

P O L S K A A K A D E M I A N A U K
O D D Z I A Ł W K R A K O W I E
K O M I S J A N A U K G E O L O G I C Z N Y C H

P R A C E G E O L O G I C Z N E
25

S T E F A N Ś L I W I Ń S K I

G E O L O G I A O B S Z A R U S I E W I E R S K I E G O



W A R S Z A W A 1 9 6 4
W Y D A W N I C T W A G E O L O G I C Z N E

Redaktor naukowy (Editor)
Prof. dr inż. Andrzej Bolewski, członek korespondent PAN

Sekretarz naukowy (Secretary)
Dr Witold Żabiński

KOMITET REDAKCYJNY (EDITORIAL COMMITTEE)

| | |
|--------------------------------|-------------------------------|
| Prof. dr Franciszek Bieda | Prof. dr inż. Roman Krajewski |
| Prof. dr Edward Görlich | Prof. dr Jan Kuhl |
| Prof. dr inż. Hubert Gruszczyk | Prof. dr Henryk Orkisz |
| Prof. dr Marian Kamiński | Prof. dr Henryk Świdziński |

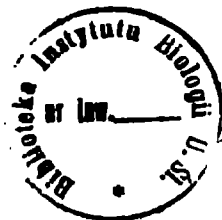
Adres redakcji (Address)

Prof. dr inż. Andrzej Bolewski, Kraków, Aleja Mickiewicza 30, AGH



Maszynopis złożono w redakcji dnia 18. X. 1963 r.

461008



Redaktor wydawnictwa: Teresa Kasztelaniec

W Y D A W N I C T W A G E O L O G I C Z N E — W A R S Z A W A 1964

Wydanie I. Nakład 600+110 egz. Ark. wyd. 7,5. Ark. druk. 5,25 + wkładki. Format B5. Papier druk. sat. kl. III. 80 g 70×100. Maszynopis oddano do składania 26.V.1964 r. Podpisano do druku 9.XII.1964 r. Druk ukończono w grudniu 1964 r. Zam. nr 2320. Z-90-253. Cena zł 22,50.

Szczecińskie Zakłady Graficzne. Szczecin Al. Wojska Polskiego 128.

SPIS TREŚCI

| | Str. |
|--|------|
| Wstęp | 7 |
| Morfologia i hydrografia | 8 |
| Zarys rozwoju poglądów na budowę geologiczną | 10 |
| Stratygrafia i opis warstw | 12 |
| Dewon | 12 |
| Karbon | 16 |
| Perm | 17 |
| Trias | 18 |
| Pstry piaskowiec niższy | 18 |
| Pstry piaskowiec wyższy (ret) | 19 |
| Wapień muszlowy | 21 |
| - - - - - Warstwy gogolińskie | 21 |
| Wapień z Pecten i Dadocrinus | 22 |
| Wapień falisty niższy (poziom I) | 23 |
| Wapień komórkowy | 23 |
| Seria zlepieńcowa | 24 |
| Wapień falisty wyższy (poziom II—III) | 26 |
| Warstwy olkuskie | 28 |
| Wapienie gorazdeckie | 29 |
| Dolomity kruszczońskie | 30 |
| Dolomity siewierskie | 32 |
| Warstwy diploporowe | 32 |
| Warstwy tarnowickie | 35 |
| Kajper | 38 |
| Kajper dolny | 38 |
| Kajper górny | 40 |
| Jura | 42 |
| Retyk | 42 |
| Lias | 42 |
| Warstwy helenowskie | 43 |
| Warstwy polomskie | 43 |
| Warstwy blanowickie | 45 |
| Warstwy lysieckie | 46 |
| Czwartorzęd | 46 |
| Plejstocen | 47 |
| Holocen | 48 |
| Tektonika | 49 |
| Porowatość | 53 |
| Literatura | 54 |
| Резюме | 59 |
| Summary | 67 |

WSTĘP

Obszar objęty opracowaniem, określany jako obszar siewierski, wytyczają miejscowości (począwszy od północy): Brudzowice, Dziewki, Żeliszewice, Poręba, Chruszczobród, Ujejsce, Wojkowice Kościelne, Przeczyce oraz Boguchwałowice (fig. 1)¹. Leży on w północno-wschodniej części Wyżyny Śląskiej. Na wschodzie graniczy z Jurą Polską (S. Z. Różycki 1960).

Obserwacje geologiczne zostały poczynione w odsłonięciach naturalnych, w szybkach, wkopach i na rdzeniach wiertniczych. W ostatnich latach wykonano na tym terenie około 40 wierceń mechanicznych głębszych, 21 płytszych, 50 ręcznych, 15 szybków i kilkadziesiąt wkopów, co w stosunku do kilku otworów z lat międzywojennych pozwoliło na wydatne rozszerzenie badań. Prace rozpoczęto od mapy geologicznej (fig. 1, 10), którą wykonano ze względu na to, że dostępne zdjęcia tego terenu F. Roemera, O. Degenhardta, P. Assmanna i J. Juttnera o podziałce 1:100 000, jak też dokładniejsza mapa S. Doktorowicza-Hrebnickiego, dawały obraz zbyt uproszczony z powodu małej skali. Tekst jest właściwie objaśnieniem do załączonej mapy, ale starano się w nim uwypuklić wykształcenie i przeobrażenie skał zawierających kruszce². Z tego względu poświęcono nieco więcej uwagi węglanowym utworom dewonu i triasu.

We wstępie autor dziękuje za życzliwą pomoc prof. dr S. Jaskólskiemu, doc. dr S. Siedleckiemu, prof. dr M. Rózkowskiej, prof. dr M. Turnau-Morawskiej, prof. dr H. Orkiszowi, dr J. Małeckiemu, mgr M. Kiepurowej, mgr inż. T. Galkiewiczowi i mgr inż. K. Bogaczowi za przedyskutowanie wielu problemów; Przedsiębiorstwu Geologicznemu w Krakowie za ułatwienia w prowadzeniu badań, a Instytutowi Geologicznemu za udostępnienie rdzeni kilku otworów wiertniczych.

¹ Zasięg geograficzny tzw. ziemi siewierskiej był znacznie większy, obejmował na zachodzie Mierzęcice, a na północy Koziegłowy; biorąc jednak za podstawę szczegóły budowy geologicznej, można przyjąć, że w wyżej wyznaczonych granicach mieszczą się elementy określające jego odrębność.

² Dotyczy to kruszców cynku i ołowiu, których opis mineralogiczny i charakterystykę występowania przedstawiono w osobnej rozprawie, mającej się ukazać w Roczniku Pol. Tow. Geol. t. XXXIV.

MORFOLOGIA I HYDROGRAFIA

M. Klimaszewski wyróżnia na obszarze siewierskim trzy główne elementy orograficzno-morfologiczne:

1) „garb” występujący w południowo-zachodniej części arkusza Siewierz, zbudowany z twardych utworów wapienia muszlowego,

2) obniżenie Małej Panwi i Chruszczobrodu, graniczące łukowato z garbem od strony północno-wschodniej, wypreparowane w miękkich utworach kajpru,

3) krawędź płaskowyzu rozprzestrzenionego na północy, wymodelowaną w twardych utworach węglanowych kajpru.

Ten uproszczony szkic morfologiczny wymaga uzupełnienia drugorzędными elementami.

W okolicy Brudzowic i Siewierza, niejako w osi wyszczególnionego obniżenia, występują izolowane wzgórza wydłużone w kierunku W—E. Jedno z nich, Łysa Góra, przylega do wspomnianego garbu koło Siewierza, zweźając dolinę do kilkusetmetrowego przesmyku. Pozostałe obszary wyżynne charakteryzuje brak stromizn i prawie symetryczny kształt pagórków niezależny od nachylenia warstw. Wynikło to z supremacji wietrzenia chemicznego nad mechaniczną niszczącą działalnością wód powierzchniowych. Wapienie i dolomity, łatwo ulegające ługowaniu na obszarze odkrytym, okazały się materiałem równomiernie ustępującym, stąd niewielkie deniwelacje, powierzchnia starcza, choć krajobraz niezupełnie monotony. Dominują dwa pasma: na północy i na południu.

Wyniesienie północne jest w istocie pasmem podwójnym. Jedno wzgórze przebiega równoleżnikowo od Dziewek do Żeliszawic, drugie — od Nowej Wioski do Brudzowic. Przeciętą wysokość wzgórz wynosi 350 m n.p.m. Najwyższy punkt w Brudzowicach znajduje się 368,6 m n.p.m., gdy otaczające doliny są wypreparowane na wysokości 300 m n.p.m.

Pasma południowe (Warpie — Lasy Trzebiesławskie) znajduje się w obrębie wspomnianego garbu. Średnia wysokość wzgórz waha się około 325 m n.p.m., a niekiedy sięga 350 m n.p.m. (Warpie) i 376 m n.p.m. (wzgórza trzebiesławskie). Czarna Przemsza rozcina poprzecznie pasmo do głębokości 300—273 m n.p.m. przy spadku 6‰.

Wymieniona już rozległa dolina Chruszczobrodu i Małej Panwi jest zawodniona, przy czym pokryta barierami wydm. Jej dno znajduje się na wysokości 300 m n.p.m. Przesmyk koło Siewierza dzieli ją na dwie części: północną — bardziej równoleżnikową i południową o kierunku NW—SE.

Dwie główne rzeki tej okolicy, Czarna Przemsza i Mitrega, płyną do połączenia w Sulikowie subsekwentnie po utworach kajpru. Odtąd na terenie monokliny wapienia muszlowego koryto rzeki wije się trochę zygzakowato, obsekwentnie.

Morfologia obszaru w trzeciorzędzie była w ogólnym układzie podobna do obecnej, choć deniwelacje były większe. Dno pradoliny Czarnej Przemszy znajdowało się wówczas w Przeczycach na wysokości 240 m n.p.m., co czyni różnicę wzniesień w stosunku do pobliskiej góry Warpie 110 m. Pra—Przemsza płynęła w trzeciorzędzie inaczej położonym korytem na odcinku Piwoń—Boguchwałowice niż obecnie, przypuszczalnie

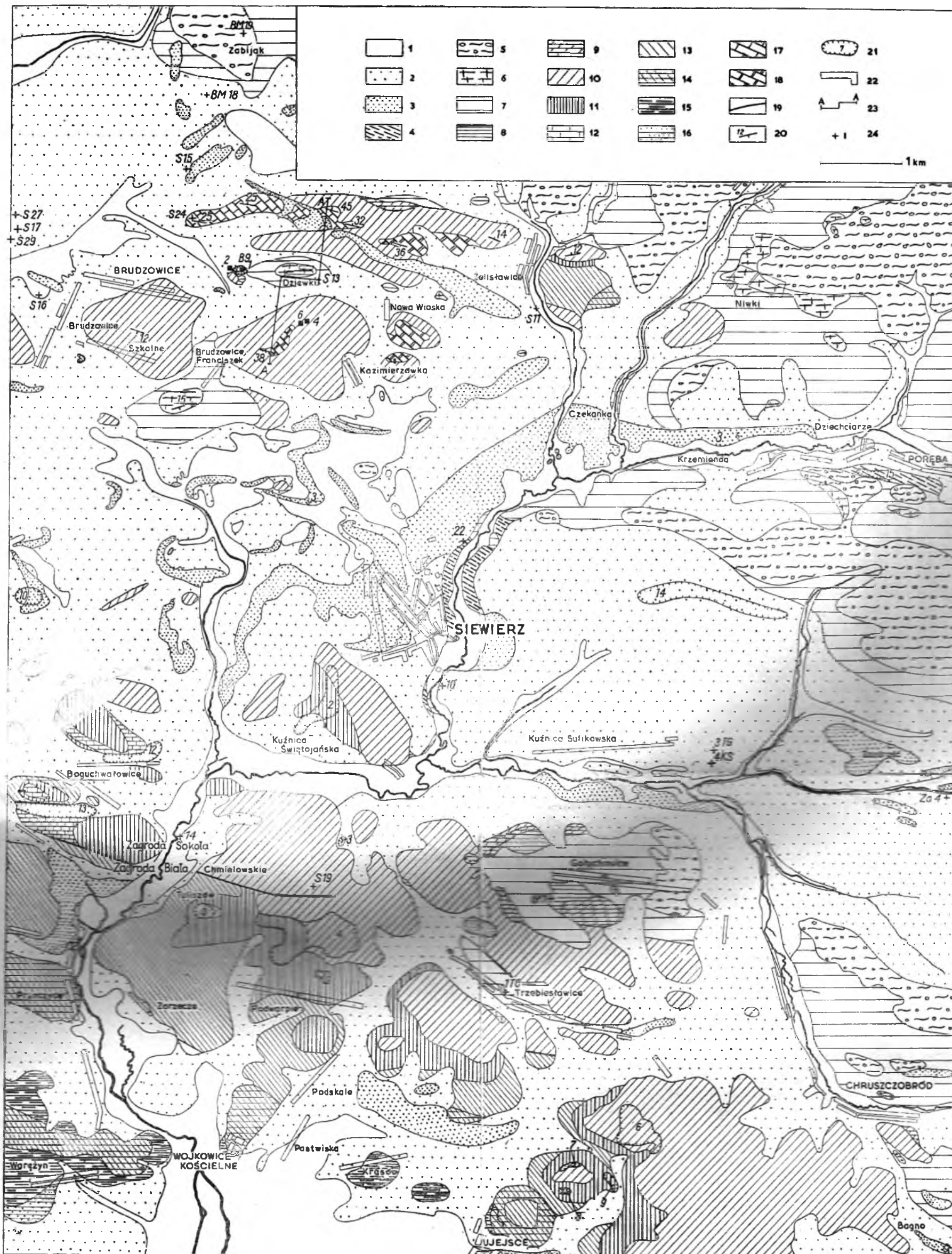


Fig. 1. Szkic geologiczny obszaru siewierskiego

1 — płaski rzeczne, 2 — piaski deluwialne, 3 — piaski wydymowe (czwartorzęd); 4 — warstwy blanowieckie, 5 — warstwy połomskie (łias); 6 — wapienie woźnickie; 7 — ły pstre (kajper); 8 — wapienie, 9 — dolomity płytkowe (górny wapień muszlowy); 10 — dolomity dipoporowe (środkowy wapień muszlowy); 11 — dolomity kruszczońskie, 12 — wapienie gorazdeckie (warstwy olkuskie), 13 — wapienie margliste, faliste i zlepńcowe (warstwy gogolińskie górne). 14 — wapienie krystaliczne, faliste i dolomityczne (warstwy gogolińskie dolne, dolny wapień muszlowy); 15 — dolomity margliste i oolitowe, lokalnie z gipsem (ret, czyli pstry piaskowiec wyższy), 16 — gliny czerwone z wkładami piaskowców (pstry piaskowiec niższy); 17 — wapienie rafowe, 18 — dolomity rafowe (żywet); 19 — uskoki, 20 — upady, 21 — ślady dawnego kopalnictwa (według numeracji 1—9 — rudy ołowiu, 13 — rudy żelaza, 14, 15 — węgla brunatnego), 22 — obszary objęte zwartą zabudową, 23 — linia przekroju, 24 — stanowiska niektórych profili i odkrywek

prosto na zachód omijając Siewierz od północy. Tędy przebiega największe obniżenie pod piaskami czwartorzędu (275 m n.p.m.). Jeżeli koło Siewierza koryto rzeki znajduje się obecnie na wysokości 300 m n.p.m. (w utworach kajpru i liasu), to znaczy, że jest to koryto nowe, wyżłobione po zasypaniu starego piaskami plejstoceniowymi.

J. Lewiński (1914) na obszarze siewierskim wyróżnił 5 poziomów denudacyjnych, z tego 3 (I—III) — w utworach triasowych, a 2 w czwartorzędowych (IV—V lub 1. i 4. taras, fig. 2). Tarasy są dobrze widoczne w dolinie rzecznej obok Krzemiendy, ale co do poziomów przedczwarto-

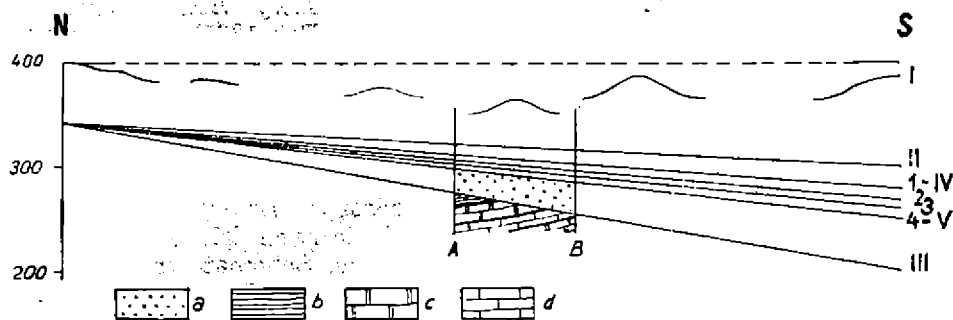


Fig. 2. Korelacja schematyczna V poziomów denudacyjnych i 4 tarasów wyróżnionych przez J. Lewińskiego (w projekcji autora)
I, II, III — poziomy denudacyjne o wysokości, kolejno: 370—390, 300—340, 200—340 m. n.p.m., IV, V — odpowiadające 1 i 4 tarasowi; A—B — stosunki właściwe dla obszaru siewierskiego; a — piaski, b — ilły, c — dolomity, d — wapienie

zędowych sprawa jest niezbyt jasna (przynajmniej na obszarze siewierskim). Wzgórza mają dość różną wysokość, jakkolwiek ich większość oscyluje w granicach wysokości 350—370 m n.p.m., dno zaś najgłębszej doliny znajduje się na wysokości około 250 m n.p.m. (w Przeczycach). Pierwszy poziom odpowiada wcześniejszemu zrównaniu o nachyleniu zachodnim, drugi i trzeci — późniejszemu, ku południowi. Wysokości pośrednie wynikły ze zróżnicowanej odporności skał i predyspozycji tektonicznej. Świadczy o tym zgodność kierunków erozyjnych z liniami tektonicznymi WNW—ESE, w mniejszym stopniu NW—SE. Ogólne nachylenie powierzchni erozyjnej ku południowi³ zostało uwarunkowane usytuowaniem podstawy erozji całego obszaru śląskiego w miocenie⁴.

³ Na południu rozciąga się obszar antykliny tarnowicko-dąbrowsko-krzeszowickiej (J. Lewiński 1914), gdzie wskutek erozji wytworzyło się inwersyjne obniżenie w utworach karbonu. Poprzeczny do kierunku struktur wpływ Czarnej Przemszy i Brynicy świadczy o powolnym dźwiganiu się antykliny i antecedenyjnym wcięciu dolin rzecznych (J. Szafarski 1955).

⁴ Obecne położenie utworów miocenijskich na wysokości 300 m n.p.m. w niecce imielińskiej, 200—250 m n.p.m. zaś w pradolinie Przemszy (na południe od Przeczyc) świadczy o ruchach pionowych w trzeciorzędzie. Podobne wnioski wyciąga S. Alexandrowicz (1959) opisując utwory miocenijskie w Halembie oraz tenże wspólnie z S. Siedleckim (1960) przy interpretacji rowu Zawady.

ZARYS ROZWOJU POGLĄDÓW NA BUDOWĘ GEOLOGICZNĄ

Pierwsze obserwacje o aspekcie mineralogicznym poczynili w drugiej połowie XVIII w. Karsten, Carossi i Ferber. Właściwy początek prac geologicznych na tym terenie przypada na XIX w.

L. v. Buch (1805) jako jeden z pierwszych zaliczył wapienie z Tarnowic i okolic Siewierza do cechsztynu, rozróżniając tzw. *Sohlengestein* i *Dachgestein* (określenia stosowane już wówczas przez górników).

Stanisław Staszic (1815) po raz pierwszy objął ten teren mapą geologiczną, nanosząc na niej wapienie i łupki oraz zaznaczając kopalnie rud żelaza, węgla i ołowiu.

J. B. Pusch oraz W. Schultze stwierdzili triasowy wiek wapieni i dolomitów niemal jednocześnie w 1829 r. (*fide* H. Eck 1865), rozpoczynając niejako właściwe badanie triasu na obszarze śląsko-krakowskim. Pusch początkowo błędnie uważał dolomity kruszczońskie za utwory kajpru, a margle retu — za odpowiednik solonośnej serii środkowego wapienia muszlowego (stąd poszukiwania soli i pierwszy otwór głęboki koło Siewierza w latach 1836—1839).

Następny etap badań geologicznych triasu rozpoczął H. Eck (1865) na podstawie klasycznych prac paleontologicznych Meyera, Beyricha, Dunkera, Seebacha i innych z połowy XIX w. Schemat stratygraficzny H. Ecka przyjęli F. Roemer i O. Degenhardt, a potem R. Michael i inni. W skrócie przedstawia się on następująco:

Górny wapień muszlowy — wapienie rybniańskie (warstwy tarnowickie górne i wilkowickie)⁵.

Środkowy wapień muszlowy — dolomity margliste (warstwy tarnowickie dolne).

Dolny wapień muszlowy — górny wapień falisty:

- dolomity himelwickie (diploporowe),
- wapień mikulczycki (warstwy karchowickie),
- warstwy terebratulowe i enkrinusowe,
- wapienie gorazdeckie,
- niebieski wapień spagowy,
- dolny wapień falisty:
- wapień chorzowski (warstwy gogolińskie),
- wapień jamisty.

Górny pstry piaskowiec — dolomity retu.

F. Roemer po raz pierwszy opisał utwory kajpru na Górnym Śląsku wnosząc pojęcia: brekcji lisowskiej, wapieni woźnickich, węgla blano-wickich, warstw wilmsdorfskich i helenowskich (J. B. Pusch wysuwał zagadnienie kajpru, ale obecności odpowiednich utworów nie udowodnił, *fide* F. Roemer 1870). F. Roemer (1866) stwierdził ponadto dewon w Brudzowicach, Zawierciu i Dębniku.

Michalski, Łempicki, Kontkiewicz, a także K. Bohdanowicz wysuwali zastrzeżenia co do możliwości stosowania schematu stratygraficznego H. Ecka do utworów triasu w paśmie olkusko-siewierskim. Znalazło to odbicie w mapie M. Łempickiego (1 : 100 000), gdzie stratygrafia wapienia muszlowego została uproszczona do wapieni i dolomitów.

K. Bohdanowicz (1910) zaliczył tzw. *niebieski wapień spagowy* do warstw chorzowskich (zgodnie z obecnym poglądem), wbrew J. Wyso-

⁵ W nawiasach nazwy obecne o podobnym znaczeniu stratygraficznym.

gorskiemu uznającemu te utwory za warstwy gorazdeckie. K. Bohdanowicz na długo przed Assmannem stwierdził przypadki dolomityzacji wapieni chorzowskich (gogolińskich) w strefie tektonicznej Bolesław — Sławków — Warpie.

J. Ahlburg (1906) wykazał na podstawie fauny i flory (glony), że dolomity himelwickie (diploporowe) oraz dolomitowe odpowiedniki warstw mikulczyckich i terebratulowych na obszarze śląsko-krakowskim są stratygraficznym równoważnikiem piętra ladyńskiego w Alpach. Na tym oparł się P. Assmann i zniżył dolną granicę środkowego wapienia muszlowego do spągu dolomitów diploporowych (1926a), a w 1944 r. jego granicę górną — do podstawy dolomitów tarnowickich. Obie granice autor ten uzasadnił masowym pojawieniem się, a następnie wygaśnięciem fauny (jak i glonów) oraz różnicą litologiczną.

F. Różycki (1924) oznaczył faunę wapienia muszlowego na obszarze na zachód od Siewierza. Wydzielił on kilka poziomów faunistycznych, które w praktyce nie znalazły większego zastosowania ze względu na sporadyczność fauny i brak korelacji z poziomami litologicznymi.

Cz. Kuźniar (1932) podał zarys wykształcenia dolomitów diploporowych i kruszczośnych na obszarze siewierskim, sprecyzował koncepcję dolomityzacji i zaproponował metodę rozróżniania dolomitów, opartą na zasadzie zawartości tlenu magnezu. Oryginalne było twierdzenie tego autora o występowaniu galeny w dolomitach diploporowych (właśnie w okolicy Siewierza).

S. Siedlecki (1948) przyjmując schemat stratygraficzny P. Assmanna uogólnił go dla całego obszaru śląsko-krakowskiego. Nie poparł on assmannowskiej koncepcji dolomitów siewierskich twierdząc, że dolomity tego typu mogą występować w różnych poziomach dolomitów kruszczośnych, jeśli tylko znajdują się w warunkach wychodni (np. w Płazie).

H. Gruszczak (1956) wyraził pogląd o zróżnicowaniu facjalnym morskich utworów triasu śląsko-krakowskiego. Jego zdaniem, zaznacza się zonalność wykształcenia wapienia muszlowego względem ośrodka olkuskiego, gdzie w centrum występują dolomity, a na peryferii wapień. Nie pasujące do tego schematu wapień z Boguchwałowic, uznane przez Assmanna i Kuźniara za karchowickie, autor ten chciałby widzieć w poziomie warstw gogolińskich.

H. Senkowiczowa (1959) wypowiedziała się za zaliczeniem warstw tarnowickich do środkowego wapienia muszlowego. Autorka, podobnie jak dawniejsi geolodzy, podnosi rangę litologicznego podobieństwa dolomitów tarnowickich do solonośnej serii środkowego wapienia muszlowego Niemiec. Z tych samych względów nie widzi ona uzasadnionej granicy między wapieniem muszlowym a retem (podobieństwo litologiczne).

Młodszych formacji geologicznych, zwłaszcza kajpru i liasu, dotyczy monograficzna praca J. Znoski (1955), w której autor udowodnił liasowy wiek węgla blanowickich i dokonał rozdziału retyko-liasu.

Utwory czwartorzędowe opisywali: J. Lewiński (1914) i S. Doktorowicz-Hrebnicki (1935), a na sąsiednim terenie, w dolinie Kłodnicy, A. Jahn (1955).

O skałach magmowych komunikowali: J. Samsonowicz i S. Małkowski (1928), T. Wieser (1957), W. Ryka i H. Sylwestrzak (1960) oraz autor (1960, 1960a).

W zakresie geologii złóż rud cynku i ołowiu, mimo obszernej literatury, zaznaczył się niewielki postęp. Od czasów Puscha geolodzy wypowiadają poglądy bądź o hydrotermalnym, bądź osadowym pochodzeniu kruszców. Z ostatnich prac traktujących o osadowej genezie siarczków należy wymienić rozprawę K. Keila (1956), H. Gruszczyka (1956a), F. Ekierta (1959) i K. Seidla (1960). Zbliżone poglądy na tę sprawę wyrażali: G. C. Amstutz (1959), O. Oelsner (1959), E. Schroll (1955), F. Hegemann, M. M. Konstantinow, N.M. Strachow i in.

Jednocześnie utrzymuje się nadal pogląd o hydrotermalnej genezie kruszców cynku i ołowiu. Uzasadnia się go teoretycznie i popiera przykładami wielu złóż, głównie w Stanach Zjednoczonych AP i ZSRR (A. G. Bietiechtin 1955; F. J. Wolfson, D. S. Korżynski 1955; H. Ch. Behre 1958; E. Ohle 1959; R. M. Garrels 1941; W. H. Newhouse 1933, 1942; H. Scheiderhoehn 1953 i in.).

Duże znaczenie dla wyjaśnienia genezy złóż rud cynku i ołowiu mają badania geochemiczne, które prowadzili na złożach tego typu w Bułgarii J. S. Minčeva (1961), w Austrii E. Schroll (1955), a w Polsce Cz. Harańczyk (1957, 1962). Wiele materiału do dyskusji o genezie tego typu złóż dostarczają wiercenia, sięgające często do utworów paleozoicznych.

STRATYGRAFIA I OPIS WARSTW

W budowie geologicznej obszaru siewierskiego uczestniczą formacje (piętra i poziomy) przedstawione w tabeli 1.

Poszczególne okresy dzielą luki stratygraficzne, tylko o kontakcie dewonu z karbonem brak informacji. Krótkotrwała luka o znaczeniu lokalnym zaznacza się również między utworami wapienia muszlowego i kajpru. Najdłuższa przerwa w sedymentacji istniała między jurą a czwartorzędem. Problematiczne utwory trzeciorzędu stanowią wątpliwy ślad sedymentacji lądowej tego długiego okresu. Dłuższą przerwę w sedymentacji morskiej wyznaczają lądowe utwory permu i pstręgo piaskowca. Oba te wielkie okresy lądowe wiążą się z orogenezą waryscyjską i alpejską. Tyle że pierwsza przerwa była okresem silnej sedymentacji lądowej (zrównywanie przedpola świeżo wypiętrzonych gór), a druga wskutek ruchów podnoszących wyraziła się erozją.

DEWON

Utwory dewonu występują na powierzchni terenu w trzech odosobnionych odsłonięciach (Brudzowice, Dziewki, Nowa Wioska). Otworami wiertniczymi stwierdzono znaczny ich zasięg, co pozwoliło powiązać oddzielne występowania we wspólną strukturę geologiczną (fig. 1, 10, 11). W rezultacie zarysowały się dwa pasma utworów dewońskich, wydłużone równolegle w kierunku E—W. Pasma północne, którego fragment odsłania się na powierzchni obok miejscowości Dziewki (fot. 2), jest zbudowane z wapieni. Tylko na wschodnim jego krańcu, nieopodal Żeliszawic występują dolomity. Pasma południowe jest z kolei dolomitowe, z wkładkami iłóupków i margli dolomitycznych koło Nowej Wioski. Wapienie

Stratygrafia okolic Siewierza

| Okres System | Epoka Oddział | Wiek Piętro (facja) | Wykształcenie |
|--------------|----------------------------|---------------------|--|
| Czwartorzęd | Holocen | | Piaski i mulki rzeczne |
| | Plejstocen | Würm | Piaski eoliczne, rzeczne i ily warwowe |
| | | Riss | Piaski fluwioglacjalne i gliny morenowe z otoczkami granitów |
| | | Mindel | Mulki z otoczkami wapieni i dolomitów |
| Trzeciorzęd | | | Piaski, boksyty i limonity |
| Jura | Dolna | W-wy łysieckie | Iłolupki i piaski drobnoziarniste |
| | | W-wy blanowickie | Mulki kaolinowe, piaskowce i ily z węglem |
| | | W-wy połomskie | Żwiry i piaski z kaolinem |
| | | W-wy helenowskie | Iłolupki seledynowe z syderytem |
| | | Retyk | Glinki kaolinowe, brekcje iłowe i ily z pirytem |
| Trias | Górny (kajper) | Górny | Ily, wapienie, brekcje wapienne i piaskowce |
| | | Dolny | Iłolupki węgliste, piaskowce, wapienie i dolomity |
| | Środkowy (wapień muszlowy) | Górny | Dolomity margliste i wapienie |
| | | Środkowy | Dolomity pseudo- i oolitowe |
| | | Dolny | Dolomity, wapienie, wapienie margliste i zlepieńcowe |
| | Dolny (pstry piaskowiec) | Wyższy (ret) | Dolomity margliste i oolitowe, wapienie i margle z gipsem |
| | | Niższy | Ily i piaskowce |
| Perm | | | Piaskowce, zlepienie i ily z gipsem; otoczaki skał wulkanicznych |
| Karbon | Górny | Namur | Iłolupki i piaskowce płytkowe; żyły porfirytów |
| Dewon | Środkowy | Żywet | Wapienie, dolomity i margle dolomityczne; żyły lamprofirów i brekcji wulkanicznych |

stwierdzono daleko na południu na jego krawędzi, w profilu wiertniczym S8 (głębokość 191,5 m, fig. 10).

