

STEFAN POŁTOWICZ<sup>1</sup>

## WGŁĘBNA TEKTONIKA BRZEGU KARPAT W OKOLICY TARNOWA I PILZNA

(8 fig.)

### *Tectonic structures of the Carpathian border in the Tarnów and Pilzno area (Polish Middle Carpathians)*

(8 Figs.)

**Treść:** Na omawianym odcinku brzegu Karpat występuje wgłębny fałd zbudowany z utworów fliszowych otulonych osadami badenu i dolnego sarmatu. Element ten jest nasunięty na autochtoniczne osady miocenu. Ewaporaty miocenne w tej strefie osadzały się w południowej części panwi solnej. Utwory centralnej części panwi zostały zniszczone w czasie ruchów nasuwawczych, które miały miejsce po dolnym sarmacie. Uskok oddzielający jednostkę śląską od skolskiej został odmłodzony w czwartorzędzie.

Badania geologiczne górotworu fliszowo-miocennego ciągnącego się u czoła Karpat napotykały duże trudności ze względu na małą ilość odsłoneń naturalnych. Wykonanie przez Przedsiębiorstwa Poszukiwań Naftowych w Krakowie i Jaśle oraz częściowo Instytut Geologiczny szeregu otworów wiertniczych w strefie występowania sfałdowanych osadów miocennych i osiagających miejscami podłoże mezozoiczno-paleozoiczne dało podstawę do wgłębego rozpoznania brzeżnej części skomplikowanego tektonicznie orogenu karpackiego. Dużą pomocą stały się wyniki badań sejsmicznych, prowadzonych przez Przedsiębiorstwo Geofizyki Górnictwa Naftowego w Krakowie.

Pierwszą próbę wydzielenia na obszarze między Tarnowem a Pilznem strefy występowania sfałdowanych utworów miocennych i odwzorowania kształtu górotworu fliszowo-miocennego przy wykorzystaniu materiałów dostarczonych przez wiercenia, oznaczeń stratygraficznych wykonanych przez Z. K i r c h n e r a<sup>2</sup> oraz wyników pomiarów geofizyki wier-

<sup>1</sup> Zakład Opracowań Geologicznych Górnictwa Naftowego „Geonafta” Ośrodek w Krakowie, ul. Lubicz 25, 31-503 Kraków.

<sup>2</sup> Materiały archiwalne Przedsiębiorstwa Poszukiwań Naftowych w Krakowie.

tniczey i badań sejsmicznych wykonał autor w r. 1962 i w latach następnych publikując profil przez otwór Pogórska Wola 3 i omawiając ogólnie warunki tektoniczne (S. Połtowicz, 1963). Następnie J. Poborski (1965) i M. Komorowska-Błaszczyska (1966) przeprowadzili porównanie budowy geologicznej złoża soli kamiennej w Bochni z rozpoznaną wiertniczo strukturą solną w okolicy Pilzna, podkreślając w obu przypadkach istnienie analogicznych fałdów fliszowych otulonych formacją solonośną badenu, a Z. Kirchner i W. Moryc (1966) opublikowali kilka przekrojów przez sfałdowane utwory miocenijskie z obszaru położonego na wschód od Tarnowa i omówili budowę geologiczną tej strefy. Budowę geologiczną okolic Pilzna zajmowała się M. Komorowska-Błaszczyska (1966, 1967), która omawiając tektonikę utworów fliszowych i miocenijskich podkreśliła tektoniczne zaangażowanie utworów dolnego sarmatu, udokumentowanych mikropaleontologicznie przez E. Łuczowską.

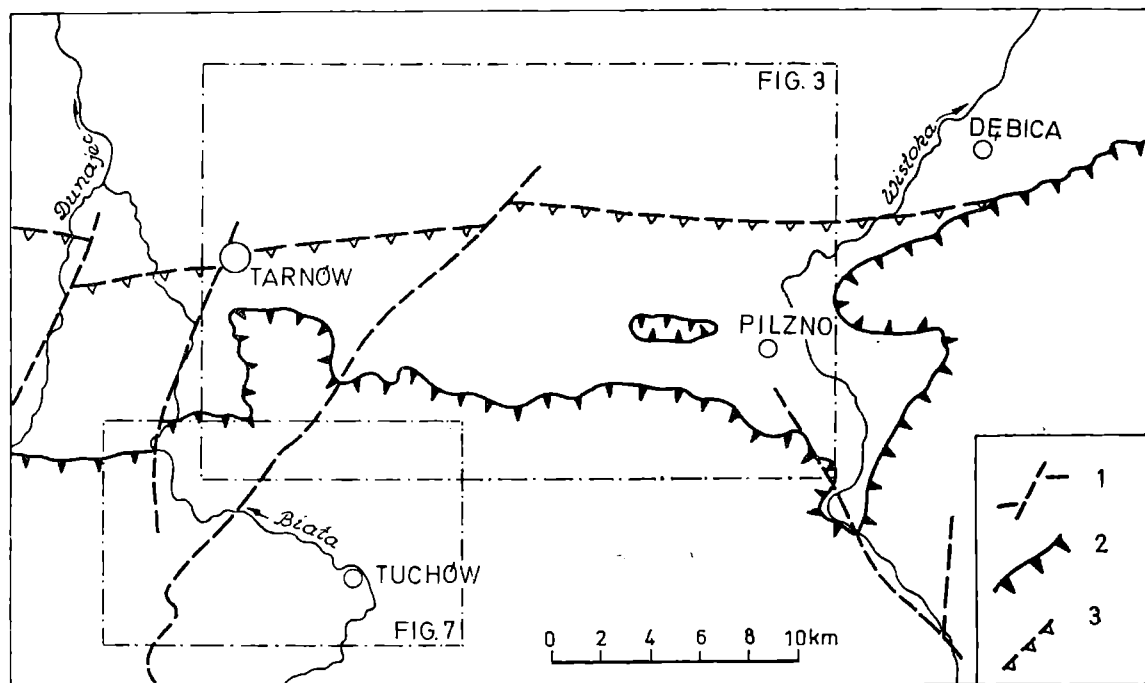


Fig. 1. Sytuacja geologiczna omawianych obszarów. 1 — uskoki; 2 — brzeg Karpat fliszowych; 3 — czoło nasunięcia utworów miocenijskich

Fig. 1. Principal geological features of the Carpathian border in the area under discussion. 1 — fault; 2 — present margin of overthrust flysch masses; 3 — margin of overthrust Miocene

Celem niniejszego artykułu jest uzupełnienie badań geologicznych w oparciu o najnowsze wyniki wierceń i prac sejsmicznych i wkomponowanie w głębszą budowę geologiczną okolic Tarnowa i Pilzna w geologię regionu<sup>3</sup>.

<sup>3</sup> Praca była częściowo referowana na posiedzeniu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w dniu 11. X. 1965 (S. Połtowicz, „Tektonika utworów miocenijskich między Brzeskiem a Pilznem”).

## STRATYGRAFIA I LITOLOGIA UTWORÓW MIOCEŃSKICH

Transgresja miocenska na przedgórzu <sup>4</sup> Karpat środkowych rozpoczęła się w dolnym badenie. Morze wkroczyło na obszar silnie zniszczony erozją polaramijską z bogato rozwiniętą rzeźbą terenu (A. Łapinkiewicz, M. Nowicki, 1967), miejscami z wyraźną siecią rzeczną, o czym świadczy szereg rynien erozyjnych uchodzących pod dzisiejsze Karpaty, wykrywanych badaniami sejsmicznymi i wierceniami, jak np. długa rynna Szczurowej biegnąca od północy doliną Nidzicy i ginąca pod Karpatami między Brzeskiem a Wojniczem (S. Połtowicz, 1964).

Utwory dolnego badenu (seria podewaporatowa) na obszarze między Tarnowem a Dębicą występują w dwóch strefach sedymentacyjnych, które charakteryzuje odmienna historia rozwoju geologicznego (fig. 2). Jedną z podstawowych cech różniących obie strefy jest zróżnicowanie miąższości serii podewaporatowej. Północną część obszaru charakteryzuje miąższość dość stała, przeważnie wahająca się w granicach 20—30 m, rzadko przekraczająca nieznacznie 50 m. W południowej części miąższość serii podewaporatowej dość szybko rośnie ku południowi do ponad 400 m (w otworze Łęki Górne 1 osiąga ona 477,5 m). Badania sejsmiczne zdają się wskazywać, że w głębi Karpat osady dolnego badenu mogą znacznie przekraczać 500 m.

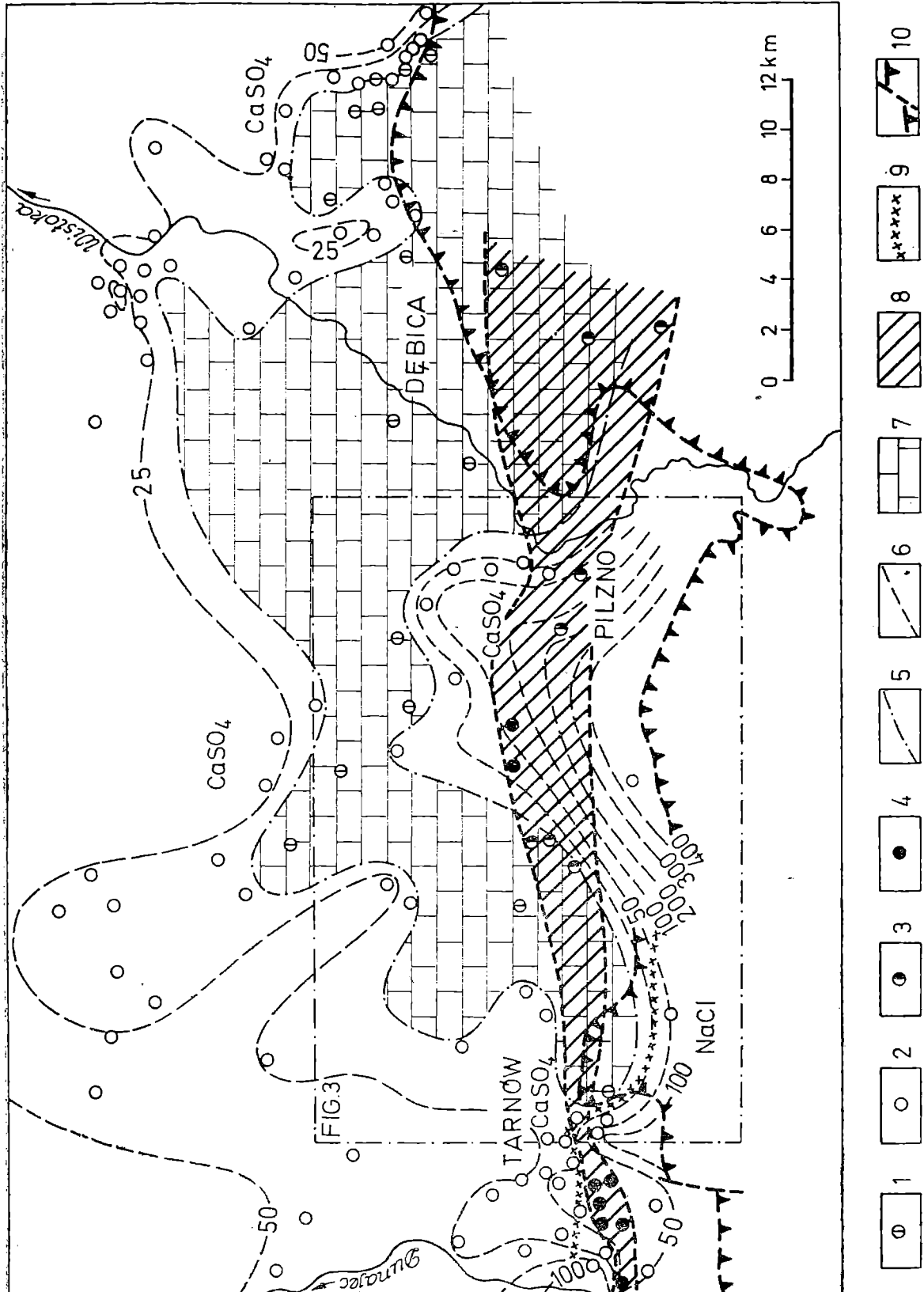
Obie strefy przedzielone są obszarem pozbawionym utworów dolnego badenu i leżących na nich ewaporatów badenu środkowego. We wszystkich profilach wierceń zlokalizowanych na tym obszarze transgresja badenska rozpoczęła się warstwami chodenickimi udokumentowanymi mikropaleontologicznie przez Z. Kirchnera i H. Jurkiewicza. Obszar ten stanowił zachodni cypel wielkiego dolnobadeńskiego lądu rozciągającego się na znacznej części obszaru przedgórza Karpat środkowych. Stwierdzony on został wieloma wierceniami i okonturowany prawie wszędzie badaniami sejsmicznymi (P. Karnkowski, A. Łapinkiewicz, 1965) i do literatury geologicznej wszedł pod nazwą „wyspa rzeszowska” (M. Komorowska-Błaszczyńska, 1965). Ląd ten posiadał bardzo urozmaiconą linię brzegową, szczególnie w zachodniej części, między Tarnowem a Dębicą, gdzie nie był wykryty badaniami sejsmicznymi, lecz wyłącznie wierceniami.

