największej subsydencji, przebiegająca wzdłuż bruzdy środkowopolskiej przesunięta była ku północnemu wschodowi w stosunku do osi maksymalnego obniżenia we wcześniejszym triasie i permie. Miąższość powstałych tu osadów środkowego pstrego piaskowca jest 4–5-krotnie większa od maksymalnej miąższości jego osadów poza bruzdą środkowopolską. Kontrast między subsydencją bruzdy środkowopolskiej i leżących po obu jej stronach bardziej stabilnych obszarów pogłębiał się w środkowym pstrym piaskowcu, a w trakcie tego procesu następowały także pewne zmiany w paleotektonicznym obrazie obszaru. W północno-wschodniej jego części zniknęły obniżone zatoki: warmińska i podlaska, w części południowo-zachodniej uległ przedłużeniu ku południowemu wschodowi wyniesiony obszar powstały z przekształcenia permskiego wypiętrzenia wolsztyńskiego, a na południe od niego wykształciła się strefa nieznacznie obniżona, biegnąca równoleżnikowo wzdłuż południowej granicy obszaru.

Na Przedgórzu Karpat istniejące już wcześniej obniżenie krakowsko-tarnowskie znacznie się poszerzyło, obejmując częściowo oddzielające je od niżowej części basenu wypiętrzenie małopolskie. Kształt tego obniżenia, szczególnie południowej jego części, nie został poznany, należy się tam jednak spodziewać dużych paleomiąższości środkowego pstrego piaskowca oraz powiązania obniżenia z basenem Tetydy.

#### BASEN SEDYMENTACYJNY GÓRNEGO PSTREGO PIASKOWCA

Rozwinął się on (fig. 5) w wyniku postępującej od południa ingresji morza alpejskiego. W pierwszej fazie basen morski objął południową, centralną i zachodnią część obszaru Polski mniej więcej po północno-wschodnią granicę obniżenia środkowopolskiego, pokrywając duże, wcześniej erodowane obszary wyniesione, w tym poza lokalnymi wysepkami, resztki wypiętrzenia sudecko-małopolskiego. W fazie późniejszej został objęty sedymentacją także duży obszar północno-wschodni Niżu Polskiego. Rozwój basenu postępował stopniowo osiągając maksimum w końcowym stadium sedymentacji pstrego piaskowca górnego.

Na dużym obszarze obejmującym południowo-zachodnią, centralną i południową część basenu polskiego powstała litofacja retu. Są to twory głównie węglanowe, podrzędnie terygeniczne, zawierające jeden lub dwa kompleksy anhydrytowo-gipsowe, a w południowo-zachodniej części lokalnie także solne, odpowiadające epizodom stagnacji zbiornika.

Utwory głównie terygeniczne z dużym udziałem piaskowców a nielicznym zlepieńców powstały w tym czasie w północno-zachodniej (formacja barwicka) i wschodniej (częściowo formacja elbląska) części basenu polskiego.

W utworach górnego pstrego piaskowca obu litofacji występuje morska fauna, głównie małże z nielicznymi gatunkami wspólnymi dla śródlądowego zbiornika środkowej Europy i niektórych stref morza alpejskiego. Najliczniejsza ilościowo i gatunkowo fauna występuje w południowej części basenu, najmniej liczna w części północnej. Zespół małżoraczków górnego pstrego piaskowca jest, podobnie jak w niższym triasie, zbliżony do równowiekowego zespołu z platformy rosyjskiej.

Obraz paleomiąższości górnego pstrego piaskowca wskazuje na mniejsze niż we wcześniejszym triasie zróżnicowanie subsydencji obszaru. Istotną zmianą jest także podział najbardziej dotychczas subsydentnej bruzdy środkowopolskiej

