

KAMILA SKOCZYLAS-CISZEWSKA

## Budowa geologiczna strefy żegocińskiej

**STRESZCZENIE:** Strefa żegocińska stanowi najbardziej wschodnią część długiej strefy okien tektonicznych, ciągnących się od Rajbrotu do Żywca w obrębie płaszczowiny śląskiej w Karpatach Zachodnich. Strefę żegocińską ogranicza od północy antyklina Czchowa — element tektoniczny płaszczowiny śląskiej, a od południa i wschodu płaszczowina magurska. W budowie geologicznej strefy żegocińskiej biorą udział górnokredowe i paleogeńskie utwory płaszczowiny podśląskiej i warstwy dolnej kredy płaszczowiny śląskiej. Warstwy kredy górnej serii podśląskiej wykształcone są w postaci trzech ogniw, którymi są szare margle z egzotykami, margle pstre z marglami żegocińskimi, piaskowce glaukonitowe z Rajbrotu oraz piaskowce i zlepieńce z Rybła. W kredzie górnej nastąpiło w basenie sedimentacyjnym strefy żegocińskiej wynurzenie części kordyliery w postaci wysp. Zaznaczył się tu również wulkanizm. Procesy te stanowią etap poprzedzający bezpośrednio laramijską fazę ruchów górotwórczych. Po nasunięciu płaszczowiny śląskiej na podśląską doszło do powstania dwóch głównych dyslokacji, które objęły południowe skrzydło antykliny Czchowa. Podłużna dyslokacja żegocińska biegnie nieco skośnie do osi tej antykliny. Poprzeczna dyslokacja Rajbrotu, ukryta pod magurską czapką tektoniczną, ma kierunek południkowy. Wzdłuż tych uskoków zachodnia część południowego skrzydła antykliny Czchowa została znacznie wydzwignięta w stosunku do części wschodniej. W tortonie procesy erozyjne zniszczyły w wydzwigniętym obszarze młodsze utwory serii śląskiej aż do warstw kredy dolnej, miejscami aż do utworów jednostki podśląskiej. Występujący w Żegocinie torton (podpiętro opolskie?) został osadzony na zerodowanej powierzchni strefy żegocińskiej i następnie z nią razem sfałdowany.

### WSTĘP

W pd.-zachodniej części arkusza Bochnia, pomiędzy masami skalnymi budującymi płaszczwinę śląską na północy a czołem nasunięcia płaszczowiny magurskiej na południu (tabl. I, A), pojawia się wąska strefa utworów o odrębnym charakterze facjalnym, różniących się od typów obu

wymienionych jednostek. Tę strefę o swoistej budowie geologicznej, charakteryzującej się nadzwyczaj intensywnym przefalowaniem płaszczowiny podśląskiej ze śląską, nazywam strefą żegocińską.

Najdalej na wschodzie pojawia się ona w Rajbrocie w powiecie bocheńskim. Stąd ciągnie się ku zachodowi, zachowując przeciętną szerokość około 2 km i dopiero przy samej zachodniej granicy arkusza Bochnia (stare cięcie), w Rybiu, rozszerza się znacznie i biegnie dalej ku zachodowi, wkraczając na sąsiedni arkusz Wieliczka.

Strefa ta nie odznacza się w morfologii niczym szczególnym. Zajmuje ona na ogół północne podnóże najwyższych w tej okolicy wzgórz Kobyła (613 m), Opuszcza (661 m) i Kamionna (805 m), zbudowanych z piaskowców magurskich. Jedynie twardsze utwory omawianej strefy, często szybko wklonowujące się stratygraficznie lub też zredukowane tektonicznie, tworzą małe kopulaste nabrzmienia terenu. Szczególnie w zachodniej części tej strefy, w miejscu gdzie brzeg płaszczowiny magurskiej cofa się ku południowi, dzięki odporności piaskowców i zlepieńców tworzą się dwa śmiało zarysowujące się w morfologii wzgórza Jaszczurówki (530 m) i Księżej Góry (536 m).

Morfologiczne ograniczenie strefy żegocińskiej od północy tworzy pasmo wzgórz, których szczyty przekraczają wysokość 400 m. Wzgórza te zbudowane są już z elementów stratygraficznych płaszczowiny śląskiej. Ciągną się one od Rajbrotu na wschodzie po zachodnią granicę arkusza, zachowując kierunek NE-SW, podobnie jak i brzeg płaszczowiny magurskiej, oraz strefa żegocińska. Ta ostatnia jest zamknięta od wschodu, w Rajbrocie, czapką tektoniczną zbudowaną głównie z piaskowców magurskich, które tworzą tu wzgórza o wysokości 530 i 532 m n.p.m.

W związku z tym, że strefa żegocińska tworzy zbocza gór dosyć wysokich, jest ona w przeważnej części pokryta piargiem piaskowców magurskich, lub zwietrzeliną z nich powstałą. Dlatego najlepsze odsłonięcia spotyka się w potokach, które płyną na ogół z południa ku północy i przecinają poprzecznie całą naszą strefę. Szczególnie profile czterech większych potoków są pod tym względem bardzo instruktywne. Są to: potok Pluskawka, płynący przez Rybie i Kamionną, potok Jeziernica na granicy gromad Kamionna i Żegocina oraz Potok Żegociński płynący wzdłuż wsi Żegocina. Ponadto wymienić należy potok we wsi Rajbrot, który płynie tu wprawdzie ze wschodu ku zachodowi, lecz odsłania również bardzo ciekawy profil. Te główne cztery profile stanowią podstawę do podjęcia próby rozwiązania kolejności stratygraficznej serii żegocińskiej.

## DOTYCHCZASOWY STAN BADAŃ

W literaturze starszej znajdujemy niewiele danych odnoszących się do utworów tworzących obszar, który nazywam strefą żegocińską. Nie jest ona tam traktowana jako osobny element tektoniczny. Stało się to dopiero w wyniku nowoczesnego ujęcia budowy geologicznej Karpat fli-szowych. Główne trudności nasuwały się w związku ze stratygraficznym rozpoziomowaniem występujących tutaj warstw, odmiennie wykształconych niż znane utwory zachodnich Karpat. Opisy ich znajdujemy głównie w dwóch pracach ujmujących całokształt zjawisk geologicznych na arkuszu Bochnia. Jest to tekst V. Uhliga do tego arkusza (1883), którego mapa zachowała się tylko w formie rękopiśmiennej w skali 1:75 000, oraz tekst i mapa W. Szajnochy w zbiorowym wydaniu Atlasu Geologicznego Galicji (1902). Ponadto R. Zuber (1918) opisuje profil geologiczny Potoku Żegocińskiego.

Każdy z wymienionych autorów inaczej zapatruje się na wiek jak również wzajemny stosunek spotykanych w tej strefie osadów. Najwięcej materiałów znajdujemy w pracy V. Uhliga. Podaje on bardzo szczegółowe opisy dwóch profilów odsłaniających się w potoku Pluskawka i Potoku Żegocińskim, dołączając ich rysunki. Przede wszystkim podkreśla on fakt występowania w tej strefie utworów wieku neokomskiego wykształconych w facji typowej dla Śląska i zawierających skamieniałości przewodnie. Jasne białe margle, często krzemionkowe i zawierające także wkładki rogowcowe, zalicza do starszego trzeciorzędu na tej podstawie, że widzi ich związek sedimentacyjny z pstryimi łupkami, wśród których tworzą nabrzmiałe i często szybko zanikające soczewki. Zauważa ponadto, że wśród utworów karpaccich margle te nie znajdują swoich odpowiedników. Jedyne podobieństwo widzi do utworów odsłoniętych w dolinie Ostrawicy w Friedlandzie i Bystrzycy.

Dowodem trzeciorzędowego wieku tych utworów są — według V. Uhliga — łupki menilitowe, występujące w Rajbrocie wśród łupków pstrych, jak również piaskowce numulitowe, znalezione wprawdzie luźno w potoku, które jednak — zdaniem autora — tylko z tych warstw mogą pochodzić. Stwierdza on ponadto występowanie w tej strefie górnych warstw hieroglifowych, tzn. warstw krośnieńskich.

Wzajemny stosunek utworów neokomskich i trzeciorzędowych nie jest dla V. Uhliga zupełnie jasny. Czarne łupki neokomu poprzedzielane są łupkami pstryimi, a ta naprzemianległość następuje niekiedy tak szybko, że odnieść można wrażenie, że jest wynikiem stratygraficznego przelawiania. Następstwo jest pozornie normalne, wszystkie warstwy wykazują upad południowy i zgodne ułożenie. Mimo to przyjmuje V. Uhlig jednak przefaldowanie jako przyczynę takiej budowy geologicznej. Między neoko-

mem a trzeciorzędem miała miejsce znaczna przerwa, brak bowiem tutaj, jego zdaniem, nie tylko górnej kredy, ale także i środkowej. Utwory neokomu zostały do pewnego stopnia sfałdowane w czasie kredowej fazy górotwórczej, na nich miał transgredować paleogen, po czym obie te serie, oba te ogniwa zostały ponownie sfałdowane, w wyniku czego układ tych warstw jest pozornie zgodny, a dzięki miękkości materiału pierwotna struktura fałdowa neokomu zatarta.

Cała ta seria, zdaniem autora, przypomina w wielu miejscach południową strefę skałkową.

W. Szajnocha (1902) wypowiada pogląd nieco odmienny. Podobnie jak V. Uhlig stwierdza występowanie w naszym profilu utworów kredy dolnej, przede wszystkim warstw grodziskich i wierzowskich. Łupki pstre, które, według obserwacji V. Uhliga, przedzielają poszczególne kompleksy neokomu, uważa za zsunięte z partii wyżej leżących, przy czym zgodnie z V. Uhligiem przyjmuje ich pierwotne transgresywne ułożenie na neokomie. Różnica zasadnicza między poglądami obu autorów wyraża się tym, że W. Szajnocha uważa margle jasne za wapienie cieszyńskie. Poza tym daje on dość pobieżny opis niektórych odkrywek, nie wnikając w dalsze konsekwencje swego ujęcia stratygraficznego.

Poglądy R. Zuber (1918) na temat interpretacji stratygraficznej warstw odsłoniętych w przekroju Żegociny różnią się w szczegółach od obu poprzednich autorów. Przede wszystkim podkreśla on dobitniej jeszcze niż V. Uhlig niezgodność ułożenia warstw pomiędzy neokomem a trzeciorzędem, tzn. głównie serią pstrych łupków, co zaznacza wyraźnie na swym profilu. Na pofałdowanym i zerodowanym neokomie leży transgredująco trzeciorzęd. Zgodnie z obserwacjami V. Uhliga stwierdza R. Zuber ścisłe powiązanie serii pstrych łupków z jasnymi marglami, lecz te ostatnie paralelizuje ze znanymi z innych obszarów marglami podmenilitowymi i wraz z czarnymi łupkami, które w sąsiedztwie margli tu i ówdzie tutaj występują, wlicza do tego poziomu, do którego włącza też i „szare margle hieroglifyowe“ (tzn. w. krośnieńskie).

Na temat budowy geologicznej strefy Rajbrot — Żegocina — Kamionna wypowiada się również M. Limanowski (1905). Przytoczymy tu jego własne słowa (str. 328):

„... Neokomskie skały ciągną się ..... wzdłuż północnej granicy magurskich piaskowców ..... widzimy w nich nie wysady ale kompleks rozmaitych porwaków wydobywający się spod dynarskiego filiszu, a spoczywający na ciężkowickich utworach jako na substratum spagowym“.

Nieco dalej w odniesieniu do profilu V. Uhliga pisze (str. 328):

„... Pozwala ten przekrój widzieć w neokomie nie szereg izoklinalnych wysadów in situ, ale szereg spłaszczonych porwaków, często zduszonych soczewkowato“.

Ten niezwykle układ warstw, spotykany w strefie żegocińskiej, tłumaczy więc M. Limanowski wyłącznie tektoniką. Jakkolwiek poglądy M. Limanowskiego, wypowiedziane w tej pracy, nie utrwaliły się, to jednak myśl, że kontakty zespołów skalnych omawianej strefy nie przedstawiające powiązań stratygraficznych są natury tektonicznej — jest na owe czasy bardzo interesująca.

Należy tu jednak przytoczyć przede wszystkim koncepcję prof. Jana Nowaka, która wprawdzie nie była publikowana, lecz została wypowiedziana na jednym z posiedzeń naukowych P.T.G., a która znalazła obecnie przy szczegółowym opracowaniu pełne potwierdzenie. Według tego autora różne ogniwa neokomu śląskiego, spotykane w strefie żegocińskiej, stanowić mogą spągowe elementy wyższej jednostki tektonicznej. Natomiast utwory inne, prawdopodobnie paleogeńskie, z którymi warstwy dolnej kredy są prześladowane, mogą należeć do odrębnej, niższej jednostki tektonicznej.

Tę niższą jednostkę tektoniczną, która — jak się okazało — jest ukryta pod płaszczowiną śląską, a odsłania się jedynie w oknach tektonicznych lub u jej czoła, nazwał M. Książkiewicz (1951a) jednostką podśląską. Część warstw biorących udział w budowie geologicznej strefy żegocińskiej należy właśnie do jednostki podśląskiej.

Oprócz wyżej wymienionych prac omawiających bezpośrednio zagadnienia geologiczne opracowywanego obszaru istnieje szereg opracowań odnoszących się do płaszczowiny podśląskiej, poznanej w innych obszarach zachodnich i środkowych Karpat. Szczególnie wiele uwagi poświęca problematyce tej jednostki M. Książkiewicz, zestawiając pełny profil stratygraficzny całej serii dla arkusza Wadowic, ustalając warunki sedymentacji, paleogeografię i tektonikę tej jednostki (1951a, b, c; 1956a, b, c, d; 1958; 1959).

Ponadto szereg prac uczniów prof. M. Książkiewicza daje ciekawe przyczynki w tym zakresie (Geroch & Gradziński 1956, Koszarski 1956, W. Nowak 1956).

Podstawową pomocą w rozwiązywaniu zagadnień stratygraficzno-facjalnych były wyniki badań mikrofaunistycznych. Wymienić tu należy prace F. Huss (1957) z obszaru Węglówki oraz J. Liszkowej (1956) dotyczącą głównie stratygrafii utworów górnej kredy jednostki podśląskiej na podstawie mikrofauny w ujęciu regionalnym. Część opracowanych przez J. Liszkową zespołów mikrofaunistycznych pochodzi także ze strefy żegocińskiej, ma więc dla niniejszego opracowania szczególne znaczenie.

Analizy mikrofaunistyczne z próbek pobranych z różnych punktów strefy żegocińskiej były tuż po wojnie opracowane przez dr J. Syniewską, a później przez mgr J. Liszkową oraz dr S. Liszkę.

Pragnę tutaj wyrazić serdeczne podziękowanie mgr J. Liszkowej

i dr. S. Liszce za pomoc w analizie materiału mikropaleontologicznego, za użyczenie mi do wykorzystania wyników swoich prac w tej dziedzinie oraz za opracowanie niektórych próbek.

#### PROBLEM STREFY ŻEGOCIŃSKIEJ

Budowa geologiczna strefy żegocińskiej jest bardzo złożona i w związku z tym wyłaniające się tu zagadnienia są liczne, różnego rzędu i znaczenia. Ogólnie rzecz biorąc wysuwają się na plan pierwszy cztery główne problemy, z których nie wszystkie w tym stanie badań mogły znaleźć pełne rozwiązanie.

1° Ustalenie stratygrafii utworów tworzących jednostkę podśląską, a przede wszystkim utworów górnej kredy, wykształconej tutaj w trzech facjach.

2° Paleogeografia tej części basenu, która stanowi strefę sedymentacji utworów górno-kredowych elementu żegocińskiego. Za punkt wyjścia tych rozważań służą różnice facjalne w obrębie osadów górnej kredy oraz liczne, różnego rodzaju egzotyki spotykane w tych warstwach, jak również skały wulkaniczne znane jako andezyty.

3° Procesy tektoniczne, ich kolejność i udział w nich trzech jednostek tektonicznych wyższego rzędu — jednostki podśląskiej, śląskiej i magurskiej, które kontaktują ze sobą w omawianej strefie.

4° Występowanie miocenu w Żegocinie.

Materiał podstawowy niniejszego opracowania opiera się na szczegółowych opisach profilów czterech większych potoków występujących na tym obszarze oraz na analizie ważniejszych szczegółów budowy geologicznej widocznych pomiędzy profilami potoków. Opis profilów zaczynam od potoku Pluskawka na zachodzie posuwając się w kierunku wschodnim. Kolejność tę przyjęto z tego względu, że w potoku tym odsłania się najbardziej urozmaicony profil.

#### MATERIAŁY OPISOWE

##### *Profil potoku Pluskawka*

Potok Pluskawka spływa z zachodnich zboczy góry Kamionnej zbudowanej z piaskowców magurskich i przechodząc w kierunku północny przecina w poprzek całą serię warstw strefy żegocińskiej.

W profilu tego potoku odsłania się seria tych utworów w najbo-

gatszym ich wykształceniu. Mimo to pragnąc ustalić następstwo stratygraficzne warstw napotyka się na duże trudności z powodu wzajemnego silnego prześladowywania się utworów jednostki podśląskiej z neokomem płaszczowiny śląskiej. Profil Pluskawki ma także i z tego powodu duże znaczenie, ponieważ posiada na pewnym swym odcinku warstwy serii żegocińskiej ułożone w ciągłym normalnym następstwie stratygraficznym, co w tej strefie jest zupełnie wyjątkowe.

Szczegółowy opis profilu potoku Pluskawka znajduje się w pracy V. Uhliga (1883), która ponadto zawiera profil (str. 135). Przy porównaniu tego profilu z profilem (fig. 1) zaznaczają się oczywiście duże różnice, wpływające przede wszystkim z różnicy wydzieleni stratygraficznych, jak również z odmiennej interpretacji tektonicznej. Należy ponadto zaznaczyć, że wielu odsłoneń opisywanych przez V. Uhliga nie można już dzisiaj odszukać, lecz za to spotyka się odsłoneń nowe. Pluskawka jest potokiem, który bardzo często zmienia swój wygląd.

Opis szczegółowy profilu Pluskawki rozpocznę od miejsca, gdzie pojawiają się po raz pierwszy warstwy serii żegocińskiej w kontakcie z warstwami godulskimi płaszczowiny śląskiej. Od punktu tego będę w opisie postępować w górę potoku, tj. ku południowi.

Piaskowce warstw godulskich z hieroglifami występującymi na górnych powierzchniach ławic zapadają dosyć stromo ku południowi. Do nich od południa przylegają również z upadami południowymi utwory serii żegocińskiej, które w tym miejscu rozpoczynają się marglami czerwonymi oraz marglami krzemionkowymi barwy białej lub białawo-szarej, charakterystycznymi dla serii żegocińskiej. Miąższość ich jest tutaj nie-duża i wynosi około 30 m.

Po pewnej przerwie w odkrywkach odsłaniają się czarne łupki ilaste z cienkoławicowymi piaskowcami strzałkowymi, typowe dla facji łupków cieszyńskich. Są one na małym odcinku ułożone na przemian z czerwonymi i zielonymi łupkami marglistymi. Miąższość poszczególnych przewarstwień łupków marglistych wśród łupków cieszyńskich wynosi od 0,5 m do 3 m, a również i przegradzające je łupki cieszyńskie posiadają zbliżone miąższości. Łupki cieszyńskie (walanżyn) zaliczam do utworów płaszczowiny śląskiej, natomiast łupki margliste, jak wykazała mikrofauna, są wieku górno-kredowego i należą do serii żegocińskiej. Kontakt obydwóch tych serii skalnych jest tektoniczny, a pozornie zgodny układ warstw świadczy o tym, że obie serie zostały wspólnie sfałdowane.

Opisane odkrywki bardzo często zanikają na skutek zsuwających się glin ze stromego dosyć zbocza. Silniejsze ulewy powodują powtórne ich odkrycie. W ostatnich latach były one niewidoczne.

Do tych na przemian sfałdowanych łupków cieszyńskich i łupków marglistych przylega bezpośrednio kompleks łupków cieszyńskich

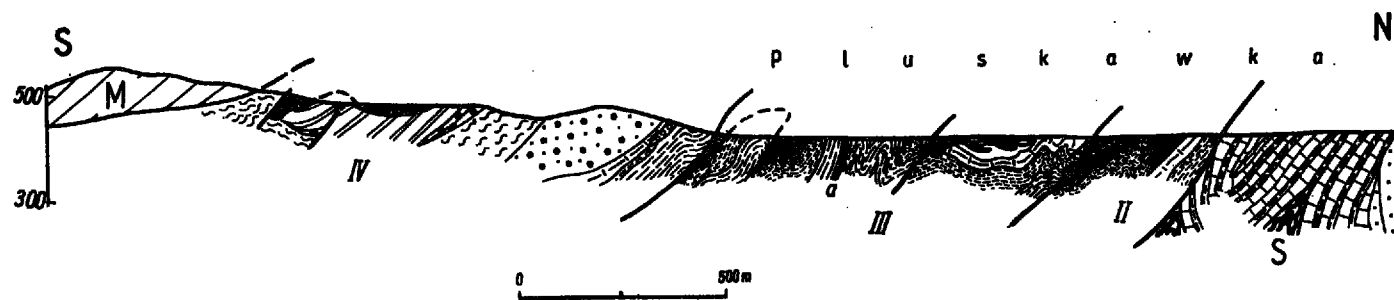


Fig. 1

Profil potoku Pluskawka

Objaśnienia jak na tabl. II

Section of Pluskawka stream

Legend as in table II



odsłoniętych na przestrzeni około 340 m. Są one także silnie sfałdowane, a drobne fałdy są widoczne na ścianach odkrywek. Hieroglify wskazują raz na normalny, to znowu na odwrócony układ warstw.

Następują z kolei małe odsłonięcia pstrych łupków marglistych, a nieco wyżej w górę potoku na przestrzeni około 150 m odsłania się cała seria margli. Wśród margli tych zaznacza się duża zmienność. Idąc w górę potoku widzimy najpierw łupki ilasto-margliste barwy zielonawo-szarej, dalej grubo łupiące się, również margliste, iłołupki stalowo-szare, nieco mikowe. Wśród nich spotyka się wkładki margli szarych z czarnymi plamkami i cienkimi smugami.

Z serii tej zostało pobranych szereg próbek do badań mikrofaunistycznych. Jeden z zespołów przedstawia się następująco (wg dr J. Syniewskiej):

<i>Rhabdammina abyssorum</i> M.O. Sars	<i>Guttulina prisca</i> Rss
<i>Dendrophrya robusta</i> Grzyb.	<i>G. problema</i> Rss
<i>Marssonella oxycona</i> Rss	<i>Ellipsoglandulina valascoensis</i> Cushm.
<i>Dorothia retusa</i> Cushm.	<i>Gyroidina soldani</i> d'Orb.
<i>Dentalina inornata</i> d'Orb.	<i>Quadriformina allomorphinoides</i> (Cushm.)
<i>D. tenuissima</i> Franke	<i>Chilostomella</i> cf. <i>ovoidea</i> Rss
<i>D. cf. soluta</i> Rss	<i>Globigerinella</i> sp.
<i>D. consobrina</i> d'Orb.	Ostracoda
<i>Nodosaria subnodosa</i> Rss	Kolce jeżowców
<i>Glandulina cylindrica</i> Rss	

Zespół mikrofauny z innych próbek pobranych z tej serii warstw jest zbliżony do wyżej podanego. Występują w nich ponadto takie gatunki jak *Dendrophrya maxima* Friedb., *D. excelsa* Grzyb., *Saccamina placenta* (Grzyb.) z gatunków aglutynujących, a z wapiennych planktonicznych *Gümbelina striata* (Ehrenberg), *G. globulosa* (Ehrenberg), *Pseudotextularia varians* Rzk, *Globigerina cretacea* d'Orb., *Globotruncana stuarti* Lapparent i inne.

Zespoły te charakteryzują się gatunkami wapiennymi i aglutynującymi, przeważnie bentonicznymi z kilkoma gatunkami planktonicznymi. Według mgr J. Liszkowej nie oznaczają one w sposób bardziej sprecyzowany wieku warstw, wskazując jedynie ogólnie na górny senon.

Bezpośrednio do tej serii przylegają białe zwięzłe margle występujące w ławicach o miąższości 5—12 cm. Pod względem litologicznym zauważyć można także wśród tych margli pewne zróżnicowanie, przede wszystkim zależne od ilości krzemionki. Przeważnie są to margle

krzemionkowe. Silniejsze nagromadzenie krzemionki powoduje występowanie ciemnych, brunatnawych rogowców wśród ławicy margli. Tworzą one cienkie, centymetrowe szybko zanikające smugi, bądź nieregularne gniazda, bądź kilkucentymetrowe pasma w środku ławicy. Barwa margli jest zasadniczo biała, szczególnie na zwietrzałych powierzchniach, zdarzają się także margle białawo-szare, lub plamiste z zielonymi nieregularnymi plamami. W obrębie tych margli żegocińskich występują wkładki do 0,8 m ciemnych, na mokro czarnych, łupków marglistych. Niekiedy między dwiema ławicami białych margli występuje do 0,5 cm smuga białawo-zielonego iłu marglistego z ziarnami kwarcu, skaleni i z okruchami węgla.

Białe margle, zwane żegocińskimi (Skoczyłaś-Ciszewska 1956), są tu bardzo silnie sfałdowane. Ogólnie rzecz biorąc utwory te zapadają ku południowi pod różnym kątem, czasem stoją pionowo, lecz dzięki intensywnym zaburzeniom obserwuje się upady ku zachodowi i wschodowi, północy i kierunkom pośrednim.

Stwierdzona w marglach białych mikrofauna stanowi zespoły bentoniczne, aglutynująco-wapienne oraz planktoniczne. Skład takiego zespołu przedstawia się następująco (wg dr J. Syniewskiej):

<i>Rhabdammina abyssorum</i> M.O. Sars	<i>Lagena apiculata</i> Rss
<i>R. cylindrica</i> Glaessner	<i>L. apiculata</i> Rss, f. <i>eliptica</i>
<i>Bathysiphon</i> sp.	<i>Glandulina laevigata</i> d'Orb.
<i>Saccamina placenta</i> (Grzyb.)	<i>Pullenia cretacea</i> Cushm.
<i>Hyperammina grzybowskii</i> Dylaź.	<i>Pleurostomella</i> cf. <i>subnodosa</i> Rss
<i>Dendrophrya robusta</i> Grzyb.	<i>Eponides subcandidulus</i> (Grzyb.)
<i>Reophax pilulifera</i> Brady	<i>Osangularia florealis</i> (White)
<i>Ammodiscus incertus</i> (d'Orb.)	<i>Globigerina aspera</i> Ehrenberg
<i>A. tenuissimus</i> Grzyb.	<i>Globotruncana arca</i> (Cushm.)
<i>Glomospira charoides</i> P. & J.	<i>Gümbelina striata</i> Ehrenberg, f. <i>globifera</i>
<i>Textularia agglutinans</i> d'Orb.	Radiolaria (soczewkowate)
<i>Dentalina communis</i> d'Orb.	Ostracoda
<i>Dentalina</i> sp.	

Fauna powyższa charakteryzuje utwory górnej kredy (kampan — mastrycht).

Kompleks margli żegocińskich odcina się wyraźnie od reszty serii marglistej. Trudno ustalić w jakim stosunku następstwa stratygraficznego pozostają one do siebie. Wydaje się, że margle żegocińskie zajmują tutaj pozycję stropową w stosunku do podścielających je margli szaro-zielonawych.

Po niewielkiej przerwie w odkrywkach wchodzimy w odcinek potoku, który w okresie badań uległ znacznym zmianom, spowodowanym występowaniem osuwiska, będącego stale w ruchu. Występuje ono na prawym brzegu Pluskawki, a ludność miejscowa nazywa je „Czarnym Błotem”. W osuwisku biorą udział warstwy wierzowskie, wykształcone jako czarne krzemieniste łupki z ławicami czerwono wietrzejących syderytów, oraz czarne łupki cieszyńskie z charakterystycznymi piaskowcami strzałkowymi. W potoku po świeżym wymieceniu zsuniętych i naniesionych materiałów skalnych, odsłaniają się w prawym brzegu warstwy, tworzące spąg zsuwających się warstw wierzowskich. Są to łupki zielone, czerwone i czarne, ułożone na przemian i stojące pionowo. Grubość poszczególnych wkładek jest mała, waha się od 0,5 m do 1 m, przy czym czerwone i zielone łupki tworzą nawzajem przenikające się cienkie, czasem centymetrowe smugi. Zsuwające się łupki wierzowskie ścinają te utwory.

Na odcinku tym na lewym brzegu potoku odsłaniają się prawie wyłącznie utwory neokomu śląskiego z zafałdowanym fragmentem zielonych łupków marglistych.

Pewne wątpliwości i trudność w ocenie przynależności stratygraficznej zaznaczyły się w związku z występowaniem pakietów czarnych łupków wśród serii pstryj. Próbkę pobrane osobno z łupków marglistych zielonych, czerwonych i czarnych dla określenia mikrofauny, w czarnych łupkach nie wykazały jej obecności, natomiast z zielonych i czerwonych uzyskano zespoły ubogie i raczej niecharakterystyczne, wskazujące jedynie ogólnie na górną kredę — paleocen. Jeden z zespołów zawiera następujące gatunki (wg dr J. Syniewskiej):

<i>Rhabdammina abyssorum</i> M.O. Sars	<i>Haplophragmoides suborbicularis</i> (Grzyb.)
<i>R. cylindrica</i> Glaessner	<i>Hormosina ovulum</i> Grzyb.
<i>Dendrophrya robusta</i> Grzyb.	Szereg nieoznaczalnych form z grupy aglutynujących
<i>Ammodiscus tenuissimus</i> Grzyb.	

Mikrofauna ta charakterem swym odpowiada zespołom podanym powyżej, określając ogólnie górno-kredowy wiek opisywanych utworów oraz zbliżone warunki środowiska biologicznego mimo różnicy w litologicznym wykształceniu osadów.

Wkładki czarnych łupków marglistych, jakkolwiek nie charakteryzuje ich mikrofauna, ani cechy litologiczne, pozwalające określić ich przynależność stratygraficzną, skłonna jestem wiązać z pstryimi łupkami marglistymi. Wkładki czarno-szarych margli występują także poniżej.

wśród żegocińskich; także w innych punktach obserwowałam powiązanie margli czarnych z białymi lub zielonymi marglami względnie łupkami marglistymi.

Tuż przy moście, powyżej opisywanych odkrywek widać w lewym brzegu ławice syderytowe warstw wierzowskich, najprawdopodobniej in situ. Na jednej z nich wykształcona jest warstwa pięknych margli tutkowych.

Od wspomnianego mostu nad Pluskawką w górę potoku po obu brzegach odsłaniają się warstwy wierzowskie z syderytami, których ogromne płaskie bochenki leżą w znacznej ilości w potoku.

W następnych w górę odkrywkach, na przestrzeni około 0,5 km widać na przemian górne łupki cieszyńskie i pstre łupki margliste nawzajem prześladowane.

Powyżej odsłania się nowy kompleks, którym są tzw. szare margle. Są to właściwie łupki ilasto-margliste ze zmienną domieszką pyłu kwarcowego, barwy szarej, na mokro ciemnoszarej, niekiedy prawie czarnej. Gdy łupki są bardzo suche, a zwłaszcza gdy są wystawione na działanie słońca, przyjmują odcień niebieskawy. Ten ciemnoniebieskawo-odcieniowy barwy szarej pozwala odróżnić szare margle od margli szarych opisanych powyżej, które wietrzejąc przyjmują odcień brudnozielonawy.

Opisywane margle szare miewają często charakterystyczny sposób łupania się na drobne drzazgi lub kostki. W świeżych odsłonięciach łupią się one niekiedy na grube okruchy.

W serii margli szarych występują tu pojedyncze wkładki piaskowców zwięzłych, wapnistych, drobnoziarnistych, często poprzecinane żyłkami kalcytu. Są to ławice cienkie przeciętnie 10-15 cm, rzadziej dochodzące do 40 cm grubości. Na powierzchniach oddzielności występuje muskowit, a na niektórych ławicach obserwuje się skupienia i naskorupienia pirytu.

Margle szare są bardzo intensywnie sfałdowane, przy tym ławice piaskowców są przeważnie porozrywane i tkwią jako oddzielone płyty w łupkach. Ponadto widoczne są szczeliny przecinające kompleksy margli skośnie do uławicenia. Szczeliny te są również wypełnione kalcytem.

W południowej części omawianych odkrywek występują wśród łupków nagromadzenia bloków gnejsów biotytowych. Przeciętna średnica tych bloków wynosi 30-40 cm, zdarzają się bloki mniejsze, ale także i większe, których wymiary dochodzą do 1,0 m i 1,5 m. Bloki gnejsów mają nieregularne kształty, o złagodzonych narożach i krawędziach, nie są jednak całkowicie obtoczone. Na przedłużeniu szarych margli ku zachodowi, na lewym zboczu doliny, zostały znalezione okruchy granitu określonego przez Prof. K. Maślankiewicza jako granit turmalinowy (wiadomość ustna). Być może egzotyk ten jest również związany z szary-

mi marglami. Ponieważ seria szarych margli jest bardzo silnie zaburzona, nie można ustalić, w której części tej serii występują egzotyki. Tak liczne ich nagromadzenie spotyka się tylko w tym miejscu przekroju Pluskawki i to nie zawsze. Zależy to od świeżości odkrywki. Gnejsy biotytowe spotykano także i w innych punktach odsłoneń szarych margli, lecz nigdy w tak dużej ilości. Bez wątplenia egzotyki te stanowią przewodni element, gdy chodzi o cały zespół margli szarych.

Margle te odsłaniają się tutaj na przestrzeni około 85 m. Miąższości nie można określić zarówno z powodu silnego sfałdowania tych warstw jak i braku danych co do spagu tych utworów.

Z szeregu odsłoneń margli zostały pobrane próbki do badań mikrofaunistycznych. Uzyskano różne co do bogactwa form zespoły. Jeden z bogatszych zespołów, oznaczony przez mgr J. Liszkową, składa się z następujących gatunków:

<i>Dendrophrya</i> sp.	10
<i>Ammodiscus</i> sp.	1
<i>Spiroplectammina dentata</i> (Alth)	4
<i>Dorothia</i> cf. <i>retusa</i> Cushm.	1
<i>Marssonella oxycona</i> Rss	1
<i>Clavulinoides</i> sp.	3
<i>Reussella szajnochae</i> sp. (Grzyb.)	1
<i>Lenticulina</i> cf. <i>rotulata</i> Lamarck (zniszczone)	2
<i>Dentalina catenula</i> Rss	10
<i>D. crinita</i> Plummer	2
<i>D. gracilis</i> d'Orb.	1
<i>Dentalina</i> sp. ułamki	10
<i>Globulina prisca</i> Rss	1
<i>Guttulina adhlereus</i> (Olszewski)	1
<i>Elipsoglandulina laevigata</i> Silvestri	2
<i>Gümbelina pseudotessera</i> Cushm.	4
<i>G. globulosa</i> Ehrenberg	masowo
<i>Ventilabrella eggeri</i> Cushm.	2
<i>Plonoglobulina scervulinoides</i> Egger	13
<i>Pseudotextularia varians</i> Rzk	10
<i>P. elegans</i> Rzk	5
<i>Gyroidina nitida</i> Rss	2
<i>Parrella velascoensis</i> (White)	1
<i>Osangularia florealis</i> (White)	5
<i>Allomorphina</i> cf. <i>camerata</i> Brotzen	1
<i>Chilostomella ovoidea</i> Rss	2
<i>Globigerina</i> cf. <i>cretacea</i> Glaessner	3

<i>Globotruncana mayaroensis</i> Bolli	4
<i>G. contusa</i> (Cushman)	20
<i>G. arca</i> (Cushman)	5
<i>G. stuarti</i> Lapparent	5
<i>Anomalina</i> sp.	—
Ostracoda	—

Fauna ta określa wiek osadów jako dolny kampan — mastrycht.

Do opisanych margli szarych przylegają od południa białe margle żegocińskie. Odstaniają się one na przestrzeni około 20 m, przy czym wyraźnie widoczne jest silne sfałdowanie tych warstw. Znaleziona w tych marglach mikrofauna przedstawia zespół stosunkowo bogaty w gatunki, wśród których przeważają formy aglutynujące, z masowo występującymi rodzajami *Rhabdammina* i *Dendrophrya*. Formy wapienne są rzadsze i często znajdują się w pojedynczych egzemplarzach. Zespół ten określa jedynie ogólnie wiek tych margli jako górno-kredowy.

Granica między marglami żegocińskimi a szarymi marglami jest prawdopodobnie granicą tektoniczną. Z całej bowiem serii margli, składającej się z margli szaro-zielonawych, pstrych i białych margli żegocińskich występują tutaj jedynie te ostatnie. Część zatem tego kompleksu uległa redukcji tektonicznej.

Posuwając się dalej w górę potoku wchodzimy znowu w kompleks margli szarych. Tutaj są one bardzo stromo ustawione, często prawie pionowo lub z nachyleniem skierowanym ku południowi. Nie obserwuje się tu tego silnego zmięcia warstw, jak w odcinku opisanym powyżej. Miąższość odsłaniających się tutaj margli wynosi około 80 m. Wśród tej serii margli notujemy w trzech punktach występowanie skał andezytowych. Ułożone są one zgodnie z pionowym ustawieniem warstw i wykazują miąższość 2-2,5 m. W sąsiedztwie pierwszego andezytu idąc w górę znaleziono kilka małych bloków egzotyków gnejsów biotytowych i ciemnych wapieni.

