

Jacek RUTKOWSKI

O TEKTONICE UTWORÓW MIOCENSKICH  
W ZACHODNIEJ CZĘŚCI ZAPADLIKA POŁANIECKIEGO

(2 Fig.)

*The tectonics of miocene sediments of the western part  
of the Połaniec graben (Carpathian foredeep,  
southern Poland)*

(2 Figs.)

Jacek Rutkowski: The tectonics of Miocene sediments of the western part of the Połaniec Graben (Carpathian Foredeep, Southern Poland). *Summary*. Ann. Soc. Geol. Poloniae, 51—1/2: 117—131, 1981 Kraków.

**Abstract:** Miocene deposits in the western part of Połaniec Graben are transected by dislocations belonging to two generations. The older faults cut the Mesozoic, Badenian and the lowest part of the Lower Sarmatian. The second generation of faults is probably Sarmatian and is connected with tectonics movements in the Carpathian Foredeep.

**Key words:** Miocene tectonics, Carpathian Foredeep, Poland.

Jacek Rutkowski: Instytut Geologii i Surowców Mineralnych Akademia Górniczo-Hutnicza, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków.

manuscript received: April, 1980

accepted: May, 1980

☛

**Treść:** Osady miocenu wypełniające zachodnią część zapadliska połanieckiego są zaburzone przez uskoki przynależne do dwóch generacji. Starsza spowodowała powstanie szeregu zrębów i zapadlisk. Są one ścięte erozyjnie, a na zrównanym podłożu leżą płasko iły, a następnie organodetrytyczne wapienie sarmatu (poziom z *Anomalinoides dividens*), a wyżej iły z bentonitami. Młodsze uskoki (powstałe po poziomie z *Cycloforina karreri ovata*) ostatecznie uformowały zapadlisko połanieckie i prawdopodobnie pasmo wójczańsko-pińczowskie.

WSTĘP

Tematem opracowania jest tektonika osadów miocenu występujących w zachodnim krańcu zapadliska połanieckiego pomiędzy Kijami, Buskiem i Chmielnikiem (fig. 1). Zdjęcie geologiczne wykonane w 1977—1978 r. na

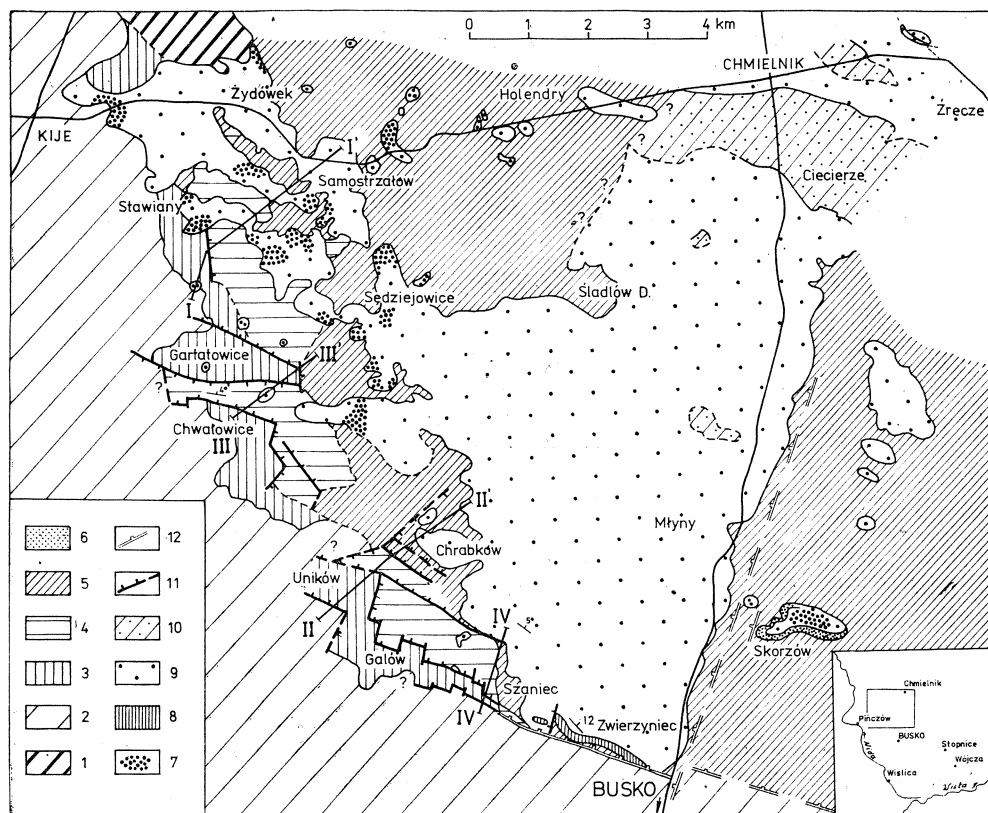


Fig. 1. Mapa geologiczna zachodniej części zapadliska połanieckiego. 1 — jura, 2 — kreda, 3—10 — miocen; 3 — warstwy podgipsowe, 4 — gipsy, 5 — iły warstw pektonowych i krakowieckich, 6—9 — sarmat detrytyczny: 6 — piaski ze Skorzowa, 7 — żwiry, 8 — wapień z Wymysłowa, 9 — osady horyzontu górnego i sarmat detrytyczny nierozdzielony, 10 — iły bentonitowe, 11 — uskoki starszej generacji, 12 — uskoki młodszej generacji, 13 — linie przekrojów