Wyszczałcenie dolomitów dewońskich jest monotonne, podobnie jak dolomitów ze Zbrzy. Są to utwory krystaliczne, ziarniste, ciemnoszare z odcieniem fioletowym, nieco bitumiczne (0,055% C_nH_{2n+2}), gruboławicowe, gęsto pocięte płaszczynami kliważu. Z fauny częste są amfipory i korale. W Brudzowicach występują licznie: *Hexagonaria hexagona*, nieokreślone bliżej tabulaty, poza tym stromatopory (*Heliolites porosa* Goldf., *Amphipora ramosa* Phill.) i ramienionogi, jak *Stringocephalus burtini* Defr. Fauna wskazuje na żywet.

Wzgórze dolomitowe w Nowej Wiosce zawiera progi i obniżenia, usytuowane zgodnie z biegiem warstw E—W. Wynikło to z nierównomiernej odporności na wietrzenie i erozję utworów dewońskich. W obniżeniach występują gliny czerwone, a głębiej łupki i margle dolomityczne zgodnie ułożone między ławicami dolomitów rafowych. W następnym, większym i szerszym obniżeniu znajdującym się dalej na południu, pod piaskami występują czerwone ility nieustalanej przynależności stratygraficznej (S. Śliwiński 1956). W dolomitach Nowej Wioski przeważają amfipory i korale (*Tabulata*). Najniżej w odsłaniającym się profilu występują ramienionogi, trudne do określenia z powodu rekrytalizacji; według F. Roemera (1866) jest to *Uncites gryphus*. Nieco wyżej znajduje się wkładka wspomnianych łupków czerwonych o miąższości kilku metrów. Łupki przechodzą stopniowo ku dołowi i w górę w dolomity ilaste zielonawoszare, gładko laminowane. Utwory te nie wykazują śladów fauny. Dopiero leżące wyżej dolomity rafowe są tabulato-amfiporowe. W Gogolczyk (1956) stwierdziła tu dwie odmiany *Amphipora*, różniące się grubością gałązek. Odmiana drobnogałązkowa występuje wyżej, nad grubogałązkową. Autorka określiła ją jako *Amphipora pervesiculata* Lecomp t.

Dalsza grzęda dolomitów rafowych z *Amphipora ramosa* znajduje się w kontakcie klawym z utworami wapienia muszlowego.

Wapień pasma północnego w Dziewkach są mało zróżnicowane. Z reguły są to wapień masywne gruboławicowe (0,5—2,5 m) bez płaszczyn podzielnosci, zawierające stylolity i faliste przemazy ilaste, ale są też i cienkie ławice. Wapień na świeżym przełamie jest matowy, chropawy, ciemnoszary, drobnodziarnisty lub zbity. W związku z mniejszą twardością, a większą sprężystością w stosunku do dolomitów, wapień są mniej spękane, za to bardziej prawidłowo. Płaszczyny ciosu są pokryte korą kalcytową. W wapieniach o charakterze rafowym występują masowo korale i stromatopory, a nierzadko też ramienionogi (*Stringocephalus burtini* Defr. oraz *Atrypa reticularis* Lin.). Korale tworzą kolonie oraz występują pojedynczo, przeplatając się ze zwojami *Amphipora ramosa* Phill., z bochenkowatymi stromatoporami i licznymi tabulatami.

F. Roemer (1870) wymienia z tego odsłonięcia:

Stromatopora polymorpha

Cyathophyllum hexagonum

Calamopora lub *Alveolites*

Heliolites porosa Goldf.

Calamopora cervicornis (C. *polymorpha* var. *cervicornis* Goldf. lub

Favosites cervicornis Edw. et Haim.)

Calamopora filiformis n. sp.

Alveolites suborbicularis
Cytophyllum cf. ceratites
Stringocephalus burtini Defr.

Na podstawie tego ostatniego autor ów zaliczył wapienie z Dziewek do żywetu.

G. Gürich (1896) zrewidował oznaczenia F. Roemera następująco:

Alveolites polypora Frech.
Heliolites porosa Goldf.
Hexagonaria laxa Gür.
Echiniid genus (Radioli)
Martinia inflata Schnur.
Atrypa reticularis Lin.
Stringocephalus burtini Defr.
Stromatopora beuti Nich.
Parallelopora capitata Nich. var.
Parallelopora aff. dartingtonensis Nich.
Stachiodes verticillata Nich. var. *latestellata*
Sphaerostroma exiguum n. gen. n. sp.
Amphipora ramosa Phill.
Striatopora cristata Blum.
Plagiopora dziwkiensis Gür.

G. Gürich podkreślił współwystępowanie *Stringocephalus burtini* Defr. z *Amphipora ramosa* Phill., potwierdzając tezę F. Roemera o przynależności wapieni z Dziewek do żywetu. Nie poruszył on jednak wieku dolomitów z Nowej Wioski i Brudzowic, z czego można wnioskować, że ich występowania nie znał, a oznaczenia dokonał prawdopodobnie na okazach ze zbiorów Roemera⁶.

W środkowej części pasma występują wapienie krystaliczne bardziej drobnoziarniste, zbite, o przełamie gładkim, zbliżone do wapieni litograficznych. Prócz członów liliowców trudno zaobserwować faunę typowo żywecką. W profilu wiertniczym W6 do głębokości 100 m występują niezmiennie wykształcone wapienie, niewątpliwie żyweckie, z małą ilością fauny. Podobne wapienie, tylko z krynoidami, nawiercono w otworze S24 poniżej wapieni rafowych. Na głębokości 27—44 mm stwierdzono poza tym czerwone produkty glinkowe, mogące stanowić residuum zwierztałych skał magmowych. Niżej i wyżej wapienie są częściowo zdolomityzowane. Opodal tego miejsca na powierzchni występują wśród wapieni nieregularne gniazda i pnie dolomitów, z pozoru podobnych do dolomitów kruszczoonych triasu. Mają one nieduże wymiary poprzeczne, wydłużone WNW—ESE. Miąższość ich jest bardzo duża (kilkadziesiąt metrów). Kontakty ze skałą wapienną są dyfuzyjne, nieostre ani nieregularne, przekątne do uławicenia wapieni. Dolomity są szare, cukrowate, krystaliczne, drobnoziarniste, zbite, migocące, twarde, o przełamie chropawym.

⁶ Oznaczenia F. Roemera i G. Güricha można obecnie uważać za przestarzałe, w związku z czym zachodzi potrzeba ponownego opracowania fauny. Jak mi wiadomo, zadanie to podjęła prof. dr M. Rózkowska ze współpracownikami. Na razie W. Gogolczyk opracowała amfipory, z czego zdają się wynikać interesujące wnioski stratygraficzne. *Amphipora pervesiculata* Le compt występująca, zdaniem autorki, w Belgii i Górach Świętokrzyskich we franie nie bardzo pasuje w Nowej Wiosce do żywetu. Jednak autorka dyskusji tej nie podjęła i wydaje się, że chyba słusznie, skoro nie opracowano koralii.

W stanie zwietrzałym są brunatne, porowate, kruche, wapniste. Nie wykazują one warstwowania, tylko silne spękanie. W kontakcie z wapieniem rysują się w dolomicie niezupełnie zatarte korale.

Profil otworu S17 daje pełniejszy obraz wykształcenia utworów węglanowych żywetu, jak dotychczas nie przewierconych. Od 46 do 100 m występują tam wapienie bez fauny, miejscami zdolomityzowane. Na głębokości 81—93 m zachodzi mineralizacja siarczkowa z cynkiem i ołowiem w paragenezie z kalcytem. Wyróżniono dwa rodzaje kalcytu: białoróżowy i białozielony, tworzące druzy i żyły o miąższości kilkunastu centymetrów. Kalcyt białoróżowy poprzedza mineralizację siarczkową, wiążąc się z dolomityzacją, białozielony zaś jako ostatni wiąże się z samą mineralizacją. Dolomity są wykształcone podobnie do poprzednio opisanych, jednak są one bardziej ciemnoszare, niemal czarne, przesycone blendą cynkową i pirytem. Niżej występują wapienie i dolomity rafowe bez kruszców. Do głębokości około 190 m wkładki wapienne wśród utworów węglanowych zajmują tylko 20%. Do 202 m występują wapienie ciemnoszare, margliste, bitumiczne, z rozproszonym pirytem. Dolomity środkowej części opisywanego profilu są typowo rafowe z koralami i *Stringocephalus burtini* D e f r. Przejścia litologiczne w obrębie skał węglanowych są ciągle, nieostre, plamiste.

Uwzględniając dane z profilu S17 oraz twierdzenie P. Assmanna (1944) o nawierceniu dolomitów żyweckich w Krzemieniu na głębokości 204—418,8 m, jak też sytuację topograficzną opisywanych skał na powierzchni, miąższość utworów żyweckich można oceniać na około 500 m. W niższej części są to dolomity rafowe i wapienie, w wyższej — wapienie rafowe i dolomity epigenetyczne. Przypuszczalna miąższość wydaje się być zgodna z oceną J. Czarnockiego (1950) dla Gór Świętokrzyskich i uzasadniona teżą M. Pajchlowej (1959) o jednolitości facji dewonu kieleckiego i krakowsko-siewierskiego.

KARBON

Na północ od Dziewek w miejscowości Zabijak nawiercono poniżej 240,5 m (do 254,7 m) piaskowce drobnoziarniste zielonawoszare, laminowane, z wkładkami łupków zawierających detrytus węglisty. Drobne ziarna kwarcu i miki łączy spoiwo ilasto-żelaziste. Upad warstw jest znaczny, wahający się około 50°.

W Hucie Starej nawiercono łupki i piaskowce mułowcowe czarne z wkładkami wapieni krynoidowych (251—502 m). Na głębokości 302,5—305,3 i 313,5—319,0 m przewiercono dwie żyły porfiru. Warstwy zapadają stromo, niemal pionowo, wykazując lustra tektoniczne⁷.

Podobne utwory łupkowe z żyłą lamprofiru nawiercono w Głazówce koło Łaz (F. Rutkowski 1928). Od 332 do 528 m stwierdzono monotonną serię czarnych łupków z niewielką ilością piaskowców zawierających Po-

⁷ Stratygrafia utworów paleozoicznych z Huty Starej nie została dotychczas opracowana. Wstępne dane zaczerpnąłem z materiałów archiwalnych Górnośląskiej Stacji Terenowej Instytutu Geologicznego. J. Znosko (1960) cytuje opinię S. Doktorowicza-Hrebnickiego, że jest to namur dolny.

sidonia becheri, a więc reprezentujących kulm. Pomiar stratymetryczny upadu warstw wykazał nachylenie 18° ku NW.

Około 6 km na wschód od Huty Starej, w Mrzygłodzie występują płytko pod utworami triasu czarne łupki paleozoiczne mniej lub więcej zmetamorfizowane, z wkładkami piaskowców drobnoziarnistych. Zawierają one dajki diabazów, porfirów i sille albitofirów (T. Wieser 1957). Wiek nawierconej serii łupkowo-piaskowcowej określił F. Ekiert (1957) jako westfal A (podobno na podstawie *Sphenopteris hoeninghausi* i *Mariopteris acuta*)⁸.

Wobec braku opracowania paleontologicznego utworów z Zabijaka i Huty Starej trudno ustalić ściśle ich pozycję stratygraficzną. Dotyczy to tylko odpowiedniego poziomu w obrębie karbonu. Ogólna ich przynależność do tej formacji nie budzi wątpliwości. Stwierdzenie tego faktu ma duże znaczenie, gdyż daje perspektywę znalezienia karbonu produktywnego na północ od występującego dewonu w Brudzowicach i ułatwia rekonstrukcję struktur hercyńskich.

PERM

Na północ od pasma dewońskiego w Dziewkach stwierdzono we wspomnianym już Zabijaku (na głębokości 237,8 m) i w Hucie Starej (głębokość 241,2 m) warstwę czerwonej brekcji o miąższości 3 i 10 m, złożoną z ostrokrawędzistych okruchów mułowców i łupków piaszczystych. Materiał klastyczny pochodzi niewątpliwie z karbonu. Spoiwem jest substancja ilasto-marglista z gruzłami różowego gipsu. Jakkolwiek nie jest to utwór typowy dla znanych dotychczas osadów permskich, to jednak zaliczenie go do permu zdaje się być najwłaściwsze. Spoczywa on niezgodnie na utworach karbonu i jest przykryty utworami triasu (ret). Przynależność do utworów pstręgo piaskowca musi być wykluczona ze względu na brak selekcji materiału klastycznego, niemal zupełny brak kwarcu i kaolinu, a obecność różowego gipsu. Utworów podobnego typu w pstrym piaskowcu dotychczas nie stwierdzono.

W 1839 r. wykonano obok Siewierza (3000 kroków na wschód od osady — J. B. Pusch 1881) otwór udarowy w poszukiwaniu soli. Na głębokości 215—300 m stwierdzono wówczas gliny i konglomeraty piaszczysto-gliniaste z bułami wapienia, dolomitu i rogowca, a niżej z okruchami porfiru i melafiru. U góry w czerwonych glinach zaobserwowano gipsy. Zdaniem Puscha identyczne utwory nawiercono w tym samym czasie w Tucznej Babie (fig. 11). W obu tych miejscowościach utworów permskich nie przebito, a zatem i miąższość ich pozostała nieznaną (w Tucznej Babie przekraczająca 140 m).

Utwory permskie opisywał F. Rutkowski (1928) w Głazówce. Zgodnie z przedstawionym profilem na głębokości 247,2—301 m występują zlepieniec złożone z ułamków wapieni paleozoicznych i porfirów. F. Rutkowski na podstawie obecności wkładek gipsów ze śladami soli zaliczył

⁸ S. Siedlecki znalazł w jednym z otworów graptolity, które według oznaczeń H. Tomczyka wskazują na dolny sylur (gotland).

te utwory do cechsztynu. W czerwonym spągowcu umieścił jedynie piaskowce pstre o miąższości 20 m, ze względu na ich podobieństwo do piaskowców karniowickich. Biorąc pod uwagę że piaskowce karniowickie zostały uznane obecnie za karbon (S. Siedlecki 1951), stratygrafię pstrych utworów w ujęciu F. Rutkowskiego należy uznać za wątpliwą. Utwory stefañskie nie mogą leżeć na kulmie. Wypada raczej przyjąć, że piaskowce i konglomeraty z gipsem i śladami soli są utworami perm-skimi — czerwonego spągowca.

Utwory piaszczysto-gliniaste z wkładkami konglomeratów wapiennych i porfirowych o dużej miąższości nawiercono kilkanaście kilometrów na zachód od Siewierza, w Bibieli, Żyglinie, Miasteczku i dalej, w Lasowicach i Strzybnicy (R. Michael 1914). W Żyglinie, Miasteczku i Strzybnicy nie przebito ich do głębokości: 530, 490 i 657 m, co wskazuje, że miąższość utworów perm-skich przekracza tam 300 m.

Występowanie w konglomeratach perm-skich okruchów skał porfirowych (Głazówka, Siewierz, Lasowice koło Tarnowskich Gór) wskazuje na działalność wulkaniczną w tym okresie. Z tym samym cyklem wulkanicznym należy zapewne wiązać żyły lamprofirów (S. Małkowski 1928, 1954) i brekcje porfirowe w wapieniach dewońskich (S. Śliwiński 1960, 1960a).

Morskich utworów perm-skich na obszarze siewierskim nie stwierdzono, w związku z czym w cechsztynie przyjmuje się hiatus. W paśmie o szerokości 3 km w okolicy Brudzowic i Żeliszawic i dalej po biegu WNW—ESE nie stwierdzono żadnych utworów perm-skich, nawet łądowych. Był to więc obszar erozji-próg ustawicznie ścinany, którego materiał skalny został zniesiony w permie do szerokiej i długiej rynny znajdującej się na południu.

TRIAS

PSTRY PIASKOWIEC NIŻSZY

Dane z odsłoneń i profili wiertniczych nie pozwalają na pełną charakterystykę utworów niższego pstrego piaskowca. Na obszarze wychodni w Wareżynie brak odsłoneń naturalnych. Luźne okruchy piaskowca w glebie, jak też ukazujące się tu i ówdzie czerwone gliny pozwalają zaledwie przypuszczać, że jest to wykształcenie typowe dla obszaru ślesko-krakowskiego. Piaskowce są drobnoziarniste, żółte, mało zwięzłe, niemal sypliwe. Większy udział mają gliny, tworzące dno podmokłej doliny. Wiercenia dostarczyły niewiele materiału, gdyż były w tych utworach zatrzymywane. W Tuliszowie i w Trzebieszawicach kontynuowano wiercenie w czerwonej glinie do 1—2 m. Nawiercone utwory zawierały z reguły liczne ziarna kwarcu (1—3 mm). Utwory te przebił natomiast otwór inż. Rosta w latach 1836—1839, ale profil J. B. Puscha daje nikłe wyobrażenie o ich wykształceniu i miąższości (co prawda otwór udarowy mógł stwarzać trudności w rekonstrukcji profilu).

Na obszarze północnym (Burdzowice, Dziewki) brak utworów niższego pstręgo piaskowca oraz permu⁹. Na dolomitach i wapieniach dewonu leżą bezpośrednio morskie osady triasu.

PSTRY PIASKOWIEC WYŻSZY (RET)

Wykształcenie utworów retu na obszarze siewierskim, jak na całym obszarze śląsko-krakowskim, jest na ogół jednolite. U dołu są to margle ilaste, wyżej — dolomity margliste, a u góry wapienie i dolomity wapienste. Wkładki wapieni trafiają się sporadycznie w całym profilu retu, ale wyraźna wapienność dolomitów zaznacza się tylko u góry.

Bezpośrednio na pstrych utworach niższego pstręgo piaskowca spoczywają margle łupkowe niebieskawozielone, często z wkładkami piaskowców ilastych. Są to niewątpliwie utwory morskie. Wykazują gładką laminację z oznakami falistego zaburzenia sedymentu (spływy). Granica z utworami lądowymi niższego pstręgo piaskowca jest ostra, chociaż jej sens stratygraficzny jest wątpliwy. Zielone margle retu zawierają lokalnie 1—2 wkładki takich samych jak w spągu czerwonych utworów ilastych (Tuliszów, profil XI). Nasuwa to przypuszczenie o asynchroniczności granicy stratygraficznej z litologiczną¹⁰. Celowe jest zaliczyć do retu utwory czerwone (lądowe) i zielone (morskie), wzajemnie przełamujące się. Decydujące jest zatem pojawienie się pierwszych wkładek utworów morskich. Zazębianie się utworów morskich z lądowymi świadczy o powolnym wahającym się postępie transgresji morskiej w triasie. To samo wynika z braku zlepieńców podstawowych. Miąższość utworów marglistych, stanowiących niejako najniższą część retu, waha się od kilku do 10 m.

Wyższy poziom reprezentowany jest przez dolomity margliste. Utwory te są tak charakterystyczne, że decydują o litologicznym obliczu wyższego pstręgo piaskowca na dużym obszarze Europy (w basenie germańskim, a także na obszarze Tetydy, co miałem możność obserwować swego czasu w Bułgarii). Powszechnie są to dolomity popielatoszare, margliste, mało związane, jamisto-porowate. Struktura wybitnie organogeniczna, tekstura laminarna lub oolitowa, częste są wzory marmurkowe — niebieskawoszare plamki na popielatym tle.

W dolnej części tej środkowej niejako partii retu występują lokalnie ewaporaty. W Tuliszowie zajmują one odcinek profilu około 11 m,

⁹ S. Alexandrowicz i S. Siedlecki (1960), podając regionalny zasięg utworów niższego pstręgo piaskowca, prowadzą na obszarze siewierskim strefę stopniowego ich wyklinowania. Interpolacja taka między Toszkiem a Burdzowicami zdaje się nasuwać wątpliwości. Jest bardziej prawdopodobne, że już u podstawy wypiętrzenia brudzowickiego, na obszarze rynnny permskiej miąższość utworów niższego pstręgo piaskowca jest znaczna, zapewne około 20—30 m.

¹⁰ Zjawisko przetawiania się różnorodnych litologicznie utworów pstręgo piaskowca, stwierdzone już przez H. Ecka (1865), a ostatnio potwierdzone przez F. Ekierta (1959), wskazuje na zazębianie się utworów o facji lądowej i morskiej. Dawniej zaliczano czerwone utwory do retu (H. Eck 1865) bądź do permu (R. Michael 1914). P. Assmann (1933) zaliczył je do niższego pstręgo piaskowca, wprowadzając dla nich nazwę „warstw ze Świerklańca” (*Neudeckerschichten*). Podobnie ujęli te utwory S. Siedlecki (1952) i K. Łydka (1956).

a w Zabijaku — 18 m. Są to pakiety ilasto-dolomityczne z niezliczoną ilością wkładek gipsu krystalicznego lub włóknistego, szarego lub białego. Miąższość wkładek gipsowych jest rozmaita, od kilku milimetrów do kilku lub kilkunastu centymetrów. Facja gipsowa rozprzestrzenia się od Tarnowskich Gór przez Siewierz do Błędowa, na terenie najbardziej w recie obniżonym. Na obszarze grzbietu dewońskiego w Brudzowicach zanika i pojawia się znowu dalej na północy. Lokalnym odpowiednikiem ewaporatów gipsowych są szare gruboziarniste wapienie sączowskie. Nawiercono je w Trzebieszawicach zamiast gipsów, występujących np. w Tuliszwowie bez wapieni (4—5 km). Lateralne zastępowanie się gipsów i wapieni wskazuje na dużą zmienność środowiska morskiego w recie. W płytszych częściach ówczesnego zbiornika, na obszarze wyspowym w Brudzowicach zamiast wapieni i gipsów osadziły się piaski i mułki (S13 w Dziewkach). Występujące we wkładkach piaskowce drobnoziarniste o spoiwie dolomitowym zawierają miejscami okruchy dolomitów dewońskich (średnica 1—3 cm). Stopniowo ku górze spoiwo dolomitowe przeważa i skała jest dolomitem z domieszką pyłu kwarcowego. Górną część niejako środkowego retu reprezentują dolomity gruboławicowe, ziarniste, oolitowe, porowate, zawierające masowo drobne ślimaki, małże i małżoraczki. Niektóre ławice są zlepek skorup *Myophoria costata* Z e n k.

Stropową, najwyższą część utworów retu tworzą dolomity z 1-2-3 wkładkami wapieni krystalicznych żółtoszarych. Dolomity są tego typu co niżej, ale nie zawierają tak dużej ilości małżów tylko małżoraczki i zwykle są drobnooolitowe lub margliste. Wapienie są krystaliczne, cienkoławicowe, brudnoszare, niejednorodne, przypominające sprasowane otręby. Fauna w nich nie występuje. W dolomitach zaś można obserwować małże takie, jak: *Gervilleia* sp., *Myoconcha* sp., *Hoernesia* sp., *Myophoria vulgaris* Schloth. i sporadycznie *Pecten discites* Schloth. Brak natomiast *Myophoria costata* i krynoidów¹¹.

W profilu S15 na północ od Brudzowic najwyższą część osadów retu tworzą wapienie dolomityczne brudnoszare, krystaliczne, drobnoziarniste, zbite, odznaczające się przy uderzeniu niezwykle mocnym dźwiękiem. Dowodzi to braku porowatości i znacznej jednorodności węgla. W istocie są to wapienie bez wkładek ilastych, nadzwyczaj czyste. Laminacja prawie niewidoczna, brak podzielności ławicowej na odcinku 7 m. Nie stwierdza się makroskopowo fauny. Miąższość tego najwyższego poziomu retu waha się około 5—7 m.

Utwory retu przechodzą w warstwy gogolińskie przez pakiet dolomitów ilastych, ciemnoszarych, gładko laminowanych, zbitych, z *Lingula tenuissima* B r o g n. Dolomity ilaste, lokalnie zanikające, przeważnie mają

¹¹ Zdaniem H. Senkowiczowej (1958) liliowce współwystępują z *Myophoria costata* w Górach Świętokrzyskich. Podobnie pisał B. Kowalczewski (1926), a ostatnio S. Alexandrowicz i S. Siedlecki (1960) zauważyli czony liliowców w recie w okolicy Rybnika. Na obszarze siewierskim nie można tego stwierdzić, przy czym warto zwrócić uwagę, że wielu geologów niemieckich akcentowało brak krynoidów w recie (M. Schmidt 1928; P. Assmann 1943, 1944; J. Pia 1930, 1930a i in.). H. Eck (1865), J. Ahlburg (1906) i S. Doktorowicz-Hrebnicki (1935) przynajmniej ich nie wymieniają. Według tych autorów, liliowce miały się pojawić od razu masowo na początku wapienia muszlowego.

miąższość 1—2 m, teksturalnie są zbliżone do utworów gogolińskich, ale strukturą i ciemnoszarą barwą bardziej wiążą się z retem. Profile S21 i S23 (na północ od Brudzowic) wykazały w stropie retu zielonawe margle i dolomity wapniste z wkładkami piaskowców drobnoziarnistych o spoiwie dolomitowym¹².

Wydzielenie wapienia jamistego, jako osobnego poziomu retu, nie ma uzasadnienia. Sporadycznie występujące wkładki wapienne nie tworzą ciągłej warstwy w obrębie poziomu, a wykształcenie przeważających dolomitów do tego też nie upoważnia. Wapień jamisty w typowym wykształceniu występuje tylko w warunkach wychodni, przy czym niekoniecznie w poziomie retu. Faktycznie na przejściu od retu do wapienia muszlowego występują te utwory w Warężynie i Ujejscu, ale raczej w poziomie z *Pecten discites* i *Dadocrinus kunischi*. Niewątpliwie dolomityczne wapienie są bardziej predysponowane do wietrzenia jamistego, a te występują zarówno w poziomie retu, jak i wapienia muszlowego. Toteż H. Eck (1865) dowodził przynależności wapienia jamistego do wapienia muszlowego, a J. Ahlburg (1906) — do retu. Dopiero P. Assmann (1944) i S. Siedlecki (1952) zwrócili trafnie uwagę na kilka poziomów komórkowych.

Miąższość utworów retu na obszarze południowym i północnym waha się nieznacznie około 50 m (Trzebieszawice — 52,5, Tuliszków — 53,6, Zabijak — 50,0 m), a na terenie grzbietu dewońskiego od 16 do 40 m. W warunkach wychodni utwory retu występują koło Warężyna i Ujejsca.

WAPIEŃ MUSZLOWY

Warstwy gogolińskie

Na obszarze śląskim R. Michael (1914) i P. Assmann (1944), a na krakowskim S. Siedlecki (1948), wyróżnili w warstwach gogolińskich 7 poziomów¹³. S. Doktorowicz-Hrebnicki (1935) i P. Assmann (op. cit.) wprowadzili przy tym podział warstw gogolińskich na dwa zespoły: warstwy gogolińskie górne i dolne. Podział szczegółowy według wymienionych autorów przedstawia się następująco:

Warstwy gogolińskie górne — wapień falisty, poziom III,

- wapień marglisty (międzyfalisty),
- wapień falisty, poziom II,
- wapień zlepieńcowy,

Warstwy gogolińskie dolne — wapień komórkowy,

- wapień falisty, poziom I,
- wapień z *Pecten* i *Dadocrinus*.

¹² Piaskowiec w stropie retu na obszarze śląsko-krakowskim jest nieznanym, ale w Wojśławiu koło Mielca występuje jako wkładka o miąższości kilku metrów. Jest to piaskowiec biały, drobnoziarnisty, sypliwy (profil wiercenia M3, obserwacja własna).

¹³ F. Różycki (1924), S. Czarnocki (1935) i S. Doktorowicz-Hrebnicki (1935) dzielili warstwy gogolińskie na 6 poziomów.

Na obszarze siewierskim brak danych do rozdzielenia górnych warstw gogolińskich na 4 poziomy. Słabe zróżnicowanie litologiczne i niedostatek fauny zmusza do ujęcia łącznego 3 najwyższych poziomów i przedstawienia ich jako poziomu wapieni falistych wyższych. Poziom zlepieńcowy i 3 niższe poziomy wapieni gogolińskich dolnych można łatwo zidentyfikować.

W obrębie warstw gogolińskich górnych występuje na obszarze siewierskim zróżnicowanie facjalne. Na południu i północy utwory są wykształcone typowo, natomiast w obrzeżeniu pasma dewońskiego są one bardziej dolomityczne oraz zlepieńcowe, a mniej margliste. Nie obserwuje się też tekstur falistych (S16).

Wapień z *Pecten* i *Dadocrinus*. Zazwyczaj rozróżnia się część dolną i górną poziomu. Część dolną tworzą wapień jasnoszare z odcieniem żółtawym lub różowym, na ogół czyste, krystaliczne, zbite, cienkoławicowe (20—30 cm). Poszczególne ławice zazębiają się styliolitowo bez pośrednictwa lamin marglistych. W wapieniach występują masowo liliowce i małże z rodzaju *Gervilleia* i *Pecten discites* Schloth. W niższych ławicach występuje fauna drobna, przede wszystkim ślimaki i małżoraczki, których osródkki są wypełnione glaukonitem. Człony liliowców występują zrazu nielicznie, ale już około 0,5—1 m powyżej granicy z retem pełnią funkcję skałotwórczą.

Górna część opisywanego poziomu jest marglisto-dolomityczna. W odsłonięciach naturalnych utwory są żółte, a na większych głębokościach szare, co obserwuje się w przypadku rdzeni. Są to wapień margliste, zwykle gładko i cienko laminowane, bez śladów fauny. Miąższość ich waha się w granicach 1,5—2,5 m. Miąższość całkowita warstw z *Pecten discites* i *Dadocrinus kunischi* wynosi w Trzebieszawicach 7 m, na wzgórzu Warpie 8,5 m, a w Zabijaku 10 m.

Wychodnie wapieni tego poziomu występują w Przeczycach, Wojkowicach Kościelnych, Warężynie i Ujejscu (fig. 1, fot. 1). Łomy obok tych miejscowości odsłaniają profil o wysokości kilku metrów (7—8). Makroskopowo zwraca uwagę organogeniczny skład wapieni i przekątne warstwowanie (fot. 1). Obrazy mikroskopowe wskazują na obecność różnorodnych skamieniałości, drobnych ślimaków i małżoraczek, jeśli nie mikrofauny (fot. 13, 14). W Ujejscu wapień są bardziej zbite, gruboławicowe, czyste i krynoidowe jak w Warężynie. W niektórych ławicach występują otoczaki wapieni triasowych o charakterze śródformacyjnym. Na większych głębokościach glaukonit barwi wapień na zielono, na powierzchni nadaje im barwę żółtą.

Opisywane warstwy są nieco inaczej wykształcone na obszarze płytkiego występowania dolomitów dewońskich w Brudzowicach, Dziewkach i Żeliszawicach. Tam są przede wszystkim dolomity mniej lub bardziej margliste, szare, drobnoziarniste, zbite, o dobrze wyrażonej laminacji. Mimo domieszki ilastej są one dość zwarte, nieco podobne do dolomitów retu. Różnią się od tych ostatnich jaśniejszą barwą i większą zwięzłością. Krynoidy są mniej liczne niż gdzie indziej, występują nieco wyżej niż normalnie (w Żeliszawicach 3 m ponad granicą wapieni gogolińskich z utworami retu, profil wiertniczy S11). W Brudzowicach, Dziewkach

i Żeliszławicach występują ponadto w tym poziomie okruchy dolomitów dewońskich o średnicy 1—1,5 cm¹⁴.

Wapień falisty niższy (poziom I). Na terenach progów dewońskiego w Brudzowicach, Dziewkach i Żeliszławicach występują dolomity margliste gładko laminowane (niefaliste, B9, S13, S16) oraz dolomity krystaliczne z krynoidami i kośćmi kręgowców (S21, S23). Oprócz szczątków organogenicznych występują okruchy dolomitów dewońskich.

Wapienie margliste występujące na pozostałym obszarze są faliste, drobnogruzelkowe, szare, afanitowe, zbite, niejednolite. Powierzchnie ograniczające ławice są nierówne, faliste, zdeformowane przed lub w czasie diagenety przez nierównomierny nacisk niejednorodnego sedymentu horyzontalnie spełzającego. W typowych wapieniach falistych fauny brak, natomiast zawierają ją wapienie krystaliczne stanowiące wkładki. Zwykle u dołu wapienia falistego występują 2—3 ławice gruboziarnistego wapienia krystalicznego z krynoidami.

