

BARBARA i JERZY DONOWIE

Geneza rowu Nysy na tle badań wykonanych w okolicy Idzikowa

STRESZCZENIE: W NE części rowu Nysy (Ziemia Kłodzka) koło Idzikowa i Waliszowa autorzy prześledzili w utworach górnokredowych wyraźną brachysynklinę. Jest ona ograniczona ze wszystkich stron uskokami, wzdłuż których utworzyły się fleksury, podkreślające budowę brachysynklynalną tej jednostki. Ewolucja jej była długotrwała. Ruchy zapadliskowe rozpoczęły się pod koniec turonu i trwały prawdopodobnie do trzeciorzędu włącznie. Największe nasilenie ich przypada na górny emszer. Sedymentacja towarzysząca tym ruchom doprowadziła do utworzenia 900 metrów grubej serii osadów górnokredowych. Jest to największa znana miąższość utworów kredowych na obszarze kłodzkim, gdzie przeciętnie wynosi ona 500 metrów. Moment rozpoczęcia się ruchów zapadliskowych brachysynkliny datuje zarazem ewolucję rowu Nysy. Zapadał się on grawitacyjnie wzdłuż osi dźwigającej się wielkopromiennej struktury antyklinalnej, utworzonej przez Góry Orlickie i Bystrzyckie oraz masyw Śnieżnika. Podnoszenie się tej struktury wyprzedzało ewolucję rowu Nysy i rozpoczęło się już w środkowym turonie. Po utworzeniu się rowu grawitacyjnego, wzmagająca się kompresja doprowadziła do zwiększenia się stromości lub przewalenia fleksur brzeżnych oraz do tworzenia się lokalnych nasunięć utworów metamorficznych na warstwy kredowe.

WSTĘP

Praca niniejsza oparta jest na szczegółowych zdjęciach geologicznych, wykonanych przez autorów w latach 1956-1958. Obejmuje ona ponad 50 km² obszaru okolic Idzikowa i Waliszowa, miejscowości położonych na wschód od Bystrzycy Kłodzkiej.

Północna część zdjęcia, opracowana przez Barbarę Don, publikowana była w materiałach XXX Zjazdu PTG (Radwański, Schmuck & B. Don 1957). Pozostały obszar skartował Jerzy Don.

Zdjęcia te stanowią pierwsze szczegółowe opracowania kartograficzne utworów kredowych i metamorficznych omawianego terenu. Wykonane zostały na podkładach topograficznych w skali 1:10 000, powiększonych z arkuszy Ołdrzychowice Kłodzkie i Wilkanów.

Przy opracowaniu kameralnym korzystaliśmy z cennych wskazówek i krytycznych uwag prof. dr H. Teisseyre'a, za co składamy serdeczne podziękowanie.

Część ogólna

Budowa geologiczna rowu Nysy, wypełnionego utworami górnej kredy, nie jest dotąd dokładnie zbadana. Szczególnie słabo opracowana jest wewnętrzna tektonika tej wielkiej i ważnej jednostki geologicznej, wciśniętej między masyw krystaliczny Śnieżnika i krystalinik Gór Bystrzyckich i Orlickich. Dotychczasowe publikacje obejmują fragmentaryczne wycinki tego obszaru i zajmują się wybranymi zagadnieniami, a szczególnie stratygrafią utworów kredowych.

Niniejsza praca, będąca częścią prowadzonych obecnie zdjęć kartograficznych na terenie rowu Nysy, obejmuje jeden z ciekawszych pod względem sedymentacji i tektoniki obszarów tej jednostki. Jest to obszar okolic Idzikowa i Waliszowa, miejscowości położonych w pn.-wschodniej części rowu Nysy, gdzie zachowały się najwyższe ogniwa utworów kredowych Ziemi Kłodzkiej, znane „zlepierce idzikowskie”.

Obszar omawiany tworzy pod względem morfologicznym i geologicznym zwartą jednostkę, ograniczoną ze wszystkich stron uskokami i mającą kształt rombu (fig. 1). Od wschodu i północnego wschodu są to morfologiczne uskoki brzeżne, zbiegające się we wsi Nowy Waliszów pod kątem rozwartym około 135 stopni, oraz odkryte przez autorów, równoległe do nich uskoki wewnątrz rowu Nysy, zbiegające się pod tym samym kątem tuż na wschód od Bystrzycy Kłodzkiej, a ograniczające omawiany obszar od zachodu i południowego zachodu.

Budowa geologiczna tak wydzielonej podrzędnej jednostki rowu Nysy jest jednolita, tworząc wyraźną brachysynklinę o osi SSE-NNW, biegnącej przez Idzików i Waliszów. Ponieważ najgłębszy punkt tej brachysynkliny znajduje się bezpośrednio na północ od Idzikowa, proponujemy w dalszym ciągu dla jednostki tej nazwę brachysynklina Idzikowa.

Scharakteryzowaną w ten sposób ogólnie budowę geologiczną podkreśla bardzo wyraźnie młoda rzeźba morfologiczna, powstała w wyniku selektywnie działających czynników wietrzeniowych i erozyjnych, oraz wskutek dźwignania się wzdłuż uskoków brzeżnych starych masywów krystalicznych. Zatem przebieg brzeżnych linii dyslokacyjnych jest zarazem granicą dwóch jednostek morfologicznych — górskiego obszaru Grupy Śnieżnika i jej pn.-zachodniego przedłużenia w postaci pasma Krowianek, oraz stosunkowo płaskiej kotliny kłodzkiej.