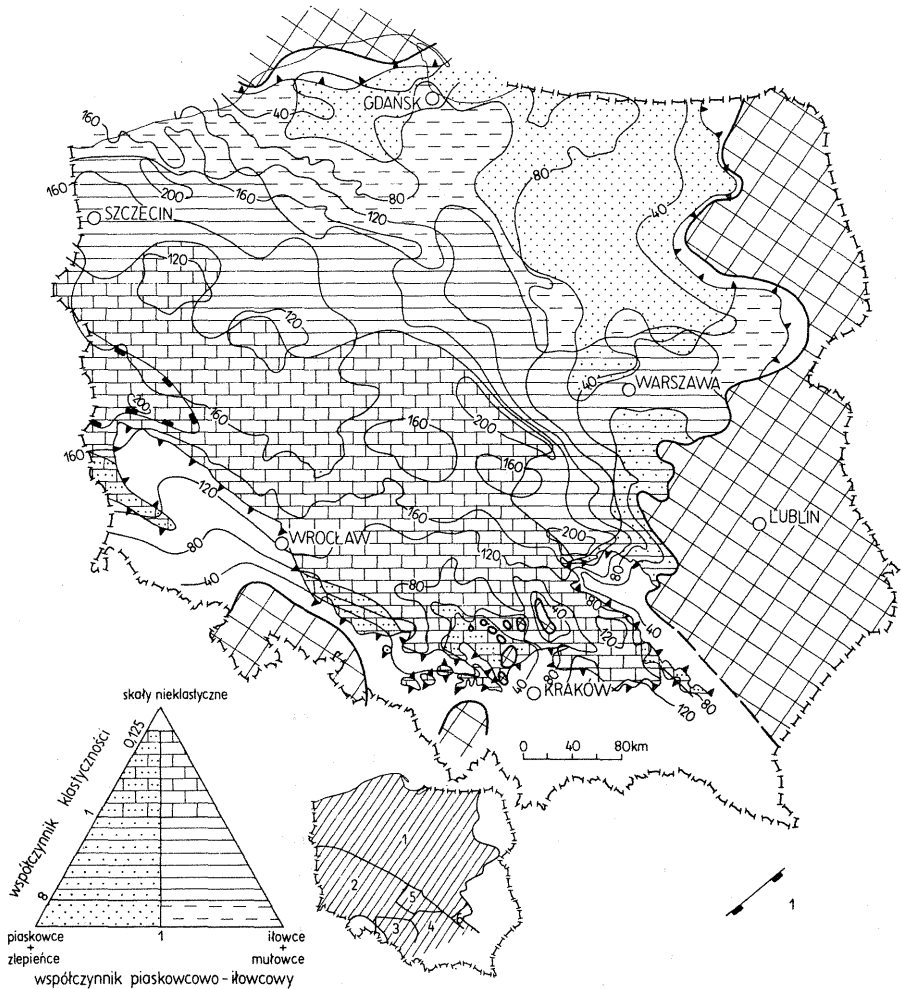


Fig. 5. Paleomiąższości i litofacie pstręgo piaskowca górnego według: A. Szyperko-Teller (1), I. Gajewskiej (2), S. Kotlickiego (3), W. Morycy (4), K. Mrozka (5) i H. Senkowiczowej (6)  
Palaeothickness and lithofacies of the Upper Buntsandstein after A. Szyperko-Teller (1), I. Gajewska (2), S. Kotlicki (3), W. Moryc (4), K. Mrozek (5), and H. Senkowiczowa (6)

1 – zasięg występowania wkładek soli kamiennej; pozostałe objaśnienia jak na fig. 3

1 – extent of occurrence of rock salt beds; other explanations as in Fig. 3

na kilka mniejszych stref o subsydencji nieznacznie zwiększonej w stosunku do otoczenia. Maksymalna miąższość nagromadzonych w tych strefach osadów przekracza przy tym zaledwie o około 10% ich maksymalną miąższość w obniżonych strefach obszaru przedsubdeckiego.

W obniżeniu krakowsko-tarnowskim układ paleomiąższości sugeruje jej wzrost ku południowi, gdzie prawdopodobnie zmienia się także charakter osadów na bardziej pełnomorski niż w poznanej części obniżenia.

Rozkład stref względnie wyniesionych jest zbliżony do rozkładu w basenach dolnego i środkowego pstręgo piaskowca. W miejscu wypiętrzenia małopolskiego pozostała częściowo wypiętrzona bariera zaznaczająca się małymi miąższościami

osadów lub ich brakiem na niewielkich wyniesionych wysepkach w rejonie krakowsko-olkuskim.

Szczególnie małe miąższości osadów w obrębie wyniesionego obszaru północno-wschodniej części basenu wynikają z wyraźnego opóźnienia transgresji zbiornika morskiego.

\*

Basen sedymentacyjny pstrego piaskowca obszaru Polski był wschodnią częścią śródlądowego basenu położonego w europejskiej części Eurazji. Przyjmuje się, że w najwcześniejszym triasie miał on kontakt z borealną częścią oceanu światowego, podobnie jak w permie, poprzez strefę obniżoną biegnącą na zachód od Skandynawii.

W polskiej części zbiornika zwraca uwagę występowanie w utworach najniższego triasu północno-wschodniej Polski nieznanego z pozostałej części zbiornika środkowoeuropejskiego zespołu małżoraczków (poziom *Lutkevichinella mazurensis*) zbliżonego, zdaniem O. Styk (1982), do zespołu z obszaru nadkaspjskiego platformy rosyjskiej. Zbieżność ta nasuwa przypuszczenie o bezpośrednim kontakcie między tymi obszarami.

W późniejszym triasie, już na pewno w środkowym pstrym piaskowcu, basen środkowoeuropejski połączył się z morzem Tetydy. Dotychczas przyjmowano, że rolę pierwszoplanową w połączeniu tym pełniła na obszarze Polski brama śląsko-morawska. Uważano, że połączenie przez nią nastąpiło wcześniej (od początku sedymentacji pstrego piaskowca górnego) i było swobodniejsze niż przez bramę wschodniokarpacką, które nastąpiło dopiero w wyższej części retu. Do wniosków takich prowadziła (H. Senkowiczowa, 1962) analiza porównawcza zespołów fauny obszaru śląsko-krakowskiego i świętokrzyskiego, wsparta w pewnym stopniu znajomością litofacji górnego pstrego piaskowca.

Obecna znajomość rozwoju triasu całego południowego fragmentu zbiornika epikontynentalnego w Polsce, a w szczególności Przedgórze Karpat, czyni ten wniosek mniej oczywistym.

Zdaniem autorów artykułu połączenie basenu epikontynentalnego z basenem alpejskim nastąpiło już na początku kształtowania się basenu środkowego pstrego piaskowca poprzez szeroką bramę wschodniokarpacką, przy czym stopniowe wciąganie obszarów wcześniej wypiętrzonych w obręb basenu objęło obszar śląsko-krakowski znacznie później, co uwidacznia się powstaniem tu cienkiej (zaledwie do około 50-metrowej) pokrywy osadów środkowego pstrego piaskowca. Obszar śląsko-krakowski stanowił wówczas zapewne płytką strefę obniżoną, być może o charakterze zatoki, rozwiniętą w obrębie wypiętrzenia sudecko-małopolskiego, połączoną ku północy wąskim przesmykiem z niżową częścią basenu, ku wschodowi zaś łączącą się z obniżeniem krakowsko-tarnowskim<sup>2</sup>.

