

M. Książkiewicz.

Budowa geologiczna brzeżnych Beskidów Wadowickich i ich stosunek do przedmurza.

**Der Bau der randlichen Wadowicer Beskiden und ihr
Verhältnis zum Vorlande.**

WSTĘP.

Wyniki badań geologicznych w Karpatach Wadowickich z lat 1926—29 podałem w pracy poprzedniej [13]. Podczas dwóch lat ostatnich (1930—31) badania zostały rozszerzone ku północy i wschodowi, co pozwala na ujęcie niektórych problemów na szerszej podstawie. Pracę niniejszą należy uważać za dalszy ciąg pracy poprzedniej, a także za jej uzupełnienie. Zawiera ona wyniki ogólne badań, strona opisowa jest przeważnie pominięta; będzie ona uwzględniona, gdy zdjęcia obejmą całość arkusza.

Badania nad Karpatami Wadowickimi przeprowadzałem dzięki subwencji Komisji Fizjograficznej Pol. Akademii Umiejętności, w dwóch latach ostatnich zaś Państwowego Instytutu Geologicznego, za co obu tym Instytucjom na tem miejscu składam podziękowanie.

Prof. J. Nowakowi winienem szczerą wdzięczność za uwagi i rady, których mi nie szczędził podczas pracy.

Koledze dr. S. Sokołowskiemu zawdzięczam dużo cennych uwag z licznych dyskusyj, prowadzonych na tematy geologii fliszowych Karpat Zachodnich.

Jednostki tektoniczne.

Brzeżne Karpaty w obszarze arkusza „Wadowice“ budują elementy tubylcze i masy nasunięte z południa (płaszczowiny).

Serja tubylcza należy do przedgórze. Podstawę jej tworzy karbon produktywny (natrafiony w licznych wierceniach), przykryty

miejscami przez jurę, wynurzającą się koło Czernichowa nad Wisłą na powierzchnię, a pozatem nawierconą w kilku miejscach. Południową część tych utworów, należących do krakowsko-śląskiego przedmurza, przykrywa niezgodnie autochtoniczny flisz zewnętrzny. Na fliszu i na utworach sudeckich leży z kolei przekraczając miocen.

Główną masę nasuniętą tworzy płaszczowina godulska. Posiada ona bądź w swym spągu, bądź na swym przedpolu, strzępy niższych jednostek przez siebie rozgniecionych, a również przywleczonych z południa, jak skałki Inwałdu i Roczyn i płyty pochodzące z płaszczowin cieszyńskich. Mas odpowiadających płaszczowinie wielickiej w naszym obszarze jeszcze niema. Zdaje się, że właściwe masy wielickie między autochtonem a płaszczowiną godulską, pojawiają się dopiero na E od Skawinki. Swą pozycją tektoniczną odpowiadają im strzępy płaszczowin cieszyńskich.

Wreszcie na grzbiet płaszczowiny godulskiej nasuwa się brzeźna płaszczowina magurska (Żurawnica—Chełm), tworząc najbardziej południową strefę tektoniczną Karpat Wadowickich.

Flisz zewnętrzny.

Flisz zewnętrzny został przebitý licznymi wierceniami, które miały na celu osiągnięcie karbonu produktywnego. Tylko niektóre profile tych wierceń są szczegółowiej opisane, przeważna ich część potraktowaną została, jeżeli chodzi o nadkład karbonu bardzo lakonicznie (Michael [18]), pewna część wierceń nie została opublikowana, a materiały przechowane. Dlatego też wiercenia te, mimo, że były, zwłaszcza w obszarze brzeźnych Karpat Wadowickich bardzo liczne, nie dostarczają wielu danych, jeżeli chodzi o ujęcie stratygrafji i tektoniki fliszu autochtonicznego.

Z drugiej strony, obszar, w którym występuje na powierzchni flisz zewnętrzny, zasłany wielkimi masami utworów dyluwialnych i aluwialnych, posiada bardzo mało odkrywek; są one zwykle bardzo małe, a nadto brak między niemi ciągłości, co w wysokim stopniu utrudnia śledzenie zmienności warstw w kierunku pionowym, jak i poziomym. Z tych względów zdani jesteśmy w dużej mierze na przypuszczenia i domysły, zarówno przy omawianiu wydzieleni stratygraficznych jak i zjawisk tektonicznych.

Jak wyżej powiedziano, opisy wierceń są tak mało mówiące, że na nich opierać się nie można. Dlatego najpierw zestawiamy

wyniki uzyskane przez obserwację utworów fliszowych, występujących na powierzchni, z których możemy wysnuwać pewne wnioski co do stratygrafii utworów przebitych wierceniami.

Zbadany obszar fliszu zewnętrznego w obrębie arkusza „Wadowice“ rozciąga się od zachodu od rzeki Wieprzówki ku E i obejmuje trójkąt między tą rzeką a Skawą i brzegiem Beskidu Małego, który jak to poprzednio [13] wykazywałem, jest brzegiem denudacyjnym płaszczowiny godulskiej. Na E od Skawy flisz ten ciągnie się szerokim pasem między Bachowicami a Rokowem, stąd ku E zwęża się gwałtownie, zasłany od południa masami kredowymi płaszczowin, od północy zaś mioceniem. Na E od Marcyporeby rozszerza się znowu obszar jego występowania na powierzchni, w miarę jak cofa się ku S brzeg mas godulskich. Nadto utwory fliszu zewnętrznego występują pod płaszczowiną godulską w licznych oknach i pół-oknach tektonicznych.

Stratygrafia.

Najstarszym poziomem wśród utworów tego fliszu są warstwy czarnorzeckie. Stwierdzone zostały w dwóch miejscach, w Bachowicach i na wschód od Woli Radziszowskiej (Ostra Góra). W obu miejscach są to czarne lub ciemno-szare łupki ilaste, nieco wapniste, liściaste lub maziste, miękkie, z wkładkami cieńkich, krzemienistych piaskowców. Nad nimi występują gruboławicowe piaskowce typu ciężkowickiego, brak odsłoneń nie pozwala zdać sobie sprawy z charakteru przejścia.

Szeroko są rozprzestrzenione utwory eoceńskie. Charakterystyczną cechą tych utworów jest duża zmienność litologiczna, utrudniająca bardzo spoziomowanie tej serji; wielokrotnie trudno rozstrzygnąć, czy ma się do czynienia z odrębnym poziomem, czy tylko ze zmianą facji. Rozstrzygnięcie tego może odbyć się tylko przez szczegółowe zestawianie profilów i badanie zmienności w kierunku poziomym. Sporadyczne występowanie odkrywek metodę tę niemal zupełnie uniemożliwia.

Wspólną cechą, umożliwiającą traktowanie tych rozmaitych warstw jako jeden zespół stratygraficzny, jest obecność czerwonych i zielonych łupków. Łupki te, a raczej ily łupkowe występują albo jako samoistny kompleks pozbawiony niemal zupełnie wkładek piaskowcowych, lub też posiadają je w większej ilości, wreszcie łupki pstre stanowią wkładki mniej lub więcej częste w serjach piaskowcowych.

Wśród tych ostatnich najłatwiej da się sprecyzować facja, wykształcona w postaci gruboławicowych, często bryłowych, mało spoiwych piaskowców białawych, szarawych, bądź rdzawo-żółtych. Spoiwo ich jest wapniste, częściej jednak ilaste. Ten typ rozwoju eocenu odpowiada dobrze piaskowcom ciężkowickim i jako takie został opisany z tych okolic przez Dunikowskiego [4] i Tietzego [30]. Piaskowce ciężkowickie są dobrze rozwinięte w dwóch obszarach:

1) Obszar zachodni ciągnie się od Frydrychowic po Bachowice i Ryczów i tu są rozrzucone liczne punkty występowania tych piaskowców. W Bachowicach odsłonięty jest także spąg tych utworów (łupki czarnorzeckie). Również z Bachowic Roemer [25] podaje numuliny, mające pochodzić z piaskowców, ja zaś znalazłem obok szczątków mszywiolów i ułamków jakichś skorup także *Ortophragmina* sp. Piaskowce w okolicy Bachowic posiadają naogół mało wkładek zlepieńcowych (ziarna kwarcu, otoczaki granitów i bryły węgla, znane już Tietzemu [31]). Obok cienkich wkładek pstrych łupków zdarzają się w tym kompleksie wkładki szarych lub brudno-zielonych łupków z cieńkimi piaskowcami wapnistymi, a częściej krzemienistymi, zielonawymi. Dość częste są także krzemieniste, szkliste piaskowce.

2) Drugim obszarem występowania piaskowców ciężkowickich jest okolica Woli Radziszowskiej, gdzie piaskowce te zajmują duże przestrzenie, okazując również w spągu czarniawe łupki. W obszarze tym są one bardziej rozsypliwie i posiadają mniej wkładek łupkowych.

Bardzo trudno jest powiedzieć, jak jest rozwinięty strop piaskowców ciężkowickich. Zwykle w kierunku zapadu tych warstw występują wyłącznie pstre, przeważnie czerwone łupki. Tak jest zarówno w okolicy Bachowic jak i w obszarze Woli Radziszowskiej. Jak odbywa się przejście między temi serjami, niewiadomo. Pstre łupki są dość monotonicznie wykształcone, bez znaczniejszych i częstszych wkładek piaskowcowych. W każdym razie można być pewnym, że łupki pstre tworzą strop ciężkowickiej serji piaskowcowej.

Znacznie większe trudności sprawia inna serja litologiczna, mianowicie zespół piaskowców średnioławicowych, szarych lub brunatnych, zielono kropionych, przeławiconych grubemi wtrąceniami szarzielonych lub popielatych iłołupków. Częste są tu także cienkoławicowe piaskowce kwarcytowe, czasem zaś silnie mikowe piaskowce. Niekiedy wśród tej serji zdarzają się wtrącenia pia-

skowców zbliżonych do typu ciężkowickiego. Naogół serja ta przypomina do pewnego stopnia warstwy hieroglifowe. Rozwinięta jest ona dobrze na N od Frydrychowic i w Przybradzu, a także między Bachowicami a Ryczowem. Liche odkrywki nie pozwalają jednak zorientować się w upadach warstw; niepodobna powiedzieć czy serja ta leży w stropie piaskowców ciężkowickich czy też tworzy ich serję zastępczą.

Szczególny rozwój eocenu stanowi wreszcie serja dobrze wykształcona w SE części obszaru, bezpośrednio pod nasunięciem mas godulskich, w północnych zboczach Bukowca (na SE od Woli Radziszowskiej) a także, choć w znacznie mniejszym stopniu, na N od Zebrzydowic. Są to grubo- i cienko-ławicowe zielonawe, mikowe piaskowce z wkładkami czerwonych, a czasem także czarniawych łupków. Ku górze serja ta przechodzi w kompleks niemal wyłącznie piaskowcowy. Jaki jest stosunek tych warstw do wyżej opisanych piaskowcowych rozwojów eocenu, niepodobna na pewne powiedzieć. Prawdopodobnie ta facja odpowiada swem położeniem stratygraficznem serji ciężkowickiej.

Pstre łupki, obok tego że tworzą wkładki w serjach wyżej omówionych, stanowią samoistną, szeroko rozprzestrzenioną fację. Posiadają one niewiele wkładek piaskowcowych. Są to najczęściej zielonawe piaskowce krzemieniste, czasem brunatno-żółte piaskowce mikowe, wreszcie cieńkie zlepieńce z kawałkami węgla kamiennego (w tych ostatnich znalazłem nieliczną faunę ślimaków i małży). Pstre łupki okazują w wielu miejscach przejścia do serji menilitowej, można je więc uważać za wyższy poziom eocenu. Powyżej mówiliśmy, że występują one w stropie piaskowców ciężkowickich; z badań powierzchni nie można być jednak pewnym, czy wszędzie w spąg posiadają piaskowce ciężkowickie.

Nad pstremi łupkami bardzo często leży kompleks, wykształcony jako dość miękkie margle, zielonawe, białe wietrzejące, z wkładkami zielonych iłołupków; zdarzają się tu także białawe, kruche piaskowce wstęgowane, silnie wapienne. Ponad niemi występują czarne łupki bitumiczne, należące już do kompleksu menilitowego. W innych miejscach margle te rozwijają się ku górze w serję margli zbitych, biało-żółtych lub jasno-czekoladowych, biało wietrzejących z czarnymi rogowcami i wkładkami bitumicznych łupków. Nad tą serją leżą normalne bitumiczne łupki menilitowe z łuskami ryb.

Łupki menilitowe występują w obszarze fliszu zewnętrz-

nego jako zdenudowane płaty; szczególnie dobrze są rozwinięte tylko między Andrychowem a Wadowicami (por. [13]).

Najwyższym horyzontem są warstwy krośnieńskie, zachowane tylko w kilku miejscach jako płaty, pozatem zostały one zdenudowane. Stwierdziłem je tylko na N od Andrychowa, na S od Frydrychowic, między Witanowicami a Rokowem, koło Przytkowic i na N od Woli Radziszowskiej gdzie budują wydłużone pasmo Kiełek. Odsłonięte żle i we fragmentach, nie różnią się od warstw krośnieńskich płaszczowiny godulskiej, są może nieco bogatsze we wkładki ilaste. Te iły łupkowe są szaro-żółte lub siwe; wśród mikowych piaskowców na uwagę zasługują cienkie wkładki popielatych piaskowców ziarnistych z pirytem

Jak widać z powyższego, stratygrafia eocenu podmenilitowego nastęrcza duże trudności. W tym względzie pewną pomocą mogą być wiercenia zestawione przez Michała [18], których większość znajduje się w obszarze między Woźnikami, Spytkowicami a Benczynem. W opisach tych wierceń nadkład karbonu został potraktowany bardzo krótko, nawet miocen nie został oddzielony od paleogenu, a połączony został razem nazwą „Tertiär“.

Opierając się na opisach Michała, można w pewnym przybliżeniu przeprowadzić granicę między mioceniem (iły z piaskami) a paleogenem. Również w obrębie „Tertiär“ Michała należy w kilku wierceniach, a przede wszystkim w wiercieniu z Woźnik (nr. 27)¹⁾, oddzielić serje wapieni, leżących pod kompleksem naprzemianległych piaskowców i łupków. Gruby, kilkadziesiąt metrów liczący kompleks wapieni leżący na marglach i serji piaskowcowej należy z pewnością do jury, zajmując analogiczne stanowisko, jak znana z wierceń jura w Nowych Dworach i Benczynie. To samo odnosi się do wapieni w wiercieniu w Tłuczani (nr. 20). Duże trudności sprawia kompleks oznaczony przez Michała jako „Kalkstein mit Tonschichten“ leżący ponad zwartą masą wapieni jurajskich w wiercieniu w Woźnikach. Tak samo niejasną jest pozycja margli z wiercienia w Lgocie, opisanego przez Żelechowskiego [36], leżących pod serją pstrych łupków z piaskowcami. Margle te nie mają charakteru eoceńskiego; nasuwa się przypuszczenie że należą one do kredy, zajmując takie samo stanowisko, jak kreda górna stwierdzona ostatnio przez Petraschekę [23] w podstawie autochtonu fliszowego Śląska

¹⁾ Liczby odnoszą się do numeracji wierceń Michała.

(warstwy z Baszki na dewońskich wapieniach koralowych w wierceniu w Oldrychowicach).

Po odłączeniu miocenu w górze, a jury i ewentualnej kredy w dolnych partjach, otrzymujemy w profilach wierceń serję rozwiniętą w typowej facji fliszowej, którą można uważać za paleogen, tembardziej że serja ta wychodzi w obszarze objętym wierceniami na powierzchnię i jako paleogen, powyżej opisany, została rozpoznana. Porównując profile wierceń z faktami uzyskanymi na powierzchni, możemy wyjaśnić z dużym prawdopodobieństwem niektóre szczegóły stratygrafji paleogenu.

W kilku wierceniach (Bachowice, Ryczów nr. 3 i nr. 6) zaznaczają się potężnie rozwinięte piaskowce. Mimo, że brak ich bliższego opisu, można być pewnym, że są to piaskowce ciężkowickie, gdyż te występują wszędzie w najbliższej okolicy na powierzchni, chowając się ku N pod miocen. Największą miąższość, (niewiadomo jednak czy rzeczywistą), dochodzącą do 300 metrów, osiągają te piaskowce w wierceniu Ryczów nr. 6, w wierceniu nr. 3 przedzielone są grubym wtrąceniem utworów ilastych (ponad 60 m), osiągając razem 270 m miąższości. Znacznie cieńsze są w Bachowicach (nr. 12). W tych trzech wierceniach nadkładem piaskowców jest miocen, w spągu zaś w Bachowicach i Ryczowie (nr. 6) znajdują się utwory łupkowe z wkładkami piaskowców, być może odpowiadające warstwom czarnorzeckim, zalegające wprost na karbonie.

