



P. 1214 | 52

STANISŁAW SIEDLECKI

**UTWORY GEOLOGICZNE
OBSZARU POMIĘDZY CHRZANOWEM A KWACZAŁĄ**

(ze specjalnym uwzględnieniem stratygrafii wapienia muszlowego)

(z 8 tablicami i 11 figurami w tekście)

W A R S Z A W A

Wydawnictwo Państwowego Instytutu Geologicznego

1 9 5 2

STANISŁAW SIEDLECKI

**UTWORY GEOLOGICZNE
OBSZARU POMIĘDZY CHRZANOWEM A KWACZAŁĄ**

(ze specjalnym uwzględnieniem stratygrafii wapienia muszlowego)

(z 8 tablicami i 11 figurami w tekście)

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ
УЧАСТКА МЕЖДУ ХРЖАНОВОМ И КВАЧАЛОЙ**

(С 8 табл. и 11 фиг. в тексте)

W A R S Z A W A

Wydawnictwo Państwowego Instytutu Geologicznego

1 9 5 2



P. 1214 / 52

Rękopis złożono w P. I. G. 10/V. 1949 r.

Zatwierdzono do druku 1/X. 1949 r.

Dyrektor Jan CZARNOCKI

P. 240/60

Redaktor — Stanisław KRAJEWSKI

Oddano do druku 3/X. 1949 r. — Druk ukończono 14/VIII. 1952 r. — E-02026-3 - B-50801

ZAKŁADY GRAFICZNE PAŃSTWOWYCH ZAKŁADÓW WYDAWNICTW SZKOLNYCH W BYDGOSZCZY

STANISŁAW SIEDLECKI

UTWORY GEOLOGICZNE OBSZARU POMIĘDZY CHRZANOWEM A KWACZAŁĄ

(ze specjalnym uwzględnieniem stratygrafii wapienia muszlowego)

(z 8 tablicami i 11 figurami w tekście)

SPIS RZECZY

	Str.
I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni	8
III. Stratygrafia	12
1. Perm	12
2. Trias	31
a) Pstry piaskowiec	31
Czerwone ily i piaski	32
Ret	36
Wapień jamisty	46
b) Wapień muszłowy	47
Dolny wapień muszłowy	48
Warstwy gogolińskie	49
Warstwy gorazdeckie	81
Warstwy terebratulowe	90
Warstwy karchowickie	95
Dolomity kruszczońskie	99

Środkowy wapień muszłowy	105
Dolomity diploporowe	107
Górny wapień muszłowy	116
Warstwy z Tarnowic oraz z Wilkowic i z Kolonii Wilkowice	119
Warstwy boruszowickie	123
c) Kajper	129
3. Jura	130
a) Utwory wyższego batonu po poziom z <i>Macrocephalites macrocephalus</i>	132
b) Wyższy kelowej po poziom z <i>Cardioceras cordatum</i>	136
c) Malm	136
4. Trzeciorzęd	138
5. Czwartorzęd	140
a) Plejstocen	140
b) Holocen	144
IV. Tektonika	144
V. Spis literatury	151
Резюме	155

Streszczenie

Autor opisuje budowę geologiczną okolic położonych na SE od miasta Chrzanowa w województwie krakowskim.

W terenie opracowanym przez autora występują następujące formacje geologiczne: perm, pstry piaskowiec, wapień muszlowy, jura, trzeciorzęd i czwartorzęd. Autor zajmuje się opisem stratygraficznym tych warstw, poświęcając specjalnie uwagę utworom triasowym. W końcowej części pracy podaje też zarys tektoniki terenu.

Odnośnie do utworów permu zwraca autor uwagę na występujące w obrębie tzw. arkozy kwaczalskiej otoczaki skał obcych („egzotycznych”), które pochodzą ze zniszczenia starszych utworów skalnych, dziś nie ukazujących się na powierzchni terenu w okolicach Krakowa. Autor podaje 7 analiz mikroskopowych tych „egzotyków”, reprezentujących skały magmowe, osadowe i metamorficzne.

W opracowaniu stratygrafii triasu opiera się autor w dużej mierze o obserwacje przeprowadzone w okolicach Płazy i Pogorzyc (na SE od Chrzanowa), gdzie utwory dolnego wapienia muszlowego występują w postaci wapieni w stosunkowo małym stopniu zdolomityzowanych. Dzięki zachowaniu się w tej okolicy pierwotnych sedimentów dużej części wapienia muszlowego, przeprowadza autor szczegółowe porównanie pomiędzy formacją triasową okolic Chrzanowa oraz analogicznymi utworami znanymi ze Śląska. Wprowadza więc dla obszaru Chrzanowskiego stratygrafię śląską.

Formacje młodsze od wapienia muszlowego omówione są bardziej ogólnie. Do pracy załączona jest mapka w skali 1 : 25 000, tabela stratygraficzna, oraz liczne profile odsłoneń utworów triasowych.

I. WSTĘP

Praca niniejsza stanowi ujęcie części problemów geologicznych, z jakimi zapoznałem się w biegu kartowania arkusza „Chrzanów” szczegółowej mapy geologicznej Polskiego Zagłębia Węglowego w skali 1 : 25 000.

W latach 1946—1948 kartowałem wymieniony arkusz z ramienia P. I. G. Zakres zagadnień, objętych ramami arkusza, jest nader różnorodny. W całości zostanie on ujęty w tekście do mapy. Opracowanie jednak tekstu, z racji jego celów, musi być nieco uogólnione i potraktowane z pewnymi schematycznymi uproszczeniami. Problemy zaś takie jak stratygrafia triasu okolic Chrzanowa, stratygrafia jury, trzeciorzędu, czwartorzędu czy formacji paleozoicznych, dalej szczegółowa tektonika obszaru lub jego morfologia, stanowiąc będą jeszcze przez czas dłuższy tematy, wymagające coraz ściślejszych studiów i opracowań specjalnych. Arkusz „Chrzanów”, nawet po jego najnowszym ujęciu kartograficznym, zawiera jeszcze nadal zagadnienia geologiczne dla badań szczegółowych otwarte.

Intencją pracy niniejszej jest wyodrębnienie ze skartowanej całości jednego z tych problemów specjalnych i przedstawienie go w formie ujęcia o charakterze w pewnej mierze monograficznym. Problemem tym jest stratygrafia triasu obszaru położonego między Chrzanowem a Kwaczałą.

Utwory triasowe tego terenu stały się w pierwszej mierze przedmiotem moich bliższych zainteresowań z dwóch powodów. Po pierwsze trias obszaru położonego pomiędzy Chrzanowem a Kwaczałą stanowi formację geologiczną odgrywającą główną rolę w budowie terenu. Jest on tu wykształcony w serii dla całego okręgu krakowskiego kompletnej, sięgającej od permskiego podkładu do jurajskiego nadkładu. Przy tym część warstw wapienia muszlowego zachowana jest do dziś w postaci skał wapiennych nawet w tych zespołach stratygraficznych, które w obrębie formacji triasowej obszarów sąsiednich są całkowicie przeobrażone przez wtórne procesy dolomityzacyjne. Ten fakt, że niektóre odpowiedniki serii „dolomitów kruszconośnych“ w okolicach Chrzanowa zachowały swe pierwotne oblicze, ma doniosłe znaczenie dla przeprowadzenia studiów porównawczych pomiędzy równowiekowymi osadami triasu śląskiego a odpowiednimi warstwami z okolic Chrzanowa, czyli z obszaru stanowiącego wschodnią peryferię rozległego utworu triasowego śląsko-krakowskiego. Drugą przyczyną zwrócenia przeze mnie żywszej uwagi na formację triasową jest fakt, że stanowi ona do dziś zespół osadów bardzo niedokładnie na naszym terenie poznanych. Silna dolomityzacja wyższych części dolnego wapienia muszlowego, a co za tym idzie istniejące tu trudności w ujęciach stratygraficznych, a także brak nowocześniejszych badań spowodowały, że trias okolic Chrzanowa traktowany był przez dawniejszych geologów z zasady w sposób zbyt uogólniony. Łączono bowiem duże zespoły warstw w całości o niezróżnicowanych poziomach (np. Zaręczny i Tietze), co do części zaś osadów wyciągano nawet nieuzasadnione wnioski stratygraficzne (np. warstwy terebratulowe Tietzego lub Siemiradzkiego). W czasie swej pracy terenowej dostrzegłem pewne analogie w wykształceniu triasu okolic Chrzanowa z rozwojem triasu śląskiego. Ten ostatni posiada już blisko wiekową tradycję badań i został doskonale poznany tak pod względem litologicznym, jak też paleontologicznym. Przeprowadzone przeze mnie powiązanie formacji triasowej z okolic Chrzanowa z odpowiednimi utworami śląskimi jest pierwszą dokładniejszą próbą tego rodzaju stanowiącą główny temat niniejszej pracy.

Ze względu na interesujące strony tego zagadnienia, a także jego obszerność, zostało tu ono rozbudowane kosztem formacji innych. Zarówno jednak utwory od triasu młodsze, jak i starsze odeń nastroczą dla geologii w objętym opracowaniem terenie tak wiele zadań i reprezentują tak bogaty wachlarz różnorodnych sobie właściwych zjawisk, że stać się one winny tematem dalszych osobnych opracowań.

Chciałbym w niniejszym wstępie podkreślić, że nawet w odniesieniu do formacji triasowej nie mogę w ramach swej pracy uważać problemu jej straty-

grafii za temat ostatecznie ujęty i zakończony. Przeciwnie, sądzę, że zagadnienie dopiero zostało otwarte.

Wprowadzając system stratygraficzny śląski do utworów triasu okolic Chrzanowa miałem na celu pewnego rodzaju wstępne uporządkowanie poglądów na tę interesującą i nie dość znaną formację. Oparłem się przy tym o jedyny praktyczny i paleontologicznie udokumentowany schemat. Badania moje jednak były zbyt krótkotrwałe, aby przy istnieniu faktów takich, jak ubóstwo faunistyczne wielu warstw triasowych naszego terenu i ich nie we wszystkich poziomach dobre odsłonięcie, móc wyznaczyć wnioski ostateczne. Dlatego też w dniu dzisiejszym traktuję wyniki własnej pracy jako rezultaty początkowe, pozwalające tylko na skonkretyzowanie głównego „założenia roboczego“ mówiącego o jednolitości zasad genezy i wykształcenia całej formacji triasowej śląsko-krakowskiej. Wniosku tego nie mogę dziś jeszcze rozciągać jedynie na utwory kajpru. Tych bowiem nie objąłem badaniami szczegółowymi. Nie występują one jednak na obszarze pomiędzy Chrzanowem a Kwaczałą, w terenie zaś bezpośrednio sąsiednim mogłem je obserwować tylko w odkrywkach dla szczegółowych studiów niedostatecznych.

Mimo zasadniczo schematycznego tylko omówienia innych poza triasem utworów geologicznych obszaru położonego między Chrzanowem a Kwaczałą, poświęciłem w niniejszej pracy nieco więcej uwagi także osadom permskim. Kierowałem się tu myślą uzupełnienia wiadomości o permie, jakie podają też w innym moim opracowaniu dotyczącym paleozoiku krakowskiego. Najwyższe osady permu okolic Kwaczały czy Zagórza, przechodzą też w sposób niemal ciągły w sedyment niższych utworów pstrego piaskowca. Z racji tego pewnego pokrewieństwa facjalnego z najniższym triasem, należy się im więc może charakterystyka bliższa.

W czasie swych badań zwróciłem uwagę również na skały krystaliczne, zawarte jako otoczaki w tutejszej arkozie kwaczalskiej, a stanowiące, zarówno dla tego utworu, jak dla bliższej geologicznej okolicy terenu objętego opracowaniem, element obcy — „egzotyczny“. Zdając sobie sprawę z możliwości rozwinięcia interesujących badań nad owymi „egzotykami“ permskimi, nie mającymi dziś jeszcze swego stanowiska w geologicznej literaturze, pragnąłem i ten problem przynajmniej uwidocznić.

Przy pracy mej tak w polu jak i na terenie Zakładu Geologii U. J. czy też P. I. G. służyli mi swymi cennymi radami i przyjazną wymianą myśli Panowie: prof. dr F. Bieda, mgr T. Bocheński, prof. dr A. Gaweł, inż. St. Doktorowicz-Hrebnicki, prof. dr M. Kamieński, prof. dr M. Książkiewicz i dr A. Tokarski. Składam im na tym miejscu szczerze podziękowanie.

Pragnę też podkreślić wartościową pomoc studentów geologii U. J. praktykantów P. I. G.: K. Birkenmajera, Z. Gawrońskiej i S. Kwiatkowskiego, którzy w 1948 r. współpracowali ze mną w zakresie kartowania terenu i zbierania fauny.

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI

Objęty opracowaniem teren rozciąga się w obrębie SE ćwiartki arkusza Chrzanów mapy 1 : 25 000 (48—29, D) i obejmuje też część NE ćwiartki arkusza Żarki (48—29, G). Granice opracowania biegną: na południu równoleżnikowo, od wsi Kwaczała ku W, wzdłuż drogi, prowadzącej z Kwaczały przez Babice do Żarek. Od skrzyżowania tej drogi z potokiem Chechło granica opracowania zmierza ku N, ściśle wzdłuż biegu Chechła. Na przedmieściu Chrzanowa granica ta skręca zgodnie z biegiem wymienionej rzeczki ku E, a następnie ESE, i dobiega do granicy arkusza Chrzanów w okolicy Bołęcina (o ok. 1,5 km na NE od tegoż).

Ograniczony w ten sposób teren przedstawia blok utworów paleozoicznych i mezozoicznych, przykrytych osadami plejstoceniowymi i w drobnej części trzeciorzędowymi. Blok ten posiada dość jednorodny i charakterystyczny „styl budowy” mimo zróżnicowania występujących tu formacji geologicznych i mimo nie całkowicie prostej tektoniki tych okolic. Blok ten stanowi na S od Chrzanowa indywidualną jednostkę geologiczną, związaną oczywiście z elementami stratygraficznymi i tektonicznymi sąsiednimi, jednak oddzieloną też od geologicznego sąsiedztwa w dużej mierze naturalnymi geologicznymi, lub przynajmniej morfologicznymi granicami. Na południu bowiem graniczna linia: Kwaczała—Babice—Chechło przebiega u stóp paleozoiczno-mezozoicznej kuesty, stanowiącej naturalny południowy skraj wymienionego bloku (utwory permskie i triasowe ustępują tu kenozoicznym osadom doliny Wisły), na zachodzie Chechło wyznacza wybitną morfologiczną (być może posiadającą też niewybitne tektoniczne założenia) granicę pomiędzy naszym „blokiem” a podobnym „blokiem” Libiąża. W kierunku NW do terenu naszego przylega obszerna wklęsła forma doliny Śmidry, wypełnionej młodo-triasowymi i kenozoicznymi utworami, stanowiąca też odrębny element tektoniczny. Ku NE zaś blok nasz zapada monoklinalnie pod trzeciorząd doliny Chechła, przechodząc w ten sposób w znowu inny tektoniczny utwór, jakim jest rozwinięta pomiędzy Chrzanowem, Bołęcinem, Trzebiną i Młoszową tzw. „niecka chrzanowska”.

Od strony wschodniej, granicę opracowania stanowi skraj E arkuszy Chrzanów i Żarki. Granica ta z geologicznego punktu widzenia jest sztuczna. Rozpatrywany bowiem w niniejszym opracowaniu „blok” sięga jeszcze kilka km dalej ku wschodowi (do doliny Regulickiej). W całości teren, będący przedmiotem naszych rozważań obejmuje około 55 km² powierzchni.

Dla wygody, objęty wymienionymi granicami obszar nazywać będąc poniżej „blokiem Płaza-Kościelec” lub „tarczą płaziańsko-kościelecką”, nadając tę nazwę od dwóch dużych wsi, położonych w obrębie interesującego nas terenu. Położenie tej tarczy w stosunku do obszarów sąsiednich ilustruje schematyczna mapka fig. 1, stanowiąca znacznie uproszczone półodkryte odwzorowanie geologiczne „bloku płaziańsko-kościeleckiego” i jego sąsiedztwa.

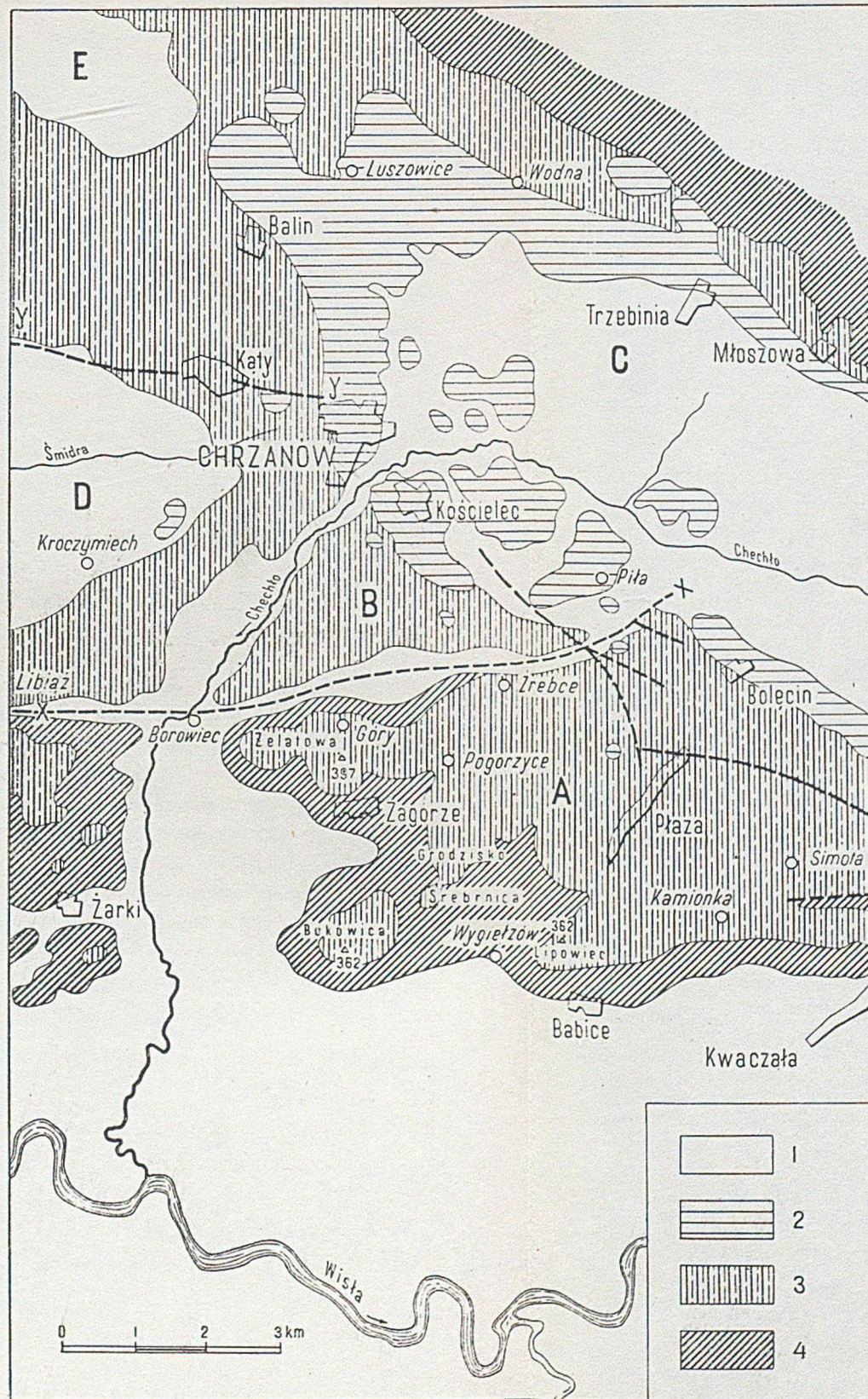


Fig. 1.

**Schematyczny szkic geologiczny
okolic Chrzanowa**
(głównie na podstawie Zaręcznego
i własnego opracowania)

- 1 Trzeciorzęd, Czwartorzęd
- 2 Jura
- 3 Trias
- 4 Perm, Karbon
- A — B blok Płaza — Kościelec
- C niecka chrzanowska E
- D niecka chrzanowska W
- E niecka wilkoszyńska
- x — x uskoki Żrebce — Libiąż
- y — y strefa uskokowa Kąty — Byczyna

Ponieważ „blok płaziąsko-kościelcki“ przedzielony jest potężnym uskokiem (któremu poświęcę jeszcze uwagę w niniejszym rozdziale, oraz przy omawianiu tektoniki terenu), przy czym Kościelec pobudowany jest w obrębie zrzuconej części tarczy, Płaza zaś znajduje się na „wiszącym skrzydle“ uskoku, używać więc będę także określeń „tarcza (lub blok) Płazy“ dla terenu ściśle dookoła tej wsi położonego i nie przekraczającego ku północy wielkiej linii uskokowej, oraz „tarcza (lub blok) Kościelca“ dla terenu tarczy płaziąsko-kościelckiej, leżącej na N od uskoku. Dla uniknięcia dłuższych omówień wprowadzam w związku z tymi określeniami również następujące terminy dla tektonicznych i morfologicznych elementów okolic Chrzanowa:

- 1 — blok Płaza-Kościelec;
- 2 — niecka chrzanowska wschodnia — rozwinięta jako tektoniczny i morfologiczny element wklęsły pomiędzy Chrzanowem—Bołęcinem—Nieporazem i Chrzanowem—Trzebiną—Dolową;
- 3 — niecka chrzanowska zachodnia — stanowiąca element wklęsły o założeniach tektonicznych, leżąca na W od Chrzanowa i rozciągająca się pomiędzy tym miastem a wsią Dąb i dalej rzeką Przemszą. Przez Zaręcznego (39) określana jest ona jako „zlewisko Śmidry“, Klimaszewski (17) zaś odnosi do niej termin „kotliną chrzanowską“.

W rzeczywistości kotlina ta jest pod względem geologicznym najbardziej wklęsłą częścią rowu tektonicznego, o którym będzie mowa poniżej, a który określać możemy jako „rów Chrzanów—Dąb“. Ograniczony on jest uskokami: Żrebce—Libiąż i Kąty—Byczyna.

Budową geologiczną i ukształtowaniem morfologicznym dwie wymienione wyżej niecki różnią się między sobą, rozdziela je zaś wyraźnie nierówny grzbiet jurajski, na którym stanął Chrzanów i wioska Kościelec. Grzbiet ten przecięty jest erozyjną doliną Chechła, która względem warstw jurajskich płynie tu obsekwentnie i tworzy swoisty przełom pomiędzy Chrzanowem a Kościelcem.

W obrębie niecki chrzanowskiej wschodniej wysokości wahają się od około 270 m do ok. 280 m n. p. m. Wzniesienia jurajskie w jej obrębie sięgają ok. 290 m. Wypełnienie niecki stanowią (pomijając czwartorzęd) osady miocenne spoczywające na malmie.

Niecka chrzanowska zachodnia („zlewisko Śmidry“ czyli rów Chrzanów—Dąb) wykazuje wysokości od ok. 250 m do ok. 280 m n. p. m. Wypełnienie jej stanowią (poza czwartorzędem) ilaste na ogół osady miocenu i prawdopodobnie kajpru, spoczywające na skałach górnego wapienia muszlowego.

Rzeczka Chechło, zmierzając od wschodniej ku zachodniej niecce chrzanowskiej i okalając z dwóch stron blok Płaza—Kościelec, wgłębia sobie koryto własne, wcięte nieco w nawierzchnię wymienionych kotlin. Przy E skraju arkusza, w okolicy Bołęcina wysokość koryta Chechła wynosi 284 m, w obrębie przełomu przez utwory jurajskie między Chrzanowem a Kościelcem około

265 m, koło wioski Borowiec 247 m, przy SW skraju bloku płazińskiego 239 m n. p. m. Nad potokiem rozwinięte są trzy tarasy, z których dwa górne stanowią przecięte przez odmladzającą się erozję Chechła resztki starszej akumulacji rzecznej. Zwłaszcza pomiędzy Chrzanowem a doliną Wisły tarasy te można doskonale obserwować. Wznoszą się one ponad dolinę na wysokości:

- a) taras zalewowy ok. 1—1,5 m
- b) taras środkowy ok. 2,5—3,5 m
- c) taras górny ok. 7,5—8,5 m.

Sam blok Płaza-Kościelec przedzielony jest, jak to już wspomniałem, na wyraźne dwie części dużym uskokiem równoleżnikowym ciągnącym się od wsi Borowiec (dalej zaś od zachodu od Libiąża) ku E do Żrebiec. Uskok ten kontynuuje się dalej ku wschodowi, przebiegając przez okolice między Bołęcinem a Piłą Kościelecką i rozdzielając się tu na kilka rozbieżnych pod względem kierunków uskoków mniejszych. Część tarczy płazińsko-kościelckiej położona na N od uskoku jest jego skrzydłem zrzuconym, część zaś na S od owej ważnej, rozłamującej nasz blok linii, stanowi wiszące skrzydło uskoku.

Amplituda uskoku wynosi w okolicy Borowca nad Chechłem ok. 100 m, ku wschodowi zdaje się ona maleć.

Obszar zrzucony („blok Kościelca“) charakteryzuje się pod względem morfologicznym nierówną powierzchnią naziomu, w obrębie której element krajobrazowo charakterystyczny stanowią zwłaszcza łagodne wzgórza, zbudowane z dolomitów kruszczośnych i diploporowych, oraz odosobnione ostańce jurajskie, lub erozyjne kuesty większych płatów utworów tej formacji. Wzniesienia najwyższe wahają się w tym obszarze około 300 m n. p. m. (maks. 310 m w okolicy fabryki ceramicznej „Stella“ na S od Kościelca). Zagłębienia erozyjne (np. na E od Kościelca) osiągają około 280 m n. p. m. Względne różnice wzniesień tej okolicy osiągają więc co najwyżej ok. 30 m. W stosunku do sąsiedniej doliny Chechła ta „zrzucona“ część bloku płazińsko-kościelckiego wykazuje maksymalnie ok. 60 m deniwelacji.

Pod względem geologicznym obszar na N od uskoku Żrebce—Libiąż odznacza się też szerszym rozprzestrzenieniem warstw jurajskich, nieobecnością na powierzchni dolnego wapienia falistego (warstw gogolińskich) i brakiem lessu. Z utworów czwartorzędowych występują tu jedynie piaski, piaski glazowe lub gliny piaszczyste plejstocieńskie oraz częściowo dziś jeszcze ruchome piaski wydmowe.

Dolina uskokowa, ciągnąca się pomiędzy wioskami Borowiec i Żrebce, wcina się wyraźnie w teren w stosunku do wzgórz sąsiednich. Intensywny rozwój erozji wzdłuż linii tektonicznej zdaje się wskazywać na istnienie tu nie jednego uskoku, lecz ich równoległe uporządkowanego zespołu. Wysokości w obrębie doliny wynoszą od ok. 260 do ok. 300 m n. p. m. W okolicy na E od Żrebiec wyraźna forma doliny, rozwiniętej na uskoku, zatracą się nieco, po części na skutek zamaskowania jej przez silniej tu w dnie doliny rozwinięte wydmy.

Obszar położony na południe od uskoku („blok Płazy”), stanowiący jego skrzydło wiszące, charakteryzuje się pod względem morfologicznym dobrze rozwiniętą powierzchnią wierzchowinową, wyniesioną do średniej wysokości ok. 380 m n. p. m. Wysokość największą osiąga tu teren w samej Płazie. Punkt triangulacyjny o 0,5 km na S od dworu w Płazie wznosi się na 406,1 m n. p. m. W okolicy samej Płazy, jak też koło Pogorzyc i Gór oraz ponad Kwaczałą, wierzchowina jest powierzchnią stosunkowo równą. Warunkuje to budowa geologiczna tego obszaru mająca charakter wyraźnie płytowy. Osad lessu leżący na powierzchni wygładza jeszcze morfologiczne oblicze wierzchowiny.

W tarczę tę wcinają się jednak liczne dolinki erozyjne, z których część posiada też tektoniczne założenia. Dolinki te, wcinając się stromymi często zboczami w osady lessowe lub w piaskowcowe warstwy permskie, tworzą malownicze, licznymi rozgałęzieniami opatrzone, wąwozy. Dna dolin wgłębiają się względem sąsiedniego terenu z zasady o kilkanaście lub nawet o kilkadziesiąt metrów.

Względne wysokości wzniesień triasowych ponad doliną uskoku Żrebce—Libiąż wynoszą 100 m (góra Żelatowa na S od Borowca) a nawet 130 m (punkt triangulacyjny koło wioski Góry na SW do Podstoków).

Ku południowi tarcza nasza opada stromym zboczem w stronę drogi Kwaczała—Babice—Żarki. Deniwelacje względne wynoszą tu od 100 m (okolica wzgórza Bukowica) do 140 m (od środka Kwaczały — 260 m n. p. m. do punktu 404 m ponad Kwaczałą).

Pod względem geologicznym w obszarze położonym na S od uskoku Żrebce—Libiąż znaczna część płazińskiego bloku stanowi więc płytę permsko-triasową, zasypaną na powierzchni lessem lub piaskiem, o starszych warstwach leżących prawie poziomo. Tektonika tego obszaru jest nader spokojna. Nieliczne (jak na triasowy obszar) uskoki powodują tu nieznaczne tylko przesunięcia wśród oddzielnych drobniejszych „kier” triasowych. Dopiero w okolicy Bołęcina, zaczynając od NE krańca wsi Płaza, geologiczna, a zarazem morfologiczna budowa terenu nabiera żywszego urozmaicenia. Blok płazińsko-kościelecki wygina tu swe warstwy ku wschodniej niecce chrzanowskiej. NE skraj naszego bloku staje się w okolicy Bołęcina skrzydłem SW tej niecki. Warstwy nachylają się zgodnie z przebiegiem tego skrzydła, upady sięgają 5°—8°, pojawiają się tu też warstwy młodsze od dolnego wapienia falistego, stanowiącego trzon leżącej dalej na południe płyty. Samo obrzeżenie naszego bloku stanowią w okolicy Bołęcina, tak jak i dalej dookoła całej wschodniej niecki chrzanowskiej, warstwy doggeru i malmu. Ich nierówna odporność na wietrzenie, a stąd i ich żywe pocięcie przez erozję sprawiają, że NE brzeg bloku płazińsko-kościeleckiego wykazuje również około Bołęcina morfologię urozmaiconą i odcinającą się wyraźnie od płaskiej doliny wschodniej niecki chrzanowskiej.

W okolicy Zagórza (zachodni skraj tarczy płazińskiej) czynniki erozyjne cofnęły nieco brzeg triasowej płyty, tworząc dolinę wypełnioną po części łatwo

wietrzejącymi osadami piaskowców i ilów permskich, po części deluwiami tych osadów i skał młodszych. Erozyjny brzeg triasowy zaznacza się tu wyraźnie ponad doliną. Podobne stosunki wytworzyły się też w dolinie Płazy na N od Wygielzowa.

III. STRATYGRAFIA

1. PERM

Najstarszymi utworami geologicznymi, ukazującymi się na powierzchni terenu w obrębie zajmującego nas obszaru, są piaskowce, arkozy i zlepieniec kwaczalskie. Rozwój ich, zwłaszcza w obrębie wąwozów wciętych w stromy południowy stok tarczy płaziańskiej pomiędzy Kwaczałą a Babicami, omawiany jest w pracach wszystkich badaczy geologii okolic Krakowa. Spośród autorów, którzy w pracach swych podają czy to szczegółowe opisy litologiczne formacji, czy też wymieniają ważniejsze wnioski co do wieku, rozprzestrzenienia, ułożenia, lub genezy kwaczalskiego sedymentu wymienić należy w pierwszej mierze nazwiska: Fallaux (13), Römer (28), Gaebler (14), Tietze (35), Zaręczny (39), Grzybowski i Wójcik (15), Raciborski (27), Michael (23), Siemiradzki (33), Petraschek (26) oraz J. Czarnocki (8) i St. Czarnocki (9).

Rozprzestrzenienie warstw permskich w terenie objętym ramami niniejszego opracowania ogranicza się do południowych i południowo-zachodnich części tarczy płaziańsko-kościelckiej. Ścisłej biorąc perm leży w dolnych partiach właściwego bloku Płazy, okalając i podścielając płytę triasową pasem biegnącym od okolic Borowca poprzez wzgórza Bukowicy i Srebrnicy w stronę Wygielzowa. Dalej bieg odsłoneń zmierza ku południowym krańcom wsi Płaza, poprzez Lipowiec i Babice do Kwaczały. Odkrywek w tym obszarze jest wiele. Na dość znacznych przestrzeniach, zwłaszcza między Zagórzem a Bukowicą, utwory permu tworzą w tym erozyjnym zagłębieniu rozległe odsłoneńca poddane uprawie rolnej.

Rozmyte jednak i zwietrzałe masy permskiego osadu w dużej części odsłoneńca nie są dogodnie dla dokładniejszych obserwacji nad rozwojem interesującej formacji tak, że właściwie jedynie głębokie parowy erozyjne wcinające się od południa w permsko-triasowe pokłady bloku Płazy przedstawiają odkrywki świeże i dla badań najodpowiedniejsze.

Jest zjawiskiem dla omawianej tu formacji charakterystycznym, że próby zestawiania ze sobą poszczególnych części sedymentu permskiego z odsłoneńcami występujących na tych samych hipsometrycznych poziomach w sąsiadujących nawet ze sobą odsłoneńcami prowadzi z zasady do wniosku, że ściśle rozpozniowanie formacji jest tu niemal niemożliwe. Jedynie uogólniony pokrój litologiczny da się uchwycić i paralelizować.

Osad w całości jest niespokojny. Zawiera partie drobno i gruboziarniste, często wykazuje ślady uławień przekątnych, kryje większe lub całkiem małe płyty, soczewki, czy nawet buły ilów, w większości zabarwionych czerwono. Wydaje mi się, że mówiąc ogólnie możemy przyjąć występowanie w wyższych stratygraficznie położeniach (w pobliżu osadów pstrego piaskowca) mas permskiej arkozy bardziej drobnoziarnistej i niewyraźnie warstwowanej, stanowiącej gruby, w wąwozach nad Zagórzem i Kwaczałą dobrze zaznaczający się pokład. Niżej zaś, bliżej spągu formacji, zdają się przeważać zlepieńce o elementach wielkości nawet do kilku *cm* średnicy.

Doskonały opis litologicznego wykształcenia tych utworów znajdujemy zwłaszcza u Zaręcznego (39, str. 24 i str. 80—83). Autor ten, charakteryzując osady permu krakowskiego podkreśla również, że arkozowy utwór dolno-permski, pięknie rozwinięty i doskonale odsłonięty właśnie w obszarze nas zajmującym, wykazuje wyraźną zmienność facjalną i zróżnicowanie warstw nie tylko w kierunku pionowym, lecz także i to bardzo wyraźnie w poziomym. Ogólnie biorąc mają w południowej części bloku płaziańskiego przeważać: „od samego spodu grubo uławicony piaskowiec arkozowy gruboziarnisty, nieporządnie i bezładnie grubym, kwarcowym zwirowiskiem przesypany, zawierający gniazda i smugi czerwonych ilów; wierzchem leżą piaskowce nierówno ale cienko warstwowane, przekładane różnobarwnym iłem niekiedy marmurkowo plamistym“ (39, str. 80).

W arkozach występuje ortoklaz i muskowitz jako ważna domieszka. Wzmiankę o tych minerałach podaje też Kreutz podkreślając, że arkozy nasze zawierają skalenie alkaliczne. Skalenie te świadczą o pochodzeniu materiału arkoz ze skał krystalicznych bogatych w te minerały, a obcych formacjom krystalicznym najbliższym dziś tarczy płaziańskiej.

Spoiwo piaskowców i arkoz jest przeważnie ilaste lub żelaziste. Stwierdziłem jednak, że w licznych przypadkach próbki tych skał reagują z *HCl*, wskazując na obecność w arkozie także węglanu wapniowego. Intensywniejsze „burzenie się“ wykazują przy tym skały silniej scementowane. Zapewne $CaCO_3$ bierze więc udział w spajaniu klastycznych elementów.

Piękny profil omawianych tu osadów przedstawia zwłaszcza wąwóz wcięty w SW zbocza Żelatowej Góry ok. 0,5 *km* na W od Zagórze (jest to 3-ci wąwóz, licząc od Borowca ku Zagórze). Warstwy permskie odsłaniają się tu w znaczniejszej miąższości tak, że obserwować je można stosunkowo bardzo wygodnie od spągu do stropu. Wąwóz ten zwrócił już uwagę Fallauxa (13), który podaje uproszczony opis profilu warstw tej okolicy (powtarza go potem Siemiradzki — 33, str. 227) „Idąc do tej wsi (do Zagórze) od strony Żarek, widzimy najsamprzód na powierzchni gleby gruboziarniste całkowicie zwietrzałe ławice zlepieńca kwarcowego, w których widnieją otoczaki kwarcu, wielkości orzecha włoskiego. Razem z wzniesieniem gruntu ku Zagórze, w parowie na zachód od tej wsi

położonym ukazuje się pod zlepieńcem kwarcowym gruba 6 m ławica piaskowca z gniazdami czerwonych glin naprzemianlegle z piaskowcem“.

W wymienionym wąwozie przeprowadziłem szczegółowe obserwacje w intencji znalezienia przykładowego profilu dla permu z okolic między Kwaczałą a Zagórzem. Pomiaru wykonane następnie w dalszych ku E wąwozach przekonały mnie, że uchwycenie ściśle rozprzestrzenienia poszczególnych warstw w obrębie grubego osadu zajmującej nas formacji jest bardzo trudne wskutek dużej zmienności facjalnej skał, jednakowoż profil w wąwozie koło Zagórze może być doskonałym przykładem, charakteryzującym ogólny litologiczny pokrój omawianej tu formacji.

Warstwy niższe od odsłoniętych w wąwozie na W od Zagórze ukazują się jedynie w postaci zwietrzliny w samej wsi Zagórze i w jej otoczeniu. Występują też u stóp południowego zbocza płaziańskiego bloku, zwłaszcza w okolicy Babic. Mamy tam do czynienia przeważnie z eluwiami zwietrzelinowymi charakteryzującymi się obecnością bardzo licznych otoczków kwarcowych o wielkości przeciętnej ok. 0,5 cm do 5 cm. Wśród warstw tych, tworzących mniej lub więcej luźno scementowane zlepieńce, występują soczewkowate wkłady czerwonych lub pstrych, tłustych ilów. Dla okolicy Zagórze, Wygielzowa i Płazy ily te zdają się być specjalnie charakterystyczne. W okolicy Babic i Kwaczały występują one również, w mniejszym jednak rozprzestrzenieniu.

Sądzę, że wytworzenie się dużej erozyjnej doliny, w której leży Zagórze, uwarunkowane było, po części przynajmniej, intensywniejszym występowaniem w tej okolicy obszernych, miękkich i na erozję specjalnie podatnych wkładów ilastych. Również szerokie ujście doliny płaziańskiego potoku w okolicy Wygielzowa ma zapewne związek z tym, że tu właśnie u stóp wzgórz Bukowicy, Srebrnicy i Grodziska czerwone ily rozprzestrzeniają się znacznie. W okolicach Zagórze i Wygielzowa ily te, podobnie jak czerwone ily pstrego piaskowca, bywają do dziś eksploatowane w małych włościańskich gliniankach i wypalane są na cegłę.

Znaczniejsze wkłady ilów zdają się być związane z facją arkoz gruboziarnistych. Istnieją też one jednak również w obrębie osadów psammitowych.

Jak to już wspomniałem sądzę, że ogólnie biorąc zgodnie z obserwacją Zaręcznego u stóp tarczy płaziańskiej czyli w niższej części tutejszego permu przeważają zlepieńce (z obszernymi soczewkami ilów). W wyższych partiach osad jest na ogół raczej drobnoziarnisty. Omawiany tu wąwóz w Zagórze reprezentuje raczej warstwy wyższe.

Warstwy w wąwozie odsłaniają się zwłaszcza wyraźnie w obrębie trzech wybitnych progów erozyjnych, poniżej których osady permskie przysłonięte są deluwiami zboczowymi lub zwietrzelinami. Pierwsze dogodniejsze odsłonięcie (licząc od dołu) reprezentuje próg dolny. Poniżej podaję opis profilu w kolejności sygnatur rysunku. Przedstawiony on jest na fig. 2:

- 1) Spąg odsłoniętego profilu stanowi warstwa piaskowca cienko uławicznego. Warstewki o kilkucentymetrowych miąższościach sprawiają wrażenie piaskowca „skorupowego“, drobnoziarnistego, nieco arkozowego, barwy szaro-czerwonawej;
- 2) Ok. 1 m czerwony tłusty il, plastyczny, po zeschnięciu bardzo twardy i wykazujący tendencję do pękania kostkowego;

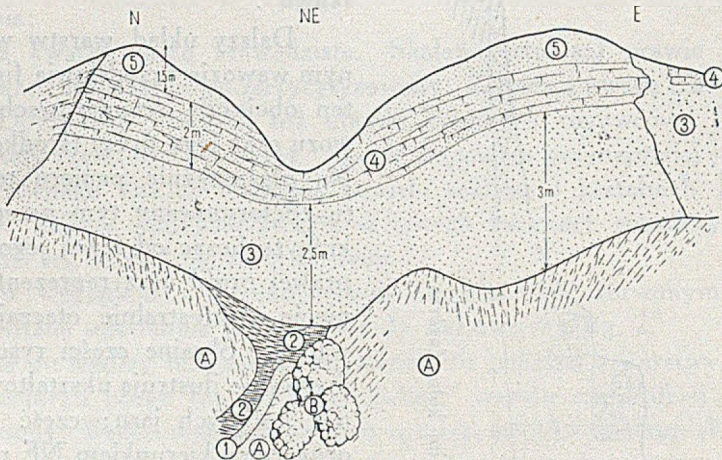


Fig. 2.

Pierwszy próg w wąwozie permskim koło Zagorza.

- 3) 2,5—3 m miąższości jednolita ławica piaskowca arkozowego. Skąła jest barwy jasno-szaro-żółtawej, sypka, łatwo wietrzejąca. Rzadkie ślady muskowitu, ziarna ortoklazu częste, stosunkowo niezbyt silnie zwietrzałe. Spoiwo ilaste, bardzo ubogie. W osadzie tym trafiają się dość bezładnie i z rzadka rozrzucone otoczaki skał obcych: kwarców żyłowych, kwarcytów, litytów, łupków krystalicznych, gnejsów i innych, o których będzie mowa poniżej. Otoczaki te (dla wygody nazywać je będę „egzotykami“) mają tu na ogół rozmiary o skali wielkości orzecha włoskiego;
- 4) Ok. 2 m zespół cienkich (po 5—25 cm) warstw wyraźnie czerwonej arkozy zlepieńcowej. Główne tło stanowi tu psammit kwarcowo-ortoklazowy o spoiwie ilasto-żelazisto-wapiennym. Wielkość ziarn arkozowych waha się ok. 1 mm. Częstą domieszkę stanowią większe otoczaki kwarcu lub „egzotyki“, o rozmiarach zbliżonych do wielkości orzecha laskowego;
- 5) 1,5—2 m jaśniejsza i bardziej piaszczysta arkoza z nieco wyraźniej zaznaczonymi cieniutkimi smugami czerwonych ilów. Otoczaki „egzotyczne“ są tu bardziej rzadkie.

Warstwa powyższa leży, jak widać z rysunku, powyżej wcięcia w progu wąwozu. Ukazuje się też ona wyraźniej w orograficznie lewej (E) ścianie wąwozu, nad progiem.

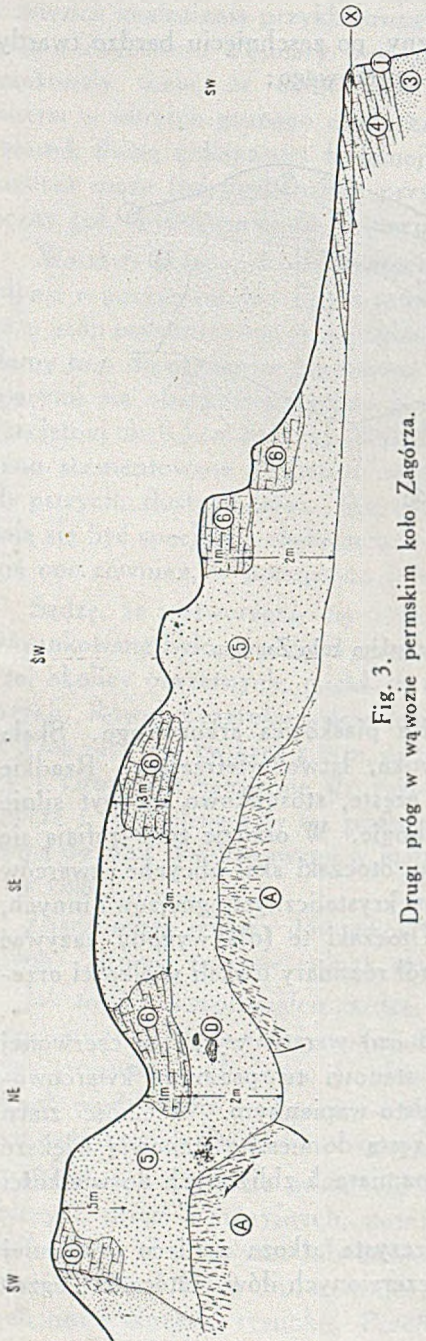


Fig. 3.
Drugi próg w wąwozie permskim koło Zagórze.

Poza tym na fig. 2 zaznaczono:

- A) Usypisko, zwierzelina lub gleba;
- B) Bloki „zlepieńca plejstocenijskiego“.

Dalszy układ warstw w opisywanym wąwozie przedstawia fig. 3. Szkic ten obejmuje ścianę wschodnią wąwozu oraz jego drugi (środkowy) próg. Na płaszczyźnie papieru teren został tu zdeformowany tym przede wszystkim, że licząc od lewej jego strony ku prawej profil nasz reprezentuje odsłonięcie amfiteatralnie otaczające obserwatora. Skrajne części rysunku schematycznie ilustrują ukształtowanie ścianek bocznych jaru; część zaś szkicu oznaczona kierunkiem NE przedstawia sam próg.

- A) Usypisko, zwierzelina lub gleba;
- D) Owalne wgłębienia w warstwie 5, wypełnione szaro-czerwonym iłem.

Nie jest wykluczone, że są to ily residualne po jakiejś pierwotnie innej dziś całkowicie zwietrzalej skale;

- X) Poziom dna doliny;
- 1) Próg I-szy (dolny);
- 3) Szaro-żółta psammitowa arkoza. Jest to warstwa, opisana w związku z poprzednim rysunkiem (fig. 2, warstwa 3);
- 4) Czerwona arkoza zlepieńcowa. Jest to warstwa, opisana powyżej, jako warstwa 4 w fig. 2;
- 5) Szaro-żółtawa arkoza piaszczysta o równym, dość drobnym

ziarnie, niezbyt wyraźnie smugowana delikatnymi wkładkami ilastymi. Jest to warstwa 5 z fig. 2;

- 6) Dość równo i cienko (5–8 cm) warstwowana arkoza wybitnie czerwono-hematytowej barwy. Wielkość ziarn w większości około 1 mm. Spoiwo ilasto-żelaziste. Przy obserwacji makroskopowej widać dość rzadkie blaszki muskowitu. Ze względu na pozorne podobieństwo tej skały do tufitu wykonałem z niej szlif mikroskopowy. Oto jego streszczony opis:

Ziarna kwarcu ostro krawędziste. Skaleń (ortoklaz) prawie całkowicie skaolinizowany lub częściowo zserycytizowany. Zwracają uwagę rzadkie blaszki biotyту. Domieszkę stanowią też ułamki ciemnych rogowców. Substancje ilaste przeszły częściowo w serycyt. Kwarc częściowo przynajmniej jest pochodzenia wylewnego (na co wskazują wrostki szkliska o kształtach kryształów ujemnych). Faliste zanikanie światła w innych kwarcach świadczy, że część ich pochodzi też ze skał metamorficznych.

Swoim wyglądem makroskopowym, a zwłaszcza czerwonym kolorem, skała tu opisana upodabnia się znacznie do warstwy 4 z fig. 2.

Próbka do analizy mikroskopowej została tu pobrana z warstwy położonej najbliższej dolnego progu (na rysunku „pakiet” warstw najbardziej po prawej stronie szkicu). Wedle makroskopowych spostrzeżeń ten sam typ skały kontynuuje się w przedstawionym na szkicu terenie aż do samego progu i dalej na przeciwległą ściankę wąwozu. Jest możliwe, że mimo rozdzielania opisywanej tu skały na odosobnione „pakieciki” warstw, mamy tu jednak do czynienia z zasadniczo jedną i tą samą ławicą. To rozdzielanie warstwy na odosobnione jej bloki, doskonale widoczne tak na fig. 3 jak i w prawej części fig. 2, wydaje mi się zjawiskiem nader interesującym i nie całkowicie jasnym. Przejścia od warstwowanej czerwonej skały (6) do prawie bezwarstwowanej szaro-żółtej i bardziej piaszczystej arkozy (5) są tak ostre, a przy tym bloki arkozy czerwonej tak wyraźne i równymi krawędziami stykające się z arkozą żółtą, że nie wydaje się tu możliwe proste przyjęcie zmiany facji w poziomym rozprzestrzenieniu omawianych warstw. Nic też nie wskazuje na to, aby tłumaczenie tego zjawiska na drodze przyjęcia jedynie tylko jakichś tektonicznych dyslokacji mogło być wystarczające. Prawdopodobnie ostro zaznaczone przejścia facjalne od arkozy żółtej do czerwonej są wynikiem wtórnych procesów wietrzeniowych, które rozprzestrzeniały się nierównomiernie, przekształcając mniej zwietrzałą skałę czerwoną w bardziej zwietrzałą żółtą. Przebieg procesu reagował na diaklazowe spękania pierwotne jako na ostre granice wstrzymujące, czy tylko swoiście hamujące postęp przeobrażeń.

Bezpośrednio ponad przedstawionym powyżej środkowym progiem wąwozu można obserwować profil odsłonięty w warstwach nieco wyższych. Widzimy je na fig. 4. Schematycznie jest tu ujęta orograficznie prawa, czyli NW ścianka wąwozu.

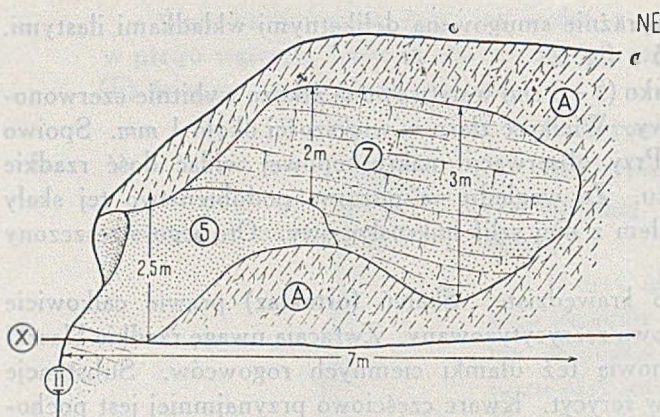


Fig. 4.

Odsłonięcie arkozy kwaczalskiej w bocznej ścianie wąwozu koło Zagórza.

- 7) Wyraźniej warstwowana ławica arkozy różowo-czerwonej, zwięzłej, zawierającej niewyraźne i cienkie smugi czerwonych ilów. Spoiwo żelazisto-ilaste. Przejście od warstwy 6 do 7 rozgraniczone jest nierówną jednak dość ostrą linią.

Wyżej położona część profilu (licząc od progu II-go na wysokość 6–8 m) jest zakryta zwierzeliną. Z niewielkich wkopów, wykonanych w zboczach doliny na tej przestrzeni wnioskują, że leżą tu duże wkłady wiśniowo-czerwonych ilów, a nad nimi warstwy podobne do żółtej drobnoziarnistej i słabo scementowanej arkozy.

W odległości około 70 m od progu środkowego (II) i ok. 8 m powyżej jego poziomu wznosi się III-ci najwyższy próg wąwozu. Schemat jego ukształtowania przedstawia fig. 5

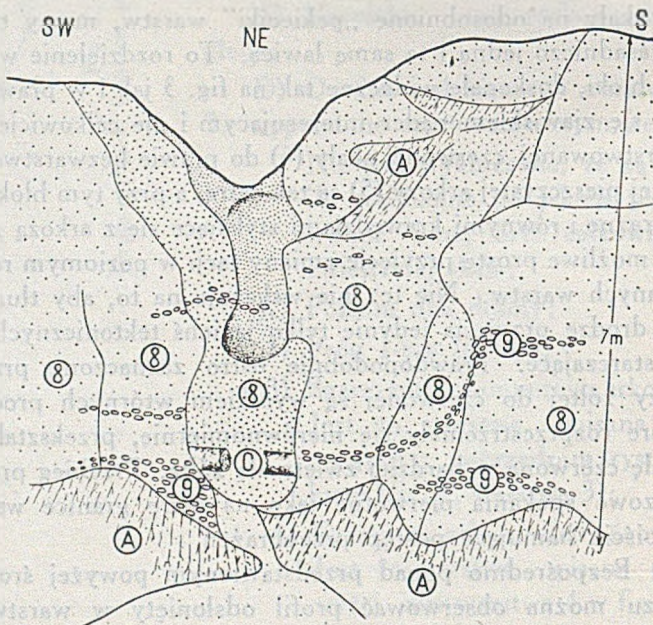


Fig. 5.

Trzeci próg w wąwozie permskim koło Zagórza.

A) Usypisko, zwierzelina lub gleba;

X) Poziom dna doliny ponad II-gim progiem;

II) Próg II-gi (środkowy);

5) Warstwa szarozółtej arkozy, drobnoziarnistej i słabo scementowanej, związana z wyżej opisaną warstwą 5 (fig. 3);

- A) Usypisko, zwietrzelina lub gleba;
 C) Pień araukarii (częściowo ukryty za bocznymi ściankami wąwozu);

8. Na ogół drobnoziarnista szaro-żółtawa arkoza. Litologicznie pokład ten upodabnia się do niżej leżących warstw arkozowych jaśniejszych i drobnoziarnistych (np. fig. 2, warstwa 3 lub fig. 3, warstwa 5). Cementowanie jest tu słabe, jakkolwiek skała w całości zdaje się być nieco na wietrzenie odporniejsza, niż jej litologiczny analog z dolnych części wąwozu.

Warstwowanie poziome istnieje tu, lecz jest bardzo słabo zaznaczone. Miejscami podkreślone jest ono jedynie przez pasma otoczków grubszych, które w tej ławicy występują nader często. Erozja potoku tworzy tu charakterystyczne „wylizane” formy, których obecność podkreślał Zaręczny raczej dla niższych warstw kwaczalskich;

9. Smugi skupień okruchów skał obcych („egzotyków”). W lewej dolnej części rysunku (w zachodniej ścianie wąwozu w dole) skupienie tych interesujących elementów jest tak znaczne, że skała przybiera pokrój konglomeratu polimiktycznego. W górnej części progu zaznaczają się liczne kuliste konkretce limonitowe.

Ponad III-cim (górnym) progiem profil naszego osadu zaciera się przykryty grubszą warstwą zwietrzeliny. Ok. 2 m powyżej górnego progu leżą jeszcze osady tego samego typu, jakie ten próg tworzą, powyżej zaś nich ciągnie się dalej w górę seria osadów źle odsłoniętych, lecz dających się z pewnym trudem śledzić. Podają ich opisy:

10. Powyżej arkozy około 1 m brunatno-szaro-zielonawy piaskowiec arkozowy o spoiwie żelazisto-ilastym, warstwowany w drobno pękające ławice po kilka cm miąższości. W skale tej zwraca uwagę większe bogactwo blaszek muskowitu. Skalenie prawie całkowicie skaolinizowane. Wielkość elementów w skali 1 mm średnicy, z dość częstymi ziarnami kwarcu 2—5 mm średn.;

11. Ok. 1 m ily czerwone z cienkimi smugami piaskowca (profil bardzo źle odsłonięty!);

12. 0,5 m zlepieniec arkozowy. Jednolita ławica o uwarstwieniu przekątnym leżąca prawie poziomo. Upad uwarstwienia 55° NW 16°. Elementami zlepieńca są głównie otoczki kwarcu, słabo obtoczone, o rozmiarach od kilku mm do kilku cm. Częste są też podobnych rozmiarów kanciaste kryształki ortoklazau. Występują też lidyty. Drobne okruchy skaleni uległy bardzo daleko posuniętej kaolinizacji. Spoiwo żelaziste z domieszką węgla wapniowego. Cementacja bardzo silna;

13. Ok. 1 m bardziej drobnoziarnisty piaskowiec arkozowy;

14. Ok. 0,5 m ily czerwony lub pstry (odsłonięcie bardzo niewyraźne — dane nieściśle);

15. Ok. 3 m profil niewidoczny. Z deluwiów sądząc, występują tu piaskowce arkozowe drobno i średnioziarniste z wkładami czerwonych ilów;

Powyżej spąg utworów retu.

Jest prawdopodobne, że niestety źle bardzo odsłonięte warstwy najwyższe reprezentują już niższy pstry piaskowiec.

W związku z opisanym powyżej profilem nasuwa się kilka uwag, dotyczących problemów, związanych z krakowskim permem. Podaję je poniżej.

1. Araukaria, ściślej skrzemieniały pień drzewa tego rodzaju, znaleziona przeze mnie w wąwozie na W od Zagórza zdaje się być największym znanym dotychczas okazem. Raciborski (27) a po nim Zaręczny (39) podaje rozmiary największego pnia znalezioneego w okolicach Kwaczały na 158 cm długości i 1 m średnicy.

W 1946 r. pień znaleziony przeze mnie przedstawiał poprzecznie wprawdzie spękaną lecz jednorodną kłodę, ułożoną w poprzek wąwozu nad Zagórzem. Kłoda odsłonięta była na długości 363 cm i największą szerokość wykazywała 120 cm. W 1947 r. i 1948 r. wykruszyły się środkowe partie pnia tak, że dziś obserwować je można luźno leżące na dnie wąwozu. Po obu jego stronach zachowały się jedynie przedłużenia pnia „wrośnięte“ w skałę, świadczące o tym, że rozmiary skamieniałości są tu zapewne jeszcze większe.

W przekroju pień wykazuje przyplaszczenie w kierunku zgodnym z działaniem ciśnienia nadległych mas skalnych. Kłoda została więc prawdopodobnie sprasowana przed sylifikacją przez gromadzący się na niej sedyment. Ten zaś, sądzić można, nie uległ większym odchyleniom w stosunku do swego pierwotnego położenia. Przekrój pnia przedstawia elipsę o rozmiarach: 120 × 85 cm.

Istniała w XIX-yim wieku dyskusja czy araukarie leżą w kwaczalskiej arkozie „*in situ*“. Dyskusję tę rozstrzygnął już wprawdzie Raciborski (27), obserwacja nasza może być jednak jeszcze jednym potwierdzeniem faktu występowania permskich drzew skrzemieniałych na złożu pierwotnym. Tak duży pień nie mógł bowiem już po skrzemienieniu ulec transportowi innemu jak tylko lodowcowy, który w tym przypadku niewątpliwie nie mógł mieć miejsca.

2. Okruchy skał obcych, występujące w różnych częściach osadu permskiego wymienione kilkakrotnie powyżej, nazwane dla wygody „egzotykami“, stanowią niewątpliwie interesujący i samodzielny problem naukowy. Skały te wymienia pobieżnie Zaręczny (39, str. 81): „w zwirowiskach (wśród arkozy) widziałem — obok przeważających otoczków różnobarwnego kwarcu i rogowca — także gruzły zwiertzałego granitu, gneisu, jakichś brudnozielonych, łyszczykowych piaskowców i krzemienistych łupków, — ale ani śladu porfirów, melafirów, ani też ich tufów“.

Tietze (35) obserwował je również. Skupienia „egzotyków“ w konglomeraty (podobne do warstwy 9 na fig. 5) dały mu, jak sędzę, asumpt do uznania ich za odpowiedniki konglomeratu myślachowickiego, który autor ten zaliczał do dolnego triasu.

Nie wchodząc na razie w zagadnienie wieku arkoz kwaczalskich, pragnę podkreślić, że rola badań nad „egzotykami“ permskimi może obecnie być więcej niż dawniej ważna dla zrozumienia paleogeograficznych stosunków obszaru, położonego pomiędzy Krakowem, Śląskiem i Karpatami.

Zwłaszcza w okresie pomiędzy minionymi wojnami rozwinięto badania nad okruchami skał krystalicznych i osadowych, spotykanych jako ciała obce, „egzotyczne“, w osadach fliszowych Karpat. Zajmowali się nimi zwłaszcza Kreutz, Nowak, Gawęł, Książkiewicz, Turnau-Morawska i inni. W zestawieniu z danymi, uzyskanymi na drodze badań nad krystalicznymi blokami z karbonu śląskiego oraz z wierceń, które w rejonie pobliskim Śląska osiągnęły krystaliczny podkład karbonu (Rzeszotary) rozwinięto koncepcję istnienia starego masywu krystalicznego w obszarze położonym na E od wschodnich krańców dzisiejszych Sudetów, czyli na S od ziemi krakowskiej i wschodniej części Śląska. Ów masyw „prakarpacki“ był dostawcą „egzotyków“ krystalicznych a także i znacznej części klastycznego materiału do fliszowego sedymentu Karpat.

Otoczaki czy też okruchy „egzotyczne“ występujące w permie tarczy płaziańskiej niewątpliwie wiążą się również z problemem istnienia jakiegoś starszego od permu masywu krystalicznego (posiadającego też i skały osadowe), który dostarczył materiału do samego sedymentu jak też i dla „egzotyków“ permskich.

Wychodząc z tych założeń, zebrałem kilkadziesiąt większych i lepiej do badań nadających się okazów z warstw permskich, głównie z obrębu wąwozu w Zagórze (fig. 5, warstwa 9). Okruchy mają tu rozmiary na ogół od ok. 0,5 cm do 15 cm, a nawet czasem ponad 20 cm długości. Pod względem systematycznym przynależą one do skał magmowych (najczęstsze kwarcy żyłowe), osadowych i metamorficznych. Na powierzchni ziemi w pobliskim geologicznym sąsiedztwie dziś nigdzie takie skały „*in situ*“ nie występują.

Okruchy są z zasady obtoczone, niekiedy jednak słabo. Biorąc pod uwagę rzeczny zapewne ich transport należy przypuścić, że nie mogły być one przyniesione z bardzo daleka. Stopień ich zwietrzenia jest niestety bardzo znaczny. Duża część „egzotyków“ permskich (z wyjątkiem kwarców) jest dziś w stanie niemal całkowitego przeobrażenia wietrzeniowego. Utrudnia to w znacznym stopniu badanie tych skał i przeprowadzanie porównań z innymi, ewentualnie homologicznymi skałami.

Uważając w zasadzie problem „egzotyków“ permskich za zagadnienie dla mego obecnego opracowania uboczne, zwróciłem się z prośbą do p. prof. Turnau-Morawskiej oraz do kol. mgr T. Wiesera z prośbą o rozpatrzenie

kilku szlifów omawianych skał, w celu nie tyle uzyskania szczegółowej odpowiedzi na zagadnienie genezy i paleogeografii „egzotyków” i ich skał macierzystych, ile w celu zainicjowania badań w tym kierunku.

Dzięki uprzejmości wymienionych badaczy mogę podać poniżej krótką charakterystykę petrograficzną siedmiu zebranych przeze mnie „egzotyków”.

Kwarcyt z albitem (Zagórze — anal. M. Turnau-Morawska)

Makroskopowo: kwarcyt jasny, bardzo zwięzły, na przełamie cukrowaty z licznymi różowymi skaleniami, lekko łupkowaty.

Mikroskopowo: Skała o charakterze wybitnie metamorficznym, pochodzenia osadowego, przypuszczalnie pierwotnie piaskowiec trochę zlepieńcowaty o skąym spoiwie ilastym. Na tle mozaiki pozazębianych kwarców widoczne plagioklasy w porfiroblastach, postrzępione i z powrastanymi na krawędziach drobnymi ziarnami. Wewnątrz skaolinizowane, przesycone wrostkami tlenków żelaza, substancji węglowej i rzadko serycytu. Prążki bliźniacze albitowe bardzo rzadkie. Według wsp. załamania przypuszczalnie dość czysty albit. Obecność ortoklazu wątpliwa (wobec skaolinizowania zachodzi trudność odróżnienia od albitu.) Agregaty skaleniowo-kwarcowe są dobrze zindywidualizowane i wyglądają na zmetamorfizowane okruchy zlepieńca. Zawierają też serycyt. Skała zmetamorfizowana niewątpliwie w płytkiej strefie. Przybliżony skład mineralny: kwarc 62%, albit 23%, agregat skaleniowo-kwarcowy 14%, serycyt i tlenki żelaza 1%.

Piaskowiec kwarcytowy (Zagórze — anal. M. Turnau-Morawska)

Skała żółtawo-biała, z infiltracjami tlenków żelaza. Makroskopowo jasna, drobnoziarnista, zwięzła. Infiltracje tlenków żelaza ułożyły się w szczególny sposób. Na przełamie świeżym widać w rdzeniu ceglastą plamę piaskowca żelazistego, wkoło tej plamy piaskowiec jest jasny, ale w pewnych odstępach widoczne koncentryczne żółtawe pierścienie. Na zwietrzałej powierzchni jest rdzawy.

W obrazie mikroskopowym uderza drobnoziarnistość oraz ostrokrawędzistość ziarn kwarcu, który jest składnikiem wybitnie przeważającym oraz obfitość czarnych i czerwonych pyłków i gruzelków tlenków żelaza, które rzadko tylko przybierają bardziej regularne formy. Wielkość ziarn kwarcu na ogół nie przekracza 0,1 mm. Ziarna są ostrokrawędziste, z wyjątkiem tych miejsc, gdzie struktura zbliża się do kwarcytowej i gdzie ziarna są pozazębiane i nieregularne. O pierwotnym kształcie ziarna dowiadujemy się tym lepiej, że częste są cieniutkie obwódki regeneracyjne dokoła ziarn. Spoiwo jest skąpe, krzemionkowe, miejscami żelaziste. Skalenie są nieliczne i zupełnie zwietrzałe, tak, że o ich charakterze pierwotnym nic nie można powiedzieć. Z minerałów akcesorycznych charakterystyczne są — oliwkowy turmalin oraz cyrkon w ziarnach obtoczonych, także serycyt i chloryt. Znamienna jest obfitość tych akcesorycznych składników.

Rogowiec (Zagórze — anal. M. Turnau-Morawska)

Otoczak jasny o strukturze zmiennej, miejscami ma charakter kwarcytu, miejscami żółtawo-szary, zbity, rogowcowy. Pod mikroskopem na tle agregatowo-polaryzującej masy wtórnego kwarcu liczne, w różnych kierunkach przebiegające, żyłki kwarcu bardziej gruboziarniste o strukturze typowo kwarcytowej, w których ziarna kwarcu dochodzą do 0,15 mm. W całym szlifie jest drobno rozproszona substancja węglowa oraz tlenki żelaza, przy czym miejscami substancje te układają się w subtelne, równoległe smugi, podkreślając lekko łupkowy charakter całej skały.

Gnejs oczkowy (Zagórze — anal. M. Turnau-Morawska)

Skała drobnoziarnista, drobnowarstwowa o wybitnej teksturze łupkowej. Pod mikroskopem widoczna zmienność zarówno pod względem składu mineralnego jak i struktury, która się zmienia od warstwy do warstwy. Układają się tu naprzemiennie: drobnoziarniste (ziarna 0,05 mm) agregaty kwarcu i serycytu, skupienia granoblastyczne ziarn kwarcu (ziarna 0,1–0,2 mm) tu i ówdzie z serycytem i tlenkami żelaza oraz wąziutkie i nieliczne warstewki żółto-brunatnych tlenków żelaza. Oczka skaleni dochodzą do 0,8 mm średnicy, są postrzępione i poprzerastane kwarcem, wewnątrz zmetniałe i często wypełnione czarną proszkowatą substancją. Dokładne oznaczenie skaleni niemożliwe. Prążków bliźniaczych nie ma. Przymuszczalnie przeważa kwaśny plagioklaz, jednak niektóre ziarna mogą należeć do ortoklazu. Niektóre oczka nie są złożone z jednego skalenia, ale z okruchu skały, złożonego z kwarcu, skalenia i serycytu. Cała skała jest przetkana bardzo drobno rozproszoną i nieznaczną ilościowo substancją węglową. Co do orientacji oczek, to niektóre z nich przystosowały się ułożeniem osi do płaszczyzn łupkowości, przeważnie jednak są one dłuższą osią ustawione w kierunku ukośnym lub nawet prostopadłym do płaszczyzny łupkowości. Przybliżony skład mineralny: agregat kwarcu i serycytu 46%, kwarc 42%, skałen 10%, tlenki żelaza 2%. Skała niewątpliwie pochodzenia osadowego, zmetamorfizowana w strefie słabego lub średniego metamorfizmu. Wśród minerałów rzadkich bardzo dużo cyrkonu.

Epignejs serycytowo-albitowy (Zagórze — anal. T. Wieser)

Skała o teksturze cienko łupkowej. Pod mikroskopem widoczna jest struktura porfiroblastyczna. Składniki: plagioklaz (albit) — występuje zazwyczaj w smugach i pokładzikach, posiada pokrój izometryczny, zarysy ksenomorficzne. Uległ częściowemu lub całkowitemu rozkładowi w serycyt lub kaolin, przy czym serycytyzacja zdaje się przeważać nad kaolinizacją. Niezbliźniaczony, chemicznie należy do albitu. Przymuszczalnie obecne są również bardziej zasadowe plagioklasy, które uległy kompletnemu przeobrażeniu w produkty wtórne.

Ortoklaz — jest również izometryczny, ksenomorficzny i silnie przeobrażony, przy czym częsty jest proces kaolinizacji. Niezbliźniaczony. Zawiera wrostki igiełkowego apatyty i rud. Ślady mikroklinizacji.

Kwarc — tworzy mniej lub więcej ciągłe żyłki, pokładziki i skupienia soczewkowate. Rzadko zawiera inkluzje cieczy, gazów, rud umieszczone w smugach. Wzajemne ograniczenia ścian kwarcu mają kontury silnie skomplikowane, zazębione. Faliste zanikanie światła dobrze zaznaczone.

Muskowit — tworzy cienkie blaszki; ich równoległe pierzaste skupienia ułożone są najczęściej w ciągłych warstewkach.

Biotyt — występuje zwykle w oddzielnych, bardziej krępych blaszkach. Zawiera liczne wrostki rud i rutylu. Chlorytyzacja znajduje się w stadium początkowym, widoczna jest w części blaszek. Pleochroizm silny: X — żółty z odcieniem zielonawo-szarym, Y = Z — ciemnobrunatny, z zielonym odcieniem, prawie czarny. Z minerałów akcesorycznych obecny jest jedynie w większych ilościach izometryczny apatyt i rudy, tworzące infiltracje między ziarnami.

Skład mineralny: kwarc 55 — 60%, albit 20 — 25%, ortoklaz 5 — 10%, muskowit 10 — 15%, biotyt 2 — 3%. Skała jest prawdopodobnie przeobrażonym piaskowcem arkozowym.

Porfir kwarcowy (Zagórze — anal. T. Wieser)

Skała barwy różowo-ceglastej, o strukturze holokrystaliczno-porfirowej w pewnych partiach i hypokrystaliczno-porfirowej (ew. szklistej w częściach popiołowych). Posiada bardzo chaotyczną strukturę, wywołaną obecnością wkładek popiołowych i ogólnym brekcjowym pyroklastycznym charakterem skały (lawa aglomeratyczna). Ciasto skalne o rozwoju mikrogranitowym, grano-firowym i felzytowym. Wśród prakryształów widoczne są kwarcy, ortoklasy, przeobrażone plagioklasy i biotyty.

Plagioklaz — widoczny w prakryształach, jest prawie zupełnie przeobrażony w zespół kaolinowo-serycytowy z bardzo dużą domieszką rud, obecnych w postaci rozrzuconych nieregularnie poikilmatów. Zbliżnięcia są widoczne. Rozpoznać można idiomorficzne zarysy ze ścianami M, P, T, L, X.

Ortoklaz — posiada również idiomorficzne zarysy i podobne ściany, jest jednak znacznie słabiej przeobrażony w kaolin, przy czym przeobrażenie postępuje od szczelinek łupliwości wg P (001). Szczelinki łupliwości wg M (010) i P (001) dobrze widoczne. Zbliżnięcia karlsbadzkie bardzo rzadkie, widoczne na drobniejszych ziarnach. Niektóre z ziarn posiadają wąskie, nieciągłe obwódki albitowe.

Kwarc — rzadki w postaci prakryształów, które posiadają zarysy idiomorficzne, lecz wykazują ślady resorpcji magmowej. Zawiera bardzo wielką ilość smug wrostków cieczy i gazów i rzadkie wrostki szkliwa.

Biotyt — jest bardzo rzadki w postaci prakryształów. Tworzy grube blaszki, prawie ziarna, minerał prawie całkowicie zamaskowany przez przeobrażenie w tlenki żelaza. Pleochroizm niewidoczny. Minerał uległ bauerytyzacji (stadium z niewyługowanymi tlenkami Fe).

W cieście skalnym widoczne są strefy skupień o grubszym ziarnie, z widoczną budową mikrogranitową, dalej smugi lub strefy z wyraźnymi częściami popiołowatymi (izotropowe, o charakterystycznych formach). Wszystko to jest pograżone w felzytowym cieście skalnym, przeobrażonym w agregat allotriomorficznie-ziarnisty. Części popiołowe zajmują ok. 40% szlifu.

Epignejs ortoklazowo-biotytowy (Zagórze — anal. T. Wieser) Skala o teksturze cienkoławicowej (nieciągle warstewki ciemnych i jasnych składników). Pod mikroskopem widoczna jest budowa krystaloblastyczna, ze względu zaś na nierównomierny rozwój składników — heteroblastyczna.

Plagioklaz — rzadki, należy do albitu, niezblźniaczony, izometryczny. Zarysy ksenoblastyczne. Uległ nieznacznej kaolinizacji i serycytyzacji.

Ortoklaz — izometryczny, kseno- i idioblastyczny, tworzy większe lokalne skupienia. Jest on bardzo silnie skaolinizowany, przy czym kaolinizacja jest prawie kompletna tak, że pozostają jedynie relikty słabiej przeobrażonego ortoklazu lub albitu. Ortoklaz posiada nieliczne, wrzecionowate wrostki albitu (mikropertyt). Z innych wrostków zawiera poikilmaty rud, rzadkie igielki apatyty i ziarna cyrkonu.

Kwarc — o pokroju płaskurowym, tworzy soczewkowate, nieregularne skupienia ziarn o mniej ząbionych konturach. Nieznaczna część kwarcu posiada smugi inkluzji cieczy i gazów, pozostała część jest prawie pozbawiona wrostków lub posiada je rozrzucone nieregularnie. Faliste zanikanie światła dobrze zaznaczone.

Biotyt — tworzy grube blaszki często powyginane i rozszczepione, lecz idioblastyczne. Pleochroizm od jasnożółtego, do ciemno-brunatno-zielonego z odcieniem czerwonym (w bardziej świeżych osobnikach). Minimalnie zaatakowany przez chlorytyzację widoczną tylko u części blaszek. Z minerałów akcesorycznych występuje granat i staurolit, prawie doszczętnie rozłożony na tlenki i wodorotlenki żelaza infiltrujące w otoczenie. Rudy wyjątkowo pospolite, tworzą lokalne nagromadzenia ziarenek często występujących w towarzystwie biotyty. Skala jest przeobrażonym epigranitem ortoklazowym.

Charakter sedymentu w jakim „egzotyki” permskie występują, a także obecność araukarii na niewątpliwie pierwszorzędym złożu w tych samych osadach, predestynują przyjęcie poglądu co do pochodzenia „egzotyków”. Biorąc pod uwagę dość duży niekiedy ich ciężar (dotychczas największy z poznanych „egzotyk” waży 477 g), a równocześnie często niezbyt silne obtoczenie, przyjąć musimy, że transport miał tu miejsce na przestrzeni stosunkowo nieznacznej, tzn. mierzonej skalą co najwyżej kilkudziesięciu kilometrów. Macierzystymi skalami dla „egzotyków” musiały być zatem przedpermskie utwory, dziś całkowicie pod późniejszym nadkładem ukryte, należące zapewne do skomplikowanego w budowie kaledońsko-hercyńskiego przedłużenia ku wschodowi górotworu sudeckiego.

Odnosnie do wieku osadów kwaczalskich wypowiedziano w różnych czasach różne poglądy. Z zasady zaliczano te warstwy albo do permu, albo do pstręgo piaskowca. W ważniejszych dla naszego terenu opracowaniach spotykamy więc argumentację: Fallauxa (13), który zaliczał nasze arkozy do pstręgo piaskowca; Rømera (28), który, wspominając o pracach Goepperta nad florą araukarii, zalicza arkozy do czerwonego spągowca; Raciborskiego (27), który po opracowaniu zagadnienia skrzemieniałych araukarii z okolic Kwaczały oraz flory martwicy karniowickiej zalicza arkozy kwaczalskie do wyższego oddziału dolnego permu, określając je jako reprezentujące osad czerwonego spągowca. Czerwone i białe piaskowce zaś, leżące w spągu martwicy karniowickiej, uważa ten autor za starsze i reprezentujące „permokarbon“.

Tietze (35) zalicza arkozy do triasu (pstry piaskowiec), zaznaczając, że być może nieznaczna dolna ich część wiąże się z okresem permskim. Autor ten porównuje konglomeraty myślachowickie, w jego czasach dość powszechnie uważane za dolno-triasowe, ze skupieniami otoczków kwarcowych i innych obserwowanych w obrębie arkozy kwaczalskiej. Sądzi on, że psefity te odpowiadają sobie wiekowo, stanowiąc tylko różne facje tego samego osadu. (Pogląd ten przez Zaręcznego został uznany za niesłuszny).

Tietze znaczy też na swej mapie smugę zlepieńca myślachowickiego w obrębie wystąpień arkozy między Kwaczałą a Babicami. Położenie jej prawie ściśle zgadza się z miejscami występowania w obrębie kwaczalskich wąwozów charakterystycznego gruboławicowego zlepieńca plejstocenijskiego złożonego z dużych bloków wapienia falistego, okruchów retu i otoczków wypreparowanych z gruboziarnistych arkoz. Z pozoru zlepieniec ten (więcej uwagi poświęcę mu poniżej) upodabnia się znacznie do myślachowickiego konglomeratu. Nie jest wykluczone, że Tietze ten właśnie utwór rozpatrywał też jako odpowiednik „triasowego“ zlepieńca z Myślachowic.

Zaręczny (39) arkozę kwaczalską uważał za permską, skłaniając się do poglądu, że występujące w spągu martwicy karniowickiej utwory klastyczne (tzw. „piaskowce karniowickie“) są zapewne z kwaczalskim osadem równo-wiekowe.

Gaebler (14), który produktywne utwory chełmskie uważał za dolno-permskie, również i arkozę kwaczalską włączał do permu dolnego (do czerwonego spągowca). Wiek jej uważał za nieco tylko młodszy od warstw chełmskich, w stosunku do których osad kwaczalski ma stanowić górny, nieproduktywny ich oddział. Autor ten uważał przy tym, że pomiędzy warstwami produktywnymi a płoną arkożą istnieje zgodność ułożenia.

Wójcik (15) zgodny był w zasadzie z poglądami Gaeblera, uważając jednak, że istnieje niezgodność w ułożeniu permu wyższego (np. z okolic Kwaczały) na permie niższym (produktywnym).

Wśród badaczy z wieku XX-go ugruntował się w końcu pogląd, że wiek leżących pod retem klastycznych osadów arkozowych rozwiniętych w obrębie

plazjańskiego bloku, zwłaszcza pomiędzy Kwaczałą a Babicami i Zagórzem, należy uważać za przesądzony jako dolno-permski. Jedynie u podstawy morskiego osadu retu, bezpośrednio w jego spągu leżące czerwone ily i arkozowe piaski oraz piaskowce i zlepieńce, być może należą do niższej części pstrego piaskowca.

Jan Czarnocki (8), który w swej pracy o cechszynie Gór Świętokrzyskich określa wiek zlepieńców myślachowickich jako cechsztyński, wyraża pogląd, że tam, gdzie zlepieńców myślachowickich nie ma, zatem także w obrębie tarczy plazjańskiej, istnieje hiatus, przerwa w sedymentacji trwająca przez długi okres górnego permu. Arkozy kwaczalskie zalicza zatem ten autor do permu dolnego. Czerwone ily jednak, występujące w spągu retu, uważa J. Czarnocki za związane raczej z permem i wypowiada pogląd, że być może stanowią one wiekowy i po części facjalny odpowiednik solonośnego (górnego) cechsztynu typu niemieckiego.

St. Czarnocki (9) reasumując w 1935 r. stan badań geologicznych w obrębie polskiego zagłębia węglowego, przyjmuje odnośnie do arkozy kwaczalskiej wiek dolno-permski. Uważa on, że obecność w tym osadzie araukarii może być uważana za wskaźnik przewodni. Czerwone ily ze stropu permu (względnie ze spągu retu) autor uważa za wiekowo niepewne.

Na podstawie dotychczas zebranych moich własnych obserwacji dotyczących permu tarczy plazjańskiej, nie czuję się upoważnionym do przyjmowania całkowicie zdecydowanego stanowiska w sprawie wieku tych osadów.

Przy kartowaniu, górną granicę przyjmowałem w terenie tam, gdzie arkozowy, mniej lub więcej scementowany osad przechodzi w wybitnie czerwone lub czasami pstre stropowe ily, przegradzane piaskami często słabo spojistymi, czerwonymi, żółtymi lub białymi, czasem zbitymi piaskowcami. Te stropowe utwory, jak się zdaje trzymające się dość konsekwentnie spągu morskiego osadu retu, zaliczałem przy kartowaniu do niższego pstrego piaskowca. Opierałem się tu na różnicy litologicznej osadów wyższych i niższych oraz na analogiach z geologiczną budową obszarów pobliskich (np. na arkuszu Grodziec opracowanym przez Doktorowicz-Hrebnickiego, 10). Mam jednak sam zastrzeżenia co do ścisłości tak pojętej górnej granicy „permu”.