Rozszerzanie się basenu sedymentacyjnego na omawianym obszarze trwało nadal w czasie sedymentacji pstrego piaskowca górnego. Zachodziło ono stopniowo, w wyniku czego na pewnych wcześniej wypiętrzonych obszarach powstały niepełne profile stratygraficzne, prawdopodobnie odpowiadające tylko najwyższej części górnego pstrego piaskowca. Brak informacji o rozwoju górnego pstrego piaskowca w ściśle południowej części obszaru nie pozwala na pewne określenie

<sup>2</sup> S. Kotlicki, opracowujący obszar śląsko-krakowski w oryginalnej szczegółowej wersji map, uważa, że w najpóźniejszym okresie sedymentacji środkowego pstrego piaskowca nastąpiło połączenie tego obszaru z basenem alpejskim przez bramę śląsko-morawską. Autor daje temu wyraz przez otwarcie basenu sedymentacyjnego ku południowi (fig. 4).

granic basenu i jego połączeń z basenem alpejskim. Poznane profile górnego pstręgo piaskowca na Przedgórzu Karpat reprezentują typową litofację retu i są zapewne pełne stratygraficznie, przy czym paleomiąższość sięga powyżej 120 m. Na obszarze śląsko-krakowskim, położonym najbliżej tzw. bramy śląsko-morawskiej, powstają w tym czasie utwory niewielkiej miąższości (30–40 m), składające się wyłącznie ze skał węglanowych z podrzędnymi wkładkami skał terygenicznych, głównie drobnoziarnistych, i zawierające liczną faunę morską, niekiedy nagromadzoną ławicowo<sup>3</sup>.

Obecność skał gruboklastycznych w opisywanej południowej części zbiornika stwierdzono (fig. 5) przy jego brzegach, w części zachodniej w bezpośrednim otoczeniu wypiętrzenia sudeckiego, w części wschodniej zaś w sąsiedztwie wypiętrzenia lubelskiego oraz wewnątrz basenu w otoczeniu stopniowo zalewanych pozostałości wypiętrzenia małopolskiego.

Układ litofacji i rozkład paleomiąższości górnego pstręgo piaskowca, zdaniem autorów artykułu, nie stanowią podstawy do podtrzymywania tradycyjnego poglądu o pierwszoplanowej w tym czasie roli bramy śląsko-morawskiej w kontaktach morza epikontynentalnego z morzem alpejskim. Z pewnością zdecydowanie większą rolę odgrywała wtedy brama wschodniokarpacka, której szerokości na podstawie istniejących danych nie można określić; dane z otworów wiertniczych na Przedgórzu Karpat coraz bardziej jednak zmniejszają możliwe do przyjęcia rozmiary wału beskidzkiego (Prakarpaty), sytuowanego dotychczas między bramą wschodniokarpacką a bramą śląsko-morawską. Nie wykluczone, że brama wschodniokarpacka była w tym czasie na obszarze Polski jedynym połączeniem triasowego basenu niżowego z basenem alpejskim, obszar śląsko-krakowski stanowił zaś płytką zatokę, częściowo odgradzoną od Przedgórza Karpat stopniowo pokrywanymi przez morze wyspowymi barierami wypiętrzenia małopolskiego.

## ANALIZA PALEOTEKTONICZNA

Mapy miąższościowo-litofacjalne posłużyły jako materiał do analizy rozwoju strukturalnego obszaru basenu. Pierwszą z serii map triasowych przedstawiających ten proces jest mapa paleotektoniczna dolnego i środkowego pstręgo piaskowca<sup>4</sup> (fig. 6).

Przedstawione na mapie osady rozwinięte są jako asocjacja kontynentalnych terygenicznych skał czerwonych. Podrzędnie występują wśród nich utwory terygeniczne, głównie drobnoklastyczne o barwach szarych oraz skały węglanowe zgrupowane głównie w środkowej części profilu jednostki, powstałym w czasie krótkotrwałej ingresji morskiej. Skały siarczanowe (gipsy, anhydryty) występują w obrębie skał czerwonych w postaci nieregularnych skupień, głównie w dolnej części profilu.

W początkowym etapie rozwoju basenu dolnotriasowego w całej jego południowej części (fig. 6, Ia), w otoczeniu wyniesionego obszaru południowego, wśród terygenicznych skał czerwonych przeważają piaskowce, niekiedy z wkładkami

<sup>3</sup> Doszukiwanie się istotnych różnic między tym zespołem faunistycznym a zespołem z Przedgórza Karpat nie jest celowe z uwagi na nieporównywalność danych, pochodzących w pierwszym przypadku z odsłoneń naturalnych, w drugim zaś z fragmentarycznie rdzeniowanych otworów wiertniczych. Wydaje się, że różnice te nie są istotne. Na uwagę zasługuje jedynie obecność głowonogów (*Beneckeia tenuis* Seeb.) na Górnym Śląsku.

<sup>4</sup> Górny pstry piaskowiec wraz z wapieniem muszlowym i dolnym kajprem został ujęty na następnej triasowej mapie paleotektonicznej (I. Gajewska, 1988).