Mikrofauna zebrana z tego kompleksu margli szarych dała zespoły bardzo podobne do zespołu podanego wyżej. Cechą wspólną prawie wszystkich tych zespołów jest masowe występowanie *Gümbelina globulosa* Ehrenberg; w niektórych zespołach również masowo występuje *Dendrophrya excelsa* Grzyb. Licznie reprezentowany jest w nich gatunek *Globotruncana arca* (Cushman), *G. mayaroensis* Bolli, a także *Globigerinella aspera* Brady. Zespoły te składają się przede wszystkim z form wapiennych, planktonicznych i wskazują na dolny kampan — mastrycht.

Wyżej odkrywki szarych margli kończą się, a od południa przylegają do nich wąskim pasem margle czerwone. Idąc dalej w górę nie napotyka się na przestrzeni około 120 m żadnych odsłoneń, po czym widać znowu

szare margle zapadające pod bardzo małym kątem ku południowi. Śledzić je można na odcinku około 40 m.

Dalej w górę potoku spotyka się na przestrzeni 70 m zaledwie dwie niewielkie odkrywki. W pierwszej odsłaniają się pstre łupki margliste serii żegocińskiej, a w drugiej — bardzo sfałdowane łupki cieszyńskie. Na prawym zboczach doliny tworzy się w marglach czerwonych i łupkach cieszyńskich osuwisko.

Po małej przerwie, w której odkrywek brak, wkraczamy po raz czwarty w tym profilu w kompleks margli szarych. Wkładki piaskowców występują tutaj częściej, można łatwiej zmierzyć bieg warstw i położenie hieroglifów. Te ostatnie znajdują się na dolnych powierzchniach warstw i wskazują na normalne następstwo stratygraficzne. Mikrofauna pobrana ze stropowych warstw tego kompleksu wskazuje na senon — mastrycht.

Z kolei odsłaniają się na przestrzeni 30 m czarne łupki ilaste przepełnione egzotykami różnej wielkości, od małych otoczków o średnicy 3 cm, przez najczęściej spotykane 15 cm maksymalnie do 50 cm, a nawet i 70 cm średnicy. Są to otoczki wyłącznie skał osadowych, takich jak wapienie jasne i ciemne, kwarcyty, piaskowce i szare syderyty. W łupkach tych występuje także skała andezytowa. Tworzy ona tu skałkę widoczną na przestrzeni ponad 2 m, ustawioną zgodnie z bardzo stromo ku południowi zapadającymi łupkami. Skałka ta występuje w lewym brzegu, sięgając do 4 m wysokości, jest widoczna w dnie potoku i przechodzi na płaski lewy brzeg, gdzie zasypana jest rumoszem i nanosami potoku.

Swego czasu widoczna była w tych łupkach wkładka około 40 cm grubości jasnego tufowego utworu, która przebiega zgodnie z uwarstwieniem łupków. Jeżeli łupki leżą normalnie, co wynika z dalszego układu warstw, wtedy wkładka tufowa zajmowałaby pozycję spagową w stosunku do andezytu. Łupki czarne nie zawierają mikrofauny.

Przy skałce andezytowej potok skręca pod kątem prostym w kierunku wschodnim i zachowuje ten kierunek na długości około 20 m. Na tym odcinku budowa geologiczna nie jest jasna. Podmywany prawy brzeg jest bardzo stromy i odsłaniają się w nim piaskowce gruboławicowe, kruche, średnioziarniste, barwy jasnobrunatnej. Piaskowce te są tak splekane i bloki wzajemnie poprzesuwane, że robią wrażenie obrywu skalnego, a w każdym razie materiału skalnego nie znajdującego się na miejscu.

Analizując opis profilu, podany przez V.Uhliga (1883), sądzę, że właśnie na tym odcinku widział on ławicę piaskowca, w której znalazł mszywioly i terebratule. Ławicy tej, mimo wielokrotnego poszukiwania, nie udało mi się odnaleźć.

Poczynając od miejsca, gdzie potok zakręca znowu ku południowi odsłania się bardzo ciekawy zespół warstw, wskazujący na ścisłe powiąza-

nie i przejścia czarnych ilów przez margle żegocińskie do kompleksu piaskowców i zlepieńców z Rybia.

Występuje tu najpierw ławica zlepieńca drobnoziarnistego o miąższości około 70 cm, następnie około 1-metrowa wkładka łupków czarnych, wprawdzie bez egzotyków, lecz identycznych z łupkami, w których znajdują się egzotyki. Nad nią leży około 1-metrowa wkładka białych margli, znowu czarne łupki i następnie piaskowce niebieskawo-szare, wapniste z glaukonitem w dwóch ławicach około 40 cm, a dalej 2-metrowa ławica zlepieńca charakterystycznego dla kompleksu piaskowców i zlepieńców z Rybia. Z kolei następują zielone i szare łupki silnie margliste na przemian ułożone oraz 3 do 10-centymetrowe ławice białych krzemionkowych margli żegocińskich. Posuwając się dalej ku południowi widzimy ławice piaskowców i piaskowców zlepieńcowatych równo- lub różnoziarnistych, glaukonitowych. Ta seria przejściowa widoczna jest z przerwami na przestrzeni około 6 m.

Margle żegocińskie tworzą w tym profilu cienkie tylko wkładki wśród szarych i zielonych łupków marglistych, natomiast w kierunku zachodnim, na północnych stokach góry Jaszczurówki, miąższość ich dochodzi do trzydziestu metrów. Podścielają one, podobnie jak w profilu potoku, kompleks piaskowców i zlepieńców z Rybia, przy czym widoczne jest tam w niektórych punktach bezpośrednie przejście białych margli wprost do piaskowców zlepieńcowatych z Rybia.

Kompleks piaskowców i zlepieńców z Rybia w profilu potoku ma miąższość około 300 m. Warstwy są ułożone normalnie, hieroglify znajdują się na dolnych powierzchniach warstw, stromo pochyłonych ku południowi. Fakt ten, jak również wyraźny związek sedymentacyjny poprzez margle krzemionkowe z czarnymi łupkami z egzotykami, wreszcie normalnie położone hieroglify w piaskowcach margli szarych, pozwala ustalić następstwo stratygraficzne warstw górno-kredowych serii żegocińskiej.

Kompleks piaskowców i zlepieńców z Rybia zaczyna się w partiach spagowych raczej przewagą piaskowców i zlepieńców nad przedzielającymi je łupkami. Piaskowce a przede wszystkim zlepieńce odznaczają się zawartością w materiale detrytycznym, prócz kwarcu, ziarn czerwonych skałeni, ułamków łupków zielonych, a także niekiedy licznie występujących okruców węgla kamiennego. Ku stropowi piaskowce stają się cienkoławicowe, przecięte żyłkami kalcytu, częściej przelawicone łupkami. Łupki w całym kompleksie mają barwę szarą z odcieniem niebieskawym to znowu zielonawym i zawierają znaczną domieszkę  $\text{CaCO}_3$  tak, że można by je nawet nazwać marglami. Piaskowce są drobnoziarniste, glaukonitowe, związane dzięki dużej ilości spoiwa wapniste.

W stropowej części kompleksu rozwijają się jeszcze raz zlepieńce



i piaskowce, które tworzą silnie nabrzmiałą i szybko ku wschodowi zaniżającą soczewkę tak, że Pluskawka już jej nie przecina. Z utworów tych zbudowane jest wzniesienie, wyróżniające się wyraźnie w morfologii, zwane Księżą Górą, położone na zachód od doliny potoku.

Przebadane próbki łupków marglistych z serii zlepieńców i piaskowców z Rybia nie dały na ogół bogatych i charakterystycznych zespołów i mikrofauny. Przeważnie były tak ubogie i banalne, że nie można było określić na ich podstawie wieku. Jedna próbka dała nieco bogatszy zespół form przeważnie aglutynujących, który wskazuje na najwyższą kredę — paleocen (wg mgr J. Liszkowej).

<i>Rhabdammina abyssorum</i> M.O. Sars	<i>Ammodiscus incertus</i> d'Orb.
<i>Dendrophrya robusta</i> Grzyb.	<i>A. tenuissimus</i> Grzyb.
<i>D. excelsa</i> Grzyb. (masowo)	<i>A. angygyrus</i> Rss
<i>Bathysiphon</i> sp.	<i>Glomospira serpens</i> (Grzyb.)
<i>Proteonina placenta</i> Grzyb.	<i>G. charoides</i> P. & J.
<i>Hyperammina subnodosiformis</i>	<i>Glomospira</i> sp.
Grzyb.	<i>Lituotuba lituiformis</i> Brady
<i>H. dilatata</i> Rzk	<i>Trochamminoides irregularis</i> White
<i>Reophax splendida</i> Grzyb.	<i>Haplophragmium wazaczi</i> Rzk
<i>R. guttifera</i> Brady var. <i>scalaris</i>	<i>Rzehakina epigona</i> (Rzk)
Grzyb.	<i>Nubecularia tibia</i> P. & J.
<i>R. pilulifera</i> Brady	<i>Eponides triumphyi</i> Nuttal
<i>Reophax</i> sp.	Mnóstwo form bardzo drobnych,
<i>Hormosina ovulum</i> (Grzyb.)	przeważnie aglutynujących
<i>Nodellum velascoense</i> (Cushm.)	

Seria piaskowców i zlepieńców z Rybia kończy się w samym potoku szarymi łupkami marglistymi o małej miąższości, która wzrasta w kierunku zachodnim.

W stropie rozwijają się łupki pstre, margliste.

Łupki pstre spotyka się w licznych i okresowo dobrych odkrywkach prawie aż do źródeł lewego źródłowego dopływu Pluskawki. Upady ogólnie skierowane są ku południowi przy biegach prawie równoleżnikowych. Potok płynie cały czas w pstrych łupkach skośnie, czasem wzdłuż biegu warstw. Mikrofauna uzyskana z tych łupków jest uboga, aglutynująca, z której wielu form nie udało się oznaczyć (wg mgr J. Liszkowej).

<i>Rhabdammina cylindryca</i> Glaessner	<i>Trochamminoides</i> sp.
<i>Dendrophrya robusta</i> Grzyb.	<i>Gaudryina tenuis</i>
<i>D. excelsa</i> Grzyb.	<i>G. reussi</i> Hant.

*Ammodiscus incertus* d'Orb.*Robulus* sp.*Glomospira charoides* P. & J.

Promienice kuliste i soczewkowate

*Haplophragmoides* sp.

Zespół ten nie określa dokładnie wieku, choć wskazuje do pewnego stopnia na trzeciorzęd, prawdopodobnie paleocen. Z pozycji tej serii w stropie piaskowców i zlepieńców z Rybia wynikałby również wiek młodszy niż najwyższa kreda.

Poza profilem potoku Pluskawki spotykamy w małych prawych dopływach tego potoku poziomy młodsze. Są to typowo wykształcone łupki menilitowe z rogowcami. Wyżej leżą piaskowce z cienkimi wkładkami łupków szarych, pod względem litologicznym identyczne ze znanymi skądinąd warstwami krośnieńskimi. Warstwy te widoczne są w małych odkrywkach często zanikających, które dają jednak możliwość przesledzenia pełnego profilu serii podśląskiej od kredy górnej po oligocen włącznie.

Opisane w profilu Pluskawki zespoły skalne można śledzić zarówno w kierunku zachodnim i wschodnim. Ogólnie rzecz biorąc obszar położony na zachód od potoku zbudowany jest głównie z utworów serii żegocińskiej. Natomiast w kierunku wschodnim różne jej elementy zanikają pod zafałdowanymi w nią płatami dolnej kredy płaszczowiny śląskiej.

Interesująco przedstawia się zespół piaskowców i zlepieńców z Rybia w przekroju biegnącym przez zachodnie zbocza Jaszczurówki i Księżej Góry (tabl. II, przekrój I). Przede wszystkim zaznacza się tu silne nabrzmienie miąższości tych utworów. Podczas gdy w profilu Pluskawki miąższość całego zespołu wynosi około 300 m, to przy granicy arkusza dochodzi ona do 650 m. Zaznaczają się tu również pewne litologiczne różnice w stosunku do piaskowców i zlepieńców spotykanych w potoku. Jak widać z mapy (tabl. I), utwory te są podesełane przez białe margle żegocińskie, które biegną północnym zboczem góry Jaszczurówki, osiągając miąższość około 30 m. W marglach tych w stropie występują cienkie, kilkumilimetrowe smugi materiału detrytycznego złożonego głównie z ziarn kwarcu i różowych skaleni, co wskazuje na wyraźne przejście do piaskowców i zlepieńców z Rybia.

Szczyt góry zbudowany jest z piaskowców gruboziarnistych, glaukonitowych, które miejscami przybierają charakter piaskowców bryłowych. W kilku punktach zauważono ułamki skorup ostryg. Na zboczu południowym ciągną się piaskowce cienkoławicowe, również glaukonitowe, o wyglądzie piaskowców inoceramowych. Spoiwo mają wapniste, na świeżym przełamie są szaro-niebieskawe, wietrzejąc stają się żółtawe i tracą częściowo węglan wapnia.

Jaszczurówka jest oddzielona od leżącego dalej na południe wzgórza Księża Góra przełączką wymodelowaną w łupkach marglistych szarych,

które spotykamy w Pluskawce i które zamykają ten kompleks w tym profilu.

Księża Góra zbudowana jest głównie z piaskowców średnioławicowych, średnioziarnistych, glaukonitowych, o spoiwie ilasto-wapnistym. W ich obrębie występuje soczewka zlepieńców gruboziarnistych o otoczakach od 4—10 cm. Są to przeważnie gruboziarniste zlepienie arkozowe barwy ciemnej, brudnoczerwonej. Ponadto znajdują się wśród nich otoczaki wapieni sztramberskich, a rzadziej okruchy łupków krystalicznych. Nie jest jasne, czy otoczaki te tworzą zwięzłą wkładkę zlepieńcową, czy też tkwią wśród ilów jak np. egzotyki z czarnych łupków, spotyka się je bowiem jako luźne otoczaki na pn.-zachodnich zboczach Księżej Góry. Piaskowce i zlepienie na Księżej Górze tworzą jako całość grubą soczewkę, która wyklinowuje się w kierunku wschodnim tak, że Pluskawka już jej nie przecina. Na zboczach wspomnianego wzgórza spotyka się bloki 25—40 cm średnicy egzotyków leżących luźno. Jednym z nich był pegmatyt biotytowy, a innym aplit ciemnoróżowy (Skoczyła-Ciszewska & Tyniec 1955). Prawdopodobnie zdarzają się one w wkładkach łupków.

Zlepienie zbliżone wyglądem do niektórych zlepieńców serii piaskowców i zlepieńców z Rybia widoczne są powyżej źródeł zachodniego odgałęzienia Pluskawki, na dziale wodnym, którym biegnie droga z Rybia do Kisielówki. Niewielka odkrywka znajdowała się przy drodze, w punkcie położonym na wschód od miejsca, gdzie oddziela się od niej boczna droga w kierunku pd.-zachodnim, obiegająca od zachodu szczyt wzgórza 502. Również na polach znajdujących się na północ od tej odkrywki spotyka się rumosz zlepieńców. W małym dopływie, spływającym ku W, występują podobne piaskowce. Tutaj pozycja tych piaskowców jest o tyle wyraźna, że znajdują się one w stropie pstrych łupków eoceńskich, a pod warstwami krośnieńskimi. Łupków menilitowych tutaj brak, są one tektonicznie wyciśnięte, lecz występują w spagu warstw krośnieńskich na przedłużeniu kontaktu z pstrym eocenem dalej w kierunku północnym (tabl. I).

Obecność utworów klastycznych w stropie pstrych łupków eoceńskich jest tutaj wyjątkowa. Rozwinięte są one najprawdopodobniej w postaci soczewy, lecz nie jest jasne, czy wykształciły się w samym stropie eoceńskiej pstrej serii, czy też wśród niej. W każdym razie na kontakcie tych zlepieńców i warstw krośnieńskich nastąpiło tektoniczne wytarcie łupków menilitowych.

Innym punktem, który ze względu na budowę geologiczną zasługuje na uwagę, jest profil małego potoku wpadającego do Pluskawki z zachodnich zboczy doliny w pobliżu mostu, przez który przechodzi droga z Kamionnej do Rybia (Skoczyła-Ciszewska & Tyniec 1955). W potoku

tym widoczne są margle, przeważnie szaro-zielonawe, czerwone, białe, plamiste i czarne. Wśród margli występują wkładki zlepieńców do 0,5 m miąższości, o składzie zbliżonym do zlepieńców z Rybia. W potoku tym znaleziony został egzotyczny blok pegmatytu turmalinowego. Mikrofauna, pochodząca z tych margli, jest podobna do zespołów mikrofaunistycznych pochodzących z innych punktów margli pstrych i wskazuje na kampan — mastrycht. Margle odsłonięte w tym małym potoczku łączą się z marglami opisanymi w profilu Pluskawki poniżej osuwiska na Czarnym Błocie. Tutaj są one silnie zgniecione i sfałdowane, gdy natomiast w kierunku pd.-zachodnim tworzą małą, drugorzędną synklinę o południkowym kierunku osi (tabl. I). Właśnie tę synklinę przecina wspomniany dopływ Pluskawki.

Oprócz andezytów odsłaniających się w Pluskawce notujemy ich wystąpienia w dopływach tego potoku (Skoczylas-Ciszewska 1956). Są to albo skały zwięzłe, dosyć świeże, o barwie ciemnej, czerwono-fioletowej, lub też odmiany jasne, plamiste, porowate, nasuwające przypuszczenie, że mogą to być utwory piroklastyczne. Skały te występują w marglach szarych z egzotykami, w marglach pstrych, a także wśród zlepieńców i piaskowców z Rybia. Na Księżej Górze sypią się te skały w 4 punktach, na Jaszczurówce nieliczne okruchy znajdują się w partii szczytowej.

Są to wystąpienia tych skał wylewnych in situ, podobnie jak w innych punktach strefy żegocińskiej (l. c.). Pogląd, że nie są to bloki egzotyczne, został ostatnio potwierdzony dzięki znalezieniu przez M. Książkiewicza (1958) zmienionych termicznie ilów na kontakcie z andezytem.

Na opisywanym obszarze dolna kreda płaszczowiny śląskiej jest reprezentowana przez cztery ogniwa stratygraficzne — górne łupki cieszyńskie (walanżyn), warstwy grodziskie (hoteryw), warstwy wierzowskie (barrem) i warstwy lgockie (apt). Łupki cieszyńskie występują najczęściej i one głównie kontaktują z serią żegocińską. Wyższe ogniwa dolnej kredy zachowane są w kilku punktach, każde ogniwo oddzielnie, lub miejscami związane z łupkami cieszyńskimi. Nigdzie nie tworzą one ciągłego następstwa.

#### *Profil potoku Jeziernica*

Poza Pluskawką potok ten posiada najwięcej odsłonień. W odcinku dolnym Jeziernica płynie ze wschodu na zachód mniej więcej wzdłuż biegu warstw. Dlatego na odcinku tym spotykamy na ogół te same utwory, którymi są szare margle z egzotykami gnejsów biotytowych, występujących w mniejszych blokach i w mniejszych ilościach niż w Pluskawce. Wśród szarych margli wykształcone są tutaj także cienkie

wkładki piaskowców, najczęściej o skorupowej oddzielności, ze strzałką kalcytową. Cała seria jest drugorzędnie intensywnie sfałdowana; widoczne są również szczeliny wypełnione kalcytem, przebiegające skośnie do uławiczenia margli szarych.

Margle szare są w kilku punktach przełałdowane wraz z serią margli pstrych. Te ostatnie są tu wykształcone przeważnie jako łupki margliste szare z odcieniem brudnozielonawym, rzadziej jako łupki margliste czerwone i zielone, a także margle białe, krzemionkowe. Wszędzie tam, gdzie kontaktują margle szare z odmianami szarymi z odcieniem zielonawym margli względnie łupków marglistych, trudno oddzielić jedną serię od drugiej. Na małym odcinku widoczne są także górne łupki cie-szyńskie, które tworzą wąski klin wciśnięty z góry i wfałdowany w serię zegocińską.

Z margli szarych pobrano próbki do badań mikrofauny. Wiele z tych próbek zawierało bardzo małe, niecharakterystyczne zespoły, które nie określały wieku nawet w przybliżeniu. Inne próbki dawały mniej lub więcej wyraźne i charakterystyczne zespoły. I tak np. próbka wzięta z szarych margli, silnie przełałdowanych z odmianą szaro-zielonawą facji margli pstrych, przedstawia zespół mieszany oznaczający ogólnie senon (J. Syniewska):

<i>Rhabdammina abyssorum</i> M.O. Sars	<i>Quadromorphina allomorphinoides</i>
<i>Rzehakina epigona</i> (Rzk)	(Rss)
<i>R. fissistomata</i> (Grzyb.)	<i>Gyroidina</i> sp.
<i>Dentalina consobrina</i> d'Orb.	<i>Globotruncana arca</i> (Cushm.)
<i>Ellipsoglandulina</i> sp.	<i>Gümbelina globulosa</i> (Ehrenb.)
<i>E. cf. velascoensis</i> Cushm.	<i>Pseudotextularia varians</i> Rzk
<i>Chilostomella ovoidea</i> Rss	<i>P. acervulinoides</i> (Egger)

Dalsze próbki z margli szarych pobranych w górę potoku dały zespoły raczej ubogie, lecz złożone przeważnie z form planktonicznych, tak charakterystycznych dla tych utworów. Wskazują one na senon lub niekiedy dokładniej na mastrycht.

Margle szare odsłaniają się na odcinku długości około 360 m. W odkrywkach widać intensywnie wtórne przełałdowania. Bieg warstw jest na ogół równoleżnikowy lub do niego zbliżony, a upady warstw są skierowane ku południowi najczęściej pod bardzo stromymi kątami. W końcowej części opisywanego odcinka występują łupki margliste szare i łupki zielone, bez węglanu wapnia. Szare łupki margliste są litologicznie nie do odróżnienia od szarych margli, w których występują bloki gnejsów

biotytowych. Próbkę do badań zostały wzięte z tego samego punktu lecz osobno z odmiany szarej i zielonej.

Zespół z marglistych łupków szarych odznacza się brakiem form planktonicznych, natomiast wiekowo odpowiada — według J. Syniewskiej — najwyższej kredzie:

<i>Rhabdammina abyssorum</i> M.O. Sars	<i>Haplophragmoides suborbicularis</i> (Grzyb.)
<i>R. discreta</i> Brady	<i>Marssonella oxycona</i> (Rss)
<i>Dendrophrya robusta</i> Grzyb.	<i>Nodosaria consinna</i> Rss
<i>D. excelsa</i> Grzyb.	<i>N. subnodosa</i> Rss
<i>Bathysiphon</i> sp.	<i>N. calomorpha</i> Rss
<i>Saccamina placenta</i> (Grzyb.)	<i>Dentalina cylindroides</i> Rss
<i>Ammodiscus incertus</i> d'Orb.	<i>Lagena</i> sp.
<i>A. angygyrus</i> Rss	<i>Guttulina gibba</i> (Rss)
<i>A. polygyrus</i> Rss	<i>Ellipsoglandulina velascoensis</i> Cushm.
<i>Glomospira gordialis</i> (P. & J.)	<i>E. laevigata</i> Silvestri
<i>Rzehakina epigona</i> (Rzk)	<i>Gyroidina soldani</i> d'Orb. var. <i>nitida</i>
<i>Reophax pilulifera</i> Brady	<i>Glomospira charoides</i> P. & J.
<i>R. splendidus</i> Grzyb.	
<i>Hormosina ovulum</i> (Grzyb.)	

Natomiast zespół uzyskany z łupków zielonych składa się przede wszystkim z form aglutynujących, a ponadto wskazuje na okres młodszy — prawdopodobnie paleocen, gdyż gatunki spotykane w nim — według J. Liszkowej — mają zasięg od najwyższej kredy do dolnego eocenu. Są to:

<i>Rhabdammina abyssorum</i> M.O. Sars	<i>Nodellum velascoense</i> (Cushm.)
<i>R. cylindrica</i> Glaessner	<i>Ammodiscus incertus</i> (d'Orb.)
<i>R. subdiscreta</i> Rzk	<i>A. angygyrus</i> Rss
<i>R. annulata</i> Rzk	<i>A. tenuissimus</i> Grzyb.
<i>Rhabdammina</i> sp.	<i>A. polygyrus</i>
<i>Bathysiphon</i> sp.	<i>Glomospira charoides</i> (P. & J.)
<i>Psammosphaera fusca</i> Schulze	<i>G. gordialis</i> (P. & J.)
<i>Saccamina placenta</i> d'Orb.	<i>G. serpens</i> Grzyb.
<i>Hyperammina grzybowskii</i> Dylaż.	<i>Glomospira</i> sp.
<i>Ammolagena clavata</i> (J. & P.)	<i>Rzehakina epigona</i> Rzk
<i>Dendrophrya robusta</i> Grzyb.	<i>Trochamminoides subcoronatus</i> (Grzyb.)
<i>Dendrophrya</i> sp.	<i>Haplophragmoides suborbicularis</i> (Grzyb.)
<i>Reophax guttifera</i> Brady	
<i>Hormosina ovulum</i> (Grzyb.)	

*R. pilulifera* Brady  
*R. splendidus* (Grzyb.)  
*R. duplex* Grzyb. var.

*Trochammina folium* Grzyb.  
*Gaudryina* ? cf. *tenuis* Grzyb.  
*Nodosaria* sp.

Dalej w górę potoku odsłaniają się na przestrzeni około 200 m utwory płaszczowiny śląskiej. Są to czarne łupki krzemieniste i ilaste z olbrzymimi sferosyderytami wietrzejącymi na kolor wiśniowo-rdżawy. Są to warstwy wierzowskie. Są one być może intensywnie przełażdowane z serią utworów żegocińskich tak, że spotyka się wśród nich cienkie kilkucentymetrowe smugi szaro-zielonych łupków. Możliwe jest jednak, że te cienkie wkładki są związane stratygraficznie z warstwami wierzowskimi, tu i ówdzie bowiem występują cienkie smugi czerwonych i zielonych łupków wśród czarnych łupków wierzowskich, które ściśle naśladują uwarstwienie tych łupków. Analiza mikrofaunistyczna dwóch próbek wykazała obecność zespołów bardzo zniszczonych i skarłałych, ubogich, na podstawie których nie można określić wieku.

Na niewielkiej przestrzeni widoczne są łupki ilasto-margliste barwy czerwonej, zielonej i czarnej. Mikrofauna zbadana z próbek łupków zielonych i czarnych określa dosyć ogólnikowo wiek wskazując raczej na paleocen (J. Syniewska):

*Rhabdammina abyssorum* M.O. Sars  
*R. cylindrica* Glaessner  
*Psammosphaera fusca* Schultze  
*Saccamina placenta* d'Orb.  
*Dendrophrya robusta* Grzyb.  
*D. latissima* Grzyb.  
*Reophax pilulifera* Brady  
*Hormosina ovulum* (Grzyb.)  
*Ammodiscus incertus* d'Orb.  
*A. anguigrus* Rss  
*Glomospira charoides* (P. & J.)

*G. gordialis* (P. & J.)  
*G. irregularis* (Grzyb.)  
*Trochamminoides subcoronatus*  
 (Grzyb.)  
*T. cf. conglobatus* Brady  
*Haplophragmoides walteri* (Grzyb.)  
*Bigenerina fallax* Rzk  
*Trochammina pauciloculata* (Brady)  
*T. folium* Grzyb.  
*Dentalina distincta* Rss  
*Dentalina* sp.

Odtąd potok przecina przeważnie utwory serii żegocińskiej. Najczęściej są to różnego rodzaju margle lub łupki margliste, szaro-zielonawe, zielone, czerwone i czarne. Wśród serii margli pstrych występują też białe margle krzemionkowe.

Czterokrotnie odsłaniają się na tym długim odcinku potoku margle szare, które — dzięki wkładkom piaskowców strzałkowych i egzotykom gnejsowym — można stosunkowo łatwo oddzielić od facji margli pstrych. W najbardziej południowym odsłonięciu szarych margli jako egzotyk

występuje granit. Szare margle, jak również seria margli pstrych, są bardzo silnie zaburzone.

Mniej więcej w połowie opisywanego odcinka widać łupki cieszyńskie sfałdowane wraz z serią margli pstrych.

Na ostatnim odcinku aż do nasunięcia piaskowców magurskich odsłania się seria pstrych i białych margli, jak zwykle bardzo sfałdowanych. Na łupkach pstrych utworzyło się osuwisko. W tym miejscu znajdują się resztki szybu, głębiego przed około 100 laty w poszukiwaniu ropy naftowej.

Na obszarze położonym na północny wschód od opisanego profilu odsłonięcia są tak gęsto usytuowane, że można wykreślić mapę odkrytą (tabl. I i tabl. II, przekrój II). Seria podśląska składa się tu z kilku ogniw stratygraficznych, wśród których wyróżnić można warstwy krośnieńskie wykształcone jako piaskowce mikowe, cienko i średnioławicowe, wapiaste, oraz szare łupki margliste. Cały ten kompleks jest odwrócony, przy czym warstwy zapadają ku południowi.

Jako starsze ogniwo leżą na nich łupki pstre, czerwone i zielone, częściowo margliste. Mikrofauna wskazuje na dolny eocen (J. Syniewska):

*Dendrophrya latissima* Grzyb.

*Ammodiscus incertus* d'Orb.

*Glomospira charoides* (P. & J.)

*Haplophragmoides walteri* (Grzyb.)

*H. suborbicularis* (Grzyb.)

*Rzehakina epigona* (Rzk)

*Eponides umbonatus* Rss

*Globigerina bulloides* d'Orb. masowo

*G. inflata* d'Orb. masowo

*Globigerina* sp. masowo

Znaczną część obszaru zajmuje facja margli pstrych wraz z białymi marglami żegocińskimi. Większość tych utworów, jak to gdzie indziej faunistycznie udokumentowano, należy do górnej kredy, odpowiadając okresowi od kampanu po mastrycht włącznie, lecz część utworów pstrych odpowiadać może paleocenowi. Kartograficznie trudno jest wydzielić te ogniwa stratygraficzne, wykształcone w tej samej facji, zwłaszcza, że tektoniczne redukcje, przełałdowania itp. zaznaczają się tutaj bardzo silnie. Mniej więcej w środku tego obszaru wylaniają się, wyciśnięte spod margli pstrych, margle szare.

Jak wszędzie tak i tutaj z serią podśląską przełałdowane są dolno-kredowe utwory serii śląskiej. Są to górnne łupki cieszyńskie, piaskowce grodziskie i warstwy lgockie. Być może część czarnych krzemionkowych łupków tej serii reprezentuje warstwy wierzowskie. Nie spotyka się jednak tutaj czerwono wietrzejących syderytów charakterystycznych dla warstw wierzowskich z innych punktów opisywanego obszaru.



*Profil Potoku Żegocińskiego*

Potok płynący przez wieś Żegocinę stanowi źródłowy odcinek rzeki Stradomki, która uchodzi na wschód od Gdowa do Raby.

Profil tego potoku był najczęściej opisywany w literaturze odnoszącej się do strefy żegocińskiej. Opisał go bardzo dokładnie V. Uhlig (1883), W. Szajnocha (1902), a następnie R. Zuber (1918).

Profil Potoku Żegocińskiego odsłaniał się swego czasu dosyć dobrze, szczególnie od miejsca, gdzie droga do Bytomska oddziela się od gościńca biegnącego przez wieś Żegocinę. W okresie międzywojennym potok został uregulowany i zabudowany, a odkrywki są znacznie gorsze (fig. 2).

Tuż powyżej mostu, którym biegnie droga do Bytomska, odsłaniają się w prawym brzegu na przestrzeni kilku metrów górne łupki cieszyńskie, a po małej przerwie ciągnie się szereg odkrywek w tym samym brzegu, gdzie widać serię szarych margli opisanych szczegółowo w profilu Pluskawki. Także i tutaj występują rzadko rozmieszczone wkładki piaskowców cienkoławicowych, często o oddzielności skorupowej, popręciane siecią żyłek kalcytowych. Ławice piaskowców są najczęściej porożrywane.

Mniej więcej w środku tej części odkrywek na przestrzeni około 3,5 m występuje skała andezytowa przebiegająca zgodnie z uwarstwieniem szarych margli.

Szare margle dochodzą prawie do samego kamieniołomu. Na tym odcinku występują wśród nich małe soczewki białych margli niekiedy przechodzące w parucentymetrową wkładkę. Barwą przypominają one białe margle żegocińskie z tym jednak, że nie są krzemionkowe.

W przeciwieństwie do profilu Pluskawki, w serii szarych margli w Żegocinie nie spotyka się egzotyków gnejsowych. Cały ten zespół jest przefalldowany, jak na to zdają się wskazywać ślady hieroglifów, które znajdują się raz na dolnych, to znowu na górnych powierzchniach ławic piaskowców. Na ogół warstwy są stromo ustawione, z upadami skierowanymi ku południowi. Obserwuje się ponadto szczeliny spękań, przecinające serię margli szarych w poprzek, wypełnione kalcytem.

Z opisywanego profilu tej serii zostało pobranych szereg próbek do badań mikrofaunistycznych. Zawierają one stosunkowo bogate zespoły faunistyczne, charakteryzujące się tymi samymi cechami co i zespoły z tych samych utworów w profilu Pluskawki. Jako najbardziej pełny zespół z Potoku Żegocińskiego przytoczyć można następujący (wg mgr J. Liszkowej):

*Dendrophrya excelsa* Grzyb.

10

*Rhabdammina* sp.

4

<i>Ammodiscus tenuissimus</i> Grzyb.	1
<i>Dorothia retusa</i> Cushm.	10
<i>Marssonella oxycona</i> (Rss)	5
<i>Dentalina</i> sp. (ułamki)	7
<i>Chilostomella</i> cf. <i>ovoidea</i> Rss	10
<i>Globigerinella aspera</i> (Ehrenberg)	10
<i>Biglobigerinella</i> sp.	1
<i>Globotruncana arca</i> (Cushm.)	1
<i>Lagena amphora paucicostata</i> Franke	1
<i>Entosolenia orbignyana</i> Sequenza	1
<i>Guttulina adhaerens</i> Olszewski	5
<i>Gümbelina globulosa</i> (Ehrenberg)	masowo
<i>G. pseudotessera</i> Cushm.	10
<i>Pseudotextularia elegans</i> Rzk	2
<i>P. varians</i> Rzk	2
<i>Planoglobulina acervulinoides</i> Egger	1
<i>Angulogenerina angulosa</i> (Williamson)	1
<i>Eponides subcandidulus</i> (Grzyb.)	1
<i>Osangularia florealis</i> (White)	1
<i>Gyroidina globosa</i> (Hagenow)	1
<i>Cybicides</i> sp.	1
<i>Globotruncana conica</i> White	4
<i>G.</i> cf. <i>contusa</i> (Cushm.)	1
<i>G. stuarti</i> (Lapparent)	4
<i>Globorotalia pschadae</i> Keller	10

Każda próbka posiada nieco inny zespół gatunków, lub też różnice zaznaczają się w ilości indywidualów. Oprócz wymienionych powyżej gatunków występują w innych próbkach (J. Liszkowa):

<i>Rhabdammina cylindrica</i> Glaessner	20
<i>Dendrophrya latissima</i> Grzyb.	20
<i>D. excelsa</i> Grzyb.	30
<i>Dendrophrya</i> sp.	1-40
<i>Gümbelina reussi</i> Cushm.	10
<i>G. costulata</i> Cushm.	5
<i>Globigerina cretacea</i> Glaessner	4-10
<i>Globotruncana mayaroensis</i> Bolli	1-7
<i>G. contusa</i> (Cushm.)	2-10
<i>Dentalina catenula</i> Rss	6
<i>Planoglobulina acervulinoides</i> Egger	10
<i>Reussella szajnochae</i> (Grzyb.)	10

<i>Globotruncana</i> sp.	10
<i>Chilostomella</i> cf. <i>primitiva</i> Cushman & Todd	8
Małżoraczki	

Zespoły te, jak podaje J. Liszkowa, wskazują na górno-kredowy wiek tych utworów, a niektóre z nich określają go ściślej na górny kampan — mastrycht.

Nad szarymi marglami poniżej kamieniołomu założonego w warstwach grodziskich występują czerwone, niebiesko-szare i zielonawe łupki margliste. Ciągną się one wąską smugą na niewielkiej przestrzeni w kierunku wschodnim. Mikrofauna ma charakter górno-kredowy.

Z warstw grodziskich jest zbudowane wyraźnie zaznaczające się wzgórze, wydłużone w kierunku wschodnim. Na lewym brzegu potoku utwory te są przykryte aluwiami potoku i nie występują już na powierzchni w kierunku zachodnim.