Pełnej miąższości utworu nie odsłania żadna odkrywka. Odslonięcia w wąwozach pomiędzy Zagórzem, Babicami i Kwaczałą ukazują naszą formację na przestrzeni co najwyżej ok. 70 m w pionie. Na podstawie porównania wysokości stropu arkoz na wzgórzu Bukowica (300 m) z danymi z szybiku poszukiwawczego na węgiel (Fallaux 13, str. 237) założonego u stóp tego wzgórza, prawie dokładnie na skrzyżowaniu dróg Kwaczała—Żarki i Mętków—Chrzanów, obliczyć można, że pierwszy pokład węgla należący (wg Hartunga) do grupy libiąskiej, od stropu permu oddziela w tej okolicy odległość pionowa około 80 m, o ile nie zachodzi tu jakieś przesunięcie tektoniczne.

Wyznaczenie ściśle granicy dolnej permu jest tu również kłopotliwe. Opierać się bowiem może ono tylko na danych litologicznych, które siłą rzeczy mogą być nader zwodnicze. Wybitniej czerwone zabarwienie części kwaczalskiego sedymentu nie może być wyraźnym wskaźnikiem jego permskiego wieku, pobliskie bowiem stropu utworów karbońskich piaskowce i zlepieńce węglowe bywają niekiedy tak samo czerwone. (Zjawisko to podkreślają z naciskiem Michael, 23 i Czarnocki, 9). Również zlepieńcowe facje „arkoz” znane są z udowodnionego karbonu. Mimo wymienionych tu wątpliwości, przyjmuję jednak obecnie, że arkoza kwaczalska reprezentuje perm, a to dlatego, że nie udowodniono dotychczas, względnie nie opublikowano dowodu na karboński wiek arkozy kwaczalskiej. Za permskim wiekiem arkoz zdaje się natomiast przemawiać to, że sedyment typu permu kwaczalskiego leży niezgodnie na różnych warstwach karbońskich (Pusch, Fallaux, Tietze, Zaręczny, Michael, Czarnocki i inni). W obrębie warstw karbońskich istnieje wprawdzie na wschodzie zagłębia hiatus wzrastający w kierunku W—E, który powoduje niezgodne występowanie coraz to ku wschodowi młodszych warstw górno-westfalskich na coraz starszych warstwach westfalskich niższych oraz namurskich, który może być uważany za przyczynę niezgodnego ułożenia kwaczalskiego permu na karbonie. W takim razie jednak, chcąc wiązać warstwy westfalskie z dotychczasowym permem, należałoby udowodnić ciągłość i łączność sedimentacyjną warstw górno-westfalskich i „kwaczalskich”, lub przyjąć, że i między nimi istnieje jedna jeszcze luka sedimentacyjna. Całość tego zagadnienia musimy dziś uznać za niedostatecznie jeszcze opracowaną.

Mimo tej trudności, byłem konsekwentny w zaliczaniu odsłoniętych warstw kwaczalskich do permu, także i z tego powodu, że interesujące światło na wiek naszego „perm” rzucają wyniki głębokiego wiercenia Nr XXXIV, przeprowadzonego w 1942—1944 r. w obrębie wschodniej niecki chrzanowskiej, prawie dokładnie o 1 km na SE od dworca kolejowego w Trzebini. Wykres tego wiercenia, udostępniony mi uprzejmie przez Zarząd Kopalni w Sierszy, wydaje mi się opracowany pod względem geologicznym nie całkiem poprawnie. Daje on jednak możliwość zorientowania się w ogólnym ukształtowaniu formacji dna niecki chrzanowskiej.

Odnosnie do permu znajdujemy tu:

1. głębokość 220,00 m — spąg dolomitów triasu.

Poniżej:

2. szaro-zielone ility z piaskowcem — miąższość 4,75 m,
3. czerwony ił z piaskowcem — miąższość 3,90 m.

Utwory te wymienione są na profilu jako permskie. Zapewne reprezentują one jednak ową spagową dla triasu warstwę ilasto-piaszczystą, którą wymienialiśmy powyżej,

4. piaskowiec ze żwirem — miąższość 64,35 m,
5. zlepieniec — miąższość 74,30 m,
6. szary konglomerat z cienkimi wapnistymi warstwami piaskowcowymi.
Na głębokości 368 m pojedyncze otoczaki wapienne. Miąższość 7,40 m,
7. szare i czerwone konglomeraty — miąższość 2,00 m,
8. szary konglomerat — miąższość 3,00 m,
9. szary, luźniejszy konglomerat żwirowy — miąższość 3,00 m,
10. gruby konglomerat myślachowicki — miąższość 4,00 m,
11. zbity, brązowy piaskowiec — miąższość 42,00 m,
12. drobnoziarnisty, brązowy piaskowiec, częściowo gruboziarnisty (na 461 m). Na głęb. 461,80 m powierzchnie poślizgów w czerwonych łupkach. Miąższość 16,00 m,
13. drobnoziarnisty piaskowiec ilasty, warstwowany. Miąższość 17,00 m.

Podany powyżej profil sięga 462 m. Na tej głębokości oznaczono spąg permu (oznaczenia niemieckie). Całkowita miąższość tak wyróżnionego osadu permskiego wynosi więc w obrębie wschodniej niecki chrzanowskiej 242 m. Poniżej leżą piaskowce i łupki, w których pierwszy pokład węgla (o miąższości 4,30 m) leży na głębokości 595,00 m.

O ile tylko oznaczenia stratygraficzne skał są w wymienionym wierceniu poprawne, to z podanego profilu można wysnuć kilka następujących ważnych wniosków:

Zlepieniec myślachowicki nie jest z pewnością zlepińcem podstawowym dla transgresji retu (jak to przypuszczał Zaręczny), gdyż ponad nim we wschodniej niecce chrzanowskiej leży jeszcze wcale potężna, około 140 m miąższości mierząca seria piaskowcowo-zlepińcowa, którą trudno by zaliczyć do triasu.

O ile „zlepieniec myślachowicki“ z wiercenia jest cechsztyński, to cech prawdopodobieństwa nabiera pogląd J. Czarnockiego, że część osadów klastycznych leżących w okolicach Chrzanowa powyżej zlepińca reprezentuje wyższy cechsztyń, wykształcony tylko jako piaskowcowe osady, podobne do permu dolnego.

Biorąc pod uwagę znaczną miąższość osadu leżącego w wierceniu nad „zlepińcem myślachowickim“ oraz zważywszy klastyczny pokrój sedymentu, moglibyśmy przypuścić, że część osadu kwaczalskiego leżąca bezpośrednio pod triasem może być również młodsza od czerwonego spągowca i stanowić może odpowiednik wyższych warstw naszego permu.

Nie jest bowiem wykluczone, że w czasie tworzenia się morskiego (wg poglądu J. Czarnockiego) zlepińca myślachowickiego obszar tarczy płaźniańskiej stanowił strefę brzegową zalewu cechsztyńskiego, w której osadzały

się arkozy. W rejonie płaziańskiemu blokowi sąsiednim, w teren sfałdowany przez ruchy hercyńskie wgłębiona była strefa synklinalna biegnąca od okolic Chrzanowa w stronę Nieporaza i dalej w kierunku S poprzez Brodła ku Karpatom (Nowak, 25). Ten wklęsły element, zachodnim swym skrzydłem wiążący się z tarczą płaziańsko-kościelcką, w okresie permskim zasypywany był intensywnie sedymentem, transportowanym głównie przez wodę z pobliskich karbońskich i przedkarbońskich masywów. Stąd też miąższość permu w niecce chrzanowskiej jest znacznie większa niż na jej peryferii. Skrzydło zachodnie niecki stanowić mogło (w rejonie tarczy płaziańskiej) brzezną linię dla transgresji cechsztynu. We wgłębionej strefie najintensywniejszej sedymentacji doszło do przeławienia się przybrzeżnych osadów kwaczalskich z również przybrzeżnym, lecz genezę „abrazyjną” wykazującym, cechsztyńskim osadem myślachowickim.

O ile natomiast przyjęlibyśmy, że zlepieńiec myślachowicki jest utworem lądowym nie przerobionym przez transgresję cechsztynu, lecz powstałym np. jako nagromadzenie typu „piedmontowego” materiału znoszonego ongiś z pobliskich wzgórz dębnickiego grzbietu, wtedy i zagadnienie podległych czy nadległych mu warstw piaskowcowych lub ilastych przenieść musielibyśmy w ramy innego środowiska sedymentacyjnego i innego być może okresu geologicznego. Zawsze jednak fakt przeławienia psammitowego osadu kwaczalskiego przez „zlepieńiec myślachowicki” poznany z wiercenia pod Trzebinią zmuszać nas będzie do kojarzenia wieku przynajmniej części tych osadów. Tak postawione zagadnienie wykracza jednak poza ramy niniejszego opracowania.

W 1949 r. K. Birkenmajer, inż. W. Bobrowski oraz autor znaleźli w obrębie kamieniołomu melafiru w Regulicach odsłonięcie spągu skały magmowej oraz jej kontakt z utworami podścielającymi. Wykonane następnie dwa szurfy umożliwiły mi stwierdzenie, że melafir w Regulicach leży na zlepieńcowatych piaskowcach arkozowych, wśród których niemal bezpośrednio pod melafirem znajduje się miąższy na ok. 0,8 m wkład zlepieńca analogicznego pod względem litologicznym ze zlepieńcami myślachowickimi. W zlepieńcu obok dużych oioczków wapiennych (wapień węglowy?) znajdują się też otoczaki melafirowe. W całości odsłonięcie wskazuje na bliski w naszym terenie związek wiekowy pomiędzy permskimi osadami arkozowymi i zlepieńcowymi. Obecność zaś elementów melafirowych w skale podścielającej potok lawowy stawia też w nowym świetle problem możliwości różnicowania wiekowego skał magmowych krakowskich.

Z rozwiniętych powyżej myśli, kończąc rozdział o permie, ten może wniosek winniśmy wysnuć, że rozdział ten w dniu dzisiejszym bynajmniej nie jest zamknięty, a w miarę pogłębiania badań nad omówioną formacją, otwiera nam ona jeszcze coraz nowe horyzonty i zmusza do podejmowania coraz dalszych studiów.

2. TRIAS

a) Pstry piaskowiec

Przy omawianiu formacji permskiej wspomniałem już o niektórych dawniejszych poglądach na stratygrafię dolnego triasu śląskiego. Utwory pstr go piaskowca, jako leżące na pograniczu er paleozoicznej i mezozoicznej, budziły zawsze specjalne zainteresowanie geologów. W obszarze śląsko-krakowskim nastęrczały też one niemałe trudności w oznaczeniach stratygraficznych. Najwyższa część osadów permskich tak jak i najniższe sedymenty triasowe na Śląsku i w Krakowskim nie są wyraźnie rozgraniczone pod względem litologicznym, nie zawierają też żadnych wskaźników paleontologicznych. Toteż mimo postępu badań geologicznych, mimo rozlicznych dyskusji dotyczących granicy permu i triasu, do dziś dnia nie możemy tej granicy uważać za całkowicie sprecyzowaną.

W 1865 r. Eck (12) ogłasza swą podstawową pracę dla triasu śląskiego. Odnośnie do pstrego piaskowca wyróżnia on:

2. Ret: b) żółty dolomit z *Myophoria costata*;

a) czerwone ily;

1. Pstry piaskowiec: środkowy } piaskowce i piaski
dolny } oraz czerwone ily.

Wapień jamisty zalicza Eck do wapienia muszlowego.

Zaręczny w 1894 r. (39), który do triasu zaliczał też zlepieńce myślachowickie i tufy porfirowe, zwraca również uwagę na „czerwone ily i piaskowce“ (str. 99—101). Autor ten podkreśla, że w obszarach „księstwa krakowskiego“ tam gdzie brak tufów lub zlepieńców, pod margłami dolomitycznymi retu występują utwory scharakteryzowane przede wszystkim obecnością czerwonych ilów. Wiekowi tych utworów Zaręczny nie rozstrzyga przyjmując jednak, że „zastępują one zlepieńce lub tufy“ czyli reprezentują niższy od retu poziom pstrego piaskowca. Warstwy z *Myophoria costata* oraz wapień jamisty zalicza Zaręczny do retu.

Tietze w 1888 r. (35) włącza do pstrego piaskowca całkowicie lub przynajmniej częściowo arkozę kwaczalską. Zatem i czerwone, stropowe względem niej, utwory znaleźć się musiały w obrębie triasu. Wymieniony autor skłonny jest również łączyć część dolomitów retu z wapieniem muszlowym.

Michael w 1903 r. (22) wszystkie utwory leżące poniżej morskich osadów retu zalicza do permu.

Ahlburg w 1906 r. (1) włącza do retu także wapień jamisty (co też i dziś czynimy) oraz leżące w spągu retu czerwone ily, dziś zaliczane do niższego pstrego piaskowca.

Assmann w 1913 r. (2) stwierdza, że według ówczesnego stanu wiedzy uznać należy, iż na Górnym Śląsku brak osadów cechsztynu oraz dolnego i środkowego pstrego piaskowca; istnieje tylko ret w wykształceniu następującym:

Górne warstwy retu (z <i>Myophoria costata</i>) Miąższość do 55 m	} Wapienie retu czyli warstwy lingulowe Dolomity retu czyli w-wy z <i>Beneckia tenuis</i>	{ częściowo zwietrzałe w wapień jamisty.
--	--	---

Dolne warstwy retu do 30 m miąższości	} Czerwone ropy, luźne piaski i zbite piaskowce („Neudecker Schichten”)
--	---

Michael w 1913 r. (23) podaje schemat:

3. Margliste dolomity
2. Wapienie jamiste, krystaliczne, łupki piaszczysto-mikowe ok. 55 m miąższości
1. Czerwone ropy i piaski (ewent. perm) ok. 10 m.

Z wyjątkiem zastrzeżenia co do czerwonych ropy i piasków, które wg tego autora mogą być permskie, cały ten zespół warstw zalicza Michael do retu.

Różycki w 1923 r. (29) podaje dla Zagłębia Dąbrowskiego:

4. Warstwy z *Lingula*
3. Warstwy z *Ceratites buchi* (*Beneckia tenuis*)
2. Dolomit retu
1. Gliny błękitno-siwe i żółte

Utwór ten w całości określa Różycki jako „warstwy z *Myophoria costata*“. Poniżej autor ten obserwował tylko warstwy klastyczne o dużej zmienności facjalnej, które w całości zalicza do permu.

Doktorowicz-Hrebnicki w 1935 r. (10) podaje następujący podział pstrego piaskowca na terenie arkusza Grodziec:

- Piaskowiec pstry 3. Wapień jamisty — 8—10 m
2. Dolomity i margle retu — 25—30 m
1. Piaski i ropy — 20—40 m.

Wykształcenie utworów pstrego piaskowca obszaru tu nas zajmującego jest zgodne w najogólniejszym ujęciu ze stratygrafią podaną przez Doktorowicz-Hrebnickiego. Miąższość tylko analogicznych utworów jest w obrębie tarczy płaziańskiej wyraźnie mniejsza.

Przy kartowaniu wyróżniałem więc dwa piętra pstrego piaskowca:

2. Dolomity retu z wapieniem jamistym — miąższość ok. 20 m
1. Czerwone ropy i piaski — miąższość od kilku do kilkunastu m.

Utwory te omówimy poniżej.

Czerwone ily i piaski

W obrębie płazińskiej tarczy, w stropie utworów permskich w spągu zaś morskiego osadu retu ukazuje się z zasady zespół warstw, gruby w sumie na kilka do kilkunastu metrów, wyróżniający się od skał permu oraz retu swymi cechami litologicznymi.

Przede wszystkim rzuca się tu w oczy obfite występowanie czerwonych, względnie pstrych (czerwonych, liliowych, zielonych, kremowych i białych) ilów. Nie stanowią one jednak trzonu całego sedymentu. Przewagę bowiem zdają się mieć piaski, często zupełnie sypkie, piaskowce mniej lub więcej scementowane i (rzadziej) zlepierce. Iły stanowią wśród psammitów wkłady, przelawicenia lub domieszki. W niektórych przypadkach piaski są arkozowe, z bogatą domieszką ortoklazu. Cały ten zespół warstw nigdzie w rozpatrywanym terenie nie jest odsłonięty od spągu do stropu. W eluwiach zaznacza się on często wyraźnie, tam jednak gdzie wkłady czerwonych ilów zanikają, cały osad wymyka się obserwacji powierzchniowej. Uchwycenie ściśle dolnej granicy utworu jest w tych warunkach bardzo trudne.

Jest prawdopodobne, że interesujące nas tu warstwy nie wszędzie towarzyszą spągowi retu. Sądzę, że np. pomiędzy wzgórzami Grodzisko—Srebrnica i Bukowica na W i SW od Zagórza osad ten lokalnie albo zanika, albo przybiera fację tak do osadów permu podobną, że jest tu przy kartowaniu zbyt trudny do rozpoznania.

Najlepsze choć małe odkrywki tej formacji obserwowałem na S zboczach Żelatowej Góry na E od Borowca, tuż poniżej skraju lasu. Odkrywki zrobiono celem eksploataowania pstrych ilów do wyrobu cegły. Przedstawiały się one tak, jak wskazują schematy rysunkowe załączone obok.

Odsłonięcie pod lasem (fig. 6) ok. 150 m na SE od najbliższego gospodarstwa kolonii Zbójnik koło Borowca:

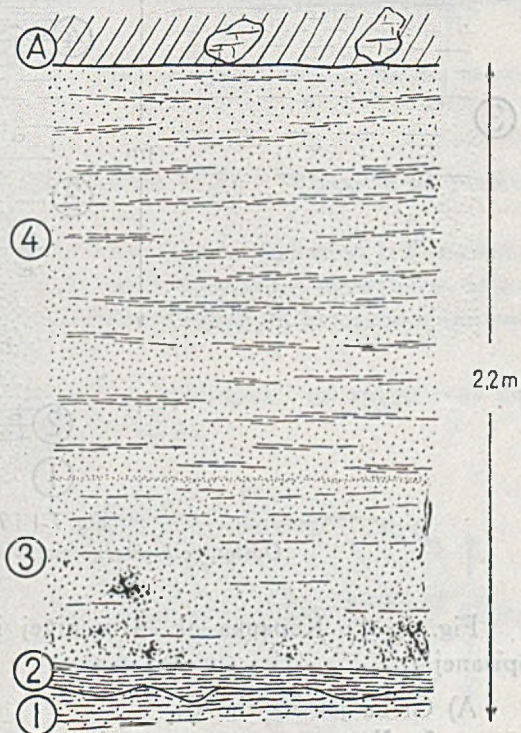


Fig. 6.

Odsłonięcie pstrego piaskowca u stóp Żelatowej Góry.

A) Gleba z okruchami spelniętego z góry rumoszu wapienia falistego i retu.

4. Piasek drobnoziarnisty, żółty, z domieszką substancji ilastej, zawierający mułkowate, wzgl. ilaste białozielone smugi (130 cm);
3. Piasek sypki, żółto-czerwony, z delikatnymi czerwonymi smugami ilastymi (70 cm);
2. Il tłusty wiśniowo-czerwony (10 cm);
1. Zielony il mułkowany (ok. 20 cm).

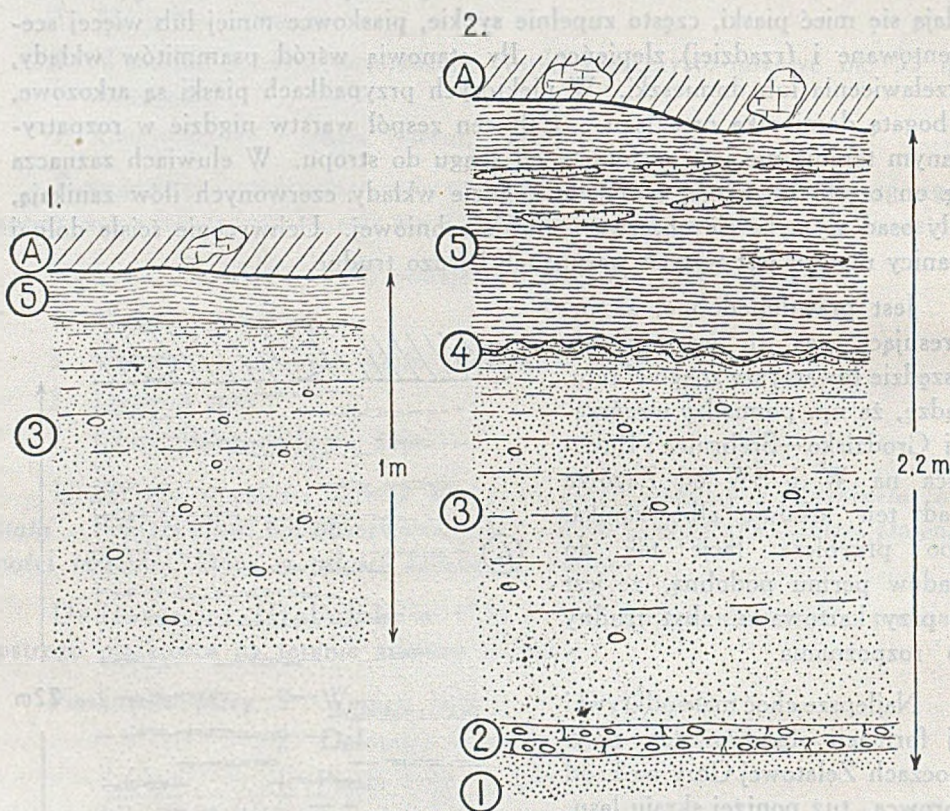


Fig. 7-1 i 7-2.

Odsłonięcie pstręgo piaskowca u stóp żelazowej Góry.

Fig. 7—1: Kopanka ok. 4 m niżej i ok. 20 m dalej ku SW od wyżej opisanej.

A) Gleba jak na fig. 6;

5. Il pąsowo-czerwony, wilgotny, po wyschnięciu pękający na niezbyt regularne kostki. W ile czerwonym smugi zielonawe (75 cm);
4. Il piaszczysty (mułek) zielony (3 cm);

3. Piasek żółto-różowawy drobny, nie scementowany, gęsto smugowany rozpylonym wśród ziarn kwarcu czerwonym ilem. Smugowanie w górze gęstsze i wyraźniejsze. Miąższość smug do 0,5 cm; miąższość oddzielających je piasków czystszych ok. 1 cm. Piasek zawiera domieszkę kaolinu, pozostawiającą przy rozcieraniu w palcach charakterystyczny, „tłusty“ osad. Nachylenie smugowania ok. SW 3°. W spągu swym warstwa ta prawie nie posiada smugowania. Ziarna piasku o wielkości przeciętnej 0,5—1,0 mm, dobrze obtoczone, wyłącznie kwarcowe. Reakcji z HCl brak. Wśród piasku z rzadka rozrzucone otoczki kwarcowe o wielkościach od ziarna grochu do orzecha włoskiego (130 cm);
2. Piaszkowiec o spoiwie wapnisto-ilastym, silnie scementowany, żółto-czerwonawy. Z HCl reaguje burzeniem się. Wielkość elementów 1—5 mm. Niekiedy otoczki kwarcowe do wielkości orzecha laskowego. Ławica równa i zwarta (10 cm);
1. Piasek biały, zupełnie nie scementowany, czysty, jakkolwiek reaguje z HCl, lekko wydzielając CO₂. Charakterystyka litologiczna ta sama co dla piasku (3), jedynie brak zabarwienia (do spągu odkrytki ok. 10 cm);

Fig. 7 — 2: Kopanka ok. 15 m na NW od poprzedniej, na tej samej wysokości.

A) Gleba jak w fig. 6;

5. Czerwony il. Jest to warstwa 5 z fig. 7 — 1. Przejście od piasku do ilu jest tu stopniowe;
3. Piasek jak warstwa 3 w fig. 7 — 1, jednak wykazuje też różnice: prawie zupełny brak barwy i wprost przeciwne nachylenie smugowania. Piasek jest biały z lekkim kremowym smugowaniem pochylonym ku NE ok. 10°.

Miąższość całego osadu „dolnego pstrego piaszkowca“ od spągu retu do stropu arkoz wynosi w tej okolicy około 8—12 m.

Interesujące małe odsłonięcie tej formacji obserwowałem też w wąwozie na N od wschodniego krańca Zagórza. Przedstawia je fig. 8.

A) Pokrywa zwietrzliny;

B) Piasek kwarcowo-ortoklazowy, ułożony w charakterystyczne uławicenie przekątne. Kierunek i kąt upadu uławicenia (w przybliżeniu) NE — 30°.

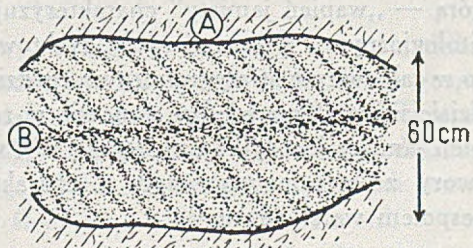


Fig. 8.

Odslonięcie pstrego piaszkowca ponad Zagórzem.

Odsłonięcie to świadczyć może, że część przynajmniej omawianych tu osadów stanowi sedyment wód płynących.

Ze względu na bogactwo ilów w naszym „niższym pstry masywce“, a równocześnie na ogół słabe spojenie występujących tu masywów, utwór ten ma znaczenie specjalne dla kształtowania się morfologii terenu. Sam bowiem łatwo ulega wymywaniu i obecnością swą predestynuje wyraźne efekty czynników gradacyjnych, stanowi też doskonały „smar“ dla zjawisk zsuwowych czy soliflukcyjnych.

Na całej prawie przestrzeni, gdzie dobrze rozwinięte są czerwone ily, a zatem w pobliżu podstaw wszystkich prawie wzgórz triasowych południowej części tarczy płazińskiej doszło do soliflukcyjnego lub nawet zsuwowego przemieszczenia rumoszków zwietrzelinowych triasu. Masy zsuniętych okruców wapienia falistego i retu przykrywają niemal powszechnie nasz „niższy pstry masyw“ zwałami często kilkumetrowej miąższości. W okolicy Zagórza zsuwa się też po iłach gruby nakład lessu.

O zjawiskach tych mowa będzie jeszcze przy rozpatrywaniu formacji plejstoceniowej naszego terenu.

Ret

Na wymienionych wyżej iłach i piaskach leży w obrębie bloku płazińsko-kościelickiego morski osad retu. Utwór ten rozwinięty jest na interesującym nas terenie jako zespół warstw dolomitowych, wapienno-dolomitowych i marglowych (marglowo-dolomitycznych), o dość równej miąższości sumarycznej, wahającej się ok. 20 m (wg Zaręcznego 0,7—5 m, wyjątkowo do 10 m).

Powyżej podałem już krótki szkic rozwoju poglądów na stratyografię śląskiego pstręgo masywca. Załączona na końcu tabela schematyczna (tabl. VIII) obrazuje dogodnie dzisiejszy stan naszej wiedzy o podziale całej formacji triasowej. Ze schematów tych widać, że tak na Śląsku, jak i na zajmującym nas terenie podzielić można ret najogólniej na dwa zespoły warstw: dołem — osad morski scharakteryzowany skamieniałością *Myophoria costata*, górą — „wapień jamisty“ charakteryzujący się swoim specyficznym rozwojem litologicznym. Oba te zespoły, traktowane przez różnych autorów to łącznie, to w całkowitym stratygraficznym rozdzieleniu, wiążą się ze sobą ściśle i według dzisiejszego stanu wiedzy stanowią w zasadzie utwór wiekowo jednolity. Wapień jamisty jest tylko „zwietrzałym“, względnie przez krążące w skałach roztwory zmetasomatyzowanym i charakterystycznie „rozżartym“, stropowym zespołem warstw retu.

W obszarze płazińskiego bloku wapień jamisty zdaje się wykazywać pewną zmienność rozwoju i lokalnie zanika on nawet prawie całkowicie (np. w łomie w Pogorzycach). Wapień jamisty i leżące pod nim osady typowego

retu rozpatrzmy z osobna, mając na względzie istniejącą jednak między tymi utworami różnicę skalnej indywidualności.

Zasięg odsłoniętych utworów retu ogranicza się w naszym terenie jedynie do południowej części tarczy płaziańsko-kościieleckiej. Odsłonięcia znajdują się przede wszystkim w obrębie wąwozów wciętych w południowe i północne stoki bloku Płazy pomiędzy Kwaczałą a Babicami i Zagórzem. Odkrywki istnieją też w otoczeniu wzgórz: Lipowiec, Bukowica, Srebrnica, Grodzisko i Żelatowa Góra, a także w wąwozach na S i SW od Podstoków oraz na S od Żrebiec. W obrębie doliny, w której leży wieś Płaza, ret ukazuje się w kilku punktach. Utwór ten w całości posiada łagodne (1° — 3°) nachylenie ku NNE.

Opis odsłonień i doskonałą charakterystykę skał retu naszego terenu znajdziemy oczywiście u Zaręcznego (39, str. 26 i str. 102).

Ogólnie biorąc, typem skały retu tworzącym trzon tej formacji jest nieco wapnisty dolomit nadzwyczaj drobno porowaty, nieco marglisty, o przełamie ziemistym, barwy jasno-żółto-kremowej, w stanie wilgotnym miękkiej, po wyschnięciu często nabierający cech skały silnie spojonej. Uławicony w dość regularne warstwy o miąższościach kilka, kilkanaście i kilkadziesiąt cm.

W spągowych częściach osadu zdają się przeważać raczej miękkie margle dolomityczne a nawet ily, w wyższych ławicach przeważa dolomit lub dolomit wapnisty, bardziej zbity i o typie kamienia „ciosowego”.

Fauna skupiona jest bogato raczej w niższej (dolomityczno-marglistej) części osadu. *Myophoria costata*, na ogół pospolita w niższych poziomach naszej formacji, jest tu doskonałą skamieniałością przewodnią. Wyżej skały są w faunę raczej uboższe lub czasem płone, w typowym zaś wapieniu jamistym fauny z zasady brak.

W okolicach, gdzie wapień jamisty jest silnie zredukowany, w samym stropie osadów retu występują też jednak warstwy o miąższości kilku w każdym razie metrów, szarawo-cielistego wapienia dolomitycznego (często oolitycznego odznaczającego się wybitną porowatością i wielkim bogactwem fauny małżów. Warstwy te (lub zespół warstw) obserwować można dogodnie, np. w spągu łomu w Pogorzycach (także na Srebrnicy i w Simocie). Odpowiadają one moim zdaniem poziomowi „wapieni retu”.

Dolomity retu, zwłaszcza ich ławy wyższe („ciosowe”) stanowią dobry materiał budowlany, toteż eksploatowane bywają w małych łomkach gospodarskich w kilku punktach terenu. Zwłaszcza na Grodzisku (na SE od Zagórza) oraz na Srebrnicy łomiki te dostarczają dogodnych do obserwacji odsłonień. Całość formacji w obrębie płaziańskiego bloku nie odsłania się jednak prawie nigdzie tak, aby bez trudu można ją śledzić na większej przestrzeni.

Jedno z najlepszych odsłonień reprezentuje wąwóz wcinający się w N zbocza Żelatowej Góry na S od Podstoków. Możemy tu w każdym razie doskonale obserwować przejście od psammitowego osadu niższego pstręgo

piaskowca, czy też być może permu, po typowy sedyment retu, zawierający właściwą sobie faunę przewodnią.

Załączony profil (tabl. I) przedstawia obraz wykształcenia omawianych tu warstw. Warstwy od 1 do 10 zostały tu zmierzone z dokładnością centymetrową; warstwy powyżej ławicy 10, tzn. 11, 12, 13, potraktowane są bardziej ogólnie ze względu na niedostateczną przejrzystość odsłonięcia (w dnie potoku). Profil jest schematem także i pod tym względem, że warstwy zostały tu przedstawione w kolumnie prostej pionowej. W rzeczywistości odsłaniają się one wzdłuż dna dolinki łagodnie opadającej na dłuższej przestrzeni.

Opis profilu (od dołu):

1. Arkozowy piaskowiec szaro-żółtawy, słabo scementowany, dość łatwo przez wodę erodowany i wykazujący tendencję do tworzenia zaokrąglonych form wietrzeniowych. Araukarii nie obserwowałem;
2. 5 cm — wkładka ilów piaszczystych nieco łupkowych i dolomitycznych;
3. 40 cm — piaskowiec (arkozowy) zawierający niezbyt wyraźną przymieszkę żwirków. Piaskowiec jest na powierzchni nierówny i porzeźbiony we wgłębienia (po części smugowo ułożone) wypełnione gliną i namuliskiem dolomitycznego marglu;
4. 20—25 cm — żółta i zielonawa, wybitnie piaszczysta glina wyglądająca na residuum po rozmytym piaskowcu;
5. 20—50 cm — łupkowy piaskowiec (typu podobnego do leżących niżej), ku górze stopniowo przechodzący w marglisto-dolomityczne żółte łupki bez fauny;
6. 70—100 cm — łupki dolomityczno-ilaste, żółte i szaro-żółte, bez fauny. Zbite, dość twarde, o przelamie ziemistym lub muszlowym, kruszące się lub łamiące w równiejsze płytki. Grubość warstewek sięga 10 cm; ku górze grubość ta maleje do kilku mm. W kierunku tym osad staje się też miękki i bardziej ilasty. Fauny nie znalazłem;
7. 90 cm — il łupkowy miękki, drobno warstwowany, niebieski (niebieskawo-szary), bez fauny. Miejscami drobne łupkowate ławiczki trochę grubsze i twardsze;
8. 60 cm — łupki ilasto-dolomityczne, żółte. Podobne do niżej leżących (do warstwy 6). Ku górze warstwa ta przechodzi w bardziej zwarty margiel dolomityczny. Fauny nie znalazłem;
9. 20 cm (w ławicach po 10 cm) — margiel dolomityczny, zbity, skorupowato pękający, jasnoszary i zielonawy. Fauny nie znalazłem;
10. 12 cm — dolomit lekko porowaty i marglisty, kremowo-żółtawy. Fauna bogata, liczne okazy *Myophoria costata*;
11. ok. 5 m — dolomit na ogół jasny, kremowy i żółty, często drobno-punktowany delikatnymi nalotami dendrytycznymi. Po wyschnięciu niektóre warstwy przybierają barwę niemal białą. Niektóre warstwy wyraźnie wapniste. Są one wtedy bardziej zbite i przy uderzeniu

dźwięczące. Trafiają się też ławice oolityczne. W fugach pomiędzy warstwami pojawiają się dość często cieniutkie wkładki zielonych, glaukonitycznych ilów. Powierzchnie stykowe warstw stają się wtedy falisto nierówne.

Fauna jest tu bardzo częsta. Czasami bywa ona dość luźno rozproszona w poszczególnych ławicach, przeważnie skupia się jednak w wyraźne smugi czy pokładziki, przepelnione szczątkami organicznymi, podczas gdy skała obok pozostaje prawie „płona”.

W warstwach tych znalazłem liczną faunę, wśród której jako formy przewodnie oznaczyłem:

Myophoria costata Zenk. — liczne okazy

Beneckeia tenuis v. Seeb. — 6 okazów.

Obie te skamieniałości występują tu równocześnie. Często spotyka się je w obrębie tych samych okazów skał. *Myophoria* zdaje się mieć jednak zasięg pionowy nieco wyższy niż nasz amonit.

Wymienionym warstwom towarzyszy też bogata fauna małżów i ślimaków;

12. warstwy leżące wyżej w profilu w Podstokach nie są bynajmniej rozgraniczone ostro od zespołu 11-tego. Charakteryzują się one jedynie grubszym na ogół uławiczeniem i raczej uboższą fauną. Są to dolomity, których barwa jest nadal na ogół kremowo-szara, przeważnie jasna. Podobnie jak niżej tak i tu trafiają się ławice nieco oolityczne lub wapniste. Częste jest też zjawisko występowania w skałe dziurek o rozmiarach od kilku do kilkunastu *mm*, wypełnionych wtórnie krystalicznym kalcytem. Miąższość łączna ok. 5 *m*. Warstwy tego typu widzieć też można w Pogorzycach na W od łomu wapienia, gdzie dolomit wybierany jest jako materiał budulcowy. Podobne też, jakkolwiek bardziej drobnoławicowe i w faunę bogatsze dolomity widać w łomikach na E od Zagórza (Grodzisko, Srebrnica);
13. stropową serię naszego profilu stanowi wapień jamisty. Rozwinięty jest on tu dość typowo przeważnie jako cienko warstwowe ławice, silnie porowate, brunatne lub szaro-żółte, wapnisto-dolomityczne i przesypane białawymi, ilastymi produktami wietrzenia. Wapień jamisty jest tu odsłonięty nader niewyraźnie i granica jego niezbyt łatwo daje się rozpoznać w stosunku do dolomitycznego podkładu a zwłaszcza nadkładu. Osiąga on, jak się zdaje, w opisanym tu profilu najwyższą dla terenu bloku Płazy miąższość 8—9 *m*. Żadnej fauny dotychczas w nim nie znalazłem. Powyżej opisanego tu profilu leżą osady dolnego wapienia falistego części dolnej, czyli warstwy golińskie dolne.

Odcześnie do stratygrafii wymienionego z okolic Podstoków profilu zaliczam:

- a) warstwy spągowe — Nr 1, 2, 3 — do niższego pstrego piaskowca z tym zastrzeżeniem, że mogą one ewentualnie reprezentować perm. Występują tu one bez charakterystycznych czerwonych ilów, są jednak mniej scementowane i znacznie uboższe w ortoklaz niż typowa arkoza kwaczalska;
- b) warstwy 3, 4, 5 (mieszanka piaskowca z ilami) uważam za utwory przejściowe do retu. Przypuszczam, że mamy tu do czynienia ze zniszczoną i w cienkiej strefie przerobioną powierzchnią starszych piaskowców, na które wkroczyła transgresja retu;
- c) warstwy 6—9 (żółte i niebieskie łupki i ily) zaliczam do retu, gdyż od niżej leżącego piaskowca oddziela je nieciągłość sedymentacyjna podkreślona „przerobieniem” psammitowego podkładu, z typowym zaś dolomitom retu łączą się te warstwy przejściem całkowicie ciągłym i stopniowym;
- d) warstwy 10 i 11 stanowią niższy oddział głównego trzonu osadów retu;
- e) warstwy objęte liczbą profilu 12 — stanowią oddział wyższy, ściśle z niższym związany i wyodrębniony tu jedynie dla podkreślenia pewnej tendencji do tworzenia się warstw bardziej miększych, a uboższych w faunę w wyższych częściach „normalnych” poza tym dolomitów retu;
- f) warstwy Nr 13 (wapień jamisty) stanowią stropową część retu, być może też, że „jamiste” przeobrażenie skały pierwotnej sięga swym rozwojem nawet po najniższą część ławic dolnego wapienia falistego.

Podobny w zasadzie rozwój osadów retu obserwować można i w innych odsłonięciach tej formacji w obrębie tarczy płaziańskiej. Istnieją przy tym oczywiście odstępstwa facjalne, w granicach jednak nieznacznych. Tak np. grubsze uławicenie dolomitów pojawiać się może czasem w niższych właśnie, a nie w wyższych ich partiach (np. w małym łomiku pomiędzy Kwaczałą a Kamionką). Wyżej trafiają się też czasem ławice niezbyt grube, np. nad źródłem w Simocie. Wapień jamisty zdaje się istnieć ponad warstwami dolomitycznymi prawie wszędzie w naszym terenie. Jest to jednak warstwa zmienna w rozwoju i kapryśna w rozprzestrzenieniu, ustępująca niekiedy prawie całkowicie na rzecz niezmiennych warstw retu.

Dość często spotyka się też konkretne krzemienne. Nie obserwowałem ich wprawdzie w wyżej przytoczonym profilu, być może z powodu niedość dobrego odsłonięcia tamtejszych warstw. Widziałem je jednak w łomikach na Grodzisku i na Srebrnicy (w warstwach z bogatą fauną) oraz nad Kwaczałą. Na Srebrnicy i na Grodzisku trafiają się one w postaci plackowatych konkrekcji matowobrunatnych, lub szarych, o grubości 1—3 cm i średnicy 3—10 cm.

Ahlburg (1, str. 18) uważa krzemienie krakowskiego retu za swoistą i interesującą cechę tej formacji. Dla lepszego zilustrowania wyglądu warstw „typowego” naszego retu podaję tu szkic (fig. 9) odsłonięcia nad Kwaczałą, zawierającego też konkreję białego krzemienia. Jest to łomik, dziś w dużej mierze zasypany, o którym pisze Zaręczny na stronie 102 (Warstwy na szkicu odpowiadają zapewne górnej części warstwy 11 z profilu poprzedniego):

A) Rumosz;

1. Dolomit kremowy, jasny, dość zbity. Zawiera bardzo nieliczne okazy *Myophoria costata* i *Gervilleia* sp.;

2. Dolomit oolityczny żółtawy (fauny nie znalazłem);

3. Jednolita (33 cm gruba) ławica jasno-żółtawego dolomitu. Pojawiają się tu nieregularne, podługowate, szarawe plamy (od kilku mm do kilku cm średnicy), które nadają skale wygląd miejscami nieco „marmurowy”. W dolnej części płaska buła krzemienista. Fauny nie znalazłem;

4. Dolomit zbity, kremowo-żółty w ławicach po kilka cm grubości. Na przelamach liczne plamki drobnych dendrytów (fauny nie znalazłem);

5. Dolomit jasnokremowy ułożony w cienkie płytki nierówne i o pokroju „falistym” lub „skorupkowym”. Znalazłem w nim okazy *Gervilleia socialis*;

6. Prawie jednolita 55 cm warstwa dolomitu szaro-kremowego, nieco „marmurkowo-plamistego”, lub szarawo, nieregularnie smugowanego.

Dolna powierzchnia warstwy falisto nierówna. Próbką wybita ze spągu wykazała w obrębie cienkiej międzywarstwowej fugi obecność marglistego dolomitycznego iłu zielonego, bogatego w glaukonit.

Powyżej i poniżej tego profilu istnieją jeszcze dalsze warstwy retu. Z tej samej okolicy wymienia też Ahlburg (str. 18) interesujący profil, który cytuję tu, biorąc pod uwagę wartość tego rodzaju dokumentu z obszaru tarczy płaziańskiej.

Odkrywka na Moczydle (wg Ahlburga):

5. 4 m — cienko płytkowy, żółty, zbity, dolomit przechodzący ku górze w zbite szare wapienie. Te ostatnie należą po części zapewne już do dolnego wapienia falistego;

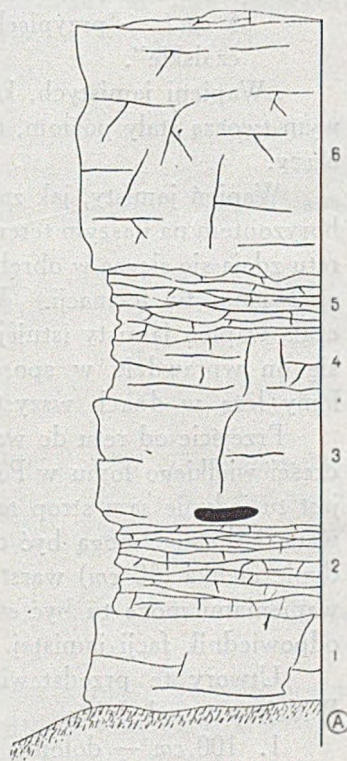


Fig. 9.

Profil retu ponad Kwaczałą.

4. 1 m — cienko płytkowy, zbity, śnieżnobiały dolomit;
3. 2 m — jasny, cienko ławicowy dolomit, zawierający duże ławice krzemieni, odległe od siebie ok. 15 cm;
2. 3 m — ławice po 50 cm miąższości, białego, zwartego, oolitycznego dolomitu zawierającego na powierzchniach warstw formę *Myacites* cf. *fassaensis* i inne;
1. 4 m — żółty, zbity, marglisty dolomit w ławicach po 5 m (? — zapewne 5 cm! — przypisek mój) grubych. Poniżej od razu „warstwy kwaczalskie”.

„Wapieni jamistych, które zwykle pomiędzy retem i wapieniem muszlowym tworzą stały poziom, nie ma tu, jak się zdaje całkowicie”, powiada Ahlburg.

Wapień jamisty, jak zaznaczyłem to już wyżej, nie jest całkowicie stałym horyzontem na naszym terenie. Nie wykazujące „jamistych” przemian warstwy retu zdają się sięgać w obrębie płaziańskiej tarczy niekiedy aż do samego stropu omawianej tu formacji. W stropowej części retu w wąwozach nad Kwaczalą wapień jamisty istnieje jednak prawdopodobnie wszędzie. Nie odsłania się on wprawdzie w sposób dogodny do obserwacji, lecz wielkie jego odłamy leżą w dnach wszystkich prawie wąwozów kwaczalskich.

Przejsie od retu do warstw gogolińskich można obserwować w najniższej części wielkiego łomu w Pogorzycach (w dolnej SE części łomu). Odslonięty jest tu jedynie sam strop retu. Warstwy tej formacji nie są tu przekryształizowane i dlatego mogą być dla stratygrafii utworu specjalnie interesujące. Jedynie cienka (50 cm) warstewka graniczna pomiędzy retem a wyżej leżącymi wapieniami może tu być ewentualnie uznana za zredukowany niemal do zera odpowiednik facji jamistej.

Utwory te przedstawia schematyczny szkic profilowy (tabl. II, fig. 1). Widzimy tu od dołu:

1. 100 cm — dolomit wybitnie bogaty w detrytus fauny mięczaków, oolityczny, porowaty, barwy cielisto-różowawo-szarej, odmiennej od kremowych dolomitów typowych dla retu. Fauna zachowana tu jest przeważnie w odciskach. Wyługowane skorupy pozostawiły po sobie porowate szczelinki, nadające skale charakterystyczny pokrój nieco gąbczasty. Miejscami skała zdaje się być zlepioncowata (zawiera rzadko rozrzucone drobne okruchy szarego dolomitu). Faunę reprezentują ślimaki i małże. Zdołałem z niej oznaczyć:

Gervilleia modiola Frech.

Gervilleia costata Schloth.

Gervilleia mytiloides Schloth.

Pleuromya musculoides Schloth. var. *elongata* Goldf.

Myophoria vulgaris Schloth.

Amauopsis (Ampullaria) silesiaca Ahlb.

Wg Assmanna (1923) ślimak *Amauopsis silesiaca* ograniczony jest tylko do retu i tu w dolomitach jest on pospolity (l. c., str. 23). Inne zaś formy występują zarówno w recie jak i wyżej.

Warstwę tę, biorąc też pod uwagę jej pokrój litologiczny obcy ławicom wyższym, zaliczam zatem do retu. Podana tutaj jej miąższość (1 m) dotyczy tylko odsłoniętej w 1947 r. części osadu. W 1948 r. mogłem być stwierdzić, że ten sam typ skały dolomityczno-wapnistooolitycznej z fauną posiada miąższość większą (kilka metrów).

Powyżej leżą w Pogorzycach:

2. 20 cm — szaro-żółtawy dolomit zlepieńcowaty (wzgl. zlepieniec). W masie dość miękkiego, kremowego dolomitu znajdują się słabo obtoczone, drobne okruchy dolomitycznego wapienia. W zlepieńcu ślady nierozpoznawalnej fauny;
3. 50 cm — dolomit jasnokremowy, miękki, spękany, kruchy, bez fauny, miejscami bardziej zbity i wapnisty, dziurkowaty. Stanowi być może odpowiednik facji wapienia jamistego;
4. 15 cm — łupki marglowe dolomityczne, żółte, cienko uławicone, rozsypliwe;
5. 30 cm — wapień dolomityczny, żółto-cielisty, lub szaro-różowawy zbity, grubo spękany, drobnoziarnisty, przypominający nieco wapienie wyżej rozwinięte. Drobno plamkowany żółto i czarno z drobnutkim detrytusem fauny mięczaków;
6. 22 cm — wapień dolomityczny, jak leżący niżej (15 i 7 cm grubości);
7. 8 cm — łupkowaty margiel żółty;
8. dwie ławice 40 i 30 cm wapienia żółtawo-cielistego, zbitego, grubo spękanego, typu „normalnego” wapienia gogolińskiego o nieco zadzierzystem, płasko-muszlowym przełamie;
9. 30 cm — wapień zbity, żółtawo-cielisty, podobny do niżej leżącego (8), lecz zawierający bardzo wielką liczbę członów liliowców. Jest to już typowy wapień trochitowy, charakterystyczny dla wyżej rozwiniętej serii dolnych warstw gogolińskich.

Dalszą część profilu omówimy w rozdziale o wapieniu muszlowym. Warstwy wyżej podane zaliczam: ławice 1, 2, 3, 4 — do retu, 9 — do wapienia muszlowego. Skłaniają mnie do tego dokumenty paleontologiczne i litologiczne „pokrewieństwa” warstw. Ławice: 5, 6, 7 i 8, obejmujące w sumie miąższość 130 cm mogą być traktowane jako „przejściowe” między formacją pstrego piaskowca i wapienia muszlowego.

W 1906 r. Ahlburg (1) opisał warstwy spągowe dla wapienia muszlowego leżące bezpośrednio nad wapieniem jamistym. Są to (Łędziny, Krasów

itd.) zbite wapienie ok. 3 m miąższości, w dole zabarwione tlenkami żelaza, wyżej jaśniejsze, cienko warstwowe; zawierają one licznie tu występującą skamieniałość *Lingula tenuissima*. Ahlburg warstwy te zaliczył już do wapienia muszlowego.

„Warstwy lingulowe” weszły do stratygrafii triasu i zaliczone są przez późniejszych autorów (Assmann, Różycki) do retu. Stratygraficzne ich położenie jest „przejściowe” od pstrego piaskowca do wapienia muszlowego. Powyżej warstw lingulowych leżą (Ahlburg, Michael, Assmann, Różycki) trochitowe wapienie dolnej serii falistej.

Wydaje mi się prawdopodobne, że „przejściowe” warstwy z Pogorzyc odpowiadają „warstwom lingulowym”, jakkolwiek skamieniałości tej w Pogorzycach nie znalazłem.

Zwracającym uwagę w pogorzyckim profilu jest bogaty w faunę dolomit wapnisty, lub wapień dolomityczny retu, miejscami nieco oolityczny, leżący w samym spągu profilu, bezpośrednio poniżej „warstw przejściowych”. Utwór ten różni się wybitnie od „typowych” ławic dolomitowych retu.

Ahlburg (1, str. 42) wspomina, że w najwyższych warstwach retu poniżej warstw z *Lingula* znalazł (Łędziny) dobrze zachowaną faunę z formami *Myacites* cf. *musculoides*, w okolicy Dzieckowic zaś w wapieniu jamistym *Myophoria vulgaris*, *Lithodomus priscus* i in. Sądzę, że warstwa I (wraz z kilku analogicznymi ławicami, leżącymi niżej) opisanego z Pogorzyc profilu może być również porównywana ze stropowymi warstwami retu, określanymi na Śląsku jako „wapienie retu” lub „warstwy lingulowe”, które zazwyczaj przeobrażone bywają w wapień jamisty. Wnioskuje tak na podstawie ich położenia stratygraficznego bezpośrednio poniżej „warstw przejściowych” oraz na podstawie dającej się oznaczyć fauny. Warstwy te w tarczy płazińskiej jak się zdaje obecne są w stropie retu wszędzie tam gdzie wapień jamisty ich nie zastępuje i są dosyć charakterystyczne. Ich odpowiednikiem jest, jak sądzą warstwa, występująca w stropie wspomnianego już profilu z okolic Simoty (zobcz wawozu niedaleko źródła).

Tutaj (Simota) ponad łupkowatymi, białymi marglistymi dolomitami retu, przechodzącymi częściowo w wapień jamisty i wykazującymi źle zachowaną faunę z *Myophoria costata*, leży dolomit wapnisty, porowaty, wyraźnie szary i szaro-żółtawy, nieco gruzłowaty i smugowany związkami żelaza. Miąższość jego wynosi ok. 1,5 m. Zawiera on faunę małżową, nie dość jednak wyraźną, aby móc ją oznaczyć. Sądząc z położenia tej skały ok. 3 m poniżej trochitowych wapieni gogolińskich przypuszczam, że mamy tu do czynienia z owym prawie najwyższym pokładem naszego retu, który w tym przypadku wykazuje stopień przejściowy przeobrażenia w wapień jamisty i ponad którym leży cienka seria przejściowa podścielająca już trochitowe wapienie gogolińskie.

W rumoszu zsuwowym w okolicy między Borowcem a Zagórzem znalazłem też duże bloki wapienia lekko dolomitycznego, którego szara barwa, porowatość i cały ogólny pokrój wyróżniają tę skałę wyraźnie od „typowego” dolomitu naszego retu, a zbliżają natomiast do warstwy I z profilu pogorzycznego. Wymieniony wapień jest tu nieco oolitowy lecz w przeciwieństwie do stropowych warstw retu z Pogorzyc posiada doskonale zachowane skorupki małżów. Skorupki te są zsylikowane całkowicie.

Ponieważ w najbliższej okolicy wymienionego znaleziska obserwowałem niższe części utworów retu i stwierdziłem ich „zwyczajne” wykształcenie w postaci kremowych margli dolomitycznych, nie widziałem natomiast (lasem porośniętych) poziomów wyższych, przypuszczam, że skała wapienno-oolityczna z krzemionkową fauną należy do tych ostatnich. Z fauny oznaczyć łatwo można przede wszystkim liczniejsze i rzucające się w oczy egzemplarze *Myophoria vulgaris* Schloth.

Ze względu na pewną indywidualność facjalną opisywanych tu skał, których położenie stratygraficzne odpowiada pozycji wapienia jamistego względnie „wapieni retu” w ujęciu Assmanna, włączam je do schematu stratygraficznego naszego retu, dając im nazwę „warstw z *Myophoria vulgaris*”. Ta bowiem skamieniałość jest tu wprawdzie nie przewodnią, lecz charakterystyczną.

Z obserwacji powyższych wnosić można, że interesującą cechą warstw retu tarczy płaziańskiej jest występowanie w tym terenie utworów wyższego retu rozwiniętych w facji mało lub czasem może całkowicie nie przemienionej przez te procesy, które na Śląsku z zasady przekształcały osad pierwotny w tzw. wapień jamisty.

W terenie naszym, w różnych jego punktach, obserwować można różne stadia przeobrażenia się osadu retu w wapień jamisty. Ten ostatni występuje również i to miejscami nawet w całkiem typowej swej postaci. Poniżej poświęcę mu jeszcze nieco uwagi. Odnośnie do warstw nie zmetasomatyzowanych, lub tylko częściowo przeobrażonych, chciałbym podkreślić nader interesujące i skądinąd nieznanne zjawisko sylikacji utworu. Nie jest ono powszechne. Ma jednak swoją rolę w obrębie odpowiedników wapienia jamistego, powoduje bowiem chemiczną przemianę większej lub mniejszej części sedymentu. Wymieniłem już powyżej fakt sylikacji skorup fauny wyższego retu okolic Borowca. Bezpośrednio na E od granicy arkusza Chrzanów w wąwozie koło folwarku Simota nad pierwszą ku wschodowi odkrywką melafirów znalazłem też ret (wyższy) zawierający całe warstewki skały objęte sylikacją niemal zupełną.

Dr Panow przedstawił mi też uprzejmie zebrane przez siebie okazy skał z okolic Kamionki nad Kwaczałą, które na podstawie ich porowatej facji

wapienno-dolomitycznej i w oparciu o ich położenie stratygraficzne w terenie, mogłem określić jako próbki wapienia jamistego. Okazy te zawierają zsylikowane, delikatne, lecz doskonale zachowane skorupki małżów *Myoconcha römeri* Eck. Forma ta znana jest ze Śląska z retu i z utworów najniższych części warstw gogolińskich.

Wapień jamisty

Powyżej omówiłem ogólnie rozwój retu w naszym terenie, uwzględniając też te jego warstwy najwyższe, które nie podległy wyraźnej przemianie w wapień jamisty, lecz które swym położeniem odpowiadają temu poziomowi. Podkreślić tu winienem raz jeszcze, że na znacznej części obszaru tarczy płaziańskiej wapień jamisty istnieje także w typowej swej postaci. Dotyczy to osadów retu, rozwiniętych w wąwozach na W od Kwaczały, w okolicy Simoty i Podstoków.

Osad przedstawia się tu jako seria warstw żółto lub brunatno zabarwionych, zbudowanych w dużej mierze z krystalicznego kalcytu, którego poszczególne kryształy sięgają kilku *mm* średnicy i przybierają niekiedy niemal pomarańczową, a z zasady żółtą barwę. Skala jest przy tym wyraźnie dziurkowana „jamista“. Otwory małe i duże (do wielkości pięści) są niekiedy tak liczne, że utwór przybiera teksturę gąbczastą. Ściany jamek pokryte są często wtórnymi kryształami kalcytowymi, czasami zaś całe wnętrza otworów zapełnia ilasto-dolomityczna sypka masa. W wielu przypadkach skalę tworzy sieć kalcytowych komórek, które stanowią właściwie jedynie wypełnienie kalcytowe dawnych szczelinek skały zachowane dziś lepiej niż sama pierwotna „treść skalna“, w dużej mierze z takiej sieci już wylugowana. Komórki i jamki przybierają wtedy postać otworków ograniczonych nie zaokrąglonymi, dość płaskimi ścianami.

Oprócz tej facji typowo „jamistej“ trafiają się w omawianej tu serii warstwy bardziej zbite, wapienno-dolomityczne, zwykle też nieco dziurkowane, jasne, twarde lub rozsypliwie i ziemiste, niejednokrotnie przesypane miękkim, białym iłem dolomitycznym lub wapnistym. W poziomie tym istnieje więc wyraźna pozioma i pionowa zmienność cech litologicznych.

W typowo rozwiniętym wapieniu jamistym, poza wspomnianymi powyżej okazami dr Panowa, nie spotkałem dotychczas fauny. Należy tu ona zresztą do rzadkości także i w innych obszarach triasu śląskiego. Nie widziałem też krzemieni, o jakich wspomina z arkusza Grodziec Doktorowicz-Hrebnicki (10). Swoją drogą nigdzie na naszym terenie nie mogłem dość dobrze zapoznać się z całym utworem wapienia jamistego, nie ukazującego się nigdzie w całości i nie eksploatowanego, a zatem sztucznie nie odsłanianego przez człowieka.

Wspomniałem już wyżej, że przy zmiennej swej miąższości utwór tu omówiony zdaje się sięgać od 0 m do 8 lub 10 m najwyższego pionowego zasięgu.

b) Wapień muszlowy

Środkowa seria triasu, czyli wapień muszlowy, wykształcony jest w obrębie tarczy płaziańskiej w sposób nader urozmaicony. W porównaniu z pobliskimi obszarami Górnego Śląska, nasz wapień muszlowy wykazuje wiele podobieństw, ale też i szereg różnic.

Podobnie jak dalej na zachodzie, trzon formacji stanowią wapienie dolnego poziomu tego piętra, które w dalszym ciągu opracowania określam jako „warstwy gogolińskie”. Warstwy wapienia muszlowego osiągają na terenie bloku płaziańsko-kościelckiego jednak nieco mniejszą niż na Śląsku miąższość. Facjalny ich rozwój natomiast jest do górno-śląskiego w dużej mierze zbliżony.

Wyższe części serii dolnego wapienia muszlowego („wapień falisty górny”) są na terenie objętym opracowaniem częściowo przeobrażone w dolomity. W obrębie jednak bloku Kościelca w małym stopniu, a na S od uskoku Żrebce—Libiąż prawie wcale nie są one zmineralizowane w znaczeniu kruszczośnym. „Górny wapień falisty” naszego terenu zbliża się zatem po części do wykształcenia tego poziomu z okolic Górażdzy lub Karchowic, a różni się wyraźnie od dotychczas poznanych warstw tego wieku nawet z pobliskich okolic Chrzanowa i w ogóle ze wschodniej części Zagłębia.

Wapień muszlowy środkowy posiada na naszym terenie oblicze podobne do facji górno-śląskiej. Do piętra tego zgodnie z ostatnimi poglądami (Assmann 1944 r.) zaliczam jeden tylko poziom dolomitów diploporowych.

Margliste dolomity płytkowe, od czasów Ecka aż do badań niemal najnowszych (np. Doktorowicz-Hrebnicki 1935 r.) włączane do środkowego wapienia muszlowego, zaliczam obecnie za Assmannem do serii górnego wapienia muszlowego. O ich położeniu stratygraficznym będzie jeszcze mowa poniżej.

Wapień muszlowy górny, spotykany w pełnym rozwoju na Górnym Śląsku przede wszystkim w okolicy na zachód od Tarnowskich Gór, w obszarze triasowym wschodnim reprezentowany jest swoistymi osadami (poza dolomitami płytkowymi) jedynie w okolicy Chrzanowa, w obrzeżeniu zachodniej niecki chrzanowskiej. Na terenie tarczy płaziańsko-kościelckiej w północnej jej połaci, pojawia się on w Kościelcu w nadzwyczaj interesującym wykształceniu w dużej mierze zgodnym z rozwojem tej formacji na zachodzie lub w północnych obszarach Śląska.

Ze względu na duże znaczenie gospodarcze rud żelaza, cynku i ołowiu wydobywanych już od wieków z dolomitów wapienia muszlowego, ze względu na występowanie w naszym triasie skał wartościowych dla budownictwa i przemysłu chemicznego oraz hutniczego, a także ze względu na doniosłe dla gospodarki ludzkiej zjawiska hydrologiczne, związane z tą formacją, wapień muszlowy posiada swą dawną tradycję naukową i nadzwyczaj rozległą literaturę

Opracowania dawniejsze (1720 r. — 1865 r.) wymienia wyczerpująco Eck w swej monograficznej pracy o triasie śląskim (12). Nowsze dane o pracach nad tą formacją znaleźć można przede wszystkim w pracach Ahlburga (1), Assmanna (6), Michaela (23), Rózyckiego (29), Rutkowskiego (31), Kuźniara (19), St. Czarnockiego (9) i Doktorowicz-Hrebnickiego (10). Najnowsze opracowanie o charakterze monograficznym stanowi praca Assmanna z 1944 r. (6).

Rozwój poglądów na stratygrafię triasu śląskiego przedstawia schematycznie tabela załączona do niniejszego opracowania (tabl.VIII). Przy swojej pracy terenowej posługiwałem się (odnośnie do dolnego wapienia muszlowego) schematem stratygraficznym, podanym przez Doktorowicz-Hrebnickiego na podstawie prac Michaela, Assmanna i badań własnych wymienionego autora. Podział ten na niezbyt od Grodźca odległym terenie arkusza Chrzanów, jest dla dolnego i po części środkowego wapienia muszlowego nader dogodny. Skorygowałem tu tylko nomenklaturę wg wzoru stratygrafii śląskiej wprowadzając nazwę warstw gogolińskich i przesunąłem granicę górnego wapienia muszlowego poniżej „dolomitów płytkowych“.

Dolny wapień muszlowy

Formacja ta określana jest często tak na Śląsku jak i odnośnie do triasu krakowskiego mianem „wapienia falistego“. Termin ten nie jest wygodny ze względu na swą dwuznaczność. Rozumieć bowiem można przezeń zarówno niższą jednostkę stratygraficzną naszego wapienia muszlowego, jak też wykształcenie litologiczne tylko pewnych warstw tego piętra.

W dolnej mianowicie części środkowego triasu wyróżnić można szeroko na Śląsku rozwinięte trzy charakterystyczne warstwy (lub wąskie grupy warstw), które reprezentują skałę „falistą“ *sensu stricto*. Są to warstwy 1—3 m miąższości każda, zbudowane z wapienia marglistego, drobno płytkowego, lub gruzłowatego, w którym poszczególne warstewki czy gruzły są poskręcane, sfalowane, często jak gdyby „zmięte“ czy sfałdowane. Na przekrojach lub na powierzchniach warstw te wapień o typie „falistym“ dają obrazy wygięć, fałdów i nierówności, wietrzejąc zaś rozpadają się na krzywe skorupy wapienne, lub grubsze czy drobniejsze okruchy gruzłowate. Powierzchnia wapieni falistych bywa pokryta wałkami, rowkami, bruzdami lub wyniesieniami, które ogólnie charakterem swym przypominają niekiedy nieco niektóre „hieroglify“ karpackie. Różnią się też jednak od nich często, czy to rozmiarami czy formą. Zaręczny (39, str. 108 uw.), tłumaczył ich powstanie „po największej części“ jako ślady pełzania robaków i małżów. Osobiście sądzę, że wykształcenie typu litologicznego falistego i jego „hieroglify“ uwarunkowane było w większości czynnikami nieorganicznymi. Wapień faliste a zwłaszcza ławica falista z warstw gogolińskich dolnych, mają dość duże znaczenie dla kształtowania się

morfologii terenów triasowych. Albo bowiem łatwiej od warstw innych ulegają wietrzeniu, albo (co zdarza się często) są właśnie na wietrzenie odporniejsze i zachowują się w terenie w postaci progów czy kuest, łatwych do wyróżnienia przy kartowaniu.

Owe ławice wapieni falistych nadały niezbyt fortunne miano całemu zespołowi warstw („wapień falisty”). Zespół „wapienia falistego” traktowany jako całość w dużej mierze wcale jednak cech facji falistej nie posiada. Aby uniknąć nieporozumień będę tu stosował niekiedy terminy: „wapień falisty” dla samego tylko typu litologicznego „falistego” i „seria falista” dla określenia całego zespołu warstw, w którym wapień faliste występują. Assmann (1944) zwraca też uwagę na możliwość nieporozumień przy określeniu mianem wapienia falistego wielu warstw dolnego wapienia muszlowego. Autor ten używa zatem dla „dolnych wapieni falistych” terminu stratygraficznego: „warstwy gogolińskie”. Do warstw tych zalicza wszystkie wapień, występujące pomiędzy retem (leżącym poniżej) a warstwami gorazdeckimi, które leżą w stropie serii gogolińskiej i które określano dawniej (wraz z warstwami terebratulowymi i karchowickimi) mianem „górných wapieni falistych”.

Podział więc dzisiejszy dolnego wapienia muszlowego przedstawia się jak następuje:

Dolny wapień muszlowy:	4. warstwy karchowickie	górne	}	górny
		dolne		wapień
	3. warstwy terebratulowe		}	falisty
	2. warstwy gorazdeckie			
	1. warstwy gogolińskie	górne	}	dolny
		dolne		wapień
				falisty

Warstwy gogolińskie

Warstwy gogolińskie posiadają wg Assmanna rozwój facjalny nieco odmienny na zachodzie niż we wschodnim obszarze ich występowania. Dla nas ważny jest obszar wschodni, który obejmuje znaczną zresztą część kraju na Śląsku, aż do zachodniej linii granicznej, biegnącej mniej więcej od Gliwic do Pyskowic.

Podział warstw gogolińskich wg Assmanna (6, str. 12—13). Obszar wschodni:

- b) 7. III-ci czyli główny wapień falisty
6. Wapień margliste
5. II-gi wapień falisty
4. Wapień zlepieńcowy

- a) 3. Wapień komórkowy
 2. I-y wapień falisty
 1. Warstwy z *Pecten discites* i *Dadocrinus kunischi*.

Zespół warstw a, z tego schematu określać będziemy za Assmannem jako warstwy gogolińskie dolne. Zespół b, jako warstwy gogolińskie górne.

W pracy swej stwierdziłem w terenie, że schemat ten wygodnie stosuje się też do warstw niższych dolnego wapienia muszlowego, wykształconego na obszarze bloku Płazy. Dlatego też dla odpowiednich warstw tego obszaru przyjmuję termin „warstwy gogolińskie“.

Jedynie co do warstwy 6 z wyżej wymienionego schematu winienem od razu zrobić zastrzeżenie, że na obszarze tarczy płazińskiej w miejsce serii marglistej występują częściej wapień płytowe, przeważnie gruzełkowe, lecz niezbyt wyraźnie margliste. Zamiast więc dla naszego terenu nie całkiem ścisłego określenia „wapień margliste“ — używać tu wolę terminu „seria międzyfalista“. Wapień tej serii są na naszym terenie dość zmienne pod względem litologicznym, płytowo-gruzełkowe, często „jamkowe“ (jamki pochodzenia organicznego) lub nawet wyjątkowo dolomityczne (dolomity wtórne), w każdym razie marglistość nie stanowi ich cechy istotnej. „Wapień międzyfalista“ ząbiejają się na terenie bloku Płazy dość ściśle z „wapieniem falistym III-cim“. Właściwie cała seria wyższa od „wapienia falistego II-go“ stanowi zespół łączny ławic wapieni płytowych, gruzłowatych i falistych, wśród których „III-ci wapień falisty“ nie zaznacza się jako wyraźna litologiczna indywidualność.

Miąższości wszystkich tych warstw z terenu objętego moim opracowaniem w porównaniu z wyżej podanym schematem Assmanna przedstawiają się jak następuje:

Warstwy gogolińskie górne:	Pogorzyce (łom duży)	Płaza (łom duży)	Assmann (Śl. G.)
7. Wap. falisty III	8,0 m	9,5 m	7 m
6. Wap. międzyfaliste (wapień margliste)	4,0 „	2,5 „	6—7 „
5. Wap. falisty II	1,3 „	2,5 „	1—2 „
4. Wap. zlepieńcowy	8,6 „	7,5 „	15 „
			13—14 m
Warstwy gogolińskie dolne:	Pogorzyce (łom duży)	łomik we wsi Płaza	Assmann (Śl. G.)
3. Wap. komórkowy	1,8 m	?	1—2 m
2. Wap. falisty I (ściśle facja falista)	2,7 „	4,0 m	2—2,5 „
1. Wap. z <i>Pecten</i> i <i>Dadocr.</i> (niższe i wyższe od wap. falistego I)	7,8 „	7,3 „	8—10 „

Z zestawienia tego widać, że wykształcenie warstw gogolińskich obejmuje na naszym terenie takie same na ogół miąższości, skala więc wielkości jest tu podobna: w Pogorzycach całość — 34 m, Śląsk G. część wschodnia wg Assmanna — 40—45 m. Redukcja miąższości dotyczy przy tym w pierwszej mierze serii zlepieńcowej.

Zarówno z zestawienia, jak też z załączonych profilów widać też, że sedymentacja przebiegała na naszym terenie zasadniczo nie inaczej niż na Śląsku, w każdym razie bez luk w osadzaniu się, tak między samymi warstwami tu omawianymi, jak też między nimi a ich podkładem i nadkładem. Fakt ten omówimy jeszcze poniżej.

Przechodzę do ogólnej litologicznej charakterystyki warstw gogolińskich, pomijając tylko typ wapienia falistego, jako opisany już powyżej. Wspomnę tu jedynie, że jeśli chodzi o różnice pokroju poszczególnych wapieni falistych, takie, które mogłyby być wymieniane jako nieomylny wskaźnik rozpoznawczy, pozwalający na pewne ich oznaczanie w terenie (w eluwiach, lub w oderwaniu od stratygraficznego sąsiedztwa), to różnic takich dotychczas wymienić nie potrafię. Być może, że wapień falisty I-szy i II-gi jest bardziej „fałdowy“, odpowiednie wapień wyższe (wap. fal. III-ci) są bardziej „gruzelkowe“.

Rozpatrzenia warstw dokonamy poziomami.

Warstwy gogolińskie dolne (Wapień z *Pecten i Dadocrinus*)

Wapień na ogół dość równo uławiczone, w warstwach często po kilkanaście do kilkudziesięciu cm. Litologicznie dość różnorodne: zbite i drobno-pelitowe, lub ziarniste. Przełam w tych pierwszych często płasko-muszlowy, w drugich zadzierzasty. Skala czasem nieco porowata (zwłaszcza w ławicach z bogatą fauną mięczaków). Barwy na ogół wyraźne. Przeważnie szaro-cieliste, różowawe, żółtawe. Trafiają się też ławice o odcieniach niebieskawych. Barwa niebieska przechodzi w różową pod wpływem wietrzenia. Na powierzchniach silniej zwietrzałych wapień te stają się białe lub szare i wykazują wtedy często wyraźnie drobne smugowania. Niejednokrotnie wapień są tu drobno dendrytyczne, czasami zawierają też przymieszkę drobnego glaukonitu. Niektóre ławice bywają bardzo równe, dające się łamać na gładkie płyty i wykazują niejaki podobieństwo do typu płytowych wapieni litograficznych. Często powierzchnie warstw bywają pokryte „hieroglifami“ i nie są gładkie. Czasami bywają nawet wyraźnie gruzelkowe, lub pokryte członami krynoidów, oraz śladami i szczątkami innej fauny. Obserwowałem tu często piękne stylolity.

W fugach pomiędzy warstwami występują na ogół warstewki żółtych, niekiedy zaś całkiem zielonych ilów marglistych, które jednak nie są tu tak wyraźne, jak w wyżej leżącej serii zlepieńcowej. Zawierają one często glaukonit. Ich obecność w każdym razie warunkuje dobre zachowanie fauny, która ukazuje

się często w ładnych okazach, zwłaszcza w powierzchniowych częściach warstw. Zespół ten jako całość reprezentuje wapień bogaty w CaCO_3 .

Cechą wybitnie charakterystyczną wapieni tego poziomu jest powszechne występowanie w nich członów liliowców. Większość wapieni jest tu trochitowa lub rzadziej krynoidowa. Cecha ta jest na tyle charakterystyczna, że Assmann wymienia jako zasadę, przy wyodrębnieniu dolnych warstw gogolińskich od retu, stawianie granicy tam, gdzie pojawiła się pierwsza warstwa krynoidowa.

Formę przejściową pomiędzy opisanymi tu wapieniami a wapieniem o typie falistym stanowią ławice skał „gruzłowatych”. Zachowują one wprawdzie charakter dość równych płyt i są zwarte, tekstura ich jest jednak od „normalnego” wapienia gogolińskiego wybitnie różna. Brak tu jeszcze typowej „falistości” czy „skorupowatości” skały, istnieje natomiast nieregularne rozłożenie węgla wapniowego, który zdaje się tworzyć drobne nieforemne skupienia konkrecyjne, otoczone bardziej marglistą substancją. W przelamach skała jest jakby „marmurkowa”, przy uderzeniu kruszy się (często na poszczególne gruzły), na powierzchniach natomiast posiada z zasady wybitną mozaikę „hieroglifów” i nierówności.

Wapień „gruzłowate” występują z reguły w bezpośrednim sąsiedztwie typowego wapienia falistego. Typy te łączą się ze sobą często całkiem ściśle tak, że rozgraniczenie ich jest trudne. Stanowią one zazwyczaj wspólny zespół, określane przeważnie łącznie jako „wapień falisty”. Na profilach jednak odmiany te starałem się dla ścisłości wyróżnić.

W profilu stratygraficznym warstw dolnych gogolińskich, które Assmann określa właściwie jako warstwy gogolińskie „część niższa”, następstwo pionowe typów skalnych jest stałe tak dla Śląska, jak i dla terenów okolic Chrzanova. W myśl podanego wyżej schematu zreasumować możemy następujące wiadomości o tym zjawisku:

Na utworach retu leży seria trochitowych lub krynoidowych ławic płytowych lub gruzłowatych, w których małą *Pecten discites* i zwłaszcza liliowiec *Dadocrinus kunischi* trafiają się nader często.

Na terenie bloku Płazy w obrębie tej serii występuje konsekwentnie zjawisko wtórnego przeobrażenia środkowej części tych warstw w gruby na ok. 1—2 m pokład dziurkowatych, marglistych, częściowo dolomitycznych wapieni. O tym poziomie specjalnym typu „wapienia komórkowego”, niższym od wapienia falistego I, będę jeszcze pisał poniżej. Nie jest to bowiem ów powszechnie ze Śląska znany „wapień komórkowy” stanowiący „przewodnią” warstwę graniczną między dolnym a górnym zespołem warstw gogolińskich, lecz utwór niższy, znany wprawdzie także z triasu dalszych ku zachodowi okolic, lecz nie traktowany dotychczas jako poziom stały regionalnie.

Na wapieniach z *Pecten* i *Dadocrinus* leży pierwsza ławica falista. Nad wapieniem falistym I-ym zaś wapień komórkowy (właściwy), który od wapienia

falistego I-go oddzielony jest w naszym terenie z zasady jeszcze cienką (1—2,5 m miąższości) serią płytowych wapieni z *Pecten* i *Dadocrinus*.

Cechy litologiczne serii wapiennej z *Pecten* i *Dadocrinus* oraz wapienia falistego omówiłem już powyżej.

Wapień komórkowy

Na znacznym obszarze Śląska ponad wapieniem falistym I-ym występuje charakterystyczna warstwa wapienia, lub dolomitycznego wapienia, o barwie najczęściej ciemnożółtej lub pomarańczowej, mniej lub więcej wyraźnie „rozżartego“ przez krążące w nim wody i dość wyraźnie podobnego do wapieni jamistych. Skala ta otrzymała (Neumayr 1875 r., Ahlburg 1906 r.) nazwę „wapienia komórkowego“ i jest na Śląsku uważana za warstwę „przewodnią“. Doktorowicz-Hrebniński (10) obserwował w niej na arkuszu Grodziec pojedyncze człony liliowca *Dadocrinus*.

Wapień komórkowy występuje na naszym terenie w sposób prawdopodobnie stały w położeniu ok. 1—2 m powyżej wapienia falistego I-go. Jak to już zaznaczyłem od niżej leżącej ławicy falistej oddziela go często jeszcze kilka pokładów typowego wapienia płytowego trochitowego. Sam wapień komórkowy jest zespołem kilku ławic o miąższości łącznej ok. 1,5—2 m, z których niektóre wykazują jamiste przeobrażenie, wtórne przekryształizowanie i zazwyczaj pomarańczowe zabarwienie. Niektóre zdają się być mniej zmienionymi warstwami wapienia zbitego. Przybierają też postać wapienia ziemistego, dolomitycznego, często zabarwionego na kolor jasnokremowy lub szary. Cały zespół wyróżnia się w każdym razie wybitnie w odsłonięciach od innych wapieni warstw gogolińskich. Wapień komórkowy obserwować można dogodnie powyżej wapienia falistego I-go w łomie w Pogorzycach, a także w małym łomiku w E zboczach doliny Płazy niedaleko Lipowca.

Jest zjawiskiem dla naszego terenu charakterystycznym, że oprócz wymienionego tu, powszechnie z terenu Śląska znanego, poziomego wapienia komórkowego występuje też na obszarze tarczy Płazy wspomniany już inny niższy poziom „komórkowy“, położony stropową swą częścią z zasady ok. 1,5—2 m poniżej wapienia falistego I-go. Zajmuje on więc pozycję mniej więcej w środku serii z *Pecten* i *Dadocrinus*. We wszystkich odsłonięciach odpowiednich warstw (Pogorzycy, Płaza, łomik we wsi Zagórze itd.) obserwowałem ten niższy poziom komórkowy, jako serię warstw o miąższości zbliżonej do miąższości „zwyčajnego“ wapienia komórkowego, tzn. ok. 1,5—2 m. Facja tej niższej ławicy metasomatyzowanej wydaje się być niemal identyczna z analogiem „komórkowym“ górnym, jakkolwiek proces metasomatozy bywa tu z zasady mniej zaawansowany (zachowują się często krynoidy!).

Jest prawdopodobne, że istnienie obserwowanego przeze mnie w terenie bloku Płazy niższego poziomu „komórkowego“ jest zjawiskiem o dużym

rozprzestrzenieniu. Assmann (6, str. 18) podaje wiadomości o istnieniu zmetasomatygowanych „komórkowo“ wapieni leżących bezpośrednio pod I-ym wapieniem falistym, w okolicach Wielkiego Chełmu i Chełmka. Nie tylko jednak wśród utworów triasu chrzanowskiego, lecz także w rejonie opolskim spotyka się (np. w okolicach Gogolina) wkładkę żółtych wapieni o komórkowej strukturze, położoną w środku serii z *Pecten* i *Dadocrinus*. Informacje o analogicznym zjawisku podaje też Doktorowicz-Hrebnicki z arkusza Grodziec.

Assmann nie decyduje wprawdzie czy zajmująca nas warstwa „komórkowa“ z okolic Chełmka jest tą samą, co jej możliwy odpowiednik w okolicach Gogolina, stosunek bowiem przestrzenny do wapienia falistego I-go jest dla tych warstw zmetasomatygowanych w obu okolicach nieco inny. Osobiście sądzę, że fakt iż w Chełmku ten „niższy poziom komórkowy“ leży tuż pod wapieniem falistym I-ym, w Gogolinie zaś nieco niżej, jednak zawsze w obrębie serii z *Pecten* i *Dadocrinus*, nie ma zasadniczego znaczenia dla interpretacji zjawiska. Metasomatoza wapieni triasowych, a zarazem roztwory ją wytwarzające, nie musiały trzymać się absolutnie jednej tylko grupy ławic. Zapewne kontakty stropowe i spągowe wszystkich przeobrażonych „komórkowo“ czy „jamisto“ wapieni triasowych mają charakter granic chemicznych, nie są zatem całkowicie stałe i równe. Lokalnie facja „komórkowa“ może nawet zanikać całkowicie. Wapień „komórkowy niższy“ pojawia się zresztą w bloku Płazy znowu w środku mniej więcej serii z *Pecten* i *Dadocrinus*.

Nie przesadzając ściślejsz łączy pomiędzy tym „niższym wapieniem komórkowym“ z terenu przeze mnie opracowanego a jego prawdopodobnymi odpowiednikami z terenów dalszych, chciałbym podkreślić stałość tego utworu w obrębie tarczy Płazy. Zjawisko to miewa dla kartującego geologa znaczenie ważnego wskaźnika stratygraficznego.

Warstwy gogolińskie górne

Seria zlepieńcowa. Wapień zlepieńcowy stanowi najniższą serię tego poziomu. Na ten wybitnie charakterystyczny zespół warstw zwracano uwagę już od dawna. Jeszcze jednak Zaręczny, który na terenie swych opracowań obserwował występowanie zlepieńców, nie rozpatrywał ich jako poziomu ustalonego w stratygrafii. Za Michaellem, Assmannem i Doktorowicz-Hrebnickim widzę osobiście w zlepieńcach ważny, a zwłaszcza w praktyce terenowej nieoceniony poziom przewodni niższej części górnych warstw gogolińskich. Poziom ten wyróżnia się bowiem w obrębie bloku Płazy wyraźnie i wprawdzie ze względu na bogactwo miękkich margli ulega dość łatwo wietrzeniu, to jednak w eluwiach daje się rozpoznać dzięki zachowywaniu się okruchów specyficznego w pokroju konglomeratu. Wszędzie gdzie tylko odsłaniają się graniczne ławice dolnych i górnych warstw gogolińskich, spotyka się warstwy zlepieńcowe.

Litologiczne wykształcenie tego zespołu charakteryzują ogólnie profile: tabl. II, fig. 1 i tabl. III, fig. 2. Jak widać w obrębie wapieni zlepieńcowych występują właściwie aż trzy typy skał: 1. wapień zbity, faliste lub krystaliczne, 2. łupki margliste i 3. zlepieńce.