Fig. 1. Geological map of the Western part of Połaniec Graben. 1 — Jurassic, 2 — Cretaceous, 3—10 — Miocene: 3 — sub-Gypsum Beds, 4 — Gypsum Beds, 5 — Pecten Beds and Krakowiec Beds (clays), 6—9 — detrital Sarmatian: 6 — Skorzów Sands, 7 — gravels, 8 — Wymysłów Limestones, 9 — sediments of upper horizon and unseparated "detrital Sarmatian", 10 — bentonitic clays, 11 — faults of older generation, 12 — faults of younger generation, 13 — cross-section lines

podkładzie zdjęć lotniczych, a także wiercenia wykonane przez Kombinat Geologiczny Południe — Zakład Badań Geologicznych w Krakowie, udostępnione autorowi dzięki uprzejmości mgra inż. R. Miłkowskiego,

pozwołyły na rozpoznanie wykształcenia osadów badenu i zaburzających je dyslokacji (fig. 2), które ze względu na zakrycie terenu przez ciągłą pokrywę osadów sarmatu detrytycznego nie są dostępne dla obserwacji powierzchniowych. Podstawą rozpoziomowania ilasto-mułowcowych osadów miocenu były oznaczenia otwornic wykonane przez doc. dr hab. E. Łuczowską. Dla warstw gipsowych wykorzystano litostratygrafię opracowaną przez mgra inż. A. Walę. W badaniach terenowych współpracowali z autorem częściowo mgr inż. J. Magiera i mgr inż. T. Sokolowski.

Zapadlisko połanieckie jest obniżoną formą tektoniczną wieku trzeciorzędowego, wypełnioną osadami miocenu, rozciągającą się w obrębie tak zwanego lineamentu Poznań—Rzeszów (Pożaryski 1971), położoną pomiędzy mezozoicznym obrzeżeniem Gór Świętokrzyskich na północy i wałem wójczańsko-pińczowskim na południu. Jego południową granicę stanowi strefa dyslokacyjna Stopnicy, dźwigająca skrzydło południowe zbudowane z kredy; sporadycznie jury, przykryte miejscami mioceniem, przedłużająca się ku zachodowi w uskok Galów—Zwierzyniec (Łyczewska 1975, Rutkowski 1979). Północna granica zapadliska połanieckiego była interpretowana odmiennie przez różnych autorów. Czarnocki (1947) widział tu dyslokację o kierunku WNW—EES obniżającą skrzydło południowe, natomiast Pawłowski (1965, ryc. 3) różnice w hipsometrycznym zaleganiu poszczególnych poziomów miocenu wiązał z ich sedymentacją na nierównym podłożu. Różnice te na terenie zapadliska połanieckiego, a szczególnie na terenie położonej na południe od wału wójczańsko-pińczowskiego depresji soleckiej były dawniej wiązane ze strukturami fałdowymi (Czarnocki 1939, Flis 1954, Gilewska 1972).

Należy dodać, że w podścielających miocen utworach jury i kredy występuje szereg zaburzeń o charakterze uskokowym czy fałdowym związanych z fazą laramijską (Pożaryski 1974, Łyczewska 1975, Osmólski et al. 1978), które nie będą tu omawiane.

#### STRATYGRAFIA

Zgodnie z podziałem K. Kowalewskiego (1958) miocen badanego terenu obejmuje baden, w którym można wyróżnić warstwy podlitotamniowe, litotamniowe i nadlitotamniowe, a które jest celowym traktować łącznie jako warstwy podgipsowe. Następnie leżą warstwy gipsowe i pektenowe. Sarmat reprezentują warstwy krakowieckie wykształcone w facji ilastej i grubodetrytycznej zwanej też sarmatem detrytycznym. Niezależnie od tego wykorzystano podział miocenu na poziomy otwornicowe, wprowadzony przez Łuczowską (1964).

Profil warstw podgipsowych rozpoczynają mułowce i ily niekiedy z wkładkami drobnoziarnistych piasków i piaskowców (łącznie do 17 m)

reprezentujące warstwy podlitotamniowe. Powyżej obserwuje się niekiedy wapienie litotamniowe (do kilkunastu m). Wymienione utwory zawierają mikrofaunę poziomu *Candorbulina suturalis*, przynależą zatem do piętra „moravian” (Łuczowska 1978). Powyżej występują mułowce i ily warstw nadlitotamniowych (baranowskich) o miąższości do 24 m przynależne do poziomu z *Uvigerina costai* (dolna część piętra „wielician”). Czasem zawierają one wkładki tufitów. Następstwo takie opisywane jest w literaturze (np. Kowalewski 1958, Łyczewska 1975), wynika ono również z profili niektórych wierceń. Zmiany w sedymentacji powodują jednak, że rozkład facji jest skomplikowany i tak bezpośrednio na utworach kredy mogą leżeć wapienie litotamniowe (np. w Unikowie na południe od Stawian i Chwałowic), a nawet gipsy (na północ od Buska). Może również brakować warstw nadlitotamniowych i wtedy gipsy leżą na wapieniach litotamniowych (np. na zachód od Szańca, fig. 2). Warstwy podgipsowe są więc kompleksem wyrównującym nierówność podłoża, podobnie jak to ma miejsce np. w okolicy Buska-Wiślicy i Miechowa (Radwański 1968, 1969), czy też Lubaczowa (Ney 1969).

Warstwy gipsowe (górną część wielicianu) mają stałe wykształcenie na całym badanym terenie, co jest faktem znanym już od dawna (np. Kontkiewicz 1882). Litostratygrafia opracowana przez Walę (1961, 1962, 1963) może być stosowana tylko w odsłonięciach i wierceniach, stąd też w praktyce kartograficznej wydzielono gipsy szklicowe miąższości 2,5—7 m reprezentujące poziom a Wali, gipsy szkieletowe (13,8—16,3 m, poziomy b—i) oraz gipsy płytkowe (miąższość do 20—30 m, poziomy j—m).

Zalegające powyżej osady ilasto-mułkowe reprezentują wyższą część badenu (warstwy pektenowe — „kosovian”) i dolną część sarmatu (ily krakowieckie). Są one wykształcone jako ily łupkowe — niekiedy mułowce barwy szarej, niebieskawej lub zielonkawej. W ich obrębie dość często spotyka się wkładki tufitów barwy białawej lub niebieskawej występujące zarówno w badenie, jak i sarmacie, o grubości od kilku mm do paru centymetrów. Utwory te są stosunkowo monotonne, tylko w Sędziejowicach w odległości 3,5 m ponad stropem gipsów stwierdzono mułowce miąższości około 4 m, drobnolaminowane bardziej ilastym materiałem. Grubość lamin jest rzędu kilku, rzadziej kilkunastu mm. Dolna część warstw pektenowych o miąższości około 17,5 m przynależy do poziomu z *Neobulimina longa*, górna, miąższości od 14 do powyżej 18 m do poziomu *Hanzawaia crassiseptata*.