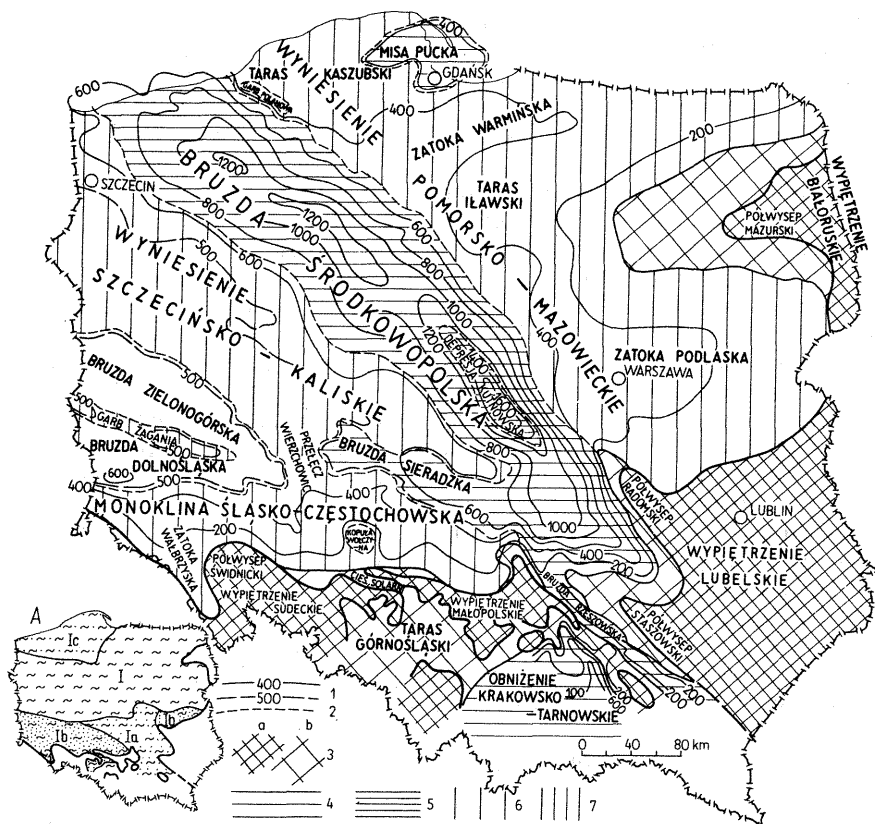


Fig. 6. Mapa paleotektoniczna pstrego piaskowca dolnego – środkowego według A. Szyperko-Teller  
 Palaeotectonic map of the Lower–Middle Buntsandstein after A. Szyperko-Teller

1 – paleoizohipsy spągu pstrego piaskowca; 2 – przybliżone granice wyróżnionych elementów paleotektonicznych; 3 – obszary wypiętrzzone: a – przez cały okres, b – w pierwszym etapie sedimentacji (pstry piaskowiec dolny); 4 – obszary obniżone – bruzdy, obniżenia; 5 – obszary maksymalnie obniżone – depresje; 6 – obszary wyniesione; 7 – garby, kopuły; A – platformowe asocjacje litologiczne: I – asocjacja skał czerwonych: Ia – z przewagą skał gruboklastycznych w pierwszym etapie rozwoju basenu, Ib – z przewagą skał gruboklastycznych w całym okresie, Ic – z przewagą skał gruboklastycznych w końcowym etapie rozwoju basenu

1 – palaeoisohypses of the base of Buntsandstein; 2 – approximate boundaries of distinguished palaeotectonic elements; 3 – uplift areas: a – in the whole period, b – in the first stage of sedimentation (Lower Buntsandstein); 4 – depressed areas – furrows, depressions; 5 – areas of maximum subsidence; 6 – uplift areas; 7 – ridges, domes; A – platform lithological associations: I – red beds association: Ia – with predominance of coarse-clastic rocks in the first stage of evolution of the basin, Ib – with predominance of coarse-clastic rocks in the whole period, Ic – with predominance of coarse-clastic rocks in the final stage of evolution of the basin

zlepieńców. W późniejszym etapie obszar ich powstawania zęża się do południowo-zachodniej i wschodniej (fig. 6, Ib) części tego fragmentu basenu, w części środkowej zaś powstają osady drobnoklastyczne. Ma to związek z otwarciem tutaj połączenia z południowym, morskim zbiornikiem dolnotriasowym. W końcowym etapie rozwoju utwory gruboklastyczne (fig. 6, Ic) powstają także w północno-zachodniej Polsce. Ich sedimentacja zaznacza początek okresu charakteryzującego się obfitym dopływem materiału terygenicznego z północnego, skandynawskiego obramowania basenu. Ten kierunek transportu materiału dominuje następnie w całym triasie środkowym.

Mapa paleotektoniczna (fig. 6) przedstawia morfologię i głębokość położenia powierzchni spągowej opisanych osadów u schyłku sedymentacji środkowego pstręgo piaskowca. Głębokość ta waha się na obszarze basenu od 0 do ponad 1600 m, a jej nachylenie, na przeważającej części nie przekraczające  $1^\circ$ , osiąga  $2-3^\circ$  na skłonach bruzdy środkowopolskiej, maksymalnie zaś  $4-5^\circ$  na skłonach obniżenia krakowsko-tarnowskiego.

Najbardziej obniżoną część obszaru stanowi bruzda środkowopolska. Jest to wydłużona struktura, przebiegająca w kierunku NW-SW przez całą polską część basenu. Maksymalna subsydencja bruzdy w depresji kutnowskiej jest około 2-3-krotnie większa od maksymalnej subsydencji wyniesionych części basenu leżących na południowy zachód i północny wschód od bruzdy. Maksymalne nachylenie skłonu bruzdy (około  $2^\circ$ ) notowane jest na zboczach depresji kutnowskiej; subsydencja całej struktury waha się od 500 m na jej północno-wschodniej krawędzi do około 1600 m w centralnej części depresji kutnowskiej. Granice bruzdy przyjęto w miejscu wyraźnego zwiększenia nachylenia powierzchni spągowej odzwierciedlającego się na mapie zagęszczeniem izopachyt. Granicę północno-wschodnią stanowi w przybliżeniu izolinia 500 m, południowo-zachodnią – 600-700 m. W południowej części granice bruzdy stanowią nie pokryte osadami obszary wypiętrzenia lubelskiego i małopolskiego. W tej także części bruzda środkowopolska łączy się z dwiema strukturami obniżonymi: bruzdą sieradzka i rzeszowska. Północna granica struktury przebiega poza obszarem Polski. Ostateczne uformowanie bruzdy nastąpiło prawdopodobnie w środkowej fazie rozwoju basenu, w wyniku przekształcenia permskiej bruzdy centralnej (R. Wagner i in., 1980), polegającego na zwiększeniu gradientu subsydencji, przesunięciu osiowej strefy struktury ku północnemu wschodowi oraz przedłużeniu struktury ku południowi.