Profil warstw grodziskich odsłoniętych doskonale przez roboty eksploatacyjne został bardzo dokładnie opisany przez V. Uhliga (1883). Podaje on skamieniałości znalezione w tej serii warstw wskazujące na hoteryw. Są to *Belemnites bipartitus*, *Aptychus angulicostatus*, *A. didayi*, *Hoplites* sp. i *Haploceras* sp. Spośród tych skamieniałości najczęściej można odszukać *Aptychus angulicostatus*, niekiedy dosyć licznie zachowany na powierzchniach ławic zlepieńców. Pełne następstwo tych warstw, zwłaszcza spagowe partie, można obecnie obserwować tylko wyjątkowo wtedy, gdy wody potoku wymiotą zwały łupków wyrzucone z kamieniołomu. Interesująco przedstawia się spagowa część warstw grodziskich, która składa się z marglistych łupków ilastych barwy czarno-szarej, wśród których występują rzadko rozrzucone otoczaki wapieni, a także piaskowców 4-8 cm średnicy. Na nierównej, jakby rozmytej powierzchni tych łupków leżą gruboziarniste zlepienie, źle wysortowane, złożone z otoczków dochodzących do 10 cm średnicy, słabo spojone czarno-szarym lepiszczem piaszczysto-ilastym. Są to również otoczaki wapieni, gnejsy, piaskowce, lidyty i kwarce; znaleziono również pojedyncze otoczaki granitów. Druga ławica zlepieńcowa leży ponad wkładką łupków ilastych około 2 m miąższości, z rzadko rozrzuconymi otoczkami i ławicą drobniej ziarnistego, zwięzłego zlepieńca typu grodziskiego. Te gruboziarniste zlepienie, jakkolwiek również źle wysortowane, wykazują znaczne nagromadzenie grubych otoczków w spagu; w środkowej i stropowej części tej ławicy otoczaki są rzadko rozmieszczone w czarno-szarej masie łupków piaszczysto-ilastych. Cała ta seria ma około 5 m miąższości. Opis podany przez Uhliga (1883) różni się nieco, zwłaszcza miąższością poszczególnych wkładek. Całość przez niego opisaną posiada 10 m miąższości. Od czasu jego badań zaszły tu niewątpliwie zmiany w biegu potoku (prace

w kamieniołomie, regulacja potoku, budowa drogi itp.) tak, że dzisiaj odsłaniający się profil jest najprawdopodobniej przesunięty bardziej w kierunku wschodnim. Wynikało by więc stąd, że w tym kierunku redukuje się miąższość spagowej części warstw grodziskich.

Wyżej rozwinięty jest właściwy kompleks piaskowców grodziskich, w obrębie którego można wyróżnić część spagową o przewodzie piaskowców i zlepieńców średnioławicowych o grubości 30-60 cm, poprzedzielanych cienkimi wkładkami łupków marglistych. Zlepieńce są stosunkowo równoziarniste o wymiarach ziarn posiadających przeciętnie około 0,5 cm średnicy. Widać w nich młeczne, przejrzyste, a także różowe ziarna kwarcu. Zdarzają się w nich, jak również w piaskowcach, okruchy węgla. Ku stropowi stopniowo wzrasta grubość i ilość wkładek łupkowych i część stropowa tej serii przedstawia się jako piaskowce drobnoziarniste, zbite, silnie wapniste, barwy niebieskawej, które tworzą ławice cienkie 5-20 cm, przeławiczone zmiennej grubości wkładkami łupków marglistych, niebieskawoszarych.

W miarę posuwania się robót eksploatacyjnych w kierunku wschodnim zauważyć można zmienność w obrębie tej serii także wzdłuż biegu, na niekorzyść piaskowców. Wkładki łupków stają się częstsze i bardziej miąższe.

Seria warstw grodziskich ma bieg mniej więcej W-E z upadem około 50° ku południowi; hieroglify wskazują na normalny układ warstw.

W stropie piaskowców grodziskich leżą czarne łupki z cienkimi wkładkami piaskowców strzałkowych o typowym wykształceniu górnych łupków cieszyńskich. Ponieważ piaskowce grodziskie (hoteryw) mają położenie normalne, występowanie górnych łupków cieszyńskich (walanżyn) nad nimi wskazywać by mogło na tektoniczne zaburzenie i przemieszczenie wzajemne tych warstw, co w tak niezwykle przełałdowanej strefie jest możliwe. Wydaje się jednak bardziej prawdopodobne, że facja górnych łupków cieszyńskich rozwija się tutaj także w stropie piaskowca grodziskiego, tym więcej, że w kilku odkrywkach powyżej kamieniołomu widoczne są w tych łupkach wkładki piaskowców typu piaskowców grodziskich. V. Uhlig (1883) widział tu ławicę zlepieńca z *Aptychus angulicostatus*.

W następnej odkrywce w górę potoku odsłaniają się łupki krzemionkowe, czarne, najbardziej przypominające łupki z warstw lgockich. Przypuszczam, że w pobliżu tej odkrywki stwierdził V. Uhlig (l.c.) występowanie ławicy piaskowca kwarcytowego o żółtawym zabarwieniu, której obecność uzupełniłaby tę serię warstw. Utwory te zachowane są w małym tylko strzępie i przy braku skamieniałości możemy opierać się jedynie na podobieństwie litologicznym warstw. Nie jest wykluczone, że utwory te reprezentują normalny nadkład serii piaskowców grodziskich

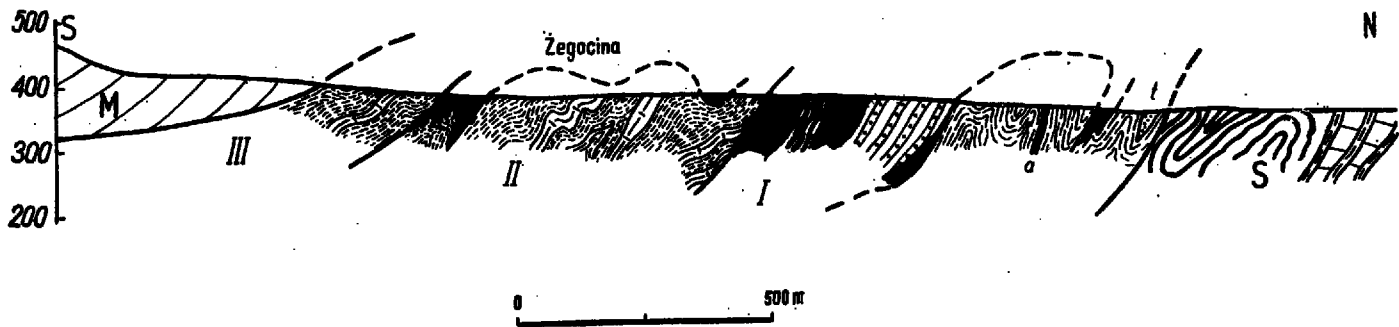


Fig. 2

Profil Potoku Żegocińskiego

Objaśnienia jak na tabl. II

Section of Żegocina stream

Legend as in table II

i należą do barremu. Nie występują w nich jednak wkładki sydereytów. V. Uhlig określa te łupki krzemionkowe jako typowe łupki wierzowskie. Mielibyśmy wtedy normalne następstwo warstw neokomu śląskiego. W kierunku wschodnim zaznaczają się jednak w jego obrębie tektoniczne zaburzenia, ponieważ na osi morfologicznej wzgórza, na wschód od koty, bezpośrednio na kompleksie piaskowców grodziskich leżą czarne łupki krzemionkowe (tabl. I i tabl. II, przekrój III).

Dalej w górę potoku odsłaniają się poniżej mostu, przez który przechodzi droga z lewego na prawy brzeg, typowe łupki cieszyńskie z gęsto ułożonymi wkładkami piaskowców strzałkowych. Ławice piaskowców posiadają wyraźną skorupową oddzielność występującą w dolnej części ławic, co w braku hieroglifów wskazuje na odwrócony układ warstw, stromo zapadających ku południowi.

Powyżej mostu potok przecina utwory serii podśląskiej. Odsłaniają się tutaj przede wszystkim szaro-zielonawe margle z odcieniem brudno-zielonawym, łupiące się w grube płytki. Niekiedy margle te posiadają na przełomie cienkie smugi i plamki czarne. Margle ciągną się na dosyć znacznej przestrzeni. Mniej więcej w połowie tych wystąpień widać górne łupki cieszyńskie, intensywnie sfałdowane, o odwróconych hieroglifach. Z margli szaro-zielonawych pochodzi mikrofauna złożona z gatunków aglutynujących i wskazująca ogólnie na najwyższą kredę.

Do szaro-zielonawych margli przylegają od południa białe, krzemionkowe margle. Zawartość krzemionki w tych marglach jest znaczna, a w niektórych ławicach występują smugi, soczewki lub gniazda ciemnych rogowców. Margle krzemionkowe tworzą kompleks grubości około 20 m. Zapadają one bardzo stromo ku południowi.

W lewym brzegu potoku bezpośrednio do margli białych przylegają od południa łupki trawiasto-zielone. Z łupków tych pobrano kilka próbek do badań mikrofaunistycznych. We wszystkich próbkach fauna jest bardzo zniszczona i uboga nie dająca się bliżej oznaczyć. Są to formy wapienne, takie jak *Globorotalia* sp. i *Eponides* sp., nie pozwalające w ogóle na ustalenie wieku. Jedna próbka zawierała (wg mgr J. Syniewskiej) *Rhabdammina abyssorum* M.O. Sars, *Clavulina* sp. i *Globotruncana* sp. Na tej podstawie można łupkom zielonym przypisać tylko ogólnie wiek kredowy.

Łupki zielone tworzą tu wkładkę 1-1,3 m. Do nich przylegają czarne łupki krzemionkowe również podobnej miąższości. Nie dały one żadnej fauny i stąd ani o wieku, ani o przynależności do tej czy innej serii powiedzieć nie można. Litologicznie najbardziej zbliżają się do łupków wierzowskich lub lgockich i mogą tworzyć zafałdowany strzép płaszczowiny śląskiej. Nie można jednak zupełnie wyłączyć ich przynależności do serii

podśląskiej. Występują one w paru punktach w sytuacji bardzo niejasnej wśród utworów tej serii.

Natomiast na prawym brzegu występują margle czarne, grubo łupiące się, o białych nalotach na powierzchni. Pod względem litologicznym są bardzo podobne do takichże margli występujących wśród margli żegocińskich w Pluskawce. Mikrofauny nie znaleziono w nich. Sądzę, że wiążą się one z serią białych margli. Natomiast zielone oraz czarne krzemionkowe łupki musiały ulec na osi potoku tektonicznemu wyciśnięciu.

Po pewnej przerwie w odsłonięciach powtarza się znowu seria margli pstrych w tym samym porządku. Idąc w górę potoku widać najpierw margle zielonawo-szare, następnie wkładkę około 2 m margli czarnych i wreszcie znowu margle żegocińskie z rogowcami. W obrębie tych ostatnich widoczne są intensywne wtórne przefaldowania, szczególnie dobrze uwydatniające się w samym dnie potoku poniżej kaskady.

Dalej w górę potoku widać już niewiele odsłoneń. W miejscu, gdzie potok tworzy zakole, po wschodniej stronie drogi widoczne są czerwone łupki margliste oraz łupki cieszyńskie. Po dość znacznej przerwie odsłaniają się w potoku już piaskowce serii magurskiej.

Równoległe do tego ostatniego odcinka potoku można śledzić na wschodnim zboczu doliny utwory pstrych serii podśląskiej oraz łupków cieszyńskich serii śląskiej. Te ostatnie ciągną się tu dwiema wąskimi smugami wśród pstrych margli górno-kredowych serii podśląskiej. Na zboczu zachodnim jest znacznie mniej odkrywek, lecz i tutaj obserwuje się w glebie czerwone łupki, nie zawsze zawierające węglan wapnia, co może wskazywać, że są one młodsze — eoceńskie. Łupki cieszyńskie spotyka się tu bardzo rzadko.

Profil Potoku Żegocińskiego należy uzupełnić obserwacjami poczynionymi na jego odcinku poniżej mostu, którym prowadzi droga do Bytomska. Dzisiaj potok ten rozcina tylko swoje aluwia oraz aluwia dopływu z Bytomska. Przed uregulowaniem potoku wcinał się on na tym odcinku, bezpośrednio poniżej mostu, w szare margle, a prawdopodobnie także w łupki cieszyńskie. Utwory te były tu ustawione stromo, prawie pionowo. Wśród nich istniał pakiet miocenijskich ilów silnie zapiaszczonych, zawierających faunę miocenijską. Były one sfałdowane zgodnie z utworami fliszowymi.

Około 200 m poniżej odsłaniają się czerwone i zielone łupki, bez mikrofauny. Zawierają one cienkie wkładki mułkowych piaskowców zielonych. Serię tę należy już zaliczyć do warstw godulskich antykliny Czehowa.

Podobnie jak w profilu Pluskawki także i w profilu Żegociny przyjmuje, że utwory neokomu stanowią resztki płaszczowiny śląskiej nasuniętej na jednostkę podśląską, głównie na utwory kredowe tej jednostki

i następnie wspólnie sfałdowane. Fakt, że wraz z utworami fliszowymi zostały sfałdowane także osady miocenijskie, świadczy, że ruchy fałdujące odbyły się po osadzeniu tych ostatnich. Problem miocenu w tej strefie omówiony zostanie oddzielnie.

Na wschód i zachód od Potoku Żegocińskiego spotykamy wydzielone ogniwa litologiczno-stratygraficzne w szeregu odsłoneń. Z serii podśląskiej najłatwiej prześledzić górno-kredowe margle pstry z wyraźnie w morfologii występującymi białymi marglami żegocińskimi. Ciągną się one dwiema, a nawet trzema smugami, wyraźnie fałdując się wraz z utworami dolnej kredy, która tu, jak i w całej strefie żegocińskiej, wypełnia zaklinowane i ściśnięte synkliny (tabl. I i tabl. II, przekrój III). Margli szarych poza potokami trudno odszukać w zwietrzelinie, zwłaszcza kiedy brak jest egzotyków, odgrywających rolę przewodnią. Część margli pstrych jest, być może, wieku paleocenijskiego lub eocenijskiego. Szczególnie utwory pstry zajmujące bardziej południowe części obszaru strefy żegocińskiej, a wykształcone jako łupki ilasto-margliste lub ilaste należą prawdopodobnie do trzeciorzędu.

Na wzgórzach położonych na wschód od doliny wyodrębnia się w pobliżu granicy nasunięcia płaszczowiny magurskiej wzgórek, zbudowany z czarnych łupków krzemionkowych. Wśród nich występują cienkie, kilkucentymetrowe wkładki jasnej skały typu gezwego. Ponieważ nie stwierdzono dotychczas wśród utworów dolnej kredy płaszczowiny śląskiej obecności gezwów, a utwory takie spotykane są w serii podśląskiej w północnej strefie, u czoła płaszczowiny śląskiej na arkuszu Bochnia, a także w innych obszarach, jak np. w rejonie Wadowic (Książkiewicz 1951), więc wystąpienie tych utworów skłonna jestem wiązać z tą jednostką, a ze względu na wykształcenie litologiczne odnieść do warstw lgockich.

Ogniwa stratygraficzne jednostki śląskiej odpowiadają przeważnie górnym łupkom cieszyńskim. Ponadto poziomem, który tutaj szczególnie się wybija, są piaskowce grodziskie. Odsłonięte w kamieniołomie nad potokiem mają swoje przedłużenie w kierunku wschodnim.

Mała dyslokacja poprzeczna o kierunku południkowym przebiega na wschód od szczytowego punktu wzgórza i przecina kompleks warstw grodziskich w poprzek, powodując nieznaczne zrzucenie części wschodniej w stosunku do zachodniej. W związku z tym zachowały się tu na wschód od uskoku warstwy lgockie leżące niezgodnie na serii grodziskiej (Tabl. II, prof. III).

W kierunku zachodnim warstwy grodziskie nie odsłaniają się na powierzchni. Są one pogrzebane pod aluwiami Potoku Żegocińskiego, lub zakryte grubą pokrywą zwietrzelinową. Poza tym prawdopodobnie wyklinowują się tektonicznie w tym kierunku. Piaskowce grodziskie wystę-



pują w drugim bardziej południowym płacie śląskim, tworząc wzgórze wznoszące się na południe od figury zbudowanej na skale andezytowej.

Najmłodszym poziomem dolnej kredy występującym w okolicy Żegociny są warstwy lgockie.

W opisywanym rejonie notujemy trzy punkty występowania skał andezytowych — w potoku, na wschodnim zboczu doliny, oraz wspomniany punkt z figurą na wzgórzach położonych na zachód od potoku (Skoczyła-Ciszewska 1956). W pobliżu tego punktu, w miejscu położonym bardziej na zachód była odsłonięta w czasie badań V. Uhliga (1883) skała o charakterze tufowym.

### *Profil Potoku Rajbrockiego*

Potok przepływający przez wieś Rajbrot jest źródłowym odcinkiem Uszwicy, dopływu Wisły. Zbiera on kilka dopływów z góry o nazwie Kobyła, zbudowanej z piaskowców magurskich.

Seria żegocińska odsłania się w potoku głównym około 400 m poniżej szkoły (tabl. I). Na tym odcinku przecina on serię żegocińską w poprzek. W pierwszych odkrywkach serii żegocińskiej odsłaniają się utwory nie spotykane w innych profilach. Ogólnym wyglądem przypominają warstwy typu inoceramowego. Są to piaskowce cienko-, rzadziej średnioławicowe. Ławice posiadają wyraźne ostre krawędzie lub oddzielność skorupową, występującą w górnej części ławic. Są one przelawicowe wkładkami szarych łupków marglistych. Piaskowce są na ogół średnioziarniste, glaukonitowe, bardzo zwięzłe dzięki obecności węgla wapnia w spoiwie. W piaskowcach występują okruchy węgla wielokrotnie większe niż ich ziarno. Dostępne obserwacji łupki margliste są silnie rozlasowane. Cała seria zapada ku południowi.

Poniżej mostu w odległości 25 m widać w prawym brzegu łupki pstre, zupełnie nie zawierające węgla wapnia, grubo łupiące się. Stoją one prawie pionowo. Mikrofauna wskazuje, według dr. S. Liszki, na najwyższą kredę — paleocen.

Nieco powyżej tej odkrywki odsłania się seria szarych margli. Ciągną się one na długiej przestrzeni. Potok tworzy w nich zakręt koło szkoły i przechodzi z kierunku południkowego w równoleżnikowy. Od zakrętu na przestrzeni około 500 m w górę potoku, widać tylko tę serię. Wśród margli także i tutaj występują porozrywane cienkie wkładki piaskowców strzałkowych, a od czasu do czasu egzotyki gnejsów. Cała seria jest silnie zmięta, ogólnie jednak zaznacza się w niej wąska i bardzo stromo ustawiona antyklina o osi biegnącej E-W, którą potok eroduje wzdłuż biegu.

Antyklina ta zanurza się pod serię margli pstrych, czerwonych,

zielonych i białych. W odkrywkach widać, że utwory te, a szczególnie margle białe, są bardzo silnie zmięte. Próbkę pobrane z czerwonych i zielonych margli dały dosyć typowe dla tych warstw zespoły (wg dr. J. Syniewskiej):

<i>Rhabdammina abyssorum</i> M.O. Sars	<i>Robulus gracilis</i> (Grzyb.)
<i>Saccamina placenta</i> (Grzyb.)	<i>R. münsteri</i> (Roemer)
<i>Dendrophrya robusta</i> Grzyb.	<i>Lenticulina gibba</i> (d'Orb.)
<i>D. excelsa</i> Grzyb.	<i>Palmula jarvisi</i> (Cushm.)
<i>Hormosina ovulum</i> (Grzyb.)	<i>Dentalina monile</i> v. Hag.
<i>Ammodiscus incertus</i> (d'Orb.)	<i>D. cf. inornata</i> d'Orb.
<i>Haplophragmoides cf. rugosa</i>	<i>Glandulina laevigata</i> d'Orb.
Cushm. & Wat.	<i>Gyroidina soldani</i> d'Orb.
<i>Cribrostomoides trinitatensis</i>	<i>G. cf. globulosa</i> (Hagenov)
Cushm. & Jarv.	<i>Stensiöina pommerana</i> Brotzen
<i>Flabellamina simplex</i> Rss	<i>Eponides subcandidulus</i> (Grzyb.)
<i>Pseudogaudryinella cf. capitosa</i>	<i>Parella velascoensis</i> (Cushm.)
Cushm.	<i>Parella</i> sp.
<i>Pseudoclavulina</i> sp.	<i>Pullenia sphaeroides</i> d'Orb.
<i>Arenobulimina presli</i> (Rss)	<i>Globotruncana arca</i> (Cushm.)
<i>Dorothia trochoides</i> (Marsson)	<i>G. tricarinata</i> Quereau
<i>Plectina watersi</i> Cushm.	Radiolarie kuliste i soczewkowate

Według określenia J. Syniewskiej zespół ten wskazuje na kampan — mastrycht.

Dalej w górę potoku widać na długości około 700 m odkrywki w czarnych łupkach ilasto-krzemionkowych warstw wierzowskich. W wielu punktach w potoku są nagromadzone duże bloki syderytów o ciemno-wiśniowej korze zwietrzelinowej. Mają one kształt płaskich bochenków o grubości do 35 cm, a średnicy niekiedy do 1,5 m. Te bloki syderytowe są częścią odłamanych i zsuniętych ławic syderytowych, które występują wśród czarnych łupków. Także i tutaj spotyka się margle tutkowe.

Cała ta silnie sfałdowana seria tworzy duży płat, rozciągający się przeważnie na południe od odkrywek w potoku.

Na północ od opisanych odsłoneń widać górne łupki cieszyńskie przefałdowane w skomplikowany sposób z marglami pstryimi i prawdopodobnie z marglami szarymi. O obecności tych ostatnich świadczy wielki, około trzymetrowy blok gnejsu biotytowego. Dalej w kierunku wschodnim widoczne są one w małym potoku spływającym z Rogożowej Góry.

Odkrywki w potoku głównym, powyżej warstw wierzowskich są bardzo rzadkie i nikłe. Odślaniają się w nich na przemian łupki cieszyń-

skie i warstwy wierzowskie płaszczowiny śląskiej, oraz szare i pstre margle jednostki podśląskiej.

Najdalej ku wschodowi wysunięte odkrywki omawianej strefy znajdujemy poza działem wód (p. 342 m). Na zboczach dolinki potoku stanowiącego już dopływ Dunajca ukazują się miejscami łupki wierzowskie i łupki cieszyńskie. Jeszcze dalej ku wschodowi spotykamy warstwy krośnieńskie.

Równoległe do doliny Potoku Rajbrockiego ciągnie się wzgórze z kotą 405 m, które morfologicznie stanowi zachodnie zakończenie Rogozowej Góry. W licznych drogach polnych, biegnących skośnie do osi wzgórze, odsłaniają się utwory serii podśląskiej. Widzimy tu margle żegocińskie w towarzystwie marglistych łupków pstrych wieku górno-kredowego, a prócz tego serię warstw, nie spotykaną w innych punktach, poza opisanym miejscem występowania w Potoku Rajbrockim poniżej szkoły. Są to te same piaskowce cienko- i średnioławicowe, glaukonitowe o wapnistym spoiwie. Łupki margliste szare tworzą wśród nich wkładki. Piaskowce na skutek zwietrzenia tracą częściowo węglan wapnia i zmieniają barwę z niebiesko-szarej na rdzawo-żółtą. Także i w tych piaskowcach występują często małe okruchy węgla.

Łupki tej serii zawierają mikrofaunę, która składa się z form aglutynujących i wapiennych, głównie bentonicznych:

*Hyperammia grzybowskii* Dyląg.

*Lenticulina velascoensis* Cushm.

*Dentalina* sp. (ułamki)

*Lagena globulosa* Ehrenberg

*Osangularia florealis* White

*Głobotruncana elevata stuartiformis* Dalbiec

Fauna ta, według dr. S. Liszki, wskazuje na wiek warstw górno-kredowy (kampan — mastrycht).

Ze względu na zaburzony układ warstw nasuwają się pewne wątpliwości, jaką pozycję stratygraficzną należy przypisać tym utworom. Ponieważ jednak seria margli pstrych zapada pod serię piaskowców glaukonitowych, więc prawdopodobnie odpowiadać one mogą najmłodszym poziomom górnej kredy. Mikrofauna wskazuje na dosyć szerokie granice wiekowe.

Jak wynika ze szczegółowego zdjęcia (tabl. I), seria piaskowców glaukonitowych wypełnia na południowych zboczach wspomnianego wzgórze małą formę synklinalną, zanurzającą się w kierunku wschodnim pod czapkę magurską. Te same piaskowce budują także i szczyt wzgórze. Zaznacza się w nich antyklinalne wygięcie o osi NE-SW i upadach skierowanych ku północy i ku południowi. Południowe skrzydło zapada tu niejako pod górno-kredowe margle pstre. Wydaje się więc, że wzdłuż tego

południowego skrzydła na granicy z serią margli pstrych musi przebiegać dyslokacja, zrzucająca część północną, antyklinalną.

Na południowych zboczach wzgórza 405 występują ponadto łupki pstre, czerwone i zielone, bardzo zwarte, nie zawierające zupełnie węgla wapnia (podobnie jak łupki pstre w potoku). Badania mikrofaunistyczne nie dały wyników. Uzyskano mało fauny bardzo zniszczonej i nieoznaczalnej. Ze względu na pewne podobieństwo do łupków pstrych w potoku, których wiek oznaczony został na paleocen-eocen, sądzę, że ten sam wiek można przypisać i tym łupkom. Miejsce, gdzie łupki pstre występują, skłania do zaliczenia ich do serii podśląskiej. W pobliżu, w kierunku wschodnim, występują również łupki pstre, które wiążą się z eocenem serii margskiej.

Innym obszarem interesującym ze względu na swoją budowę geologiczną jest wzgórze Kołacina. Północne zbocza tego wzgórza zbudowane są z margli szarych, które stanowią tu przedłużenie tych warstw odsłaniających się w potoku głównym. Są one drugorzędnie sfałdowane, lecz w całości zapadają pod pstre margle, wśród których rozwinięta jest duża soczewka białych margli żegocińskich. Te właśnie margle tworzą szczytowe partie wzgórza.

Szare margle, jak i wszędzie, zawierają wkładki piaskowców strzałkowych barwy szarej, oraz egzotyki gnejsowe. W szczytowej części wśród białych margli stwierdzono występowanie andezytu.

W kierunku zachodnim budowa geologiczna znacznie się komplikuje. Na powierzchni dominują dolno-kredowe utwory śląskie, spod których wąskimi smugami wyłaniają się margle i łupki pstre, oraz łupki menilitowe.

Dalej na zachód, w Bytomsku (tab. II, przekrój IV), można prześledzić na stosunkowo znacznej przestrzeni warstwy krośnieńskie serii podśląskiej. Można wśród nich wyróżnić piaskowce gruboławicowe, a także serie piaskowców cienkoławicowych z łupkami marglistymi w typowym wykształceniu.

## STRATYGRAFIA

### *Stratygrafia serii podśląskiej w strefie żegocińskiej*

#### *Kreda dolna — warstwy lgockie*

Na opisywanym obszarze strefy żegocińskiej występują warstwy, których przynależność wiekową trudno jest ustalić ze względu na brak fauny i następstwa stratygraficznego. Pewne cechy litologiczne skał mogłyby wskazywać na ich powiązania z warstwami lgockimi. Jedna z od-

krywek znajduje się w Kamionnej, gdzie między łupkami cieszyńskimi na północy, a odsłonięciami białych margli żegocińskich na południu małe nabrzmienie terenu zbudowane jest z piaskowców kwarcytowych, barwy ciemnoszarej, po zwietrzeniu zielonawych. Nie są to typowe piaskowce lgockie, lecz ich krzemionkowatość zbliża je najbardziej do tych warstw.

W przedłużeniu tych piaskowców w kierunku zachodnim pod białymi marglami sypały swego czasu czarne łupki, twarde, nieco krzemionkowe, które zbliżały się do typu łupków wierzowsko-lgockich. Również nie jest jasne, czy warstwy te stanowią człon serii podśląskiej, czy też należałoby je wiązać z kredą serii śląskiej.

Drugim miejscem występowania warstw prawdopodobnie lgockich jest opisany już punkt w Żegocinie. Są to czarne łupki krzemionkowe, rozpadające się na drobne drzazgi, oraz wkładki cienkie jasnych utworów również krzemionkowych typu gezy. Występowanie tych warstw jest również oderwane od jakiegoś konsekwentnego następstwa warstw, jak i poprzednio opisane. W pobliżu nich odsłaniają się margle żegocińskie i margle pstre, ale również górne łupki cieszyńskie.

Jeżeli słuszne jest przydzielenie ich do poziomu warstw lgockich, stanowiłyby one najstarszy poziom stratygraficzny zespołu warstw tworzącego w strefie żegocińskiej jednostkę podśląską.

### *Kreda górna*

Na badanym obszarze strefy żegocińskiej kreda górna jest wykształcona w trzech odmiennych facjach. Różnice między rodzajem wykształcenia tych utworów zaznaczają się zarówno w typie litologicznym, jak i w charakterze zespołów mikrofaunistycznych. Wyróżniam więc tutaj serię, którą określam jako *margle szare z egzotykami* oraz *margle pstre*. Za trzecią odmianę facjalną uważam warstwy górno-kredowe o dominującej przewadze utworów klastycznych, w obrębie której wyróżniam serię piaskowców glaukonitowych i szarych łupków marglistych pod nazwą *piaskowców glaukonitowych z Rajbrotu*, oraz równowiekową serię *piaskowców i zlepieńców z Rybia*. Ten ostatni typ facjalny ma sprecyzowaną pozycję w profilu, gdyż powiązany jest ze stropem margli pstrych. Mikrofauna wskazuje wprawdzie jedynie ogólnie na kredę górną, lecz pozycja w profilu jest zupełnie jasna.

Natomiast nie można z całą pewnością określić wzajemnego stosunku wiekowego margli szarych i margli pstrych w tej bardzo zaburzonej tektonicznie strefie. Granice wiekowe uzyskane na podstawie mikrofauny dla tych górno-kredowych utworów wskazują na górny kampan — mastrycht. Natomiast zespoły mikrofaunistyczne różnią się zasadniczo cechami ekologicznymi wskazując na różne warunki środowiska sedymentacji. Na ogół

zespoły te są dosyć bogate, zdarzają się jednak i zespoły uboższe, na podstawie których można jedynie ustalić ogólnie wiek jako górny senon.

Zachodzi pytanie, czy margle szare i margle pstre stanowią osady równowiekowe, które osadzały się obok siebie w różnych strefach basenu sedymentacyjnego i dlatego charakteryzują się różnymi zespołami mikrofaunistycznymi, czy też w obrębie okresu górny kampan — mastrycht jedna z tych facji jest osadem starszym a druga młodszym, wskazując na zmiany warunków sedymentacji w tej samej strefie basenu. Na podstawie niewystarczających danych i przy tak skomplikowanej budowie geologicznej strefy żegocińskiej wydaje się koniecznym przyjęcie alternatywnych możliwości wzajemnego stosunku obu facji.

Szczegółowa charakterystyka szarych i pstrych margli została podana przy opisie odkrywek w profilach potoku, a tutaj podany będzie ogólny opis tych utworów.

*Margle szare z egzotykami.* — Margle szare przedstawiają zasadniczo typ skały, która powinna być określona jako szare łupki margliste. Niekiedy zawierają one domieszkę pyłu kwarcowego i liczne blaszki muskowitu. Barwa tych margli jest szara, na sucho z wyraźnym odcieniem niebieskawym, na mokro ciemnoszara, czarno-szara. Sposób łupania się tych margli jest różny, albo rozpadają się na grube odłamy, to znowu łupią się kostkowo, a często rozszypują się na drzazgi.

Wśród margli szarych występują cienkie wkładki piaskowców drobnoziarnistych, wapnistych, często strzałkowych. Rzadziej zdarzają się piaskowce o ziarnie grubszym, średnio- lub gruboziarniste, jasne o spoiwie kalcytowo-krzemionkowym. Wyjątkowo (Pluskawka) występują piaskowce drobnoziarniste z domieszką grubych otoczków kwarców do 2 cm średnicy i otoczków skał. Piaskowce te występują w oddzielnych ławicach wśród margli lub tworzą zespoły złożone z kilku ławic, jedna oddzielona od drugiej marglami. Oprócz wkładek piaskowcowych występują w tej serii pojedyncze wkładki syderytów dolomitycznych o grubości do 0,5 m. Cała seria jest marglista, a piaskowce występują zupełnie podrzędnie.

Badane pod mikroskopem piaskowce te składają się z ziaren kwarcu o wymiarach 0,10-0,25 mm lub 0,7-0,8 mm z rzadko zozrzuconymi ziarnami grubszymi, czasem powyżej 1,0 mm. Ziarna kwarcu wykazują proste albo faliste, znaczenie rzadziej mozaikowe znikanie światła. Na ziarnach kwarcu, które przy tej frakcji są przeważnie ostrokrawędziste, widoczny jest proces korozji. Zjawisko to występuje we wszystkich badanych piaskowcach z tym jednak, że ziarna skorodowane w jednych występują rzadziej, a w innych są liczne.

Oprócz kwarcu spotyka się także ziarna skaleni w niedużej i zmiennej ilości, zwykle w dobrym stanie zachowane. Rzadko występują lysz-

czyki (głównie muskowitz) oraz cyrkon i turmalin. Wśród okruchów skał zachowane są przede wszystkim skały krzemionkowe (chalcedonowe i chalcedonowo-opalowe), a poza tym okruchy wapieni pelitycznych i pojedyncze ziarna granitu. Stosunki ilościowe tych okruchów skał są zmienne, różne w różnych ławicach. Często występuje w tych piaskowcach glaukonit. Tworzy on ziarna kuliste lub eliptyczne, jest zawsze świeży, o barwie trawia-  
stej i agregatowej polaryzacji.

We wszystkich badanych piaskowcach stwierdzono występowanie szczątków organicznych. Są to ułamki mszywiolów oraz skorup małżów. W jednych piaskowcach występują licznie, a w innych widoczne są w pojedynczych ułamkach; natomiast zawsze spotyka się doskonale zachowane skorupki otwornic zbudowane z przekrystalizowanego węglanu wapnia. Często szczątki organiczne są wypełnione pirytem.

Piryt występuje w tych piaskowcach bardzo często. Jest on rozsiany w skale w postaci nieregularnych skupień, w formie kulistej, lub też w postaci charakterystycznych sześciątów. Piryt występuje także na powierzchniach ławic piaskowców, widoczny makroskopowo, gdzie tworzy jakby naskorupienia lub występuje w postaci sześciątów dochodzących do 0,5 cm wielkości.

Spoiwo piaskowców jest wapieniste o typie spoiwa podstawowego. Każda jednak ławica wykazuje pewne różnice w wykształceniu spoiwa. Najczęściej spotykane jest spoiwo drobnokrystaliczne, ziarniste. W niektórych piaskowcach występują w tym spoiwie miejscami skupienia chalcedonowe, o zazwyczaj nieprawidłowych kształtach. Zdarzają się piaskowce o spoiwie złożonym z grubokrystalicznego węglanu wapnia. Często jeden kryształ kalcytu obejmuje kilkanaście ziaren detrytycznych składników. Kryształy kalcytu mają nieprawidłowe kontury i są zorientowane w różnych kierunkach. Wyraźnie zaznaczają się prążki wielokrotnych zbliźniczeń, jak również spękania romboedrycznej łupliwości.

Mięszość poszczególnych ławic piaskowców waha się od 8 do 15 cm; znacznie rzadziej występują ławice grubsze około 25 cm.

Wśród serii margli szarych występują egzotyki złożone przede wszystkim z ciemnych gnejsów biotytowych oraz rzadko występujących otoczków ciemnych wapieni. Zwłaszcza gnejsy biotytowe są bardzo charakterystyczne dla tej serii. Bloki gnejsów są różnej wielkości, najczęściej spotykane mają wymiary od 40 do 70 cm, lecz są także bloki do 1,5 m średnicy. Jeden blok posiada średnicę 3 m. Cechą charakterystyczną tych egzotyków jest bardzo słaby stopień mechanicznego obrobienia. Występują one w blokach bardzo nieregularnych, o słabo tylko przytępionych narożach i krawędziach; często zachowały kształt nieregularnych płyt.

Egzotyki gnejsowe spotyka się najczęściej w potoku Pluskawka. Szczególnie w najbardziej północnym odsłonięciu margli szarych sypią się

stale gnejsy. Na przedłużeniu margli szarych w kierunku zachodnim został znaleziony luźno leżący blok granitu turmalinowego (K. Maślankiewicz, wiadomość ustna). Nie można wykluczyć, że mógłby on pochodzić również z poziomu margli szarych. Poza obszarem Pluskawki stwierdzono występowanie gnejsów w marglach w potoku Jeziernica, w wschodnim odgałęzieniu, a następnie w Rajbrocie. Gnejsy widoczne są wśród szarych margli w Potoku Rajbrockim, na pn.-zachodnich zboczach wzgórza „Kołacina” oraz przy drodze do Wojakowej (duży blok). Także w okolicy Bełdna spotyka się sporadyczne małe bloki gnejsów biotytowych, co pozwala wyznaczyć poziom margli szarych nie zaznaczających się niczym charakterystycznym w zwietrzelinie.

Wapienie występują bardzo rzadko. Spotkano kilka małych, prawie idealnie kulistych otoczaków w dolinie Pluskawki i jej dopływów, oraz w Rajbrocie. Wapienie są ciemne z odcieniem brunatnym, miejscami plamiste.

W kilku punktach w pobliżu odkrywek margli szarych lub na obszarze ich występowania znaleziono luźne otoczaki granitów, które najprawdopodobniej pochodzą również z tych warstw.

W Żegocinie i w potoku Pluskawka występują wśród margli szarych soczewki margli białych z odcieniem kremowym. Margle te przypominają do pewnego stopnia margle żegocińskie, zwłaszcza jasną barwą, nie zawierają jednak krzemionki. Trudno więc powiedzieć, czy obecność ich wśród margli szarych wskazuje na powiązania i przejścia margli szarych do margli pstrych i jeżeli tak jest, to czy są to przejścia w profilu pionowym, czy też poziomym.