Występujące powyżej ilaste i grubodetrytyczne osady sarmatu (poziom z *Anomalinoides dividens*) leżą najczęściej na zaburzonych uskokami i ściętych erozyjnie osadach badenu i mezozoiku, ale są także zaburzone przez te uskoki (fig. 2 przekrój II), co wskazywałoby, że tworzenie się dyslokacji miało miejsce w dolnej części tego poziomu. Tylko we wschodniej części badanego terenu, a być może także w północno-wschodniej

części przekroju II można oczekiwać ciągłości sedimentacji pomiędzy bade-  
nem a sarmatem. Niekiedy ily poziomu z *A. dividens* zawierają wkład-  
ki utworów typu sarmatu detrytycznego (fig. 2), a ich łączna zachowana  
miąższość jest do 21,5 m.

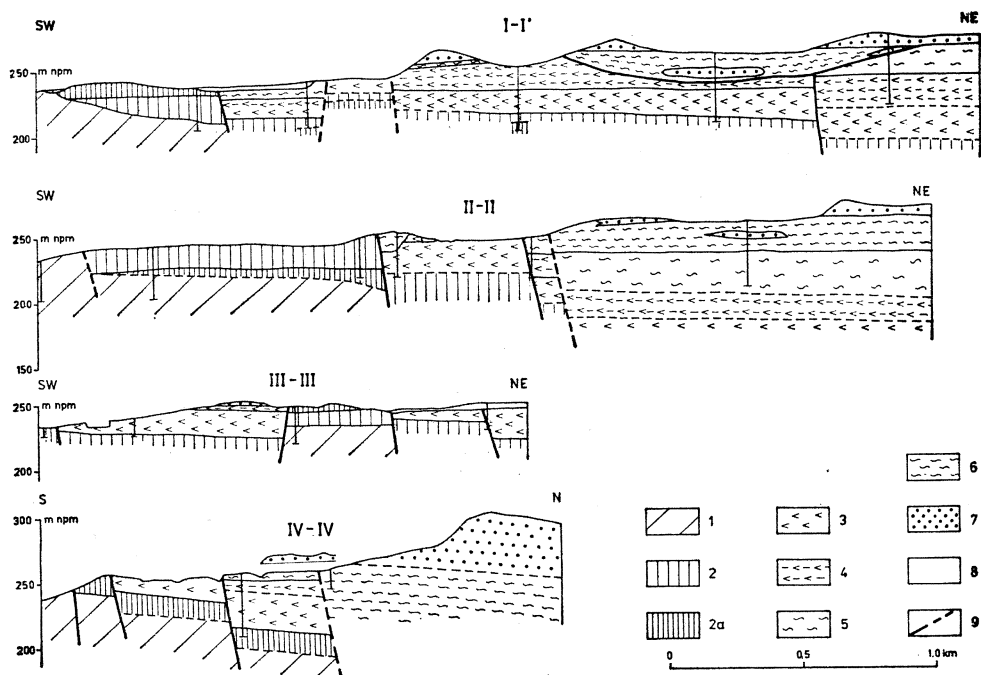


Fig. 2. Przekroje geologiczne ilustrujące budowę zachodniej części zapadliska po-  
łanieckiego. 1 — kreda, 2 — warstwy podgipsowe, 2a — wapienie litotamniowe,  
3 — gipsy szklicowe i szkieletowe, 4 — gipsy płytkowe, 5 — warstwy pektenowe,  
6 — warstwy krakowieckie (facja ilasta), 7 — sarmat detrytyczny, 8 — czwarto-  
rzęd, 9 — uskoki

Fig. 2. Geological cross-sections illustrating the structure of the Western part of  
of Połaniec Graben. 1 — Cretaceous, 2 — sub-Gypsum Beds, 2a — lithotamnian  
limestones, 3 — lower and middle Gypsum Beds, 4 — upper Gypsum Beds, 5 —  
Pecten Beds, 6 — Krakowiec Beds (clay facies), 7 — "detrital Sarmatian", 8 —  
Quaternary, 9 — faults

Sarmat detrytyczny jest brzezną, grubodetrytyczną facją warstw  
krakowieckich wykształconą jako zmienna seria organodetrytycznych wa-  
pieni, piasków i żwirów w różnym stopniu zlityfikowanych. Szczegółowy  
opis tej formacji został podany w poprzedniej pracy autora (Rutkowski  
1976). Utwory te reprezentują poziom z *A. dividens* i tylko stropowa ich  
część odpowiada poziomowi z *Cycloforina karreri ovata*. W obrębie sar-  
matu detrytycznego można wydzielić kilka kompleksów skalnych (fig. 1).  
W jego dolnej części występują piaski ze Skorzowa oraz żwiry i wapienie  
z Wymysłowa. Piaski ze Skorzowa mają ograniczony zasięg. Są one żółto-  
rdzawe, bezwapniste i odznaczają się stosunkowo dojrzałym charakterem

frakcji żwirowej. Podobne żwiry występują także w Górcie koło Buska. Sytuacja żwirów ze Zbludowic k. Buska i Zborowa (Czarnocki 1939, Łyczewska 1975) zdaje się być niejasna, ze względu na ich podobieństwo do utworów preglacjalnych z okolic Staszowa i brak dobrych odsłoneń.

Ponad piaskami ze Skorzowa, a w pozostałej części obszaru na łąkach zalegają gruboziarniste żwiry utworzone z materiału węglanowego, których ważniejsze wystąpienia daje fig. 1. Niekiedy na łąkach leżą bezpośrednio drobno- i różnoziarniste piaski charakterystyczne dla horyzontu górnego. Przekątnie warstwowane wapienie z Wymysłowa występują jedynie w rejonie Zwierzyńca. Jest możliwe, że stratygraficznie odpowiadają im gruboziarniste wapienie widoczne w zachodniej części Szańca.