Wapień odpowiada po części takim samym skałom z innych poziomów warstw gogolińskich. W serii zlepieńcowej stanowią one grubsze lub cieńsze wkładki. Ku górze serii często zaczynają one stopniowo dominować nad samymi zlepieńcami. Bardzo często są to wapień gruzłowate lub z niewyraźnie zaznaczoną „falistością“.

Łupki są z zasady żółte, ilaste, ilasto-margliste lub ilasto-dolomityczne, cienko płytkowe, kruche, lub w stanie wilgotnym „mażące się“. W obrębie bloku Płazy łupki te (wzgl. margle łupkowe) zdają się być intensywniej rozwinięte niż np. na arkuszu Grodziec.

Ze skał tych (z łupków) pobrałem w Płazie próbę, której analizę chemiczną wykonało laboratorium Państwowej Fabryki Związków Azotowych w Chorzowie.

Skała zawiera:

CaO	28,71%
CO_2	26,29%
$SiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3$	39,74%
MgO	3,66%
H_2O	1,60%
CaO w wyprażonej substancji	39,81%

Przy eksploatacji serii zlepieńcowej w celu wypalania wapna, łupki te stanowią niedogodną domieszkę. Przeciwnie dla produkcji cementu mają one znaczenie pozytywne. Poziom zlepieńcowy jest eksploatowany (wraz z wapieniem falistym I-ym), np. w Szczakowej, jako wartościowy „kamień cementowy“.

Zlepieńce opisać tu możemy ściśle według ich charakterystyki podanej przez Doktorowicz-Hrebnickiego z arkusza Grodziec (10, str. 60). Przedstawiają one skałę wykształconą jako „wapień krystaliczny o ziarnie drobnym lub średnim, zawierający mniej lub więcej liczne otoczaki wapienia zbitego. Lepiszcze (tj. ów wapień krystaliczny) posiada barwę szarą, kremową lub różową; często obfituje on w detrytus muszlowy lub szczątki krynoidów; otoczaki są zwykle jasnoszare lub prawie białe i mają formę płaską, a krawędzie dobrze obtoczone. Niekiedy otoczaki są tak częste, że leżą w masie wapienia jeden na drugim; kiedy indziej znów odległość pomiędzy poszczególnymi otoczakami sięga 1—2 cm, lub nawet więcej. Wymiary otoczków przeważnie nie przekraczają 5—7 cm, pojedynczo są tylko niekiedy większe“.

W czasie swych badań spotykałem również w omawianej serii, która tylko we właściwym bloku Płazy odsłania się na powierzchni terenu, ławice złożone z samego tylko krystaliczno-detrytusowego spoiwa (bez otoczków), stwier-

działem też nieregularne ułożenie (gęstsze lub rzadsze) otoczków w niektórych warstwach. Spoiwo bywa niekiedy wprost przepełnione fauną tak, że muszla jest tu wciśnięta w muszlę i tylko cienka warstewka krystalicznego kalcytu skleja ze sobą te organogeniczne elementy. W stosunku do łupków marglistych i wapieni zbitych lub gruzłowatych same zlepieńce zajmują w serii zlepieńcowej naszego terenu czasem tylko niezbyt częste, acz charakterystyczne wkładki.

Wapień falisty II-gi. Ponad serią zlepieńcową w obrębie górnej części warstw gogolińskich leży „wapień falisty II-gi”. Ławice tego poziomu oddzielone są niekiedy od najwyższych warstw zlepieńcowych jeszcze niegrubą (ok. 2 m) serią „normalnych”, zbitych wapieni płytowych lub gruzłowatych. Granica facji falistej często nie zaznacza się ostro. W obrębie jednak zespołu warstw falistych i gruzłowatych, zwykle w pobliżu środka takiej serii, zaznacza się przynajmniej jedna ławica o strukturze i teksturze całkowicie typowej i reprezentującej najbardziej klasyczne „faliste” wykształcenie. Jako piękny przykład odsłonięcia prawie jednolitej 2-metrowej ławicy falistej, reprezentującej ten poziom, służyć może kamieniołom w Pogorzycach.

Warstwy „międzyfaliste” oraz wapień falisty III-ci. Określenia warstw „międzyfalistych” używam tu dla oznaczenia zarówno serii ławic miększej w naszym terenie na 2,5—4 m występującej pomiędzy wapieniem falistym II-im i takimż III-cim, jak też dla pokładów wapiennych przegradzających faliste ławice III-go poziomu falistego. Swoim położeniem przestrzennym odpowiadają one po części „wapieniom marglistym” (Assmann, 6, Doktorowicz — Hrebnicki, 10). O ich charakterze wspominałem już powyżej. Są one dość różnorodne, często dziurkowane, zdaje się dzięki działalności organizmów. Analiza próbki wapienia z tego poziomu (wykonana przez laboratorium Państwowej Fabryki Związków Azotowych w Chorzowie) wykazała:

CaO	53,30%
CO_2	42,35%
$SiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3$	3,72%
MgO	0,47%
H_2O	0,16%
CaO w wyprażonej substancji	94,35%

Jest to zatem wapień technicznie dość czysty i wartościowy i jako taki nie zasługuje na naszym terenie na miano „marglistego”.

Seria wapieni marglistych osiąga na Śląsku 7—8 m miąższości. Assmann (6, str. 29) nadmienia, że ku zachodowi zespół ten redukuje swą miąższość i np. w wierceniach koło Opola wykazuje tylko 4—5 m rozmiaru pionowego. Doktorowicz — Hrebnicki (10, str. 62) na arkuszu Grodziec nie obserwował nigdzie tego zespołu, odsłoniętego w całości. Autor ten oblicza przybliżoną miąższość całego ogniwa wapieni marglistych wraz z wapieniem fa-

listym III-cim na 8—10 m, same zaś ławice „międzyfaliste”, leżące niekiedy bardziej zwartym zespołem między wapieniem falistym II-gim a wapieniem falistym III-cim z zasady nie przekraczają na ark. Grodziec 4 m miąższości. Widzimy więc, że ku wschodowi omawiana tu seria uległa nieznacznej redukcji miąższości. Również i to jest jej cechą, co powyżej już podkreślałem: obraz całego zespołu „płytkowo-falistego” nie uwydatnia indywidualności III-go poziomu falistego jako samodzielnej pojedynczej warstwy. Wapienie „międzyfaliste” i faliste przek'adają się bowiem nawzajem.

Szczegółowy opis warstw „międzyfalistych” i wapienia falistego III-go podaję poniżej przy opisywaniu profilu z Pogorzyc i z Płazy. Tu podkreślę tylko, że w łomie w Płazie zwraca uwagę warstwa (rozwinęta w obrębie ściany dolnego poziomu eksploatacyjnego) zbudowana z ciemniejszego bardzo drobno-gruzelkowatego wapienia, należącego do „warstw międzyfalistych”. Barwa jego jest ciemnoniebieskawa a tekstura wybitnie „marmurkowa”. Wapienie ten jest nieco marglisty i (jak się zdaje) niejednorodny w rozłożeniu substancji wapiennej i marglistej. Jest on dość kruchy i rozsypliwy lecz „niefalisty”. Ze względu na fakt, że warstwy takiej nie obserwowałem w odpowiednim poziomie w sąsiednich Pogorzycach, sądzę, że jest to tylko jedna z lokalnych facji ławic „międzyfalistych” o ograniczonym zasięgu występowania. Jej obecność świadczy jedynie o bogactwie zróżnicowania litologicznego warstw tu omawianych.

Wyższa część serii „międzyfalistej”, traktowanej łącznie z III-cim poziomem falistym, stanowi najwyższy odcinek zespołu warstw gogolińskich. Miąższość serii wapienia falistego III-go wynosi na obszarze Śląska 7—14 m. W naszym terenie możemy uznać, że jej odpowiedniki istnieją, są jednak stosunkowo nieco zredukowane, w doskonałych bowiem odsłonięciach Płazy i Pogorzyc wykazują (pomijając wapienie „międzyfaliste”) miąższość około 6—7 m.

Ogólną ich cechą jest na naszym terenie poza przytoczonym wyżej faktem przeławicania się z wkładkami wapieni „międzyfalistych” stosunkowo niezbyt wybitne wykształcenie „falistości”. Są to często wapienie gruzłowate, szare, szaro-niebieskawe lub żółtawe, nierówno uławicone, posiadające „hieroglify” i cienkie wkładki żółtych, marglistych iłów lub łupków. Często jednak reprezentują one skały do falistych zbliżone, a odmienne od bardziej płytowych wapieni „międzyfalistych”. W obrębie zespołu występuje też zawsze jedna lub kilka grubszych ławic całkowicie typowego wapienia „falistego”, które nadają piętno całej tej serii i uzasadniają litologiczną paralelizację poziomu falistego III-go.

Według Assmanna (6) w stropowej części serii wapienia falistego III-go, czyli zarazem u stropu warstw gogolińskich, rozprzestrzenia się na znacznym obszarze Śląska warstwa wapienia oolitycznego, gruba na 40—60 cm (maks. 1 m), która leży ok. 1 m poniżej górnej granicy warstw gogolińskich. Charakterem swym zbliża się ona już do wyżej leżących warstw gorazdeckich. Warstwy tej na terenie bloku Płazy nie udało mi się wyśledzić. Być może nie ma jej tu wcale,

nie wykluczam jednak, że mogła ona ująć mojej uwadze wobec jej małej miąższości a właśnie trudniejszej dostępności w terenie tych poziomów, w których mogłaby występować. Jest też możliwe, że warstwa ta w Płazie i w Pogorzycach uległa dolomityzacji i przez to niejakię zmianie facjalnej. W stropie bowiem warstw gogolińskich w obrębie bloku Płazy pojawiają się pierwsze wkłady dolomityczne.

Górną granicę warstw gogolińskich prowadzi Assmann powyżej ostatniego, licząc ku górze, wystąpienia wapienia typu falistego. Tę też zasadę zastosowałem w swoim rozgraniczeniu utworów bloku Płazy.

Rozwój warstw gogolińskich w Pogorzycach i w Płazie

W literaturze naszego triasu brak niemal całkowicie szczegółowych danych o rozwoju warstw gogolińskich w obszarze plazińskiej tarczy. Opisy Zaręcznego dotyczące dolnego wapienia muszlowego w okręgu krakowskim musimy dziś uznać za zbyt niekompletne. W ostatniej swej pracy z 1944 r. Assmann (6) podaje profil z Pogorzyc, leżących w centrum niemal naszego terenu, oraz z Chełmka koło Libiąża. Cytuję tu te profile jako cenne dla poznania rozwoju zajmujących nas warstw.

W czasie swej pracy w terenie zwróciłem specjalnie baczną uwagę na (wymieniane już kilkakrotnie powyżej) doskonale odsłonięcia warstw gogolińskich, jakie dają łomy wapienników w Płazie (Żrebce) i w Pogorzycach. Oba te łomy badałem i mierzyłem z intencją opisanie profili przykładowych dla naszego triasu.

Pomiary miąższości warstw wykonałem z dokładnością o ile możności do kilku *cm*, śledziłem też w miarę możności wszystkie warstwy w obrębie łomów także i w kierunku poziomym. Uzyskane na tej drodze profile nie są jednak i tak całkowicie dokładne. Warstwy bowiem tak naszego jak i górnośląskiego triasu wykazują wprawdzie dość stały ogólny pokrój swego rozwoju, w szczegółach jednak różnią się czasem w obrębie tych samych warstw w odległościach poziomych nawet tylko dziesiątków metrów.

Jako przykład tej zmienności dokładnego oblicza skał tu omawianych mogą służyć wapienie górno-gogolińskie łomu w Płazie, gdzie w obrębie dolnego poziomu eksploatacyjnego (wapień falisty II-gi, „wapienie międzyfaliste“ i wapień falisty III-ci) na przestrzeni około 50 *m* odległości poziomej można pobrać próbki z tej samej warstwy różniące się nieco zewnątrznie (np. ta sama warstwa jest w jednym miejscu nieco porowata, w innym bardziej zbity), a nie wykazujące różnic chemicznych, lub też próbki bez żadnej różnicy zewnętrznej, które są jednak odmienne chemicznie (zawierają lub nie posiadają domieszki *MgO*).

Pomiędzy pomiarami Assmanna i moimi z Pogorzyc istnieją duże różnice, po części być może spowodowane wymienionymi zjawiskami poziomego zróżnicowania warstw.

Dla celów porównawczych z pomiarami moimi podaję tu najpierw ściśle za Assmannem jego opisy.

1. Profil Assmanna z Chełmka (6, str. 35):

Od dołu:

1. W spągu profilu leżą warstwy ok. 5 m mązsze, wapienne zawierające częściowo liczne człony liliowca *Dadocrinus kunischi*. Spoczywają one na jeszcze niżej rozwiniętym wapieniu jamistym. Należą do niższych warstw poziomu z *Pecten* i *Dadocrinus*
2. 0,90 m — żółto-szare i brunatne, krystaliczne i zbite ławice wapienne, częściowo „jamisto” zwietrzałe dolny poziom wapienia komórkowego
3. 2,20 m — szare, przeważnie z krystalicznych wapieni utworzone ławice, z członami dadokrinusowymi poziom wapieni z *Pecten* i *Dadocrinus*
4. 0,80 m — szare wapienie krystaliczne
5. 0,50 m — ławica wapieni krystalicznych z *Dadocrinus*
6. 2,50 m — drobno skorupkowy wapieńfa-listy z 15 cm wkładką wapienia zbitego wapień falisty I-szy
7. 0,50 m — szare, twarde, zbite i krystaliczne ławice wapienne z wkładkami wapienia falistego
8. 2,00 m — żółty, lekko dolomityczny, zbity, po części nieco marglisty wapień miejscami zwietrzały „jamisto” wapień komórkowy
9. 1,50 m — szary, gruboławicowy, krystaliczny wapień z *Dadocrinus gracilis* górne warstwy gogolińskie seria zlepieńcowa

W profilu tym zwraca uwagę ogólne podobieństwo rozwoju facjalnego warstw z takimiż warstwami z terenu arkusza Grodziec, a także z dalszych okolic na Śląsku. Przekonamy się też, że istnieje tu znaczne pokrewieństwo facjalne względem odpowiednich poziomów z bloku Płazy.

Interesujące też jest występowanie tu dwóch poziomów „komórkowych”, z których jeden leży w położeniu „normalnym” tuż powyżej wapienia falistego I-go, drugi zaś rozwinął się o 3,5 m poniżej tego ostatniego w obrębie niższych warstw gogolińskich.

Zjawisko to ma też, jak już wspominałem, swój odpowiednik w Pogorzycach, a także w innych odsłonięciach dolnych warstw gogolińskich naszego terenu. Dodam tu jeszcze, że na terenie tarczy płazińskiej obserwowałem

też „jamiste” powyżeranie wapieni w różnych utworach triasu, a mianowicie w spągu warstw gorazdeckich w Płazie, w dolomitach stropowych zapewne jeszcze z serii gorazdeckiej, w stropie łomów w Płazie i w Pogorzycach, a nawet w obrębie górnego wapienia muszlowego w warstwach dolomityczno-marglistych (boruszowickich) z okolic Kościelca.

2. Profil Assmanna z Pogorzyc:

Od góry do dołu:

- 0,60 m — piasek wydmowy
1. 3,00 m — zwietrzały wapień warstwy karchowickie
2. 2,30 m — szary wapień drobnokrystaliczny, w którym znajdują się liczne wywietrzałe dziurki
3. 2,00 m — żółte i szaro-żółte ławice wapienne o strukturze zbitej, przelawicające się z żółtym wapieniem marglistym i z niewybitnymi ławicami wapieni falistych
4. 2,50 m — szary, zbity wapień, w którym warstwy gogolińskie miejscami pojawiają się wywietrzałe jamki
5. 2,00 m — drobno skorupowy wapień falisty ku górze przechodzący w grubo skorupowy wapień falisty
6. 6,00 m — szaro-liliowy i żółto-szary, zbity wapień krystaliczny z niewielkimi wkładkami falistymi
7. 2,00 m — szary, cienko uławicony wapień z cienko warstwowymi wkładkami ilastego marglu
8. 0,20 m — ławica wapienia zlepieńcowego ze spoiwem krystalicznym
9. 1 m — szary, krystaliczny, grubo ławicowy wapień z licznymi członami liliowców *Dadocrinus*
10. 2 m — szaro-żółty zbity wapień dolomityczny
11. 1,30 m — wapień falisty
12. 0,60 m — wapień falisty z 20 cm wkładem zbitego wapienia
13. 1,20 m — wapień cienko ławicowy o strukturze przeważnie drobnokrystalicznej z pojedynczymi członami *Dadocrinus*
14. 0,30 m — wapień falisty
15. 0,20 m — wapień marglisty cienko warstwowany
16. 1,30 m — żółty, zbity i drobnokrystaliczny po części jamisty wapień grubo ławicowy
17. 3 m — żółty, dolomityczny wapień marglisty

Interpretując ten profil Assmann podaje następujące swe wnioski:

- a) warstwa 5 odpowiada wapieniowi falistemu II-mu
- b) warstwa 10 jest poziomem wapienia komórkowego, który jest tu mniej dolomityczny niż na Śląsku

- c) warstwy 11—12 odpowiadają pierwszemu wapieniowi falistemu. Assmann (*I. c.* str. 37) podaje zapewne omyłkowo warstwy 10—11 jako odpowiedniki wapienia falistego I-go, przy czym warstwę 10 zalicza równocześnie do wapienia komórkowego
- d) warstwy 6—9 są odpowiednikami serii zlepieńcowej
- e) nie jest pewnym czy warstwy 3 i 4 odpowiadają w całości „wapieniom marglistym” i poziomowi falistemu III-ciemu, bowiem nieliczna znaleziona tu fauna zdaje się wskazywać na poziom zlepieńcowy, a nie znaleziono fauny specjalnie charakterystycznej dla „wapieni marglistych”.

Jest zatem (wg Assmanna) prawdopodobne, że na naszym terenie nie rozwinęły się wcale warstwy gorazdeckie i terebratulowe, poziom natomiast „wapieni marglistych” jest tu zredukowany do warstw 3 i 4, które odmiennie są wykształcone pod względem petrograficznym na terenie Pogorzyc niż na Śląsku zachodnim.

- f) Poziom z *Pecten* i *Dadocrinus* jest (wg Assmanna) zredukowany również do nielicznych (w sumie 1,5 m) cienko ławicowych warstw przekładanych drobnymi wkładkami falistymi.

Obserwacje przeprowadzone przeze mnie w Pogorzycach, w Płazie i w innych mniej kompletnych odsłonięciach warstw gogolińskich na naszym terenie w części jedynie pokrywają się z danymi Assmanna, częściowo jednak prowadzą do wniosków zupełnie innych.

Opis spągowej części profilu w Pogorzycach, dotyczący warstw retu, podałem już przy charakteryzowaniu rozwoju owej formacji. Poniżej podaję ciąg dalszy profilu (od dołu do góry) zaczynając od najniższej trochitowej warstwy (warstwa 9), opisanej już poprzednio, a należącej niewątpliwie do warstw gogolińskich.

Ta najniższa warstwa, leżąca wprost na cienkich ławicach wapiennych, stanowiących być może odpowiedniki „warstw lingulowych”, przedstawia się (jak to już wyżej podałem) jako niewątpliwy reprezentant warstw gogolińskich. Jest to wapień zbity, żółtawo-cielisty, zawierający b. wielką liczbę członów liliowców, o miąższości 30 cm.

Ponad nim profil w Pogorzycach jest zakryty rumoszem skalnym i nie daje się rozpoznać na wysokość ok. 0,5—1 m. Wyżej w ścianie najniższego poziomu eksploatacyjnego występują warstwy następujące (od dołu):

Warstwy gogolińskie dolne

1. 80 cm — wapień zbity o przełamie nierównym, szaro-żółtawy z rzadkimi trochitami. Zwarty plik ławic o miąższościach 20—30 cm;

Dolny „wapień komórkowy”

2. 70 cm — wapień rozarty „komórkowo”, częściowo zamieniony w marglistą miękką masę, żółtą i żółto-kremową. Jest to kilka ławic w różnym stopniu zmienionych przez działanie czynników przeobrażających;
3. 80 „ — dolomit wapnisto-marglisty, jasno-szaro-kremowy, płytkowy lub łupkowy. Seria cienkich ławic, związanych z niższym poziomem;

Warstwy gogolińskie dolne, ciąg dalszy

4. 35 cm — wapień zbity z rzadkimi trochitami i śladami fauny, barwa ciemno-cielisto-różowawa, przełam nierówny. Dwie prawie równej miąższości ławice;
5. 20 „ — wapień trochitowy, zbity, barwy ciemno-cielisto-szarej;
6. 50 „ — wapień zbity, w górnej części nieco gruzłowaty ze smugami drobnokrystalicznymi, barwa cielisto-szara. Partie krystaliczne bogate w trochity. Gruzłowatość zaznaczona głównie w stropie;
7. 75 „ — wapień falisty grubo gruzłowaty. W stropie wkładka płytowo gruzłowata;
8. 22 „ — wapień marglisty, cienko łupkowy o teksturze lekko falistej. Barwa szara;
9. 20 „ — wapień zbity bardzo drobnoziarnisty. Barwa matowo cielista. Powierzchnie graniczne warstwy lekko faliste;
10. 100 „ — wapień zbity, cielisto-szary. Jest to seria ławic o miąższościach od kilku do kilkunastu cm, z których niektóre bogatsze są w trochity, niektóre zaś bardziej margliste. W całej serii zaznacza się tekstura łupkowata i lekko falista. W stropie bardzo bogaty w trochity. Miejscami trafiają się tu płaskie lub nierówno zaokrąglone otoczaki szarego wapienia, tak, że skała staje się zlepioncem o elementach wapiennych;
11. 40 „ — wapień zbity, bardzo drobnoziarnisty o płaskomuszlowym przełamie, lekko smugowany, lekko cielisto-szary. Warstwa ta zmienia się miejscami w poziomie w fację lekko falistą;

Wapień falisty I-szy

12. 60 cm — wapień falisty, marglisty, o teksturze łupkowej i drobnej falistości. W górnej części dwie kilkucentymetrowe warstwy wyraźnie grubo gruzłowate;

13. 35 cm — wapień zbity, bardzo drobnoziarnisty, nieco marglisty, szary z nierównymi smugowaniami żółtawymi i rzadkimi trochitami. Ławica prawie jednolita, w stropie nieco gruzłowata;
14. 75 „ — wapień falisty drobno lub grubo gruzłowaty, w środku 20 cm wkład wapienia żółtego lub jasnocielistego, o niewyraźnie zaznaczonej gruzłowatości;
15. 75 „ — wapień zbity, nierówno smugowany, szaro-cielisty, ze smugami żółtymi;
16. 30 „ — wapień marglisty, gruzłowato-falisty. Warstwa ta wykazuje wyraźnie zmienną miąższość. Liczne są tu człony krynoidów;

Wapienie trochitowe wyższe

17. 20 cm — wapień zbity, jasno-szaro-cielisty, miejscami bardzo niewyraźne ślady gruzłowatości, miejscami rzadko trochity.
- 20 „ — Przełam przeważnie płasko-muszłowy. Powierzchnia
- 28 „ — warstw lekko falista;
- 10 „
- 35 „
18. 5 „ — wkładka marglu żółto-szarego, łupkowatego;
19. 45 „ — wapień marglisty, grubo smugowany, szarawy, ze smugami żółtymi, z tendencją do niewyraźnego pękania na cieńsze ławice;

Wapień komórkowy

20. 15 cm — łupek marglisto-dolomityczny. Barwa szaro-żółta;
21. 30 „ — jasnokremowy, miękki wapnisty dolomit marglisty o przełamie ziemistym;
22. 45 „ — dolomit wapnisty, niewyraźnie gruzłowaty z falistymi smugami intensywniej żółtymi, bardziej marglistymi. Barwa jasnokremowa;
23. 5 „ — łupek gruzłowaty, wapnisto-dolomityczny, miękki. Barwa szaro-żółta;
24. 10 „ — dolomit zbity, o przełamie ziemistym, jasno-kremowo-żółty;
25. 50 „ — dolomit wapnisty ze śladami jamistości. W kierunku poziomym przechodzi on miejscami w fację zbliżoną do typowej jamistej. Barwa kremowo-żółta lub pomarańczowa;
26. 28 „ — wapień dolomityczny, lekko gruzłowaty. Gruzły szaro-żółte. Jest to zwyczajny wapień drobno gruzłowaty, lekko zmieniony pod działaniem roztworów dolomityzujących. W jego stropie smuga dość często występujących płaskich otoczków wapiennych;

Warstwy gogolińskie górne — seria zlepieńcowa

27. 12 cm — wapień zbity, drobnokrystaliczny, z bogatym detrytusem fauny z bardzo rzadkimi płaskimi otoczkami wapien-
nymi;
28. 3 „ — wkładka marglu żółtego, łupkowatego;
29. 8 „ — wapień drobnokrystaliczny z detrytusem fauny, wyka-
zujący ślady gruzłowatości. Barwa różowa;
30. 3 „ — wkładka żółtego marglu łupkowego;
31. 18 „ — wapień zbity, różowawo-szary;
32. 22 „ — łupek marglisty lub łupek wapnisty szaro-żółtawy;
- Główny poziom eksploatacyjny
33. 80 cm — łupek marglisty. Jest to zespół cienkich warstewek, na-
przemianlegle leżących margli wapnistych i margli ila-
stych. Barwa żółta, w częściach wapnistych żółtawo-
szarawa;
34. 7 „ — wapień zbity, bardzo drobnoziarnisty, szaro-różowawy,
bez otoczków;
35. 7 „ — łupek ilasty, barwy szaro-żółtej;
36. 10 „ — wapień zbity, drobnoziarnisty, bez otoczków, cielisto-
szary;
37. 10 „ — wapień zbity, drobnoziarnisty, różowo-szary, bez oto-
czków;
38. 25 „ — margiel łupkowy, szaro-żółtawy, tworzący prawie jedno-
litą ławicę;
39. 10 „ — wapień marglisty, gruzłowaty;
40. 15 „ — wapień różowy, zlepieńcowaty, drobnokrystaliczny, z bo-
gatą fauną;
41. 2 „ — wkładka marglu ilastego;
42. 4 „ — wapień zbity, szarawo-różowy, o przełamie nierównym;
43. 4 „ — miękki margiel ilasty;
44. 10 „ — wapień zlepieńcowy (bardzo rzadkie otoczki) drobno-
krystaliczny, różowy;
45. 5 „ — margiel wapnisty, nieco gruzłowaty;
46. 10 „ — wapień drobnokrystaliczny, zlepieńcowy;
47. 8 „ — margiel ilasty;
48. 12 „ — wapień drobnokrystaliczny, różowy z bogatą fauną;
49. 40 „ — seria margli wapnistych, cienko płytowych. Przeważnie
szaro-żółtych, łupkowatych;
50. 12 „ — wapień zbity, niewyraźnie smugowany, szaro-cielisty, o płą-
sko-muszlowym przełamie;
51. 23 „ — seria margli wapnistych, drobno płytkowych z przewagą
szaro-różowawego łupkowatego wapienia;

52. 100 cm — wapień zbity, z lekko zaznaczoną gruzłowatością, jasno-cielisto-szary, z kilku wkładkami (3—4 cm) ilu marglistego;
53. 32 „ — wapień marglisty, zbity, szaro-żółtawy, z tendencją do łupkowego pękania;
54. 28 „ — wapień lekko marglisty, zbity, cielisto-szary, lekko smugowany, na powierzchni stropowej lekko falisty;
55. 70 „ — seria cienkich warstw wapienia drobnokrystalicznego, różowego, zlepieńcowego lub pozbawionego otoczków, z bogatą fauną, przekładana warstewkami 5—20 cm miąższości ilastych łupków marglistych;
56. 20 „ — typowy zlepieniec o spoiwie krystalicznym, różowym z bogatą fauną;
57. 45 „ — wapień zbity, pryskliwy o płasko-muszlowym przełamie, jasno-szaro-cielisty;
58. 2 „ — łupek ilasty, żółty;
59. 20 „ — seria wapieni marglistych, drobno płytkowych, nierówno spękanych, przekładanych ilem marglistym;
60. 7 „ — wapień drobnokrystaliczny, różowy, zlepieńcowy;
61. 45 „ — wapienie margliste, przekładane marglami ilastymi, w górnej części gruzłowate;
62. 23 „ — trzy ławice wapienia zbitego pryskliwego, o płasko-muszlowym przełamie, barwy szaro-cielistej;
63. 5 „ — margiel ilasty, żółty;
64. 110 „ — wapień zbity, bardzo droбноziarnisty, z bardzo niewyraźnie zaznaczoną gruzłowatością, szaro-cielisty, niewyraźnie smugowany.
Całość przedstawia kilka warstw o miąższościach 10—20 cm. W stropie 10 cm wapienia drobnokrystalicznego, zbitego, różowego, z bardzo nielicznymi otoczkami;

Wapień falisty II-gi

65. 135 cm — wapień falisty, o wyraźnie zaznaczonej, długofalowej teksturze.
Długość fali ok. 50 cm, amplituda ok. 20 cm.
Typ falisty litologiczny zaznaczony jest tu najwyraźniej ze wszystkich falistych poziomów naszego wapienia muszlowego. Barwa ciemno-cielisto-szara ze smugami falistymi barwy żółtej. Ławica niemal jednolita, bez wkładek wapienia zbitego;

Wapienie „międzyfaliste”

66. 25 cm — wapień zbity w dolnej części o muszlowym przełamie, w górze gruzłowaty. Barwa cielisto-szara;

67. 25 cm — wapień drobno pelitowy, zbity szaro-różowawy;
68. 15 „ — wapień grubo gruzłowaty cielisto-szary;
69. 170 „ — wapień zbity lub bardzo drobnokrystaliczny, jasno-cielisto-szary, miejscami poziomo, niewyraźnie smugowany, o niektórych ławicach ze słabo zaznaczoną gruzłowatością;
70. 5 „ — margiel wapnisty, gruzłowaty;
71. 50 „ — jednolita ławica wapienia zbitego, jasnocielistego, z niewyraźnie zaznaczoną gruzłowatością;
72. 10 „ — wapień gruzłowaty, cielisto-szary;
73. 10 „ — wapień zbity z niewyraźnie zaznaczoną gruzłowatością, cielisto-szary;
74. 10 „ — wapień drobno gruzelkowy, cielisto-szary;
75. 70 „ — wapień przeważnie zbity, pryskliwy, lekko smugowany, jasno-cielisto-szary z kilku wkładkami o niezbyt wybitnej gruzłowatości. Miejscami w ławicach dają się obserwować dziury w skale o średnicy otworu ok. 1 cm i długości kilku cm. Dziurki te wypełnione są kryształami kalcytu lub substancją marglistą. Wytworzone one zostały zapewne przez zwierzęta grzebiące w mule dennym.

Wapień falisty III-ci

76. 10 cm — wapień marglisty, ze śladami gruzłowatości, żółto-kremowy;
77. 45 „ — wapień zbity, dość wyraźnie grubo gruzłowaty;
78. 30 „ — wapień drobno gruzłowaty, cielisto-szary, z gruzłowatymi smugami żółtymi, marglistymi;
79. 30 „ — wapień zbity, cielisto-szary, w stropie wyraźnie marmurkowo-gruzłowaty;
80. 10 „ — wapień falisty, szary, drobno gruzelkowy;
81. 50 „ — wapień zbity, grubo lub drobno gruzłowaty, dość jasny;
82. 25 „ — wapień zbity, jasno-szaro-cielisty z jaśniejszymi smugami i pasmem zaznaczonej drobnej gruzłowatości.
Z rzadka występują tu drobne dziurki wyżej opisane;
83. 65 „ — kilka grubych ławic wapienia zbitego, dość wyraźnie gruzłowatego, zawierającego liczne jamki wypełnione kalcytem oraz miejscami delikatnie smugowanego;
84. 50 „ — wapień drobnoziarnisty, lekko dolomityczny, zbity, szarawo-żółty, z bardzo licznymi jamkami, zwłaszcza na górnej powierzchni warstwy. Są to trzy mniej więcej równej miąższości ławice, które uległy niezbyt wybitnej metasomatozie pod wpływem działania roztworów;

85. 40 cm — wapień zbity, dolomityczny, brunatnawo-żółty (jw.); liczne jamki. Granica stropowa przechodzi nierówną powierzchnią w normalny, lekko gruzłowaty wapień;
86. 50 „ — wapień zbity, drobno gruzłowaty, z licznymi jamkami wypełnionymi kalcytem, lub substancją marglisto-dolomityczną. Jest to kilka ławic, z których najwyższa wykazuje wyraźniejszą dolomityzację.
Warstwy od 84—86 stanowią zespół o charakterze jamistym, który w poziomie przybiera fację „rozżartą” i zbliżoną do wapienia jamistego (komórkowego);
87. 22 „ — wapień jak w warstwie 86;
88. 30 „ — wapień zbity, o przełamie nierównym, zadzierzystym, barwy szaro-różowej, nieco dziurkowany wykazujący ślady oddziaływania infiltrujących wód;
89. 60 „ — wapień komórkowy, rozżarty, drobnokrystaliczny, z licznymi porami i jamami wypełnionymi margłem wapiennym lub dolomitycznym.
Barwa wapienia szaro-brunatnawa, lub brunatno-żółta;
90. 30 „ — wapień zbity, pryskliwy, jasno-cielisto-szary o przełamie zadzierzystym, lub nierównym;
91. 20 „ — wapień zbity, jasno-szaro-cielisty, ze śladami gruzłowatości oraz licznymi jamkami;
92. 28 „ — wapień zbity, szaro-cielisty, w spągowej części zawiera liczne jamki, po części rozżarte w formę wapienia komórkowego. Jest on nierówno, cegiełkowato spękany;
93. 180 „ — wapień przeważnie zbity, jasnocielisty w niektórych ławicach drobnokrystaliczny, często dziurkowany. Całość spękana w drobne, od kilku do kilkunastu cm miąższości ławice, spękane także w pionie na drobne cegiełki;
94. 10 „ — wapień zbity „marmurkowy”, cielisto-szarej barwy, z delikatną drobną gruzłowatością. Strop warstw gogolińskich;

Warstwy gorazdeckie

95. około 50 cm seria drobno spękanych (znajdujących się już w strefie wietrzenia powierzchniowego) warstw wapienia drobnokrystalicznego, bardzo jasnoszarego, na powierzchniach zwietrzałych białego, o przełamie nierównym lub zadzierzystym, przedstawiającego już typową fację warstw gorazdeckich naszego terenu. W dolnej części tych ławic częste krzemienie o plackowatych kształtach, mlecznoszare, bez fauny;

Strop łomu.

O kilkadziesiąt kroków ku SE od dużego łomu w Pogorzycach ponad opisanym tu kamieniołomem znajduje się mały łomik warstw prawdopodobnie gorazdeckich. Istnieje tu ok. 1,5 cm głęboka kopanka odsłaniająca spągowe części serii zapewne gorazdeckiej odpowiadające stropowym warstwom z łomu głównego. Są to wapienie krystaliczne, niemal białe, niekiedy drobno porowate, zawierające ślady fauny o skorupach przekryształizowanych.

Podobnie jak w stropie łomu głównego, tak i tu warstwy są na ogół spękane kostkowo, wskutek działania czynników erozyjnych.

O warstwach gorazdeckich będzie mowa w następnym rozdziale.

Opierając się na odpowiednich analogiach litologicznych a po części faunistycznych zaliczam:

A. Warstwy gogolińskie niższe: ławice 1 do 26

W tym:

- a) poziom z *Pecten discites* i *Dadocrinus kunischi* ławice 1—11 (razem 6,5 m)
- b) wapień falisty I-y: ławice 12—16 (razem 2,75 m)
- c) wapień trochitowy wyższy: ławice 17—19 (razem 1,6 m)
- d) wapień komórkowy: ławice 20—26 (razem 1,83 m).

B. Warstwy gogolińskie wyższe: ławice 26—63

W tym:

- e) seria zlepieńcowa: ławice 27—64 (razem 8,6 m)
- f) wapień falisty II-gi: ławica 65 (1,35 m)
- g) wapienie „międzyfaliste”: ławice 66—75 (razem 4,0 m)
- h) wapień falisty III-ci: ławice 76—94 (razem 7,95 m).

C. Warstwy gorazdeckie: ławica 95 w stropie profilu.

Opisany tu profil ujmuje graficznie rysunek schematyczny (tabl. II, fig. 1).

Dyskusję nad profilem zaobserwowanym przeze mnie w Pogorzycach oraz moje wnioski o ten profil oparte podam poniżej łącznie z wnioskami, dotyczącymi profilu z Płazy.

Profil łomu w Płazie (łom główny), od dołu (tabl. II, fig. 2), szybik poszukiwawczy u stóp wielkiej hałdy.

Seria zlepieńcowa

1. 32 cm — łupki margliste, szaro-żółte, przeławiczone kilku warstwami wapienia zbitego. Wkładki wapienne do 4 cm grube;
2. 30 „ — zlepieniec (typowa facja „zlepieńcowa”). Są to dwie ławice, z których górna uboższa jest w otoczaki. W zlepieńcu bogata fauna;
3. 20 „ — łupek margłowy żółty, wybitnie wapnisty;

4. 130 *cm* — wapień nieco marglisty i łupkowany. Miejscami grubiej (do 10 *cm*) uławicony, częściowo zupełnie cienko płytkowy. Wtedy bardziej marglisty;

Strop szybiku. Luka w obserwacji ok. 1,5 *m*;

Spąg najniższego poziomu eksploatacyjnego;

Pole zachodnie, jego część wschodnia;

5. 25 *cm* — wapień szaro-cielisty, zbity;

6. 40 „ — wapień szaro-cielisty, zbity, łupkowany;

Wapień falisty II-gi

7. 28 *cm* — wapień z rzadka grubo gruzłowaty, szary;

8. 34 „ — wapień zbity, cielisto-szary, przełam gładki płasko-muszlowy;

9. 27 „ — wapień grubo gruzłowaty, marglisty. Kilka warstw cienkich (po ok. 4 *cm*);

10. 54 „ — wapień szary, gruzłowaty, częściowo drobno gruzelkowy po części falisty. Jest to kilka warstw o grubości 8—20 *cm*;

11. 35 „ — wapień falisty drobno gruzelkowy. Falistość niezbyt wyraźnie zaznaczona;

12. 23 „ — wapień zbity, gładki, szaro-cielisty;

13. 33 „ — wapień falisto-gruzelkowy. Gruzelki drobne układające się pasowo, zwłaszcza w dole tej warstwy;

14. 27 „ — wapień falisto-gruzelkowy, cienko uławicony z drobnymi wkładkami wapienia zbitego;

Wapienie „międzyfaliste”

15. 35 *cm* — wapień zbity, szary, ku górze przechodzący w fację „marmurkową”;

16. 50 „ — wapień „marmurkowy”. Ciemno-szaro-niebieskawy, zbity lub gruzelkowy, na przełamach wykazujący jaśniejsze plamy, układające się we wzór marmurkowy;

17. 100 „ — wapień zbity, jasno-szaro-cielisty, typu płytowego. Jest to seria warstw po 20—30 *cm* grubych, z których wszystkie posiadają bardzo charakterystyczne jamki wytworzone przez zwierzęta grzebiące w mule. Jamki są rurczkowatymi, ślepo zakończonymi otworkami w skale, o długości 2—8 *cm* i średnicy 0,5—2 *cm*. Jamki grupują się tylko w stropowej części każdej warstwy. Ich przebieg nie jest pionowy, toteż na przełomie warstw ukazują się one często jako dziurki, pozornie ze wszystkich stron otoczone wapieniem. Liczne jamki wypełnione są wtórnie kalcytem lub żółtą substancją marglistą;

18. 4 „ — wkładka marglu łupkowego żółtego;

19. 55 cm — wapień zbity jasnoszary, gęsto dziurkowany (jak warstwa 17). Dwie ławice po 20 i 35 cm;

Wapień falisty III-ci

20. 90 cm — wapień falisto gruzłowaty;
21. 60 „ — wapień zbity jasno-szaro-cielisty z jamkami. Są to trzy ławice po 15, 35 i 10 cm grubości;
22. 5 „ — wkładka łupku marglistego żółtego;
23. 102 „ — wapień gruzłowaty lub lekko gruzłowaty, szary, szaroniebieskawy, w ławicach po 15 do 50 cm, nieco zbliżony do typu falistego, jednak bez typowej falistości skorupowej; ławice na ogół zwarte, często o ciosie blokowym;
24. 4 „ — wkładka łupku marglistego żółtego;
25. 150 „ — wapienie gruzłowate lub płytowe ze śladami gruzłowatości, w ławicach po 7 do 50 cm grubości. Jest to seria ściśle związana z warstwami niższymi (23). Liczne ławice wykazują jamki organogeniczne;
26. 5 „ — wkładka łupku marglistego, żółtego;
27. 98 „ — wapienie płytowe lub płytowo gruzłowate, częściowo z jamkami. Jest to dalszy ciąg serii wapieni niższych (23 i 25);
28. 180 „ — wapienie zbite, na ogół bez śladu gruzłowatości, jasno-szaro-cieliste, z licznymi jamkami (w niektórych ławicach jamek brak). Jest to dość jednolity kompleks warstw o grubościach od 5 do 15 cm. Trzy ławice osiągają grubość 32, 38 i 54 cm;
29. 106 „ — wapień dolomityczny żółty lub żółto-szary. Jest to niemal jednolita gruba i zwarta ława. Miejscami istnieje ślad drobniejszego warstwowania. Skała jest jamkowata, przy czym dziurki są tu rozżarte przez krążące wody i często znacznie przez to poszerzone oraz wypełnione dolomityczną miękką masą;
30. 60 „ — wapień szary, płytowy, lekko gruzełkowany. Są to trzy ławice po 30, 6 i 24 cm;

Strop dolnego poziomu eksploatacyjnego

31. 55 cm — wapień lekko dolomityczny, cielisto-żółtawy, zbity, jamkowany;
32. 30 „ — wapień szaro-żółtawy, lekko gruzłowaty;

Warstwy gorazdeckie

33. 95 cm — wapień drobnokrystaliczny szary i szaro-żółtawy, częściowo dolomityczny. Zbity, z bardzo licznymi jamkami. Jako wapień wykształcony jest on w zachodniej części łomu.

W środkowej jest on prawie całkowicie zdolomityzowany, przy czym jednak procesowi dolomityzacji oparły się partie wapienne, pozostające wśród dolomitu jako odosobnione „świadki”;

34. 26 cm — wapień częściowo drobnokrystaliczny, twardy, czerwony lub szary, lekko gruzłowaty, miejscami dolomityczny i przeobrażony „komórkowo”. Warstwa nierówna w dolnej części przechodząca w niżej leżący dolomit;
35. 39 „ — wapień zbity, szaro-cielisty, lekko smugowany lub nawet nieco gruzłowaty, zawierający rzadkie duże buły krzemienne, lekko porowaty z bardzo rzadkimi śladami odisków fauny. Fugi między warstwami często niewyraźne, czasem opatrzone stylolitami. Jest to wapień nadzwyczaj czysty zawierający do 98% CaCO_3 .

Jest to skała specjalnie dla celów chemicznych wartościowa. W gwarze lokalnej nosi ona miano „kryształ”. Terminu „kryształ” będę tu używał dla określenia facji warstw gorazdeckich charakteryzującej się jasną barwą krystaliczną strukturą i często dość wyraźną drobną porowatością.

„Kryształ” należy już niewątpliwie do warstw odmiennych i młodszych niż warstwy gogolińskie, rozpatrzmy go zatem szczegółowiej w następnym rozdziale. Poniżej też powrócimy jeszcze do dalszego opisu profilu z Płazy.

Podział stratygraficzny warstw gogolińskich przeprowadzam w Płazie w sposób następujący:

- A. Warstwy gogolińskie dolne nie są w wielkim łomie w Płazie odsłonięte.
- B. Warstwy gogolińskie górne: obejmują cały zespół ławic tu opisanych aż do warstwy 32, przy czym ławice 1—4 reprezentują górną część serii zlepieńcowej.

Wapień falisty II-gi obejmuje ławice 7—14 (miąższość 2,5 m). Warstwy „międzyfaliste” reprezentują ławice 15—19 (miąższość 2,5 m). Wapień falisty III-ci jest zespołem o niezbyt wybitnie zaznaczonej „falistości”; raczej są to gruzłowate lub płytowo gruzłowate ławice 20—32, wśród których ławica 20 (miąższość 90 cm) jest bardziej typowo „falista” (miąższość tak ujętej serii falistej III — 9,45 m).

Górna granica warstw gogolińskich nie jest łatwa do określenia w plażańskim profilu. Ponad bowiem wyraźnym typem litologicznym wapienia falistego III-go leżą tu ławice 28—32, obejmujące około 4,5 m miąższości, które zdają się łączyć jeszcze z warstwami gogolińskimi, a nie z nadległym „kryształem”, mimo, że wyraźnej falistej facji nie posiadają. Są to owe wybitnie „dziurkowane” („jamkowane”) jasne i zbite wapienie, w których pojawiają się już nieregularne wkłady ławic dolomitowych.

Ponieważ cechy litologiczne tego zespołu zbliżone są bardzo do cech niektórych ławic „międzyfalistych“ i ponieważ ponad nim, a tuż poniżej pierwszej ławicy „typowego kryształu“, występują jeszcze objawy wykształcenia falistego w postaci wapieni gruzłowatych, skłonny jestem włączyć cały ten zespół do warstw gogolińskich, granicę zaś między utworami gogolińskimi i gorazdeckimi prowadzę obecnie zgodnie z występowaniem ławicy dolomitycznej w samym spągu „kryształu“. W Płazie podział taki przypada prawie ściśle w ten sposób, że warstwy gogolińskie obejmują dolny poziom eksploatacyjny łomu głównego, gorazdeckie zaś poziom środkowy („kryształ“) i górny (dolomity).

Podział w ten sposób przeprowadzony wiąże owe „dziurkowane“ wapienie z serią falistą III, co zdaje się mieć i to wspomniane już uzasadnienie, że w stropowej części tych ławic pojawia się jeszcze typ litologiczny falisty. Całkowita więc miąższość wapienia falistego III-go, jako poziomu o znaczeniu stratygraficznym przypada w Płazie na ok. 9,5 m.

Zarówno w łomie wapiennika pogorzycykiego, jak też w dużym łomie w Płazie daje się zaobserwować zespół ławic występujących na pograniczu serii gogolińskiej i gorazdeckiej, zmienionych wyraźnie pod wpływem krążących tu niegdyś roztworów dolomityzujących. Ławice te są po części zdolomityzowane, po części zaś „rozżarte“ w ten sposób, że przypominają żywo fację „wapienia komórkowego“ lub „jamistego“ (ławice 84—87 profilu w Pogorzycach i ławica 33 profilu z Płazy). W profilach naszych, nie licząc właściwego do retu należącego wapienia jamistego, jest to już trzecia z kolei warstwa „wapienia komórkowego“. Z praktycznego punktu widzenia stanowi ona dogodną linię graniczną dla warstw gorazdeckich i gogolińskich. Prawie ściśle na linii tej warstwy zachodzi w naszym terenie zmiana w litologicznym wykształceniu wapienia. Niżej leżą gogolińskie wapienie na ogół szaro-cieliste, zbite, czasem gruzłowate lub faliste; wyżej białe, szare, różowawe lub smugowane, często drobnokrystaliczne, często też delikatnie porowate wapienie gorazdeckie. Prawie bezpośrednio ponad spągowymi ławicami zmetasomatyzowanymi (1—2 m powyżej nich) zaczynają się też wkładki krzemieni. Tuż pod ową serią „trzeciego wapienia przeobrażonego“ prowadzę więc konwencjonalną granicę między serią gogolińską a gorazdecką.

W razie znalezienia odpowiednich dokumentów faunistycznych będzie można ewentualnie zmienić nieco położenie tej linii granicznej.

Analizując podane tu profile trudno się zgodzić z powiedzeniem Assmanna, że w okolicy Pogorzyc wykształcenie wapienia muszlowego jest całkowicie odmienne od rozwoju tej formacji na górnym Śląsku (6, str. 36—37). Niemniej winienem się zastrzec, że dotychczasowe badania tej formacji nie dały jeszcze dla opisywanych tu warstw dostatecznej charakterystyki paleontologicznej. Bogatą faunę bowiem udało mi się zebrać jedynie z serii zlepieńcowej, inne poziomy zaś są pod względem szczątków organicznych raczej ubogie. Przystąpiłem też do systematycznych poszukiwań fauny, w warstwach moim zda-

niem gorazdeckich Płazy i okolicy. Niewielkie bogactwo tej fauny, a także jej stan zachowania w przekrystalizowanym spoiwie, nie pozwalają mi dziś jeszcze na danie pełnego obrazu paleontologicznych stosunków interesujących nas tu utworów. Niewątpliwie jednak będzie to można wykonać w przyszłości. Także i Assmann z okolic Płazy i Pogorzyc nie cytuje ściśle żadnej fauny.

Przy oznaczaniu fauny z warstw gogolińskich terenu bloku Płazy zwróciłem w pierwszej mierze uwagę na serię zlepieńcową, a to z tego powodu, że dostarcza ona we wszystkich odsłonięciach stosunkowo najwięcej okazów, a także może być uważana za pewien „układ odniesienia” dla stratygrafii całego gogolińskiego zespołu osadów. Jeśli bowiem udowodnilibyśmy, że jej faunistyczne cechy odpowiadają paleontologicznej charakterystyce analogicznych warstw poznanych na Śląsku, to tym samym uzyskalibyśmy lepszą podstawę do paralelizowania innych warstw serii gogolińskiej.

Z serii zlepieńcowej z Pogorzyc oznaczyłem dotychczas:

Enantiostreon difformae Schloth.

Lima striata Goldf.

Lima beyrichi Eck (*Lima subpunctata* d'Orb.)

Hoernesia socialis Schloth.

Gervilleia mytiloides Schloth.

Gervilleia costata Schloth.

Placunopsis ostracina Schloth.

Myophoria vulgaris Schloth.

Pleuromya musculooides Schloth.

Pecten (Entolium) discites Schloth.

Poza tym liczne małże, ślimaki, liliowce i *Rhizocorallium*.

Posiadam też jeden okaz *Beneckeia buchi* Alberti, który, jako znaleziony nie „*in situ*” lecz na haldzie, może pochodzić z warstw albo zlepieńcowych, albo z serii II-go lub III-go wapienia falistego (wg Assmanna jeden tylko okaz tego głowonoga został znaleziony na Śląsku w serii marglistej w niecce bytomskiej).

Odnosnie do wymienionej fauny zaznaczyć należy, że wszystkie dotychczas oznaczone przeze mnie formy z serii zlepieńcowej z Pogorzyc znane są również z tej samej serii ze Śląska. Występowanie gatunków takich jak *Lima striata*, *Enantiostreon difformae*, *Pleuromya musculooides*, *Hoernesia socialis*, *Placunopsis ostracina* i in. nie ogranicza się wprawdzie jedynie do serii zlepieńcowej, lecz jest dla niej znamienne. Fauna zatem tego ważnego dla ustalenia stratygrafii warstw gogolińskich poziomu jest na terenie bloku Płazy w całkowitej zgodzie z facją zlepieńców. Te dwie cechy omawianej tu serii: zespół faunistyczny i rozwój litologiczny pozwalają na zadecydowanie o analogii odpowiednich warstw z bloku Płazy z równoważnymi warstwami gogolińskimi na Śląsku. Jeśli odpowiadające sobie typy litologiczne wapieni gogolińskich możemy śledzić w sposób niemal

całkowicie ciągle stale w tym samym pionowym następstwie od terenu bloku Płazy poprzez liczne odsłonięcia w obszarach sąsiednich (np. z ark. Grodziec) aż po Śląsk Górny, to wykształcenie wszystkich warstw gogolińskich uznać musimy za zgodne ze schematem śląskim. Redukcja w ogólnej miąższości sięga tu, jak widzieliśmy, około 25% całości osadu śląskiego, np. z okolic Bytomia, jest więc zjawiskiem wyraźnym, lecz dla zasadniczego układu stratygraficznego nie decydującym. Nie zaobserwowałem też żadnych przerw sedymentacyjnych w całej opisywanej tu serii.

Fakt ciągłości sedymentacji przez okres osadzania się warstw gogolińskich oraz od nich wyższych, zdaje się mieć znaczenie, jako argument przemawiający za zaliczeniem górnych ławic profilów z Pogorzyc i z Płazy do warstw gorazdeckich, a nie karchowickich, jak uczynił to w 1944 r. Assmann (6).

Wzmiankowałem już poprzednio, że autor ten, omawiając zaobserwowany przez siebie profil z Pogorzyc, miał wątpliwości co do odpowiednich analogii serii III-go wapienia falistego i „wapieni marglistych“ ze Śląska Górnego i z Pogorzyc. Autor ten wypowiada też myśl, że zapewne w okolicy Pogorzyc i Płazy i „w ogóle w zachodniej Galicji“ warstwy „dopowiadające gorazdeckim i terebratulowym nie osadziły się“. Nad warstwami gogolińskimi widzi on już od razu warstwy karchowickie.

Dokładne przesłedzenie wszystkich ławic profilów Pogorzyc i Płazy prowadzi mnie do wniosku, że ewentualna luka sedymentacyjna pomiędzy wapieniami gogolińskimi a ewentualnymi karchowickimi nie jest niczym zaznaczona w charakterze sedymetu. Żadnego hiatusu, żadnej facji transgresywnej nie widać między warstwami stropowymi serii gogolińskiej a wyżej leżącą zwartą masą „kryształu“. Wszystko natomiast wskazuje, że sedymentacja odbywała się tu w sposób zupełnie ciągły i stopniowy.

Za zaliczeniem „kryształu“ do warstw gorazdeckich przemawia także jego wykształcenie litologiczne, jako wapienia dużej czystości, jasnego, drobno-kryształicznego, czasem nieco „piankowato-porowatego“. Brak tu jedynie wyraźnych wkładek oolitycznych, które na Śląsku mają być dla warstw gorazdeckich charakterystyczne.

Nadmienię tu jednak, że w znanych mi profilach warstw gorazdeckich ze Śląska Górnego (nawet koło Górażdzy) nie obserwowałem też w wielu przypadkach wyraźnych warstw oolitycznych, facja natomiast wapieni gorazdeckich wydała mi się często zbliżona do „kryształu“ z Płazy.

Ten wreszcie argument wydaje mi się również mieć znaczenie dla rozpatrywanego tu problemu, że sądzę, iż nie tylko gorazdeckie, ale także i terebratulowe warstwy są w obrębie bloku Płazy reprezentowane w wykształceniu po części nie zdolomityzowanym. Uważam, że za warstwy terebratulowe uznać możemy ławice wapieni odsłonięte w łomikach, w lesie bezpośrednio na N od przystanku kolejowego w Płazie, a także wapienie leżące na „gorazdeckich“ dolomitach w stropie łomu dolomitów w Bołecinie. Ławice „terebratulowe“ tam wystę

pujące są odmienne zarówno od warstw gogolińskich Płazy i Pogorzyc, jak też od „kryształu”. Zawierają w swej „falistej” części stosunkowo bogatą faunę niemal wyłącznie terebratulową i w ogólnym zarysie zgadzają się litologicznym rozwojem z wykształceniem śląskich warstw terebratulowych. Ponieważ warstw, które za terebratulowe moglibyśmy uznać, nie ma wcale w podanych wyżej profilach z Płazy czy z Pogorzyc, w Bołęcinie zaś terebratulowe warstwy leżą ponad serią dolomitów, analogicznych do stropowych dolomitów z Płazy, wypadnie nam uznać warstwy terebratulowe za wyższe od „kryształu”, który zatem tym bardziej winien być lokalizowany w obrębie warstw gorazdeckich.

Warstwom gorazdeckim i terebratulowym poświęcam rozdziały następne. Na zakończenie omawiania warstw gogolińskich wspomnę, że odsłonięcia ich istnieją szeroko rozprzestrzenione w obszarze tarczy płaziańsko-kościelckiej jedynie na południe od uskoku Żrebce—Libiąż. Na północ od tej tektonicznej linii spotykamy w obrębie bloku Kościelca jedynie dolomityczne facje warstw od gogolińskich wyższych, tzn. częściowo zapewne gorazdeckich, terebratulowych i karchowickich.

Inne odsłonięcia warstw gogolińskich

Wspomniałem już przy omawianiu serii zlepieńcowej warstw gogolińskich bloku Płazy o odsłonięciu ze wsi Płaza, gdzie zlepieńce dobrze dają się obserwować. Podaję obecnie szczegółowy profil tego łomiku. Odsłonięcie znajduje się w E zboczu doliny Płazy na W od p. 402.

Opis profilu ilustruje fig. 1 na tablicy III.

Od dołu:

Seria zlepieńcowa

1. 21 cm — zlepieniec z nielicznymi plackowatymi otoczakami i bogatą fauną;
2. 8 „ — wapień krynoidowy różowy;
3. 1 „ — margiel ilasty, zielonawy;
4. 20 „ — wapień krynoidowy z liczną fauną i z bardzo rzadkimi otoczakami;
5. 13 „ — typowy zlepieniec tej serii o bardzo licznych otoczakach;
6. 14 „ — margiel ilasty miękki, w górnej części przechodzący stopniowo w kruchy, jasny, szaro-żółtawy wapień marglisty;
7. 130 „ — margiel wapnisty jasno-kremowo-szary, miękki lub kruchy, drobno uławicony. Jest to seria ławic o typie łupkowym, w której warstewki bardziej margliste leżą na przemian z bardziej ilastymi;
8. 10 „ — zlepieniec z rzadkimi otoczakami i bogatą fauną;
9. 20 „ — gruzłowaty wapień falisty. Falistość niezbyt wybitnie zaznaczona

10. 8 cm — zlepieniec o bardzo rzadkich otoczkach;
11. 11 „ — wapień krystaliczny, różowy z bogatą fauną;
12. 18 „ — margiel miękki, ilasty z nierówną wkładką twardszego marglu wapnisteo;
13. 8 „ — wapień drobnokrystaliczny, niebieskawy z liczną fauną. Przy wietrzeniu barwa niebieska przechodzi w różową. W górnej części wapień ten staje się niekrystalicznym lekko gruzłowatym;
14. 23 „ — margiel wapnisty cienko uławicony, przekładany ilara marglistymi;
15. 25 „ — wapień zbity, jasno-cielisto-szary, w kilku ławicach po 1—10 cm. Między ławicami wkładki marglistych ilów.

Wapień falisty II-gi

16. 70 cm — wapień falisty o słabo zaznaczonej falistości.

Strop łomu.

Odsłonięcie to nie daje pełnego co do miąższości profilu warstw zlepieńcowych, ani wapienia falistego II-go. Służyć nam może jednak jako przykładowe dla rozwoju serii zlepieńcowej.

Interesujące jest też wystąpienie dolnych warstw gogolińskich w wysoko położonym łomie wapiennym w Płazie, w okolicy punktu 395 m, na W od środka wsi. Ze względu na znaczenie tego łomu dla tektoniki okolicy (warstwy gogolińskie stanowią tu zrab tektoniczny) i dla celów stratygraficznych podaje tu ich profil w ujęciu opisowym i graficznym (tabl. III, fig. 2).

Łomik odsłania ściankę na 3—4 m wysoką zbudowaną z ławic wapiennych dolnej części warstw gogolińskich, które eksploatowane tu bywają głównie dla celów budowlanych (na podmurówki domów). Warstwy w łomie leżą niemal poziomo, jakkolwiek rozbite są pionowymi diaklazowymi pęknięciami na niewielkie bloki („pakiety“) o nieco zróżnicowanych a nieznaczących nachyleniach.

Profil — od dołu:

1. 16 cm — wapień zbity, drobnokrystaliczny, szaro-cielisto-różowawy;
2. 30 „ — wapień zbity, jasno-cielisto-szary, bardzo drobno porowaty;
3. 60 „ — wapień zbity, jasno-cielisto-szary, drobno porowaty. W stropie 6 cm warstewka lekko gruzłowata, trochitowa;
4. 2 „ — wapień marglisty, szary;
5. 35 „ — wapień zbity, szaro-cielisty, na powierzchniach zwietrzałych smugowany. Smugi często przebiegają faliście. Jest to pięć ławic po 4 do 15 cm, spękanych w nierówne kostki. Wszystkie ławice zawierają członv liliowców;
6. 22 „ — wapień zbity, smugowany wybitnie trochitowy, szaro-cielisty;
7. 10 „ — wapień szary, gruzłowaty, bez trochitów;

8. 20 cm — wapień zbity, jasnoszary, smugowany, wybitnie trochitowy. Są to dwie ławice po 10 cm;
9. 35 „ — wapień zbity, jasnoszary, drobno płytkowy (warstewki po 2—5 cm), z nielicznymi członami liliowców;
10. 35 „ — wapień zbity, jasno-cielisto-szary bez trochitów. Są to 3 ławice po 10—15 cm;
11. 12 „ — wapień zbity, cielisto-szary, drobno płytkowy;
12. 14 „ — wapień zbity, szary, lekko falisty, bez trochitów;
13. 38 „ — wapień bardzo drobnoziarnisty, szary, smugowany, miejscami nieco zlepieńcowy. W warstwie tej pojawiają się lokalne płaskie otoczaki wapienne o średnicy do 10 cm i grubości do 3 cm;
14. 2 „ — łupek wapnisto-marglisty, żółty;
15. 38 „ — wapień zbity, jasno-szaro-cielisty, w drobnych ławicach po 5—10 cm, przeważnie trochitowych;
16. 140 „ — wapień falisty. Częściowo warstwa jest typowo „falista“, częściowo raczej „gruzłowata“. Sfalowania poszczególnych partii niekiedy wyraźnie regularne;
17. 100 „ — wapień drobno płytkowy, szaro-żółtawy, zbity o pokroju po części łupkowym;
18. 60 „ — wapień płytkowy, o grubszych nieco ławicach (od 3 do 20 cm miąższości), częściowo wyraźnie trochitowych;
19. 30 „ — zwierzelina wapienna.

Strop łomu.

W profilu tym wszystkie ławice zaliczam do niższych warstw gogolińskich. W szczególności sądzę, że:

ławice 1—15 reprezentują część poziomu z *Pecten* i *Dadocrinus* (miąższość odsłonięta ok. 3,7 m);

ławica 16 poziom wapienia falistego I-go (1,4 m);

ławica 17 i 18 wapień trochitowy wyższy (1,6 m).

W profilu zwraca uwagę wystąpienie jednej tylko wyraźnej ławicy falistej, ten typ litologiczny zatem nie jest tu silnie zaznaczony. Być może, że można by do poziomu falistego I-go włączyć też część ławic niżej leżących, tzn. 12—15. Miąższość poziomu falistego byłaby wtedy wyrażona liczbą bardziej zbliżoną do przeciętnej (2,3 m). Sprawa ta ma jednak dla stratygrafii raczej małe znaczenie. Ważniejszy jest dla nas fakt, że i tu zasadniczy schemat litologicznego rozwoju warstw gogolińskich jest w dużej mierze zgodny z wykształceniem górnośląskim. Różnice zaznaczają się głównie w nieco bardziej drobno ławicowym rozwoju warstw poziomu z *Pecten* i *Dadocrinus*. W małym wkopie, zrobionym nieco poniżej spągu opisanego profilu, widziałem też zmienione „komórkowo“, żółte, zwietrzałe wapienie, odpowiadające poziomowi „komórkowemu“ niższemu, o którym

była już powyżej mowa. Wapienie „komórkowe dolne“ w terenie zaznaczające się niejednokrotnie dość wyraźnie (np. na Bukowicy), dogodnie można też obserwować w małym łomiku na zboczach wzniesień na N od Zagórza (ponad środkową częścią wsi, nad drogą odsłaniającą perm i czerwone ily dolnego pstrego piaskowca). Profil jest tu następujący (tabl. III, fig. 3):

Warstwy z *Pecten* i *Dadocrinus*

1. 50 cm — wapień trochitowy, drobnokrystaliczny z bogatym drobnym detrytusem fauny, wśród której przeważają człony liliowców. Nieco porowaty;
2. 57 „ — wapień zbity, szaro-cielisto-żółtawy, lekko trochitowy. Przełam płasko-muszlowy;

Wapień „komórkowy dolny“

3. 70 cm — wapień dolomityczny, żółto-brunatnawy z soczewkami żółtego, dolomityczno-wapiennego marglu. Miejscami ławica ta przybiera pokrój facji „jamistej“, lub gruzłowo dolomitycznej. Liczne dendryty plamkowate;
4. 5 „ — wkładka marglistego łupku dolomitycznego;
5. 76 „ — wapień dolomityczny, szaro-żółty, na ogół gruzłowaty i niewyraźnie jamisty, o przełamie ziemistym lub ziemisto gruzłowym;

Warstwy z *Pecten* i *Dadocrinus*

6. 57 cm — dwie ławice po ok. 28 cm. Wapień gruzłowaty, ze słabymi śladami dolomityzacji, ciemno-szaro-cielisty;
7. 93 „ — trzy równe ławice po ok. 30 cm — wapień trochitowy; zbity, żółtawo-szaro-cielisty bez śladów dolomityzacji;

Wapień falisty I-szy

8. 220 cm — wapień falisty, lub falisto gruzłowaty, przedzielony w środku wkładką do 30 cm zbitego wapienia o barwie cielistej i przełamie muszlowym;

Strop łomu.

Warstwa 8 jest tu poziomem wapienia falistego I-go (miąższość 2,2 m); warstwy 3—5 reprezentują nieco zdolomityzowany poziom „wapienia komórkowego“ (miąższości 1,5 m) leżącego, jak widzimy, ok. 1,5 m poniżej wapienia falistego I-go.

Odsłonięcie prawie kompletnej serii dolnych warstw gogolińskich bloku Płazy przedstawia też mały łom, położony w E zboczach doliny Płazy w pobliżu Lipowca. Podaję tu jego profil i załączam schematyczny rysunek (tabl. IV, fig. 1).

W łomie naszym, o kilka metrów poniżej jego ściany znajduje się osobna kopanka wyższych warstw retu, po części zamienionych w wapień jamisty,

W obrębie retu da się tu wyróżnić 3 ławice (25, 25 i 50 cm) dolomitów na ogół kremowo-żółtych i szarawych, zbitych lub nieco „jamisto“ wykształconych.

Powyżej wznosi się ścianka kamieniołomu, w której najniższe ławice należą być może jeszcze do retu i przedstawiają prawdopodobnie mniej przeobrażone odpowiedniki „warstw lingulowych”. Za warstwy gogolińskie uważam tu te ławice, które posiadają już elementy krynoidowe.

Profil kamieniołomu — od dołu:

Odpowiedniki „warstw lingulowych“ (?)

1. 15 cm — wapień dolomityczny, szaro-zielonawy, zbity, łupiący się płytowo;
2. 22 „ — wapień dolomityczny, cielisto-szary, zbity;
3. 48 „ — wapień lekko dolomityczny, zbity, ziarnisty, barwy cielistej z dendrytami;
4. 23 „ — wapień ziarnisty, bardzo twardy, ciemnocielisty;

Warstwy gogolińskie — seria z *Pecten* i *Dadocrinus*

5. 45 cm — wapień jasnocielisty, ciosowy, zbity, trochitowy, na kontakcie z następną warstwą nieco zdolomityzowany;
6. 30 „ — wapień taki sam jw. (5);
7. 40 „ — wapień zbity ciemnocielisty;
8. 37 „ — wapień jasnożółty z dendrytami i trochitami;

Dolny poziom „komórkowy“

9. 110 cm — wapień nieco dolomityczny, jamisty, ciemnocielisty, w górnej partii miejscami przechodzi w cienkie ławice nieco margliste i rozsypliwe;

Wapień z *Pecten* i *Dadocrinus*

10. 32 cm — wapień szary, zbity, w cienkich ławicach;
11. 51 „ — wapień w dole szaro-różowy, ku górze czerwony, zbity, z trochitami;
12. 30 „ — wapień szaro-różowy, trochitowy, zbity, w spągu kruchy i jasny;
13. 12 „ — wapień jasny, cielisty, kruchy;
14. 49 „ — wapień szary, bardzo zbity, w kilku ławicach, w spągu cieńszych wyżej grubszych;

Wapień falisty I-szy

15. 100 cm — wapień falisty, gruzłowaty, szary;
16. 20 „ — wapień płytowy, zbity, szaro-cielisty;
17. 80 „ — wapień falisty, silnie gruzłowaty;
18. 80 „ — wapień ciosowy, zbity;
19. 100 „ — wapień falisty, szary, silnie gruzłowaty;
20. 23 „ — wapień płytowy, zbity, szary;
21. 55 „ — wapień falisty, gruzłowaty, szary, w stropie bogaty w krynoidy;
22. 42 „ — wapień trochitowy, cielisto-szary, krynoidy dość rzadkie;

23. 100 cm — wapień gruzłowaty, na przemian z płytowym;

24. 100 „ — wapień grubopłytkowy, szaro-cielisty;

Wapień komórkowy

25. 50 cm — wapień dolomityczny szaro-żółtawy, nieco „komórkowo“ rozżarty, wyraźnie zmetasomatyzowany;

Stożek łomu.

W profilu tym ewentualne „warstwy lingulowe“ nie są w całości odsłonięte. Spąg ich nakryty jest rumowiskiem urobku kamieniołomu. Formy *Lingula tenuissima* nie znalazłem tu, uważam jednak, że dotychczasowe moje prace nad zbieraniem fauny, zarówno z tych jak i z innych warstw naszego triasu są jeszcze zbyt krótkotrwałe.

Warstwy z *Pecten* i *Dadocrinus* obejmują w profilu łączną miąższość 4,3 m. W porównaniu z profilem z Pogorzyc, gdzie seria ta sięga 6,5 m, jest to przeszło o 2 m mniej; wapień falisty I-szy zato wykazuje znaczną miąższość 7 m. Jest on więc zespołem warstw o 3 m grubszym w stosunku do Pogorzyc (4 m). W sumie jednak widzimy tu ogólną zgodność wykształcenia niższych warstw gogolińskich jako całości — zarówno bowiem w Pogorzycach jak i w Płazie miąższość ich sięga 10,5 do 11,3 m, czyli leży w granicach tej samej skali wielkości. Ubytkowi miąższości warstw facji płytowej towarzyszy wzrost facji falistej lub na odwrót. Wydaje się przy tym, że facja falista występuje lokalnie w zastępstwie płytowej i rozwija się intensywniej jedynie w wyższej części dolnych warstw gogolińskich, a nie sięga nigdy ich spągu. Fakt ten pozwala więc na rozdzielanie całej serii dolno-gogolińskiej na wapienie z *Pecten* i *Dadocrinus* oraz na wapień falisty I-szy. Granicy jednak między tymi zespołami nie możemy uważać za stałą i sztywną.

Tak w Pogorzycach jak i w łomie w Płazie koło Lipowca ponad ławicami falistymi I-go poziomu falistego występują jeszcze pod wapieniem komórkowym ławice pozbawione tekstury falistej. Ponieważ przy obliczaniu miąższości łączę je tu z poziomem falistym I-szym, uzyskuję dlań w sumie liczby większe od znanych ze Śląska. Wapienie płytowe, leżące u nas ponad wapieniem falistym I-szym można by określić jakąś odrębną nazwą, np. „wapień trochitowy wyższy“, lub „wyższe wapienie z *Pecten* i *Dadocrinus*“. Miąższość ściśle falistej serii uległaby wtedy wydatnemu zmniejszeniu. Sądzę jednak, że wobec niestałego występowania facji falistej pojawiającej się w granicach kilku metrów to niżej to wyżej wśród warstw dolnych gogolińskich, ten nowy termin nie byłby zbyt ścisły ani potrzebny.

Ponad tak nieco szerzej ujętymi pokładami wapienia falistego I-go, widzimy w profilu z okolic Lipowca warstwę wapienia komórkowego, który zapewne w odsłonięciu tym nie ukazuje swej pełnej miąższości. Jego występowanie ponad serią falistą I-szą jest także wskaźnikiem podobieństwa schematu rozwojowego warstw gogolińskich bloku Płazy i Śląska.

W opisanym profilu zwraca też uwagę warstwa 9 stanowiąca omawiany już „wapień komórkowy niższy“.

Znaczna zgodność w rozwoju facjalnym warstw gogolińskich na dużych obszarach triasu śląskiego, oraz kontynuowanie się tego zjawiska na obszar tarczy płaziańskiej, który jest wycinkiem triasu śląskiego niemal najdalej ku SE wysuniętym, nasuwa myśl, że region facjalny tej formacji ciągnie się jeszcze na nieznaną nam odległość pod nakładem utworów jurajskich, leżących na triasie na E od tarczy płaziańskiej. Wyraźnego wpływu bowiem jakiejś linii brzegowej morza naszego wapienia muszlowego w okolicy Płazy jeszcze zaobserwować się nie da.

Warstwy gorazdeckie

Seria osadów triasowych leżąca ponad warstwami gogolińskimi, wykazuje na całym obszarze Śląska (a także i na naszym terenie) odmienne od serii gogolińskiej wykształcenie litologiczne, wyróżnia się też swą fauną, która w stosunku do fauny warstw gogolińskich występuje w nowych zespołach.

Jeśli chwilowo ograniczymy nasze rozważania jedynie do warstw dolnego wapienia muszlowego, to wspomnieć winniśmy, że już Eck (10) warstwy nadległe względem gogolińskich (których trzon określa ten autor jako warstwy chorzowskie) dzieli na kilka serii, zróżnicowanych litologicznie i faunistycznie. Są to:

- Dolomit himmelwicki
- Wapień mikulczycki
- Warstwy enkrinusowe i terebratulowe
- Wapienie gorazdeckie
- Niebieski kamień podstawowy.

W całości Eck uważał ten zespół warstw za „górną wapień falisty“, czyli odpowiednik „szumiastego wapienia“ triasu niemieckiego.

Później zaliczono ostatecznie dolomit himmelwicki do środkowego wapienia muszlowego i wprowadzono nową dla tego poziomu nazwę: „dolomity diploporowe“. „Kamień podstawowy“ lub „wapień podstawowy“ — to (najczęściej) górna część dzisiejszych warstw gogolińskich, wapień mikulczycki zaś — to dzisiejsze dolne i górne warstwy karchowickie. Poza przemianowaniem warstw oraz przesunięciami w podziale stratygraficznym zespołu spągowego i stropowego tej serii, zasadniczo ten sam podział utrzymał się do dziś.

Odpowiedniki „górnego wapienia falistego“ wykazują jednak duże zróżnicowanie w zachodniej i we wschodniej części Śląska. Na wschodzie mianowicie cała ta seria objęta jest wtórnym, mniej lub więcej zaawansowanym przeobrażeniem w „dolomity kruszconośne“. Możemy tu podać ogólnie, że wykształcenie odpowiedników „wapienia szumiastego“ przedstawia się na Śląsku następująco:

Na zachodzie:

Górne warstwy karchowickie (w spągu ławica ze szczątkami <i>Cidaris transversa</i>) 12—13 m	}
Dolne warstwy karchowickie 13 m	
Warstwy terebratulowe 8 m	
Warstwy gorazdeckie 25 m	

Na wschodzie:

Dolomit kruszczośny 25—55 m

Na terenie płazińskiego bloku, a specjalnie w dogodnych odsłonięciach w łomach Pogorzyc i Płazy obserwować można już w stropowej części warstw gogolińskich rozwinięte zjawiska dolomityzacji. O zjawiskach tych wspominałem powyżej, przy omawianiu granicy warstw gogolińskich i gorazdeckich. Kilka ławic wapiennych wykazuje tu znaczne, aczkolwiek nierówne wzbogacenie w MgO , przy czym jednak zarówno warstwy gogolińskie jak i wyżej leżące gorazdeckie nie tylko nie uległy mineralizacji kruszcowej, ale także i zdolomityzowane są w stosunkowo nielicznych ławicach. O ile więc w wielu okolicach Śląska Górnego a zwłaszcza w jego wschodnich peryferiach, znaczna część osadów dolnego wapienia muszlowego, wyższych od warstw gogolińskich (warstwy gorazdeckie, terebratulowe i karchowickie) uległy przekształceniu w dolomity kruszczośne, o tyle w obrębie bloku Płazy zwłaszcza na S od uskoku Żrebce—Libiąż, „seria kruszczośna“ zachowała się w dużej mierze w stanie nie zmienionym w sensie mineralizacji wtórnej.

W każdym razie dolomity pojawiające się w stropie warstw gogolińskich, a w spągu „kryształ“, możemy uważać za refleks wielkiego i regionalnego procesu dolomityzacji, który rozegrał się na znacznych obszarach Śląska i dla którego bardziej margliste warstwy gogolińskie stanowiły swoistą podstawę.

Wspomniałem już wyżej, że geolodzy niemieccy (Eck, Römer, Wysogorski, Frech, Ahlburg i inni), zwłaszcza w XIX w., wyróżniali tzw. „wapień podstawowy“ („Sohlenkalk“ lub „Sohlenstein“) stanowiący podkład warstw kruszczośnych triasu śląskiego. Wapień ten, obserwowany w spągu serii kruszczośnej kopalń ołowiu koło Tarnowskich Gór i Bytomia, zabarwiony tam wyraźnie na niebiesko, zaliczany był przez różnych autorów to do „górnego“ to do „dolnego wapienia falistego“. Eck, Römer, Wysogorski, Frech, a u nas potem Różycki (29) zaliczali tę serię do „górnego wapienia falistego“ paralelizowanego w całości z zespołem „Schaumkalk“ wapienia „piankowego“ lub „szumiastego“ triasu niemieckiego. Ahlburg i Michael lokalizowali „wapień podstawowy“ jeszcze w obrębie „wapienia falistego dolnego“. Assmann wreszcie (4 i 6) pomija „wapień podstawowy“ jako poziom stratygraficzny, przyjmując ostatecznie, że seria ta stanowi na ogół jedynie odpowiednik górnej części warstw gogolińskich, przy czym trzymając się spągu dolomitów obejmuje w zależności od ich rozwoju to wyższe to niższe poziomy gogolińskie.

Na terenie bloku Płazy, wobec wspomnianej słabej mineralizacji warstw względem gogolińskich nadległych, nie zaznacza się nigdzie w poznanych dotychczas odsłonięciach jakiś odpowiednik facjalny niebieskich „wapieni podstawowych“. Dopiero w pobliskich Chrzanowowi Kątach geolodzy niemieccy określali spągowe warstwy dla serii kruszczońskiej jako „Sohlenkalk“. Jest to tam zresztą tylko lokalna facja epigenetyczna normalnej serii gogolińskiej.

Zgodnie z ostatnim stratygraficznym podziałem śląskim przyjmuję więc bezpośrednie występowanie warstw gorazdeckich nad gogolińskimi.

Wspomniałem już, że Assmann sądził, iż w obrębie bloku Płazy brak jest rozwiniętych warstw gorazdeckich. Wypowiadając swe zdanie przeciwne przytoczyłem trzy argumenty skłaniające mnie do przyjęcia, że w zajmującym nas terenie warstwy te jednak istnieją:

1. Istnieje całkowita ciągłość sedymentacji pomiędzy warstwami gogolińskimi a ławicami względem nich nadległymi (które Assmann rozpatruje już jako karchowickie); brak tu śladów jakiegokolwiek luki sedymentacyjnej, albo warstw, świadczących o wybitnej zmianie szybkości sedymentacji w obrębie najwyższych warstw gogolińskich;
2. Charakter petrograficzny „kryształu“, który w Pogorzycach i w Płazie leży na warstwach gogolińskich, odpowiada dość dokładnie obliczu petrograficznemu warstw gorazdeckich;
3. Na terenie bloku Płazy istnieją moim zdaniem wykształcone i faunistycznie scharakteryzowane warstwy terebratulowe. Ich brak w profilach Płazy i Pogorzyc pomiędzy warstwami gogolińskimi a „kryształem“ każe przypuszczać, że warstwy terebratulowe leżą nad „kryształem“, ten zatem stanowi serię osadzoną w czasie sedymentacji gorazdeckiej.

Dodam tu jeszcze argumenty następujące:

4. W Bołęcinie, w łomie z dolomitami, powyżej ławic dolomitycznych leżą wapienie odpowiadające zapewne dolnej części warstw terebratulowych. Same zaś dolomity rozwinięte są poniżej terebratulowej serii w sposób niemal identyczny jak dolomity stropowych części łomu w Płazie. Dolomity więc z łomu w Bołęcinie i analogiczne dolomity ze stropu łomu w Płazie zaliczam obecnie wraz z podległym względem nich „kryształem“ do warstw gorazdeckich;
5. Na N od uskoku Żrebce—Libiąż, w pobliżu odcinka kolei Płaza—Pogorzycy, warstwy terebratulowe leżą też powyżej warstw „kryształu“. Ten ostatni zatem musi być od nich starszy;
6. Fauna „kryształu“, dotychczas wprawdzie w niewielkiej ilości poznana, nie przeczy gorazdeckiemu wiekowi omawianej tu serii.

O argumentach tych będę jeszcze mówił poniżej.

Warstwy gorazdeckie odsłaniają się w postaci wapieni w obrębie płaziąsko-kościelckiej tarczy niemal wyłącznie w okolicy Żrebiec, Płazy i Bołęcina. Na przestrzeni między tymi miejscowościami zaznaczają się one w morfologii terenu dość wyraźnym progiem, zwłaszcza mniej więcej wzdłuż południowego obrzeżenia uskoku Żrebec—Libiąż. Mniejsze ich odsłonięcia spotyka się w dolinkach wciętych w osady bloku Płazy na S od tego uskoku.

Niezbyt wyraźne ich wychodnie znajdują się też powyżej piasków wydumowych na N od uskoku, tuż ponad linią kolejową Płaza—Pogorzycze, pomiędzy przystankami tej nazwy.

Ze względu na wyjątkową czystość wapieni tej serii, warstwy gorazdeckie są eksploatowane bardzo intensywnie, zwłaszcza w dużym łomie w Płazie. Drobniejsze ich kopanki spotyka się też na całym obszarze ich występowania.

Wobec szczupłości dotychczas znalezionej fauny w warstwach gorazdeckich bloku Płazy, ich porównanie z odpowiednimi osadami Śląska przeprowadzić możemy w pierwszej mierze w oparciu o analogie petrograficzne (wzgl. litologiczne).

Przed wszystkim raz jeszcze podkreślić tu należy, że tylko część warstw gorazdeckich jest na naszym terenie wykształcona jako wapienie. Wspominaliśmy już o zjawiskach dolomityzacji występujących w spągu serii. W znacznie silniejszym stopniu dolomityzacja rozwinęła się w stropowej części rozpatrywanego osadu. Metasomatoza pierwotnie wapiennych stropowych ławic gorazdeckich utrudnia określenie ich zasięgu pionowego. Wyznaczenie górnej granicy interesującego nas tu osadu może być jednak sprecyzowane przez zestawienie profili z Płazy i z Bołęcina. Opisy obu tych profili podaję poniżej. Na ich podstawie przypuszczam, że seria gorazdecka obejmuje na naszym terenie wapienie i dolomity całego środkowego i górnego poziomu eksploatacyjnego w Płazie, sięga zatem miąższości ok. 22 m. Wapienna facja warstw gorazdeckich w większej części bloku Kościelca, czyli na N od uskoku Żrebec—Libiąż w całości zastąpiona jest przez dolomity. Również na S od tego uskoku na Żelatowej Górze nie znajdujemy już wcale wapieni gorazdeckich.