Seria margli szarych jest bardzo silnie sfałdowana. Obserwuje się ponadto w poprzek uwarstwienia przebiegające szczeliny wypełnione kalcytem.

Jak widać z podanych list zespołów gatunków mikrofauny, posiadają one wszystkie wspólne i bardzo dla tego poziomu charakterystyczne cechy. Składają się one z gatunków prawie wyłącznie wapiennych i w ogromnej przewadze planktonicznych. Charakter zespołów utrzymuje się we wszystkich próbkach pobranych z tej serii. Jak to stwierdza J. Liszkowa (1956), ten sam rodzaj zespołów mikrofaunistycznych występuje w szarych marglach badanych z obszaru Wadowic. Porównując przebadane przez siebie zespoły mikrofaunistyczne z zespołami pochodzącymi z margli z Frydka podkreśliła ich zupełną zgodność. W. Nowak (1956) stwierdza występowanie margli szarych w rejonie Bielska i również uważa je za odpowiednik facjalny warstw frydeckich. Obszerniej zagadnienie podobieństwa wykształcenia litologicznego facji margli szarych i margli z Frydka omawia i podkreśla M. Książkiewicz (M. Książkiewicz, J. Liszkowa 1959). Ostatnio znajdujemy szczegółowy opis litofacjalny szarych margli z rejonu Bielska



w pracy J. Liszkowej i W. Nowaka (1960). Uderzające jest podobieństwo wykształcenia tej facji rejonu z Bielska i obszaru strefy żegocińskiej dochodzące niemal do szczegółów. Autorzy ze względu na wielokrotnie podnoszone analogie i stwierdzone podobieństwa w wykształceniu margli szarych i warstw z Frydka wprowadzają dla nich nazwę „szare margle typu frydeckiego”.

*Margle pstre.* — Facja kredowych margli pstrych jest w obszarze strefy żegocińskiej najczęściej spotykanym ogniwem stratygraficznym serii podśląskiej. Utwory tej facji tworzą wszelkie przejścia od typowych margli do łupków marglistych. Także pod względem barwy wykazują te utwory ogromną zmienność. Widzimy więc margle szare z odcieniem zielonym, margle czerwone i zielone, margle szare plamiste z czarnymi plamkami i smugami o urozmaiconym rysunku, wreszcie margle czarne.

*Margle żegocińskie.* Wśród tych wielu odmian margli, które znane są z innych punktów występowania górno-kredowej serii podśląskiej, występują w strefie żegocińskiej białe margle krzemionkowe, które stanowią dla tej strefy szczególnie charakterystyczny typ litologiczny i z tego względu zasługują, moim zdaniem, na odrębną nazwę margli żegocińskich. Margle te są twarde i zwarte, przeważnie krzemionkowe. Nagromadzenie krzemionki jest w niektórych ławicach tak znaczne, że tworzą się rogowcowe skupienia w postaci nieregularnych gniazd, małych płaskich soczewek lub nawet pasm kilkucentymetrowej grubości w środku ławicy. Margle białe są związane przejściami z marglami czerwonymi i zielonymi i dlatego te ostatnie bywają również mniej lub więcej krzemionkowe. Podobnie niektóre margle plamiste zawierają również krzemionkę.

Margle żegocińskie pod mikroskopem przedstawiają skałę zbudowaną z drobnopelitycznej masy ilasto-węglanowej w różnym stopniu przepojonej substancją chalcedonowo-opalową. W niektórych szlifach drobnokrystalicznych chalcedon tworzy cienkie smużki układające się równolegle. Czasem zachowane są spikule gąbek, częściej otwornice w różnej ilości, przeważnie przekrystalizowane. W niektórych próbkach margli brak ich prawie zupełnie, w innych rozrzucone są rzadko w polu widzenia, a jeszcze w innych nagromadzone są w pasemkach, podkreślających równoległą teksturę skały. Tę równoległą budowę znaczą również rzadkie blaszki muskowitu, spikule gąbek, a w niektórych marglach także drobne skupienia związków żelaza, głównie pirytu. Obserwuje się ponadto chaotycznie i rzadko rozrzucone ziarna kwarcu o frakcji pyłowej oraz ziarna świeżego glaukonitu.

Margle żegocińskie tworzą ławice od 8 do 20 cm grubości. Z reguły są bardzo spękane, a szczeliny wypełnione kalcytem. Żyły i żyłki przebiegają na ogół poprzecznie do uwarstwienia. Miąższość margli żegociń-

skich trudno określić, ponieważ są one zazwyczaj bardzo sfałdowane; maksymalnie dochodzi ona do 30 m.

Te różnorodne odmiany margli i łupków marglistych przeplatają się nawzajem i przechodzą w siebie nie tylko w profilu pionowym, ale także lateralnie. Kolejne następstwo wymienionych odmian litologicznych w profilu pionowym jest trudne do ustalenia, ponieważ nie spotykamy normalnego układu tych warstw i pełnej ich serii. W dwóch profilach, w Pluskawce i Potoku Żegocińskim wydaje się, że w spagowej części tej serii rozwinięte są przede wszystkim margle szaro-zielone, a w ich stropie białe margle żegocińskie. W obydwóch profilach margle pstre występują w bardzo znikomej ilości. Częściowo jest to wynikiem tektonicznej redukcji tych warstw zwykle silnie sfałdowanych, lecz równocześnie — być może — margle żegocińskie rozwijają się kosztem margli pstrych i zwłaszcza tam, gdzie soczewki ich są bardziej mięzsze, mogą je wypierać prawie zupełnie.

W innych profilach, jak np. w Rybiu, w potoczku przy moście, nad marglami żegocińskimi, które stanowią przedłużenie margli opisanych w profilu Pluskawki poniżej Czarnego Błota i których miąższość spada tutaj do kilku zaledwie metrów, wykształcone są margle szaro-zielonawe i pstre.

W Pluskawce widzimy przejście margli pstrych w piaskowce i zlepińce z Rybia. Na północnych zboczach Jaszczurówki te powiązania znaczą się już w samych marglach żegocińskich, w których pojawiają się smugi kilka milimetrów grubości różnobarwnego materiału klastycznego. Tutaj więc stropową część facji pstrych margli tworzą margle żegocińskie.

W innych punktach występowania tych utworów margle białe są związane z marglami pstrymi, które występują w ich spagu i stropie.

Wśród margli białych występują także margle czarne, miejscami nieco krzemionkowe, tworząc różnej grubości wkładki. Za wkładkę taką o charakterze soczewkowatym należy uważać czarne łupki z egzotykami, opisane poniżej.

*Czarne łupki z egzotykami.* Odsłaniają się one, jak już podano w szczegółowym opisie w potoku Pluskawki, powyżej margli szarych z egzotykami, a poniżej serii margli pstrych, tutaj głównie białych margli żegocińskich. Nie obserwowano ich w żadnym innym profilu na badanym terenie. Odsłaniają się one na długości około 25 m, co równa się mniej więcej miąższości tego utworu, ponieważ warstwy stoją prawie pionowo.

Są to czarne, margliste łupki, które bieleją pod wpływem wietrzenia. Przepelnione są egzotykami różnej wielkości od 5 cm do 1 m średnicy, przy czym najczęściej spotykane bloki mają średnicę 10-20 cm. Egzotyki

są przeważnie tak gęsto upakowane, że łupki wypełniają niewielkie pory pomiędzy nimi.

Rysem charakterystycznym tych osadów jest przede wszystkim doskonały stopień obtoczenia wszystkich bloków egzotycznych, następnie fakt, że składają się one wyłącznie ze skał osadowych. Makroskopowo rozpoznano wśród nich najczęściej występujące jasne piaskowce kwarcytowe, następnie wapienie ciemne zbite (dewon?), w mniejszej ilości margle syderytyczne bez rdzawej kory wietrzelinowej.

V. Uhlig (1883) podaje, że wśród tych skał egzotycznych znalazł także bloki gnejsów. Mimo dokładnych poszukiwań nie znalazłam żadnego okruchu takiej skały, lecz — być może — zdarzają się one tutaj sporadycznie.

Wśród tych łupków występuje andezyt w odmianie związanej i odmianie zbliżonej do skały tufogenicznej.

Czarne łupki z egzotykami stanowią zupełnie lokalny utwór rzucający światło na paleogeograficzne warunki basenu sedymentacyjnego, lecz nie tworzą wobec odosobnionego występowania żadnego poziomu przewodniego.

Na ogół zespoły mikrofauny z margli pstrych są raczej ubogie i nie zawsze pozwalają na ściślejsze sprecyzowanie wieku warstw. Wszystkie one zawierają formy aglutynujące i wapienne bentoniczne, z małą ilością gatunków planktonicznych. Charakterem swoim, według mgr J. Liszkowej, odpowiadają zupełnie zespołom faun spotykanym w marglach z Węglówki i z innych punktów występowania kredy górnej w pstrzej, marglistej facji.

Ubogie zespoły mikrofauny określają wiek jedynie ogólnie jako kredę górną; natomiast zespoły bogatsze precyzują okres czasu, w którym tworzyły się te osady na kampan — mastrycht. Część marglistych łupków pstrych zawiera mikrofaunę młodszą, paleocenią.

W strefie żegocińskiej występują zatem już dwie różne facje wieku górno-kredowego, odpowiadające piętom od kampanu do mastrychtu. Różnice występują zarówno w litologicznym wykształceniu warstw, jak i w zespołach mikrofaunistycznych. Margle szare odpowiadają wiekowo i facjalnie warstwom z Frydka, margle pstre marglom pстрыm z Węglówki. Z literatury wynika, że obie te facje występują równocześnie obok siebie w różnych obszarach basenu sedymentacyjnego. M. Książkiewicz i J. Liszkowa (1959) stwierdzają w okolicy Golezowa przejście lateralne jednej facji w drugą. Według J. Liszkowej i W. Nowaka (1960) górno-kredowe szare margle (typu frydeckiego) zajmowały w basenie sedymentacyjnym strefę bardziej północną w stosunku do strefy położonej na południu, gdzie tworzyła się facja pstra (węglowiecka).

W strefie żegocińskiej w tym stanie badań nie posiadamy wiele danych, aby zagadnienie stosunku obu tych facji rozstrzygnąć i wyjaśnić.

w całości. Warstwy te są bardzo silnie zaburzone i fałdując się wzajemnie, częściowo uległy wytarciu i redukcji tektonicznej i wskutek tego brak jest ich pełnego, normalnego następstwa. Dlatego jestem zmuszona oprzeć się na kilku odcinkach profilów, gdzie wydaje się, że istnieją podstawy do przyjęcia normalnej sukcesji wiekowej tych utworów. Obserwujemy to w Pluskawce, gdzie szare margle z egzotykami gnejsowymi zapadają pod utwory pstrych margli, a te z kolei pod serię piaskowców i zlepieńców z Rybia. Drugim punktem jest profil wzgórza Kołacina w Rajbrocie, gdzie również margle szare zapadają pod margle pstre i żegocińskie. Wreszcie w potoku w Rajbrocie oś siodła w marglach szarych zanurza się ku wschodowi pod silnie sfałdowane margle pstre i razem z nimi pod płat warstw wierzowskich.

We wszystkich tych przypadkach margle szare zajmują spagowe położenie w stosunku do margli pstrych. Mikrofauna, jakkolwiek bardzo pomocna, jeszcze dzisiaj nie pozwala na przeprowadzenie subtelniejszych wydzieleni stratygraficznych. Nie wyłącza ona jednak możliwości przyjęcia nadległości stratygraficznej omawianych facji właśnie w okresie między kampanem a mastrychtem. W tej części basenu sedymentacyjnego, w którym tworzyły się utwory podśląskie strefy żegocińskiej, obie facje zastępowały się w profilu pionowym. Wskazuje to na wyjątkową pozycję strefy żegocińskiej.

Rozważania powyższe skłoniły mnie zatem do przyjęcia obydwóch facji górno-kredowych nie jako utworów równowiekowych, lecz powstałych kolejno po sobie w czasie od kampanu do mastrychtu, przy czym margle szare stanowią utwory starsze, a margle pstre — młodsze.

W niektórych obszarach strefy żegocińskiej (Rajbrot) wyżej, lecz jeszcze w mastrychcie powstaje nowa facja, w której charakterystycznym składnikiem litologicznym są piaskowce glaukonitowe.

*Piaskowce glaukonitowe z Rajbrotu.* — Nazwa piaskowców glaukonitowych obejmuje serię warstw rozwiniętych w Rajbrocie, która charakteryzuje się występowaniem piaskowców glaukonitowych cienko- i średnioławicowych, przeławiconych łupkami marglistymi barwy szarej.

Piaskowce są średnio- i drobnoziarniste, zwięzłe, wapniste. Na świeżym przełamie mają one barwę niebieskawą, lecz pod wpływem wietrzenia zmieniają barwę na żółto-rdzawą, tracąc częściowo węglan wapnia.

Pod mikroskopem widoczne są ziarna kwarcu ostrokrawędziste i średnio obtoczone, o prostym i falistym, a także mozaikowym znikaniu światła. Jedne piaskowce są lepiej, inne gorzej wysortowane. Najczęściej średnice ziarn wynoszą 0,2-0,3 mm, lecz w niektórych piaskowcach występują także ziarna o 0,6 mm średnicy.

Oprócz kwarcu widoczne są rzadko ziarna skaleni, na których obser-

wuję się proces absorpcji przez węglanowe spoiwo tak, że niekiedy zachowały się jedynie ich zarysy szkieletowe.

Łyszczyki, a zwłaszcza muskowitz, który występuje na powierzchniach oddzielności warstwowej dosyć często, wyjątkowo widoczne są w szlifach w nieco większej ilości. Biotyt jest zazwyczaj już objęty procesami wietrzenia.

We wszystkich piaskowcach występuje glaukonit w dużej lecz zmiennej ilości. Glaukonit jest z reguły świeży o żywych trawlistych barwach, w postaci owalnych lub okrągłych ziarn i agregatowej budowie.

Z okruchów skał nie zachowało się wiele odmian przy tej frakcji piaskowców. Są to łupki kwarcytowe lub chlorytowe w pojedynczych okazach. Jedna z badanych próbek zawierała nieco więcej okruchów skał takich jak kwarcyty, łupki serycytowe, łyszczykowe, krzemionkowe, a także granity. Podkreślić należy, że w piaskowcach tych spotyka się często okruchy węgla kamiennego w nieobtoczonych ułamkach, wielokrotnie większych niż ziarno piaskowca.

Spoiwo piaskowców jest węglanowe, przekrystalizowane, a w niektórych piaskowcach jest zanieczyszczone substancją ilastą. Przeważnie ma ono charakter spoiwa podstawowego, wyjątkowo i tylko miejscami — spoiwa porowego. Piaskowce zwietrzałe nie posiadają spoiwa węglanowego, lecz bardzo skąpe spoiwo ilasto-żelaziste.

Łupki przedzielające opisane piaskowce zawierają mikrofaunę o innych cechach zespołu niż fauna margli szarych, do których są pod względem wykształcenia podobne. Jest to fauna mieszana, złożona z form aglutynujących i wapiennych bentonicznych i planktonicznych, która jednak pozwala określić wiek tych utworów na kampan — mastrycht.

Pozycja tej serii w profilu stratygraficznym w stosunku do innych facji górnej kredy wynika ze zdjęcia geologicznego wzgórza z kotą 405. Utwory te leżą w stropie margli pstrych, głównie czerwonych, wśród których rozwinięte są białe margle żegocińskie. Piaskowce glaukonitowe wypełniają tutaj małą formę synklinalną o osi wychodzącej w powietrze w kierunku zachodnim.

Niestety, w Potoku Rajbrockim poniżej kościoła mimo dobrych odsłoneń nie widać kontaktu serii piaskowców glaukonitowych z facją pstrych margli, ani z facją margli szarych. Z ogólnej budowy wynika, że przebiega tędy dyslokacja podłużna, która w profilu potoku powoduje kontakt łupków pstrych eoceńskich znajdujących się w stropie piaskowców glaukonitowych i margli szarych. Wzdłuż tej dyslokacji południowa partia została nieco dźwignięta w stosunku do partii północnej.

Opisana powyżej seria jest w obrębie jednostki podśląskiej odosobniona. Znajduje ona pewne odpowiedniki w serii piaskowców z Rybia.

Na obszarze arkusza Wadowice opisuje M. Książkiewicz (1951b)

piaskowce bryozoowo-litotamniowe z Szydłowca, które wiekowo są równoczesne z serią z Rajbrotu. Wspólny dla obu serii jest również ogólnie zbliżony inoceramowy habitus oraz obecność okruchów węgla, lecz brak jest w piaskowcach z Rajbrotu szczątków organicznych tak charakterystycznych dla piaskowców z Szydłowca, a na odwrót — tam obecność glaukonitu nie jest tak charakterystyczna jak w naszej serii. Jakkolwiek więc wiekowo mogą piaskowce glaukonitowe z Rajbrotu stanowić odpowiednik piaskowców z Szydłowca, to pod względem litologicznym przedstawiają odmianę nieco różną, co może być związane z lokalnymi warunkami sedymentacji.

Przypuszczać więc można, że w mastrychcie we wschodniej części omawianej strefy żegocińskiej w stropie serii pstrych margli tworzyły się osady wyraźnie fliszowego charakteru o wykształceniu litologicznym zbliżonym do wykształcenia warstw inoceramowych.

*Piaskowce i zlepieńce z Rybia.* — Piaskowce i zlepieńce z Rybia tworzą dużą soczewkę szybko wyklinowującą się w kierunku wschodnim. Kompleks ten wykształcony jest jako piaskowce i zlepieńce przeławiczone wkładkami szarych łupków marglistych. Piaskowce są grubo-, średnio- i cienkoławicowe. W kierunku zachodnim, w stronę największej miąższości soczewki, niektóre ławice piaskowców przybierają wygląd piaskowców bryłowych. Piaskowce cienkoławicowe, wraz z łupkami marglistymi, zbliżają się swym wykształceniem do warstw inoceramowych.

Piaskowce występujące w tym kompleksie warstw są niezwykle silnie zróżnicowane. Przede wszystkim różnice rzucają się w oczy, jeśli chodzi o wielkość ziarna. Spotykamy tu wszystkie odmiany — od najdrobniej ziarnistych piaskowców do zlepieńców o różnej wielkości ziarna. Skrajnie gruboziarniste zlepieńce występujące na pn.-zachodnich zboczach Księżej Góry składają się z otoczków osiągających średnicę 10 cm.

Skład mineralny piaskowców i zlepieńców jest również bardzo urozmaicony. Z tego powodu będą one przedmiotem osobnego opracowania. Tutaj ograniczę się jedynie do ogólnikowego scharakteryzowania piaskowców. Podstawowym składnikiem detrytycznym jest we wszystkich odmianach kwarc. Już gołym okiem można wyróżnić ziarna kwarcu bezbarwne i różowe, rzadziej spotyka się kwarc mleczny. Im ziarno grubsze, tym lepiej jest obtoczone. W piaskowcach o frakcjach około 0,25 mm przeważają ziarna ostrokrawędziste lub średnio obtoczone.

Na ogół ziarna kwarcu są izometryczne. W niektórych jednak piaskowcach obserwuje się także ziarna o wyraźnie wydłużonym kształcie. Część ziaren wykazuje zniszczenia korozyjne. W ziarnach kwarcu widoczne jest proste i faliste, rzadziej mozaikowe znikanie światła. Niektóre piaskowce posiadają w wyraźnej przewodzie kwarc o prostym znikaniu światła.

Skalenie spotyka się w piaskowcach z Rybia na ogół rzadko; zwłaszcza w odmianach drobnoziarnistych występują one zupełnie sporadycznie. Przeważają skalenie potasowe — ortoklaz, mikroklin, mikropertyt ortoklazowy i mikroklinowy oraz pertyt ortoklazowy. Natomiast plagioklaz obserwuje się wyjątkowo. Większość skaleni ulega procesowi resorpcji przez spoiwo węglanowe, które niekiedy tak silnie przepaja ziarno skalenia, że zachowują się jedynie jego zarysy szkieletowe. Zdarzają się jednak także piaskowce, w których skalenie są zupełnie świeże.

Z innych składników zauważyć można rzadkie blaszki biotyту, zawsze częściowo zwietrzałego, jeszcze rzadziej blaszki muskowitu. Natomiast często występuje w tych piaskowcach glaukonit. Ziarna glaukonitu, owalne albo okrągłe, są zawsze świeże o trawiastej barwie. W jednych piaskowcach znajduje się on w ilościach mniejszych, w innych zaś jest bardzo liczny; zwłaszcza w piaskowcach cienkoławicowych drobnoziarnistych jest dużo glaukonitu. Stają się one wtedy podobne do piaskowców glaukonitowych z Rajbrotu. Na ogół resztki organiczne są w piaskowcach z Rybia raczej rzadkie. W niektórych tylko piaskowcach widać większe ilości otwornic, a także ułamki mszywiolów i pojedyncze kolce jeżowców.

Natomiast bardzo urozmaicony jest skład okruchów skał, zwłaszcza w piaskowcach o grubszym ziarnie. Skład ten zmienia się zależnie od liczebnej przewagi tych czy innych odmian skał. Najczęściej w niektórych piaskowcach w znacznych ilościach występują łupki krystaliczne. Są to łupki serycytowo-kwarcowe, kwarcytowe, łyszczykowe i chlorytowe. Ponadto stosunkowo często występują skały krzemionkowe (chalcedony) oraz dobrze obtoczone okruchy wapieni, lecz nie we wszystkich piaskowcach. W piaskowcach gruboziarnistych, a szczególnie zlepieńcach skład jest nieco inny. Często bywają wapienie pelityczne, przeważnie przekryształizowane w dużych stosunkowo okruchach, oraz stosunkowo rzadziej — wapienie drobnodetrytyczne. Wśród egzotyków dosyć częste są również okruchy granitów, granodiorytów, liczne są okruchy applitów zabarwione żywo tlenkami żelaza (często zresorbowane przez spoiwo), gnejsów i gnejsów oczkowych łupków kwarcowo-muskowitowych, a także skał kwarcowo-skaleniowo-chlorytowych (zwietrzałe granity?). Spotyka się wreszcie w niektórych piaskowcach pojedyncze okruchy skały wylewnej, prawdopodobnie andezytu. Można wśród nich wyróżnić odmianę o drobnokrystalicznym cieście skalnym i dosyć dużych prakryształach oraz odmianę drugą — o izotropowym cieście skalnym i małych silnie wydłużonych fenokryształach, podkreślających teksturę fluidalną. W niektórych okruchach można zoobserwować kryształy świeżego amfibolu. Część okruchów andezytów wykazuje ślady resorpcji przez spoiwo węglanowe.

Dalsze zróżnicowanie opisywanych piaskowców zaznacza się w spo-

iwie. Zasadniczo spoiwo większości odmian piaskowców jest wapniste, najczęściej przekrystalizowane. W niektórych piaskowcach jest ono grubokrystaliczne tak, że jedno ziarno obejmuje kilka ziarn detrytycznych, w innych jest pelityczne i tylko lekko przekrystalizowane. Ten ostatni rodzaj spoiwa występuje zwłaszcza w piaskowcach drobnoziarnistych i cienkoławicowych, które są szczególnie bogate w spoiwo. Niekiedy spoiwo wapniste jest zanieczyszczone pyłem kwarcowo-iłastym, lub samą substancją ilastą, która miejscami przeważa nad masą węglanową. W piaskowcach gruboziarnistych zdarza się spoiwo bardziej skąpe i poza węglanem wapnia widać tu pył kwarcowy, substancję ilastą i rozartą miazgę chlorytową.

Na ogół spoiwo piaskowców z Rybia jest spoiwem podstawowym, a miejscami zaznacza się odmiana porowa lub porowo-kontaktowa. Niekiedy obserwuje się zrost ziarn kwarcu przy pomocy obwódek regeneracyjnych, kiedy indziej znowu stykają się te ziarna bezpośrednio.

W wielu piaskowcach obtoczone ziarna kwarcu i okruchów skał są spękane w różnych kierunkach, a szczelinki są wypełnione kalcytem spoiwa:

Jak ze zdjęcia geologicznego wynika, piaskowce i zlepieńce z Rybia tworzą dużą soczewkę, która wyklinowuje się w kierunku wschodnim, natomiast w kierunku zachodnim nabrzmiewa, uzyskując miąższość przy granicy arkusza około 650 m. W tym też kierunku cienieją lub zanikają wkładki łupków marglistych widocznych w Pluskawce na rzecz ławic piaskowców. Jedynie na południowych zboczach Jaszczurówki występują piaskowce cienko- i średnioławicowe, przeławiczone wkładkami łupków marglistych. Warstwy te widać również w potoku.

Ta część utworów z Rybia jest bardzo podobna do serii piaskowców glaukonitowych z Rajbrotu. Podobnie jak piaskowce z Rajbrotu mają one habitus warstw inoceramowych. Obecność okruchów węgla w jednych i drugich podkreśla również to podobieństwo.

Księża Góra zbudowana jest również z piaskowców średnioławicowych i średnioziarnistych z glaukonitem, nie odbiegających swym wykształceniem od piaskowców Jaszczurówki.

Piaskowce te spotykane na obu wzgórzach pod wpływem wietrzenia upodabniają się bardzo do piaskowców magurskich i jako takie zostały opisane przez V. Uhliga (1883).

Na pn.-zachodnich stokach Księżej Góry występuje soczewa grubych otoczków o średnicy do 12 cm, złożonych z ciemnoczerwonych, arkozyowych zlepieńców, mniejszych okruchów ciemnoróżowych applitów oraz wapieni sztramberskich. Występują tu również sporadycznie okruchy łupków metamorficznych.

W obrębie piaskowców i zlepieńców z Rybia zanotowano pięć



punktów występowania skał zwanych andezytami (Skoczylas-Ciszewska 1956) — jeden na szczycie Jaszczurówki, a cztery na Księżej Górze. Widać je wyłącznie w rumoszu. Rozrzut okruchów wskazuje, że wielkość ich występowania jest zbliżona do skałek andezytowych spotykanych w potokach. Można by więc przyjąć, że stanowią podobnie jak tamte wystąpienia *in situ*, co wydaje się zupełnie prawdopodobne. Obecność drobnych okruchów podobnych skał w zlepieńcach i piaskowcach jako detrytu na drugorzędym złożu, nie może stanowić argumentu wykluczającego przyjęcie powyższej koncepcji. Okruchy te bowiem mogą pochodzić ze skał andezytowych powstałych w czasie jakiejś wcześniejszej erupcji, która miała miejsce na lądzie, na obszarze, skąd pochodzi materiał okruchowy serii z Rybia.

Kształt wyraźnej soczewy, jaką tworzą wystąpienia piaskowców i zlepieńców z Rybia, oraz zmiany w uziarnieniu osadów skłaniają do traktowania tej serii jako usypiska o charakterze deltowym (Skoczylas-Ciszewska & Tyniec 1955) o zupełnie ograniczonym zasięgu.

Zagadnienie wieku tych utworów nie jest zupełnie ściśle sprecyzowane. Uzyskane zespoły mikrofaunistyczne są dosyć ubogie i nie są dostatecznie charakterystyczne. Wskazują one, według mgr J. Liszkowej, na najwyższą kredę lub nawet na paleocen. Dlatego nie bardzo wiadomo, czy wkładki zlepieńców wśród margli niewątpliwie górno-kredowych w potoczku przy moście uważać należy za starsze od omawianej serii, czy też mogłyby one być współczesne z piaskowcami z Rybia, z ich spagową częścią, lecz stanowić bardziej peryferyczną strefę tego usypiska. Wtedy przynajmniej częściowo odpowiadałyby one wiekiem piaskowcom glaukonitowym z Rajbrotu, z którymi — jak wspomniałam wyżej — mają niektóre cechy wspólne. Zlepieńce i piaskowce gruboziarniste mają oczywiście zupełnie odrębne cechy ze względu na niezwykle urozmaicony skład mineralny. Tworzą one jako całość serię nie spotykaną w innych obszarach jednostki podśląskiej, lecz bardzo charakterystyczną dla utworów tej części strefy żegocińskiej.

*Paleogen.* — Granica między najwyższą kredą a trzeciorzędem nie zaznacza się żadną zmianą w typie litologicznym warstw. Facja marglista utworów pstrych utrzymuje się nadal i jedynie zespoły mikrofauny wskazują na inny, już młodszy wiek tych utworów. Prawdopodobnie facja margli żegocińskich nie tworzy się już w trzeciorzędzie. Natomiast, jak o tym świadczy mikrofauna, proces tworzenia się piaskowców i zlepieńców z Rybia może obejmować również paleocen.

Charakter zespołów mikrofaunistycznych jest wyraźnie przejściowy. Mgr J. Liszkowa określa zasięg ich trwania od najwyższej kredy do eocenu i jako pośredni okres podaje dla tych utworów paleocen.

*Facja pstra* utrzymuje się jeszcze w *eocenie*. Są to jednak już przeważnie łupki ilaste czerwone i zielone, często silnie zdiagenezowane. Znacznie rzadziej spotyka się łupki ilaste margliste, lecz i takie zdarzają się niekiedy.

W okolicy Rybia zaznacza się jeszcze krótki epizod diastrofizmu, w wyniku którego wśród pstrych łupków lub w ich stropie utworzyła się soczewka zlepieńców z różowymi ziarnami skaleni, przypominających zlepienie z Rybia.

V. Uhlig (1883) wspomina o znalezieniu w Rajbrocie otoczaka piaskowca z numulitami wieku eoceńskiego i przypuszcza, że zapewne pochodzi on z serii eocenu strefy żegocińskiej. Na całym obszarze nie spotkałam żadnego kompleksu piaskowcowego, który by mógł być zaliczony do eocenu serii podśląskiej. Przypuszczam raczej, że otoczak ten mógł pochodzić z piaskowców typu ciężkowickiego jednostki magurskiej.

W strefie żegocińskiej spotyka się również małe strzępy *łupków menilitowych*. Są to typowe łupki liściaste, czarno-fioletowe, którym towarzyszą również typowe brunatne rogowce i białe łupki krzemionkowe. Są one widoczne w szeregu punktów, lecz zawsze występują w bardzo małej ilości. Wydaje się, jak by już pierwotnie nie tworzyły one zbyt miększej serii, która została dodatkowo zredukowana późniejszymi procesami.

Najmłodszym ogniwem stratygraficznym są *warstwy krośnieńskie*. Wyróżnić je można po typowym wykształceniu. Występują tu warstwy krośnieńskie składające się z cienkoławicowych wapnistych piaskowców mikowych i łupków szarych, ilasto-marglistych. W Bytomsku zachował się kompleks piaskowców gruboławicowych z przejściem do serii piaskowcowo-łupkowej.

Warstwy krośnieńskie występują niekiedy w powiązaniu z łupkami menilitowymi.

#### *Stratygrafia serii śląskiej w strefie żegocińskiej*

##### *Górne łupki cieszyńskie (walanżyn)*

Najczęściej występującym ogniwem stratygraficznym należącym do jednostki śląskiej są górne łupki cieszyńskie. Wykształcone są typowo jako czarne łupki ilaste i ilasto-margliste zawierające piaskowce zwięzłe, wapniste, często o skorupowej oddzielności. Dzięki gęstej sieci żył kalcytowych, przecinających ławice piaskowców, tworzą one typową strzałkę. Wśród serii tej występują także cienkie (do 12 cm) ławice syderytowe. W odsłonięciach są one rzadko widoczne, natomiast w postaci bloków o charakterystycznej żółto-rdzawej korze zwietrzelinowej towarzyszą z reguły łupkom cieszyńskim, łatwym do odróżnienia nawet w zwietrzelinie.

*Warstwy grodziskie (hoteryw)*

Warstwy grodziskie spotykane tutaj również nie odbiegają od typu litologicznego znanego z obszaru Śląska. Wykształcone są jako piaskowce gruboziarniste i zlepieńce występujące w ławicach od 30 cm do 1 m grubości i piaskowce bardzo drobnoziarniste, niezwykle zwięzłe, silnie wapniste, występują w ławicach cienkich, przeważnie poniżej 25 cm grubości. W odmianach zlepieńcowych i gruboziarnistych obserwować można, oprócz przejrzystych ziarn kwarcu, także charakterystyczne dla serii grodziskiej ziarna barwy różowej. Występują też w nich okruchy węgla.

Prawie we wszystkich punktach występowania warstw grodziskich spotyka się skamieniałości, pozwalające dobrze ustalić wiek tych warstw. Najczęściej spotykaną skamieniałością jest *Aptychus angulicostatus*, nieco rzadziej *Belemmites bipartitus*. V. Uhlig (1883) podaje z Żegociny również *Aptychus didayi*, *Hoplites* sp. i *Haploceras* sp.

Z łupków marglistych podścielających serię piaskowców grodziskich w Żegocinie uzyskano ciekawy zespół mikrofauny, opracowany przez dr. S. Liszkę i składający się z następujących gatunków wskazujących na kredę dolną (hoteryw — alb):

<i>Textularia champani</i> Lalicker	<i>Dentalina</i> sp. ułamki
<i>Gaudryina filiiformis</i> Barthelin	<i>Spirillina minima</i> Schacko
<i>Lenticulina rotulata</i> Lamarck	<i>Trocholina infragranulata</i> Noth
<i>L. nuda</i> (Rss)	<i>Epistomina colomi</i> Dubourdieu & Sigal
<i>Vaginulina parva</i> (Franke)	<i>Astacolus crepidulus</i> (Ficht. & Moll)
<i>V. cf. dunkeri</i> Kach	Ostracoda
<i>V. truncata</i> (Rss)	

*Warstwy wierzowskie (barrem)*

Jako warstwy wierzowskie wydzielam tutaj wyłącznie na podstawie podobieństwa litologicznego kompleksy czarnych łupków ilasto-krzemionkowych. Przewodnim elementem warstw wierzowskich w tych bardzo zaburzonych seriach strefy żegocińskiej są grube ławice syderytowe. Są one rzadko widoczne in situ, zwykle tworzą nagromadzenia bloków w potokach i na zboczach. Syderyty poprzecinane są siecią białych żył kalcytowych, wyraźnie odcinających się od wiśniowo-czerwonej barwy kory zwietrzelinowej syderytów. Po barwie tej na ogół łatwo odróżnić je od syderytów cieszyńskich.

*Warstwy Igockie (apt — dolny alb)*

W wielu punktach strefy żegocińskiej występują także warstwy Igockie. Wykształcone są one w postaci czarnych łupków krzemionkowych, dzielących się na kostki i drzazgi. Wśród łupków występują piaskowce cienkoławicowe — od kilku do kilkunastu centymetrów grubości. Piaskowce są krzemionkowe, bardzo zwarte i pryskliwe, o zlewnej powierzchni przełamu. Barwa ich jest ciemna, czarnawa, miejscami z odcieniem zielonawym. Rzadkie i cienkie żyłki kalcytu wypełniają szczeliny spękań piaskowców.

Czarne łupki krzemionkowe Igockie niekiedy są bardzo zbliżone swym wyglądem do takich samych łupków wierzowskich. Jeżeli w łupkach krzemionkowych nie występują charakterystyczne dla warstw wierzowskich sydereity lub piaskowce typu Igockiego, trudno zdecydować się, do którego z tych dwóch poziomów zaliczyć małe strzępy tych łupków.

*Warstwy godulskie (alb — cenoman)*

Na badanym terenie strefy żegocińskiej w jednym punkcie występują także warstwy godulskie. Tworzą one mały płat na samej granicy arkusza w najbardziej południowo-zachodniej części występowania strefy żegocińskiej. Widać tu łupki czerwone i zielone oraz piaskowce cienkoławicowe, zwarte, nieco krzemionkowe, barwy zielonawej. Wykształceniem swym nie odbiegają od warstw godulskich znanych z antykliny Czchowa.

## ZARYS PALEOGEOGRAFII W KREDZIE GÓRNEJ

Zagadnienie paleogeografii tej części basenu sedymentacyjnego utworów jednostki podśląskiej, która odpowiada strefie żegocińskiej, może być przy obecnym stanie badań naszkicowane jedynie zupełnie ogólnikowo. Wymaga ono między innymi przede wszystkim opracowania licznych egzotyków występujących na opisywanym obszarze. Już dzisiaj jednak biorąc pod uwagę zmiany w wykształceniu facjalnym warstw górno-kredowych oraz różnice w rodzaju skał egzotycznych, spotykanych w tych warstwach, dochodzi się do wniosku, że właśnie ta strefa basenu była widownią szczególnie silnie zaznaczających się zmian w procesach diastrofizmu.

Szare margle, które prawdopodobnie stanowią najstarsze ogniwo z występujących tutaj utworów górnej kredy, zawierają głównie jeden typ egzotyków, a mianowicie gnejsy biotytowe. Charakter tych bloków, bardzo słabo mechanicznie obrabionych, i ich różne wymiary świadczą

o bliskości stromego brzegu, skąd odpadające bloki zsuwały się do osadów pelitycznych. W pobliżu dźwigał się więc jakiś wał nadwodny zbudowany przynajmniej w części przybrzeżnej przede wszystkim z gnejsów biotytowych. Znacznie rzadziej występujące w marglach szarych małe i dobrze obtoczone egzotyki ciemnych wapieni, a także tu i ówdzie spotykane otoczaki granitów, mogły również pochodzić z tego obszaru.