W wierceniu we Woźnikach pod serją ilastą z pstremi łupkami, występującymi tu też na powierzchni, znajduje się piaskowiec zaledwie 18 m gruby, pod nim znowu utwory łupkowe z cieńkimi piaskowcami, leżące na wapieniach. Podobnie w wierceniach położonych na E od Bachowic niema większych seryj piaskowcowych, mimo że niektóre wiercenia (nr. 13, 20) osiągnęły podłoże paleogenu. Tylko wiercenie w Ryczowie nr. 5 okazuje 5 grubszych wkładek piaskowcowych, przedzielonych utworami ilastymi z cieńkimi piaskowcami. Wiercenia w Tłuczani, Nowych Dworach i Lgocie posiadają kilka bardzo cieńkich wtrąceń piaskowcowych; wiercenia w Tłuczani i w Lgocie w górnej części przechodzą przez niewątpliwą serję pstrą, być może kilka razy tektonicznie powtórzoną. Wynika z tego, że piaskowce ciężkowickie, rozwinięte dobrze w okolicy Bachowic i Ryczowa, ku E i S zanikają, nie tworzą zatem stałego poziomu stratygraficznego, tylko fację, zastąpioną obocznie przez utwory ilaste z cieńkimi pia-

skowcami, prawdopodobnie analogiczną do seryj opisanych z Przybradza i Ryczowa.

Ku północy flisz autochtoniczny nurza się pod miocen i rychło się wyklinowuje, jak to wynika z wierceń. W wierceniach Spytkowice nr. 7 miocen leży wprost na karbonie, w wierceniach Ryczów nr. 4 (nad Wisłą) na pstrych utworach piaskowcowych i ilastych, być może należących już do permu. W Benczynie (nr. 28) i Brzeźnicy (nr. 25) miocen leży na wapieniach jurajskich.

Interesujące światło na stosunki facjalne eocenu rzuca konfiguracja powierzchni utworów przedpaleogeńskich, na których zostały złożone sedymenty starszego trzeciorzędu. Zagadnienie to można studjować w obszarze między Skawą a Benczynem, gdzie liczne wiercenia osiągnęły spąg paleogenu, jurę lub karbon. Na dołączonej mapie tektonicznej wykreślono izarytmami miąższości nadkładu karbonu, dzięki czemu otrzymano przybliżoną rzeźbę powierzchni karbonu produktywnego. Z mapki tej widać, że między Bachowicami a Spytkowicami istnieje morfologiczne wyniesienie tej powierzchni, garb, obniżający się gwałtownie ku S i E. Piaskowce ciężkowickie rozwijają się na tym garbie i na jego wschodnim zboczu, ku E i S od garbu ławice ich cienieją i wreszcie zanikają w depresji powierzchni karbonu, ciągnącej się przez Tłuczań ku Lgocie i Woźnikom. Wpływ wyniesienia powierzchni karbońskiej na fację osadów paleogenu jest oczywisty. Podczas paleogenu garb karboński, oblany od E i S wodami morza eoceńskiego dostarczał mu osadów grubszych, pochodzących prawdopodobnie z utworów karbońskich i permskich, które w rezultacie wytworzyły piaskowce ciężkowickie. Wpływ jego na fację osadów malał ku E i S, gdzie osadzały się przeważnie utwory pelityczne z podrzędnymi piaskowcami. Otoczaki węgla w piaskowcu ciężkowickim jak również wapieni jurajskich pochodzą oczywiście z tego garbu. Być może, że także otoczaki granitów pochodzą z karbonu produktywnego, w którym nie należą do rzadkości i są w ten sposób we fliszu na trzeciorzędnym łóżysku.

Zależność rozwoju facjalnego od przedpaleogeńskiej powierzchni występuje wyraźnie w omówionym obszarze. W innych brak jest wierceń, wskutek czego nie możemy odtworzyć ukształtowania tej powierzchni. Możemy tylko przypuszczać, że i tu wpływ jej na sedimentację fliszu istniał i że stosunki były podobne, jak w obszarze garbu Bachowic, wszędzie tam, gdzie piaskowce ciężko-

wiczne silniej się rozwijają, np. w okolicy Frydrychowic, gdzie istnieją wielkie masy piaskowców ciężkowickich.

W wyższych poziomach paleogenu wpływ rzeźby przedfliszowej zaciera się: osady mają monotonne, jednolite wykształcenie, jak w poziomie pstrych łupków, następnie w serji menilitowej, w czasie której przeważa sedimentacja pelityczno-wapienna. To ujednostajnienie sedimentacyjne, będące charakterystycznym objawem dla grupy średniej Karpat fliszowych (Nowak [21]) z końcem eocenu i na początku oligocenu zaznacza się również w brzeżnym fliszu autochtonicznym, czem różni się on wybitnie od grupy brzeżnej fliszu Wschodnich Karpat.

Tektonika fliszu zewnętrznego.

Pozycja tektoniczna fliszu zewnętrznego Karpat Zachodnich była omawiana przez Uhliga [34], który włączył go do swej „subbeskidische Decke“, następnie przez Petraschecka [22], („parautochtone Abscherungsdecke“), wreszcie przez prof. Nowaka [20] w jego syntezie Karpat fliszowych.

Tektonikę fliszu zewnętrznego w naszym obszarze możemy odtworzyć tylko w ogólnych zarysach. Szczegóły jej są niestety zasłonięte wielkimi masami utworów dyluwialnych i aluwialnych. Istniejące odsłonięcia wskazują jednak, że flisz ten jest silnie zaburzony.

Najbardziej północnym elementem jest siodło Frydrychowice-Bachowice, biegnące z Frydrychowic na północ od Radoczy przez Ochotę i Kmieci Las ku NE, w stronę Bachowic. Siodło to jest zaznaczone przez piaskowce ciężkowickie, zapadające ku S względnie SE (w skrzydle pd.) i ku N i NW (w skrzydle pn.). Od północy jest ono obcięte mioceniem; od południa przylega do tego siodła niecka, w której występują wyłącznie utwory młodsze (pstre łupki, łupki menilitowe i piaskowce krośnieńskie). W obszarze tej niecki odkrywki są tak rzadkie, że o szczegółach jej budowy mówić niepodobna. Przebieg osi tej podłużnej depresji jest mniejwięcej równoległy do kierunku siodła Frydrychowice-Bachowice. W depresji tej, którą nazywamy woźnicką, zachowało się kilka płatów z nasunięcia jednostki cieszyńskiej.

Od S ogranicza nieckę woźnicką druga z kolei strefa wypiętrzeń, którą tylko w bardzo ogólny sposób możemy odcyfrować. Zaznaczają ją piaskowce ciężkowickie na N od folwarku Wolszczyzna

(na S od Frydrychowic), czerwone ility na S od Radoczy i pas piaskowców ciężkowickich z czerwonymi iltami między Witanowicami a Rokowem. Kierunek tego wypiętrzenia w jego wschodniej części jest SWW-NEE, a więc odchyłony w stosunku do przebiegu siodła Frydrychowice-Bachowice. Wypiętrzenie to nazwijmy siodłem Rokowa. Na S od niego, między Andrychowem a Wadowicami ciągnie się strefa przełałdowanych czerwonych łupków i warstw menilitowych oraz krośnieńskich (w jednym płacie na S od Wieprza), opisana w pracy poprzedniej [13]; wydzieliłem w niej kilka drobnych siołdł biegających równoleźnikowo. Strefą tą zanurza się flisz zewnętrzny między Andrychowem a Wadowicami pod masy godulskie Małego Beskidu.

Na zachodzie odkrywki paleogenu kończą się mniejwięcej na linii Wieprzówki; na zachód od niej paleogen został natrafiony wierceniami w dużych głębokościach pod mioceniem. Na tej podstawie wyraziłem przypuszczenie, że na tej linii przebiega dyslokacja, o charakterze trudnym z powodu braku danych do bliźszego sprecyzowania, pogrążająca zachodnią połać brzeźnej strefy fliszowej wgłęb. W depresji rozciągającej się od Wieprzówki na zachód, zachowały się w większym zaleganiu warstwy krośnieńskie (jak to wynika z wierceń), które na E od Wieprzówki uległy niemal zupełnej denudacji.

Ku wschodowi siodła Frydrychowice-Bachowice i Rokowa zanurzają się wgłęb; siodło Bachowic na E od Ryczowa tonie pod mioceniem, wkraczającym tu głębiej w obręb mas fliszowych; siodło Rokowa nurza się pod płaszcz pstrych łupków. Równocześnie w tym kierunku depresja Woźnik rozszerza się bardzo silnie i pogłębia. Cały flisz zewnętrzny zanurza się wgłęb między Lgotą a Tłuczanią pod miocen, a na E od Witanowic i Rokowa pod wysuwające się tu daleko ku północy masy nasunięte płaszczowiny godulskiej. Zjawiska te świadczą o tem, że na linii Tłuczai-Lgota trawersuje budynek fliszowy depresja poprzeczna, umożliwiająca z jednej strony wysunięcie się mas godulskich na zewnątrz i ich konserwację, z drugiej zaś głębszy ku S zasięg miocenu. Strefa fliszu zewnętrznego zwęza się wskutek tego bardzo silnie do wąskiej smugi pstrych łupków, biegnącej u czoła nasunięcia godulskiego; erozja poszarpała masy tego nasunięcia i w licznych oknach i pół-oknach tektonicznych ukazuje flisz autochtoniczny, wyglądający z pod mas kredowych; są to przeważnie pstre łupki. Dopiero ku wschodowi, w miarę jak cofa się brzeg nasunięć,

w obszarze Przytkowic, Leńcz i Woli Radziszowskiej rozszerza się flisz zewnętrzny wydatnie.

W obszarze tym budowa jego przedstawia się następująco:

Przez Przytkowice i wzgórza Bugaj Wielki i Kiełek biegnie obszar, w którym częste są odkrywki warstw krośnieńskich. Na zewnętrznym brzegu tego pasa istnieją ślady pstrych iłów i łupków menilitowych. Dalej na północ występują już utwory miocenske; obszar ten jest jeszcze za mało poznany, być może, że istnieją tu jakieś komplikacje jeszcze nie wysledzone. Na S od pasma krośnieńskiego znajduje się strefa występowania utworów eocenske, tworzących siodło o kierunku NWW-SEE, skręcające ostro na E od Woli Radziszowskiej ku SE. To siodło (Ostrej Góry) w jądrze wykazuje warstwy czarnorzeckie w Ostrej Górze, pozatem budują go piaskowce ciężkowickie, zapadające wszędzie ku S względnie ku SW, jest ono zatem prawdopodobnie siodłem przewalonym ku N. Północne jego obrzeżenie tworzą czerwone ily, oddzielające je od smugi warstw krośnieńskich. Łupków menilitowych tu brak zupełnie, a warstwy krośnieńskie zalegają na czerwonych iłach, prawdopodobnie jako odkłuty i przesunięty ku N kompleks. Między Podolanami a Bugajem Wielkim piaskowce ciężkowickie zanikają, siodło zanurza się ku W w stronę wyżej nakreślonej depresji poprzecznej. Możliwym jest że w tym kierunku rozdziela się ono na dwa ramiona: na NE od Leńcz istnieją bowiem dwie smugi piaskowców ciężkowickich, przedzielone pstremi łupkami. Na przedłużeniu osi siodła w pd. części Przytkowic występują warstwy krośnieńskie i łupki menilitowe.

Południowe skrzydło siodła Ostrej Góry osłaniają pstre łupki zanurzające się pod masy płaszczowiny godulskiej. Również bardziej ku zachodowi brzeżne masy płaszczowiny godulskiej zalegają na pstrych iłach, młodszych utworów paleogeńskich pod nasunięciem najczęściej brak. Zjawisko podobne obserwowaliśmy na zachód od Skawy, gdzie pod płaszczowinę godulską zapadają zwykle pstre łupki, rzadziej menilitowe, krośnieńskich z reguły brak. Płaszczowina godulska nasuwając się na flisz zewnętrzny odkłula piaskowcowe serje krośnieńskie, leżące na bardziej plastycznych utworach łupkowych i zsunęła je na północ, gdzie uległy intensywnej denudacji. Smuga warstw krośnieńskich między Przytkowicami a Radziszowem jest prawdopodobnie resztką w ten sposób odkłutych i ku północy zepchniętych warstw krośnieńskich.

Z wywodów powyższych wynika, że flisz zewnętrzny, najbar-

dziej zewnętrzna i równocześnie najgłębsza jednostka Karpat Wadowickich, została intesywnie pofałdowana. Proces ten odbył się przed tortonem, którego utwory zalegają na fliszu niezgodnie. Stopień pofałdowania fliszu zewnętrznego, łukowate wygięcie jego najbardziej zewnętrznego siodła oraz fakt, że najstarsze poziomy grupują się przeważnie na zewnętrznej jego krawędzi, ku wewnątrz przeważają utwory młodsze (strefa depresji wewnętrznej), przemawiają za tem że flisz zewnętrzny uległ w stosunku do swego podłoża odkłuciom i przemieszczeniom, marszcząc się pod naporem nasuwających się z południa mas płaszczowinowych. Przemieszczenia te były raczej lokalne i nieznaczne, dlatego nie traktujemy fliszu zewnętrznego jako płaszczowinę, określając go nazwą fliszu p a r a u t o c h t o n i c z n e g o.

Podnieść należy tu jeszcze odrębne stanowisko fliszu zewnętrznego w stosunku do fliszów mas wyższych, przywleczonych z południa. Flisz ten osadził się na masach, należących do peryferycznego obramowania właściwego łańcucha sudeckiego. Natomiast flisz płaszczowin cieszyńskiej, godulskiej i magurskiej osadził się znacznie bardziej na południe od rejonu sedymentacyjnego fliszu zewnętrznego. Rejon sedymentacyjny tych mas leżał, jak to wiemy z rozważań prof. N o w a k a [21] w obrębie łańcuchów, będących przedłużeniem właściwych Sudetów; są to Prakarpaty, stanowiące stary łańcuch górski, waryscyjski, względnie kaledoński, zbudowany zdaje się jeszcze na starszym planie (łańcuch boidzki Cz. K u Ź n i a r a [9]). Peryferje tego łańcucha, tektonicznie w mniejszym stopniu zaburzone, stanowiły masy, których resztką jest dzisiejsze antyklinorium krakowsko-śląskie; zostały one z końcem kredy, względnie z początkiem paleogenu zaanektowane przez fliszowe morze karpackie, które wtedy z prakarpackich rejonów rozlewa się ku północy. Ingresja tego morza musiała być związana z wytworzeniem odpowiednio głębokiej synkliny, która, posiadając już kierunek karpacki, strawersowała elementy tektoniczne antyklinorium krakowsko-śląskiego. Jest bardzo prawdopodobnem, że synklina ta stanowiła „avant-fosse“ dla wypiętrzających się już w tym czasie Karpat; zarówno w obrębie mas cieszyńskich jak i godulskich znane są średnio-kredowe efekty ruchów orogenicznych, jak fałdy neokomu, ścięte transgresją senonu (Beck [1]), transgresja warstw istebniańskich (Uhlig [17]), płaszczowiny cieszyńskie wytworzone przed senonem (por. 16) etc. Równocześnie z Karpatami wewnętrznymi, płaszczowinowo uformowanymi według

Rabowskiego [24] przed cenomanem, wypiętrzały się, zapewne w mniejszym stopniu z końcem średniej kredy także Karpaty zewnętrzne (fliszowe), wytwarzając na swem przedpolu rów peryferyczny, wypełniony później paleogenem, w miocenie dolnym zasłany w znacznej części przez płaszczowiny fliszowe.

Miocen.

Flisz autochtoniczny zanurza się ku północy pod miocen, który leży niezgodnie na jego sfałdowanych członach. Linja zasięgu miocenu ku S jest nieregularna: od Bulowic wygina się silnie ku N, okrążając wypiętrzenie Bachowice-Frydrychowice, następnie sięga bardziej ku S w stronę Lgoty i Benczyna, by stąd wygiąć się ku NE ku Skawinie. Na tym ostatnim odcinku przebieg jej nie jest jeszcze ustalony dokładnie.

Większa część miocenu w tym obszarze wykształcona jest w postaci iłów lub łupków ilastych, czasem wapiennych, brudnozielonych lub popielatych. Zdarzają się w nich grubsze wkładki piasków, przechodzących w ilaste, mało zwięzłe piaskowce. Utwory te odsłonięte są w rzadkich odkrywkach, których część znana była Roemerowi [25] i Hilberowi [8]; nie dostarczyły one dotąd żadnej fauny.

Serja ta jest tektonicznie słabo zaburzona, upady ku N miejscami przekraczają 10° .