Horyzont górny stanowią w niższej części drobnoziarniste piaski wapieniste, czasem z wkładkami wapieni mikrytowych, a w wyższej bardzo zmienna seria organodetrytycznych wapieni, piasków i żwirów. Nadkład sarmatu detrytycznego stanowią łąki z Ciecierza zawierające w swej spągowej części wkładki bentonitów, przynależne do poziomu z Cycloforina karrereri ovata.

#### UWAGI O TEKTONICE

Przy rozpoznawaniu tektoniki badanego obszaru podstawowym reperem stratygraficznym są gipsy wykazujące na znacznych przestrzeniach stałość wykształcenia litologicznego i zbliżone miąższości. Inne granice geologiczne nie są tak precyzyjnymi wskaźnikami, co wiąże się z zaleganiem dolnego badenu na nierównym podłożu i zmienną grubością lub brakiem jego poszczególnych ogniów. Pewną wskazówką jest również obecność zapadlisk krasowych na powierzchni terenu. Znaczna ich część wiąże się z krasem zakrytym, rozwijającym się pod nadkładem łąków warstw pektenowych i krakowieckich, a także osadów sarmatu detrytycznego. Analiza wierceń wskazuje, że na badanym terenie zjawiska krasowe na powierzchni terenu reprodukują się przy nadkładzie o grubości do 45 m (Rutkowski 1979 i w druku).

Obecność uskoków wynikających z różnic w hipsometrycznym zaleganiu różnych ogniów badenu w sąsiednich wierceniach oraz wyznaczonych kartograficznie (fig. 1, 2) wskazuje, że na badanym terenie dominuje styl tektoniki dysjunktywnej. Jest to zgodne z obserwacjami z pasma wójczańsko-pińczowskiego i obszaru położonego pomiędzy Buskiem i Wiślicą (por. Łyczewska 1975, Osmólski et al. 1978).

Położenie uskoków, a ściślej stref uskokowych i ich kierunki można było ustalić jedynie w kilku przypadkach i tylko te uskoki umieszczono na fig. 1, mimo że z analizy wierceń (fig. 2) wynika, że ilość dyslokacji

musi być znacznie większa. Niemożliwość ścisłego zlokalizowania uskoku wynika z zakrycia terenu osadami czwartorzędu oraz sarmatu detrytycznego i z wielkiego podobieństwa zwietrzelin ilastych osadów miocenu podścielających i przykrywających gipsy. Tylko niektóre dyslokacje widoczne są na zdjęciach lotniczych i to tylko pośrednio. Dotyczy to np. uskoku położonego na północ od Galowa, wzdłuż którego rozwinął się wydłużony lej krasowy. Dyslokacje Chmielnik—Busko i Szaniec—Zwierzyniec widoczne są na zdjęciach satelitarnych wykonanych przez Landsata (Rutkowski, w druku). Należy jednak zaznaczyć, że duże dyslokacje wynikające w sposób bezsporny z bocznego kontaktowania gipsów i wapieni litotamniowych, np. uskok ograniczający od południa zrąb Gartatowic, nie dają na zdjęciach lotniczych obrazu struktur liniowych, które można by korelować z uskokami.

Uskoki zaznaczające się na badanym terenie przynależą do dwóch generacji. Dyslokacje starszej generacji przecinają utwory kredy, badenu i najniższej części dolnego sarmatu — poziomu z *A. dividens* (fig. 2, przekrój II), natomiast uskoki związane z młodszą generacją — również osady sarmatu detrytycznego. Niezależnie od tego w piaskach ze Skorzowa obserwowano drobny uskok synsedymencyjny o kierunku  $100^\circ$  obniżający skrzydło północne o około 30 cm. Zaburzone piaski są ścięte erozyjnie i przykryte podobnymi piaskami leżącymi poziomo. Ponieważ bezpośrednio pod piaskami zalegają ily krakowieckie, nie można wykluczyć, że opisana forma powstała na skutek ich nierównomiernego osiadanania. Przeprowadzone badania nie dostarczyły dowodów, przemawiających za istnieniem na omawianym terenie współczesnych ruchów tektonicznych.

Uskoki starszej generacji widoczne są szczególnie w zachodniej części badanego terenu pozbawionej pokrywy osadów sarmatu detrytycznego. Do najwyraźniejszych struktur należy tutaj zrąb Gartatowic zbudowany z wapieni litotamniowych podścielonych iłami i marglami dolnego badenu. Ograniczający go od północy uskok ma w części wschodniej zrzut około 20 m, który maleje do paru m w części zachodniej. Od południa zrzut uskoku wynosi co najmniej 20—25 m. Obszar położony pomiędzy Gartatowicami a Samostrzałowem jest również intensywnie zaburzony tektonicznie (fig. 2, przekrój I). Zaznaczające się tutaj uskoki, częściowo o charakterze antytetycznym obniżają generalnie gipsy w miarę posuwania się ku północnemu wschodowi. Izolowane odsłonięcia gipsów położone na południe od Żydówka wiąże się z niewielkim zrębem tektonicznym. Od strony południowo-zachodniej jest on obcięty uskokiem, w pobliżu którego osady sarmatu detrytycznego są stromo ustawione, co może wiązać się z odmłodzeniem uskoku po osadzeniu się sarmatu detrytycznego.

Odsłonięcia gipsów położone na północ od Sędziejowic znajdują się prawdopodobnie w tym samym bloku tektonicznym co gipsy Gartatowic,

a jego wschodnia część jest dźwignięta tektonicznie w stosunku do Samostrzałowa i Sędziejowic o 40—45 m. Intensywny rozwój zapadlisk krasowych w pobliżu Holendrów zdaje się świadczyć, że możemy mieć tam do czynienia ze strefą płytkiego występowania gipsów (Rutkowski w druku).