Granica tych jednostek zaznacza się jako bardzo wyraźny, prosto-

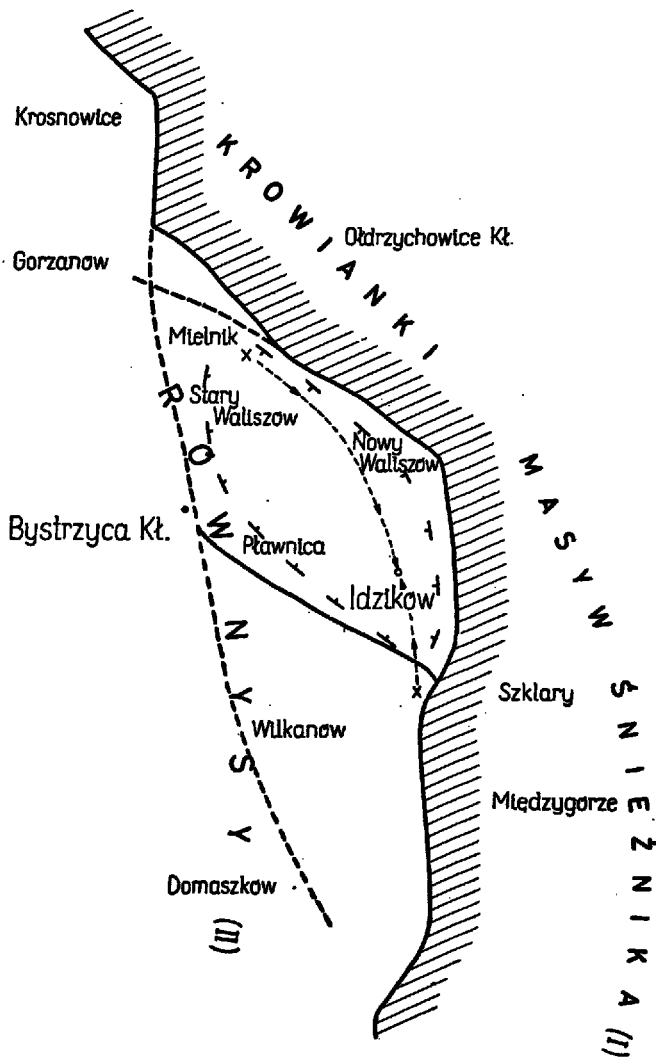


Fig. 1

Szkicowa mapa brachysynkliny Idzikowa
 x-x oś brachysynkliny Idzikowa

Sketch map of Idzików brachysyncline
 x-x axis of brachysyncline. I Śnieżnik Massif, II Nysa graben

linijny próg morfologiczny o względnej różnicy wysokości do 350 m. Potoki spływające z górskiego obszaru Grupy Śnieżnika, tworzą na przedpolu progu morfologicznego rozległe stożki napływowe, usypane wskutek nagłego spadku siły nośnej (pl. I, fig. 1).

We wschodniej, stosunkowo płaskiej części kotliny kłodzkiej wyraźnie odróżnia się swym wzniesieniem oraz zróżnicowaną morfologią obszar brachysynkliny Idzikowa. Tę żywszą rzeźbę powierzchni obszar ten zawdzięcza zlepieńcom idzikowskim, które są odporniejsze na wietrzenie niż otaczające je piaskowce, a zwłaszcza niżej leżące ily. Zlepieńce idzikowskie zjawiają się w kilku poziomach i zaznaczają się w rzeźbie szeregiem równoległych grzęd i załamań stoków. Wyraźne grzędy morfologiczne otaczają od południa ostrym łukiem Idzików, a od północy Waliszów (pl. I, fig. 2 i 3).

Wykorzystanie tego zjawiska jako jednej z metod kartograficznych, umożliwiło prześledzenie nawet stosunkowo cienkich poziomów zlepieńców. Na podstawie tych poziomów można odtworzyć powierzchnie strukturalne, które dobrze uwydatniają wewnętrzną budowę wymienionej brachysynkliny.

Dno południowej i zachodniej części kotliny kłodzkiej, począwszy od obszaru brachysynkliny Idzikowa, jest stosunkowo niższe, bardziej płaskie i podnosi się dopiero w pobliżu brzeżnej fleksury rowu Nysy (pl. I, fig. 3). Na dużych przestrzeniach pokryte jest ono zwietrzeliną miejscową, względnie żwirowiskami, które należą do różnych poziomów erozyjnych. Dzisiejsze potoki płyną tu do Nysy Kłodzkiej dolinami, wciętymi na 30 do 40 metrów, odsłaniając często w stromych zboczach pod pokrywami żwirowymi podłoże kredowe.

STRATYGRAFIA

Skały występujące na omawianym terenie należą do dwóch serii, różniących się wiekiem i stylem budowy. Jest to metamorficzna seria algoncka i osadowa seria górno-kredowa.

Dokładną stratygrafię serii algonckiej, z której zbudowany jest masyw Śnieżnika i pasmo Krowianek pominiemy jako nieistotną dla tej pracy. W serii tej za najstarsze uchodzą łupki łuszczkowe z wtrąceniami wapieni krystalicznych, grafitów, amfibolitów i kwarcytów. W głębszych partiach ta seria suprakrustalna objęta została procesami granityzacyjnymi (Smulikowski 1957), w których wyniku powstały gnejsy gieraltowskie i gnejsy śnieżnickie. W terenie zbadanym przez autora występują one w strefach osiowych większych elementów antyklinalnych, przy czym partie jądrowe tworzą na ogół migmatyczne gnejsy gieraltowskie, otoczone gnejsami śnieżnickimi (J. Don 1958).

UTWORY GÓRNO-KREDOWE

Utwory tego okresu wykształcone są na obszarze Ziemi Kłodzkiej w facji piaszczysto-ilasto-marglistej. Powstały one w płytkim morzu szelfowym, ograniczonym ładami.

Ogólnie miąższość tych utworów nie jest duża i wynosi przeciętnie od 400 do 500 metrów. Zmienia się ona jednak, dochodząc w niektórych miejscach do 800, a nawet do 900 metrów.

Przy płytkowodnym charakterze osadów tak duże miąższości, obserwowane w niektórych partiach basenu, świadczą o ruchach synsedymencyjnych zarówno podłoża, jak i brzeżnych jego partii. Kierunki nacisków wywołujących te ruchy oraz ich nasilenia były zróżnicowane i zmieniały się w czasie i w przestrzeni. Tak np. w środkowym turonie najsilniej zapadał się obszar Gór Stołowych, gdzie zespół osadów tego wieku osiąga miąższość do 360 metrów (Radwański 1957). Te same utwory na pozostałych obszarach basenu sedymentacyjnego wykazują mniejsze grubości. Natomiast już w koniakum obserwujemy z kolei silne przegłębienie wschodniej części rowu Nysy. Osadzające się tutaj ily idzikowskie osiągają od 350 do 500 metrów miąższości. Na tym przykładzie widzimy, że obszar górno-kredowego basenu sedymentacyjnego nie zachowywał się jednolicie w okresie swej ewolucji, ale poszczególne jego części ulegały zróżnicowanym ruchom podłoża. Ruchy te powodowały pogłębianie, względnie podnoszenie się coraz to innych partii tego basenu i były przyczyną niespokojnej sedymentacji utworów kredowych.

Ta urozmaicona sedymentacja jest odbiciem sztywnych ruchów krystalicznego podłoża, które pękało na poszczególne większe i mniejsze bloki. Przemieszczały się one względem siebie ze zmiennym nasileniem, tworząc charakterystyczną załomową tektonikę tego obszaru. Przyczynami i skutkami tych ruchów zajmiemy się szerzej w części tektonicznej.