Drugą cechą charakterystyczną różniącą serię podewaporatową obu stref jest nieco odmienne wykształcenie litologiczne oraz sposób warstwowania osadu. W północnej części dominują iłowce, miejscami iłolupki, wkładki mułowców spotyka się niezbyt często, a przeławicenia piaskowców należą do rzadkości. Piaskowce w tej strefie występują wyłącznie

---

<sup>4</sup> Celowo nie używam terminu „zapadlisko przedkarpackie”, ponieważ obejmuje ono znacznie większy obszar, niż obecnie dostępny jest bezpośrednim obserwacjom (S. Połtowicz, A. Starczewska-Popow, 1973).

w najniższej części profilu, tworząc kilkumetrową warstwę, rozpoczynającą cykl sedymentacyjny dolnego badenu. Charakter sedymentu wskazuje na stosunkowo płytki zbiornik ze słabo erodowanymi utworami budującymi brzeg morski.



W południowej części obszaru występują osady bardziej urozmaicone. Są to iłowce gęsto przewarstwione i laminowane mułowcami z cienkimi wkładkami mułowcowych piaskowców. Wymienione typy skał tworzą charakterystyczny „przekładaniec” świadczący o niespokojnych warunkach sedimentacji wynikających z dużej ruchliwości dna zbiornika i częstych zmian nasilenia transportu materiału klastycznego. Piaskowce są silnie mułowcowe, zawierają zazwyczaj znaczną domieszkę detryktusu roślinnego nadającego skale szare zabarwienie. Miejscami nagromadzenie substancji roślinnej jest tak duże, że tworzy ona soczewkowate, nieregularne wkładki błyszczącego węgla o kilkumilimetrowej grubości. Często w piaskowcach spotyka się zaburzenie warstwowania o charakterze spływów podmorskich; szczególnie dobrze jest to widoczne w partiach obfitujących w detryktus roślinny.

W wielu profilach wierceń wśród osadów serii podewaporatowej występują wkładki i grubsze przeławicenia tufitów, osiągające miejscami grubość kilku, a nawet kilkunastu metrów (np. w otworach Łęki Górne 1 i Pilzno 1). Są one pozostałością po erupcjach ryolitowych Siedmiogrodu (W. Parachoniak, 1954, 1961).

W zatokach północnego brzegu łądu badeńskiego na wschód od Dębicy, w okolicy Ropczyc, seria podewaporatowa rozpoczyna się drobnodziarnistymi piaskowcami kwarcowymi, dość czystymi, o zabarwieniu zielonkawym, zawierającymi masowo występujące drobne ziarenka glaukonitu. Piaskowce te swym wyglądem bardzo przypominają piaskowce cenomanu przedgórza Karpat. Miąższość ich waha się w granicach 3,0 do 9,5 m.

W kilku profilach w spągu ilastych osadów dolnego badenu występuje zlepienie podstawowy składający się z otoczków margli i wapieni spojonych lepiszczem ilastym zawierającym mikrofaunę dolnego badenu<sup>5</sup>. Zlepienie ten osiąga miąższość kilku metrów.

---

<sup>5</sup> Wg oznaczeń Z. Kirchnera.

---

Fig. 2. Strukturalno-facjalna mapa ewaporatów badenu między Tarnowem a Dębicą. 1—4 — odwierty: 1 — bez serii podewaporatowej i ewaporatów; 2 — z autochtoniczną serią ewaporatów; 3 — ze sfałdowanymi ewaporatami i serią podewaporatową; 4 — z serią podewaporatową i ewaporatami autochtonicznymi i sfałdowanymi; 5 — zasięg „wyspy rzeszowskiej”; 6 — izopachyty serii podewaporatowej; 7 — utwory mezozoiczne „wyspy rzeszowskiej”; 8 — górotwór fliszowo-mioceński; 9 — granice facji ewaporatowych: CaSO<sub>4</sub> — siarczanowej, NaCl — chlorkowej; 10 — brzeg Karpat fliszowych; 11 — obszar przedstawiony na fig. 3

Fig. 2. Structural-facies map of evaporite horizon between Tarnów and Dębica. 1—4 — bore-holes: 1 — „sub-evaporite” and „evaporite series” missing; 2 — autochthonous „evaporite series” present; 3 — „evaporite” and „sub-evaporite series” present; 4 — both autochthonous and allochthonous Miocene rocks present; 5 — „Rzeszów island”; 6 — isopachytes of „subevaporite series”; 7 — Mesozoic rocks of the „Rzeszów island”; 8 — Miocene and flysch rocks folded together; 9 — limit of evaporite facies: CaSO<sub>4</sub> — sulphate facies, NaCl — chloride facies; 10 — margin of Flysch Carpathians; 11 — area shown on Fig. 3

Wykształcenie litologiczne osadów dolnego badenu obszaru położonego na północ i północny zachód od „wyspy rzeszowskiej” wskazuje, że obszar ten nie był intensywnie erodowany. Prawdopodobnie tworzył w dużej mierze strefę płycizn, może miejscami wysp wystających ponad poziom morza, znacznie speneplenizowaną, leżącą w większości powyżej podstawy falowania, dzięki czemu ruch wody unosił materiał klastyczny do partii niżej położonych.

Zróznicowanie osadów obu stref sedymentacyjnych zbiornika badeńskiego wynikało z odmiennego ich rozwoju. Północna część leżała na obszarze skłonu kontynentu obejmującego Wyżynę Małopolską i Roztocze, stanowiącego „krezę” basenu sedymentacyjnego (J. Nowak, 1938, 1948). Charakteryzowały ją epikontynentalne warunki sedymentacji, bez intensywnych ruchów podłoża. Południowa część znajdowała się w strefie labilnej, o stosunkowo szybkiej subsydencji dna zbiornika, tworzącej „czaszę” zbiornika, wydzieloną przez J. Nowak (l.c.) w południowej części zapadliska przedkarpackiego. Obie strefy w pewnym sensie odpowiadają basenom — wewnętrznemu i zewnętrznemu, wydzielonym przez E. Głowackiego, H. Jurkiewicza i P. Karnkowskiego (1966) i R. Neyę (1968) za geologami radzieckimi na obszarze zapadliska przedkarpackiego. Oba baseny dzielił łąd występujący na obszarze między Przemysłem a Tarnowem lub strefy płycizn podkreślone zmniejszeniem miąższości serii podewaporatowej lub miejscami jej brakiem, co ma miejsce na zachód od Tarnowa (S. Połtowicz, A. Starczewska-Popow, 1972).

Paleogeografia zbiornika w niższej części środkowego badenu, w czasie sedymentacji ewaporatów, nie uległa większym zmianom. Istniał nadal łąd „wyspy rzeszowskiej”, na którym nie zachodziła sedymentacja ewaporatów, osadzały się one natomiast po obu stronach „wyspy rzeszowskiej”.

Formacja solna na obszarze przedgórze Karpat wykształcona jest w dwóch facjach: chlorkowo-siarczanowej i siarczanowo-węglanowej, na peryferiach panwi solnej osadzały się klastyczne odpowiedniki ewaporatów (A. Garlicki, 1968, 1971). Najmniej dowodów istnieje w odniesieniu do występowania klastycznych ekwiwalentów osadów chemicznych. Najwyżej można się domyślać ich występowania w przypadku kontaktowania serii podewaporatowej z warstwami chodenickimi bez ewaporatów dzielących je w normalnym profilu. W kilku otworach zlokalizowanych w strefie nasuniętych utworów mioceńskich prawdopodobnie ma to miejsce. Siarczanowa, a miejscami siarczanowo-węglanowa, facja ewaporatów rozwinięta jest przede wszystkim w północnej części omawianego obszaru, leżącej na skłonie łądu Wyżyny Małopolskiej oraz na północnym obrzeżeniu „wyspy rzeszowskiej”.

Utwory facji siarczanowej posiadają stosunkowo stałą miąższość, wahającą się od kilku do dwudziestu kilku metrów. Składają się one z an-

hydrytów i gipsów przewarstwionych iłami i iłołupkami. Prawie wszystkie profile otworów wiertniczych na obszarze przedgórze Karpat wykazują dwudzielność serii anhydrytowo-gipsowej, dwie ławice skał siarczanowych przedzielone są warstwą iłowców. Ku południowi facja siarczanowa przechodzi w chlorkowo-siarczanową, zajmującą obszar położony między Wieliczką i Tarnowem.

Utwory facji chlorkowo-siarczanowej są bardziej zróżnicowane pod względem wykształcenia litologicznego. Występują tu sole kamienne, często zanieczyszczone substancją ilastą i drobnym piaskiem kwarcowym, przeławicone innymi ewaporatami (anhydrytem i gipsem) oraz samodzielne ławice gipsów i anhydrytów, zubry, piaskowce solne, mułowce i iłowce. Najpełniejszy profil ewaporatów, o zdwojonej tektonicznie miąższości występuje w otworze Sierakowice 1 nad Dunajcem (J. K r u c z e k, S. P o ł t o w i c z, 1964), gdzie osiągają one miąższość około 400 m, oraz w otworze Pogórska Wola 3 (S. P o ł t o w i c z, 1963). Oba profile znajdują się w strefie sfałdowanej. Autochtoniczne sole występują w kilku profilach położonych na południowy zachód od Tarnowa i w profilu Zawada 2, na południowy wschód od wymienionej miejscowości. Sole osiągają tam miąższość od kilku do kilkudziesięciu metrów, maksymalnie dochodzącą do 126,5 m (w otworze Tarnów 6).

Północny zasięg facji chlorkowo-siarczanowej jest bardzo dokładnie skartowany wierceniami górnictwa naftowego. Odnośnie do południowego brzegu panwi ewaporatowej badenu można snuć tylko domysły na podstawie rekonstrukcji paleogeografii zbiornika salinarnego. Wiadomo tylko, że ewaporaty wykształcone w facji chlorkowej i siarczanowej osadzały się również na fliszu, czego dowodem są fliszowe jądra siodeł Bochni i Uzborni oraz Pogórskiej Woli i Pilzna (J. P o b o r s k i, 1952, 1967; A. G a r l i c k i, 1968).