Na południe od zrębu Gartatowic znajduje się zapadlisko Chwałowic wypełnione gipsami (fig. 2, przekrój III), które nachylone są pod niewielkim kątem ku północy. Obszar położony pomiędzy Chwałowicami a Szarbkowem jest strefą tektonicznie wyniesioną zbudowaną z wapieni litotamniowych. Od wschodu jest on ograniczony kilkoma uskokami obniżającymi skrzydło wschodnie.

Obszar położony pomiędzy Unikowem, Chrabkowem i Szańcem pocięty jest szeregiem uskoków o kierunku około WWN—EES obniżających kolejno w miarę posuwania się ku północy wapienie litotamniowe, gipsy oraz ility warstw pektenowych i krakowieckich (fig. 2, przekrój III i IV). W pobliżu Szańca gipsy i warstwy podgipsowe giną pod ility warstw pektenowych, a następnie pod zwartą pokrywą osadów sarmatu detrytycznego. Opisane uskoki wiążą się ze starszą generacją zaburzeń, najbardziej południowe z nich były jednak prawdopodobnie odmłodzone w czasie tworzenia się strefy dyslokacyjnej Szaniec—Zwierzyniec—Stopnica.

Interesujący jest charakter dyslokacji oddzielających od siebie kredę, wapienie litotamniowe i gipsy, znajdujących się w południowej części opisywanej strefy. Nieregularny, łamany przebieg linii intersekcyjnej wskazuje, że mamy tu do czynienia z niezależnym ruchem poszczególnych bloków, oddzielonych od siebie uskokami poprzecznymi, powodujących powstanie tak zwanych załomów uskokowych (Dżułyński 1953). Wielkość zrzutów omówionych uskoków maleje ku zachodowi, tak, że w rejonie Galowa dyslokacje te zanikają.

Ruchy tektoniczne omawianej generacji objęły również rejon Buska, co wynika z prawie bezpośredniego zalegania sarmatu detrytycznego na wapieniach litotamniowych w Kurzejowie oraz z zalegania iłów z mikrofauną poziomą z *Anomalinoides dividens* prawie na powierzchni gipsów, co ma miejsce na południe od Łągiewnik.

Dyslokacje przynależne do starszej generacji ku wschodowi prawdopodobnie wygasają, gdyż pomiędzy Skadłą a Grzybowem brak jest większych zaburzeń tektonicznych (Pawłowski 1965, ryc. 3).

Uskoki przynależne do drugiej generacji, zaburzające detrytyczne osady sarmatu są stosunkowo nieliczne, ale w budowie terenu odgrywają zdecydowanie większą rolę, decydując zdaniem autora w dużym stopniu o strukturze zachodniej części zapadliska połanieckiego. Nachylenie warstw obserwowane w sarmacie detrytycznym, jeśli wyeliminujemy warstwowanie przekątne (Rutkowski 1976), mają różny charakter. Nachylenie związane z tektoniką obserwuje się głównie w rejonie Wy-



mysłowa i Szańca. W pobliżu Stawian, Samostrzałowa i Sędziejowic obserwuje się lokalnie duże nachylenie warstw dochodzące do  $30^\circ$ , co wiąże się z zapadaniem się terenu spowodowanym zawaleniem się jaskiń w zalegających w podłożu gipsach lub ze zjawiskami zboczowymi (osuwanie się wapieni sarmatu leżących na podłożu plastycznych ilów).

Uskokiem przynależnym do młodszej generacji jest linia tektoniczna Chmielnik—Busko stwierdzona przez Łyczewską (1975), która na odcinku Zwierzyniec—Młyny obniża skrzydło zachodnie zbudowane z drobnoziarnistych piasków wapnistych, a wyżej z gruboziarnistych wapieni, stanowiących horyzont górny. Skrzydło wschodnie zbudowane jest ze skał mniej odpornych, a to z ilów krakowieckich przykrytych przez piaski ze Skorzowa, a następnie grube żwiry, bądź też jako gruboziarniste piaski wapienne (horyzont górny), co powoduje inwersję rzeźby.

Przynależy tu również uskok ograniczający od południa zapadlisko połanieckie, biegnący wzdłuż linii Galów—Zwierzyniec i przedłużający się ku wschodowi w dyslokację Stopnicy (Łyczewska 1975, Rutkowski 1979). Zrzut uskoku jest tutaj niewielki rzędu kilkudziesięciu m, tak że nie zaznacza się on w położeniu stropu jury, rozpoznany badaniami sejsmicznymi. Ku zachodowi w rejonie Galowa uskok ten wygasa. W pobliżu Szańca—Zwierzynca doprowadza on do bocznego kontaktowania się nieodpornych osadów senonu skrzydła wiszącego z bardziej odpornymi wapieniami litotamniowymi, gipsami i utworami sarmatu detrytycznego, z czym wiąże się inwersja rzeźby. W strefie przyuskokowej przekątnie warstwowane wapienie z Wymysłowa wykazują kilkunastostopniowe upady skierowane ku skrzydłu zrzuconemu. Podobne nachylenia, ale rzędu kilku stopni obserwuje się w wyższej części osadów sarmatu detrytycznego w Wymysłowie i na północ od Szańca (fig. 1). Uskoki młodsze od sarmatu detrytycznego występują również w rejonie Żrecza i na zachód od Chmielnika, ale ich lokalizacja jest niejasna.

Północna granica zapadliska połanieckiego jest na omawianym terenie nierozpoznana. Prawdopodobnie mamy tu do czynienia z uskokami (Czarnocki 1947) przebiegającymi na południe od wychodni jury w Żreczu i Lubani (fig. 1).

Wał wójczańsko-pińczowski ograniczony jest od północy szeregiem uskoków o charakterze schodowym. Osady sarmatu detrytycznego zajmują na nim stosunkowo wysokie położenie hipsometryczne, około 250 m npm. w Nowej Wsi koło Pińczowa (por. Czarnocki 1947) i 290 m w Kurzejowie koło Buska, znacznie wyższe niż to ma miejsce w pobliżu Zwierzynca (230 m npm.). A zatem wał ten wiąże się z młodszą generacją uskoków. Liczne uskoki opisywane pomiędzy Buskiem, Wiślicą i Pińczowem (Łyczewska 1975, Osmólski et al. 1978) są prawdopodobnie młodsze od poziomu z *Anomalinoides dividens*, gdyż jak wynika z profilowanych przez autora wierceń i oznaczeń doc. E. Łuczowskiej jest to najmłodszy występujący w zapadliskach poziom stratygraficzny.