Oprócz czynników tektonicznych zasadniczy wpływ na sedymentację utworów górno-kredowych miało środowisko morskie. W cenomanie morze wkroczyło od północnego zachodu, zalewając stopniowo dzisiejszy obszar kłodzki. Jak wynika z obserwacji ułożenia i wykształcenia transgresywnych utworów kredowych I-go cyklu sedymentacyjnego, powierzchnia przedcenomańska była stosunkowo płaska. Niewątpliwie abrazja wkraczającego morza wyrównała ją w jeszcze większym stopniu. Morze pogłębiające się aż do dolnego turonu włącznie, pozostawiło po sobie charakterystyczny cykl osadów o cechach transgresywnych, z frakcjami coraz drobniejszymi ku górze. Te młodsze drobniej uziarnione osady leżą przekraczając na osadach starszych — grubiej ziarnistych. Świadczy to o wkraczaniu morza na coraz silniej zrównany obszar krystaliczny.

Stosunkowo spokojna sedymentacja w pogłębiającym się morzu kredowym, została zaburzona dość gwałtownie w środkowym turonie. Pojawiają się duże masy grubszego materiału detrytycznego, co świadczy o tym, że musiały wynurzyć się w tym okresie obszary dostarczające materiału klastycznego. Duża miąższość tych piaskowców w niektórych

partiach basenu odzwierciedla natomiast równocześnie odbywające się ruchy zapadliskowe.

Sedymentacja w tym okresie była bardzo niespokojna. Poziom morza ulegał wahaniom. Przyczyny tego należy szukać zarówno w zmieniającej się na skutek ruchów konfiguracji dna, jak i na skutek ogólnej zmiany poziomu wody w morzu. Nakładanie się tych dwóch czynników daje wystarczająco urozmaicony i skomplikowany obraz migracji facjalnej utworów turońskich na obszarze kłodzkim. Trudno dziś odtworzyć na podstawie niepełnych obserwacji, jaki charakter miał ten drugi cykl sedymentacyjny. Bowiem w tym okresie równocześnie z wynurzaniem się pewnych obszarów, inne ulegały zatopieniu i morze wkraczało na nie transgresywnie.

Ponieważ jednak na ewolucję tego cyklu duży wpływ miały ruchy tektoniczne, ogólny jego charakter jest raczej regresywny.

Nasilenie ruchów zapoczątkowanych w środkowym turonie spadło wyraźnie w górnym turonie i w koniakku, ale nie wygasło całkowicie. W okresie tym ulega powolnemu przegłębieniu wschodnia strona rowu Nysy. Równocześnie podnosi się powoli obszar masywu Śnieżnika. Względny ruch dyferencjalny tych dwóch sąsiadujących ze sobą obszarów przybiera powoli na sile i w górnym emszerze następuje gwałtowne wynurzenie się masywu Śnieżnika. W związku z tym tworzy się trzeci z kolei cykl osadów o charakterze już wyraźnie regresywnym.

Ponieważ osady tego cyklu najpełniej wykształcone są na obszarze brachysynkliny Idzikowa i chyba najlepiej odzwierciedlają synsedymentacyjną ewolucję załomową tektoniki obszaru kłodzkiego, omówimy je w naszej pracy stosunkowo najszerszej.

Część szczegółowa

DOLNO-TUROŃSKIE IŁOWCE MARGLISTE I-GO CYKLU SEDYMENTACYJNEGO

Do I-go cyklu sedymentacyjnego (cenomańsko-dolno-turońskiego) zaliczamy zlepieńce i piaskowce cenomańskie, występujące jedynie w zachodniej części rowu Nysy, oraz dolno-turońskie iłowce i mułowce margliste, obejmujące swym zasięgiem również wschodnią część rowu Nysy.

Najstarszym poziomem I-go cyklu sedymentacyjnego na terenie brachysynkliny Idzikowa są zatem iłowce margliste i margle (plener dolny), występujące wzdłuż wschodniego uskoku brzeżnego rowu Nysy (pl. I, fig. 1). Mają one kolor stalowo-niebieski, są bardzo zwarte i twarde, a makroskopowo przypominają do złudzenia bazalt. Zawierają dużą ilość składników ilastych, spojonych kalcytem i krzemionką, której ilość dochodzi w niektórych partiach do 50%.

Pod mikroskopem widoczne są ponadto małe skupienia glaukonitu, nieliczne spikule gąbek oraz inne szczątki organiczne. Przy braku wy-

rażnego warstwowania, łupią się one nieregularnie, co wraz z silnym ich spękaniem utrudnia dokonanie pomiarów.

Podczas wietrzenia ulega wylugowaniu węglan wapnia z partii zewnętrznych poszczególnych bloków. W miejscach tych tworzą się sferyczne i porowate skorupy ilaste, spojone krzemionką. Są one jaśniejsze, barwy szarej lub brunatnej. Margle tego poziomu zawierają bardzo nieliczne szczątki fauny, na ogół nieoznaczalnej na skutek silnego spękania skały.

Ku stropowi pojawiają się coraz częstsze wkładki ilaste i margiel przechodzi stopniowo w łupek ilasty, partiami nieco piaszczysty.

Mięszkość tych utworów nie da się dokładnie określić. Na terenie zbadanym występują one bowiem wzdłuż uskoku brzeżnego rowu Nysy, a ich mięszkość jest niewątpliwie zredukowana na skutek odkłucia od podłoża i fleksuralnego zagięcia wzdłuż powierzchni uskokowej. Upady warstw wahają się od 40° do 90° . Szerokość wychodni nie przekracza 100 metrów.

Mimo swej zwięzłości i odporności łożce margliste tego poziomu występują wyjątkowo w odkrywkach. Tłumaczyć to należy ich silnym zaangażowaniem tektonicznym w brzeżnej strefie uskokowej.

W opisywanych utworach występują jedynie nieliczne skamieniałości. Na podstawie znajdowanego w nich małża *Inoceramus labiatus* zaliczono je do dolnego turonu. O wieku tych utworów wnioskować można również pośrednio — leżą one pod piaskowcami środkowo-turońskimi, rozpoczynającymi drugi cykl sedymentacyjny, a należącymi do poziomu *Inoceramus lamarcki*. We wschodniej stronie rowu Nysy nie tworzą one z piaskowcami zazębien facjalnych.

Ciekawym zagadnieniem jest sprawa podłoża margli dolno-turońskich. Na zbadanym terenie obcięte są one od strony wschodniej uskokiem, który utworzył się wzdłuż fleksuralnego przegięcia utworów kredowych na brzegu masywu Śnieżnika. Na całej długości tego uskoku od Waliszowa do Międzyzlesia pomiędzy omawianymi marglami a utworami metamorficznymi brak jest innych ogniw stratygraficznych.