Całą część basenu położoną na północny wschód od bruzdy środkowopolskiej stanowi pozytywna paleostruktura wyniesienia pomorsko-mazowieckiego. Jest to najbardziej stabilna część polskiego basenu charakteryzująca się minimalnym nachyleniem powierzchni spągowej nie przekraczającym  $0,5^\circ$ , subsydencją nie przekraczającą 500 m oraz łagodnymi zarysami struktur drugorzędnych. Większość tych struktur jest wieku permskiego i podlega przynajmniej częściowemu rozformowaniu w środkowym etapie rozwoju basenu. Należą do nich dwie największe struktury drugorzędne: zatoka podlaska i zatoka warmińska, których wyraźne zarysy na mapie paleotektonicznej dolnego triasu wynikają z ich dużej żywotności w najwcześniejszym triasie. Kontynuację wyniesionych struktur przedtriasowych stanowią także struktury pozytywne objęte sedymentacją dopiero środkowego pstręgo piaskowca, a w początkowej fazie rozwoju basenu stanowiące części erodowanych półwyspów radomskiego i staszowskiego. Pozostałością struktury przedtriasowej jest także niewielka struktura pozytywna – garb Polanowa – w północnej części wyniesienia pomorsko-mazowieckiego. Trwałą strukturą negatywną jest misa pucka, zaznaczająca się w całej dolnotriasowej historii nieznacznie większą niż otaczające obszary tendencją obniżającą. Dwa istniejące tu tarasowe spłaszczenia: taras kaszubski i taras iławski powstały wskutek wyniesienia dużego obszaru od tarasu kaszubskiego po taras iławski nałożonego na wcześniej obniżony fragment zatoki warmińskiej.

Na południowy zachód od bruzdy środkowopolskiej aż po kraniec basenu rozciąga się obszar zróżnicowany paleotektonicznie znacznie bardziej niż wyniesienie pomorsko-mazowieckie. Składają się na niego wyniesione struktury: wyniesienie szczecińsko-kaliskie i monoklina śląsko-częstochowska, rozdzielone bruzdą sieradzka, zielonogórska i dolnośląska, połączone zaś przełęczą Wierzchowic.

Wyniesienie szczecińsko-kaliskie ma kierunek zgodny z kierunkiem bruzdy środkowopolskiej. Powstało ono z częściowego przekształcenia permskiego wypiętrzenia wolsztyńskiego (R. Wagner i in., 1980). W pierwszej fazie rozwoju basenu dolnotriasowego zarys wyniesienia niemal idealnie powtarzał zarys wypiętrzenia wolsztyńskiego, później wyniesienie powiększyło się ku południowemu wschodowi obejmując niewielki obszar na południowy zachód od Łodzi. Północno-wschodnią granicę wyniesienia stanowi w przybliżeniu izolinia 600–700 m. Południowo-zachodnia granica, na kontakcie z bruzdą zielonogórką, przebiega wzdłuż izoliny 500 m, w części południowo-wschodniej, na kontakcie z bruzdą sieradzką, przeprowadzona została ukośnie do izoliny 500, 550 i 600 m. Na tym odcinku krawędź wyniesienia obniża się w kierunku bruzdy środkowopolskiej. Występujące w obrębie wyniesienia szczecińsko-kaliskiego zróżnicowanie położenia powierzchni spągowej pstrego piaskowca nie przekracza 50 m, zaś jej nachylenie  $0,5^\circ$ . Subsydencja obszaru waha się od około 450 do ponad 650 m.

Bruzdą sieradzka jest wydłużoną w kierunku WNW–ESE strukturą obniżoną, której najgłębsza, wschodnia część została uformowana w drugim etapie rozwoju basenu, wcześniejsze jej założenie stanowiła płytką zatoka otwarta w kierunku bruzdy środkowopolskiej. Od północy bruzda sieradzka graniczy z wyniesieniem szczecińsko-kaliskim, ku wschodowi zaś łączy się z bruzdą środkowopolską. Południowy skłon bruzdy sieradzkiej przechodzi w monoklinę śląsko-częstochowską; granicę między tymi strukturami, podobnie jak granicę zachodnią, przyjęto w przybliżeniu na izoliny głębokości spągu o wartości 500 m. Subsydencja obszaru bruzdy sieradzkiej wynosi 500–750 m, zaś największe nachylenie powierzchni spągowej, występujące na przejściu w monoklinę śląsko-częstochowską, nie przekracza  $1^\circ$ .

Bruzdą zielonogórką i bruzdą dolnośląską są wydłużonymi strukturami obniżonymi nie jednakowo wyraźnie zaakcentowanymi w czasie. Bruzda dolnośląska o kierunku zbliżonym do równoleżnikowego wyraźniej zaznacza się w pierwszym etapie rozwoju basenu, bruzda zielonogórką zaś o kierunku w przybliżeniu WNW–ESE – w drugim etapie.

Bruzdy rozdziela wyniesiony garb Żagania. Na wschodzie obie bruzdy łączą się i graniczą z dzielącą je od bruzdy sieradzkiej przełęczą Wierzchowic. Południowy skłon bruzdy dolnośląskiej przechodzi w monoklinę śląsko-częstochowską. Granice wszystkich trzech paleostruktur stanowią w przybliżeniu izoliny 500 m. Zróżnicowanie subsydencji obszaru tych paleostruktur jest niewielkie, wynosi ona 500–600 m; maksymalne nachylenie powierzchni spągowej nie przekracza  $1^\circ$ .

Południowo-zachodnią część basenu dolnotriasowego stanowi monoklinę śląsko-częstochowską. Jest to paleostruktura wydłużona w kierunku W–E, w której obrębie powierzchnia spągowa jest nachylona jednokierunkowo ku północy pod kątem  $0,5–1^\circ$ . Południową granicę monokliny stanowią wypiętrzenia: sudeckie i małopolskie, nie objęte akumulacją. Znaczna, zachodnia część tej granicy jest hipotetyczna, przebiega bowiem na obszarze całkowitego zdarcia osadów; w części wschodniej w trakcie rozwoju basenu przesuwają się nieznacznie ku południowi. Linia graniczna monokliny jest urozmaicona, tworzy zatoki i półwyspy. W obrębie monokliny śląsko-częstochowskiej występują płaskie struktury drugiego rzędu, spośród których najwyraźniej zaznacza się izometryczna kopuła Wołczyzna. Subsydencja obszaru monokliny śląsko-częstochowskiej nie przekracza 500 m.