Spękania ciosowe mierzone tylko w wapieniach sarmatu zaznaczają się na ogół stosunkowo słabo i to raczej w silniej zlityfikowanych odmianach wapieni, gdzie przestrzenie międzyziarnowe wypełnione są w znacznej części sparytowanym kalcytem. W odmianach rozsypliwych spękania zaznaczają się słabiej, co jak się wydaje wiąże się z rozładowywaniem się naprężeń drogą niszczenia czy osłabiania spoiwa pomiędzy poszczególnymi ziarnami. Należy dodać, że powierzchnie poszczególnych spękań są nieco powyginane, a ich rozciągłość na przestrzeni kilku metrów może się zmieniać w granicach do kilkunastu stopni.

Kierunki spękań są zmienne. W wapieniach z Wymysłowa przeważa kierunek  $130\text{--}150^\circ$  z maksimum przy  $135^\circ$  oraz drugi słabiej zaznaczony  $30\text{--}40^\circ$ . W górnej części osadów sarmatu detrytycznego na północ od Szańca, najczęstsze są kierunki  $70\text{--}90^\circ$  oraz  $160\text{--}170^\circ$ , słabiej zaznaczają się spękania  $130\text{--}150^\circ$  i  $0\text{--}10^\circ$ . Na północny zachód od Skorzowa stwierdza się głównie spękania o kierunkach  $10\text{--}20^\circ$  i  $80\text{--}110^\circ$ , rzadziej  $130\text{--}140^\circ$ . W Młynach najczęstsze kierunki są  $0\text{--}40^\circ$  i  $100\text{--}130^\circ$ , rzadziej  $160\text{--}170^\circ$ . Niekiedy ze spękaniami wiąże się mineralizacja polegająca na częściowym wypełnieniu por przez sparytowy kalcyt. Przykładowo w żwirowni położonej na północ od Zwierzyńca tego typu spękanie o kierunku  $15\text{--}20^\circ$  przecina rozsypliwę, żwirowate wapienie organodetrytyczne o gęstości objętościowej  $1.46\text{ g/cm}^3$ , czemu odpowiada w przybliżeniu porowatość 45%. Miejscami na szerokość 20 cm skała jest silniej zlityfikowana i wykazuje wyższą gęstość objętościową  $1.99\text{ g/cm}^3$  (porowatość rzędu 25%). Zmineralizowane spękania rozwinięte w organodetrytycznych wapieniach o zróżnicowanej lityfikacji obserwowano w północnej części łomu w Szańcu, gdzie stanowią około 7% spękań i mają kierunki  $20\text{--}35^\circ$ . W okolicy Chrabkowa rozwijają się one w bardziej zlityfikowanych wapieniach, na których tworzą jasne smugi, o wyraźnie podniesionej twardości i kierunku  $5\text{--}25^\circ$ , rzadziej  $110^\circ$ . Kierunki te są prawie prostopadłe do dyslokacji Galów—Zwierzyniec ( $110^\circ$ ) i równoległe do linii Chmielnik—Busko.

Należy wspomnieć także o ułożonych kierunkowo diagenetycznych kongrecjach wapieni piaszczystych zawartych w piaskach sarmatu. 30 pomiarów wykonanych przykładowo w Młynach mieści się w sektorze  $10\text{--}50^\circ$ , z maksimum przy  $30\text{--}40^\circ$ . Zbliżony kierunek tych form i struktur tektonicznych zdaje się być jednak przypadkowy, gdyż kongrecje wiążą się raczej z kierunkami dawnego przepływu wód gruntowych (Rutkowski 1976).

#### UWAGI KOŃCOWE

Zapadlisko połanieckie zaczęło się rozwijać już w dolnym badenie o czym świadczą znaczne miąższości osadów miocenijskich podścielających gipsy (np. rzędu 117 m w Młynach, Łuczowska 1964), co różni je od depresji soleckiej, gdzie miąższości ich są mniejsze (Czarnecki 1947). Po-

czątkowo była to zatoka rozwijająca się w osłabionej strefie, jaką jest lineament Poznań—Rzeszów (Pożaryski 1971, 1974, 1977). Na omawianym obszarze utwory te są zmienne facjalnie, podobnie jak w rejonie Staszowa—Sandomierza (Pawłowska 1965). Jednocześnie są one kompleksem wyrównującym nierówności podłoża.

Następnie miało miejsce ujednoczenie sedymentacji, wyrażające się stałym wykształceniem serii gipsowej na przestrzeni prawie 30 km, od Stawian po Wiślicę. Również w jednolity sposób jako mułowce lub iłowce wykształcony jest tu wyższy baden (poziomy z *Neobulimina longa* i *Hanzawaia crassiseptata*) oraz najniższa część poziomu z *Anomalinoides dividens* (sarmat).

W dolnym sarmacie (poziom z *A. dividens*) powstają intensywne zaburzenia uskokowe (fig. 1, 2). Odpowiadają one w przybliżeniu prawie równowiekowym zaburzeniom tektonicznym w zapadlisku przedkarpacim określanym niekiedy mianem tektoniki anomalinowej (Obuchowicz 1963, Alexandrowicz 1964). Następująca bezpośrednio po tym erozja doprowadziła do ścięcia osadów starszych, najintensywniejszego w części zachodniej i południowo-zachodniej badanego terenu, tak, że wyżej-ległe osady sarmatu leżą na jurze, kredzie i różnych ogniwach badenu. W północno-wschodniej części badanego terenu, a być może również w NE części przekroju II (fig. 2) istnieje prawdopodobnie ciągłość sedymentacyjna pomiędzy badenem i sarmatem.