Ogólne porównanie litologiczne serii wapiennej oprócz możemy o przeprowadzone przeze mnie obserwacje z terenu bloku Płazy i o podstawowe dla terenów śląskich obserwacje Ecka (ako jedne z pierwszych) i Assmanna (jako najnowsze).

Według Ecka (12, str. 75) warstwy gorazdeckie grube na Górnym Śląsku na ok. 25 m, rozwinięte np. w okol. Góry św. Anny, reprezentują serię warstw wapiennych o miąższościach ławic od ok. 15 cm do ok. 2,4 m. Wapień jest biały lub różowy, często drobnokrystaliczny, czasem porowaty i zbliżony do „piankowego“, przegradzany ławicami wapieni zbitych, szarych, o muszlowym lub płaskim przełamie, niekiedy gruzłowatych lub falistych. Częste tu są pięknie rozwinięte stylolity. Trafiają się też wkłady krzemieni.

Obecność stylolitów skłoniła Wysogórskiego (38) do określania warstw gorazdeckich na Śląsku mianem „wapieni stylolitowych“. Nazwa ta nie przyjęła się jednak, wobec powszechnego występowania stylolitów w całym naszym dolnym wapieniu muszlowym.

Assmann (a także Michael) zwraca uwagę na następujące główne cechy warstw gorazdeckich: są to wapienie bardzo czyste, drobnokrystaliczne, twarde, zawierające krzemienie, które częstsze zdają się być na wschodzie Zagłębia. Wkładki margliste są bardzo rzadkie, częstsze są one jednak bliżej spągu i stropu serii. Krystaliczny ziarnisty wapień przeławica się natomiast często z wapieniem zbitym, nieziarnistym lecz niejednokrotnie wykazującym teksturę zbliżoną do falistej lub gruzłowatej, podobnym zatem do ławic typowych dla warstw gogolińskich.

W ostatniej swej pracy Assmann (6) zwraca też uwagę na występowanie w obrębie warstw gorazdeckich licznych warstw oolitycznych. Podkreśla on, że nie są to typowe oolity, raczej wapienie o ziarnach oolitycznych, rozrzuconych z rzadką w drobnokrystalicznej masie. Wielkość ooidów jest nieznaczna i waha się zazwyczaj od 0,5 do 0,75 mm. W razie zwietrzenia i wylugowania ziarn oolitu skała staje się drobno porowatą.

Podany tu opis ogólny skał poziomu gorazdeckiego zgadza się na tyle z rozwojem warstw gorazdeckich z terenu bloku Płazy, że nie widzę powodu do oddzielnego charakteryzowania występującej tu serii „kryształu“. Cechuje go bowiem również: barwa na ogół jasna, tekstura zbita lub w rzadkich wkładkach falisto-gruzłowata, struktura krystaliczna lub mikrokrystaliczna albo krystaliczno-oolityczna. W razie wylugowania ooidów, skała staje się drobno porowata. Drobniotka, jakby pęcherzykowata, porowatość niektórych skał gorazdeckich wydaje mi się być zresztą nie zawsze związaną z wytwarzaniem się próżni po oolitach. Wkładki margliste w całej serii są bardzo nieznaczne, krzemienie natomiast dość częste.

W obrębie wkopu, którym wiedzie kolejka od zabudowań wapiennika do poziomu eksploatacyjnego „kryształu“ w Płazie widziałem też w obrębie warstw gorazdeckich 15-to cm warstewkę zlepieńcową, w której elementy krystalicznego wapienia o wielkości do kilku cm otoczone są również krystalicznym spoiwem wapiennym. Wkładeczka ta zdaje się mieć rozprzestrzenienie nieznaczne i wiąże się prawdopodobnie ze zjawiskiem chwilowego sięgnięcia podstawy falowania morza triasowego do tworzącego się sedymentu gorazdeckiego.

Analizy chemiczne krystalicznych wapieni gorazdeckich wykazują wysoką zawartość CaCO_3 . Dla porównania podaję tu analizy, cytowane przez Assmanna z Górażdży, oraz analizę próbki, pobranej przeze mnie z Płazy (ostatnią wykonało laboratorium Państwowej Fabryki Związków Azzotowych w Chorzowie):

	Górażdże			Płaza
	I	II	III	
H_2O	0,08	0,1	0,04	0,08%
CO_2	43,20	43,06	43,46	43,34%
$SiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3$	1,63	1,54	1,08	1,42%
CaO	54,58	54,43	54,89	54,95%
MgO	0,24	0,29	0,22	0,21%
SO_3	0,10	0,14	0,11	—
CaO w wyprażonej substancji				97,12%.

Z próbki drobnopiękniowego wapienia gorazdeckiego z Płazy wykonałem też szlif mikroskopowy, który wykazał całkowicie krystaliczną budowę skały. Wielkość ziarn kalcytu od 0,01 mm do 0,1 mm średnio ok. 0,03 mm. Okruch objęty szlifem wykazał poza ziarnami kalcytu jedynie obecność dwóch ziarn chalcedonu o rozmiarach ok. 0,4 mm. Konkrecje chalcedonu wykształcone w piękne sferolity.

Rozwój warstw gorazdeckich w Płazie widzimy w schematycznym ujęciu na tabl. II, fig. 2. Opis ich zaczynam tu od pierwszej warstwy ponad leżącym w spągu „kryształ” dolomitem, raz jeszcze podkreślając, że dolna granica warstw gorazdeckich może ewentualnie w tym profilu być nieznacznie przesunięta.

Profil: środkowy poziom eksploatacyjny w Płazie — „kryształ” nad spągową warstwą zdolomityzowaną — od dołu:

Warstwy gorazdeckie

35. 39 cm — wapień zbity, szaro-cielisty, lekko smugowany lub nawet nieco gruzłowaty, zawierający duże, rzadkie buły krzemienne;
36. 30 „ — wapień drobnokrystaliczny, jasnożółtawy;
37. 68 „ — (warstwy po 20—30 cm), wapień zbity, smugowany lub niewyraźnie lekko gruzłowaty, jasnoszary, miejscami żółtawy. Dość częste są tu grube dziurki, nieco poszerzone przez ługowanie i wypełnione marglistą, dolomityczną masą;
38. 65 „ — wapień drobnokrystaliczny, szaro-różowawy, delikatnie smugowany. W górnej połowie żółty, dziurkowany;
39. 12 „ — wapień gruzelkowy, szaro-żółtawy;
40. 36 „ — wapień drobnokrystaliczny, różowawo-szary;
41. 25 „ — wapień drobno gruzelkowy, szary;
42. 40 „ — wapień zbity, cielisto-szary, ze śladami gruzłowatości. W nim częste plackowate buły krzemienne;
43. 156 „ — wapień drobnokrystaliczny, poziomo delikatnie smugowany, jasno-szaro-różowawy. Jest to kilka ławic niewyraźnymi fugami od siebie oddzielonych;

44. 72 cm — wapień zbity, żółtawo-szary, niewyraźnie gruzłowaty z wkładkami wapienia różowawego, drobnokrystalicznego. Jest to kilka zmieniających się nawzajem ławic;
45. 62 „ — wapień na ogół drobnokrystaliczny, jasno-szaro-różowy z kilku wkładkami wapieni nieco gruzłowatych. W dolnej części ławic występują krzemienie;
46. 170 „ — wapień drobnokrystaliczny, przeważnie delikatnie smugowany, jasnoszary lub różowawy. Pośród ławic dwie cienkie (do 5 cm) wkładki wapieni gruzłowatych. Miejscami w facji krystalicznej fauna;
47. 25 „ — wapień drobnokrystaliczny biały, drobniutko porowaty, ze śladami całkowicie przekrystalizowanych skorup;
48. 350 „ — seria na ogół grubo ławicowych wapieni drobnokrystalicznych z bardzo rzadkimi cienkimi wkładkami wapienia gruzłowatego lub lekko falistego. Dają się tu zauważyć dwa typy litologiczne:
- a) wapień szarawo-różowawe, delikatnie smugowane na ogół bez fauny,
 - b) wapień białe, wybitnie krystaliczne z drobniutkami dziureczkami, być może po ooidach, czasami też lekko oolityczne. W tym typie częściej spotyka się faunę;
49. 24 „ — wapień drobnokrystaliczny, porowaty, żółtawy, lekko zdomolityzowany;
- Strop środkowego poziomu eksploatacyjnego;
50. 80 cm — dolomit bardzo jasnokremowy, o przełamie ziemistym, dość miękki, na pęknięciach plamkowany drobnymi dendrytami. Pokrój zewnętrzny skały jest uderzająco podobny do niektórych dolomitów retu;
51. 8 „ — dolomit zielonawo-żółty, marglisty, miękki;
52. 75 „ — dolomit grubo ciosowy, kremowy, dość twardy;
53. 17 „ — dolomit, zielonawo-brunatny, marglisty, ziemisty, miękki;
54. 34 „ — dolomit jasnokremowy, dość twardy, w dolnej części ławicy „jamisty“;
55. 58 „ — dolomit ziemisty, kremowo-brunatny lub zielonawy, średnio twardy;
56. 36 „ — dolomit wapnisty, drobnokrystaliczny, twardy, żółty;
57. 65 „ — dolomit wapnisty, zbity, bardzo drobnoziarnisty, kremowo-zielonawy, średnio twardy. W dolnej części ławicy występują dość rzadko rozłożone krzemienie o rozmiarach ok. 2×5 cm. W górnej części ławicy dolomit jest brekcjowaty i szary. Sporadycznie spotyka się tu drobne jamki wypełnione kalcytem;

58. 123 cm — dolomity częściowo wapniste, zbity, żółte lub szaro-żółtawe. Dość częste są drobne jamki wypełnione kalcytem. Są to cztery warstwy po 50, 23, 22 i 26 cm, które czasami oddzielone są od siebie wyraźnie, czasami zaś fugi między nimi zanikają i cała seria przybiera pokrój jednolitej grubej ławicy;
59. 70 „ — dolomit biało-kremowy, dość miękki, ziemisty;
60. 45 „ — dolomit żółty, drobniej ulawicony, zbity;
61. 26 „ — wapień dolomityczny, zbity, żółty, w trzech cienkich ławicach;
62. 276 „ — wapień zbity i drobnokrystaliczny. Jest to „kryształ“ biały, szarawy lub żółtawy, w pięciu ławicach o miąższościach 30—90 cm. Wykazuje ślady smugowania, piękne stylolity i liczne jamki pochodzenia organicznego, wtórnie często „rozżarte“ przez wody lęgujące;
63. 150 „ — dolomit zbity lub ziemisty, żółto-brunatny. Jest to kilka ławic, z których górne wykazują bardzo silne „rozżarcie“ i przybierają zupełnie pokrój „jamisty“;

Strop łomu — wydma.

Opisane wyżej warstwy o ile nie reprezentują całej serii gorazdeckiej, to w każdym razie stanowią prawie kompletne jej odsłonięcie. Jak mogliśmy już widzieć miąższość ich ok. 22 m (w tym połowa dolomitów) leży w skali wielkości tej serii ze Śląska Górnego (25 m). Silna dolomityzacja górnej ich części nie pozwala w Płazie na precyzyjne uchwycenie ich górnej granicy.

Ławicę wapienia (62) występującą wśród dolomitów niemal w stropie profilu, rozwiniętą jako gruby pokład czystego „kryształu“, zaliczam do warstw gorazdeckich na tej podstawie, że swym wykształceniem litologicznym zbliża się ona do wapiennych pokładów niższych, oraz że w dolomitach, które oddzielają ją od „kryształu“, stanowiącego trzon naszej serii gorazdeckiej, nie dostrzegłem żadnych śladów podobieństwa do warstw terebratulowych, które w facji nie zdolomityzowanej występują ok. 500 m od łomu ku N. Sądzę, że warstwy terebratulowe zalegają na S od łomu w Płazie ponad wapienno-dolomityczną serią gorazdecką, w tej jednak okolicy (bliżej samej wsi Płaza) są one już silniej zdolomityzowane i nie dają się rozpoznać w zwietrzelinach pól uprawnych.

Analogiczna ławica niezdolomityzowanego wapienia drobnokrystalicznego, o cechach litologicznych wapieni gorazdeckich, występuje też we wspomnianym już łomie w Bołędzinie, jako wkładka wśród dolomitów serii gorazdeckiej. Ponieważ powyżej całej dolomitowej serii w Bołędzinie leżą wapienne warstwy należące zapewne do serii terebratulowej, wydaje mi się, że przynależność do utworów gorazdeckich warstw dolomitowych i wapiennych, leżących pomiędzy serią gogolińską a terebratulową znajduje dzięki odsłonięciu w Bołędzinie ważny argument.

Profil łomu dolomitów w Bołęcinie ok. 1 km na W od wsi (tabl. IV, fig. 2) od dołu:

1. 145 cm — dolomit żółto-kremowy, zbity, gruboławicowy z dendrytami. Bardzo lekko burzy się z *HCl*;
2. 156 „ — dolomit żółty, lekko wapnisty, silnie zbity, w trzech ławicach przedzielonych niewyraźnymi fugami. Miąższość tych ławic mniej więcej jednakowa;
3. 95 „ — to samo co 1, bardziej szary; w stropie 20 cm dolomitu bardzo silnie wapnistego (wapienia dolomitycznego), silnie jamkowatego, barwy szaro-żółtej;
4. 22 „ — wapień nieco dolomityczny (bardzo silnie burzy się z *HCl*), barwa ciemnożółta, kruchy, gęsto spękany poziomo i pionowo, dzieli się na płyty;
5. 83 „ — wapień cielisty, zbity, drobnokrystaliczny;
6. 20 „ — to samo co 5, silnie spękany, barwa od cielistej do kremowo-brunatnej;
7. 55 „ — to samo co 5;
8. 100 „ — zwierzelina w spągu wapienna, podobna do 5;
9. 120 „ — zwierzelina dolomityczna;

Strop łomu głównego.

Mały kamieniołom odległy o kilkanaście metrów ku SE w górze:

10. 110 cm — wapień zbity, cielisto-szary, twardy (nadległy w stosunku do 9), spękany płytowo poziomo z dość częstym ciosem pionowym. W spągu wapień ten jest lekko dolomityczny, barwy brunatno-szaro-rdzawej, również płytowo spękany. Zawiera rzadkie człony liliowców;
11. 105 „ — wapień barwy cielisto-szarej, zbity i dość twardy, silniej spękany niż 10. Zawiera on liczne stylolity. Występują w nim rzadkie jamki wypełnione kalcytem. Znalaziono tu nieliczne człony liliowców oraz 6 okazów *Coenothyris vulgaris*.

Porównanie warstw dolomitowych z Bołęcina z dolomitami stropowymi z Płazy przeprowadzam na podstawie:

- a) występowania w jednym i drugim odsłonięciu niemal identycznej ławicy wapiennej, przedzielającej dolomity (warstwy 4—8 z Bołęcina i warstwa 62 z Płazy),
- b) zapadania warstw „kryształu“ w okolicach Bołęcina pod podaną w profilu serię dolomityczną.

Porównanie faunistyczne nie było dotychczas dla mnie możliwe, ponieważ ani w dolomitach prawdop. gorazdeckiego wieku, ani we wkładzie wapiennym — wśród nich dotychczas nie znalazłem fauny.

Mimo wybitnego ubóstwa fauny w ławicach wapiennych „kryształu“ w Płazie, zdołałem znaleźć w nim dokumenty paleontologiczne, których oznaczanie nastęrcza jednak pewne trudności, z powodu częstego zjawiska całkowitego przekryształizowania skorup.

Wśród fauny zwracają uwagę zwłaszcza częściej tu występujące duże ślimaki. Po raz pierwszy też spotkałem tu ramienionogi z grupy *Spiriferina*.

Dotychczas oznaczyłem:

Spiriferina fragilis Schloth.

Myophoria elegans Dunker.

Pecten schroeteri Gieb.

Trypanostylus erectus Assm.

Undularia sp. cf. *U. scalata* Schloth.

Pecten discites Schloth.

Poza tym w „kryształu“ Płazy i okolic Bołęcina występują liliowce, ślimaki, małże, gąbki, jeżowce. Opracowanie szczegółowsze tej fauny może w przyszłości rzucić ostateczne światło na wiek „kryształu“.

Z powyżej podanych gatunków większość jest znana równocześnie z warstw gorazdeckich i karchowickich. *Pecten schroeteri* cytuje Assmann (6) tylko z warstw karchowickich (i wyższych). *Undularia scalata* zaś w spisach Assmanna występuje dopiero w śląskim wapieniu muszlowym środkowym (znana jest zato z triasu niemieckiego właśnie z odpowiedników warstw gorazdeckich). Co prawda oznaczenie zwłaszcza tej ostatniej formy uważam osobiście za specjalnie niepewne.

Dla zdecydowania więc o wieku „kryształu“ pozostają obecnie argumenty oparte w pierwszej mierze o jego stratygraficzną pozycję względem warstw sąsiednich oraz o jego cechy litologiczne. Osobiście skłaniam się dziś do przyjęcia wieku „kryształu“ jako gorazdeckiego.

Warstwy terebratulowe

Warstwy te, wyróżnione już przez Ecka jako „wapienie enkrinusowe i terebratulowe“, opisuje Assmann (6, str. 49) następująco: składają się one z wapienia falistego z nielicznymi ławicami wapienia krystalicznego, o różnej miąższości. Ok. 2 m ponad dolną granicę serii leży taka ławica wapienna o miąższości 1,40 m, która daje się śledzić na całym terenie śląskiego wapienia muszlowego. Ponieważ zawiera ona liczne człony liliowców, nazwał ją Assmann dla odróżnienia „główną ławicą krynoidową“. We wschodniej części Górnego Śląska przedzielona jest ona na dwie ławice cienką warstwą marglu ilastego. Krzemienie spotyka się w warstwach terebratulowych tylko bardzo rzadko.

Assmann podaje miąższość serii na 8 m na wschodzie, do 15 m na zachodzie Śląska. Michael podaje 5 m.

Cechą fauny tych warstw ma być w pierwszej mierze bardzo liczne występowanie ramienionoga *Coenothyris vulgaris* Schloth. Forma ta znana jest

wprawdzie także i z innych osadów naszego wapienia muszlowego, lecz występuje ona masowo tylko w obrębie warstw terebratulowych. Zwraca też uwagę fakt, że w warstwach tej serii fauna jest na ogół monotonna pod względem liczebności gatunków. Spotykana ilość osobników poszczególnych gatunków bywa zato często znaczna. Stanowi to pewien kontrast z warstwami gorazdeczki, które bogate są w gatunki, te zaś rzadko reprezentowane są przez masowe wystąpienia osobników.

Podana wyżej charakterystyka omawianej serii zastosowana być może także z wcale dużym przybliżeniem do warstw terebratulowych bloku płazińsko-kościelickiego. Spotykamy tu bowiem serię miąższości (w przybliżeniu) 6 m. Są to wapienie częściowo wykształcone w facji zbliżonej do falistej, występując wspólnie z drobnokrystalicznymi wapieniami zbitymi. Zwłaszcza w niższej części serii poniżej ławic falistych wapienie są gruboławicowe, białoszare, krystaliczne, zawierające rzadkie co prawda człony liliowców. Nad nimi dopiero leżą ławice o teksturze falistej, względnie bardzo zbliżonej do falistej. Szczegółowy opis profilu tych warstw podaję poniżej.

Pod względem faunistycznym warstwy terebratulowe bloku Płazy wyróżniają się od warstw nadległych i leżących niżej bogatym wystąpieniem formy *Coenothyris vulgaris* Schloth. Ramienionoga tego dotychczas nie znalazłem w innych warstwach, poza łomikami w lesie na N i NW od przystanku Płaza oraz w stropie łomu dolomitów w Bołędzinie. W Bołędzinie jednak zachowała się tylko dolna część warstw terebratulowych, tzn. ławice zbitych wapieni wykazujących obecność krynoidów i niezbyt liczne okazy *Coenothyris vulgaris*. Ramienionóg ten jest natomiast w łomikach na N od przystanku w Płazie skamieniałością tak powszechną, że wraz z typem litologicznym wapieni, w których występuje, decydować może o stratygraficznym ich położeniu.

Rozprzestrzenienie warstw terebratulowych ograniczone jest do miejscowości już wzmiankowanych, tzn. daje się na naszym terenie zaobserwować najlepiej w okolicy położonej bezpośrednio na N od uskoku Żrebce—Libiąż (w okolicy stacji kol. Płaza) oraz w Bołędzinie. Jest prawdopodobne, że w okolicy dalszej warstwy te istnieją również, jednak już jako skały dolomitowe.

Warstwy terebratulowe, obserwowane w łomikach na N od przystanku Płaza, wykazują upad 110° NNE 8°. W lesie na W od drogi Chrzanów—Płaza, nieco na S od odsłonięcia serii terebratulowej, jednak jeszcze przed ciągnącym się tuż dalej uskokiem, obserwować też można okruchy zwietrzliny zbitych lub drobnokrystalicznych i oolitycznych wapieni gorazdeczki, które świadczą o normalnym stratygraficznym położeniu w tej okolicy interesującej nas serii. Sytuacja geologiczna wskazuje bowiem, że wapienie „kryształu“, czyli zdaniem moim gorazdeczki, zapadają wraz ze swymi stropowymi dolomitami we wszystkich obserwowanych w bloku Płazy przypadkach pod warstwy bogate w terebratule.

Profil łomu wapieni warstw terebratulowych (tabl. V, fig. 1), w okolicy przystanku kol. Płaza (400 m na NNW od stacji) przedstawia się następująco:

Od dołu:

1. 250 cm — wapień jasnoszary, drobnokrystaliczny, zbity, bardzo czysty. Ułożony w liczne ławice o miąższościach od 10 do 30 cm, ściśle ze sobą związane i oddzielone fugami bez wkładek ilastych lub marglistych. Nierzadko rozwinięte tu są piękne stylolity. Niektóre ławice wykazują ślady delikatnego smugowania. W niektórych też spotyka się człony liliowców, rzadko jednak w skale rozproszone. Znalazłem tutaj jeden okaz *Coenothyris vulgaris*. Cały ten kompleks stanowi całkowicie zwarty i litologicznie jednorodny zespół;
2. 96 „ — wapień gruzłowato-falisty, szaro-cielisto-żółtawy, niekiedy mniej lub więcej zbity. Są to trzy ławice po 34, 32 i 30 cm miąższości, ściśle wiążące się ze sobą. Cechy najwybitniej gruzłowate posiada ławica środkowa; dolna i górna zaś wykazuje raczej pokrój gruzłowato- płytkowy. Typowej „falistości“ brak tutaj. W środkowej i górnej ławicy występują dość liczne jamki, powstałe zapewne na skutek działalności organizmów zagrzebujących się w mule dennym. We wszystkich trzech ławicach występują terebratule. W niektórych cienkich ławiczkach występowanie tego ramionoga jest tak liczne, że znaleźć można próbki skał, w których okaz przylega niemal do okazu. Całość stanowi drugi wyraźny zespół w naszym profilu, wykształceniem swym różniący się wyraźnie od warstw zalegających niżej, zbliżonych za to znacznie do warstw nadległych;
3. 126 „ — wapień gruzłowato- płytkowy, rozsypliwy, o tendencji do łupkowatości. Barwa żółta lub szaro-żółtawa. Jest to zespół licznych ławic o miąższościach od 10 do 35 cm oddzielony wyraźną fugą od zespołu niższego, jednak litologicznie do niego podobny i zapewne posiadający tę samą sedymentacyjną genezę. Występują tu liczne terebratule;
4. 12 „ — wapień zbity, szaro-żółtawy, wykazujący ślady facji oolitowej;
5. 120 „ — wapień drobnoziarnisty, o pokroju łupkowatym, nieco oolityczny lub lekko porowaty. Jest to seria drobnych ławic, silnie zwietrzała ze względu na występowanie tuż pod powierzchnią terenu. W spągowej części wapień jest nieco gruzłowaty. Wyżej spotyka się nieoznaczalny detrytus muszlowy. Terebratule spotyka się tu rzadko.

Strop łomiku.

W opisanym tu profilu skłonny byłbym widzieć w spągu warstwy odpowiadające owej charakterystycznej „główniej ławicy krynoidowej” Assmanna, która rozprzestrzeniając się po całym obszarze Śląska sięga, w zmienionej postaci, terenu bloku Płazy. Nie zawiera ona tu jednak bogactwa krynoidów, lecz jest tylko zbitym, lub drobnokrystalicznym wapieniem, po części trochitowym.

Wyżej w naszym profilu leżące warstwy, o teksturze zbliżonej do falistej (gruzłowate), zdają się być również osadami serii terebratulowej, odpowiadającymi falisto-marglistym pokładom tego wieku, leżącym na Śląsku bezpośrednio ponad ławicą krynoidową.

W nieznacznej odległości ku NE od opisanych skał występują już dolomity, należące zapewne do odpowiedników warstw karchowickich lub diploporowych. Wydaje się więc, że niezdolomityzowana seria terebratulowa odsłonięta jest w podanym tu profilu prawie w całości. Miąższość jej (ok. 6 m) jest podobnej skali co miąższość tej serii we wschodnim obszarze Śląska. Analogiczne warstwy (zwłaszcza „faliste”) znaleźć można w lesie na wzgórzu otoczonym piaskami wydmowymi w miejscu położonym o 500 m dokładnie ku W od wyżej opisanego łomiku. Warstwy terebratulowe są tu odsłonięte słabiej w małych kopankach. Znalazłem w nich jednak również liczne okazy *Coenothyris vulgaris*.

Trzecie odsłonięcie omawianych warstw, zachowanych w stanie niezdolomityzowanym, znajduje się w Bolęcinnie bezpośrednio ponad łodem dolomitów, o których była już mowa przy opisie warstw gorazdeckich.

W Bolęcinnie zachowały się jedynie dolne ławice warstw terebratulowych odpowiadające zatem prawdopodobnie „krynoidowemu wapieniowi” Assmanna. I tu również facja nasza jest raczej w człony liliowców uboga. Terebratule nie występują masowo, gdyż, podobnie jak na Śląsku, główną ich domeną jest raczej „falista” strefa nieco wyższa. Znalazłem jednak i tu 6 okazów *Coenothyris vulgaris*.

Profil warstw terebratulowych w Bolęcinnie jest tak skromny pod względem miąższości, że został on włączony w opis całego bolęcińskiego odsłonięcia podanego już poprzednio.

W porównaniu ze stosunkami ze Śląska Górnego warstwy terebratulowe naszego terenu są niewątpliwie uboższe w faunę. Zarówno bowiem ławica krynoidowa, leżąca w spągu marglisto-wapnistych wapieni z terebratulami, jak też seria falista względem warstwy krynoidowej nadległa, odznaczają się w obszarze Śląska Górnego niespotykanym na ogół w innych warstwach triasu nagromadzeniem organizmów. Ławica krynoidowa na Śląsku jest istotnie z zasady członami krynoidów przepelniona; faliste (wyższe nieco) ogniwo jest miejscami wprost pełne terebratul. W obszarze bloku Płazy ławica, stanowiąca analog „krynoidowej”, jest zaledwie miejscami trochitowa, falista zaś seria wyższa, jest mniej niż na Śląsku marglista i masowość wystąpienia terebratul nie jest tu tak intensywna. O bogactwie terebratul w opisywanych tu warstwach możemy

więc mówić tylko w przyrównaniu ich do innych, niżej lub wyżej leżących pokładów triasowych naszego terenu. Interesujące też jest, że większość znalezionych przeze mnie okazów *Coenothyris vulgaris* zdaje się należeć do form młodocianych.

Podobnie jak wystąpienie w naszym terenie po części niezdolomityzowanych warstw gorazdeckich, tak również i rozwój warstw terebratulowych jest w pewnym stopniu stratygraficzną niespodzianką dla całego krakowskiego rejonu triasowego. Rozpoznanie tych warstw oraz stwierdzenie przybliżonej zgodności w schemacie ich rozwoju w porównaniu z ich analogiami ze Śląska Górnego, pozwala też na sprostowanie pewnych niejasności w opisach stratygraficznych triasu krakowskiego podawanych zwłaszcza przez Tietzego i Siemiradzkiego.

Zaręczny (39) nie uwzględniał w swych badaniach nad triasem krakowskim śląskiego podziału stratygraficznego. Obserwował jednak zarówno wapień faliste, jak i serię zlepieńcową warstw gogolińskich. Zlepieńce opisuje on na str. 108—109, podkreślając, że w ich spoiwie spotyka się krystaliczne wapień bogate w krynoidy. Czasem nawet ławice krynoidowe występują bez otoczek charakterystycznych dla serii zlepieńcowej. Wymieniony autor cytuje szereg miejscowości, w których istnieją owe zlepieńcowe lub krynoidowe warstwy; wymienia przy tym kilka punktów z terenu bloku Płazy. Sądzić można przy tym, że Zaręczny rozpatrywał łącznie krystaliczne i krynoidowe wapień serii zlepieńcowej (górnogogolińskiej) i niższej serii warstw gogolińskich tzn. wapień ławic krynoidowych z *Pecten discites* i *Dadocrinus kunischi*.

Siemiradzki (33) w swej „Geologii Ziemi Polskiej” cytuje na str. 269 opis Zaręcznego dotyczący warstw tu wspomnianych, zalicza je jednak niespodzianie do warstw terebratulowych, uważając, że stanowią one odpowiedniki krynoidowego poziomu tych warstw. Za Zaręcznym cytuje Siemiradzki (33) ten sam szereg miejscowości, w których oczywiście bynajmniej warstw terebratulowych nie ma, są natomiast jedynie zlepieńcowe lub krynoidowe warstwy gogolińskie. Siemiradzki powołuje się przy tym na Tietzego, który jakoby widział krynoidowe ławice warstw terebratulowych na wzgórzach tarczy płazińsko-kościeleckiej na lewym brzegu Chechła na S od Chrzanowa.

Tietze (35, str. 99) istotnie podaje z wymienionych tu okolic wiadomości o warstwach dolomitycznych niezwykle bogatych w członki liliowców. Autor owe warstwy krynoidowe uważa za część serii terebratulowej, powołuje się przy tym na schemat stratygraficzny Ecka (12, str. 79) i stwierdza, że wystąpienie warstw serii terebratulowej jest na tak daleko ku wschodowi wysuniętym terenie zjawiskiem bardzo interesującym.

Własnymi swoimi badaniami stwierdziłem, że krynoidowe dolomity Tietzego należą bezwątpienia do serii dolomitów diploporowych i że paralizacja ich z warstwami krynoidowo-terebratulowymi Ecka nie ma żadnego uzasadnienia. Siemiradzki zaś skomplikował sprawę jeszcze bardziej, paralizując opis Tietzego i Zaręcznego i łącząc krynoidowe warstwy serii

diploporowej z krynoidowymi ławicami gogolińskimi, zaliczając je ostatecznie razem do warstw terebratulowych. W rzeczywistości warstw terebratulowych nie ma ani tam, gdzie cytuje je Tietze, ani w miejscach podanych za Zaręcznym przez Siemiradzkiego. Niemniej wedle wszelkiego prawdopodobieństwa istnieją one u nas i to w facji zbliżonej w wykształceniu do facji znanej ze Śląska Górnego. Znajdują się one przy tym tylko w miejscach w niniejszym opracowaniu cytowanych.

Warstwy karchowickie

Warstwy karchowickie, wśród utworów wapienia muszlowego naszego terenu jeszcze niedostatecznie poznane, są bardzo silnie dotknięte przez procesy przeobrażające. Na znacznej części obszaru, zwłaszcza na N od uskoku Żrebce—Libiąż rozpatrywać je możemy tylko jako dolomity kruszconośne, które zatraciły już całkowicie swe pierwotne oblicze litologiczne. Część z nich istotnie uległa procesowi mineralizacji kruszcowej, np. w terenie pomiędzy Kościelcem a Borowcem, dla części jednak określenie „dolomitów kruszconośnych” jest właściwie tylko mało ścisłym konwenansem. Również i na S od wymienionego uskoku warstwy tej serii nie ukazują się nigdzie w pierwotnej postaci wapiennej, nie wykazują też żadnej fauny, która pozwoliłaby na niewątpliwe sprecyzowanie ich wieku. Że jednak warstwy karchowickie w zmienionej wprawdzie postaci istnieją prawdopodobnie na naszym terenie przypuszczać możemy z dwóch faktów:

1. Ponad warstwami gorazdeckimi całego naszego terenu, poniżej zaś stwierdzonego dokumentami faunistycznymi dolomitu diploporowego, rozwinięty jest jeszcze bądź zespół warstw terebratulowych, bądź kilkunastometrowa seria dolomityczna, (względnie złożona z przekrystalizowanych wapieni), która różni się w zupełności od warstw gorazdeckich, miąższością przekracza zaś znacznie warstwy terebratulowe. Po części obejmować więc ona może te ostatnie, po części zaś reprezentuje być może warstwy karchowickie.

W całej natomiast okolicy bloku Kościelca, leżącej na N od uskoku Żrebce—Libiąż, seria dolomitowa, leżąca pod warstwami diploporowymi zapewne może być uznana częściowo za młodszą i nadległą względem warstw terebratulowych. Seria taka odsłonięta jest dogodnie zwłaszcza w łomie „Pogorzyce—Dolomity”, gdzie obserwować można kontakt pierwotnych dolomitów diploporowych z niżej leżącymi dolomitami o genezie metasomatycznej i po części przynajmniej wieku karchowickiego. Profil tego odsłonięcia podaję w całości przy opisie dolomitów diploporowych;

2. W okolicy Płazy, a zwłaszcza Bołęcina, występuje zespół wtórnie przekrystalizowanych wapieni, zapadających pod faunistycznie udokumentowane dolomity diploporowe i swym wykształceniem zbliżających się nieco do facji części przekrystalizowanych warstw karchowickich z wschodnich ośszarów Śląska Górnego.

Jak już wspomniałem, Assmann (6) uważał „kryształ” z Płazy za odpowiednik warstw „karchowickich”.

W opracowaniu swoim, zwłaszcza przy kartowaniu w terenie, nie mogłem niestety wyróżnić warstw karchowickich w całości jako poziomu stratygraficznego. Seria ta bowiem nie jest na naszym terenie facjalnie jednorodna. W większości przypadków widziałem ją jako dolomity i kartowałem, znacząc ją jako „dolomity kruszczośne”. Ponieważ jednak już dość znaczna część warstw gorazdeckich jest zdolomityzowana, a także warstwy terebratulowe czasem częściowo, niekiedy zaś nawet w całości, uległy losowi dolomityzacji i przy procesie tym zatraciły swą odrębność stratygraficzną, więc pojęcie „dolomitów kruszczośnych”, wprowadzone przeze mnie na mapie, odpowiadać może tak warstwom karchowickim, jak też terebratulowym, a nawet gorazdeckim.

Rozprzestrzenienie zmienionych wtórnie warstw karchowickich jest w obrębie bloku Płazy być może wcale znaczne i sądzę, że wolno nam te dolomity, które bezpośrednio podścielają serię diploporową do kilku lub nawet może kilkunastu metrów ku dołowi, rozumieć jako odpowiedniki owego najwyższego ogniwa dolnego wapienia muszlowego.

Warstwy karchowickie wyróżniali dawniejsi badacze (Eck, Wysogorski, Römer) jako „warstwy mikulczyckie”, późniejsi (Michael, Assmann) nazwę tę zmienili na dziś używaną. Michael początkowo określał je (w 1903 r., 22) jako „warstwy cidarisowe”. Ostatecznie utrwalił się termin warstw karchowickich z tym, że dzieli się je na dolne i górne, przy czym w spągu warstw górnych wyróżnia się na Śląsku Górnym warstwę ok. 2 m miąższą, bogatą w kolce jeżowca *Cidaris transversa*. Fauna warstw karchowickich poznana została na Śląsku wschodnim, gdzie warstwy te uległy wtórnej dolomityzacji, z form faunistycznych, skrzemionkowanych, zachowanych w licznie tam spotykanych krzemieniach.

Miąższość całej serii jest, regionalnie biorąc, nierówna i osiąga (wg Assmanna) we wschodnim obszarze Śląska Górnego 20 m koło Strzelc. W otworach na W od Olkusza ok. 14 m. W wierceniu zaś koło Opola tylko ok. 7 m. Sądzę, że na terenie bloku Płazy waha się ona około 2—10 m. Podkreślić tu winieniem, że warstw karchowickich nie widziałem (w facji wapiennej) nigdzie w takim położeniu, które pozwoliłoby na pewne ich rozpoznanie. Jedynie bowiem we wspomnianym już łomie „Pogorzyce—Dolomity” odsłania się spąg serii diploporowej w ten sposób, że można znaleźć jej podkład. Tu jednak warstwy karchowickie, a zapewne też i niższe od nich, są całkowicie zmetasomatyzowane i przemienione w dolomity. Na podstawie obliczenia przypuszczalnej miąższości warstw leżących pomiędzy serią terebratulową, a niewątpliwymi dolomitami diploporowymi sądzę, że odpowiedniki warstw karchowickich wykazują w obrębie bloku Płazy wahania swej w ogóle nieznaczonej miąższości.

Dolomityzacja i częściowo mineralizacja kruszcowa jest w tej serii zjawiskiem powszechnym. Opisy skał nieprzeobrażonych w dolomity są, od Ecka

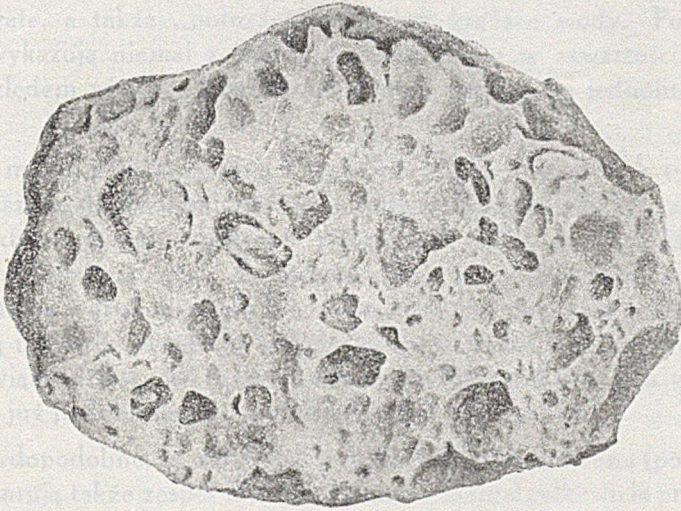


Fig. 10 a.

Wapień gąbczasty ze skałki koło Bołęcina (zmniejszono 2×).

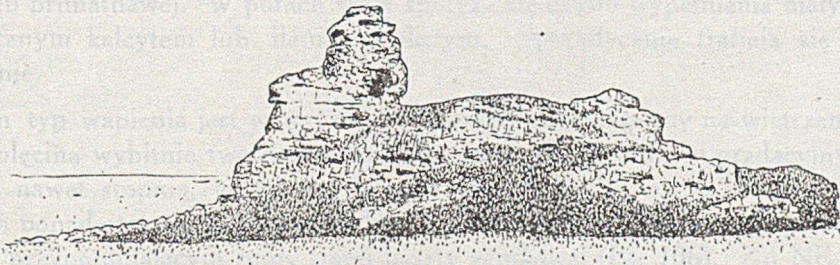


Fig. 10 b.

Skałka koło Bołęcina, zbudowana z przekrystalizowanych, gąbczastych wapieni stanowiących prawdopodobnie melasomatyczną odmianę części serii diploporowej (wysokość skałki ok. 10 m).

zaczynając, zgodne u wszystkich autorów zajmujących się triasem śląskim. Wapienie bywają tu szarawe, żółte lub czerwone, zbite lub drobnokrystaliczne, często porowate, a także „porozżerane” przez krążące wody. Poszczególne ich ławice wykazują niemal z zasady pewne różnice w zawartości magnezu. Pod tym względem warstwy karchowickie są na ogół mniej jednolite niż seria gorazdecka.

Wg Assmanna na wschodnich terenach Śląska tam jednak tylko, gdzie nie doszło jeszcze do zdolomityzowania warstw karchowickich, trafia się też często charakterystyczne „kostkowe” zwietrzenie ławic, czasem zaś całkowite przekrystalizowanie wapieni. Zwłaszcza górne partie karchowickiego osadu bywają zmienione w grubokrystaliczne, żółte, wybitnie porowate wapienie, które przypominają niekiedy nawet typ wykształcenia wapienia jamistego retu. Facja tego typu związana jest, jak wspomniałem, ze Śląskiem Górnym wschodnim i nie trafia się już podobno wcale w obszarze na W od Pyskovic.

Jest prawdopodobne, że warstwy karchowickie naszego terenu (poza dolomitami) reprezentują także zespół ławic wapiennych niemal całkowicie przekrystalizowanych i wybitnie porowatych. Facja ta jest tu również zjawiskiem wtórnym. Dogodnie obserwować ją można na terenie bloku Płazy w okolicy na W i SW od Bolęcina. Występują tu mianowicie w stropowej części dolomitów (zapewne gorazdeckich i terebratulowych) ławice wapienne, których maksymalna miąższość przekracza w każdym razie 9 m. Są one bardzo porowate, grubokrystaliczne, gąbczaste i przypominające nieco pokrojem martwicę wapienną. Skala jest raczej gąbkowata niż jamista (fig. 10a). Rozwój kryształów kalcytu, stanowiących trzon skały, jest też inny od typu wapienia jamistego. Kryształy bywają duże (do 10 mm średnicy; średnio 2—3 mm), dobrze wykształcone, barwy jasno-żółtej lub brunatnawej. W porach skały spotyka się często wypełnienia białym, krystalicznym kalcytem lub ilem marglistym. Sporadycznie trafiają się tu krzemienie.

Ten typ wapienia jest w wyższej swej części dość odporny na wietrzenie. Koło Bolęcina wybitnie twardsza jego facja oparła się czynnikom gradacyjnym do tego nawet stopnia, że utworzyła odosobnioną skałkę, ok. 8,5 m wysoką, sterczącą ponad otoczenie. Przy zwiedzaniu terenu zwraca ona uwagę swym wyglądem, przypominającym ruiny starej baszty zamkowej (fig. 10b). Ku NE od tej skałki ciągnie się pas niezbyt dobrego odsłonięcia dolomitu diploporowego, pod który zapadają owe gąbczaste wapienie. W 1949 r. w czasie Zjazdu Polskiego Tow. Geologicznego w owej charakterystycznej skałce bolęcińskiej uczestnicy Zjazdu (prof. dr F. Różycki) znaleźli człony liliowców (m. in. *Encrinus liliiformis*). Fauna ta skłania mnie dziś do przypuszczenia, że skałka bolęcińska jest zapewne wieku diploporowego. Poniżej niej jednak, w terenie bliższym Płazy, występują również gąbczaste wapienie, które być może odpowiadają cienkiej (kilka metrów) serii karchowickiej.

Nie wykluczam więc, że w tej części bloku Płazy pomiędzy wsiami Bołęcina i Płaza, gdzie metasomatyczne przemiany pierwotnie wapiennych sedymentów były wyjątkowo słabe, istniały niegdyś mało mięjsze wapienne warstwy karchowickie jak też silnie wapniste spągowe ławice serii diploporowej. Jedne i drugie uległy metasomatozie, dającej w efekcie typ litologiczny gąbczasty. Ogniwo diploporowe zachowało się przy tym w postaci skałki, część zaś ławic karchowickich, leży w położeniu stratygraficznym bezpośrednio niższym, okazując większą podatność na wietrzenie, a także wyraźniejszy wpływ procesów dolomityzujących.

W innych częściach terenu tarczy płażańskiej obserwowałem podobne wapienie w terenie na SE od łomu w Płazie, na wierzchowinie triasowej w połowie drogi między stacją Płaza a wsią. Skała omawiana jest tu silniej zwietrzała niż koło Bołęcina i rozsypuje się w eluwium drobnych (do wielkości pięści) gąbczastych gruzłów, zmieszanych z ilasto-marglistą i ziemistą masą, stanowiącą produkt końcowy procesów wietrzeniowych.

Fauny w gąbczastych wapieniach leżących niżej od bołęcińskiej skałki brak całkowicie. Wobec faktu zupełnego przekryształowania nawet samego materiału skalnego, tym bardziej i skorupy zwierząt uległy zniszczeniu. W krzemieniu jednak z tych warstw z okolic Płazy znalazłem oznaczalną, jakkolwiek nieprzewodnią formę *Myophoria elegans*.

Znalezienie tego okazu może mieć dziś znaczenie jedynie jako zachęta do dalszych poszukiwań w tej serii zsylikowanych szczątków zwierzęcych, które podobnie jak z krzemieni dolomitów kruszonośnych Śląska mogą i w naszym terenie dać materiał wartościowy dla stratygrafii.

Winieniem wspomnieć, że nie tylko w warstwach karchowickich, lecz także wśród serii diploporowej Śląska Górnego zdarza się facja „dziurkowato” zwietrzałych wapieni. Assmann (6, str. 62) pisze, że przy zwietrzeniu niektórych wapieni diploporowych tworzą się w skale małe, okrągłe lub kanciaste otworki, niekiedy nadzwyczaj liczne, które wytwarzają gąbczastą teksturę skały.

Skały serii diploporowej, tak specyficznie zwietrzałe, trafiają się na Górnym Śląsku, wg cytowanego autora, często w okolicy Strzelc. We wschodnich częściach Śląska nie były one dotychczas obserwowane w tej formie zwietrzenia.

W dniu dzisiejszym byłoby może przedwczesne i niesłuszne definitywne paralelizowanie warstw gąbczastego wapienia z bloku Płazy z warstwami karchowickimi. Nie mamy też jednak podstaw do stanowczego zaliczania ich w całości do „poziomu diploporowego”.

Osobiście nie wykluczam jednej lub drugiej alternatywy, podkreślając niepewność porównań litologicznych pomiędzy utworami skalnymi obszarów

odległych od siebie w skali 100 km. Do czasu dalszych badań i uzyskania decydujących faktów obserwacyjnych, skłaniam się jednak do przyjęcia „hipotezy roboczej” mówiącej, że w bloku Płazy istniała, podobnie jak na Śląsku Górnym, nieprzerwana ciągłość sedimentacyjna poprzez cały nasz dolny wapień muszlowy, że zatem ponad stratygraficznie pełną serią gogolińską leżą u nas warstwy gorazdeckie, nad nimi terebratulowe, nad tymi zaś karchowickie. Te ostatnie stanowią bezpośredni podkład serii diploporowej. Warstwy karchowickie są przy tym w naszym terenie albo wtórnie całkowicie zdolomityzowane, albo (w strefie słabszej dolomityzacji z rejonu Płazy i Bołęcina) jedynie przekryształizowane i gąbczasto zwietrzałe. Facja gąbczasta przechodzi w niemal analogiczny typ litologiczny spągowych warstw diploporowych.

Dolomity kruszconośne

Pod mianem dolomitów kruszconośnych w ogólnym ujęciu zagadnienia rozumie się serię warstw dolomitycznych, zastępujących na terenie Śląska Górnego i w obszarze krakowskim różne poziomy dolnego i środkowego wapienia muszlowego. Dolomityzacja, a następnie mineralizacja kruszcowa, były zjawiskami rozwijającymi się głównie w obrębie wyższych partii dolnego wapienia muszlowego, tzn. głównie wśród warstw karchowickich, terebratulowych i gorazdeckich. Geologowie, prowadzący badania zajmującej nas formacji na przełomie XIX-go i XX-go wieku (Eck, Wysogorski, Michael, Ahlburg, Bohdanowicz) przyjmowali na ogół, że warstwy gogolińskie (wówczas inaczej mianowane) stanowiły podstawę procesów dolomityzacyjnych, seria zaś diploporowa stanowiła nadkład stropowy. Warstwy diploporowe zaliczano do dolnego wapienia muszlowego, łączono je zatem ściślej z dolomitami kruszconośnymi.

Badania późniejsze, zwłaszcza monograficzne studia złóż rudnych okolic Siewierza, przeprowadzone przez Cz. Kuźniara (19), wykazały, że dolomityzacja i mineralizacja kruszcowa, jakkolwiek rozwinięta jest głównie w obrębie warstw karchowickich, terebratulowych i gorazdeckich, to jednak sięgać też może ławic znacznie niższych a także i wyższych.

Odnośnie obszaru olkusko-siewierskiego podaje Kuźniar, że w samym Olkuszu dolomityzacja sięgała niekiedy od dolomitów diploporowych w dół aż po ret, na ogół zaś po obu stronach linii wydobywania się na wschodzie Zagłębia roztworów mineralizujących, tzn. na dwie strony od strefy Strzemieszyce—Olkusz, dolomityzacja rozwijała się, obejmując najpierw część warstw gogolińskich, warstwy gorazdeckie i karchowickie, dalej zaś od wymienionej linii warstwy karchowickie i gorazdeckie, aż wreszcie tylko karchowickie. Częściowo także i dolomity diploporowe przekształcone zostały w serię kruszconośną.

Assmann (6) również cytuje szereg obserwacji dotyczących występowania wtórnych dolomitów w obrębie górnych warstw gogolińskich niecki bytomskiej i okolic Tarnowskich Gór.

Granica dolna i górna omawianego tu utworu nie jest więc bynajmniej stała. Przebiega ona nawet czasem wzdłuż powierzchni krzywej. Kuźniar przypuszcza, że rozprzestrzenianie się roztworów dolomityzujących, a wkrótce po nich mineralizujących kruszcowo, odbywało się głównie wzdłuż porowatych osadów dolomitów diploporowych. Z nich dopiero wody niosące roztwory wsiąkały w dół, w głąb warstw leżących niżej. Same dolomity diploporowe mogły też przy tym procesie ulegać metasomatozie.

Proces dolomityzacji i osadzenia kruszców odbywał się na drodze wypięrania i odprowadzenia części węglanu wapniowego i osadzania na jego miejscu $MgCO_3$. Dolomit zaś zastępowany był następnie przez kruszce cynkowe i ołowiane.

W ostatniej swej pracy Assmann (6) wprowadza też nowe pojęcie do naszych wiadomości o dolomitycznym triasie najbardziej wschodniej części Zagłębia. Opisuje on mianowicie „dolomit siewierski“, który koło Siewierza i na wschód od tej miejscowości ma być rozwinięty typowo.

Skala ta przedstawia się jako dolomit biało-żółtawy, lub jasnożółty, drobno-kryształiczny lub ziarnisty, czasem mniej lub więcej porowaty. Niekiedy reprezentowana jest przez dolomityczne wapienie o podobnym pokroju.

„Dolomit siewierski“ ma być facjalnym lokalnym odpowiednikiem warstw karchowickich i (wg Assmanna) został osadzony jako dolomit pierwotny. Zawiera on niekiedy bardzo nieliczną faunę, spośród której wymieniony autor cytuje: *Pecten discites*, *Gervilleia costata*, *Schafhautlia* sp. i *Cryptonerita elliptica*, tzn. formy pojawiające się w naszym dolnym wapieniu muszlowym dość powszechnie we wszystkich prawie poziomach.

„Dolomit siewierski“ zazębia się z dolomitami kruszczośnymi; tak np. w okolicy Krzemendy i Łosienia występuje w stosunku do typowych dolomitów kruszczośnych naprzemianlegle. Sam „dolomit siewierski“ kruszców nie zawiera.

Odnosnie do „dolomitów kruszczośnych“ terenu bloku Płazy już powyżej podawałem niektóre informacje, obecnie zebrać je możemy w następujące zestawienie:

Warstwy zdolomityzowane pojawiają się na naszym terenie sporadycznie już w wyższych warstwach gogolińskich oraz w warstwach gorazdeckich. Mają tu one niekiedy pokrój „dolomitu siewierskiego“, lecz z pewnością nie są dolomitami pierwotnymi, a tylko wtórnie zdolomityzowanymi wapieniami. Często ławica taka zatracza w kierunku poziomym swe cechy dolomityczne i stopniowo przechodzi w czysty wapień.

Intensywna dolomityzacja rozwinięta jest powszechnie dopiero w wyższych ławicach warstw gorazdeckich oraz w seriach względem nich nadległych. Liczne dolomityczne ławice górnego poziomu eksploatacyjnego wapiennika w Płazie, mogłyby również być uważane za „dolomit siewierski”. Dotyczy to np. bardzo jasnokremowego ziemistego dolomitu, występującego bezpośrednio nad stropem głównej serii „kryształ”. Czy jednak dolomity te są pierwotne — nie wiem. Z pewnością przynajmniej niektóre z nich były pierwotnie ławicami wapiennymi, można bowiem znaleźć miejsca (co prawda nie w ławicach bardzo wybitnie dolomitycznych), gdzie wprost w jednym okazie całkowicie jednorodnej skały część jest jeszcze wapienna, część zaś już zdolomityzowana.

W górnej części łomu w Płazie w ogóle warstwy dolomityczne są dość rozmaite i, jak widzieliśmy z opisu profilów z Płazy czy z Bołęcina, niektóre z nich mogłyby uchodzić za dość typowe, choć niekruszcowe „dolomity kruszczośne”, niektóre zaś za „dolomity siewierskie”. Część serii zachowała się przy tym jeszcze jako ławice czystego wapienia gorazdeckiego (górną „kryształ”).

Wydaje mi się zatem, że pojęcie „dolomitu siewierskiego”, wprowadzone przez Assmanna, o ile miało być w ogóle utrzymane, to mogłoby być w równej mierze stosowane do niezmineralizowanych dolomitów nie tylko pierwotnie karchowickich, lecz także i do niższych. Sądzę też, że koncepcja wymienionego autora o jakoby pierwotnie dolomitycznej facji tego utworu winna być przyjmowana z conajmniej dużą ostrożnością.

Warstwy dolomityczne, leżące pod dolomitami diploporowymi w obrębie terenu położonego na N od uskoku Żrebce—Libiąż, stanowią zespół silniej zdolomityzowany niż ich odpowiedniki z terenu na S od uskoku. W okolicach bliższych Chrzanowa doszło nawet do osadzenia się kruszców, a z obserwacji rejonu Kątów i Balina wynika, że czym dalej ku N od Płazy tym głębsze warstwy gorazdeckie a nawet część gogolińskich uległy metasomatozie. Prawie dokładnie na linii uskoku Żrebce—Libiąż kończy się występowanie kruszców, które ku południowi od uskoku są znane jedynie z bardzo drobnych gniazd w okolicy popalni „Janina” w Libiążu. Na N zaś od uskoku były w obrębie naszego terenu eksploatowane małymi robotami górniczymi, zwłaszcza na E od wioski Borowiec oraz na SW od Kościeleca.

Profil dolomitycznej serii, leżącej pod dolomitami warstw diploporowych podaję wraz z opisem tych ostatnich w następnym rozdziale.

Złoża kruszcowe (galmanu i ołowianki) wg dotychczasowych danych nie przedstawiają na terenie tarczy płaziańsko-kościelckiej utworu interesującego dla górnictwa. Wydobywane one były w wymienionej wyżej okolicy w drobnych ilościach, a istniejące tu niegdyś kopanki zarzucono już częściowo w XIX-ym, a począłści w XX-ym wieku wobec ich nieopłacalności.

W istocie więc określenie „dolomity kruszczośne” ma dla naszego terenu znaczenie wybitnie nieściśle. Na znacznej części terenu dolomity te nie są

bowiem naprawdę kruszonośne, co więcej w niektórych przypadkach nie są nawet prawdziwymi dolomitami, lecz tylko mniej lub więcej zdolomityzowanymi wapieniami. Nazwa ta ma jednak swoje usprawiedliwienie w pewnej istniejącej już tradycji i jest dogodniejsza niż nazwa ścisła, która właściwie winna brzmieć: dolomityczna facja zastępcza, dla niektórych warstw wyższych dolnego wapienia muszlowego.

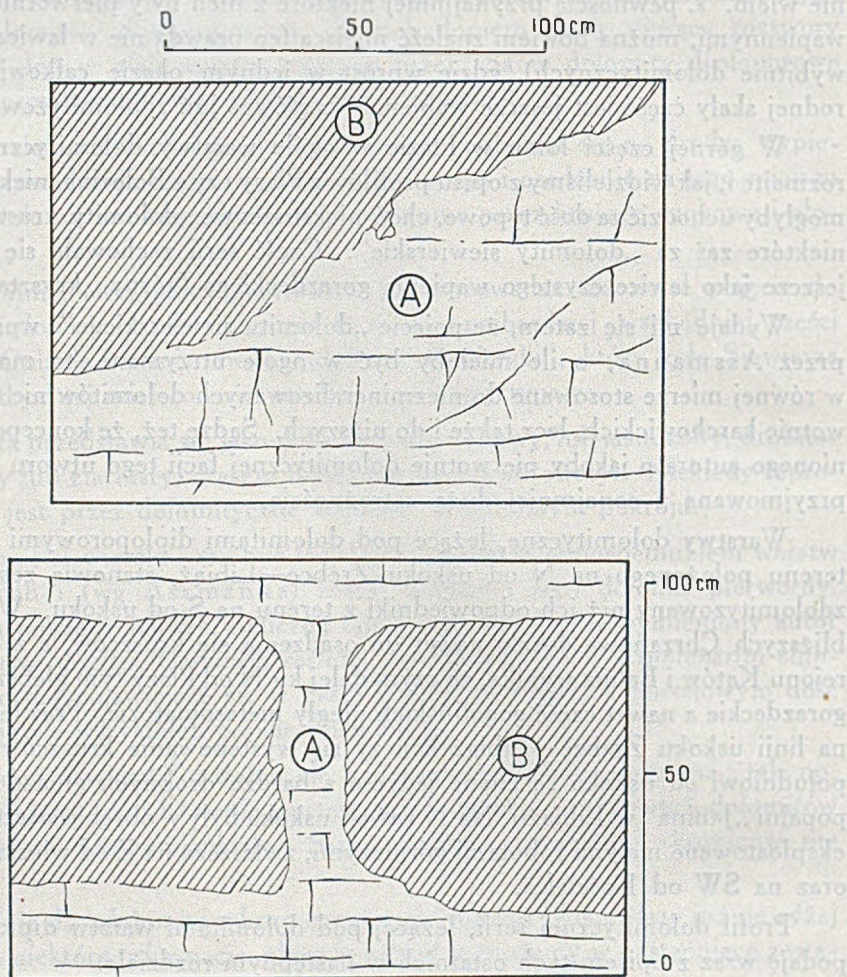


Fig. 11a i 11b.

Proces dolomityzacji w Płazie. Ławica zdolomityzowana na pograniczu warstw gogolińskich i gorazdeckich.

Nazwa „dolomitu siewierskiego” mogłaby mieć swą dogodność, jednak tylko jako określenie facji, a nie jako sprecyzowane stratygraficznie pojęcie warstw zastępczych dla serii karchowickiej.

Na problem rozprzestrzeniania się roztworów dolomityzujących interesujące światło rzucić mogą obserwacje nad ławicami dolomitycznymi z pogranicza warstw gogolińskich i gorazdeckich. Zwraca tam uwagę zwłaszcza warstwa 33 (tabl. II, fig. 2 — profil łomu w Płazie), podścielająca bezpośrednio „kryształ”. Stratygraficzna przynależność tej ławicy nie jest dla mnie całkowicie pewna, niewątpliwie jednak zajmuje ona położenie pobliskie granicy odpowiedników dolnego i górnego „wapienia falistego”. Ławica ta leży zatem w samym stropie warstw gogolińskich, w spągu zaś serii gorazdeckiej. Zarówno powyżej niej, jak też poniżej, wapienie rozwinięte są w regularnych ławach; wykazują przy tym w jej sąsiedztwie lekką co najmniej dolomityzację. Rozpatrywana warstwa oddziela się od swego spągu i od stropu wyraźnymi fugami, które podkreślają pewnego rodzaju niezależną indywidualność omawianej skały.

Ławica nasza jest bardzo silnie zdolomityzowanym wapieniem. Zwłaszcza w środkowej części łomu w Płazie jest ona prawie całkowicie dolomityczna. Wapien jednakowoż nie uległ tu bez reszty procesowi przeobrażenia. W obrębie bowiem ławicy żółtego dolomitu zachowały się jeszcze „ostańce” wapienne otoczone często całkowicie dolomitem, lecz wyodrębniające się zeń doskonale. Widocznie proces dolomityzacji nie działał tu dość silnie na to, aby przemienić w dolomit, całą ławicę wapienną. Zjawisko to dobrze ilustrują rysunki 11a i 11b, stanowiące kopie wykonanych przeze mnie fotografii. Widzimy tu skałę oznaczoną literą A — warstwę (ok. 90 cm miąższości) pierwotnie wapienną, zastąpioną częściowo dolomitem B, który rozprzestrzenił się w kierunku horyzontalnym, pomijając odporniejsze części wapienia.

Skała w „ostańcach” wapiennych jest czystym, zbitym i twardym wapieniem typu „gorazdeckiego”. Nie wykazuje ona porowatości wybitniejszej niż w warstwach sąsiednich. Fugi międzywarstwowe, jakie oddzielają ją od stropu i od spągu nie są też wcale wyraźnie uszczelnione jakimiś ilami lub innymi osadami nieprzepuszczalnymi. Brak tu więc jakiegoś wyraźnego czynnika, który by tłumaczył fakt odizolowania ławicy zmienionej od warstw niezmiennych.

Dolomit jest jasnożółty, na wietrzejącej powierzchni zielonawy, nieco ziemisty i w ogóle o pokroju zbliżonym do „dolomitu siewierskiego” Assmanna. Próbką, pobrana przeze mnie z tej skały wykazała przy analizie (analiza Państwowej Fabryki Związków Azotowych w Chorzowie):

CaO	30,96%
CO ₂	43,07%
SiO ₂ + Fe ₂ O ₃ + Al ₂ O ₃	2,57%
MgO	17,23%
H ₂ O	6,17%
CaO w wyprażonej substancji	60,99%

Dane te nie odbiegają zbyt od danych z analizy „dolomitu siewierskiego“, cytowanych przez Assmanna (6, str. 61). Znajdujemy tam bowiem:

CaO	30,76 %
CO_2	46,94 %
$\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$	1,03 %
MgO	20,78 %
H_2O (przy 105°)	0,080%
Strata przy prażeniu	0,13 %
K. NaO	0,71 %
Subst. organ. i nierozp.	0,140%.

Prześledzenie wymienionej tu ławicy na dłuższej przestrzeni łomu prowadzi do wniosku, że w tym przypadku zjawisko przeobrażenia skały wapiennej przebiegało nie dzięki bezpośredniemu przesiąkaniu z góry roztworów dolomityzujących lecz, że dolomityzacja raz w jakimś wapieniu rozpoczęta, obierała sobie dogodną dla siebie poszczególną ławicę i rozchodziła się poziomo wzdłuż niej wprost poprzez skałę, a nie koniecznie poprzez jakieś spękania w skałach.

Skała dotknięta dolomityzacją przeobrażona jest zapewne w sposób zależny od indywidualnych cech pierwotnych sedymentu. Jeśli istnieją jakieś drobne różnice w porowatości, zawartości substancji ilastych, czy w innych cechach fizyko-chemicznych poszczególnych ławic pierwotnych, to zaznaczają się też one w sposobie i w efektach wtórnych procesów dolomityzacyjnych, zwłaszcza jeśli procesy te nie odbywały się w sposób „przemoczny“, tzn. przy oddziaływaniu roztworów całkowicie metamorfizujących całą skałę pierwotną.

Stąd, jak sądzę, istnieje też zróżnicowanie litologiczne poszczególnych ławic dolomitów zalegających ponad „kryształem“ w Płazie i w ogóle wszystkich dolomitów tzw. „kruszczośnych“, nie wyłączając owych „dolomitów siewierskich“ Assmanna. Profile z Płazy (dolomity stropowe) i z Bołęcina, podane w niniejszym opracowaniu, stanowią dość dogodną ilustrację rozwoju „niekruszczośnych“ dolomitów naszego terenu, czyli ewentualnych „dolomitów siewierskich“ w moim ujęciu.

Warstwy kruszczośne nigdzie nie są na naszym terenie wraz z kruszcami odsłonięte. Do typu jednak „normalnego“ dolomitu kruszczośnego zbliżają się bardzo ławice dolomitów kamieniołomu położonego w terenie, który w bezpośredniej bliskości wykazywał obecność galmanu. Dolomity wymienionego łomu są obecnie eksploatowane dla celów hutniczych, jako „topniki“.

Na zakończenie rozdziału o „dolomitach kruszczośnych“ wspomnę to co podkreślają niemal wszyscy badacze triasu śląskiego: granica między dolomitami kruszczośnymi a wyżej leżącymi dolomitami diploporowymi jest niezwykle trudna do uchwycenia w praktyce terenowej. Liczne ławice serii diploporowej

pozbawione są nie tylko fauny i flory, ale i cech wyraźnie odróżniających je od niektórych ławic serii kruszconośnej. Wydaje się prawdopodobne, że przy bezpośrednim kontakcie dolomitów jednego i drugiego poziomu skały obu stratygraficznych poziomów ulegały choćby po części równoczesnemu oddziaływaniu wód mineralizujących. Stąd też trudno mówić o ścisłości rozgraniczania w terenie obu dolomitycznych serii.

W czasie swej pracy terenowej uznawałem za dolomity diploporowe te ich ławice, które w odsłonięciach, czy w eluwiach, wykazywały obecność fauny; starałem się też zawsze znaleźć dowody na występowanie ławic diploporowych ponad „dolomitami kruszconośnymi” i granicę między tymi utworami wypośrodkować w oparciu o punkty, gdzie z jednej strony znajdowałem faunę, z drugiej zaś — dolomity bez fauny. Jestem jednak przekonany, że w mym zdjęciu z terenu możnaby, po przeprowadzeniu badań opartych o roboty ziemne, wprowadzić znaczne może poprawki odnośnie do rozprzestrzenienia tych dwóch poziomów.

Środkowy wapień muszlowy

Utwory środkowego wapienia muszlowego w historii badań śląsko-krakowskiego triasu przechodziły zmienne losy jeśli chodzi o kwalifikowanie ich do tych czy innych działek systematyki stratygraficznej. W drugiej połowie XIX i z początkiem XX wieku zaliczano tu z zasady jedynie margliste, często płytkowe dolomity, leżące powyżej serii scharakteryzowanej przez glon *Diplopora annulata*, a poniżej od wyróżnionego przez Ecka „wapienia rybniańskiego”.

Ową serię „dolomitów płytkowych” sam Eck określa jako gruby na 40 do 50 stóp zespół białych marglistych dolomitów, pozbawionych wprawdzie skamieniałości, wykazujących jednak duże podobieństwo do warstw omawianego tu piętra, poznanych z okolic Berlina (Rüdersdorf) i z Turynгии. Poza podobieństwem litologicznym, samo położenie stratygraficzne było też dla Ecka wskaźnikiem, że seria dolomitycznych margli śląskich może być na Śląsku słabiej rozwiniętym odpowiednikiem środkowego wapienia muszlowego północnych Niemiec, względnie tzw. „grupy anhydrytowej” Niemiec południowych.

Dolomity diploporowe łączono z zasady z „górnym wapieniem falistym” czyli z piętrem dolnego wapienia muszlowego i nadawano im różne nazwy („dolomit himmelwicki” — Eck; „dolomit diploporowy” — Michael; „górnym dolomit nulliporowy” — Ahlburg i „dolomity z *Diplopora*” — Różycki). Ostatecznie utarła się nazwa „dolomity diploporowe”.

W 1926 r. Assmann (4) zaliczył dolomity diploporowe do środkowego wapienia muszlowego, mimo, że seria ta litologicznie wykazuje często cechy zbliżające ją już do niżej leżących „dolomitów kruszconośnych”. Czasem nawet dolomity diploporowe po części reprezentują również warstwy kruszco-

nośne. Assmann oparł się przy tym na argumentach takich, że na Górnym Śląsku pomiędzy dolomitami diploporowymi a wyżej leżącymi dolomitowymi marglami, zaliczanymi już uprzednio do środkowego wapienia muszlowego, brak jest (wg tego autora) wybitnej różnicy litologicznej, podczas gdy paleontologiczne różnice zaznaczają się wyraźnie pomiędzy omawianą tu serią a warstwami leżącymi niżej. Masowe pojawienie się glonu *Diplopora annulata* (obecnie określonego jako *D. elegans*) w dolomitach omawianej serii kojarzy też Assmann z podobnym zjawiskiem w triasie alpejskim, gdzie zwłaszcza w Dalmacji, na Węgrzech, w Zachodnich Karpatach oraz w samych Alpach triasowych dolomity z *Diplopora annulata* rozpoczynają w dole środkowo-triasową serię warstw ladyńskich.

Geologowie polscy, jak St. Czarnocki (9) i Doktorowicz-Hrebnicki (10) przyjęli następnie podział Assmanna. Do ostatnich więc czasów przyjmowano podział środkowego wapienia muszlowego następujący:

2. margliste dolomity (Czarnocki) i dolomity płytkowe (Doktorowicz-Hrebnicki),

1. dolomity diploporowe.

Granica dolna środkowego wapienia muszlowego została więc ustalona poniżej dolomitów diploporowych a powyżej górnych warstw karchowickich.

Co do górnej granicy środkowego wapienia muszlowego, to przez długi czas od Ecka (1865 r.) do Assmanna (1944 r.) nie ulegała ona zasadniczym zmianom. „Margliste dolomity” Ecka i Czarnockiego, czy też równoważne im „dolomity płytkowe” Doktorowicz-Hrebnickiego, opisane ostatnio przez Assmanna jako „warstwy ze Starych Tarnowskich Gór”, (Alt Tarnowitz Schichten) zaliczano z zasady do omawianego tu piętra. W 1944 r. Assmann (6) ponownie zmienia tabelkę stratygraficzną środkowego wapienia muszlowego, przesuując warstwy dolomitów marglistych do działu górnego wapienia muszlowego.

Autor ten podkreśla, że wprawdzie owe margliste dolomity są petrograficznie bardzo podobne do utworów środkowego wapienia muszlowego triasu niemieckiego, a także w północnej części Górnego Śląska zawierają gips i anhydryt, to jednak nie powinny być zaliczane do środkowego, lecz właśnie do górnego wapienia muszlowego, a to dla tego, że leżą one jako jednolity pakiet warstw pod warstwami zlepieńcowymi z Wielkich Wilkowic. Te ostatnie scharakteryzowane są przez ceratyty *Cer. sequens* i *Cer. compressus* i reprezentują nieco już wyższy górny wapień muszlowy.

Przyjmuje też Assmann, że właśnie na pograniczu okresu osadzania się dolomitów diploporowych i wyżej leżących ławic marglistych bez fauny zaszła zasadnicza zmiana w paleogeograficznych stosunkach triasu śląskiego. Istniejące dotychczas połączenie epikontynentalnego morza śląskiego z geosynkliną alpejską uległo przerwaniu i nie tylko ustała odbywająca się uprzednio wymiana fauny, lecz także powstały na Śląsku warunki tak dla życia niekorzystne, że

cała fauna odosobnionego teraz zbiornika uległa zagładzie. Ten więc okres przełomu paleontologicznego przyjmuje cytowany autor za podstawę do przeprowadzenia biostratygraficznej granicy między wapieniem muszlowym środkowym a górnym.

Ostatecznie więc, o ile przyjęlibyśmy podział Assmanna, to do środkowego wapienia muszlowego winniśmy zaliczyć jedynie dolomity diploporowe.

Dolomity diploporowe

Litologiczne wykształcenie warstw serii diploporowej, w szczegółach dość zróżnicowane, w ogólnym ujęciu jest na tyle podobne, że cały zespół stanowi we wschodnim obszarze Śląska i na terenie bloku płaziańsko-kościeleckiego serię dość jednolitą. O niejasnej tylko granicy litologicznej dolnej mówiliśmy już uprzednio.

Są to więc najczęściej dolomity, przeważnie żółtawej lub szaro-żółtawej barwy, czasem białawe, zazwyczaj zbite, drobnokrystaliczne o przełamie zadzierzystym, nierównym lub ziemistym, rzadziej muszlowym. Trafiają się też warstwy bardziej zwietrzałe, których pokrój zbliża się do ziemistych dolomitów serii kruszconośnej.

Najmniej zwietrzałe ławice bywają szare, lub stalowo-szare, o pokroju „cukrowatym”, twarde i pryskliwe. W wielu przypadkach, a w niektórych odsłonięciach z reguły, dolomity bywają dziurkowane, czasem nawet prawie gąbczaste. Pory wypełnione bywają kalcylem lub są „próżne”. W tym drugim przypadku obserwować można, iż niejednokrotnie pory w skale są po prostu próżniami po całkowicie wylugowanych skorupach, spośród których często np. drobne ślimaki dają efekt owej „dziurawości”. Zdarzają się też wypełnienia dziurek kryształkami kwarcu. Przeważnie dziurki po faunie, jak też sama fauna, układają się w skale smugami i warstewkami.

Dolomity diploporowe są z zasady bogate w MgO i nie burzą się z HCl . Ławice dolomitów drobnokrystalicznych są często przekładane warstwami bardziej porowatymi, o pokroju zbliżonym do oolitów dolomitycznych. W tym przypadku skała jest mniej zbita, żółtawo-szara lub biaława, często dość bogata w faunę krynoidową. „Ooidy” jednak w wielu przypadkach nie wykazują charakterystycznej budowy, mają więc, być może, inną genezę niż w prawdziwych oolitach.

Wydaje się, że ta „pseudo-oolityczna” facja może być spotykana w różnych częściach serii. Obserwować ją można np. na przestrzeni kilku metrów w pionie, w ławicach po ok. 0,5 do 1,0 m w stropie kamieniołomu „Pogorzyce—Dolomity” na E od Borowca. Z pobranej tu próbki, zawierającej także liczne człony liliowców obok masy drobnych ziarenek przypominających ooidy, wykonałem szlif, który wykazał porowatą i drobnokrystaliczną budowę skały. Kryształki

dolomitu skupione w poszczególne ziarenka, wykazują jednak pewne uporządkowanie koncentryczne i dają się rozpoznać jako elementy zapewne wtórnie przekryształizowanych szkielecików być może glonów z grupy *Gyroporella* (porównanie na podstawie Cayeux — Atlas, tabl. XX, fig. 3). Rozmiary ziarenek sięgają 0,3 do 0,4 mm.

W ławicach dolomitycznych bloku Kościelca, zwłaszcza w obszarze pomiędzy Borowcem a łomem „Pogorzyce—Dolomity” i dalej ku E na wznórzach obrzeżających od północy uskoki Żrebce—Libiąż, obserwować można pojedyncze szkieleciki lub skupienia wałeczków szkieletowych glonu *Diplopora annulata* Schafh. Za Assmannem (6) nadmienię tu, że glon *Diplopora annulata* jest zastąpiony na Śląsku wg Pia przez gatunek odmienny, mianowicie *Diplopora elegans*. Forma ta ma być charakterystyczna dla obszaru śląskiego.

Oolity dolomityczne zdają się również nie należeć w całej omawianej serii do rzadkości. Odniosłem wrażenie, że oolity trafiają się częściej raczej w wyższych partiach dolomitów diploporowych, jednakowoż podjęte przeze mnie próby rozpoznawania warstw oolitycznych, jako wskaźników stratygraficznych dla tej serii, dotychczas nie dały mi rezultatów pozytywnych.

Omawiając typy litologiczne dolomitów diploporowych, należy zwrócić specjalnie uwagę na fację krynoidową występującą w sposób charakterystyczny na terenie bloku Kościelca, w łomach na E od Borowca (koło punktu 303 m i w łomie „Pogorzyce—Dolomity”).

Są to warstwy, występujące w stropie wymienionych odsłoneń, wprost niezwykle bogate w człony krynoidowe. Ich ściślejsze położenie podają poniżej przy opisie profilu łomu „Pogorzyce—Dolomity”. Zespół liliowców tworzących skałę jest tu nader bogaty. Zmasowane są one w takiej ilości, że skała stanowi właściwie ok. 1—2 m miąższości ławicę zlepu słabo scementowanych elementów szkieletowych liliowców, które przy wietrzeniu skały rozspują się w luźny żwir krynoidowy.

Warstwy te zwróciły uwagę Tietzego (35, str. 99), który nie znając jeszcze całokształtu stosunków stratygraficznych naszego triasu, uznał je za prawdopodobne odpowiedniki krynoidowych ławic z warstw terebratulowych Śląska (*Encrinitschichten* — Ecka). O niesłuszności tego poglądu i o jego konsekwencji dla poglądów Siemiradzkiego wspominałem już wyżej, omawiając warstwy terebratulowe naszego terenu.

Już samo położenie ławic krynoidowych względem podścielających je dolomitów, niewątpliwie należących do serii diploporowej, przesądza moim zdaniem wiek omawianego utworu. W innych odsłoneńcach warstw diploporowych w okolicach Chrzanowa (już poza obrębem bloku płaziańsko-kościelckiego) np. w dużym łomie bezpośrednio na S od stacji kolejowej Chrzanów, lub w łomie na W od fabryki lokomotyw, a także w okolicy stacji Libiąż

występują ławice dolomitów diploporowych bogatych w krynoidy, które to pokłady mogą być albo odpowiednikami stratygraficznymi zlepu liliowcowego z okolic Borowca, albo są mu przynajmniej facjalnie pokrewne.

Częstym zjawiskiem wśród naszych dolomitów diploporowych jest występowanie w nich krzemieni. Skupienia krzemionki mają przeważnie pokrój plackowatych soczewek rogowcowych, o rozmiarach kilku *cm* grubości i kilkunastu lub nawet kilkadziesiątu *cm* długości i szerokości. Krzemienie są najczęściej szaro-żółtawo-mleczne, czasem jednak brunatne lub ciemnoszare. Przeważnie, choć nie z reguły, nie posiadają przełamu muszlowego, lecz tylko pękają przy uderzeniu w nierówne ostrokrawędziste bryłki. Fauny w nich dotychczas nie znajdowałem. Z rogowca tej serii z dolomitów z okolic „Fabloku” w Chrzanowie wykonałem szlif, spodziewając się, na podstawie obserwacji makroskopowej, rozpoznać pod mikroskopem diplopory. Obraz jednak utworów ukazujących się w cienkiej płytce pod mikroskopem nie wydał mi się dość pewny dla oznaczenia paleontologicznego.

W wielu ławicach dolomitów diploporowych krzemieni brak zupełnie. Ich występowanie zdaje się być rzadkie w kierunku pionowym, te natomiast warstwy, w których krzemienie występują, zdają się być bogate w nie w kierunku poziomym. Ze względu na szczupłą ilość odsłoneń tej serii nie mogłem jednak rozpoznać możliwych poziomów przewodnich z krzemieniami.

W eluwjach dolomitów diploporowych spotyka się krzemienie bardzo często. Zjawisko to tłumaczyć można faktem łatwego niszczenia miększych zwłaszcza i bardziej porowatych skał naszej serii, które pod wpływem atmosferyliów przemieniają się przeważnie w miękką, ziemistą masę, łatwo degradowaną na powierzchni terenu. Eluwia zatem są z zasady wzbogacone w odporne na wietrzenie krzemienie.

Proces sylikacji dolomitów diploporowych wyraził się też rzadkim co prawda zjawiskiem występowania kryształków kwarcu w niektórych dziurkach wśród dolomitów.

Poza wymienionymi wyżej elementami litologicznymi zespołu warstw diploporowych spotkać można na terenie bloku płaziąsko-kościelckiego sporadycznie w tej serii występujące utwory stanowiące lokalne odchylenia facjalne naszych dolomitów. Trafiałem więc wśród warstw typowego nieco ziarnistego dolomitu na niewyraźne przeławicenia zlepieńcowe o słabo obtoczonych elementach dolomitycznych spojonych lepiszczem dolomitycznym, dalej na fację zbliżoną do „falistej” (w stropie serii na N od „Fabloku”) oraz na skupienia kulisto grudkowatych utworów dolomitycznych wielkości zbliżonej do orzecha laskowego lub włoskiego, które zapewne stanowią również szczątki szkieletowe jakichś glonów. Trafiają się też one w obrębie krzemieni (np. w małej kopance u zbiegu dróg Bołęcin—Chrzanów i Płaza—Chrzanów koło Kościelca). W krzemieniach mają też i owe grudki wykształcenie krzemionkowe, ich morfologia nie jest jednak na tyle jasna, aby bez ściślejszych badań mogła być z pewnością

rozpoznana jako utwór o genezie organicznej. Dolomityczne takie utwory spotykałem częściej w eluwiach, np. na W od Bołęcina na szczycie wzgórza ponad tamtejszym łomem dolomitów gorazdeckich.

Przy omawianiu prawdopodobnych warstw karchowickich bloku Płazy wymieniłem powyżej fację gąbczastych przekrystalizowanych wapieni, tworzących na W od Bołęcina charakterystyczną skałkę. Warstwy tę skałkę budujące należy zapewne zaliczyć do serii diploporowej. Karchowickimi mogą tam być ewentualnie niższe, również gąbczaste a nieco bardziej dolomityczne wapienie, leżące bezpośrednio niżej. Cechy litologiczne skałki przypominają niektóre gąbczasto przeobrażone skały wieku diploporowego, opisane dotychczas jedynie z zachodniego Górnego Śląska. Interesującym jest więc, że w naszym terenie, na wschodniej peryferii śląsko-krakowskiego triasu, znów powtarza się analogiczne zjawisko. Stanowi ono jeszcze jeden przykład litologicznego i stratygraficznego pokrewieństwa wapienia muszlowego śląskiego i krakowskiego.

Z opisu powyższego widać, że seria dolomitów diploporowych nie jest monotonna i że wykazuje dość duże zróżnicowanie litologiczne. Odchylenia jednak nie wyłamują się na naszym terenie poza facje znane ze Śląska. Przewagę stanowią w dużej większości dolomity opisane na początku niniejszego rozdziału: ziarniste, często b. twarde, „pseudo-oolityczne”, zbite, dziurkowane lub bez dziurek, przeważnie jasno-żółto-szare, w których fauna najchętniej układa się w smugi bogatsze w okazy, przedzielone grubymi partiami skały paleontologicznie płonej. Dolomity te mają równy, grubo blokowy cios, dzięki któremu są często eksploatowane dla celów budowlanych. Facje pozostałe stanowią jedynie odchylenie od tego litologicznego typu zasadniczego, który dominuje nad oolitami, zlepami krynoidowymi, warstwami krzemienistymi, czy „falistymi”.