Fakt ten pozwala przypuszczać, że margle leżały również pierwotnie bezpośrednio na masywie Śnieżnika, a odkłute zostały od swego podłoża jedynie wzdłuż fleksuralnego przegięcia.

Za tym, że margle leżały pierwotnie na masywie Śnieżnika przemawia również lokalna obecność w ich spagu bloczków i otoczków gnejsów podłoża, co zostało zaobserwowane na południe od Międzygórza przez prof. H. Teisseyre'a (wiadomość ustna). Oprócz tego wiadomo, że utwory cenozańskie wyklinowują się ogólnie ku wschodowi i ostatnie ich odsłonięcia znane są koło wsi Mielnik na południe od Kłodzka.

Transgredujące morze zastało na obszarze Śnieżnika silnie zrównaną powierzchnię morfologiczną. Deniwelacje tej powierzchni nie przekraczały

miąższości margli dolno-turońskich. O stosunkowo silnym spenepienizowaniu masywu Śnieżnika w tym okresie świadczy również brak wyraźnego transportu materiału detrytycznego ze wschodu i osadzanie się margli bezpośrednio na trzonie krystalicznym.

DRUGI CYKL SEDYMENTACYJNY

Do II cyklu sedymentacyjnego (środkowo-turońsko-koniackiego) zaliczamy utwory środkowego i górnego turonu oraz koniakku. Rozpoczyna się on sedymentacją jasnoszarych nierównoziarnistych piaskowców kwarcowych i arkozowych, nazywanych środkowymi piaskowcami ciosowymi lub też piaskowcami z Bystrzycy i Długopola Zdroju. Piaskowce te, przechodzące partiami w zlepieńce, mają ostrą granicę z leżącymi niżej łupkami i marglami ilastymi. Przelawicenia zlepieńcowate zawierają otoczaki o średnicy do 1 cm. Ilość otoczków kwarcu przekracza w nich 90 procent. Są dobrze obtoczone i pochodzą prawdopodobnie z przemycia jakichś starszych skał osadowych. Jest ciekawe, że nie spotyka się wśród nich otoczków, składających się z materiału krystalicznego, tworzącego masyw Śnieżnika.

W piaskowcach tych partie zlepieńcowe występują w okolicy Nowego Waliszowa i wyklinowują się w kierunku południowym. Również w tym kierunku pojawia się w piaskowcach oprócz kwarcu większa ilość skaleni i piaskowce stają się stopniowo bardziej drobnoziarniste i arkozowe. Lepiszczce piaskowca i zlepieńca jest kaolinowo-krzemionkowe, miejscami żelaziste. W stropie występują partie drobnoziarniste, często piaszczysto-ilaiste, bogate w glaukonit, rozmieszczony nierównomiernie i przy większych skupieniach nadający skale odcień zielonkawy.

Piaskowce kwarcowe są odporne na wietrzenie, dzięki czemu tworzą wyraźny, ale niezbyt wysoki grzbiet morfologiczny, ciągnący się wzdłuż wschodniego uskoku rowu Nysy. Miąższość ich wynosi 50-60 m. Zapadają one pod kątem 40 do 50 stopni ku zachodowi. Po stronie pn.-wschodniej brachysynkliny Idzikowa ścięte są razem z leżącymi niżej marglami uskokiem brzeżnym, który na tym odcinku ma charakter inwersyjny. Występują tutaj wzdłuż linii uskokowej w oderwanych strzępach i pojawiają się dopiero w postaci ciągłych wychodni dalej ku NW na północ od Starego Waliszowa. Fauny oznaczalnej w omawianych piaskowcach i zlepieńcach nie znaleźliśmy. Wiek ich oznaczył F. Sturm (1900) na środkowy turon, a K. Rode (1934b) zaliczył je wraz z wyżej leżącymi marglami do poziomu z *Inoceramus lamarki*.

Miąższość piaskowców spada w kierunku południowym. I tak, koło Krosnowic mają one około 100 m grubości, koło Waliszowa już tylko 50 do 60 metrów, a w okolicy Idzikowa miąższość ich maleje do 30 m. W Kro-

snowicach ponadto nad głównym wystąpieniem omawianych piaskowców znajduje się jeszcze drugi ich poziom 12 m gruby, wyklinowujący się również szybko ku południowi (Grocholscy 1958).

Fakty te oraz wspomniany już zanik partii zlepieńcowych w kierunku południowym wskazują na transport materiału detrytycznego z północy lub z północnego zachodu, gdzie rozmyciu uległy wypiętrzane obszary karbońskie, położone w południowym sąsiedztwie kry sowiogórskiej. Tym tłumaczy się również monogeniczny skład zlepieńców, których składniki pochodzą najprawdopodobniej z przemycia bogatych w materiał kwarcowy utworów karbońskich.

Piaskowce kwarcowe przechodzą ku górze w cienką strefę łupków ilasto-piaszczystych, na których leży poziom margli i mułowców marglistych (plener górny). Margle te ciągną się nieprzerwanym, około 50 m szerokim pasem wzdłuż wschodniego uskoku brzeźnego, a w strzępach widoczne są wzdłuż uskoku pn.-wschodniego. Występują one również na SW skrzydle brachysynkliny Idzikowa, koło Bystrzycy Kłodzkiej i ścięte są tam uskokiem bystrzyckim, przebiegającym skośnie do kierunku tej synkliny.

Margle występujące w tym poziomie są zwięzłe, twarde, „dzwoniące”, a barwa ich jest stalowo-szara. Mają one wyraźną oddzielność płytową, ułatwiającą wykonanie pomiarów. W szlifie widoczne są źle obtoczone ziarna kwarcu, szczątki organiczne w postaci igielek gąbek i prawdopodobnie otwornic, podrzędnie ziarna glaukonitu i minerałów ciemnych oraz markasytu. Wszystko to tkwi w masie kalcytowo-krzemionkowej. Miąższość margli wynosi około 30 metrów i zwiększa się ku zachodowi. W partiach stropowych przelawicają się one z ilarami, co świadczy o ciągłości sedymentacji.

Iły w brachysynklinie Idzikowa tworzą około 350—500 m grubą serię i znane są pod nazwą ilarów idzikowskich. Zajmują one na mapie wraz z wyżej leżącymi piaskowcami i zlepieńcami idzikowskimi powierzchniowo największy obszar, a otaczając ze wszystkich stron wychodnie piaskowców idzikowskich, podkreślają brachysynklinálną budowę tego terenu (pl. I i tabl. I).