Mięszość utworów tego poziomu waha się około 3—4 m, czyli wydaje się być większa, niż podaje P. Assmann (1944) z Ujejsca i Ząbkowic (1 m), a największa, jeśli przyjąć skalę według oceny S. Siedleckiego (1952), a mianowicie 1—3 m na obszarze chrzanowskim. Na obszarze siewierskim zaznacza się względna stałość mięszości i wykształcenia utworów I poziomu wapienia falistego. W Tuliszowie (fig. 10, profil XI) nie zaobserwowano odpowiednich margli falistych, tylko wapienie żółte z krynoidami i *Pecten discites* Schloth.

W związku z pełniej wykształconym wapieniem falistym nie obserwuje się tzw. górnych warstw z *Pecten* i *Dadocrinus* (S. Siedlecki 1952). (S. Siedlecki 1952).

Wapień komórkowy. We wszystkich otworach oraz na powierzchni można wyróżnić poziom wapieni dolomitowych o mięszości 1,5—2,5 m. Wapienie lub dolomity wydobyte z głębi są popielatoszare, drobnoziarniste, zbite, prawie afanitowe, o słabo wyrażonym warstwowaniu. W warunkach wychodni lub przy płytkim występowaniu utworów pod powierzchnią gruntu są one żółte i jamisto-porowate, komórkowe¹⁵.

W związku z brakiem podzielności ławicowej nie obserwuje się też wyraźnych granic stratygraficznych. Wapienie faliste poziomu niższego przechodzą w sposób ciągły w wapienie komórkowe, a te w nadległe wapienie serii zlepieńcowej. Nastęrcza to trudności w ustaleniu mięszości utworów wapienia komórkowego, zwłaszcza tam gdzie są one mniej dolomityczne. W obrazie mikroskopowym widać małżoraczki, członki liliwców, rozproszony piryt i inkluzje opalu.

Zawartość MgO w utworach wapienno-dolomitowych waha się około 10—16%. Domieszka substancji ilowej czyni je nieco marglistymi, stąd drobnoziarnista struktura i pewne podobieństwo do utworów retu. Tylko

¹⁴ Ostrokrawędziste okruchy dolomitów dewońskich występują masowo na tym obszarze w dolnym recie i w najniższym poziomie warstw gogolińskich. W górę profilu ilość materiału klastycznego stopniowo maleje, a wzrasta stopień obtoczenia. W serii zlepieńcowej nie spotyka się okruchów, lecz otoczaki.

¹⁵ Pojęcie wapienia komórkowego wprowadził w 1875 r. Neminar (fide J. Ahlburg 1906). W stratygrafii nazwę tę przyjęli w obecnym znaczeniu R. Michael i P. Assmann (R. Michael 1914).

w okolicy Brudzowic, Dziewek i Żelisławic utwory są bardziej czyste, a więc i bardziej zwarte, wyraźniej krystaliczne, tak samo popielate, dolomityczne.

Seria zlepieńcowa. Bezpośrednio nad wapieniem komórkowym występuje poziom wapieni piankowato-porowatych o strukturze organogenicznej, a miąższości 2,5—3 m. Wapienie zawierają masowo człony krynoidów, skorupki małżoraczków, ślimaków i kości kregowców. Wewnątrz skorup występuje glaukonit, zaznacza się też sylikacja. Sporadyczne są otoczaki wapieni triasowych, trochę nietypowe jak dla serii zlepieńcowej, bo kuliste, bryłowate, nieregularnie obtoczone. W Brudzowicach, Dziewkach i Żelisławicach występują w tym poziomie otoczaki dolomitów dewońskich (fot. 8). Utwory te są nieco podobne do dolnych gogolińskich, ale takie formy, jak: *Dadocrinus gracilis* Buch, *Lima beyrichi* E c k (*Lima subpunctata* d'Or b.) oraz *Lima striata* Gold f. wiążą je z górnymi gogolińskimi (P. Assmann 1944). Krynoidy, małżoraczki i ślimaki występują tu masowo, małże zaś są nieliczne.

Wyższa część serii jest wykształcona odmiennie. Charakterem litologicznym wiąże się ona bardziej z utworami warstw gogolińskich górnych. Ciągłość przejścia utrudnia wyznaczenie wspólnej granicy z wyższymi poziomami. Dlatego też wyodrębnienie serii zlepieńcowej ma niejednokrotnie charakter przybliżony, zwłaszcza gdy miąższość warstw gogolińskich górnych ulega znacznym wahaniom. Na obszarze siewierskim, przeważnie poza terenem antykliny paleozoicznej, wyższą część serii zlepieńcowej tworzą margle i wapienie margliste z wkładkami wapieni zlepieńcowych (2—3). Utwory margliste są gładko laminowane, wykazują podzielność płytkową, a paleontologicznie są nieme. Prócz margli występują wapienie pelitowe i drobnoziarniste, zbite, gruboławicowe, gładkie. Zawierają one skorupy małżów i człony krynoidów. Przeławicając się z innymi wapieniami koncentrują się głównie nad marglami, niejako w wyższej części serii zlepieńcowej.

Wapienie zlepieńcowe w ilości 2—3 ławic tworzą wkładki wśród margli. Ławice o niedużej miąższości, zwykle kilkunastu centymetrów, odznaczają się znacznym zasięgiem poziomym. Litologicznie jest to wapień krystaliczny gruboziarnisty o strukturze organogenicznej, z otoczkami wapieni afanitowych. Tło otoczek odróżnia się dobrze od spoiwa wskutek odrębnej struktury wapienia i barwy. Wapień tworzący spoiwo jest jasnoszary, krystaliczny, cukrowaty, ten zaś, z którego utworzone są otoczaki, jest ciemnoszary, matowy, zbity, a w warunkach przypowierzchniowych — żółtawy lub popielatoszary. Wymiary otoczek są różne, od kilku milimetrów do kilku centymetrów, rzadko do kilkunastu centymetrów, kształt mają płaski, dyskoidalny. Kontakt ze spoiwem zrekrystalizowanym jest ostry. Ze względu na orientację dyskoidalnych otoczeków i ich selekcję ułożenie materiału klastycznego jest bezładne. Otoczaki są różnie nachylone do powierzchni ławic, przeważnie nierównoległe, a nawet prostopadle. Większe i mniejsze otoczaki oraz drobne okruszki spoczywają chaotycznie w różnym stopniu zagęszczenia, prawie nigdzie nie stykając się. Lokalnie spotyka się ławice wapienia krystalicznego bez otoczeków, zawierające przynajmniej kilkumilimetrowe ziarno detrytyczne ciemnego wapienia. Silnie rozwinięte zlepieńce w Żelisławicach zawierają obok okruszków skał dewońskich otoczaki wapieni triaso-

wych z charakterystyczną aureolą na obwodzie wzdłuż kontaktu ze spoiwem. Jest to otoczka nieco ciemniejszej skały (w obrębie otoczaka), gdzie mikroskop wykazuje wpryski pirytu. Dowodzi to redukcyjnego środowiska w zbiorniku sedymentacyjnym lub diagenetyzującym osadzie.

Wapienie zlepieńcowe są przepelnione członami krynoidów i zawierają *Lima striata* Goldf. (nieraz o znacznej długości skorup, 5—7 cm).

Lawice zlepieńcowe mają na ogół stałą miąższość, ale granice zespołu są nieostre. Kalcyt spoiwa przechodzi stopniowo ku górze, jak i ku dółowi, w wapien drobnoziarnisty i afanitowy, a następnie w margiel.

Geneza utworów zlepieńcowych nie jest dostatecznie jasna. R. Stapfenbeck (1928) i P. Assmann (1944) przypuszczali, że zlepieńce powstały wskutek wzmoczonego falowania wód przy okresowo podnoszącym się dnie morza, niekiedy nawet nad powierzchnię wody, ale takie ruchy dna wydają się być mało prawdopodobne. Przeczy temu znaczny udział krynoidów i ciągłość przejść w niżej i wyżej leżące margle wapniste. Ruchy dna powinnyby się zaznaczyć płaszczyznami nieciągłości. Duży stopień obtoczenia, czyli rozmycia materiału klastycznego, wskazuje istotnie na działalność fal, ale zapewne przy niewynurzonem dnie. W morzu ówczesnym były okresy bujnego rozwoju fauny bentonicznej, najwidoczniej związane z silniejszym falowaniem i oczyszczaniem dna z substancji ilastej, a zarazem i lepszym nawietrzaniem środowiska. W kierunku zachodnim zmniejsza się ilość i wymiar otoczaków, maleje miąższość wkładek wapieni krystalicznych, co prowadzi do wniosku o pogłębianiu się morza.

Miąższość serii zlepieńcowej na południu (Tuliszów, Trzebiesławice, Warpie) wynosi około 10 m, w Brudzowicach zaś w Dziewkach i Żeliszławicach od 15 do 16 m. W ostatnim przypadku utwory zlepieńcowe są odpowiednikiem facjalnym utworów w obrębie wyższych poziomów stratygraficznych (miejscami i niższych).

Rozważania o facji i utworach zlepieńcowych nasuwają wnioski o ukształtowaniu dna ówczesnego zbiornika. Skały dewońskie występujące w Brudzowicach, Dziewkach i opodal Żeliszławic znajdują się w kontakcie sedymentacyjnym z coraz wyższymi utworami triasu. Kontakt klastyczny zaznaczył się najlepiej w wapieniu muszlowym, zwłaszcza w dolnym i środkowym. Znaczna miąższość zlepieńców, brak margli, a obecność dewońskiego materiału klastycznego wskazuje na wpływ niewielkiego lądu — najwidoczniej wyspy. Twarde węglanowe skałki dewońskie jako fragmenty rozmytej antykliny zanurzone mniej lub więcej w morzu triasowym tworzyły progi rozdzielone zagłębieniami i niewielkie wyspy. Stąd warunki sedymentacji już na małych przestrzeniach szybko się zmieniały w zależności od konfiguracji dna. Najwięcej zlepieńców stwierdzono w Żeliszławicach (profile wiertnicze S11, S12), w Dziewkach (S13) i w Brudzowicach (S21), natomiast gdzie indziej ich brak, a występują tylko margle (S16). W profilu wiertniczym S21 przeważa w zlepieńcu dewoński materiał klastyczny, dobrze obtoczony (fot. 8).

Zlepieńce śródformacyjne warstw gogolińskich występują na powierzchni na obszarze północnym tylko w Żeliszławicach. Dzięki dobrej jakości wapienia i znacznej miąższości ławic (ponad 1 m) są one eksploatowane na cele budowlane, głównie na parceli ob. L. Sierki. W profilu o wysokości 6—7 m odsłonięto ponad zlepieńcami margle z wkładkami wapieni krystalicznych o zbliżonym typie. W wapieniach występuje liczna fauna,

m.in. liliowce, małże i ramienionogi, takie jak: *Spiriferina fragilis* Schloth., *S. mentzeli* Dunk., *S. hirsuta* Schloth., *Retzia trigonella* Schloth. i *Coenothyris vulgaris* Schloth.¹⁶

W Dziewkach (S13) w serii zlepieńcowej, mającej miąższość 16 m, występuje 5 ławic dolomitów zlepieńcowych o następujących miąższościach (wymieniając od dołu): 60, 70, 450, 350 i 50 cm. Łącznie około 10 m profilu zajmują same zlepieńce, a 6 m dolomity margliste. Te ostatnie wykazują teksturę łupkową, są wolne od otoczków i dzielą się na pakiety o miąższości 1,5—2,3 m przewarstwiające zlepieńce. Otoczki w zlepieńcach są dobrze obtoczone, triasowe płaskie, dewońskie kuliste, tylko drobne okruchy są ostrokrawędziste. W wyższych ławicach (350 i 50 cm) występują liczne ramienionogi: *Spiriferina fragilis* Schloth., *S. mentzeli* Dunk., *Tetractinella trigonella* Schloth. i duże człony *Encrinus* sp. Znacznie niżej występuje *Lima striata* Goldf. i detrytus kostny.

Występowanie ramienionogów alpejskich wśród określonych ławic zlepieńcowych w Dziewkach i Żeliszawicach wyznacza niewątpliwie poziom stratygraficzny. Obfite pojawienie się spiriferin w okolicy progów dewońskich w warstwach gogolińskich górnych wskazuje na początek ich inwazji na obszar Górnego Śląska. Dzięki płyciznom (na pełnym morzu) istniały tu prawdopodobnie korzystne warunki życia dla fauny bentonicznej, wędrującej z Tetydy do zbiornika epikontynentalnego. Silniejszy jej rozwój miał nastąpić dopiero później.

Wyłączając poziom ze spiriferinami, seria zlepieńcowa w Dziewkach i Żeliszawicach osiąga miąższość 11,5 m, co odpowiada miąższościom tych utworów na pozostałym obszarze.

W tym świetle również profil P. Assmanna (1944) wymagałby dziś korekty (S-III, 1944). Prawdopodobnie do serii zlepieńcowej należy zaliczyć tylko tę część utworów zlepieńcowych z wkładkami margli gładkich, która występuje na głębokości 171, 55—181,5 m. Część wyższa należy do wyższych poziomów górnych warstw gogolińskich i wtedy poziomy II i III wapienia falistego oraz poziom międzyfalisty byłyby reprezentowane odcinkiem profilu o miąższości 10,15 m, a nie warstwą półtora-metrową.

Wapienie zlepieńcowe występują na polach koło Ujejsca, w okolicy Podwarpia i Trzebieszawic, Tuliszowa i Zakamienia oraz w lesie na północ-zachód od Boguchwałowic.

Zlepieńce z Żeliszawic powinny być zaliczone do wyższej jednostki stratygraficznej.

Wapień falisty wyższy (poziomy II, III). Jednolity charakter litologiczny oraz brak danych paleontologicznych sprawia, że rozpoziomowanie kilkunastometrowego kompleksu wapiennego najwyższej części warstw gogolińskich napotyka trudności. Zwrócili na to uwa-

¹⁶ Cz. Kuźniar (1932) zaliczył wapienie zlepieńcowe z Żeliszawic do warstw karchowickich. Tezę tę wysunął głównie na podstawie rzekomo zgodnego ułożenia dolomitów diploporynych na wapieniach zlepieńcowych. Ostatnie wiercenia jednak wykazały, że dolomity kruszonośne występują na tym obszarze w normalnym wykształceniu, przy braku suponowanej serii zlepieńcowej w poziomie warstw karchowickich. Za to w obrębie górnych warstw gogolińskich występują silnie rozwinięte zlepieńce, identyczne jak w odśnieżeniu na powierzchni.

gę S. Doktorowicz-Hrebnicki (1935) i S. Siedlecki (1952) łącząc wapienie faliste III poziomu z wapieniami międzyfalistymi. Na obszarze siewierskim trudno także wyodrębnić II poziom wapienia falistego. Z konieczności więc należy opisać te utwory łącznie, jako wyższy wapień falisty.

Na ogół na całym obszarze siewierskim (z wyjątkiem Żeliszawic) w poziomie wyższego wapienia falistego występują wapienie margliste, w miarę gładkie lub faliste. Około 3—5 m poniżej stropu, czyli górnej granicy warstw gogolińskich, występuje ciągła ławica wapienia zlepieńcowatego o miąższości 10—30 cm. W krystalicznym spoiwie kalcytowym występuje drobny detrytus wapienny oraz sporadycznie otoczaki.

Poziom II wapienia falistego można ustalić w niektórych profilach wiertniczych na podstawie serii zlepieńcowej, poziomu komórkowego lub I poziomu wapienia falistego. Opieramy się tylko na śladach tekstury falistej; miąższości najczęściej nie da się określić (duża zmienność). Opisane poprzednio zlepieńce z fauną ramienionogów z Żeliszawic, jak też z Dziewek i Krzemienidy (P. Assmann 1944), należy w tym poziomie umiejscowić. Uwzględniając zgodne następstwo po serii zlepieńcowej, należy przyjąć, że utwory te reprezentują II poziom wapienia falistego wraz z warstwami międzyfalistymi.

Na ramienionogi zwrócił uwagę F. Różycki (1924), wyróżniając poziomy ze *Spiriferina fragilis* Schloth., *Myoconcha* sp. i *Retzia trigonella*. P. Assmann (1944) paralelizował wymienione poziomy właśnie z II poziomem wapienia falistego i wapieniami międzyfalistymi.

Na przeważającej części obszaru siewierskiego serię międzyfalistą reprezentują wapienie margliste, szare, mało zwięzłe, łupkowe o teksturze gładkiej. Lokalnie występują wkładki wapieni o teksturze falistej, co utrudnia wydzielenie poziomu. Ilość wkładek wapieni falistych stopniowo zwiększa się ku górze, powodując przekładaniec na zmianę utworów falistych i gładkich. W sumie są to wapienie jasnoszare, a w głębi — niebieskawoszare, afanitowe, zbite, gładkie lub gruzłowe. Milimetrowe wkładki ilaste lub ilowe przemazy warunkują podzielność ławic na warstwy o miąższości 20—25 cm. Poza wspomnianą ławicą zlepieńcową występującą w tym zespole, mogącą zawierać człony liliowców, fauny się nie obserwuje.

Wyższe wapienie faliste występują na powierzchni w Żeliszawicach w facji zlepieńcowej (poziom niższy) oraz w typowym wykształceniu falistym w Boguchwałowicach i Podwarpiu.

Geneza falistej tekstury wapieni jest nadal zagadkowa. S. Siedlecki (1955) i Z. J. Kottański (1955) dowodzą, że falista tekstura osadów jest wynikiem zsuwów podmorskich, czego oczywiście nie można zaprzeczyć. Ale można wątpić, czy wszystkie szczegóły tekstury falistej zostały uwarunkowane w ten sposób. Do niewątpliwych elementów spływowych należy zaliczyć czółenkowate buły wapienia o wymiarach od kilkunastu centymetrów, do kilku metrów. Ich kształt wskazuje niejednokrotnie na kierunkowe przesunięcie zluźnionego osadu, z wywarciem nacisku na przedpole. Według S. Siedleckiego jest to kierunek zachodni.

Na obszarze siewierskim nie zdołałem zaobserwować wyraźnych śladów zsuwów wśród wapieni falistych (może częściowo z powodu szczupłych odsłoneń), mimo to falistość dobrze się zaznacza (fot. 4). Mam na

myśli przy tym falistość drobnogruzełkową przywiązaną tylko do niektórych ławic wapienia, a o wielkim zasięgu poziomym. M. Gignoux uważa podobno, że faliste tekstury w utworach wapienia muszlowego występują na dużym obszarze Europy (od Hiszpanii do Polski, *vide* Z. J. Kotański 1955), co z kolei pozwala wątpić w wyłączność przyczyny falistości w zsuwach. Te ostatnie znane są i w innych formacjach geologicznych i w osadach współczesnych (D. W. Naliwkin 1956), ale tylko falistość triasowa wskazuje zdumiewający zasięg, rytmiczność i krótkotrwałość¹⁷.

Brak fauny wśród wapieni falistych, z wyjątkiem mułozernych robaków *Rhizocorallum commune* Schmidt, wskazuje na nadmiar w szlamie substancji ilowej. W Toporowicach i Marcinkowie występują ripplemarki świadczące o falowaniu wód. Nieco dłuższe „fale” wykazuje wapień II poziomu w Podwarpiu (fot. 4).

Na obszarze siewierskim nie sposób stwierdzić ławicy oolitowej w stropie warstw gogolińskich, wyróżnionej przez P. Assmanna (1944) w okolicach Centawy. Nie stwierdził jej też S. Siedlecki (1952) na obszarze chrzanowskim, natomiast podkreśla występowanie wapieni gruzełkowych marmurkowo-plamistych. Takie wapienie występują też na obszarze siewierskim, ale są one drobnofaliste, określane jako drobnowłókniste (*kurzflaserig* — P. Assmann 1944). Jest to poziom graniczny, pomocny w ustaleniu stratygrafii, ponieważ daje się śledzić także mimo dolomityzacji.

Mięszość wyższego wapienia falistego (poziom II i III oraz wapienie miedzyfaliste) wynosi przeciętnie 16—17 m w Tuliszowie i Trzebiesławicach, a 20 m w Zabijaku i Koziegłowach. Na terenie antykliny w Brudzowicach waha się w granicach 8,5—13,5 m.

Mięszość łączna warstw gogolińskich wynosi trzydzieści kilka metrów na obszarze antyklinalnym, a czterdzieści kilka na monoklinalnym. Większym wahaniom podlega mięszość górnych warstw gogolińskich (20—28 m) niż dolnych (13—16 m).

Warstwy olkuskie

Utwory wapienne i dolomitowe odpowiadające wyższej części dolnego wapienia muszlowego określam jako *warstwy olkuskie*. Nazwę tę zaproponowałem dla krakowskiego obszaru triasowego, gdzie wykształcenie utworów jest nieco inne niż na Śląsku (S. Śliwiński 1961). Na obszarze siewierskim podobnie trudno wydzielić wyróżniane na Śląsku warstwy

¹⁷ Genezę falistości można tłumaczyć nierównomiernym strącaniem się substancji koloidalnej. Przypuszczalnie osady wapniste, które miały zostać falistymi, wypadały okresowo zbyt intensywnie, aby mogły się ułożyć laminarnie. Przy określonym stosunku węglańu i ilu osad stawał się niejednorodny, przy czym różnice pogłębiły się w procesie diagenety (na zasadzie tworzenia się stylolitów). Trudno wykazać przyczyny przyspieszonej sedymentacji szlamów wapiennych. Powszechność zjawiska wskazuje na warunki uniwersalne, mogące zależeć od klimatu, paleogeografii lub zjawisk geofizycznych (impulsy sejsmiczne, geoelektryczne itp.). Na przykład elektrolity mogą przyspieszać lub opóźniać precypitację osadów, a potem ich diagenetę. Podobne efekty mogą wywołać w szlamie morskim zjawiska sejsmiczne tego typu, co w Agadir czy Valdivii.

gorazdeckie, terebratulowe czy karchowickie. Wprowadzenie łącznej nazwy, podyktowane powyższą koniecznością, ułatwia przeprowadzenie opisu.

Abstrahując od podziału stratygraficznego, w warstwach olkuskich można wyróżnić następujące poziomy wapienne i dolomitowe.

Wapienie gorazdeckie¹⁸. Wapienie gorazdeckie są jaśniejsze od gogolińskich, bardziej gruboziarniste, krystaliczne, oolitowe lub piankowato-porowate, bez oznak falistej tekstury. Wskutek jasnej barwy i znacznej czystości nazwano je w Płazie *kryształem*. Nie zawierają one wkładek marglistych ani przemazów iłowych, natomiast mają stylolity, co wyróżnia je od wapieni gogolińskich. Występują one wyłącznie w okolicy Boguchwałowic, na pozostałej części obszaru są zastąpione przez dolomity. Zasięg poziomy tych wapieni jest nieznan, gdyż od zachodu zamyka je granica erozyjna. Jeszcze obecnie osiąga on co najmniej kilka kilometrów. Ze względu na strukturę i teksturę można wyróżnić 2 rodzaje wapienia. Niżej, bezpośrednio na wapieniach gogolińskich występuje kilkumetrowy kompleks czystych wapieni afanitowych i kryptoziarnistych, o barwie białej. Ławice są niewiele grubsze od leżących niżej ławic wapieni gogolińskich, ale zawierają stylolity. Ku górze miąższość ławic stopniowo wzrasta, a stylolity zanikają. W wyższej części profilu występuje dolomit o przeważnie poziomym bardzo nieregularnym rozprzestrzenieniu (fot. 3). W odstępnie poziomym kilku metrów płaszczyzna kontaktu wapienia z dolomitem przecina skośnie ławicę wapienia, undulując na głębokość kilkudziesięciu centymetrów. W związku z tym miąższość wkładki dolomitu ulega wahaniu do około 3—4 m.

Wyższy poziom wapieni gorazdeckich występuje w rowie tektonicznym koło Zakamienia i na północ od Boguchwałowic. Te wapienie są najbardziej czyste, jasnoszare, niemal białe, piankowato-porowate oraz krystaliczne. W ławicach o znacznej miąższości zaznacza się przekątne warstwowanie. Występuje tu niewiele drobnej fauny małżów o delikatnej rzeźbie skorupki (*Pecten reticulatus* Schloth., *Pleuromya pulchra* Assm.) oraz *Spirorbis*. Na tej podstawie Cz. Kuźniar (1932) i P. Assmann (1926, 1944) uznali wapienie z Boguchwałowic za odpowiednik warstw karchowickich. Jednak fakt bezpośredniego ich występowania na wapieniach gogolińskich przesądza o przynależności tych utworów do warstw gorazdeckich.

Cytowana wyżej fauna zaprzeczyć temu nie może, gdyż luk sedymentacyjnych w dolnym wapieniu muszlowym nie ma, a pozycja w profilu i wykształcenie litologiczne nie nawiązują do warstw karchowickich¹⁹.

¹⁸ Nazwę *wapienie gorazdeckie* wprowadził do polskiej literatury geologicznej J. Siemiradzki (Geologia Ziemi Polskich, 1903) jako odpowiednik niemieckiego terminu *Gorazderkalk*; następnie używali jej Cz. Kuźniar i S. Czarnocki, ale najbardziej spopularyzował ją S. Siedlecki. H. Gruszczyk (1956) kierując się pochodzeniem etymologicznym słowa od miejscowości obecnie zwanej Góraźdze (koło Opola) przyjął synonim *wapienie góraździańskie*.

¹⁹ Warstwy karchowickie nie mogą mieć na obszarze siewierskim wykształcenia wapiennego. Byłoby to bowiem sprzeczne z tezą Assmanna o dolomitach siewierskich. P. Assmann (1944) wprowadził to pojęcie na oznaczenie dolomitów występujących właśnie w poziomach warstw karchowickich.

Dolomity kruszconośne. Znacznie większe rozprzestrzenienie w pionie i poziomie mają dolomity kruszconośne. Ich dolna granica trawersuje granicę stratygraficzną z warstwami gogolińskimi, ale tylko nieznacznie i lokalnie, tak że miąższość sumaryczna tych utworów utrzymuje się w granicach 40—42 m. W całości zastępują one, jak wspomniałem, wyższą część dolnego wapienia muszlowego, czyli wapień pienisty (*Schaumkalk*), albo warstwy olkuskie. W profilu pionowym nie są to utwory jednorodne, chociaż zbliżone. Nazwa *dolomity kruszconośne* jest tylko konwencjonalna; na obszarze siewierskim i na większej części obszaru śląsko-krakowskiego przeważnie dolomity nie zawierają kruszcu (lokalnie tylko ślady), a strukturą i teksturą różnią się od pozostałych dolomitów triasu.

Bezpośrednio nad wapieniami gogolińskimi występują dolomity stalowoszare, drobnokrystaliczne, zbite, zlewne, z reguły jamisto-porowate. Przeważnie są one nieco skrzemionkowane, a więc dość twarde. Cechy strukturalno-teksturalne są podobne do tych, jakie się obserwuje w wapieniach niższej części warstw gorazdeckich (Boguchwałowice, Podwarpie), np. grubość ławic, drobnodziarnista struktura i stylolity pozorujące falistość. W obrazie mikroskopowym skała składa się z romboedrów dolomitu o wymiarach 0,04—0,08 mm, mniej lub więcej skupionych albo tkwiących osobno w polu kalcytu. Na powierzchni terenu skała jest brunatna, co wynika z utlenienia się domieszki węgla żelaza do limonitu. Miąższość tego najniższego poziomu dolomitów kruszconośnych wynosi około 6—7 m. Wskutek małej odporności na wietrzenie skały te tworzą w terenie tylko ochrowożółty rumosz. W Boguchwałowicach i Podwarpniu dolomity tego typu występują w postaci wkładek wśród wapieni gorazdeckich (fot. 3). Podobnie jak inne są one bardzo żelaziste, spękane, drobnodziarniste, kruche, mikroporowate, wapniste, wykazujące cechy dedolomityzacji.

Wyżej w profilu dolomitów kruszconośnych występują dolomity żółte, krystaliczne, bardziej gruboziarniste, porowate, gruboławicowe, ze śladami przekątnego warstwowania. Strukturalnie przypominają one wyższe wapień gorazdeckie, zwane *kryształem*. Na wychodni dolomity te są czerwone, migocące (Ujejsce, w lesie na północny-wschód od wsi oraz koło Zagrody Sokoła w Tuliszowie). Własności techniczne skały są nieco lepsze niż niżej leżących dolomitów ochrowych, ale gorsze od dolomitów diploporowych. W związku z tym dolomity tego typu nie są eksploatowane i przeważnie brak odsłoneń. W obrazie mikroskopowym skała ma strukturę jawnokrystaliczną, gdzie wielkość ziarna waha się w granicach od 0,1—0,2 do 0,4 mm. Ziarno jest romboedryczne o budowie pasowej. Jasna obwódka dolomitowa, o szerokości $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{2}$ promienia ziarna, zamyka jego część środkową ciemnobrunatną z wodorotlenkami żelaza (fot. 9). Sporadycznie trafiają się kruszce cynku i ołowiu, jak np. galena na Warpiu (fot. 10). W tych przypadkach gdy ziarno dolomitu otaczają siarczki, ma ono pełniejsze wykształcenie²⁰.

²⁰ Zauważył to już w okolicach Chrzanowa H. Gruszczyk (1956) dochodząc do wniosku, że dolomity i kruszce powstały jednocześnie. Ale przykłady z Podwarpia wskazują, że większe ziarno dolomitowe wiąże się nie tyle z kruszcami co z porami.

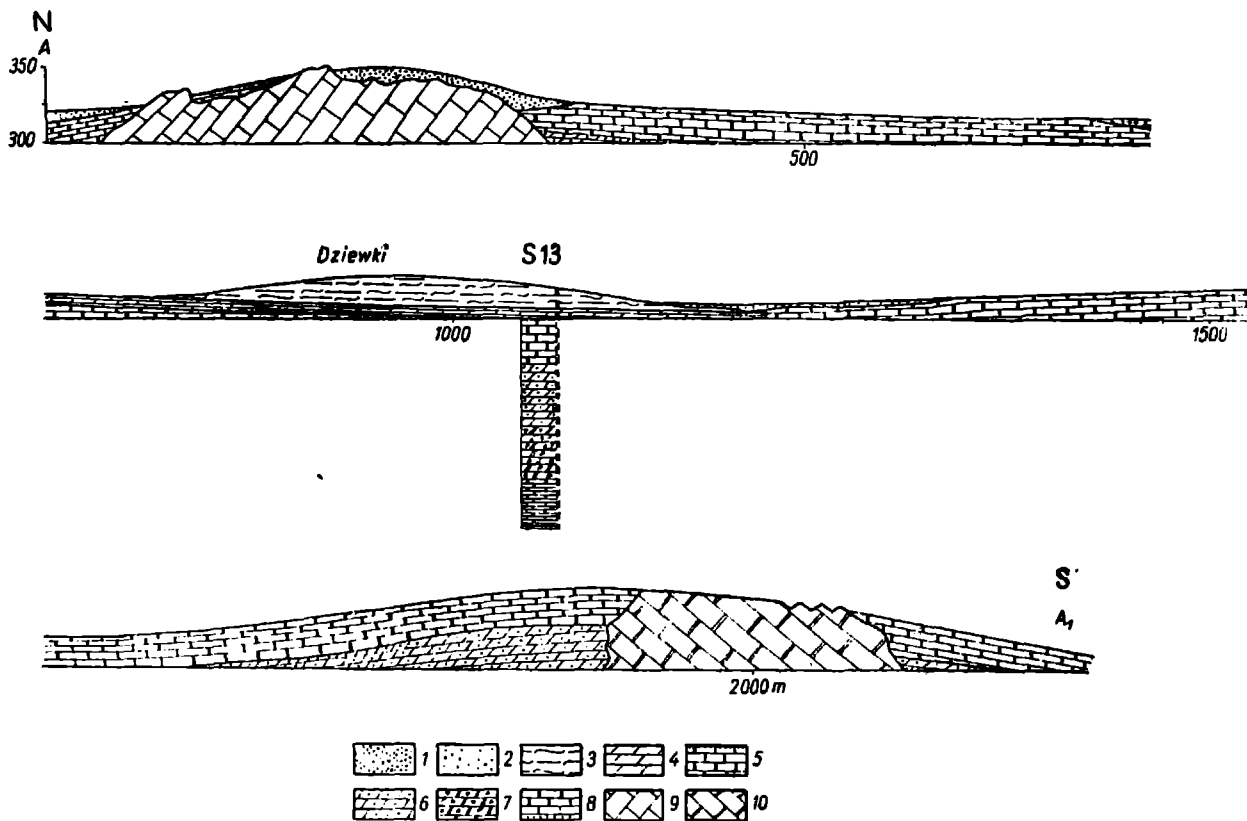


Fig. 3. Przekrój geologiczny przez strukturę antyklinálną w Dziewkach

- 1 — piaski wydymowe, 2 — piaski deluwialne (czwartorzęd), 3 — łył i wapienie (kajper), 4 — dolomity płytkowe (warstwy tarnowickie), 5 — dolomity diploporowe, 6 — dolomity kruszczońskie z okruchami dolomitów dewońskich (poziom warstw olkuskich), 7 — dolomity kruszczońskie z okruchami i otaczakami skał paleozoicznych jak wyżej (poziom warstw gogolińskich), 8 — dolomity, margle i piaskowce (ret), 9 — wapienie, 10 — dolomity (utwory rafowe żywetu)

Dolomity czerwono- i żółtoszare przechodzą w wyżej leżące dolomity siewierskie w sposób ciągły, tak iż trudno zazwyczaj wyznaczyć granicę stratygraficzną.