Obecność w szarych marglach wkładek syderytów dolomitycznych a także obecność pirytu w piaskowcach tej serii pozwalają przypuszczać, że w strefie tej panowały lokalnie i okresowo warunki redukcyjne. Być może, podczas gdy margle szare osadzały się w strefie przybrzeżnej, równocześnie w obszarach dalszych tworzyła się facja margli pstrych.

W pewnym okresie górnej kredy, ale już po osadzeniu się facji margli szarych, zapanowała na całym omawianym obszarze facja margli pstrych. Także i wśród tej facji zaznaczają się zróżnicowania w charakterze litologicznym osadu, wynikające ze zmian w warunkach sedymentacji. Na przykład okresowo tylko był donoszony materiał organiczny, który dał zabarwienie czarnym marglom i łupkom marglistym. Materiał ten dopływał nie zawsze w dostatecznej ilości i wtedy osadzał się tylko w postaci małych czarnych smug powodując powstanie margli plamistych.

Dalsza zmiana w warunkach basenu powoduje utworzenie się płaskich lecz rozległych soczewek białych krzemionkowych margli, które stanowią tak charakterystyczny typ litologiczny dla facji pstrych margli w strefie żegocińskiej. Nielicznie zachowane w marglach spikule gąbek zdają się wskazywać, że przynajmniej częściowo krzemionka znajdująca się w marglach, mogła pochodzić z rozpuszczenia ich szkieletów. W czasie osadzania się serii margli pstrych musiały więc istnieć szczególnie sprzyjające warunki dla rozwoju fauny gąbek. Być może, że zanotowane w tej serii procesy wulkaniczne mogłyby ewentualnie w pewnym stopniu przyczynić się do jej rozwoju. Szkielety gąbek uległy rozpuszczeniu, a zniszczeniu ulec musiały prawdopodobnie także i skorupki otwornic, które — aczkolwiek licznie występujące w innych odmianach pstrych margli — tutaj spotykane są rzadziej lub brak ich jest zupełnie.

Innym zjawiskiem świadczącym o tym, że w omawianej strefie basenu sedymentacyjnego zachodziły w tym czasie także procesy diastrofizmu, jest utworzenie się czarnych łupków z egzotykami w Rybiu. Zastanawiający jest fakt, że zarówno wapień jak i bardzo odporne na działanie mechaniczne kwarcyty wykazują równy, doskonały stopień obtoczenia. Następnie stosunkowo duże i różnorodne wymiary egzotyków, brak okruchów drobnych i piasku, który powinien utworzyć się z mniej zwięzłych piaskowców kwarcytowych, zagrzebanie ich w skąpej ilości materiału ilastego wskazuje na zupełnie szczególne warunki powsta-

nia tego utworu. Kolejność zjawisk geologicznych mogła przebiegać w ten sposób, że wydzwignięta została tu jakaś część kordyliery w postaci wyspy, której klifowe wybrzeże, zbudowane przede wszystkim ze skał wapiennych i kwarcytowych, było silnie niszczone. Być może w brzegu tym występowała jakaś skałka gnejsowa, z której pochodził egzotyk wspomniany przez V. Uhliga (1883). Odłamujące się z klifu bloki były toczone i obtaczane przez uderzające fale, a intensywność tych procesów mogła być potęgowana równoczesnym dźwigniem się tej części obszaru wyspy. Drobne okruchy były unoszone dalej od brzegu. Tym zjawiskom towarzyszyć musiały również wstrząsy sejsmiczne powodujące przemieszczenie gruboklasycznych utworów, zmieszanie z ilami czarnymi, osadzanymi w pobliskim obszarze i redeponowanie w postaci dzisiaj widocznego utworu.

Podobną kolejność procesów geologicznych podaje M. Książkiewicz (1956d) dla wyjaśnienia warunków powstania utworów egzotykowych w Bachowicach z tym, że w Bachowicach wydarzenia te miały miejsce w eocenie, podczas gdy w strefie żegocińskiej — w górnej kredzie. Okazuje się, że zjawiska powyższe, jakkolwiek niezwykle, nie są zupełnie odosobnione i wskazują na znaczną labilność dna basenu morskiego.

Podany wyżej obraz warunków, w jakich mogły utworzyć się czarne iły z egzotykami, komplikuje się jednak przez obecność w tych utworach dwóch wystąpień skał andezytowych. Jeżeli przebieg zjawisk, jaki podano, miał istotnie miejsce, należałoby odnieść je do jakiegoś jednego epizodu geologicznego, który nie powtarzał się. Skały andezytowe przedstawiają dwie odmiany — jedna z nich to skała lita o wszelkich znamionach skały wylewnej, druga stanowi utwór, który może być piroklastycznego pochodzenia. Z ich wzajemnego ułożenia wynika, że skała piroklastyczna znajduje się w niższej części utworu egzotykowego. Omawiając warunki geologiczne występowania tych skał w utworach serii żegocińskiej (Skoczyłaś-Ciszewska 1956), oparłam się na występowania tych dwóch odmian skał andezytowych właśnie w czarnych ilach z egzotykami, próbując uzasadnić między innymi na tym przykładzie górno-kredowy wiek zjawisk wulkanicznych i równoczesność tworzenia się kompleksu egzotykowego i skał andezytowych. Pogląd mój oparłam na możliwości (przyjętej z zastrzeżeniem, ponieważ wulkanity strefy żegocińskiej nie zostały jeszcze opracowane), że jedna z dwóch odmian jest istotnie piroklastycznym utworem. Gdyby tak miało być, to wtedy proces redeponowania utworów egzotykowych byłby przerwany powstaniem tufogenicznej skały, a powstanie nadległych ilów egzotykowych musiałoby być wynikiem powtórzenia, bez widocznych zmian, tej samej kolejności zjawisk geologicznych opisanych wyżej. Jakkolwiek jest to możliwe, to przecież mało prawdopodobne i zagadnienie warunków geologicznych w odniesieniu do podniesionych

szczegółów budowy musi pozostać otwarte do czasu opracowania skał pochodzenia wulkanicznego. W każdym razie nie ulega wątpliwości, że czarne iły z egzotykami stanowią fację o wyraźnych znamionach diastrofizmu.

Powstanie czarnych iłów z egzotykami jest niejako pierwszym etapem nasilenia tych procesów. Zmienia się topografia obszaru wyspowego, co powoduje erozję innych jej części zbudowanych z jakiegoś masywu granitowego. Tworzą się wtedy wkładki zlepieńców wśród pstrych margli widocznych w potoczku przy moście na Pluskawce przy Czarnym Błocie w Kamionnej, a bardziej na południu nad marglami żegocińskimi zaczyna się cała seria piaskowców i zlepieńców z Rybia. Utwory te tworzą jakby stożek deltowy (l. c.), którego największa miąższość zaznacza się w samym Rybiu (Jaszczurówka i Księża Góra), przy zachodniej granicy badanego terenu.

Dzieje geologiczne powstania tej serii utworów składają się z szeregu etapów, w których zaznaczają się okresy silniejszego dopływu materiału klastycznego (Jaszczurówka, a zwłaszcza Księża Góra), przerywane tworzeniem się normalnych we fliszu kompleksów piaskowcowo-lupkowych.

W materiale klastycznym zlepieńców i piaskowców spotykamy różnego rodzaju okruchy skalne, które już na podstawie pobieżnej oceny pozwalają na odtworzenie zespołów skalnych z jakich zbudowany był niszczony obszar pobliskiej wyspy. Wspomniany masyw granitowy dostarczył także i do tych osadów najwięcej materiału klastycznego. Był on prawdopodobnie pod względem odmian granitu zróżnicowany, jak można by sądzić ze znalezienia pojedynczych egzotyków granitu muskowitowego i granitu biotytowego (mały otoczek w marglach żegocińskich Pluskawki). Przypuszczać należy, że główną odmianę stanowił granit o różowych skaleniach, których okruchy występują licznie w zlepieńcach z Rybia. Wskazują na to również egzotyki zlepieńców o brudnoczerwonej barwie z ciemnoróżowymi skaleniami. Niektóre z egzotyków robią wrażenie wręcz granitów silnie zwietrzałych. Zlepieńce te są utworem bardzo interesującym, który musiał powstać bezpośrednio z niszczenia skał granitowych znajdujących się w pobliżu miejsca ich powstania. Otoczaki pochodzące z tych zlepieńców dostały się następnie do zlepieńców z Rybia na drugorzędne złożę jako egzotyki.

Dalej można wnosić, że była odsłonięta i erodowana przede wszystkim zewnętrzna strefa masywu granitowego, bogata w żyły pegmatytowe i aplitowe. Wśród skał tego typu można wyróżnić żyły pegmatytu turmalinowego, o pięknej różowej barwie skalenia oraz pegmatytu kwarcowo-skaleniuowo-biotytowego (Skoczylas-Ciszewska & Tyniec 1955). Równie często, a może nawet częstsze były tu żyły typu aplitowego o mięsisto

różowej barwie. Okruchy tych skał spotyka się stosunkowo często. Być może część materiału skaleniowego w zlepieńcach z Rybia pochodzi właśnie z rozkruszenia apłitów.

Obszar wyspowy zbudowany był także ze skał metamorficznych, które mogły stanowić osłonę masywu granitowego. Składają się na nie głównie różnego rodzaju łupki krystaliczne — łupki muskowitzowe, serycytowe, chlorytowe, krzemionkowe i inne. Brak tu jest natomiast gnejsów biotytowych, spotykanych w szarych marglach.

Ze skał osadowych występowały tam także piaskowce średnioziarniste, seria łupków ilastych, barwy trawiasto-zielonej, oraz wapienie, wśród których wyróżniono wapienie sztamberskie, znajdujące w dużych otoczkach.

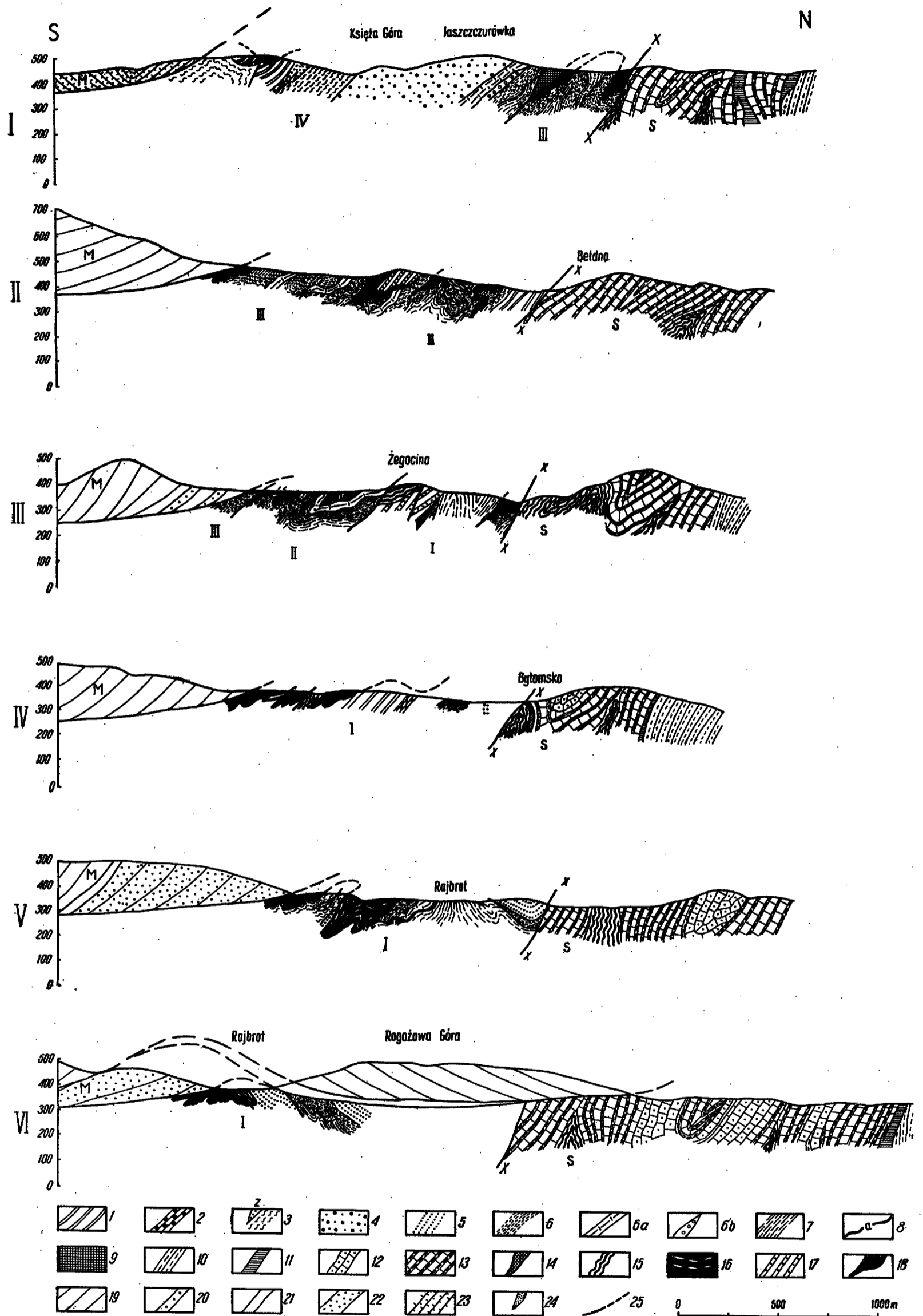
W budowie wyspy poważny udział brały ponadto utwory karbonu produktywnego, gdyż okruchy węgla są częstym składnikiem zlepieńców i piaskowców z Rybia.

Do osadów klastycznych dostawały się także ułamki skał wylewnych bliżej jeszcze nie określonych. Sądząc z makroskopowego wyglądu są one bardzo podobne do skał andezytowych spotykanych in situ we wszystkich wyróżnionych facjach górnej kredy, łącznie z piaskowcami i zlepieńcami z Rybia. Fakty te mimo pozorów nie są ze sobą w sprzeczności. Wskazują one bowiem na to, że procesy wulkaniczne odbywały się nie tylko na rozległych obszarach omawianej strefy sedymentacji utworów górno-kredowych, ale także na terenach pobliskiej wyspy. W czasie, gdy tworzyły się piaskowce i zlepieńce z Rybia, czyli pod koniec kredy górnej, na przejściu do paleocenu, procesy wulkaniczne jeszcze trwały, a równocześnie potoki na obszarze wyspowym erodowały także skały wylewne powstałe w tym samym cyklu, lecz w starszej fazie erupcji. Właściwe światło na te zagadnienia rzuci dopiero nowoczesne opracowanie skał wulkanicznych tego obszaru. Do tego czasu podana próba wyjaśnienia zebranych obserwacji musi być potraktowana jako jedna z możliwych koncepcji.

Prawdopodobnie mniej więcej w tym samym czasie kiedy zaczęła się sedymentacja piaskowców i zlepieńców z Rybia na zachodzie, we wschodniej części strefy żegocińskiej doszło do utworzenia się serii piaskowców glaukonitowych z Rajbrotu. Materiał okruchowy tej serii mógł pochodzić z tego samego obszaru wyspowego, jakkolwiek brak jest w piaskowcach glaukonitowych wielu charakterystycznych elementów występujących zwłaszcza w gruboklasycznych utworach z Rybia. Brak ten jednak można z pewnością w dużym stopniu położyć na karb drobnej frakcji piaskowców glaukonitowych. W rozdziale o stratygrafii zwracałam uwagę na podobieństwo ich do niektórych piaskowców z Rybia. Wspólnym skład-



Przekroje geologiczne przez strefę żegocińską  
Geologic sections of Żegocina zone



Seria podśląska: 1 warstwy krośnieńskie, 2 łupki menilitowe, 3 łupki i margle pstre (z zlepnieńce), 4 zlepnieńce i piaskowce z Rybia, 5 piaskowce glaukonitowe z Rajbrotu, 6 margle pstre (a margle żegocińskie, b czarne łupki z egzotykami), 7 szare margle z egzotykami, 8 andezyty (a), 9 warstwy lgoćkie (?), Seria śląska: 10 warstwy istebniańskie dolne, 11-14 warstwy godulskie: — 11 łupki pstre górne, 12 piaskowce gruboławicowe, 13 piaskowce średnioławicowe z zielonymi łupkami, 14 łupki pstre dolne; 15 warstwy lgoćkie, 16 warstwy wierzowskie, 17 piaskowce grodziskie, 18 górne łupki cieszyńskie. Seria magurska: 19 piaskowce magurskie, 20 warstwy podmagurskie, 21 łupki pstre, 22 piaskowce ciężkowickie, 23 warstwy hieroglifyowe, 24 ily piaszczyste tortoniu (na fig. 2 t), 25 dyslokacje — x-x dyslokacja żegocińska. Jednostki tektoniczne: M płaszczowina magurska, S płaszczowina śląska, I łuska Rajbrotu, II łuska Żegociny, III łuska Kamionnej, IV łuska Rybia

Sub-Silesian series: 1 Krosno beds, 2 menilitic beds, 3 shales and variegated marls (z conglomerates), 4 conglomerates and sandstones of Rybie, 5 glauconitic sandstones of Rajbrotu, 6 variegated marls (a Żegocina marls, b black shales with exotics), 7 grey marls with exotics, 8 andesites (a), 9 Lgota beds (?). Silesian series: 10 lower Istebna beds, 11-14 Godula beds: x 11 upper variegated shales, 12 thick-bedded sandstones, 13 medium-bedded sandstones with green shales, 14 lower variegated shales; 15 Lgota beds, 16 Wierzów beds, 17 Grodzisk sandstones, 18 upper Cieszyn shales. Magura series: 19 Magura sandstones, 20 sub-Magura beds, 21 variegated shales, 22 Ciężkowice sandstones, 23 hieroglyphic beds, 24 arenaceous Tortonian clays (t in fig. 2), 25 dislocations — x-x Żegocina dislocation. Tectonic units: M Magura nappe, S Silesian nappe, I Rajbrot scale, II Żegocina scale, III Kamionna scale, IV Rybie scale

nikami są między innymi okruchy węgla, które były szeroko roznoszone prądami morskimi.

Jak widać więc, basen morski strefy żegocińskiej, w którym osadzały się w okresie kredy górnej te wszystkie facje, był zaangażowany w różnego rodzaju procesach geologicznych. Szczególnie silnie zaznaczały się one w obszarze położonym najbliżej wynurzonej w tym okresie wyspy, który dzisiaj odpowiada terenom Rybia i Kamionnej. Biorąc pod uwagę występowanie tu in situ skał wylewnych oraz opierając się na przypuszczeniu, że erupcje miały miejsce także i na obszarze lądu, można przypuszczać, że gdzieś w pobliżu znajdowało się także i centrum działalności wulkanicznej.

W opisany powyżej sposób można wyjaśnić tę nie spotykaną w innych obszarach jednostki podśląskiej zmienność facjalną utworów górno-kredowych, jak również charakter i skład utworów klastycznych występujących w strefie żegocińskiej. Do tych wszystkich procesów geologicznych, które wpłynęły na rodzaj osadów, dołączyły się również i procesy wulkaniczne.

#### TEKTONIKA

Strefa żegocińska przedstawia obraz pod względem budowy geologicznej bardzo złożony. Obszar ten zbudowany jest z trzech jednostek tektonicznych wyższego rzędu: 1) jednostki podśląskiej, leżącej najniżej, której utwory odsłaniają się w strefie żegocińskiej, 2) płaszczowiny śląskiej, zajmującej pozycję nadległą i 3) płaszczowiny magurskiej jako jednostki najwyższej.

W szczegółowym opisie budowy geologicznej tego nader interesującego obszaru omówione zostaną kolejno, od północy ku południowi, poszczególne jego elementy.

#### *Antyklina Czchowa*

Północne obramowanie strefy żegocińskiej stanowi antyklina Czchowa (tabl. I i tabl. II). Nazwą tą określam całą wewnętrzną strefę antyklinalną płaszczowiny śląskiej, która uformowała się w południowych obszarach występowania tej jednostki, wykazując w części jądrowej drugorzędne deformacje fałdowe. Strefa ta przebiega przez Czchów w kierunku wschodnim, przechodzi na prawy brzeg Dunajca i ciągnąc się dalej w tym kierunku znajduje zakończenie w elementach antyklinalnych Rzepienników. W kierunku zachodnim biegnie ona na arkuszu Bochnia

wzgórzami Szpilówki, Piekarskiej Góry, Żarnówki w Żegocinie, dalej przez Bełdno i Kamionną. Od Czchowa do Rajbrotu podłużna oś antykliny Czchowa ma kierunek równoleżnikowy, a od Rajbrotu do Kamionnej przechodzi w kierunek NE-SW.

W budowie tej strefy antyklinalnej biorą udział następujące ogniwa stratygraficzne: górne łupki cieszyńskie (walanżyn), warstwy grodziskie (hoteryw), warstwy wierzchowskie (barrem), a przede wszystkim warstwy lgockie (apt). Z młodszych utworów występują tu warstwy godulskie (alb — cenoman), a w skrzydłach warstwy istebniańskie dolne (turon — senon).

Wykształcenie wymienionych utworów jest na ogół typowe za wyjątkiem warstw godulskich, które na opisywanym odcinku antykliny Czchowa wykazują dosyć znaczne zmiany litologiczno-facjalne. Najbardziej zróżnicowany rozwój serii godulskiej zaznacza się na odcinku między Iwkową i Rajbrotem, gdzie można w tej serii wyróżnić trzy poziomy stratygraficzne o różnym wykształceniu facjalnym: 1) poziom dolny — łupki pstre, 2) poziom środkowy — piaskowce średnio i gruboławicowe z podrzędnie występującymi wkładkami łupków, 3) poziom górny — łupki pstre, widoczne dzisiaj tylko w północnym skrzydle antykliny.

W kierunku zachodnim piaskowce gruboławicowe poziomu środkowego zanikają facjalnie, a ich miejsce zajmują cienko- i rzadziej średnioławicowe piaskowce zielone, przeławicowe mięszymi wkładkami zielonych i zielono-szarych łupków, niekiedy z cienkimi soczewkami łupków czerwonych. W tej części zatem trójdzielność warstw godulskich nie zaznacza się. Wyróżnić tu można przede wszystkim serię piaskowcowo-łupkową o ogólnej barwie zielonawej oraz górne łupki pstre. Te ostatnie lokalnie zanikają również, co być może jest wynikiem zmian facjalnych, lecz niewątpliwie mogły się do tego przyczynić procesy tektoniczne powodujące miejscami redukcję części warstw godulskich.

Oś antykliny Czchowa wykazuje słabą zundulowanie poprzeczne. Najsilniejsza kulminacja istnieje między Czchowem a Iwkową, gdzie na powierzchni odsłaniają się warstwy najstarsze — górne łupki cieszyńskie i warstwy grodziskie (potok Żylina i Potok Czchowski). Oprócz tych warstw widoczne są tu silnie przefalowane warstwy lgockie. Generalny upad warstw jest skierowany ku południowi.

W kierunku zachodnim oś antykliny Czchowa zanurza się, przy czym antyklina rozdziela się tu wyraźnie na trzy stromo stojące drugorzędne siodła, z warstwami lgockimi w jądrach. Partie synklinalne wypełnione są warstwami godulskimi dolnego i środkowego poziomu. Wkrótce wraz z dalszym zanurzaniem się osi zanikają warstwy lgockie i na południku Lipnicy Murowanej występują już wyłącznie tylko warstwy godulskie, a depresja poprzeczna osi, jakkolwiek słaba, osiąga swoje maksimum.

Dalej, na zachód w Rajbrocie, śledzić można ponowne dźwiganie się osi, co uwydatnia się występowaniem pionowo ustawionych warstw lgockich południowego siodła. Utwory te ciągną się aż do Żegociny, gdzie występują na południowych stokach góry Żarek. Warstwy lgockie jeszcze

raz występują na powierzchni w Kamionnej, tworząc wąskie jądro zapewne środkowego z wymienionych wyżej fałdów. Warstwy godulskie północnego obalonego skrzydła tego fałdu są tu tektonicznie zredukowane, a na niewielkiej przestrzeni kontaktują bezpośrednio warstwy lgockie i warstwy istebniańskie skrzydła północnego.

Skrzydło północne antykliny Czchowa na przestrzeni od Czchowa do zachodniej granicy arkusza zbudowane jest z warstw istebniańskich, które początkowo ustawione pionowo, obalają się w części zachodniej ku północy.

Skrzydło południowe wykazuje zaburzenia znacznie bardziej skomplikowane. Przede wszystkim należy podkreślić, że skrzydło to zachowane jest jedynie w okolicy Iwkowej i stąd w kierunku wschodnim między Iwkową a doliną Dunajca wykazuje ono zaburzenia o krzyżujących się kierunkach południkowych i równoleżnikowych, z wyraźnymi znamionami kompresji. Charakter budowie geologicznej tego obszaru nadaje przede wszystkim sztywna i gruba seria piaskowców istebniańskich, która zundulowana poprzecznie tworzy spiętrzenie antyklinalne Wytrzyaszczki o kierunku N-S. To wypiętrzenie warstw istebniańskich zamyka od wschodu synklinę Iwkowej. Synklina ta wypełniona jest kolejno coraz młodszymi utworami — górnymi warstwami istebniańskimi, czerwonymi łupkami eoceńskimi, piaskowcami ciężkowickimi i litotamnowymi, łupkami menilitowymi i wreszcie warstwami krośnieńskimi. Znacznie później — w tortonie — synklinę Iwkowej wypełnią utwory mioceńskie.

Ogólna budowa synkliny Iwkowej jest złożona. Zachowane jest tylko jej wschodnie obrzeżenie, gdzie system drugorzędnych dyslokacji o kierunku N-S i E-W powoduje nienormalne kontakty warstw i zmianę kierunku osi synkliny.

Mniej więcej na dziale wód między dorzeczem Dunajca i Uszwicy urywają się nagle utwory skrzydła południowego antykliny Czchowa pod czapką magurską. Stąd w kierunku zachodnim, aż do Rybia, nie spotyka się zupełnie utworów skrzydła południowego. Pod czapką magurską musi się więc kryć dyslokacja o dość znacznym zrzucie. Kierunek tej dyslokacji będzie południkowo lub w sposób zbliżony. Pęknięcie objęło wyłącznie południowe skrzydło antykliny Czchowa, zbudowane przeważnie z grubej serii piaskowców istebniańskich oraz łęk odwodowy tej antykliny, którego częścią jest synklina Iwkowej. Nie zaznaczyło się ono natomiast zupełnie w jądrowej strefie antykliny Czchowa.

Powstanie dyslokacji poprzecznej, którą będę nazywać dyslokacją Rajbrotu, w tym miejscu jest niewątpliwie wynikiem załamania się kierunku przebiegu osi podłużnej strefy antyklinalnej Czchowa (fig. 3). Oś ta bowiem, jak podano wyżej, przechodzi tu z kierunku równoleżniko-

wego w kierunku pd.-zachodni, zakreslając słaby łuk. Wewnątrz łuku masy skalne jednostki śląskiej uległy więc deformacjom, wynikającym z kompresji bocznej, co wyraziło się szczególnie dobitnie w miejscu załamania osi powstaniem wspomnianego pęknięcia poprzecznego i przemieszczeniem wzdłuż tej płaszczyzny dyslokacyjnej mas skalnych, tworzących

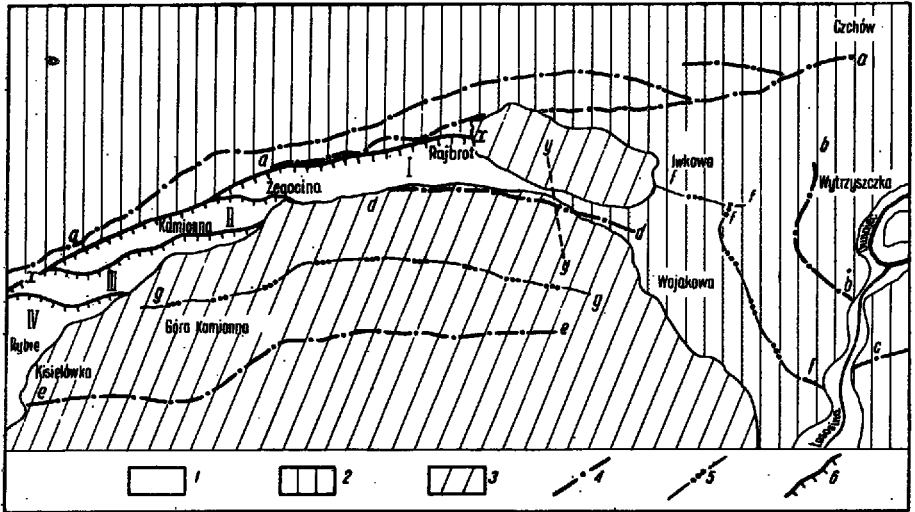


Fig. 3

Strefa żegocińska i jej stosunek do sąsiednich elementów tektonicznych

1 strefa żegocińska, 2 płaszczyzna śląska, 3 płaszczyzna magurska, 4 osie antyklin, 5 osie synklin, 6 linie nasunięć łusek strefy żegocińskiej. I łuska Rajbrotu, II łuska Żegociny, III łuska Kamionnej, IV łuska Rybie. a antyklina Czychowa, b antyklina Wytrzyszczki, c antyklina Rożnowa, d antyklina Rajbrotu, e antyklina Kisielówki, f synklina Iwkowej, g synklina góry Kamionnej, x-x dyslokacja żegocińska, y-y dyslokacja Rajbrotu

Żegocina zone and its relation to the adjacent tectonic elements

1 Żegocina zone, 2 Silesian nappe, 3 Magura nappe, 4 axes of anticlines, 5 axes of synclines, 6 front of overthrust of scales in the Żegocina zone. I Rajbrot scale, II Żegocina scale, III Kamionna scale, IV Rybie scale. a. Czychów anticline, b. Wytrzyszczka anticline, c. Rożnów anticline, d. Rajbrot anticline, e. Kisielówka anticline, f. Iwkowa syncline, g. Mt. Kamionna syncline, x-x Żegocina dislocation, y-y Rajbrot dislocation

zachodnią część południowego skrzydła antykliny Czychowa oraz elementów strukturalnych przylegających od południa, w stosunku do części wschodniej. Wynikiem stłaczania mas skalnych we wschodniej części skrzydła, zbudowanej ze sztywnych i miększych warstw piaskowców isteb-

niańskich dolnych, jest powstanie poprzecznej struktury Wytrzyaszczki o wyraźnie południkowych biegach warstw.

Obserwowany kontakt sfałdowanych utworów strefy żegocińskiej (głównie górna kreda podśląska) z odwróconymi warstwami godulskimi, a także lgockimi antykliny Czchowa wskazuje na istnienie dyslokacji podłużnej, która mogła powstać w tej samej fazie ruchów górotwórczych. Dyslokacja ta, którą nazywam dyslokacją żegocińską, biegnie mniej więcej równolegle do osi antykliny Czchowa i ścina jej południowe skrzydło. Początek dyslokacji żegocińskiej zaznacza się w Iwkowej na wschód od dyslokacji Rajbrotu fleksuralnym wygięciem warstw, któremu towarzyszy na powierzchni znaczna redukcja miąższości piaskowców istebniańskich. Fleksura ta w kierunku zachodnim wykazuje tendencję do przechodzenia w uskok przy równoczesnym wgniataniu w głąb synkliny Iwkowej i zanurzaniu się jej osi ku zachodowi. Struktury te — poprzeczna dyslokacja Rajbrotu i jedynie dyslokacja podłużna utrzymuje się na zachód od niej. Wzdłuż tej płaszczyzny uskokowej nasunęły się utwory strefy żegocińskiej w późniejszej fazie górotwórczej na elementy antykliny Czchowa.

Przyjmuję, że — pomimo lokalnego wciśnięcia skrzydła południowego w głąb — obszar położony na zachód od dyslokacji Rajbrotu został wydzwignięty w górę wzdłuż obu struktur dysjunktywnych, powodując kontaktowanie pod czapką magurską na uskoku poprzecznym najmłodszych utworów serii śląskiej — warstw krośnieńskich, z ogniwami stratygraficznymi dolnej kredy tej jednostki, i utworami jednostki podśląskiej.

Pogląd ten opieram głównie na tym, że przed nasunięciem płaszczowiny magurskiej na obszar dzisiejszego jej występowania, jednostka śląska w pełnym rozwoju sięgała znacznie dalej na południe niż to dzisiaj obserwujemy. Dowodem tego są wynurzające się spod płaszczowiny magurskiej w Rybiu i Kisielówce w miejscu, gdzie brzeg tej płaszczowiny cofa się dzisiaj znacznie ku południowi, coraz nowe elementy strukturalne z zachowanymi utworami dolnej kredy, a nawet kredy środkowej (w. godulskie). Jeżeli próbowalibyśmy te bardzo zmięte w kilku fazach górotwórczych utwory chociażby z grubsza rozwinąć, to wypadnie nam południowy zasięg utworów płaszczowiny śląskiej przesunąć tutaj o odległość powyżej 10 km na południe.

Uprzednio zachowane tu było pełne skrzydło południowe strefy antyklinalnej Czchowa, z rozwiniętą na południu strefą synklinalną, której fragment zachował się w Iwkowej. Prawdopodobnie i antyklina Rożnowa, dzisiaj ścięta poprzeczną dyslokacją, mogła ciągnąć się pierwotnie dalej ku zachodowi.

W czasie przebiegu tych zjawisk geologicznych płaszczowina śląska była już nasunięta na jednostkę podśląską, pokrywając ją prawie w całości. Wydaje się, że procesy tektoniczne, które wyraziły się z jednej

strony wygięciem strefy antyklinalnej Czchowa, a z drugiej powstaniem opisanych deformacji wewnątrz tego wygięcia, były wynikiem jeszcze trwającego, lecz już schyłkowego naporu płaszczowiny magurskiej, przy równoczesnym dostosowywaniu się zaburzonych mas skalnych do nowych warunków grawitacyjnych.

W związku z daleko posuniętymi procesami tektonicznymi, również i topografia terenu musiała być bardzo urozmaicona. W konsekwencji przyjętego poglądu, że obszar położony na zachód od dyslokacji Rajbrotu był znacznie wydźwignięty w stosunku do obszaru wschodniego, wydaje się prawdopodobne, że właśnie ten obszar był szczególnie narażony na działanie destrukcyjne czynników erozyjnych.

Jakkolwiek ogólnie przymuje się możliwość działania erozji na wynurzonych obszarach orogenu, to jednak brak dowodu bezpośredniego działania erozji w postaci żwirów pod nasuniętymi płaszczowinami, oraz niestwierdzenie w podobnym położeniu pokryw zwietrzelinowych, wysuwany jest jako argument przeciwstawiający się przyjęciu takiej koncepcji w odniesieniu do konkretnie opisywanych przykładów, gdzie zniszczenie części serii stratygraficznych mogłoby być wyjaśnione działaniem tych czynników. Z drugiej jednak strony trudno odnieść brak tych ogniw stratygraficznych wyłącznie do zniszczenia ich procesami tektonicznymi, bo nie obserwujemy również i brekcji tektonicznych w takich ilościach, jakim odpowiadałaby miąższość zniszczonych serii. Mamy więc w obu przypadkach jedynie dowody negatywne.

W przypadku obszaru strefy żegocińskiej miąższość brakujących utworów ~~w nadkładzie kredy dolnej śląskiej jest bardzo duża. Obejmuje ona serię warstw godulskich, warstw istebniańskich dolnych i górnych, eocenu i warstw krośnieńskich. Istotnie nigdzie nie napotkano przedszarżowych utworów aluwialnych, lecz wydaje się, że może nie należy się ich w omawianym obszarze spodziewać, a to ze względu na nieodległą podstawę erozji, o której położeniu decyduje morze trwające jeszcze na obszarach wschodnich Karpat. Z obszaru nie uspokojonego jeszcze orogenu cały materiał zwietrzelinowy i aluwialny będzie przede wszystkim usuwany, a nie akumulowany.~~

Wydaje się, że argumentem pozytywnym popierającym pogląd o erozyjnym zniszczeniu ogromnej większości utworów serii śląskiej w strefie żegocińskiej przed dosunięciem się płaszczowiny magurskiej jest obecność miocenu w Zegocinie, osadzonego wprost na utworach podśląskich.

### *Strefa żegocińska*

Budowa tej strefy posiada szereg swoistych cech, które świadczą o pewnej jej odrębności, jako elementu tektonicznego.

Jak to już uprzednio omówiono, strefa ta zbudowana jest z utworów górno-kredowych i paleogeńskich jednostki podśląskiej oraz z pokrywającej je w postaci płatów dolnej kredy płaszczowiny śląskiej.

### *Elementy tektoniczne strefy żegocińskiej*

Na tle ogólnej budowy, niejednokrotnie bardzo zawiłej, wyróżnić można w tej strefie cztery elementy strukturalne o charakterze łusek, nasuniętych na siebie z południa ku północy i sfałdowanych w ten sposób, że utwory podśląskie tworzą ich partie antyklinalne, miejscami wyraźnie wyciśnięte z głębi, podczas gdy warstwy neokomu śląskiego wypełniające synkliny są często zgniecione i zaklinowane. W obrębie łusek zaznaczają się dalsze drugorzędne sfałdowania i złuskowania (fig. 4).

Osie czołowych nasunięć tych łusek przebiegają na ogół równoleżnikowo, a zatem skośnie do antykliny Czchowa, która na tym odcinku utrzymuje kierunek ENE-WSW lub NE-SW. Łuski te nasuwają się więc na antyklinę Czchowa nie równoległe, lecz w sposób kulisty. Północna łuska opiera się swym czołem o jej utwory, a każda następna ku południowi kontaktuje z nimi swym bocznym skrzydłem (flanką).