Najdalej na południu położoną częścią basenu jest obniżenie krakow-

s k o - t a r n o w s k i e. Fragmentaryczność poznania tej paleostruktury, wynikająca głównie z epigenetycznej erozji dolnotriasowej pokrywy osadowej powoduje, że zarysy jej nie są ściśle określone. W pewnym stopniu poznana została tylko północna część obniżenia. Od północy i północnego wschodu obniżenie graniczy z wypiętrzeniem małopolskim wchodząc w nie głębokimi zatokami. Najbardziej strome skłony obniżenia mają nachylenie do 4–5°, największa stwierdzona subsydencja sięga 1000 m.

W czasie rozwoju basenu dolnotriasowego następowało stopniowe rozszerzenie obszaru akumulacji, w sposób najistotniejszy widoczne na południowych obszarach wyniesionych.

Wypiętrzenie sudeckie i wypiętrzenie małopolskie w początkowej fazie stanowiły połączone wypiętrzenie sudecko-małopolskie, w końcowej fazie dzieliła je płytka cieśnina Solarni.

Wypiętrzenie małopolskie na początku oddzielało całkowicie obniżenie krakowsko-tarnowskie od części basenu położonej na Niziu Polskim, zaś między wypiętrzeniem małopolskim i wypiętrzeniem lubelskim istniała wąska cieśnina rzeszowska. W późniejszym etapie cieśnina ta przekształciła się w bruzdę rzeszowską, a na dużych obszarach wypiętrzenia małopolskiego utworzył się, pokryty cienką pokrywą osadów, taras górnośląski. W obrębie wypiętrzenia lubelskiego akumulacja stopniowo obejmowała jego zachodni skłon, w tym części półwyspów radomskiego i staszowskiego.

W północno-wschodniej Polsce akumulacja rozszerzyła się w środkowej części dolnego triasu na zewnętrzną część półwyspu mazurskiego stanowiącego część wypiętrzenia białoruskiego.

Morfologia i wielkość względnego wyniesienia nie objętych akumulacją osadów obszarów wypiętrzonych nie została na mapie przedstawiona. Prawdopodobnie najsilniej speneplenizowane było wypiętrzenie białoruskie i północno-wschodnia część wypiętrzenia lubelskiego. Nieco bardziej zróżnicowaną rzeźbę mogły mieć, stanowiące południowe obrzeżenie basenu: wypiętrzenie sudeckie, małopolskie i południowo-zachodnia część wypiętrzenia lubelskiego, na co wskazuje większa niż gdzie indziej ilość osadów zlepieńcowo-piaskowcowych w bliskości tych wyniesień.

Podsumowując można stwierdzić, że polska część basenu dolnotriasowego rozwijała się na stabilnym obszarze platformowym o niewielkim zróżnicowaniu ruchów obniżających i wznoszących, powodujących w różnych fazach rozszerzenie lub kurczenie zasięgu basenu. W najpóźniejszej fazie, trudnej do czasowego zdefiniowania, względnemu wydzwignięciu uległa prawdopodobnie przeważająca część obszaru wcześniej objętego akumulacją. U schyłku tego okresu akumulacja osadów odbywała się zapewne jedynie w bruzdzie środkowopolskiej oraz w połączonym z nią przez bruzdę rzeszowską obniżeniu krakowsko-tarnowskim i sąsiadującym z nim wypiętrzeniu małopolskim.

Zakład Geologii Regionalnej  
Obszarów Platformowych  
Państwowego Instytutu Geologicznego  
Warszawa, ul. Rakowiecka 4  
Polskie Górnictwo Naftowe i Gazownictwo  
Biuro Geologiczne – Geonafta  
Kraków, ul. Lubicz 25  
Nadesłano dnia 22 maja 1987 r.