W czasie sedymentacji utworów wyższej części środkowego badenu (warstw chodenickich) zaszły poważne zmiany w rozwoju zbiornika mioceńskiego. Morze przykryło cały obszar „wyspy rzeszowskiej”. Zaczął się osadzać kompleks utworów o przewodzie iłowców i mułowców na przemian warstwowanych z wkładkami piaskowców, osad bardzo podobny do serii podewaporatowej południowej części zbiornika sedymentacyjnego. Początkowo wolno, potem stopniowo coraz szybciej zaczynają zanikać osady chemiczne reprezentowane przez cienkie wkładki szarobeżowych dolomitów, występujące w całym profilu warstw chodenickich (A. G a r l i c k i, 1966, 1968). Wkładki te zanikają w górnej części profilu, aczkolwiek wydaje się, że na zachód od Tarnowa przechodzą do najniższej części warstw grabowieckich, na co wskazują niektóre profile otworów wiertniczych.

Podział na dwie strefy zbiornika już nie istnieje, bariera dzieląca je zniknęła, warunki sedymentacji wyrównały się w obu dotychczasowych jego częściach. W górnym badenie nastąpiła dalsza integracja obu części

zbiornika. Jego oś przesunęła się ku północnemu wschodowi, strefa maksymalnych miąższości warstw grabowieckich ciągnie się od okolic Niepołomic, na północ od Bochni i Brzeska, przez okolice Tarnowa i Pilzna i chowa się pod Karpaty w rejonie Dębicy (S. Połtowicz, A. Starczewska-Popow, 1973). Panuje ten sam typ osadów, co w wyższej części środkowego badenu, brak na ogół tylko wkładek chemogenicznych, co było jeszcze widoczne w warstwach chodenickich. Zarówno w warstwach chodenickich, jak i w grabowieckich spotyka się wkładki tufitów.

Osady dolnego sarmatu znane są na znacznym obszarze między Tarnowem a Pilznem. Występują one prawie we wszystkich otworach. Należą tu wydzielone przez Z. Kirchnera (1962) warstwy wałeczek<sup>6</sup> oraz leżące nad nimi utwory zawierające masowo występującą przewodnią formę *Anomalinoidea dividens* Łuczka.

Utwory sarmatu dolnego posiadają bardzo podobne wykształcenia litologiczne do osadów niżej leżących. Przeważają tu iłowce i mułowce, miejscami silnie zapiaszczone, z wkładkami piaskowców.

W dolnym sarmacie można wydzielić dwa cykle sedymentacji utworów klastycznych ze zdecydowaną przewagą skał piaskowcowych. Pierwszy występuje nieco powyżej spągu, drugi w środku profilu. Okresy wzmożonej sedymentacji piasków można by wiązać z ożywieniem ruchów orogenicznych na obrzeżeniu zapadliska przedkarpackiego i zwiększeniem erozji i denudacji wynurzanych masywów, a tym samym zwiększeniem ilości materiału klastycznego o grubszym ziarnie znoszonego do zbiornika sedymentacyjnego (S. Połtowicz, A. Starczewska-Popow, 1973).

Profil miocenu kończą osady dolnego sarmatu wykształcone w postaci kompleksu skał iłowcowo-mułowcowo-piaskowcowych, dość zmiennego zarówno w pionie, jak i w poziomie.

#### TEKTONIKA

Utwory miocenijskie obszaru położonego między Tarnowem a Pilznem znajdują się w dwóch jednostkach geologicznych: na Przedgórzu, gdzie występują osady nie wyruszone z pierwotnego położenia, oraz w obrębie orogenu karpackiego, gdzie częściowo leżą na fliszu i są wraz z nim sfałdowane i nasunięte na miocenijskie osady autochtoniczne (fig. 3, 4, 5).

Szczególną rolę przy interpretacji tektoniki utworów miocenijskich w czołowej strefie Karpat odgrywają ewaporaty ze względu na jednoznaczność identyfikacji ich na wykresach profilowania oporności pozor-

<sup>6</sup> W dyskusji z autorem dr Z. Kirchner nie negował możliwości zaliczenia warstw wałeczek do najniższego sarmatu. Konieczność zaliczenia ich do sarmatu wynika również z regionalnej korelacji utworów miocenijskich Przedgórza. Podobne stanowisko zajęła również L. S. Piszwanowa (1967) uznając warstwy wałeczek za bułków.



nej skał, promieniowania gamma i neutron-gamma oraz profilowania średnicy odwiertu. Można je zatem łatwo wydzielić w profilu utworów miocenijskich w sposób pośredni. Przypadek powtarzania się serii ewaporatów w jednym profilu już jest wskazówką, że znajduje się on w strefie sfałdowanej. Wkomponowanie ewaporatów w rozpoznany fragmentarycznie profil mikrofaunistyczny (ze względu na odcinkowe pobieranie rdzeni w odwiertach) pozwala konstruować z dużym prawdopodobieństwem przekroje geologiczne.

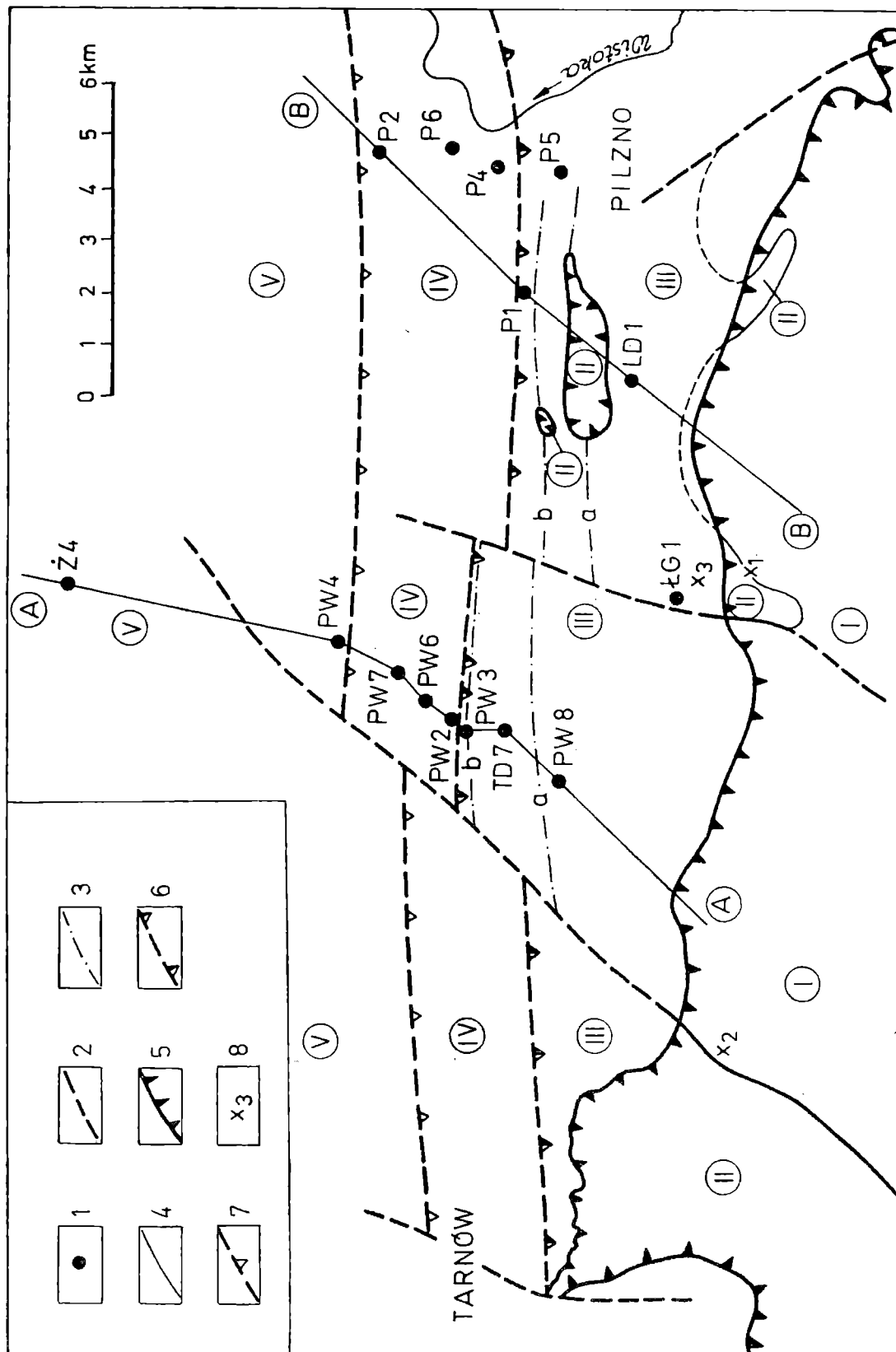
Dla obszaru Tarnów — Pilzno wybrano dwa przekroje geologiczne najbardziej typowe i skonstruowane na podstawie największej ilości danych (fig. 4, 5). Wykonano je w oparciu o profile wierceń i wyniki refleksyjnych badań sejsmicznych. W wąskim, kilkukilometrowym pasie, położonym u czoła Karpat, gdzie występują szczególnie skomplikowane tektonicznie struktury miocenijskie i wyniki badań sejsmicznych nie odzwierciedlają w pełni budowy geologicznej, interpretację geologiczną oparto prawie wyłącznie na wynikach wierceń.

W artykule, z braku miejsca, przedstawiono tylko wycinki przekrojów dotyczące wyłącznie omawianego obszaru. Interpretacja tych przekrojów jest wynikiem analizy materiałów geologicznych i geofizycznych na większym obszarze z dowiązaniem do obu regionów geologicznych — Karpat fliszowych i ich przedgórze.

Między Tarnowem a Pilznom brzeg Karpat fliszowych budują dwa elementy tektoniczne: zdygitowany fałd fliszowy złożony z utworów kredy górnej (warstw inoceramowych) i paleogenu otulony osadami badenu, stanowiący czoło wglębnej jednostki tektonicznej, którą można uważać za górotwór Salidów K. T o ł w i ń s k i e g o (1956) oraz jednostki skolska i śląska znane z szerokiego rozprzestrzenienia. Pierwszy element dostępny jest głównie przy pomocy wierceń, poza nielicznymi jego wychodniami w postaci „wysp”, czy „wysadów” utworów fliszowych wyłaniających się spod utworów czwartorzędowych i miocenijskich, znanych z okolicy Pilzna (K. K o n i o r, 1946; J. W d o w i a r z, 1951; M. K o m o r o w s k a - B ł a s z c z y ń s k a, 1966). Jednostki skolska i śląska dostępne są do bezpośrednich obserwacji. W artykule omówiono przede wszystkim element wglębny, jako dotychczas najslabiej rozpoznany.

Profile odwiertów w okolicy Pogórskiej Woli i Pilzna dostarczyły wystarczającą ilość danych do sporządzenia dokładnych przekrojów geologicznych ilustrujących skomplikowane warunki tektoniczne wglębnych fałdów fliszowo-miocenijskich. Pierwszy przekrój (fig. 4) skonstruowano w oparciu o profile leżące w płaszczyźnie przekroju. Przy jego konstrukcji nie zniekształcono w najmniejszym stopniu obrazu geologicznego. Konstrukcję drugiego przekroju (fig. 5) trzeba było wykonać częściowo na podstawie profilów rzutowanych, przez co stracono na wierności odwzorowania przestrzennego w wybranej płaszczyźnie, lecz zyskano na ilości faktów dla odtworzenia regionalnego stylu tektoniki.