Występowanie dolomitów diploporowych w obrębie tarczy płażiańsko-kościelckiej jest wybitniejsze na terenie bloku Kościelca niż Płazy. Duże płyty utworów tu omawianych leżą na dolomitach kruszconośnych w północnym obrzeżeniu uskoku Żrebce—Libiąż pomiędzy Borowcem, Kościelcem i fabryką wyrobów szamotowych „Stella”. W tym też obszarze spotykamy najlepsze odsłonięcia serii diploporowej. Mniejsze i bardziej przez erozję lub przez uskoki porozcinane płyty tej formacji występują w okolicach Płazy i Bołęcina, biorąc udział w budowie południowo-zachodniego skrzydła synkliny chrzanowskiej.

Ścisłe profile najlepszych odsłonień naszej serii wykonałem w obrębie łomu „Pogorzyce—Dolomity” na E od Borowca, oraz w mniejszym łomie bezpośrednio na N od tej wioski. Opisy profilów podaję poniżej. Odpowiadają im schematyczne rysunki (tabl. V, fig. 2 i tabl. VI, fig. 1).

Profil kamieniołomu „Pogorzyce—Dolomity” (ok. 1 km na E od Borowca) (tabl. V, fig. 2).

Od dołu (spąg najniższego poziomu eksploatacyjnego):

„Dolomity kruszconośne”

1. 320 cm — dolomit zbity, drobnokrystaliczny, brunatno-szary lub żółtawo-szary, grubo ciosowy. Jest to 5 ławic o miąższościach od 0,5 do 0,8 m;
— spąg środkowego poziomu eksploatacyjnego;
2. 90 „ — drobnokrystaliczny dolomit brunatno-szary;
3. 173 „ — seria cieńszych ławic (5—30 cm miąższości) dolomitu żółtego lub białawego, niezbyt twardego na ogół spękanego w niewielkie płytki. Częste tu są drobne jameczki w skale oraz koncentryczne lub smugowane skupienia związków *Fe* („pierścienie Lieseganga”);
4. 60 „ — dolomit żółty, dość miękki i ziemisty, w spągowej części drobno spękany;
5. 17 „ — dolomit wapnisty, zbity, jasnożółty nieco dziurkowany, z jamkami wypełnionymi kalcytem;
6. 21 „ — dolomit lekko wapnisty, zbity, kremowo-żółty, zawierający rzadkie dziurki wypełnione kalcytem;
7. 33 „ — dolomit bardzo drobnokrystaliczny, nieco wapnisty, jasno-żółty;
8. 23 „ — dolomit wapnisty, zbity, żółty;
9. 38 „ — dolomit biało-kremowy, miejscami dość miękki i ziemisty, w kierunku poziomym przechodzący w dolomit zbity („dolomit siewierski”? Assmanna);
10. 115 „ — dolomit bardzo drobnokrystaliczny, pryskliwy, miejscami nieco porowaty lub z rzadkimi dziureczkami. Częste są żywo zaznaczone smugi lub pierścienie skupień związków *Fe*. Jest to kilka grubych ławic o miąższościach 30—40 cm;

Dolomity diploporowe

11. 130 cm — dolomit brunatno-szary, ziarnisty („pseudo-oolityczny”) reprezentujący zapewne już spąg serii „dolomitów diploporowych”. Dwie ławice: 90 i 40 cm;
12. 34 „ — dolomit drobnoziarnisty, czerwonawo-brunatny, bez fauny. W kierunku poziomym facja tu jest zmienna: ławica staje się w wielu miejscach „porozżerana” jamisto, lub ziemista i miękka. Częste „pierścienie Lieseganga” układające się smugowo. Warstwa ta stanowi zapewne wtórnie zmienioną ławicę dolomitu serii diploporowej;
— strop środkowego poziomu eksploatacyjnego;
13. 358 „ — dolomit drobnokrystaliczny, twardy, biało-kremowy, z rzadko występującymi smugowo ułożonymi skupieniami ślądów fauny (głównie drobnych ślimaków). Po faunie

pozostały dziurki i jameczki stanowiące „próżnie” po wyługowanych skorupach. Dolomit przedstawia tu serię grubych (do 1 m) ławic o bardzo słabo wyodrębnionych fugach międzywarstwowych, z miejscami słabo zaznaczonym różowawym smugowaniem poziomym. Cios ławic grubo blokowy. Znalazłem tu diplopory;

14. 40 cm — szaro-żółtawy dolomit oolityczny. Drobne kulki ooidów raczej rzadkie. Ślady fauny. Istnieją też „pierścienie Liesegang’a”;
15. 85 „ — dolomit bardzo drobnoziarnisty, twardy, szarawo-żółty, grubo i nierówno ciosowy. Występują tu też z rzadka jamki o genezie związanej z istnieniem w skale szczątków fauny. Rzadkie okazy *Diplopora*;
16. 88 „ — dolomit oolityczny lub „pseudo-oolityczny“, dość zbity, szaro-żółtawy z nieliczną fauną. Jest to kilka ławic o miąższościach 20—30 cm, o ciosie blokowym. Trafiają się tu rzadkie skupienia członów krynoidów;
17. 60 „ — dolomit porowaty, zawierający ziarenka zaokrąglonych „pseudo-ooidów” oraz szkieletowe części głonu *Diplopora*. Kremowo-żółtawy, zawierający liczniejszą faunę, zwłaszcza skupienia krynoidów;
18. 80 „ — dolomit zbity, ziarnisty, wybitnie dziurkowany ze śladami fauny. Są to dwie ławice po 40 cm;
19. 40 „ — dolomit ziarnisty (*Diplopora*?), o skłonności do grubo-łupkowej oddzielności. Jasno-szaro-żółtawy;
20. ok. 100 „ — „dolomit krynoidowy“. Jest to żółty dolomit miękki, niezwykle bogaty w człony różnych gatunków liliowców, których skupienia miejscami wypierają samą masę dolomitową, tworząc zlep członów krynoidowych. Barwa zawsze brudno-żółtawa. Wietrzejąc warstwa ta rozsypuje się w luźny żwir, złożony z samych elementów krynoidowych;

ok. 50 „ — zwietrzelina dolomityczna, na ogół bogata w krynoidy; Strop łomu.

W profilu tym zaliczam warstwy 1—10 do serii „dolomitów kruszczo-nośnych“. W opisanym tu odsłonięciu reprezentują one zapewne zdolomityzowane odpowiedniki warstw karchowickich pierwotnie wapiennych. Mineralizacji kruszcowej, mogącej mieć znaczenie techniczne, w opisanym łomie nie obserwowano. Widziałem jedynie tu i ówdzie b. drobne wprysnięcia ołowianki.

Niektóre z ławic dolomitycznych łomu „Pogorzyce—Dolomity“ zdają się odpowiadać opisanym przez Assmanna „dolomitom siewierskim“, o któ-

rych wspominałem już wyżej. Wypowiadałem też już pogląd, że części dolomitów naszego terenu, odpowiadających całkowicie opisom Assmanna przypisuję osobiście (w Płazie czy w Bołęcinie) wiek gorazdecki i uważam je za fację metasomatyczną. Odnośnie zaś do profilu z łomu „Pogorzyce—Dolomity“ uważam, że typ „dolomitu siewierskiego“ może też wykształcić się w obrębie serii karchowickiej. W znanych mi odsłonięciach tej skały nic jednak nie wskazuje na to, aby „dolomit siewierski“ miał być dolomitem pierwotnym.

Warstwa 12 wyżej podanego profilu winna może zwrócić naszą uwagę o tyle, że reprezentuje ona jeszcze typ „dolomitu kruszczońskiego“, mimo, że jest podścielona przez ławicę 11, należącą już wedle wszelkiego prawdopodobieństwa do dolomitów diploporowych. Mamy tu więc zapewne do czynienia z przykładem ząbienia się facji „dolomitów kruszczońskich“ z ich nadkładem. Wspominałem już, że zarówno w spągu jak i w stropie „dolomitów kruszczońskich“ mamy do czynienia z chemiczną, a nie stratygraficzną granicą tych warstw.

Seria dolomitów diploporowych w opisanym tu łomie, obejmująca warstwy od 11 do stropu łomu stanowi najlepsze odsłonięcie poziomów diploporowych naszego terenu. Jej opis, porównany z poprzednimi ogólniejszymi uwagami o wykształceniu dolomitów diploporowych w bloku płaziąsko-kościelckim, świadczy jednak, że łom „Pogorzyce—Dolomity“ nie ukazuje nam wszystkich szczegółów facjalnego bogactwa całej serii.

Buł krzemienych w odsłonięciu „*in situ*“ nie widziałem, kilka krzemieni spotkałem jednak w łomie „Pogorzyce—Dolomity“ w hałdach urobku. Nie są tu one więc obce, nie są jednak również częste.

Profil łomu dolomitu diploporowego we wsi Borowiec, przy drodze do Chrzanowa (tabl. VI, fig. 1).

Od dołu:

1. 105 cm — dolomit drobnokrystaliczny, masywny o przełamie płasko-muszlowym lub płaskim. Wyraźnie drobno porowaty z nielicznymi dziureczkami do 10 mm średnicy, szaro-żółty. Jest to jednolita ławica dająca przy obróbce duże i wartościowe dla budownictwa bloki ciosowe. W partiach ulegających silniejszemu wietrzeniu dolomit ten zatracą pierwotną zwartą ziarnistość i ukazuje strukturę zbliżoną do oolitycznej. W szczelinach często gałązkowate dendryty;
2. 103 „ — dolomit typu wyżej opisanego w trzech słabo wyodrębnionych ławicach po ok. 20, 40 i 53 cm;
3. 48 „ — dolomit drobnoziarnisty, żółtawy, podobny do warstw 1 i 2, nieco bardziej jednak porowaty i posiadający częstsze drobne dziurki. Jamki te, wypełnione często kalcytem, nie są związane z fugami międzywarstwowymi;

4. 15 cm — dolomit zbity, biało-żółtawy, drobno spękany. Często drobne, plamkowate dendryty;
5. 95 „ — dolomit porowaty „pseudo-oolityczny“. W połowie smuga do 5 cm detrytusu fauny, w większości zachowanej jako odlewy lub odciski skorup. Częste są tu dziurki o skali średnicy 0,5—2 cm pochodzące przynajmniej po części z procesu ługowania skorup organizmów;
6. 150 „ — rumosz zwietrzeliły dolomitycznej, w której trafiają się dość często płaskie kawałki krzemieni.

Profil ten w całości odpowiada warstwom dolomitu diploporowego i wiąże się zapewne z niższą częścią tej serii.

Na E od opisanego tu odsłonięcia, powyżej niego (na N zaś od łomu „Pogorzycę—Dolomity“) przy szczycie wzgórza 303 m znajduje się łom dziś już nieeksploatowany, w którego niższej części odsłonięte są warstwy dolomityczne bardzo podobne do wyżej opisanych. W górnej zaś części odsłonięcia (w samym stropie łomiku) pojawia się warstwa nadzwyczaj bogata w krynoidy. Ta ostatnia jest niewątpliwie odpowiednikiem krynoidowej ławicy ze stropu łomu „Pogorzycę—Dolomity“.

Na terenie bloku płaziańsko-kościelckiego nie obserwowałem nigdzie w jednolitym odsłonięciu całkowitego zespołu warstw diploporowych. Z licznych jednak obserwacji terenowych mogłem wywnioskować, że seria diploporowa naszego terenu osiąga miąższość mieszczącą się w granicach wielkości 15 do 20 m, lub może nieco więcej. W stosunku więc do wykształcenia tej formacji na Górnym Śląsku, skąd Assmann i Michael podają wielkości miąższości rzędu 20—25 m, mamy na terenie bloku płaziańsko-kościelckiego zasadniczo miąższość równą śląskiej, lub tylko o kilka metrów mniejszą.

Profile odsłoneń dolomitów diploporowych wyżej podane, charakteryzują niższe i środkowe partie utworów tej formacji. Jej część stropową obserwować mogłem w bezpośrednim sąsiedztwie bloku Kościelca w małym łomie, położonym na wzgórzu bezpośrednio na N od fabryki lokomotyw w Chrzanowie na W zaś od stacji kolejowej Chrzanów. Jest to, jak sądzę, łomik wspomniany przez Römera (28, str. 146) oraz wymieniony (jako zasypyany) przez Zaręcznego (39, str. 124).

Zdając sobie sprawę z ważności faktu kontaktowania się w tym odsłonięciu serii diploporowej z płytkowymi dolomitami górnego wapienia muszlowego, wykonałem tu dwa wkopy, w celu dogodnego odsłonięcia ścian łomu. Profile wkopów okazały się prawie identyczne, podaję tu więc opis wkopu większego (tabl. VI, fig. 2).

Od dołu:

Dolomity diploporowe

1. 65 cm — dolomit zbity, jasno-żółtawo-szary z bardzo niewyraźnymi śladami detrytusu fauny. W górnej części ławica przybiera pokrój lekko gruzłowaty;
2. 110 „ — dolomit lekko marglisty, nieco gruzłowaty, łatwo wietrzejący i rozsypliwy. W górnej części warstwa staje się stopniowo oolityczna i zawiera niewyraźne ślady fauny, prawdopodobnie ślimaków;
3. 70 „ — dolomit zbity, jasno-szaro-żółty, o teksturze przypominającej nieco faliste skały warstw gogolińskich.

Górny wapień muszłowy — warstwy tarnowickie (niższe);

4. 45 cm — dolomit marglisty miękkiej, łatwo rozsypliwy o pokroju drobno łupkowym, jasno-szaro-żółty, zawierający dość liczne blaszki muskowitu i cienkie smugowate wkładeczki drobnego kwarcowego piasku. W środkowej części tej warstwy przeławienie zbitym dolomitem żółtym (5 cm miąższości) bez śladów fauny;
5. 140 „ — dolomit płytkowy, zbity, nieco marglisty, o równym ziemistym przełamie, zawierający, zwłaszcza na powierzchniach granicznych, przymieszkę blaszek muskowitu. Barwa jasno-szaro-kremowa, niektóre ławice delikatnie poziomo smugowane.

Jest to zespół warstw o miąższościach (od dołu): 4, 1, 1, 12, 3, 9, 6, 7, 4, 4, 18, 2, 3, 3, 5, 1, 4, 2, 2, 13, 2, 16, 20 cm, litologicznie dość jednolity i charakteryzujący się tendencją do łupkowatości płytkowej. Niektóre jednak warstwy stanowią ławice średniej już grubości (do 20 cm).

Warstwowanie jest z zasady równe (o gładkich powierzchniach), powierzchnie płaszczyzn ciosowych są również gładkie. Powierzchnie przełamu ziemisto-muszłowe lub płaskie.

W cienkich fugach międzywarstwowych częsty jest margiel dolomityczny miękkiej, żółty lub szarawy, zawierający przeważnie dużą przymieszkę drobnutkich blaszek muskowitu. Zabarwienie marglu bywa nieco zielonawe, zapewne wskutek obecności drobnej ilości glaukonitu.

Fauny w całym zespole „płytkowym“ powyżej dolomitów diploporowych brak najzupełniej.

W profilu tym warstwy 1 do 3 zaliczam do dolomitu diploporowego, a to na podstawie obecności w nich śladów fauny oraz wykształcenia litologicznego

stanowiącego kontynuację warstw leżących niżej. Jak bowiem można wnioskować z rumoszu zalegającego dno łomu, poniżej warstw tu opisanych znajdują się ławice o typowym dla okolic Chrzanowa wykształceniu utworów diploporowych. Są to więc dolomity, zawierające człony liliowców, wałecz-kowate utwory „pseudo-oolityczne“, oraz krzemienie.

Warstwy 4 i 5, leżące w naszym profilu powyżej serii diploporowej, oddzielone są od tej ostatniej wyraźną zmianą typu sedimentacji i charakteryzują się (w największym skrócie) wykształceniem marglisto-dolomitycznym o teksturze grubo łupkowej („płytkowej“) oraz całkowitym brakiem fauny. Na podstawie analogii ze stratygraficznie odpowiednimi warstwami z Górnego Śląska, zaliczam je do warstw z Tarnowic (części niższej), czyli tzw. „dolomitów płytkowych“ Michaela, Czarnockiego i Doktorowicz-Hreb-nickiego. Należą one już do górnego wapienia muszlowego i zostaną omó-wione w rozdziale następnym.

Podkreślić tu może warto, że pomiędzy serią diploporową a warstwami z Tarnowic, w obrębie opisanego odsłonięcia nie dostrzegłem żadnej niezgodności ułożenia. Zmiana litologicznego wykształcenia jest tu natomiast wy-raźna. Sądzę, że zjawiska te są zasadą dla stosunku warstw górnego do środko-wego wapienia muszlowego całego naszego terenu.

Górny wapień muszlowy

W obręb formacji górnego wapienia muszlowego włączam wszystkie warstwy leżące zarówno na Śląsku Górnym jak też w terenie przeze mnie opracowanym ponad serią dolomitów diploporowych, poniżej zaś osadów kajpru.

W ujętą w ten sposób formację wchodzi zatem zarówno utwory geologiczne już od połowy XIX wieku zaliczane do górnego wapienia muszlowego i od czasów Ecka określane ogólnym mianem „wapienia rybnińskiego“, jak też i osady „dolomitów płytkowych“, które wymieniony autor zaliczał pod mianem „dolomitów marglistych“ do środkowego wapienia muszlowego.

Postępuję tu więc zgodnie z poglądem Assmanna, który, jak to już wspom-niałem powyżej, „dolomity płytkowe“ leżące w nadkładzie dolomitów diplo-porowych, włączył w 1944 r. do górnego wapienia muszlowego. Sądzę, że wi-nieniem tu raz jeszcze zwrócić uwagę na fakt, że dolne części tak rozumianych osadów górnego wapienia muszlowego, czyli owe „dolomity płytkowe“ lub „margliste“ nie dostarczyły do dziś żadnej fauny, która charakteryzowałaby ściśle ich stanowisko stratygraficzne. Przez Ecka, Michaela i samego wreszcie Assmanna (w 1913 r.) były one z zasady paralelizowane na podstawie lito-logicznej z gipsonośną serią środkowego wapienia muszlowego Niemiec (Tu-ryngia, Würzburg, Brunswik, Rüdersdorf).

Na terenie bloku Płazy, a także i w znanych mi innych odsłonięciach z okolic Chrzanowa, warstwy „dolomitów płytkowych“ są według dotychczasowych danych zupełnie płone pod względem skamieniałości. Podobnie więc jak na Śląsku Górnym, czy jak na terenie arkusza Grodziec, swą przynależność stratygraficzną zdradzają one jedynie nadległością względem serii diploporowej oraz zgodnością na wielkich obszarach rozwoju swego litologicznego oblicza. Do przyjęcia nowoczesnego poglądu Assmanna na wiek tej serii skłaniają mnie więc jedynie argumenty te same, które autor ten podaje dla problemu wieku „dolomitów płytkowych“ Śląska.

Faktem jest, że na terenie bloku płaziańsko-kościieleckiego oraz w okolicy samego miasta Chrzanowa obserwować można wyraźną zmianę warunków sedymentacji pomiędzy najwyższymi warstwami serii diploporowej, a serią dolomityczno-marglistą wyższą. Ilustruje to dobrze wyżej cytowany profil (tabl. VI, fig. 2) ze stropu dolomitów diploporowych i spągu „dolomitów płytkowych“. Zmianie wykształcenia litologicznego skał towarzyszy też jakaś radykalna zmiana w biostratygraficznych stosunkach sedymentu górnego.

Przynajmniej więc na tym gruncie uzasadnić możemy wiązanie „dolomitów płytkowych“ z nową fazą wiekową naszego triasu, jaką reprezentuje górny wapień muszłowy. Przy tym w terenie naszym „seria płytkowa“ w sposób sedymentacyjny raczej dość ciągly przechodzi ku górze w sprecyzowane już faunistycznie poziomy. Te ostatnie (przedstawiające ogniwa wyższe górnego wapienia muszłowego) dały na terenie bloku Kościelca liczne szczątki fauny przewodniej, do której przede wszystkim zaliczyć należy ceratyty z grupy „*nodosus*“. Podobnie więc jak na Śląsku Górnym seria płytkowa może być i u nas uważana za niższe ogniwo górnego wapienia muszłowego. Serię tę będziemy w dalszym ciągu opracowania nazywać (za Assmannem) warstwami z Tarnowic. Ściśle „płytkowa“ facja zdaje się przy tym odpowiadać assmannowskiemu „warstwom z Tarnowic niższym“ (Alt Tarnowitz Schichten, Unt. Abt.).

W swym podstawowym opracowaniu dla geologii okręgu krakowskiego Zaręczny podaje dość szczupłe informacje o „średnim i górnym wapieniu muszłowym“ okolic Chrzanowa (39, str. 123 — 125). Autor ten widział (np. w Krocymiechu lub w okolicy stacji kol. Chrzanów) „dolomity płytkowe“ bez fauny. Opisuje on też margle ze szczątkami fauny gadziej i rybiej z okolic Kościelca oraz „Huty“ pod Chrzanowem. Dolomity płytkowe uważał ten autor za warstwy średniego wapienia muszłowego, margle z fauną za odpowiedniki „wapienia rybnińskiego“ Ecka; odnośnie do obu tych utworów z okolic Chrzanowa zachowuje Zaręczny dużą rezerwę w precyzowaniu ich stanowiska stratygraficznego.

W dawniejszych pracach dotyczących naszego terenu nie znajdujemy zresztą informacji dokładniejszych o górnym wapieniu muszłowym okolic Chrzanowa niż te, które podał Zaręczny. Warto tu może jedynie zacytować Tietzego, który (35, str. 22) do środkowego wapienia muszłowego włącza

margle dolomityczne bez fauny („dolomity płytkowe“), utwory zaś wyższe „margle dolomityczne i wapienie“ paralelizuje z „wapieniem rybniańskim“. Wspomina przy tym, że w zbiorach zarządu kopalni w Kątach widział piękny okaz *Ceratites nodosus*, formy dla „wapienia rybniańskiego“ charakterystycznej. Okaz posiadał oznaczenie, że pochodzi z okolic Chrzanowa, jednak bez ścisłego określenia miejsca znalezienia.

Jak więc widzimy geologowie zajmujący się terenem wchodzącym w zakres niniejszego opracowania widzieli w okolicach Chrzanowa utwory górnego wapienia muszlowego, nieściśle jeszcze rozpoznane i odnosili je z zasady do „wapienia rybniańskiego“ Ecka.

Od czasów badań Assmanna, Michaela, Tornaui i innych geologów, kartujących przed pierwszą wojną światową obszar Śląska, pierwotne pojęcie „wapieni rybniańskich“ uległo dalszemu szczegółowemu podziałowi.

Eck w 1865 r. rozumiał przez to określenie serię wapienną po części dolomityczną, a także zlepieńcową, charakteryzującą się obecnością ceratyta *C. nodosus* i eksploatowaną głównie w okolicach Rybnej i Wilkowic na W od Tarnowskich Gór. Dość różnorodne typy litologiczne, a także i zespoły faunistyczne, mieszczące się w szerokim pojęciu stratygraficznym „wapienia rybniańskiego“ zostały następnie prześledzone, jako odrębne serie, zachowujące na większych przestrzeniach Śląska swą indywidualność.

W 1903 r. Michael podaje podział:

Górny wapień muszłowy:

normalnie — 2. wapienie ceratytowe

1. wapienie trochitowe z *Encr. liliiformis*

w niecce bytomskiej — margliste dolomity.

Potem (1913), zgodnie z Assmannem, autor ten wprowadza już podział zasadniczo utrzymujący się do dziś:

Górny wapień muszłowy: 4. boruszowicki łupek marglisty, 8—10 m
(wapień rybniański) 3. warstwy z Georgendorf, 5 m
2. konglomerat z Wilkowic, 5 m
1. warstwy z Tarnowic, 12 m.

Warstwy z Tarnowic (Alt Tarnowitz Schichten) odpowiadają w tym podziale trochitowym wapieniom podziału dawniejszego, warstwy zaś 2, 3, i 4 to dawniejsze warstwy ceratytowe.

Dawne pojęcia „wapienia rybniańskiego“ zostało w ten sposób przesunięte do kategorii nazw o znaczeniu historycznym.

Podkreślam to dlatego, że odnośnie do najmniej stosunkowo poznanych warstw górnego wapienia muszlowego okolic Chrzanowa do dziś utrzymuje się opinia, że istnieją tu jakoweś „wapienie rybniańskie“, wymieniane przez Tietzego i Zaręcznego stanowiące jednak w rzeczywistości utwór wcale niewapienny i niezgodny z definicją serii rybniańskiej, podaną przez Ecka.

W wynikach swej pracy stwierdzić mogę dwa odnośnie do omawianej formacji fakty zasadnicze:

1. wapieni w tej serii nie obserwowałem ani w bloku płaziańsko-kościelckim, ani w ogóle w obrębie arkusza Chrzanów mapy 1 : 25 000. Istnieją tu tylko dolomity, dolomity wapniste, margle dolomityczne, ily, łupki, łupki margliste i piaskowce;
2. podział śląski znajduje swe odpowiedniki w analogicznych warstwach poznanych przeze mnie z okolic Kościelca i Chrzanowa, z tym jednak zastrzeżeniem, że brak u nas warstw zlepieńcowych z Wilkowic i wapiennych z Kolonii Wilkowice (dawniej Georgendorf). Być może jednak, że ekwiwalentem tych niegrubych na Górnym Śląsku warstw (po 5 m miąższości seria) są u nas zredukowane do wąskiej, skalą paru metrów mierzonej serii dolomitycznej, leżącej poniżej udowodnionych warstw boruszowickich, a powyżej niższych warstw z Tarnowic. Górna część warstw tarnowickich jest też na naszym terenie wyłącznie dolomityczna, znacznie zredukowana i jeszcze faunistycznie niedostatecznie rozpoznana.

Ostateczny podział utworów górnego wapienia muszlowego na Śląsku podał Assmann w 1944 r. Podział ten, tym tylko różni się od bezpośrednio wyżej wyszczególnionego schematu Michaela i Assmanna, że do warstw tarnowickich w dawniejszym ujęciu dołączył też Assmann ostatecznie także i owe wielokrotnie już omawiane „dolomity płytkowe“, uprzednio z zasady zaliczane do środkowego wapienia muszlowego.

Dziś więc dysponujemy schematem stratygraficznym następującym.

- Górny wapień muszłowy:
4. warstwy boruszowickie
 3. warstwy z Kolonii Wilkowice (Georgendorf)
 2. konglomerat z Wilkowic
 1. — b) warstwy z Tarnowic — część górna
 - a) „ „ — „ dolna
(dawniej „dolomity płytkowe“).

Podział powyższy stosować też można do odpowiednich warstw naszego terenu. Utwory górnego wapienia muszlowego rozpatrzemy odnośnie do tarczy płaziańsko-kościelckiej w ich stratygraficznej kolejności.

Warstwy z Tarnowic oraz z Wilkowic i z Kolonii Wilkowice

Seria warstw tarnowickich wykazuje na Śląsku rozwój niejednorodny w kierunku tak pionowym, jak i poziomym. Assmann dzieli ją zatem na część niższą i wyższą. Całość w środkowej części Śląska osiąga miąższość 25 m.

Część niższa, ważniejsza dla naszego terenu ze względu na miąższość, w zachodnich częściach Górnego Śląska składa się z dolomitów, margli dolomi-

tycznych oraz z wkładek wapiennych. Te ostatnie zanikają ku wschodowi i utwór staje się w całości bardziej dolomityczny i pod względem litologicznym jednolity. W okolicach Wilkowic, Tarnowic, w niecce bytomskiej i dalej na terenie arkusza Grodziec aż po obszar chrzanowski, dolną część warstw tarnowickich stanowią więc owe margliste, płytkowe dolomity, zupełnie pozbawione fauny, na ogół jasnokremowej barwy.

Ich charakterystykę litologiczną podałem już powyżej (zwłaszcza przy opisie profilu stropowych warstw diploporowych z Chrzanowa), jak również poniżej podaję opis profilu tych warstw, odsłoniętych w specjalnym przeźnieniu wykonanym szybiku w Kościelcu.

Szybik założony został z myślą przebicia warstw tarnowickich od ich stropu po spąg, w okolicy na W od wsi Kościelec, prawie dokładnie 600 m na SW od cegielni gospod. Trębacza, w pobliżu p. 293 m (około 100 m na W odeń).

Profil od dołu (tabl. VII, fig. 1):

1. 18 cm — dolomit marglisty zbity, szaro-żółty, jasny o matowoziemistym, lecz gładkim przełamie z drobnymi, punktowymi dendrytami;
2. 92 „ — kilka ławic po 10—29 cm dolomitu, jak w warstwie poprzedniej. Trafiają się drobne blaszki muskowitu, zwłaszcza na powierzchniach granicznych pomiędzy ławicami. W jednej z warstw znalazłem pojedynczą łuskę rybią;
3. 65 „ — dolomit drobnoziarnisty, nieco oolityczny i porowaty, twardy. Skała jest barwy jasno-szaro-kremowej i nie posiada wyraźnie płytowej łupliwości. Łamie się ona na nieregularne ostrokrawędziste kawałki. Śladów fauny brak;
4. 10 „ — miękki margiel dolomityczny, żółty, stopniowo przechodzący ku górze w dolomit marglisty bardziej zbity;
5. 370 „ — dolomit marglisty, jasnokremowy, ziemisty, łupkowaty, w niektórych ławicach bardziej zbity, w innych dość miękki i rozsypliwy. Wykazuje brak fauny i obecność muskowitu zwłaszcza w fugach międzywarstwowych.

Jest to seria warstw o miąższościach od kilku do 20 cm. Jedna tylko z ławic wykazuje 32 cm miąższości. Niektóre grubsze ławice stanowią dolomit zbity, lecz nigdy niekrystaliczny. Ku górze cały zespół staje się bardziej marglisty i miększy. W szczelinkach warstw częste naloty limonitowe. Nierzadkie też są rozmaite w postaciach dendryty;

6. 30 „ — margiel ilasto-dolomityczny, miękki, w kierunku poziomym zmieniający konsystencję od miękkiej, plastycznej do bardziej zbitej i łupkowatej. Facja bardziej ilasta leży

więc soczewkami wśród miękkiego, lecz bardziej łupkowego dolomitycznego marglu;

7. 28 cm — dolomit marglisty, szaro-kremowy, płytkowy, wykazujący tendencję do nierównego, jakby nieco „zrostkowego” przełamu. Warstwa ta rozpada się na kilka warstewek cieńszych, rozdzielonych niewyraźnymi fugami;
8. 145 „ — seria warstw dolomitczno-marglistych, żółtawo-szarych o miąższościach na ogół nie przekraczających 5 cm. Z nich dolna połowa wykazuje czasami przełam nierówny, górna przedstawia fację wyraźniej „płytkową”, o równym ziemistym przełame i skłonności do pękania w drobne kostki. W górnej części zespół jest nieco glaukonityczny;
9. 105 „ — dolomit zbity i dość twardy, jasno-żółto-szary, pękający wzdłuż nierównego przełamu na nieregularne, ostrokrawędziste kawałki. Nierówność przełamu związana tu jest ze „zrostkową” lub gruzłową teksturą skały.

Przy wietrzeniu dolomit ten tworzy okruchy nierównomiernie poddające się procesom niszczenia tak, że skała przybiera pokrój zlepieńcowy. W stanie świeżym dolomit jest twardy i pryskliwy, wietrzejąc przybiera na marglistości i staje się miększy oraz bardziej wyraźnie gruzłowy. Fauny w nim nie znalazłem.

Całą serię tu opisaną skłonny jestem uważać za warstwy tarnowickie niższe, z tym, że nie wykluczam, iż stropowa warstwa (9) jest już odpowiednikiem, lub warstwą przejściową do warstw tarnowickich górnych. Sądząc z obserwacji terenu, otaczającego szybik, przypuszczam, że jego spąg odległy jest od warstw dolomitu diploporowego ok. 1—2 m. Strop zaś wiąże się z warstwami spagowymi następnego szybiku, założonego na niższych warstwach boruszowickich w obrębie glinianki cegielni Trębacza w Kościelcu. Profil tego następnego szybiku podaję poniżej (tabl. VII, fig. 2).

Szybik w obrębie glinianki cegielni Trębacza w Kościelcu, od dołu:

1. 105 cm — dolomit, lub dolomit wapnisty, zbity, zrostkowy, lub niewyraźnie gruzłowy o nierównym przełame, żółty i żółto-szary bez (?) fauny. Przy rozbijaniu pęka na nieregularne okruchy. Jest to kilka nierównych ławic, stanowiących odpowiednik warstwy 9 poprzedniego profilu;
2. 68 „ — dolomit wapnisty zbity, twardy, nieco zrostkowy o nierównym przełame, facjalnie zbliżony do warstwy leżącej niżej, jednak posiadający już ubogą faunę szczątków gadzich, oraz okruchy skorup zapewne małżów. Jest to kilka ławic do 30 cm miąższości, oddzielonych nierównymi fugami;

3. 22 cm — dolomit jak niżej leżący. Znalazłem tu kilka okazów *Lingula tenuissima*, oraz *Myophoriopsis incrassata*;
4. 60 „ — seria cienkich ławic dolomitu marglistego, przeważnie dość miękkiego i o pokroju łupkowatym, przekładanego cienkimi (do 10 cm) warstwami bardziej zbitego i twardszego dolomitu wapnisto-marglistego. Zabarwienie całej serii żółte lub żółto-brunatnawe. Liczne drobne okruchy kości gadów;
5. 30 „ — dolomit zbity nieco marglisty, żółto-brunatnawy ze szczątkami kości gadów, wiążący się facjalnie ściśle z niżej leżącą serią.

Wyżej nad warstwą 5 leżą ilasto-dolomityczne (a nawet dolomityczno-piaskowcowe) warstwy boruszowickie. Ich rozgraniczenie od utworów leżących w ich spągu na podstawie dotychczasowych moich badań polegać może na przyjęciu dolnej granicy warstw boruszowickich tam, gdzie rozpoczyna się charakterystyczny dla tych warstw sedyment ilasty. Do czasu badań dalszych, a przede wszystkim znalezienia dostatecznie licznej i dającej się oznaczyć fauny, z warstw leżących powyżej typowych „dolomitów płytkowych“, a poniżej typowych boruszowickich, całą tę serię, którą reprezentuje bezpośrednio wyżej podany profil, skłonny jestem uważać za odpowiednik na naszym terenie górnośląskich warstw tarnowickich górnych, warstw konglomeratowych z Wilkowic i warstw z Kolonii Wilkowice (Georgendorf). W czasie kartowania traktowałem ten zespół łącznie jako „warstwy górnego wapienia muszlowego — niższe“. Warstwy boruszowickie wyróżniłem osobną sygnaturą.

W obecnej chwili musimy jeszcze nie tylko w ujęciu kartograficznym, lecz także i w rozpoznaniu stratygraficznym warstw odsłoniętych przez opisany szybik z cegielni gosp. Trębacza, zachować dużą ostrożność. Wyższe warstwy tarnowickie nawet na Górnym Śląsku są w faunę ubogie. Posiadają one jednak tradycję badań doskonałych geologów i rozpoznane być mogły w licznych odkrywkach. Stąd też zarówno ich rozwój litologiczny, jak i fauna zostały poznane lepiej, na podstawie materiału zebranego z obszernych odsłonień i stopniowo a systematycznie opracowanego.

Na naszym terenie nie znane były dotychczas ściśle żadne odsłonięcia omawianych serii. Wykonane przeze mnie szybiki są może zbyt małe rozmiarami, aby mogły dać obraz dostateczny dla całkowitego rozstrzygnięcia na naszym terenie rozwoju litologicznego i faunistycznego warstw tarnowickich górnych, wilkowickich i z kolonii Wilkowice. W każdym jednak razie możemy stwierdzić występowanie u nas warstw tarnowickich niższych, o rozwoju dla całej wschodniej części Śląska typowym i o miąższości w okolicach Chrzanowa ok. 10 m. Stanowią one ograniczenie dolne serii dolomitów „zrostkowo-gruzłowatych“ leżących wyżej. Te ostatnie osiągają miąższość sumaryczną

około 3 m. Posiadają one przy tym w nadkładzie niewątpliwie warstwy boruszowickie, stwierdzone przeze mnie dokumentami faunistycznymi.

Uwzględniając więc podane powyżej zastrzeżenie, tę serię 3-metrową warstw leżących w położeniu pośrednim między niższymi warstwami tarnowickimi a serią boruszowicką możemy do czasu badań dalszych uważać za odpowiednik warstw górnych tarnowickich oraz warstw z Wilkowic, a także warstw z Kolonii Wilkowice. Różnice ich wykształcenia facjalnego względem odpowiednich utworów śląskich polegają na redukcji miąższości oraz na zaniknięciu u nas facji wapiennej, a także zlepieńcowej. Problem fauny omawianych warstw należy do zagadnień oczekujących dalszych szczegółowych opracowań.

Występowanie opisanych tu utworów jest na terenie bloku kościeleckiego ograniczone jedynie do niewielkiego obszaru, leżącego bezpośrednio na W od Kościelca. Niższe warstwy tarnowickie występują też niewielkim płatem na terenie bloku Płazy w odległości ok. 1 km na W od Bołęcina.

Warstwy boruszowickie

Warstwy boruszowickie stanowią najwyższy oddział całej śląskiej formacji wapienia muszlowego. Rozpoznane zostały po raz pierwszy przez Güricha w 1886 r. (16) w związku z opracowaniem materiału z szybiku poszukiwawczego na cynk założonego w Boruszowicach w odległości ok. 10 km ku NNW od Tarnowskich Gór. W czasie badań późniejszych, a zwłaszcza przy szczegółowym geologicznym kartowaniu Śląska, owe „boruszowickie łupki margliste“ stwierdzone zostały w szeregu punktów Zagłębia Śląskiego. Ich występowanie znane jest głównie z okolic północnych części Zagłębia.

Litologicznie warstwy boruszowickie zbliżają się znacznie do utworów kajpru. Przeważają tu osady klastyczne, ilaste, z cienkimi wkładkami dolomitów lub wapieni, a także piaskowców. Obecność w tej serii ceratytów zadecydowała o ich wieku przynależnym jeszcze do górnego wapienia muszlowego.

Według Güricha (16, str. 137) z warstw tych odsłonięte zostały w Boruszowicach 5—8 m miąższe pokłady szarych warstwowanych margli ilastych z wkładkami (8—30 cm miąższymi) ciemno-niebieskawo-szarych, żółto wietrzących dolomitów. W warstwach tych znalazł Gürich faunę z *Ceratites nodosus* zawierającą też liczne szczątki kości gadów, łuski ryb i interesujące skorupiaki (raki). Cytuje też wymieniony autor formę *Myophoria vulgaris*.

W podobnym wykształceniu obserwował wymienione warstwy Assmann w zachodnich i północnych okolicach Śląska. Autor ten spotykał zresztą wśród ilów, oprócz wkładek dolomitycznych, także cienkie wkładki przeławicającego ily kwarcytowego piaskowca z licznymi szczątkami ryb. W dolomitach trafiały się ziarna pirytu, w ilach czarne kryształki blendy cynkowej, która

za czasów Güricha dała podstawę do poszukiwań szybikowych w Boruszowicach. Na Śląsku zachodnim obserwowano też cienko wśród ilów uławiczone wapniste piaskowce, drobnokrystaliczne wapienie, a nawet ławice kostne (Bonebed). Michael (23, str. 322) podaje też, że Tornau obserwował w okolicy Tarnowskich Gór „jamistą” fację skał, należących do tej formacji.

Co do występowania warstw z Boruszowic także i w najbardziej wschodniej części Śląska, to utwory te nie były dotychczas znikąd cytowane, jakkolwiek Assmann przypuszcza, iż koło Wodnej i Trzebionki być może istnieją odpowiedniki interesującej formacji, jako człony stropowe tamtejszego górnego wapienia muszlowego.

Według moich obserwacji, warstwy boruszowickie rozwinięte są w analogiczny sposób jak na Śląsku również w okolicach Chrzanowa. Ukazują się one na powierzchni terenu bezpośrednio na W i SW od miasta. Najlepsze ich odsłonięcie reprezentuje dziś glinianka cegielni gosp. Trębacza w Kościelcu.

Czarniawe, lub szaro żółte ily warstw boruszowickich Zaręczny brał za niższą część naszego kajpru. Ily okolic cegielni Trębacza wymienia nawet ten autor w „Atlasie” str. 125, jako „słaby pokład kajprowych ilów”. Zarówno jednak te ily, jak też opisywane przez Zaręcznego margle, dolomity lub „wapienie” górnego wapienia muszlowego, w których badacz ten znajdował szczątki fauny, należą do warstw boruszowickich lub do bezpośrednio niżej leżących prawdopodobnych odpowiedników serii z Wilkowic.

Ceratyt z Kątów wymieniony przez Tietzego pochodził też niewątpliwie z warstw boruszowickich.

Całkowite odsłonięcie pełnej serii warstw boruszowickich uzyskałem dzięki wykonaniu w obrębie wzmiankowanej cegielni gosp. Trębacza w Kościelcu trzech wkopów oraz jednego szybiku. Dolną część profilu z tego szybiku podałem już powyżej przy opisie warstw tarnowickich (i osadów, względem nich nadległych). Pełny i powiązany profil z tych wkopów podaję poniżej:

Od dołu: (warstwy wyższe od odpowiedników serii z Kolonii Wilkowice) (tabl. VII, fig. 2).

1. 80 cm — il plastyczny, marglisto-dolomityczny bardzo drobno pelityczny, żółty i szarawo-żółty, o teksturze nieco łupkowej, jednak słabo zaznaczonej. Trafiają się tu z rzadka rozproszone okruchy kości kręgowców i łusek rybich oraz drobne szczątki nieoznaczalnych skorupki mięczaków. Miejscami skała staje się nieco bardziej scementowana i przedstawia wtedy kilku, lub kilkunastocentymetrowej miąższości dość zbite i równe ławice marglisto-ilasto-dolomityczne. Tu trafiają się też rzadkie smugi białego mułku (głównie pelit kwarcowy). Dochodzą one do 30 cm długości i około 5 cm grubości;

2. 40 cm — ił nieco marglisty, bardzo ciemnoszary miejscami żółty, łupkowany, ściśle wiążący się ze skałą leżącą niżej. Żółte iły stanowią tu warstwy identyczne z iłami czarnymi, jednakowoż o wyżej utlenionych domieszkach związków Fe. Czarne iły bywają przełożone wkładkami iłów żółtawych, lub na odwrót. W drobnych wkładkach zarówno czarne, jak i żółte iły bywają nieco mułkowate. W osadzie rozproszone są drobnutki konkracje i kryształki pirytowe i markasytowe. Po wyschnięciu czarne iły przybierają barwę popielato-niebieskawą;
3. 20 „ — dolomit wapnisto-ilasty, bardzo zbity, bardzo drobno-kryształiczny, lub kryptokryształiczny, czasami ze śladami gruzełkowatości, z częstymi drobnymi lub do kilku mm dochodzącymi ziarnami pirytu. Barwa szara. Znalazłem w nim okaz *Ceratites* sp;
4. 90 „ — ił ciemnoszary, w stanie suchym szaro-popielaty, miejscami żółto smugowany. Silnie zbity i dość wybitnie łupkowany, zawierający rozproszone dość liczne drobnutki kryształki lub skupienia pirytu, gipsu, oraz igielkowate kryształki ałunu. W osadzie tym trafiają się też drobne okruchy szczątków organicznych, w większości są to łuski rybie i pirytowe skorupy małży, ślimaków i ceratytów;
5. 10 „ — ił (mułek) silnie glaukonityczny, szarawo-seledynowej barwy, bardzo słabo spojony, lecz nieco łupkowany. Zawiera dość liczne rozproszone blaszki muskowitu;
6. 75 „ — ił lekko marglisty szary, po wyschnięciu popielato-szary, nieco łupkowany i częściowo mułkowany lub zawierający wkładki drobne bardziej glaukonityczne. Częste są tu rozproszone kryształki pirytu i markasytu oraz drobne (do 5 mm dług. i 0,5 mm szer.), pręcikowate kryształki ałunu. Miejscami skała staje się rdzawa, na skutek utlenienia i uwodnienia Fe (pochodzącego z rozkładu pirytu);
7. 25 „ — ił zielonawo-szary, częściowo mułkowy, ze smugami nieco glaukonitycznymi, a wtedy zawierającymi też muskowit;
8. 30 „ — ił łupkowany, szary z rzadkimi, bardzo drobnymi kryształkami gipsu i ałunu. Po zeschnięciu rozsypuje się w drobne kanciaste okruchy;
9. 25 „ — ił marglisty, zielonawy, nieco glaukonityczny, zawierający muskowit i w razie obecności glaukonitu przybierający fację bardziej mułkową;
10. 40 „ — piaskowiec o spoiwie wapnisto-dolomitycznym. Wybitnie glaukonityczny. Glaukonit rozproszony jest nierówno, tak

że facja skały jest dość zmienna. Barwa waha się od zielonej i zielono-szarej (facja jest wtedy bardziej piaszczysta) do czerwonej, gdy wzrasta ilość spoiwa wapiennego. Skała jest spękana w grube bloki poprzesuwane nawzajem o kilkanaście *cm* w stosunku do siebie. Zawiera ona często blaszki muskowitu oraz nieregularne skupienia pirytu. Fauna jest bardzo liczna. Cechuje ją bogactwo ceratytów. Charakterystykę fauny podaję poniżej;

11. 120 *cm* — piasek kwarcowo-glaukonityczny (bardzo dużo glaukonitu). Lekko scementowany substancją ilastą. Barwa seledynowo-zielona. Fauny nie znaleziono nawet w szlamowanych próbkach. Bardzo rzadkie blaszki muskowitu;
12. 18 „ — dolomit piaszczysto-glaukonityczny, słabo scementowany, brunatno-zielonawy. Ślady kości gadzich. Warstwa ta łączy się z wyżej leżącą, oddzielona od niej smugą silniej glaukonitową;
13. 25 „ — dolomit marglisto-wapnisty, silniej scementowany. W częściach niezwiędzłych różowo-zielonawy. Liczna fauna kości gadów;
14. 33 „ — dolomit marglisto-wapnisty, żółty. Ku górze stopniowo przechodzi w warstwę ilastą, niewyraźnie łupkową;
15. 27 „ — ił łupkowy, dolomityczny ze śladami glaukonitu, miejscami mulkowaty, żółto-zielonawy, nieco plamisty od związków *Fe*. Fauny nie znaleziono;
16. 30 „ — łupek ilasty, dolomityczny, nieco glaukonityczny. Ślady kości gadów. Barwa żółto-zielonawa;
17. 18 „ — łupek ilasty, dolomityczny, nieco glaukonityczny. Ślady kości gadów. Barwa żółto-zielonawa;
18. 32 „ — wapień dolomityczno-marglisty, nieco gruzłowaty, słabo scementowany, różowawo-żółty, słabo burzy się z *HCl*;
19. 40 „ — ił mulkowaty ze śladami glaukonitu, zielonawo-brunatny z żółtymi ławicami i drobnymi warstewkami bardziej zbitego, żółtego łupku;
20. 20 „ — dolomit wapnisto-piaszczysty, jasny, szaro-różowawy, z niewyraźnymi smugami żółtymi;
21. 50 „ — ił łupkowy, ciemno-niebieskawo-szary, o nierównym przełamie z rzadkimi smugami brunatno-żółtymi. Stopniowo przechodzi w warstwę następną;
22. 35 „ — łupek ilasty, dolomityczny, żółty, łamiący się w ostrokrawędziste kawałeczki;
23. 25 „ — dolomit piaszczysto-ilasty, nieco gruzłowaty, bardzo słabo scementowany, ze śladami glaukonitu;

24. 50 cm — ił brunatno-zielonawy, dolomityczno-wapnisty;
25. 22 „ — dolomit marglisty, słabo scementowany, kruchy, żółty;
26. 18 „ — dolomit wapnisty, słabo scementowany, różowawy. Drobne okruchy kości gadów i niewyraźny detrytus mięczaków;
27. 40 „ — ił pstry żółto-zielonawy, z drobnymi kongrecjami marglistymi;
28. 20 „ — lupek marglisty (marglisto-dolomityczny) żółty. Stopniowo przechodzi w spąg w warstewkę niżej leżącego iłu pstrego;
29. ok. 70 „ — ił łupkowy marglisty, żółtawo-zielonej barwy, dość tłusty, zawierający liczne kongrecje wapniste o kształtach buł, kulek, lub cienkich płaskich skorup. Warstwa ta, jako znajdująca się blisko powierzchni terenu, jest już zapewne dość silnie poddana oddziaływaniu wód atmosferycznych.

Objęte powyższym profilem warstwy, stanowią zapewne w całości zespół warstw boruszowickich. Nie jest wykluczone, że leżące w stropie profilu zielonawo-żółtawe iły z kongrecjami wapiennymi stanowią już przejście do kajpru. Osobiście sędzę jednak, że raczej tak nie jest, a to na podstawie obserwacji z terenów pobliskich blokowi Płazy, gdzie (między Chrzanowem a Balinem) kajper zdaje się niezgodnie leżeć na ogniwach wapienia mūsłowego.

Ze Śląska Górnego Assmann (i inni) stwierdza też niezgodność w zaleganiu tych formacji. W profilu naszym natomiast istnieje zupełna zgodność nie tylko kątowa pomiędzy niższymi, a wyższymi warstwami, ale też te wyższe warstwy litologicznie ściśle wiążą się z osadem niższym. Zapewne więc w stropie profilu występujące nieco „pstre“ iły są jeszcze sedymentem warstw boruszowickich.

Wyliczona z profilów miąższość daje liczbę 10,95 m. Zapewne miąższość ta w niewielkich granicach jest zmienna. W poszczególnych wkopach obserwowałem bowiem różnice w grubości analogicznych poszczególnych warstw. Na nieznacznej zatem odległości warstewki iłów, czy marglistych wkładek odchylają się o kilka do kilkunastu centymetrów w swej grubości. Osad nie jest tu więc w swych szczegółach ustabilizowany, jego jednak pokrój ogólny ma charakter regionalny i jest typowy tak dla zachodnich i północnych części Śląska, jak i dla terenu bloku płaziańsko-kościeleckiego, czy w ogóle okolic Chrzanowa. Są to bowiem, ogólnie biorąc, iły, iły margliste, łupki margliste z wkładkami piaskowców i dolomitów wapnistych, często bogate w glaukonit, pelit kwarcowy i piryty.

Przeszlamowane przeze mnie dotychczas iły wykazały (w swych czarnych odmianach) obecność wielkiej ilości drobnych ziarn piryty, oraz markasytu, które po części nadają skale barwę. W iłach zawarte są też liczne, całkowicie

spirytyzowane, bardzo małe skorupy i ośrodki ślimaków, małżów i ceratytów. Obecność śladów blendy cynkowej jest tu możliwa, chemiczne opracowanie naszego osadu dotychczas nie zostało jeszcze ukończone. Rozkład pirytu powoduje wydzielenie się minerałów wtórnych: kongrecji limonitowych, gipsu i alunu.

Fauna warstw boruszowickich okolic Kościelca charakteryzuje się występowaniem w licznych ławicach szczątków gadów oraz łusek ryb. Specjalnie bogata w faunę jest zwłaszcza wkładka wapnisto-dolomitowego piaskowca, osiagająca ok. 0,5 m miąższości, leżąca prawie w połowie całej serii. Warstwa ta została opisana w profilu pod nr 10.

Ze skały tej wydobyłem kilkadziesiąt okazów ceratytów oraz około 80 egzemplarzy reprezentantów form innych, głównie małżów. Stan zachowania okazów jest niezbyt dobry dla oznaczeń paleontologicznych. Są to przeważnie piaszczyste ośrodki i odlewy o nieco zatartych rysach pierwotnej morfologii osobników. Szczegółowe oznaczenie tej fauny będzie przedmiotem osobnego opracowania. Na tym miejscu podaję tylko formy najważniejsze dla problemu paralelizacji naszego osadu z jego analogami ze Śląska:

1. *Ceratites* sp. (*C. nodosus*?)
2. *Ceratites* sp. cf. *C. spinosus* Phill.
3. *Pecten discites* Schloth.
4. *Pecten (Pleuronectites) laevigatus* Schloth.
5. *Enantiostreon difformae* Schloth.
6. *Myophoria vulgaris* Schloth.
7. *Unicardium* sp. cf. *U. schmidti* Gein.
8. *Gervilleia substriata* Credn.
9. *Pleuromya* sp.
10. *Chemnizia* sp. cf. *Ch. hehli* v. Zieten.
11. *Scurria tenuistriata* Assm.

Poza tym: lamellibranchiata
gastropoda
nephropsidea (crustacea)
ostracoda
pisces
reptilia
z roślin: equisetales.

Fauna warstw boruszowickich okolic Kościelca jest więc bogata i w osobniki i w gatunki. W porównaniu z fauną tej samej serii z Górnego Śląska wykazuje (spośród oznaczonych) część form wspólnych (1, 2, 3, 6), jeśli porównać ją z zestawieniem Assmanna z 1944 r. Obecność licznych osobników formy *Myophoria vulgaris* jest tu znamienna, podobnie jak i na Śląsku. Nie bez

znaczenia jest też pojawienie się małżoraczków (w niektórych ilastych warstwach masowe).

W obrębie bloku płaziańsko-kościieleckiego warstwy boruszowickie występowaniem swym ograniczają się do terenu na W od Kościelca. Leżą tu one poniżej jury brunatnej, powyżej zaś warstw tarnowickich, zajmując obszar ok. 1 km². Szerzej rozprzestrzenione zdają się być w obrębie miasta Chrzanowa (przy jego zachodniej peryferii) oraz bezpośrednio na W od miasta. W samym Chrzanowie obserwowałem też żółte dolomity margliste serii boruszowickiej, wietrzejące w sposób podobny do przeobrażenia „jamistego“ względnie „kormórkowego“ wapieni innych poziomów. Obserwacje te zdają się pokrywać z wzmiankowanym wyżej występowaniem facji „jamistej“ na Śląsku obserwowanej przez Tornaua.

W ogólności zaś cechą ilów serii boruszowickiej jest dawanie zwietrzliny o wybitnie jasnożółtej (kanarkowej) barwie.

Iły omawianej tu serii do niedawna były używane przez gosp. Trębacza w Kościelcu do wypalania cegły.

Kończąc rozdział o górnym wapieniu muszlowym terenu bloku płaziańsko-kościieleckiego możemy podać w jednym zdaniu zsumowanie najważniejszych wniosków dotyczących stratygrafii całego ważnego kompleksu warstw triasowych, jakie w obrębie płaziańskiej tarczy i sąsiednich obszarów składają się na utwory wapienia muszlowego. Wniosek brzmi: zasady szczegółowej stratygrafii wapienia muszlowego (a także retu), opracowane dla Śląska Górnego, dają się w większości zastosować również do analogicznych utworów bloku płaziańsko-kościieleckiego oraz zapewne do większego regionu najbardziej wschodnich obszarów triasu krakowskiego.

Zestawienie poglądów na stratygrafię omawianej formacji, uwzględniające też schemat stratygraficzny autora, przedstawia tabela (tabl. VIII), załączona do opracowania.

c) Kajper

Utworów kajpru nie obserwowałem w obrębie bloku Płazy. Wspominałem już o wzmiance Zaręcznego dotyczącej ilów boruszowickich branych przez tego autora za kajper. Nadmienię też, że za ewentualne osady kajpru brał wspomniany autor także iły (czy gliny) leżące bezpośrednio na E od Kościelca w okolicy drogi Chrzanów—Płaza. Sam Zaręczny jednak co do tego drugiego utworu decydował się raczej na kwalifikowanie go do osadów miocenijskich. Jako miocen oznaczył go też na swej mapie odkrytej. Z poglądem tym jestem zgodny, jakkolwiek uważam, że dziś zupełnie nieodslonięte, dawniej eksploatowane dla celów cegielnianych iły z E części wsi Kościelec, wymagają jeszcze dokładniejszego zbadania.

Na Śląsku Górnym zasadniczy schemat podziału kajpru przedstawia się następująco (wg Czarnockiego — 9, str. 157):

Kajper: górny — piaszczyste margle, zlepieńce, piaskowce, pstre margle i ily retyku

środkowy — szare i czerwone margle i ily z wkładkami wapienia, piaskowców i gipsu

dolny — szare ily, margle, dolomity.

Raz więc jeszcze stwierdzić możemy, że sedyment warstw boruszowickich jest przejściowy do wymienionych osadów kajpru.

Warstwy kajprowe, wykształcone jako pstre ily z cienkimi wkładkami marglistych dolomitów, obserwowałem w okolicy pobliskiej płaziańsko-kościieleckiemu blokowi w Balinie. W opracowaniu niniejszym, nie obejmującym tego terenu, formację kajprową pomijam.

Rozprzestrzenienie kajpru w okolicach względem bloku Płazy peryferycznych zdaje się wykazywać zależność od wklęsłych form tektonicznych okolic Chrzanowa.

3. JURA

Utwory jurajskie, reprezentujące osady doggeru i malmu, leżą w obrębie płaziańsko-kościieleckiej tarczy, poprzerzywanym przez erozję pasem stanowiącym jak gdyby obrzeżenie północno-wschodnie bloku triasowego. Od Kościelca przez Piłę Kościlecką i Bołęcin ciągnie się strefa jurajska szeroka (w bardziej zwartych masach) na ok. 0,7 do 1,3 km, układając się wzdłuż linii o przebiegu mniej więcej NW—SE. Pas ten jest częścią południowo-zachodniego skrzydła wschodniej niecki chrzanowskiej i posiada ogólny upad zwrócony ku temu synkлинаłnemu elementowi. Odosobnione „ostańce“ jurajskie, które oparły się erozji, rozrzucone są w bezpośrednim zachodnim sąsiedztwie tego pasa, świadcząc o dalszym niegdyś ku zachodowi zasięgu jury. Dzisiejsza więc granica omawianej formacji jest po stronie SW brzegiem erozyjnym, po stronie zaś NE uwarunkowana jest tektoniką, oraz zasięgiem osadów miocenu, transgredującego na jurę.

Najniższym w obrębie omawianego terenu punktem występowania osadów doggeru, jest jego strzępek, leżący nad rzeczką Chechło w Kościelcu (ok. 265 m n.p.m.), najwyżej leży ten sam utwór na wzniesieniu na WNW od środka Płazy (na wys. ok. 365 m).

Różnice poziomów terenów, na których spotykamy analogiczne osady jurajskie, świadczą, że już po okresie jurajskim doszło do poważnych tektonicznych przemieszczeń mas skalnych bloku płaziańsko-kościieleckiego. Położenie najwyższe zajmują odsłonięcia jury położone na S od uskoku Żrebce—Libiąż. W niższym o 60—100 m położeniu leżą odpowiednie utwory na N od uskoku. Służyć więc one mogą do określenia wieku tej walnej dla naszego terenu linii tektonicznej, która utworzyć się musiała po okresie jurajskim.

Badania nad utworami jurajskimi okolic bloku Płazy i w ogóle całego obszaru krakowskiego posiadają swą wiekową już tradycję i rozwijały się zwłaszcza w drugiej połowie XIX wieku. Badacze tacy jak: Alth, Bieniasz, Bukowski, Fallaux, Kontkiewicz, Laube, Michael, Michalski, Neumayr, Pusch, Raciborski, Reuss, Rehbinder, Römer, Siemiradzki, Süess, Szajnocha, Tietze, Wójcik, Zaręczny, Zejszner i inni pozostawili spuściznę licznych badań szczegółowych i koncepcji stratygraficznych ogólnych. W dniu dzisiejszym nie posiadamy jednak opublikowanej ostatecznej i nowocześnie ujętej syntezy geologicznej tych badań.

Badania utworów jurajskich interesującego nas terenu prowadzili też w ostatnich czasach S. Z. Różycki i Doktorowicz-Hrebnicki. Główne rezultaty ich prac nie zostały jednak dotychczas opublikowane.

Ostatnie opracowanie ujmujące całość wiadomości o utworach batu, keloweju i oksfordu terenu jury krakowskiej przedstawia praca Wójcika z 1910 r. (37). Ważnym przyczynkiem dla stratygrafii malmu jest też rozprawka S. Z. Różyckiego (30), dotycząca rynchonell Jury Krakowsko-Częstochowskiej.

Zalety pracy Wójcika stanowią: 1) oznaczenie dużego materiału faunistycznego, 2) rozpozniomowanie niższych osadów jurajskich, zgodne z zasadami stratygrafii przyjmowanymi w czasach Wójcika na zachodzie Europy, oraz stwierdzenie zmian facjalnych osadów naszej niższej jury przebiegających w kierunku ogólnym od zachodu ku wschodowi, zgodnie z zasadniczym kierunkiem transgredowania morza jurajskiego w obszarze krakowskim. Dla geologa terenowego praca Wójcika ma znaczenie podstawowe, dzięki ściślejszemu powiązaniu zespołów faunistycznych z facjami litologicznymi dającymi się z pewnym uogólnieniem ująć kartograficznie.

Wobec braku w okresie moich prac terenowych nowocześniejszego, syntetycznego opracowania stratygrafii osadów jurajskich terenu bloku płaziańsko-kościelickiego, stosowałem w czasie kartowania podział oparty w zasadzie o poglądy Zaręcznego i Wójcika. Obserwacje moje wnoszą do badań tych autorów jedynie pewne uzupełnienia dotyczące tak występowania, jak też rozwoju litologicznego poszczególnych serii.

Schemat stratygraficzny przyjęty przez Wójcika odnośnie do batu i keloweju okręgu krakowskiego, opiera się o poziomy amonitowe, stwierdzone dla balińskiego oolitu przez Neumayra (24). Jego układ oraz jego wyzyskanie przeze mnie w pracy kartograficznej ilustruje tabela:

Neumayr — Wójcik:	oznaczenia kartograficzne autora:
<i>Quenstedtoceras lamberti</i>	2. wyższy kelowej, oraz poziom z <i>Cardioceras cordatum</i> (hemera). Jest to zespół ilów glaukonitycznych, lub marglistych z fauną belemnitów w niższej części i częstą formą <i>Cardioceras cordatum</i> w stropie. Lokalnie margliste łupkowate gezy
<i>Cosmoceras ornatum</i>	
<i>Reineckia anceps</i>	

Macrocephalites macrocephalus 1. niższy kelowej, oraz ewent. górny baton, od
Oppelia ospidoides piaskowców i zlepieńców w dole po poziom
 oolityczny z *Macrocephalites macrocephalus*
 w górze (włącznie).

W schemacie swym złączyłem przy kartowaniu poziom z *Cardioceras cordatum* (maks. występowanie) z niżej leżącymi utworami keloweju nie w celu podkreślania jakiegoś poglądu ogólniejszego na problem granicy między doggerem a malmem, lecz jedynie ze względów praktycznych dla kartowania. W dostępnych mi bowiem odsłonięciach utworów granicznych brunatnej i białej jury w obrębie płaźańsko-kościeleckiej tarczy (w okolicach Kościelca) stwierdzić mogłem zawsze łączność sedymentów poziomu kardiocerasowego z utworami niższymi, dość ostro natomiast odcinają się od szarawych margli, ilów, czy gezowatych osadów z *Cardioceras*, leżące wyżej białe wapniste margle bogatsze w formę *Aspidoceras perarmatum*.

Również i Zaręczny nie wyodrębnił na swej mapie poziomu z *Cardioceras cordatum*, podkreślając jego litologiczny związek z wyższą jurą brunatną. Zaręczny ujmował na swej mapie całość doggeru wraz z marglami kardiocerasowym, jedną sygnaturą.

W stosunku do Tietzego podział przyjęty przeze mnie różni się również rozbiciem w kartograficznym ujęciu utworów jury brunatnej na dwie serie (Tietze wyróżnił jedną) oraz innym rozumieniem poziomu z *C. cordatum*, który na mapie Tietzego potraktowany jest niewątpliwie zbyt obszernie.

Oдноśnie do malmu przeprowadziłem rozdział utworów wg schematu:

2. Wapienie rafowe i płytowe

1. Margle wapniste z *Aspidoceras perarmatum*.

Wyróżnione w ten sposób cztery serie jurajskie naszego terenu omówię pokrótce w kolejności od dołu. Zdając sobie sprawę z rozległości tematu, jaki stanowi opracowanie szczegółowe jury okolic Chrzanowa, traktuję poniższy spis jedynie jako schematyczną informację o formacji objętej opracowaniem kartograficznym, lecz oczekującej jeszcze przyszłego odrębnego opracowania stratygraficzno-paleontologicznego.

a) Utwory wyższego batonu po poziom z *Macrocephalites macrocephalus*

Na początku niniejszego rozdziału wspomniałem, że pojurajska tektonika uwarunkowała po części rozmieszczenie osadów jurajskich naszego terenu na różnych poziomach morfologicznych. Nie tylko jednak czynnik tektoniczny był przyczyną tego zjawiska. Istnieją dane wskazujące, że transgresja jurajska wkroczyła na teren posiadający już tektonikę dość złożoną i zapewne morfologię w pewnej przynajmniej mierze urozmaiconą. Transgresja odbywała się

przy tym dostatecznie szybko na to, aby nie wywołać wybitnych zjawisk abrazyjnych. Najniższe więc osady naszej jury składane były już w czasie swego powstawania na poziomach terenu nieco zróżnicowanych.

Dowodem istnienia już przedjurajskiej tektoniki utworów triasowych jest fakt niezgodnego ułożenia jury na triasie. Najniższe warstwy naszego doggeru spoczywają bowiem w obrębie tarczy płaziańsko-kościeleckiej (wg danych, stwierdzonych obserwacją bezpośrednią) na dolomitach diploporowych (okolica Bołęcina i Płazy) oraz na ilach boruszowickich (okolica Kościelca). Po osadzeniu się zaś całej jury, a przed transgresją mioceńską gmach mezozoiczny uległ następnym ruchom tektonicznym stosującym się w zasadzie do założeń tektoniki dawniejszej.

Najniższą część naszego doggeru reprezentują piaskowce i zlepieńce nie zawierające fauny leżące pod faunistycznie określonymi warstwami z *Macrocephalites macrocephalus*. Te ostatnie posiadają z zasady fację piaskowców wapnistych, wapieni piaszczystych i wapieni oolitycznych. Warstwy piaskowcowe przedstawiają zatem prawdopodobnie osad początkowych faz transgresji, o cechach wybitnie litoralnych, podczas gdy bogatsze w faunę poziomy wyższe tworzyły się w warunkach bardziej pelagicznych, gdy morze stanowiło już element dominujący nad zalewanym obszarem.

W niektórych punktach naszego terenu brak jednak całkowicie osadu piaskowców. Oolityczna natomiast, przeważnie bogata w faunę facja, pojawia się prawie w bezpośrednim kontakcie z utworami triasu. Obserwacja ta dotyczy np. wystąpienia drobnego skrawka osadów jurajskich przy wzgórzu 293 m ok. 350 m na SW od cegielni gosp. Trębacza w Kościelcu. W wykonanym tu wykopie, mającym na celu zbadanie warstw boruszowickich obserwowałem:

2. 50 cm — silnie zwietrzały żółty wapień piaszczysto-oolityczny z bogatą fauną małżowo-terebratulową.
W spągu nieregularna 3—15 cm miąższości warstewka oolitu o bardzo grubych ooidach żelazistych. Ooidy dochodzą do 10 mm średnicy i są kształtu przeważnie płaskiego, fasolowatego, bardzo rzadko kulistego. Fauny w tym spągowym oolicie w szybiku nie obserwowałem;
1. ? — ciemnoszare i żółtawe ily margliste z wkładkami margli dolomitycznych (warstwy boruszowickie).

Jest możliwe, że oolit, względnie pizolit, leżący w spągu odsłonięcia jury stanowi odmienny facjalnie równoważnik bądź niższej części poziomu makrocefalitowego, bądź piaskowców spągowych jurajskich, utworzony tylko w odmiennych od piaskowca warunkach sedymentacyjnych (silne prądy). Świadczyłyby to o fakcie, że charakterystyczne dla najniższej części naszego

doggeru piaskowce mogą być albo bardzo zmienne w miąższości, albo nawet zastępowane przez inną fację. W odsłonięciu jury przy drodze koło Płazy, gdzie dogger leży na dolomicie diploporowym, facja piaskowców, rozpoczynających transgresję jest też znacznie zredukowana (zapewne do miąższości ok. 2—3 m). Intensywnie natomiast rozwinięty jest piaskowiec bez fauny w odsłonięciach w lesie na E od fabryki ceramicznej „Stella“ (dokładnie o 1 km na wschód od niej). Są to tzw. „kopce“, o których wspomina też Wójcik (37, str. 41) jako o kwarcytach. Skała nie jest tu kwarcytowa, lecz tylko zbita i twarda, dzięki obfitej ilości węgla wapniowego, ściśle cementującego piaskowce. Fauny brak.

„Kopce“ uważam za równoważniki litoralnego początkowego osadu transgresji jurajskiej, a grubość ich sedymentu (do 10 m) skłonny byłbym tłumaczyć morfologią dna morskiego, względnie zróżnicowaniem orografii terenu, na który morze wkroczyło. Wzrost miąższości osadu piaszczystego tłumaczę przy tym jego tworzeniem się we wklęsłych elementach dna zasypywanych intensywniej sedymentem dzięki współdziałaniu prądów, lub nawet przemieszczeniu się niescementowanej masy po nierównym dnie, leżącym w zasięgu podstawy falowania.

Szybki stosunkowo przebieg transgresji zdaje mi się znajdować dowód w tym, że tak miękkie osady, jak sedyment warstw boruszowickich, nie zostały przez jurajską abrazję rozmyte, lub wyraźnie przerobione. Jest wprawdzie możliwe, że utwór boruszowicki był niegdyś chroniony przez osady kajpru, te ostatnie jednak, ze względu na swoją małą odporność nie mogłyby być przy transgresji powolnej i abrazji długotrwałej czynnikiem dla boruszowickich ilów dostatecznie zabezpieczającym. Nie obserwowałem też nigdzie w obrębie bloku płaziąsko-kościelckiego i w okolicach Chrzanowa jakichś wyraźnych śladów jurajskich zrównań abrazyjnych.

Problemowi sposobu rozprzestrzenienia się morza jurajskiego i jego sedymentów poświęciłem tu nieco uwagi z tego przede wszystkim względu, że rozpoczynając rozdział dotyczący stratygrafii jury, winienem na wstępie rozstrzygnąć zagadnienie wieku piaskowców leżących najniżej w serii jurajskiej.

Nie dostarczają nam one niestety dokumentów paleontologicznych, to też brak mi podstawy do sprecyzowania ich stratygraficznej przynależności. Leżą one poniżej warstw z *Macrocephalites macrocephalus*, reprezentują zatem wiek odpowiadający zapewne górnemu batonowi lub warstwom z pogranicza batonu i keloweju. W każdym razie, jako facjalnie raczej niejednorodny utwór, reprezentują one charakterystyczną i mimo to jednowiekową serię.

Zaręczny (39) paralelizował część przynajmniej tych osadów z balińskim oolitem, Tietze zaś (35, str. 100—101) sądził, że w okolicy Kościelca mamy do czynienia również z piaszczystymi odpowiednikami warstw zarówno makrocefalitowych, jak też i niższych parkinsoniowych. Mimo możliwe starannych

poszukiwań nie znalazłem jednak żadnych paleontologicznych wskazówek mogących poglądy Tietzego potwierdzić.

W obrębie bloku Płazy nie spotkałem nigdzie dość dużego odsłonięcia serii piaskowcowej, aby móc prześledzić szczegóły litologicznego jej rozwoju. Sądząc z obserwacji eluwiów, mamy tu jednak do czynienia z osadem niespokojnym facjalnie i zmiennym tak w pionowym jak i w poziomym kierunku. W „kopcach“ na S od Kościelca występuje piaskowiec o przewodzie dość równego ziarna, wielkiego w skali 0,1—0,5 mm. Spotyka się w nim cienkie wkładki żwirków oraz miejscami niewyraźnie zaznaczone zjawisko uławicenia przekątnego. Spoiwo jest tu wapienne. Barwa skały szarawo-biała.

Piaskowce i zlepieńce tej najniższej na naszym terenie części doggeru tworzą ładną i rzucającą się w oczy kuestę erozyjną, wzdłuż drogi Chrzanów—Pogorzyce (na E od niej). W eluwiach jej stoków można obserwować rozmaicie wyglądający materiał zwietrzelinowy — od drobnego piasku do grubego żwiru, z zasady dobrze obtoczonego i w przewodzie kwarcowego. Drobne, dziś przeważnie zarzucone kopanki, założone na kuceście, eksploatowały tu przeważnie już najwyższe części piaskowców, w których pojawia się pierwsza fauna małżowa. Barwa całej serii przeważnie żółto-brunatnawa. Skała zabarwiona jest limonitem. Podobna lecz mniejsza kuesta erozyjna utworów jurajskich zaznacza się też wzdłuż drogi Chrzanów—Kościelec—Bołęcina (na E od niej). Faunę jury brunatnej wymienionych tu odsłonień z okolicy Kościelca i Bołęcina cytuję Wójcik. Zebrane przeze mnie dość liczne materiały stanowią temat dalszych opracowań.

Ku górze osad piaszczysto-żwirowy w obrębie bloku płaziańsko-kościelckiego stopniowo zmienia wykształcenie litologiczne z całkowicie pod względem paleontologicznym płonego na bardziej wapnisty i bogatszy w faunę. Pojawiają się liczne małże, ślimaki i nieregularne jeżowce. Wiele form wykazuje cechy przystosowawcze strefy przybrzeżnej (wielkie grubo skorupowe ślimaki i małże). W najwyższej części brunatny osad wapnistych piaskowców staje się coraz wybitniej oolityczny, fauna zaś przybiera cechy pelagiczne. Bogactwo fauny amonitowej z licznymi osobnikami *Macrocephalites macrocephalus* skupione jest w stropie serii, jakkolwiek wymieniona tu forma przewodnia trafia się już sporadycznie wśród bardziej litoralnych zespołów poniżej właściwej warstwy oolitycznej.

Czysty oolit, pod względem litologicznym zbliżony do typu skały balińskiej, zajmuje miąższość nierówną, na ogół od kilku do kilkudziesięciu centymetrów i z zasady ostro odcina się od marglistych warstw nadkładu, stopniowo zatracając się ku dołowi. Wyróżnienie warstwy czysto oolitycznej jest przy kartowaniu praktycznie nader trudne, wobec mieszania się w eluwiach jego okruchów ze zwietrzeliną piaszczystą. Dlatego też na mapie swej utwory piaszczyste i oolityczne traktowałem łącznie.

b) Wyższy kelowej po poziom z *Cardioceras cordatum*

Ponad oolitem, wzgl. oolityczno-piaszczystym wapieniem, leży w całym naszym terenie seria żółtawo-szarych, częściej zielonawych iłów, często glaukonitycznych, bezwarstwowych lub łupkowatych, prawie zawsze marglistych, zawierających makrofaunę belemnitów i (rzadziej) amonitów. Facja ilasto-glaukonityczna, dobrze rozwinięta np. w okolicach Piły Kościeleckiej, ustępuje dość monotonnej facji grubiej ulawionych (warstwy do 30 cm), silnie krzemionkowych, zbitych margli. W skład ich wchodzi tu głównie pelit kwarcowy i ilasty, z niewielką domieszką substancji wapiennej, silnie natomiast infiltrowany krzemionką o pochodzeniu zapewne pierwotnie organogenicznym (spikule gąbek). Skała zbliża się zatem do utworów gezowych. Ławice nie wykazują szczątków fauny (poza spikulami), są przeważnie przegradzane cienkimi wkładkami jasnozielonawych iłów i same wykazują barwę jasnoszaro-żółtawą. Utwór ten możemy uważać za specjalnie charakterystyczny dla wyższego keloweju okolic Kościelca. Obserwować go można w zwietrzelinach na S od cementarza, gdzie na roli występuje on w postaci drobnych płytek łupkowych, niemal białych, zubożonych w substancję wapienną, bogatszych zato w krzemionkę i bardziej lekkich i porowatych. Miąższość serii jest nierówna i waha się od ok. 5 m (okolice Piły) do ok. 10 m (okolice Kościelca). Stanowi ona zapewne lokalny odpowiednik tzw. „iłów ornatowych“, opisanych z Grojca przez Teisseyre'a i Wójcika.

c) Malm

Bez większych zmian sedymentacyjnych w stosunku do wyżej opisanych utworów rozpoczął się okres panowania gatunku *Cardioceras cordatum*. W Kościelcu na warstwach wyższego keloweju rozwinął się poziom kardiocerasowy jako margle z licznymi spikulami gąbek, lub nawet jako płytkowe, iłami przekładane utwory, pokrewne skałom gezowym. Litologicznie poziom z *C. cordatum* wyróżnia się tu od warstw niższych większą ilastością. Różnica nie jest tu jednak dość wybitna, aby mogła stanowić podstawę dla rozdzielenia kartograficznego. Miąższość serii kardiocerasowej waha się ok. 5 m.

W wyższej części osadu marglistego, scharakteryzowanego wymienioną skamieniałością, pojawiają się z zasady białe, lub szaro-białe margle wapniste, mniej lub więcej bogate w gąbki, przez to czasem (jakkolwiek rzadko) silniej skrzemionkowane. Zazwyczaj warstwa wapnistej margli jest jeszcze nakryta ławicą bardziej ilastą, stopniowo ku górze wzbogaconą w gąbki. Dolna zatem granica utworu jest dość dogodna do przesłedzenia, górna zatracą się stopniowo. Seria ta, osiagająca miąższość sumaryczną około 5 m, scharakteryzowana jest bardzo bogatą fauną drobnych form amonitów, wśród których przeważają głównie oppelle i perisfinky. Dość częstym jest tu też gatunek *Aspidoceras*

perarmatum, (nie znalazłem tu natomiast na omawianym terenie nigdy formy *Cardioceras cordatum*). Okazy *Aspidoceras perarmatum* znajdowałem niemal we wszystkich odsłonięciach serii.

Nie wchodząc na razie w ogólne zagadnienie stratygrafii naszej jury, wyodrębniłem na swej mapie poziom ten, jako dający się kartować. Odsłonięty jest on dogodniej zwłaszcza w Kościelcu i w Pile Kościeleckiej, gdzie w zwierzelinach na roli, lub na cmentarzu w Kościelcu, okazuje swe bogactwo fauny. W Bolęcynie poziom ten zdaje się być bardziej wapienny i wiąże się swym wykształceniem z poziomem wyższym mającym w całej swej miąższości cechy zbliżone do tzw. „wapienia skalistego“.

Najwyższym wyróżnianym przeze mnie poziomem naszej jury są „wapienie rafowe i płytowe“. W ujęciu kartograficznym odpowiadają one utworom wyróżnionym już przez Zaręcznego, które autor ten opisuje (39, str. 158—160) jako dziedzinę gatunku *Peltoceras transversarium*.

W nieco marglistych gąbkowych wapieniach tego zespołu znajdowałem już blisko stropu serii rynchonelle, spośród których częstą jest duża forma *Lacunosella trilobataeformis* M. Wiśniewska (36); trafia się też *Lacunosella blanovicensis* M. Wiśn. Jeślibyśmy za S. Z. Różyckim (30) ramienionogi te uznali za wskaźniki wiekowe, przyznać winniśmy skałom, w których występują wiek dolno- lub co najwyżej górno-argowijski. Odpowiada to zresztą w przybliżeniu poziomowi z *Peltoceras transversarium*. Strop jury bloku płaziańsko-kościelckiego nie sięga w tym ujęciu do poziomu „dolnego wapienia skalistego“. Pomijając w chwili obecnej dokładne precyzowanie stratygraficzne wymienionego utworu, podaję tu jedynie dane najważniejsze dla odczytania wykonanej mapy.

Seria „wapieni rafowych i płytowych“, jak z samego określenia wynika, jest facjalnie niejednorodna. Na terenie bloku płaziańsko-kościelckiego przeważa facja rafowa. Płytowe wapienie, po części zawierające też cienkie wkłady miękkich margli, w typowej postaci rozwinięte są jedynie w okolicy na S od Bolęcina przy samej granicy arkusza Chrzanów (1 : 25 000). Niejasne jest ich występowanie na wzgórzach między Kościelcem a Piłą Kościelecką, gdzie mamy zapewne do czynienia z facją mieszaną „skalisto-rafową“ i „marglisto-płytową“. Zupełny brak odsłonień i wyraźnych zwierzelin na powierzchni terenu utrudnia tu obserwację.

Zaręczny obie te cytowane facje uważał za wiekowo różne. Pisze on mianowicie (39, str. 158), że w całej serii „dziedziny gatunku *P. transversarium*“ przeważa wyraźny rozdział na dolne-margłowe i górne-płytowe piętro. Z obserwacji moich sędzę, że rozdział facjalny jest tu zjawiskiem niewątpliwym, jakkolwiek może istnieć wzajemne zazębienie się różnych sposobów wykształcenia skał omawianej serii. Wiekowo jednak cały zespół uważam za współrzędny. Argumentem jest tu dla mnie szereg obserwacji z terenów pobliskich blokowi płaziańsko-kościelickiemu (w obrębie samego terenu tarczy

plażańsko-kościelckiej brak, jak wspomniałem, odsłoneń, pozwalających na dogodnie obserwacje rozwoju tej formacji). Wapienie rafowe zdają się odpowiadać rozwijającym się skupieniom zespołu gąbkowo-glonowego. Zwłaszcza w niższej części utworu gąbki i glony skupiały się w odosobnione darnie lub rafy, przedzielone często połączeniami dna wolnego od gąbek. Na bezrafowych połączeniach sedymentował materiał wapienny, dający fację płytową.

Zarówno w jednej jak w drugiej facji dominują, pomijając oczywiście gąbki lub glony w utworze rafowym, amonity z grupy *Perisphinctes*. W facji rafowej częstsze są duże formy rynchonel i terebratul. Ramienionogi związane są raczej z facją rafową, co zapewne pozostaje w związku z ich bentonicznym trybem życia, a więc i lepszymi możliwościami osadzania się wśród rafy. Miąższość całego osadu osiąga wielkość w każdym razie wyższą od kilkunastu metrów; zmierzenie jej w całości jest niemożliwe, gdyż utwory te, jako najwyższe osady jury naszego terenu, występują już tylko w granicznej strefie mezozoicznego bloku, stanowiąc skrzydło synklinalnego elementu wschodniej niecki chrzanowskiej. Zapadają one już wprost pod miocen, kryjąc swe części stropowe pod osadami młodszymi.