Między Lgotą a Marcyporębą w obszarze przysiółka Bacharowice znajduje się w prawym brzegu potoku płynącego z Lgoty ku Marcyporębie strome zbocze, zbudowane ze żwirów przechodzących w zlepieńce, przedzielanych wkładkami ilastych piasków, a także cieńkimi wtrąceniami iłów. W żwirach znajdujemy materiał fliszowy: otoczaki lub źle otoczone kawałki piaskowców lgockich, ciężkowickich, a także kawałki ciemnych piaskowców mikowych, prawdopodobnie pochodzących z łupków cieszyńskich. Serja ta leży prawie poziomo, nieznacznie pochylona ku N, w granicach hypsometrycznych 250—340 m, osiąga zatem około 90 m miąższości. W północno-zachodnim zboczu Trawnej Góry warstwy te przylegają do warstw lgockich, tworzących brzeg płaszczowiny godulskiej, ścinając je od północy. W zboczu doliny, na NE od folwarku w Lgocie występują pod żwirami warstwy wierzowskie ze sferosyderytami, odsłonięte we wkopie poszukiwawczym za rudami. Żwiry zatem i piaskowce leżą w wyraźnej transgresji na średniej kredzie płaszczowiny godulskiej.

W żwirach tych i piaskach zebrałem nieliczną, źle poza ostrygami, licznie tu występującymi, zachowaną faunę. Prof. W. Friedberg był łaskaw oznaczyć ją, za co Mu na tem miejscu najuprzejmiej dziękuję. Skład tej fauny jest następujący: *Ostrea digitalina* Dubois, *O. cochlear* Poli, *O.* cfr. *Leopolitana* Niedzw., *Pecten Besseri* Andrż., *P. elegans* Audrz., *Cardita* cfr. *rudista* Lam., *Pectunculus pilosus* L., *Gibbula affinis* Eichwald., *Calistoma Celineae* Andrż., *Oxysteles orientalis* Cosm. Peyrot, *Ditrypa cornea*, L.

Według opinii prof. Friedberga fauna ta odpowiada mniej więcej faunie piasków z Bogucic.

Posuwając się potokiem ku S powyżej punktu 268 (koło folwarku w Lgocie) napotykamy plastyczne iły łupkowe, odsłonięte w dnie doliny. Natomiast zaraz we wschodniem zboczu widzimy mało zwięzłe konglomeraty i żwiry, zalegające powyżej iłów. Nieco dalej zaś ponad iłami pojawiają się w zboczu łupki wierzowskie, a wyżej warstwy lgockie; bardziej ku S iły kończą się w dnie doliny, z pod nich wynurzają się pstry łupki eocenu, na których spoczywa kreda nasunięcia godulskiego. Z położenia tej kredy w stosunku do iłów można przypuszczać, że zalega ona na nich, podobnie jak na pstrych łupkach eocenu. Natomiast żwiry i zlepieńce leżą na kredzie i na iłach. W zlepieńcach znajdują się otaczaki iłów, nie różniących się niczem od iłów, zalegających w dnie doliny. Na tej podstawie można przypuszczać, że żwiry i zlepieńce leżą w transgresji nie tylko na kredzie, ale także na iłach dolnych.

Zatem miocen występujący między Lgotą a Marcyporębą możemy rozdzielić na dwa horyzonty. Dolny ilasty, odpowiadający serji ilastej rozwiniętej na północ od Lgoty, leżący wprost na fliszu autochtonicznym i miocen zlepieńcowo-piaszczysty, leżący w transgresji na dolnym oddziale miocenu i na brzegu płaszczowiny godulskiej. Opierając się na pracach Friedberga [6, 7], należy dolnemu oddziałowi przypisać wiek starszego tortonu, natomiast żwiry i piaski wyższe uważać za młodszą fazę tortonu; odpowiadają one zatem swem położeniem stratygraficznem piaskom z Niskowej, które według K. Skoczylas-Ciszewskiej [27] są wyrazem transgresji schyłkowego tortonu na starszych iłach tortońskich. Jednakowoż brak fauny w dolnym oddziale naszego miocenu, a przede wszystkim liche odkrywki uniemożliwiają tymczasem oparcie wyżej wypowiedzianego poglądu na pewniejszej podstawie.

Żwirry i piaski, odpowiadające utworem z Bacharowic występują w drobnym płacie także na S od Marcyporęby i nieco większym na E od Benczyna, gdzie zawierają liczne skorupy *Ostrea digitalina*. Pozatem nie stwierdziłem ich dotąd nigdzie. Być może, tworzą one lokalny przybrzeżny utwór młodszej transgresji tortonu, będącej wyrazem oscylacji brzegu morza; transgresja ta zaznaczyła się tylko w strefie przybrzeżnej, w obszarze zaś bardziej ku N położonym nie odbiła się na sedimentacji i dalej osadzały się ropy i piaski.

Ułożenie starszego tortonu na fliszu parautochtonicznym wskazuje, że flisz ten został pofałdowany i zgradowany przed zalewem morza tortońskiego. Zalew jego wiązał się oczywiście z pogłębieniem się synkliny przedgórskiej, która jak to widzieliśmy powyżej, zarysowała się po raz pierwszy z końcem kredy górnej, a w każdym razie istniała już z początkiem paleogenu, rozszerzając się ku końcowi eocenu i z początkiem oligocenu bardzo silnie ku północy (łupki menilitowe Górnego Śląska, Michael [19], por. mapę). Wypełniona osadami paleogeńskimi, po paleogenie fałduje się i wynurza. Morze cofa się z niej, by wkrótce od zachodu, z obszaru Górnego Śląska (schlier) wkroczyć znowu i zalać nową synklinę, której oś zostaje w stosunku do synkliny paleogeńskiej przesunięta ku północy, a sama synklina silnie zwężoną. Facja osadów tego morza od strony Karpat ilasto-piaszczysta wskazuje, że Karpaty nie były wówczas silniej wyniesione. W miarę dalszego fałdowania się Karpat w czasach tortonu morze cofa się z synkliny ku północy, na flisz autochtoniczny nasuwają się masy płaszczowinowe z wnętrza Karpat, obciążając synklinę powodując jej pogłębienie i odmłodzenie transgresji na peryferjach: morze rozszerza powtórnie swe brzegi, transgredując już na czołach przywleczonych w międzyczasie z południa płaszczowin karpaccich.

Porwaki płaszczowiny godulskiej.

Na Śląsku Cieszyńskim między fliszem zewnętrznym a płaszczowiną godulską budującą Beskidy Śląskie, znajduje się szeroka strefa mas cieszyńskich, wyodrębnionych przez prof. Nowak [21] jako grupa płaszczowin cieszyńskich. Strefa ta ku E zwęża się, i zanika, a na E od Wieprzówki między parautochtonem a masami godulskimi niema jednolitej strefy cieszyńskiej, natomiast widzimy tu tylko płyty warstw cieszyńskich leżące na przedpolu

mas godulskich, a będące porwakami tektonicznymi płaszczowiny godulskiej. Porwakami tej płaszczowiny są także skałki jurajskie w Inwałdzie i Roczynach.

Płaszczowina woźnicka.

Nazwą tą wiążemy razem kilka płatów serji cieszyńskiej, zalegających na fliszu parautochtonicznym oraz strzępów tych warstw, leżących bezpośrednio w spągu płaszczowiny godulskiej. Płaty te należą do zespołu cieszyńskiego *N o w a k a*, stanowiąc szczątki jakiejś jednostki tego zespołu. Jednostkę tę nazywamy płaszczowiną woźnicką, wykazuje ona bowiem pewne cechy pozwalające traktować ją, jako osobną jednostkę zespołu cieszyńskiego.

W stratygrafji płaszczowiny woźnickiej biorą udział głównie łupki cieszyńskie górne i warstwy grodziskie, a także wapienie cieszyńskie. Warstwy grodziskie wykształcone są w okolicy Woźnik i Radoczy w wielkich masach: są to piaskowce gruboławicowe, średnio- lub grubo-ziarniste, przechodzące często w zlepieńce. Warstwy te zawierają wkładki czarnych marglistych łupków (podobnych do dolnych łupków cieszyńskich). Łupki tworzą czasem grube wtrącenia w piaskowcach i zawierają głazy skał prakarpackich (wapienie czarne, prawdopodobnie dewońskie, sztramberskie, szare gnejsy biotytowe, zielone łupki krystaliczne). Często zdarzają się w zlepieńcach i łupkach wielkie, napół otoczone bloki wapieni sztramberskich, opisane stąd przez *D u n i k o w s k i e g o* [4], *T i e t z e g o* [30] i *F u r g a l s k i e g o* [5]. W zlepieńcach i piaskowcach dość liczne są szczątki fauny, niestety bardzo źle zachowanej. Są tu ułamki małży, belemnitów, amonitów, zdarzają się też połamane i rozlatujące się przy wyjmowaniu ze skały aptychy. *T i e t z e* na podstawie zbioru *H o h e n e g g e r a* podaje stąd *B e l e m n i t e s b i p a r t i t u s*, *B e l. d i l a t a t u s* (Woźniki), *A p t y c h u s D i d a y i* (Żygodowice) i *A p t. a n g u l i c o s t a t u s* (Witanowice).

Warstwy te odpowiadają swem wykształceniem warstwom grodziskim ze Śląska; towarzyszące im łupki cieszyńskie górne są typowo wykształcone.

Warstwy cieszyńskie tworzą kilka płatów, leżących na fliszu paleogeńskim jako czapki tektoniczne [14]. Obok opisanego dawniej [13] płatu Tobcowej Góry, analogiczne denudacyjne szczątki neokomu leżą na fliszu autochtonicznym między Woźnikami a Witanowicami, jako kilka prześladowanych płatów warstw grodziskich

i górnych łupków cieszyńskich. Płaty te pozbawione są wapieni cieszyńskich; te występują wyłącznie pod warstwami lgockimi płaszczowiny godulskiej w Pańskiej Górze koło Andrychowa, ogłoczone z pokrywy górnych łupków cieszyńskich.

Płaty cieszyńskie zalegające na fliszu zewnętrznym a pozbawione wapieni cieszyńskich mogą być tylko zdartą i zesuniętą na flisz autochtoniczny pokrywą jakiejś drugorzędnej jednostki cieszyńskiej, której jądro (wapienie cieszyńskie) zostało w tyle w stosunku do swej pierwotnej pokrywy. Oczywiście to zluźnienie i zepchnięcie pokrywy spowodował nacisk nasuwających się na strefę cieszyńską mas godulskich. Ponadto ta jednostka cieszyńska została przez szarżę płaszczowiny godulskiej rozłoczona, przez co związek odkłutych płatów z jądrem pierwotnym został w zupełności przerwany.

Jaki jest związek tych strzępów serji cieszyńskiej do mas cieszyńskich leżących bezpośrednio na zachód a opracowanych ostatnio przez K. Koniora [12]? Według Koniora masy cieszyńskie w okolicy Lipnika zanurzają się skośnie pod płaszczowinę godulską ku E zwolna chowając się pod nią. Konior wyróżnia między Białą a Wieprzówką dwie dygitacje (Teildecken) w serji cieszyńskiej, dolną i górną, przypuszczając, że dygitacja północna (dolna) posiada jądra wapienne ukryte w głębi. Otóż sądzę, że wielkie masy łupków cieszyńskich górnych, zalegające na północ od Hałcnowa, Kóz i Czańca bez wapieni wprost na paleogenie, nie tworzą osobnej dygitacji, niższej zanurzającej się pod dygitację wyższą; są one, jak to wynika zresztą z mapy Koniora, tylko zluźnioną pokrywą jąder beriasowych dygitacji „wyższej“, którą dla uproszczenia nazywam dygitacją Lipnika, zepchniętą przez masy godulskie na przedpole, na flisz paleogeński. W obszarze tym widoczny jest jeszcze wyraźny związek pokrywy górnych łupków cieszyńskich z jądrami wapiennymi. Dalej ku E zniekształcenie jednostki Lipnika stają się coraz wybitniejsze, wiążąc się w sposób oczywisty z coraz silniejszym ku E najeżdżaniem mas godulskich na strefę cieszyńską; na E od Soły niema już jąder wapiennych u brzegu płaszczowiny godulskiej, schowały się one pod nią całkowicie. Jeszcze dalej ku E, na wschód od Wieprzówki płaszczowina godulska przekroczyła w zupełności strefę neokomską i spoczęła na parautochtonie, mając przed sobą i częściowo pod sobą tylko strzępy warstw cieszyńskich, wtórne porwaki, pochodzące z jednostki cieszyńskiej wynurzającej się

z pod niej na zachodzie. Te porwakowe płaty są już w stosunku do swych jąder wapiennych całkowicie samodzielne, są dalszym ciągiem pokrywy łupków cieszyńskich, zluźniającej się w stosunku do wapieni dygitacji Lipnika, która utraciła związek z temi wapieniami. Dlatego zespół ich wyodrębniamy jako osobną jednostkę, dygitację woźnicką, będącą wtórnie rozwiniętym elementem tektonicznym z dygitacji Lipnika. Wapienny fragment Pańskiej Góry koło Andrychowa jest również porwakiem, pochodzącym z serji jądrowej dygitacji Lipnika. Nie podobna jeszcze ściśle ustalić związku jednostki Lipnika i jej pochodnej woźnickiej z jednostkami serji cieszyńskiej, wyróżnionymi na zachodzie, między Wisłą a Olzą [16]. Serja Lipnika zdaje się być wyższą od jednostek, wynurzających się ku zachodowi w obszarze elewacji Olzy.

Skałka Inwałdzka.

Położenie tektoniczne skałki Inwałdu określiłem w pracy poprzedniej [13]: leży ona między fliszem autochtonicznym a masami płaszczowiny godulskiej. Jest ona porwakiem płaszczowiny godulskiej, pochodzącym z grupy cieszyńskiej.

Obecnie, kiedy bliższe rozdzielenie poszczególnych jednostek z jakich się składa grupa cieszyńska zostało częściowo uskutecznione [16], aktualnym staje się zagadnienie, z jakimi jednostkami tej grupy skałkę Inwałdzką, oraz blisko niej i w analogicznej pozycji tektonicznej leżącą skałkę roczyńską, należy połączyć.

Położenie ich tuż pod masami godulskimi wskazywałoby, że należą one do elementów najwyższych tej grupy, podobnie jak prawdopodobnie najwyższą jednostkę w zespole cieszyńskim tworzy dygitacja Lipnika. Z drugiej strony na wapieniu tytońskim w Inwałdzie leżą w transgresji znane już Uhligowi [33] utwory, odpowiadające senonowi w facji frydeckiej. Kontakt margli frydeckich z wapieniami tytońskimi w Inwałdzie jest zupełnie stratygraficzny, posiadają one w spągu liczne kawałki otoczonych wapieni tytońskich. Obok margli na wapieniu występują także zlepieńce z otoczakami i fragmentami skał magmowych, odsłonięte w wielkim płacie przez roboty w kamieniołomie w r. 1929. Prawdopodobnie i te zlepieńce wiążą się z transgresją senonu.

Obecność transgredujących utworów facji frydeckiej wyklucza zupełnie przynależność skałki Inwałdu a także i Roczyn, gdyż i tam na wapieniach występują margle ze zlepieńcami w spągu

(por. Uhlig [33], str. 858 fig. 109), do płaszczoyny, godulskiej. Również skałki te nie mogą zespołowo należeć do serji stratygraficznej jednostek cieszyńskich, rozwiniętych w ich sąsiedztwie (Lipnika lub woźnickiej) gdyż te, jako jednostki wyższe (być może nawet najwyższe) zespołu cieszyńskiego, pozbawione są warstw frydeckich. Skałki Inwałdu i Roczyn stanowić muszą zatem resztki głębszego elementu, niż dygitacja Lipnika lub Woźnik, zajmując pierwotnie stanowisko bardziej zewnętrzne w stosunku do tych jednostek¹⁾.

Zarówno w Inwałdzie jak i Roczynach występują w marglach lub zlepieńcach otoczaki skał krystalicznych. W sąsiedztwie skałki Inwałdzkiej, a również jak ona pod masami lgockimi występuje blok sprasowanego granitu (NE zbocze Pańskiej Góry). W samym wapieniu tytońskim znalazłem duży blok zielonego łupku chlorytowego.

Wreszcie wśród wapieni tytońskich występują wtrącenia tektoniczne jakiejś zagadkowej skały, która w dotychczasowej literaturze była uważana za zwietrzały cieszynit. Prof. dr. K. Smulikowski, który opracowując skały magmowe strefy cieszyńskiej, zajął się także owymi „cieszynitami“ z Inwałdu, był łaskaw poinformować mię, że ta skała z cieszynitami niema nic wspólnego. Uprzejmości dr. Smulikowskiego zawdzięczam mikroskopową analizę tej skały, jak również analizy krystalicznego porwaku z NE zbocza Pańskiej Góry oraz skał magmowych, występujących jako okruchy w zlepieńcach transgredujących na skałce inwałdzkiej, za co Mu składam na tem miejscu uprzejme podziękowanie. Załączone poniżej wyniki badań mikroskopowych dr. Smulikowskiego wskazują, że we wszystkich wypadkach skały te wykazują silne oddziaływanie czynników dynamicznych, co stoi w związku z ich pozycją tektoniczną.