Iły te występują w postaci łupków barwy szarej i ciemnoszarej z odcieniem zielonkawym. Łupią się nieregularnie, lub w przyzmaty o długości kilku centymetrów. Wielkość ziarn jest różna i waha się w granicach od najdrobniejszych do 0,1 mm. Składają się one głównie z minerałów ilastych, drobnych łuseczek łyszczyków, z ziarn kwarcu i nieoznaczonych ciemnych minerałów. Na zwiędzłych powierzchniach oddzielności widać większe ilości rozproszonych łyszczyków. W stropowych partiach ilarów zawierają liczne konkretne pelosyderytowe o średnicy do 10 cm. Konkrecje te mają budowę sferyczną i oddzielność skorupowatą. Są one barwy rdza-

wej, czym odróżniają się wyraźnie od otoczenia. Obecność ich przemawia za spokojną sedymentacją w źle przewietrzanym i redukcyjnym środowisku wodnym. Jest możliwe, że trwające od środkowego turonu ruchy tektoniczne spowodowały odcięcie tego zbiornika od otwartego morza.

W wyższych partiach pojawiają się również coraz szersze wkładki łupków piaszczystych, a wyżej nawet piaskowców. Miąższość tych wkładek rośnie ku wschodowi, gdzie ility zastępowane są stopniowo przez piaskowce idzikowskie. W piaszczysto-ilastych partiach łupków można spotkać pewnego rodzaju piaszczyste konkretne kuliste, o sferycznej skorupowatej odzielności i średnicy do 1 metra. Tkwią one w normalnie warstwowych utworach, nie wykazując w bezpośrednim sąsiedztwie żadnych zaburzeń (pl. III, fig. 2).

W górnej partii iłów piaskowce ukazują się już w licznych ciągłych poziomach, dających się prześledzić na podstawie morfologii i zwiertzełiny (pl. I, fig. 2; pl. II, fig. 2).

Ility idzikowskie tworzą w morfologii płaskie formy wklęsłe, czym ułatwiają kartograficzne ujęcie budowy geologicznej (pl. I). Doliny i zbocza, na których występują, są podmokłe, gdyż ility te nie przepuszczają wód opadowych. Na granicy z leżącymi wyżej piaskowcami występują ponadto liczne źródła.

Jest ciekawe, że miąższość iłów idzikowskich jest największa we wschodniej części rowu Nysy, gdzie dochodzi do 500 m. Maleje ona w kierunku zachodnim, gdzie margle ilaste ze Szczytnej (poza obrębem rowu Nysy), odpowiadające — według S. Radwańskiego (1957) — iłom idzikowskim, mają już tylko 60 do 80 metrów miąższości. Tak więc po raz pierwszy miąższość osadów kredowych większa jest po stronie wschodniej, niż miąższość w ich centralnych i zachodnich częściach basenu sedymentacyjnego.

Stąd można wnioskować, że wstępne ruchy zapadliskowe rowu Nysy rozpoczęły się już w koniaku.

Ility idzikowskie, które kończą drugi cykl sedymentacyjny, należy zaliczyć, według ostatnich badań stratygraficznych Z. i S. Radwańskich (1957), oraz C. Pachuckiego (1959), do koniaku.

Jest możliwe, że spągowe partie iłów, przelawicane marglami, należą do górnego turonu, dotąd nie udokumentowanego na tym terenie paleontologicznie. Za istnieniem osadów należących do tego okresu przemawia obserwowana ciągłość sedymentacyjna utworów od środkowego turonu do koniaku, oraz brak wyraźnych niezgodności.

TRZECI CYKL SEDYMENTACYJNY (GÓRNO-EMSZERSKI)

Nad wyżej opisanymi iłami leżą zgodnie piaskowce idzikowskie. Pojawiają się one sporadycznie w stropowych, pelosyderałowych partiach

iłów w postaci cienkich wkładek, wyklinowujących się ku zachodowi. Ku górze ilość tych wkładek i ich miąższość zwiększa się. Tak więc zachowana jest tutaj ciągłość sedymentacyjna i trzeci cykl sedymentacyjny rozwija się stopniowo z cyklu drugiego. Ponadto obserwuje się ogólny wzrost frakcji ziarna ku górze, czyli odwrotnie niż w cyklach poprzednich. Jest to charakterystyczna cecha cykli regresywnych.

Piaskowce idzikowskie są w spagowych partiach drobnoziarniste, barwy ciemnoszarej do brunatnej. Zwiętrzałe przybierają kolor żółtawy. Skład ich jest bardzo urozmaicony. Oprócz ziarn kwarcu zawierają wiele skaleni, jasnego lyszczyka oraz minerały ciemne, co nadaje im charakter zbliżony do szarogłazowego i świadczy o bliskim transporcie. Grubość ziarn w piaskowcu maleje ku zachodowi, gdzie zwiększa się ilość i miąższość wkładek piaszczysto-ilastych. Oprócz tego po zachodniej stronie brachysynkliny Idzikowa widoczne są wyraźne zazębienia piaskowców z łałami idzikowskimi. Ziarno jest w piaskowcach słabo wyselekcjonowane. W kamieniołomach zauważa się często przekątne warstwowanie skierowane najczęściej ku zachodowi, co wskazuje na transport materiału piaszczystego od wschodu. Obserwowano również inne kierunki warstwowania przekątnego, co tłumaczyć można ruchliwością i płytkością środowiska sedymentacyjnego (pl. II, fig. 1; pl. III, fig. 1).

Piaskowce idzikowskie zawierają dużą ilość fauny morskiej, która jednak jest uboga w formy przewodnie. S. Radwański (1957) i C. Pachucki (1959), zalicza te piaskowce do górnego emszera. Odpowiadają one, według S. Radwańskiego, piaskowcom ze skłonu Batorowa. W piaskowcach idzikowskich oprócz fauny spotyka się zwęglone szczątki roślin i ośrodków ich owoców oraz detrytus roślinny. Obserwowaliśmy również podłużne wałki o przekroju kulistym, względnie owalnym i średnicy do 1 cm. Tworzący je materiał nie różni się od materiału skały otaczającej je. Przebiegają one w skale różnie, bardzo często poprzecznie do uławicenia. Prawdopodobnie są to ślady po zwierzętach mułozernych.

Wszystkie opisane wyżej zjawiska świadczą o postępującym spłyceciu się basenu sedymentacyjnego i o wynurzeniu się pobliskiego ładu.

Po wschodniej stronie brachysynkliny Idzikowa pojawiają się już w dolnej części piaskowców cienkie, szybko wyklinowujące się wtrącenia drobnych zlepieńców. Natomiast w środkowej i górnej partii tych piaskowców ukazują się one w licznych ciągłych poziomach, dających się prześledzić na podstawie morfologii i zwiertzeliny (pl. I, fig. 2; pl. II, fig. 2).