Dolomity siewierskie. Utwory należące do wyższej części dolomitów kruszczośnych są dolomitami podobnymi do wyżej występujących dolomitów diploporowych. Są to dolomity żółte lub szarżółte, jamisto-porowate, drobnoziarniste i afanitowe, zbite lub zlewne, nieco zsylikowane, z ośrodkami małżów i ślimaków. Liczne próznie po wyługowanych skorupkach fauny czynią je jamisto-porowatymi. Dobrze wyrażone warstwowanie, laminacja, obecność skamieniałości i żółta barwa różnią owe dolomity od właściwych dolomitów kruszczośnych, a zbliżają do wspomnianych już utworów diploporowych. Zarazem nie dość ostre różnice utrudniają wyznaczenie granic stratygraficznych. Miąższość tych utworów wynosi 10—15 m.

Ze względu na pozycję dolomitów z fauną w profilu dolomitów kruszczośnych powinny one odpowiadać warstwom karchowickim. Tak też ujął je P. Assmann (1944), nazywając z powodu miejscowej odrębności facjalnej dolomitami siewierskimi. Cz. Kuźniar (1932) zaliczył dolomity z Siewierza do warstw diploporowych na podstawie śladów diplopor oraz oznaczonych mięczaków: *Pustularia* sp., *Myophoria elegans* Dunk., *M. laevigata* Alb. i *Trachynerita quadrata* Alb. Spośród wymienionej fauny tylko *Trachynerita quadrata* według Ahlburga (1906) występuje w dolomitach diploporowych. Pozostałe gatunki wymienia R. Michael (1914) z dolomitów kruszczośnych, a P. Assmann (1944) z warstw karchowickich. Ślady diplopor nie przeczą wiekowi warstw karchowickich, gdyż glony występują również w dolomitach kruszczośnych na obszarze chrzanowskim (C. Pastwa-Leszczyńska, S. Śliwiński 1960). Znaczenie stratygraficzne *Trachynerita* trudno określić bez przeprowadzenia badań, ale wydaje się, że nie można pomijać wniosków wypływających ze stosunków miąższościowych.

Cz. Kuźniar (1932) zaliczając dolomity siewierskie (szyb 1, kopalnia Wiktor Emanuel) do dolomitów diploporowych ograniczył miąższość dolomitów kruszczośnych do około 20 m. Niżej miały występować wapienie gorazdeckie, które jednak ze względu na falistą teksturę i wkładki margliste wydają się być raczej gogolińskie. Wiercenia (S1—S6) przeprowadzone w bliskiej odległości nie wykazały obecności wapieni gorazdeckich.

W licznych pionowych szczelinach tnących dolomity siewierskie w okolicy Siewierza występuje galena (fot. 6), co Cz. Kuźniar (1932) opisał jako okruszcowanie dolomitów diploporowych.

Warstwy diploporowe

W kompleksie dolomitów diploporowych można ogólnie wyróżnić dwa poziomy: niższy o miąższości około 20 m i wyższy — 10 m. Dolomity niższego poziomu są jednolicie wykształcone jako skały węglanowe drobnoziarniste, krystaliczne i oolitowe, ale o zatartej teksturze z powodu rekrytalizacji, wszakże gronkowate. Ławice dość grube, o słabej oddzielności, barwa żółta i białokremowa. Z fauny obserwuje się tylko liliowce.

Dolomity wyższego poziomu są bardziej zróżnicowane. Dolomity te są cienkoławicowe, nieco margliste, laminowane, podobne do falistych i zawierają ławice o charakterze zlepieńcowym. Z fauny występują liliowce, drobne małże i ślimaki oraz sporadycznie ramienionogi (*Rhynchonella* sp.); z flory skałotwórczo występują glony (*Diplopora annulata* Schafh.)²¹, sporadycznie trafiają się też szczątki zwęglonych roślin lądowych.

W stropie dolomitów diploporowych występuje warstwa oolitowa o typie ikrowca, o miąższości 1—2 m (fot. 11, 12). Ooidy banieczkowate (wewnątrz puste), kuliste lub zdeformowane przez nacisk osadu, o wymiarach 0,25—0,3 mm mają budowę koncentryczną. Zewnątrz warstewka ooidu jest najeżona kryształkami dolomitu nieco większymi od tych, z których są utworzone laminy (fot. 12). Wolne przestrzenie interstycjalne decydują o znacznej porowatości skały.

W oolicie występują liczne drobne ośrodki ślimaków (o wymiarach 2—3 mm) i niewielkie kilkumilimetrowe odciski małżów z rodzaju *Myophoriopsis* Wöhrmann (*Pseudocorbula* Philippi). W stropie występują otoczaki dolomitów triasowych o strukturze oolitowej, częściej afanitowej, dowodzące rozmycia osadów i spłylenia. Powierzchnia warstwy oolitowej jest pokryta warstewką dolomitu skorupowego krzemienistego. Jest ona nierówna, niejako falista, najwidoczniej synsedymenciecznie rozmyta. Dolomit skorupowy przywiera do niej cienką powłoczką, więc nie wyrównuje. Jeszcze wyżej występuje warstewka czerwonej substancji ziemistej o miąższości kilku milimetrów, zamykająca kompleks utworów diploporowych (fig. 5).

Na obszarze antykliny paleozoicznej, w bliskim kontakcie ze skałami dewońskimi, dolomity diploporowe są o wiele bardziej czyste, przeważnie krystaliczne, więcej zwarte i nieregularnie gruboławicowe. Są one podobne do dolomitów kruszonośnych. W strefie kontaktu o szerokości kilkunastu metrów występują w utworach triasowych otoczaki i okrucy skał dewońskich o różnej wielkości, wtrącone w osad bez uporządkowania i jakiegokolwiek selekcji (fig. 4). Większość okruców jest ostrokrawędzista o wymiarach od kilku milimetrów do kilkunastu centymetrów (fot. 7). Materiał klastyczny odznacza się świeżością odłamu i silnym przywarciem do tła dolomitu triasowego. Ilość okruców jest zmienna, zwiększająca się w stronę kontaktu, jednak niewystarczająca do zetknięcia się ziarn. Mniej lub więcej zlepieńcowate dolomity diploporowe nie wykazują w tych warunkach warstwowania, natomiast są bardziej spękane. Sama płaszczyna kontaktu jest stroma, a skała dewońska (dolomit) zwietrzała, rozmyta, gładka, pokryta powłoczką zielonej substancji łożwej.

Wykształcenie dolomitów triasowych wskazuje na kontakt klifowy, ale świeże powierzchnie odłamu okruców, ich ostrokrawędzistość i brak

²¹ Glony od czasu W. Gümbela (1871) nie były na obszarze śląsko-krakowskim opracowywane. Dziś byłoby celowe ponowić szczegółowe badania. Rzadko znajdowane dobre okazy próbowałem oznaczyć wspólnie z C. Pastwą-Leszczyńską (C. Pastwa-Leszczyńska, S. Sliwiński 1960), m. in. jeden gatunek z obszaru Żeliszławic. Biorąc pod uwagę morfologiczne cechy gatunku i odrębności dysponowanego okazu wydało się nam celowe wprowadzenie odmiany *Diplopora annulata* f. *physoporelloidea*.

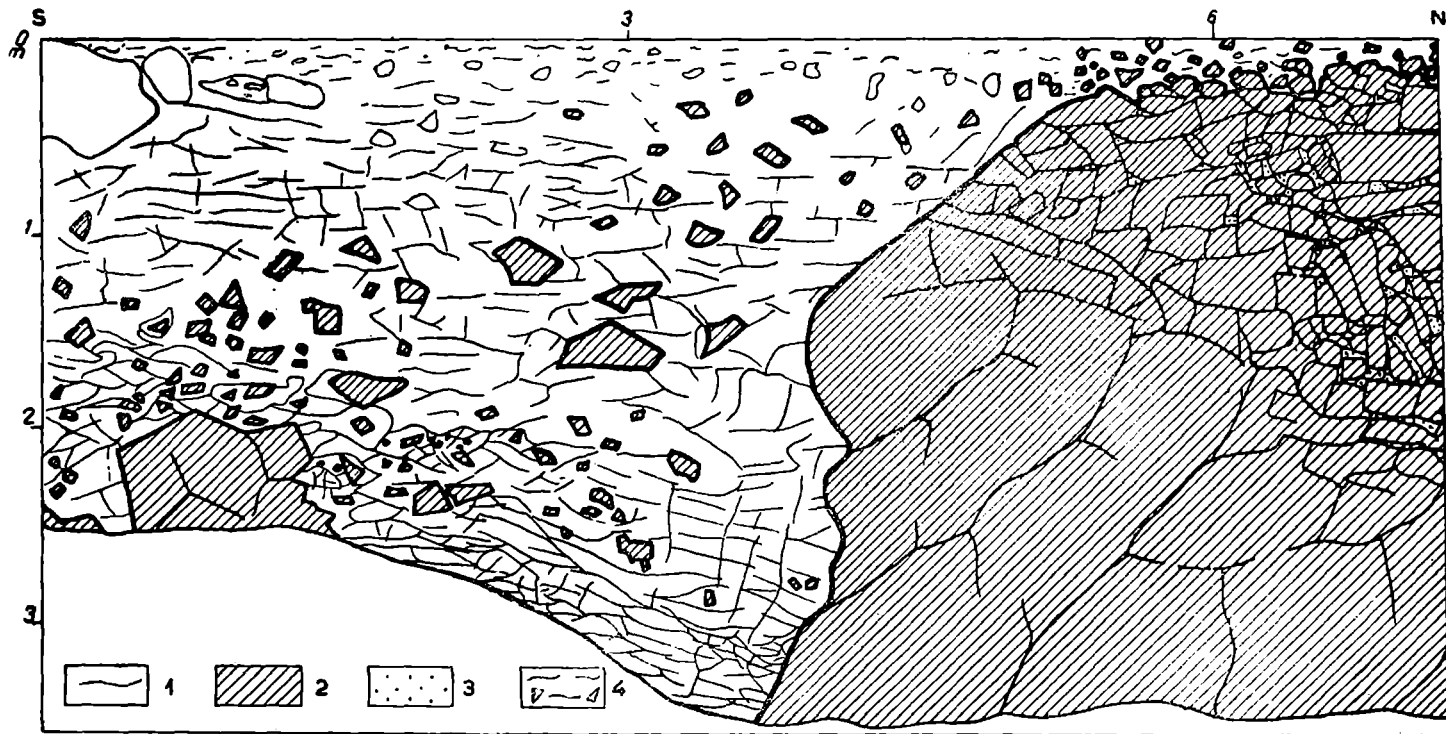


Fig. 4. Brekcja klifowa w wapieniu muszlowym na kontakcie ze skałami dewonu (wkop opodal Nowej Wioski)
 1 — dolomity diploporowe, 2 — dolomity żywetu, 3 — glinika ziemista żółta w rozruszonych skałach dewońskich, 4 — rumosz

warstwowania osadu sugerują dodatkowy czynnik brekcjotwórczy. Zasięg regionalny zjawiska (w Kluczach są znane identyczne zlepieńce) oraz zmiany w konfiguracji dna (inny typ osadów) na przełomie środkowego i górnego wapienia muszlowego wskazują na możliwość ruchów skorupy ziemskiej. Nie jest wykluczone, że w triasie w strefie antyklinalnej debnicko-siewierskiej występowały trzęsienia ziemi.

Dolomity diploporowe w związku z dużą odpornością na wietrzenie zajmują znaczne powierzchnie. Występują one na wzgórzach Warpia i Trzebieszawic oraz na północy w okolicy Brudzowic. Jako wyborowy materiał budowlany są eksploatowane w wielu gospodarskich łomach.

Warstwy tarnowickie

Górny wapień muszlowy reprezentują na obszarze siewierskim tylko dolomity i wapień. Utwory te ocalały w strzępach w czasie erozji przedkajprowej rozwijającej się od wschodu²². W Gołuchowicach odsłonięto szybkami kompletny profil opisywanych utworów (fig. 5). Użyte dane wskazują na dwudzielność poziomu. Ogólnie mamy: u dołu — margle i dolomity margliste, wyżej — wapień i dolomity wapniste. Między tymi utworami brak ostrej granicy, dolomity w wapienie przechodzą stopniowo, przez warstwę zlepieńców sródfornacyjnych. Miąższość niższego poziomu można ocenić na 12 m, wyższego zaś trudno określić, ponieważ jest silnie zniszczony, miąższość jego wynosi około 3 m. W sumie utwory te reprezentują warstwy tarnowickie.

Utwory dolomityczne niższego poziomu odznaczają się gładką laminacją, powodującą płytkowy rozpad po uderzeniu, przedtem makroskopowo niewidoczną. S. Doktorowicz-Hrebnicki (1935) z tego powodu nazywał je *dolomitami płytkowymi*.

Najniżej, na nierównej powierzchni dolomitów diploporowych występują margle dolomityczne łupkowe o miąższości 1—2 m. Wyżej spoczywają dolomity ilaste. Ogólnie są to utwory pelitowe zbite lub kryptoziarniste i afanitowe, zawierające autigeniczny kwarc, mikę i piryt (w małej domieszce).

W okolicy Brudzowic i Dziewek równoważne utwory są nieco inaczej wykształcone. Dolomity są mniej ilaste, bardziej gruboławicowe i bez podzielności płytkowej, przy czym częściowo oolitowe. Kompleks oolitowy o miąższości kilku metrów występuje w dolnej części profilu, około 3 m ponad granicą z dolomitami diploporowymi. Ooidy warstw tarnowickich różnią się kształtem i strukturą od ooidów dolomitów diploporowych. Są przede wszystkim drobniejsze, bardziej zróżnicowane pod względem kształtu i średnicy (0,15—0,35 mm), często wałeczkowate, dyskooidalne, wewnątrz pełne. Niektóre spłaszczone elementy przypominają małżoraczki, inne ośrodki małżów i ślimaków niezwykle drobnych (2—3 mm).

Utwory przejściowe do wyższych warstw tarnowickich są zlepieńcowate. Znane są one tylko z Gołuchowic (fig. 5). Są to margle dolomi-

²² W okolicy Zawiercia brak utworów tarnowickich, a kajper styka się wprost ze środkowym wapieniem muszlowym.

tyczne, cienkowarstwowane, z otoczkami dolomitów wymytych z podłoża. Są to więc zlepieńce śródformacyjne, o otoczkach różnej wielkości, od kilku milimetrów do kilkunastu centymetrów. Większe bryły i bloczki mają górną powierzchnię rozmytą, a dolną płaską. W profilu Gł3 zrna-

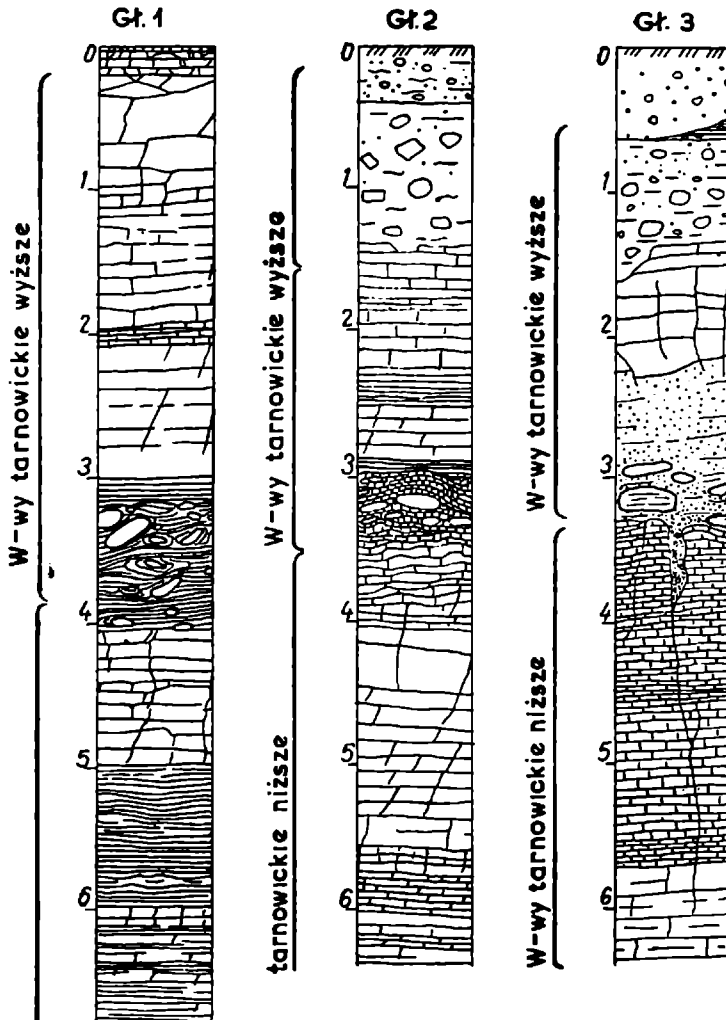
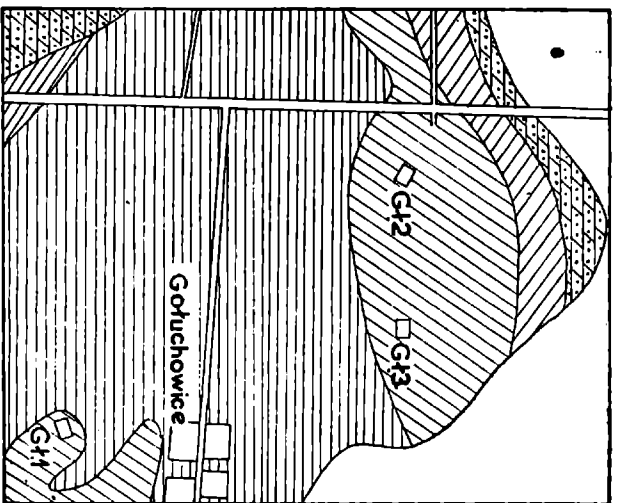


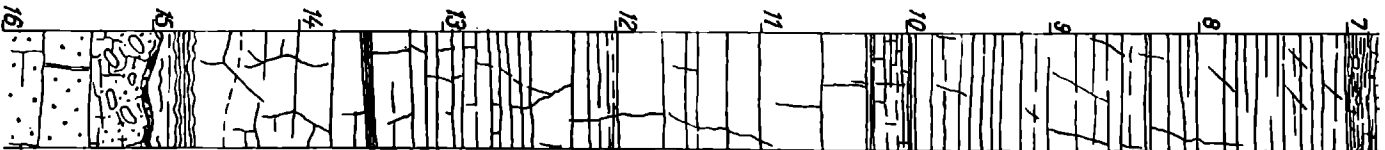
Fig. 5. Profile litologiczne utworów górnego wapienia muszlowego (w Gołuchowicach) 1 — piaski deluwialne (czwartorzęd), 2 — ility, brekcje i margle czerwone (kajper), 3 — wapienie oolitowe (górną wapień muszlowy), 4 — dolomity tarnowickie, 5 — dolomity dypoporowe, 6 — gleba gliniasta z okruchami wapienia (Gł2, Gł3), 7 — ilt czerwony z gruzkami wapienia (Gł3, kajper), 8 — rumosz wapieni zbitych, po części oolitowych (Gł2, Gł3), 9 — wapienie białokremowe, kryptozłarniste, zbite (Gł1), 10 — dolomity zielonawoszare, nieco oolitowe, 11 — dolomity margliste, cienkoławicowe, 12 — dolomity jak wyżej, ale bardziej cienkopłytkowe, 13 — margle dolomityczne kremowożółte, laminowane, 14 — margle dolomityczne z otoczkami dolomitów tarnowickich, 15 — margle oolitowe wapińskie również z otoczkami dolomitów tarnowickich, 16 — dolomity dypoporowe — oolitowe, białe, z ośrodkami drobnych małżów i ślimaków, zwykle zlepieńcowate. Między warstwami środkowego i górnego wapienia muszlowego zaznacza się mała niezgodność kątowa

U w a g a. Objasnienia: 1-5 dotyczą szkicu geologicznego, 6-16 — profili.



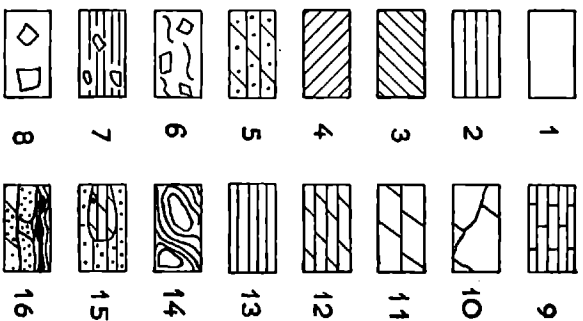
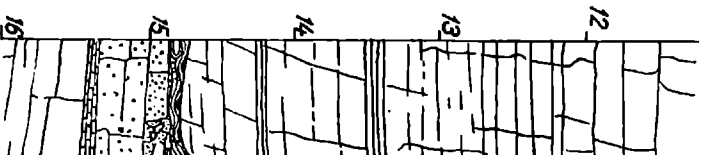
W-wy tarnowickie niższe

Dol. dipoporowe



W-wy

Dol. dipoporowe



U w a g a. Koszka ze szrafura 12 powinno być 9, natomiast 9 ma być 12.

cza się wyraźna przerwa w sedymentacji. Margle zawierające otoczaki są bardziej luźne i wapniste oraz oolitowe.

Wapienie dolomityczne stanowiące wyższy poziom warstw tarnowickich są z reguły nieco oolitowe. Ooidy są tu większe od poprzednio opisanych, ale radsze, tkwiące w odosobnieniu w wapieniu afanitowym. Zachodzi przy tym znaczna zmienność facjalna, ponieważ kilkaset metrów obok występują wapienie wyraźnie oolitowe (Gł3). Kilkadziesiąt metrów na północ od szybiku Gł2 występują w glebie okruchy wapieni mlecznobiałych, zawierające człony liliowców (utworzone z niebieskawego kalcytu?). Na południe od Gołuchowic, obok szybiku Gł1 spoczywają w glinie na zerodowanej powierzchni utworów tarnowickich bloczki wapieni zlepieńcowych o strukturze organogenicznej. Utwory tego typu *in situ* są nieznane. Szary wapień krystaliczny gąbczasto-porowaty, z licznymi skorupkami małżów, zawiera okruchy ostrokrawędziste wapienia białego o strukturze afanitowej. Są to być może resztki jakiejś wyższej serii zlepieńcowej górnego wapienia muszlowego na wtórnym złożu.

Wapniste utwory wyższych warstw tarnowickich, sporadycznie oolitowe, wykazują objawy dolomityzacji. Charakterystyczne dolomity ze względu na podobieństwo do dolomitów kruszczośnych występują w łomie obok szybiku Gł1. Są one żółtawoszare, krystaliczne, drobnoziarniste, śladowo oolitowe, bez uwarstwienia i laminacji. Ku górze dolomity przechodzą plamisto w wapienie. Z fauny obserwuje się nieczęsto *Velopecten alberti* Goldf., częściej zęby i kości kręgowców²³.

KAJPER

Niemal połowę obszaru siewierskiego zajmują wychodnie utworów kajpru (jeśli nie liczyć cienkiego nadkładu utworów czwartorzędowych). Na powierzchni ukazują się często czerwone iły, rzadziej białe wapienie, a głębiej występują lokalnie czarne łupki węglowe. Łącznie jest to kajper dolny i górny.

Kajper dolny

Po ustąpieniu morza triasowego nastąpiła erozja i nie było warunków do wykształcenia pokrywy jednolitych osadów. Na przeważającej części obszaru brak utworów dolnokajprowych, a tam, gdzie one występują, są bardzo zróżnicowane.

Na północ od Dziewek, tuż za grzbietem paleozoicznym opodal miejscowości Zabijak, stwierdzono otworami ciemnoszare i czarne mułowce węgliste z wkładkami wapieni. Bezpośrednio na dolomitach diploporowych występują mułowce falisto laminowane z odciskami skrzypów *Equisetites arenaceus* Her. Nieco wyżej znajdują się mułowce brudnoszare z małżoraczkami *Cytherella avoida* Alex., *C. benniei* Jon.

²³ Stanowisko stratygraficzne warstw tarnowickich wymaga uzasadnienia paleontologicznego, zwłaszcza co do dolnej części tzw. *dolomitów płytkowych*. H. Senkowiczowa jest skłonna zaliczać te utwory do środkowego wapienia muszlowego przede wszystkim ze względu na cechy litologiczne. Wątpliwości i różnice zdań wynikają z niedostatku fauny. Ta, którą stwierdziłem na obszarze siewierskim (przeważnie drobne małże, ślimaki, liliowce i małżoraczki), nie jest opracowana i nie wiadomo co wniesie do stratygrafii.

i *Candona globosa* J o n. Jeszcze wyżej spoczywa ławica wapienia z małżoraczkami i *Unio*, następnie warstewka węgla o grubości 3 cm, mułowce z florą i małżoraczkami, wapień różowoszary oraz mułowce mikowate z *Equisetites arenaceus*. Miąższość wymienionych utworów wynosi około 30 m. Ku północy stają się one bardziej piaszczyste z mniejszą ilością flory, przybierając coraz bardziej barwę czerwoną (fig. 7).

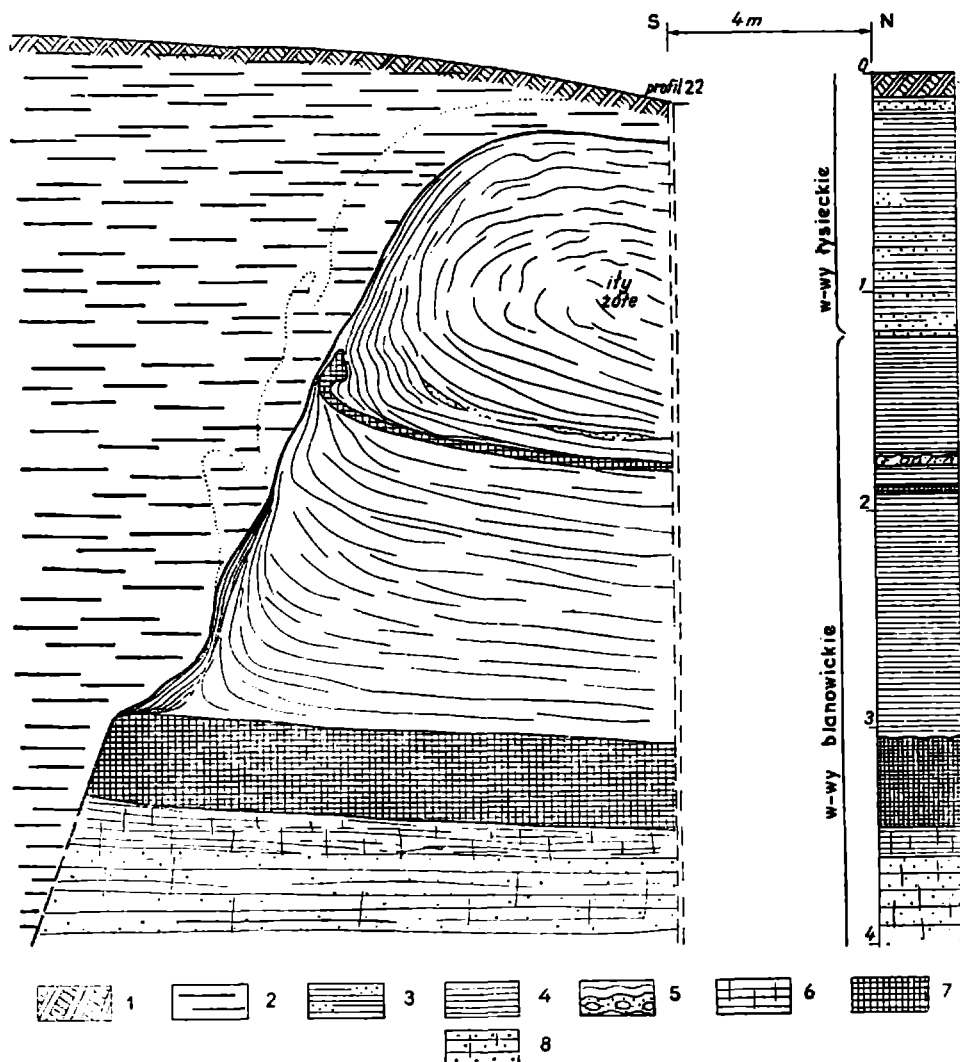


Fig. 6. Kontakt uskokowy utworów kajpra i liasu (opodal Piwonii, z prawej strony Czarnej Przemszy, cegielnia)

1 — gleba gliniasta humusowa, 2 — il czerwony niewarstwowany, 3 — lupek ilasty żółtoszary z laminami piasku lub piaskowca drobnziarnistego, 4 — ilolupek ciemnoszary z detrytusem flory, 5 — piasek z kongrecjami pirytu, 6 — il z korzonkami roślin, 7 — węgiel łupkowy ilasty, spękany, z rozmyciem w stropie (w poziomie wyższym — węgiel błyszczący), 8 — mułek popielatoszary z minką i kaolinem

W Trzebieszawicach na dolomitach tarnowickich spoczywają dolomity wapniste z wkładkami mułowców glaukonitowych. Utwory te są afanitowe, zbite, jasnoszare z odcieniem zielonym, przewarstwione marglami. Zawierają masowo *Estheria elliptica* Jon., *E. murchisoniae* Jon., *E. concentrica* Jon. i *E. minuta* Alex.

W Gołuchowicach na zachód od wsi występują mułowce sypliwe popielatoszare z odcieniem różowym, z domieszką miki i kaolinu. Opodal w rowie gazociągowym odsłonięto zielonawoszare ility z wkładkami wapieni zawierających małżoraczki. Wapień jest ciemnoszary, krystaliczny, zwięzły, o przełamie nierównym, zawierający odciski małżów z rodzaju *Unio* (o długości skorup do 1 cm). Wapień ten obserwował już F. Roemer (1870).

Obok Kuźnicy Sulikowskiej na wschodnim krańcu wsi, a właściwie w pobliskim lesie, nawiercono dolomity popielate o odcieniu zielonym, o miąższości 25 m. Margliste dolomity o strukturze oolitowej zawierają małżoraczki.