1). Skały występujące wśród wapieni tytońskich. Są to 2 grube (1—1,5 m) wtrącenia dość dobrze uwarstwionej skały, sino-rdzawej, nierównomiernie poplamionej, popękanej i zmiażdżonej. Kontakt z wapieniem jest ostry, do nierównej powierzchni tej skały jest wapień przylepiony, niepodobna jednak powiedzieć czy wapień osadził się na tej skale, czy też mamy do

¹⁾ Transgresja senonu facji frydeckiej zajęła północne peryferje strefy cieszyńskiej, transgredując na głębszych jednostkach, w południowej jej części transgredowała facja istebniańska. (Wędrynia na Śląsku wedł. Uhliga, okolice Żywca wedł. S. Sokołowskiego).

czynienia z wyłącznie tektonicznym kontaktem. W każdym razie obie te skały zostały razem tektonicznie przetasowane. Miejscami ostrokrawędziste kawałki tej skały razem z wapieniem tworzą na płaszczyznach kontaktu brekcję.

Opis mikroskopowy dr. Smulikowskiego:

„Skała ta w mikroskopie przedstawia się jako brudno-szara, mętna, nieregularnie plamista masa kryptokrystaliczna, miejscami bardziej przejrzysta, miejscami niemal zupełnie nieprzeźroczysta, gęsto przyprószona ciemnymi punkcikami. Tu i ówdzie wyodrębniają się niewielkie ziarna kwarcu, niejednorodne, o budowie mozaikowej lub agregatowej. Masa kryptokrystaliczna ma budowę łusieczkową i zdaje się składać w przeważającej ilości z serycytu. Agregaty te miejscami objawiają bardziej jednolitą orientację optyczną, zaznaczając mgliste większe przekroje, w których można by podejrzawać całkowicie przeistoczone skalenia. Cała ta niejednorodna masa skalna jest gęsto spękana, pocięta siecią grubszych lub delikatniejszych szczelin, infiltrowanych kalcytem, brunatnymi wodorotlenkami żelaza z domieszką manganu, miejscami także po części zielonkowymi produktami chlorytowymi. Ścisła diagnoza mikroskopowa tej skały okazuje się niemożliwą. Odnosi się jednak wrażenie, iż skała ta jest jakąś masą zwietrzelinową silnie zmiążdżoną. Według opinii Dr. Smulikowskiego „może to być jakiś utwór osadowy, ale nie jest wykluczone, że jest to jakaś zwietrzelina skał krystalicznych tektonicznie zmieniona“.

2). W kilku miejscach na wapieniach, w jednym zaś wciśnięte we wapienie znajdują się drobne płyty zlepieńców z otoczkami skał krystalicznych i kwarców wielkości od kilku cm do paromilimetrowych fragmentów. Fragmenty skał krystalicznych są naogół źle otoczone, często są także ostrokrawędziste kawałki, potrzaskane i zgniecione. Kilka szlifów z tych zlepieńców zanalizował dr. Smulikowski, jego opis załączam poniżej:

a) „Większe fragmenty silnie skataklazowanych granitów i gnejsów tkwią w masie złożonej z nieregularnych kańciastych ziarn kwarcu, plagjoklazów, skaleni potasowych, zlepionych kalcytem. Akcesoryczne drobne fragmenty turmalinu, biotyту i muskowitu. Kalcyt jest przeważnie bardzo drobnokrystaliczny, miejscami upstrzony wodorotlenkami żelaza. W takiej masie tkwią jednak również pojedyncze większe ziarna jednorodnego kalcytu oraz liczne wapienne fragmenty szkieletów organicznych.

„Większe fragmenty granitu zbudowane są z kwarcu, skalenia potasowego, plagioklazu silnie zmętniałego, dużych blaszek muskowitu oraz biotyту, w znacznej części przeistoczonego w chloryt. Niektóre fragmenty są aplitowe, drobniej ziarniste, prawie zupełnie pozbawione łyszczyków. Wszystkie okazują bardzo silną kataklazę: ziarna kwarcu i skalenia gęsto w przybliżeniu równoległe, spękania infiltrowane kalcytem, skalenie gęsto przetkane serycytem, blaszkowate minerały (muskowit, biotyt, chloryt) ułożone zwykle we wstęgi. Są to objawy początkowych stadiów mylonityzacji.

„Charakterystycznym jest, że główne, najwyraźniejsze kierunki spękań zarówno fragmentów granitowych, jak też i mniejszych pojedynczych okruców kwarcu przebiegają w całym niemal szlifie prawie równoległe; w przybliżeniu w tym samym kierunku ułożona jest większość kataklastycznych wstęg minerałów łyszczykowatych. Poprzeczny kierunek spękań jest daleko mniej wyraźny, poboczny, jakkolwiek również niepozbawiony konsekwencji w całym szlifie.

„Trudno uważać tę okoliczność za przypadek. Najnaturalniejszym jest wniosek, że główna faza kataklazy dotyczyła nie poszczególnych fragmentów na ich pierwotnym złożu, lecz wystąpiła już po czasie albo też w czasie ich układania się w brekcję czy zlepienie. Brekcja zatem jako mieszanina mechaniczna materiału krystalicznego i osadowego (wapiennego) była poddana nadzwyczaj gwałtownym deformacjom dyslokacyjnym, co zgadza się zresztą z jej pozycją tektoniczną. Analiza jednego szlifu nie uprawnia do zbyt daleko idących wniosków, ale uważam za prawdopodobne, że nie jest to zwykła brekcja sedymentacyjna, lecz raczej tektoniczna („Tektonisches Mischgestein der Schürfungszone“).

b) „Fragmenty granitu są tu również potrzaskane, biotyt lepiej zachowany, chlorytu mniej, dużo muskowitu. Spoiwa kalcytowego znacznie mniej, brak prawie zupełnie śladów organicznych, wiele natomiast pelitu kwarcowego, a miejscami licznie rozsiane drobniutkie gruzełki pirytu“.

c) „Fragment granitu dwumikowego o nadzwyczaj silnej kataklazie. Plagioklaz (kwaśny oligokasz do albitu 10—16% anortytu) silnie zserycytyzowany, często przetkany kalcytem, skutkiem tego tak dalece zmętniały, że optyczne jego oznaczenie jest bardzo utrudnione. Skalenia potasowych niedostrzega się zupełnie. Kwarc mozaikowo potrzaskany, gęsto pocięty spękaniem, w które wciska się serycyt. Biotyt bardzo ciemny i silnie pleochroiczny, w płyt-

kach od zewnątrz po części przeistoczonych w chloryt; muskowitz pierwotny w licznych dużych płytkach. Oba łyszczyki silnie pogięte, wciśnięte między ziarna kwarcu i skaleni, miejscami w bezładnych grupkach, miejscami ułożone w faliste wstęgi. Akcesoryczne ziarna apatyty i strzepy zleukoksenizowane ilmenitu“.

d) „Granit podobny do poprzedniego, lecz jeszcze silniej przeistoczony, sprasowany, zgnieciony, drobniej zgranulowany wśród kataklazy. Zawiera więcej kalcytu infiltrowanego a w partjach drobniej pogruchotanych zmieszany z fragmentami wapiennymi (stłoczenie tektoniczne?)“.

Wynika z powyższego, że pierwotne zlepienie zostały tektonicznie zmienione w utwór brekcjowaty. Przemiana ta odbyła się oczywiście podczas wleczenia jako porwaku, skałki tytońskiej wraz ze swą osłoną.

3. Wreszcie w NE zboczu Pańskiej Góry poniżej serji Igockiej wystaje duży blok sprasowanej skały krystalicznej, rdzawo szarej, o wyraźnej teksturze łupkowej, silnie pogiętej. Blok ten częściowo wyeksploatowany, częściowo zasłany jest zwietrzeliną i glinami. Brak tu jakichkolwiek śladów otoczenia tego bloku, któreby wskazywały że mamy tu do czynienia z jakimś wielkim egzotykiem a jego pozycja tektoniczna (pod nasunięciem warstw Igockich a więc podobnie jak skałka inwałdzka) świadczy, że chodzi tu o porwak płaszczowiny godulskiej. Skałę tę określił p. dr. Smulikowski jako zmylonityzowany granitognejs.

Oto opis dr. Smulikowskiego dwóch szlifów tej skały:

1) „Tekstura skały kataklazystyczno-łupkowata, skład pierwotny granitowy.

Kwarc potężnie skatakłazowany, o znikaniu światła bardzo nieregularnym, plamistym i smużystym, ziarna większe podzielone na zębiasto-mozaikowate pola. Przez skałę przechodzą w kierunkach w przybliżeniu równoległych pasma zmiażdżone, pogruchotane na masę drobnoziarnistą, w której kwarc odgrywa główną rolę,

Plagjoklaz nieco zmętniały, przyprószony serycytem; zbliżenia niemal niedostrzegalne, oznaczenia optyczne znacznie utrudnione. Na podstawie porównania spólc. zał. z kwarcem ($\omega < \beta$, $\epsilon > \alpha$ oraz kąta zaćmienia w przekroju $\perp \gamma$ (-3°), odpowiada on w przybliżeniu zasadowemu oligoklazowi (około 30% anortytu), o charakterze optycznym ujemnym. Skaleń potasowy obecny w znacznie mniejszej ilości.

Biotyt nie tworzy określonych tabliczek i łusek, lecz jako najbardziej podatny na sprasowanie utworzył powyginane pasemka, wijące się pomiędzy innymi minerałami, oddzielone strzępki wciśnięte między nie, itp. Skutkiem tego skała nabrała charakteru łupkowego tembardziej, że w niektórych partjach, nawet skalenie i kwarc poddały się tendencji równoległego ułożenia. Biotyt najczęściej ucierpiał przy tych deformacjach, jest on wyblakły, słabiej pleochroiczny, wydzielili się zeń liczne gruzełki tlenków żelaza (hydratyzowane na limonit) i leukoksenu. Tu i ówdzie obok biotyty pojawiają się odosobnione łuski m u s k o w i t u. W niektórych częściach skały, zwłaszcza silniej zdeformowanych, w sąsiedztwie wyblakłego biotyty pojawiają się drobne okrągławe ziarenka prawie bezbarwnego g r a n a t u“.

2) „Skała podobna do poprzedniej. Oligoklazy kwaśniejsze, w wyraźnej przewadze nad skaleniem potasowym. Struktura bardzo zmienna w obrębie szlifu. W niektórych partjach zgruchotanie i zmielenie bardzo silne, w innych struktura normalnie ziarnista, w innych jeszcze gnejsowata ze znamionami rekrystalizacji pod stresem. W tych ostatnich partjach biotyt dobrze zakonserwowany. Więcej tu naogół muskowitu, a także granatu, który oprócz większych ziarn gęsto popękanych wśród sprasowanego biotyty tworzy także drobniutkie okrągławe wrostki w skaleniach. Nie jest wykluczone, że jest on tu nowotworem metamorficznym.

Skała ta w niektórych rekrystalizowanych partjach robi wrażenie normalnego gnejsu. Biorąc ją jednak jako całość, należy ją raczej zaliczyć do grupy mylonitów, ze względu na ogólne zmiążdżenie a małe znaczenie procesów rekrystalizacyjnych“.

Z powyższych danych wynika, że wapien inwałdzki osadzał się w pobliżu jakiegoś wysadu skał krystalicznych. Nasuwa się przypuszczenie, że pasmo krystaliczne z przyrośłym do niego wapieniem rafowym, wyniesione nad poziom wód, ograniczało od północy rejon sedymentacyjny cieszyński. Pasma to w kredzie górnej zostało zalane przez morze senońskie, które w tym najbardziej zewnętrznym obszarze Prakarpāt osadziło swe osady w facji frydeckiej; do zlepieńców, utworzonych przez to morze, dostawały się obok wapieni także skały krystaliczne prakarpackie. Podczas pooligocenijskich szarżarów, płaszczowina godulska w ruchu swym ku N, przekroczywszy między Sołą a Skawą cały zespół cieszyński, natknęła się w swym pochodzie na sterczącą

tytońską rafę wapienną, oderwała z niej fragmenty tytonu, a także blok granito-gnejsu i przewlekła je ku N, wlokąc je pod sobą jako porwaki podobnie, jak przekraczając zespół cieszyński porwała ze sobą płyty z serji cieszyńskiej. Wapienie uległy podczas tego procesu strzaskaniu, a materiał krystaliczny mniejszej lub większej mylonityzacji.

Tłumaczenie to wyjaśnia, dlaczego skałki Inwałdu i Roczyn pojawiają się tam, gdzie płaszczowina godulska niema pod sobą w swej czołowej partji właściwych mas cieszyńskich, które na tym odcinku chowają się głęboko pod nią. Skałki Inwałdu i Roczyn należy uważać za fragmenty odrębnej jednostki tektonicznej, głębszej, a pierwotnie bardziej zewnętrznej w stosunku do zespołu cieszyńskiego, pochodzące z geantyklinalnego wypiętrzenia peryferycznego strefy cieszyńskiej. Skałki te są fragmentami Karpat przedfliszowych, oderwane i wywleczone przez szarż mas fliszowych¹⁾.

Płaszczowina godulska.

Zachodnia połąć tego najlepiej w Karpatach Wadowickich rozwiniętego elementu została opisana w pracach poprzednich. Od tego czasu rozszerzyłem badania ku E tak, że cała część płaszczowiny godulskiej, występująca w obrębie arkusza Wadowice została skartowana. Kilka uzupełnień stąd wypływających, w stosunku do dawniej publikowanego opisu umieszczam poniżej.

Stratygrafia.

Przegląd serji stratygraficznej płaszczowiny godulskiej podałem w pracy z r. 1930 [13]. Do niego należy dodać kilka uwag.

1. Najniższe poziomy płaszczowiny godulskiej tworzą łupki wierzowskie (barremien-apt) i warstwy Igockie (najniższy alb). Te ostatnie ku E cechują szczególnie niebieskawe kwarcyty (rogowce mikuszowickie), które na zachód od Skawy mniejszą grały rolę. Często cała serja Igocka od dołu do góry

¹⁾ Skałka inwałdzka stanowi jedno z najciekawszych zjawisk geologicznych naszego obszaru. W literaturze niejednokrotnie była opisywana szczegółowo (Boué, Zejszner, Dunikowski, Tietze, Szajnocha, Uhlig). Ustawicznie eksploatacja jej odśłania wiele szczegółów, które wymagają osobnego, szczegółowego opisanja. W pracy tej pominąłem stronę opisową, która będzie przedmiotem osobnej pracy; okazuje się bowiem koniecznem potraktowanie skałki Inwałdu razem z analogicznymi skałkami Targanic i Roczyn, leżących już poza obrębem arkusza Wadowice.

obfituje w te „rogowce“, niebieskawe lub popielato-niebieskie. Charakterystyczną cechą warstw lgockich na E od Skawy są lokalne smugi warstw jaśniejszych: piaskowców szaro-białych lub brudno-popielatych, łupki stają się również popielate przy równoczesnym zwiększeniu się ich wapnistości.

2. Na S od Wadowic na warstwach lgockich leżą jeszcze piaskowce godulskie; stąd na wschód niema już ich zupełnie. Wyższym horyzontem są warstwy istebniańskie. *Hiatus* stratygraficzny, zaznaczający się w Małym Beskidzie i Beskidach śląskich między albem a turonem (?) — senonem warstw istebniańskich wzrasta ku E, obejmując także znaczną część albu. Trudno wszakże powiedzieć, czy piaskowce godulskie osadziły się w tym terenie i uległy gradacji poalbieńskiej, czy też nie osadziły się wcale, tzn. że strefa ta po osadzeniu się warstw lgockich uległa wypiętrzeniu.

W facji warstw istebniańskich na E od Skawy zaznaczają się pewne zmiany polegające przedewszystkiem na pojawieniu się wśród normalnych piaskowców istebniańskich wkładek jasnych, żółto wietrzejących margli fukoidowych i mikowych, popielatych piaskowców. Obserwować je można w potokach między Leńczami a Zebrzydowicami, koło Stanisława Górnego i na północ od Sułkowic. Wtrącenia te mają charakter lokalny; ze względu na ich fację należy je uważać za oddźwięki wpływu facji inoceramowej na fację śląską kredy górnej. Charakterystyczną cechą piaskowców istebniańskich we wschodniej połaci płaszczowiny godulskiej jest zmniejszenie się ilości a przedewszystkiem wielkości ziarn białych skaleni, tak typowych dla tej serji. Przyczynami tego zjawiska zająłem się gdzieindziej [15].