O procesach tektonicznych zachodzących po okresie erozji można wnioskować głównie na podstawie przebiegu sedymentacji osadów sarmatu (Rutkowski 1976). Początkowo osadzają się ropy krakowieckie przynależne do poziomu z *Anomalinoides dividens* zawierające niekiedy w części dolnej wkładki organodetrytycznych wapieni typu sarmatu detrytycznego, a następnie zwarta pokrywa tych osadów. Ich sedymentacja jest efektem dźwignięcia się południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich w wyniku czego do zbiornika sedymentacyjnego zaczął być dostarczany masowo materiał z erodowanych czy też abradowanych osadów badenu a także mezozoiku (Rutkowski 1976). Początkowo niszczeniu ulegały utwory jury i kredy, a być może zlepieńce badeńskie, dając żwirry występujące w spągu osadów sarmatu detrytycznego, a następnie głównie wapienie litotamniowe badenu.

Zjawiska te trwały aż po najniższą część zony z *Cycloforina karreri ovata*, kiedy to nagle zmiany na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich spowodowały, że materiał detrytyczny przestał być niesiony do zbiornika, w którym rozpoczęły osadzać się ropy. Wiąże się to prawdopodobnie z tektonicznym obniżeniem strefy alimentacyjnej, związanym z przesuwaniem się osi zapadliska przedkarpacim ku północy (np. Alexandrowicz 1964, Połtowicz, Starczewska-Popow 1974).

Następna generacja uskoków powstała po poziomie z *Cycloforina karreri ovata* i jest trudna na badanym terenie do szczegółowszego dato-

wania. Zapewne jest ona śródsarmacka i wiąże się z zachodzącymi w tym czasie ruchami tektonicznymi w zapadlisku przedkarpackim (Alexandrowicz 1964, Ney 1969, Karnkowski 1974). Przynależy tu uskoki Chmielnik—Busko, a przede wszystkim strefa dyslokacyjna Galów—Zwierzyniec—Stopnica przedłużająca się ku południowemu wschodowi w stronę Mielca. Położony na południe od niej wał wójczańsko-pińczowski — zrębowa struktura rozdzielająca zapadlisko połanieckie od depresji soleckiej wiąże się również z tą generacją. Sytuacja tektoniczna na północnym obrzeżeniu zapadliska połanieckiego wymaga dalszych badań.

WYKAZ LITERATURY — REFERENCES

- Alexandrowicz S. W., 1964. Przejawy tektoniki miocénskiej w Zagłębiu Górnośląskim. Miocene tectonic in the Upper Silesian Basin. *Acta geol. pol.*, 14, 2: 175—231. Warszawa.
- Czarnocki J., 1939. Poszukiwania ropy naftowej w okolicy Wójczy i na obszarach sąsiednich po obu stronach Wisły w r. 1929—31. *Biul. Państ. Inst. Geol.*, 18: 1—8. Warszawa.
- Czarnocki J., 1947. Przewodnik XX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Górach Świętokrzyskich w 1947 r. Państ. Inst. Geol. Warszawa.
- Dzulewski S., 1953. Tektonika pd. części Wyżyny Krakowskiej. *Acta geol. pol.*, 3: 325—440. Warszawa.
- Flis J., 1954. Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej. Gypsum karst of the Nida Trough. *Pr. geogr. Inst. Geogr. PAN*, 1. Warszawa.
- Gilewska S., 1972. Wyżyny Śląsko-Małopolskie. W: Geomorfologia Polski. 1: 232—339. PWN. Warszawa.
- Karnkowski P., 1974. Zapadlisko przedkarpackie. Część wschodnia. W: Budowa geologiczna Polski. T. IV, Tektonika. Cz. 1, Niż Polski. 402—416. Wyd. Geol. Warszawa.
- Kontkiewicz S., 1882. Sprawozdanie z badań geologicznych dokonanych w 1880 r. w południowej części guberni kieleckiej. *Pamiętnik fizjogr.*, 2: 175—202.
- Kowalewski K., 1958. Stratygrafia miocenu południowej Polski ze szczególnym uwzględnieniem południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Miocene stratigraphy of Southern Poland with special attention paid to the Southern margin of the Święty Krzyż Mountains. *Kwart. geol.*, 2, 1: 1—43. Warszawa.
- Łuczowska E., 1964. Stratygrafia mikropaleontologiczna miocenu w rejonie Tarnobrzeg—Chmielnik. The micropaleontological stratigraphy of the Miocene in the region of Tarnobrzeg—Chmielnik. *Pr. geol. Komis. Nauk Geol. PAN Krak.*, 20. Warszawa.
- Łuczowska E. 1973. Faziostratotypus: Bohrung Kłaj-1, Karpatische Vortiefe in Polen. In: Chronostratigraphie und Neostratotypen Miozän M<sub>4</sub>. Badenian. 155—159. Bratislava.
- Łyczewska J., 1975. Zarys budowy geologicznej pasma wójczo-pińczowskiego. An outline of the geological structure of the Wójcza—Pińczów Range. *Biul. Inst. Geol.*, 283: 151—188. Warszawa.
- Ney R., 1969. Piętra strukturalne w północno-wschodnim obramowaniu zapadliska