Opisane utwory wapienno-dolomitowe dolnego kajpru w Kuźnicy Sulikowskiej, Trzebieszawicach i Gołuchowicach spoczywają na mniej ściętych utworach wapienia muszlowego niż węgliste utwory w Zabijaku. Z tego wynika, że mogą one być nieco starsze od tych ostatnich. Węglanowe utwory są osadem wysładzających się zbiorników reliktowych po ustępującym morzu triasowym. Na obszarze chrzanowskim za równowiekowe można uważać dolomity i gipsy.

Godna uwagi jest ławica wapienia z *Unio*, dość stała nie tylko na obszarze siewierskim, lecz i olkuskim (F. Roemer 1870; J. Znosko 1953). Rejestrują ją liczne nowe wiercenia (fig. 7, profil B449). Utwory węglisto-piaszczyste w Zabijaku są zapewne młodsze od dolomitów wapnistych z Kuźnicy Sulikowskiej i Trzebieszawic, a prawdopodobnie współczesne mułowcom i wapieniom z Gołuchowic. Świadczy o tym zgodne następstwo podobnych utworów w okolicy Miotka i Olkusza i jednolity nakład utworów dolnokajprowych.

Utwory węgliste z florą nie występują na obszarze na południowo-wschód od grzbietu dewońskiego w Dziewkach, a mułowcowo-wapniste z fauną nie wykraczają poza niego na północ. Wskazuje to na wcześniejsze ustąpienie morza na północy i niejednolite warunki sedimentacji bagienno-jeziornej.

Kajper górny

Do utworów górnego kajpru należą: ility, iłolupki, piaskowce, zlepy wapienno-oolitowe, margle i wapienie margliste. Przeważają ility o barwie czerwonej, sporadycznie z zielonymi plamami. Domieszka substancji wapnistej podnosi ich twardość, zmniejszając plastyczność. Wskutek tego nie są to surowce przydatne dla ceramiki, chociaż były próby ich zastosowania.

Iłolupki, również czerwone, odznaczają się podzielnością płytkową, zwłaszcza w przypadku piaszczystości. Występują one w mniejszej ilości i to przeważnie w niższej części profilu.

Piaskowce tworzą sporadyczne wkładki wśród iłów. Są one drobnoziarniste, zielone oraz wykazują przekątne warstwowanie (odsłonięcie przy torach w Piwoni).

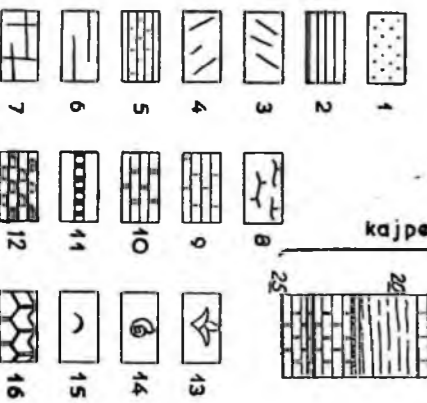
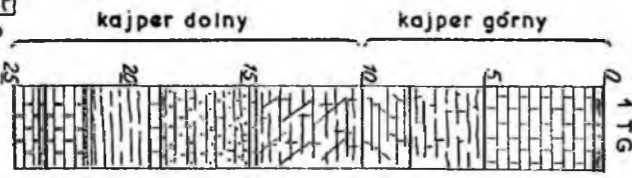
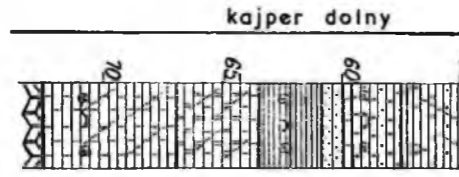
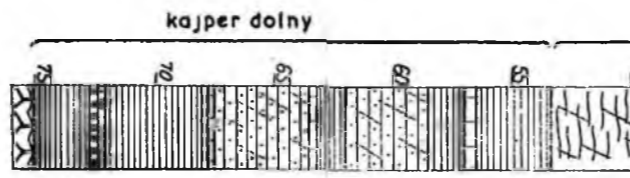
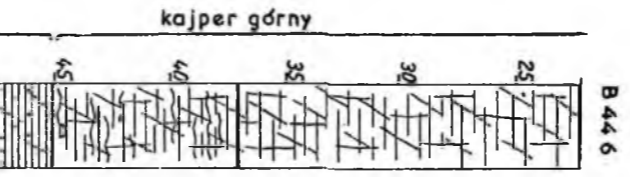
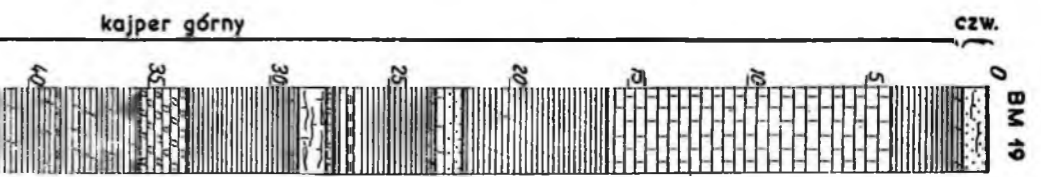
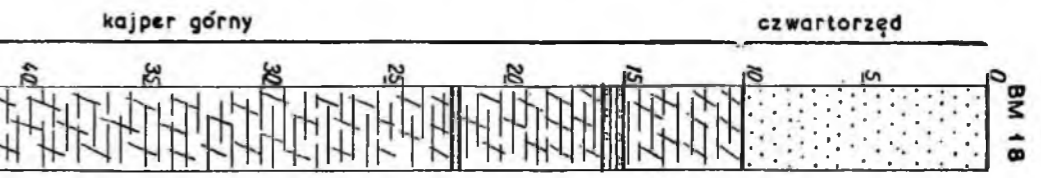


Fig. 7. Profile utworów kajprowych

1 — piasek drobnoziarnisty, 2 — ilotunki szare, wężyste, 3 — barwa czerwona utworów, 4 — barwa zielonawa utworów, 5 — płaskowce łaste lub mulołwce z młką, 6 — bł, 7 — łłwce, 8 — margle, 9 — wapień, 10 — dolomity, 11 — węgle łaste, 12 — brekcje wapińskie, 13 — strzyżypy, 14 — esterle, 15 — matoraczki, 16 — dolomity diploporowe

Zlepy wapienno-oolitowe, zajmujące niemałą część profilu (fig. 7), są zielonawoszare, margliste, oolitowe i pizolitowe oraz gruzłowate. Występują one w formie cienkich ławic wśród czerwonych iłów, tworząc sporadycznie poziomy o dużej miąższości, nieraz do kilku metrów. Wapienie gruzłowate pizolitowe o średnicy ooidów dochodzącej do kilku milimetrów są zwykle różowoszare, spojone zwięzłym wapieniem afanitowym (odsłonięcie 1 km na wschód od Nowej Wioski). Utwory te przechodzą ku górze w wapienie afanitowe bez oolitów — gruboławicowe białe wapienie woźnickie. K. Łydka (1956a) dopatruje się w strukturach ooidowych natury organogenicznej.

Zlepy ooidowe są wykształcone dość rozmaicie. W okolicy Poręby (na północ od osady) i w okolicy Zawiercia są to brekcje wapienne o wymiarach poszczególnych elementów oolitowych 3—5 cm. Konkrecyjne utwory wapienne barwy czekoladowej wykazują wewnątrz fragmenty skorupki małżów (*Unio kajperinus* — F. Roemer 1870). Mniejsze ziarna pizolitowe zawierają w jądrach kwarc lub okruchy wapieni. Ławice osiągają miąższość kilkudziesięciu centymetrów, a nawarstwiając się tworzą kompleks o miąższości kilku metrów. Sporadycznie trafiają się łodygi zwęglonych roślin i wkładki węgla (okolice Niwki). Brekcja oolitowa wykazuje przekątne warstwowanie.

Nieco inny rodzaj brekcji występuje w ławicy o miąższości kilkudziesięciu centymetrów opodal Gołuchowic i Sulikowa. Jest to niejako piaskowiec pseudoolitowy, dolomityczny, żółty, przepelniony detrytusem kostnym (zęby ryb). Wśród materiału klastycznego znajduje się materiał pochodzący z rozmycia dolomitycznych utworów wapienia muszlowego.

Utwory oolitowo-zlepowe mimo różnego wykształcenia nazywane są ogólnie *brekcją lisowską* (F. Roemer 1870; J. Znosko 1953). Nie reprezentują one określonego poziomu stratygraficznego ani nie przedstawiają określonego typu litologicznego. Klasyczna brekcja z Lisowa zawiera kwarc, kwalifikujący ją na piaskowiec, natomiast inne brekcje z różnych poziomów kajpru prawie nie wykazują kwarcu, tylko elementy wapniste. Zatem jest możliwa duża zmienność facjalna.

Wapienie woźnickie występują w postaci płyty o miąższości kilkunastu metrów, na obszarze między Porębą a Woźnikami. Koło Gołuchowic, Brudzowic i Nowej Wioski znajdują się tylko oderwane jej płyty. Wapienie tu występujące są czyste, zbite, gruboławicowe, seledynowe lub białe, kryptoziarniste i afanitowe. Liczne szczeliny rozcinają skałę cegiełkowo (fot. 5). Fauny się nie obserwuje, natomiast często florę. W Porębie wapienie tego wieku zawierają liście o unerwieniu równoległym i szyszki nieznanymi bliżej roślin²⁴.

Utwory kajpru górnego zarówno ily, jak wapienie, są sedymentem jeziornym, powstałym w zbiorniku o obniżającym się dnie ku północy. Wyklinowywanie się utworów wapiennych ku południowi, coraz większy w tym kierunku rozwój brekcji oolitowych i detrytycznych (Sulików), dość częste występowanie w skałach zwęglonych roślin wskazuje na bliskość brzegu. Wydaje się, że obecna granica intersekcyjna utworów kaj-

²⁴ W 1954 r. zebrałem wspólnie z S. Siedleckim bogate skupienia owocni, łodyg i liści kilku rodzajów roślin, prawdopodobnie nagozalażkowych. Materiały te znajdują się w Instytucie Botaniki U.J.

pru jest niewiele cofnięta od linii ich pierwotnego zasięgu (2—3 km). Potwierdza to występowanie izolowanych płatów utworów kajpru na obszarze zwartej wychodni wapienia muszlowego, blisko (około 1 km) regularnej granicy intersekcyjnej utworów środkowego i górnego triasu.

J U R A

RETYK

Problem retyku, jego utworów i przynależności do triasu czy do jury, jest wciąż dyskusyjny. Niemcy, jak wiadomo, zaliczają retyk do triasu, a Francuzi do liasu (M. Gignoux 1956). Na obszarze siewierskim zaliczenie utworów do retyku jest problematyczne, przy czym charakterem litologicznym lepiej nawiązują one do jury.

Bezpośrednio na utworach kajpru leżą glinki popielatoszare i niebieskawozielone z pirytem, o miąższości około 6 m (fig. 8). Zmiana litologiczna od czerwonych iłów kajpru do popielatych glinek retyku zachodzi na odcinku kilku metrów, przez utwory plamiste. Glinki popielatozielone nie wykazują warstwowania; wydają się być rozmieszczone gniazdowo jako residuum zwietrzałych utworów kajpru. Ślady podobnych utworów stwierdziłem szybikiem w Gołuchowicach, w odległości 400 m na zachód od drogi Siewierz—Trzebieszawice. Po przebiciu około 2 m warstwy żwirów jurajskich odsłoniły się brekcje iłowe pstre z okruchami ochrowo-żółtych piaskowców mułowcowych o miąższości 50 cm. Niżej znajdował się ił niebieskawozielony zawierający kubiczne ziarna pirytu.

Na sąsiednim terenie obserwowałem utwory retyckie w profilu Parkoszowice (2K, 3 km na północo-wschód od Zawiercia). Między czerwonymi iłami kajpru a oliwkowozielonymi iłowcami syderytycznymi liasu występuje warstwa czerwonego zlepieńca iłowo-marglistego z gruzłami i ooidami wapiennymi, impregnowanego pirytem. Miąższość tych utworów wynosi tam około 3 m.

Do najistotniejszych zatem cech utworów retyckich należą: zlepieńcowatość oparta na klastycznym materiale kajprowym, domieszka glinki (kaolinitowej?) i kwarcu oraz nieregularnie rozproszony piryt. Przeważa zielona barwa osadów, a pstra i czerwonożółta dotyczy tylko utworów brekcyjnych rezydualnych.

LIAS

Utwory liasu są lepiej zindywidualizowane niż retyku i odznaczają się większą ciągłością poziomą. Na obszarze siewierskim spoczywają one na utworach kajpru lub retyku, a na sąsiednim terenie, w Mierzęcicach — na różnych poziomach wapienia muszlowego. Przekraczające ułożenie zostało uwarunkowane dłuższą przerwą w sedymentacji, jaka powstała na pograniczu triasu i jury, i rozwijającą się wówczas erozją. Wynikła z tego niezgodność stratygraficzna, litologiczna i kątowa na styku odpowiednich utworów. Utwory liasu odcinają się od utworów kajpru (i retyku) ciemną lub białoszarą barwą, węglistością, zawartością

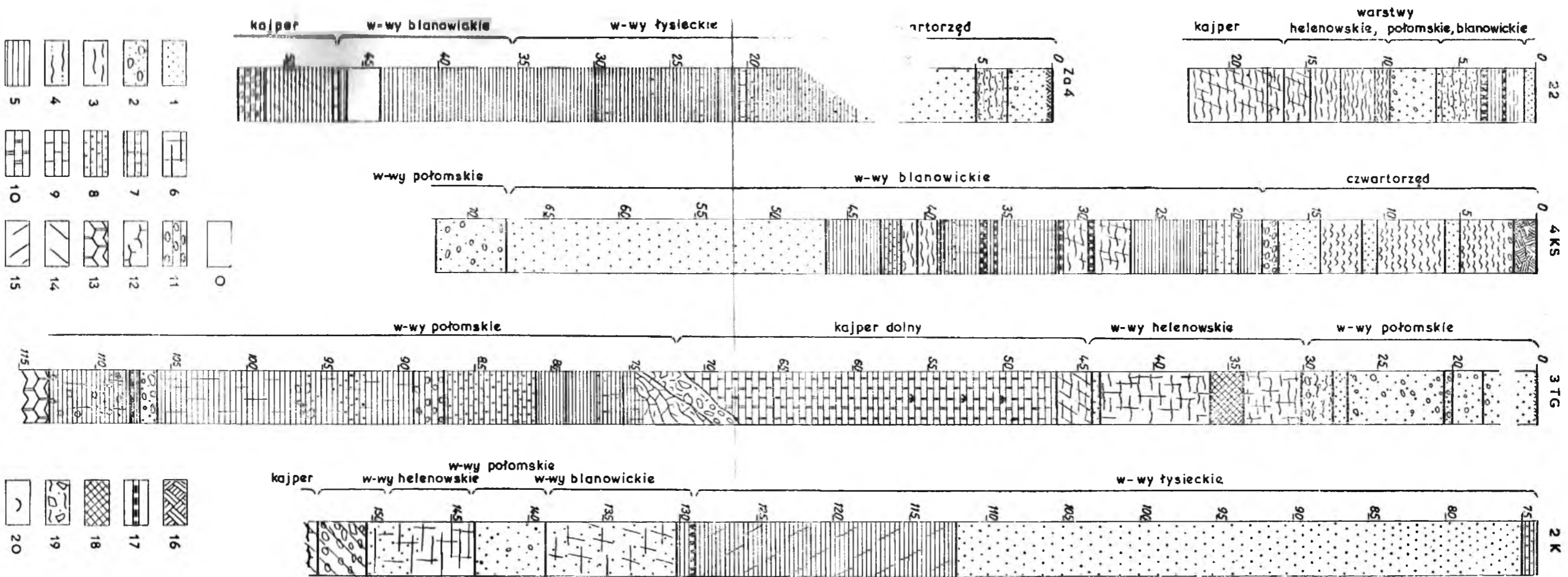


Fig. 8. Profile utworów liasowych

1 — piaszki drobnoziarniste żółtawe, 2 — piaszki gruboziarniste i twirny z otoczkami kwarcu (4Ks, 1Kb, 15 m, otoczek granitu), 3 — glina, 4 — mulek, 5 — holupki szare, węgliste, 6 — ilowce, 7 — mulowce (żółte, ciemne, 75 m, mulowce czarne z miazgą i pirylem), 8 — piaszkowce o lepszemu litym, 9 — wapień, 10 — dolomity marmelaste, popielatoszare, 11 — brekcja wapienna, marmelasta, 12 — margle, 13 — wapień gołolistski, 14 — barwa czerwona utworów, 15 — barwa zielona utworów, 16 — torf, 17 — węgiel liaste, 18 — syderyt, 19 — brekcja tektoniczna, 20 — mafłozaczki, O — brak rdzenia, zasyp

syderytu i glinki, pojawieniem się klastycznego materiału w postaci kwarcu, kwarcytu i miki.

Zgodnie ze schematem stratygraficznym J. Znoski (1955) w okolicy Siewierza można zidentyfikować następujące utwory liasu (wymieniając od dołu według nazw lokalnych): warstwy helenowskie, połomskie, blanowickie i łysieckie.

Poziomy te wyróżnił J. Znosko w obrębie liasu dolnego. Ostatnio (1959) dokonał on korekty stratygrafii utworów liasu w związku z próbą przeprowadzenia paralelizacji warstw z obszaru zawierciańsko-olkuskiego i Pomorza Zachodniego. Na podstawie małżów i amonitów znalezionych na obszarze pomorskim wyraża przypuszczenie, że warstwy blanowickie i łysieckie reprezentują lias górny, połomskie — środkowy, a helenowskie — dolny.

Charakterystyka makroskopowa utworów liasu oparta na wymienionych na wstępie kryteriach: barwy, składu litologicznego i jego szczególnych komponentów, została przeprowadzona na podstawie obserwacji poczynionych w odsłonięciach naturalnych, w szybikach i na rdzeniach wiertniczych. Wiele materiału można było zaczerpnąć do tego z publikacji F. Roemera (1870), M. Raciborskiego (1882), F. Rutkowskiego (1923), S. Dotorowicza-Hrebnickiego (1928), A. Dratha (1935), J. Premika (1931, 1933) oraz z monografii J. Znoski (1955). Na temat sedymentacji i petrografii żwirów połomskich pisali R. Unrug i A. Calikowski (1960).

Warstwy helenowskie

W profilu TG3 stwierdzono iłowce seledynowozielone, zawierające syderyt o miąższości 2 m. Węglan żelaza występujący w postaci romboedrycznych ziarn tworzy w całym profilu domieszkę w zielonawych iłowcach, a w przypadku pokładu skupia się w agregat ziarnisty o znacznej zwięzłości. Jest to skała żółtobrunatna, krystaliczna, drobnoziarnista, zbita, o znacznym ciężarze właściwym. Analiza dwóch różnych próbek wykazała zawartość około 39% Fe. Podobne iłowce z rozproszonymi ziarnami syderytu występują konkordantnie z retykiem w Parkoszowicach (fig. 8, profil 3TG oraz 2K). Inne profile nie wykazują tych utworów, co pozwala wnioskować tylko o lokalnym ich wykształceniu.

Warstwy połomskie

Reprezentują je utwory klastyczne allochtoniczne, takie jak: żwiry, piaski i glinki. Na obszarze siewierskim tworzą one charakterystyczne pokrywy wzgórz, np. w Gołuchowicach, na Łysej Górze, w Zabijaku i w wielu innych miejscowościach na północo-wschodzie. Utwory te występują stosunkowo blisko krawędzi erozyjnej wapienia muszlowego, na terenie wschodni utworów kajpru. Piaski podobne do połomskich znajdują się na terenie wschodni wapienia muszlowego przy rozwidleniu dróg niedaleko na północ od cmentarza w Kuźnicy Sulikowskiej (wkop gazociągu). Za utwory połomskie występujące na niskich poziomach wapienia muszlowego zostały uznane piaski i piaskowce w Mierzęcicach (A. Calikowski 1959), chociaż ich wykształcenie jest nieco różne od tego, jakie się obserwuje w okolicy Siewierza.

Żwirry połomskie występujące w Gołuchowicach, Łysej Górze i w Zabijaku oraz w wielu miejscach na północo-wschód od linii wyznaczonej przez te miejscowości są typowe dla utworów z Połomi. Może nieco więcej zawierają glinki i większe mają otoczaki. Przeciętna wielkość otoczków waha się w granicach 3—5 cm, maksymalna zaś 15—18 cm. Podstawowym składnikiem utworu jest piasek o średnicy ziarn 1—2 mm.

Duże otoczaki wykazują najwyższy stopień zaokrąglenia (0,9), a sferyczność wahającą się w granicach 0,3—0,9 (W. C. Krumbein i L. L. Sloss 1956). We frakcji średnioziarnistej przeważają otoczaki białego i różowego kwarcu o zaokrągleniu 0,7—0,9 i sferyczności 0,5—0,7. Drobne ziarna kwarcu o wymiarach milimetrycznych są ostrokrawędziste. Prócz kwarców występują otoczaki piaskowców zlepieńcowych, kwarcytowych i glaukonitowych oraz różowych i czarnych rogowców. Największe otoczaki są utworzone z kwarcytu czy też piaskowca kwarcytowego średnioziarnistego, różowego. Na Łysej Górze i w innych miejscowościach występują ogładzone, lecz niezaokrąglone okruchy drewna skrzemionkowanego o średnicy kilkunastu centymetrów²⁵.

Żwirry połomskie zawierają domieszkę substancji kaolinowej. Na Łysej Górze kaolin obficie oblepia otoczaki i ziarna piasku, a miejscami tworzy kilkumetrowe soczewki czystego utworu pelitowego. Jest to o tyle ważne, że w Połomi kaolinu się nie obserwuje (J. Znosko 1955).

Piaski z domieszką kaolinu stwierdzono wkopem w niższej przełęczy na terenie wychodni utworów dewonu w Nowej Wiosce. Są one grube, ziarniste, żwirkowe, różowe, nieco scementowane kaolinem; przypominają bardzo kruchy piaskowiec. Prócz tego występują szare piaskowce węgliste, wypełniające zapewne jakieś koryto.

Stosunek tych utworów do wyżej leżących warstw blanowickich jest niejasny. Mimo starszego wieku leżą one hipsometrycznie wyżej niż warstwy blanowickie. Tylko w jednym miejscu, obok mostu kolejowego nad Czarnej Przemszą (rów gazociągu) obserwowałem piaski z nielicznymi otoczkami kwarcytu (średnicy 12 cm), jakby co najmniej przepłukanymi. Leżą one niżej od występujących obok utworów warstw blanowickich. Podobne utwory wykazują profile 3TG i 22 (fig. 8). Ogólnie można stwierdzić, że piaski liasowe występujące hipsometrycznie niżej od warstw blanowickich są bardziej drobnoziarniste i zawierają mniejszą domieszkę substancji kaolinowej od tych, które występują obok na wzniesieniach kałowych — klasycznych żwirów połomskich.

Żwirry liasowe występujące na kontakcie z warstwami gogolińskimi (profil wiertniczy 3TG) w Kuźnicy Sulikowskiej należy uważać za utwór szczelinowy związane z uskokiem.

Co do genezy materiału klastycznego panuje na ogół zgodny pogląd na jego pochodzenie z południo-wschodu. R. Unrug i A. Calikowski (196) oceniają długość drogi transportu na podstawie stopnia obtoczenia ziaren na 250—300 km, wskazując na możliwy obszar alimentacyjny w okolicy Przemysła. Zdaniem tych autorów, materiał klastyczny pochodzi z utworów dolnodewońskich. Jednak obecność araukarii w żwirach połomskich nawiązuje ich genezę do arkozy kwaczalskiej. Nieco inny skład min

²⁵ M. Turnau-Morawska stwierdza na podstawie obserwacji mikroskopowej, że drewno wykazuje cechy araukarii kwaczalskiej z Chrzanowa (informacja ustna).

rałów akcesorycznych arkozy i brak w niej materiału klastycznego żwarcytowego nie przekreśla takiej ewentualności, jeśli się weźmie pod uwagę, że arkoza karbońska spod Krakowa mogła mieć nieco inny skład niż kwaczalska. Obszar krakowski ma o tyle odrębne cechy, gdy chodzi o wykształcenie utworów paleozoicznych (względem obszaru śląskiego), że takie hipotezy mogą być brane pod uwagę. W każdym razie pochodzenie materiału żwirów połomskich z eluwiów permskich, jak to określa W. Kuźniar, jest prawdopodobne. Świadczy o tym duży stopień zakrąglenia otoczków (zapewne wielokrotna przeróbka), stała domieszka kaolinu i liczne fragmenty araukarii.

Warstwy blanowickie

Kompleks utworów piaszczysto-łupkowych z pokładami węgla, podścielony piaskami lub bezpośrednio występujący na utworach kajpru, określa się nazwą *warstwy blanowickie*. Kompleks jest dwudzielny. U dołu występują popielatoszare piaski pylaste z miką i kaolinem, nieco wyżej — piaskowce brudnoszare, średnioziarniste z korzonkami roślin. W sumie są to utwory sypkie lub kruche, bez wyraźnego warstwowania. W piaskowcach węglistych trafiają się fragmenty drewna objęte konkreccjami pirytu. Na warstwie piaskowca spoczywa pokład węgla brunatnego o miąższości 40—120 cm. Miąższość zmienia się znacznie w odległości kilkuset metrów. W okolicy Siewierza i w kierunku wschodnim waha się ona najczęściej około 90 cm. Świdrem lub kilofem odsłonięto węgiel w Piwoni (fig. 6), niedaleko cegielni w Siewierzu (z lewej strony rzeki, na głębokości 12 m), w lasach piwońskich (obok zabudowań ob. K. Gi-bałki), w Gołuchowicach (obok domostw ob. Sosnowskiego) i w Porębie przy torze kolejowym.

Węgiel brunatny warstw blanowickich zawiera sporo popiołu (20%) i odznacza się małą kalorycznością (4000—5300 cal). Pewna zawartość związków bitumicznych kwalifikuje go bardziej jako surowiec do przeróbki chemicznej niż na opał. W przeszłości był on eksploatowany w kilku kopalniach w Porębie, w lasach piwońskich i w Mierzęcicach. Poszukiwania wykonane przez Biuro Dokumentacji Geologicznej Górnictwa Węglowego w Katowicach w latach 1956—1957 nie rokują węglem blanowickim okolic Siewierza wartości przemysłowej.

Badania petrograficzne węgla blanowickiego przeprowadził A. Drath (1935), analizę sporowo-pyłkową wykonała M. Rogalska w 1954 r., J. Znosko (1955) zaś ustalił jego wiek jurajski.

Na węglu występują łożupki ciemnoszare, plastyczne, zawierające zwęglony detrytus roślinny. W ich obrębie występuje warstewka węgla o miąższości kilku centymetrów, splekanego w drobne pryzmaty. Węgiel ten jest czarny, szklisty, o przełamie gładkim, znacznie czystszy od węgla z pokładu dolnego. W łożupkach występują laminy pylastego piasku z blaszkami miki. W odsłonięciu cegielni w Siewierzu występują w łożupkach wkładki piaskowców drobnoziarnistych, wykazujących ripple-marki. Poza tym występują tam olbrzymie buły sferosyderytów (o wymiarach kilku metrów) zawierające łożdgi zwęglonych roślin. Te uboczne wkładki nie dyskwalifikują jednak wartościowego surowca ceramicznego, jakim są łożupki i ily warstw blanowickich. Ogólna miąższość utworów

PLEJSTOCEN

Do utworów plejstocenijskich należą różne piaski i gliny morenowe. Ich miąższość sięga około 30 m.

Na różnych poziomach wapienia muszlowego, najczęściej na wapieniach gogolińskich, spoczywają gliny zielonawożółte z okruchami wapieni. Jest to zwierzelina skał miejscowych z domieszką ziarn piasku

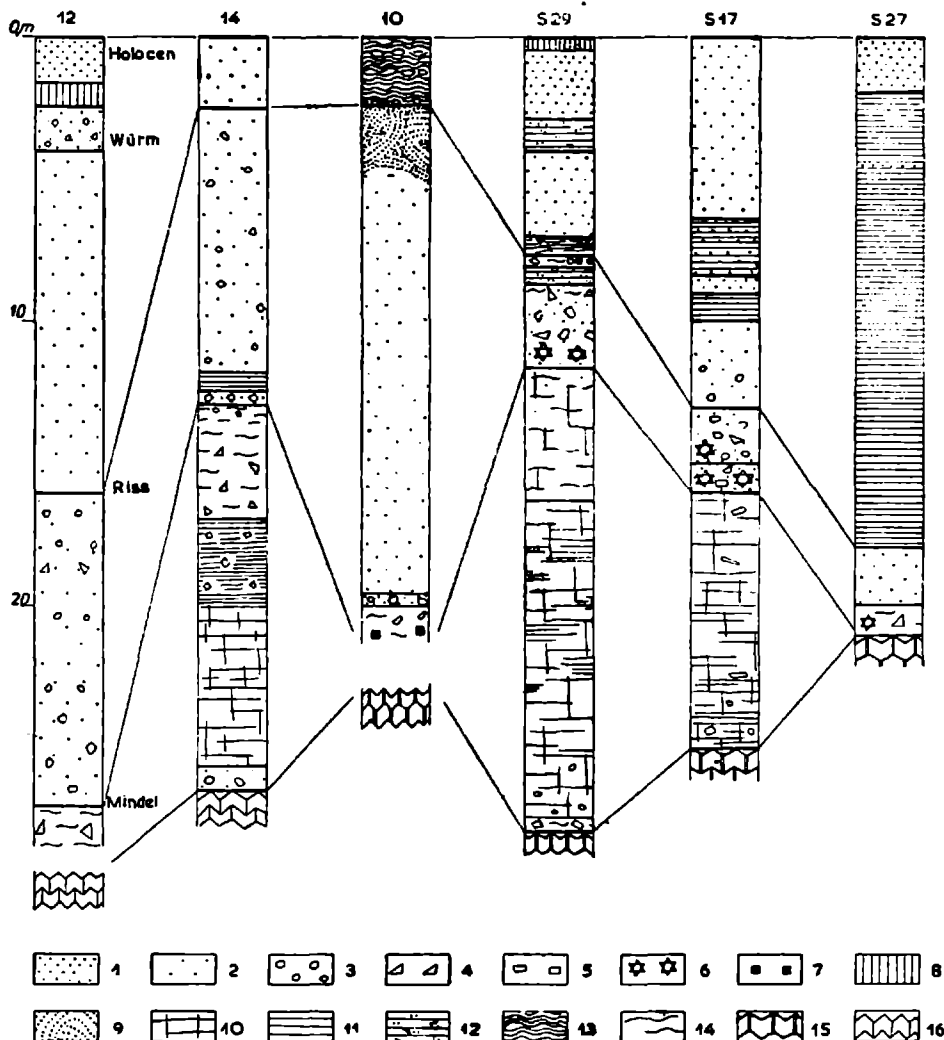


Fig. 9. Profile utworów czwartorzędowych

1 — piasek wydymowy, 2 — piasek drobnoziarnisty żółty transportu wodnego, 3 — otoczaki kwarcu lub kwarcytu, 4 — okruchy wapieni triasowych, 5 — okruchy dolomitów triasowych, 6 — otoczaki granitów, 7 — okruchy węgla lub lignitu, 8 — mułek torfowy, 9 — piaski rzeczne przekątnie warstwowane, 10 — mułek lessopodobny, 11 — mułek ciemnoszary, warstwowany, 12 — mułek niebieskawo-zielono-szary, z pojedynczymi ziarnami, 13 — glina zielonawożółta, 14 — glina żółta, 15 — il warwowy z konkrecjami syderycznymi, 16 — wapienie t

(fig. 9). Nie obserwuje się w tym poziomie materiału północnego. Wyższe leżą mułki lessopodobne żółtawoszare i glina morenowa ciemnoszara: wapienista, z okruchami wapieni. Utwory te występują w dolinach rzecznych, tworząc ciągiy poziom, przerwany tylko w korycie rzeki i zastąpiony piaskami młodszymi.