## PIŚMIENNICTWO

- DADLEZ R. I IN. (1976) – Pokrywa permsko-mezozoiczna w zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. *Biul. Inst. Geol.*, **270**, p. 142–163.
- FUGLEWICZ R. (1973) – Megaspores of Polish Buntersandstein and their stratigraphical significance. *Acta Palaeont. Pol.*, **18**, p. 401–449, nr 4.
- FUGLEWICZ R. (1980) – Stratigraphy and palaeogeography of Lower Triassic in Poland on the basis of megaspores. *Acta Geol. Pol.*, **30**, p. 417–470, nr 4.
- GAJEWSKA I. (1988) – Paleomiąższości i litofacje wapienia muszlowego i kajpru dolnego oraz paleotektonika triasu środkowego na Niżu Polskim. *Kwart. Geol.*, **32**, p. 73–82, nr 1.
- GRADZIŃSKI R., GAŁOŁ J., ŚLĄCZKA A. (1979) – The Tumlin Sandstone (Holy Cross Mts, Central Poland): Lower Triassic deposits of aeolian dunes and interdune areas. *Acta Geol. Pol.*, **29**, p. 151–175, nr 2.
- JURKIEWICZ H. (1974) – Rozwój triasu na obszarze centralnej części Niecki Nidziańskiej. *Kwart. Geol.*, **18**, p. 90–108, 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.
- KULETA M. (1985) – Kompleksowe badania petrograficzno-sedymentologiczne osadów piaskowca pstręgo w NW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i Niece Miechowskiej. *Arch. Inst. Geol. Warszawa*.
- MARCINKIEWICZ T. (1976) – Distribution of megaspore assemblages in Middle Buntersandstein of Poland. *Acta Palaeont. Pol.*, **21**, p. 191–200, nr 2.
- MILEWSKA Z., MORYC W. (1981) – Mikrofauna z osadów triasu Przedgórze Karpat. W: Fauna i flora triasu obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i Wyżyny Śląsko-Krakowskiej, p. 15–24. *Mat. V Kraj. Konf. Paleont. Kielce–Sosnowiec*.
- MORYC W. (1971) – Trias Przedgórze Karpat Środkowych. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **41**, p. 419–486, nr 3.
- MORYC W., SENKOWICZOWA H. (1968) – O wieku pstrych utworów z Liplasu. *Kwart. Geol.*, **12**, p. 537–546, nr 3.
- MROZEK K. (1975) – Budowa geologiczna struktur wgłębnych w południowej części synklinorium łódzkiego. *Min. Górn. i Energ. ZGN. Zakł. Oprac. Geol. Górn. Naft. Geonafta. Wyd. Geol. Warszawa*.
- ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA T. (1984) – Palinostratigraphy of the Buntersandstein in sections of Western Poland. *Acta Palaeont. Pol.*, **29**, p. 161–194, nr 3–4.
- ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA T. (1985) – Palynological zones of the Polish epicontinental Triassic. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, **33**, p. 107–117, nr 3–4.
- SENKOWICZOWA H. (1962) – Wpływy fauny alpejskiej w osadach retu i wapienia muszlowego na obszarach Polski. *Księga Pamiątkowa ku czci profesora Jana Samsonowicza*, p. 239–257. *Wyd. Geol. – PAN. Warszawa*.
- SENKOWICZOWA H. (1965a) – Podział i rozwój facjalny osadów retu na obszarze południowej Polski. *Kwart. Geol.*, **9**, p. 241–260, nr 2.
- SENKOWICZOWA H. (1965b) – Stratygrafia osadów retu na obszarze monokliny przedsudeckiej. *Kwart. Geol.*, **9**, p. 745–758, nr 4.
- SENKOWICZOWA H. (1966) – Podział i rozwój facjalny retu w Górach Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **10**, p. 769–785, nr 3.
- SENKOWICZOWA H. (1970) – Trias (bez utworów retyku). W: *Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich*. *Pr. Inst. Geol.*, **56**, p. 7–48.
- SIEDLECKI S. (1952) – Utwory geologiczne obszaru pomiędzy Chrzanowem a Kwaczałą (ze specjalnym uwzględnieniem wapienia muszlowego). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **60**.
- SOKOŁOWSKI J. (1967) – Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. *Geol. Sudetica*, **3**, p. 297–367.

- STYK O. (1982) – Biostratygrafia osadów epikontynentalnego triasu Polski na podstawie małżoraczek. *Biul. Inst. Geol.*, **329**, p. 5–62.
- SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA A. (1979) – Trias dolny w północno-wschodniej Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, **91**.
- SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA A. (1980) – Litostratygrafia pstrego piaskowca w Polsce i projekt jej usystematyzowania. *Kwart. Geol.*, **24**, p. 275–297, nr 2.
- SZYPERKO-TELLER A. (1982) – Litostratygrafia pstrego piaskowca na Pomorzu Zachodnim. *Kwart. Geol.*, **26**, p. 341–367, nr 2.
- WAGNER R., POKORSKI J., DADLEZ R. (1980) – Paleotektonika basenu permu na Niżu Polskim. *Kwart. Geol.*, **24**, p. 553–569, nr 3.

Анна ШИПЕРКО-ТЕЛЛЕР, Владыслав МОРЫЦ

### РАЗВИТИЕ СЕДИМЕНТАЦИОННОГО БАССЕЙНА ПЕСТРОГО ПЕСЧАНИКА В ПОЛЬШЕ

#### Резюме

Карты палеомощностей и литофаций пестрого песчаника (фиг. 3–5) составлены на базе более 1000 буровых разрезов и немногих обнажений. В соответствии с палеонтологическими данными (фиг. 1, 2) принято традиционное расчленение низов эпиконтинентального триаса на нижний, средний и верхний пестрый песчаник.

Седиментационный бассейн нижнего пестрого песчаника (фиг. 3) занимал почти вдвое большую площадь, чем остаточный бассейн самых верхов цехштейна. Это море шире всего разливалось на докембрийской платформе и на юге карпатских предгорий. Возможно, что оно сообщалось с северной областью мирового океана, а с юга было замкнуто.

Распределение литофаций свидетельствует о преобладающей роли южной области питания. Крупнообломочные отложения, занимающие более 50% разреза, осадились только на юге бассейна. На остальной территории образовались однообразные комплексы мелкообломочных отложений, иногда переслаиваемые известняками.

Опускание морского дна и накопление осадков происходило примерно так же, как и в пермское время. Самая большая палеомощность, составляющая около 400 м, отмечена в наиболее пониженной Центральнопольской впадине. К северо-востоку и юго-западу от нее располагались стабильные области, где опускание было минимальным.

Седиментационный бассейн среднего пестрого песчаника (фиг. 4) в начале своего существования был трансгрессивным. Море наступало на докембрийскую платформу и на юге сообщалось с южным морем Тетиса. В процессе осаждения среднего пестрого песчаника распределение литофаций менялось. Сначала песчаная литофация преобладала во всей южной области бассейна, позже она осаждалась только на западной окраине юга бассейна. В этой позднейшей фазе мощные песчаные комплексы осадились также на юго-западе. В начальном трансгрессивном этапе формирования бассейна обильно осаждались и карбонатные породы.

В конце формирования седиментационного бассейна среднего пестрого песчаника наступил период застоя и, что вполне вероятно, на низменности осадконакопление продолжалось только в узкой осевой части Центральнопольской впадины, чего не произошло на юге бассейна.