Na przekroju A—A (fig. 4) jądro fliszowe zbudowane jest z warstw inoceramowych oraz brunatnych łupków i mułowców z wkładkami piaskowców wieku paleogeńskiego. Ich występowanie stwierdzono w otworze PW 8 raz w grzbietowej części fałdu (1167—1337 m), drugi raz w brzuszej (2259—2312,5 m). Oba skrzydła fałdu otula formacja solonośna badenu



wykształcona jako cienka (20—35 m) warstwa iłowców i mułowców oraz seria ewaporatów składająca się z anhydrytów z wkładkami iłowców w południowej części fałdu i soli kamiennej z wkładkami anhydrytu w północnej. W południowym skrzydle fałdu ewaporaty osiągają miąższość około 20 m, w północnym — około 60 m. Fałd jest znacznie obalony ku północy i nasunięty na swe przedpole, brzuszne skrzydło w dużej mierze zostało wytarte.

Na ewaporaty grzbietowego skrzydła fałdu natrafiono powtórnie w otworze TD 7, w którym występują anhydryty przeławiczone iłowcami anhydrytowymi, osiągające miąższość około 100 m<sup>7</sup>.

W otworze TD 7 seria podewaporatowa osiąga miąższość około 80 m, czyli większą od przeciętnej. Utwory badenu dolnego leżą bezpośrednio na warstwach inoceramowych, osadów paleogenu w nim nie stwierdzono. Ponad ewaporatami rozwinięty jest kompleks osadów ilasto-mułowcowych wyższej części badenu środkowego (warstwy chodenickie) i badenu górnego (warstwy grabowieckie).

W otworze Pogórska Wola (PW) 3, w którym najwcześniej rozpoznano silnie sfałdowane osady badenu i dolnego sarmatu z formacją solonośną (S. Pó ł t o w i c z, 1963), występuje północna osłona wgłębnego fałdu fliszowego Pogórskiej Woli. Warstwy inoceramowe w tym otworze dźwigają się prawie do powierzchni terenu; przykrywają je tylko 20-metrowej grubości piaski i gliny czwartorzędowe. Warstwy inoceramowe nasunięte są tu wzdłuż stromej dyslokacji, rozcinającej czołową strefę fałdu fliszowo-miocenckiego, na sfałdowane osady górnego badenu i dolnego sarmatu.

W otworze Pogórska Wola 2 występują sfałdowane utwory dolnego sarmatu (warstwy wałeckie) tworzące synklinę położoną na północ od fliszowo-miocenckiego fałdu Pogórskiej Woli. Dalej ku północy, w otworach Pogórska Wola 6 i 7, znajdują się osady środkowego i górnego badenu

---

<sup>7</sup> Z profilem otworu TD 7 zapoznałem się dzięki uprzejmości dra inż. A. G a r l i c k i e g o.

---

Fig. 3. Szkic tektoniczny brzegu Karpat między Tarnowem a Pilzmem. 1 — odwierty; 2 — ważniejsze uskoki; 3 — osie wgłębnych antyklin; (a — „Zdół”, b — Łęki Dolne); 4 — linie przekrojów geologicznych; 5 — brzeg Karpat; 6 — wgłębny brzeg Karpat; 7 — czoło nasunięcia utworów miocenickich; 8 — odsłonięcia miocenu na utworach fliszowych (1 — wapienie litotamniowe w Łękach Górnych, 2 — wapienie litotamniowe i iły w Łękawicy; 3 — zlepieńce w Łękach Górnych — „Skałka Podraży”). I — jednostka śląska; II — jednostka skolska, III — górotwór fliszowo-miocenicki; IV — sfałdowane utwory miocenickie; V — autochtoniczne utwory miocenickie (I—II wg J. W d o w i a r z a, 1951 i M. K o m o r o w s k i e j - B ł a s z c z y ń s k i e j, 1966)

Fig. 3. Tectonic map of the Carpathian border between Tarnów and Pilzno. 1 — bore-holes; 2 — main faults; 3a, b — axes of subsurface folds; 4 — geological cross-sections, 5 — margin of Flynch Carpathians; 6 — margin of flynch overthrust in sub-surface; 7 — overthrust of Miocene rocks; 8 — Miocene deposits covering discordantly the folded flynch (1, 2 — Lithothamnium limestones and clays; 3 — conglomerate); I — Silesian unit; II — Skole unit; III — zone of flynch and Miocene folded together; IV — folded Miocene; V — autochthonous Miocene (I—II according to J. W d o w i a r z, 1951 and M. K o m o r o w s k a - B ł a s z c z y ń s k a, 1966)

tworzące prawdopodobnie jądro obalonej i złuskwanej antykliny czoła sfałdowanych i nasuniętych utworów miocenkich.

Na autochtoniczne osady dolnego sarmatu i badenu natrafiono otworami Pogórska Wola 4 i Żukowice (Ż) 4. Brak tu najniższej części profilu po ewaporaty włącznie. Ta część obszaru znajduje się już w obrębie „wyspy rzeszowskiej”, gdzie sedimentacja utworów miocenkich rozpoczęła się w wyższej części badenu środkowego. Najstarszymi osadami w tej strefie są warstwy chodenickie.

Element tektoniczny fliszowo-miocenki nasunięty jest na autochtoniczne osady miocenkie przedgórza Karpat. Powierzchnia nasunięcia, początkowo prawie płaska, staje się bardzo stroma u jego czoła. Autochtoniczne osady badenu i dolnego sarmatu podnoszą się ku południowi i kontaktują z nią pod znacznym kątem. Ich upad dochodzi w tej strefie do  $20^\circ$ . Powstanie tego nachylenia jest spowodowane prawdopodobnie ruchami podłoża miocenu przy przemieszczaniu się osi zapadliska przedkarpackiego ku północnemu wschodowi, a nie podarciem nasuwającymi się z południa utworami fliszowymi i miocenki.

Przekrój B—B (fig. 5) był już kilkakrotnie częściowo interpretowany (B. Cisek i J. Czernicki, 1965; M. Komorowska-Błaszczewska, 1966; A. Jednorowska i W. Moryc, 1967; K. Skoczyła-Ciszewska i J. Poborski, 1968). Obecna interpretacja odbiega nieco od poprzednich. Sytuacja tektoniczna utworów fliszowych i miocenkich w płaszczyźnie zbliżonej do przekroju B—B ze względu na rzutowanie części profilów przypomina występującą na przekroju A—A. Istnieje tu fałd zbudowany z warstw inoceramowych i osadów paleogenu, otulony utworami miocenki. W południowej części przekroju, w otworze Łęki Dolne (ŁD) 1, W. Porębska-Szotowa (1960) znalazła w osadach miocenkich mikrofaunę wskazującą na badeński wiek utworów (dolny i górny baden) bez serii ewaporatów. W otworze Łęki Górne (ŁG) 1 również brak ewaporatów, brak także warstw chodenickich; profil rozpoczyna się warstwami grabowieckimi<sup>8</sup>. Oba fakty sugerują, że utwory te pierwotnie znajdowały się w brzeżnej strefie zbiornika, gdzie facja chemiczna była zastąpiona osadami klastycznymi (otwór Łęki Dolne 1), a nawet brak było zupełnie osadów dolnego badenu (otwór Łęki Górne 1). Rozszerzenie zasięgu zbiornika ku południowi zanotowane zostało rozpoczęciem profilu miocenu utworami górnego badenu. Podobne zjawisko notowane było przez A. Garlickiego (1968) w okolicy Skawiny, gdzie w profilu osadów dolnego i górnego badenu nie występują ewaporaty. Zastąpione zostały klastycznymi skałami.

W otworze Pilzno (P) 5 seria ewaporatów wykształcona jest również w facji zbliżonej do brzeżnej. Przewagę stanowią tu skały klastyczne: iłołupki, mułowce i piaskowce, z przeławiczeniami gipsu i anhydrytu

---

<sup>8</sup> Wg ustaleń Z. Kirchnera.

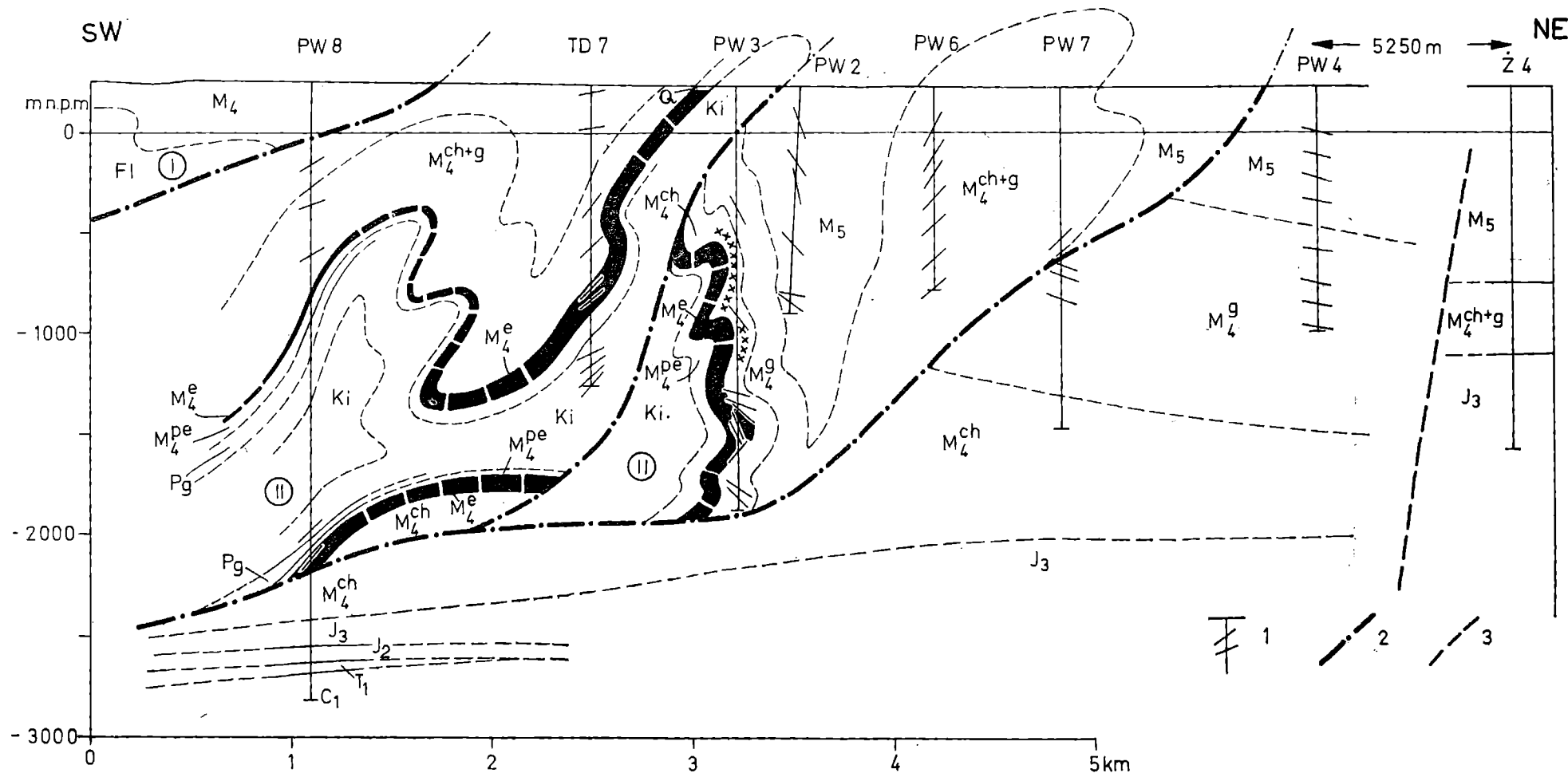


Fig. 4. Przekrój geologiczny A—A. 1 — profile odwiertów z upadami warstw; 2 — dolny (wapień węglowy); T<sub>1</sub> — pstry piaskowiec; J<sub>2</sub> — dogger; J<sub>3</sub> — malm; K<sub>2</sub> — nasunięcia; 3 — uskoki. I — jednostka śląska, II — jednostka skolska; C<sub>1</sub> — karbon kreda górna; Ki — kreda górna (warstwy inoceramowe); Pg — paleogen; Fl — utwory fliszowe nie rozdzielone; M<sub>4</sub> — baden (M<sub>4</sub>pe — seria podewaporatowa; M<sub>4</sub>e — seria ewaporatowa; M<sub>4</sub>ch — warstwy chodenickie; M<sub>4</sub>g warstwy grabowieckie); M<sub>5</sub> — sarmat dolny; Q — czwartorzęd. Krzyżykami oznaczono wkładki tufitów