- przedkarpackiego. Structural stages in the North-Eastern border of the Carpathian Fore-deep. *Pr. geol. Komis. Nauk Geol. PAN Krak.*, 53. Warszawa.
- Obuchowicz Z., 1963. Budowa geologiczna przedgórza Karpat środkowych. Geological structure of the Middle Carpathian foreland. *Pr. Inst. Geol.*, 30, 4: 321—354. Warszawa.
- Osmólski T., Krysiak Z., Wilczyński M. S., 1978. Nowe dane o strefie Kurdwanów—Zawichost i tektonice obszaru od Buska po Nidę i Wisłę. New data on the Kurdwanów—Zawichost zone and the tectonics of the area between Busko and Nida and Vistula rivers. *Kwart. geol.*, 22, 4: 834—848. Warszawa.
- Pawłowska K., 1965. Syntetyczny opis litostratygraficzny osadów miocenu między Chmielnikiem i Tarnobrzegiem. *Przewodnik 38 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, 21—39. Wyd. Geol. Warszawa.
- Pawłowski S., 1965. Zarys budowy geologicznej okolic Chmielnika—Tarnobrzega. Outline of geological structure in the vicinity of Chmielnik—Tarnobrzeg. *Prz. geol.*, 6: 238—245. Warszawa.
- Połtowicz S., Starczewska-Popow A., 1974. Rozwój zapadliska przedkarpackiego między Tarnowem a Przemyślem. The development of the Carpathian Foredeep between Tarnów and Przemyśl, Polish Eastern Carpathian. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 43, 4: 495—517. Kraków.
- Pożaryski W., 1971. Tektonika elewacji radomskiej. The tectonics of the Radomsko elevation. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 41, 1: 169—179. Kraków.
- Pożaryski W., 1974. Obszar Świętokrzysko-lubelski. W: Budowa geologiczna Polski. T. IV, Tektonika. Cz. 1, Niż Polski. 314—363. Wyd. Geol. Warszawa.
- Pożaryski W., 1977. The late alpine epoch in the platform development east of the Variscan Orogen. The Małopolska Massif. In: *Geology of Poland. Vol. IV. Tectonics.* p. 445—448. Wyd. Geol. Warszawa.
- Radwański A., 1968. Transgresja dolnego tortonu na obszarze Wyżyny Miechowskiej i Krakowskiej. Lower Tortonian transgression onto the Miechów and Cracow Uplands. *Acta geol. pol.*, 18, 2: 387—438. Warszawa.
- Radwański A., 1969. Transgresja dolnego tortonu na południowych stokach Gór Świętokrzyskich (strefa zatok i ich przedpola). Lower Tortonian transgression onto the Southern slopes of the Holy Cross Mountains. *Acta geol. pol.*, 19, 1: 1—160. Warszawa.
- Rutkowski J., 1976. Detrytyczne osady sarmatu na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Detrital Sarmatian deposits on the Southern margin of the Holy Cross Mountains (Southern Poland). *Pr. geol. Komis. Nauk Geol. PAN Krak.*, 100. Warszawa.
- Rutkowski J., 1979. Gipsy rejonu Stawian pińczowskich w świetle interpretacji zdjęć lotniczych. IX Ogólnopolska Konferencja Fotointerpretacji. *Streszczenia referatów.* s. 49—50. Instytut Geografii Uniw. Śl., Pol. Tow. Geogr. Katowice.
- Rutkowski J., (w druku). Gipsy rejonu Stawian i Szańca w świetle interpretacji zdjęć lotniczych. Dokumentacja telededekcji, 1. Katowice.
- Wala A., 1961. Litologia mioceńskiej serii ewaporatów w okolicy Pińczowa. *Spraw. z Pos. Komis. nauk. PAN Krak.* Styczeń—czerwiec 1961. 275—280. Kraków.
- Wala A., 1962. Charakterystyka petrograficzna profili serii gipsowej w okolicy Buska, Wiślicy i Gartatowic oraz próba korelacji ich z profilem w Gackach koło Pińczowa. *Spraw. z Pos. Komis. nauk. PAN Krak.* Styczeń—czerwiec 1962: 269—271. Kraków.
- Wala A., 1963. Korelacja litostratygraficzna profili serii gipsowej obszaru nadnidziańskiego. *Spraw. z Pos. Komis. nauk. PAN Krak.* Lipiec—grudzień 1962: 530—532. Kraków.

### SUMMARY

This paper deals with tectonic disturbances involving the Miocene deposits of the Połaniec graben. This graben lies in the northern part of the Carpathian foredeep and is not expressed topographically (Fig. 1). The sediments that fill the graben are of Badenian and Lower Sarmatian age (for details concerning stratigraphy see: Kowalewski (1958), Łuczowska (1964), Rutkowski (1976).

The tectonic disturbances are faults and are related to two generations of tectonic movements, which were separated from each other by a short period of erosion. The first and older generation of faults involves Mesozoic rocks and sediments of Badenian and lowermost Sarmatian age. The erosion that followed the above mentioned disturbances resulted in planation of the Mesozoic and Badenian rocks so that the overlying detrital sediments of the Sarmatian rest directly upon Jurassic or Cretaceous rocks and upon different stratigraphic units of the Badenian (Fig. 2). The detrital Sarmatian sediments were chiefly derived from the lower Badenian Lithotamnium limestones that were subject to erosion. The erosion of these limestones and the deposition of the detritic Sarmatian sediments was consequent upon the uplift of areas situated to the north of our study area. This deposition occurred in the time interval embracing the *Anomalinoidea dividens* (*Cibicides badensis*) zone and the lower part of the *Cycloforina karreri ovata* zone. In the upper part of the latter zone the deposition of coarse clastics came to its end and was replaced by the deposition of argillaceous sediments. Such change was presumably caused by tectonic subsidence of the previously uplifted areas of alimentation. This subsidence was consequent upon the north-ward shifting of the axis of the Carpathian foredeep (Alexandrowicz 1964, Ney 1969, Połtowicz, Starczewska-Popow 1974).

The second generation of faults postdates the *Cycloforina karreri ovata* zone but, presumably, is still of Sarmatian age. This generation of disturbances appears to be related to tectonic movements that affected the Carpathian foredeep (Pozaryski 1977). To the second generation belong the faults trending WNW—EES and NNE—SSW. These faults which, presumably, brought about the appearance of the Połaniec graben.

The diaclases could have been measured in the detritic Sarmatian rocks only. These diaclases are weakly marked and are recognizable

exclusively in more lithified rocks in which the intergranular space is filled partly with sparry calcite. Along some of the diaclasses which show strikes 15—35° also reveal the calcification of rocks. The presence of such calcification resulted in the increase of volume density (from 1.46 to 1.99 g/cm<sup>3</sup>) and in the decrease of porosity (from 45 to 25 percent) of the rocks involved.