W Małym Beskidzie i na wschód od niego po okolice Kalwarji, nad piaskowcami z czarnymi łupkami leży stale poziom czarnych łupków, które wydzieliłem jako warstwy czarnorzeckie. Na E od Kalwarji poziom ten zanika, tylko miejscami między warstwami istebniańskimi a eocenem pojawiają się owe łupki.

4. Poznanie eocenu na E od Kalwarji pozwala bliżej ująć stratygrafię i zróżnicowanie facjalne tego piętra. Przedewszystkiem zaznaczamy, że przez eocen rozumiemy całą serję leżącą między warstwami czarnorzeckimi względnie istebniańskimi, a warstwami krośnieńskimi, włączając do eocenu łupki menilitowe, analogicznie do poglądów W. Rogali, M. Cizancourt, Z. Pazdry a ostatnio także F. Biedy i L. Horwitza [3].

Tak pojęty eocen, w naszym obszarze, dzielimy na dwa stałe horyzonty, dolny, który nazywamy serją pstrą i górny czyli serja menilitowa.

Oddział dolny jest nader silnie zróżnicowany facjalnie. Zwykle najniższym jego poziomem, leżącym na czarnych łupkach i związanych z nimi przejściami albo wprost na piaskowcach istebniańskich (przejść w tym wypadku nie obserwowałem), są pstre, przeważnie czerwone iłłupki. Łupki te tworzą czasem całą serję dolnego oddziału aż po łupki menilitowe w stropie, zawierając tylko bardzo nieliczne wkładki drobnych, krzemienistych piaskowców i ilastych margli. Zazwyczaj jednak, mniejwięcej w środkowej partji pstrych łupków rozwijają się kompleksy innych utworów; są to piaskowce typu ciężkowickiego ze zlepieńcami kwarcowemi i otoczkami skał prakarpackich (granitów) albo też zielonawe, ilaste, cieńkoławicowe, dość silnie mikowe piaskowce, zawierające wtrącenia zielonawo-szarych, krzemienistych piaskowców typu warstw hieroglifowych, wreszcie zamiast tych utworów występuje kompleks zielonawo-białych, płytowych, miejscami dość krzemienistych margli z wkładkami kruchych, ilastych piaskowców i zielonawych łupków. Te trzy facje (ciężkowicka, piaskowców zielonych i margli) blisko siebie i na niewielkiej przestrzeni rozwinięte, wiążą się ze sobą obocznymi przejściami (na zach. zboczach Jastrzębiej góry można obserwować zazębianie się facji ciężkowickiej i margli), a wszystkie cechuje obecność pstrych łupków.

Nad tym kompleksem rozwinięta jest serja liściastych, ciemnoszarych lub czarniawych łupków ilastych z licznymi bułami sferosyderytów, niekiedy (na S od Jastrzębiej i w Sułkowicach) silnie wapiennych. Ku górze łupki te przechodzą w typowe łupki menilitowe, z rogowcami i brudno-żółtymi lub czekoladowymi marglami.

Duża zmienność facjalna dolnego oddziału eocenu (który zapewne odpowiada dolnemu i środkowemu eocenowi w sensie stratygraficznym) musi być oczywiście odbiciem stosunków paleotektonicznych tego okresu. Następuje ona po górnej kredzie, a więc po czasie zalewu morza istebniańskiego w związku z momentem, kiedy ruchy górotwórcze przed górną kredą doprowadziły do wyniesienia wielkich połaci mas lądowych nad poziom morza, czemu dają wyraz liczne zlepieńce warstw istebniańskich. W osadach kredy górnej wpływ tych wysadów lądowych jest nader widoczny. Morze istebniańskie rozbija je i tworzy przeważa-

jące osady psefitowo-psamityczne. Sedymentacja mórz bardziej otwartych zaledwie wtedy przychodzi do głosu, (pelity, margle), z biegiem czasu wzmagają się one coraz bardziej, zaznaczając się w ilastej facji warstw czarnorzeckich (nie wszędzie) i pstrych łupków, a nawet dochodzi miejscami do wytworzenia się osadów marglistych. Wpływ lądów (wysp) zaznacza się miejscami jeszcze w sposób silniejszy (facja grubo- i średnio-ziarnistych piaskowców ciężkowickich) lub słabszy (drobnoziarniste piaskowce zielone) — jest to bezpośredni wpływ ocalałych jeszcze wysadów wyspowych. W górnym eocenie wpływ ten maleje bardzo silnie, sedymentacja jest jednostajna i pelityczna. Można powiedzieć, że wpływ średnio-kredowych efektów zaburzeń orogenicznych na sedymentację w tym czasie zanika, prawdopodobnie wskutek izostatycznego pograżania się gmachu tektonicznego, przeciwdziałającego wypiętrzaniu się górotworu (negatywna faza orogenetyczna w znaczeniu Alb. Heima i Kobera). Sedymentacja eocenu dolnego i średniego jest zatem stadjum pośrednim między sedymentacją czasów istebniańskich, stojącą pod znakiem wpływu wypiętrzeń lądowych, a sedymentacją łupków menilitowych, pozbawionych prawie zupełnie tego wpływu.

Podkreślić tu należy, że podobnie silne zróżnicowanie facjalne obserwowaliśmy także we fliszu zewnętrznym. Przyczyny jego wiążą się również z zaburzeniami górotwórczemi epoki kredowej Karpat zachodnich.

Widać z powyższego, że zjawiska orogeniczne średniej kredy odbijają się w sposób widoczny na sedymentacji czasów późniejszych. Z dużym prawdopodobieństwem możemy odtworzyć stosunki, jakie panowały w zachodnich Karpatach fliszowych podczas kredy górnej i eocenu. Z badań nad strefą neokomską na Śląsku Cieszyńskim wynika, że ruchy orogeniczne przed górną kredą doprowadziły do odkłucia się pokrywy fliszowej osadzonej na masach prakarpackich i do utworzenia płaszczowin cieszyńskich, do przefalowania również mas przyszłej płaszczowiny godulskiej i do wyniesienia wielkich obszarów fliszowych Karpat Zachodnich ponad powierzchnię wód wraz z ich hercyńską, prakarpacką podbudową. Zgniatanie powoduje pogłębienie się stref peryferycznych orogenu; to też gdy następuje, transgresja górnokredowa, rozwija się ona na nich w facji marglisto-piaszczystej (rejon frydecki, który objął geantyklinę Inwałdzką i głębsze a wówczas zewnętrzne jednostki

i górny, zresztą zazębiające się, odpowiadają mniejwięcej poziomowi dolnemu i środkowemu tych autorów, zaś ich poziom górny niema w naszym obszarze ekwiwalentu, na czym możnaby oprzeć przypuszczenie, że Karpaty zachodnie wcześniej uległy wypiętrzeniu, niż środkowe.

Tektonika.

Na linii dolnej Skawy płaszczowina godulska została rozerwana, a wschodnia jej część przesunięta ku północy o 8 km. Dyslokacja ta wyraźnie zaznacza się w morfologii i już prof. Szajnoch [29] przyjmował tu obecność walnego uskoku.

Wschodnia połącz płaszczowiny wykazuje duże różnice w budowie w stosunku do zachodniej, bliżej poprzednio opisanej. Na uwagę zasługuje tu wieniec płatów warstw lgockich i wierzowskich, zalegających na fliszu parautochtonicznym, oddzielony brzdą morfologiczną od mas istebniańskich, w której ukazuje się flisz paleogeński. Płaty te, mniej lub więcej przez erozję postrzępione, tworzą począwszy od Rokowa nad Skawą wygięty ku N łuk w stronę Lgoty i Bacharowic, który stąd cofa się w kierunku Judki ku SE. Brzeg tych mas, stanowiących zewnętrzną partję płaszczowiny godulskiej tworzy koło Przytkowic silne załamanie, wyginając się na małej przestrzeni

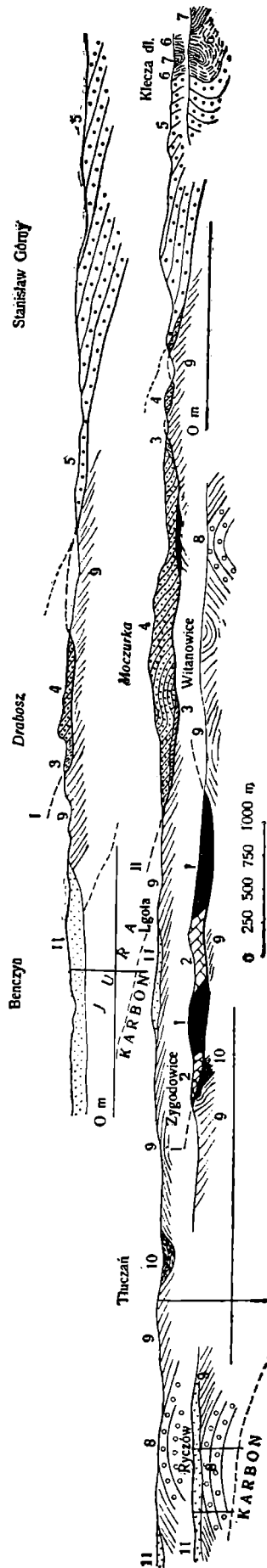


Fig. 2.

1. Łupki cieszyńskie górne (Obere Teschener Schiefer).
2. Warstwy grodzkie (Grodzisch-Sch.).
3. Łupki wierzowskie (Wernsdorfer-Sch.).
4. Warstwy lgockie (Ellgothner-Sch.).
5. Warstwy istebniańskie (Istebna-Sch.).
6. Łupki czarnorzecze (Czarnorzeki-Schiefer).
7. Eocen pstry pł. godulskiej (Buntes Eozän der Godula-Decke).
8. Ciężkowickie piaskowce (Ciezkowicer Sandstein).
9. Eocen pstry parautochtonu (Buntes Eozän des Parautochthons).
10. Łupki menilitowe (Menilit-Schiefer).
11. Miocen (Miozän).

ku NE w stronę Leńcz, by stąd bieć ku SEE przez Podolany i Pohów nad Wołą Radziszowską ku dolinie Skawinki. Między Pohowem a Bukowcem cofa się silniej ku S, prawdopodobnie wzdłuż poprzecznego uskoku, skąd biegnie wprost ku E ku Bęczarce (na ark. Myślenice).

Płaty te przeważnie nie zakorzeniają się pod serją istebniańską; tylko na E od Rokowa, na N od Stanisława górnego i w Krowiej Górze koło Przytkowic warstwy lgockie wąskimi pasemkami zapadają wprost pod warstwy istebniańskie. Te tworzą wielką, płasko ku S zapadającą płytę, na linii Lgota-Barwałd silniej rozszerzoną, skąd zwęża się ona ku W i E. Stosunek obu kompleksów do siebie ilustrują dołączone profile (fig. 2).

Zarówno w stosunku do warstw lgockich jak i wyższych warstw eocenu i oligocenu warstwy istebniańskie tworzą serję znacznie sztywniejszą i mniej podatną na fałdowanie. Dzięki temu posiadają znacznie spokojniejszą tektonikę. Swą pozycją tektoniczną stanowią one równoważnik bloku godulsko-istebniańskiego Małego Beskidu [13]. Nie dochodzi tu jednak do dalej idących odkłuc i przesunięć śródpłaszczywinowych, jak to ma miejsce w Małym Beskidzie, w stosunku do niżej leżącego kompleksu lgockiego, natomiast wyraźnie podkreślona jest odrębność tektoniczna. Dano jej wyraz na dołączonej mapie, łącząc płytę istebniańską na E od Skawy razem z blokiem godulsko-istebniańskim Małego Beskidu jako jedną jednostkę. Warstwy lgockie zostały wypchane na zewnątrz przez masy istebniańskie, dzięki czemu, gdy erozja cofnęła brzeg tych mas, odsłonił się flisz zewnętrzny podścielający zarówno warstwy lgockie jak i istebniańskie. Zresztą można uważać za pewnik, że warstwy lgockie i wogóle kreda średnia już pierwotnie nie podścielały wszędzie warstw istebniańskich w czasie ich osadzania się, a podłoże tych ostatnich stanowiły bezpośrednio masy prakarpackie, które dostarczyły im wielkich ilości otoczków.

Warstwy lgockie i istebniańskie stanowią strefę wypiętrzeń płaszczowiny godulskiej. Zapadają one ku S pod serję eocenu i oligocenu, wypełniające łęk wewnętrzny tej płaszczowiny, na który nasuwa się brzeźna płaszczowina magurska. Na E od dyslokacji Skawy depresja ta osiąga wielką rozpiętość, ku E zaś miarowo zwęża się, a w okolicy Sułkowic silnie już zwężona, chowa się pod brzeg mas magurskich. Oś podłużna depresji biegnie naogół w kierunku NW-SE, dzięki czemu w okolicy Sułkowic następuje skrzyżowanie się tej osi z przebiegiem północnej krawędzi

nasunięcia magurskiego, przebiegającego na E od Skawy z W ku E i NEE. Między Skawinkami a Harbutowicami pod masy magurskie chowają się kolejno warstwy krośnieńskie i łupki menilitowe wewnętrznych wypiętrzeń depresji, na E od Sułkowic zaś masy magurskie leżą wprost na łupkach menilitowych, należących do południowego skłonu głównej strefy wypiętrzeń płaszczowiny godulskiej.

Masy krośnieńskie i łupki menilitowe w tej depresji tworzą kilka fałdów. Fałdy te w zachodniej części depresji naogół normalne (por. 13, tabl. III), ku E stają się przewrócone ku N, co stoi w związku ze zgniataniem ich przez masy magurskie.

Skomplikowaną budowę posiada pas graniczny między strefą wypiętrzeń a depresją. Zapad warstw istebniańskich naogół stromieje, miejscami dochodzi do wstecznych obaleń warstw istebniańskich na eocen, jak to ma miejsce na północ od Kleczy Dolnej i na północ od Lanckorony. Przylegające od południa siodło Lepionka-Lanckorona, którego zachodnia część została opisana poprzednio, tworzy silnie zaakcentowane zgięcie [13]. Między osią tego siodła a linią graniczną kredy i eocenu znajduje się depresja podłużna, w której zalegają płaty kredowe Żarku i Lanckorony, uważane poprzednio przezemnie jako płaty z nasunięcia, głęboko wfałdowane w grzbiet płaszczowiny godulskiej, a przywleczone z południa.

Dalsze zdjęcia w tej strefie dostarczyły szereg obserwacji, wskazujących że interpretacja tych płatów jako czapek tektonicznych była mylną¹⁾. Przedewszystkiem do opisu tego obszaru [13] należy dodać kilka uzupełnień, spowodowanych rozszerzeniem zdjęć ku wschodowi. Smuga czarnych łupków na S od Żarku, biegnąca od Barwałdu przez Bugaj, nie może należeć do warstw wierzowskich, jak to przyjmowałem, opierając się na 3 amonitach *H o h e n e g g e r a* z Bugaju. Nieznane jest bliżej miejsce pochodzenia tych amonitów, ani też pewne ich oznaczenie (*U h l i g* tych okazów nie posiadał, jak to wynika z monografii faun wernsdorfskich). Tylko płaty czarnych łupków na E od Żarku należą do serji wierzowskiej, przy złych odkrywkach trudnych do odróżnienia od łupków czarnorzeckich i stamtąd zapewne owe amonity pochodzą. Natomiast smuga czarnych łupków między Bugajem a Barwałdem na-

¹⁾ Jeszcze przedtem prof. Nowak w dyskusji zwracał mi uwagę, a możliwość interpretacji kredy Żarku i Lanckorony jako wysadów.

leży do warstw czarnorzeckich, za czym przemawiają stratygraficzne wtrącenia pstrych łupków oraz związek stratygraficzny z wyżej leżącymi piaskowcami ciężkowickimi i pstremi łupkami. Przedłużenie ku E tej smugi stanowią czarne łupki biegnące przez Lanckoronę ku Jastrzębiej, również związane z pstremi łupkami, które je częściowo otulają. Łupki czarnorzeckie stanowią jądro siodła Lepionka-Lanckorona, obalone na eocen swego północnego skrzydła. Między tym eocenem a serją czarnorzecką znajdują się płaty warstw lgockich Żarku i Lanckorony, przyczem w Żarku są przykryte one wprost przez piaskowce istebniańskie. Te piaskowce należy uważać za spąg stratygraficzny czarnych łupków, a nie za ich stratygraficzną pokrywę; lokalne zaleganie piaskowców na czarnych łupkach ma swe przyczyny w tektonice dzięki wgnieceniu południowego skrzydła mas Żarku. Warstwy lgockie leżące pod piaskowcami istebniańskimi nie muszą być zatem wraz z nimi załadowane z góry, ale są najprawdopodobniej wysadem łuskowym, nasuniętym na eocen pstry, a zanurzającym się ku S pod normalną serją warstw czarnorzeckich i eocenu południowego skrzydła siodła.