*Łuska Rajbrotu.* — Łuska Rajbrotu ciągnie się od tej miejscowości na wschodzie, po Bełdno na zachodzie. W Rajbrocie wynurza się ona spod czapki magurskiej. Kontakt jej z utworami antykliny Czchowa jest zamaskowany z jednej strony samą czapką (tabl. II, przekrój VI), a z drugiej glinami zwietrzelinowymi. Przypuszczać jednak należy, że na całej długości wzdłuż płaszczyzny dyslokacyjnej opiera się czołem o antyklinę Czchowa (tabl. II, przekrój V).

Czoło łuski Rajbrotu jest dosyć znacznie wtórnie zaburzone. Na wgląd w jego budowę pozwalają odsłonięcia spotkane na wzgórzu z kotą 405, które stanowi zachodnie przedłużenie Rogoźowej Góry, oraz odsłonięcia w potoku, na odcinku poniżej szkoły w Rajbrocie. Północne stoki wzgórza są zbudowane z warstw godulskich płaszczowiny śląskiej, wykształconych tutaj w facji zielonych piaskowców cienkoławicowych i łupków ilastych przeważnie zielonych, rzadziej czerwonych. Do tej serii przylegają od południa utwory górnej kredy podśląskiej w facji piaskowców glaukonitowych, które stanowią najmłodsze ogniwo kredy górnej. Piaskowce glaukonitowe na szczycie wzgórza tworzą formę antyklinalną o stromych upadach północnych i łagodnych południowych. Zbocza południowe zbudowane są z górno-kredowych pstrych margli z wkładką białych margli żegocińskich. W stropie tej serii pojawiają się znowu piaskowce glaukonitowe. Wypełniają one małą formę synklinalną, której oś o kierunku NE-SW zanurza się ku wschodowi pod czapką magurską,



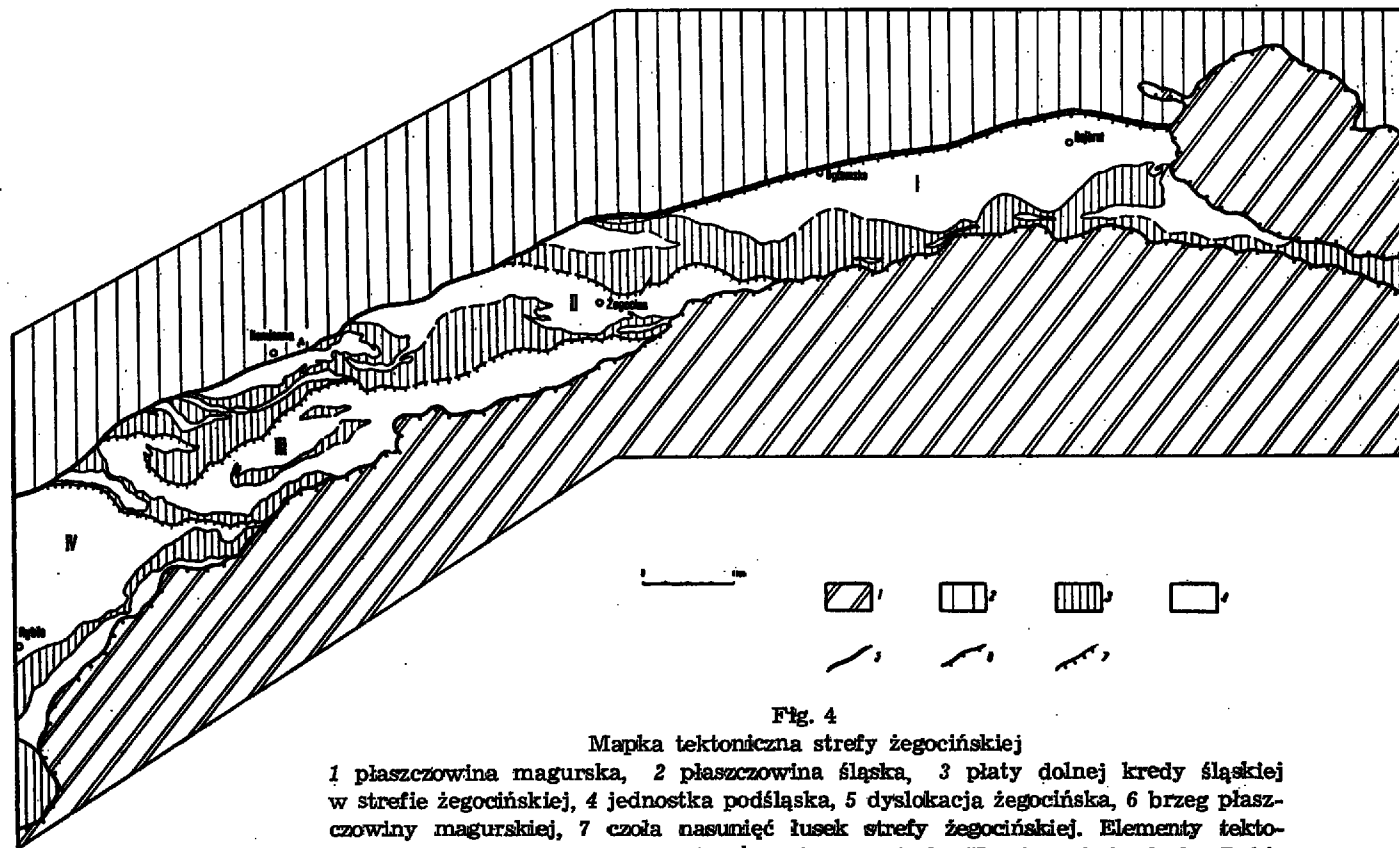


Fig. 4

Mapka tektoniczna strefy żegocińskiej

1 płaszczowina magurska, 2 płaszczowina śląska, 3 płyty dolnej kredy śląskiej w strefie żegocińskiej, 4 jednostka podśląska, 5 dyslokacja żegocińska, 6 brzeg płaszczowiny magurskiej, 7 czoła nasunięć łusek strefy żegocińskiej. Elementy tektoniczne: I łuska Rajbrotu, II łuska Żegociny, III łuska Kamionnej, IV łuska Rybła.

Tectonic sketch map of Żegocina zone

1 Magura nappe, 2 Silesian nappe, 3 Lower Cretaceous sheets of the Silesian nappe within the Żegocina zone, 4 Sub-Silesian unit, 5 Żegocina dislocation, 6 margin of Magura nappe, 7 front of overthrust of scales in the Żegocina zone. Tectonics elements: I Rajbrot scale, II Żegocina scale, III Kamionna scale, IV Rybła scale

natomiast w kierunku zachodnim wychodzi w powietrze. Synklina ta jest od południa ograniczona pionowo stojącym, wąskim siodłem z szarymi marglami w jądrze, z silnie zredukowaną serią pstrą i zupełnym brakiem w południowym skrzydle piaskowców glaukonitowych. Występują tu natomiast pstre łupki z mikrofauną eoenu. Wzdłuż osi tego siodła zaznacza się więc dyslokacja podłużna, która być może zbliznia się w kierunku SW.

Równolegle do powyższej dyslokacji przebiega na północ od niej druga dyslokacja wzdłuż biegu piaskowców glaukonitowych zapadających ku S na granicy ich z facją pstrych margli północnego skrzydła wspomnianej synkliny.

Opierając się na stosunkach geologicznych obserwowanych w potoku oraz na wzgórzu 405, należy przyjąć istnienie także dyslokacji poprzecznych o kierunku południkowym, z których jedna przebiega około 300 m na wschód od kościoła w Rajbrocie. Wzdłuż tego uskoku wschodnia część mas skalnych została nieco obniżona i przesunięta w kierunku południowym w stosunku do partii zachodniej.

Druga dyslokacja biegnie doliną Potoku Rajbrockiego poniżej szkoły w Rajbrocie powodując niezgodny kontakt serii piaskowców glaukonitowych i margli szarych.

Piaskowce glaukonitowe z Rajbrotu, które na wzgórzu 405 posiadają dość znaczną miąższość, zostają w kierunku zachodnim wyciśnięte i tectonicznie zredukowane. Pojawiają się jeszcze raz w jednym z potoków Bytomska. Być może, że facja ta zanika również sedymentacyjnie w tym kierunku.

W kierunku zachodnim utwory podśląskie nie występują tak szerokim pasem na powierzchni lecz przykryte są przez warstwy wierzowskie i łupki cieszyńskie serii śląskiej. Oprócz górnokredowych utworów serii podśląskiej zachowały się tu także młodsze ogniwa stratygraficzne takie, jak łupki menilitowe i warstwy krośnieńskie. Te ostatnie tworzą na zachód od osuwiska na łupkach cieszyńskich dobrze zaznaczające się w morfologii garby, które śledzić można aż do Bytomska. Łupki menilitowe zasadniczo podścielają warstwy krośnieńskie, chociaż lokalnie mogą być wytarte, jak o tym świadczy następstwo warstw tuż przy osuwisku, gdzie warstwy krośnieńskie wydają się leżeć na łupkach pstrych. W obrębie samych warstw krośnieńskich obserwuje się dyslokacje poprzeczne, wzdłuż których poszczególne bloki tych warstw są względem siebie przesuwane.

W potokach Bytomska widoczne są małe odsłonięcia szarych margli, stanowiących zachodnie przedłużenie warstw odkrytych w Rajbrocie. Są one przełańdowane wraz z pstryimi marglami i łupkami cieszyńskimi.

Dalej na zachód nie spotyka się już tej facji górnej kredy. Odkrywki są bardzo rzadkie i dopiero w Potoku Żegocińskim odsłaniają się znowu margle szare, stanowiące dalszy ciąg strefy czołowej łuski Rajbrotu. W kierunku Beldna element ten kończy się, nasuwając się na antyklinę Czchowa.

Utwory płaszczowiny śląskiej zajmują tutaj południową strefę łuski Rajbrotu, wypełniając miejscami głęboko zaklinowane synklinalne formy. Tworzyły one pierwotnie zwartą pokrywę utworów podśląskich, dzisiaj bardzo intensywnie sfałdowaną. Z wyraźniejszych elementów fałdowych można śledzić na dłuższej przestrzeni wyciśnięte z głębi utwory podśląskie w pobliżu czoła płaszczowiny magurskiej. Na wschodzie są to występujące wąskim pasem margle szare i pstre, a w kierunku zachodnim — coraz młodsze utwory — łupki pstre i menilitowe i wreszcie warstwy krośnieńskie.

Wśród utworów serii śląskiej występują tu wszystkie cztery ogniwa stratygraficzne. Wyjątkowo tylko zachowane jest normalne następstwo tych warstw, chociażby dwóch wiekowo najbliższych poziomów. Obrazem powszechnie spotykanym jest niezgodność następstwa stratygraficznego.

Z serią podśląską kontaktują najczęściej górne łupki cieszyńskie. Nie jest jednak zjawiskiem wyjątkowym, że także inne poziomy stratygraficzne śląskie stykają się bezpośrednio z utworami podśląskimi. Jest to bezsprzecznie wynikiem tektonicznego wytarcia najbardziej spagowych warstw nasuwającej się płaszczowiny, wygniecenia i przesunięcia względem siebie, a także zredukowania innych poziomów.

Jeśli chodzi o zagadnienie, z którymi ogniwami stratygraficznymi serii podśląskiej kontaktuje neokom śląski, to uderzy nas ogromna chaotyczność pod tym względem i brak wszelkiej prawidłowości. Ujmując utwory płaszczowiny śląskiej jako całość widać, że w Rajbrocie neokom jest przefałdowany w zawilę sposób głównie z górno-kredową serią pstrą, a znacznie rzadziej z szarymi marglami. W kierunku zachodnim — w stronę Bytomska, jest on przefałdowany z ogniwami młodszymi — z trzeciorzędową serią pstrą, łupkami menilitowymi i warstwami krośnieńskimi. Płaszczowina śląska pokrywa tu zatem różne wiekowo utwory jednostki podśląskiej. Ten sam obraz obserwuje się w innych elementach strefy żegocińskiej.

Łuska Rajbrotu charakteryzuje się pewnymi cechami budowy geologicznej, wyróżniającymi ją w porównaniu z innymi tektonicznymi jednostkami strefy żegocińskiej. Przede wszystkim w części wschodniej zachowały się najwyższe ogniwa kredy górnej w pozycji, która wskazuje, że łuska ta rozwinęła się z fałdu obalonego. Następnie nigdzie indziej nie

występują tak częste i wyraźne dyslokacje poprzeczne i podłużne, wywołane wpływem nasuniętych mas płaszczowiny magurskiej.

*Łuska Żegociny.* — Następną ku południowi jednostką w obrębie strefy żegocińskiej jest łuska Żegociny (tabl. II, przekrój III). Wynurza się ona w Żegocinie spod płaszczowiny magurskiej i ciągnie się w kierunku zachodnim aż do Kamionnej, gdzie kończy się na zachodnich zboczach doliny Pluskawki. Wszystkie drugorzędne elementy strukturalne tej łuski mają kierunek zasadniczo równoleżnikowy, dlatego tylko na niewielkim odcinku — w samej Żegocinie — nasuwa się ta łuska na łuskę Rajbrotu. Ku zachodowi, w związku z pd.-zachodnim kierunkiem przebiegu antykliny Czchowa, kolejne ku południowi elementy strukturalne łuski Żegociny nasuwają się na tę antyklinę kulisowo. Od tej ogólnej budowy zasadniczo odbiega mały obszar położony na południe od wioski Beldno, obejmujący przysiółek zwany Gródek. Tutaj zarówno w utworach podśląskich jak i śląskich obserwuje się biegi warstw o kierunku N-S lub przechodzących z NE-SW do N-S.

W łusce Żegociny szare margle odsłaniają się w niewielu punktach. Widać je w dolnym biegu Jeziernicy i w odsłonięciach sąsiednich potoków. Natomiast główne ogniwo stratygraficzne serii podśląskiej, biorące udział w budowie wspomnianej łuski, stanowią pstre margle górno-kredowe z często występującymi soczewkami białych margli żegocińskich. Można je śledzić na terenach Żegociny, Beldna i Kamionnej, gdzie tworzą większe lub mniejsze soczewki wyklinowujące się sedymentacyjnie lub zredukowane tektonicznie, przykryte niezgodnie utworami dolnej kredy śląskiej.

Wśród serii pstrych reprezentowane są także ogniwa paleogenu (paleocen eocen). Łupki menilitowe i warstwy krośnieńskie występują także w tej łusce, lecz na małych i odosobnionych obszarach.

W budowie łuski żegocińskiej biorą również udział utwory dolno-kredowe płaszczowiny śląskiej. Oprócz górnych łupków cieszyńskich należy tu wymienić także warstwy grodzkie i warstwy lgockie. Warstwy wierzowskie występują tu zaledwie w dwóch punktach i to w tak małej miąższości i rozprzestrzenieniu, że nie można ich było wydzielić kartograficznie.

Utwory płaszczowiny śląskiej kontaktują przeważnie z górno-kredową facją pstrą, a częściowo także z utworami trzeciorzędowymi, wykształconymi w tej facji. Ciekawie pod tym względem przedstawia się obszar na południe od Beldna (tabl. II, przekrój II), gdzie górne łupki cieszyńskie i warstwy lgockie przefaldowane są z odwróconą i wtórnie sfałdowaną serią podśląską złożoną z warstw krośnieńskich, pstrych łupków eoceńskich, pstrych margli górno-kredowych, a także margli szarych.

*Łuska Kamionnej.* — Następną ku południowi jest łuska Kamionnej. Także i ta łuska wylania się w Żegocinie spod płaszczowiny magurskiej i z wyjątkiem swego najbardziej zachodniego odcinka, na całej długości kontaktuje z tą jednostką od południa. Łuska Kamionnej zbudowana jest przeważnie z utworów serii podśląskiej. Płaty czarnej kredy śląskiej zachowały się tutaj w wąskich zaledwie smugach. Prawdopodobnie część tych utworów jest ukryta pod płaszczowiną magurską, na co wskazują wynurzające się spod tej jednostki łupki cieszyńskie w pd.-zachodniej części omawianego obszaru.

Do łuski tej należą szare margle odsłaniające się w Pluskawce, które silnie sfałdowane ciągną się w kierunku wschodnim, gdzie zanurzają się pod pstre margle. Stanowią one jeden z drugorzędnych elementów tektonicznych łuski Kamionnej, i wyciśnięte z głębi nasuwają się na wfałdowany w pstre margle płat łupków cieszyńskich i warstw wierzowskich, na których powstało osuwisko Czarnego Błota. Obszar między doliną Pluskawki i antykliną Czchowa odznacza się najbardziej zawiłą budową tektoniczną w strefie żegocińskiej. Powstała tutaj opisana uprzednio mała forma synklinalna utworzona z pstrych margli, wyciśniętych spod górno-kredowych utworów śląskich.

Zachodni odcinek łuski Kamionnej stanowi część o najsilniejszej elewacji poprzecznej tej łuski. W kierunku wschodnim tylko najbardziej północne i brzeżne jej części zbudowane są z utworów górnej kredy, w facji pstrych margli. Południowe części łuski zbudowane są najprawdopodobniej z trzeciorzędowych pstrych łupków ilastych i ilasto-marglistych. Zaznacza się tu ponadto synklinalna forma wypełniona łupkami menilitowymi i warstwami krośnieńskimi. W synklinę tą wfałdowane są z góry łupki cieszyńskie.

Łuska Kamionnej czołem swym nasuwa się na łuskę Żegociny, a zachodnim swoim krańcem opiera się o warstwy godulskie antykliny Czchowa, wychodząc również kulisowo spoza łuski Żegociny.

*Łuska Rybia.* — Jest to najbardziej południowa łuska w obrębie strefy żegocińskiej (tabl. II, przekrój I). Charakteryzuje się ona występowaniem warstw lgockich (?), górno-kredowych szarych margli z egzotykami, margli żegocińskich z soczewką czarnych łupków z egzotykami w spagu, następnie piaskowców i zlepieńców z Rybia, pstrych łupków eoceńskich, łupków menilitowych i warstw krośnieńskich. Cała seria jest monoklinalnie ułożona i zapada ku południowi.

Czoło łuski Rybia przebiega równoleżnikowo; również biegi warstw, zwłaszcza mierzone w marglach żegocińskich i piaskowcach z Rybia, wskazują stale kierunek W-E. Wśród łupków pstrych, znajdujących się w stropie serii piaskowców z Rybia, utworzyła się synklina o kierunku

SW-NE, przypuszczalnie w związku z soczewkowatym kształtem serii z Rybia, mechanicznie sztywnej. Centralną część tej synkliny wypełniają silnie zredukowane łupki menilitowe i warstwy krośnieńskie. W synklinę tą wfałdowane są górne łupki cieszyńskie jednostki śląskiej. Ścinają one skośnie oś synkliny i kontaktują z jej różnymi ogniwami stratygraficznymi.

Prawdopodobnie na pstrych łupkach eoceńskich leżą w najbardziej pd.-zachodniej części strefy żegocińskiej warstwy lgockie i warstwy godulskie. Nastęstwo tych utworów jest odwrócone i warstwy godulskie zapadają pod warstwy lgockie, w których występują hieroglify na górnych powierzchniach.

Powtarza się więc i tutaj pewna regularność w wzajemnym stosunku serii podśląskiej i śląskiej. Prawidłowość ta wyraża się tym, że w każdej z wydzielonych tu jednostek tektonicznych północna czołowa strefa zbudowana jest głównie z utworów serii podśląskiej, natomiast południowa synkinalna — z utworów płaszczowiny śląskiej.

#### *Problemy tektoniczne strefy żegocińskiej*

Analiza różnych szczegółów budowy geologicznej strefy żegocińskiej prowadzi do szeregu wniosków ogólniejszej natury. I tak pomijając odosobnione wystąpienia niepewnie określonych warstw lgockich, nie znamy na tym obszarze starszych warstw jednostki podśląskiej niż utwory kredy górnej, co najwyżej dolnego kampanu. Przypuszczać więc należy, że nasuwająca się z południa płaszczowina magurska odkłuła i zgarnęła tylko młodsze serie jednostki podśląskiej. Starsze ogniwa tej jednostki mogą się znajdować w głębi, na południu, pod płaszczowiną magurską. O tym, że w serii podśląskiej można się spodziewać warstw starszych niż kreda górna, świadczy cały profil serii podśląskiej podany przez M. Książkiewicza (1951b) z arkusza Wadowice. Wyróżnia on tam u czoła płaszczowiny śląskiej różne ogniwa od hoterywu (?) po oligocen włącznie. Także W. Nowak (1956) w okolicy Bielska podaje występowanie w serii podśląskiej utworów starszych niż górno-kredowe. Również na arkuszu Bochnia w rejonie Brzeska u czoła płaszczowiny śląskiej znajdują się warstwy lgockie należące do serii podśląskiej.

Innym problemem jest stosunek płaszczowiny śląskiej do jednostki podśląskiej. Uderzający jest fakt, że różne ogniwa neokomu śląskiego kontaktują w różnych formach struktur fałdowych przeważnie z serią górno-kredowych pstrych margli, a w mniejszym stopniu z utworami pstryymi wieku paleogeńskiego, łupkami menilitowymi i warstwami krośnieńskimi. Mimo pozornej zgodności deformacji fałdowych, obserwowanej w odsłonięciach — na mapie widać, że dolno-kredowe warstwy śląskie

przebiegają często skośnie lub poprzecznie do struktur zaznaczających się w jednostce podśląskiej. Widać tu, że dolna kreda leżała już pierwotnie niezgodnie na powierzchni jednostki podśląskiej, w obrębie której zachowane były jakieś resztkowe struktury fałdowe.

Znamiennym wydaje się fakt, że bardzo silnemu zniszczeniu uległy najmłodsze ogniwa serii śląskiej. Jeżeli się zważy, że obie serie — podśląska i neokom śląski — zbudowane są przeważnie z utworów bardzo plastycznych takich jak margle i łupki margliste oraz łupki ilaste, to trudno wyobrazić sobie mechanizm zniszczenia i zmiążdżenia tektonicznego pomiędzy nimi — jedynej odpornej serii podśląskiej, jakimi są warstwy krośnieńskie, przeważnie piaskowcowe.

Dlatego, jako najprostsze rozwiązanie opisanego układu wzajemnego obu jednostek tektonicznych w strefie żegocińskiej i w braku innych dowodów, przyjmuję możliwość erozyjnego zniszczenia młodszych ogniw stratygraficznych jednostki podśląskiej. Erozja sięgnęła aż do niższych poziomów kredy górnej w strukturach antyklinalnych, a najmłodsze — utwory krośnieńskie zachowały się w łękach. Procesy erozyjne odbyły się zatem już przed głównym etapem ruchów orogenicznych w obszarach fliszowych. Na tę erozyjną powierzchnię jednostki podśląskiej została dopiero nasunięta płaszczowina śląska.

Kontakt tektoniczny płaszczowiny śląskiej z różnymi poziomami stratygraficznymi serii podśląskiej jest obserwowany w wielu punktach także i poza strefą żegocińską.

Działanie czynników erozyjnych pomiędzy poszczególnymi fazami nasilenia ruchów górotwórczych, a częściowo może w czasie ich trwania, jest — mimo obiektywnych wątpliwości — prawdopodobne i w całości kształcie procesów geologicznych konsekwentne. Dlatego też, nie przesądając możliwości innej interpretacji budowy geologicznej całości obszaru, w który wchodzi strefa żegocińska, sądzę, że przyjęcie współdziałania procesów erozyjnych w historii zjawisk geologicznych tego obszaru daje wyjaśnienie jego budowy.

Dalszym problemem jest sprawa mechanizmu fałdowanych ruchów w obszarze strefy żegocińskiej, który spowodował, że łuski tej strefy biegnąc równoleżnikowo nasuwają się w sposób kulisowy na strefę antyklinalną Czchowa. Główna przyczyna takiego układu stosunków tektonicznych wydaje się leżeć w budowie geologicznej płaszczowiny magurskiej.

#### *Płaszczowina magurska*

Dzisiejszy brzeg płaszczowiny magurskiej na omawianym terenie jest niewątpliwie brzegiem erozyjnym tej jednostki. Pierwotnie sięgała ona nieco dalej na północ, jak o tym świadczy jej czapka tektoniczna

między Iwkową i Rajbrotem. Podobnie jak tutaj oparła się ona o zachowaną część wypiętrzenia antyklinalnego Czchowa. W swym ruchu ku północy wykorzystwała płaszczowina magurska wielkie obniżenie erozyjne, powstałe w wyniku wyżej przedstawionych wydarzeń geologicznych, sięgając swym czołem najdalej ku północy na południku Rajbrotu.

Wysunięta w ten sposób strefa brzeżna płaszczowiny magurskiej nie stanowi tu zbyt grubej pokrywy. Jakkolwiek można było wyróżnić w niej prawie wszystkie ogniwa stratygraficzne od kredy inoceramowej po piaskowce magurskie włącznie — to przecież warstwy starsze są na płaszczynie nasunięcia częściowo wytarte, lub też zostały one w tyle.

Rozpatrując ogólnie budowę tej części płaszczowiny magurskiej widać zaznaczające się tu drugorzędne sfałdowania. I tak na północy zaznacza się mała normalna antyklina, rozcięta dzisiaj erozyjnie, w wyniku czego powstała czapka tektoniczna. Druga forma antyklinalna uformowana jest na południu. Jest to antyklina Kisielówki. Między nimi ciągnie się łęk, zbudowany z piaskowców magurskich, które tworzą tu najwyższe wzgórza. Przebieg tych struktur tektonicznych jest dokładnie równoleżnikowy, a także i biegi warstw mają podobne kierunki (fig. 4).

Te struktury fałdowe musiały powstać już w okresie poprzedzającym nasunięcie płaszczowiny magurskiej na obszar dzisiejszego jej występowania. Zróznicowanie tektoniczne w samej płaszczynie magurskiej, jak również ewentualne warunki podłoża, po którym się przesuwiała, musiały spowodować fakt, że płaszczyna jej nasunięcia ścina niezgodnie struktury istniejące w ich spągu. Dlatego obserwujemy w spągu jednostki magurskiej różne ogniwa stratygraficzne, np. warstwy inoceramowe w Kisielówce i piaskowce magurskie w Rajbrocie. Znamienne jest również to, że płaszczyna szariażu w strefie czołowej znajduje się dzisiaj na tej samej mniej więcej wysokości bezwzględnej — około 300-400 m. Być może do takiego układu przyczyniły się również i późniejsze ruchy izostatyczne. Niemniej wydaje się, że płaszczowina magurska na omawianym obszarze nasuwała się bardzo płasko.

W swym ruchu ku północy jednostka ta odkłębiła i sfałdowała u swego czoła młodsze serie jednostki podśląskiej wraz z pokrywającymi ją warstwami śląskiej kredy dolnej. Zgodnie z wypowiedzianym uprzednio poglądem, że utwory te stanowią resztki zniszczonej w tym obszarze jednostki śląskiej, można zawile stosunki następstwa stratygraficznego, obserwowane wśród tych utworów, tłumaczyć właśnie tym, że zanim zostały sfałdowane, uległy także częściowo zerodowaniu.

Obserwowany równoleżnikowy przebieg łusek strefy żegocińskiej (fig. 3 i 4) i podobnie równoleżnikowy kierunek elementów tektonicznych płaszczowiny magurskiej należy przypisać równomiernemu działaniu nacisków idących od południa.



## MIOCEN

W Atlasie Geologicznym Galicji W. Szajnocha (1902) podaje, że w roku 1894 H. Walter i J. Grzybowski znaleźli w Żegocinie faunę złożoną z mięczaków, koralii, mszywiolów i otwornic, z której F. Dyduch (1896) opracował ślimaki i określił jej wiek na dolno-mioceniński. Faunę tę przekontrolował następnie W. Friedberg (1905) stwierdzając, że zespół gatunków jest typowy dla morza tortońskiego i odpowiada warstwom grabowieckim. J. Nowak (1948) na podstawie obecności w tych utworach formy *Amphistegina lessonii* łączy ich powstanie ze starszym zalewem tortońskim tj. opolem, uważając je za odpowiednik piasków heterosteginowych. W roku 1930 miałam możliwość widzieć utwory ilasto-piaszczyste z fauną głównie drobnych ślimaków, raczej źle zachowaną. Miocen ten odsłaniał się w potoku płynącym przez wieś Żegocinę, w pobliżu miejsca, gdzie dzisiaj znajduje się szkoła i oddziela się droga na wschód od Bytomska. Ilasto-piaszczyste utwory mioceńskie znajdujące się wśród ciemnoszarych łupków ilastych i wraz z nimi były sfałdowane, wykazujące prawie pionowe ułożenie. Potok jest od szeregu lat uregulowany i miejscami obudowany, na skutek czego miejsce występowania miocenu jest dzisiaj zasłonięte, a warstwy niewidoczne. Zebrany przeze mnie materiał faunistyczny uległ w czasie wojny zniszczeniu.

Występujące w Żegocinie utwory tortońskie leżą na utworach jednostki podśląskiej i są wraz z nimi przefałdowane. Fakt ten rzuca wiele światła na historię geologiczną tego obszaru. Niemniej ważne jest ustalenie, do którego z podpięter tortonu należy zaliczyć osady w Żegocinie, by ustalić punkt wyjścia dla rozważań na temat następstwa i rodzaju zjawisk geologicznych, dla których w tym okresie i na tym obszarze miernikiem czasu może być miocen.

Istnieją dwa poglądy na wiek osadów mioceńskich w Żegocinie. Pogląd W. Friedberga (1905) na podstawie całego zespołu faunistycznego, który określa go jako przynależny do podpiętra grabowieckiego oraz J. Nowaka (1948), który z obecności formy *Amphistegina lessonii* wnosi, że osady te odpowiadają podpiętru opolskiemu. Zalew opolski miał sięgać obniżeniem dzisiejszej doliny Dunajca aż do czoła nasunięcia magurskiego. Śladami pobytu morza opolskiego na tym terenie są piaski i piaskowce heterosteginowe w Brzozowej i ewentualnie utwory w Żegocinie.

W Brzozowej osady mioceńskie, według F. Biedy (1936), należą do dwóch poziomów. Poziom starszy wykształcony jest jako ilaste piaskowce heterosteginowe, które autor wiąże z poziomem warstw chodenickich z okolicy Bochni. Oprócz fauny występują tu różne elementy przewodnie takie jak margle krzemionkowe i tufity. Szczególnie te ostatnie utwory, tak bar-

dzo charakterystyczne dla warstw chodenickich, wskazują na równowieko-wość osadów z Brzozowej i Bochni.

Jak podaje F. Bieda (l. c.), w Brzozowej występują ily piaszczyste, które zawierają faunę mięczaków piętra grabowieckiego. Wśród otwornic znalazł on jeden okaz *Heterostegina costata*, lecz mimo to zalicza te utwory do piętra grabowieckiego podnosząc, że jeżeli sporadycznie występują gatunki dużych otwornic, to nie znaczy to, że należy identyfikować osady, w których one występują, z piaskami heterosteginowymi, gdzie występują one masowo. Otwornice te charakteryzują fację przybrzeżną ciepłego morza, lecz nie są formami przewodnimi.

W Żegocinie W. Friedberg (1905) znalazł na 124 okazy różnych otwornic, 8 okazów *Amphistegina lessonii*. Nie jest to zatem masowe występowanie tego gatunku, a że i mikrofauna według W. Friedberga (l. c.) wskazuje na torton górny — podpiętro warstw grabowieckich, więc nie ma — moim zdaniem — przeszkód natury faunistycznej, ażeby piaski żegocińskie zaliczyć do tego piętra.

Odpadłby więc główny argument natury faunistycznej, który skłonił J. Nowaka (1948) do zaliczenia tych utworów do podpiętra opolskiego tortonu.

Jeżeli więc oprzemy się na poglądzie W. Friedberga (o. c.) i przyznamy grabowiecki wiek utworom z Żegociny, to wtedy przebieg procesów geologicznych w omawianej strefie i ich kolejność przedstawi się następująco.

W głównej fazie ruchów górotwórczych została nasunięta płaszczowina śląska na podśląską, a płaszczowina magurska dosunęła się odpowiednio od południa. Czoło płaszczowiny śląskiej znajdowało się jeszcze wtedy co najmniej o 10 km bardziej na południe niż to dzisiaj ma miejsce.

Po utworzeniu się formacji solonośnej i warstw chodenickich następuje ponowny ruch mas fliszowych ku północy. Płaszczowina śląska wraz z podśląską osiągają swe dzisiejsze położenie, fałdując utwory opolskie przed swym czołem. Płaszczowina magurska musiała już również wówczas przesunąć się ku północy. W tym okresie mogła się utworzyć antyklina Czchowa a zwłaszcza deformacje wewnątrz łuku antykliny.

Główne procesy niszczenia erozyjnego obszaru strefy żegocińskiej dokonywałyby się wtedy w stosunkowo krótkim okresie czasu w tortonie po okresie sfałdowania warstw opolskich, a przed zalewem grabowieckim.

Dopiero po osadzeniu się warstw grabowieckich w Żegocinie mogłaby się płaszczowina magurska przesunąć ku N do obecnego położenia i sfałdować u czoła utwory strefy żegocińskiej wraz z mioceniem Żegociny. Musiała ona przebyć drogę co najmniej 10 km. Natomiast w tej fazie ruchów fałdowych znajdująca się na północy płaszczowina śląska wraz z podśląską

zachowywać musiały się zupełnie biernie, zaburzając jedynie nieznacznie warstwy grabowieckie w najbliższym sąsiedztwie jej czoła.

Skoro wiemy, że dzisiejszy obszar doliny Dunajca tworzył depresję poprzeczną także i w piętrze opolskim, kiedy osadziły się utwory tego piętra w Brzozowej, to możliwość rozprzestrzenienia się tej zatoki morskiej dalej na południe i zachód jest już kwestią tylko jej wielkości. Dlatego nie można wykluczyć, że mogła ona sięgać także i na obszar strefy żegocińskiej.

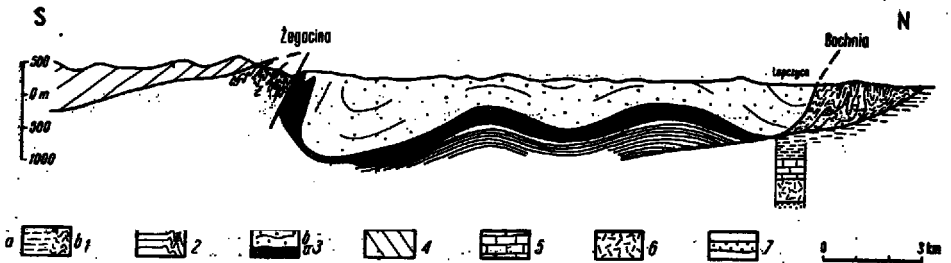


Fig. 5

Schematyczny przekrój przez główne flyszowe jednostki tektoniczne na linii Bochnia-Zegocina

1 dolny torton — a niesfałdowany, b sfaldowany, 2 płaszczowina podśląska, (z strefa żegocińska), 3 płaszczowina śląska — a dolna kreda, b górna kreda i paleogen, 4 płaszczowina magurska, 5 malm, 6 dewon środkowy, 7 dewon dolny

Schematic section through main Flysch tectonic units along the Bochnia-Zegocina line  
 1 Lower Tortonian — a not folded, b folded, 2 sub-Silesian nappe (z Żegocina zone),  
 3 Silesian nappe — a Lower Cretaceous, b Upper Cretaceous and Palaeogene,  
 4 Magura nappe, 5 Malm, 6 Middle Devonian, 7 Lower Devonian

Obraz intensywności sfaldowania utworów strefy żegocińskiej narzuca niezwykle sugestywnie podobieństwo do podobnie intensywnie sfaldowanych i zgarniętych miocenijskich utworów piętra opolskiego u czoła płaszczowiny śląskiej w rejonie Bochni (fig. 5). Wydaje się, że obie te strefy tak silnych tektonicznych zaburzeń, jedna na północy u czoła płaszczowiny śląskiej, druga u czoła jednostki magurskiej, mogły powstawać równocześnie w tej samej fazie schyłkowych już ruchów fałdowych. Nie bez wpływu na podobny styl tektoniczny jest plastyczny charakter utworów.

Biorąc pod uwagę kryterium tektoniczne należałoby przypisać utworom miocenijskim z Żegociny wiek tortonu dolnego. W konsekwencji wypadnie odnieść procesy geologiczne poprzedzające osadzenie się tutaj tego piętra do okresu przed piętrzem opolskim.

W rozważaniach powyższych nie można pominąć osadów miocenu w kotlinie Nowego Sącza. W opracowaniu tych utworów (K. Skoczyłowska 1929) zaliczono występujące tam ropy z lignitem do tortonu górnego (pię-

tro grabowieckie), a nadległe piaski miały odpowiadać jakiejś fazie zalewu morza grabowieckiego, który miałby mieć miejsce tuż przed sarmatem w związku z generalnym przemieszczaniem się morza w kierunku pn.-wschodnim.

Wnioski powyższe zostały oparte głównie na bardzo młodym charakterze zespołu fauny występującej w ilach, zbliżonej do zespołów sarmackich. Te sarmackie cechy fauny ilów wynikają oczywiście z brackiego charakteru środowiska, w jakim fauna żyła i nie dają raczej podstawy do stosowania jej jako kryterium wiekowego. Fauna piasków ma natomiast cechy normalnej fauny morskiej tortonu.