F. Sturm (1900) wydzielił te zlepieńce w samodzielny poziom stratygraficzny i zaliczył je do górnego emszera. K. Rode (1934b) natomiast uważał, że są one facjalną odmianą piaskowców idzikowskich. Zdjęcie kartograficzne wykonane przez nas potwierdziło w pełni pogląd Rodego. Zlepieńce tworzą cały szereg wyraźnych poziomów, a niektóre z nich można

prześledzić w sposób ciągły na większym obszarze. Ilość tych poziomów, jak i ich miąższość maleje gwałtownie ku wschodowi, zanikając w odległości jednego do dwóch kilometrów od wschodniego uskoku brzeżnego. Zlepieńce charakteryzują się na ogół ostrymi granicami dolnymi i przechodzą ku górze w piaskowce.

We wschodnim skrzydle brachysynkliny najbardziej wyraźny jest pierwszy, najniższy poziom zlepieńca. Tworzy on ciągły pas skałek (pl. I, fig. 2), w skład których wchodzi również znane Skałki Pasterskie znajdujące się na NE od Idzikowa (pl. II, fig. 2). Zlepieńce są

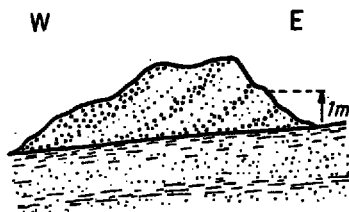


Fig. 2

Zlepieńce warstwowane przekątnie w stosunku do niżej leżących piaskowców. Odkrywka najwyższego poziomu zlepieńców występujących w osi brachysynkliny Idzikowa

Conglomerates diagonally bedded in relation to underlying sandstones. Outcropping uppermost conglomerate horizon in axis of Idzików brachysyncline

gruboziarniste, o otoczkach do 5 cm średnicy, ale znajdują się wśród nich i otoczki o średnicy do 15 cm (pl. IV). Stopień obtoczenia ich jest bardzo różny i waha się od otoczek o idealnym kształcie sferycznym do prawie ostrokrawędzistych bloczków. Zlepieńce są niewyselekcjonowane i niewysortowane, spojone drobnoziarnistą masą skalną o takim samym składzie jak i otoczki. Warstwowanie zlepieńców jest często słabo widoczne (pl. IV) i wyraźniejsze na większych płaszczyznach (pl. II, fig. 2). Przekątne warstwowania obserwuje się w samych zlepieńcach rzadko, natomiast na leżących pod nimi piaskowcach osadzały się one najczęściej niezgodnie. Świadczy o tym większa stromość upadów w zlepieńcach, niż w otaczających je piaskowcach. Pięknego przykładu tego rodzaju dostarcza najwyższy poziom zlepieńców, zachowany jedynie na małej przestrzeni w osi brachysynkliny na NE od Idzikowa. Zlepieńce tworzące tutaj dużą odkrywkę wykazują upady od 30 do 35 stopni ku W, natomiast podścielające je łupki piaszczyste i piaskowce leżą na całej przestrzeni prawie poziomo (fig. 2).

Nie jest to zresztą jedyny przykład tego rodzaju przekątnego war-

stwowania, ale ze względu na położenie w osi brachysynkliny jest on najbardziej instruktynny. W związku z tym wyjaśnia się dyskutowane często pionowe, a nawet odwrócone ustawienie zlepieńców w Skałkach Pasterskich (pl. II, fig. 2), oddalonych od wschodniego uskoku rowu Nysy o około

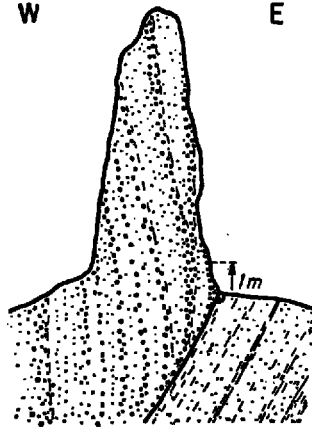


Fig. 3

Pozorne przewalenie przekątnie warstwowanych zlepieńców idzikowskich w Skałkach Pasterskich. Rysunek wykonany częściowo na podstawie fotografii pl. II, fig. 2

Seemingly overturned flexure of diagonally bedded Idzików conglomerates in Skałki Pasterskie. Figure partly based on photo pl. II, fig. 2

700 metrów. Granica piaskowców ze zlepieńcami nie jest tam bezpośrednio odsłonięta, ale piaskowce i łupki w sąsiedztwie tych skałek wykazują upady od 60 do 70 stopni ku W. Jeżeli dodamy do tego kąta wartość przekątnego warstwowania zlepieńców, otrzymamy ich pozorne pionowe, a nawet przewalone ustawienie. Wyjaśnia to figura 3.

Przekątnie warstwowanie zlepieńców w stosunku do piaskowców zanika szybko w kierunku zachodnim, gdzie można prześledzić kilkumetrowe ich ławice na dużych przestrzeniach, leżące zgodnie wśród piaskowców idzikowskich. Również stopień wysortowania i selekcja zlepieńców wzrasta w tym kierunku.

Skład zlepieńców jest bardzo urozmaicony. Procentowy udział poszczególnych składników w pierwszym poziomie zlepieńców, obliczony na podstawie szeregu pełnych analiz otoczków ponad 1 cm średnicy przedstawia się następująco:

gnejsy masywu Snieżnika	21
kwarc	18
porfiry	13

aplity (aplitowe odmiany gnejsów gierałtowskich)	12
kwarcyty jasne	11
granity lub sjenity	5
łupki kwarcytowo-grafitowe	4
łupek elastyczny idzikowski	0 do 4
piaskowce kredowe (kwarcowe)	0 do 2
łupki krzemionkowe (zdanowskie)	2
szarogłazy	2
łupki lyszczkowe z granatami	1
nieoznaczalne	4

Skład procentowy otoczków zmienia się w zależności od miejsca dość znacznie i analizy wykonane w odkrywkach, nawet blisko położonych, różnią się od siebie.