Fig. 4. Cross-section A—A. 1 — bore-hole and dip of beds; 2 — overthrust; 3 — fault; I — Silesian unit; II — Skole unit. C<sub>1</sub> — Lower Carboniferous (Kohlenkalk); T<sub>1</sub> — Bunter; J<sub>2</sub> — Dogger; J<sub>3</sub> — Malm; K<sub>2</sub> — Upper Cretaceous; Ki — Inoceranian beds (Upper Cretaceous); Pg — Palaeogene; Fl — flysch rocks undivided; M<sub>4</sub> — Badenian (M<sub>4</sub>pe — subevaporite „series”; M<sub>4</sub>e — evaporite „series”; M<sub>4</sub>ch — Chodenice beds; M<sub>4</sub>g — Grabowiec beds); M<sub>5</sub> — Lower Sarmatian; Q — Quaternary. Crosses indicate tuffite intercalations

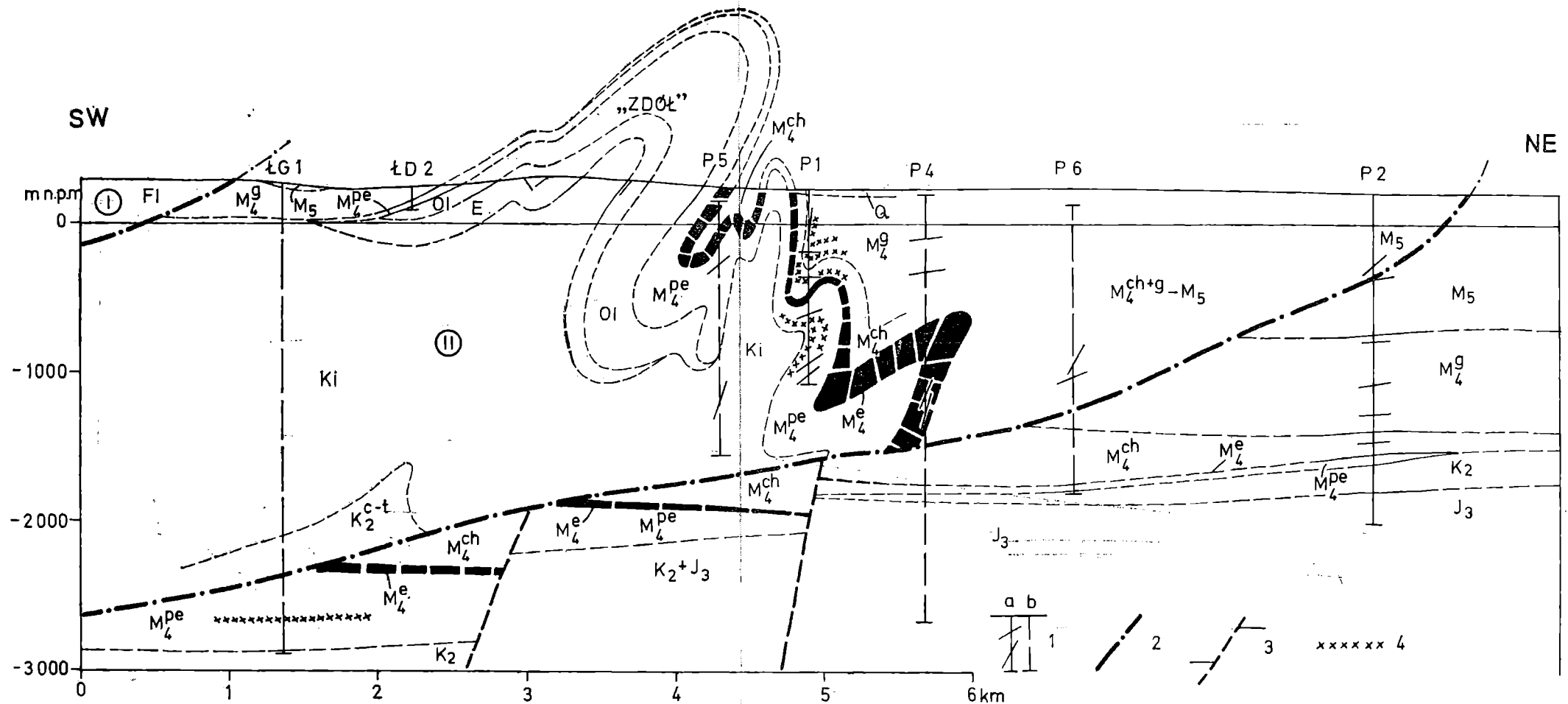


Fig. 5. Przekrój geologiczny B—B. 1 — profile odwiertów z upadami warstw (a — w płaszczyźnie przekroju; b — rzutowane na przekrój); 2 — nasunięcia; 3 — uskoki; 4 — wkładki tufitów.  $K_2^{c-t}$  — cenoman i turon (łupki pstrze i margle krzemionkowe); E — eocen (łupki pstrze i warstwy menilitowe); Ol — oligocen (warstwy krośnieńskie); pozostałe oznaczenia jak na fig. 4

Fig. 5. Cross-section B—B. 1 — bore-holes and dip of beds; 2 — overthrust; 3 — fault; 4 — tuffite intercalations.  $K_2^{c-t}$  — Cenomanian and Turonian; E — Eocene (flysch); Ol — Oligocene flysch (Krosno beds); for other symbols see Fig. 4

(w głębokości 25,0—57,5 m). W niższym interwale występowania ewaporatów (w głębokości 165,0—400,0 m) oprócz wkładek gipsu i anhydrytu występują już przeławicenia soli kamiennej. Wśród serii ewaporatów, przewierconych w otworze Pilzno 1, również dominują skały klastyczne.

Najgrubszą serię ewaporatów zanotowano w otworze Pilzno 4, wynosi tu ona około 150 m. Występują tu anhydryty z wkładkami soli kamiennej, utwory charakterystyczne dla strefy przejściowej pomiędzy facją siarczanową i chlorkową.

W profilach wszystkich otworów przekroju B—B w obrębie ewaporatów widać stopniowe przejście od obszaru łądu (Łęki Górne 1) przez fację klastyczną (Łęki Dolne 1) i klastyczno-chemiczną (Pilzno 5 i 1) aż do facji chemicznej (Pilzno 4). Ewaporaty, rozpoznane w otworach Pilzno 4 i Pogórska Wola 3, pierwotnie znajdowały się w jednej strefie sedymentacyjnej, na co wskazuje bardzo podobny sposób ich wykształcenia litologicznego.

Autochtoniczne ewaporaty w otworach Pilzno 4, 6 i 2 występują już w północnej części panwi ewaporacyjnej, gdzie na skłonie „wyspy rzeszowskiej” osadziły się utwory facji siarczanowej. Brak materiału detrytycznego spowodowany znaczną penepłenizacją „wyspy” był przyczyną zredukowania miąższości utworów bańskich do ewaporatów włącznie, co daje się zauważyć na obrzeżach „wyspy”.

Z analizy geologicznej obu przekrojów wynika, że utwory facji chlorkowej, w której można by się spodziewać występowania złóż soli kamiennej, zostały zniszczone przez wytarcie w czasie nasuwania się górotworu fliszowo-miocenijskiego.

Oba przekroje dzieli uskoki, zrzucający zachodnią część obszaru. W obu częściach można się dopatrzeć analogii tektonicznych (fig. 3). Antyklina „Zdół”, zbudowana z warstw inoceramowych otulonych pstrymi łąkami eocenu, ma swój odpowiednik w siodle, którego południowe skrzydło rozpoznane zostało otworem Pogórska Wola 8. Mała fliszowa antyklina Łęki Dolnych (M. Komorowska-Błaszczyńska, 1966) odpowiada stromej, wysadowej formie rozpoznanej otworami Pogórska Wola 3 i TD 7. Seria solna, występująca w otworze Pilzno 4 ma również odpowiednik tektoniczny w ewaporatach otworu Pogórska Wola 3. Dalsze przedłużenie obu antyklin na zachód nie jest znane.

Pomiędzy otworami obszaru Pogórska Wola — Pilzno i obszaru Tarnów — Ładna przebiega duży uskoki, w którego zachodnim skrzydle cały gmach jednostki skolskiej został wydźwignięty. Nie jest wykluczone, że przedłużenia obu wyżej wspomnianych antyklin można szukać na „półwyspie” fliszowym Góry św. Marcina, gdzie w jądrach antyklin zbudowanych z warstw inoceramowych wyłaniają się margle ilaste i pstry łupki aptu i dolnego albu oraz czarne łupki górnego baremu i prawdopodobnie najniższego aptu (J. Wdowiarski, 1951). Osłona miocenijska tych fałdów została usunięta przez erozję.

## PRÓBA REKONSTRUKCJI PALEOGEOGRAFII

Rekonstrukcja położenia obszarów sedymentacji utworów wchodzących w skład skomplikowanych struktur fałdowych nasuniętych na swe przedpole jest szczególnie utrudniona ze względu na nieznaną amplitudę nasunięcia mas skalnych. Rozprostowanie fałdów może doprowadzić do określenia minimalnej szerokości (czy długości) strefy, jaką pierwotnie zajmowały analizowane utwory. Im dokładniejszy jest przekrój, tym wierniejsze jest odtworzenie paleogeografii i budowy geologicznej przed aktem górotwórczym, który zniekształcił pierwotne stosunki przestrzenne.

Rozciągnięcie obu przekrojów w poziomie ewaporatów daje długość rzędu 10—15 km. Z tej co najmniej szerokości panwi solnej osady serii ewaporatów zostały zgarnięte, przesunięte ku północy i sfałdowane przed czołem Karpat. Nie jest znana amplituda nasunięcia całego górotworu. Na podstawie dotychczasowych obserwacji można przypuszczać, że jest ona rzędu 30—40 km.

W odległości około 1300 m na SSW od otworu Łęki Górne 1 (fig. 3) J. Wdowiarz (1951) zanotował płat wapieni litotamniowych badenu leżących na warstwach inoceramowych jednostki skolskiej. Na SW od Tarnowa, w zrzuconym skrzydle uskoku, we wsi Łękawica J. Wdowiarz obserwował występowanie ponad łałami badeńskimi podobnego płata wapieni litotamniowych. Oba stanowiska można uważać za utwór południowego brzegu zbiornika badeńskiego, analogicznie do występujących w jego północnych brzegowiskach na skłonie Wyżyn Małopolskiej i Lubelskiej. Stanowiska te pierwotnie znajdowały się w jednej strefie sedymentacyjnej.

Występowanie utworów dolnego sarmatu w obrębie jednostki sfałdowanej wskazuje na bardzo młody wiek końcowych aktów orogenezy alpejskiej. Ruchy fałdowe, które doprowadziły do powstania górotworu fliszowo-miocenckiego, zakończyły się już po osadzeniu utworów dolnego sarmatu znanych z obszaru przedgórza Karpat.

Na bardzo młody wiek tektoniki omawianej strefy może również wskazywać pewnego rodzaju inwersja w stopniu mineralizacji wód podziemnych w otworze Pogórska Wola 3. Wody najsilniej zmineralizowane znajdują się w nim najwyżej, słabo zmineralizowane występują na większych głębokościach (S. Połtowicz, 1963).