Krytyczne ustosunkowanie się do wniosków podanych w wymienionej pracy (l. c.) stało się konieczne w związku z próbą wyjaśnienia całokształtu historii geologicznej tych obszarów, związanej także z budową geologiczną strefy żegocińskiej.

W Nowym Sączu mamy do czynienia bezsprzecznie z dwoma cyklami sedimentacji głęboko sięgającej zatoki morza miocenińskiego. W Brzozowej (Bieda 1936), w północnych jej częściach, zostały wyróżnione osady obydwu pięter tortonu — opolskiego i grabowieckiego. Jest to obecnie jedyne występowanie osadów mioceniskich wspomnianej zatoki, których stratygraficzny podział nie budzi wątpliwości. Oprócz Żegociny i Nowego Sącza znane są jeszcze ślady ilów z węglem w Iwkowej, zaliczane do piętra grabowieckiego.

Przy próbie ujęcia w konsekwentną całość nielegnie ujęcie zatoki miocenińskiej, wkraczającej na obszary fliszowe aż do kotliny sądeckiej, narzuca się myśl, czy mimo pozornie młodego wieku fauny ilów, nie należałoby ich zaliczyć do piętra opolskiego. Trudno bowiem przyjmować dwie fazy zalewu grabowieckiego, które miałyby się zaznaczyć tak głęboko w Karpatach, nie obserwując dwudzielności tego piętra przy brzegu Karpat.

Ponieważ osady opolskie musiałyby się tu osadzić na utworach płaszczowiny magurskiej przed jej poopolskim ruchem ku północy, natomiast piaski grabowieckie po tej fazie ruchu, trochę przypadkowy wydaje się być fakt prawie zgodnego ułożenia na sobie obu tych poziomów.

Sprawa zaliczenia utworów mioceniških w Żegocinie do jednego z dwóch pięter tortonu musi pozostać raczej otwarta. Osobiście jestem skłonna, ze względów natury tektonicznej, uważać je za osady opolskiego wieku. Do czasu nowszego opracowania otwarte jest również zagadnienie wieku ilów Iwkowej. Osadzić się mogły one równocześnie z utworami z Żegociny w czasie zalewu opolskiego lub grabowieckiego.

Interesujące jest zagadnienie, czy pod czapką magurską znajdują się utwory mioceniške. Jeżeli zgodzimy się na opolski wiek miocenu żegocińskiego, a nawet i ilów z Iwkowej, to wtedy można przypuszczać, że większość tych niegrubych osadów została zniszczona erozyjnie przed okresem.

grabowieckim. Pod czapką magurską możemy więc nie znaleźć zupełnie tych osadów, lub jedynie w strzępkach. Jeśli natomiast przyjęlibyśmy grabowiecki wiek dla utworów w Żegocinie i dosunięcie płaszczowiny magurskiej dopiero po grabowcu, to wtedy nie byłoby czasu na denudację mioce-  
nu i musielibyśmy spodziewać się ich także pod czapką magurską.

#### WNIOSKI KOŃCOWE

Reasumując powyższe rozważania nad budową geologiczną strefy żegocińskiej należy stwierdzić, że na jej skomplikowaną budowę złożyły się między innymi pierwotne warunki sedymentacji utworów kredy górnej w tej części geosynkliny, która odpowiada jednostce podśląskiej.

Utwory podśląskiej kredy górnej tworzyły się w tej części basenu, który był w tym czasie objęty silnymi procesami diastrofizmu. W pobliżu tego obszaru wynurzyła się część kordyliery w postaci wyspy lub szeregu wysp, skąd pochodził bogaty materiał egzotykowy i detrytyczny, zwłaszcza pod koniec okresu kredowego.

Na podstawie zróżnicowania egzotyków, a także na podstawie różnic w wykształceniu facjalnym oraz częściowo różnic w zespołach mikrofaunistycznych, wyróżniono trzy odmiany facjalne, które mogą reprezentować trzy kolejno wiekowe poziomy stratygraficzne. Mikrofauna, jakkolwiek zróżnicowana, nie dała podstaw do sprecyzowania bliżej wieku tych poziomów, poza wiekiem dolny kampan-mastrycht. Za najstarszy poziom należy uważać szare margle z egzotykami gnejsów biotytowych; młodsze od niego są pstre margle z białymi marglami żegocińskimi i z soczewą czarnych ilów z egzotykami; najwyższy poziom to piaskowce glaukonitowe z Rajbrotu oraz piaskowce i zlepieńce z Rybia. Te ostatnie mogą ewentualnie częściowo reprezentować paleocen.

Obszar sedymentacji osadów kredy górnej był jednocześnie terenem działalności wulkanicznej z ośrodkiem położonym w pobliżu.

Zespół zjawisk geologicznych, zaznaczających się tak dobitnie w kredzie górnej, przypada na okres poprzedzający bezpośrednio fazę laramijską ruchów górotwórczych. Są one z tą fazą związane, stanowiąc przygotowawczy etap ruchów górotwórczych tej fazy.

Strefa żegocińska zbudowana jest z utworów serii podśląskiej od górnej kredy do oligocenu włącznie oraz z utworów dolno-kredowych płaszczowiny śląskiej i ma charakter okna tektonicznego odsłaniającego się spod płaszczowiny śląskiej, która ogranicza ją od północy. Granicę południową tworzy płaszczowina magurska nasuwająca się na strefę żegocińską, wschodnią — dyslokacja Rajbrotu ukryta pod tą płaszczowiną.

Skomplikowaną budowę tektoniczną samej strefy żegocińskiej i przy-

legających do niej obszarów próbowano wyjaśnić kolejnymi fazami ruchów górotwórczych i przeplatającymi je okresami działania erozji.

W ujęciu tym kolejność procesów przebiegała w ten sposób, że przed głównym etapem górotwórczym, w czasie którego doszło do nasunięcia płaszczowiny śląskiej na jednostkę podśląską, ta ostatnia była narażona na niszczące działanie czynników gradacji. W wyniku tego płaszczowina śląska nasunęła się na zerodowaną powierzchnię jednostki podśląskiej. Dlatego obserwujemy w strefie żegocińskiej niezgodny kontakt dolnej kredy śląskiej i różnych resztkowych struktur oraz różnych ogniów stratygraficznych jednostki podśląskiej.

Płaszczowina śląska nasunawszy się pokryła jednostkę podśląską prawie w całości, wyciskając niektóre jej części u swego czoła. Równocześnie zbliżyła się z południa płaszczowina magurska. W czasie tych ruchów trzech głównych jednostek tektonicznych uformowała się w obrębie płaszczowiny śląskiej antyklina Czchowa, której oś o kierunku równoleżnikowym na wschodzie, od Rajbrotu na zachód przechodzi w kierunek pd.-zachodni. Pod wpływem słabnącego, lecz trwającego jeszcze, nacisku płaszczowiny magurskiej i w związku z załamaniem antykliny Czchowa tworzą się po wewnętrznej stronie łuku drugorzędne struktury.

Jedną z nich jest dyslokacja poprzeczna Rajbrotu ukryta pod czapką magurską, która dzieli południowe skrzydło antykliny Czchowa na dwie części. Wzdłuż tej dyslokacji kontaktują warstwy krośnieńskie płaszczowiny śląskiej (synkliny Iwkowej) na wschodzie z utworami jednostki podśląskiej oraz z neokomem śląskim strefy żegocińskiej na zachodzie.

Drugą jest dyslokacja podłużna, prawie równoległa do osi antykliny Czchowa, ścinająca jej południowe skrzydło nazwana dyslokacją żegocińską. Wzdłuż tych dwóch głównych uskoków zachodnia część skrzydła antykliny i obszarów przylegających od południa została znacznie wyniesiona i z tego względu mogła być szczególnie narażona na destrukcyjne działanie erozji. Przyjęciem możliwości działania tych procesów można wyjaśnić fakt, że płaszczowina magurska nasunęła się później wprost na najstarsze warstwy płaszczowiny śląskiej i na utwory jednostki podśląskiej.

Zanim to nastąpiło — wkroczyło, jak wiadomo, morze tortońskie zatoką, zajmującą obszar dzisiejszej doliny Dunajca, która w okresie jednego z podpięter tortonu rozgałęziała się na zachód co najmniej do południka Żegociny.

Zauważyć należy, że wszystkie trzy jednostki tektoniczne zajmowały w owym czasie położenie bardziej południowe, a także ich wzajemne stosunki przestrzenne były różne niż dzisiaj.

Miocen Żegociny osadził się niewątpliwie przed główną fazą sfałdowania strefy żegocińskiej, ponieważ jest z jej utworami pozornie zgodnie

sfałdowany. Fakt ten wskazuje ponadto, że morze tortońskie w tej strefie zalało zerodowane już uprzednio obszary.

Wiek utworów miocenских Żegociny nie jest ustalony jednoznacznie na podstawie fauny. Przypisuje się im wiek grabowiecki (Friedberg 1905) lub opolski (Nowak 1948). Dlatego ustalenie kolejności następstwa dalszych procesów geologicznych w czasie musi pozostać do pewnego stopnia otwarte.

Uznając grabowiecki wiek tych osadów należy w konsekwencji przyjąć, że po okresie opolskim a przed grabowieckim płaszczowina śląska wraz ze znajdującą się pod nią jednostką podśląską przesunęła się ku północy mniej więcej do dzisiejszego położenia. Jednocześnie sfałdowała ona u swego czoła utwory solonośne i warstwy chodenickie (opol). W tym okresie płaszczowina magurska nasuwała się również ku północy, jednak nie osiągnęła dzisiejszego obszaru występowania. Pod jej naciskiem nastąpiły dyslokacje w południowym skrzydle antykliny Czchowa, a w dalszej kolejności zachodnia część zdyslokowanej strefy uległa częściowemu zniszczeniu erozyjnemu. Między innymi także i na ten zerodowany obszar wkroczyło zatoką morze grabowieckie. Po ustąpieniu tego morza, co w tym przypadku jest wynikiem zaczynających się nowych ruchów fałdowych, płaszczowina magurska nasuwa się dalej ku północy i fałduje utwory strefy żegocińskiej oraz osady grabowieckie. W tej fazie ruchów fałdowych jednostka śląska musiała zachowywać się biernie, zaburzając jedynie nieznacznie utwory grabowieckie u swego czoła. Zaznaczyłyby się w ten sposób dwie fazy ruchów nasuwawczych — przedgrabowiecka i pogramowiecka, z których młodsza objęłaby jedynie jednostkę magurską.

W przypadku drugim, tj, gdy przyjmiemy pogląd J. Nowaka (1948) o opolskim wieku osadów miocenu żegocińskiego, wtedy uzyskamy prostszy obraz przebiegu procesów przede wszystkim tektonicznych. Ostateczne nasunięcie wszystkich trzech jednostek tektonicznych odbyło się w jednej fazie ruchów fałdowych. Stało się to po opolu, a przed grabowcem. Stwierdzamy zbliżony w intensywności styl tektoniczny zaznaczający się w sfałdowaniu zarówno utworów opolu przed czołem płaszczowiny śląskiej jak i utworów strefy żegocińskiej u czoła jednostki magurskiej. Mogłoby to wskazywać na równoczesność tych procesów. Ruchy, które miały tu miejsce po okresie grabowieckim mają charakter ruchów słabych, które ostatecznie zadecydowały o dzisiejszej budowie.

Osobiście, uznając wagę kryterium tektonicznego, skłaniam się do przyjęcia tej drugiej alternatywy.

W związku z próbą ustalenia poglądu na wiek osadów miocenских w Żegocinie nasunęło się pytanie, czy utworów miocenских kotliny Nowe-

go Sącza nie należy odnieść do dwóch pięter tortonu w tym sensie, że ility z lignitem jako starsze odpowiadałyby piętru opolskiemu, a młodsze piaski — piętru grabowieckiemu.

*Katedra Złóż Surowców Skalnych  
Akademii Górniczo-Hutniczej  
Kraków, w lutym 1960 r.*

## LITERATURA CYTOWANA

- BIEDA F. 1936. Miocen Brzozowej i Gromnika i jego fauna otwornicowa (Le Miocène de Brzozowa et de Gromnik et sa faune de Foraminifères). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. XII, Kraków.
- DYDUCH F. 1896. Gasteropoda łów miocénskich w Żegocinie. — *Kosmos* 21, Lwów.
- FRIEDBERG W. 1905. Rewizja fauny miocenu w Żegocinie (Revision de la faune du miocène à Żegocina). — *Ibidem* 30.
- GEROCH S. & GRADZIŃSKI R. 1956. Stratygrafia serii podśląskiej żywieckiego okna tektonicznego (Stratigraphy of the Sub-Silesian series in the tectonic window of Żywiec, Western Carpathians). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. XXIV, z. 1, Kraków.
- HUSS F. 1957. Stratygrafia Węglówki na podstawie mikrofauny (Stratigraphy of the Węglówka Unit in the light of its microfauna). — *Acta Geol. Pol.*, vol. VII/1, Warszawa.
- KOSZARSKI L. 1956. Stratygrafia serii śląskiej i podśląskiej na północ od Sanoka (Stratigraphy of the Silesian and Sub-Silesian series to the North of Sanok). — *Przegląd Geol.* z. 10, Warszawa.
- KSIAŻKIEWICZ M. 1951a. W sprawie wieku pstrych margli we fliszu Karpat Zachodniach (On the age of variegated marls in the Flysch of the Western Carpathians). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. XIX, z. 2, Kraków.
- 1951b. Objasnienie arkusza Wadowice (Explanatory text Sheet Wadowice). *Inst. Geol. Warszawa*.
- 1951c. Kreda Karpat zewnętrznych. — *Reg. Geologia Polski*, t. I, Pol. Tow. Geol. Kraków.
- 1956a. Jura i kreda Bachowic (The Jurassic and Cretaceous of Bachowice). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. XXIV, z. 2-3, Kraków.
- 1956b. Przewodnik wycieczki w Karpaty Wadowickie XXVII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. — *Ibidem*, z. 4.
- 1956c. Geology of the northern Carpathians. — *Geol. Rundschau*, Bd. 45, Stuttgart.
- 1956d. Zagadnienie stratygrafii Karpat na tle paleogeografii (Problem of the Carpathian stratigraphy against the palaeogeographic background). — *Przegląd Geol.* z. 10, Warszawa.
- 1958. Kontakt skały wulkanicznej w Kamionnej koło Bochni (Thermal contact with the volcanic rock at Kamionna near Bochnia, Carpathians). — *Kwartalnik Geol.*, t. 2, z. 4, Warszawa.
- KSIAŻKIEWICZ M. & LISZKOWA J. 1959. Seria podśląska koło Golezowa (Sub-Silesian series near Golezów, Silesia). — *Ibidem*, t. 3, z. 1.



- KSIAŹKIEWICZ M. & WIESER T. 1954. Upper Cretaceous volcanism in the Carpathians Flysch geosyncline. — Bull. Acad. Pol. Sci., Cl. III, vol. II, no. 4. Warszawa.
- LIMANOWSKI M. 1905. Rzut oka na architekturę Karpat (Coup-d'oeil sur l'architecture de Carpathes). — Kosmos 30. Lwów.
- LISZKOWA J. 1956. Mikrofauna serii podśląskiej (Microfauna of the Sub-Silesian series). — Przegląd Geol. z. 10. Warszawa.
- LISZKOWA J. & NOWAK W. 1960. Seria podśląska w Karpatach Bielskich — frydecka seria podśląska (The Sub-Silesian series in the Bielsko Carpathians — the Frydek Sub-Silesian series). — Kwartalnik Geol., t. 4, z. 2. Warszawa.
- NOWAK J. 1927. Zarys tektoniki Polskiej (Esquisse de la tectonique de la Pologne). II Zjazd Słow. Geogr. Kraków.
- 1948. Miocen północnej krawędzi Karpat (The Miocene of the northern border of the Carpathians). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XVII. Kraków.
- NOWAK W. 1956. Seria podśląska na obszarze arkusza Biała-Bielsko (Sub-Silesian series in the region of the Bielsko-Biała sheet). — Przegląd Geol. z. 10. Warszawa.
- 1959. Geologia brzegu karpackiego między Andrychowem a Sołą (Geology of the Carpathian border between Andrychów and the Soła river). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 131. Warszawa.
- SKOCZYLASÓWNA K. 1929. Przyczynek do znajomości miocenu kotliny sądeckiej (Beitrag zur Kenntnis der Miozänablagerungen in der Umgebung von Nowy Sącz). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. VI. Kraków.
- SKOCZYLAS-CISZEWSKA K. 1952. Budowa geologiczna brzegu Karpat w okolicy Bochni (Kraj fliszowych Karpat w okrestnostjach Bochni). — Biul. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 77. Warszawa.
- 1956. O występowaniu tzw. andezytów w strefie żegocińskiej Karpat fliszowych (Andesites in the Żegocina zone of the Flysch Carpathians). — Zesz. Nauk. AGH, Geologia z. 1. Kraków.
- SKOCZYLAS-CISZEWSKA K. & TYNIEC T. 1955. O pegmatycie turmalinowym z fliszu okolic Żegociny (On tourmaline pegmatite from the Flysch around Żegocina). — Arch. Młner., t. XVIII/2. Warszawa.
- SZAJNOCHA W. 1902. Tekst do Atlasu Geologicznego Galicji. Z. 11. Kom. Fizjogr. Akad. Um. Kraków.
- UHLIG V. 1883. Beiträge zur Geologie der Westgalizischen Karpaten. — Jb. K. K. Geol. R.-A., Bd. 33, H. 3. Wien.
- ZUBER R. 1918. Flisz i nafta. — Prace Nauk. T. N. Lwów.

К. СКОЧЫЛЯС-ЦИШЕВСКА

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЖЕГОЦИНСКОЙ ЗОНЫ  
(ЗАПАДНЫЕ ФЛИШЕВЫЕ КАРПАТЫ)**

(Резюме)

Жегоцинская зона находящаяся к югу от Божни составляет тектонический элемент, который в виде тектонического окна выступает из под силезского покрова (табл. I, А). Покров этот ограничивает жегоцинскую зону с севера, а магурский покров — с востока и юга (табл. I).

В строении жегоцинской зоны принимают участие породы относящиеся к двум тектоническим единицам — к самому нижнему в этой области западных флишевых Карпат покрову подсилезскому и к залегающему на нем покрову силезскому.

Из серии силезских образований выступают тут более молодые стратиграфические звенья от верхнего мела до олигоцена включительно. Отличительной особенностью этой серии является мергелистый, нефлишевой характер верхнего мела.

Стратиграфические горизонты силезского покрова относятся к звеньям от нижнего мела до нижнего альба.

Жегоцинская зона отличается весьма сложным геологическим строением. Эта сложная картина обусловлена между прочим также и первичными условиями осадкообразования верхнего мела в части геосинклинали соответствующей подсилезской единице, а в её пределах — жегоцинской зоне.

Образования верхнего мела отлагались в части бассейна, который в те времена подвергался сильным процессам диастрофизма. Вблизи находилась часть кордильеры, в виде острова или ряда островов, доставляющей обильный обломочный и экзотический материал, особенно в конце мелового периода.

На основании разниц в составе экзотиков и фациальной дифференциации, а также отчасти различий в комплексах микрофауны выделено три фациальные разновидности, которые могут соответствовать трем стратиграфическим горизонтам. Несмотря на вышеупомянутые различия, микрофауна не доставила оснований для более точного определения возраста этих горизонтов кроме указания на их нижне-кампанский — маастрихтский возраст.

В виду того, что только в немногих точках возможно было установить нормальную последовательность слоев, самым старшим звеном верхнего мела можно считать серые мергели с экзотиками. Пестрые мергели, с жегоцинскими мергелями и линзой черных глин с экзотическими глыбами являются более молодым звеном. Глауко-

нитовые песчаники из Райброта, а также конгломераты и песчаники из Рыбья представляют самые молодые отложения.

Область осадкообразования в верхнем мелу и близлежащий островной район были в одно и тоже время объаты вулканической деятельностью с центром находящимся по всей вероятности поблизости.

Совокупность геологических явлений, так выразительно проявляющихся в верхнем мелу, приходится на период предшествующий ларамийской фазе горообразовательных процессов (фиг. 1-3, табл. I, II).

Сложное тектоническое строение жегоцинской зоны и смежных районов силезского и магурского покровов пытались объяснить последовательными фазами горообразования и эрозионной деятельности.

При таком подходе последовательность процессов происходила так, что перед главной фазой горообразования, во время которой произошел шарьяж силезского покрова на подсилезский, этот последний подвергался разрушительному действию факторов прадации. В следствии этого силезский покров был надвинут на эродированную поверхность подсилезской единицы. В итоге, в жегоцинской зоне наблюдается несогласный контакт между силезским неокомом и разными остаточными структурами равно как и различными стратиграфическими звеньями подсилезской единицы.

Силезский покров надвинувшись на подсилезскую единицу покрыл её почти полностью выжимая некоторые её части у своего лба. Одновременно с южной стороны приблизился покров магурский. Во время этих движений трех главных тектонических единиц, в пределах силезского покрова образовалась антиклиналь, ось которой имеет широтное направление на востоке, а начиная от Райброта принимает направление югозападное (фиг. 4). Под влиянием слабющего, но все же продолжающегося нажима магурского покрова и в связи с преломлением оси антиклинали Чхова на внешней стороне дуги возникли второстепенные дислокации.

Одной из них является поперечная дислокация Райброта скрытая под магурской тектонической шапкой. Делит она южное крыло антиклинали Чхова на две части. Вдоль плоскости этого сброса происходит контакт между кросненскими слоями силезского покрова на востоке (синклинали Ивковой) и образованиями подсилезской единицы совместно с силезским неокомом жегоцинской зоны на западе.

Второй дислокацией является продольный сброс жегоцинский.

Проходит он почти параллельно к оси антиклинали Чхова отсекая несколько косо её южное крыло.

Вдоль этих двух сбросов западная часть южного крыла антиклинали Чхова и областей прилегающих с южной стороны была значительно приподнята и вследствие этого могла быть особенно сильно подвергнута деструкционному действию эрозии. Принимая возможность действия этих процессов можно наиболее просто объяснить тот факт, что магурский покров надвинулся впоследствии непосредственно на самые старые слои силезского покрова и на отложения подсилезской единицы.

Прежде чем это произошло должно было вторгнуться торгонское море в виде залива захватившего пространство современной долины Дунайца. Разветвление этого залива протягивалось в одном из подэтажей торгона по крайней мере до меридиана Жегоцины.

Следует отметить, что все три тектонические единицы располагались в то время значительно южнее и что их взаимные пространственные соотношения были иными чем в настоящее время.

Миоценовые отложения Жегоцины образовались несомненно перед главной фазой складкообразования жегоцинской зоны, так как имеют повидимому согласную складчатость с её образованиями. Этот факт указывает на то, что торгонское море залило в этом районе уже эродированные области.

Возраст торгонских отложений Жегоцины несмотря на присутствие фауны не определен однозначно. Приписывается им то грабовецкий возраст (Friedberg 1905), то причисляют их к опольскому подэтажу (Nowak 1947). Поэтому установление последовательности дальнейших геологических процессов должно оставаться в известной степени открытым.

Признавая грабовецкий возраст этих отложений следует последовательно принять, что после опольского подэтажа, а перед подэтажом грабовецким силезский покров совместно с залегающей под нём подсилезской единицей передвинулся к северу более или менее до современного своего положения. Одновременно собрал у своего лба в складки соленосные и ходеницкие слои (подэтаж опольский). В этот период магурский покров также надвигался к северу, однако не имел возможности достичь области своего современного выступания. Под его натиском произошли дислокации в южном крыле антиклинали Чхова. В дальнейшей последовательности дислоцированная западная часть крыла подверглась частичному эрозионному разрушению.

На эту эродированную область вторглось в виде залива грабо-

вещкое море. После отступления этого моря, которое было связано с началом новых складкообразующих движений, магурский покров продвинулся дальше на север. Во время этой фазы были собраны в складки образования жегоцинской зоны. Силезская единица должна была оставаться пассивной, усложняя единственно в незначительной степени грабовецкие отложения возле своего лба. Таким образом отметились бы две фазы надвиговых движений после опольского подэтажа, причем более молодая из них затронула бы только единицу магурскую.

Во втором случае т. е., если бы принять мнение Я. Новака (1947), получим более сложную картину хода процессов, прежде всего тектонических. Окончательный надвиг всех трех тектонических единиц произошел во время одной фазы складкообразования. Произошло бы это перед периодом грабовецкого подэтажа. Обнаруживаем близкий по интенсивности тектонический стиль отмечаемый в складчатости так образований опольского подэтажа впереди фронта силезского покрова, как и отложений жегоцинской зоны у лба магурской единицы (фиг. 5). Движения происходившие тут после времени грабовецкого подэтажа проявляют характер единственно слабых довершающих движений.

Признавая важность тектонической оценки, автор лично склоняется к этой второй альтернативе.

В связи с попыткой уточнения взглядов на возраст миоценовых отложений в Жегоцине возникает вопрос, не следует ли отнести миоценовые отложения котловины Нового Сонча к двум этапам тортона в том смысле, что глины с лигнитом, как более древние, могли бы соответствовать подэтажу опольскому, а более молодые пески — подэтажу грабовецкому.

---

K. SKOCZYLAŚ-CISZEWSKA

**GEOLOGY OF THE ŻEGOCINA ZONE  
(WESTERN FLYSCH CARPATHIANS)**

(Summary)

**ABSTRACT:** The Żegocina zone is the easternmost part of an elongated zone of tectonic windows which stretches from Rajbrot to Żywiec in the Silesian nappe of the Western Carpathians. In the north the Żegocina zone borders on the Czchów anticline, a tectonic element of the Silesian nappe, while in the south and east it is bounded by the Magura nappe. Upper Cretaceous and Palaeogene deposits of the Sub-Silesian nappe, as well as Lower Cretaceous rocks of the Silesian nappe, build the geology of the Żegocina zone. Upper Cretaceous beds of the Sub-Silesian series consist of three distinct facies which may be regarded as stratigraphic members. These facies are: a) grey marls with exotics, b) variegated marls with Żegocina marls, c) glauconitic sandstones from Rajbrot as well as sandstones and conglomerates from Rybie. In the Upper Cretaceous different diastrophic phenomena occurred in the sedimentation basin of the Żegocina zone, such as the emergence of an island, accompanying volcanic disturbances, etc. These processes constitute a stage directly followed by Laramide orogeny. Two main dislocation zones embracing the southern limb of the Czchów anticline were formed after the overthrusting of the Silesian nappe onto the Sub-Silesian unit. The longitudinal Żegocina dislocation stretches somewhat obliquely to the axis of that anticline. The transversal dislocation of Rajbrot covered by the Magura nappe has a north-south direction. Along these faults the western part of the southern limb of the Czchów anticline has been considerably uplifted in relation to the eastern part. Tortonian erosion processes denuded the younger rocks of the Silesian series in the uplifted area down to Lower Cretaceous strata, locally even stripping off those of the Sub-Silesian series. Tortonian sediments occurring at Żegocina (Opolian substage?) were deposited on the eroded surface of the Żegocina zone to be subsequently subjected to simultaneous folding.

INTRODUCTION

The Żegocina zone, occurring south of Bochnia, is a tectonic element piercing the Silesian nappe as a tectonic window (table IA). The Silesian nappe borders the Żegocina zone on the north with the Magura nappe bounding it on the east and south. The Żegocina zone stretches east to west, its average width being that of 2 km., increasing up to 3 km. towards the west.

Rocks building up the Żegocina zone belong to two tectonic units: the Sub-Silesian nappe which is the lowermost in the Western Flysch Carpathians, and the overlying Silesian nappe.

Older geological literature does not contain much information concerning the Żegocina zone which was not regarded as a separate tectonic element until the recent re-examination of the geology of the Western Carpathians.

The most ample descriptive material of that area was published by V. Uhlig (1883). He stresses the difficulties encountered in the stratigra-

phic zonation of beds displaying a different facial development than that of the known rocks in the Western Carpathians. Light, whitish, frequently siliceous marls, so representative of this area, are by that author usually referred to the older Tertiary owing to their obvious connections with variegated shales, at that time considered to be of Eocene age. Uhlig has likewise ascertained the occurrence within this area of Lower Cretaceous deposits, facially very typical of the Silesian Carpathians. The relation of Neocomian and Palaeogene sediments, however, is not quite clear to that author (l. c.). He also believes that a sedimentary break occurred between the Neocomian and the Palaeogene (lack of Middle and Upper Cretaceous strata), and that a Palaeogene transgression probably took place on the folded Lower Cretaceous beds. All these deposits were simultaneously folded during the next orogeny; their original folded structure was destroyed owing to plasticity of material consisting mostly of shales.

The opinion of W. Szajnocha (1902) on that subject slightly differs. The main point of difference is in that he refers the white siliceous marls to the Neocomian series as equivalents of the Cieszyn limestones. After V. Uhlig, he also admits the transgressive position of the variegated Palaeogene shales on the Lower Cretaceous series.

Still another view as to the age of the white marls is advanced by R. Zuber (1918). That author stresses the facial connections of the white marls with the variegated shale series, but considers them as corresponding to the sub-menilitic marls and, together with the adjacent black shales, he refers them to the menilitic shale horizon (Eocene-Oligocene).

At a session of the Polish Geological Society in Cracow, Jan Nowak suggested that the particular Neocomian members of the Silesian type, encountered within the Żegocina zone, may possibly be elements of a higher tectonic unit, while other deposits, probably Palaeogene, may belong to a lower unit. All these sediments must have been simultaneously folded. Nowak's point of view has been fully confirmed by detailed investigations of this area.

This new tectonic unit was by M. Książkiewicz (1949) called the Sub-Silesian unit. It is exposed in tectonic windows and at the front of the Silesian nappe. Some beds occurring in the Żegocina zone belong to the Sub-Silesian unit.

Besides the just mentioned papers, concerned directly with the geology of the here discussed area, a number of others deal with the geology of the Sub-Silesian nappe recorded from other areas of the Western and Central Carpathians. Problems connected with this unit have been discussed more at large by M. Książkiewicz. When determining the full stratigraphic column of the whole Sub-Silesian series in the Wadowice

sheet that author has stated the sedimentary conditions, the palaeogeography and the tectonics of that unit (1951 a, b, c; 1956 a, b, c, d; 1958; 1959). Moreover, some disciples of Prof. Książkiewicz, i. e. Geroch & Gradziński 1956; Koszarski 1956; Nowak 1959, have published some interesting contributions to that problem.

Results of microfaunal studies have supplied diagnostic data for the solution of the stratigrapho-facial problems connected with the Sub-Silesian unit. Most noteworthy papers here are those by F. Huss (1957) on the Węglówka area and by J. Liszkowa (1956). The latter is concerned mainly with the stratigraphy of Upper Cretaceous deposits of the Sub-Silesian unit, based on regional microfaunal studies. A part of the microfaunal assemblages investigated by J. Liszkowa have been collected from the Żegocina zone and, hence, are of particular significance for the present paper.

The microfaunal fossils yielded by samples, collected from various sites of the Żegocina zone, have been investigated soon after the end of World War Two by dr. J. Syniewska, later on by J. Liszkowa and dr. St. Liszka. Their results are continually being referred to in the present paper.

#### THE ŻEGOCINA ZONE PROBLEMS

The geology of the Żegocina zone is very complex, hence its problems are numerous and manifold, both as regards scale and meaning. The following four questions come into the foremost rank here, but at the present state of our knowledge, they have not all been fully cleared up.

1. Stratigraphy of rocks building up the Sub-Silesian unit, particularly that of the Upper Cretaceous deposits in which three distinct facial developments have been recognised.

2. Palaeogeography of that part of the basin constituting the sedimentation zone of Upper Cretaceous rocks of the Żegocina zone.

Facial differences within the Upper Cretaceous deposits, numerous and various exotic blocks, also volcanic rocks known as andesites, provide basic material for the discussion here.

3. Tectonic processes, their sequence and the participation in the tectonic processes of three major tectonic units, i. e. the Sub-Silesian, the Silesian and the Magura units, mutually contacting with each other in the here discussed area.

4. Occurrence of the Miocene at Żegocina.

The present paper is based on detailed descriptions of sections of the four larger streams within this area — (two are shown in figs 1-2) — and on an analysis of the more significant geological elements observable between stream valleys (tables I-II).



## STRATIGRAPHY

*Sub-Silesian series in the Żegocina zone**The Lower Cretaceous*

Lgota beds (?) Aptian-lower Albian. Age determination of beds occurring at two points of the here considered area present serious difficulties owing to their unfossiliferous character and the lack of a consequent stratigraphic sequence. Some lithological features, such as silification of the sandstones here and the presence of black shales, siliceous, too, may suggest their assignment to the Lgota beds.

One of these occurrence sites is at Kamionna where — north of the Jaszczurówka hill — we observe quartzitic, thin-bedded, dark-grey coloured sandstones. Black compact shales occur in their westward extension. The sandstones here differ from the Lgota sandstones encountered in the Silesian series. Hence, the writer only tentatively refers them to the Sub-Silesian series.

The other occurrence of the Lgota beds (?) is at Żegocina. There, on the eastern slopes of the valley we may note black siliceous shales with thin intercalations of a white gaize-like rock. To the present writer the presence of these intercalations suggests connections between black shales and the Sub-Silesian series, insomuch that the occurrence in it of gaizes has been ascertained elsewhere (Książkiewicz 1951) within various Lower Cretaceous horizons.

*The Upper Cretaceous*

Three facial developments of the Upper Cretaceous are observable within the investigated area of the Żegocina zone. The facial differences here are lithological as well as microfaunal. Hence, the writer has distinguished: 1) facies of grey marls with exotics, 2) facies of variegated marls and 3) facies with the predominance of clastic rocks. One of the latter is referred to as the glauconitic sandstones of Rajbrot, another as the sandstones and conglomerates of Rybie.

These facies may be synchronic deposits, laid down simultaneously in various parts of the same sedimentary basin; they may also be stratigraphic links, but the sequence of the deposits is not obvious.

Strong tectonic processes have disturbed the Żegocina zone and strict determination of the stratigraphic sequence of the particular facies is hardly possible. Age boundaries determined on microfossils do not indicate more accurate dating than a Campanian-Maestrichtian period. Remarkably meagre microfaunal assemblages do not permit a closer dating than the Senonian or the Upper Senonian.

A normal, consequent succession of beds in the grey marls and the variegated marls facies has apparently been ascertained at two places. One of them is in the southern sector of the Pluskawka stream valley, the other on the western side of the Kołacina hill at Rajbrot. In both these outcrops the exposed beds of grey marls dip consequently below beds of variegated marls. These observations suggest that the grey marls with exotics are stratigraphically older than the variegated marls. This, however, does not bar the possibility of the simultaneous formation of variegated marls within an adjacent area.

In spite of strong tectonic disturbances the stratigraphic position of the glauconitic Rajbrot sandstones seems less doubtful. In the Rajbrot stream variegated shales, with Eocene microfossils, overlie the glauconitic sandstone series which dips normally to the south. In hill 405, variegated Upper Cretaceous marls dip below glauconitic Rajbrot sandstones. This geological sequence permits to determine the position of the sandstone series in the top of variegated marls.

We may observe the interstratification of the Rybie sandstones and conglomerates in the top layers of white siliceous marls of Campanian-Maestrichtian age. Hence, the Rajbrot glauconitic sandstones, together with the Rybie sandstones and conglomerates, are apparently the youngest stratigraphic member in the Upper Cretaceous series of the Sub-Silesian unit within the Żegocina zone.

*Grey marls with exotics* — The grey marls here often contain admixtures of quartz dust and numerous muscovite flakes. The colour of these marls is grey, when dry showing a distinctly bluish tint, but dark, blackish, if wet.

Thin sandstone intercalations, seldom more than 15 cm. thick, occur within the grey marls. The intercalations are fine-grained, calcareous sandstones, frequently with calcite veins. Marls and shales predominate throughout this series, the sandstones occur in smaller amounts only. In addition to quartz grains, showing traces of corrosion, felspar grains, usually fresh, occur in small amounts in the sandstones. Micas are rare, with the predominance of muscovite. The preserved rock fragments are in the first place those of siliceous rocks (chalcedony and chalcedony-opal), pelitic limestones and rare granite grains. Grass-green glauconite, invariably fresh, is frequently encountered.

All the examined sandstones are fossiliferous, containing fragments of bryozoans, molluscs and shells foraminifers. These fossils are often filled by pyrite.

Pyrite is dispersed in the rocks as irregular spherical or cube-like concentrations. It also occurs on the surface of sandstone layers.

The matrix cementing the sandstones is calcareous, fine and coarse crystalline, of the basal matrix type.

The presence of exotics is a characteristic feature of the grey marls facies. They are mostly biotite gneisses. The most common dimensions of the gneiss blocks are 40 — 70 cm. Some may be encountered with diameter up to 1.5 m., while one of blocks attained a diameter of 3 m. Quite small blocks occur, too. All the gneiss blocks show but poor mechanical abrasion.

Beautifully rounded limestone exotics, dark, sometimes spotted, are sporadically encountered.

The attached microfaunal lists show the assemblages here to be composed almost exclusively of calcareous species, with the predominance of planktonic forms.

The same type of assemblages occurs in the grey marls from the Wadowice area, also in the well known marls of Frydek (Liszkowa, 1956; Liszkowa & Nowak 1960), and in the vicinity of Bielsko (Nowak 1956).