4. TRZECIORZĘD

Utwory trzeciorzędu reprezentowane przez osady miocenijskie, rozprze-strzenione są głównie w terenie sąsiednim względem bloku plażańsko-kościelckiego, a w obrębie tego ostatniego pojawiają się pod nakładem czwartorzędu jedynie wąską strefą, ciągnącą się od strony wschodniej niecki chrzanowskiej ku W, tzn. od okolicy stacji kolejowej w Bołęcinie, poprzez zagłębienie terenu między tą miejscowością a Piłą Kościelcką. Miocen w biegu swym skręca następnie ku Kościelcowi i wypełnia dolinkę ciągnącą się wzdłuż drogi Chrzanów—Bołęcín. Strefa ta posiada też odgałęzienie, w którym utwory miocenu (przeważnie przykryte piaskami) ciągną się bezpośrednio na W od wzgórza, na którym stoi Piła Kościelcka i od doliny Chechła bieżną w tym miejscu ku S aż do rozdzielenia się dróg prowadzących z Chrzanowa do Bołęcina i do Płazy. Wzgórze, na którym stoi Piła Kościelcka, stanowi więc wyniesienie jurajskie oddzielone pasami miocenu od mezozoicznego bloku Kościelca. Drugą taką „wyspę“ stanowi płat jury, położony bardziej ku W od Piły, osiągający swą kulminację w punkcie 300 m n.p.m. Jest oczywiście możliwe, że obie te „wyspy“ pokryte zostały przez miocenijską transgresję, której osady zostały następnie częściowo zdenudowane. W każdym razie sądzę, że miocen transgredował na teren bloku plażańsko-kościelckiego, zróżnicowanego pod względem morfologicznym. Wspomnę o tym jeszcze później.

Utwory miocenu, wkraczające na blok plażańsko-kościelcki, są w całym naszym terenie źle spod czwartorzędu odsłonięte i informacje o nich zyskać mogłem jedynie z wywiadów co do studni oraz kilkunastu płytkich wierceń (do 4 m).

Głównym obszarem rozwoju miocenijskich osadów jest w pobliżu bloku płaziańsko-kościleckiego wschodnia niecka chrzanowska, przez którą przepływa Chechło. Na powierzchni, lub pod zmienną co do miąższości pokrywą młodszych piasków, ukazują się tu szaro-zielonawe ily, po części margliste, zawierające bardzo bogatą faunę otwornic (np. cegielnia między Chrzanowem a Trzebinia). Utwory miocenu z obrębu bloku Kościelca w porównaniu z iltami tego okresu z niecki chrzanowskiej wykazują jednak wykształcenie odmienne. O ile bowiem w niecce mamy w pobliżu powierzchni terenu miocen morski, o tyle w okolicach Piły czy Kościelca przeważa utwór prawdopodobnie słodko- lub słonawowodny.

W Pile Kościleckiej obserwowałem w studni przy drodze Chrzanów—Bolecin ily zielonawo-szare, nieco „pstre“ (z czerwonymi plamami), mięzsze na ok. 4 m, spoczywające na białym osadzie wapiennym, bezwarstwowym i gruzłowatym. Wapień jest silnie porowaty i zawiera partie to twardszej, to bardziej rozsypliwiej skały. Zgadza się on doskonale litologicznym pokrojem z opisem słodkowodnego wapienia miocenijskiego z Witkowic, podanym przez Zaręcznego (39, str. 184). Skała nasza nie zasługuje jednak na miano zbitej. Poza tym jest „biała lub szara, napełniona nieforemnie zaokrąglonymi brudno zielonawymi bułami, które kruchą skorupą, jakby płaszczem są odziane“.

Skamieniałości w tym utworze nie znalazłem. Spowodowane to było być może złym stanem odsłonięcia w dnie studni. Ważną jednak wskazówkę co do wieku utworu zyskałem dzięki wydobyciu z omawianego wapienia kilku okruchów wapienia oolitycznego oraz białego wapienia zbitego zapewne wieku jurajskiego. W oolicie, znajdującym się tu w rzadko rozrzuconych kawałkach, znalazłem okruch amonita *Macrocephalites macrocephalus*. Fakt ten świadczy o pojurajskim wieku słodkowodnego wapienia, do którego skały jurajskie dostały się na swe złożę drugorzędne. Grubość omawianego wapienia przekracza w Pile 2 m. Spąg jego nie jest mi znany. Iły, leżące ponad wapieniem poddałem szlamowaniu. Wykazały one tylko obecność ziarn piasku. Żadnej mikrofauny nie znalazłem. Sądzę, że do czasu poznania dalszych faktów, dotyczących omawianych tu utworów, możemy je paralelizować z słodkowodnym utworem opisanym z pobliskiego Libiąża przez Kracha (18).

W Kościelcu, w dolince na E od wsi leży też wspomniany już przy omawianiu kajpru utwór ilasty, wzmiankowany też przez Zaręcznego (str. 190) jako niepewny co do położenia stratygraficznego, zaznaczony jednak przez tego autora na jego odkrytej mapie jako trzeciorzęd.

Za czasów Zaręcznego istniały tu cegielnie, dziś zupełnie zlikwidowane. Odsłonięć brak. Z informacji uzyskanych od starszych gospodarzy dowiedziałem się o występowaniu tu iłów zawierających wkładki lignitowe. Obserwowałem też w płytkich wkopach w sąsiednich gospodarstwach (przy drodze Chrzanów—Bolecin o ok. 0,7 km od rozwidlenia dróg) ślady wapienia

słodkowodnego identycznego z wapieniem z Piły Kościeleckiej. Sądzę więc że, jak to już wyżej wspomniałem, w okolicy Kościelca i Piły Kościeleckiej, utwory miocenu leżące w bardziej obniżonych peryferycznych partiach tarczy kościeleckiej są zapewne w całości utworem słodkowodnym odpowiadającym słodkowodnym wapieniom miocenijskim, względnie ilom z lignitami, które w pobliskim Libiążu występują w łączności z serią słodkowodną. Odnośnie do analogicznych utworów z Libiąża Krach wypowiada się za ich wiekiem, w każdym razie nie młodszym niż dolno-tortoński.

Sądzę, że odnośnie do miocenu okolic tarczy płažiańsko-kościelckiej, warto zwrócić uwagę na fakt, że słodkowodny utwór lądowy leży w okolicy Kościelca na tej samej wysokości (ok. 280—290 m) co morski utwór sąsiedniej niecki chrzanowskiej. Wobec braku odpowiednich odsłoneń, nie można wprawdzie kategorycznie negować możliwości zazębienia się tych facji, zjawisko takie jednak uważać musimy za bardzo mało prawdopodobne. Zapewne oba utwory miocenu reprezentują wiek odmienny, a ich położenie przestrzenne musiało być niegdyś związane z różnymi hipsometrycznymi poziomami.

Zjawisko dzisiejszego równoległego występowania omawianych utworów nasuwa myśl, że po osadzeniu się jednego z nich dojsć mogło do ruchów tektonicznych zmieniających wyraźnie stosunki hipsometryczne naszego terenu. Ruchy te miałyby wiek w każdym razie pohelwecki a przedczwartorzędowy. Być może dałoby się wiązać je ze śródtortońską fazą ruchów karpackich.

Zagadnienie to rozwinięte być może po dokładniejszym opracowaniu interesujących i mało jeszcze znanych osadów trzeciorzędu okolic Chrzanowa.

5. CZWARTORZĘD

a) Plejstocen

W czasie kartowania wyróżniałem jako młodsze od utworów trzeciorzędowych osady następujące:

6. zsuwy plejstocenijskie
5. lessy
4. piaski plejstocenijskie
3. gliny morenowe
2. zlepieńce
1. żwiry (ewent. preglacjał).

Odnośnie do żwirów (1), oraz zlepieńców (2), na wstępie rozdziału winieniem podkreślić, że wiek ich zazębia być może o wyższy trzeciorzęd. Tytuł niniejszego rozdziału winien być zatem rozumiany z pewną elastycznością.

Żwiry (ewent. preglacjał). Spośród pomioceńskich utworów w położeniu stratygraficznym najniższym zalegają w naszym terenie żwiry mieszane o różnorodnej grubości ziarn przeważnie od ok. 1 cm do kilkunastu cm średnicy.

Obserwować je można często w obrębie niecki chrzanowskiej wschodniej, leżące wprost na ilach miocenijskich, przykryte lub po części wspólnie przemyte z piaskami plejstocenijskimi. Nierówną, a zawsze bardzo cienką warstwą występują też one pod lessem na gogolińskich warstwach na S od uskoku Żrebce—Libiąż i ukazują się albo w stropach małych łomików w E zboczach doliny Płazy, albo na wierzchołku triasowej, tam gdzie less zmniejsza prawie do zera swą miąższość (Bukowica, okolica płaziańskiej Kamionki). Warstwą tę przecinają też erozyjne wąwozy okolic Kwaczały, Babic, czy Simoty.

W żwirach częste są duże kwarcy, kwarcyty, lidyty niejednokrotnie cienko smugowane, spotyka się też wiele materiału „lokalnego” pochodzącego z warstw pobliskich: obtoczone kawałki araukarii, ciemne wapienie, (być może ze zlepieńców myślachowickich), piaskowce kwarcytowe (być może z doggeru), lub krzemienie, przypominające często okruchy krzemiennych buł z wapienia skalistego. Materiału skandynawskiego tu nie widziałem.

Utwory te przez Zaręcznego traktowane jako plejstocenijskie, stanowią interesujący osad o prawdopodobnie znacznym rozprzestrzenieniu również poza okolicą tarczy płaziańsko-kościelickiej. Wiek ich mogę dziś określić na podstawie własnych obserwacji tylko jako leżący w granicach pomiędzy młodszym trzeciorzędem a starszym plejstocenem (ewent. preglacja).

W czasie kartowania zaznaczyłem żwiry tu wspomniane jedynie w tych miejscach gdzie ich występowanie nie nastroczało wątpliwości co do pierwotnego ich ułożenia. Pomiąłem więc ich występowanie w dolinie Chechła gdzie w pobliżu bloku płaziańsko-kościelickiego nie widziałem ich większych nagromadzeń, chociaż spotyka się je dość często w związku z młodszymi piaskami.

Zlepieńce. Za utwór o niecałkowicie ustalonym wieku uważam charakterystyczne zlepieńce, które spotyka się w wąwozach okolic Kwaczały, Płazy i Zagórza. Zaręczny uważał je za „zlepieńce dyluwalne” (39, str. 207—208). Widziałem je zawsze w położeniu pod lessem (wąwozy kwaczalskie), lub zniesione do deluwii na dno wąwozów (okolice Kwaczały, Babic i wąwóz na W od Zagórza). Elementami składowymi zlepieńca są okruchy skał permskich i (głównie) triasowych, pochodzące z bezpośredniego dla interesującego konglomeratu otoczenia. Spoiwo stanowi martwica wapienna. Rozmiary słabo obtoczonych lub kanciastych brył triasowych, składających się w dużej mierze na tę skałę, dochodzą do 0,5 m średnicy. Spojenie bywa niekiedy tak twarde, że utwór stanowi masę odporną na erozję i np. koło Kwaczały wytwarza nawet drobne progi w dnie silnie wciętych parowów. Opis szczegółowy zlepieńca podaje Zaręczny (str. 207). Pokrój skały bywa na pierwszy rzut oka tak zbliżony do zlepieńca myślachowickiego, że wydaje mi się, iż nie bez przyczyny pas hipotetycznego utworu myślachowickiego, zaznaczony na mapie Tietzego w okolicach Kwaczały, wrysowany został w miejscu, gdzie właśnie wystę-

puje ów „zlepianiec dyluwialny“. Miąższość zlepieńca jest nierówna, w okolicach Kwaczały dochodzi do 3 m. Zdaniem moim zlepianiec jest rumoszem zwietrzelinowym triasu i permu, leżącym w miejscu tworzenia się usypisk zbiorowych permsko-triasowych naszego terenu. Rumosz scementowany został lokalnie przez martwicowy osad wapienny. Wiek jego uznać możemy za prawdopodobnie wczesno plejstoceniński („przedlessowy“). Jest jednak możliwe, że materiał wapienny, cementujący zlepianiec, został dostarczony z nadległego lessu przez infiltrujące się przezeń wody.

Spśród niewątpliwie plejstocenijskich utworów terenu wchodzącego w ramy niniejszego opracowania wyróżniłem przy kartowaniu:

Gliny morenowe, które spotyka się w odosobnionych drobnych strzępach w okolicy na E od Kościelca i SE od Bolęcina. Są to cienkie (1—2 m miąższości) pokłady piaszczystej nieco marglistej szaro-żółtawej gliny zawierającej bloki, lub głaziki skandynawskie. Niewielkie rozmiary zachowanych utworów morenowych a zarazem obecność w naszym terenie dość licznych luźno rozrzuconych głazów wskazują, że otwór morenowy niemal całkowicie uległ tu zniszczeniu, zachowując jednak do dziś dnia resztki tych osadów.

Piaski, często żwirowe lub z głazikami pokrywają znaczną część bloku płazińskiego-kościelckiego zwłaszcza na N od uskoku Żrebce—Libiąż. Na S od tego uskoku na triasowej wierzcholinie okolic Płazy przeważa less. W wąwozach okolic Babic i Kwaczały można w kilku punktach obserwować występowanie lessu na piaskach. Nie mam podstaw do sądzenia, aby miąższość plejstocenijskich piasków na naszym terenie przekraczała wielkość maksymalną 10—15 m.

Less jest utworem rozprzestrzenionym na naszym terenie warstwą do kilkunastu metrów grubą tworzącą zwarty płat pomiędzy Borowcem, Płazą, Kwaczałą, Babicami i Zagórzem. Less jest w dużej mierze przerobiony przez czynniki subaeralne, niejednokrotnie odwapniony lub częściowo zgliniony.

Zsuwy. Jako otwór o specyficznej genezie, wiekowo wiążący się z plejstocenem, wyróżniłem w czasie kartowania „zsuwy plejstocenijskie“.

W obrębie bloku Płazy, w pierwszej mierze koło Zagórz na S zboczach Żelatowej Góry obserwować można pomiędzy drogą Borowiec—Zagórze a wyżej rosnącym lasem, zwały wapiennego rumoszu triasowego, przemieszanego z dolomitami retu, żwirami i piaskami ułożone w jednolitą, morfologicznie nierówną masę, przypominającą z wejrzenia wysoki taras akumulacyjny. Materiał jest tu nieobtoczony, nieprzesegregowany, w znacznej przewadze złożony z elementów gogolińskich. Ułożony na ogół bezładnie, tworzy jako całość warstwę o miąższości maksymalnej ok. 6 m. Spoczywa on wprost na utworach permskich oraz na czerwonych ilach i piaskach pstrego piaskowca. Dolna morfologicznie granica osadu jest ostra i formuje jakby czołowe zbocze, zaznaczające się wyraźnie w ukształtowaniu terenu. To „czoło“ jest w granicach

niezbyt wybitnych nierówne tak co do wysokości, jak i zasięgu. Granica utworu jest jakby falisto powyginana.

Podobne rumosze przemieszanego głównie triasowego materiału, zdradzają swą obecność w licznych punktach paleozoiczno-mezozoicznej kuesty bloku Płazy. Leżą one na różnych wysokościach bezwzględnych, w dużej mierze są jednak przykryte lessem. Doskonale obserwować je można w drugim (większym) wąwozie na W od Zagórza, gdzie rumosz leży o ok. 20—30 m wyżej niż masa wymieniona z okolic Zagórza. Materiał bloków triasowych leży tu warstwą ukośnie i zgodnie ze zboczem nachyloną, nakrytą ok. 10-cio metrową warstwą lessu.

Takie same rumosze spotkać też można w położeniu „odkrytym“ bez nakładu lessu, również po NE stronie wzgórz koło Libiąża (Jaworek). Wszystkich odsłonień interesującego utworu nie wymieniam, pozostawiając problem jego genezy i rozprzestrzeniania szczegółowszemu opracowaniu. Odsłonicia wyraźniejsze naniosłem na mapę.

Jest zjawiskiem charakterystycznym, że masy rumoszu zalegają z zasady w takim położeniu, że górna ich granica prawie dokładnie pokrywa się z górną granicą występowania ilów pstręgo piaskowca i z dolną granicą marglistych, miększych, spągowych osadów retu. Od poziomu tych ostatnich w dół, często dość daleko rozprzestrzeniając się u stóp wzgórz triasowych, sięgają do podnóży wzgórz triasowych „festonowo“ ułożone masy rumowisk. Miąższość ich zdaje się niewątpliwie wzrastać ku dołowi. Zasięg w kierunku spadku zbocza dochodzi do 200 m na zboczach Żelatowej Góry, do 300 m koło Jaworka (Libiąż). Szerokość pasa rumowisk sięga 600 m na zboczach Żelatowej Góry, przekracza zaś 1000 m w okolicach Jaworka. Nachylenie podkładu w „czołowej“ części rumowiska waha się w granicach 4° — 8° .

Reasumując te fakty sądzę, że omawiane rumosze stanowią zwietrzeline skał triasowych i w drobnej domieszce permskich, które z pierwotnego swego położenia bezpośrednio na stokach wzgórz, zostały przemieszczone w położenie nieco dalsze, a to przez osunięcie się po stopniowo coraz mniej nachylnym podłożu. Miękkie, wodonośne margle retu oraz ily pstręgo piaskowca, lub permu stanowiły dogodny „smar“ dla osuwisk, ułatwiający działanie siły grawitacji.

Fakt jednak, że nic nie wskazuje, aby zsuwy wyszczególnionego tu typu jeszcze były żywe, skłania mnie do przyjęcia poglądu, że zsuw przebiegał w warunkach od dzisiejszych odmiennych, przede wszystkim jeśli chodzi o „adhezję“ podłoża. Rozwinięcie się czołowej części zsuwu na spadku nieznacznym skłania do przypuszczenia, że proces zsuwania przebiegał tu na drodze spełzania soliflukcyjnego.

Warunki potrzebne do powstania takich zjawisk mogły być spełnione zwłaszcza w okresie plejstocenijskim, kiedy w fazach glacialnych teren nasz musiał czasowo wytwarzać gleby wiecznie zmarznięte, ową „zmarzlinę“ krajów polar-

nych, w których rozmarzająca w okresie lata i nasycona wodą cienka powierzchnia warstwa terenu jest dla zjawisk soliflukcyjnych specjalnie podatna.

Dotychczas materiału skandynawskiego w masach zsuwowych nie obserwowałem. Zsuwy są jednak, zwłaszcza w rejonie Kwaczały, tak dalece ukryte pod młodszym od nich osadem lessu, że obserwacje moje w tej mierze uznać muszę na razie za niedostateczne.

b) Holocen

Przy kartowaniu wyróżniłem:

Martwice wapienne, z których część wiązać zapewne należy z wcześniejszym, a część z późniejszym holocenem. Występują one głównie w okolicach Kwaczały (wawóz na S od Kamionki) oraz Płazy (wawóz w Starzynch). Martwicom tym poświęca nieco uwagi Zaręczny (39, str. 217);

Wydmę, do których włączyłem też częściowo piaski rozwiewanych tarasów doliny Chechła. Wobec drugorzędnego znaczenia piasków wydmowych dla problemu zasadniczej budowy geologicznej terenu, a zarazem wobec niewątpliwiej konieczności dużego wkładu czasu w szczegółowe rozróżnianie przy kartowaniu piasków wydmowych od piasków innych, traktowałem granice pomiędzy poszczególnymi utworami piaszczystymi jedynie schematycznie;

Deluwia lessowe lub piaszczyste, wyróżniłem tam, gdzie występowaniem swym w większych płatach mogły charakteryzować typ holocenijskiego osadu. W dolinach i zagłębieniach terenu rozumiałem przez deluwia różnorodny, zmyty z bezpośredniego pobliża materiał zwietrzelinowy. W terenach lessowych zatem wąskie pasy deluwiów należy interpretować jako przeważnie lessowe, w piaszczystych piaszczyste, w dolomitowych dolomitowe itd.

Aluwia, odgrywające w obrębie bloku Płazy rolę geologiczną zupełnie nikłą, oznaczyłem tą samą sygnaturą co część ogólną deluwiów. W obrębie aluwialnych utworów we wsi Bołęcin eksploatowano w ub. stuleciu drobne złoża rudy łąkowej.

IV. TEKTONIKA

Paleozoiczno-mezozoiczny blok płaziańsko-kościelecki stanowi element tektoniczny tak ściśle związany z elementami sąsiadującymi, że jego rola w strukturze geologicznej całej wschodniej części Zagłębia może być rozpatrywana tylko w ujęciu szerokim uwzględniającym stosunek obszaru bloku płaziańsko-kościeleckiego do obszarów ten blok okalających. W czasie kartowania całego arkusza „Chrzanów“ mapy 1 : 25 000 uzyskałem szereg obserwacji pozwalających na szczegółowsze sprecyzowanie tektonicznej roli terenu tu opisywanego względem terenów dalszych. Wnioski w tej dziedzinie pozostawiam na razie do przyszłego opracowania w szerszym ujęciu. Poniżej podaję w skrócie cha-

rakterystykę tektonicznej budowy bloku płaziańsko-kościeleckiego w intencji zilustrowania w pierwszej mierze „stylu“ budowy i dyslokacji utworów triasowych najbardziej nas tu interesujących.

Cechą charakterystyczną tektoniki bloku płaziańsko-kościeleckiego jest brak w całej masie permsko-triasowej deformacji typu dyslokacji ciągłych. Zaledwie zupełnie nieznaczne wygięcia synklinalne, czy antyklinalne mogą w podrzędny sposób grać tutaj rolę. W jednym jedynie miejscu obserwowałem układ warstw mogący podpadać pod definicję ciągłego odkształcenia warstw, a i w tym przypadku „antyklina“ jest jedynie lokalnym, drobnym elementem. W Borowcu, mianowicie w łomie dolomitu diploporowego, warstwy zapadają w południowej części odsłonięcia na S z nachyleniem około 3° , w północnej zaś (całość odsłonięcia liczy ok. 150 m) ok. 2° w kierunku NNE. To antyklinalne wygięcie nie zdaje się przy tym być związane z żadnym większym elementem siodłowym.

W zasadzie blok płaziańsko-kościelecki tworzy w całości sztywną tarczę, pociętą jednak licznymi dyslokacjami uskokowymi. Uskoki zagęszczają się wzdłuż pasa granicznego tarczy płaziańsko-kościeleckiej i synkliny wschodniej niecki chrzanowskiej. W strefie skrzydłowej owej synkliny, na linii Kościelec—Piła—Bołęcín mamy też zapewne do czynienia z nieznacznymi fleksurowymi zagięciami warstw. Wyraźnych fleksur jednak nie obserwowałem. Ku niecce chrzanowskiej wschodniej brzeg NE tarczy płaziańsko-kościeleckiej wygina się wprawdzie wyraźnie, tworząc monoklinalne nachylenie ku NE warstw triasu i jury, nachylenie to jest jednak raczej wynikiem „schodkowego“ ułożenia serii mniejszych uskoków i nachylenia ku niecce bloków przez te uskoki obciętych, niż rezultatem ciągłego wygięcia utworów triasowo-jurajskich

Pas NE terenu tarczy płaziańsko-kościeleckiej, stanowiący skrzydło niecki chrzanowskiej, jest najbogatszy z całego bloku w szczegóły tektoniczne. Odchylenia warstw od poziomu sięgają tu 10° a kierunek upadu ogólnie jest ku NE. Jako całość tarcza leży (z wyjątkiem tego pasa) prawie poziomo, jakkolwiek na podstawie położenia utworów triasowych i permskich w zachodnich i wschodnich częściach tarczy możemy przypuszczać, że część tarczy, leżąca na S od uskoku Żrebce—Libiąż (blok Płazy) posiada nieznaczne nachylenie sumaryczne ku NNE, o skali wielkości 1° — 3° . Część zaś rozciągająca się na N od uskoku leży w sumie prawie poziomo. Poszczególne jednak części składowe całego zespołu warstw triasowych tarczy płaziańsko-kościeleckiej, pooddzielane od siebie mniejszymi lub większymi uskokami wykazują indywidualne nachylenia, raczej podkreślające jeszcze tendencję upadu ku NE względnie NNE (skala wielkości upadów ok. 5°). Jeślibyśmy zechcieli chwilowo pominąć skrzydło wschodniej niecki chrzanowskiej, a rozpatrywać blok Płazy w całej jego masie, moglibyśmy widzieć w jego nachyleniu refleks jednego z głównych kierunków tektonicznych Zagłębia, przebiegających jak wiadomo zasadniczo wzdłuż linii WNW—ESE. Drugi główny kierunek tektoniczny zagłębia (NNE—SSW)

nie daje się tu zaobserwować. Bieg bowiem całej monokliny płaziańskiej możemy sumarycznie ująć jako równoległy do kierunku WNW—ESE. Potwierdzeniem takiego układu warstw zdaje się być również płytkie wystąpienie karbonu produktywnego w Libiążu, który względem bloku Płazy położony jest w kierunku W, winien zatem wskutek wychylenia upadu bloku Płazy ku NNE zbliżać ku powierzchni terenu warstwy od permu starsze.

Wspomniałem powyżej o porozdzielaniu uskokami triasowych osadów terenu tarczy płaziańsko-kościeleckiej na oddzielne drobniejsze elementy wykazujące żywsze nachylenia niż sumaryczny upad całej tarczy. Cechą charakterystyczną dla tektoniki naszego obszaru jest to potrzaskanie płyt triasowych na części, które zachowują pewnego rodzaju tektoniczną sztywną indywidualność. Są one nawzajem w stosunku do siebie poprzemieszczane i w różnym stopniu ponachylane. Pod tym względem teren nasz posiada te same cechy tektoniczne, jakie znane są z innych obszarów triasu śląskiego. Z terenów blokowi Płazy najbliższych, informacje o tym stylu tektonicznym triasu podaje też Doktorowicz-Hrebnicki w notatkach o utworach geologicznych arkusza „Wielki Chełm“ (11).

Uskoki rozwinięte w obrębie tarczy płaziańsko-kościeleckiej, jeśli weźmiemy pod uwagę formacje w terenie odsłonięte, należą do co najmniej dwóch faz większych. Część z nich utworzyła się w okresie przed fazą ruchów alpejskich (karpackich), część w trakcie tej fazy. Dyslokacje dawniejsze zgromadzone są głównie w strefie brzeżnej tarczy, wzdłuż północno-wschodniego pasa granicznego skrzydła niecki chrzanowskiej. Geneza tych dyslokacji wcześniejszych nie jest jednorodna. Zapewne najpierw doszło do wygięcia brzegu triasowej tarczy płaziańskiej w okresie saksońskiej fazy ruchów tektonicznych. Odmłodzeniu uległ wtedy synklinalny element wschodniej niecki chrzanowskiej oparty o założenia hercyńskie.

Na teren posiadający już swe linie tektoniczne, zapewne zresztą nie tak silnie jak dziś zaznaczone, wkroczyła transgresja jurajska.

Nie wykluczając możliwości zaznaczenia się w bloku Płazy ruchów tektonicznych wcześniejszych niż faza górotwórcza alpejska (możliwe są słabsze dla tarczy płaziańskiej oddźwięki fazy kimeryjskiej), widzę odzycie i odmłodzenie tektonicznego oblicza zajmującego nas obszaru dopiero w okresie fałdowań karpackich.

Zasadniczym elementem tektoniki bloku płaziańsko-kościeleckiego jest duży uskok, przebiegający w kierunku zbliżonym do równoleżnikowego, dzielący tarczę Płazy na dwa obszary przesunięte względem siebie w kierunku pionowym. Jest to wielokrotnie wymieniany już uskok Żrebce—Libiąż. Jego przebieg zgodny jest w zasadzie z kierunkiem „karpackim“ wprowadzonym jako sprecyzowane pojęcie strukturalne „wału metakarpackiego“ przez Nowaka (25). Przecięcie przez uskok również warstw jurajskich bloku Płazy wskazuje na wiek dyslokacji późniejszy od jury. Zwraca przy tym uwagę

zgodność przebiegu uskoku z linią dyslokacji rowu krzeszowickiego, względem których uskoki Żrebce—Libiąż zdaje się być przedłużeniem ku W.

Wymienione tu cechy uskoku Żrebce—Libiąż pozwalają, jak sądzę, uznać go za utwór tektoniczny, reprezentujący znamienne późniejszy z głównych kierunków tektonicznego oblicza naszego terenu oraz obszarów pobliskich. Jest to kierunek w zasadzie równoleżnikowy, rozwinięty, czy może uwydatniony w licznych zjawiskach tektonicznych wału metakarpackiego w okresie fałdowań karpackich.

W obrębie tarczy płaziańsko-kościelickiej uskoki Żrebce—Libiąż zaznacza się najwyraźniej na linii pomiędzy wioską Żrebce a Borowcem. Zasięg jego nie ogranicza się zresztą ani po wschodniej, ani po zachodniej swej stronie do przebiegu przez te tylko miejscowości. Ku zachodowi uskoki nasz przecina dolinę Chechła, wychodząc poza tarczę płaziańsko-kościelicką, i zmierza prawie ściśle ku wsi Leśniowa położonej na N od kopalni Janina w Libiążu. Północne pola wymienionej kopalni uskoki przecina zrzutem o skali wielkości ok. 120 m. Za Leśniową uskoki wychodzi poza arkusz Chrzanów. Ku wschodowi od Żrebce omawiany uskoki zmienia nieco kierunek z poprzedniego W—E na dalszy WSW—ENE. Pomiędzy Piłą Kościelicką a Bołęcinem element ten traci swą jednorodność i ulega rozszczepieniu na kilka uskoków dostosowanych do ogólnego biegu skrzydła synkliny chrzanowskiej. W ten sposób karpacki kierunek uskoku zdaje mi się łączyć z pierwotnie hercyńskimi dyslokacjami brzeżnej strefy tarczy płaziańsko-kościelickiej. Te ostatnie przy tym zostały odnowione i pogłębione w fazie karpackiej. Przebieg dalszy ku E omawianego tu uskoku kryją osady miocenijskie.

Jak już wspominałem uskoki Żrebce—Libiąż zdaje mi się mieć wspólną genezę, a być może i dotychczas bliżej nierozpoznaną łączność terenową z dyslokacjami ograniczającymi od południa rów krzeszowicki. Zgodnie z podanymi tu obserwacjami, bezpośrednia łączność tych dwóch stref dyslokacyjnych zaburzona jest jednak pomiędzy Bołęcinem a Wolą Filipowską występowaniem w tym obszarze starszego synklinalnego elementu hercyńskiego o kierunku ukośnie ułożonym względem karpackiego kierunku.

Wielkość zrzutu uskoku (jego amplituda) nie jest równa. Zwiększa się ona w kierunku od E do W. Jej minimum wypada między Bołęcinem a Piłą, gdzie amplituda zrzutu mierzona być może skalą kilkunastu metrów. Amplituda najwyższa wypada w okolicach Libiąża, gdzie osiąga 120 m. Na skraju zachodnim bloku płaziańsko-kościelickiego wielkość uskoku może być dość dokładnie określona przez porównanie położenia dolomitów diploporowych okolic Borowca ze stropem permu z Żelatowe Góry. Utwory te bowiem leżą po przeciwległych stronach uskoku na tych samych wysokościach. Wielkość amplitudy stąd obliczona wypada na 90—100 m.

Uskoki ma zatem charakter „nożycowy“. Obszar leżący na N od uskoku jest zrzucony i w stosunku do południowego „wiszącego“ skrzydła i równocześnie

lekko odchylony ku zachodowi. Stąd też warstwy terenu na N od uskoku leżą (w ujęciu sumarycznym) niemal płasko, podczas gdy tarcza triasowa terenu położonego na S od uskoku wykazuje wspomniane już ogólne słabe nachylenie ku NNE. Nachylenie to zostało w obszarze północnym względem uskoku przez tę dyslokację zlikwidowane.

Uskok Żrebce—Libiąż zapewne należy rozumieć jako zespół pęknięć równoległych, których powstanie spowodowało znaczne skruszenie skał w strefie dyslokacji. Materiał rozkruszony, strzaskany czy spękany, został oczywiście na linii uskoku silnie zerodowany, dzięki czemu w strefie dyslokacji wytworzyła się równoleżnikowa dolina, w której leżą wioski Żrebce i Podskoki i która wykorzystuje też odcinek linii kolejowej między Bołęcinem a łodem „Pogorzycze—Dolomity“. Wyniesione ponad uskokową dolinę malownicze wzgórza, stromymi stokami graniczące z nią od południa, stanowią skrzydło wiszące uskoku opadające wybitną dla morfologii terenu kuestą, po części, jakkolwiek w drobnej tylko mierze, cofniętą ku S od uskoku przez erozję.

Istnienie i ważność dla tektoniki bloku płaziańskiego-kościelickiego uskoku Żrebce—Libiąż powinienem, jak sądzę, podkreślić z naciskiem, błąd bowiem w interpretowaniu geologicznej budowy terenu objętego uskokiem powtarza się od czasów doskonałych skądinąd badań Zaręcznego, do dziś dnia. Wszystkie mapy, odsłaniające geologię obszaru tarczy płaziańsko-kościelickiej, znaczą za wymienionym autorem wąską antyklinę, ciągnącą się od okolic Żrebiec po okolice Jaworka, czy też Libiąża Małego.

Zaręczny nie rozpoznał charakterystycznej „uskokowej“ tektoniki naszego triasu, być może dlatego, że kartowanie jego nie uwzględniało szczegółowego rozpozniomowania utworów wapienia muszlowego. Badacz ten łączył w jednej kartograficznej sygnaturze nie tylko oba dziś wyróżnione poziomy warstw gogolińskich, ale też i wyższe ogniwa warstw dolnego wapienia muszlowego, które, jak podawałem wyżej, właśnie w okolicy Płazy zachowane są w stanie w dużej mierze niezdomolityzowanym. Stąd też tektoniczne wnioski dotyczące płaziańskiej tarczy, nie mogą być już dziś opierane na mapie sprzed lat pięćdziesięciu.

Zaręczny widział jednak pewien „niepokój“ tektonicznego ułożenia warstw triasowych interesującego nas obszaru i nawet odnośnie uskoku Żrebce—Libiąż podaje uwagę znamioną dla staranności obserwacji tego autora: „Całe zagórzańskie Moczydło (Żelatowa Góra i wzniesienia sąsiednie) ma budowę analogiczną do budowy sąsiedniego Jaworka; świadczy to jednak również i o tym, że moje dotychczasowe pomiary nachyleń wapieni muszlowych zaznaczone na mapie, nie są jeszcze wcale wystarczające; nie tłumaczą one bowiem pojawienia się röthu w okolicy Borowca, chybaży przez uskok pomiędzy Żrebkami a Libiążem — i to przez uskok połączony z obsunięciem się północnego skrzydła. Podług wejrzenia naziomu zaś jest to raczej północne skrzydło triasowej antyklinali przez glacialną erozję z boku aż pod spód tryasu starte

i wyżłobione“ (39, str. 103). Rodzaj też wąskiej brachyantykliny znaczy więc Zaręczny na swej mapie odkrytej.

O istnieniu uskoku Żrebce—Libiąż wspomina też pobieżnie Rutkowski w swym krótkim sprawozdaniu z badań na terenie arkusza Chrzanów w roku 1936 (32).

W terenie położonym bezpośrednio na zachód od bloku Płazy uskoku Żrebce—Libiąż dokumentuje swój zasięg w głąb paleozoicznego podkładu triasu zrzućeniem również i formacji węglowej w Libiążu. O ile uznamy wiek uskoku Żrebce—Libiąż za „karpacki“ to przyjąć też winniśmy, że zjawisko to świadczy o wpływie kierunku karpackiego na tektonikę karbonu w obszarze krakowskim.

Na zakończenie niniejszego szkicu tektoniki terenu objętego opracowaniem kilka zdań poświęć jeszcze wschodniej niecce chrzanowskiej stanowiącej ważny tektoniczny element graniczący bezpośrednio od NE z obszarem tarczy Płazy. Zasadniczo rozpatrzenie interesującego całokształtu zjawisk geologicznych wiążących się z genezą i budową tej niecki, będę mógł dokończyć przy omówieniu budowy geologicznej całego arkusza Chrzanów. Na tym miejscu przedstawiam jedynie na scharakteryzowaniu jej z punktu widzenia łączności tego utworu z tarczą płaziańsko-kościelecką.

Wspomniałem już o stosunkowo mało stromym zapadaniu warstw triasu i jury pod miocen wypełniający wschodnią nieckę chrzanowską. Upady mezozoiku skrzydła tej synkliny nie przekraczają jak się zdaje na naszym terenie 10° . Malm nie kryje się też od razu całkowicie pod miocen, nie tworzy jednolitej w stosunku do niecki granicy, lecz przebija się jeszcze przez osady trzeciorzędowe, tworząc odosobnione wysepki poza właściwą tarczą płaziańsko-kościelecką na NE od jej zwartego brzegu. „Wysepkę“ taką stanowią (nie objęte załączoną tu mapką) skałki jurajskie leżące przy torze kolejowym na NE od Piły oraz odosobnione skałki nad Chechłem leżące na NE od Kościelca.

Upady jury zapadającej od strony tarzy płaziańsko-kościeleckiej ku synklinie zdają się zatem nie przybierać na strmości w obrębie samej niecki, lecz wskazują raczej na stopniowe i niezbyt gwałtowne obniżanie się utworów mezozoicznych tarczy ku NE.

Po przeciwległej jednak stronie synkliny omawiane tu warstwy nie podnoszą się bynajmniej tak spokojnie, jak zapadły od strony tarczy płaziańsko-kościeleckiej. Przeciwnie, brzeg północno-wschodni niecki ograniczony jest mezozoicznymi utworami nachylonymi bardzo stromo (w okolicy Młoszowej mierzyłem upad warstw gogolińskich 55° ku SSW) i wykazującymi tektonikę nader żywą. W przeciwstawieniu do skrzydła południowo-zachodniego, północno-wschodnie skrzydło synkliny jest na coeprzestrzeni między Trzebiną a Młoszową (i dalej ku SE oraz ku NW) stunkowo bardzo silnie zdyslokowane znacznymi i licznymi uskokami. Równocześnie z serią uskoców wytworzone tu zostało znaczne fleksurowe wygięcie całego obrzeżenia synkliny.

Wg informacji, udzielonych mi uprzejmie przez dr A. Tokarskiego, który kartował szczegółowo tereny obrzeżające od NE nieckę chrzanowską, w omawianym tu obszarze pomiędzy Trzebiną a Dulową obserwować można nawet dyslokację fałdową.

Stwierdzić więc możemy, iż cechą charakterystyczną wschodniej niecki chrzanowskiej jest jej budowa asymetryczna. Możemy tu widzieć niejako analogię schematu tektonicznego ukształtowania tej synkliny obrzeżającej od NE blok Płazy z tektoniką dalej ku północnemu zachodowi rozwiniętego elementu niecki wilkoszyńskiej, a nawet tzw. „niecki długoszyńskiej”.

Asymetrię budowy tektonicznej wykazuje też „niecka chrzanowska zachodnia”. W obrębie samego Chrzanowa jest ona zamknięta od E masą jurajską, na której stoi miasto. Utwory środkowego i górnego wapienia muszlowego oraz oderwanych płatów jury układają się na SW od Chrzanowa w kierunku południowo-zachodnim pasem towarzyszącym niejako biegowi Chechła, a zarazem obranej przez nas granicy tarczy płaziańsko-kościelckiej. Blok Kościelca kontynuuje się więc w rzeczywistości na teren samego Chrzanowa, a Chechło tworzy pomiędzy Kościelcem i Chrzanowem jedynie przełom erozyjny, a nie istotną granicę geologiczną obszaru objętego niniejszym opracowaniem. Zapadanie utworów bloku Kościelca ku niecce chrzanowskiej zachodniej, jest raczej połączone z niezaznaczającymi się wybitnie uskokami, niż z jakimś wygięciem warstw ku niecce. Od strony natomiast północnej niecka chrzanowska zachodnia posiada skrzydło obcięte znacznymi uskokami obcinającymi niemal równo skrzydło tego elementu na przestrzeni pomiędzy Kątami a Byczyną.

Uskoki, ograniczające od północy omawiany tu utwór możemy rozpatrywać łącznie z uskokiem Żrebce—Libiąż. W ten sposób wyróżnić możemy w okolicy Chrzanowa rów tektoniczny (rów Chrzanów—Dąb) szeroki na ok. 4,5 km o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego, w którym to rowie blok Kościelca wraz z triasem i jurą, na których stoi Chrzanów oraz Kroczy-miech, stanowi rodzaj asymetrycznie umieszczonej mezozoicznej elewacji. Jej obecność we wschodniej części rowu warunkuje fakt, że uskoki rów ograniczające zanikają w kierunku wschodnim, amplituda ich rośnie natomiast ku zachodowi. Dno rowu zapada zatem w stronę wsi Dąb, podnosi się natomiast w okolicy Chrzanowa i Kościelca.

Problem interesujących związków tego rowu z rowem krzeszowickim, leżącym w linii prostej dalej ku wschodowi, oraz z niecką główną Zagłębia, rozprzestrzeniającą się dalej ku zachodowi, wykracza poza ramy terenu bloku płaziańsko-kościelckiego, a zarazem poza zakres niniejszego opracowania.

V. SPIS LITERATURY

1. Ahlburg J. — Die Trias im südlichen Oberschlesien. — Abh. d. k. Preuss. geol. L — A. Neue Folge H. 50. Berlin 1906.
2. Assmann P. — Beitrag zur Kenntniss der Stratigraphie des ober-schlesischen Muschelkalkes. — Jb. d. Pr. geol. L—A. für 1913, Bd. XXXIV, T. 1. Berlin 1914.
3. „ „ — Die Gastropoden der Oberschlesischen Trias. Ibid. Bd. XLIV (1923). Berlin 1924.
4. „ „ — Einiges zur Kenntniss der erzführenden Dolomite im östl. Oberschlesien und den angrenzenden Gebieten. — Z. d. D. geol. Ges. Bd. 78 Berlin 1926.
5. „ „ — Die Stratigraphie der Oberschlesischen Trias. Teil I: Der Bundsandstein. — Jb. d. Pr. geol. L—A. für 1932. Bd. LIII. Berlin 1933.
6. „ „ — Die Stratigraphie der Oberschlesischen Trias. Teil II: Der Muschelkalk. — Abh. des Reichsamts für Bodenforschung. Neue Folge H. 208. Berlin 1944.
7. Bohdanowicz K. — Materialien zur Kenntniss des Muschelkalks im Becken von Dąbrowa. — Mém. Com. géol. St. Pétersbourg, Nouv. sér. 35, 1907.
8. Czarnocki J. — Cechsztyń w Górach Świętokrzyskich. — Spraw. P. I. G. T. II. Warszawa 1923—1924.
Le Zechstein dans les montagnes des Święty Krzyż. — Bull. du Serv. Géol. de Pologne. Vol. II. Warszawa 1923 — 1924.
9. Czarnocki St. — Polskie Zagłębie Węglowe. — P. I. G. Mapa szczeg. Pol. Zagł. Węgl. Z. 1. Warszawa 1935.
Bassin Houiller Polonais. — Serv. Géol. de Pologne. Warszawa 1935.
10. Doktorowicz-Hrebnicki St. — Arkusz Grodziec. Feuille Grodziec. — Ibid. Z. 2. Warszawa 1935.
11. „ „ — Sprawozdanie z badań, wykonanych na arkuszu Wielki Chełm... — Pos. Nauk. P. I. G. Compte rendu des recherches géolog. exécutées pour la feuille Wielki Chełm de la Carte spéc. du Bass. Houill. Polon. au 25 000. — Comp. rend. des Séances du Serv. Géol. de Pologne. Warszawa Nr 27 (1930), 30 (1931), 33 (1932), 35 (1934), 42 (1935).
12. Eck H. — Über die Formationen des bunten Sandsteins und des Muschelkalks in Oberschlesien. Berlin 1865.

13. Fallaux C. i
Hohenegger L. — Geognostische Karte des ehemaligen Gebietes von Krakau. — Denkschr. d. k. k. Akad. d. Wissenschaften, B. 26. Wien 1867.
14. Gaebler G. — Das Oberschlesische Steinkohlenbecken. Katowice 1909.
15. Grzybowski J.
i Wójcik K. — Monografia Węglowego Zagłębia Krakowskiego. Cz. II. Nakł. Zw. Górn. i Hutn. Pol. Kraków 1909.
16. Gürich G. — Über den Boruschowitzer Mergelschiefer. — Jahresbericht der Schles. Ges. f. vaterl. Cultur. 64 (1886). Wrocław 1887.
17. Klimaszewski M. — Podział morfologiczny południowej Polski. Morphological division of southern Poland. Czasop. Geogr. T. XVII. z. 3—4. Wrocław 1939-46 (1947).
18. Krach W. — Badania nad mioceniem Śląsko-krakowskim. — Pol. Ak. Um. „Prace geol. śląskie“ Nr 7, Kraków 1939. Études sur le Miocène silésien et Cracovien. — Ac. des Sc. de Pologne, Kraków 1939.
19. Kuźniar Cz. — Złoża rud ołowiu w okolicy Siewierza. — Spraw. P. I. G. T. VII. Z. 1. Warszawa 1932. Bleierzlagerstätten der Umgegend von Siewierz. — Bull. du Serv. Géol. de Pologne. Vol. VII, liv. 1. Warszawa 1932.
20. Lewiński J. — Utwory dyluwialne i ukształtowanie powierzchni przedlodowcowej dorzecza Przemszy. — Prace Tow. Nauk. Warszawa Nr 7. Warszawa 1914.
21. Löwe F. — Die erzführende Trias nordwestlich von Chrzanów. — N. Jb. f. Min. Beil. Bd. 58. Abt. B. Stuttgart 1927.
22. Michael R. — Zur Geologie der Gegend nördlich von Tarnowitz in den Jahren 1903 und 1904... — Jb. Pr. geol. L—A. B. XXV. Berlin 1904.
23. „ — Die Geologie des oberschlesischen Steinkohlenbezirkes. — Abh. d. Pr. geol. L—A. Neue Folge H. 71. Berlin 1913.
24. Neumayr M. — Die Cephalopoden — Fauna der Oolithen von Balin bei Krakau. — Abh. d. k. k. geol. R—A. B. V. Wien 1871—73.
25. Nowak J. — Zarys tektoniki Polski. — „Orbis“. Kraków 1927. Esquisse de la tectonique de la Pologne. — II Congr. de Géograph. et Etnogr. Slaves en Pologne, Kraków 1927.
26. Petraschek W. — Die Kohlenreviere v. Ostrau — Karwin — Krakau. — Zeitschr. d. Oberschl. Berg- und Hutten-Ver. B. 67. Katowice 1928.
27. Raciborski M. — Permkarbońska flora karniowickiego wapienia. — Rozpr. Wyzd. Mat.-Przyrodn. A. U. T. XXI. Kraków 1891.
28. Römer F. — Geologie von Oberschlesien. Wrocław 1870.
29. Różycki F. — Stratygrafia wapienia muszlowego w północnej części Zagłębia Dąbrowskiego. — Spraw. P. I. G. T. II. Warszawa 1924. Stratigraphie du Muschelkalk de la partie Nord du Bassin Houiller de Dąbrowa. — Bull. du Serv. Géol. de Pologne. Vol. II, liv. 3—4, Warszawa 1924.

30. Różycki S. Z. — Uwagi o Rhynchonellidach jury górnej pasma Krakowsko-Częstochowskiego — Biul. P. I. G. 42, Warszawa, 1948. Remarks about Upper Jurassic Rhynchonellidae of the Cracow-Częstochowa Chain. Bull. du Serv. Géol. de Pologne 42. Warszawa 1948.
31. Rutkowski F. — O tektonice karbonu we wschodniej części okręgu dąbrowskiego. — Spraw. P. I. G. T. III. Warszawa 1926. Sur la tectonique du Carbonifère dans la partie orientale du district de Dąbrowa Bassin Houiller Polonais. Bull. du Serv. Géol. de Pologne. Vol. III, Warszawa 1926.
32. „ „ — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych na arkuszu Chrzanów... — Pos. Nauk. P. I. G. Compt.-rend. des Séances du Serv. Géol. de Pologne. — Warszawa Nr 33 (1932), 36 (1933), 39 (1934), 45 (1936), 48 (1937).
33. Siemiradzki J. — Geologia Ziem Polskich. — Wyd. II. T. I. Muzeum Dieuduszyckich. Lwów 1921—22.
34. Teisseyre W. — Ily ornatowe w Grojcu. — Spraw. Kom. Fizj. A. U. Kraków 1888.
35. Tietze E. — Die geognostische Verhältnisse der Gegend von Krakau — Jb. d. k. k. geol. R—A. B. 37. Wien 1888.
36. Wiśniewska M. — Les Rhynchonellidés du Jurassique sup. de Pologne, (Rhynchonellidae górnej jury w Polsce). Paleontologia Polonica. T. II, Nr 1. Warszawa 1932.
37. Wójcik K. — Bat, kelowej i oxford okręgu krakowskiego. — Rozpr. Wydz. Mat.—przyrodn. A. U. Ser. B. T. L. Kraków 1910. Bathonien, Callovien und Oxfordien des Krakauer Gebietes. — Bull. Ac. Sc. de Cracovie. Ser. B. Octobre 1910.
38. Wysogorski J. — Die Trias in Oberschlesien. — Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. B. 56. Berlin 1904.
39. Zaręczny St. — Atlas geologiczny Galicji. Tekst do zesz. III. Kom. Fizjogr. A. U. Kraków 1894.
40. Żelechowski W. — Otoczaki znalezione w węglu z Grodzca i Królewskiej Huty. Rocznik P. T. G. T. III. Kraków 1926. Galets trouvés dans le charbon de Grodziec et de Królewska Huta — Ann. Soc. Géol. de Pologne. Vol. III. Kraków 1925—26.
41. Siedlecki St. — Zagadnienia stratygrafii morskich osadów triasu krakowskiego. — Rocznik P. T. G. T. XVIII (1948). Kraków 1949.

СТАНИСЛАВ СЕДЛЕЦКИЙ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ РАЙОНА МЕЖДУ ХРЖАНОВОМ
И КВАЧАЛОЙ

(со специальным учетом стратиграфии раковистого известняка)

РЕЗЮМЕ

ОГЛАВЛЕНИЕ

	стр.
I. Введение	157
II. Рельеф	159
III. Стратиграфия	160
1. Пермь	160
2. Триас	168
а) Пестрый песчаник	168
Красные глины и пески	171
Рет	176
Песчаристый известняк	177
б) Раковистый известняк	177
Нижний раковистый известняк	177
Гоголинские слои	178
Гораздецкие слои	190
Теребратулевые слои	194
Карховицкие слои	196
Рудоносные доломиты	198
Средний раковистый известняк	201
Диплопоровые доломиты	201
Верхний раковистый известняк	205
Слои из Тарновиц, Вильковиц и из Колонии Вильковице	207
Борушовицкие слои	209
в) Кейпер	214
3. Юра	214
а) Образования высшего бата до горизонта с <i>Macrocephalites macrocephalus</i>	216
б) Верхний келловей по горизонт с <i>Cardioceras cordatum</i>	218
в) Мальм	219
4. Третичные отложения	221
5. Четвертичные отложения	222
а) Плейстоцен	222
б) Голоцен	224
IV. Тектоника	225

СТАВКА СЪДЕЛНИКЪТЪ

ТЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЕ РАБОТА МЕЖДУ ХРИСТИАНСТВОМ
И ИСЛАМОМ

(содержание) (по содержанию) (по содержанию) (по содержанию)

РЕЗЮМЕ

ОТКАЗЫВАНИЕ

157	I. Введение
158	II. Резюме
160	III. Содержание
161	1. Тема
162	2. Цели
163	а) Исследования
164	Краткое описание работы
165	Резюме
166	Исследования
167	б) Основные результаты
168	Краткое описание работы
169	Исследования
170	Исследования
171	Исследования
172	Исследования
173	Исследования
174	Исследования
175	Исследования
176	Исследования
177	Исследования
178	Исследования
179	Исследования
180	Исследования
181	Исследования
182	Исследования
183	Исследования
184	Исследования
185	Исследования
186	Исследования
187	Исследования
188	Исследования
189	Исследования
190	Исследования
191	Исследования
192	Исследования
193	Исследования
194	Исследования
195	Исследования
196	Исследования
197	Исследования
198	Исследования
199	Исследования
200	Исследования
201	Исследования
202	Исследования
203	Исследования
204	Исследования
205	Исследования
206	Исследования
207	Исследования
208	Исследования
209	Исследования
210	Исследования
211	Исследования
212	Исследования
213	Исследования
214	Исследования
215	Исследования
216	Исследования
217	Исследования
218	Исследования
219	Исследования
220	Исследования
221	Исследования
222	Исследования
223	Исследования
224	Исследования
225	Исследования

Содержание

Автор описывает геологическое строение окрестности, расположенной юго-восточнее города Хржанова в краковском воеводстве.

В районе, обрабатываемом автором, выступают следующие геологические формации: пермь, триас (пестрый песчаник и раковистый известняк), юра, третичные и четвертичные отложения. Автор занимается стратиграфической описью этих слоев и посвящает особое внимание триасовым образованиям. В заключении приводит также начертание тектоники этого района.

По отношению образований перми автор обращает внимание на выступающие в пределах так наз. квачальского аркоза валуны чуждых пород („экзотических”), происходящих из разрушения пород старшего возраста, ныне уже не указывающихся на поверхности района в окрестности Кракова. Автор приводит 7 микроскопических анализов этих „экзотиков”, представляющих собой породы магматические, осадочные и метаморфические.

В разработке стратиграфии триаса автор в большой степени обосновывается на наблюдениях, проведенных в окрестности Плазы и Погоржиц (юго-восточнее Хржанова), где образования нижнего раковистого известняка выступают в виде известняков в незначительной степени доломитизированных. Благодаря сохранению в этой окрестности первичных седиментов большей части раковистого известняка, автор проводит подробное сопоставление триасовой формации окрестности Хржанова с аналогичными образованиями известными из Силезии. Таким образом вводит для Хржановского участка силезскую стратиграфию.

Формации младшие, чем раковистый известняк, описаны в более общих чертах. К данной работе приложена карта, стратиграфическая таблица и многочисленные профили обнажений триасовых образований.

I. ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа представляет собой часть геологических вопросов, с которыми я познакомился во время выполнения съемки листа „Хржанув” подробной геологической карты Польского Угольного Басейна в масштабе 1 : 25 000.

Намерением настоящей работы является выделение из обработанной в целом съемке вопроса стратиграфии триаса в районе расположенном между Хржановом и Квачалой. Триас этого района представляет геологическую формацию, играющую главную роль в его структуре. Он здесь

образован в серни, которая является комплектной для краковского района, начиная с пермского основания до юрского покрова. Причем часть слоев раковистого известняка сохранилась до настоящего времени в виде известковых пород, даже в тех стратиграфических комплексах, какие в пределах триасовой формации смежных районов полностью переобразованы вторичными доломитизационными процессами. Тот факт, что некоторые эквиваленты серни рудоносных доломитов в окрестности Хржанова сохранили свой первичный вид, имеет важное значение для сопоставления различных по возрасту отложений силезского триаса с соответствующими слоями из окрестности Хржанова, то есть из участка, образующего восточную периферию широко распространяющегося триасового силезско-краковского образования.

Применение мною силезской стратиграфической системы к триасовым образованиям окрестности Хржанова было с целью определения какого то предварительного порядка относительно взгляда на эту интересную и не совсем изученную формацию. При этом я обосновывался на единственной практически и палеонтологически обоснованной схеме. Мои исследования были однако слишком кратковременны, чтобы при таких условиях, как фаунистическая скудность многих триасовых слоев нашего участка и не на всех горизонтах хорошее их обнажение, иметь возможность сделать окончательные выводы. Поэтому я в настоящее время принимаю результаты моей личной работы, как предварительные, создающие основания только для определения главного „рабочего предложения“, в котором речь идет об однородности принципов генезиса и образования полной силезско-краковской триасовой формации. Такого вывода в настоящий момент я не могу еще сделать только лишь в отношении к образованиям кейпера, ибо последних я не охватил подробными исследованиями. Они однако не выступают на участке между Хржановом и Квачалой, а в районе непосредственно смежном, я мог наблюдать только лишь в обнажениях, являющихся недостаточными для подробного изучения.

Несмотря на схематическое только обсуждение других, кроме триаса, геологических образований района расположенного между Хржановом и Квачалой, я посвятил в настоящей работе несколько больше внимания также пермским отложениям. Я руководился в этом идеей пополнения сведений относительно перми, которые я привожу тоже в другой моей работе, касающейся Краковского палеозоя¹. Самые высокие отложения перми окрестности Квачалы или Загуржа переходят тоже почти непрерывным образом в седимент ниже расположенных образований пе-

¹ В приложении.

строго песчаника. Вследствие этого фациального сходства с самым низким триасом, следует по отношению к ним провести более подробную характеристику.

Во время проведенных мною исследований я обратил внимание на кристаллические породы, включенные в виде галек в местный квачальский аркоз, а создающие как для этого образования, так и для самой близкой геологической окрестности, охваченной работой, чуждый „экзотический” элемент. Я отдаю себе отчет в том, что развитие интересных исследований над пермскими „экзотиками”, которые не имеют в настоящее время еще своей позиции в геологической литературе, является возможным, и поэтому я решил этот вопрос — по крайней мере — сделать наглядным.

II. РЕЛЬЕФ

Площадь, охваченная работами (см. приложенная карта), представляет собой блок палеозойских и мезозойских образований, прикрытых плейстоценовыми отложениями, а в незначительной части и третичными. Этот блок имеет довольно однородный и характерный „стиль структуры”, несмотря на дифференциацию выступающих здесь геологических формаций и не совсем простую тектонику этой окрестности. Этот блок создает южнее Хржанова индивидуальную геологическую единицу, связанную — вполне понятно — с соседними стратиграфическими и тектоническими элементами, однако отделенную тоже от них в большой степени естественными геологическими или — по крайней мере — морфологическими границами. Потому, что с южной стороны пограничная линия: Квачала — Бабице — Хехло пробегает у основания палеозойско-мезозойской куэсты, образующей естественный южный край указанного блока (здесь пермские и триасовые образования уступают кайнозойским отложениям долины Вислы), с западной стороны Хехло обозначает выдающуюся морфологическую (возможно, что обладающую тоже невыдающимися тектоническими основаниями) границу между нашим „блоком” и похожим „блоком” Либёнжа. С северо-западной стороны к нашему участку прикасается просторная вогнутая форма долины Съмидры, наполненная младо-триасовыми и кайнозойскими образованиями, представляющая собой обособленный тектонический элемент. К северо-востоку наш блок моноклинально падает под третичные образования долины Хехла, переходя таким образом в другое тектоническое образование, которым является развитая между Хржановом, Боленцином, Тржебиней и Млошовой так наз. „Хржановская мульда”.

С восточной стороны границей съемки является восточный край листов Хржанув и Жарки. Эта граница, с геологической точки зрения,

является искусственной, так как рассматриваемый в настоящей работе „блок” протягивается еще несколько км дальше по направлению к востоку (до долины Регулицкой). В целом площадь, подвергнутая нашим обсуждениям, охватывает около 55 км² поверхности.

Для удобства, я буду называть в дальнейшем охваченный вышеуказанными границами район, „блоком Плазы — Косьцелец” или же „плазыанско-кошьцелецским щитом”, происходящим от названия двух больших сел, расположенных в пределах интересующего нас района. Положение этого щита в отношении к смежным площадям иллюстрирует схематическая карта фиг. 1, создающая весьма упрощенное полуоткрытое геологическое отражение „плазыанско-кошьцелецкого блока” и его соседства.

Ввиду того, что „плазыанско-кошьцелецкий блок” отделяется значительным сбросом (которому я посвящу еще особое внимание при рассмотрении тектоники района), при чем Косьцелец образован в пределах сброшенной части щита, а Плаза зато находится на обвисящем крыле сброса, я буду употреблять тоже названия „щит (или блок) Плазы” для района, расположенного вокруг этого села и не выходящего по направлению к северу за пределы большой линии сброса, а также „щит (или блок) Косьцельца” для района плазыанско-кошьцелецкого щита, расположенного севернее сброса.

III. СТРАТИГРАФИЯ

1. ПЕРМЬ

Старейшими геологическими образованиями, выходящими на поверхность земли в пределах интересующего нас района, являются песчаники, аркозы и квачальские конгломераты. Их развитие, а в частности в пределах ущелий, врезанных в крутой южный склон плазыанского щита между Квачалой и Бабицами, обсуждено в работах всех исследователей геологии окрестности Кракова. Из авторов, которые в своих работах указывают или подробные литологические описи формаций, или же приводят более важные выводы относительно возраста, простирания, уложения или генезиса квачальского седимента, следует отметить в первую очередь: Фалло (13), Рэмер (28), Теблер (14), Тице (35), Зарэнчны (39), Гржибовский и Вуйцнк (15), Рациборский (27), Михаэль (23), Семирадзский (33), Петрашек (26), Я. Чарноцкий (8) и Ст. Чарноцкий (9).

Распространение пермских слоев в районе, охваченном пределами настоящей работы, ограничивается до южных и юго-западных частей плазыанско-кошьцелецкого щита. Короче говоря, пермь залегает в нижних частях действительного блока Плазы, окаймляя и подстилая триасовую

„плиту” поясом, проходящим от окрестности Боровца через холмы Буковицы и Сребрницы в сторону Выгелзова. Дальше простираение обнажений направляется к южной окраине села Плаза, через Липовец и Бабице до Квачалы. На этой площади находится много обнажений. На довольно значительном пространстве, особенно между Загуржем и Буковицей пермские образования создают в этом эрозионном углублении просторные обнажения.

Отложения в целом — беспокойные. Они содержат партии мелко- и крупнозернистые часто проявляющие следы диагональных наслоений, накрывают крупные или же совсем незначительные пласты, линзы или конкреции глин, в большинстве окрашенных красным цветом. Мне кажется, что вообще, мы можем принять нахождение в более высоких стратиграфических положениях (поблизости осадков пестрого песчаника) масс пермского аркоза более мелкозернистого, с неособенно отчетливым наслоением, образующего мощный, в ущельях над Загуржем и Квачалой отчетливо обозначающийся пласт. Зато ниже, ближе подошвы формации — кажется — преобладают конгломераты с элементами, достигающими диаметром до нескольких сантиметров.

Как было уже мною упомянуто, я предполагаю, что вообще, согласно наблюдениям Зарэнчного у подножия плазынского щита, а затем и в нижней части здешней перми преобладают конгломераты (с просторными линзами глин). В более высоких партиях этот осадок в большинстве вернее мелкозернистый. Обсуждаемый здесь овраг в Загурже представляет вернее расположенные выше слои.

Пласты в овраге обнажаются особенно отчетливо в пределах трех резких эрозионных порогов, ниже которых пермские отложения прислоняются откосными делювиями или дресвой. Первое обнажение (считая с низу вверх) представляет нижний порог. Ниже я привожу описание разреза в последовательном порядке сигнатур рисунка. Он представлен в фиг. 2.

1) Подошву обнаженного разреза создает пласт тонкослоистого песчаника.

2) Около 1 м красная, жирная, пластическая глина, после высыхания очень твердая и проявляющая стремление к раскалыванию в кубики.

3) 2,5 — 3 м мощности однообразный слой аркозового песчаника.

4) Около 2 м свита тонких (в 5 — 25 см) слоев определенно красного конгломератового аркоза. Величина аркозовых зерен колеблется около 1 мм. Частой примесью являются более крупная галька кварца или „экзотики”, величиной приблизительно в орешек.

5) 1,5 — 2 м светлый и более песчаный аркоз. „Экзотическая” галька здесь встречается редко.

Вышеописанный слой залегает, как видно из фиг. 2, выше зарубки в пороге оврага. Он указывается тоже более четко в левой (восточной) стенке оврага, над порогом.

Кроме этого, на фиг. 2 обозначено:

- А) Осыпь, дресва или почва.
- В) Блоки „плейстоценового конгломерата”.

Дальнейшее положение слоев в обсуждаемом овраге представляет фиг. 3. Охватывает она левую стенку оврага и его второй (средний) порог. Видны здесь:

- А) Осыпь, дресва или почва.
- Д) Овальные углубления в слое 5, наполненные серокрасной глиной.

Вполне возможно, что это остаточные глины, оставшиеся после какой-то первичной, ныне полностью выветренной горной породы.

Х) Уровень дна долины.

1) Первый порог (нижний).
3) Серо-желтый псаммитовый аркоз. Это слой, описанный в связи с предыдущим рисунком (фиг. 2, слой 3).

4) Красный конгломератовый аркоз. Это вышеописанный слой (фиг. 2, слой 4).

5) Серо-желтоватый аркозовый песчаник. Это слой 5 из 2-го рисунка.

6) Довольно ровно и тонко (5 — 8 см) наслоенный аркоз, резко красного гематитового цвета. По своему микроскопическому виду, а в особенности из-за красного цвета, эта порода очень сходная с породой 4 из фиг. 2.

Непосредственно над вышепредставленным средним порогом оврага можно наблюдать профиль, обнаживающийся в расположенных несколько выше слоях. Они заметны на фиг. 4. Здесь представлена схематически правая, то есть северо-западная стенка оврага:

- А) Осыпь, дресва или почва.
- Х) Уровень дна долины выше второго порога.
- II) Порог II-ой (средний).

5) Слой серо-желтого аркоза, мелкозернистого и слабосцементированного, связанный с вышеописанным слоем 5 (фиг. 3).

6) Более отчетливо наслоенный пласт розовато-красного аркоза, плотного, с содержанием не совсем отчетливых и тонких прожилков красных глин. Цемент железисто-глинистый. Переход слоя 5 к 6 разграничивается неровной, однако довольно резкой линией.

На расстоянии около 70 м от среднего порога (II) и около 8 м выше его уровня воздвигается III-ий — самый высокий порог оврага. Схема его образования представлена на фиг. 5:

А) Осыпь, дресва или почва.

С) Ствол араукарии (частично скрытый за боковыми стенками оврага).

8) В большинстве мелкозернистый, серо-желтоватый аркоз. В литологическом отношении этот горизонт является сходным с нижерасположенными более светлыми и мелкозернистыми аркозовыми слоями (напр. фиг. 2 — слой 3, или фиг. 3 — слой 5). Горизонтальное наслоение здесь проявляется, но очень слабо заметно.

9) Полосы накоплений обломков чуждых пород („экзотиков”).

Выше III-го (верхнего) порога профиль нашего отложения сглаживается, прикрытый толстым слоем дресвы. Около 2 м выше верхнего порога залегают еще отложения этого же типа, как образующие этот порог. Выше их протягивается дальше вверх свита отложений плохо обнаживающихся, но создающих возможность, хотя довольно трудного прослеживания. Я привожу их описание, с применением такой нумерации слоев, которая соответствует вышеописанным обнажениям.

10) Выше аркоза около 1 м буро-серо-зеленоватый, аркозовый песчаник с железисто-глинистым цементом, наслоенным в мелкораскалывающиеся слои, мощностью в несколько сантиметров.

11) Около 1 м красные глины с тонкими полосками песчаника (профиль очень плохо обнаженный).

12) 0,5 м аркозовая брекчия. Однообразный слой с диагональным наслоением, залегающий почти горизонтально. Падение наслоения 55° ЮЗ 16° .

13) Около 1 м более мелкозернистый аркозовый песчаник.

14) Около 0,5 м красная или пестрая глина.

15) Около 3 м профиль неразборчивый. Судя по делювиям, здесь выступают аркозовые песчаники, мелко- и среднезернистые, с включениями красных глин.

Выше — подошва образований рета¹.

Является возможным, что, к сожалению, очень плохо обнаженные слои от 13 вверх, представляют уже собой нижний пестрый песчаник. На карте я их отмечаю сигнатурой нижней части нижнего триаса.

В связи с вышеописанным профилем, приходится сделать некоторые примечания, касающиеся проблем, связанных с краковской пермью. Я привожу их ниже.

Араукария, а точнее окременелый ствол дерева этого рода, найденный мною в овраге западнее Загуржа, кажется является самым большим известным до сих пор экземпляром. Р а ц и б о р с к и й (27), а после него

¹ Смотри примечание стр. 171

Зарэчны (39) указывают размеры самого крупного ствола, найденного в окрестности Квачалы, в 158 см длины и диаметров в 1 м.

Ствол найденный мною в 1946 г. представлял собой хотя потресканную впоперек, но однородную колоду, расположенную поперек оврага над Загуржем. Колода была обнаружена на протяжении 363 см и показывала самую большую ширину в 120 см.

Обломки чуждых пород, выступающие в разных частях пермского отложения, указанные несколько раз выше, называемые ради удобства „экзотиками”, создают без сомнения весьма интересный и самостоятельный научный вопрос.

Пока не занимаясь обсуждением вопроса возраста квачальских аркозов, я желаю подчеркнуть, что роль исследований пермских „экзотиков” может быть в настоящее время более важной, чем раньше, для того, чтобы понять палеогеографические отношения района, расположенного между Краковом, Силезией и Карпатами.

Особенно в период между минувшими войнами были развиты исследования обломков кристаллических и осадочных пород, встречаемых в виде чуждых „экзотических” веществ в осадках флишевых Карпат. В частности ими занимались Крейц, Новак, Гавел, Ксёнжкевич Турнау-Моравская и др. В сопоставлении с данными, полученными путем исследований кристаллических валунов из силезского карбона (Масьянкевич-Желеховский), а также путем бурения, которое в районе поблизости Силезии достигло кристаллического основания карбона (Ржешотары), была развита идея существования старого кристаллического массива в районе расположенном по направлению к востоку от восточных окраин нынешних Судет, или же к югу от Краковского района и восточной части Силезии. Этот „пракарпатский” массив был поставщиком „экзотиков”, а также и значительной части кластического материала для флишевого седимента Карпат.

Галька, или же „экзотические” обломки, выступающие в перми Плазьянского щита, без сомнения связываются тоже с проблемой существования какого то, более старшего чем пермь, кристаллического массива (обладающего также и осадочными породами), который был поставщиком материала как для самого седимента, так и для пермских „экзотиков”.

Исходя из этих оснований, я собрал несколько десятков более крупных и лучше для исследований пригодных экземпляров из пермских слоев, главным образом из пределов оврагов в Загурже (фиг. 5, сигн. 9). Обломки вообще имеют около 5 до 15 см длины. В систематическом отношении они принадлежат к магматическим породам (чаще всего жилистые кварцы), осадочным и метаморфическим. На поверхности земли в близком соседстве ныне нигде такие породы *in situ* не выступают.

Обломки в основном окатанные, иногда слабо окатанные. Принимая во внимание их речной, повидимому, транспорт, следует предполагать, что они могли быть принесены издалека. Степень их выветривания к сожалению, довольно значительная. Большая часть пермских „экзотиков” (за исключением кварцев) находится в настоящее время в состоянии почти полного переобразования. Это в значительной степени осложняет исследования этих пород и сопоставление их другим, возможно, гомологическим породам.

Принимая принципиально, что проблема пермских „экзотиков” является для настоящей работы вопросом косвенным, я обратился к проф. Турнау-Моравской и к мгр. Т. Визеру с просьбой рассмотрения шлифов обсуждаемых пород.

Благодаря любезности выше упомянутых исследователей, я указываю в польском тексте петрографическую характеристику семи собранных мною „экзотиков”. Это: кварцит с альбитом, кварцитовый песчаник, роговик, гнейс, серицитово-альбитовый эпигнейс, кварцевый порфир, ортоклазо-биотитовый эпигнейс. Принимая во внимание иногда довольно значительный вес „экзотиков” (до настоящего времени самый большой изученный „экзотик” Нр. 6 весом в 470 г), а одновременно часто их не совсем сильное окатание, следует принять, что здесь имел место транспорт на сравнительно незначительном протяжении, то есть измеряемый шкалой не свыше нескольких десятков километров. Материнскими породами для „экзотиков” затем должны были быть допермские образования, ныне полностью скрытые под позднейшим покровом, принадлежащие по всей вероятности к сложному в своем образовании каледонско-герцинскому продолжению по направлению к востоку судетской орогенической зоны.

Относительно возраста квачальских отложений были высказаны в разное время различные мнения. Принципиально присчитывались эти слои либо к перми либо к пестрому песчанику. В более важных для нашего участка работах доказывали свою аргументацию: Фалло (13), Рацборский (27), Рэмер (28), Типе (35), Зарэнчны (39), Геблер (14), Вуйцик (15).

Среди исследователей XX-го века вконец укрепилось мнение, что возраст залегающих ниже рета кластических аркозовых осадков, развитых в пределах плазынского блока, в особенности между Квачалой, Бабицами и Загуржем, следует предрешить, как нижне-пермский. Только лишь у основания морского осадка рета, непосредственно в его подошве залегающие красные глины и аркозовые пески и конгломераты, быть может, принадлежат к нижней части пестрого песчаника.

На основании собранных до настоящего времени моих личных наблюдений, относящихся к перми плазынского шита, я не чувствую себя

уверенным до такой степени, чтобы высказать вполне убедительное мнение относительно возраста этих осадков. На карте я их обозначил, как пермские, обосновываясь на существующих в этом отношении традициях.

Последовательно я причислил обнаженные квачальские пласты к перми еще и по той причине, что весьма интересными для определения возраста нашей „перми” являются результаты глубокого бурения Нр. XXXIV, произведенного в 1942 — 1944 гг. в пределах восточной хржановской мульды, на расстоянии точно 1 км к юго-востоку от железнодорожного вокзала в Тржебине. Профиль этого бурения относительно перми мы находим здесь:

1) глубина 220,00 м — подошва доломитов триаса.

Ниже:

2) серо-зеленые глины с песчаником — мощность 4,75 м,

3) красная глина с песчаником — мощность 3,90 м.

Эти образования указаны на профиле, как пермские. Однако по всей вероятности они представляют собой этот подошвенный для триаса глинисто-песчаный слой, который мы уже выше перечислили.

4) песчаник с гравием — мощность 64,35 м,

5) конгломерат — мощность 74,30 м,

6) серый конгломерат с тонкими прослойками известкового песчаника. На глубине 368 м отдельные известняки гальки. Мощность 7,40 м,

7) серые и красные конгломераты — мощность 2,00 м,

8) серый конгломерат — мощность 3,00 м,

9) серый, менее плотный, гравиевый конгломерат — мощность: 3,00 м,

10) крупный мысляховицкий конгломерат — мощность 4,00 м,

11) плотный коричневый песчаник — мощность 42,00,

12) мелкозернистый коричневый песчаник, частично крупнозернистый (на 461 м). На глуб. 461,80 м плоскости сколжения в красных сланцах. Мощность 16,00 м,

13) мелкозернистый, глинистый, слоистый песчаник. Мощность 17,00 м.

Вышеуказанный профиль достигает 462 м. На этой глубине обозначено подошву перми (немецкие определения). Полная мощность так выделенного пермского осадка равняется затем в пределах восточной хржановской мульды 242 м. Ниже залегают песчаники и сланцы, в которых первый пласт угля (мощностью в 4,30 м) находится на глубине 595,00 м.

Если только стратиграфические определения пород в указанном бурении правильные, то на основании указанного профиля можно сделать несколько важных выводов:

Мысляховицкий конгломерат не является наверняка базальным конгломератом для трансгрессии рета (как это предполагал Заренчны), так как над ним в хржановской мульде залегает еще вполне мощественная масса, мощностью в 140 м, песчаниково-конгломератовой свиты, которую в целом трудно причислить к триасу.

Поскольку „мысляховицкий конгломерат” из буровой скважины является цехштейнским, тогда вероятным становится мнение Я. Чарноцкого, что часть кластических осадков, залегающих в окрестности Хржанова выше конгломерата, представляет высший цехштейн, образованный только лишь в виде песчаниковых осадков, на подобие нижней перми.

Принимая во внимание значительную мощность осадка, залегающего в скважине выше „мысляховицкой брекчии”, а также ввиду кластического вида седимента, мы могли бы предполагать, что часть квачальского осадка, залегающая непосредственно выше триаса, может быть тоже моложе мертвого красного лежня и может создавать эквивалент более высоких слоев нашей перми.

Не исключена возможность, что во время образования морской (по мнению Я. Чарноцкого) мысляховицкой брекчии, район плазьянского щита создавал окраинную зону цехштейнского залива, в котором осаждались аркозы. В районе смежным с плазьянским блоком, в территорию, подвергнутую складчатым герцинским движениям, углублялась синклинальная зона, идущая от окрестности Хржанова в сторону Непораза и дальше — в южном направлении через Бродла к Карпатам (Новак). Этот вогнутый элемент, своим западным крылом связывающийся с плазьянско-косьцелецким щитом, в пермский период был усиленно засыпан седиментом, транспортированным главным образом водой из находящихся вблизи карбоновых и докарбоновых массивов. Отсюда мощность перми в хржановской мульде является значительно большей, чем на ее периферии. Западное крыло мульды могло создавать (в районе плазьянского щита) окраинную линию для трансгрессии цехштейна. В углубленной зоне наиболее интенсивной седиментации дошло до переслоения прибрежных квачальских осадков с прибрежным тоже, но проявляющим „абразионный” генезис цехштейнским мысляховицким осадком.

Если будем исходить из принципа, что мысляховицкий конгломерат является материковым образованием, которое не было подвергнуто переобразованиям трансгрессией цехштейна, а создавалось например, как нагромождение в виде „педмонтового” материала, сносимого когда-то из находящихся вблизи возвышенностей дэмбницкого хребта, тогда и вопрос залегающих ниже или выше его песчаниковых либо глинистых слоев мы должны были перенести в рамы другой седиментационной среды и другого ф быть может — геологического периода. Всегда однако факт пе-

реслоения псаммитового квачальского осадка „мысляховицким конгломератом”, изученный благодаря буровой скважине вблизи Тжебини, будет нас принуждать к признанию, по крайней мере части этих осадков, современными. Вопрос поставленный таким образом однако выходит за пределы настоящей работы.

Из вышеуказанных обсуждений, когда мы кончаем главу, касающуюся перми, мы должны сделать вывод, что эта глава в настоящий момент не является полностью закрытой, а по мере углубления исследований над обсуждаемой формацией, она открывает нам еще новые горизонты и принуждает к дальнейшему изучению.

В 1949 г. инж. В. Бобровский, К. Биркенмайер и Ст. Седлецкий нашли в каменоломне мелафира (на восточной периферии плазьянского щита) неизвестное до этого времени обнажение горных пород, в котором мелафир залегает на мысляховицком конгломерате. В самом конгломерате находится там также мелафировая галька. Это обнажение указывает, что проведенные до настоящего времени исследования краковской перми не являются вполне достаточными для окончательных заключений. Возраст и генезис пермских отложений окрестностей Кракова, совместно с проблемой возраста магматических пород этих районов, представляют собой вопрос, который не был еще окончательно решен.

2. ТРИАС

а) Пестрый песчаник

При обсуждении пермской формации я уже вспоминал о некоторых давнишних мнениях относительно стратиграфии нижнего силезского триаса. Формации пестрого песчаника, как залегающие на пограничии палеозоя и мезозоя, возбуждали всегда особое внимание геологов. Однако на силезско-краковском участке они создавали тоже довольно крупные осложнения для стратиграфических определений. Самая высокая часть пермских осадков так, как и самые низкие триасовые седименты в Силезии и Краковском регионе, не имеют отчетливого фацциального разграничения и не содержат тоже никаких палеонтологических указателей. И поэтому несмотря на прогрессию геологических исследований — несмотря на многочисленные дискуссии относительно границы перми и триаса — мы до настоящего времени не можем принять этой границы, как полностью определенной.

При картировке я отличал два яруса песчаника:

2. Рет с пещеристым известняком — мощность около 20 м.

1. Красные глины и пески — мощность от нескольких до свыше десяти м.

Эти образования мы приводим ниже.

Красные глины и пески

В пределах плазынского щита, в кровле пермских образований, а в подошве морского осадка рета, принципиально показывается свита, толщиной с сумме от нескольких до свыше десяти метров, отличающаяся от пород перми и рета своими литологическими признаками.

Прежде всего бросаются здесь в глаза многочисленно выступающие либо пестрые (красные, лиловые, зеленые, кремовые и белые) глины. Они однако не создают остова целого седимента. Преобладают — кажется — пески и гравии, зачастую совсем сыпучие, песчаники менее или более сцементированные и (реже) конгломераты. Глины создают среди псаммитов включения, прослойки или примеси. В некоторых случаях пески являются аркозовыми, с богатой примесью ортоклаза. Вся эта свита нигде на рассматриваемом участке не обнажается от подошвы до кровли. В элювиях это часто можно заметить отчетливо, там однако, где включения красных глин исчезают, весь осадок уходит из под наружной обсервации. Точное определение нижней границы формации в этих условиях является весьма трудным.

Весьма возможно, что интересующие нас слои не везде сопутствуют подошве рета. Я предполагаю, что например между возвышенностями Гродзиско — Сребница и Буковица западнее и юго-западнее Загуржа этот осадок либо исчезает в этой местности, либо принимает фацию настолько сходную с пермью так, что отличить его весьма затруднительно. В этой местности я не нанес на карту сигнатур низшего пестрого песчаника. Но я должен однако заметить, что могут они здесь существовать в слое для поверхностной обсервации недоступным.

Самые лучшие, хотя незначительные обнажения этой формации я наблюдал на южных склонах Желятовой Гуры восточнее Боровца, несколько ниже опушки леса. Искусственные выемки были произведены с целью эксплуатации пестрых глин для производства кирпича. Они представлялись в таком виде, в каком указаны на приложенных здесь схемах.

Фиг. 6: Обнажение под лесом, на расстоянии около 150 м юго-восточнее самого близкого хозяйства колонии Збуйник близи Боровца.

- А. Почва с обломками щебня волнообразного известняка и рета.
4. Мелкозернистый песок, желтый, с примесью глинистой субстанции, содержащий илистые либо глинистые белозеленые полоски (130 см).
3. Сыпучий песок, желто-красный, с тонкими глинистыми красными полосками (70 см).
2. Жирная вишнево-красная глина (10 см).
1. Зеленая илистая глина (около 20 см).

Фиг. 7 — 1: Выемка около 4 м ниже и около 20 м дальше к юго-западу от вышеописанной.

А. Почва, как на фиг. 6.

5. Пунцово-красная глина, влажная, после высыхания раскалывающаяся на несовсем правильные кубики. В красной глине зеленоватые полосы (75 см).

4. Песчанистая зеленая глина (3 см).

3. Желто-розоватый песок, мелкий, без цементировки, с густыми полосками красной глины среди зерн кварца. Кверху полосы более густые и отчетливые (130 см.).

2. Песчаник с известняково-глинистом цементом (10 см).

1. Белый песок, совсем не сцементированный (до подошвы обнажения ок. 10 см).

Фиг. 7 — 2: Выемка около 15 м по направлению к северо-западу от предыдущей, на этой-же высоте.

А. Почва как на фиг. предыдущей.

5. Красная глина. Это слой 5 из фиг. 7 — 1. Переход от песка к глине здесь постепенный.