Ilustruje to poniższe zestawienie procentowego składu otoczków z kilku odkrywek znajdujących się w okolicy Idzikowa:

z metamorfiku Snieżnika	gnejsy masywu Snieżnika	31	37	10	*
	kwarcyty	14	8	6	20
	łupki kwarcytowo-grafitowe	3	6	10	2
	łupki kwarcytowe	2	4	8	2
	łupki lyszczkowe	2	2	4	6
	łupki filitowe	—	—	10	—
	kwarc	25	11	32	6
	lamprofiry	2	—	—	12
	porfiry	14	16	9	42
	sjenity, aplity, pegmatyty	4	6	4	4
	melafir	—	3	—	—
	szarogłazy kulmowe	1	2	—	—
	łupki krzemionkowe zdanowskie	—	—	4	—
	piaskowce kredowe glaukonitowe	1	2	—	—
ły idzikowskie	—	1	1	—	
nieoznaczone	1	2	2	6	
	100%	100%	100%	100%	

Najwyższy zachowany poziom zlepieńców idzikowskich.

Stopień obtoczenia 2-4, przeważa 3 (pl. IV, fig. 1).

Ogólnie obserwuje się w zlepieńcach przytłaczający udział materiału metamorficznego, pochodzącego z sąsiedniego masywu Snieżnika. Mniejsza ilość otoczków, i to przede wszystkim skał niezmetamorfizowanych, pochodzi z pobliskiego obszaru Gór Bardzkich i Gór Złotych: łupki zdanowskie, szarogłazy oraz porfiry i tzw. sjenity.

W składzie zlepieńców trudna jest do wyjaśnienia sprawa dużej ilości otoczków porfirów, na ogół dobrze obtoczonych. Wielkość ich dochodzi do 15 cm średnicy. Masowo występują one w frakcji drobnej, nie uwzględnionej w analizie. Ilość otoczków porfiru wzrasta w górnych poziomach

zlepieńców i jest większa po północnej stronie brachysynkliny. Obrazuje to poniższy skład procentowy zlepieńca z góry Podgórnik koło Nowego Waliszowa (tabl. I):

porfiry	57
kwarc	11
łupki kwarcytowe	9
gnejsy masywu Śnieżnika	6
łupki kwarcytowo-grafitowe	4
łupki łuszczkowe	2
amfibolity	2
sjenity	2
pegmatyty	2
szarogłazy	2
lamprofiry	1
nieoznaczalne	2

Otoczaki porfirów pochodzą prawdopodobnie z jakiegoś wystąpienia, położonego na północ od omawianego obszaru, gdyż procentowo największa ich ilość znajduje się w północnej części brachysynkliny Idzikowa. Jednak w tej części Sudetów między Bardem a Złotym Potokiem, względnie jeszcze dalej na wschód, nie są znane większe wystąpienia porfirów. Przypuszczenie, że pochodzą one z zakrytego dziś młodszymi osadami przedpola Sudetów, nie ma uzasadnienia.

Kartując skały intruzji kłodzko-złotostockiej oraz ich metamorficzną okrywę autor natknął się na żyły bardzo podobnych granitoporfirów grube do 15 m i tnące wspomniany masyw intruzyjny. Żyły te występują około 15 km na północ od badanego terenu. Bardzo możliwe, że granitoporfiry te przechodziły w wyższych poziomach, dziś zerodowanych w normalne porfiry i występowały w związku z tym w większych formach geologicznych, normalnych dla tego rodzaju skał.

Znalezione w zlepieńcu idzikowskim otoczaki tzw. sjenitów złotostocko-kłodzkich i skał ich zachodniej okrywy świadczą niezbicie, że masyw omawiany był erodowany i dostarczał materiału do tworzącego się zapadliska rowu Nysy.

W odkrywkach zlepieńców występujących na północ od Idzikowa znaleźliśmy otoczaki ilów idzikowskich. Mimo, że występują one sporadycznie w minimalnych ilościach, mają duże znaczenie dla wyjaśnienia rozwoju zapadliska rowu Nysy. Zbudowane są z miękkiego, nieodpornego materiału, a występowanie ich na wtórnym złożu świadczy o bardzo krótkiej drodze transportu.

Z faktu tego wynika dalej, że obszar sedymentacyjny ilów idzikowskich sięgał poza dzisiejszą krawędź rowu Nysy. Jego wschodnie partie brzeżne wypiętrzyły się i uległy erozji w czasie tworzenia się zlepieńców idzikowskich.

W związku z tym nasuwa się pytanie, czy zlepieńce osadzały się

zgodnie na swym podłożu. W odkrywkach na wschodnim skrzydle brachysynkliny obserwuje się zlepieńce leżące na rozmytych partiach piaskowców. Widoczne są np. wyżłobienia w stropie piaskowców, wypełnione zlepieńcami.

Analizując przebieg granic utworów kredowych na mapie i w profilach w południowej części brachysynkliny Idzikowa widzimy, że miąższość piaskowców, występujących pod pierwszym poziomem zlepieńców, jest po wschodniej stronie silnie zredukowana, a rośnie szybko w kierunku zachodnim. Na południe od Skałek Pasterskich miąższość piaskowców tego poziomu została zredukowana we wschodniej części brachysynkliny miejscami nawet do 8 metrów. W odległości zaledwie 750 m na zachód od miejsca największej redukcji te same piaskowce mają już 170 m grubości. Przypuszczamy, że te różnice miąższości są natury erozyjnej.

Zlepieńce idzikowskie tworzą w piaskowcach wkładki, ciągnące się równoległe do wschodniego uskoku brzeżnego. Miąższość tych wkładek we wschodniej części jest różna i wynosi miejscami 20 do 30 metrów. Kartograficznie można wydzielić i prześledzić sześć większych poziomów zlepieńców, które wraz z malejącą szybko ku NW miąższością rozszczepiają się, a ilość ich wzrasta do dwunastu. Ogólna liczba wkładek zlepieńców była zapewne większa, gdyż stropowe partie opisywanych warstw uległy późniejszej erozji. Forma ich oraz charakter sedymentacji przy zmieniającym się składzie petrograficznym otoczków wskazują, że są to przybrzeżne stożki napływowe.

Powstanie piaskowców i zlepieńców łączy się niewątpliwie z ruchami tektonicznymi dźwigającymi w bezpośrednim sąsiedztwie masyw metamorficzny wraz z nadkładem warstw kredowych. Ruchy te nie były jednakże jednorazowe i krótkotrwałe. Zjawyły się one już w dolnym koniakum podczas sedymentacji ilów idzikowskich i wzrastały się stopniowo w sposób skokowy. Kolejnym nasileniom ruchów odpowiadają kolejne stożki napływowe zlepieńców.

Wzdłuż tworzącej się krawędzi morfologicznej zapadał się najsilniej obszar Idzikowa, wciśnięty między zbiegające się w tej okolicy dwie strefy fleksuralne, skierowane przegięciami do siebie. W tej najbardziej zapadniętej strefie, pokrywającej się z maksymalnym dziś obniżeniem osi brachysynkliny, sedymentacja zlepieńców była najszybsza.