Zakładając równoczesność zjawisk tektonicznych na tak krótkim odcinku, jak odległość od Wieliczki do Pilzna, należy stwierdzić, że ruchy fałdowe, które doprowadziły do powstania górotworu fliszowo-miocenckiego miały miejsce po dolnym sarmacie. Dotyczy to zapewne całego łuku Salidów K. Tołwińskiego (1956).

Starsze datowanie tych ruchów przez wielu autorów było wynikiem fragmentarycznych obserwacji geologicznych przeprowadzonych w odsłonięciach naturalnych, ograniczonych przestrzennie, gdzie wzajemny sto-



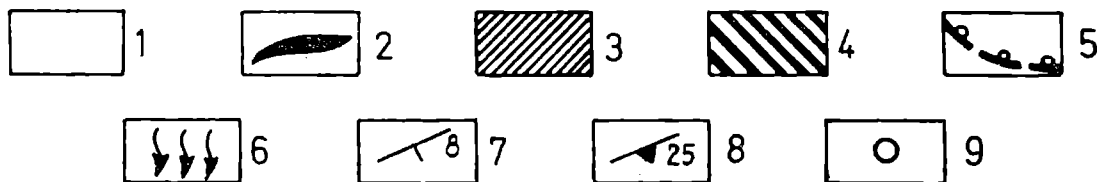
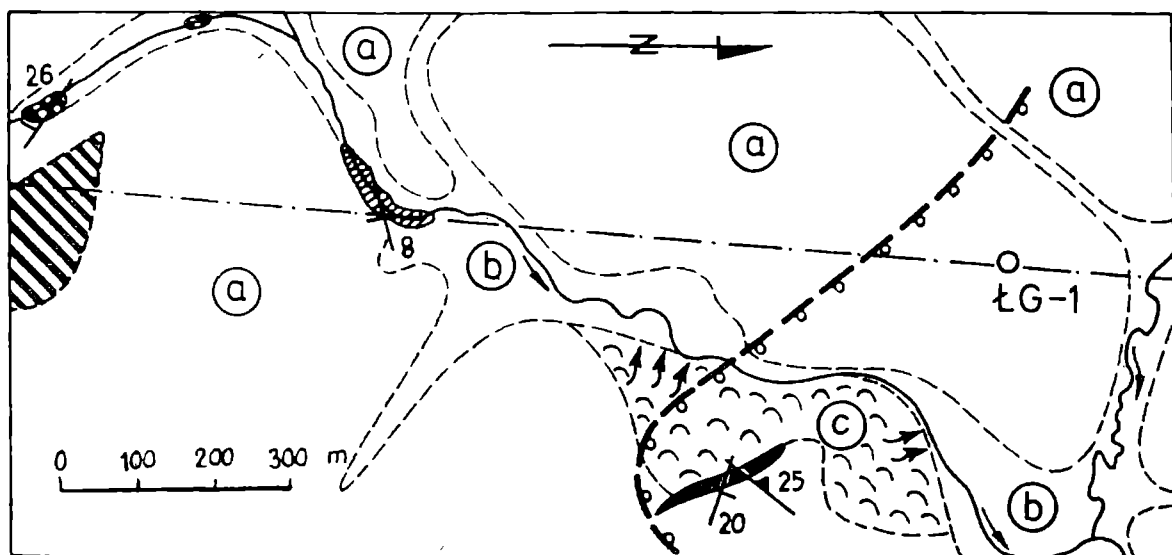
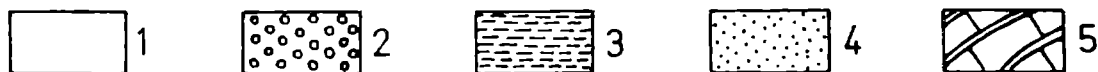
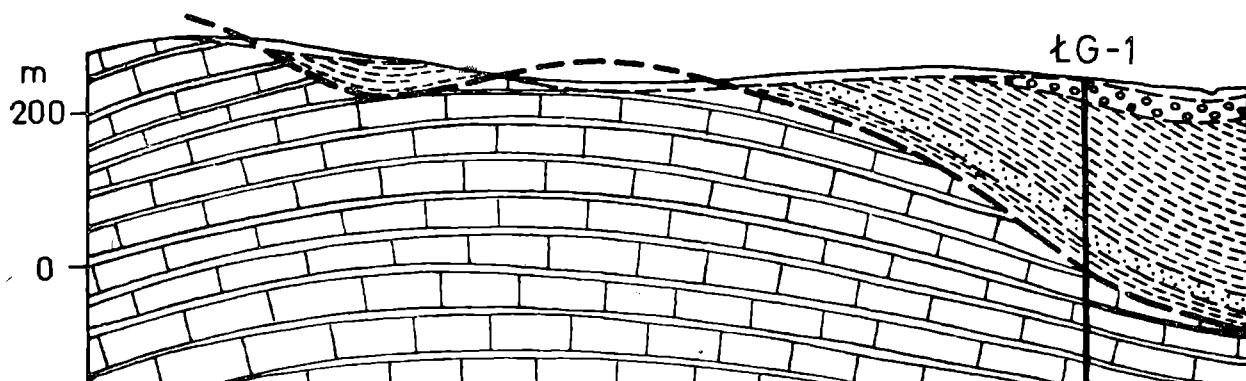
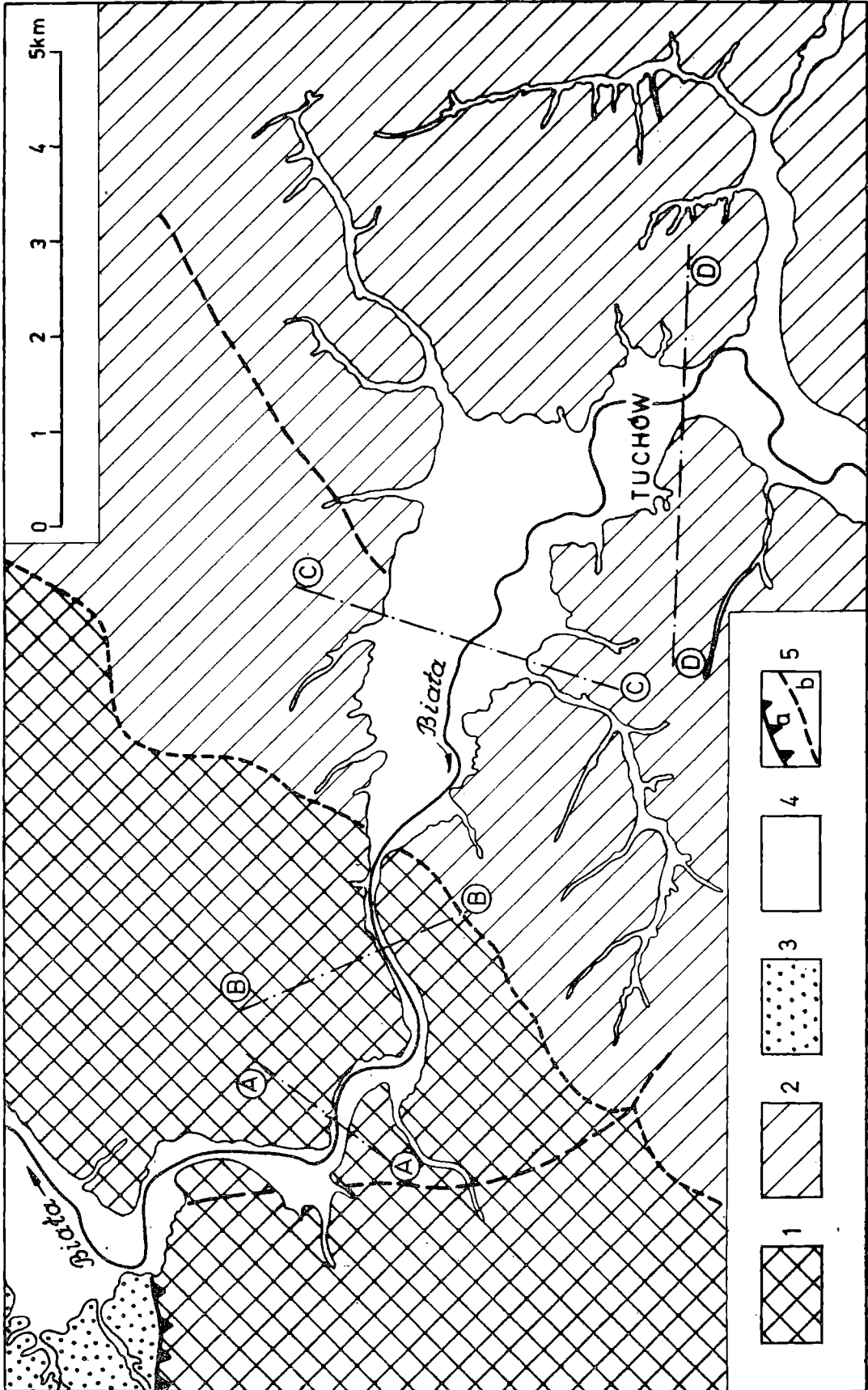


Fig. 6. Szkic geologiczny i przekrój przez okolice odwiertu Łęki Górne 1. Przekrój: 1 — czwartorzęd; 2 — sarmat (?); 3—4 — baden: 3 — iłolupki; 4 — piaski; 5 — warstwy inoceramowe (łupki ilaste i piaskowce).

Mapa: 1 — czwartorzęd (a — less i zwietrzelina fliszu i miocenu, b — nanosy rzeczne, c — osuwisko); 2 — sarmat (?); 3 — baden; 4 — warstwy inoceramowe; 5 — przypuszczalny zasięg zlepieńców sarmatu (?); 6 — wysięki wodne; 7 — bieg i upad warstw; 8 — rozciągłość i kąt upadu lamin w warstwowaniu przekątnym; 9 — odwiert Łęki Górne 1

Fig. 6. Geological situation map and cross-section of Łęki Górne 1 bore-hole. Cross-section: 1 — Quaternary; 2 — Sarmatian (?); 3—4 — Badenian: 3 — shales; 4 — sands; 5 — flysch rocks (shales and sandstones)

Map: 1 — Quaternary (a — loess and weathering waste; b — fluvial deposits; c — rockslide); 2 — Sarmatian (?); 3 — Badenian; 4 — Inoceramian beds; 5 — assumed range of Sarmatian conglomerates; 6 — seepage springs; 7 — strike and dip of beds; 8 — strike and dip of cross-bedded strata in conglomerates; 9 — Łęki Górne 1 bore-hole