3. Песок как 3 в фиг. 7 — 1.

Мощность всего осадка нижнего пестрого песчаника от подстилающего рета до кровли аркозов равняется в этой местности около 8 — 12 м.

Интересное небольшое обнажение этой формации я тоже наблюдал в овраге севернее восточной окраины Загуржа. Его представляет фиг. 8:

А. Покров дресвы.

В. Кварцево-ортоклазовый песок, с характерными диагональными наслоениями.

Это обнажение может быть доказательством того, что по крайней мере часть обсуждаемых здесь осадков является седиментом текучих вод.

Ввиду богатства глин в нашем „нижнем пестром песчанике”, а одновременно ввиду незначительного сцементирования выступающих здесь песчаников, эта формация имеет специальное значение для образования рельефа этой территории, ибо она сама легко подвергается размыванию своим присутствием отчетливо предопределяя эффекты градационных факторов и создает тоже великолепную „смазку” для оползней или солифлюкции.

Массы оползших обломков волнистого известняка и рета покрывают почти повсеместно наш „нижний пестрый песчаник” щебнем, мощностью в несколько метров. В окрестности Загуржа сползает тоже по глинам мощный покров вышезалегающего лесса.

Об этих явлениях речь будет еще при рассмотрении плейстоценовой формации нашего района.

Рет¹

На выше описанных здесь глинах и песках залегают в пределах плазыанско-кошьцелецкого блока морские осадки рета. На интересующем нас участке эти образования развиты в виде свиты доломитовых, известково-доломитовых и мергелистых (мергелисто-доломитовых) слоев с довольно однообразной суммарной мощностью, с колебанием от около 15 да 20 м.

В пределах плазыанского блока пещеристый известняк как будто проявляет некоторую переменность своего развития и в некоторых местах совсем теряется. Пещеристый известняк и залегающие ниже его осадки типичного рета мы будем рассматривать по отдельности, имея в виду существующую однако между этими образованиями разницу в индивидуальности горных пород.

Предел обнаженных образований рета ограничен в нашем районе только лишь до южной части плазыанско-кошьцелецкого щита.

Типичной ретовой породой, создающей остов этой формации, является несколько известковый доломит, содержащий много мелких пор. Этот доломит содержит некоторое количество мергелей, его излом земляной, цвет светло-желто-кремовый; во влажном состоянии он мягкий, высушенный он проявляет свойство плотной, довольно твердой породы, образующей довольно регулярные пласты, мощностью в несколько до несколько десятков сантиметров.

В подошвенной части отложений, кажется, что преобладают мягкие доломитовые мергели, а даже глины, в которых мергель образует слои накопления сгустков. В выше лежащих слоях преобладает доломит или же известковый доломит, более плотный, образующий разновидность так называемого квадерного камня.

Фауна накапливается в большем количестве в нижней (доломитово-мергелистой) части отложений. *Myophoria costata* довольно обильная в нижних горизонтах нашей формации, является здесь очень хорошей и несомненно руководящей окаменелостью. Выше лежат породы, в которых фауна менее обильна, или иногда она вполне отсутствует. В типичном пещеристом известняке фауна — как правило — отсутствует.

В окрестностях, где пещеристый известняк сильно сокращен, непосредственно в кровле отложений рета, находятся однако слои сероватых доломитовых известняков (частично оолитовых) мощностью

¹ Мы употребляем термин „рет“ (прилаг. „ретовый“) на обозначение верхней части пестрого песчаника (по нем. „Röt“), а термин „рэт“ (прилаг. „рэтский“) на обозначение самой верхней части триаса, между кейпером, а лейасом (по нем. „Rhät“). Рэтских отложений нет в изучаемом здесь районе.

в несколько метров. Как правило — они обладают очень сильной пористостью и изобилием фауны пластинчатожаберных. Эти слои, представляющие собой аналогию так называемых известняков рета, можно хорошо наблюдать например в подошве карьера в Погоржницах, а также на Сребрице и в Семоте.

В целом формация эта в пределах плазынского блока не открыта почти нигде так, чтобы без препятствий можно было ее проследить на большом пространстве.

Одно из самых лучших обнажений находится в овраге, врезающемся в северный склон Желятовой Гуры к югу от Подстоков (фиг. 9). Во всяком случае можем здесь очень хорошо наблюдать переход от псаммитовых осадков нижнего пестрого песчаника — быть может перми — до типичных осадков рета, содержащих соответствующую этим последним руководящую фауну.

Снизу вверх здесь залегают: аркозовый песчаник, слабо сцементированный, мелкозернистый, без фауны и флоры (на фиг. 9 слои 1 — 5). На песчанике и на „переходных” прослойках к морским осадкам залегают доломитовые глинистые, желтые, или серо-желтые сланцы, без фауны, переходящие кверху в мягкие голубоватые или зеленоватые сланцеватые глины (слои 6 — 9). Их общая мощность около 2,5 м. Выше (слои 10 до 11) залегают около 5 м светлых, кремевых и желтых доломитов. Случаются тоже слои оолитовые. Между слоями довольно часто появляются тонкие прослойки зеленых глауконитовых глин. В этом случае поверхности слоев волнообразные. Фауна здесь встречается довольно часто. Иногда она бывает беспорядочно разбросана в отдельных слоях, в большинстве случаев однако она образует более точно выделяющиеся полоски или прослойки переполненные органическими остатками. Смежная с ними порода не содержит почти совсем фауны.

В этих слоях я нашел довольно многочисленную фауну, из которой я разубрал следующие формы: *Myophoria costata* Z e n k, много экземпляров, *Beneckeia tenuis* v. S e e b. — шесть экземпляров.

Обе эти окаменелости выступают совместно. Часто встречаются в одном образце породы. Кажется что *Myophoria* выступает в выше лежащих слоях, чем наш цератит. В этих слоях имеется также изобилие окаменелостей пластинчатожаберных и брюхоногих.

Выше лежащие в профиле в Подстоках слои не имеют резких пределов. Это кремевато-серые, в большинстве светлые доломиты. Как и прежде, здесь встречаются оолитовые и известняковые слои. Общая мощность этих слоев около 5 м.

Кровельной серией нашего профиля является пещеристый известняк. Он здесь довольно типичный, образует тонкослойные пласты, обладающие большим количеством пор, коричневые или серо-желтые известково-

доломитовые и имеющие на поверхности белые глинистые продукты выветривания. Пещеристый известняк обнажен здесь довольно неясно и границы его нельзя точно разузнать по отношению к доломитовому основанию а особенно к покрову. Он здесь достигает самой большой мощности 8 — 9 м. Мощность эта является самой высокой для территории блока Плазы. В этом известняке не обнаружено никакой фауны.

Выше описанного здесь профиля залегают осадки нижнего волнистого известняка. Точно говоря это его нижняя часть, которую зачисляют к нижним гоголинским слоям.

Что касается стратиграфии вышеописанного из окрестностей Подстоков профиля, то я зачисляю:

а) подошвенные слои 1 — 3 (фиг. 9) — к нижнему пестрому песчанику, с предварительным условием, что они могут принадлежать также и к перми. В них отсутствуют так характерные для этих образований глины, однако они менее сцементированы, чем типичный квачальский аркоз.

б) Слои 3 — 5 (смесь песчаника с глиной) я зачисляю к образованиям, составляющим переход к рету. Я предполагаю, что мы имеем здесь дело с разрушенной и в тонкой полосе переработанной поверхностью старых песчаников, на которые трансгрессировал рет.

в) Слои 6 — 9 (желтые и голубые сланцы и глины) я причисляю к рету, потому, что от залегающего ниже песчаника отделяет их прерывистость седиментации, подчеркнутая переработанной псаммитовой подошвой. Между ними и типичным доломитом рета существует постепенный переход.

г) Слои 10 и 11 являются нижней частью главного корня образований рета („доломиты рета”).

д) Слой 12 образует верхнюю часть рета, связанную с нижней частью, а здесь выделенную только для того, чтобы подчеркнуть некоторую тенденцию к образованию слоев более мощных и содержащих меньшее количество фауны в верхних частях „нормальных” доломитов рета („доломиты рета”).

е) Слой 13 (пещеристый известняк) является кровельной частью рета. Быть может, что „пещеристое” преобразование перличной породы своим развитием касается даже самой нижней части слоя нижнего волнистого известняка.

Принципиально такое самое развитие отложений рета можем наблюдать и в других обнажениях этой формации в районе плазынского щита. Имеются при этом, очевидно, незначительные фацциальные отклонения.

Для лучшего пояснения вида типичных слоев нашего рета я привожу схему (фиг. 9) обнажения над Квачалой, содержащего тоже конкреции белого кремня. Это небольшой карьер, в настоящее время большей

частью засыпанный, который описал З а р э н ч н ы й (стр. 102). По моему мнению схема охватывает верхнюю часть слоя 11 из предыдущего профиля:

А. Осыпь.

1. Кремовый, светлый, довольно плотный доломит. Содержит очень небольшое количество экземпляров *Myophoria costata* и *Gervilleia* sp.
2. Желтый оолитовый доломит (фауны я не обнаружил).
3. Сплошной, 33 см мощный светложелтый пласт доломита. Фауны я в нем не обнаружил.
4. Плотный кремово-желтый доломит в слоях несколько сантиметров мощности; фауны я не обнаружил.
5. Светлокремовый доломит, обладающий структурой тонких, неровных плиток, по форме волнообразных или раковистых. Я нашел в нем экземпляры *Gervilleia socialis*.
6. Почти плотный; 55 см мощный, слой серо-кремового несколько, мраморообразного пятнистого доломита.

Выше и ниже этого профиля находятся еще другие слои рета.

Переход от рета к волнистому известняку можно наблюдать в самой нижней части большого карьера в Погоржицах (в нижней, юго-восточной части карьера). Образования эти представлены схематически на табл. II, фиг. 1. Мы здесь наблюдаем снизу вверх:

1) 100 см очень богатого в детрит фауны моллюсков оолитического пористого, розовато-серого доломита (отличающегося по цвету от кремовых доломитов типичных для рета). Фауна здесь сохранилась преимущественно в отпечатках. Из фауны здесь имеются пластинчатожаберные и брюхоногие, из которых я определил:

Gervilleia modiola Frech.

„ *costata* Schloth.

„ *mytiloides* Schloth.

Pleuromya musculoides Schloth. var. *elongata* Goldf.

Myophoria vulgaris Schloth.

Amauropsis (Ampullaria) silesiaca Ahlb.

По Ассманну (1923) *Amauropsis silesiaca* является типичной для рета и в нем в доломитах повсеместно выступает (3, стр. 23). Иные окаменелости находятся не только в ретовых, но и в выше залегающих отложениях.

Слой этот — принимая во внимание его литологический характер, иной, чем выше лежащих слоев — я причисляю к рету. Приведенная здесь его мощность (1 м) касается только обнаженной в 1947 г. части отложе-

ния. В 1948 году я мог убедиться, что такого же самого типа доломитическо-известняково-оолитовая порода, содержащая фауну, имеет большую мощность.

Выше в Погоржицах залегают:

- 2) 20 см серо-желтоватого конгломератового доломита (или конгломерата).
- 3) 50 см светло-кремнового мягкого, трещиноватого, хрупкого доломита, не содержащего фауны.
- 4) 15 см доломитических содержащих мергель, желтых, тонкослоистых, мало плотных сланцев.
- 5) 30 см телесно-желтого цвета или серо-розоватый плотный, трещиноватый, мелкозернистый доломитический известняк.
- 6) 22 см доломитического известняка, обладающего такими же свойствами, как залегающий ниже (15 и 7 см толщиной).
- 7) 8 см сланцеватого желтого мергеля.
- 8) 2 слоя — 40 см и 30 см мощности — желтовато-телесного цвета плотного, трещиноватого известняка.
- 9) 30 см плотного желтовато-телесного цвета известняка, похожего на ниже лежащий (8), но содержащего очень большое количество останков криноидов. Это типичный трохитовый известняк, характерный для высшей серии нижнего волнистого известняка.

Дальнейшую часть этого профиля мы рассмотрим в главе, посвященной ракушечному известняку. Вышеупомянутые слои я причисляю: слои 1 — 4 к рету, 9 к ракушечному известняку. Это я обосновываю на палеонтологических документах и фациальном сходстве этих слоев. Слои 5 — 8 имеющие в сумме 130 см мощности, могут быть рассматриваемы как „переход” между формацией пестрого песчаника и ракушечного известняка.

Мне кажется вероятным, что „переходные” слои из Погоржиц являются эквивалентом лингулевых (Альбург, 1) слоев, хотя экземпляров этой окаменелости я в Погоржицах не нашел. Заслуживает внимания то обстоятельство, что в погоржицком профиле известняковый доломит или доломитический известняк рета местами несколько оолитический содержит большое количество фауны, залегающей в кровельной части рета. Эта порода очень отличается от типичных пластов доломита описываемой здесь формации.

Я предполагаю, что слой 1 описанного профиля из Погоржиц можно сравнивать с теми слоями, которые Альбург определяет, как кровельные слои рета. Предположение это обосновываю на их стратиграфическом положении непосредственно ниже „переходных слоев”, а также на основании фауны, которую можно определить. Слой этот, или свита слоев

в плазыанском щите — кажется — присутствует в кровле рета везде там, где пещеристый известняк ее не замещает, и является довольно характерной. Свита такая, как я предполагаю, является эквивалентом „известняков рета”.

Интересующим признаком слоев рета плазыанского щита является нахождение на этом участке образований высшего рета, развитых в фации мало — а иногда даже полностью — не измененной этими процессами, которые в Силезии полностью переобразовали первичные отложения на так наз. пещеристый известняк.

В нашем районе, в разных его местах, можно наблюдать разные стадии переобразования осадков рета в пещеристый известняк. Этот последний выступает тоже в некоторых местах даже полностью в своем типичном виде. Ниже я посвящу ему еще несколько внимания. Что касается слоев, которые не были подвергнуты метасоматизации или только частично были переобразованы, я хочу подчеркнуть очень интересное и неизвестное явление силификации этого образования. Оно не является повсеместным, но играет некоторую роль в области эквивалентов пещеристого известняка, так как вызывает химическую реакцию большей или меньшей части седимента.

Пещеристый известняк

Выше я обсуждал в общем развитие рета в нашем районе, учитывая в особенности тоже и те его самые высокие слои, которые не подвергались определенному переобразованию в пещеристый известняк, но которые своим положением соответствуют горизонту этой фации. Я должен подчеркнуть еще раз, что на значительном участке плазыанского щита пещеристый известняк существует также в типичном своем виде. Касается это осадков рета, развитых в оврагах западнее Квачалы, поблизости Симофы и Подстоков.

В типично развитом пещеристом известняке я не встретил до настоящего времени фауны. Она принадлежит к редкостям также и в других участках силезского триаса. Я не встретил кремней, о каких вспоминает из района листа Гродзец Докторович-Гребницкий (10). Собственно говоря, я нигде в нашем районе не мог довольно хорошо ознакомиться с полным образованием пещеристого известняка, не обнажающегося нигде полностью и не эксплуатируемого а затем не вскрываемого нигде искусственным образом.

Я уже вспоминал выше, что, при своей переменной мощности обсуждаемые здесь образования, достигают — кажется — от 0 до 8 или 10 м самого высокого вертикального предела.

Во время съемки я обозначал на карте отдельной сигнатурой пещеристый известняк только там, где его наличие я мог подтвердить в типичном для этой фации развитии.

в) Раковистый известняк

Нижний раковистый известняк

Формацию эту часто определяют — как по отношению к Силезии, так и по отношению к краковскому триасу — как „волнистый известняк”. Название это не очень ясно, потому, что имеет двусмысленное значение. Мы можем под этим названием понимать как стратиграфическую единицу нашего раковистого известняка, так и фаціальную структуру некоторых только слоев этого яруса.

В нижней части среднего триаса можно выделить широко в Силезии развитые три характерные слои (или узкие группы слоев), которые представляют подлинную „волнистую” фацию. Все это пласты, имеющие 1 — 3 м толщины, построенные из мергелистого, тонкослоистого или сгусткового известняка, в котором отдельные слои или сгустки скрученны, волнообразные, часто какбы смятые или складчатые. В разрезах или на поверхностях слоев эти известняки „волнистой” фации изображают как бы складки, неровности и изгибы; при выветривании они разделяются на кривые известковые черепы или же более или менее крупные сгустки. Поверхность волнистых известняков бывает покрытая бороздами, канавками, валиками или незначительными поднятиями, которые общим своим характером несколько напоминают некоторые карпатские „нероглифы”. Волнистые известняки, а прежде всего волнообразная свита нижних гоголинских слоев имеет довольно большое значение для морфологического образования триасовых районов. Они легче чем иные породы выветриваются или же довольно часто более устойчивы и сохраняются в рельефе района в форме порогов или куэст.

От пластов волнистых известняков получила не очень подходящее название целая свита („волнистый известняк”). Однако свита „волнистого известняка”, рассматриваемая в целом, не имеет свойств волнистой фации. Во избежание недоразумений я буду „нижние волнистые известняки” называть употребляемым в Силезии стратиграфическим термином „гоголинские слои”. К этим слоям я причисляю в Краковском районе (как А с с м а н н для Силезии) все известняки, залегающие между ретом (лежащим ниже) и гораздецкими слоями, которые лежат в кровле гоголинской серии, которые прежде называли вместе с теребратулевыми и карховицкими слоями — „верхними волнистыми известняками”.

Из этого возникает, что теперь нижний раковинистый известняк мы будем подразделять, как следует:

		прежнее подразде- ление верхний
Нижний раковинистый известняк:	4 — верхние карховицкие слои	} волни- стый
	нижние „ „	
	3 — теребратулевые слои	} извест- няк
	2 — гораздецкие слои	
1 — верхние гоголинские слои		} нижний волни- стый
	нижние „ „	

Гоголинские слои

Гоголинские слои по Ассманну проявляют фацимальное развитие несколько иное на западе, чем на востоке этого района. Для нас является важным восточный участок, который охватывает впрочем значительную часть Силезии — вплоть до пограничной линии, проходящей более менее от Гливиц до Пысковиц.

Подразделение гоголинских слоев по Ассманну (6, стр. 12—13).
Восточный район:

- | | |
|------|--|
| b. { | 7. III-ий или главный волнистый известняк. |
| | 6. Мергелистые известняки. |
| | 5. II-ой волнистый известняк. |
| | 4. Конгломератовый известняк. |
| a. { | 3. Клеточный известняк. |
| | 2. Первый волнистый известняк. |
| | 1. Слои содержащие <i>Pecten discites</i> и <i>Dadocrinus hunischi</i> . |

Свита слоев „а” из этой схемы — это гоголинские нижние слои. Свита „b” — это верхние гоголинские слои. Во время моей работы в поле я заметил, что схему эту довольно удобно применять тоже к нижним слоям нижнего раковинистого известняка, находящегося также на участке блока Плазы. Только относительно слоя 6 из вышеуказанной схемы, я сразу делаю замечание, что на участке плазынского щита вместо мергелевой серии более часто залегают плиточные известняки, в большинстве сгустковые, но не очень мергелистые. Поэтому для нашего района вместо, не совсем точного, названия „мергелистые известняки”, я предпочитаю применять название „серия междуволнистая”. Из-

известняки этой серии в нашем районе довольно переменны по фации: они плиточно сгустковые, часто пещеристые, а даже изредка доломитические; во всяком случае их мергелистость не является их основным свойством. „Междуволнистые известняки” связаны довольно сильно в районе блока Плазы с „III-им волнистым известняком”. Собственно говоря, вся свита залегающая выше „II-го волнистого известняка” является свитой плиточных слоев, волнистых и сгустковых известняков, среди которых „III-ий волнистый известняк” не выделяется никакими резкими отличительными чертами.

Мощность всех этих слоев на территории, охваченной моими работами, по сравнению с вышеуказанной схемой Ассманна, следующая: Верхние гоголинские слои: Погоржице Плаза Ассманн (большой карьер) (больш. кар.) (Верхн. Сил.)

7. III-ий волнистый известняк	8,0 м	9,5 м	7 м
6. Междуволнистый известняк (мергелистые известняки)	12 ,,	12 ,,	13—14,,
5. II-ой волнистый известняк	4,0 ,,	2,5 ,,	6—7 ,,
4. Конгломератовый известняк	1,3 ,,	2,5 ,,	1—2 ,,
	8,6 ,,	7,5 ,,	15 ,,

Нижние гоголинские слои: Погоржице Плаза Ассманн (большой карьер) (мал. карьер) (Верхн. Сил.)

3. Клеточный известняк:	1,8 м	1	1 — 2 м
2. I-ый волнистый известняк (точно: волнистая фация)	2,7 ,,	4,0 м	2 — 2,5 ,,
1. Известняки содержащие <i>Pecten</i> и <i>Dadocrinus</i> (ниже и выше волнистого I-го известняка)	7,8 ,,	7,3 ,,	8 — 10 ,

Из нашей сводки и приложенных профилей видно, что седиментация в нашем районе и в районе Верхней Силезии проходила таким же самым образом; во всяком случае здесь нет перерывов между рассматриваемыми слоями и между ними и осадками лежащими в кровле и подошве. Факт этот будем рассматривать еще ниже.

Нижние гоголинские слои

Известняк *Pecten* и *Dadocrinus*. I-ый волнистый известняк. Известняки здесь образуют довольно ровные слои, мощностью часто в 20 — 100 см. По фации они довольно разнообразны. Одни из них плотные, иные тонкопелитовые или зернистые. Излом в первых часто плоскораковистый, в других шероховатый. Порода иногда отчетливо по-

ристая (в особенности в пластах, содержащих обильную фауну моллюсков). Окраски довольно четкие. В большинстве известняки серо-телесного цвета, розоватые и желтоватые.

Большинство известняков — это трохитовые, реже криноидные, известняки. Эта черта настолько характерна, что Ассман руководится ею при определении границы между нижними гоголинскими слоями и ретом, проводя границу там, где появился первый слой криноидов.

Переходными формами между этими известняками и известняками волнистой фации являются пласты так наз. сгустковой породы. Эта порода образует тоже довольно ровные плиты, она плотная, текстурой она однако отличается сильно от „нормального” триасового известняка. Здесь отсутствует также „волнистость” или „череповатость” в породе, зато имеется нерегулярное содержание карбоната кальция.

Сгустковые известняки, как правило, залегают непосредственно вблизи типичного волнистого известняка. Фации эти связаны с собой часто так сильно, что установление между ними границы является трудным. Поэтому их определяют почти всегда вместе и называют „волнистым известняком”. На профилях однако я пробовал эти фации возможно точно определить.

На ретовых образованиях залегают серия трохитовых или криноидных плиткообразных или сгустковых слоев, в которых *Pecten discites* и *Dadocrinus kunischi* встречаются довольно часто.

В районе блока Плазы в пределах этой серии мы наблюдаем постоянно явление вторичного переобразования средней части этих слоев в толстой около 1 — 2 м пласт ноздреватых мергелистых, частично доломитовых известняков.

На известняках, содержащих *Pecten* и *Dadocrinus* залегают I-ый волнистый известняк. Над I-ым волнистым известняком находится клеточный известняк (действительный). Между I-ым волнистым известняком и клеточным известняком в нашем районе находится тонкая (1 — 2,5 м мощная) серия плитовых известняков, содержащая *Pecten* и *Dadocrinus*.

Клетчатый известняк. В значительной части Силезии — выше волнистого I-го известняка — залегают характерные пласты известняка или доломитового известняка, темножелтой или оранжевой окраски, в меньшей или большей степени подвергнутого карстовым явлениям и похожего на пещеристые известняки. Порода эта получила (Неймайр, 1875, Альбург, 1906) название клетчатого известняка и ее определили, как ведущий слой. Докторович-Гребницкий (10) заметил в ней на листе Гродзец отдельные членики киноида *Dadocrinus*.

Клеточный известняк залегают в нашем районе, по моему мнению, постоянно приблизительно 1 — 2 м выше I-го волнистого известняка.

Характерно для нашего района явление, что кроме повсеместно в Силезии известного горизонта клеточного известняка, в районе плазынского щита мы наблюдаем горизонт клеточного известняка, залегающий своей кровельной частью принципиально около 3 м ниже I-го волнистого известняка. Из этого видно, что находится он примерно в средней части серии с *Pecten* и *Dadocrinus*.

Вероятно наблюдаемый мною в районе блока Плазы нижний горизонт клеточного известняка простирается на большой площади.

Можно предполагать, что кровельные и подошвенные пределы всех клеточных или пещеристых триасовых известняков имеют характер границ химических процессов и поэтому они не являются ни постоянными, ни ровными. Фация клеточного известняка может в некоторых местах даже отсутствовать совсем. Клеточный нижний известняк показывается впрочем в блоке Плазы более или менее в середине серии с *Pecten* и *Dadocrinus*.

Не высказывая своего мнения, имеется-ли тесная связь между нижним клеточным известняком из района, который я описываю, а соответствующими известняками из других районов, я хотел только подчеркнуть постоянство в залегании этой породы в районе щита Плазы. Явление это имеет для проводящего съемки геолога большое ведущее стратиграфическое значение.

Верхние гоголинские слои

Конгломератовая серия. Конгломератовый известняк составляет самую нижнюю серию этого горизонта. Я утверждаю, что конгломерат — это важный а для полевой работы неопределимый, ведущий горизонт нижней части верхних гоголинских слоев. Горизонт этот в пределах блока Плазы четко выделяется, а хотя из-за обилия мягких мергелей довольно легко подвергается выветриванию, то однако в элювиальных отложениях его можно разубнать благодаря сохранению обломков конгломерата, имеющих специфический вид. Везде, где только имеются обнажения граничных слоев отделяющих верхние и нижние гоголинские слои, там везде мы встречаем конгломераты (табл. II, фиг. 1 и табл. III, фиг. 2).

Литологическую текстуру этого комплекса вообще характеризуют приложенные профили. Как видно в пределах конгломератовых известняков собственно говоря встречаются три типа пород: 1) плотные волнистые или кристаллические известняки, 2) мергелистые сланцы и 3) конгломераты.

Здесь мы можем точно описать конгломераты, согласно их характеристике, указанной Докторович-Гребницким из листа Гродзец (10, стр. 60). Они представляют собой породу, образованную как „кристаллический известняк с мелким или средним зерном, с содержанием более или менее многочисленной гальки плотного известняка”. В отно-

шении к мергелистым сланцам и плотным или же сгустковым известнякам, самые конгломераты занимают в конгломератовой серии нашего участка иногда только не особенно частые, хотя характерные включения.

Волнистый известняк II. Выше конгломератовой серии в пределах верхней части гоголинских слоев лежит волнистый известняк II-ой. Слои отличающиеся такой фацией обыкновенно бывают отделены от самых высоких конгломератовых слоев еще одной не особенно мощной (около 2 м) серией „нормальных” плотных плиточных либо сгустковых известняков. Граница волнистой фации часто не обозначается особенно резко.

„Междуволнистые” слои и волнистый известняк III-ий. Определение „междуволнистых” слоев применяется мною здесь для обозначения равно и серии слоев мощностью на нашем участке в 2,5 — 4 м, выступающей между волнистым известняком II-ым и таким же III-им, как и для известняковых горизонтов, чередующихся с волнистой фацией III-го волнистого горизонта. По своему положению они соответствуют частично „мергелистым известнякам” (Ассманн 6, Докторович-Гребницкий 10).

Затем он является довольно чистым технически и ценным известняком и ввиду этого не заслуживает на нашем участке на название „мергелистого”.

Серия мергелистых известняков достигает в Силезии мощности 7 — 8 м. Ассманн (6, стр. 29) замечает, что по направлению к западу свита эта редуцирует свою мощность и напр. в бурениях поблизости Ополя проявляет только 4 — 5 м в вертикальном измерении. Докторович-Гребницкий (10, стр. 62) на листе Гродзец не наблюдал нигде этой свиты, полностью обнаженной. Автор этот считает приблизительную мощность всего звена мергелистых известняков совместно с волнистым известняком III-им на 8 — 10 м. Затем мы видим, что по направлению к востоку обсуждаемая здесь серия подверглась по крайней мере незначительному сокращению. И это является ее свойством, что я уже несколько выше подчеркнул: образ полной свиты „плитоволнистой” не подчеркивает индивидуальности III-го волнистого горизонта, как самостоятельного одиночного слоя, так как „междуволнистые” и волнистые известняки взаимно переслониваются.

Высшая часть „междуволнистой” серии, рассмотренная совместно с III-им волнистым горизонтом, является самым высоким участком свиты гоголинских слоев. Мощность серии волнистого известняка III-го равняется на участке Силезии 7 — 14 м. На нашем участке мы можем принять, что ее эквиваленты существуют и являются относительно незначительно сокращенными, так как в великолепных обнажениях Плазы и Погоржиц проявляют (упуская из виду „междуволнистые” известняки) мощность около 6 — 7 м.

Верхнюю границу гоголинских слоев проводит Ассманн выше последнего, считая снизу вверх, типичного выступления волнистого известняка. Этот же принцип применял и я в своем разграничении образованний блока Плазы.

Развитие гоголинских слоев в Погоржицах и в Плазе

В литературе нашего триаса почти полностью отсутствуют подробные данные относительно развития гоголинских слоев на площади плазынского щита. В последней своей работе с 1944 г. Ассманн (6) указывает профиль из Погоржиц, расположенных почти в самом центре нашего участка, а также из Хэлмка вблизи Либёнжа.

Между измерениями Ассманна и моими из Погоржиц существуют большие различия, частично повидимому вызванные явлениями горизонтальной дифференциации пластов.

Обсуждая наблюдаемый им в Погоржицах профиль, Ассманн представляет следующие наиболее важные свои выводы.

Весьма вероятно, что на интересующей нас площади не развились вообще слои, соответствующие „главному волнистому горизонту”, т. е. гораздецкие и теребратулевые слои, зато горизонт „мергелистых известняков” здесь сокращается до нескольких тонких слоев, иначе образованных в петрографическом отношении на участке Погоржиц, чем в западной Силезии.

Горизонт с *Pecten* и *Dadocrinus* (по Ассманну) сокращен тоже до немногочисленных (в сумме 1,5 м) тонкослойных пластов, перемеженных незначительными волнистыми включениями.

Проведенные мною наблюдения в Погоржицах, Плазе и других менее комплектных обнажениях гоголинских слоев на нашем участке только лишь частично соответствуют данным Ассманна, частично однако приводят к совершенно иным выводам.

Описание подошвенной части профиля в Погоржицах, касающееся слоев рета я уже указал совместно с характеристикой развития этой формации. Ниже я указываю продолжение профиля (снизу вверх), начиная с самого нижнего трохитового слоя (слой 9), описанного уже раньше, а принадлежащего несомненно к гоголинским слоям.

Этот самый нижний слой, залегающий прямо на слоях, являющихся — быть может — эквивалентом, „лингулевых слоев”, представляется (как я это уже указывал выше) как несомненный представитель гоголинских слоев. Это плотный желтовато-телесный известняк, с содержанием очень значительного количества члеников криноидов, мощный в 30 см.

Выше этого слоя профиль в Погоржицах закрыт осыпью горных пород и нет возможности разузнать его до высоты около 0,5 — 1 м. Выше, в стене самого высокого эксплуатационного горизонта выступают следующие слои (считая снизу вверх):

Нижние гоголинские слои:

80 см плотный известняк с неровным переломом, серо-желтоватый, с редкими трохитами. Плотный пучок слоев, мощных в 20 — 20 см.

150 см „клеточный” известняк, желтый, частично мергелистый и сыпкий, частично более плотный, часто резко пористый.

362 см серия плиточных известняков, вообще довольно чистых, мелкопелитических или мелкокристаллических, иногда слегка сгустковатых. Многочисленные членики криноидов из рода *Dadocrinus*.

Волнистый известняк I:

270 см — волнистый известняк с включениями плиточных известняков, содержащих криноиды.

163 см — известняки того же типа, что „нормальные” известняки серии с *Pecten* и *Dadocrinus*.

Клеточный известняк:

183 см — известняк по литологическому типу „клеточный”.

Верхние гоголинские слои — конгломератовая серия:

860 см — серия конгломератовых известняков с кристаллическим цементом, богатой фауной и с плоской известковой галькой.

Волнистый известняк II:

135 см — волнистый известняк (очень типичное образование).

„Междуволнистые известняки (эквивалент „мергелистых известняков”):

400 см — известняки вообще плиточного вида, мелкопелитовые со сгустковыми или мергелистыми включениями, с очень скудной фауной.

Волнистый известняк III:

800 см — волнистые и сгустковые известняки.

Гораздецкие слои:

50 см — серия мелкопотресканных слоев кристаллического известняка очень светлого.

Кровля карьера.

На расстоянии нескольких десятков шагов к юго востоку от большого карьера в Погоржицах (выше описанной здесь камнеломни) находится небольшой карьер гораздецких слоев. Здесь находится выемка глубиной около 1,5 м, обнажающая подошвенные части гораздецкой серни, соответствующие кровельным слоям из главного карьера. Это кристаллические известняки, почти белые, иногда мелко-пористые, содержащие следы фауны с перекристаллизованными раковинами.

Описанный здесь профиль представлен графически схемой на табл. II, фиг. 1.

Дискуссию над наблюдаемым мною профилем в Погоржицах, а также мои выводы обоснованные на этом профиле, я представлю ниже совместно с выводами, касающимися профиля из Плазы.

Профиль карьера в Плазе (главный карьер), снизу вверх (см. табл. II, фиг. 2), поисковая выемка у подножья большого отвала.

Гоголинские слои — конгломератовая серия:

420 см — известняковые конгломераты и сланцево-мергелистые слои.

Волнистый известняк II:

250 см — волнистые и сгустковые известняки с многочисленными включениями плиточных известняков.

„Между волнистые известняки” (эквивалент „мергелистых известняков”):

250 см — мелкопелитовые плиточные известняки с многочисленными органогенными ямками.

Волнистый известняк III:

950 см — серия волнистых сгустковых известняков с многочисленными включениями плиточных или мергелистых известняков.

Гораздецкие слои:

95 см — мелкокристаллический известняк серый и серо-желтоватый, частично доломитовый.

26 см — известняк частично мелкокристаллический, твердый, красноватый или серый, слегка сгустковый, местами доломитический и „клеточный” переобразованный.

39 см — плотный известняк, серо-телесный.

Это порода специально ценная для химических целей. На местном диалекте ее называют „кристаллом”. Этим термином и я буду здесь поль-

зоваться для определения фации горадецких слоев, характеризующихся светлой окраской, кристаллической структурой и обыкновенно довольно отчетливой, чрезвычайно мелкой пористостью.

„Кристалл” принадлежит уже несомненно к другим слоям, моложе, чем гоголинские слои, затем мы его рассмотрим более подробно в следующей главе. Ниже мы вернемся еще к дальнейшему описанию профиля из Плазы.

Стратиграфическое подразделение гоголинских слоев я провел в Плазе следующим образом:

А. Нижние гоголинские слои:

не обнажаются в Плазе.

Б. Верхние гоголинские слои: охватывают полностью комплекс слоев — до 32 слоя включительно, причем: слои 1 — 4 представляют конгломератовую серию. Волнистый известняк II-ой охватывает слои 7 — 14 (мощность 2,5 м). Междуволнистые слои представляют собой слои 15 — 19 (мощность 2,5 м).

Определение верхней границы гоголинских слоев в плазынском профиле является затруднительным ввиду того, что выше довольно еще отчетливой фации волнистого известняка III-го здесь залегают слои 28 — 32, охватывающие около 4,5 м мощности, которые кажутся соединенными еще с гоголинскими слоями, а не с вышележающим „кристаллом”, несмотря на то, что не обладают отчетливой волнистой фацией. Это резко „ноздреватые” („кавернозные”) светлые и сплоченные известняки, в которых появляются уже нерегулярные включения доломитовых слоев.

Ввиду того, что литологические черты этого комплекса являются очень сходными с чертами некоторых „междуволнистых” слоев и ввиду того, что над ними, а тут же несколько ниже первого слоя „типичного кристалла” проявляются еще признаки волнистой фации в виде ступковых известняков, я расположил включить весь этот комплекс в гоголинские слои, а границу между гоголинскими и горадецкими образованиями я провожу в настоящее время согласно положению доломитовых слоев в подошве „кристалла”. В Плазе такое подразделение почти точно обозначает, что гоголинские слои охватывают нижний эксплуатационный горизонт, горадецкие же — средний горизонт („кристалл”) и верхний (доломит).

Введенный таким образом раздел связывает эти „ноздреватые” известняки с волнистой серией III, что кажется имеет и то, указанное уже обоснование, что в кровельной части этих слоев волнистая фация еще появляется. Затем полная мощность волнистого известняка III, как литологического горизонта со стратиграфическим значением, приходится в Плазе на около 9,5 м.

Как в карьере погоржицкого известняка, так и в большом карьере в Плазе можно наблюдать комплексы слоев, выступающих на границе гоголинской и гораздецкой серий, отчетливо переобразованных под влиянием кружащих здесь когда то растворов. Тут же под серией „третьего переобразованного известняка” я провожу конвенциональную границу между гоголинской и гораздецкой серией.

В случае нахождения соответственных фаунистических документов можно будет даже до некоторой степени изменить положение этой граничной линии.

Анализируя указанные здесь профили, трудно согласиться с высказываниями А с с м а н н а, что поблизости Погоржиц образование раковистого известняка полностью отличается от развития этой формации в Верхней Силезии (6, стр. 36 — 37). Тем не менее я должен предупредить, что мои исследования этой формации проведенные до настоящего времени не дали еще для описанных здесь слоев достаточной палеонтологической характеристики, так ибо богатую фауну мне удалось собрать только лишь из конгломератовой серии, а другие горизонты в отношении органических остатков скорее бедны. Я приступил также к систематическим розыскам фауны в гораздецких слоях Плазы и ее окрестностей.

При определении фауны гоголинских слоев блока Плазы я обратил прежде всего внимание на конгломератовую серию, а это ввиду того, что во первых она доставляет во всех обнажениях сравнительно наибольшее количество экземпляров, а также может считаться до некоторой степени руководящим горизонтом для стратиграфии всего гоголинского комплекса отложений. Если мы докажем, что ее фаунистические свойства соответствуют палеонтологической характеристике аналогичных слоев, найденных в Силезии, тогда мы получим лучшие основания для параллелизирования других слоев гоголинской серии.

Из конгломератовой серии из Погоржиц я определил до настоящего времени:

Lima striata Goldf.

Lima beyrichi Eck (*Lima subpunctata* d'Orb.).

Enantiostreon difforme Schloth.

Hoernesia socialis Schloth.

Gervilleia mytiloides Schloth.

Gervilleia costata Schloth.

Placunopsis ostracina Schloth.

Myophoria vulgaris Schloth.

Pleuromya muscoloides Schloth.

Pecten (Entolium) discites Schloth.

Кроме этого многочисленны пластинчатожаберные, брюхоногие, криноиды и *Rhizocorallium*.

У меня есть тоже один экземпляр *Veneckeia buchi* Alberti, который — как найденный не на своем местопребывании а на отвалах, может происходить либо из конгломератовых слоев, либо из серии III-го волнистого известняка (по Ассманну один только экземпляр этого аммонита был найден в Силезии в мергелистой серии, в бытомской мульде).

Относительно указанной фауны следует подчеркнуть, что все до настоящего времени определенные мною формы из конгломератовой серии из Погоржиц, известны также из этой же серии в Силезии. Выступление таких видов, как *Lima striata*, *Enantiostreon difforme*, *Pleuromya musculoides*, *Hoernesia socialis*, *Placunopsis ostracina* не ограничивается по правде единственно только к конгломератовой серии, но является для нее отличительным. Затем фауна этого важного для определения стратиграфии гоголинских слоев горизонта является на участке блока Плазы в полном согласии с фацией конгломератов. Эти два свойства обсуждаемой здесь серии: фаунистический комплекс и литологическое развитие делают допустимым решение вопроса о аналогии соответственных слоев из блока Плазы с такими же гоголинскими слоями Силезии. Если соответствующие по отношению друг к другу типы гоголинских известняков мы можем проследить почти непрерывным образом постоянно в этой же самой вертикальной последовательности, начиная от блока Плазы сквозь многочисленные обнажения в соседних участках (напр. из листа Гродзец) по Верхнюю Силезию, тогда образование всех гоголинских слоев можем признать согласным силезской схеме. Не замечены были мною никакие следы седиментационных интервалов в описанной здесь серии.

Факт седиментационной постоянности за весь период осаждения гоголинских слоев, а также слоев находящихся выше него, кажется имеет значение, как аргумент, доказывающий правильность причисления верхних слоев профилей из Погоржиц и Плазы к гораздецким слоям, а не карховицким, как это было сделано в 1944 г. Ассманном (6).

Подробное прослеживание всех слоев профилей Погоржиц и Плазы привело меня к заключению, что возможный седиментационный интервал между гоголинскими и карховицкими известняками не является ничем обозначенным в характере седимента. Никакого перерыва, никакой трансгрессивной фации не видно между кровельными слоями гоголинской серии и лежащей выше плотной массой „кристалла”. Зато все указывает на то, что седиментация происходила здесь совершенно постоянным и постепенным образом.

Причисление „кристалла” к гораздецким слоям находит еще основание в его литологическом образовании, как известняка весьма чистого, светлого, мелкокристаллического, иногда несколько „пенковато-пористого”. Нет здесь только отчетливых оолитических прослоек, которые в Силезии являются характеристическими для гораздецких слоев.

Этот аргумент, наконец, как мне кажется, имеет тоже значение для рассматриваемого здесь вопроса так, что я предполагаю, что не только гораздецкие, но также и теребратулевые слои в пределах блока Плазы представлены в образовании частично не доломитизированном. Ввиду того, что слои, которые мы могли бы принять как теребратулевые, полностью отсутствуют в указанных выше профилях из Плазы или Погоржиц, а в Боленцине теребратулевые слои лежат выше серии доломитов, аналогичных кровельным доломитам из Плазы, нам придется признать теребратулевые слои высшими, чем „кристалл”, который ввиду этого тем более должен быть локализованным в пределах гораздецких слоев.

Гораздецким и теребратулевым слоям я посвящаю следующие главы. В конце обсуждения гоголинских слоев я еще упомяну, что их обнажения широко распространены в пределах плазынско-костелецкого щита исключительно к югу от сброса Жребце — Либёнж. Севернее этой тектонической линии мы встречаем в пределах блока Костельца только лишь доломитические фации слоев, расположенных выше гоголинских, т. е. повидимому частично гораздецких, теребратулевых и карховицких.

Я уже вспоминал при обсуждении конгломератовой серии гоголинских слоев блока Плазы об обнажении из деревни Плаза, где конгломераты создают возможность хорошего их наблюдения.

Подробное описание профиля я привожу в польском тексте. Подходящей его иллюстрацией является фиг. 1. на табл. III.

Это обнажение не показывает полной мощности профиля ни конгломератовых слоев, ни волнистого известняка II-го. Однако оно может служить нам, как пример для развития конгломератовой фации.

Интересным тоже является выступление нижних гоголинских слоев в высокорасположенном известняковом карьере в Плазе, поблизости точки 395 м на запад от центра деревни. Ввиду значения этого карьера для тектоники окрестности (гоголинские слои создают здесь тектонический горст), а также ввиду стратиграфических целей — я указываю здесь их разрез графическим образом (табл. III, фиг. 2).

В этом разрезе я все слои причисляю к нижним гоголинским слоям. В частности я считаю, что:

слой 1 — 15 представляют часть горизонта с *Pecten* и *Dadocrinus* (обнаруженная мощность ок. 3,7 м);

слой 16 — горизонт волнистого известняка I (1,4 м);

слой 17 и 18 — „трохитовый высший известняк” (1,6 м).

„Клеточные нижние” известняки, отличающиеся неоднократно в местностях довольно резко (напр. на Буковице), можно тоже подходящим образом наблюдать в небольшом карьере на склонах возвышенностей на север от Загуржа (выше центральной части деревни, над дорогой обна-

жающей пермь и красные глины нижнего пестрого песчаника). Профиль этот представлен графическим образом на табл. III, фиг. 3.

Обнажение почти комплектной серии нижних гоголинских слоев блока Плазы представляет также небольшой карьер, расположенный в восточных склонах долины Плазы поблизости Липовца. Я указываю здесь его схематический рисунок (табл. IV, фиг. 1).

В этом профиле возможные „лингuleвые слои” — по всей вероятности не полностью обнажены. Их подошва накрыта осыпью выработок камнеломни. Вида *Lingula tenuissima* я здесь не нашел, однако я считаю, что до настоящего времени мои труды над собранием фауны как с этих, так и с других слоев нашего триаса, являются еще слишком кратковременными.

Слой с *Pecten* и *Dadocrinus* охватывают в профиле общую мощность 4,3 м. В сумме мы видим здесь общую согласованность образования низших гоголинских слоев в целом — так равно в Погоржицах, как и в Плазе мощность их достигает 10,5 до 11,3 м, значит лежит в пределах того-же масштаба величины. Только уменьшению мощности слоев плиточной фацции сопутствует увеличение волнистой фацции, или наоборот. Возможно подразделение полной ниже-гоголинской свиты на известняки с *Pecten* и *Dadocrinus* и волнистый известняк I-ый. Однако границы между этими свитами мы можем считать постоянными и неподвижными.

Выше этих несколько шире понятых пластов волнистого I-го известняка, мы наблюдаем в профиле из окрестностей Липовца слой клеточного известняка, который, вероятно, в этом обнажении не показывает своей полной мощности. Его выступление выше I-ой волнообразной серии является тоже показателем сходства схемы развития гоголинских слоев блока Плазы и Силезии.

В описанном профиле привлекает также внимание слой 9, образующий обсуждаемый уже „нижний клеточный известняк”.

Гораздецкие слои

Эквиваленты „верхнего волнистого известняка” проявляют большую дифференциацию в западной и восточной части Силезии. Именно на востоке, эта серия охвачена вторичным незначительным или более крупным преобразованием в „рудоносные доломиты”.

На участке плазынского блока, а в частности в удобных обнажениях в карьерах Погоржиц и Плазы мы можем наблюдать уже в кровельной части гоголинских слоев развитые явления доломитизации.

Во всяком случае доломиты, которые появляются в кровле гоголинских слоев а в подошве „кристалла”, мы можем считать рефлексом круп-

ного и регионального процесса доломитизации, который произошёл на значительном участке Силезии и для которого более мергелистые гоголинские слои создавали почву.

Согласно стратиграфическому силезскому подразделению я принимаю затем непосредственное залегание гораздецких слоев на гоголинских.

Я уже вспоминаю, что Ассманн предполагал, что в пределах блока Плазы отсутствуют гораздецкие слои. Высказывая свое отрицательное мнение, я указал три аргумента, которые заставляют меня склоняться к иному мнению, а именно, что в интересующем нас участке эти слои однако существуют.

1. Существует полная последовательность седиментации между гоголинскими слоями и слоями вышезалегающими по отношению к ним (которые Ассманн рассматривает, как карховицкие), нет здесь следов какого либо седиментационного пробела, или слоев, доказывающих о необыкновенном изменении скорости седиментации в пределах самых вышкорасположенных гоголинских слоев.

2. Петрографический характер „кристалла”, который в Погоржицах и Плазе залегает на гоголинских слоях, довольно точно соответствует петрографическому облику гораздецких слоев.

3. На участке блока Плазы существуют образованные и в фаунистическом отношении охарактеризованные теребратулевые слои. Отсутствие их в профилях Плазы и Погоржиц между гоголинскими слоями и „кристаллом” вынуждает нас предполагать, что теребратулевые слои лежат над „кристаллом”, а этот последний затем создает собой свиту, которая отложилась в период гораздецкий седиментации. Здесь я добавлю еще следующие аргументы:

4. В Боленцине, в карьере с доломитами, выше доломитических слоев лежат известняки, соответствующие нижней части теребратулевых слоев. Самые же доломиты развиваются ниже теребратулевой серии почти аналогично как доломиты из кровельной части карьера в Плазе. Затем доломиты из карьера в Боленцине и аналогичные доломиты из кровли карьера в Плазе я ныне причисляю совместно с низезалегающим по отношению к ним „кристаллом” к гораздецким слоям.

5. На север от сброса Жребце—Либёнж, поблизости жел.-дорожного участка Плаза — Погоржице, теребратулевые слои лежат тоже выше слоев „кристалла”. Следовательно этот последний должен быть старше их.

6. Фауна „кристалла”, до настоящего времени хотя и изученная в небольшом количестве, не противоречит гораздецкому возрасту обсуждаемой здесь свиты.

Об этих аргументах я буду говорить еще ниже.

Гораздецкие слои обнажаются в известняковой фации в пределах плазынско-костелецкого щита почти исключительно в окрестности Жребце, Плазы и Боленцина. На расстоянии между этими местностями они обозначаются в морфологии местности довольно отчетливым порогом, в особенности примерно вдоль южного окаймления сброса Жребце — Либёнж. Небольшие их обнажения мы встречаем в долинах, врезанных в отложения блока Плазы на юг от этого сброса.

Из за скудности найденной до настоящего времени фауны в гораздецких слоях блока Плазы, их сравнение с соответствующими отложениями Силезии мы можем провести прежде всего на основании петрографических (или литологических) аналогий.

Прежде всего следует еще раз здесь подчеркнуть, что только лишь часть гораздецких слоев на нашем участке образована в виде известняка. Мы уже вспоминали о признаках доломитизации выступающих в подошве свит. В значительно высшей степени доломитизация развилась на участке кровли рассматриваемого отложения. Метасоматоз первично-известняковых кровельных гораздецких слоев осложняет определение их вертикального предела. Определение верхней границы интересующего нас здесь отложения можно однако уточнить сопоставлением профилей из Плазы и Боленцина (табл. II, фиг. 2 и табл. IV, фиг. 2). Наброски этих обоих профилей я представляю ниже. На их основании предполагаю, что гораздецкая свита на нашем участке охватывает известняки и доломиты всего центрального и верхнего эксплуатационного горизонта в Плазе, следовательно достигает мощности около 22 м. Известняковая фация гораздецких слоев в большей части блока Костельца, то есть на север от сброса Жребце — Либёнж полностью замещена доломитами. Тоже на юг от этого сброса, на Желятовой Гуре, мы не находим уже вовсе гораздецких известняков.

Общее литологическое сравнение известняковой свиты мы можем обосновать на проведенных мною наблюдениях на участке блока Плазы и на основных для Силезского участка наблюдениях Э к к а (как одни из первых) и А с с м а н н а (как самые новые).

Указанная здесь общая опись пород гораздецкого горизонта так полностью согласна с развитием гораздецких слоев из участка блока Плазы, что я не нахожу оснований для отдельного охарактеризования выступающей здесь свиты „кристалла”. Его обозначает также преимущественно очень светлый цвет, сплоченная текстура (в редких включениях волнисто-сгустковатая), кристаллическая или микрокристаллическая либо кристаллическо-оолитическая структура.

Из пробы мелкозернистого гораздецкого известняка из Плазы я выполнил тоже микроскопический шлиф, который полностью указал кри-

сталлическое сложение породы. Величина зерен кальцита от 0,01 мм до 0,1 мм в среднем около 0,03 мм. Обломок охваченный шлифом показал — кроме зерен кальцита — только лишь наличие двух зерен хальцедона размерами ок. 0,4 мм. Конкрекции хальцедона образованы в прекрасные сферолиты.

Литологическое развитие гораздецких слоев в Плазе мы видим в схематическом отображении на табл. II, фиг. 2.

Гораздецкие слои в Плазе — если не представляют собой полной гораздецкой свиты — то во всяком случае создают почти комплектное ее обнажение. Мощность их около 22 м (в том числе половина доломитов) находится в масштабе величины этой серии из Верхней Силезии (25 м). Значительная доломитизация верхней их части не допускает в Плазе точного определения их верхней границы.

Слой известняка (Нр. 62), выступающий среди доломитов почти в кровле профиля, развитый как мощный слой чистого „кристалла” я причисляю к гораздецким слоям на том основании, что своей фацией она является сходной с нижележащими известняковыми горизонтами, и что в доломитах, которые отделяются от „кристалла”, создающего основу нашей гораздецкой серии, я не заметил никаких признаков сходства с теребратулевыми слоями, которые в недоломитизированной фации выступают в ок. 500 метрах от карьера на север. Я предполагаю, что теребратулевые слои залегают на юг от карьера в Плазе выше известняково-доломитической гораздецкой серии, однако в этой окрестности (ближе самой дер. Плазы) они уже значительно доломитизированы и невозможно их отличить в дрове пахотной земли.

Аналогичная лава недоломитизированного мелкокристаллического известняка с литологическими признаками гораздецких известняков, выступает также в вышеуказанном карьере в Боленцине, как прослойке среди доломитов гораздецкой свиты. Ввиду того, что выше всей доломитовой свиты в Боленцине лежат известковые слои, которые принадлежат вероятно к теребратулевой свите, мне кажется, что для того, чтобы признать доломитовые и известняковые слои, залегающие между гоголинской и теребратулевой свитой, как приуроченные к гораздецким образованиям, обнажение в Боленцине является важным аргументом.

Разрез карьера доломитов в Боленцине ок. 1 км на запад от деревни представляет собой табл. IV, фиг. 2.

Стратиграфическое сопоставление доломитовых слоев из Боленцина с кровельными доломитами из Плазы я провел на основании:

а) выступления в одном и другом обнажении почти аналогичного известнякового слоя, разграничивающего доломиты (слой 4 — 8 из Боленцина и слой 62 из Плазы);

б) падение слоев „кристалла” в окрестностях Боленцина под указанную в разрезе доломитическую свиту.

Фаунистическое сопоставление не было до настоящего времени для меня возможным, так как ни в доломитах „гораздецкого” возраста, ни в известняковом включении среди них я до сих пор фауны не обнаружил.

Несмотря на исключительную скудность фауны в известняковых слоях „кристалла” в Плазе, я сумел найти в ней палеонтологические документы, определение которых однако создает некоторые затруднения ввиду частого явления полной перекристаллизации раковин.

Среди фауны обращают на себе внимание особенно чаще выступающие здесь крупные брюхоногие. Впервые тоже я здесь встретил плеченогие из группы *Spiriferina*.

До настоящего времени я определил:

Spiriferina fragilis Schloth.

Myophoria elegans Dunker

Pecten schroeteri Gieb.

Trypanostylus erectus Assm.

Undularia sp. cf. *U. scalata* Schloth.

Pecten discites Schloth.

Кроме того в „кристалле” Плазы и окрестностей Боленцина выступают морские лилии, губки, морские ежи. Более подробная обработка этой фауны может в будущем окончательно разъяснить возраст „кристалла”.

Из вышеуказанных видов большинство уже нам известно из гораздецких и карховицких слоев.

Следовательно для решения вопроса возраста „кристалла” ныне остаются аргументы, обоснованные в первой степени на его стратиграфической позиции по отношению к соседним слоям, а также на его литологических свойствах. Я лично в настоящее время склоняюсь к тому, чтобы принять возраст „кристалла”, как гораздецкий.

Теребратулевые слои

Отличительной чертой этих слоев могут быть во первых весьма многочисленные выступления плеченогого *Coenothyris vulgaris* Schloth. Эта форма уже известна и из других отложений нашего раковинистого известняка, но только в пределах теребратулевых слоев она выступает часто. Обращает также внимание факт, что в слоях этой свиты фауна вообще монотонна в отношении количества видов. Зато количество особей отдельных встречаемых видов бывает значительное. Это создает некоторый контраст с гораздецкими слоями, которые богатые видами, но последние только в редких случаях бывают представлены многочисленными особями.

Вышеуказанная характеристика обсуждаемой свиты может быть применена также с довольно большой степенью приближенности к теребратулевым слоям плазынско-кошьцецецкого блока. Мы встречаем здесь свиту мощности (приблизительно) 6 м. Это известняки частично образованные в фации сходной с волнистой, выступающие совместно с мелкокристаллическими плотными известняками. Особенно в ниже расположенной части свиты ниже волнистой фации известняки крупнослоистые, белосерые, кристаллические, содержат членики морских лилий. На них только лежат слои с волнистой фацией или очень с ней сходные. Подробное описание разреза этих слоев я представляю ниже.

В фаунистическом отношении теребратулевые слои блока Плазы отличаются от слоев выше- и нижезалегающих богатых выступлением формы *Coenothyris vulgaris* Schloth. и совместно с фацией известняков, в которых выступает эта форма, может решать вопрос их стратиграфического положения.

Профиль карьера известняков теребратулевых слоев поблизости полустапка Плаза (400 м на ССЗ от станции) представляет табл. V, фиг. 1.

В этом профиле я готов бы видеть в подошве слои, соответствующие этой характерной „главной криноидной лаве” Ассманна, которые распространяются по всей области Силезии и достигают в несколько другом виде блока Плазы. Не содержит она здесь однако богатства криноидов, а является только плотным или мелкокристаллическим известняком, частично трохитовым.

Вышезалегающие в нашем профиле слои, сходные в литологическом отношении с волнистым типом (сгустковатые), кажется тоже должны быть отложениями теребратулевой свиты, соответствующей волнисто-мергелистым пластам этого возраста, залегающим в Силезии непосредственно над криноидной лавой.

Обнажение обсуждаемых слоев, сохранившихся в недоломитизированном состоянии, находится в Боленнице непосредственно над карьером доломитов (табл. IV, фиг. 2).

Интересным тоже является тот факт, что большинство найденных мною экземпляров *Coenothyris vulgaris* кажется принадлежит уже к молодым формам.

Подобным образом, как нахождение в нашем участке частично недоломитизированных гораздецких слоев, так и развитие теребратулевых слоев является до некоторой степени неожиданным стратиграфическим явлением для всего триасового краковского района. Распознавание этих слоев и определение основного сходства в схеме их развития в сравнении

с их аналогами из Верхней Силезии, создает возможность исправления некоторых неясностей в стратиграфических описаниях краковского триаса, представленных авторами в прошлом.

Карховицкие слои

Карховицкие слои нашего участка в значительной степени были подвергнуты диагенетическим процессам. На значительной части участка, в особенности на север от сброса Жребцы — Либёнж мы можем их рассматривать только как доломиты, богатые рудой, которые полностью потеряли свой первичный литологический облик. Часть их действительно была подвергнута процессу металлической минерализации, например в местности между Косцьельцем и Боровцем. Для части лишенной руды, название „доломитов рудоносных” является только лишь условным. Также и на юг от указанного сброса слои этой свиты не показываются нигде в первичной известняковой фации, не проявляют никакой фауны, которая создавала бы возможность несомненного определения их возраста. Вероятно однако карховицкие слои, в измененном виде существуют в нашем районе. Это мы можем предполагать на основании двух фактов:

1) Над гораздецкими слоями всего нашего участка, а ниже установленного палеонтологическими документами диплопорового доломита развивается еще доломитическая свита, мощностью свыше десяти метров (возможно, что сложенная из перекристаллизованных известняков), которая отличается полностью от гораздецких слоев, а мощностью значительно превышает теребратулевые слои. Затем частично они могут охватывать эти последние, а частично представляют собой вероятно карховицкие и диплопоровые слои.

2) В окрестностях Плазы, а в особенности Боленцина, выступает свита вторично перекристаллизованных известняков, падающих под типичные диплопоровые доломиты, по своему образованию сходных с выветрившимися карховицкими слоями из восточных областей Верхней Силезии. Значительная часть этих известняков создает преобразованные породы диплопоровой серии, однако их нижняя часть может быть карховицкого возраста.

В своей работе, особенно при картировании, я не мог, к сожалению, отличить карховицких слоев полностью, как стратиграфического горизонта, так как эта серия не является на нашем районе однородной в фациальном отношении. В большинстве случаев я видел ее, как доломиты и картировал ее, обозначая как „доломиты рудоносные”.

Однако ввиду того, что уже довольно значительная часть гораздецких слоев доломитизирована, а также иногда частично, а иногда даже полностью, теребратулевые слои были подвергнуты доломитизации и при

этом процессе потеряли свою стратиграфическую обособленность, понятие „доломитов рудоносных”, которые я ввел на карте — может соответствовать как карховицким слоям, так и теребратулевым, а даже гораздецким.

Упомянутое непосредственно выше местонахождение перекристаллизованных известняков из окрестностей Боленцина кажется заслуживает большего внимания. Принимая условие, что рассуждения, обоснованные только лишь на выводах, следующих из положения обсуждаемых слоев в подошве диплопоровых доломитов, а выше слоев, избилующих *Coenothyris vulgaris*, а также на сопоставлении фации, я считаю еще не совсем убедительными и указываю дальше более точное описание интересующей нас горной породы, предполагая, что факт, что этой фации я не наблюдал в других отложениях нашего триаса, оправдывает хотя бы частично концепцию причисления части сомнительной серии к карховицким слоям.

Мощность карховицких слоев — в региональном смысле — неровная и достигает (по А с с м а н н у) в восточной части Верхней Силезии до 20 м вблизи Стржелец. В скважинах на запад от Олькуша — ок. 14 м; в бурениях поблизости Ополя — только около 7 м. Я предполагаю, что в районе блока Плазы она колеблется в пределах нескольких метров. Я должен здесь подчеркнуть, что карховицких слоев я не видел нигде в таком положении, которое допускало бы точно определить их верхнюю или нижнюю границу.

Доломитизация и частично металлическая минерализация является в этой серии повседневной. Описания пород, не подвергнутых преобразению в доломиты, начиная с Э к к а, согласны у всех авторов, которые интересуются силезским триасом. Известняки бывают в Силезии сероватые, желтые или красные, плотные или мелкокристаллические, часто пористые, а также „выеденные” водокружением. Отдельные их слои проявляют почти принципиально некоторые различия в содержании магния. В этом отношении карховицкие слои проявляют вообще меньшую однородность, чем гораздецкая серия.

В пределах блока Плазы, в окрестности на запад и юго-запад от Боленцина, выступают также в вышелегающей части доломитов (вероятно гораздецких и теребратулевых, а может быть частично и карховицких) известковые слои, максимальная мощность которых превышает во всяком случае 9 м. Они весьма пористые, крупнокристаллические, губчатые и напоминающие своей формой известковый туф. Порода скорее губчатая, чем пещеристая.

Этот тип известняка довольно часто устойчивый на выветривание. Поблизости Боленцина исключительно жесткая его часть сопротивилась градационным факторам до такой степени, что образовала обособленную

скалу, около 8,5 м высотой, торчащую выше своей среды. При посещении местности она обращает внимание своим видом, напоминающим развалины старой замковой башни (фиг. 10 b).

Фауна в известняках описываемой здесь серии очень скудная. Ввиду полной перекристаллизации даже самого породистого материала раковины животных подверглись разрушению. Однако в кремне из этих слоев из окрестности Плазы я нашел определяемую, хотя не руководящую форму *Myophoria elegans*. В самой же губчатой породе поблизости Боленцина выступают криноиды (возможно, что *Encrinus liliiformis*).

В настоящее время может быть преждевременным проведение окончательной параллелизации слоев губчатого известняка блока Плазы с карховицкими слоями. Однако мы не находим оснований для определенного причисления их к „диплопоровому горизонту“. Я лично не исключаю одной или другой альтернативы, подчеркивая неуверенность литологических сопоставлений между образованиями горных пород районов, отдаленных друг от друга в 100 км.

В настоящее время я предполагаю, что губчатые известняки из окрестностей Боленцина и Плазы принадлежат или полностью или в своей значительной части к диплопоровой серии. Возможно, что нижняя их часть приурочена к карховицкому седименту, который в указанных окрестностях очень незначительный по отношению к мощности (несколько метров) и либо полностью доломитизированный, либо в своей кровле губчато преобразованный.

Я готов до того времени, когда будут проведены дальнейшие исследования и получены окончательные результаты наблюдений, наклониться к тому, чтобы принять „рабочую гипотезу“, доказывающую, что в блоке Плаза существовала, так как и в Верхней Силезии, непрерывная седиментационная продолжительность через весь наш раковистый известняк, и что, следовательно, выше полной стратиграфической, хотя по отношению к мощности несколько сокращенной гоголинской свиты, у нас залегают гораздецкие слои, над ними теребратулевы, а над последними карховицкие.

Рудоносные доломиты

Под названием рудоносных доломитов в общем объеме этого вопроса следует подразумевать свиту доломитических слоев, заменяющих на территории Верхней Силезии и на краковском участке разные горизонты нижнего и среднего раковистого известняка. Доломитизация, а последовательно металлическая минерализация, были явлениями, которые развивались главным образом в пределах верхних участков нижнего раковистого известняка, т. е. главным образом среди карховицких теребратулевых, гораздецких и верхних гоголинских слоев.

Верхняя и нижняя граница обсуждаемого здесь образования не является вовсе постоянной. Она проходит иногда даже вдоль кривой поверхности.

В последней своей работе Ассманн (6) вводит новое понятие к нашим сведениям о доломитическом триасе самой восточной части бассейна. В частности он описывает „севержский доломит“, который поблизости Севержа и восточнее этой местности должен типически развиваться.

Эта порода представляется, как бело-желтоватый доломит или серо-желтый, мелкокристаллический, либо землистый, иногда менее или более пористый. Иногда она представлена доломитическими известняками похожей формы.

„Севержский“ доломит должен быть фаціальным местным эквивалентом карховицких слоев и (по Ассманну) отложился как первичный доломит. Иногда он содержит очень немногочисленную фауну, из которой автор цитирует: *Pecten discites*, *Gervilleia costata*, *Schafhautlia* sp. и *Cryptonerita elliptica*, т. е. формы, появляющиеся в нашем нижнем раковистом известняке довольно повседневно почти во всех горизонтах.

Доломитизированные слои появляются в нашем районе изредка уже в высших гоголинских слоях, а также в гораздецких слоях. Они имеют здесь иногда форму „севержского доломита“, но наверное не являются первичными доломитами, а только вторично доломитизированными известняками. Часто такой слой теряет в горизонтальном направлении свои доломитические признаки и постепенно переходит в чистый известняк.

Интенсивная доломитизация развивается повсеместно только в высших слоях гораздецких пластов, а также в свитах выше залегающих: теребратулевой и карховицкой. Многочисленные доломитические слои верхнего эксплуатационного горизонта известнякового карьера в Плазе можно считать тоже, как „севержский доломит“. Это напр. касается очень светлого, кремового землистого доломита, выступающего непосредственно над кровлей главной свиты „кристалла“. Являются ли эти доломиты первичными — не знаю. Определенно, по крайней мере некоторые из них, были в первичной стадии известняковыми слоями, так как можно найти места (по правде не в резко доломитических слоях), где прямо в одной пробе полностью однородной породы часть является еще известняковой, а часть уже доломитизированной.

Мне кажется, что понятие „севержского доломита“ введенное Ассманном, поскольку должно быть вообще принято, могло бы в равной степени применяться к неминерализированным доломитам, не только первично карховицким, но даже и к ниже залегающим. Я думаю, что концепция этого автора о якобы первичной доломитической фации этого образования должна быть принята с большой осторожностью.

Из исследований района Контов и Балшина следует, что чем дальше к северу от Плазы, тем глубже гораздецкие слои, а даже часть гоголинских были подвергнуты метасоматозу.

В сущности название „рудоносные доломиты” имеет для нашего района значение весьма неточное. На значительной части района эти доломиты действительно не рудоносные, а даже — в некоторых случаях — не являются настоящими доломитами, а только в меньшей или большей части доломитизированными известняками. Однако это название находит свое оправдание в существующей традиции и является более удобным, чем точное название, которое должно быть следующим: „доломитическая замещающая фация для некоторых слоев нижнего раковистого известняка”.

К проблеме распространения доломитизирующих растворов интересный материал представляют исследования доломитических слоев с пограничия гоголинских и гораздецких слоев. Особенное внимание привлекает там слой Нр. 33 (см. табл. II, фиг. 2, профиль лома в Плазе), подстилающий непосредственно „кристалл”. Стратиграфическая принадлежность этого слоя не является для меня полностью верной, несомненно однако она занимает положение приближенное к границе эквивалентов нижнего и верхнего „волнистого известняка”. Залегает она следовательно в кровле гоголинских слоев, а в подошве гораздецкой свиты.

Наш слой является очень сильно доломитизированным известняком. В особенности в центральной части карьера в Плазе он почти полностью доломитический. Известняк однако здесь не был подвергнут процессу преобразования, без какого-то остатка. И так в пределах слоя желтого доломита сохранились еще известняковые остатки, окруженные часто полностью доломитом, однако великолепно от него отличающиеся. Вероятно процесс доломитизации не действовал здесь довольно сильно для того, чтобы переменить в доломит весь известняковый слой. Это явление хорошо иллюстрируют фигуры 11 а и 11 в. Мы видим здесь слой (около 90 см мощности) первично известняковый (А), замещенный частично доломитом (В), который простирался здесь в горизонтальном направлении, пропуская более устойчивые части известняка.

Порода в остатках является чистым, плотным и твердым известняком „гораздецкого” типа. Она не проявляет пористости более резкой, чем в соседних слоях. Швы между слоями, которые отделяют их от кровли и подошвы месторождения не уплотнены какими либо глинами или другими непроницаемыми осадками. Следовательно нет здесь какого-то отличительного фактора, который объяснял бы факт изолирования переобразованных слоев от слоев непереобразованных.

В заключении главы о „рудоносных доломитах” я еще упомяну то, что подчеркивают почти все исследователи слезского триаса: границу

между рудоносными доломитами и выше залегающими диплопоровыми доломитами необыкновенно трудно определить в практике в районе. Многочисленные слои диплопоровой свиты лишены не только фауны и флоры, но и признаков определенно отличающих их от некоторых слоев рудоносной свиты. Кажется вполне вероятным, что при непосредственном контакте доломитов одного и другого горизонтов, породы обоих стратиграфических горизонтов подвергались, хотя по части, одновременному влиянию минерализующих вод. Поэтому трудно говорить о точности разграничения в районе обоих доломитических свит.

Я убежден в том, что в моей съемке можно бы — после проведения исследований, основанных на земляных работах — ввести даже значительные поправки относительно распространения этих двух горизонтов.

Средний раковистый известняк

Диплопоровые доломиты

Литологическое образование слоев диплопоровой свиты, в деталях довольно дифференцированное, в общем объеме на столько сходное, что вся свита создает в восточной части Силезии и на территории плазыанско-косьцелещкого блока довольно однородную свиту. О неособенно ясной нижней литологической границе мы уже говорили выше.

И так, это чаще всего доломиты, в большинстве желтоватого или серо-желтоватого цвета, обычно плотные, мелкокристаллические, с шероховатым изломом, неровным, изредка раковистым, после выветривания землистым. Попадаются также слои более выветренные, вид которых похож на землистые доломиты рудоносной свиты.

Менее выветренные слои бывают беловато-серые или серо-стальные, с „сахарным” видом, твердые и лопающиеся. Во многих случаях, а в некоторых обнажениях как правило, доломиты бывают кавернозные а иногда почти губчатые. Поры бывают наполнены кальцитом или „пустые”. В последнем случае можно наблюдать, что неоднократно поры в породе прямо пустые, оставшиеся по полностью выщелаченных раковинах, из которых часто напр. мелкие брюхоногие создают эффект этой „кавернозности”. Встречаются также случаи наполнения каверн кристаллами кварца. В большинстве каверны по фауне и самая фауна укладываются в породе полосками и маленькими прослойками.

Диплопоровые доломиты как привало богаты в MgO и не вскипают с HCl . Слои мелко-кристаллических доломитов часто перемежены со слоями более пористыми, с видом сходным с доломитическими оолитами. В этом случае порода бывает менее плотная, желтовато-серая или бело-

ватая, часто довольно богатая криноидной фауной. „Оолиты” однако во многих случаях не проявляют характеристического сложения, имеют затем, возможно, другое происхождение, чем в подлинных оолитах.

В доломитических слоях блока Косьцельца, в особенности на участке между Боровцем и карьером „Погоржице-доломиты” и дальше к востоку, на холмах, окаймляющих с северной стороны сброс Жребце — Либёниж, довольно часто выступают слои, содержащие или остова или отпечатки остовых образований водоросли *Diplopora annulata* Schaft.

Вслед за Ассманном (6) я здесь замечу, что по Пию водоросль *Diplopora*, определенная вообще из свиты среднего раковистого известняка в Силезии, действительно не принадлежит к роду *Diplopora annulata*, а только к *Diplopora elegans*.

Обсуждая литологические типы диплопоровых доломитов, следует особенно обратить внимание на криноидную фауну, выступающую характеристическим образом на территории блока Косьцельца, в карьерах восточнее Боровца (около пункта 303 м и в карьере „Погоржице-доломиты”).

Это слои, выступающие в кровле упомянутых обнажений, необыкновенно богатые криноидными члениками. Более точное их положение я указываю на схеме профиля карьера „Погоржице-доломиты” (табл. V, фиг. 2). Группа морских лилий, образующих породу, здесь весьма богата. Они скоплены в таком количестве, что порода собственно образует слой мощностью около 1 — 2 м слабо сцементированных члеников морских лилий, которые при выветривании породы рассыпаются в рыхлый криноидный гравий.

Уже само положение криноидных пластов по отношению к подстилающим их доломитам с *Diplopora*, несомненно принадлежащих к диплопоровой свите, предопределяет по моему мнению вопрос возраста обсуждаемого образования. В других обнажениях диплопоровых слоев из окрестностей Хржанова (уже вне пределов плазынско-кошьцелецкого блока), выступают тоже слои диплопоровых доломитов, богатых криноидами, которые могут быть или стратиграфическими эквивалентами конгломерата морских лилий из окрестностей Боровца, или являются, по крайней мере, близкими ему по фауне.

Частым явлением для наших диплопоровых доломитов бывает присутствие в них кремней. Во многих диплопоровых слоях кремни полностью отсутствуют. Их наличие кажется должно быть редким в вертикальном направлении, зато те слои, в которых кремни выступают, кажется богаты кремнем в горизонтальном направлении. Ввиду незначительного количества обнажений этой свиты, я не мог однако разузнать существующих возможно руководящих горизонтов с кремнями.

Кроме указанных выше фациальных элементов свиты диплопоровых слоев, можно встретить на участке плазынско-кошьцельского блока редко в этой серии выступающие образования, создающие местные фациальные отклонения наших доломитов. Итак я обнаружил среди слоев типичного, несколько зернистого доломита, незначительные конгломератовые наслоения, со слабо окатанными доломитическими элементами скрепленные доломитическим цементом, а дальше на фаццию, сходную с „волнистой” (в кровле свиты севернее завода паровозов в Хржанове), а также на скопления шарико-сгустковых доломитических образований, величиной в грецкий или лесной орех, которые, наверное, тоже являются остатками каких-то водорослей.

Из вышеуказанного описания следует, что свита диплопоровых доломитов не монотонна и что проявляет довольно значительную разновидность типов пород. Однако отклонения не выходят на нашем участке вне пределов доломитической фацции. Чистых известняков диплопоровой свиты у нас совсем нет.

Отдельно следует тоже обратить внимание на губчатые известняки, залегающие в подошве диплопоровой свиты в окрестности Боленцина и Плазы. Я уже описал их выше в связи с обсуждением карховицких слоев. Значительная их часть наверное принадлежит к диплопоровому возрасту.

Диплопоровые доломиты в пределах плазынско-кошьцельского щита более отличительны на территории блока Косьцельца, чем Плазы.

Точные профили самых лучших обнажений свиты я выполнил в пределах карьера „Погоржице-доломиты”, восточнее Боровца, а также в небольшом карьере непосредственно к северу от этой деревни (табл. V, фуг. 2 и табл. VI фиг. 1).

Свита диплопоровых доломитов в описанном карьере, охватывающая слои от II до кровли карьера, создает самое лучшее обнажение диплопоровых горизонтов нашего района. Ее описание, сопоставленное с предыдущим более общими замечаниями о образовании диплопоровых доломитов в плазынско-кошьцельском блоке доказывает однако, что карьер „Погоржице-доломиты” не показывает нам всех подробностей фациального богатства всей свиты.

В районе плазынско-кошьцельского блока я не наблюдал нигде в одном обнажении полной свиты диплопоровых слоев. Однако из многочисленных наблюдений в поле я мог сделать вывод, что диплопоровая серия нашего района достигает мощности 20 — 30 м. Итак в отношении к образованию этой формации в Верхней Силезии, откуда Ассманн и Михаль указывают величины мощности разряда 20 — 25 м, мы находим в районе блока плазынско-кошьцельского принципиально мощность равную силезской.

Вышеуказанные профили обнажений диплопоровых доломитов характеризуют и средние партии образований этой формации. Ее кровельную часть я мог наблюдать в непосредственном соседстве блока Косьцельца в небольшом карьере, расположенном на возвышенности непосредственно на север от завода паровозов в Хржанове, а западнее от железнодорожной станции Хржанув. Это — как я предполагаю — карьер упомянутый Ремером (28, стр. 146), а также упомянутый (как засыпанный) Зарэнчим (39, стр. 124).

Осознавая важность факта контакта в этом обнажении диплопоровой свиты с плиточными доломитами верхнего раковистого известняка, я выполнил здесь две выемки, с целью удобного обнажения стен карьера. Профили этих выемок оказались почти аналогичными, поэтому я здесь указываю опись более крупной выемки (см. табл. VI, фиг. 2):

Снизу вверх:

Диплопоровые доломиты

1. 65 см — плотный доломит, светлый, светло-желтовато-серый.
2. 110 см — слегка мергелистый доломит, немного густковый.
3. 70 см — плотный доломит, светлый серо-желтый с текстурой, напоминающей несколько волнистую фацию гоголинских слоев.

Верхний раковистый известняк — тарновицкие слои (нижние)

4. 45 см — мягкий мергелистый доломит, светлый, серо-желтый, без следов фауны.
5. 140 см — плиточный доломит, плотный, несколько мергелистый. Цвет светлосеро-кремово-желтый. Фауна во всей „плиточной” свите выше диплопоровых доломитов полностью отсутствует.

В профиле этом слои 1 — 3 я причисляю к диплопоровому доломиту на основании наличия в них следов фауны и на основании образования фации, создающей продолжение слоев залегающих ниже.

Слои 4 и 5, залегающие в нашем профиле выше диплопоровой свиты отделяются от последней отчетливой переменной литологического образования и характеризуются (в самом большом сокращении): мергелистодолмитическим образованием с крупно-сланцевой текстурой („плиточной”) и полным отсутствием фауны. На основании аналогии со стратиграфически соответствующими слоями из Верхней Силезии, я причисляю их к слоям из Тарновиц (нижней части) т. е. к так называемым „плиточным” доломитам Михаэля, Чарноцкого и Докторович-Гребницкого. Они принадлежат уже к верхнему раковистому известняку и будут обсуждены в следующей главе.

Следует здесь подчеркнуть, что между диплопоровой свитой и слоями из Тарновиц, в пределах описанного обнажения, я не заметил никакой несогласованности залегания. Зато перемена типа пород здесь определенно отчетливая. Я предполагаю, что эти явления создают основания для отношения слоев верхнего раковистого известняка к среднему раковистому известняку всего нашего района.

Верхний раковистый известняк

В объеме формации верхнего раковистого известняка я включаю все слои, залегающие как в Верхней Силезии, так и в разрабатываемом мною районе, выше свиты диплопоровых доломитов, а ниже отложенный кейпера.

Я поступаю согласно мнению Ассманна, который „плиточные” доломиты, залегающие выше диплопоровых доломитов, включил в 1944 г. в верхний раковистый известняк. Я предполагаю, что здесь я должен обратить внимание на факт, что нижние части так понятых осадков верхнего раковистого известняка, а именно „плиточные” или „мергелистые доломиты” не доставили нам до настоящего времени никакой фауны, которая могла бы точно охарактеризовать их стратиграфическое положение. Экком, Михаэлем и наконец самым Ассманном (в 1913 г.) они были принципиально параллелизированы на литологическом основании с гипсоносной свитой среднего раковистого известняка Германии (Тюрингия, Вюрцбург, Брауншвейг, Рюдерсдорф).

В районе блока Плазы, а также и в известных мне обнажениях из окрестностей Хржанова, слои „плитчатых доломитов” — по имеющимся до настоящего времени данным — полностью пустые в отношении окаменелостей. Подобным образом, как в Верхней Силезии, или же на участке листа Гродзец они свою стратиграфическую приуроченность проявляют тем, что залегают выше диплопоровой свиты, и согласованностью в крупных районах развития своего литологического облика. Для того, чтобы принять современный взгляд Ассманна на возраст этой свиты меня наклоняют только лишь те-же аргументы, которые этим автором указаны для проблемы возраста „плиточных доломитов” Силезии.

Несомненно в районе плазынско-кощелецкого блока, а также в окрестности самого города Хржанова можно наблюдать резкое изменение седиментационных условий между самыми высокими слоями диплопоровой свиты и вышезалегающей доломитической свитой. Это хорошо иллюстрирует цитированный выше профиль из кровли диплопоровых доломитов и подошвы „плитчатых доломитов”. Литологической переменности пород сопутствует тоже какая-то радикальная перемена в биостратиграфических отношениях верхнего седимента.

По крайней мере хотя на этой почве можем обосновывать приуроченность „плиточных доломитов” к новой вековой фазе нашего триаса, которую представляет собой верхний раковнистый известняк. Вместе с тем в нашем районе „плиточная свита” фациально постоянным образом переходит кверху в уже определенные фаунистически горизонты. Эти последние (представляющие более высокие звенья верхнего раковнистого известняка), дали в районе блока Косьцельца многочисленные остатки руководящей фауны, к которой прежде всего следует причислить цератиты из группы „*nodosus*“. Подобным образом, как в Верхней Силезии, плиточная свита может быть и у нас принята, как самое нижнее звено верхнего раковнистого известняка. Эту серию мы будем в продолжении этой работы называть (вслед за Ассманном) слоями из Тарновиц. Точнее „плиточная” фация кажется, впрочем, отвечает ассманновским „слоям из Тарновиц — нижним” (*Alt-Tarnowitzer Schichten, Unt. Abt.*).

По отношению к относительно меньше всего изученным слоям верхнего раковнистого известняка из окрестностей Хржанова, до настоящего времени еще существует мнение, что находятся здесь какие-то „рыбьянские известняки”, упомянутые Тице и Зарэнчным, однако в действительности образование вовсе не известняковое и не согласное с дефиницией рыбанской свиты, указанной Экком.

В результате своей работы я могу установить, относительно обсуждаемой формации, два основных факта:

1. Чистых известняков в этой свите я не наблюдал ни в блоке плазыанско-кошьцельцом, ни вообще в пределах листа Хржанув карты 1:25000. Здесь существуют только доломиты, известняковые доломиты (или доломитические известняки), доломитические илы, мергели, глины, сланцы, мергелистые сланцы и песчаники.