Podobne stanowisko zajmuje płat Lanckorony: warstwy lgockie leżą między serją pstrą, na którą są obalone a serją czarnorzecką. Zluźnienia zachodzące między bardziej piaskowcową serją lgocką a serjami łupkowymi, oraz wsteczne obalenia ku S na łupki czarnorzeckie, doprowadziły do skomplikowanego obrazu tektonicznego wysadu lanckorońskiego, mającego w kilku przekrojach formę fałdu wachlarzowego, co było powodem interpretacji poprzedniej, w której masy średniokredowe Lanckorony pływały na serji młodszej.

Podnieść tu jeszcze należy, że gdy tektonika mas wokoło wysadów kredowych Żarku i Lanckorony wyraża nacisk idący ku N względnie NNE, to masy kredowe wysadów wykazują pchnięcie idące ku NW. Widać to szczególnie w masie kredowej Żarku, która wykonała ruch skośny ku NW w stosunku do swego otoczenia, silniejszy w swem wschodnim krańcu, dzięki czemu warstwy lgockie pchnięte przez odkłuty kompleks krośnieński są tu odkoznione, pływając w całości na paleogenie, a wschodnia krawędź łuski Żarku nie chowa się w głąb, ale wychodzi w powietrze ku E, robiąc przez to wrażenie czapki tektonicznej.

Skomplikowany obraz stosunków tektonicznych okolic Kalwarji i Lanckorony wymaga szczegółowego ich omówienia. W pracy

tej mającej na celu omówienie zasadniczych rysów budowy brzeżnych Karpat Wadowickich podniosłem kilka ważniejszych faktów, mających znaczenie dla całości obrazu, odkładając szczegółowe omówienie budowy tego obszaru na później.

Związek wysadów Żarku i Lanckorony z załamaniem się siodła Lepionka-Lanckorona jest widoczny. Oba te zjawiska wskazują na opór przeciwko fałdowaniu, działający od północy. Dzięki niemu krawędź południowa mas istebniańskich i siodło Lepionka-Lanckorona wyginają się wstecznie i równocześnie następuje rozdarcie mas i wypiętrzenie się wysadów łuskowych, posiadających tendencję do wstecznych odchyłeń. Opór przeciw fałdowaniu wyraża się również w tym obszarze w sieci licznych dyslokacji poprzecznych.

Na wschód od Lanckorony w okolicy Jastrzębiej siodło czarńskie zanika, otulając się eocenem. Między Jastrzębią a Sułkowicami depresja wewnętrzna przylega normalnie do strefy wypiętrzeń. Dopiero na wschód od Sułkowic między Rudnikiem a Jasenicą stosunki się komplikują. Wśród eocenu pojawia się tutaj pasmo warstw lgockich, zapadające ku N pod eocen. Pasma to biegnie ku Myślenicom i jak wynika z badań J. Burtanówny w tym obszarze, wszędzie przewala się ono ku S na eocen względnie czarne łupki o niejasnej jeszcze pozycji stratygraficznej. Charakter wstecznego obalenia jest tu wybitniejszy niż w Lanckoronie. Pas warstw lgockich leży w tym obszarze już w pobliżu mas magurskich. Z dotychczasowych badań w okolicy Sułkowic wynika, że to wsteczne odchylenie wiąże się z wgnieceniem wgłęb strefy podłużnej depresji i podgarnięciem mas kredowych, dzięki czemu obalają się one wstecznie ku S na tę depresję. Mimo bliskiego sąsiedztwa warstw lgockich z brzegiem magurskim, pierwotne przypuszczenie, że zakorzeniają się one pod masami magurskimi nie zostało potwierdzone.

Poprzeczne elementy strukturalne i ich związek z przedmurzem.

Masy wschodniego Beskidu Małego wykazują obniżanie się osi podłużnej ku wschodowi [13]. Obniżenie to osiąga swą kulminację na linii Jaroszowice-Mucharz, czemu towarzyszy łukowate wygięcie się zewnętrznej krawędzi bloku godulsko-istebniańskiego ku N, oraz najeżdżanie tego kompleksu na flisz zewnętrzny. Linja Jaroszowice-Mucharz jest zatem linią depresji mas godulskich na

zachód od dyslokacji Skawy. Depresję tę nazywamy Jaroszowicką.

Odpowiadająca jej od W elewacja występuje w obszarze Inwałd-Rzyki. Charakteryzuje się cofnięciem brzegu bloku godulsko-istebniańskiego, wychodzeniem synklin w powietrze i wielkiem rozprzestrzenieniem warstw lgockich. Tę pozytywną ondulację osi podłużnej masywu Małego Beskidu nazywamy elewacją Inwałdzką.

Na W od obszaru tej elewacji zewnętrzny brzeg mas godulskich (i cieszyńskich) wygina się łukowato ku północy, mimo, iż bieg ogólny mas karpackich nabiera w tym obszarze tendencji do skręcania ku SW, zmieniając się z kierunku „tatrzańskiego“ na „śląski“ (T o ł w i ń s k i [32]). Obszar ten określił K. K o n i o r [12] jako transwersalną depresję, nazywając ją depresją Soły. Stąd oś podłużna Karpat brzeżnych dźwiga się ku SW, osiągając swą walną kulminację na linii Olzy.

Na E od dyslokacji Skawy masy płaszczowiny godulskiej zostały wzdłuż dyslokacji o kierunku NNW-SSE przesunięte ku N. Na wschód od dyslokacji Skawy tworzą one silnie ku N wygięty łuk, którego wierzchołek znajduje się na E od Lgoty, tworząc typową formę depresyjnego wygięcia mas nasuniętych. Nazwijmy ją depresją Lgocką. Płaty cieszyńskie Woźnik i Witanowic leżą również w obrębie tej depresji.

Na E od Lgoty brzeg mas nasuniętych cofa się ku SEE i załamuje się na N od Przytkowic ku S. Na linii tego załamania brzegu mas godulskich występuje analogiczne zgięcie siodła Lepionka-Lanckorona z wysadami Żarku i Lanckorony. Tędy przebiega poprzeczna elewacja (P r z y t k o w i c). Stąd na E oś podłużna nieco się obniża. Z dotychczasowych badań we wschodniej części arkusza „Wadowice“ i przyległej części ark. „Myślenice“ wynika że dopiero w okolicy Wiśniowej zaznacza się wybitne podniesienie się osi (okno Wiśniowej Cz. K u Ź n i a r a [10]).

Budowa mas fliszu autochtonicznego na E od Wieprzówki wykazuje, jak to przedstawialiśmy powyżej (str. 10) obniżanie się osi siodeł i pogłębianie się synklin ku E; flisz ten na E od Skawy zanurza się pod masy godulskie, wysuwające się ku N w depresji Lgoty. Jego oś podłużna podnosi się na linii Bachowice-Radocza, która zbiega się z linią elewacji Inwałdu. Podobny przebieg wykazuje elewacja Przytkowic. Między temi dwoma elewacjami wyróżniliśmy depresję Lgoty dla mas po wschodniej stronie dyslokacji

Skawy i depresję Jaroszowic po zachodniej. Wierzchołki łuków zewnętrznych mas nasuniętych w obu depresjach leżą również na linii NNE-SSW. Wygięcie Jaroszowickie powtarza łuk istniejący w okolicy Lgoty. Obie połączenia rozerwanej płaszczołki godulskiej dostosowują się do jednej i tej samej depresji, wschodnia połączy do północnej części depresji, zachodnia do południowej. Oba łuki mas, rozerwanych dyslokacją możemy uważać jako wyraz adaptacji mas wlewających się do tej samej depresji, przebiegającej względem nich skośnie. Depresja Lgota-Jaroszowice wpływa także w wybitnym stopniu na południową granicę miocenu, która, omijając guz Bachowic, na linii depresji wkracza głębiej ku S. Również w obszarze tej poprzecznej depresji zachował się płat wyższego miocenu.

Zatem w obszarze brzeźnych mas między Wieprzówką a Skawinką istnieją ondulacje poprzeczne o kierunku NNE-SSW. Są to (od zachodu):

1) elewacja Inwałdu, biegnąca od Bachowic przez Radoczę-Frydrychowice-Inwałd ku Rzykom;

2) depresja Lgoty, przechodząca od Tłuczani przez Lgotę ku Jaroszowicom i Mucharzowi;

3) elewacja Przytkowic, przebiegająca przez tę miejscowość ku okolicy Kalwarji i Lanckorony.

Podkreślić należy, że te ondulacje, występujące wyraźnie w brzeźnych masach Karpat Wadowickich, nie zaznaczają się zupełnie w przebiegu zewnętrznej krawędzi mas magurskich. Te biegną z okolic Żywca w kierunku NE, skręcając następnie na E od Skawy ku NEE. Z dotychczasowych naszych wiadomości o przebiegu północnej krawędzi mas magurskich wiemy, że w zachodnich Karpatach biegnie ona dość jednolicie od górnej Olzy w kierunku NE, osiągając swe najdalsze wysunięcie na S od Bochni (depresja bocheńska Nowaka). Już sam fakt nieprzenikania tych linii strukturalnych do wyższych elementów nasuniętych pozwala przypuszczać, że elewacje i depresje widoczne w brzeźnych masach Karpat Zachodnich na omawianym odcinku pochodzą z przystosowywania się ich do budowy głębszego, autochtonicznego przedmurza, która to budowa, wywołując owe zmiany strukturalne została zamaskowana nasuniętymi brzeźnymi masami, niemi niejako wyrównana, przez co w wyższych masach się nie zaznacza.

Od czasów Hochstettera i E. Suessa [28] wiemy, że

na odcinku od Krakowa po Ołomuniec Karpaty fliszowe leżą na hercynikum sudeckim, wkraczającym wraz ze swą epihercyńską pokrywą pod Karpaty (wiszące skrzydło dyslokacji Zawichost-Kurdwanów Teisseyre'a). M. Bertrand [2] zaś na podstawie analogij, wziętych z zagłębia Fuveau, pierwszy rozpoznał, że brzeg mas fliszowych w zachodnich Karpatach, którem zalegają one na utworach sudeckich jest brzegiem mas szarjowanych. Wkraczające pod masy nasunięte Karpat fliszowych utwory sudeckie wywołują w łańcuchu fliszowym wałną transwersalną elewację, rozpostartą między Krakowem a Beczwą. Dzięki niej synklina przedgórska (Randsenke, avant-fosse) spłyca się gwałtownie i zwęża, będąc nadto zjawiskiem bardzo młodem w stosunku do swego przedłużenia ku E, trawersując i dyslokując przedmurze hercyńskie.

Budowa tego hercynikum musi się oczywiście odbić w tektonice mas nasuniętych, które nasuwając się wprost na przedmurze, na krawędź wału metakarpackiego (Nowak), musiały ulegać odpowiednim adaptacjom. Elementy morfologiczne powierzchni przedmurza, niezamaskowane w zupełności przez flisz autochtoniczny, musiały wpływać na tektonikę mas nasuniętych.

Interesującym zatem zagadnieniem jest, jakie elementy strukturalne przedmurza wywołują poprzeczne dyslokacje strukturalne w obrębie mas fliszowych.

Powierzchnia mas przedmurza, zanurzająca się pod Karpaty Wadowickie jest znana z szeregu wierceń. W budowie jej bierze udział karbon, przykryty miejscami jurą. Morfologia powierzchni karbonu w SE części zagłębia została odcyfrowana w przybliżeniu przez W. Kuźniara i W. Żelechowskiego [11]. W załączonej mapie tektonicznej zaznaczono izobaty powierzchni wgłębnej karbonu według mapki wymienionych autorów, a nadto uwzględniając, że wiercenie na N od Lgoty w głębokości 803 m nie natrafiło na karbon, cofnięto izobaty 700 i 600 bardziej ku północy, przez co zresztą zasadnicze rysy powierzchni karbonu w stosunku do mapki tych autorów nie zostały zmienione. W powierzchni tej zaznacza się między Ryczowem a Zatorem szeroki garb, który opada dość gwałtownie ku E i S do depresji, ograniczonej od E znowu wyniesieniem powierzchni karbonu występującem w okolicy Brzeźnicy i ciągnącem się ku E. Depresja leżąca między oboma garbami rozszerza się i pogłębia ku południowi, na linii Bachowice-Brzeźnica podnosi się, by znowu na północ od Wisły obniżyć się w stronę

Mirowa. Stąd, jak to pokazuje mapka W. Kuźniara i Żelchowskiego, biegnie bródza w powierzchni karbonu ku NW, pogłębiając się i wypełniając permem i jurą i wchodzi w nieckę Dulowej. Według tych autorów bródza ta (Nieporaz-Mirów) jest „synkliną o sudeckim przebiegu osi“. Synklina ta według nich istniała w czasie permu, wypełniając się potężną akumulacją zlepieńców myślachowickich. Prof. Nowak [21] z analizy mapy Zaręcznego [35] wyciąga wniosek, że obramienie południowe synkliny chrzanowskiej skręca w kierunku SES a oś jej przebiega przez Orley, wzdłuż potoku Rudno, zaznaczona najmłodszymi utworami jurajskiego w kierunku na Brodłę. Rutkowski [26] również przypuszcza, że przedłużenia niecki chrzanowskiej należy szukać w tymże kierunku, według niego na S od Rybnej. Omawiany obszar jest przedmiotem szczegółowych badań p. dr. Kowalskiego, który był łaskaw podać mi wyniki swych zdjęć w obszarze przyległym bezpośrednio od północy do arkusza „Wadowice“. Według niego budowa południowej części omawianego rowu jest bardzo skomplikowana i daleka od tego prostego obrazu, jaki daje mapa Zaręcznego. Od W rów ten jest ograniczony wielkimi uskokami od horstowego wyniesienia. Rów ten zbiega się z bruzdą w powierzchni karbonu naszego obszaru, zaś garb Bachowic-Zatora leży na bezpośrednim przedłużeniu horstu, ograniczającego rów od zachodu.

Zgodność przebiegu osi bruzdy powierzchni karbonu z przebiegiem formy synklinalnej pozwala wnosić, że założenie bruzdy jest tektoniczne. Izobaty karbonu wskazują, że synklina czy rów Nieporaz-Mirów podnosi się na S od Mirowa na poprzecznie do niej biegnącym wyniesieniu, którym jest wał Zator-Brzeźnica. Czy ten wał, przebiegający z W ku E ma charakter tektoniczny czy też jest tylko formą paleomorfologiczną, zakonserwowaną pod mioceniem, trudno powiedzieć, nie mamy w tym względzie żadnych danych. Izobaty karbonu wskazują wyraźnie, że synklina Nieporaz-Mirów spłyca się przy trawersowaniu tego wału, ale po drugiej stronie między Bachowicami a Nowemi Dworami pogłębia się i rozszerza, otwierając się ku Lgocie, zatem oś rowu Nieporaz-Mirów skręca z kierunku NW-SE na NS a potem biegnie ku SSW, przypadając na oś depresji mas fliszowych, wyznaczonej poprzednio, jako depresja lgocka.

Depresja mas fliszowych, tak wyraźnie zaznaczona na linii Lgota-Jaroszowice, jest zatem formą powstałą przez adaptację

szarjowanych mas fliszowych do starej synkliny hercyńskiej. Synklina ta odbijająca się nader wyraźnie w facji paleogenu autochtonicznego (por. str. 8) i w zasięgu miocenu, wkracza pod Karpaty i wpływa na ich tektonikę.

Od wschodu rów Nieporaz-Mirów ogranicza wysad Tenczynka, którego antyklinalny charakter znany jest od dawna. Ostatnio przebiegiem jego ku S zajmował się Rutkowski [26], prowadząc go przez Zalas-Głuchówki (dolne ogniwa karbonu produktywnego) w stronę Czułówka i Brzeźnicy, podkreślając, że ulega on silnym wahaniom osi. Ten wał zdaje się wykonywać podobne łukowate zgięcie ku S i SSE, odbijając się w tektonice brzeźnych mas fliszowych elewacją Przytkowic. Opór stawiany przez ten wał odbił się, zdaje się, w tak charakterystyczny sposób w tektonice wysadów Żarku i Lanckorony.

Co się dzieje z garbem bachowicko-zatorskim ku S? Z mapki widać, że opada on wgłąb w stronę Woźnik bardzo stromo, w kierunku, gdzie depresja Lgoty trawersuje się z podłużną synkliną Woźnik. Ku SW wiercenie w Gierałtowicach natrafiło karbon dopiero w głębokości 800 m. Wiercenie to leży na W od linii, wzdłuż której flisz zanurza się pod miocen (linja Wieprzówki). Opierając się na facji piaskowca ciężkowickiego w okolicy Radoczy i Frydrychowic można przypuszczać, że istnieje tu guz, będący przedłużeniem garbu Bachowic, zaznaczający się w podobny sposób na facji eocenu. Flisz zewnętrzny i płaszczowina godulska wykazuje na przedłużeniu linii Bachowice-Frydrychowice podniesienie się osi. Można przypuszczać, że garb zatorsko-bachowicki względnie jego hypotetyczne przedłużenie ku S, wywołuje istnienie tej elewacji.