Andesites, known for a long time, occur in outcrops of grey marls in the Pluskawka stream (Uhlig 1883) and the Żegocina stream. Some of these are fresh compact rocks of dark red colouration, while others display characters of pyroclastic rocks. Their mode of occurrence (position of andesites conformable with the bedding of marls, lack of their bottom delimitation) suggest an occurrence of these rocks *in situ* (Skoczylas-Ciszewska, 1956). This supposition of the present writer has been recently confirmed through the discovery by M. Książkiewicz (1959) of a thermally altered lamina of grey marls on the contact with andesite. The presence of tuffogenic deposits within this series proves the simultaneity of volcanic processes with the sedimentation of grey marls (Skoczylas-Ciszewska, 1956).

*Variegated marls* — The Cretaceous variegated marl facies is the most common stratigraphic link of the Sub-Silesian series, encountered within the Żegocina zone. The sediments of this facies grade from typical marls to marly shales. The colour variability is very strong, too. We may observe grey marls tinted green, red and green marls, grey spotted marls with black streaks differently outlined, and black marls.

These diverse varieties of marls are intertwined not vertically only, but horizontally, too.

Microfaunal assemblages encountered within the different marl varieties consist of agglutinated forms and calcareous benthonic forms with a small admixture of planktonic species. They correspond to the assemblages encountered in the Węglówka marls. Assemblages with greater specific abundance suggest the Campanian-Maestrichtian age.

d) *Żegocina marls*. Among the numerous marl varieties within the Żegocina zone we note the occurrence of white siliceous marls. They con-

stitute a representative lithological character in this zone, and, hence, have been distinguished as the *Żegocina marls*.

The *Żegocina marls* are light whitish rocks, extremely compact, siliceous. The silica concentration in some layers is so strong that hornfelses are formed as irregular shoots or thin bands in the centre of the layer. White marls are by passages connected with green and red marls which, therefore, may be siliceous, too.

In thin slides the *Żegocina marls* appear as rocks built up of finely pelitic argillo-carbonaceous mass, to a varying extent saturated with a chalcedony-opal substance. Sometimes they contain sponge spicules, more often varying amounts of foraminifers; occasionally they are unfossiliferous.

The *Żegocina marls* form layers from 8 to 20 cm. thick. They are traversed by numerous calcite veins. Usually they are strongly folded, with thickness up to 30 m.

Among white marls we may encounter black ones, occasionally slightly siliceous, forming intercalations of varying thickness. As a lenticular intercalation of this kind we may regard:

b) *Black shales with exotics*. These crop out above grey marls with exotics, below the white *Żegocina marls*, not being observable in any other section of the here considered area. They are exposed along a length of 25 m., which figure corresponds very nearly to the thickness of the rock, since the beds are in an almost vertical position.

The rocks here are black marly shales, weathering white. Exotics of varying size, 5 cm. to 0.7 m. in diameter fill them, the most common diameter ranging from 10 to 20 cm. The exotics are usually so densely arranged that the shales merely fill the interstices in between them. Sedimentary rocks, beautifully rounded, build the exotics. Light quartzitic sandstones, dark compact limestones (Devonian?) and sideritic marls, the least abundant, have been macroscopically ascertained.

V. Uhlig (1883) reports the discovery among these exotic rocks also of gneiss blocks.

Andesites occurring among these shales are compact or tuffy.

Black shales with exotics occur locally only.

*Glauconitic sandstones of Rajbrot*. The name of glauconitic sandstones refers to a series of beds formed at Rajbrot, characterised by the occurrence of thin- and moderately bedded glauconitic sandstones, interbedded with marly, grey coloured shales.

The sandstones here are fine- and medium-grained, compact, calciferous. In fresh cleavage they are tinted blue but weather to a yellowish-rusty colour and partly lose their calcium carbonate content.

Sharp-edged, fairly well abraded quartz grains are detectable under the microscope. The sorting of sandstones varies.

Besides quartz, rare feldspar grains are observable, too, showing absorption by the carbonate matrix. Micas occur in smaller amounts. Biotite has usually yielded to weathering. Fresh glauconite is abundant in all the sandstones. It is usually quite fresh, of grass-green colouration.

Among the preserved rock fragments the most numerous are those of quartzitic shales, chloritic shales, quartzites, also sericitic, micaceous and siliceous shales, while those of granites are very rare. Particles of black coal are frequent in these sandstones as unabraded fragments, many times larger than the sandgrains.

The matrix cementing the sandstones is carbonaceous, recrystallized. In weathered sandstones deprived of carbonate the clay-iron cement is very scarce. The microfauna here consists of agglutinated, calcareous-benthonic and planktonic forms. These fossils assign the Campanian-Maestrichtian age to the deposits.

In the geologic map their position is in the top of variegated marls.

The bryozoan-lithotamnian sandstones from Szydłowiec, described by M. Książkiewicz (1951), correspond in age to the glauconitic sandstones from Rajbrot.

#### *Sandstones and conglomerates of Rybie (Uppermost Cretaceous-Palaeocene)*

The Rybie sandstones and conglomerates occur as a large lenticular structure, rapidly thinning out eastwards. This rock complex has developed as sandstones and conglomerates interbedded with intercalations of grey marly shales. The sandstones are thick-, medium- or thin bedded. Westwards, where the lens attains its maximum thickness, some of the sandstone layers take on the appearance of thick-bedded sandstones. The thin bedded sandstones, together with the marly shales, facially resemble the glauconitic sandstones from Rajbrot.

Every possible variety of sandstone may be here encountered, from those very finely grained to conglomerates with unequigranular structure. The most coarsely grained conglomerates occur in the north-western slope of Mt. Książ Góra where some pebbles are up to 10 cm in diameter.

Quartz is the main detritic component of all the sandstone varieties here. Some of the grains have experienced corrosion.

Potassium-orthoclase feldspars, microclines, orthoclase microperthites and microcline microperthites, also orthoclase perthites, predominate among the rare feldspars. The greater part of feldspars have yielded to the process of resorption by the carbonaceous matrix.

Moreover, flakes of biotite and muscovite may be occasionally present, while fresh glauconite is of common occurrence, particularly so in thin-bedded fine-grained sandstones.

Here and there may be discerned detached specimens of foraminifers, also fine detritus of indeterminate shells.

The mineral composition of rock fragments in the coarser-grained sandstones and in conglomerates is extremely varied. Sericitic-quartzitic, quartzitic-micaceous, or chloritic shales are encountered here. Siliceous rocks (chalcedonites) and well rounded limestone fragments occur, too. The conglomeratic sandstones often contain recrystallized pelitic limestones, less often fine detritic limestones. Fragments of granites, granodiorites, aplites, gneisses and augen-gneisses, quartz-muscovite shales, also quartz-felspar-chlorite rocks (weathered granites?) come next. Finally some sandstones sporadically contain detached fragments of an extrusive rock, probably andesite.

The matrix cementing most of the sandstone varieties is calcareous, mostly re-crystallized. In fine-grained and thin-bedded sandstones it is particularly abundant. In coarse-grained sandstones the cement may be less copious; besides calcium carbonate we encounter quartz dust, an argillaceous substance and finely ground chlorite mass.

A large lens occurs on the north-western slopes of Mt. Księża Góra. It is made up of large pebbles, up to 10 cm in diameter, consisting of dark-red arkose conglomerates, smaller fragments of dark pink aplites and white Stramberg limestones.

Five andesite occurrence sites have been found within the Rybie sandstones and conglomerates (Skoczylas-Ciszewska 1956). One is at the top of the Jaszczurówka hill, the other four in Mt. Księża Góra. They are found in detritus only.

The distinctly lenticular shape of the Rybie sandstone and conglomerate exposures, as well as the varying granulation of the deposits suggest that this series is a deltoid alluvial fan on a very small scale (Skoczylas-Ciszewska & Tyniec 1955).

The rather meagre microfaunal assemblages indicate the Uppermost Cretaceous or even the Palaeocene. The Rybie sandstones and conglomerates constitute a series not encountered in other areas of the Sub-Silesian unit, but very representative for rocks in this part of the Żegocina zone.

### *Palaeogene*

1. *Palaeocene — Eocene.* — The boundary between the Uppermost Cretaceous and the Tertiary is not indicated by change in the lithology

of beds. The marly facies of variegated deposits persists, and a younger age — Palaeocene — is assignable to these deposits solely on microfaunal fossils. Most likely the formation of the Żegocina marls ceased during the Tertiary.

The variegated facies still passes into the Eocene, with the predominance, however, of argillaceous and marly-argillaceous shales, of red and green colour, often strongly diagenetized.

In the vicinity of Rybie a lens of conglomerates with pink felspar grains, resembling the Rybie conglomerates, has been formed in the top of variegated shales.

Minute shreds of menilitic shales are also encountered within the Żegocina zone. They are black-purple foliated shales accompanied by typical brown hornfelses.

2. *Oligocene*. — The Krosno beds are the youngest stratigraphic member. They are made up of thin-bedded micaceous calciferous sandstones and grey, marly argillaceous shales.

#### *Silesian Series in the Żegocina zone*

##### *Lower and Middle Cretaceous*

1. *Upper Cieszyn shales (Valanginian)*. — The upper Cieszyn shales are the most frequent stratigraphic horizon of the Silesian unit. Their representative development is that in black shales, argillaceous or marly-argillaceous, containing compact calciferous sandstones. They abound in calcite veins. Thin siderite layers occur in this series, too.

2. *Grodzisk beds (Hauterivian)*. — The Grodzisk beds have developed in sandstones and conglomerates, also in grey-bluish, dark marly shales. The varieties of sandstones distinguishable here are thick-bedded coarse-grained sandstones and conglomerates, and thin-bedded sandstones showing extremely fine granulation and strong calcification. The Grodzisk beds are fossiliferous practically everywhere. The most common fossil they yield is *Aptychus angulicostatus*, next comes *Belemnites bipartitus*. Moreover V. Uhlig (1883) reports the occurrence in the Grodzisk beds at Żegocina of *Aptychus didayi*, *Hoplites* sp., *Haplocers* sp.

3. *Wierzów beds (Barremian)*. — Solely on lithological resemblances the present writer distinguishes here complexes of black argillo-siliceous shales as the Wierzów beds. Thick siderite layers are the predominant element here. They are hardly ever observable in situ, forming agglomerated blocks in stream beds and on hill slopes. A distinct feature of siderites is their cherry-red colouration of the weathered surface.

4. *Lgota beds (Aptian-lower Albian)*. — Lgota beds likewise occur at many places in the Żegocina zone. They have developed in black siliceous shales, cleaving into cubes and splinters. Thin-bedded siliceous sandstones occur among the shales here.

5. *Godula beds (Albian-Cenomanian)*. — One only occurrence of the Godula beds has been noted within the studied part of the Żegocina zone. They outcrop as a small sheet in the southernmost sector of the Żegocina zone. Their facial development corresponds to that of the Godula beds reported from the Czchów anticline.

#### SKETCH OF UPPER CRETACEOUS PALAEOGEOGRAPHY

Palaeogeographic problems of that part of the Sub-Silesian sedimentation basin, corresponding to the Żegocina zone, can as yet be dealt with in a cursory manner only owing to our inadequate knowledge. Taking into account facial development changes of the Upper Cretaceous beds and character variability of exotics here, the obvious conclusion is that this part of the basin has experienced marked changes of diastrophic processes.

The differentiated grey marls, most probably the oldest member among the here present Upper Cretaceous deposits, contain one type of exotics, i. e. biotitic gneisses. The character of these blocks with distinctly poor mechanical abrasion, also their diverse dimensions, suggest the proximity of the shoreline where the broken off rocks glided down to the pelitic deposits. Hence, near-by, a ridge must have protruded above water, built up — at least in its littoral part — of biotitic gneisses.

At one time of the Upper Cretaceous period, subsequent to the deposition of the grey marls facies, the variegated marl facies prevailed throughout the here considered area. Changes of lithology of sediments are, however, observable in this facies, too. E.g. organic material responsible for the colouring of marls and black marly shales must have been intermittently supplied. The supply of this material was neither continuous nor plentiful enough, hence it was laid down as small black streaks causing the formation of spotted marls.

The formation of extensive lenses of white siliceous marls is connected with further changes in the sedimentation basin. The scanty sponge spicules preserved in marls possibly suggest the origin of silica, at least partly, to be due to the dissolution of their skeletons. Hence periodically the prevailing conditions must have been particularly favourable for the development of this fauna.

Additional evidence of the intensity of diastrophism is the formation at Rybie of black shales with exotics. The beautiful roundness as well as



the relatively large and varying dimensions of exotics, the absence of minute fragments, and scantiness of clay material burying the exotics, are all evidence stressing the unusual conditions accompanying the formation of this deposit. Owing to the sequence of geological events here a part of the cordillera may have been uplifted as an islet whose littoral cliffs, built of calciferous and quartzitic rocks, yielded more readily to erosion. Possibly, a gneiss klippe may have persisted on this shore, supplying the exotic material mentioned by V. Uhlig (1883). The blocks of rock breaking off the littoral belt were abraded and rounded by waves, the intensity of these processes might have gained in strength along with the progressive uplifting of the islet. Small fragments were being carried farther away from the shore. Seismic movements must have accompanied these events and are responsible for the displacement of the coarse-clastic deposits here, their intermingling with black shales laid down near-by, and their re-deposition as the present sediments.

A similar sequence of geological events is postulated by M. Książkiewicz (1956) in his interpretation of conditions associated with the formation of exotics at Bachowice, insofar that at Bachowice these events took place during the Eocene, while in the Żegocina zone they are referable to the Upper Cretaceous. Thus, it may be presumed that the above mentioned phenomena, though uncommon, are not unique and suggest a strongly labile bottom of the sea basin.

The formation of black clays with exotics may apparently be regarded as the first stage of the intensified diastrophism. The uplifting of the island area undergoes changes leading to erosion of its other parts built of some granite massif, particularly so of its peripheral zone traversed by thick veins of pegmatite (Skoczylas-Ciszewska & Tynieć 1955) and of aplite. The granite massif shows some differentiation since the granite exotics here encountered are both of muscovite and of biotite. Granite with pink feldspars is most likely the predominant variety, as is reasonably supposed on the presence of exotics of conglomerates with dark pink feldspars, dirty-red coloured. These conglomerates must have been formed in direct result of the destruction of granite rocks and in their close proximity, while into the Rybie series they were introduced as exotics in the secondary rockbed.

The island area was built of metamorphic rocks, too, which may have formed a mantle protecting the granite massif. This mantle consisted mainly of various types of crystalline shales, i. e. those of muscovite, sericite, chlorite, chalcidonites and others. Biotite gneisses, encountered in grey marls, are absent here.

Sedimentary rocks occurring here are: medium-grained sandstones, argillaceous grass-green shales, and limestones among which Stramberg

limestones have been distinguished, too. Deposits of productive Carboniferous have played an important part in the formation of the island area. Coal fragments occur frequently within the Rybie conglomerates and sandstones.

Fragments of extrusive rocks were likewise introduced into clastic deposits. Macroscopically they come very near to andesites occurring in situ within all the distinguished facies of the Upper Cretaceous. In spite of apparent contrasts these facts do not disagree. On the contrary, they reasonably suggest that volcanic processes involved not only extensive areas of the here considered zone of Upper Cretaceous sedimentation but those of the neighbouring island, too.

The formation of the glauconitic sandstone series of Rajbrot in the eastern part of the Żegocina zone occurred at about the same time as the commencement in its western part of the sedimentation of the Rybie sandstones and conglomerates. The clastic material of that series may have been brought from the same island area, even though many characteristic detritic elements, rather frequent in the coarse-clastic rocks of Rybie, are absent from the glauconitic sandstones. Coal fragments, widely dispersed by sea currents, are one of the rock elements common to both series.

Thus we see that various geological processes were strongly active throughout that part of the sea basin where all the differentiated facies had been laid down during the Upper Cretaceous. Their action was particularly intense within an area nearest to the island which was then just emerging, and now corresponds to the Rybie and Kamionna region. The frequent occurrence here of extrusive rocks and available evidence suggesting continental eruptions, possibly indicate a near volcanic centre.

#### TECTONICS

The Żegocina zone presents a most intricate geological pattern. This area consists of three major tectonic units: 1) the lowermost Sub-Silesian unit, 2) the overlapping Silesian nappe and 3) the uppermost Magura nappe.

The geological description of this interesting region, presented by the writer, covers all those parts of the three units embraced by the Żegocina zone, from north to south.

#### *Czchów anticline*

The northern margin of the Żegocina zone consists of the Czchów anticline (table I). This name has been given by the writer to the whole

interior anticlinal part of the Silesian nappe, which has formed in its southern peripheries and displays secondary folding deformations within its core. It extends across Czchów and eastward it passes to the right side of the Dunajec. Westward it stretches in the Bochnia Sheet along the hills of Piekarska Góra, Żarnówka at Żegocina, and farther across Bełdno to Rybie Stare. From Czchów to Rajbrot the longitudinal axis of the Czchów anticline has a E-W direction, while from Rajbrot to Rybie Stare it extends NE-SW.

The following stratigraphic links took part in the formation of this anticlinal zone: Upper Cieszyn shales (Valanginian), Grodzisk beds (Haute-rivian), Wierzów beds (Barremian) and the predominant Lgota beds (Aptian). Of the younger sediments we observe here the Godula beds (Albian-Cenomanian), while lower Istebna beds (Turonian-Senonian) are encountered in the limbs of the anticline.

The facial development of the just mentioned deposits is usually typical, that of the Godula beds excepted, since within the here described portion of the Czchów anticline they display marked lithologo-facial variations.

From Czchów to the western limit of the Sheet the northern limb of the Czchów anticline is made up of Istebna beds. These occur first in a vertical position but westwards they are overturned to the north (table II, sections I-VI).

The southern limb has been obviously subject to more complex disturbances. Between Iwkowa and the Dunajec valley the southern limb displays mutually crossing dislocations, equatorial and meridional, the latter with distinct traces of compression. The geology of this area is chiefly due to the rigidity and thickness of the Istebna sandstone series. They have been transversely compressed and constitute the uplifted anticlinal area of Wytrzyszczka, stretching N-S. In the east this elevation closes the syncline of Iwkowa which is filled by succesively younger deposits, including the Krosno beds (fig. 3).

The southern limb deposits in the Czchów anticline dwindle away rapidly below the Magura nappe, approximately on the watershed line between the Dunajec and the Uzwica streams. Rocks of this limb are not encountered from that point as far west as Rybie. Hence, a dislocation of considerable extent must be hidden below the Magura nappe. The trend of that dislocation is meridional or sub-meridional. The fracturing here affected the southern limb of the Czchów anticline only, and is not indicated in the core of this anticline.

The formation of a transversal dislocation here is undoubtedly due to the altered direction of the Czchów anticline, since on the meridian of Rajbrot this axis is slightly arched. Inside the arch the rock masses of the Silesian unit have been subjected to deformation resulting from lateral compression. Along the mentioned transversal fracture the rock masses, building the western part of the southern limb of the Czchów anticline, have been displaced in relation to the eastern part. The compression of beds in the eastern part of the limb is responsible for the formation of the transversal structure of Wytrzysszcza.

The vertical displacement of the rock masses along the transversal dislocation, here called that of Rajbrot, postulates the admission of the formation during the same phase of orogeny of a longitudinal dislocation, sub-parallel to the anticlinal axis of Czchów which truncates its southern limb. The commencement of the longitudinal dislocation is indicated at Iwkowa, east of the Rajbrot dislocation, by a flexural bending of beds, on the surface accompanied by considerable reduction of the thickness of Istebna sandstones. Westwards this flexure passes into a dislocation which will be here referred to as the Żegocina dislocation. During later orogeny, deposits of the Żegocina zone have been thrust over the elements of the Czchów anticline along the fault plane of the Żegocina dislocation.

The present writer admits that the area west of the Rajbrot dislocation has been uplifted along both faults. This has led to the contact below the Magura nappe of the youngest deposits of the Silesian series (Krosno beds) with the stratigraphic Lower Cretaceous members and with sediments of the Sub-Silesian unit.

While these geological events were occurring the Silesian nappe had already been thrust over the Sub-Silesian unit, overlapping it almost completely.

In connection with the marked strength of tectonic processes the surface relief must have been very diversified, too. Following the here accepted concept that the area west of the Rajbrot dislocation had been greatly raised in relation to the area east of it, it seems rather likely that this area was particularly susceptible to erosional destruction.

Erosion is responsible for the destruction of the major part of sediments of the Silesian series which may be expected to rest on Lower Cretaceous deposits. The strata missing here are the Godula beds, lower and upper Istebna beds, the Eocene and the Krosno beds.

The presence at Żegocina of Miocene deposits, laid down directly on Sub-Silesian rocks, seems a valid argument to back the view that by far the greater part of deposits of the Silesian series within the Żegocina zone had been denuded before the overthrusting of the Magura nappe.

*The Żegocina zone.*

The tectonics of the Żegocina zone display a number of characteristic features suggesting that it is a peculiar tectonic element (tabl. II. sections I-VI; figs. 1-2). Against the general geological background here, occasionally very complex, four structural scale like elements may be distinguished, mutually overlapping from south to north, and folded. The folding has caused the Sub-Silesian sediments to constitute the anticlinal portions of the scales, while the synclines are filled by Lower Cretaceous rocks of the Silesian series (fig. 4). Further secondary folding and scaling is observable within these scale-like structures.

On the whole the axes of these scales are directed east to west, hence obliquely to the Czchów anticline which, within this sector, is directed ENE-WSE or NE-SW. Thus the scales overlap the Czchów anticline en coulisses. The front of the northern scale leans against the Czchów rocks and each successive scale going south touches it with its flank.

*The scale of Rajbrot* is the northernmost one, stretching from Rajbrot in the east to Bełdno in the west. At Rajbrot it emerges from below the Magura nappe. The front of the Rajbrot scale shows fairly strong secondary disturbances. A study of the geology here is made possible by outcrops on the hill slopes with spot-height 405. Minor secondarily folded forms trending NE-SW are encountered here, mostly within the glauconitic sandstones of Rajbrot. They have been truncated by longitudinal faults analogously directed. Another system of faults directed N-S has caused the overthrow of the eastern blocks in relation to the western and their slight southward shifting.

The westernmost occurrence of glauconite sandstones is noted at Bytomsko. They may have been partly squeezed out, but most likely they thin out facially to the west.

Grey marls, secondarily folded, occur in a broad belt at Rajbrot. They are overlain mostly by variegated marls whose strongest development is noted on the Kołacina hill. Farther west these two series do not crop out within a belt of such width but are overlain by Wierzów beds and Cieszyn shales of the Silesian series. Grey marls which are a continuation of the frontal zone of the Rajbrot scale do not crop out before reaching the Żegocina stream. Younger stratigraphic members of the Sub-Silesian series, such as menilitic shales and the Krosno beds, have persisted within the Rajbrot scale, too. The latter occur at Bytomsk as morphologically distinct hummocks. Nearer to Bełdno the scale ends with its limb overthrusting the Czchów anticline.

Rocks of the Silesian nappe occupy the southern zone of the Raj-

brot scale, frequently filling in deeply wedged synclinal forms. Originally they formed a continuous cover, partly folded, over the Sub-Silesian deposits.

All the four above mentioned stratigraphic members occur in the Silesian series. The normal sequence of these beds is observable exceptionally only. Most commonly discordancy of the stratigraphic sequence is to be noted, occasionally even when beds show a normal arrangement.

The Sub-Silesian series is mostly in contact with the Cieszyn shales. The direct folding of other stratigraphic horizons of the Silesian series into the Sub-Silesian rocks, however, is not an exception here. Doubtlessly this is due to the tectonic squeezing out of the lowermost layers during the overthrusting of the Silesian nappe.

If we take a general view of the particular elements of the Silesian nappe we shall see that the Neocomian at Rajbrot is folded into an intricate pattern mainly with the Upper Cretaceous variegated series, less often with grey marls. In the west it is folded with the Tertiary variegated series, menilitic shales, and the Krosno beds. Hence, the Silesian nappe here overlies deposits of the Sub-Silesian unit differing in age. Analogous conditions are observable in other elements of the Żegocina zone.

*The Żegocina scale.* Going south this is the next unit in the Żegocina zone. It emerges at Żegocina from below the Magura nappe, stretching west as far as Kamienna where it ends on the western slopes of the Pluskawka valley. On the whole all the secondary structural elements of this scale run west to east.

Grey marl exposures are not numerous in the Żegocina scale. They are observable in the lower course of the Jeziernica and in valleys of near-by streams. The chief stratigraphic member of the Sub-Silesian series here are Upper Cretaceous variegated marls containing frequent lenses of white Żegocina marls.

Palaeogene rocks (Palaeocene, Eocene) are also represented in the variegated series. Menilitic shales and the Krosno beds occur within this scale, too.

Among deposits of the Silesian series, the upper Cieszyn shales, Grodzisk beds and Lgota beds are also structural elements of the Żegocina scale.

Silesian sediments are contacting mostly with the Upper Cretaceous variegated facies, partly with the variegated marly Tertiary shales, too.

*The Kamionna scale.* Still farther south occurs the Kamionna scale, likewise emerging at Żegocina from below the Magura nappe. It is built

mostly of rocks of the Sub-Silesian series. Sheets of black Cretaceous Silesian sediments have been preserved here as narrow bands only.

Grey marls cropping out in the Pluskawka stream belong here, too. They are strongly folded and stretch to the east plunging below variegated marls. Outcrops of andesite predominate among the grey marls. The area between the Pluskawka valley and the Czchów anticline displays marked intricacy of tectonics.

The front of the Kamienna scale overlaps the Żegocina scale, while its western periphery leans against the Godula beds of the Czchów anticline. Its emergence from behind the Żegocina scale has an „en coulisses” arrangement, too.

*The Rybie scale.* This is the southernmost scale of the Żegocina zone. Its characteristic feature is the occurrence of the Lgota (?) beds, Upper Cretaceous grey marls with exotics and, in normal sequence, that of Żegocina marls containing a lens of black shales with exotics at the base, followed by sandstones and Rybie conglomerates, variegated Eocene shales, menilitic shales and the Krosno beds. This series displays throughout a monoclinial arrangement with southern dip.

The front of the Rybie scale has a west to east direction, this being also the continuous strike of beds. Among variegated shales, occurring in the top of the Rybie sandstone series, a syncline has formed, directed SW-NE and filled by strongly reduced menilitic shales and Krosno beds. Upper Cieszyn shales, obliquely crossing the synclinal axis, are folded into this syncline.

Within the most-south-westerly portion of the here considered area of the Żegocina zone, the Lgota- and Godula beds most likely rest on variegated Eocene shales.

#### *Tectonic problems of the Żegocina zone*

A detailed analysis of the geology of the Żegocina zone suggests more general inferences. With the exception of isolated outcrops of doubtful Lgota beds, we do not encounter within this area rocks of the Sub-Silesian unit of older age than Upper Cretaceous. Hence, it may be supposed that the Magura nappe, overthrusting from the south, detached and shifted the younger series of the Sub-Silesian unit only. The older members of this unit may possibly occur deeper down, farther south, under the Magura nappe.

Another problem is that of the relation of the Silesian nappe to the Sub-Silesian unit. A most striking fact is the dominant contact of the various members of the Silesian Lower Cretaceous with the Upper Cretaceous variegated marls series, to a smaller extent with Palaeogene rocks

of the Sub-Silesian nappe. On the map we see that the Lower Cretaceous Silesian strata frequently strike obliquely or transversely to structures indicated in the Sub-Silesian unit.

The strong denudation of the youngest members of the Silesian series seems greatly suggestive. Since the two series, the Sub-Silesian and the Silesian are built mainly or markedly plastic rocks, it is hardly possible to account for the mechanism of the destruction and tectonic grinding in-between them of the Krosno beds, mostly sandstones, which are the only resistant Sub-Silesian element.

Therefore, in the lack of other evidence, the writer believes that the simplest interpretation of the here discussed mutual relations of the two tectonic units in the Żegocina zone is that of the erosion of the younger stratigraphic members of the Sub-Silesian unit prior to the overthrusting of the Silesian nappe.

In anticlinal structures even the lower Upper Cretaceous horizons were attained by erosion while in synclines the youngest rocks have persisted.

Erosion activity between periods of intensified orogenic movements is very likely, in spite of well grounded doubts suggested by absence of gravels and weathered surface; moreover erosion seems a logical consequence of all the geological events here. Hence, without discarding the possibility of a different explanation of the geology of the whole area of which the Żegocina zone is a part, the writer thinks that the role of erosional processes in the history of geological events here must be considered in clearing up its structure.

Still another problem is the interpretation of the mechanism of the folding movements in the Żegocina zone, responsible for the "en coulisses" overthrusting of the equatorially directed scales of this zone onto the Czchów anticline (fig. 3). The main factor in this tectonic pattern seems to lie in the mechanism of the overthrust movement of the Magura nappe.

#### *The Magura nappe*

The present margin of the Magura nappe in the discussed area is obviously the erosional border of this unit. Originally it stretched somewhat farther north, as is indicated by its nappe outlier between Iwkowa and Rajbrot. Similarly as here it leans against the preserved part of the anticlinal upheaval of Czchów. In its northward movement the Magura nappe adjusted itself into the extensive erosional depression caused by the above described geological events. The northernmost point was reached by its front on the meridian of Rajbrot.

The marginal area of the Magura nappe, which has thus been



pushed forward, does not form here a thick cover. Although it has been possible to distinguish nearly all stratigraphic links, from the Inoceramian Cretaceous to the Magura sandstones (Oligocene), yet the older strata on the thrust plane have been partly squeezed out or outstripped in their northern advance by the accelerated movement of younger deposits, particularly those of the Magura sandstones.

A general examination of the structure of that part of the Magura nappe reveals folds of secondary order (fig. 4). In the north, a small normal anticline is indicated, now dissected by erosion responsible for the formation of a nappe outlier. Another anticlinal structure has formed in the south. This is the anticline of Kisielówka. A syncline stretches between them, built of Magura sandstones which form the highest hills there. The direction of these tectonic structures is very uniformly west to east, with analogous strike of beds.

These folded structures must have been formed during a time preceding the thrusting of the Magura nappe over its present occurrence area. Tectonic differentiation of the Magura nappe itself, as well as the structure of the substratum through which it advanced, must be responsible for the discordant shearing by the Magura thrust plane. Hence, various stratigraphic links are observable in the base of the Magura unit, e.g. the Inoceramus beds at Kisielówka and the Magura sandstones at Rajbrot. It is likewise of some significance that today the shear plane in the frontal zone occurs at practically the same absolute height of ca. 350-400 m. It is possible that later isostatic movements have contributed to this pattern, too. Nevertheless it seems that within the considered area the Magura nappe was overthrust very flatly.

In its forward movement this unit caused in its frontal zone the decollement and folding of younger series of the Sub-Silesian unit, together with the overlying strata of the Silesian Lower Cretaceous. Following the previously advanced view that these deposits are relicts of the Silesian unit eroded in this terrain, the intricate relations of stratigraphic sequence here may be disentangled by the concept that, before being folded they had also been partly eroded.

The equatorial course of scales in the Żegocina zone and the analogous trend of tectonic elements in the Magura nappe are referable foremost to forces acting from the south with uniform strength.

#### MIOCENE

W. Szajnocha (1902) states that in 1894 H. Walter & J. Grzybowski had found at Żegocina a fauna of molluscs, corals, bryozoans and foraminifers. The gastropods of that collection, worked out by F. Dyduch (1896)

date it as Lower Miocene. W. Friedberg (1905) reviewed these fossils ascertaining that the assemblage of species is representative for the Tortonian, and corresponds to the Grabowiec beds. More recently J. Nowak (1947), on the presence in these sediments of *Amphigestina lesseronii*, connects their formation with the older Tortonian transgression, i. e. with the Opolian sub-stage, regarding them as an equivalent of heterostegine sands. Outcrops of these Miocene rocks were once exposed in the Żegocina stream. Owing, however, to the artificial embankment of the stream, they are now hidden.

The Tortonian rocks occurring at Żegocina rest on deposits of the Sub-Silesian unit and are folded together with them. This throws much light onto the geological history of the studied area. It is of equal importance to determine to which of the Tortonian sub-stages we should assign the deposits at Żegocina. This is necessary in order to fix a starting point for discussing the sequence and the type of geological events for which the Miocene may be a time-measure.

If we follow W. Friedberg's view (1905) in admitting the Grabowiec age for the Żegocina deposits, the pattern and succession of the geological events in the studied area may supposedly be as follows:

During the principal stage of orogeny the Silesian nappe was thrust over the Sub-Silesian, while the Magura nappe correspondingly overlapped from the South. At that time the front of the Silesian nappe was at least 10 km farther south than it is today.

After the development of the saliferous formation and of the Chodenice beds, the Flysch masses again move north. The Silesian nappe, together with the Sub-Silesian, reach their present position, folding the Opolian deposits before their front. The Magura nappe must have shifted north, too.

The major processes leading to erosional destruction of the Żegocina zone area may thus be supposed to have occurred within a relatively short time after the Opolian stage of folding and prior to the Grabowiec transgression.

The Magura nappe could not shift north and cause the folding at its front of the deposits of the Żegocina zone together with those of the Żegocina Miocene, until the Grabowiec beds had been laid down at Żegocina. The route thus to be followed by the Magura nappe must have been at least 10 km long. On the other hand, during this stage of folding movements, the Silesian nappe lying to the north, as well as the Sub-Silesian nappe, must have been completely inactive, causing but minor disturbances which affected the Grabowiec beds in the nearest neighbourhood of its frontal area.

We know that the present Dunajec valley had been a transversal

depression during the Opolian sub-stage, too, when deposits of that age were being laid down at Brzozowa (Bieda 1936). Hence the possibility of the expansion of that sea gulf farther south and west is merely a question of its magnitude. Therefore, it is not inadmissible that sea transgression had also encroached on the Żegocina zone.

The picture of the intense folding to which the Żegocina zone had been subjected suggests striking resemblance to that of the analogously folded and shifted Miocene deposits of the Opolian stage, at the front of the Silesian nappe in the vicinity of Bochnia (fig. 5). It seems that these two zones, affected by such strong tectonic disturbances, one in the north at the front of the Silesian nappe, the other at the front of the Magura unit, must have been formed synchronously, in the course of the same folding stage. The plastic nature of the deposits must have had some bearing on the tectonic pattern here.

On the basis of the tectonic criterion the age ascribable to the Miocene deposits of Żegocina would be Lower Tortonian. Consequently, the geological events preceding the sedimentation here of deposits of this stage are referable to a pre-Tortonian age.

Some attention should be given here, too, to Miocene sediments in the Nowy Sącz depression. In a description of these rocks (Skoczyłaś 1930), the clays with lignite occurring there were assigned to the upper Tortonian (Grabowiec), while the overlying sands were thought to correspond with a younger stage of the Grabowiec transgression. At Nowy Sącz we are doubtlessly dealing with two cycles of sedimentation. A controversial attitude with regard to conclusions drawn in the just mentioned paper (l. c.) seems necessary in connection with attempts made to clear up the history of the geology of these areas, likewise connected with the geology of the Żegocina zone. The obvious suggestion here is whether, in spite of the apparently young age of the fauna from these clays, they are not reasonably referable to the Opolian sub-stage. It is, indeed, hardly possible to admit two stages of the Grabowiec transgression without evidence of the bi-partition of this stage at the Carpathian border.

The assignment of the Miocene deposits of Żegocina to one of the two Tortonian stages must still remain an open question. In the writer's opinion, based on tectonic evidence, they are referable to the Opolian.

## TREŚĆ

	Str.
Wstęp . . . . .	485
Dotychczasowy stan badań . . . . .	487
Problem strefy żegocińskiej . . . . .	490
Materiały opisowe . . . . .	490
Profil potoku Pluskawka . . . . .	490
Profil potoku Jezłernica . . . . .	504
Profil Potoku Żegocińskiego . . . . .	509
Profil Potoku Rajbrockiego . . . . .	517
Stratygrafia . . . . .	520
Stratygrafia serii podśląskiej w strefie żegocińskiej . . . . .	520
Kreda dolna — warstwy Igockie . . . . .	520
Kreda górna . . . . .	521
Margle szare z egzotykami . . . . .	522
Margle pstre . . . . .	525
Margle żegocińskie . . . . .	525
Czarne łupki z egzotykami . . . . .	526
Piaskowce glaukonitowe z Rajbrotu . . . . .	528
Piaskowce i zlepnieńce z Rybia . . . . .	530
Paleogen . . . . .	533
Stratygrafia serii śląskiej w strefie żegocińskiej . . . . .	534
Górne łupki cieszyńskie (walażyn) . . . . .	534
Warstwy grodzkie (hoteryw) . . . . .	535
Warstwy wierzowskie (barrem) . . . . .	535
Warstwy Igockie (apt — dolny alb) . . . . .	536
Warstwy godujskie (alb — cenoman) . . . . .	536
Zarys paleogeografii w kredzie górnej . . . . .	536
Tektonika . . . . .	541
Antyklina Czchowa . . . . .	541
Strefa żegocińska . . . . .	546
Elementy tektoniczne strefy żegocińskiej . . . . .	547
Łuska Rajbrotu . . . . .	547
Łuska Żegociny . . . . .	551
Łuska Kamionnej . . . . .	552
Łuska Rybia . . . . .	552
Problemy tektoniczne strefy żegocińskiej . . . . .	553
Płaszczowina magurska . . . . .	554
Miocen . . . . .	556
Wnioski końcowe . . . . .	560
Literatura cytowana . . . . .	563
Геологическое строение жегочинской зоны (западные флишевые Карпаты) . . . . .	565
Geology of the Żegocina zone (Western Flynch Carpathians) . . . . .	569