Ze względu na brak materiału północnego utwory te można uważać za ślad zlodowacenia innego niż to, które złożyło materiał z okruchami granitów. Przyjmując pogląd S. Doktorowicza-Hrebnińskiego (1935) występowanie na Górnym Śląsku osadów dwóch zlodowaceń i dane stratygraficzne J. Czarnockiego dla Gór Świętokrzyskich (*vide* M. Gignoux 1956, s. 915), utwory te można uważać za ślad zlodowacenia krakowskiego (Mindel).

Powyżej utworów morenowych starszego zlodowacenia znajduje się kompleks piasków przekątnie warstwowych o miąższości kilkudziesięciu metrów. Są to zapewne te same piaski co w dolinie Kłodnicy, co stwierdził A. Jahn (1955), porównując je z piaskami pobliskiej doliny Bryniewskiej. Piaski tego typu ukazują się w lewym zboczu koryta Czarnej Przemyślanki obok Siewierza w ścianie III tarasu. Obserwowałem je też w rowie gwałtownym, tnącym poprzecznie dolinę rzeczną w Kuźnicy Świętojańskiej. Opisane piaski zajmują największą miąższość w porównaniu do pozostałych utworów plejstocenu (około 20 m).

Co do wieku lub stosunku piasków do kolejnych zlodowaceń brakuje zgodności poglądów. J. Lewiński wiązał je z fazą nasuwającego się lodowca. S. Doktorowicz-Hrebniński uznał piaski za utwór rzeczny — nierzeczywisty (1935), A. Jahn zaś określił je jako osad peryglacjalny z okresu ostatniego zlodowacenia — bałtyckiego. Z tego widać, że tym w przedmiocie genezy piasków panuje zgodność poglądów.

Na piaskach krzyżowo warstwowych występuje koło Siewierza kład ilów cienko laminowanych o typie utworów wstęgowych (nad Czarną Przemyślanką niedaleko mostu przy drodze do Sulikowa). Barwa ilów niejednorodna, żółtawoszara i czekoladowa z czerwonymi plamami. Miąższość tych ilów wynosi kilka metrów. Odpowiednikiem wiekowym utworu są prawdopodobnie w Brudzowicach gliny brunatnożółte z cząstkami granitów i wapieni (profil wiertniczy S27).

Według J. Czarnockiego (*vide* M. Gignoux 1956, s. 915) ility wstęgowy są utworem zastoiskowym, powstałym w okresie nasuwania się lodowca. Jest więc możliwe, że na obszarze siewierskim ility wstęgowe i ility z otoczkami granitów odpowiadają następnemu z kolei zlodowaceni środkowopolskiemu (Riss). Brak młodszej moreny koło Siewierza wzywałby na zatrzymanie się lodowca na przedpolu Wyżyny Śląskiej w Brudzowicach.

W okresie ostatniego zlodowacenia — bałtyckiego — tworzyły się wydmy, przekształcające się nadal w holocenie (K. Schoeneich 1956).

HOLOCEN

Do utworów holocenijskich należą rozmyte piaski wydmowe, ility rzeczne, mady i mułki łąkowo-bagiennie.

Piaski wydmowe niejednokrotnie i obecnie przewiewane występują w obniżeniu północnym, sięgając Siewierza. Wydmy są wydłużone

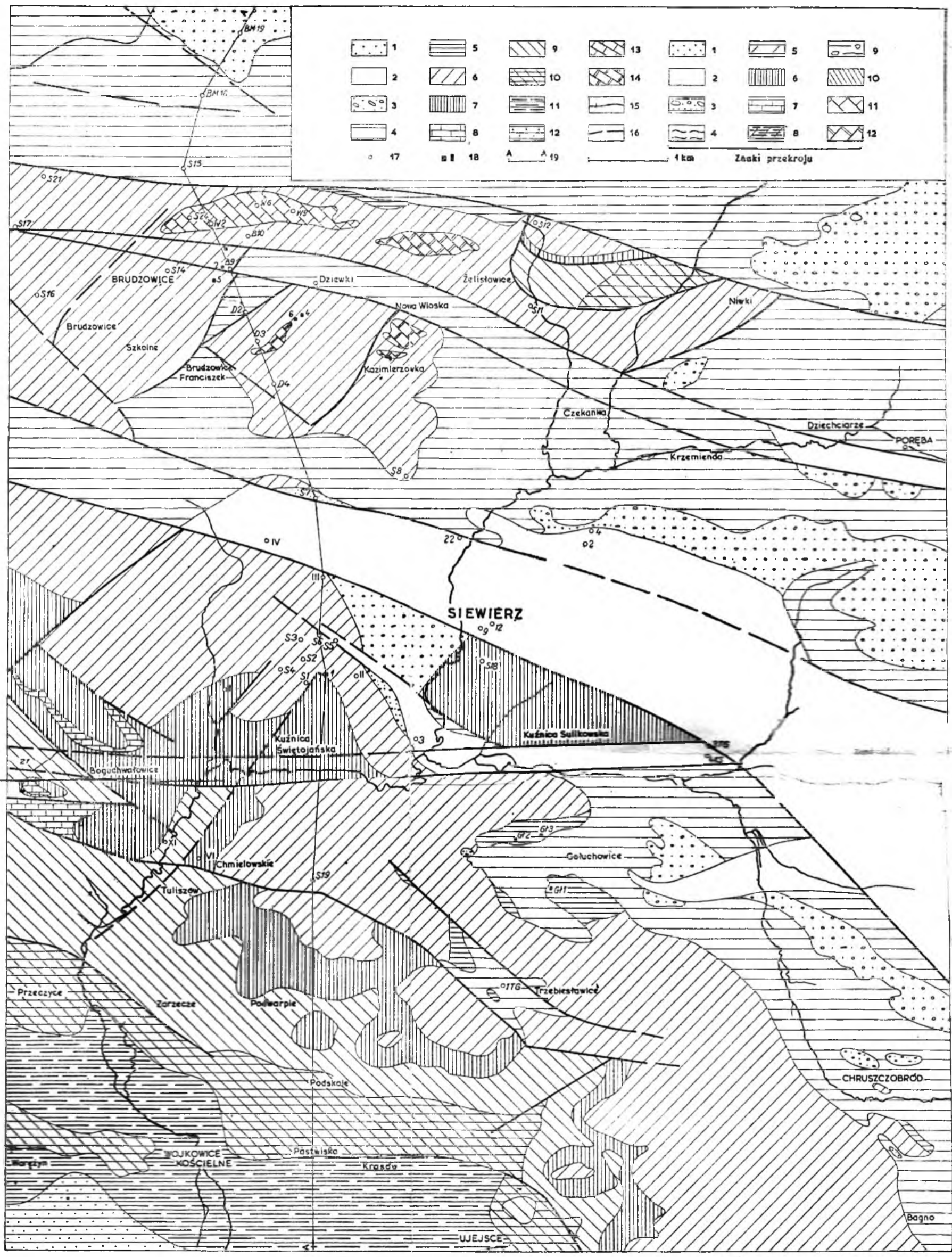
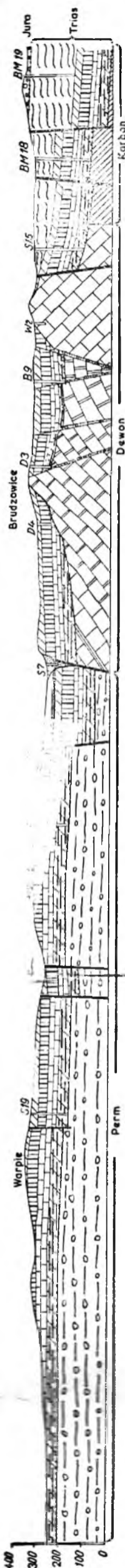


Fig. 10. Szkic tektoniczny obszaru siewierskiego (intersekcja mezozoiczna) oraz przekrój geologiczny wzdłuż linii A—A

1 — utwory krasowe, 2 — warstwy blonowickie, 3 — warstwy polomskie, 4 — kajper, 5 — warstwy tarnowickie, 6 — dolomity diploporowe, 7 — dolomity kruszczośne, 8 — wapień gorazdeckie, 9 — warstwy gogolińskie górne, 10 — warstwy gogolińskie dolne, 11 — ret, 12 — pstry piaskowiec niższy, 13 — wapień żywetu, 14 — dolomity żywetu, 15 — uskoki stwierdzone, 16 — uskoki przypuszczalne, 17 — profile wiertnicze, 18 — odslonięcia sztuczne (szybiki i wkopy), 19 — linia przekroju. Objaśnienia do przekroju: 1 — piaski pylaste i glinki ochrowe (trzeciorzęd), 2 — ilopluki z węglem brunatnym (lias, warstwy blonowickie), 3 — piaskowce i konglomeraty (lias, warstwy polomskie), 4 — piaskowce, ily i wapień (kajper), 5 — dolomity diploporowe, 6 — dolomity kruszczośne, 7 — wapień gogolińskie, 8 — dolomity, margle dolomityczne i piaskowce (ret), 9 — konglomeraty i ily z gipsami (perm), 10 — łupki karbonu dolnego, 11 — wapień żywetu, 12 — dolomity żywetu

chodu na wschód. Większość ich jest rozmyta lub rozwiana, stąd kształty zatarte, a względna wysokość nie przekracza kilku metrów. Najwyżej i najdalej wysunięte są one po okolicę Poręby, gdzie Czarna Przemsza wypreparowała klasyczne 4 tarasy (J. Lewiński 1914). W okolicy Siewierza piaski wydymowe zajmują największą zwartą powierzchnię, zapewne w związku z położeniem po stronie odwietrznej (ku południowo-zachodowi wznosi się pasmo wzgórz wapienia muszlowego). Piaski te są obecnie wykorzystywane jako materiał budowlany.

Najniższy taras zalewowy zbudowany jest z mułków i piasków rzecznych. Rzeka wcinając weń koryto odsłania koło Siewierza mułki do głębokości 2 m. Mułki są ciemno- i brunatnoszare, torfiaste, zawierające fragmenty drewna i rekwizyty działalności człowieka²⁶.

Osady mułkowe są niewątpliwie młode, może tysiącletnie. Według kronik (M. Kantor-Mirski 1931—1938) Czarna Przemsza była w przeszłości spławną drogą wodną z Wisły na Wartę. Musiała ona wówczas prowadzić większą ilość wody transportującej mułki. W ostatnich czasach debit rzeki znacznie się zmniejszył, tak iż płynie ona wąską strugą meandrując po tarasie zalewowym, podcina to prawy, to lewy brzeg, tworząc pętle i łachy. Dowodzi to osuszenia klimatu, przypuszczalnie głównie z powodu wyrąbania lasów, co wywarło również wpływ na uruchomienie wydym.

TEKTONIKA

W budowie geologicznej obszaru siewierskiego grają rolę dwie odrębne struktury: hercyńska i kimeryjska. W pierwszej uczestniczą utwory dewonu i karbonu, w drugiej — permu, triasu i jury. Między górotworem paleozoicznym a mezozoicznym (włączając utwory permu) zaznacza się niezgodność tektoniczna, a nawet luka stratygraficzna w obrębie utworów górnego karbonu i permu. Utrudnia ona poważnie ustalenie wieku starszych ruchów tektonicznych. Brak utworów młodszych od jury nie pozwala datować ruchów alpejskich.

Na obszarze Brudzowic, Dziewek i Nowej Wioski skały paleozoiczne tworzą antyklinę o biegu WNW—ESE. Jej fragmenty, występujące płytko pod utworami triasu (fig. 10, 11), można było ustalić w Zawierciu, w Porębie i w kierunku zachodnim. Najdalsze stanowisko utworów dewońskich na zachodzie znajduje się w profilu *BM127* na południku Woźnik.

Strukturę antyklinalną obcinają uskoki podłużne od południa i od północy, a dwa dodatkowe tną ją pośrodku wzdłuż osi. Te ostatnie mogły

²⁶ W prawym brzegu rzeki na południe od Siewierza woda wypłukuje z mułków kruszywo dolomitowe, podobne do odpadu z płuczki. W osadzie tkwią nieokreślone kłoc drewniane. Dalej z biegiem rzeki aż do Kuźnicy Świętojańskiej występują wśród mułku skorupy żużlu piecowego o treści masykotu (PbO). Są to płytki o dużym ciężarze właściwym, o powierzchni kilkunastu centymetrów kwadratowych i grubości około 2 cm. Po jednej stronie są one bardziej czerwone, z drugiej — popielate. W przeszłości garncarze zbierali ów żużel pod nazwą *pacyny*, stosując do polewy naczyń. Produkt to niewątpliwie sztuczny i świadczy o dawnym górnictwie i wytopie srebra.

powstać wskutek silnego gięcia sztywnych utworów antykliny, wycinając element zaklinowujący się między stykające się jej skrzydła (*vide* przekrój, fig. 3, 10). Dzięki temu utworzył się wąski rów, w którym znalazły się utwory kajpru (Dziewki i Nowa Wioska).

Po południowej stronie antykliny biegnie uskoku o wysokości zrzutu kilkuset metrów. Wzdłuż niego stykają się ilasto-klastyczne utwory permu z węglanowymi dewonu. Linia uskoku WNW—ESE biegnie w odległości 1—2 km na północ od Siewierza. Uskok ten wyznacza północny brzeg rowu permskiego, ciągnącego się od Tucznej Baby przez Siewierz do Bibieli i dalej do Strzybnicy. Rów miał charakter zapadliska przedgórskiego i został uwarunkowany przez permanentne ruchy obniżające w permie. W miarę subsydencji gromadził się w rowie materiał klastyczny dewoński, znoszony z północy, i karboński, transportowany z południa. Na obszarze rowu czynne były wtedy wulkany, dostarczające do sedymentu tufu, brył porfiru i melafiru (J. B. Pusch 1881 oraz własne obserwacje rdzeni wiertniczych w Bibieli).

Po północnej stronie antykliny występuje rów tektoniczny, w którym znajdują się zrzucone utwory karbonu. Perm reprezentują śladowo nietypowe utwory zlepieńców. Rów ten musi być głęboki, skoro kryje utwory dolnego karbonu oraz przypuszczalnie — górnego dewonu. Utworzył się on zapewne w górnym permie, gdyż gdyby był starszy, byłby wypełniony osadami permu dolnego (jak rów południowy).

Granice północne rowu północnego i południowe — południowego nie są wyznaczone. Elementy te znajdują się poza obszarem siewierskim i tylko w sposób przybliżony można oceniać szerokość rowów na kilka kilometrów.

Fragmenty obciętej antykliny ukazują się na powierzchni terenu w postaci dwóch przeciwległych skrzydeł (fig. 3). Wychodnie dolomitów dewońskich w Brudzowicach i Nowej Wiosce reprezentują fragmenty skrzydła południowego. Upady warstw wahają się tu około 38° ku S. W pasmie Dziewek i Podlaśnej, stanowiącym dłuższy fragment skrzydła północnego, upady podlegają większemu wahaniu od 25° ku NNE na zachodzie, do 40° w tym samym kierunku na wschodzie (fot. 2). Tak znaczna różnica w pochyleniu warstw co do kierunku (na północ i na południe) na małej odległości poziomej została uwarunkowana rozłamem w osi antykliny, jako że skały dewońskie sztywne i o dużej miąższości nie mogły się uplastyczniać.

Na terenie rowów warstwy leżą rozmaicie: permskie w rowie południowym — poziomo, karbońskie zaś na północy — stromo (50—90°).

Luki w profilu między dewonem a karbonem, karbonem a permem nie pozwalają na określenie wieku ruchów fałdowych. Niektóre fazy ruchów można ustalić z następujących faktów:

1) brak utworów górnego dewonu na wychodni przedtriasowej od Brudzowic do Olkusza (występowanie żywetu),

2) na obszarze antykliny brak utworów młodszych od żywetu, a starszych od retu,

3) w rowie północnym brak utworów westfalu, stwierdzonych w Mrzygłodzie, występowanie zaś namuru (bez węgli),

4) mniejsza miąższość warstw dolnego namuru w pobliskim Gołonogu niż na Śląsku (K. Bojkowski 1959),

5) ułożenie utworów permu na kulmie (R. Michael 1914; F. Rutkowski 1928),

6) równoległy przebieg antykliny siewierskiej i siodła głównego.

Wymienione stosunki mogły powstać przy założeniu kilkakrotnych ruchów tektonicznych. Przypuszczalnie pierwsze ruchy w górnym dewonie spowodowały wydzwignięcie dna, tak iż mogły się wykształcić cieńsze (lub nie wykształcić) osady franu i famenu. Na obszarze olkuskim są one wapienne, nie margliste, a więc bardziej płytkowodne niż w Dębniku.

W morzu dolnego karbonu tworzyły się zróżnicowane osady; na obszarze grzbietu dębnickiego — wapienie (wapień węglowy), w Toszku — piaskowce i łupki (kulm), w Gołonogu — mułowce i łupki (górny dinant). Na obszarze siewierskim wykształciły się utwory tego typu co na południowym zachodzie.

W namurze morze uległo spłyceniu, o czym świadczy obecność wapieni zawierających liliowce, ale brzeg był daleki (brak węgla). Dno było raczej stabilne, stąd też mniejsza miąższość osadów niż na Śląsku.

Pelitowe utwory westfalu w Mrzygłodzie nie sugerują przejawów fazy kruszczogórskiej (powinny być gruboklastyczne). Dopiero faza asturyjska przejawiała się sfałdowaniem warstw karbonu i wygięciem antyklinalnym płyty dewońskiej. Po tym nastąpiło ścięcie świeżych osadów górnego karbonu aż do kulmu.

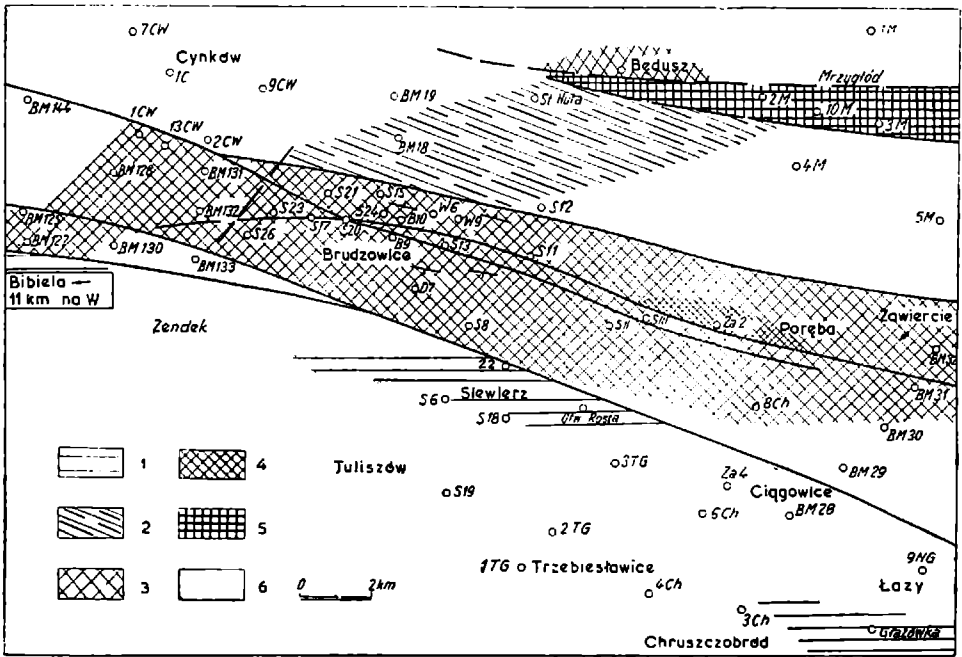


Fig. 11. Szkic tektoniczny regionu siewierskiego (intersekcja paleozoiczna)
 1 — perm (czerwony spagowiec), 2 — karbon dolny, 3 — dewon (żywet), 4 — dewon dolny,
 5 — sylur, 6 — podłoże mezozoiku dotychczas nieznanie

W permie przejawiał się wulkanizm w związku z ruchami dysjunktywnymi; tworzeniu się uskoków, zrębów i rowów towarzyszyło dźwignięcie się antykliny, a zarazem wzmożona erozja i sedymentacja fanglomeratów. Odsłonięty spękany blokowo górotwór dewoński został rozcięty wzdłuż linii tektonicznych na odosobnione kry, sterzące skałkowo do 200 m ponad równiną permską. Skały dewońskie wypolerowane lotnymi piaskami pustymi, nigdy nie przykryte osadami klastycznymi permu i niższego pstręgo piaskowca, stanowiły jedyne urozmaicenie krajobrazu obejmowanego transgresją triasową.

Tektonika pokrywy mezozoicznej jest prosta, mimo że uwzględnia skomplikowaną strukturę paleozoiczną. Stosunkowo cienka warstwa morskich utworów triasu spoczywa na niejednorodnym tektonicznie podłożu paleozoicznym, powtarzając jego deniwelacje.

W strefie antyklinalnej warstwy triasu są wygięte kopułowo, na pozostałym zaś obszarze leżą płasko, pocięte uskokami tworzą zręby i rowy. Główny bieg uskoków ma kierunki WNW—ESE, w mniejszym stopniu NW—SE. Szczeliny o biegu SW—NE zaznaczają się tylko w ciocie. Wysokość zrzutów waha się w granicach kilkudziesięciu metrów, rzadko przekraczając 50 m. W południowej części obszaru warstwy zapadają monoklinalnie w kierunku NE przy nachyleniu 2—5°. W okolicy antykliny warstwy wapienia muszlowego zapadają odśrodkowo we wszystkich kierunkach, co dowodzi podniesienia się antykliny po triasie. Dźwignięcie to było jednak nieznaczne, o czym świadczy małe wychylenie warstw triasowych (15°).

W rowie podłużnym w Dziewkach i Nowej Wiosce ułożenie warstw triasu jest nieckowate. W samej bruździe i na stokach północnych upad skierowany jest ku południowi, a w części zawieszanej na cokole dewońskim skrzydła południowego — ku północy (fig. 3). Wskazuje to na podniesienie się przeciwległych skrzydeł przy opadnięciu części środkowej.

Starokimeryjskie ruchy tektoniczne powtarzały się w obrębie antykliny kilkakrotnie. Zachodziły one w środkowym triasie, poza tym w kajprze i w liasie²⁷.

Brak utworów górnego wapienia muszlowego w północno-wschodniej części obszaru siewierskiego oraz w okolicy Zawiercia wskazuje na regionalne dźwignięcie się skorupy ziemskiej ku górze, ustąpienie morza i erozję. W kajprze podniosła się w obrębie Wyżyny Śląskiej południowo-zachodnia część ziemi siewierskiej (okolica Mierzęcic), co zainicjowało erozję wapienia muszlowego na długo przed liasem. Wydaje się też, że w tym czasie dźwignęła się nieco antyklina dewońska w Brudzowicach, wskutek czego nie doszło do odłożenia się utworów kajpru, a utwory liasu spoczęły bezpośrednio na skałach dewońskich (II przełęcz koło Nowej Wioski). Rów tektoniczny w Dziewkach u schyłku kajpru jeszcze

²⁷ Argument J. Lisa i Z. Wójcika (1960), jakoby drganiom skorupy ziemskiej miał zaprzeczać brak zaburzeń w obrębie kanału krasowego w Kluczach, nie wydaje się przekonujący. W obrębie łomu w Kluczach stwierdzono ponad wszelką wątpliwość liczne dyslokacje (A. Tokarski 1958), a osobiście obserwowałem 5—6-metrowe krater i rowy o założeniu tektonicznym, wypełnione dolomitami triasowymi, zawierającym świeżo odłamane okruchy, bloczki i bloki dolomitów dewońskich. Brak zaburzenia w jaskini można tłumaczyć wcześniejszym zapełnieniem komór krasowych osadami triasu.

nie istniał, ponieważ nie został wypełniony piaskami liasu, znajdującymi się obecnie hipsometrycznie wyżej w Nowej Wiosce i w Zabijaku. Utworzył się on zatem po liasie. Ustalenie jego wieku pozwala określić wiek mineralizacji kruszcowej rozwiniętej w skałach triasowych i dewońskich w pobliżu uskoku w Brudzowicach (fig. 10, teren dawnego kopalnictwa oraz profile wiertnicze B9, S13, S17).

Inny uskok poliasowy został stwierdzony w Piwoni (fig. 6). Wzdłuż płaszczyzny WNW—ESE nasunięte są utwory kajpru na warstwy liasu, z północy na południe. Wysokość nasunięcia wynosi ponad 30 m. Dane z otworów wiertniczych (S5, 3TG, S18) wskazują, że mniej więcej równoległa linia dyslokacyjna biegnie na południe od Siewierza ku Kuźnicy Sulikowskiej, wyznaczając rów z osadami liasu.

Warstwy liasu znajdują się w analogicznej sytuacji w Porębie. Rów w Trzebieszawicach mimo znacznej głębokości nie zawiera utworów liasu, co dowodzi wieku poliasowego.

Tektonika zrębowa obszaru siewierskiego jest poliasowa. Blższe określenie wieku ruchów jest niemożliwe ze względu na brak utworów mezozoicznych młodszych i trzeciorzędowych. Uwzględniając fakt przecinania utworów kredy przez niektóre przedłużające się ku wschodowi uskoki (A. Tokarski 1958) można sądzić, że utworzyły się one w orogenezie alpejskiej.

POROWATOŚĆ

Węglanowe utwory dewonu, jako zwięzłe, zbite, spękane i o dużej miąższości, wykazują znaczną pojemność szczelinowo-porową. Brak wkładek marglistych powoduje, że przepływ cieczy nie ma charakteru zorientowanego, a komunikatywność wód jest szczelinowa, swobodna we wszystkich kierunkach. Górówce dewońskie przedstawia zamknięty obiekt, izolowany od wpływów atmosferycznych płaszczem nieprzenikliwych utworów retu. Obszar wychodni stanowi niewielkie okno w stosunku do kubatury skał, a mimo to są one nasycone wodą znajdującą się niejednokrotnie pod napięciem. Stosunki subartezyjskie stwierdzono w Będuszu, gdzie uzyskano przyływ w otworze około 12 m³ na godz.

Drugim obiektem są utwory triasu, stanowiące poziome układy porowate, jeden w warstwach retu, a drugi — w wapieniu muszlowym. Oba są bardzo pojemne, ale wskutek częściowego ścięcia i odkrycia wapienia muszlowego znajdują się oba pod różnym wpływem. Poziom retu, jako bardziej nakryty, jest terytorialnie obszerniejszy. Skały wyższej części profilu, wybitnie porowate, razem ze spękanymi wapieniami poziomu z *Pecten discites* i *Dadocrinus kunischi* są zasobne w wodę spiętrzoną nieprzepuszczalnym stropem I poziomu wapienia falistego. Tektoniczne naruszenie tego stropu w Przeczycach (koło Zagrody Biała) uwarunkowało źródła artezyjskie. Wody wypływające samoczynnie nawiercono koło Zagrody Sokoła (XI), a w innych miejscowościach — o warunkach subartezyjskich.

Poziom komórkowy w warstwach gogolińskich sygnalizuje zwykle wodę retową, co wskazuje na lokalne połączenia.

Dolomity kruszczońskie odznaczają się porowatością szczelinową, a diploporowe — interstycjalną. Łącznie utwory te przedstawiają górotwór o dużej miąższości, z czego wynika poziom porowaty wysokiej klasy zasobowej. Ale to tylko tam, gdzie kompleks dolomitów znajduje się pod nakryciem nieprzepuszczalnych utworów kajpru. Na wychodni zwierciadło wód jest bardzo obniżone. Dlatego też wody tego poziomu mogą być udostępnione tylko przy użyciu środków technicznych (studnie, otwory).

Na terenie wychodni utworów kajpru i liasu leżą cienką pokrywą piaski czwartorzędowe. Utwory piaszczyste stanowią trzeci oddzielny poziom porowaty nasycony wodą zaskórną. Kompleks piaszczysty przedstawia niewielką pojemność, charakteryzując się małą retencją, w związku z czym w krótkich odstępach czasu na przeważającej części obszaru mają miejsce wysięki bądź zaniki wód. Stwarza to trudne warunki dla rolnictwa, a ludności czyni uciążliwą sytuację, gdy chodzi o zaopatrzenie w wodę pitną. Z powodu złej jakości wody i okresowego jej braku ostatnio dąży się do budowy studzien sposobem inżynierskim.

Charakter porowatości i warunki drożności w masywie dewońsko-triasowym musiały ongiś określać kierunkowość procesów mineralizacji. Różne wykształcenie kruszców znajduje uzasadnienie w sposobie cyrkulacji roztworów. Drożność szczelinowa w skałach dewońskich uwarunkowała gniazdowe skupienia siarczków, a śródwarstwowa w triasowych — pseudowarstwowe.

Katedra Żłóż Rud

Akademia Górniczo-Hutnicza

Kraków, czerwiec 1961 r.

L I T E R A T U R A

- AHLBURG J., 1906 — Die Trias im südlichen Oberschlesien. Inaug. Diss. Friedr.-Wilh.-Universität zu Berlin.
- ALEXANDROWICZ S., 1959 — Stratygrafia i tektonika miocenu w Halembie koło Chorzowa. *Przegl. Geol.* 7.
- ALEXANDROWICZ S., ALEXANDROWICZ Z., 1960 — Utwory triasowe w okolicach Strzemieszyc i Sławkowa. Materiały do geologii obszaru śląsko-krakowskiego. *Inst. Geol. Biul.* 152.
- ALEXANDROWICZ S., SIEDLECKI S., 1960 — Osady pstrego piaskowca w okolicach Rybnika. *Roczn. Pol. Tow. Geol.* XXX. Kraków.
- AMSTUTZ G. C., 1959 — Syngene und Epigene in Petrographie und Lagerstättenkunde. *Tscherm. Min. u. Petr. Mitteil. (Dritte Folge)* 7. H. Leitmeier, Wien.
- ASSMANN P., 1926 — Einiges zur Kenntnis der erzführenden Dolomite im östlichen Oberschlesien und in den angrenzenden Gebieten. *Z. Dtsch. Geol. Ges.* F. 78. Berlin.
- ASSMANN P., 1926a — Die Fauna der Wirbellosen und die Diploporen der ober-schl. Trias mit Ausnahme der Brachiopoden, Lamellibranchiaten, Gastropoden u. Korallen. *Jb. Preuss. Geol. L.-A.* 46 f. 1925. Berlin.
- ASSMANN P., 1933 — Die Stratigraphie der ober-schlesischen Trias. I. Der Bundsandstein.
- ASSMANN P., 1943 — Geologie des ober-schlesischen Industriegebietes. *Landeskunde der ober-schlesischen Industriegebietes.* Berlin.
- ASSMANN P., 1944 — Die Stratigraphie der ober-schlesischen Trias. *Der Muschelkalk. Abh. d. Reichsanst. f. Bodenf.* N. F. H. 208. Berlin.
- BEHRE Ch. H., 1958 — Origin of ore deposits of the Mississippi Valley type. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 69.