Elewacje zatem i depresje istniejące w obrębie brzeźnych mas Karpat Wadowickich stoją w związku z garbami i rowami powierzchni przedfliszowej, zanurzającej się pod masy fliszowe, a związanymi z tektoniką hercyńską i pohercyńską.

Interesującym problemem byłaby analiza, jakim tektonicznym przeobrażeniem uległ w omawianym odcinku gmach hercyński pod naciskiem nasuniętych mas fliszowych. W obecnym stadium badań trudno jeszcze dać odpowiedź na to zagadnienie. Nie posiadamy żadnych danych by móc twierdzić, czy np. synklina Lgoty uległa jakimś odkształceniom w związku z zaślaniem jej przez masy fliszowe. Być może, że obciążona niemi pogłębiła się. Również tylko przypuszczać możemy, że równoległy do brzegu Karpat

garb na linii Grojec-Bachowice-Brzeźnica ma charakter antyklinalny, a jego kierunek „karpacki“ wskazuje na łączność jego genezy z ruchami karpackimi. Jako dowód na to przypuszczenie można wskazać na wapień węglowy w Samborku (na północ od Skawiny) w głębokości 238 m (por. [11]) występujący w obszarze tego garbu jak również, że przebieg osi tego garbu zbiega się mniej więcej z osią antykliny Czernichów-Kurdwanów prof. Nowaka [21], związanej kierunkowo wyraźnie z Karpatami. Są to tylko dowody pośrednie, bardziej konkretnych brak. Interesującą jest podłużna depresja przylegająca do tego garbu od południa: powierzchnia karbonu gwałtownie się obniża w jej stronę i zanurza się pod Karpaty wгłęb. Teoretycznie można przypuszczać, że mamy tu do czynienia nie z erozyjną depresją (biegnie ona wzdłuż północnego brzegu Karpat, śledzić ją można przy pomocy wierceń dalej ku Śląskowi), ale z formą tektoniczną: masy sudeckie wzdłuż południowej krawędzi wału Grojec-Brzeźnica zostały wgniecione wгłęb pod obciążeniem i naciskiem nasuniętych płaszczowin fliszowych.

Zakończenie.

Na załączonym szkicu tektonicznym wkreślono kierunki najważniejszych elementów tektonicznych jak brzegi płaszczowin, osi antyklin i synklin, linje odkłuć itd. Widać z niego, że obrębie brzeżnych mas fliszowych Karpat Wadowickich panuje duża różnokierunkowość.

Brzeg płaszczowiny godulskiej ma naogół tendencję do kierunku W-E. Dewjacje od tego kierunku łatwo tłumaczyć się dostosowaniem się mas szarjowanych do elementów podłoża, wywołujących elewacje i depresje, powodujące zmiany kierunków, wyrażające się wyginaniem brzegu płaszczowiny godulskiej na zewnątrz na depresjach lub ku wewnątrz na elewacjach.

Poza brzegiem, w obrębie płaszczowiny godulskiej widzimy dużą różnorodność kierunków. Na zachód od dyslokacji Skawy kompleks wierzowsko-Igocki ułożony jest w fałdy o kierunku W-E, z pewnym odchyleniem ku NEE we wschodniej swej części. Natomiast masy wyższe (blok godulsko-istebniański, depresja wewnętrzna) mają przekięg SW-NE ze skrętem ku E i SSE w obrębie depresji Jaroszwic.

Na wschód od Skawy brzeżne masy płaszczowiny godulskiej wykonują skręt z SW ku E i SEE, wewnętrzne zaś (siodło Le-

panionka-Lanckorona i depresja wewnętrzna) biegną od Skawy najpierw ku SW, skręcając następnie na kierunek W-E względnie NNW-SEE. Nie brak tu także kierunków SW-NE, które zaznaczają się tak charakterystycznie w wysadach Żarku i Lanckorony i w przebiegu siodła Stroń.

Flisz zewnętrzny w swych brzeźnych elementach (siodło Frydrychowice-Bachowice, depresja Woźnik) posiada kierunki SW-NE, które w południowych strefach tego fliszu przechodzą w kierunki W-E. Wschodnia połącz fliszu zewnętrznego na północ od brzegu mas godulskich między Przytkowicami a Radziszowem posiada kierunki NWW-SEE w części południowej, a W-E w części północnej. Kierunki panujące w strukturze fliszu zewnętrznego okazują wyraźne dopasowywanie się do przebiegu brzeźnych mas godulskich.

Wreszcie brzeg mas magurskich w naszym obszarze wykazuje na zachodzie bieg SW-NE zmieniający się ku wschodowi na kierunek W-E, względnie SWW-NEE.

Ta gama zmienności kierunków jest oczywiście w pierwszej linii odzwierciedleniem kierunków nacisków. Łatwo zauważyć z powyższego przeglądu, że w brzeźnych masach walczą ze sobą kierunki W-E i SW-NE, przyczem te ostatnie są w sposób oczywisty związane z naciskiem idącym od strony mas magurskich, naciskających w omawianym obszarze przeważnie od SE. Przebieg wewnętrznych stref płaszczowiny godulskiej w Małym Beskidzie jest dopasowany do nacisku idącego od strony mas magurskich; nacisk ten spowodował ich odkłucie i skośne w stosunku do brzeźnych mas przesunięcie. Pchnięcie ku NE, które obserwowaliśmy w wysadach Żarku i Lanckorony związane jest zapewne również z naporem mas magurskich. Jest bardzo prawdopodobne, że nacisk od SE zadziałał później od nacisku idącego wprost z S, modyfikując pierwotną tektonikę, mającą przedtem zasadniczo przebieg W-E.

Budowa brzeźnych mas karpackich w obszarze Wadowickim jest wyrazem zgniecenia ich między płaszczowiną magurską a masami przedgórze. To zgniecenie obok dewjacji kierunków, wywołuje także zjawiska odkłucia poszczególnych kompleksów, ich samodzielność, a wreszcie liczne dyslokacje poprzeczne dysjunktywne, jako wyraz potrzaskania mas brzeźnych i poprzesuwanie ich w postaci kier względem siebie.

LITERATURA.

1. Beck H.: Die tektonischen Verhältnisse der beskidischen Oberkreideablagerungen im nordöstlichen Mähren. Jb. geol. R. A. 1911.
2. Bertrand M.: La nappe de recouvrement des environs de Marseille. Lamé de charriage et rapprochement avec le bassin Houiller de Silésie. Bull. Soc. Géol. Fr. Ser. III, 26, 1898.
3. Bieda F. i Horwitz L.: Próba stratygrafji trzeciorzędu Podhala. Spraw. Państw. Inst. Geol. VI, 1931.
4. Dunikowski E.: Studja geologiczne w Karpatach. Cz. I. Karpaty powiatu Wadowickiego. Kosmos, Lwów 1885.
5. Furgalski T.: Z geologicznej wycieczki w Karpaty okolicy Wadowic. Spr. Kom. Fiz. Ak. Um., 1917.
6. Friedberg W.: Młodszy miocen Galicji zachodniej i jego fauna. Spraw. Kom. Fiz. Ak. Um., Kraków, 40, 1906.
7. Friedberg W.: Uwagi nad nowszemi próbami podziału miocenu w Polsce. Roczn. Pol. Tow. Geol. VII, 1931.
8. Hilber V.: Geologische Aufnahme der Niederung zwischen Troppau und Skawina. Verh. geol. R. A., 1884.
9. Kuźniar Cz.: Uralidy w Europie środkowej i północnej. Spraw. Państw. Inst. Geol. I, 4—6, 1922.
10. Kuźniar Cz.: Sprawozdanie z badań geologicznych na arkuszu Wieliczka—Myślenice. Pos. nauk. Państw. Inst. Geol. nr. 7, 1924.
11. Kuźniar W. i Żelechowski W.: Materiały do poznania stosunku Karpat do ich przedgórze etc. Przegl. Górn. Hutn., Dąbrowa Górnicza 1927.
12. Konior K.: Über die Tektonik am Karpatenrande zwischen Biała und Andrychów. Bull. int. Ac. Pol. Sc., Cracovie 1931.
13. Książkiewicz M.: Geologische Untersuchungen in den Wadowicer Karpaten. Teil I. Bull. int. Ac. Pol. Sc. 1930.
14. Książkiewicz M.: Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1930 w północnej części arkusza Wadowice. Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol. nr. 30, 1931.
15. Książkiewicz M.: Spostrzeżenia nad występowaniem otoczków skał prakarpackich w Karpatach Wadowickich. Roczn. Pol. Tow. Geol. VII, 1931.
16. Książkiewicz M., Der Bau der südlichen Teschenzone zwischen Olza und Wisła. Bull. int. Ac. Pol. Sc., 1931 (w druku).
17. Liebus A.: Über einige Fossilien aus der karpathischen Kreide (mit stratigraph. Bemerkungen von V. Uhlig). Beitr. z. Paläont. Oest. Ungarn, Bd. 14, 1902.
18. Michael R. Die Entwicklung der Steinkohlenformation in den westgalizischen Karpaten. Jb. preuss. geol. L. A. 1912.
19. Michael R.: Geologie von Oberschlesien. Abh. preuss. Geol. L. A. 1913.
20. Nowak J.: Nouvelles données sur l'ensemble de la tectonique des Karpates et de l'avant-pays, en Pologne. Mém. de la 1-ère Réun. de l'Assoc. Karp. en Pologne. Varsovie—Borysław 1926—27.
21. Nowak J.: Zarys tektoniki Polski, Kraków 1927.

22. Petrascheck W.: Die Tertiären Schichten im Liegenden d. Kreide d. Teschener Hügellandes, Verh. geol. R. A. 1912.
23. Petrascheck W.: Deckentektonik und Tektonik des autochthonen Untergrundes in den Nordkarpathen. Zeitschr. d. deutsch geol. Gesell. Bd. 80, 1928.
24. Rabowski F.: Skałki i ich rola w łańcuchu karpackim. Spraw. Państw. Inst. Geol. III, 1925.
25. Roemer F.: Geologie v. Oberschlesien, Breslau 1870.
26. Rutkowski F.: O budowie paleozoicznego grzbietu dębnickiego Spraw. Państw. Inst. Geol. III, 1925.
27. Skoczylasówna K.: Przyczynek do znajomości miocenu kotliny sądeckiej. Roczn. Pol. Tow. Geol. VI, 1929.
28. Suess E.: Das Antlitz der Erde. Bd. I, 1885.
29. Szajnocha W.: Atlas geol. Galicji, Z. 11., Kraków 1903.
30. Tietze E.: Geognost. Verhältnisse der Gegend von Krakau. Jb. geol. R. A. 1889.
31. Tietze E.: Exotische Blöcke bei Bachowice. Jb. geol. A. A. 1891.
32. Tołwiński K.: Dyslokacje poprzeczne oraz kierunki tektoniczne w Karpatach Polskich. Prace Geogr., Lwów, VI, 1922.
33. Uhlig V.: Bau u. Bild der Karpathen. Wien 1903.
34. Uhlig V.: Über die Tektonik der Karpathen. Sitzb. Ak. Wiss., Wien 1907.
35. Zaręczny S.: Atlas geol. Galicji. Z. 3. Kraków 1903.
36. Żelechowski W.: Fauna otwornicowa z wiercenia w Lgociekoło Wadowic. Roczn. Pol. Tow. Geol. I, 1923.

Objaśnienie do tablicy I.

Erklärung zur Tafel I.

1b — Górny torton (Oberes Torton). 1a — Dolny torton (Unteres Torton). 2 — Flisz parautochtoniczny (Parautochthoner Flysch). 3 — Zachodnia granica jury w podłożu trzeciorzędu (die Westgrenze des Jura im Untergrunde des Tertiärs). 4 — Izobaty powierzchni karbonu (die Isobaten der Karbons-oberfläche im Untergrunde des Tertiärs).

5a — Skałka Inwałdu (die Inwałd-Klippe). 5b — Płaty pł. woźnickiej (die Lappen der Woźniki-Decke). 5c — Wapień cieszyński w Andrychowie (Teschener Kalkstein in Andrychów).

6a — Kompleks wierzowsko-łgocki (Wierzowice-Lgota-Komplex).

6b — Blok godulsko-istebniański Małego Beskidu i płyta istebniańska na wschód od Skawy (der Godula-Istebna-Block von Mały Beskid und die Istebna-Platte im E der Skawa). 6c — Łupki czarnorzeckie (Czarnorzeki-Sch.). 6d — Strefa depresji z eocenem i oligocenem (d. Eozän und Oligozän der Depressionszone). 7. — Granica odkłucia bloku Małego Beskidu (die Abscherungslinie d. Godula-Istebna-Blocks von Mały Beskid). 8 — Anor-

malne kontakty w płatach Żarku i Lanckorony (die anormalen Kontakte in Żarek-Lanckorona Lappen) 9 — Granica odkłucia warstw krosnieńskich na pd. od Żarku (die Abscherungslinie der Krosno-Schichten im S von Żarek).

10 — Brzeg północny nasunięcia płaszczowiny magurskiej Żurawnica—Chełm (der Nordrand der Magura-Decke Żurawnica—Chełm).

11 — Siodła (Sättel).

12 — Łęki (Mulden).

13 — Uskoki i przesunięcia (Verschiebungen).

Zusammenfassung.

Die randlichen Flyschkarpaten bestehen im Bereiche des Blattes „Wadowice“ aus folgenden tektonischen Einheiten:

1) Dem Krakau-schlesischen (sudetischen) Autochthon mit dem paläogenen Flysch und dem Torton im Hangenden, 2) Den Scherlingen im Liegenden der Godula-Decke, 3) Der Godula-Decke. 4) Dem Randteil der Magura-Decke (Żurawica-Chełm D.).

1. Autochthon. Das Liegende des Autochthons bildet das produktive Karbon, welcher durch viele Bohrungen erreicht worden ist. Auf Grund der Ergebnisse dieser Bohrungen können in der Oberflächengestaltung des Karbons folgende Unebenheiten unterschieden werden (vergl. 11): 1) flacher Rücken in der Umgebung von Zator.—Bachowice; 2) ein anderer, der sich von Brzeźnica gegen E zieht und 3) eine Einmuldung zwischen Lgota und Tłuczań, die diese beiden Rücken voneinander trennt; diese letztere vertieft sich gegen SWS.

Dem Karbon ist die Juraformation aufgelagert, die an dem rechten Ufer der Wisła nur in den Bohrungen angetroffen wurde, am linken dagegen tritt sie bei Czernichów an der Oberfläche zutage. Die Kalksteine des oberen Jura sind in der Mulde von Tłuczań und am Rücken von Brzeźnica erhalten; am Rücken von Zator—Bachowice sind sie wegerodiert.

Auf dem Karbon und dem Jura liegt diskordant der paläogene Flysch. Dieser besteht aus dem Eozän (Ciężkowicer Sandsteine mit *Ortophragmina* sp., grünliche und graue Sandsteine mit grünlichgrauen Schiefertönen, bunte Tone, Menilitschieferserie) und Oligozän (Krosno-Schichten). Dieser Flysch ist gefaltet: wir unter-

scheiden in seinem westlichen Teile folgende tektonische Elemente. (von Norden beginnend):

a) Der Sattel von Frydrychowice — Bachowice SW—NE streichend, im E von Bachowice gegen E abgelenkt.

b) Die Mulde von Woźniki, ebenfalls mit dem Streichen SW—NE.

c) Der Sattel von Roków (NWW—SEE).

d) Die innere Mulde, die in mehrere sekundäre Synklinen und Antiklinen zerfällt und sich zwischen Andrychów und Wadowice zieht. Das Streichen dieser Mulde ist im allgemeinen W—E.

Im östlichen Teile tritt im N die Mulde von Przytkowice—Kiełek mit den Krosno-Schichten im Muldenkerne auf, begrenzt im S von dem Ostra Góra-Sattel (Ciężkowicer Sandsteine, Czarnorzeki Schiefer). Südlich von dem letzteren liegt die innere Mulde, an welcher der paläogene Flysch gegen S unter die Godula Decke eintaucht.

Die Disharmonie dieser Faltung des paläogenen Flysches gegenüber der flachen Lagerung des Karbon-jurassischen Untergrundes lässt auf die Abscherung des Flysches von dem autochthonen Untergrunde folgern (Parautochthoner Flysch). Die Transgression dieses Flysches auf den Bildungen des schlesisch-krakauer Antiklinoriums steht offenbar mit den mittelkretazischen Faltungen der westlichen Flyschkarpaten in engster Verbindung. Diese Faltungen haben eine breite Syncline im südlichen Teile dieses Antiklinoriums erzeugt, die im Paläogen und auch möglicherweise am Ende der Kreide mit Flyschablagerungen ausgefüllt worden ist.