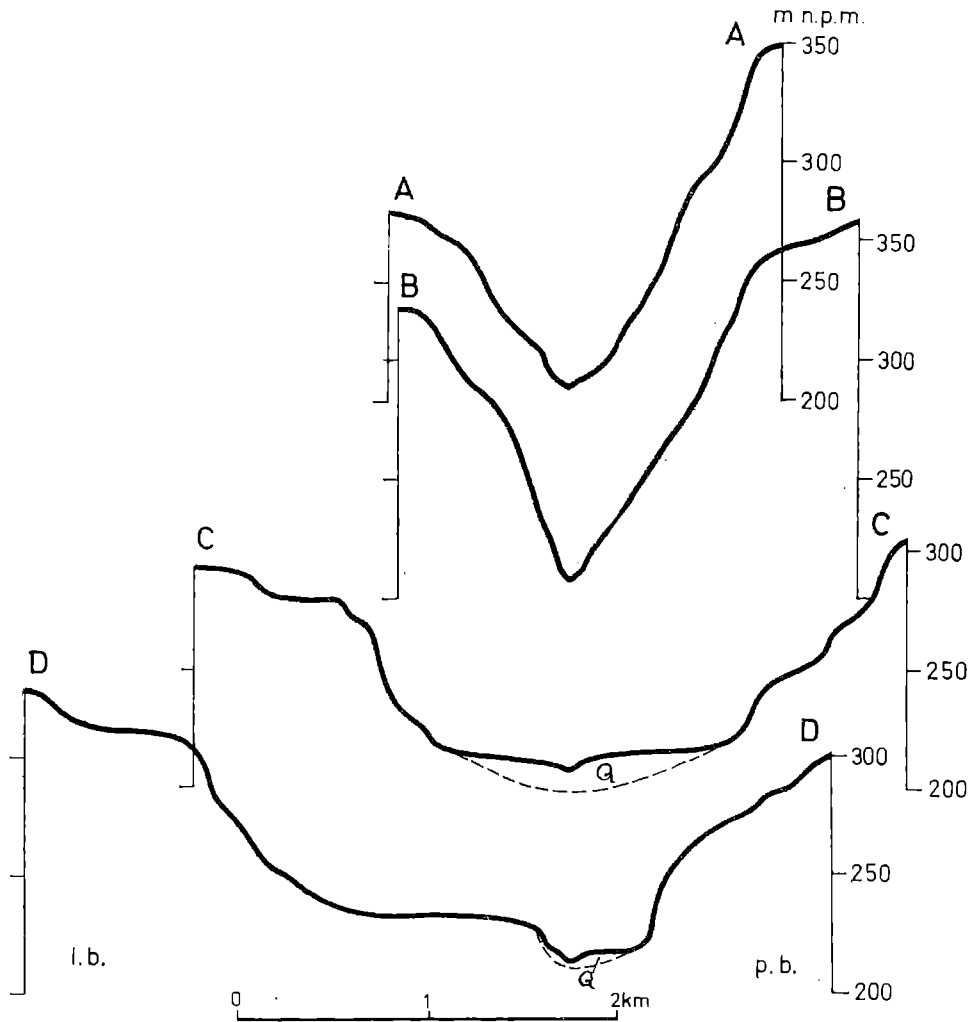


Fig. 8. Przekroje morfologiczne przez dolinę Białej. A—A — w dolnym odcinku przełomu; B—B — w górnym odcinku przełomu; C—C — w obrębie „zbiornika”; D—D — powyżej „zbiornika”; Q — czwartorzęd

Fig. 8. Morphological profiles across the Biała River.

Fig. 7. Szkic tuchowskiego „zbiornika zaporowego” (na podstawie mapy J. Wdowiarza, 1951). 1 — jednostka skolska; 2 — jednostka śląska; 3 — miocen i czwartorzęd wysoczyzny; 4 — czwartorzęd dolin rzecznych; 5a — brzeg Karpat; 5b — uskoki; A—A, B—B, C—C, D—D — linie przekrojów morfologicznych

Fig. 7. Map of Quaternary lake at Tuchów (geology after J. Wdowiarz, 1951). 1 — Skole unit; 2 — Silesian unit; 3 — Miocene and Quaternary on the upland; 4 — Quaternary in the river valleys; 5a — Carpathian border; 5b — faults; A—A, B—B, C—C, D—D — morphological profiles (see Fig. 8)

sunek utworów miocennych różnego wieku był wynikiem kontaktów tektonicznych, a nie dyskordantnego zalegania. Brak wierceń uniemożliwił dokładne rozpoznanie wgłębne, a obserwacji tektonicznych większych masuwów dokonywano wyłącznie w wyrobiskach kopalń Wieliczki i Bochni. Wnioski wyciągnięte na podstawie tych obserwacji dotyczyły przede wszystkim samego ciała solnego i otaczających go skał w bezpośrednim sąsiedztwie, w mniejszym natomiast stopniu stosunku do młodszych warstw nadległych nie udostępnianych wyrobiskami górniczymi.

Najmłodszym ogniwem miocenu u czoła Karpat na obszarze położonym na zachód od Tarnowa są warstwy grabowieckie. Utwory sarmatu dolnego występują bardziej na północ, zostały one udokumentowane paleontologicznie w wierceniach z okolicy Szczurowej i na obszarze Puszczy Niepołomickiej (Z. K i r c h n e r, 1956). Brak ich u czoła górotworu fliaszowo-miocennego lub ich dotychczasowe nierozpoznanie były powodem obniżenia wieku zjawisk tektonicznych przez umiejscowienie ich pomiędzy środkowym i górnym badaniem.

Niektóre przesłanki geologiczne z obszaru Karpat również wskazują, że ruchy dofałdowujące Karpaty i dyslokacje im towarzyszące zachodziły po sarmacie, a nawet w czwartorzędzie. Szczególnie ważne są dwa spostrzeżenia geologiczne dokonane w okolicy Łęk Górnych i Tuchowa. W Łękach Górnych, we wschodnim zboczu doliny potoku płynącego w pobliżu otworu Łęki Górne 1, około 0,5 km od niego, istnieje kilkunastometrowej wysokości odsłonięcie, zwane „skałką Podrazy”, w którym widoczne są silnie zorsztynizowane piaskowce i zlepieńce (fig. 6). J. W d o w i a r z (1951, str. 234) podał następujący opis tych zlepieńców: „Są to naprzemianległe, grube, średnie i drobne zlepieńce, piaskowce gruboziarniste i piaski. W skład zlepieńców wchodzi doskonale obtoczone elementy różnych piaskowców niekarpackich i rzadko karpaccich, wapieni stramberskich, krzemieni (litydów), kwarcu mlecznego i szklatego, fylitu, gnejsu i łupków krystalicznych. Ostatnie są również dobrze obtoczone w przeciwieństwie do spotykanych w Karpatach, które zazwyczaj nie są obtoczone. Wymienione elementy od drobnych sięgają do wielkości kilku i kilkunastocentymetrowej średnicy”.

Cała seria wykazuje przekątne warstwowanie, częste zmiany granulacji osadu i niezgodne ułożenie poszczególnych pakietów osadzonych w jednym cyklu sedymentacyjnym. Charakter warstwowania wskazuje na sedymentację w środowisku rzeczonym, prawdopodobnie w strefie stożka napływowego.

Spąg tych osadów nie jest znany, lecz w otworze Łęki Górne 1 leżą one na łożach warstw grabowieckich, znanych również z odsłonieć w cegielni położonej około 550 m w górę potoku (fig. 6). Zdaniem J. C z a r n o c k i e g o utwór ten może być wieku sarmackiego (J. W d o w i a r z, 1951). Wyruszenie z pierwotnego położenia zlepieńców w „skałce Podrazy” miało miejsce w czasie końcowych ruchów górotwórczych.

Na istnienie ruchów tektonicznych w czwartorzędzie wskazuje rozwój doliny rzeki Białej między Tuchowem a Tarnowem (fig. 7). Obszar akumulacji rzecznej w okolicy Tuchowa osiąga szerokość 1,0—1,5 km, a w odległości zaledwie 5 km od Tuchowa w dół rzeki zwęża się gwałtownie do około 100 m. W miejscu zwężenia przebiega uskoki dzielący jednostkę śląską od skolskiej, zrzucający południowo-wschodnią część obszaru; przewidywany przez K. Koniora (1946) i rozpoznany przez J. Wdowiarsza (1951).

K. Konior uważa, że uskoki ten jest wieku potortońskiego. Drugi z cytowanych badaczy za główną przyczynę różnicy szerokości doliny Białej przed i za uskokiem uważa zróżnicowanie odporności na wietrzenie skał fliszowych oraz działalność erozyjną bocznych dopływów wpadających do Białej w okolicy Tuchowa. Równocześnie wyraża jednak przypuszczenie, że „na poszerzenie doliny wpłynęło jeszcze może czasowe zatarasowanie doliny, chwilowa zaporą w obrębie warstw inoceramowych, przez co na zapleczu powstało jakby jezioro (?)” (J. Wdowiarsz, 1951, str. 252).

Poniżej uskoku Biała płynie przełomem ostro wcinającym się w warstwy inoceramowe. Zbocza doliny są strome w przeciwieństwie do łagodnego nachylenia zboczy na obszarze położonym powyżej uskoku (fig. 8). W związku z tym bardziej prawdopodobne jest drugie przypuszczenie J. Wdowiarsza w odniesieniu do powstania „jeziora” zasypanego osadami rzecznyymi. Bieg rzeki uległ zatamowaniu dźwigającym się skrzydłem uskoku, co spowodowało chwilowo zatrzymanie jej prądu. Po wyrównaniu poziomu rzeki z krawędzią uskoku rzeka ponownie zaczęła płynąć starym korytem w obrębie warstw inoceramowych, być może rozcinając je antecedenyjnemu, na co może wskazywać ostra rzeźba profilu poprzecznego doliny Białej.

Badania sejsmiczne prowadzone na tym obszarze potwierdziły istnienie w podłożu mezozoicznym stref dyslokacyjnych odpowiadających większym uskokiom widocznym w obrębie fliszu. Dotyczy to przede wszystkim uskoku dzielącego jednostkę skolską od śląskiej. Wynika z tego, że powstał on już po dosunięciu brzegu Karpat do jego dzisiejszego położenia, czyli po sarmacie dolnym. Amplituda zrzutu tego uskoku w obrębie utworów mezozoicznych w miejscu przecięcia z doliną Białej wynosi około 300 m. Jego czwartorzędowe odmłodzenie mogło wynosić kilkadziesiąt metrów.

WYKAZ LITERATURY  
REFERENCES

- Cisek B., Czernicki J. (1965), Występowanie soli kamiennej w rejonie Pilzna. *Prz. geol.*, 8, p. 351—353, Warszawa.
- Garlicki A. (1966), Uwagi o występowaniu skał dolomitycznych w miocenie okolic Wieliczki i Bochni. *Spraw. Pos. Kom. PAN. Oddział w Krakowie*, p. 594—595, Kraków.
- Garlicki A. (1968), Autochtoniczna seria solna w miocenie Podkarpacia między Skawiną a Tarnowem. *Z badań geol. w Karpatach. Biul. Inst. Geol.*, 215, p. 5—77, Warszawa.
- Garlicki A. (1971), Facial Map of the Tortonian Evaporite Horizon in Poland. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, t. 15, p. 111—115, Budapest.
- Głowacki E., Jurkiewicz H., Karnkowski P. (1966), Geologia rejonu Przemyśla w świetle głębokich wierceń. *Kwart. geol.*, t. 10, nr 1, p. 211—249, Warszawa.
- Jednorowska A., Moryc W. (1967), Profil stratygraficzny warstw w wierceniach Łęki Górne koło Tarnowa. *Geof. geol. naft.*, 3, p. 3—6, Kraków.
- Karnkowski P., Łapinkiewicz A. (1965), Mapa geologiczno-strukturalna podłoża miocenu Przedgórze Karpat północnych. 1:200 000. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Kirchner Z. (1956), Stratygrafia miocenu Przedgórze Karpat Środkowych na podstawie mikrofauny. *Acta geol. pol.*, vol. 6, nr 4, p. 421—449, Warszawa.
- Kirchner Z. (1962), Schemat podziału miocenu Przedgórze na wschód od Krakowa. *Spraw. Pos. Kom. PAN. Oddział w Krakowie*, p. 298—299, Kraków.
- Kirchner Z., Moryc W. (1966), Zarys budowy geologicznej okolic Tarnowa-Ładnej. *Geof. geol. naft.*, 7—8, p. 1—12, Kraków.
- Komorowska-Błaszczńska M. (1965), The Anhydrite-less Island in the Profiles of the Rzeszów Foreland. *Bull. Acad. Pol. Sér. sci. géol. géogr.*, vol. 13, No 4, p. 273—280, Varsovie.
- Komorowska-Błaszczńska M. (1966), Front karpacki w przekroju Wiśłoki. *Spraw. Pos. Kom. PAN za r. 1965. Oddział w Krakowie*, p. 507—511, Kraków.
- Komorowska-Błaszczńska M. (1967), Zaburzone utwory dolnego sarmatu w profilach nasunięcia brzeżnej strefy Karpat. *Spraw. Pos. Kom. PAN. Oddział w Krakowie*, p. 795—800, Kraków.
- Konior K. (1946), Geologia okolicy Tarnowa. *Annales Univ. M. Curie-Skłodowska*, vol. 1, sectio B, p. 3—61, Lublin.
- Kruczek J., Połtowicz S. (1964), Seria solna w otworze Sierakowice nad Dunajcem. *Geof. geol. naft.*, 10—12, p. 311—317, Kraków.
- Łapinkiewicz A., Nowicki M. (1967), Morfologia podłoża miocenu zachodniej części „zapadliska rzeszowskiego” na podstawie badań sejsmicznych. *Geof. geol. naft.*, 7—9, p. 205—313, Kraków.
- Ney R. (1968), Rola rygla krakowskiego w geologii zapadliska przedkarpackiego i rozmieszczeniu złóż ropy i gazu. *Prace geol. Kom. Nauk Geol.*, 45, 86 p., Warszawa.
- Nowak J. (1938), Dniestr a gipsy tortońskie. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 14, p. 155—193, Kraków.
- Nowak J. (1948), Miocen północnej krawędzi Karpat. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* za r. 1947, t. 17, p. 1—38, Kraków.
- Parachoniak W. (1954), Tortońska facja tufitowa między Bochnią a Tarnowem. *Acta geol. pol.*, vol. 4, nr 1, p. 67—92, Warszawa.
- Parachoniak W. (1961), Tufity miocenu Przedgórze Karpat. *Spraw. Pos. Kom. PAN. Oddział w Krakowie*, p. 433—434, Kraków.