- [BIETIECHTIN A. G.] 1955: БЕТЕХТИН А. Г. — Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Москва.
- BOHDANOWICZ K., 1909—1910 — Wapień muszlowy w Zagłębiu Dąbrowskim. Przegl. Górn.-Hutn. VI. VII. Dąbrowa Górnicza.
- BOJKOWSKI K., 1959 — Pozycja stratygraficzna utworów nawierconych w wierceniach strukturalnym „Gołonóg”. Kwart. Geol. 3.
- BUCH L., 1805 — Geognostische Übersicht von Neu-Schlesien. L. v. Buchs gesammelte Schriften, herausgegeben von. J. Ewald, J. Roth, u. H. Eck. I. Berlin, 1867.
- CALIKOWSKI A., 1959 — Mineralizacja wapieni triasowych w Zawadzie (Górny Śląsk) i jej związek z utworami liasu. Kwart. Geol. 3.
- CZARNOCKI J., 1950 — Geologia regionu łysogórskiego w związku z zagadnieniem złoża rud żelaza w Rudkach. Prace Państw. Inst. Geol., 1, Warszawa.
- CZARNOCKI S., 1935 — Polskie Zagłębie Węglowe. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- DEGENHARDT O., 1870 — Der Oberschlesisch-polnische Bergdistrikt mit Hinweglassung des Diluviums im Anschluss an die von F. Roemer etc. angeführte geogn. Karte von Oberschlesien.
- DOKTOROWICZ-HREBNICKI S., 1928 — Sprawozdanie z badań złóż gliniek ogniotrwałych okolic Mierzęcic. Pos. Nauk. PIG. 38. Warszawa.
- DOKTOROWICZ-HREBNICKI S., 1935 — Arkusz Grodziec. Państw. Inst. Geol. Mapa Szczeg. Pol. Zagł. Węgl. 2. Warszawa.
- DRATH A., 1935 — Węgiel brunatny kopalni „Zygmunt” w Porębie obok Zawiercia. Warszawa.
- DUCHNIEWSKI E., 1958 — Glinki boksytowe w okolicy Siewierza w świetle analizy termicznej. Przegl. Geol. 5.
- ECK H., 1865 — Über die Formationen des bunten Sandsteins und des Muschelkalks in Oberschlesien und ihre Versteinerungen. Berlin.
- EKIERT F., 1957 — Warunki geologiczne występowania skał magmowych w Mrzygłodzie w okolicy Zawiercia. Kwart. Geol., 1, Warszawa.
- EKIERT F., 1959 — Złoże kopalni Bolesław na tle geologii obszaru pomiędzy Sławkowem i Olkuszem. Inst. Geol. Biul. 101. Warszawa.
- GARRELS R. M., 1941 — The Mississippi Valley type lead-zinc deposits and the problem of mineral zoning. Econ. Geol., 36.
- GIGNOUX M., 1956 — Geologia stratygraficzna. (Przekład z francuskiego).
- GOGOLCZYK W., 1956 — Rodzaj Amphipora w dewonie Polski. Acta Pal. Pol., 1, Warszawa.
- GRUSZCZYK H., 1956 — Uwagi w sprawie wykształcenia morskich utworów triasu śląsko-krakowskiego. Inst. Geol. Biul. 107. Warszawa.
- GRUSZCZYK H., 1956a — O wykształceniu i genezie śląsko-krakowskich złóż cynkowo-olowiowych. Biul. Inst. Geol. (specjalny). Warszawa.
- GÜRICH G., 1896 — Das Paleozoicum im Polnische Mittelgebirge. (Verh. Russ.-Kais. Min. Ges.). Зап. Имп. С.-Пет. Мин. Общ., Сер. 2, ч. 32, Москва-Петербург.
- HARAŃCZYK Cz., 1957 — Pierwiastki śladowe w minerałach kruszcowych ze śląsko-krakowskich złóż cynkowo-olowiowych. Inst. Geol. Biul. 115. Warszawa.
- HARAŃCZYK Cz., 1962 — Mineralogia kruszców śląsko-krakowskich złóż cynku i ołowiu. Prace Geol. Warszawa.
- JAHN A., 1955 — Dolina Kłodnicy i stratygrafia utworów plejstocenijskich pod Gliwicami (Górny Śląsk). Materiały do geologii obszaru śląsko-krakowskiego. Inst. Geol. Biul. 97. Warszawa.
- KANTOR-MIRSKI M., 1931—1938 — Z przeszłości Zagłębia Dąbrowskiego i okolic. Szkice monograficzne, I, II, III. Sosnowiec. Tow. Nauk. Zagł. Dąbrowskiego.
- KEIL K., 1956 — Die Genesis der Blei-Zinklagerstätten von Oberschlesien (Górny Śląsk — Polen). Beih. Geol., 15, Berlin.
- [KNIAZIEW I. I.] 1954: КНЯЗЕВ И. И. — Гидротермально-изменённые карбонатные породы. Изменённые околорудные породы и их поисковое значение. Труды Всес. Научно-Исслед. Геол. Инст. (ВСЕГЕИ).
- [KORZYŃSKI D. C.] 1955: КОРЖИНСКИЙ Д. С. — Очерк метасоматических процессов. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Москва.
- KOTAŃSKI Z. J., 1955 — Wapień robaczkowe środkowego triasu serii wierchowej Tatr. Acta Geol. Pol. V. Warszawa.

- KOWALCZEWSKI B., 1926 — O wapieniu muszlowym na zbczcu południowym Gór Świętokrzyskich między rzeką Łośnicą i Czarną Nidą. Spraw. Państw. Inst. Geol. 3—4. Warszawa.
- KRUMBEIN W. C., SLOSS L. L., 1956 — Stratygraphy and sedimentation (Stratigrafija i osadkoobrazowanie). Tłumaczenie z angielskiego pod. red. C. G. Sarrissjana. Moskwa 1960.
- KUŹNIAR Cz., 1932 — Złoża rud ołowiu w okolicy Siewierza. Spraw. Państw. Inst. Geol. VII. Warszawa.
- LIS J., WÓJCIK Z., 1960 — Triasowa brekcja kostna i kras kopalny w kamieniołomie Stare Gliny pod Olkuszem. Kwart. Geol. 4.
- LEWIŃSKI J., 1914 — Utwory dyluwialne i ukształtowanie powierzchni przedlodowcowej dorzecza Przemszy. Prace TNW 7.
- [LEMPICKI M. M.], 1891: ЛЭМПИЦКИ М. М. — Геологическая Горнопромышленная Карта Польско-Силезского Каменноугольного Бассейна. Петербург.
- LYDKA K., 1956 — O petrografii i sedymentacji pstrego piaskowca regionu śląsko-krakowskiego. Materiały do geologii obszaru śląsko-krakowskiego, 3. Inst. Geol. Biul. 108. Warszawa.
- LYDKA K., 1956a — O występowaniu kwarcu autogenicznego w wapieniach woźnickich. Arch. Min. XIX.
- MAŁKOWSKI S., KARASIŃSKI M., 1928 — Skład chemiczny i charakterystyka petrograficzna lamprofirów Gór Świętokrzyskich i okolic Polskiego Zagłębia Węglowego. Pos. Nauk. PIG 19—20. Warszawa.
- MAŁKOWSKI S., 1954 — O przejawach wulkanizmu Gór Świętokrzyskich. Acta Geol. Pol. IV. Warszawa.
- MICHAEL R., 1914 — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Tarnowitz-Brinitz. Berlin.
- MINČEVA-STEFANOVA J., 1959 — Zur Entstehung der Blei-Zink-Lagerstätten Sedmočislenici im Westbalkan. Freiberg. Forschungshefte C. 79. Berlin.
- [MINČEVA-STEFANOVA J.], 1961: Й. МИНЧЕВА-СТЕФАНОВА — Минералогия и проиход на полиметаллического находище Седмочисленици в западна Стара Планина. БАН, Геол. Инст. София. Mineralogie und Entstehung der Blei-Zink-Kupfer-Lagerstätte Sedmočislenici im Westbalkan.
- [NALIWKIN D. W.], 1956: НАЛИВКИН Д. В. — Учение о фациях. Акад. Наук. СССР. Отдел. Геол.-Геогр. Наук. Москва-Ленинград.
- NEWHOUSE W. H., 1933 — The temperature of formation of the Mississippi Valley lead-zinc deposits. Econ. Geol., 28.
- NEWHOUSE W. H., 1942 — Ore Deposits as Related to Structural Features. Princeton Univ. Press, 9—53.
- OHLE E. L., 1959 — Some considerations in determining the origin of ore deposits of the Mississippi Valley type. Econ. Geol. 54.
- OELSNER O., 1959 — Zur Frage der sekundaer hydrothermalen und regenerierten Lagerstätten im Sinne H. Schneiderhöhns. Z. f. angew. Geol. 5.
- PAJCHŁOWA M., 1959 — Zagadnienie stratygrafii i rozwoju facji dewonu w Polsce. Przegl. Geol. 7.
- PASTWA-LESZCZYŃSKA C., SLIWŃSKI S., 1960 — Występowanie glonów (*Dasycladaceae*) w dolomitach kruszonośnych okolic Chrzanowa. Kwart. Geol. 4.
- PIA J., 1930 — Grundsätzliches zum Vergleiche germanischer und alpiner Trias. Mitt. geol. Ges. 23. Wien.
- PIA J., 1930a — Grundbegriffe der Stratigraphie mit ausführlicher Anwendung auf die europäische Mitteltrias. Leipzig—Wien.
- PREMIK J., 1931 — Sprawozdanie z badań geologicznych 1931 r. w najbliższej okolicy Częstochowy na ark. Koziegłowy. Spraw. Nauk. PIG 31. Warszawa.
- PREMIK J., 1933 — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w 1933 r. na ark. Częstochowa oraz Woźniki. Spraw. Nauk. PIG 37. Warszawa.
- PUSCH J. B., 1881—1882 — Nowe przyczynki do geognozji Polski. Pam. Fizj. 1—2. Warszawa (wznowienie w 1955).
- RACIBORSKI M., 1882 — Flora retycka północnego stoku Gór Świętokrzyskich. Rozprawy Wydz. Mat.-Przyr. Akad. Um. 23. Kraków.
- *RAEFLER F., 1921 — Die Brauneisenerz-lagerstätten Oberschlesiens. Sonderabdruck aus der Berg- und Hüttenmänn. Rundschau.
- REIMERS A., 1941 — Das Vorkommen von Gorazdzer-Kalk in Grubenfeld der Deutsch-Bleischarleygrube bei Beuthen (OS) und seine Beziehungen zur Lagerstätte. Z. prakt. Geol. 49. Berlin.

- ROEMER F., 1870 — Geologie von Oberschlesien. Breslau.
- ROEMER F., 1866 — Über die Auffindung dewonischer Kalksteinschichten bei Siewierz im Königliche Polen. Z. d. d. geol. Ges. XVIII. Berlin.
- RÓŻYCKI F., 1924 — Stratygrafia wapienia muszlowego w północnej części Zagłębia Dąbrowskiego. Spraw. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- RÓŻYCKI S. Z., 1960 — O nazwę Jura Polska zamiast Wyżyna Krakowsko-Częstochowska. Przegl. Geol. 8.
- RUTKOWSKI F., 1923 — Sprawozdanie z dotychczasowych badań wykonanych w obszarze występowania węgla brunatnego w okolicach Zawiercia i Siewierza. Spraw. Państw. Inst. Geol. I, II. Warszawa.
- RUTKOWSKI F., 1928 — Otwór świdrowy w Głazówce. Pos. Nauk. PIG 19—20. Warszawa.
- RYKA W., SYLWESTRZAK H., 1960 — O porfiryte ze Starej Huty koło Siewierza. Kwart. Geol. 4.
- SAMSONOWICZ J., 1928 — Lamprofiry okolic Iwanisk w Łysogórach i okolic Siewierza. Pos. Nauk. PIG 19—20. Warszawa.
- SCHMIDT M., 1928 — Die Lebewelt unserer Trias. Öhringen.
- SCHNEIDERHÖHN H., 1952 — Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage. Neues Jahrb. f. Min., 2, 3. Stuttgart.
- SCHNEIDERHÖHN H., 1953 — Konvergenzerscheinungen zwischen magmatischen und sedimentären Lagerstätten. Geol. Rund., 1, Stuttgart.
- SCHOENEICH K., 1959 — Próba klasyfikacji genetycznej wydm z okolicy Warszawy. Kwart. Geol. 3.
- SCHROLL E., 1955 — Ueber das Vorkommen einiger Spurenmetalle in Blei-Zink-Erzen der ostalpinen Metallprovinz. Tscherm. min. u. petr. Mitt. (Dritte Folge) 5. H. Leitmeier. Wien.
- SEIDL K., 1960 — Zur Genesis der oberschlesischen Bleizinkerz-Lagerstätten. N. Bd Miner. Abh. 95. Stuttgart.
- SENKOWICZOWA H., 1958 — Uwagi o środkowym triasie w okolicy Radoszyc. Kwart. Geol. 2.
- SENKOWICZOWA H., 1959 — Paralelizacja profilów stratygraficznych wapienia muszlowego obszaru śląsko-krakowskiego i Gór Świętokrzyskich. Przegl. Geol. 7.
- SIEDLECKI S., 1948 — Zagadnienia stratygrafii morskich osadów triasu krakowskiego. Roczn. Państw. Inst. Geol. XVIII. Kraków.
- SIEDLECKI S., 1951 — Utwory stefañskie i permskie we wschodniej części Polskiego Zagłębia Węglowego. Acta Geol. Pol. II.
- SIEDLECKI S., 1952 — Utwory geologiczne obszaru pomiędzy Chrzanowem a Kwaczałą. Państw. Inst. Geol. Biul. 60. Warszawa.
- SIEDLECKI S., 1954 — Utwory paleozoiczne okolic Krakowa. Państw. Inst. Geol. Biul. 73. Warszawa.
- SIEDLECKI S., 1955 — Zarys historii geologicznej Górnego Śląska. „Górny Śląsk” (opracowanie zbiorowe). Polskie Tow. Geogr. Warszawa.
- SIEDLECKI S., 1962 — On the Occurrence of Silurian in the Eastern and North-Eastern Periphery of the Upper Silesian Coal Basin. Bull. d. l'Acad. Pol. d. Sci. Ser. d. sci. geol. et geogr. X.
- STAPPENBECK R., 1928 — Ausbildung und Ursprung der oberschlesischen Bleizinkerz-Lagerstätten. Arch. Lagerst. Forsch. 41. Berlin.
- STASZIC S., 1815 — O ziemiородztwie Karpatów. Wznowienie, 1955. Warszawa.
- SZAFLARSKI J., 1955 — Zarys rozwoju ukształtowania Wyżyny Śląskiej. Górny Śląsk. Kraków.
- ŚLIWIŃSKI S., 1956 — O występowaniu wapieni i dolomitów dewońskich koło Siewierza oraz o możliwości ich użytkowania. Zesz. Nauk. AGH, Geologia, 1. Kraków.
- ŚLIWIŃSKI S., 1960 — Skały wulkaniczne i dolomityzacja wapieni dewońskich w Dziewkach (koło Siewierza). Rudy i Met. Nież. V. 11/60. Katowice.
- ŚLIWIŃSKI S., 1960a — Lamprofiry i brekcje wulkaniczne wśród wapieni dewońskich w Dziewkach koło Siewierza. Przegl. Geol. 7.
- ŚLIWIŃSKI S., 1961 — Warstwy olkuskie (Les couches de region d'Olkusz). Rudy i Met. Nież., VI. 12/61. Katowice.
- TOKARSKI A., 1958 — O typach struktur wału metakarpackiego. Kwart. Geol. 2.
- UNRUG R., CALIKOWSKI A., 1960 — Sedymentacja i petrografia warstw połomskich. Roczn. Pol. Tow. Geol. XXX. Kraków.

- WIESER T., 1957 — Charakterystyka petrograficzna albitofirów, porfirów i diabazów z Mrzyglodu w okolicy Zawiercia. Kwart. Geol. 1.
- [WOLFSON F. I.], 1955: ВОЛЬФСОН Ф. И. — Структуры эндогенных рудных месторождения. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. АН СССР. Москва.
- ZNOSKO J., 1953 — O wieku brekcji lisowskiej. Biul. Inst. Geol. Warszawa.
- ZNOSKO J., 1955 — Retyk i lias między Krakowem a Wieluniem. Prace Inst. Geol. XIV. Warszawa.
- ZNOSKO J., — 1959 — Wstępny zarys stratygrafii utworów jurajskich w południowo-wschodniej części Nizy Polskiego. Kwart. Geol. 3.
- ZNOSKO J., 1960 — Tektonika obszaru częstochowskiego. Przegl. Geol. 8.

СТЕФАН СЛИВИНСКИ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА Г. СЕВЕЖ (ВЕРХНЯЯ СИЛЕЗИЯ)

Резюме

В работе описывается общегеологическое строение окрестностей г. Севеж (площадь около 160 км²).

Морфологически этот район слабо дифференцирован, особенно по сравнению с морфологией в третичном периоде, когда превышения достигали 110 м (в настоящее время 50 — 75 м). Пологие симметричные куполообразные холмы перемежаются со спокойными долинными понижениями. В рельефе отражается тектоническое и литологическое строение. Положительные формы рельефа на севере соответствуют Брудзовицкому поднятию пород раковинного известняка и девона (с наибольшей абсолютной отметкой 369 м), а на юге — с моноклиналию среднетриасовых карбонатных пород, возвышенную на такую же высоту (350 — 375 м н. у. м.) и простирающуюся в направлении СЗ — ЮВ. В середине, согласно этим направлениям, проходит продольная долина Хрущобруд - Мала-Панев, с отметками порядка 310 м. Вдоль по долине располагаются размытые дюны высотой в несколько метров. Эта долина пересекается рекой Чариа-Пшемша, протекающей от Заверце по Севеж в широтном направлении, затем по Суликув в меридиональном направлении, где в нее впадает р. Митренга, субсеквентная к простираению моноклинали. От этого места, после пересечения долины, река сечет моноклираль обсеквентно.

ОЧЕРК РАЗВИТИЯ ВЗГЛЯДОВ НА ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Силезско-Краковские триасовые породы начались изучаться в XIX столетии (И. Б. Пуш, В. Шультце, Г. Эк 1865). Во второй половине этого столетия эта формация исследовалась, в основном палеонтологически, Г. Эком, Ф. Ромером, С. Михальским, М. М. Лэмпицким, С. Зарэнчным и др. В первой четверти XX столетия стратиграфические исследования проводились И. Альбургом, Р. Михаэлем и К. Богдановичем, а в межвоенный период Ч. Кузняром и П. Ассманном. Последним в 1944 г. были разработаны стратиграфические критерии морских триасовых пород Силезии, которые послужили С. Седлец-

кому (1948) для обоснования стратиграфии одновозрастных пород Краковского района. За последнее десятилетие на площади Силезско-Краковского региона производилось большое количество буровых работ, способствовавших развитию исследований. В последнее время в исследованиях обращается большее внимание на литологию, чем на стратиграфию. Район г. Севеж обладает некоторыми своеобразными чертами как литологического, так и стратиграфического характера.

СТРАТИГРАФИЯ И ОПИСАНИЕ СЛОЕВ

В рассматриваемом районе на дневную поверхность выходят четвертичные, юрские, триасовые и девонские породы. Под мезозойским чехлом буровыми скважинами вскрыты пермские и каменноугольные породы. Перечисленные свиты разделены стратиграфическими перерывами.

Девон. Пока что охарактеризованы живетские породы (выходящие на поверхность) и нижнедевонские породы, вскрытые в интервале нескольких метров буровыми скважинами (*Za 2*).

Живет. Представлен рифовыми известняками и доломитами с прослоями доломитовых сланцев. Эти породы обнажаются в гряде Дзевки-Подлясьна и в виде островов вблизи местностей Брудзовице и Нова-Вёска. Около дер. Дзевки и в профиле буровой скважины *S17* распространены светло-серые, мелкозернистые, кристаллические, крупнослоистые известняки, содержащие строматопоры, кораллы и плеченогие (*Stringocephalus burtini* Defr.). Они сильно трещиноваты. Местами в них заключены жильные породы, лампрофиры и лавовые брекчии — образования частично каолинизированные, кальцитизированные и доломитизированные. В известняках наблюдаются многочисленные жилы кальцита; в одном случае обнаружено скопление сфалерита. Темно-серые рифовые доломиты, обычно с фиолетовым оттенком, представляют кристаллическую, мелко- и среднезернистую плотную породу, выделяющую битумный запах. Как правило, в них содержатся те же органогенные формы, что и в известняках, хотя они древнее последних. Доломиты переходят кверху в известняки, перемежаясь с ними постепенно. На поверхности доломиты слагают устойчивые обнажения в местностях Подлясьна, Брудзовице и Нова Вёска. В последней местности в доломитах содержится прослой красно-ватозеленых доломитовых сланцев, лишенных фауны.

Общая мощность живетских пород определяется величиной 500 м. Углы падения слоев колеблются в пределах 25—45° к ССВ в северной полосе и 36—40° к ЮЮЗ в южных местах распространения.

Нижнедевонские породы, вскрытые упомянутой скважиной *Za2* в местности Порэмба, представлены мелкозернистыми песчаниками кварцитового характера, окрашенными в светло-серый цвет с красными полосами, сланцами и алевролитами темно-красного цвета с фиолетовым оттенком. Углы падения слоев колеблются в пределах 45—90°.

Карбон. Нижнекаменноугольные породы были вскрыты скважинами в местностях Забияк и Гута Стара. В местности Забияк они представлены мелкозернистыми зеленовато-серыми расслоенными песчаниками с прослоями красных сланцев, содержащих углистые остатки. Одновозрастные породы в Гута Стара представлены сланцами и алевролитистыми песчаниками, содер-

жащими прослой известняков с криноидеями. Несколько дальше к востоку, в местности Мжиглуд, были вскрыты буровой скважиной черные, сильно диагенезированные сланцы и алевролиты, отнесенные Ф. Экертом (1957) к карбону, а С. Седлецким (1962) к силуру. В них содержатся дайки и силлы диабазов, порфиоров и альбитофиоров (Т. Визер 1957).

Пермь. Пермские породы были вскрыты буровыми скважинами в местностях Гута Стара и Забияк, а в прошлом столетии были описаны в 2 км к востоку от г. Севеж (И. В. Пуш 1881—1882). В общем они представлены кластическими, конгломератовидными и глинисто-песчанистыми породами красного цвета. Галька с различной степенью окатанности состоит из каменноугольных и девонских образований. Первые, менее устойчивые, преобладают в цементе, вторые — более плотные (доломиты, известняки) преобладают в кластическом компоненте. В виде примеси встречается довольно обильное количество гальки, состоящей из вулканических пород. Как кажется, последние не распространяются к северу дальше Брудзовице. В пермских породах часто встречаются гипсы и ангидриты, образующие желваки, жилы, заполняющие трещины, реже прослой. Мощность пермских пород непостоянна. К северу от местностей Брудзовице и Дзевки она имеет несколько метров, вблизи этих местностей приближается к нулю, а далее к югу, в Севеже — превышает 100 м. По условиям залегания пермских пород в местностях Бибеля и Тучна Баба, их мощность оценивается величиной в несколько сот метров. Эти породы залегают несогласно на различных звеньях карбона и девона, заполняя предгорную впадину герцинского возраста. Слон залегают горизонтально, согласно с мезозойским чехлом.

Морские породы цехштейна не были до сих пор встречены в районе Севежа.

Триас. Эта формация подразделяется на три части; континентальные отложения кейпера и нижнего пестрого песчаника заключают прослой морских отложений раковинного известняка и рэта.

Нижний пестрый песчаник представлен красными глинами с прослоями светло-серых мелкозернистых песчаников. Их мощность достоверно не определена, и по всей вероятности колеблется около 20 м. Рэт развит в морской фации. В нижней части профиля преобладают зеленые доломитовые мергели, выше глинистые доломиты с гипсами и кристаллические доломиты, мелкозернистые, массивные или оолитовые, пористые, содержащие моллюски (*Myophoria costata* Z e n k). Кровельная часть профиля сложена оолитовыми доломитами с прослоями серых кристаллических известняков, как правило лишенных фауны.

Гоголинские слон охватывают комплекс известняковых пород, расчленяющихся на пять горизонтов.

1. Известняки с *Pecten discites* и *Dadocrinus kunischi*. Это — кристаллические, мелко-и среднезернистые известняки с моллюсками. В средней части слоев этих пород встречается глауконит. Кровельная часть мергелистая.

2. Волистый известняк (горизонт I) — мергелистые образования с волнистой текстурой.

3. Ячеистый известняк, включающий доломитовые породы, пепельно-серого цвета, афанитовые, плотные, желтоватые на поверхности, ячеисто-пористые. В самом нижнем слое находятся массовые скопления остракод.

4. Конгломератовая серия, представляющая комплекс мергелисто-известняковых пород с прослоями кристаллических известняков типа межформационного конгломерата. Вблизи девонских скал в гальке содержится материал

девонских пород, количество которого постепенно уменьшается в западном направлении.

5. Верхние волнистые известняки (горизонты II — III по П. Ассманну и С. Седлецкому), представленные мергелистыми известняками с волнистой текстурой, комковатые с желвачиными формами, свидетельствующими о подводных сплывах. В местности Желиславице в этом горизонте залегают межформационные конгломераты с примесью девонской гальки, содержащие окаменелости альпийских плеченогих (*Spiriferina fragilis* Schloth).

Мощность гогилинских слоев колеблется около 40 м.

Олькушские слои включают гораздецкие, теребратулевые и карховицкие известняки вместе. В районе г. Севеж сохранились единственно реликты гораздецких известняков, замещенных по вертикали и горизонтали рудоносными доломитами. Гораздецкие известняки являются наиболее чистыми триасовыми известняками, кристаллическими, белыми, пеночно-пористыми, называемыми «кристаллом». В нижней части они содержат стилолиты, выше появляется фауна — мелкие моллюски и кораллы.

В рудоносных доломитах проявляются текстурные черты гораздецких известняков, а в структурном отношении они отличаются от них ромбоидной зернистостью, темно-серой окраской и сильным кливажем. В кровле наблюдается последовательный переход в диплопоровые доломиты (появляются моллюски и отчетливо отмечается слонстость). В многочисленных вертикальных трещинах спорадически встречаются сульфиды свинца и цинка (фиг. 7). Верхи описываемых пород были названы П. Ассманном (1944) северскими доломитами.

Мощность олькушских слоев довольно выдержана (около 40 м).

Диплопоровые доломиты представляют в общем желтую породу, внизу кристаллическую с криноидеями, выше оолитовую с моллюсками, криноидеями и водорослями. В кровле залегают пропласток оолитового доломита (икряной камень) с *Myophoriopsis incrassata* W o e h g m., с доломитовой галькой, состоящей из триасовых доломитов с афанитовой структурой. Мощность диплопоровых доломитов достигает 30 м.

Нижние тарновицкие слои представлены мергелистыми афанитовыми, тонкоплитчатыми доломитами с примесью кварцевых и слюдяных частиц, лишены фауны. Они залегают на диплопоровых доломитах с минимальным несогласием. Мощность, как правило постоянная, около 10—12 м.

Верхние тарновицкие слои охватывают карбонатные доломитово-известняковые породы, частично оолитовые, залегающие несогласно на нижних тарновицких слоях. В подошве залегают межформационный конгломерат. Несколько выше встречаются криноидеи и моллюски (*Velopecten* sp.). Мощность этих пород изменяется в зависимости от колебаний темпов осадконакопления и от интенсивности докейперовой эрозии (0—4 м).

Кейпер. Сложен различными глинисто-песчаными, мергелистыми и известняковыми породами. Внизу преобладают серые, углистые алевролиты, сверху — глинистые, пестрые, красно-желто-зеленые алевролиты с прослоями мергелистой пизолитовой брекчии и молочно-белых афанитовых известняков. Мощность отложений подверглась значительному сокращению вследствие эрозии и в настоящее время колеблется в широких пределах — от 0 до 100 с лишним метров на севере.

Юрские породы представлены рэтиком и лейасом. Они залегают несогласно на различных горизонтах кейпера.

Рэтик — пепельно-серые и зеленые суглинки с пиритом; лейас более дифференцирован. Этот ярус охватывает геленовские, полумские, бляновицкие и лысцкие слои. Геленовские и лысцкие слои состоят из сходных пород: зеленовато-серых глин и аргиллитов с сидеритом. Полумские слои песчанисты и содержат каолиновые суглинки; бляновицкие слои сложены алевритами и глинистыми сланцами с бурым углем. Мощность нижней юры (средняя и верхняя отсутствует) колеблется в окрестностях Севежа от 20 до 50 м.

Третичные образования представлены гнездообразными скоплениями огнеупорных глин и лимонитовой руды.

К четвертичной системе относятся песчаные, спорадически глинистые отложения. Вблизи Севежа встречаются глины, напоминающие ленточные глины. В морфологии преобладают дюнные формы, вытянутые по направлению В — З.

ТЕКТОНИКА

Различаются две тектонические структуры: палеозойская (герцинская) и мезозое-кайнозойская (киммерийская и альпийская). В первой из них господствуют простирания ЗСЗ — ВЮВ и перпендикулярные к ним разрывы, во второй — простирания СЗ — ЮВ и В — З. Более древнее направление ЗСЗ — ЮВЮ отражается мезозойскими и альпийскими структурами. Герцинским структурным элементом является антиклиналь, в строении которой принимают участие девонские породы (Дзевки — Брудзовице). С юга и севера антиклиналь пересечена грабенами, в первом из которых сброшены пермские породы, во втором — карбоновые.

Мезозойская система моноклиналина со ступенчатым падением к северо-востоку. На площади герцинской антиклинали она нарушена таким образом, что триасовые слои падают на внешней стороне девоиских куполов. Это говорит о поднятии палеозойского цоколя вместе с перекрывающими его мезозойскими породами, вероятно во время альпийского орогенеза. В середине упомянутой антиклинали образовался в это время грабен, к которому приурочены свинцово-цинковые рудопроявления.

ПОРИСТОСТЬ

С точки зрения трещиноватости и пористости различаются три геологические системы: палеозойская, мезозойская и четвертичная. Каждая из них представляет отдельный бассейн грунтовых вод, вследствие непроницаемости глинисто-мергелистых пород пестрого песчаника и кейпера. Непроницаемые прослои составляют водоупоры, и регулируют горизонтальную и артезианскую миграцию вод в местах с нарушенной последовательностью напластования сбросами (Заграда Вяла и Сокола) или в местах с нарушением режима вследствие буровых работ (Порэмба, Брудзовице). С другой стороны, хорошая проницаемость трещиноватых доломитовых девонских и триасовых пород, вертикальная в первом и горизонтальная во втором случае, способствовала закономерному распределению оруденения (коллектор растворов).