Auf dem parautochthonem Flysche liegt diskordant das untere Torton, (Tegel mit den Sandzwischenlagen). Darüber, als auch über den Stirnteilen der Godula Decke (bei Bacharowice), liegen transgressiv Schotter, Konglomerate und Sande der oberen Abteitung des Torton mit einer schlecht erhaltenen Fauna (vgl. S. 14 d. poln. Textes).

2. Die Scherlinge an der Basis der Godula Decke. Über paläogenen Flysch liegen entweder als Denudationsüberbleibsel oder als zerrissene Lappen im Liegenden der Godula Decke die Schichten der Cieszyn (Teschen)-Serie, vorwiegend die oberen Teschener Schichten neben den Grodischter-Schichten. Diese Lappen entstammen der Teschener Deckengruppe (Nowak), u. zw. Lipnik-Teildecke. Diese Teildecke taucht zwischen Wieprzówka und Biała unter der Godula Decke hervor. Im E von

Wieprzówka ist die Teschener-Decke durch den Vorschub der Godula Decke gegen N übereilt, dabei wurde die oberen Teschener Schiefer vom Rücken der Teildecke von Lipnik abgeschert und gegen N als Schubfetzen verfrachtet. Diese sekundäre Einheit der Teschener Deckengruppe, stark ausgewalzt und zerrissen wird als Teildecke von Woźniki bezeichnet.

In Inwałd und Roczyny treten unter der Godula Decke die bekannten Tithonkalkklippen auf. Bei Pańska Góra neben Inwałd tritt an der Basis der Godula Decke ein kristalliner Block zutage, welcher von Dr. Smulikowski als mylonitisierter Granitgneiss bestimmt wurde. Auch in der Inwałdklippe erscheinen kristalline Gesteine als Gerölle in Konglomeraten, die über der Klippe transgredieren und wahrscheinlich zur oberen Kreide gehören, ähnlich wie die Mergel von Frydek, welche, auf den Tithonklippen transgredierend liegen, wie dies schon Uhlig festgestellt hat. Konglomerate mit kristallinen Geröllen (Granite) wurden von Dr. Smulikowski ebenfalls mikroskopisch untersucht; sie zeigen eine deutliche Mylonitisierung und bilden ein tektonisches Mischgestein der Schubfläche, was mit der tektonischen Lage derselben an der Basis der Godula Decke wohl im Einklang steht.

Mit Rücksicht auf die Senonstransgression in der Fazies der Friedecker Mergel über den Klippen vom Inwałd und Roczyny dürften die letzteren zu den tiefsten Einheiten der Teschener Deckengruppe einzählen sein. Möglicherweise wurden die Tithonkalke auf einer emporragenden kristallinen Kette der Präkarpaten abgelagert. Diese kristalline Kette begrenzte im Norden den Ablagerungsraum der Teschener Decke und bildete die äusserste, nördliche präkarpatische Antiklinale. Der Aufschub der Godula Decke zwischen Wisła und Soła weit über die ganze Teschenerzone hat von dieser Kette die Klippen mitgerissen und bis über den autochthonen Flysch verfrachtet.

3. Die Godula Decke. Der westliche Teil dieser Decke in den Wadowicer Beskiden wurde von mir früher [13] beschrieben. In der Stratigraphie des östlichen Teiles bemerkt man das Zurücktreten des Godula Sandsteins. Über den albiene Lgota-Schichten liegen unmittelbar die senonen Istebna Schichten. Der stratigraphische Hiatus vergrössert sich also zwischen der mittleren und der oberen Kreide gegen E im Gebiete der Wadowicer Karpaten. Was die Entwicklung der oberen Kreide anbelangt, so macht sich der Einfluss der Inoceramenkreidefazies im östlichen Teile des

Istebna-Komplexes fühlbar. Zwischen den Istebna Sandsteinen treten manchmal Fukoidenmergel auf. Das untere und mittlere Eozän ist faziell stark differenziert; (rote und grüne Schiefertone, grüne glaukonitische Sandsteine, hieroglyphenführende Sandsteine, weisse Mergel und grobbankige Ciężkowicer Sandsteine). Das obere Eozän ist als Menilitschieferserie, das Oligozän als Krosno-Schichten entwickelt.

Aus der Godula Decke entwickeln sich östlich von der Skawa drei tektonischen Komplexe: 1) Wernsdorf-Lgota-Komplex, 2) Istebna-schichten-Platte, 3) Muldenzone (vorwiegend Eozän und Oligozän). Im Verhältnis zum Bau des westlichen Teiles der Godula Decke (westlich von der Skawa-Dislokation, vergl. 13) entspricht die Istebna-Platte dem Godula-Istebna Block von Mały Beskid (Kleine Beskiden) wo jedoch die Abscherung vom unteren weicheren und plastischeren Lgota-Komplex im grösseren Masstab zustande kommt. Östlich von der Skawa-Bruchzone bildet der Istebna-Komplex eine steifere, sehr schwach gefaltete und gegen S flach geneigte Platte, die den unteren Lgota-Komplex ausgequetscht hat.

Diese beiden Komplexe bilden eine breite longitudinale Auftauchungszone der Godula Decke. Die Muldenzone der Decke ist in mehrere sekundäre Sättel und Mulden zerlegt, die im W normal, gegen E zusammengedrängt und nach Norden überkippt sind. Dies steht offenbar mit der Überschiebung der randlichen Magura-Decke im Zusammenhang; der Rand der Magura Decke schneidet schief die longitudinale Achse der Muldenzone ab, welche nach E unter die Magura Decke eintaucht.

Der Bau der Grenzzone zwischen der Istebna-Platte und der Depressionszone ist verwickelt. Die Istebna Platte, die an ihrem nördlichen Teil flach gegen S geneigt ist, taucht an der Grenzzone steil gegen S unter den Eozänstreifen ein und stellenweise ist sie sogar nach rückwärts über das Eozän umgekippt. Der erste Sattel der Depressionszone besitzt im Kerne Czarnorzeki-Schiefer und Istebna Sandsteine, die vom Eozän umhüllt sind. Seine Längsachse ist gegen S abgelenkt, so dass zwischen demselben und dem südlichen Rande der Istebna Platte eine breite Mulde sich einschaltet. Über den südlichen Rand dieser Mulde sind die Lgota-Schichten von Żarek und Lanckorona überschoben, die ich früher [13] als eine in den Rücken der Godula Decke eingefaltete Deck-scholle aufgefasst habe. Nun zeigt es sich, dass diese Deutung unrichtig ist; diese Lappen treten immer an der nördlichen Flanke

des Sattels auf, in Żarek werden sie aber wurzellos, wahrscheinlich durch den Vorschub der inneren Massen der Muldenzone. In Lanckorona sind sie fächerartig zusammengedrückt und gegen S etwas überkippt. Man kann also diese Lappen als schuppenartige Aufbrüche des ersten Sattels der Depressionszone erklären. Ein tektonisches Gegenstück dieser Aufbrüche bildet der Lgota-Streifen östlich von Sułkowice, wo er eine deutliche Rückwärtsüberkipfung erfährt.

Querb Bestandteile des Baues. Die westlichen Flyschkarpaten liegen bekanntermassen auf dem sudetischen Vorlande, welches unter dieselben eintaucht. In den Rand-Karpaten von Wadowice tritt eine genaue Anpassung der Flyschdecken an die Struktur des tieferen Untergrundes klar zum Vorschein. Auf Grund der Bohrungen kann man die Oberfläche des unter den Flysch eintauchenden Karbons rekonstruieren (vergl. W. Kuźniar — W. Żelechowski 11). Die Karbon-Furche von Tłuczań-Lgota bildet eine Fortsetzung der sudetischen Syncline Nieporaz-Mirów (vergl. 11, 21, 26); sie taucht unter den Flysch ein und bedingt die transversale Einmuldung Lgota-Jaroszowice. Dieselbe offenbart sich im Verlaufe des äusseren Randes der Godula Decke südlich von Lgota und zwischen Gorzeń und Jaroszowice und in der Aufbewahrung der Lappen der Teschener Decke (Woźniki, Witanowice), und schliesslich im tieferen Eingreifen des Miozäns gegen S als auch in den faziellen Verhältnissen des autochthonen Flysches.

Die Furche von Tłuczań-Lgota ist im Osten von einem Karbon-Jura-Rücken begrenzt, der sich von Brzeźnica gegen E zieht. Dieser Rücken bedingt das Zurücktreten des Überschiebungsrandes der Godula-Decke, das Einbiegen des Sattels Lepionka-Lanckorona und wahrscheinlich auch die schuppenartigen Aufbrüche bei Żarek und Lanckorona, die augenscheinlich auch mit dem Widerstand des autochthonen Rückens im Zusammenhang stehen. Westlich von der Quermulde Lgota Jaroszowice tritt eine Achsenerhebung Inwałd-Frydrychowice auf. Sie steht zum Teile mit dem Zator-Bachowice Rücken des Vorlandes in Verbindung.

Was den Mechanismus der tektonischen Erscheinungen anbelangt, so machen sich hier zwei Richtungen des Verlaufes der tektonischen Elemente fühlbar: W—E und SW—NE (s. Karte). Diese zwei Richtungen vergittern sich offenbar in unserem Gebiet; die Godula Decke wurde nordwärts bewegt, die Abweichungen von dieser Richtung sind auf sekundäre Veränderungen im Zusam-

menhange mit dem Anpassen der überschobenen Massen an den tieferen Untergrund zurückzuführen. Die Magura Decke ist im allgemeinen gegen NW bewegt. In den inneren Teilen der Godula Decke wird auch die SW—NE Richtung bemerkbar. Zu derselben gehört sowohl die Richtung des Randes der Magura Decke als auch jene ihrer inneren Zonen; durch den Schub der Magura Decke wurde der Godula-Istebna Komplex von der tieferen Einheit abgesichert und schief zum Verlaufe des Godula-Deckenrandes abgelenkt. Auch der Verlauf der inneren Mulde westlich von dem Skawa-Bruch schmiegt sich dieser Richtung an.

Für den Bau der randlichen Flyscheinheiten des Wadowicer Bezirkes ist somit eine grosse Zusammenpressung zwischen dem Vorlande und der gewaltigen Magura-Decke bezeichnend. In der Variabilität der Verlaufsrichtungen, in den sekundären Abscherungen, in den disjunktiven Deformationen (Skawa-Bruch) spiegeln sich ab, sowohl die aktiven Komponenten dieses Vorganges, der Vorschub der Magura-Decke, als auch die passive Anschmiegung an reiche Formen des Vorlandes.

Kraków, Geologisches Institut der Jagell. Universität.

	Autochton	Płaszczowina cieszyńska		Płaszczowina godulska		Płaszczowina magurska brzeźna
		Jednostki zewnętrzne	Jednostki wewnętrzne	Obszar zachodni	Obszar wschodni	
Torton	Żwiry, mało spoiście zlepione z materiałem karpackim, wtrącenia piasków i piaskowców i cienkie wkładki ił. Fauna małży i ślimaków (Bacharowice, Benczyn).					
Miocen dolny	İly, łupki ılaste i piaski.					
Oligocen	Warstwy krośnieńskie: Piaskowce mikowe, wapniste z wtrąceniami marglistych łupków i ıł.łupków.			W. krośnieńskie: Piaskowce gruboławicowe, skorupowe, z małą ilością łupków. Piaskowce cieńko- i średnioławicowe z licznymi wtrąceniami łupków ılastych i marglistych, ku spągowi piaskowce często gruboławicowe z wtrąceniami łupków bitumicznych i sferosyderytami. Łupki menilitowe: czekoladowe, brunatne w stropie z wtrąceniami zlepieńców z licznymi <i>numulinami</i> (przeważnie eoceńskie typy brodawkowane, megasferyczne, Skawinki), w spągu częste rogowce i margle oraz czarniawe, czasem wapienne łupki.		Piaskowce magurskie grubo- i średnioławicowe, glaukonitowe z szarem i popielatemi, w dole z zielono-szarami łupkami. Wtrącenia mikowych popielatych piaskowców typu warstw krośnieńskich lub stalowo-szarych piaskowców bez miki.
Eocene	Łupki menilitowe: łupki bitumiczne, brunatne, czekoladowe z rogowcami i krzemienistymi marglami w spągu (z fauną ryb, Chocznia). Margle zielonawe, biało wietrzejące z zielonemi ıł.łupkami i kruchemi, wapnistymi, wstęgowanemi piaskowcami.			Brak (tektoniczny)	Margle zielonawe, pstre łupki, piaskowce hieroglifowe.	Piaskowce cienkoławicowe, hieroglifowe z zielonawemi łupkami, często piaskowce strzałkowe, w spągu wtrącenia czerwonych łupków. Lokalnie czarniawe bitumiczne łupki.
	Pstre łupki z krzemienistymi zielonemi piaskowcami. Piaskowce ciężkowickie gruboławicowe, białawe i szare, wapnisto-ılaste z wkładkami czerwonych i zielonych łupków. <i>Ortho-phragmina</i> . Piaskowce średnioławicowe, szare i brunatne, zielono-kropione z szaro-zielonymi i popielatymi łupkami oraz z wtrąceniami krzemienistych piaskowców. Także piaskowce zielone, średnioławicowe z czerwonymi i zielonemi łupkami.			Pstre łupki	Pstre łupki Piaskowce szaro-zielonawe, wapniste, krzemieniste z szaro-zielonemi łupkami.	Czerwone i zielone łupki ılaste z wtrąceniami cienkoławicowych, glaukonitowych, krzemienistych piaskowców. Czerwone i zielone łupki Gruboławicowe, stalowo-szare i brudno-żółte piaskowce zlepieńcami i wtrąceniami czerwonych i zielonych łupków (ekwiwalent piaskowców ciężkowickich), w spągu bardzo rzadkie czarniawe łupki
Paleocen	Łupki czarnorzecckie, czarne i brunatne z cienkimi, krzemienistymi piaskowcami.			Łupki czarnorzecckie, czarne i brunatne z piaskowcami krzemienistymi i zlepieńcami w spągu.	Czarne łupki (lokalnie) Piaskowce gruboławicowe mało spoiście bez białych skałeni, wtrącenia ciemnych łupkowatych piaskowców i czarnych łupków. <i>Bel. cf. mucronata</i> .	[Piaskowce popielate, wapniste = w. inoceramowe].
Kreda górna Turon? — Senon	?Margle [Margle i piaskowce z Baszki na Śląsku].	Margle frydeckie [piaskowce wapniste z Baszki] zlepienie etc. (Inwałd, Śląsk zachodni)	[Piaskowce gruboławicowe z białymi skałeniami i zlepieńcami oraz czarnemi łupkami (Wędrynia)]	Piaskowce gruboławicowe z białymi skałeniami i zlepieńcami, z wtrąceniami czarnych łupków w górze, żelazistych, w dolnych partjach (rzadko)	Warstwy ıstebniańskie Piaskowce gruboławicowe, związane ze zlepieńcami i białymi, drobnymi skałeniami, rzadkie czarne łupki, lokalnie wtrącenia margli z lukoidami i popielatych piaskowców wapnistych.	
Cenoman						
Alb				Piaskowce godulskie: gruboławicowe, zielone, glaukonitowe z szarem, płaszczystymi łupkami, lokalnie krzemieniste, czarne piaskowce cienkoławicowe z czarnemi łupkami.		
Barrem—Apt		(Ku górze łupki przypominają już typy w. wierzowskich).		Łupki wierzowskie: czarne liściaste łupki, w górze czasem krzemieniste, przeważnie wapniste ze sferosyderytami, w dole ze strzałkowemi piaskowcami łupkowemi, lokalnie ze zlepieńcami. <i>Phylloceras infundibulum</i> , <i>Costodiscus recticostatus</i> , <i>Haploceras Hopkeinsi</i> , Bugaj, wedł. Hoheneggera.		
Hauterivien		Piaskowce grodzkie, grubo i średnioławicowe z czarnemi, białawo wietrzejącymi łupkami; piaskowce ziarniste, przechodzące często w grube zlepienie. <i>Bel. bipartitus</i> , <i>dilatatus</i> , <i>Apt. Didayi</i> , <i>augulicostatus</i> wedł. Tietzego. Woźniki etc.			?	
Valanginien		Łupki cieszyńskie górne: Piaskowce cienkie, łupkowe, strzałkowe z czarnemi łupkami i sferosyderytami.				
Berriasien		Wapienie cieszyńskie, ciemne, biało wietrzejące, lokalnie z rogowcami, wtrącenie wapnistych, szarych łupków. [Łupki cieszyńskie dolne]				
Tyton		Wapienie z Inwałdu, koralowe, z nerinami, gruboskorupowemi małżami etc.				
Jura	Wapienie skaliste. Wapienie płytowe. İly, piaski etc.					
Karbon	Formacja produktywna.					

U w a g a : W klamry ujęto poziomy, występujące poza obszarem Beskidów Wadowickich.