2. Силезское подразделение находит свой эквивалент в аналогичных слоях изученных мною из окрестности Косьцельца и Хржанова, с такой только оговоркой, что у нас нет конгломератовых слоев из Вильковиц и известняковых из Колонии Вильковице (б. Георгендорф). Быть может однако, что эквиваленты этих немощных в Верхней Силезии слоев (по 5 м мощности свита) у нас сокращены до пределов узкой, в масштабе нескольких метров измеряемой доломитической свиты, залегающей ниже доказанных боршовицких слоев, а выше нижних слоев из Тарновиц. Верхняя часть тарновицких слоев является в нашем районе исключительно доломитической, значительно сокращенной и еще по отношению к фауне недостаточно изученной. Окончательное подразделение образований верхнего раковнистого известняка в Силезии указал Ассманн в 1944 г.

Верхний раковнистый известняк:

4. боршовицкие слои

3. слои из Колонии Вильковице (Георгендорф)

2. конгломерат из Вильковиц

1. — 1 б) слои из Тарновиц — верхняя часть

1 а) слои из Тарновиц — нижняя часть (раннее „плиточные доломиты“).

Такое подразделение можно применять также к соответствующим слоям нашего района. Образования верхнего раковистого известняка мы будем рассматривать по отношению к плазынско-косьцельскому шиту в их стратиграфической последовательности.

Слои из Тарновиц и Вильковиц и из Колонии Вильковице

Свита карховицких слоев проявляет в Силезии неоднобразное развитие как в горизонтальном, так и вертикальном направлении. Ассманн подразделяет ее затем на верхнюю и нижнюю часть. Вся свита в средней части Силезии мощностью достигает 25 м.

Нижняя часть, более важная для нашей территории из-за ее мощности, в западных частях Верхней Силезии состоит из доломитов, доломитических мергелей и известняковых включений. Эти последние исчезают в восточном направлении и образование становится в целом более доломитическое и в литологическом отношении однообразное. В окрестностях Вильковиц, Тарновиц, в Бытомской мульде и дальше в районе листа Гродзец — вплоть до Хржановской области, нижнюю часть тарновицких слоев образуют эти мергелистые плиточные доломиты, полностью лишенные фауны, в большинстве светлокремового цвета. Их литологическую характеристику я уже указал выше (в частности при описании профиля кровельных диплопоровых слоев из Хржанова), а кроме того — я прилагаю здесь схему профиля слоев (табл. VII, фиг. 1), обнаженных в специально выполненном мною шурфе в Косьцельце.

В нижней части профиль охватывает 7,5 м типичных „плиточных доломитов“, которые в направлении снизу вверх становятся более мергелистыми и принимают листкообразный вид.

Самый высокий слой образует 105 см плотного, довольно твердого, светложелто-серого доломита. Фауны в нем я не обнаружил.

Всю описанную здесь свиту я готов признать тарновицкими нижними слоями с тем, что я не исключаю того, что кровельный слой (Нр. 9) является уже эквивалентом, или же переходным пластом к тарновицким верхним слоям. На основании наблюдений в поле, окружающем шурф, я предполагаю, что его подошва находится на расстоянии 1 — 2 м от слоев диплопорового доломита. Кровля связывается с подошвенными слоями следующего шурфа, созданного на нижних борусовицких слоях

в пределах ямы на месте выемки глины кирпичного завода Трембача в Косьцельце. Разрез следующего шурфа я представляю на табл. VII, фиг. 2:

1. 105 см — доломит, или известковый доломит, плотный, сростковый или же неотчетливо сгустковый с неровным изломом, желтый и желто-серый — без фауны. Это несколько нерегулярных слоев, образующих эквивалент слоев 9 предыдущего профиля.
2. 68 см — известковый доломит, плотный, твердый, несколько сростковый, с неровным изломом, по фации сходный со слоями залегающими ниже, однако уже обладающий скудной фауной остатков пресмыкающихся и раковин, вероятно пластинчатожаберных. Это несколько слоев до 30 см мощности, отделенных неровными швами.
3. 22 см — доломит, как нижезалегающий. Я нашел в нем несколько экземпляров *Lingula tenuissima* и *Myophriopsis incrassata*.
4. 60 см — свита тонких слоев мергелистого доломита, преимущественно довольно мягкого и обладающего сланцеватой структурой, прослоенного тонкими (до 10 см) слоями более плотного и более твердого известково-мергелистого доломита. Окраска всей свиты желтая или желто-буроватая. Многочисленные мелкие обломки костей пресмыкающихся.
5. 30 см — доломит плотный, немного мергелистый, желто-буроватый с остатками костей пресмыкающихся, фациально связанный с нижезалегающей свитой.

Выше слоя Нр. 5 залегают глинисто-доломитические (а даже доломитово-песчанниковые) борушовицкие слои. Их разграничение от образований залегающих в их подошве, на основании проведенных мною до настоящего времени исследований, может основываться на том, чтобы принять нижнюю границу борушовицких слоев там, где начинается характеристическая для этих слоев глинистая фация. До времени дальнейших исследований, а прежде всего обнаружения достаточно многочисленной и дающей определить фауны из слоев, залегающих выше типичных „плиточных доломитов”, а ниже типичных борушовицких — всю эту свиту которую представляет собой непосредственно вышеуказанный профиль, я готов принять, как эквивалент на нашей территории верхне-силезских тарновицких верхних слоев, конгломератовых слоев из Вильковиц и слоев из Колонии Вильковице (Георгендорф). Во время выемки я считал эту

свиту совместно, как „нижние слои верхнего раковистого известняка”. Борушовицкие слои я обозначил особой сигнатурой.

В настоящее время мы должны еще не только в картографическом представлении, но и в стратиграфическом определении слоев, обнаруженных описанным шурфом, проявить большую осторожность. Высшие слои даже в Верхней Силезии обладают очень скудной фауной. Они однако известны, как изученные знатными геологами и могли быть распознаны во многочисленных обнажениях. Отсюда их литологическое развитие, как и фауна были распознаны на основании материала, постепенно и систематически собранного из крупных обнажений.

В нашем районе не были известны до настоящего времени точно никакие обнажения обсуждаемой серии. Выполненные мною шурфы может быть очень незначительны в пространственном отношении для того, чтобы могли дать достаточную картину для полного решения на нашем участке развития в фациальном и фаунистическом отношении тарновицких верхних слоев, вильковицких и из Колонии Вильковице. Во всяком случае мы можем подтвердить наличие у нас тарновицких нижних слоев, с типичным для всей Силезии развитием и мощностью около 10 м. Они создают нижний предел серии „сростково-сгустковатых” доломитов залегающих выше. Эти последние достигают суммарной мощности около 3 м. Они содержат несомненно в кровли борушовицкие слои, подтвержденные мною на основании фаунистических документов.

Принимая во внимание вышеописанную оговорку, эту 3-метровую серию, залегающую между нижними тарновицкими слоями и борушовицкой свитой, мы можем до времени дальнейших исследований принять, как эквивалент верхних тарновицких слоев и слоев из Вильковиц и из Колонии Вильковице. Различие их фациального образования по отношению к соответствующим силезским образованиям проявляется в сокращении мощности и в исчезновении у нас известняковой и даже конгломератовой фации. Вопрос фауны обсуждаемых слоев принадлежит к вопросам ожидающим подробной дальнейшей обработки.

Указанные здесь образования ограничиваются в районе блока Плазы до пределов небольшого участка, залегающего непосредственно на запад от Косьцельца. Нижние тарновицкие слои выступают здесь тоже небольшим пластом на участке блока Плазы на расстоянии около 1 км на запад от Боленцина.

Борушовицкие слои

Борушовицкие слои образуют самый высший отдел полной силезской формации раковистого известняка. Они были впервые изучены Гюрихом в 1886 г. (16) в связи с обработкой материала из разведочного шурфа, выполненного в Борушовицах для розысков цинка, на расстоянии

около 10 км к ССЗ от Тарновских Гур. Во время проведенных позже исследований, в частности во время подробной геологической съемки Силезии, эти „борушовицкие мергелистые сланцы” были подтверждены в ряде пунктов Силезского Бассейна. Их нахождение известно нам главным образом из окрестностей северных участков Бассейна.

По фации борушовицкие слои значительно сходны с образованиями кейпера. Преобладают здесь кластические глинистые осадки с тонкими включениями доломитов или известняков, а также песчаников. Наличие в этой серии цератитов решило вопрос их возраста, принадлежащего еще к верхнему раковинистому известняку.

Относительно наличия слоев из Борушовиц также и в восточной части Силезии, то образования эти не были до настоящего времени никем цитированы, хотя Ассманн предполагает, что поблизости Водной и Тржебёнки — возможно — существуют эквиваленты интересующей нас формации, как кровельные звенья тамошнего верхнего раковинистого известняка.

По моим наблюдениям борушовицкие слои развиты аналогично, как в Силезии, так и в окрестностях Хржанова. Показываются они на поверхности непосредственно на запад и юго-запад от города. Самое лучшее их обнажение представляет собой в настоящее время яма после выемки глины в кирпичном заводе Трембача в Косьцельце.

Полное обнажение всей свиты борушовицких слоев я получил благодаря выполнению в пределах вышеупомянутого кирпичного завода Трембача трех выемок и одного шурфа. Нижнюю часть профиля из этого шурфа я указал уже выше при описании тарновских слоев (и вышезалегающих отложений). Полный и связанный профиль борушовицких слоев из этих выемок я представляю на табл. VII, фиг. 2.

Снизу вверх:

1. 80 см — пластическая мергелисто-доломитическая глина, мелкопелитовая, желтая и серовато-желтая, с несколько сланцевой текстурой, однако незначительно обозначенной. Попадаются изредка здесь разброшенные обломки костей позвоночных и рыбьей чешуи, а также мелкие остатки неопределимых раковин моллюсков.
2. 40 см — несколько мергелистая глина, очень темная, серая, местами желтая, сланцеватая, плотно связывающаяся с породой залегающей ниже.
3. 20 см — известково-глинистый доломит, очень плотный, весьма мелкокристаллический или криптокристаллический. Я нашел в нем экземпляр *Ceratites* sp.

4. 90 см — темносерая глина, в сухом состоянии серо-пепельная, местами полосато-желтая. В этом осадке встречаются также мелкие обломки органических остатков; в большинстве случаев это рыбы чешуи и пиритизованные раковины пластинчатожаберных, брюхоногих и цератитов.
5. 10 см — сильно-глауконитическая глина, серовато-светлозеленого цвета.
6. 75 см — слегка-мергелистая серая глина.
7. 25 см — зеленовато-серая глина.
8. 30 см — сланцеватая серая глина.
9. 25 см — мергелистая, зеленоватая глина, немного глауконитовая.
10. 40 см — песчаник с известково-доломитическим цементом. Сильно глауконитовый. Фауна очень многочисленная. Ее свойством является обилие цератитов. Характеристику фауны я представляю ниже.
11. 120 см — кварцево-глауконитовый песок.
12. 18 см — песчанисто-глауконитовый доломит, слегка сцементированный, буро-зеленоватый. Следы костей пресмыкающихся.
13. 25 см — мергелисто-известковый доломит. Многочисленные кости пресмыкающихся.
14. 33 см — мергелисто-известковый доломит, желтый.
15. 27 см — сланцеватая глина, доломитическая, со следами глауконита.
16. 30 см — глинистый сланец, доломитический, немного глауконитовый, следы костей пресмыкающихся. Окраска желто-зеленоватая.
17. 18 см — глинистый сланец, доломитический, немного глауконитовый. Следы костей пресмыкающихся. Окраска желто-зеленоватая.
18. 32 см — доломито-мергелистый известняк, немного сгустковатый, слабо сцементированный, розовато-желтый.
19. 40 см — илестая глина со следами глауконита.
20. 20 см — известково-песчанистый доломит, светлый, серо-розоватый.
21. 50 см — сланцеватая глина, темноголубовато-серая.
22. 35 см — глинистый сланец, доломитический, желтый.
23. 25 см — песчано-глинистый доломит.
24. 50 см — доломито-известковая, буро-зеленоватая глина.

25. 22 см — мергелистый доломит, слабо сцементированный, хрупкий, желтый.
26. 18 см — известковый доломит, слабо цементированный, розоватый. Мелкие обломки костей пресмыкающихся и не разборчивый детрит моллюсков.
27. 40 см — пестрая желто-зеленоватая глина, с мелкими мергелистыми конкрециями.
28. 20 см — мергелистый сланец (мергелисто-доломитический) желтый.
29. ок. 70 см — сланцеватая мергелистая глина, желто-зеленого цвета, довольно жирная, содержащая многочисленные известковые конкреции.

Охваченные указанным выше профилем слои создают, вероятно, полностью свиту борушовицких слоев. Не исключена возможность, что в кровле профиля залегающие зеленовато-желтые глины с известковыми конкрециями образуют уже переход к кейперу.

Подсчитанная из профилей мощность составляет 10,95 м.

Вероятно эта мощность переменна в незначительных пределах. В отдельных выемках я наблюдал мощности аналогичных слоев. Следовательно на незначительном расстоянии прослойки глин или мергелистых включений проявляют отклонение от нескольких до свыше десяти см в своей мощности. Осадок затем в своих деталях не постоянен, однако его общий вид проявляет региональный характер и является типичным как для западных и северных частей Силезии, так и для района плазынско-кошьцельского блока, или вообще окрестностей Хржанова. В общем это глина, мергелистая глина, мергелистые сланцы с включениями песчаников и известковых доломитов, часто богатые глауконитом, кварцевым пелитом и пиритом.

Очищенные мною до настоящего времени глины проявили (в своих черных фациях) наличие большого количества мелких зернышек пирита и марказита, которые частично придают породе окраску. В глинах находятся также многочисленные полностью пиритизованные очень небольшие раковины и ядра брюхоногих, пластинчатожаберных и цератитов. Разложение пирита вызывает выделение вторичных минералов: лимонитовых конкреций, гипса и квасцов.

Фауна борушовицких слоев окрестностей Косьцельца характеризуется наличием в многочисленных слоях остатков пресмыкающихся и рыбьей чешуи. В особенности богатым фауной является включение известково-доломитического песчаника, достигающее ок. 0,5 м мощности, залегающее почти в половине всей свиты. Слой этот был описан в профиле под Нр. 10.

Из этой породы я раздобыл несколько десятков экземпляров цератитов и около 80 экземпляров представителей других форм, главным образом пластинчатожаберных. Их сохранность не особенно способствует палеонтологическим определениям. Это преимущественно песчаные внутренние и наружные ядра с несколько затертыми чертами первичной морфологии особей. Детальное определение этой фауны явится темой отдельной работы. На этом месте я указываю только самые важные для вопроса параллелизации формы нашего осадка с его аналогами из Силезии:

1. *Ceratites* sp.
2. *Ceratites* sp. cf. *C. spinosus* Phill.
3. *Pecten discites* Schloth.
4. *Pecten (Pleuronectites) laevigatus* Schloth.
5. *Enantiostreon difforhat* Schloth.
6. *Myophornia vulgaris* Schloth.
7. *Unicardium* sp. cf. *U. schmidti* Gein.
8. *Gervilleia substriata* Credn.
9. *Pleuromya* sp.
10. *Chemnitzia* sp. cf. *Ch. hehli* v. Zieten.
11. *Scurria tenuistria* Assm.

Кроме того:

Lamellibranchiata, Gastropoda, Crustacea (Nephropsidea), Ostracoda, Pisces, Reptilia, из растений *Equisetales*.

Фауна борушовицких слоев из окрестностей Косьцельца богата особями и видами. В сопоставлении с фауной той-же серии из Верхней Силезии проявляет (из определенных) часть общих форм (1, 2, 3, 6), если сравнить ее со сводкой Ассманна из 1944 г. Наличие многочисленных особей формы *Myophornia vulgaris* является здесь знаменательным, также как и в Силезии. Не без значения здесь факт появления раковинчатых (в некоторых слоях массовое).

В пределах плазыанско-кошьцельского блока борушовицкие слои ограничиваются участком на запад от Косьцельца. Они здесь залегают ниже бурой юры и выше тарновицких слоев, занимая участок около 1 км². Кажется, что они шире распространяются в пределах города Хржанова (у его западной периферии). Я предполагаю, что низшие горизонты кейпера, указанные Зарэнчным из окрестностей западнее Хржанова, следует в большой степени причислить к борушовицким слоям. В самом Хржанове я наблюдал тоже желтые мергелистые доломиты борушовицкой свиты, выветривающиеся таким образом, как преобразования „пещеристого” или „клеточного” известняка других горизонтов. Наблюдения эти, кажется, сходны с нахождением „пещеристой” фауны в Силезии, наблюдаемой Торнауом.

Оканчивая главу о верхнем раковистом известняке района плазынско-кошьцельского блока, мы можем в одном предложении подвести итог главнейших выводов, касающихся стратиграфии всего важного комплекса триасовых слоев, какие в пределах плазынского щита и соседних районов образуют раковистый известняк. Вывод представляется следующим образом: принципы детальной стратиграфии раковистого известняка (а также и рета), обработанные для Верхней Силезии, можно в большинстве применить тоже по отношению к аналогичным образованиям плазынско-кошьцельского блока и — вероятно — к значительной части самых восточных районов краковского триаса.

Сопоставление мнений к стратиграфии обсуждаемой формации, с учетом стратиграфической схемы автора, представлено в приложенной таблице IX.

в) Кейпер

В пределах блока Плазы образований кейпера я не наблюдал. Бо-рушовицкие глины из окрестностей Хржанова были предыдущими авторами иногда приняты, как кейпер. Следует добавить, что как возможные осадки кейпера Зарэнчный принимал также глины, залегающие непосредственно на восток от Косьцельца поблизости дороги Хржанув — Плазы. Сам Зарэнчный однако по отношению ко второму образованию соглашался скорее причислить его к миоценовым отложениям. На своей открытой карте обозначил его как миоцен. С этим мнением я согласен, хотя считаю, что ныне совсем не обнаженные, а в былое время эксплуатируемые для выделки кирпича глины из восточной части дер. Косьцелец, требуют еще подробного исследования.

Кейперовые слои, образованные как пестрые глины с тонкими включениями мергелистых доломитов я наблюдал поблизости плазынско-кошьцельского блока в Балние. В настоящей работе, не охватывающей этого района, кейперовую формацию я опускаю.

Распространение кейпера в окрестностях образующих периферии блока Плазы, кажется проявляет зависимость от синклинальных тектонических форм окрестностей Хржанова.

3. ЮРА

Юрские образования, представляющие собой отложения доггера и мальма, залегают в пределах плазынско-костелецкого щита в виде пояса, разорванного эрозией, образующего как будто северо-восточное окаймление триасового блока. От Косьцельца, через Косьцельскую Пилу и Боленщин, протягивается юрская зона, шириной (в более сплоченных мас-

сах) около 0,7 до 1,3 км, укладываясь вдоль линии проходящей примерно СЗ—ЮВ. Этот пояс является частью юго-западного крыла восточной хржановской мульды с общим наклоном, обращенным к этому синклинальному элементу.

Обособленные „остатки”, которые проявили устойчивость на эрозию, разбросанные непосредственно на запад поблизости этого пояса, свидетельствуют о том, что когда-то предел юры протягивался более на запад. Из этого следует, что нынешняя граница обсуждаемой формации является по юго-западной стороне своего нахождения эрозионным краем, а по северо-восточной стороне обусловлена тектоникой и пределом отложений миоцена, который трансгрессировал на юру.

Разница уровней территорий, на которых мы встречаем аналогичные юрские отложения, доказывает, что уже после юрского периода дошло до крупных тектонических перемещений масс горных пород плазынско-косьцелецкого блока. Самое высокое положение занимают обнажения юры, расположенные южнее сброса Жребце — Либёнж. В положении находящемся ниже в 60 — 100 м соответственные образования залегают севернее сброса. Затем могут они служить для определения возраста этой обшей для нашего района тектонической линии, которая образовалась после юрского периода.

Из за отсутствия более современной синтетической обработки стратиграфии юрских осадков района плазынско-косьцелецкого блока, я применял во время съемки подразделение, обоснованное на мнениях З а р э н ч н о г о и В у й ц и к а. Мои наблюдения по отношению к работам этих авторов вносят только лишь некоторые дополнения, касающиеся нахождения и литологического развития отдельных свит.

Стратиграфическая схема, принятая В у й ц и к о м относительно брата и келловея краковского округа, опирается на аммонитовых горизонтах, установленных для балинского оолита Н е й м а й р о м (24). Его порядок и использование мною в картографической работе иллюстрирует табель:

Н е й м а й р - В у й ц и к :	картографические определения автора
<i>Quenstedtoceras lamberti</i> <i>Kosmoceras ornatum</i> <i>Reineckeia anceps</i>	2. высший келловей и горизонт с <i>Cardioceras cordatum</i> (h e m e r a). Это фация глауконитовых или мергелистых глин с фауной белемнитов и частой формой <i>Cardioceras cordatum</i> в кровле. Местами мергелистые сланцеватые гезовые породы.

Macrocephalites macrocephalus 1. нижший келловей или — возможно
Oppelia aspidoides — верхний бат, от песчанников и конгломератов внизу — до оолитического горизонта с *Macrocephalites macrocephalus* с верху (включительно).

В своей схеме я соединил при выемке горизонт с *Cardioceras cordatum* (максим. развитие) с лежащими ниже образованиями келловей не с той целью, чтобы подчеркнуть какой то более общий взгляд на вопрос границы между догермом и мальмом, а только из-за практических условий для съемки. И так, в доступных для меня обнажениях граничных образований бурой и белой юры в пределах плазынско-козьцельского щита (в окрестностях Косьцельца) я мог подтвердить всегда фаціальную связь кардиоцерасового горизонта с нижними образованиями; зато довольно резко отличаются от сероватых мергелей, глин или гезовых отложений с *Cardioceras*, залегающие выше белые известковые мергели, более богатые формой *Aspidoceras perarmatum*.

По отношению к мальму я провел подразделение образований согласно схеме:

2. Риффовые и плиточные известняки.

1. Известняковые мергели с *Aspidoceras perarmatum*.

Выделенные таким образом четыре юрские свиты нашего района я буду обсуждать кратким образом в очередном порядке снизу. Принимая во внимание обширность темы, какой является подробная обработка юры окрестностей Хржанова, я принимаю нижеуказанное описание только лишь как схематическую справку о формации охваченной съемкой, но требующей еще в будущем отдельной обработки в стратиграфическо-палеонтологическом отношении.

а) Образования высшего бата до горизонта с *Macrocephalites macrocephalus*

В начале этой главы я уже вспоминал, что послеюрская тектоника обусловила частично размещение юрских осадков нашего района на разных морфологических уровнях. Однако не только тектонический фактор был причиной этого явления. Существуют данные, из которых следует, что юрская трансгрессия вошла на территорию, обладающую уже довольно сложной тектоникой и вероятно — морфологией до некоторой степени разнovidной. Трансгрессия происходила достаточно быстро для того, чтобы не вызвать резких абразионных явлений. И так самые нижние осадки нашей юры откладывались уже во время своего образования на

уровнях поверхности несколько дифференцированных. Доказательством существования уже доюрской тектоники триасовых образований является факт несогласного залегания юры на триасе.

Самую нижнюю часть нашего доггера представляют собой песчаники и конгломераты не содержащие фауны, залегающие под определенными в фаунистическом отношении слоями с *Macrocephalites macrocephalus*. Эти последние обладают принципиально фацией песчаников, песчаных известняков и оолитических известняков. Следовательно слои песчаника представляют, вероятно, осадок начальных фаз трансгрессии, с резко литторальными признаками, тогда как более богатые фауной верхние горизонты образовались в условиях более пелагических, когда море уже господствовало на заливаемой им территории.

В некоторых пунктах нашего района однако полностью отсутствуют отложения песчаников. Зато оолитическая фация, преимущественно богатая фауной, появляется почти в непосредственном контакте с образованиями триаса.

Вполне возможно, что оолит, или же пизолит, залегающий иногда в подошве юры создает отличающийся по фации эквивалент юрских подошвенных песчаников, образованный только в других, чем песчаник, седиментационных условиях (быстрое течение). Это свидетельствовало бы о том, что характеристические для самой нижней части нашего доггера песчаники могут быть или очень переменными по мощности, или даже замещены другой фацией.

Относительно быстрое подвижение трансгрессии может быть, как мне кажется, доказано тем, что мягкие осадки, как седимент борушовицких слоев, не были размыты юрской абразией или же отчетливо преобразованы. Вполне возможно, что борушовицкие образования были когда-то сохранены осадками кейпера, однако эти последние, ввиду своей небольшой устойчивости, не могли при медленной трансгрессии и долговременной абразии становиться для борушовицких глин вполне обеспечивающим фактором. Я не замечал тоже нигде в пределах плазынско-косьцелешского блока и в окрестностях Хржанова каких либо отчетливых следов юрских абразийных сравнений.

В пределах блока Плазы я не нашел нигде довольно крупного обнажения самой нижней песчаной свиты доггера, для того, чтобы проследить детали ее фациального развития. К сожалению не дает она нам тоже палеонтологических документов, а поэтому у меня нет оснований для того, чтобы определить их стратиграфическую принадлежность. Они залегают ниже слоев с *Macrocephalites macrocephalus*, следовательно по возрасту соответствуют, вероятно, верхнему бату или слоям из пограничья бата и келловея. Во всяком случае, как в фациальном отношении неоднородное образование, они представляют характерную и одновре-

менную серию. На основании наблюдений эллипсий и обнажений, мы имеем здесь дело с отложением непостоянным по фации как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении.

Песчаники и конгломераты образуют красивую и бросающуюся в глаза эрозионную куэсту вдоль дороги Хржанув — Погоржице (западнее этой дороги). Сейчас небольшими, в большинстве заброшенными выемками, заложенными на куэсте, эксплуатировались преимущественно самые верхние части песчаников, в которых появляется первая фауна пластинчатожаберных. Окраска всей свиты преимущественно желто-бурая. Порода окрашена лимонитом.

Похожая, но меньше размерами, эрозионная куэста юрских образований проявляется тоже вдоль дороги Хржанув — Косьцелец — Боленцин (западнее от этой дороги). Фауну бурой юры указанных здесь обнажений из окрестностей Косьцельца и Боленцина цитирует В у й ц и к. Собранные мною довольно многочисленные материалы создают тему для дальнейших работ.

К верху песчано-гравиевый осадок в пределах плазынско-кошьцельского блока постепенно изменяется из полностью пустого в палеонтологическом отношении в более известковый и более богатый фауной. Появляются многочисленные пластинчатожаберные, брюхоноги и нерегулярные морские ежи. Многие из форм проявляют признаки приспособления прибрежной зоны (крупные толстостенные брюхоноги и пластинчатожаберные). В самой высокой части, бурый осад известковых песчаников становится более оолитическим, а фауна проявляет пелагические признаки. Обилие аммонитовой фауны с многочисленными особями *Macrocephalites macrocephalus*, скопляется в кровле серии, хотя указанная здесь руководящая форма попадает уже спорадически среди более литторальных комплексов ниже подлинного оолитического слоя. Чистый оолит, в литологическом отношении сходный с типом балинской породы, занимает неровную мощность, вообще от нескольких до нескольких десятков сантиметров и принципиально резко отличается от мергелистых выше лежащих слоев, постепенно к низу исчезая. Выделение чисто оолитического слоя при съемке является весьма затруднительным, из-за смешивания в эллипсиях его обломков с песчаной дресвой. Поэтому на своей карте песчаниковые и оолитические образования я обсуждал совместно.

б) Верхний келловей по горизонт с *Cardioceras cordatum*

Выше оолита или оолитового песчаного известняка залегает на всем нашем районе свита желтовато-серых, чаще зеленоватых глин, часто глауконитовых, неслоистых или сланцевых, почти всегда мергелистых, содержащих макрофауну белемнитов и (реже) аммонитов. Глинисто-глау-

конитовая фация, хорошо развитая, напр. в окрестностях Пилы Косьцельской, уступает довольно однообразной фации более толстослоистых (слон до 30 см), сильно кремнеземистых, плотных, желтый мергелей. В состав их входят главным образом глинистый и кварцевый пелит с незначительной примесью известкового вещества, зато сильно инфильтрированный кремнеземом, вероятно первичного органического происхождения (спикулы губок). Поэтому порода становится иногда очень сходной с гезовыми образованиями. Слон не проявляют богатства остатков фауны (кроме спикул), преимущественно перемеживаются тонкими включениями светло-зеленых глин и сами проявляют окраску светлосеро-желтоватую. Это образование можем считать специально характеристическим для верхнего келловея окрестностей Косьцельца. Наблюдать его можем в дресве южнее кладбища, где на пахотной земле он выступает в виде мелких сланцевых плиток, почти белых, обедневших известковым веществом, зато богатых кремнеземом и более пористых. Мощность свиты неодинаковая, колеблющаяся от около 5 м (окрестности Пилы) до около 10 м (окрестности Косьцельца). Вероятно она является местным эквивалентом т. наз. „орнатовых глин”, описанных из Груйца В. Тејссером и Вуйцико м.

б) Мальм

Без больших седиментационных перемен по отношению к выше описанным образованиям начался период господствования рода *Cardioceras cordatum*. В Косьцельце на слоях высшего келловея развилась кардиоцерасовая зона, в виде мергелей с многочисленными спикулами губок или даже, в виде плиточных, прослоенных глинами, образований сходных с гезовыми породами. По фации горизонт с *Cardioceras cordatum* отличается от нижних слоев большим содержанием глины. Разница здесь однако не настолько резка чтобы могла создавать основание для картографического подразделения. Мощность кардиоцерасовой свиты колеблется около 5 м.

В высшей части мергелистого осадка, характеризованного вышеуказанной окаменелостью, появляются принципиально белые или серо-белые известковые мергели, более или менее богатые губками, из за чего иногда (хотя редко) они бывают сильно кремнистые. Повседневно слой известкового мергеля бывает еще покрытый более глинистым слоем, постепенно кверху богаче губками. Итак — нижняя граница образования довольно удобна для наблюдений, а верхняя постепенно теряется. Свита эта, достигающая мощностью около 5 м, охарактеризована очень богатой фауной мелких форм аммонитов, среди которых преобладают главным образом оппелии и перисфинкты. Довольно частым бывает здесь вид *Aspidoceras perarma-*

tum, (зато никогда я здесь не нашел формы *Cardioceras cordatum*). Экземпляры *Aspidoceras perarmatum* я находил почти во всех обнажениях свиты.

Не входя в настоящее время в общие проблемы нашей юры, эту зону, как создающую условия для съемки, я выделил на своей карте. Она удобнее обнажена, в особенности в Косьцельце и Косьцелецкой Пиле, где в дресве на пахотной земле (или же на кладбище в Косьцельце) проявляет свое обилие фауны. В Боленцине зона эта кажется становится более известняковой и приуроченной по фации в верхним зонам, обладающим во всей своей мощности признаками сходства с т. наз. „скалистым известняком”.

Самой высшей выделенной мною зоной нашей юры являются „рифовые и плиточные известняки”. В картографическом объеме они соответствуют образованиям выделенным уже Зарэнчным, которые автор описывает (39, стр. 158 — 160), как область вида *Peltoceras transversarium*.

В незначительно мергелистых известняках с губками этой группы я находил поблизости кровли ринхонелли, из которых более частой формой является крупная форма *Lacunosella trilobataeformis* M. Wiśn. (36), попадаетея тоже *Lacunosella blanovicensis* M. Wiśn. Если бы вслед за С. З. Ружицким (30) признать эти плеченogie, как показатели возраста, мы должны придать породам, в которых они выступают, возраст ниже- или в крайнем случае — верхне-арговийский. Это впрочем соответствует приблизительно горизонту с *Peltoceras transversarium*. Кровля юры плазыанско-коосьцелецкого блока не достигает в этом объеме горизонта „нижнего скалистого известняка”. Пропуская в настоящем моменте подробное стратиграфическое определение вышеупомянутого образования, я указываю здесь только самые важные данные для того, чтобы объяснить произведенную карту.

Свита „рифовых и плитчатых известняков”, как видно из самого названия, является по фации неоднобразной. По возрасту однако я всю группу считаю одинаковой. Аргументом для этого определения является для меня ряд наблюдений из районов находящихя поблизости плазыанско-коосьцелецкого блока (в пределах самого плазыанско-коосьцелецкого участка нет обнажений, допускающих удобное наблюдение развития этой фации). Рифовые известняки, кажется, соответствуют рифообразно развивающимся накоплениям сообщества губок и водорослей. Зато на безрифовых пространствах откладывался известковый материал, образующий плитчатую фацию.

Мощность всего отложения достигает во всяком случае величины свыше десяти метров, а измерение его полностью является невозможным, так как эти образования — как самые высшие отложения юры на-

шей территории — выступают уже только лишь в пограничной зоне мезозойского блока, образуя собой крыло синклинального элемента восточной Хржановской мульды. Они падают уже прямо под миоцен, скрывая свои кровельные части под более молодыми отложениями.

4. ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Образования третичной системы, представленные миоценовыми отложениями, распространяются главным образом на соседнем по отношению к плазыанско-кошьцельцкому блоку районе, а в пределах этого последнего появляются под выше лежащими образованиями четвертичной системы, только лишь узкой полосой, обозначенной на карте.

Вторгнутые на кошьцельцо-плазыанский блок образования миоцена во всем нашем районе обнаружены из под образований четвертичной системы.

Районом, на котором главным образом развиваются миоценовые отложения, является поблизости плазыанско-кошьцельцкого блока восточная хржановская мульда, через которую проплывает Хехло. На поверхности, или под переменной мощности покровом младших песков, здесь показываются серо-зеленоватые глины, частично мергелистые, обладающие богатой фауной фораминифер. Образования миоцена из пределов блока Косьцельца по сравнению с глинами этого периода из хржановской мульды, проявляют однако иное образование. Поскольку в мульде поблизости поверхности находится морской миоцен, постольку в окрестностях Пилы или Косьцельца преобладает образование пресно- и солоноватоводное.

Я предполагаю, что по отношению к миоцену окрестностей плазыанско-кошьцельцкого щита, стоит обратить внимание на факт, что пресноводное материковое образование лежит в пределах Косьцельца на той-же высоте (ок. 280 — 290 м), что морское образование смежной хржановской мульды. Ввиду недостатка соответствующих обнажений, нельзя категорически отрицать возможность сцепления этих фаций, однако такое явление мы можем считать весьма мало возможным. Вероятно обе фации этого миоцена представляют собой разный возраст, а их пространственное положение повидимому было когда-то связано с разными гипсометрическими горизонтами.

Явление нынешнего параллельного залегания обсуждаемых образований заставляет нас думать, что после отложения одной из этих свит, могло дойти до тектонических движений, изменяющих отличительным образом гипсометрические отношения нашего района. Эти движения принадлежали во всяком случае к возрасту после-гельветскому но перед че-

твертичным периодом. Возможно, что их можно связать со среднетортонской фазой карпатских движений.

Этот вопрос можно решить после более точной обработки интересных и мало еще известных третичных отложений окрестностей Хржанова.

5. ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

а) Плейстоцен

Как более младшие от образования третичной системы я отличаю следующие отложения:

6. плейстоценовые оползни
5. лёсы
4. плейстоценовые пески
3. валунные глины
2. конгломераты
1. гравии (возможно прегляциальные).

Относительно гравия (1) и конгломератов (2), в начале этой главы я должен подчеркнуть, что возраст их зацепляется вероятно за верхний третичный период.

Гравии (вероятно прегляциальные). Среди послемiocеновых образований наиболее низкорасположенными на нашем участке являются смешанные гравии с зернами разнородной величины, преимущественно диаметром от около 1 до свыше десяти см.

Наблюдать их можно часто в пределах восточной хржановской мульды, залегающие непосредственно на миоценовых глинах, прикрытые или же частично совместно перемытые с плейстоценовыми песками.

Неровным, а всегда очень тонким слоем залегают они тоже под лёсом на гоголинских слоях южнее сброса Жребце — Либёнж и показываются или в кровле небольших карьеров на восточных склонах долины Плазы, или в триасовой возвышенности, там, где лёс уменьшает почти до нуля свою мощность.

В гравиях часто находятся крупные кварцы, лидиты неоднократно тонкополосатые, встречается тоже много „местного” материала, происходящего из ближайших слоев: окатанные куски араукарии, темные известняки (возможно, что из мысляховицких конгломератов), кварцитовые песчаники (возможно из доггера) или кремни, часто напоминающие обломки кремневых конкреций из скалистого известняка. Скандинавского материала я здесь не встретил.

Образования эти, принятые Зарэнчим как плейстоценовые, создают интересное отложение, со значительным, вероятно, распространением вне пределов окрестностей плазынско-косьцелецкого щита. С точки зрения возраста, на основании собственных наблюдений, я ныне могу определить их только как залегающие на меже младшей третичной системы и старейшего плейстоцена (или прегляциала).

Во время съёмки упомянутый здесь гравий я отмечал только в тех местах, где его нахождение не вызывало сомнений относительно их первичного залегания. Я промолчал их наличие в долине Хехла, где поблизости плазынско-косьцелецкого блока я не встречал крупнейших их накоплений, а встречаются они только лишь в связи с более молодыми песками довольно часто.

Конгломераты. Как образование несомненно определенного возраста я считаю конгломераты, которые встречаются в оврагах окрестностей Квачалы, Плазы и Загуржа. Мощность конгломерата неровная, в окрестностях Квачалы она достигает 3 м. По моему мнению конгломерат является дресвой триаса и перми, залегающей в местах образования общих пермско-триасовых осыпей нашего района. Осыпь полностью цементирована на месте известковым туфом. Возраст его мы можем признать, как ранний плейстоценовый („долёссовый“).

Валуны глины встречаются в отдельных небольших отрезках в окрестности восточнее Косьцельца и юго-восточнее Боленцина. Это тонкие (1 — 2 м мощности) пласты песчаной, немного мергелистой, серо-желтоватой глины, содержащей скандинавские блоки или небольшие валуны. Незначительные размеры сохранившихся моренных образований и одновременно наличие в нашем районе довольно многочисленных свободно разбросанных небольших валунов доказывают, что моренное образование было почти полностью подвергнуто здесь разрушению, однако сохранились до настоящего времени остатки этих осадков.

Плейстоценовые пески, часто гравиевые или с небольшими валунами, покрывают собой значительную часть плазынско-косьцелецкого блока, в особенности на север от сброса Жребце — Либёнж. Южнее этого сброса на триасовой возвышенности окрестностей Плазы преобладает лёсс. В оврагах окрестностей Бабиц и Квачалы можно в нескольких пунктах наблюдать залегание лёсса на песках. У меня нет оснований для того, чтобы судить, что мощность плейстоценовых песков в нашем районе превышает максимальную величину 10 — 15 м.

Лёсс в нашем районе является распространенным отложением, мощностью свыше десяти метров, образующим сплоченный пласт между Боровцем, Плазой, Квачалой, Бабицами и Загуржем. Лёсс в большой степени преобразован субэразальными факторами, неоднократно декальцифицированный или частично превращен в глину.

Плейстоценовые оползни. Как образование со специфическим генезисом, по возрасту связанное с плейстоценом, я выделил плейстоценовые оползни.

В пределах блока Плазы, в первую очередь поблизости Загуржа, на южных склонах Желятовой Гуры можно наблюдать (между дорогой Боровец — Загурже и растущим выше лесом) осыпи триасовых известняков, смешанных с доломитами рета, гравием и песками, уложенные в однообразную, в морфологическом отношении неровную массу, напоминающую по виду высокую аккумуляционную террасу. Материал здесь неокатанный, несортированный, в значительной степени образованный из гоголинских элементов. Уложенный в большинстве хаотически, образует как целость слоев с максимальной мощностью около 6 м.

Поконтся он непосредственно на пермских образованиях и на красных глинах и песках пестрого песчаника. Нижняя граница этого отложения в морфологическом отношении острая и образует как будто лобовой склон, резко отличающийся в образовании района. Эта лобовая часть находится в границах неособенно отличительных, неровных как по высоте, так и по распространении. Граница образования волнообразно изогнута.

Похожие нагромождения смешанного, главным образом триасового материала, проявляют свое присутствие во многочисленных пунктах палеозойско-мезозойской куэсты блока Плазы. Залегают они на разных абсолютных высотах, в большой степени однако покрыты лёссом.

Я предполагаю, что упомянутый материал является дресвой триасовых пород с незначительной примесью пермских, которые из первичного своего положения непосредственно на склонах холмов, были перемещены в положение более отдаленное, путем скольжения по постепенно уменьшающемуся наклону основы. Мягкие, водоносные мергели рета, а также глины пестрого песчаника или перми создавали удобную „смазку” для оползней, облегчающую действие гравитационных сил.

Условия содействующие образованию этих явлений могли быть выполнены особенно в плейстоценовом периоде, когда в гляциальных фазах район временно создавал постоянно замерзшую почву, в которой замерзающий в летнем периоде и насыщенный водой тонкий поверхностный слой был специально податливым на солифлюкционные явления.

Наклон основы в участках оползней колеблется от 4 до 8°.

б) Голоцен

При картировании я выделил:

а) известковые туфы, часть которых вероятно следует причислять к раннему, а часть к более позднему голоцену. Выступают они главным образом в окрестностях Квачалы и Плазы;

б) дюны, к которым я причисляю тоже частично пески развееваемых террас долины Хехло. Ввиду второстепенного значения дюнных песков для вопроса основного геологического строения района, я определил границу между отдельными образованиями только лишь схематически;

в) лёссовые или песчаные делювии, я выделил там, где большие их пласты могли охарактеризовать тип голоценового отложения. В долинах и углублениях района я под названием делювий понимал разнородный, смытый из непосредственной близости дресвенный материал. В лёссовых районах узкие полосы делювий следует считать, как преимущественно лёссовые, в песчаных — песчаные, в доломитовых — доломитовые и т. д.;

г) аллювию, играющую в пределах блока Плазы совсем ничтожную геологическую роль, я обозначил той же сигнатурой, что общую часть делювий. В пределах аллювиальных образований в дер. Боленци были в минувшем столетии эксплуатированы небольшие месторождения луговой руды.

IV. ТЕКТОНИКА

Ниже я привожу сокращенную характеристику структуры плазынско-кошьцелецкого блока с целью иллюстрации в первую очередь „стиля” строения и дислокации больше всего интересующих нас триасовых образований.

Характерным свойством тектоники плазынско-кошьцелецкого блока является отсутствие во всей пермско-триасовой массе реформации типа непрерывных дислокаций. Только совсем незначительные синклинальные или антиклинальные изгибы могут второстепенным образом играть здесь роль. Принципиально плазынско-кошьцелецкий блок образует полностью жесткий щит, пересеченный однако многочисленными сбросовыми дислокациями. Сбросы становятся более частыми вдоль пограничной полосы плазынско-кошьцелецкого щита и синклинали хржановской мульды. В зоне крыла этой синклинали, на линии Кошьцелец — Пила — Боленци мы тоже, вероятно, имеем дело с незначительными флексурными изгибами слоев. Отличительных флексур я однако не наблюдал.

Северо-восточная полоса плазынско-кошьцелецкого щита, образующая крыло хржановской мульды, наиболее богата из всего блока тектоническими элементами. Отклонения слоев от горизонтального положения достигают здесь 10° , а общее направление падения проходит в СВ. Как целое — щит залегает (за исключением одной полосы) почти горизонтально, хотя на основании положения триасовых и пермских образований в западных и восточных частях щита мы можем предполагать, что часть щита, находящаяся южнее сброса Жребце — Либёнж (блок Плазы)

обладает незначительными наклонами в общем к ССВ, величиной $1 - 3^\circ$. Часть протягивающаяся на север от сброса залегает суммарно почти горизонтально. Однако особые составные части всей группы триасовых слоев плазынско-кошьцелецкого щита, отделенные друг от друга мелкими или более крупными сбросами, проявляют индивидуальные наклоны, скорее подчеркивающие еще тенденцию падения к СВ или ССВ (падения величины ок. 5°). Если бы мы хотели временно пройти мимо крыла восточной хржановской мульды, а рассматривать блок Плазы в полной его массе, мы могли бы видеть в его наклоне отражение одного из главных тектонических направлений бассейна, проходящих — как известно — принципиально вдоль линии ЗСЗ—ВЮВ. Второе главное тектоническое направление бассейна ССВ—ЮЮЗ не создает здесь условий для наблюдений, ибо ход всей плазынской моноклинали мы можем суммарно принять, как параллельный направлению ЗСЗ—ВЮВ.

Я уже выше вспоминал о расщеплении сбросами триасовых отложений района плазынско-кошьцелецкого щита на отдельные меньшие элементы, проявляющие более отличительные наклоны, чем суммарное падение всего щита. Для тектоники нашего района характерным признаком является раскалывание триасовых плит на части, которые сохраняют некоторую неподвижную тектоническую индивидуальность. Они по отношению друг к другу перемещены и в разной степени наклонены. В этом отношении район наш обладает такими же тектоническими свойствами, которые нам уже известны с других участков силезского триаса. Из районов самых близких блока Плазы, сообщения об этом тектоническом стиле триаса указывает уже Докторович-Гребницкий в заметках об геологических образованиях листа „Вельки Хэлм” (11).

Сбросы, развитые в пределах плазынско-кошьцелецкого щита, если примем во внимание формации в районе обнаженные, принадлежат по крайней мере к двум более крупным фазам. Часть из них образовалась перед фазой альпийских (карпатских) движений, а часть во время этой фазы. Предыдущие дислокации накопились главным образом в окраинной зоне щита, вдоль северо-западного пограничного пояса крыла хржановской мульды. Генезис этих более ранних дислокации не однородный. Вероятно прежде всего дошло до изгибания края триасового плазынско-кошьцелецкого щита в период саксонской фазы тектонических движений. Тогда омолодел синклинальный элемент восточной хржановской мульды, опирающийся на герцинских основаниях. Сбросы образовались принципиально согласно с направлением хода изогнутых слоев, т. з. ЗСЗ—ВЮВ или СЗ—ЮВ. Образовалось тоже сопутствующее направление, сходное с направлением С—Ю.

На район уже обладающий своими тектоническими линиями, но вероятно не так резко, как ныне отмеченными, вторгла юрская трансгрессия.

Не отрицая возможности существования в пределах блока Плазы отражения тектонических движений более ранних, чем горообразовательная альпийская фаза (возможными для плазынского щита являются незначительные отражения киммерийской фазы), я нахожу, что тектонический облик интересующего нас района возродился и омолодел в период карпатских складчатых движений.

Основным элементом тектоники плазынско-кошьцелецкого блока является крупный сброс, с направлением почти параллельным, пересекающий щит Плазы на два участка, по отношению друг к другу передвинутые в вертикальном направлении.

Это многократно уже упомянутый сброс Жребце — Либёнж. Его ход в основном согласен с „карпатским” направлением, которое вводит Новак (25), как определенное структурное понятие „метакарпатского вала”. Рассечение сбросом также юрских слоев блока Плазы указывает на более поздний возраст дислокации чем юрский. При том обращает на себя внимание согласие хода сброса с линией дислокаций Кржешовицкого грабена, по отношению к которым сброс Жребце — Либёнж кажется западным продолжением.

В пределах плазынско-кошьцелецкого щита сброс Жребце — Либёнж очень отчетливо обозначается на линии между деревней Жребце и Боровец. Его протяжение не ограничивается впрочем ни по восточной, ни по западной стороне ходом только через эти местности. В западном направлении наш сброс пересекает долину Хехло, выходит из пределов плазынско-кошьцелецкого щита и направляется почти прямо к дер. Лесьнёва, расположенной на север от шахты Янина в Либёнже. Северные поля указанной шахты он пересекает сбросом величиной амплитуды ок. 120 м. За Лесьнёвой сброс выходит из пределов листа Хржанув.

Восточнее Жребцов рассматриваемый сброс меняет немного направление с предыдущего З—В на дальнейшее ЗЮЗ—ВСВ. Между Косьцельской Пилой и Боленцином этот элемент теряет свою однородность и подвергается расчленению на несколько меньших сбросов, частично приспособленных к общему ходу крыла хржановской синклинали (СЗ—ЮВ). Таким образом карпатское направление сброса кажется соединяться с первичными герцинскими и саксонскими дислокациями окраинной зоны плазынско-кошьцелецкого щита. Эти последние были возрождены и углублены в карпатской фазе. Возможный дальнейший ход указанного сброса в западном направлении скрывают миоценовые отложения.

Как я уже вспоминал, мне кажется, что сброс Жребце — Либёнж имеет общий генезис с дислокациями, ограничивающими с южной стороны кржешовицкий грабен.

Величина сброса (его амплитуда) не ровная. Она увеличивается в направлении с востока к западу. Ее минимум находится между Боленцином и Пилой, где амплитуда сброса может достигать величины свыше десяти или несколько десятков метров. Наивысшая амплитуда будет в окрестности Либёнжа, где она достигает 120 м. На западном крае плазынско-косьцельского блока величину сброса можно точно определить сравнивая положение диплопоровых доломитов из окрестностей Боровца с кровлей перми из Желятовой Гуры, так как эти образования залегают по противоположным сторонам сброса на тех же самых высотах. Вычисленная здесь величина амплитуды равняется 90 — 100 м.

Следовательно сброс является по виду „ножницеобразным“. Район расположенный севернее сброса, по отношению к южному „висячему“ крылу является неровно сброшенный. Таким образом слои района на север от сброса залегают (в суммарном объеме) почти плоско, тогда как триасовый щит района, расположенный южнее сброса проявляет упомянутое уже незначительное отклонение к ССВ. Наклонение это было в районе севернее сброса ликвидировано этой дислокацией.

Существование и важность для тектоники плазынско-косьцельского блока сброса Жребце — Либёнж я должен — как мне кажется — специально подчеркнуть, так как все старые карты, открывающие геологию плазынско-косьцельского щита ошибочно обозначают узкую синклиналь, протягивающуюся от окрестностей Жребец до окрестностей Яворка или же Малого Либёнжа.

В заключение наброска тектоники района охваченного настоящей работой, несколько слов посвящу еще восточной хржановской мульде, образующей важный тектонический элемент, соседствующий непосредственно с северо-восточной стороны с районом щита Плазы.

Я уже вспоминал об относительно крутом погружении слоев триаса и юры под миоцен, наполняющий восточную хржановскую мульду. Падения мезозоя крыла этой синклинали не превышают однако — кажется — в нашем районе 10° . Малым не скрывается тоже сразу полностью под миоцен и не образует сплошной по отношению к мульде границы, но пробивается еще через отложения третичной системы, образуя обособленные островки вне пределов плазынско-косьцельского щита на северо-восток от его сплоченного края. Такой „островок“ образуют (не охваченные приложенной здесь картой) юрские небольшие клиппы, лежащие при железно-дорожном пути южнее Пилы и обособленные небольшие клиппы над Хеллом, лежащие северо-восточнее Косьцельца.

Падения юры, погружающейся со стороны плазынско-косьцельского щита к синклинали, кажется, не становятся более крутыми в пределах самой хржановской мульды, но проявляют скорее постепенное и не особенно резкое снижение мезозойских образований щита к северо-востоку.

По противоположной однако стороне синклинали обсуждаемые здесь слои не поднимаются совсем так спокойно, как погружались со стороны плазынско-косьцельского щита. Наоборот, северо-восточный край мульды ограничивается мезозойскими образованиями, наклоненными более круто (в окрестностях Млошовой я измерял 55° падения гоголинских слоев к ЮЮЗ) и проявляющими весьма оживленную тектонику. В противоположность к юго-западному крылу, это северо-восточное крыло синклинали является на всем протяжении между Тржебнней и Млошовой (и дальше к ЮВ и СЗ) относительно очень сильно дислоцированным крупными и многочисленными сбросами. Одновременно с серией сбросов образовался здесь значительный флексурный изгиб всего окаймления синклинали.

Согласно информации, полученным мною от др. А. Токарского, который снимал подробно районы, окружающие (с северо-востока хржановскую мульду, в обсуждаемом здесь участке), особенно в окрестностях Дулёвой, можно наблюдать даже складчатую дислокацию.

Затем мы можем подтвердить, что характерным признаком восточной хржановской мульды является ее асимметрическое строение. Мы можем здесь наблюдать, как будто бы аналог тектонической схемы образования этой синклинали, окаймляющей с северо-востока блок Плазы с тектоникой далее к северо-западу развитого элемента Вилькошинской мульды, а даже т. наз. „длугошинской мульды“.

Асимметрию сложения проявляет тоже „хржановская западная мульда“. В пределах самого Хржанова она закрыта с юга юрской массой, на которой стоит город.

Образования среднего и верхнего раковистого известняка и оторванные пласты юры укладываются на юго-запад от Хржанова в юго-западном направлении поясом, как будто бы сопутствующим течению Хехла и одновременно избранной нами границе плазынско-косьцельского щита. Блок Косьцельца, следовательно, протягивается в сущности на территорию самого Хржанова, а Хехло образует между Косьцельцем и Хржановом только эрозионную долину, а не действительную геологическую границу района, охваченного настоящей работой. Падение образований блока Косьцельца к западной хржановской мульде, хотя несомненно связанное с незначительными сбросами, является в сущности довольно постепенным. Зато от северной стороны Хржановская западная мульда обладает крылом, срезанным значительными сбросами, которые срезают почти ровно крыло этого элемента на протяжении между Контами и Бычиной.

Если бы мы хотели сбросы, ограничивающие эту мульду с северной стороны рассматривать совместно со сбросом Жребце — Либёнж, мы могли бы видеть в окрестностях Хржанова тектонический грабен шириной

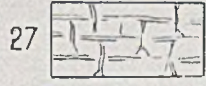
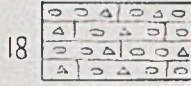
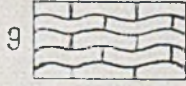
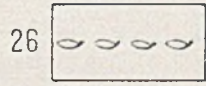
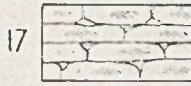
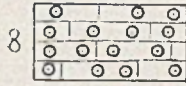
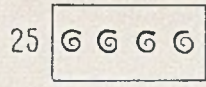
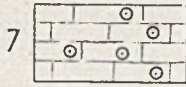
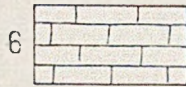
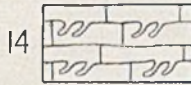
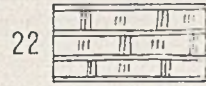
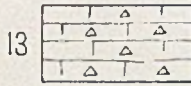
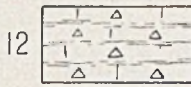
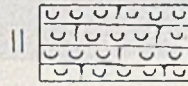
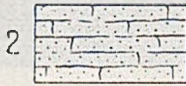
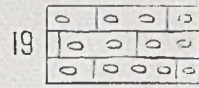
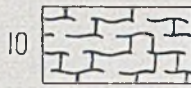
ок. 4,5 км с протяжением сходным с параллелями. В этом грабене блок Косьцельца и юра, на которой стоит г. Хржанув, образуют что-то в роде асимметрически залегающего мезозойского поднятия. Представляет это схематическим образом карта (фиг. 1). Восточная часть грабена, в пределах которой стоят города Хржанув и Косьцелец, является несколько возвышенной, зато понижается по направлению к западу, так как в этом направлении возрастает амплитуда сбросов. Полностью этот элемент мы должны с геологической точки зрения выделить, как важную тектоническую единицу, которой в морфологическом отношении можно придать название „западной хржановской мульды“, а в геологическом отношении — это „грабен Хржанув — Домб“.

OBJAŚNIENIE OZNACZEŃ GRAFICZNYCH W PROFILACH PSTREGO PIASKOWCA I WAPIENIA MUSZLOWEGO (TABL. I—VII)

1 — Piaski lub piaskowce; 2 — Piaski lub piaskowce żwirowe albo zlepieńcowe; 3 — Iły lub łupki ilaste ciemne; 4 — Iły lub łupki ilaste jasne; 5 — Wapienie margliste lub łupkowe; 6 — Wapienie; 7 — Wapienie trochitowe; 8 — Wapienie krynowidowe; 9 — Wapienie faliste; 10 — Wapienie gruzłowate; 11 — Wapienie „marmurkowe“; 12 — Wapienie krystaliczne, smugowane; 13 — Wapienie krystaliczne; 14 — Wapienie z organogenicznymi jamkami; 15 — Wapienie dolomityczne; 16 — Wapienie „komórkowe“; 17 — Wapień jamisty; 18 — Zlepienie o spoiwie krystalicznym; 19 — Wapienie gąbczaste; 20 — Wapienie oolityczne; 21 — Dolomity; 22 — Dolomity „pseudoolityczne“ lub z *Diplopora*; 23 — Margle dolomityczne; 24 — Krzemienie; 25 — Fauna ceratytowa; 26 — Fauna terebratulowa; 27 — Wapienie dolomityczne zrostkowe (w górnym wapieniu muszlowym).

Uwaga: W oznaczeniach na profilach stosowano też kombinacje sygnatur — dla wszelkich facji dolomitycznych użyto szrafowania ukośnego, nałożonego np. na oznaczenie oolitów (dolomity oolityczne), na oznaczenie krynowidów (dolomity krynowidowe) itp.





OBJAŚNIENIE TABLICY I
 Fig. 1
 Profil retu w wąwozie nad Podstokami
 Opis warstw na str. 38—39

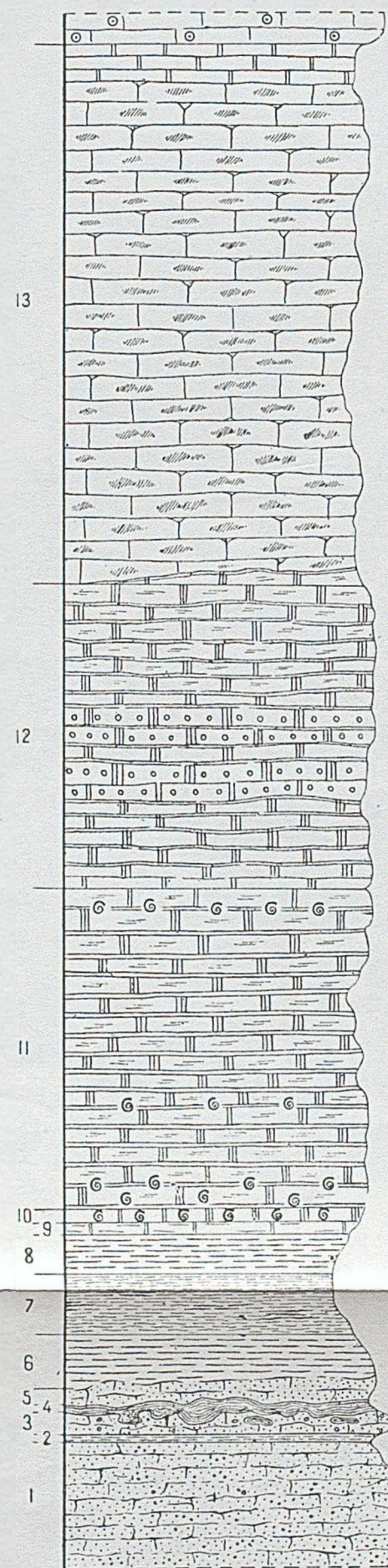


Fig. 1.

OBJAŚNIENIE TABLICY II

Fig. 1

Profil kamieniołomu w Pogorzycach

Opis warstw na str. 42-43 (odnośnie do retu) i na str. 61-67 (odnośnie do w. gogolińskich)

Ret:

- I — „Warstwy z *Myophoria vulgaris*”
- II — Odpowiedniki wapienia jamistego
- III — Odpowiedniki warstw lingulowych
- Warstwy gogolińskie dolne
- IV — Warstwy z *Pecten discites* i *Dadocrinus kunischi*
- V — „Wapień komórkowy niższy”
- VI — Warstwy z *Pecten discites* i *Dadocrinus kunischi*
- VII — Wapień falisty I
- VIII — Warstwy z *Pecten discites* i *Dadocrinus kunischi* ponad wapieniem falistym I („warstwy trochitowe wyższe”)
- IX — Wapień komórkowy
- Warstwy gogolińskie górne
- X — Seria zlepieńcowa
- XI — Wapień falisty II
- XII — „Wapienie międzyfaliste” (odpowiednik wapieni marglistych)
- XIII — Wapień falisty III (z ławicami „wapieni międzyfalistych”)
- Warstwy gorazdeckie
- XIV — Białe wapień krystaliczny (tzw. „kryształ”).

Fig. 2

Profil kamieniołomu głównego w Płazie

Opis warstw na str. 68-71 (odnośnie do w. gogolińskich) i na str. 86-88 (odnośnie do w. gorazdeckich)

- Warstwy gogolińskie górne
- I — Seria zlepieńcowa
- II — Wapień falisty II
- III — „Wapienie międzyfaliste” (odpowiednik wapieni marglistych)
- IV — Wapień falisty III (wraz z częścią „wapieni międzyfalistych”)
- Warstwy gorazdeckie
- V — „Kryształ” środkowego poziomu eksploatacyjnego w Płazie
- VI — Dolomity górnego poziomu eksploatacyjnego w Płazie, wśród nich —
- VII — Wkładka wapienna („kryształ górny”).

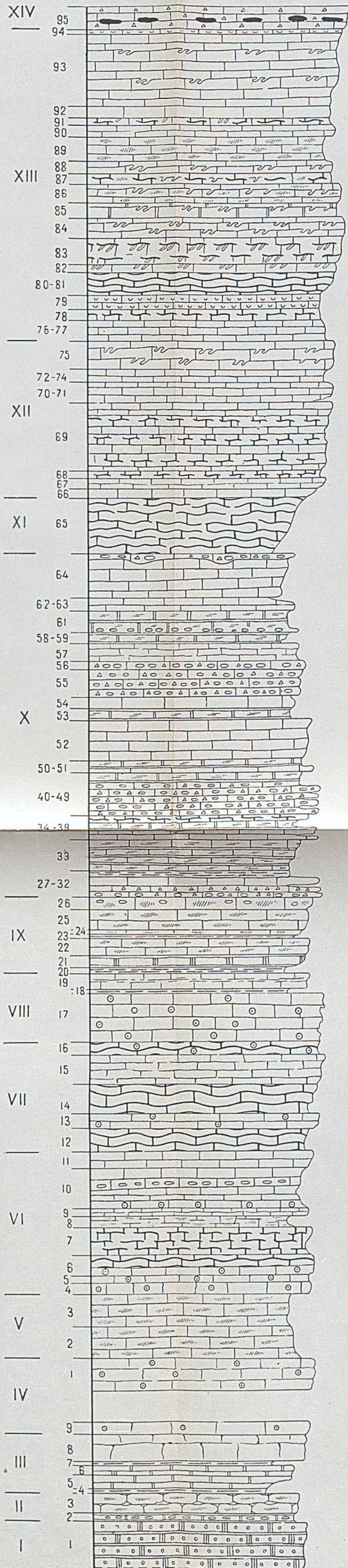


Fig. 1

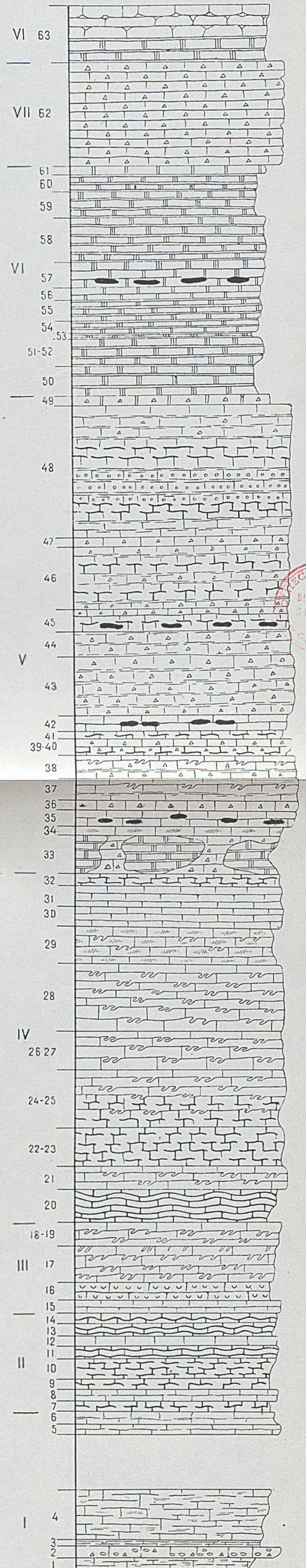


Fig. 2

OBJAŚNIENIE TABLICY III

Fig. 1

Profil łomiku w E zboczu doliny Płazy

Opis warstw na str. 75—76

Warstwy gogolińskie górne

- I — Seria zlepieńcowa
- II — Wapień falisty II.

Fig. 2

Profil górnego łomiku w Płazie na W od środka wsi

Opis warstw na str. 76—77

Warstwy gogolińskie dolne

- I — Warstwy z *Pecten discites* i *Dadocrinus kunischi*
- Wapień falisty I
- I — Warstwy z *Pecten discites* i *Dadocrinus kunischi* („warstwy trochitowe wyższe“).

Fig. 3

Profil łomiku nad Zagórzem

Opis warstw na str. 78

Warstwy gogolińskie dolne

- I — Warstwy z *Pecten discites* i *Dadocrinus kunischi*
- II — „Wapień komórkowy niższy“
- II — Wapień falisty I.

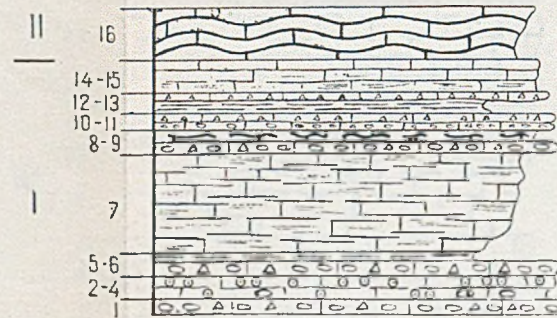


Fig. 1

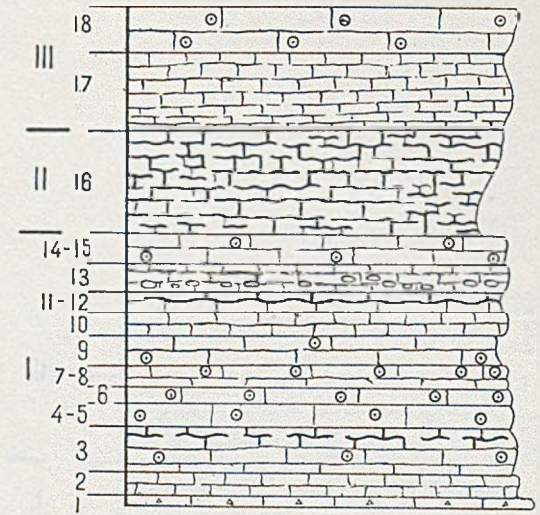


Fig. 2

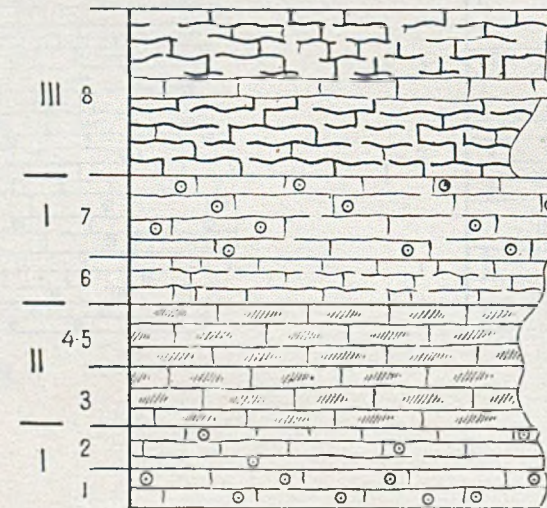


Fig. 3

OBJAŚNIENIE TABLICY IV

Fig. 1

Profil łomiku w E zboczu doliny Płazy w pobliżu Lipowca

Opis warstw na str. 79—80

- Ret
 I — Odpowiedniki warstw lingulowych
 Warstwy gogolińskie dolne
 II — Warstwy z *Pecten discites* i *Dadocrinus kunischi*
 III — „Wapień komórkowy niższy”
 IV — Wapień falisty I
 V — Wapień komórkowy.

Fig. 2

Profil łomu dolomitów w Bolęcinie

Opis warstw na str. 89

- Warstwy gorazdeckie
 I — Dolomity stropowe serii gorazdeckiej, przeławicone —
 II — serią wapieni krystalicznych, stanowiących analog „górnego kryształu” z Płazy
 Warstwy terebratulowe
 III — Ławice wapieni, zawierających rzadkie krynoidy i nieliczne okazy *Coenothyris vulgaris* (prawdopodobne odpowiedniki „głównej ławy krynoidowej” warstw terebratulowych na Śląsku).

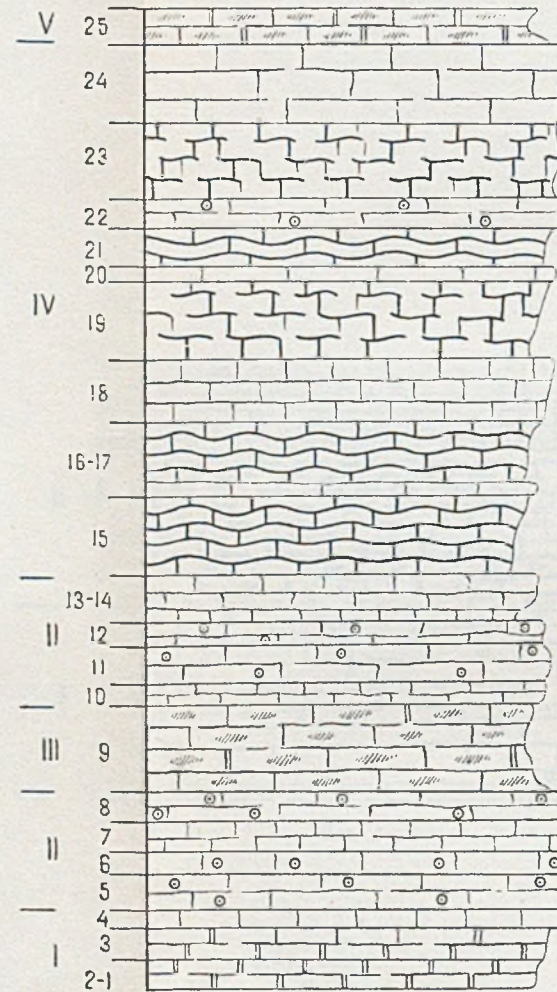


Fig. 1

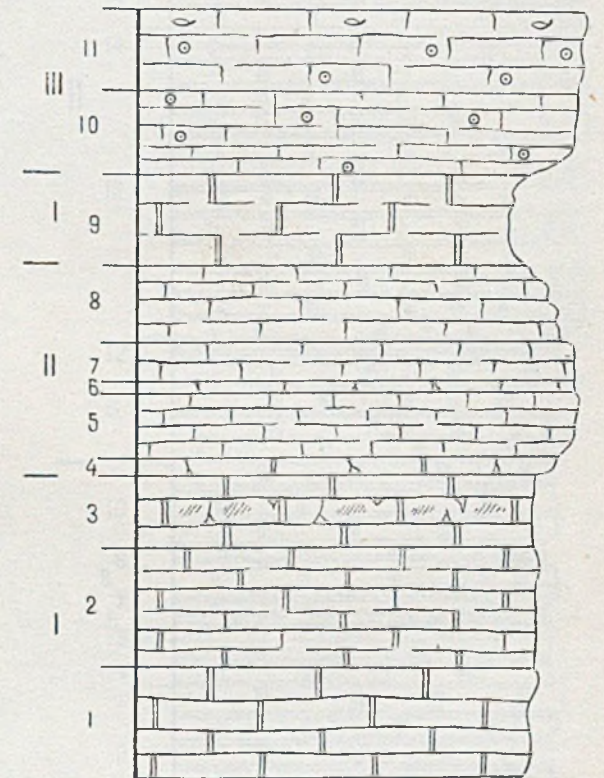


Fig. 2



OBJAŚNIENIE TABLICY V

Fig. 1

Profil łomiku na N od przystanku kolejowego w Płazie

Opis warstw na str. 92

Warstwy terebratulowe

- I — Wapienie drobnokrystaliczne z rzadkimi członami liliowców, stanowiące prawdopodobnie odpowiednik „głównej ławy krynoidowej” poznanej na Śląsku.
 II — Wapienie nieco margliste, o teksturze zbliżonej do falistej, z częstą fauną terebratulową. Ku górze przechodzą one w fację nieco oolitycznych wapieni płytkowych.

Fig. 2

Profil łomu „Pogorzyce — Dolomity“

Opis warstw na str. 111—112

Dolomity kruszczośne

- I — Seria ławic dolomitycznych w części zbliżonych do „dolomitu siewierskiego” Assmanna
 Dolomity diploporowe
 II — Ławice dolomityczne serii diploporowej. W stropie ławica krynoidowa.

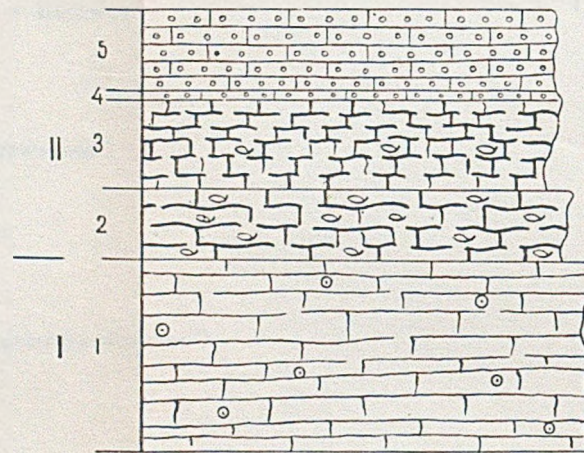


Fig. 1.

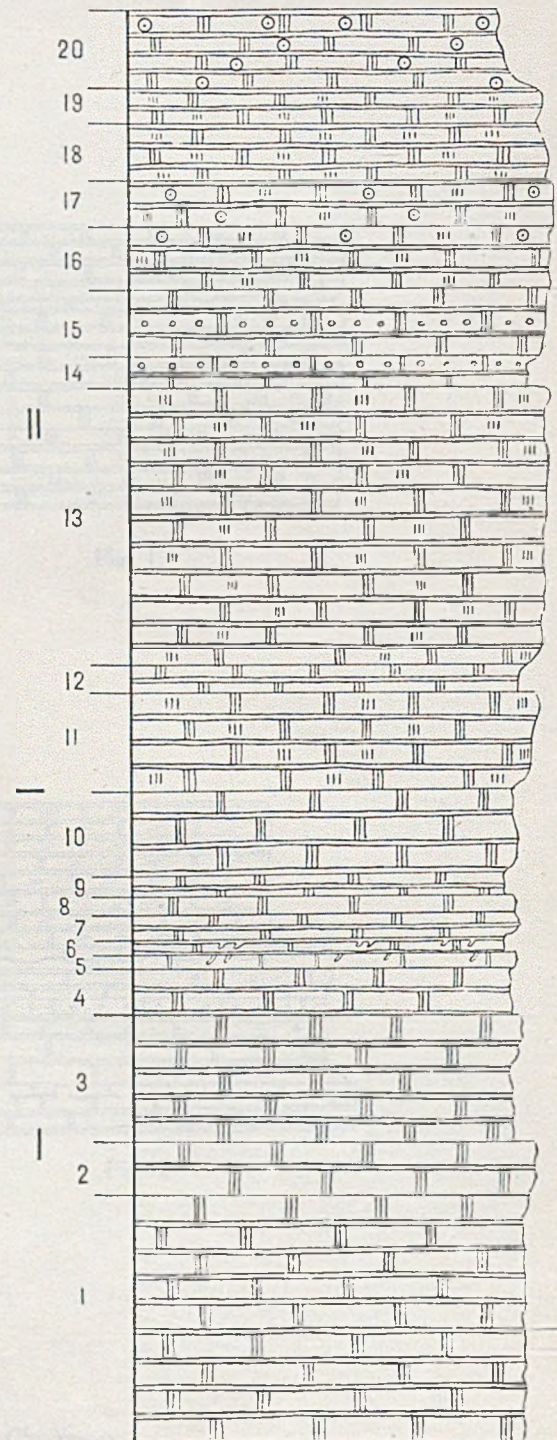


Fig. 2.

OBJAŚNIENIE TABLICY VI

Fig. 1

Profil łomu dolomitów diploporowych w Borowcu

Opis warstw na str. 113—114

Fig. 2

Profil łomu na N od „Fabloku w Chrzanowie“

Opis warstw na str. 115

Środkowy wapień muszlowy

I — Dolomity diploporowe

Górny wapień muszlowy

II — Warstwy z Tarnowic niższe („dolomity płytkowe“).

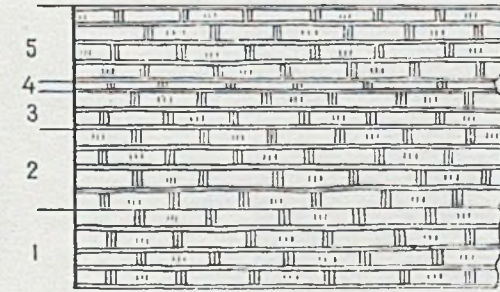


Fig. 1.

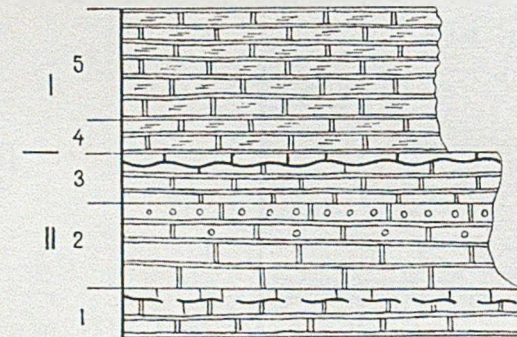


Fig. 2



OBJAŚNIENIE TABLICY VII

Fig. 1

Profil szybu poszukiwawczego w Kościelcu

Opis warstw na str. 120—121

Górny wapień muszlowy

- I — Warstwy z Tarnowic niższe („dolomity płytkowe“)
- II — Warstwy z Tarnowic wyższe (prawdopodobnie po części odpowiedniki serii nadległej)

Fig. 2

Profil warstw boruszowickich w okolicy Kościelca

Opis warstw na str. 121—122 (odnośnie do warstw z Tarnowic wyższych, oraz serii nadległej)

i na str. 124—127 (odnośnie do warstw boruszowickich).

- I — Wapenie zrostkowe odpowiadające zapewne środkowej części górnego wapienia muszlowego (w-wy z Tarnowic wyższe, w-wy z Wilkowic, w-wy z Kolonii Wilkowice)
- II — Warstwy boruszowickie.

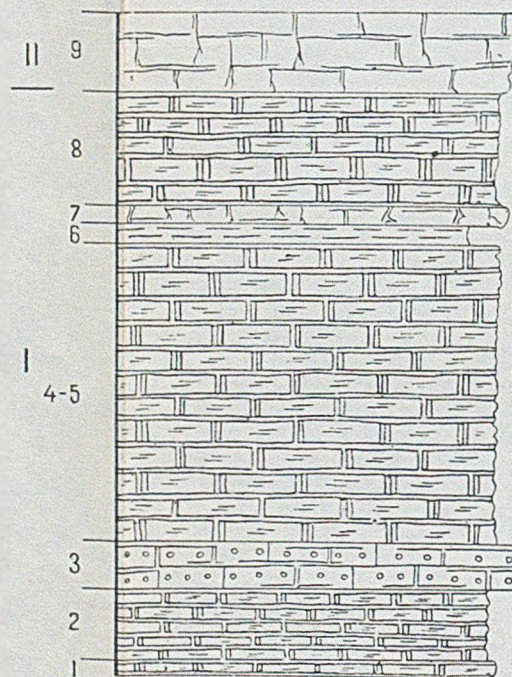


Fig. 1

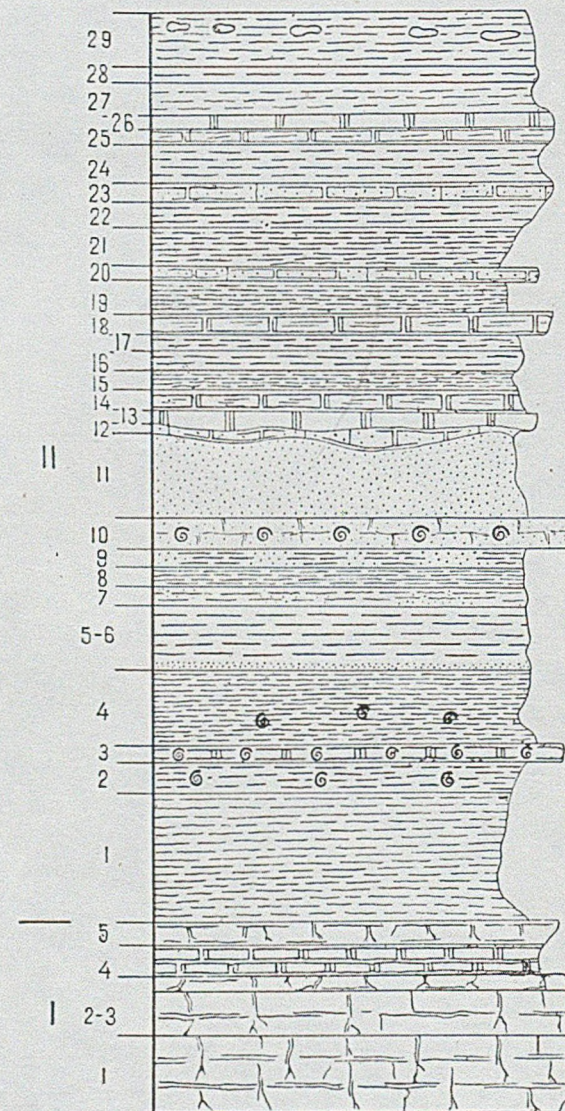


Fig. 2



ROZWÓJ POGLĄDÓW NA STRATYGRAFIĘ TRIASU ŚLĄSKIEGO
ОБЗОР МНЕНИЙ О СТРАТИГРАФИИ СИЛЕЗСКОГО ТРИАСА

Main table with columns for Formacje (Formations), Authors (Eck i Roemer, Wysogorski, Michael, Ahlburg, Bohdanowicz, Michael, F. Różycki, St. Czarnocki, Doktorowicz-Hrebniński, Assmann), and various geological units (Wapień, Margiel, Dolomit, etc.) across different locations (Opole, Tarnowskie Góry, Bytom, Jaworzno, Pogorzysce i Plaza).

1) My употребляем термин „ret“ (прилаг. „ретовый“) на обозначение верхней части пестрого песчаника (по нем. „Röt“), а термин „ret“ (прилаг. „ретский“) на обозначение самой верхней части триаса, между кейпером, а лейасом (по нем. „Rhit“). Рэтский отложения нет в изучаемом здесь районе.

BIBLIOTEKA GŁÓWNA
Politechniki Śląskiej

P 1214/52