Кафедра Рудных Месторождений
Горно Металлургический Институт
в Кракове

ОБЪЯСНЕНИЯ К ФИГУРАМ

- Фиг. 1.** Геологическая схема. 1 — речные пески, 2 — делювиальные пески, 3 — донные пески (четвертичный период); 4 — бляновицкие слои, 5 — поломские слои (лейас); 6 — известняки возыницкие; 7 — пестрые глины (кейпер); 8 — известняки; 9 — доломиты плитчатые (верхний раковинный известняк); 10 — диплопоровые доломиты (средний раковинный известняк); 11 — рудоносные доломиты; 12 — гораздецкие известняки; 13 — мергелистые, волнистые и конгломератовые известняки (верхние гоголинские слои); 14 — кристаллические, волнистые и доломитовые известняки (нижние гоголинские слои, нижний раковинный известняк); 15 — мергелистые и оолитовые доломиты, местами с гипсом (ртт, верхний пестрый песчаник); 16 — красные глины с прослоями песчаников (нижний пестрый песчаник); 17 — рифовые известняки; 18 — рифовые доломиты (живет); 19 — сбросы; 20 — падения; 21 — следы старых выработок (согласно нумерации 1—9 по добыче свинцовых руд, 13 — по добыче железных руд, 14, 15 — по добыче бурого угля), 22 — застроенные участки, 23 — линия разреза, 24 — расположение некоторых профилей и обнажений
- Фиг. 2.** Кореляционная схема *V* денудационных уровней определенных Я. Левиньским (протекция автора). *I, II, III* — денудационные уровни высоты над уровнем моря: 370—390, 300—340, 200—340 м, *IV, V* — соответствуют 1 и 4 террасам; *A—B* — соотношения в районе Севеж; *a* — пески, *b* — илы, *c* — доломиты, *d* — кальциты
- Фиг. 3.** Геологический разрез через антиклинальную структуру в местности Дзевки. 1 — донные пески, 2 — делювиальные пески (четвертичные), 3 — глины и известняки (кейпер), 4 — плитчатые доломиты (тарновицкие слои), 5 — диплопоровые доломиты, 6 — рудоносные доломиты с обломками девонских доломитов (горизонт ольхушских слоев), 7 — рудоносные доломиты с обломками и галькой девонских доломитов (горизонт гоголинских слоев), 8 — доломиты, мергели и песчаники (ртт), живетские рифовые породы: 9 — известняки, 10 — доломиты
- Фиг. 4.** Клиффовая брекчия в раковинном известняке в контакте с девонскими породами (выемка вблизи дер. Нова-Вёска). 1 — диплопоровые доломиты, 2 — живетские доломиты, 3 — желтый суглинок в разрушенных девонских породах, 4 — щебень
- Фиг. 5.** Литологические профили пород верхнего раковинного известняка (в местности Голуховице). Обозначения к карте: 1 — делювиальные пески (четвертичные), 2 — глины, брекчии и красные мергели (кейпер), 3 — оолитовые известняки (верхний раковинный известняк), 4 — тарновицкие доломиты, 5 — диплопоровые доломиты, Обозначения к профилям: 6 — глинистая почва с обломками известняка (*G12, G13*), 7 — красная глина с включениями известняка (*G13* — кейпер), 8 — обломки плотных, частично оолитовых известняков (*G12, G13*), 9 — беловато-кремовые скрытозернистые плотные известняки (*G11*), 10 — зеленовато-серые, частично оолитовые доломиты, 11 — мергелистые тонкослоистые доломиты, 12 — доломиты как выше, но очень тонкоплитчатые, 13 — кремво-желтые полосчатые доломитовые мергели, 14 — доломитовые мергели с галькой тарновицких доломитов, 15 — оолитовые известковистые мергели с галькой тарновицких доломитов, 16 — диплопоровые доломиты, оолитовые, белые, с ядрами мелких моллюсков, обычно конгломератовые. Между слоями среднего и верхнего раковинного известняка отмечается небольшое угловое несогласие
- Фиг. 6.** Тектонический контакт пород кейпера и лейаса (вблизи дер. Пивоня, с правой стороны от р. Чариа-Пшемша, кирпичный завод). 1 — глинистая почва, гумусовая, 2 — нерасслоенная красная глина, 3 — желтовато-серый глинистый сланец с прокладками песка или мелкозернистого песчаника, 4 — темно-серый глинистый сланец с остатками флоры, 5 — песок с притовыми конкрециями, 6 — глина с корнями растений, 7 — глинистый сланцеватый уголь, трещиноватый, с размывом в кровле (в верхнем горизонте блестящий уголь), 8 — пепельно-серый алевроит со слюдой и каолином
- Фиг. 7.** Профили кейперовых пород. 1 — мелкозернистый песок, 2 — серые углистые глинистые сланцы, 3 — красный цвет пород, 4 — зеленоватый цвет пород, 5 — Глинистые песчаники или алевролиты со слюдой, 6 — глины, 7 — аргиллиты, 8 — мергели, 9 — известняки, 10 — доломиты, 11 — глинистые угли, 12 — известняковая брекчия, 13 — хвощи, 14 — эстерии, 15 — остракоды, 16 — диплопоровые доломиты
- Фиг. 8.** Профили лейасовых пород. 1 — мелкозернистые оглиненные пески, 2 — крупнозернистые пески и гравий с кварцевой галькой (в скв. 4KS на глуб. 15 м — гранитная галька), 3 — глина, 4 — алевроит, 5 — серые углистые глинистые сланцы, 6 —

аргиллаты, 7 — алевролиты, (в скв. 2К на глуб. 75 м — черные алевролиты со слюдой и пиритом), 8 — песчаники с глинистым цементом, 9 — известняки, 10 — пепельно-серые мергелистые доломиты, 11 — известняковая мергелистая брекчия, 12 — мергели, 13 — гоголинские известняки, 14 — красный цвет пород, 15 — зеленый цвет пород, 16 — торф, 17 — глинистые угли, 18 — сидерит, 19 — тектоническая брекчия, 20 — остракоды, О — интервал без зерна, раздробленная порода

Фиг. 9. Профиль четвертичных пород. 1 — дюнный песок, 2 — желтый флювиальный мелкозернистый песок, 3 — кварцевая или кварцитовая галька, 4 — обломки триасовых известняков, 5 — обломки триасовых доломитов, 6 — гранитная галька, 7 — обломки угля или лигнита, 8 — торфяной ил, 9 — речные пески с диагональной слоистостью, 10 — лессовидный суглинок, 11 — темно-серый слистый ил, 12 — голубовато-зелено-серый ил с отдельными зернами кварца до нескольких мм в поперечник, 13 — ленточная глина с сидеритовыми конкрециями, 14 — ил или глина, буровато-желтая, твердопластичная, 15 — триасовые доломиты, 16 — триасовые известняки

Фиг. 10. Тектоническая схема (без третичных и четвертичных отложений). 1 — карстовые образования, 2 — бляновицкие слои, 3 — помомские слои, 4 — кейпер, 5 — тарновицкие слои, 6 — диплопоровые доломиты, 7 — рудоносные доломиты, 8 — гораздцкие известняки, 9 — верхние гоголинские слои, 10 — нижние гоголинские слои, 11 — рэт, 12 — нижний пестрый песчаник, 13 — известняки (живет), 14 — доломиты (живет), 15 — достоверные сбросы, 16 — предполагаемые сбросы, 17 — профили буровых скважин, 18 — искусственные обнажения (шурфы, выемки), 19 — линия разреза

Обозначения к разрезу: 1 — пылеватые пески и охристые суглинки (третичные), 2 — глинистые сланцы с бурым углем (лейас, бляновицкие слои), 3 — песчаники и конгломераты (лейас, помомские слои), 4 — песчаники, глины и известняки (кейпер), 5 — диплопоровые доломиты, 6 — рудоносные доломиты, 7 — гоголинские известняки, 8 — доломиты, доломитовые мергели и песчаники (рэт), 9 — конгломераты и глины с гипсами (пермь), 10 — нижнекаменноугольные сланцы, 11 — живетские известняки, 12 — живетские доломиты

Фиг. 11. Тектоническая схема (без мезозойских, третичных и четвертичных пород). 1 — пермь (красный лежень), 2 — нижний карбон, 3 — девои (живет), 4 — нижний девои, 5 — силур, 6 — неизученные участки домезозойского основания.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Табл. I. Фото 1. Известняки из слоев с *Pecten discites* и *Dadocrinus kunischi* в местности Уейсце. В некоторых прослойках заметна диагональная слоистость. Выше осыпь комковатых известняков горизонта волнистого известняка

Фото 2. Девоинские известняки в окрестностях Поджаже к северу от местности Дзевки, обнажающиеся из-под мезозойских отложений. Угол падения слоев около 45° на ССВ.

Табл. II. Фото 3. Гораздцкие известняки и рудоносные доломиты (серые) с диффузионным контактом, диагональным к слоистости. Карьер к западу от Богухваловице

Фото 4. Волнистые известняки II горизонта волнистого известняка. По сравнению со сходными породами I горизонта в них отмечаются более длинные волны и меньшее количество мергелистых прослоев. Карьер к востоку от дер. Марцианкув

Табл. III. Фото 5. Возьницкие известняки. Карьер, основанный в северо-восточном крае пятна этих пород, залегающих в виде белой шляпы мощностью в несколько метров на кейперовом холме в местности Брудзовице

Фото 6. Стенка вертикальной тектонической трещины в рудоносных доломитах, покрытая кристаллами и скоплениями (гнездами) галенита. Отвалы старых выработок по добыче свинцово-цинковой руды в Севеже

Табл. IV. Фото 7. Клиффовая брекчия в диплопоровых доломитах в зоне контакта с девоинскими породами. Темно-серые остроугольные обломки девоинских доломитов разбросаны беспорядочно в желтом триасовом доломите. Обнажение в местности Ключе, сложенное аналогичными породами, как в Брудзовице и Нова Вёска

Фото 8. Конгломерат в раковинном известняке (верхние гоголинские слои), состоящий из обломков и гальки известняков и доломитов девоина. Темно-серый кластический материал расположен беспорядочно в цементе из триасового доломита. Брудзовице

Фото 9. Рудоносный доломит на воз. Варпе. Ромбоздры доломита правильного очертания содержат в ядре лимонитовые соединения. Микроснимок в проходящем свете. Ув. 50x

- Фото 10. Галенит (черные поля), окаймляющий правильные кристаллы доломита. Рудоносные доломиты. Тулишув. Микроснимок в проходящем свете. Ув. 50 ×
- Табл. V. Фото 11. Диплопоровый оолитовый доломит, содержащий раковины мелких моллюсков. SW 13, к ССЗ от Брудзовице. Микроснимок. Ув. 15 ×
- Фото 12. Ооиды диплопорового доломита под микроскопом. Темные поля — поры и пустоты. Ув. 50 ×
- Фото 13. Органогенный известняк из горизонта с *Pecten discites* и *Dadocrinus kunischi* в местности Варэнжин. Преобладающим компонентом известняка являются мелкие раковины фауны (размеры меньше 1 мм). Темные поля — поры. Негативный снимок микроскопического препарата. Ув. 8 ×
- Фото 14. Органогенный известняк (см. фото 13) под микроскопом. Раковины мелкой фауны заполнены обычно глауконитом. Темные поля — поры.

STEFAN ŚLIWIŃSKI

THE GEOLOGY OF THE SIEWIERZ AREA (UPPER SILESIA)

Summary

The paper deals with the whole of geological conditions prevailing in the vicinity of Siewierz (area cir. 160 km²).

The morphology of the land is little varied — much less than it was in the Tertiary when oscillations of level reached up to 110 m. (presently 50—75 m.). Plane symmetrical domelike hills are separated by gentle valley depressions. The relief reproduces the tectonics and lithology. Its positive elements correspond in the north to the Brudzowice longitudinal uplift of the Muschelkalk and Devonian (maximum height above sea level 369 m.), and in the south to the equally high uplifted monocline of carbonate Middle Triassic deposits, running NW—SE (350—375 m. above sea-level). In the middle, conformably to both directions, runs the longitudinal valley of Chruszczobród and Mała Panew at the height of 310 m. above sea level. In its axis are to be found washed out dunes several metres high. This valley is transversely crossed by the river Czarna Przemsza, flowing longitudinally from Zawiercie to Siewierz, then meridionally to Sulików, taking up the waters of the Mitrega stream subsequent to the run of the monocline; from here, after crossing the valley, the river cuts the monocline obsequently.

EVOLUTION OF OPINIONS ON THE GEOLOGICAL STRUCTURE

The Silesia-Cracow Triassic was recognized in the early part of the 19th century (J. B. Pusz, W. Schultze, *vide* H. Eck 1865). In the second part of that century this formation was investigated by H. Eck, F. Roemer, S. Michalski, M. M. Łempicki, S. Zaręczny, chiefly palaeontologically. In the course of the first 25 years of the 20th century stratigraphical studies of this region were carried out by J. Ahlburg, R. Michael, and K. Bohdanowicz, and during the interwar period by Cz. Kuźniar and P. Assmann. In 1944 the latter defined the criteria of the stratigra-

phy of the marine deposits of the Silesian Triassic, which S. Siedlecki (1948) acknowledged and substantiated for the Cracow area. In the last decade many holes were bored, enabling further investigations. Lately, more attention is paid to lithology than to stratigraphy. The Siewierz area in the object of both these problems shows traits of a certain separateness.

STRATIGRAPHY AND DESCRIPTION OF BEDS

In the area covered by the present investigation there occur on the surface deposits belonging to the Quaternary, Jurassic, Triassic and Devonian. Under the overburden Permian and Carboniferous deposits were established by borings. The mentioned formations are separated by stratigraphic gaps.

The Devonian. So far, the Givetian was identified (exposed on the surface) and some ten metres were bored in Lower Devonian deposits (*Za2*).

The Givetian. Is represented by limestones and reef dolomites. These deposits occur on the surface of the ground in the belt Dziewki—Podłaśna, and as islands near Brudzowice and Nowa Wioska. In the neighbourhood of Dziewki, as well as in the bore-hole profile *S17* there occur light grey, fine-grained, crystalline, thick-bedded limestones containing stromatopores and corals, as well as Brachiopods (*Stringocephalus burtini* Defr.). They are strongly fractured; sporadically they contain vein rocks, lamprophyres and lava breccias; these deposits are partly kaolinized, calcitized and dolomitized. Numerous calcite veins occur in the limestones; in one instance a considerable aggregation of zinc blende has been ascertained. The dark grey reef dolomites, usually with a violet tint, are crystalline, fine- and medium-grained, hard, characterized by a bituminous smell. They generally contain the same organogenic forms as limestones, although are somewhat older than the latter. Towards the top the dolomites pass gradually indenting into limestones. On the surface the dolomites form compact occurrences at Podłaśna, Brudzowice and Nowa Wioska. In the latter locality they contain moreover intercalations of red-green dolomitic shales without fauna.

The total thickness of the Givetian deposits can be estimated at 500 m. The dip of the layers ranges from 25 to 45° towards NNE in the northern belt, and 36—40° towards SSW in the southern occurrences.

The Lower Devonian deposits reached by the earlier mentioned boring *Za2* at Poręba are represented by fine-grained sandstones of quartzitic character, light grey with red laminae, and by shales and dark red siltstones with violet tint. The dip of the layers ranges 45—90°.

The Carboniferous. Lower Carboniferous deposits were bored at the localities Zabijak and Huta Stara. At Zabijak they consist of fine-grained, laminated sandstones with interlayers of red shales containing carbonaceous detritus. The deposits at Huta Stara of the same age represent shales and siltstone sandstones, containing interlayers of limestones with crinoids. Somewhat further towards the east, at Mrzyglód, shales and black, strongly lithified siltstones were drilled, regarded by F. Ekiert (1957) as Carboniferous, by S. Siedlecki (1962) as Silurian.

Dykes and sills of diabase, porphyre, and albitophyre occur there (T. Wieser 1957).

The Permian. Permian deposits were established by drillings at Huta Stara and Zabijak, and in the past century in the vicinity of Siewierz (2 km. E from the settlement). They consist on the whole of clastic, conglomeratic, and clayey-sandy deposits of red colouring. The pebbles, rounded to a different degree, represent a Carboniferous and Devonian rock material. The former, more readily submitting to crushing, prevails quantitatively in the cement, the latter is harder (dolomites, limestones), predominating in the clastic components. Pebbles of volcanic rocks occur rather abundantly in the admixture; it seems that they do not reach further to the north beyond Brudzowice. The Permian deposits often contain gypsum and anhydrite, which form clods and fissured veins, less commonly intercalations. The thickness of Permian deposits is variable. North of Brudzowice and Dziewki it amounts to several metres, being nil in the vicinity of these localities, whereas more to the south, at Siewierz, it exceeds 100 m. The thickness of Permian deposits at Bibiela and Tuczna Baba may be estimated at several hundred metres. These deposits occur unconformably at different levels of the Carboniferous and Devonian, filling up the foredeep of Hercynian base. These beds are lying horizontally, concordantly with the Mesozoic overburden.

Marine Zechstein deposits have not been ascertained as yet in the Siewierz area.

The Triassic. This formation is tripartite; continental Lower Variegated Sandstone (*Buntsandstein*) and Keuper deposits are separated by marine Roethian and Muschelkalk deposits.

The Lower Variegated Sandstone (*Buntsandstein*) is represented by red clays with intercalations of light grey, fine-grained sandstones. Their thickness is not exactly known; it probably amounts to about 20 m. The Roethian is developed in the marine facies. In the lower part of the profile there prevail green dolomitic marls, further up clayey dolomites with gypsum and crystalline, fine-grained, compact or oolitic, porous dolomites, containing Gastropods and Lamellibranchs (*Myophoria costata* Z e n k.). The top part of the profile is formed by oolitic dolomites with intercalations of crystalline grey limestones, generally without fauna.

The Gogolin beds include a series of calcareous deposits, which can be divided into 5 horizons:

1. Limestones with *Pecten discites* and *Dadocrinus kunischi*. They represent crystalline, fine- and medium-grained limestones, containing Lamellibranchs and Gastropods. Glauconite occurs in their middle part. The top part is marly.

2. Wellenkalk (level I) — marly deposits of undulated texture.

3. Cellular limestone, including dolomitic, ash-grey, aphanitic, compact deposits, yellow on the surface, cavernous and porous. Ostracods occur in masses in the lowest bed.

4. The conglomeratic series, forming a complex of marly and calcareous deposits with interlayers of crystalline limestones of the kind of infraformational conglomerates. Nearby the Devonian rocks there occurs

among pebbles a Devonian rock material, gradually withdrawing towards the west.

5. Upper Wellenkalk (level II—III according to P. Assmann and S. Siedlecki), representing marly limestones of undulated texture, clotted, with rounded boulders, testifying to submarine flows. At Żeliszewice there occur in this level intraformational conglomerates with an admixture of Devonian pebbles, containing Alpine Brachiopods (*Spiriferina fragilis* Schloth.).

The thickness of the Gogolin beds is about 40 m.

The Olkusz beds jointly include the Górażdże, Terebratula and Karchowice limestones. In the region of Siewierz only the Górażdże limestones have been preserved in relicts; they were substituted broadways and upward by ore-bearing dolomites. The Górażdże limestones represent the purest Triassic limestones; they are crystalline, white, foamy-porous, and called "crystal". In the lower part they contain stilolites, higher there appears a fauna consisting of small Lamellibranchs, Gastropods and corals.

The ore-bearing dolomites show the same textural traits as the Górażdże limestones, differing structurally from the latter by a rhombohedral granularity, moreover, by a dark grey colour and strong cleavage. In the top there occurs a continuous transition into diploporic dolomites (appearance of Lamellibranchs and Gastropods, well visible stratification). In the numerous vertical fissures zinc and lead ores occur sporadically (Fig. 7). The topmost part of the described deposits was called by P. Assmann (1955) Siewierz dolomites.

On the whole, the thickness of the Olkusz beds is stable (cir. 40 m.).

The diploporic dolomites constitute rocks usually yellow, crystalline with crinoids in their lower part, higher they are oolitic with Lamellibranchs, Gastropods, algae and crinoids. In the top there occurs a bed of oolitic dolomite with *Myophoriopsis incrassata* Woehrm., and pebbles of Triassic dolomites of aphanitic structure. The thickness of diploporic dolomites is about 30 m.

The lower Tarnowice beds are represented by marly, aphanitic, thin platy dolomites, with an admixture of quartz silt, and mica, without fauna. They are lying on diploporic dolomites with a very small unconformity. On the whole, the thickness is stable, cir. 10—12 m.

The upper Tarnowice beds correspond to carbonate dolomitic calcareous deposits, partly oolitic, lying unconformably on the deposits of the lower Tarnowice beds. Intraformational conglomerates occur in the bottom; somewhat higher are to be found crinoids and Lamellibranchs (*Velopecten* sp.). The thickness of the deposits is variable, conditioned by the non-uniform sedimentation, and pre-Keuper erosion (0—4 m.).

The Keuper. Is represented by various clayey-sandy, marly and calcareous deposits. Lower there prevail grey carbonaceous siltstones, while higher — clayey variegated, red-yellow-green siltstones with intercalations of pisolitic marly breccias, and milk-white aphanitic limestones. The thickness of the deposits has been greatly reduced by erosion; at present it is most variable, ranging from zero to 100 m. and more, towards the north.

The Jurassic deposits correspond to the Rhaetian and Lias. They occur unconformably in different zones of the Keuper.

The Rhaetian. Is represented by ash-grey and green clays with pyrite; the Lias is more varied. It contains the Helenów, Połomia, Blanowice and Łysiec beds. The Helenów and Łysiec beds are similar, formed of greenish-grey, sideritic clays. The Połomia beds are sandy, containing kaolinite clays, the Blanowice beds — silty shales with brown coal. The thickness of the Lower Jurassic deposits (absence of the Middle and Upper Jurassic) is variable; in the vicinity of Siewierz it ranges from 20 to 50 m.

The nestlike aggregations of fire-clays and limonite ores are assigned to Tertiary deposits.

The Quaternary deposits are sandy, sporadically clayey. Near Siewierz there occur clays similar to varves. Dunes, elongated in the E — W direction prevail in the morphology.

TECTONICS

Two tectonic structures are to be distinguished: the Paleozoic (Hercynian) and Mesozoic — Cenozoic (Kimmeridgian and Alpine) structure. In the former the dominant run is WNW — ESE and the fractures perpendicular to it, in the latter the run is NW — SE and E — W. The older WNW — ESE direction is reproduced in the Mesozoic and Alpine structures. The structural Hercynian element consists of an anticline in the structure of which Devonian rocks participate (Dziewki — Brudzowice). This anticline is cut from the south and north by grabens the first of which throws Permian, the second Carboniferous deposits.

The Mesozoic system is monoclinic with a dip of several degrees towards the NE. In the area of the Hercynian anticline it is disturbed in so far as the Triassic layers are dipping centrifugally on the outside of Devonian domes. This testifies to an uplift of the Paleozoic base together with the overlying it Mesozoic beds — probably in the Alpine orogenesis. In the middle of the mentioned anticline a graben was formed, with which uplifted concentrations of ore (zinc and lead ore) are associated.

POROSITY

From the point of view of communication of fissures and pores three geological systems can be distinguished: the Paleozoic, Mesozoic, and Quaternary system. Each of them constitutes a separate reservoir for ground-waters, owing to the impermeability of clayey-marly deposits of the Variegated Sandstone (Buntsandstein) and Keuper. The impermeable intercalations elevate the waters, regulate their horizontal or artesian flow in places where the continuity of layers was disturbed by faults (Zagroda Biała and Zagroda Sokoła), or by bore-holes (Poręba, Brudzowice). On the other hand, the good permeability of fractured dolomitic Devonian and Triassic rocks, vertical in the former case, horizontal in the latter, had a regulating effect on the localization of ores (collector of solutions).

EXPLANATIONS OF FIGURES

- Fig. 1. Geological sketch. 1 — river sands, 2 — deluvial sands, 3 — dune sands (Quaternary deposits); 4 — Blanowice beds, 5 — Połomia beds (Lias); 6 — limestones of Woźniki, 7 — variegated clays (Keuper); 8 — limestones, 9 — dolomites tabular (upper Muschelkalk); 10 — diploporic dolomites (middle Muschelkalk); 11 — ore bearing dolomites, 12 — Górażdże limestones, 13 — marly, undulated and conglomeratic limestones (upper Gogolin beds); 14 — crystalline, undulated and dolomitic limestones (lower Gogolin beds, lower Muschelkalk); 15 — marly and oolitic dolomites, locally with gypsum (Roethian); 16 — red clays with intercalations of sandstones (lower Buntsandstein); 17 — reef limestones, 18 — reef dolomites (Givétian); 19 — faults, 20 — dips, 21 — traces of old mining (according to numeration: 1—9 — lead ore, 13 — iron ore, 14, 15 — brown coal), 22 — areas covered with compact settlement, 23 — line of section, 24 — positions of some bore-hole profiles and outcrops
- Fig. 2. Correlation scheme of V denudation levels and 4 terraces distinguished by J. Lewiński (author's projection). I, II, III — denudation levels, height as follows: 370—390, 300—340, 200—340 m. a.s.l., IV, V — levels corresponding to the first and 4th terraces; A—B — conditions proper to Siewierz area; a — sands, b — silts, c — dolomites, d — limestones
- Fig. 3. Geological section through an anticlinal structure at Dziewki. 1 — dune sands, 2 — deluvial sands (Quaternary), 3 — clays and limestones (Keuper), 4 — tabular dolomites (Tarnowice beds), 5 — diploporic dolomites, 6 — ore-bearing dolomites (Olkusz beds) with fragments of Devonian dolomites, 7 — ore-bearing dolomites (Gogolin beds) with fragments and pebbles of Devonian dolomites, 8 — dolomites, marls and sandstones (Roethian), 9 — limestones, Givétian reef deposits, 10 — dolomites
- Fig. 4. Cliff breccia in Muschelkalk at the point of contact with Devonian rocks (digging near Nowa Wioska). 1 — diploporic dolomites, 2 — Givétian dolomites, 3 — yellow clay in disturbed Devonian rocks, 4 — rubble
- Fig. 5. Lithological profiles of Upper Muschelkalk deposits (at Gołuchowice). 1 — deluvial sands (Quaternary), 2 — clays, breccias and red marls (Keuper), 3 — oolitic limestones (upper Muschelkalk), 4 — Tarnowice dolomites, 5 — diploporic dolomites, 6 — clay soil with fragments of limestone (G12, G13), 7 — red clay with clods of limestone (G13, Keuper), 8 — rubble of compact limestones, partly oolitic (G12, G13), 9 — cream-white, cryptocrystalline, compact limestones (G11), 10 — greenish-grey dolomites, somewhat oolitic, 11 — marly, thin-bedded dolomites, 12 — dolomites the same as above, but more thin platy, 13 — dolomitic cream-yellow, laminated marls, 14 — dolomitic marls with pebbles of Tarnowice dolomites, 15 — oolitic calcareous marls also with pebbles of Tarnowice dolomites, 16 — diploporic, oolitic, white dolomites with kerns of small Lamellibranchs and Gastropods, usually conglomeratic. Between the beds of the Middle and Upper Muschelkalk there appears a small angular unconformity
- Fig. 6. Faulty contact of Keuper and Lias deposits (near Piwonia, on the right side of Czarna Przemsa, a brickyard). 1 — clayey humus soil, 2 — red unstratified clay, 3 — yellow-grey shale with laminae of sand or fine-grained sandstone, 4 — dark grey shale with detritus, 5 — sand with pyrite concretions, 6 — clay with plant roots, 7 — shaly coal, fractured, partly washed out at the top (in the higher beds — bright coal), 8 — ash-grey silt with mica and kaolin
- Fig. 7. Profiles of Keuper deposits. 1 — fine-grained sand, 2 — grey, carbonaceous shales, 3 — red colour of the deposits, 4 — greenish colour of the deposits, 5 — argillaceous sandstones or siltstones with mica, 6 — clays, 7 — claystones, 8 — marls, 9 — limestones, 10 — dolomites, 11 — clayey coals, 12 — calcareous breccias, 13 — horsetails, 14 — Estheriae, 15 — Ostracods, 16 — diploporic dolomites
- Fig. 8. Profiles of Lias deposits. 1 — fine-grained clayey sands, 2 — coarse-grained sands and gravels with quartz pebbles (4KS, depth of 15 m., granite pebbles), 3 — clay, 4 — silt, 5 — grey carbonaceous shales, 6 — claystones, 7 — siltstones (2K depth of 75 m., black siltstones with mica and pyrite), 8 — sandstones of clayey cement, 9 — limestones, 10 — marly, ash-grey dolomites, 11 — calcareous, marly breccia, 12 — marls, 13 — Gogolin limestones, 14 — red colour of the deposits, 15 — green colour of the deposits, 16 — peat,

17 — clayey coals, 18 — siderite, 19 — tectonic breccia, 20 — Ostracods, 0 — absence of core

Fig. 9. Profiles of Quaternary deposits. 1 — dune sand, 2 — fine-grained yellow sand from transportation by water, 3 — quartz or quartzite pebbles, 4 — fragments of Triassic limestones, 5 — fragments of Triassic dolomites, 6 — granite pebbles, 7 — fragments of coal or lignite, 8 — peat mud, 9 — river sands cross-bedded, 10 — loesslike silt, 11 — dark grey, stratified silt, 12 — bluish green-grey silt, with single quartz grains up to several mm., 13 — varve with siderite concretions, 14 — hard, plastic, brown-yellow clay, 15 — Triassic dolomites, 16 — Triassic limestones

Fig. 10. Tectonic sketch (Mesozoic intersection). 1 — karst deposits, 2 — Blanowice beds, 3 — Polomia beds, 4 — Keuper, 5 — Tarnowice beds, 6 — diploporic dolomites, 7 — ore-bearing dolomites, 8 — Górażdże limestones, 9 — upper Gogolin beds, 10 — lower Gogolin beds, 11 — Roethian, 12 — Lower Variegated Sandstone (Buntsandstein), 13 — Devonian (Givétian), limestones, 14 — Devonian (Givétian), dolomites, 15 — ascertained faults, 16 — presumable faults, 17 — drilling profiles, 18 — artificial outcrops (pits, diggings), 19 — line of section. Explanation to the section: 1 — silt sands and ochre clays (Tertiary), 2 — shales with brown coal (Lias, Blanowice beds), 3 — sandstones and conglomerates (Lias, Polomia beds), 4 — sandstones, clays, and limestones (Keuper), 5 — diploporic dolomites, 6 — ore-bearing dolomites, 7 — Gogolin limestones, 8 — dolomites, dolomitic marls and sandstones (Roethian), 9 — conglomerates and clays with gypsum (Permian), 10 — Lower Carboniferous shales, 11 — Givétian limestones, 12 — Givétian dolomites

Fig. 11. Tectonic sketch (Paleozoic intersection). 1 — Permian (Rotliegendes), 2 — Lower Carboniferous, 3 — Devonian, Givétian, 4 — Lower Devonian, 5 — Silurian, 6 — Mesozoic substratum hitherto unknown

EXPLANATIONS OF PLATES

- Pl. I. Photo 1. Limestones from within the layer with *Pecten discites* and *Dadocrinus kunischi* at Ujejsce. Cross-bedding visible in some beds. Further up — rubble of clotted limestones from level I of Wellenkalk
Photo 2. Devonian limestones in the vicinity of Podzarze N of the locality Dziejki, protruding in the form of rocks under the Mesozoic cover. Dip of layers about 45° towards the NNE
- Pl. II. Photo 3. Górażdże limestones and ore-bearing dolomites (grey) in diffusive contact, diagonal to the bedding. Quarry W of Boguchwałowice
Photo 4. Wellenkalk (level II). As compared to similar deposits of level I — somewhat longer waves and less marly interlayers. Quarry E of the village Marcinków
- Pl. III. Photo 5. Woźniki limestones. Quarry set up of the NE border of the plate of deposits occurring in the form of a white cap several metres thick on Keuper hill at Brudzowice
Photo 6. Wall of a vertical joint fissure within ore-bearing dolomites, covered with small crystals and aggregations (nests) of galena. Surface working of old mining of zinc and lead ores at Siewierz
- Pl. IV. Photo 7. Cliff breccia within diploporic dolomites in the zone of contact with Devonian rocks. Dark grey sharp-edged fragments of Devonian dolomites are embedded disorderly in yellow Triassic dolomite. Outcrop at Klucze showing identical deposits as at Brudzowice and Nowa Wioska
Photo 8. Conglomerate in Muschelkalk (upper Gogolin beds) formed by fragments and pebbles of limestones and Devonian dolomites. Clastic dark grey material is set disorderly in the cement of Triassic dolomite (yellow). Brudzowice
Photo 9. Ore-bearing dolomite on the hill Warpie. Dolomite rhombohedra of regular contours contain in the core a limonite substance. Microscopic photograph in transmitted light. Enlarged 50x
Photo 10. Galena (black field) including regular crystals of dolomite. Tuliszków. Microscopic photograph in transmitted light. Enlarged 50x

- Pl. V. Photo 11. Diploporic oolitic dolomite, containing small *Lamellibranchs* and *Gastropods*. NNW of Brudzowice. Macroscopic photograph. Enlarged 15x
- Photo 12. *Ooides* of diploporic dolomite in microscopic picture. Dark fields — pores. Enlarged 50x
- Photo 13. Organogenic limestone from the zone with *Pecten discites* and *Dadocrinus kunischi* at Wareżyn. The shells of small fauna (smaller than 1 mm.) predominate in the building of the limestone. Dark fields — pores. Negative photograph of microscopic section. Enlarged 8x
- Photo 14. Organogenic limestone (see photo 13) in microscopic picture (enlarged 45x). Shells of small fauna usually filled with glauconite. Dark fields — pores