Процессы опускания дна моря и распределение накопленных осадков были такими же как в предшествующий период. Контраст с опусканием Центральнопольской впадины, где осадилась 1200-метровая толща, усугублялся по мере осаждения среднего пестрого песчаника.

Отложения нижнего и среднего пестрого песчаника, представляющие собой ассоциацию континентальных красных обломочных пород, были изучены с палеотектонической точки зрения (фиг. 6). Структурное строение основания осадочной толщи к концу осадения пород среднего пестрого песчаника было достаточно сложное. Оно располагалось в пределах бассейна на глубине от 0 до более 1600 м, а его падение на большей части площади не превышало  $1^\circ$ , в пределах Центральнопольской впадины оно доходит до  $2-3^\circ$ , а максимальной величины  $4-5^\circ$  достигает на склонах Краковско-Тарновской впадины. Заложение большинства палеотектонических элементов дотриасовое и в первую очередь таких элементов первого порядка, как Центральнопольская впадина, Поморско-Мазовецкое поднятие и Щецинско-Калишское поднятие.

Седиментационный бассейн верхнего пестрого песчаника (фиг. 5) сформировался в результате наступления с юга, предположительно главным образом через ворота Восточных Карпат, моря Тетис. Бассейн развивался постепенно, а максимального распространения достиг к концу осадения верхнего песчаника. На обширных пространствах образовалась карбонатная литофация рэта, а обломочные отложения осаждались только на северо-западе и на востоке бассейна и преимущественно это были крупнообломочные породы.

Судя по палеомощностям верхнего пестрого песчаника, максимальная мощность которого достигает 200 м, дно моря понижалось в это время медленнее, чем в предыдущий период и осадки распределялись по площади иначе. Центральнопольская впадина в это время распалась на несколько меньших глубоких зон. Зона такого же порядка образовалась в Предсудетской области. Самые возвышенные зоны располагались там же, где и раньше. Палеотектоника верхнего пестрого песчаника была представлена вместе с младшими отложениями раковинного известняка и нижнего кейпера (И. Гаевска, 1988).

Anna SZYPERKO-TELLER, Władysław MORYC

## EVOLUTION OF THE BUNTSANDSTEIN SEDIMENTARY BASIN IN POLAND

### Summary

Palaeothickness and lithofacies maps of Buntsandstein have been elaborated on the basis of over 1000 profiles of boreholes and few natural outcrops. Traditional subdivision of the lower epicontinental Triassic into Lower, Middle and Upper Buntsandstein is accepted, with regard results from palaeontologic investigations (Figs 1, 2).

**The Lower Buntsandstein sedimentary basin** (Fig. 3) covered about twice as large an area than remanant basin of Upper Zechstein. The largest expansion of the basin took place in the Precambrian Platform area and in the southern area of the Carpathian foreland. The basin was probably connected with a boreal part of the World Ocean and was closed in the south.

The lithofacies distribution points to a dominant role of the southern source areas. Coarse-clastic sediments making over 50% of the profile were deposited only in the southern part of the basin. Monotonous fine-clastic rocks with few limestones intercalations originated in the remaining area.

Distribution of subsidence in the basin was similar to this in Permian. The largest thickness, up to 400 m occur in the most subsident Mid-Polish Furrow. Stable areas with a small differentiation of subsidence were situated to the north-east and south-west of the furrow.

**The Middle Buntsandstein sedimentary basin** (Fig. 4) was transgressive in the first phase. Expansion of the basin took place especially within the Precambrian Platform and in the southern part, where the connection with the southern Thetyan seas took place. The lithofacies distribution was changing

during the Middle Buntsandstein sedimentation. In the beginning the sandstone lithofacies dominated in the whole southern part of the basin, latter on it was limited to its western part. In this late phase the sandstone complexes with great thickness originated also in the north-western part of the basin. In the first transgressive phase of evolution great amounts of carbonate rocks also originated.

In its closing phase the Middle Buntsandstein sedimentary basin evaluated into the stagnant phase and in the area of lowlands probably narrowed to the axial part of the Mid-Polish Furrow. There was no such a narrowing in the southern part of the basin. The subsidence distribution was similar to that existing before. A contrast in subsidence between the Mid-Polish Furrow, where sediments of about a 1200 m thickness deposited and adjacent areas was intensified during the Middle Buntsandstein.

The Lower and Middle Buntsandstein formations developed as a red bed continental terrigenous association were subject to the palaeotectonic analysis (Fig. 6). A bottom of this sedimentary cover was structurally differentiated at the decline of sedimentation of Middle Buntsandstein. Its depth within the basin, ranged from 0 to over 1600 m, its inclination in the prevailing areas did not exceed 1°, reaching 2–3° only on the slopes of Mid-Polish Furrow with a maximum value of 4–5° on the slopes of the Cracow–Tarnów Depression. Majority of the distinguished palaeotectonic units had the pre-Triassic foundations, including mainly the first order units such as the Mid-Polish Furrow, the Pomerania–Mazowsze Elevation and the Szczecin–Kalisz Elevation.

The **Upper Buntsandstein sedimentary basin** (Fig. 5) was developed as a result of the Thetys transgression which advanced from the south probably mainly through the Eastern Carpathian gate. The basin was developing gradually reaching maximum in the late sedimentary phase of Upper Buntsandstein. The Rhaetian carbonate lithofacies deposited in the greater area of the basin, terrigenous deposits with high share of coarse-clastic material occurred only in the north-western and eastern part of the basin. The Upper Buntsandstein thickness (maximum of about 200 m) shows lower differentiation of subsidence and some changes in its distribution in comparison to earlier Triassic. The Mid-Polish Furrow was then segmented into several smaller units of stronger subsidency. A equivalent unit originated in the Fore-Sudetic area. Location of the most elevated units was similar to the location which existed earlier.

The Upper Buntsandstein deposits were analysed palaeotectonically together with the younger deposits of Muschelkalk and Lower Keuper (I. Gajewska, 1988).