- Пипванова Л. С. (1967), Вопросы стратиграфии миоценовых отложений. *Мат. 7 Съезда Карп.-Балк. Геол. Ассоц.*, p. 8—17, Киев.
- Poborski J. (1952), Złoże solne Bochni na tle geologicznym okolicy. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 78, 160 p., Warszawa.
- Poborski J. (1965), Pozycja tektoniczna mioceńskich złóż ewaporacyjnych na Podkarpaciu. *Spraw. Pos. Kom. PAN. Oddział w Krakowie*, p. 237—241, Kraków.
- Połtowicz S. (1963), Utwory solonośne w otworze Pogórska Wola koło Tarnowa. *Kwart. geol.*, t. 7, nr 3, p. 431—437, Warszawa.
- Połtowicz S. (1964), Przedtortońska dolina rzeczna między Rabą i Dunajcem. *Geof. geol. naft.*, 6—7, p. 176—181, Kraków.
- Połtowicz S., Starczewska A. (1972), Syntetyczne opracowanie geologiczno-złożowe utworów mioceńskich pod nasunięciem Karpat między Krakowem a Przemyślem. *Arch. ZOG GN „Geonafra”*, Kraków.
- Połtowicz S., Starczewska-Popow A. (1973), Rozwój zapadliska przedkarpacciego między Tarnowem a Przemyślem. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 43, z. 4, p. 495—517, Kraków.
- Porębska-Szotowa W. (1960), Profil mikrofaunistyczny miocenu w Łękach Dolnych oraz próba jego rozpoziomowania. *Kwart. geol.*, t. 4, nr 1, p. 125—145, Warszawa.
- Skoczyła-Ciszewska K., Poborski J. (1968), Tectogenesis of the Miocene Evaporite Deposits at the Margin of the Carpathians East of Cracov. *23 Int. Geol. Congr.*, vol. 3, p. 281—288.
- Tołwiński K. (1956), Główne elementy tektoniczne Karpat z uwzględnieniem górotworu Salidów. *Acta geol. pol.*, vol. 6, nr 2, p. 75—226, Warszawa.
- Wdowiarz J. (1951), Geologia Karpat i Przedgórze okolic Tarnowa, Pilzna i Tuchowa (z mapą geologiczną 1:50 000). *Pr. Inst. Geol.*, t. 7, p. 217—255, Warszawa.

## SUMMARY

**Abstract:** The paper takes into account the lithology and the tectonic structure of folded Miocene formations, which, together with the Carpathian flysch, overthrust autochthonous Miocene sediments. An attempt has also been made to reconstruct the palaeogeography of the Badenian and the Sarmatian in the area in question.

To the north of the Carpathians there is a foreland basin filled with thick sequence of Miocene sediments. The outer Carpathian nappes made up of the Cretaceous and Tertiary flysch are thrust over the Miocene so that a considerable part of it is now beneath the flysch rocks. This paper discusses the relationship between the allochthonous flysch and the Miocene sediments.

## THE STRATIGRAPHY AND LITHOLOGY OF THE MIOCENE

The Miocene sea transgression in the foreland of the Middle Carpathians started in the Early Badenian. The sea covered the area, intensively eroded after the Laramide Revolution, with well developed relief, at places with clearly recognizable river valleys (S. Połtowicz, 1964; A. Łapinkiewicz, H. Nowicki, 1967).

The Lower Badenian (the so called „sub-evaporite series”) is to be found in two sedimentary zones (Fig. 2). In the northern zone, claystones and shales with thin intercalations of mudstones and sandstones prevail (the Tegel facies). The thickness of these deposits seldom exceeds 50 m. In the southern zone, the Lower Badenian deposits consist of mudstones and clayey sandstones with some intercalations of claystones and shales (the Schlieren facies). The Schlieren facies is of a considerable thickness, which is likely to exceed 500 m of the Carpathians south border.

Both parts of the basin are separated by an area devoid of Lower Badenian deposits and Middle Badenian evaporites (P. K a r n k o w s k i, A. Ł a p i n k i e w i c z, 1965). This area is referred to as the „Rzeszów Island” (M. K o m o r o w s k a - B ł a s z c z y ń s k a, 1965).

The differentiation of both zones of the Early Badenian basin resulted from their different development. The northern part was situated at the slope of a stable area, which included the South Polish Upland. Epicontinental conditions of sedimentation without any intensive movements of the basement are typical of the northern part. The southern part was situated in a mobile zone, with relatively quick subsidence of the bottom of the basin.

The Middle Badenian deposits start with an „evaporite series”. The evaporites of the Carpathian foreland are developed in three facies: detrital facies in the coastal zone, and sulphate and chloride facies in the central part of the basin (A. G a r l i c k i, 1968, 1971).

The thickness of the sulphate facies is rather small; it ranges from few up to twenty meters. The facies consists of anhydrite and gypsum layers, intercalated with claystones and shales. The deposits of the chloride facies are more varied as regards their lithology. One can observe here: salt (often mixed with clay material and quartz sand and intercalated with gypsum and anhydrite), gypsum and anhydrite layers, salt mudstones, salt sandstones, and claystones.

After the deposition of the evaporites, the barrier that had been separating the two zones of the basin vanished and sedimentary conditions were made uniform. During the sedimentation of the younger sediments of the Middle Badenian (Chodenice beds), considerable palaeogeographical changes took place. The sea covered the whole area of the Carpathian foreland, including the „Rzeszów Island”. Subsequently, there came about the sedimentation of claystones and mudstones, alternately layered with sandstones. The deposits are reminiscent of the „sub-evaporite series” underlying the salt rocks in the southern part of the Early Badenian basin. Similar sediments are to be found in large quantities in the Upper Badenian (Grabowiec beds).

The lithology of the rocks of the Lower Sarmatian is similar to that of the deposits situated below. Claystones and mudstones prevail here.



At places, they are mixed with large quantities of sand and intercalated with sandstones.

Layers of tuffites, connected genetically with rhyolite eruptions in Hungary (W. Parachoniak, 1961), are to be found in the whole profile of the Miocene, especially in the Badenian deposits.

The Miocene in the area situated in the front part of the Flysch Carpathians falls into two geological units: an autochthonous one, including most of the Carpathian foreland, and an allochthonous one (Figs. 3, 4, 5). In places, the Miocene deposits occur on the flysch rocks, with which they were displaced towards the north.

Between Tarnów and Pilzno, the border of the Flysch Carpathians consists of two tectonic units: of the Silesian unit built up exclusively of flysch rocks and of a complicated subsurface flysch fold. The fold is surrounded by Badenian deposits and it constitutes the front of the Skole unit.

Two geological cross-sections have been made to illustrate the geological structure of the Carpathian border in the area under discussion (Figs. 4, 5).

In the A—A cross-section (Fig. 4) the flysch rocks form the core of the fold. Both limbs of the fold are built up of the Badenian salt-bearing deposits. The evaporites consist of anhydrites with clay layers in the southern limb and of salt intercalated with anhydrite in the northern limb. The fold is overturned towards the north and overthrust on autochthonous Miocene. The lower limb of the fold has been squeezed out to a great extent.

An analogous situation appears in the B—B cross-section (Fig. 5). There is also a flysch core enveloped by the Miocene deposits. In the southern part of the cross section W. Porębska-Szotowa (1960) proved the presence of the Lower, Middle, and Upper Badenian. Salt-bearing rocks are here absent from the Miocene deposits. In places, however, there are no Lower Badenian deposits or evaporites. The profile starts with the Upper Badenian. Both facts prove, that the deposits were originally situated in the coastal zone of the sedimentary basin, where the chemical facies of evaporites was replaced by detritic deposits, or where there were no Lower or Middle Badenian sediments.

In the next zone to the north evaporites are developed in the detrital facies. Detritic rocks are here intercalated with gypsum, anhydrite, and salt. In the central part of the basin the detrital facies is replaced by more or less pure evaporite facies. Anhydrites are interbedded with salt, what is characteristic of the transitory zone between the sulphate and chloride facies.

In the B—B cross-section, there can be seen a gradual transition from the area devoid of evaporites horizon throughout the detrital facies of evaporites, up to the chemical facies.

THE PALAEOGEOGRAPHY OF THE BADENIAN AND THE SARMATIAN

A palinspastic map makes it possible to estimate the minimal width of the zone, which was originally occupied by the Miocene deposits. The stretching-out of both cross-sections in the evaporite horizon makes the width of the sedimentary zone 10—15 km. The total range of the Carpathian overthrust is, however, unknown. One can expect that it should reach 30—40 km. At this distance from the present Carpathian border, the southern limit of the Badenian-Sarmatian basin is to be looked for. The Carpathian border was then appropriately further south, as compared with its present localization. The salt basin, extended partly over the Carpathian flysch, the flysch cores of the sub-surface fold being evidence for this.

Among the folded Miocene deposits in the front part of the Carpathians, there are some Lower Sarmatian deposits, and the flysch and Miocene rocks are overthrust on the autochthonous Badenian and Lower Sarmatian deposits. The tectonic involvement of the Lower Sarmatian indicates the age of the last orogenic paroxysme as the post-Early Sarmatian one. Some geological premises in the Carpathian area indicate that the tectonic movements have occurred also in the Quaternary.

The development of the valley of the Biała River between Tuchów and Tarnów also points in this direction (Fig. 7). The width of fluvial sediments in the Tuchów area ranges from 1,0 to 1,5 km, and about 5 km away from Tuchów down-river, the zone suddenly narrows to approximately 100 m. In the place where it does, there is a fault that separates the Silesian unit from the Skole unit, which fault can also be traced in the basement by means of seismic investigations.

From the fault, going down-river, the Biała flows along a breach, sharply cut into the flysch rocks. The slopes of the valley are steep, unlike the gentle fall of the slopes in the area up-river from the fault (Fig. 8). It seems likely that the river was barred by an uplifted limb of the fault, which must have made a lake, in which there are deposited fluvial sediments of considerable thickness. After having reached the level of the edge of the fault, the river again started flowing along its ancient valley, probably antecedently cutting through flysch. The younger relief in the area north-west of the fault is proof that such must have been the case.