Drugie maksimum wzmożonej sedymentacji zlepieńców idzikowskich zaznacza się w okolicy Nowego Waliszowa. Zlepieńce osiągają tutaj znowu pokaźniejsze miąższości, a stożki ich prześledzić można na większych obszarach. Z tym właśnie maksimum związany jest największy procentowy udział otoczków porfiru.

Omawiane zlepieńce występują na przemian z wkładkami piaskowców po części ilastych. We wkładkach tych można miejscami zaobserwo-

wać szczątki fauny morskiej. Tak na przykład bezpośrednio ponad grubym poziomem zlepieńca, występującym na zboczach wzgórz na północ od Idzikowa, leży piaskowiec ilasto-marglisty, odporny, zawierający niezwykle bogate nagromadzenie dobrze zachowanych skorupek fauny morskiej. Wydaje się, że w czasie powstawania tego poziomu sedymentacja musiała być bardzo powolna dzięki silnemu ruchowi zupełnie płytkiej wody. Na dnie żył wówczas bogaty bentos, a skorupki obumierających zwierząt gromadziły się obficie jedne na drugich.

Bardzo znamienny jest również zasięg wkładek zlepieńców. Jak to wskazuje mapa (tabl. I), wszystkie te wkładki wyklinowują się ku zachodowi mniej więcej w tej samej odległości od uskoku brzeżnego. Ta stałość zasięgu wskazuje na stałość obszaru erodowanego, który podnosząc się wzdłuż uskoku, tworzył niewątpliwie klif skalny. W okresie wzmożonego podnoszenia się u czoła tego klifu rozrastał się zespół stożków deltowych, zbudowanych ze żwirów. W okresach rozwoju ruchów wypiętrzających obszar denudowany, względnie w czasie silniejszego osiadania dna rowu Nysy, delty ulegały zalaniu i zasypaniu przez osady piaszczysto-ilaste z fauną morską. Brzeg morza cofał się wtedy aż pod ścianę uskokowego klifu.

Śledząc skład petrograficzny zlepieńców idzikowskich konstatujemy w nich ogromną przewagę materiału metamorficznego nad innymi skałami. Uderza wszakże drobna przymieszka otoczków skał górnokredowych. Taki skład zaznacza się już począwszy od najniższego poziomu zlepieńców. Petrograficzny skład zlepieńców idzikowskich wskazuje jasno na dwa momenty.

1° Wypiętrzający się od wschodu obszar zbudowany był na powierzchni ze skał metamorficznych jak dziś. Posiadał on jednak cienki płaszcz osadów kredowych, starszych od zlepieńców idzikowskich. Ta pokrywa kredowa musiała być oczywiście cieńsza niż w rowie Nysy.

2° Przedturońska powierzchnia w obrębie metamorfiku Śnieżnika pierwotnie pochylona była niewątpliwie ku zachodowi, bowiem w zachodniej części morze było głębsze, a warstwy kredowe wyklinowywały się ogólnie ku wschodowi. Nachylenie to wszakże było nieznaczne (fig. 4).

Rozwój dolin powstałych w okresie po górnej kredzie w przyległej części masywu Śnieżnika wskazuje, że najsilniejsze wypiętrzenie tego masywu odbywało się wzdłuż uskoku brzeżnego. Jeżeli tak było w istocie, to nachylenie powierzchni przedturońskiej, skierowane ku zachodowi, z kolei musiało przyjąć nachylenie wschodnie. Uskok brzeżny utworzył wówczas klif, wyżej już wspomniany, któremu początkowo towarzyszył pierwotny dział wód. Dział ten został szybko rozcięty przez strome i krótkie doliny, wcięte głęboko w skały metamorficzne. Źródlika tych dolin cofały się na drodze erozji wstecznej ku wschodowi. W zbadanym

obszarze cofnięcie to dokonane zostało na odległość stosunkowo niewielką. Potoki, spływające z masywu Śnieżnika dolinami przełomowymi ku zachodowi, jeszcze dziś syją stożki napływowe u swego wylotu do rowu Nysy.

Opisane ruchy tektoniczne były oddźwiękiem wzrastających napięć orogenezy alpejskiej. W okresie tym Sudety wypiętrzały się ogólnie i rozpoczęła się na ich terenie regresja morza kredowego. Niemniej trudno

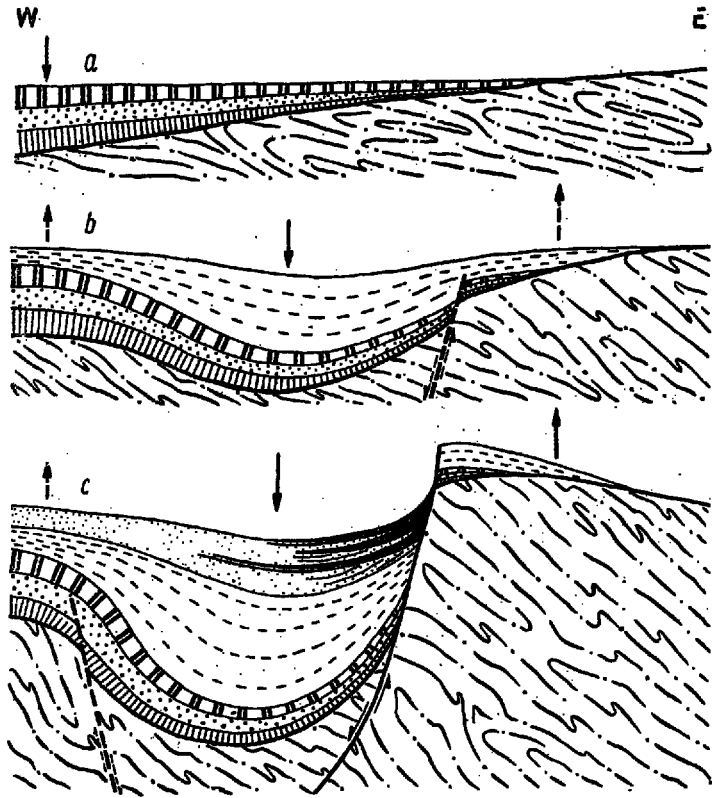


Fig. 4

Etapy grawitacyjnego zapadania się rowu Nysy (rysunki schematyczne); a turon, b koniak, c emszer górny — santon (?)

Stages showing gravitational subsidence of Nysa graben (schematic drawings); a Turonian, b Coniacian, c Upper Emscherian — Santonian (?)

ziś określić, kiedy nastąpiło jego całkowite wycofanie, gdyż nad zlepieńcami idzikowskimi nie zachowały się żadne młodsze utwory kredowe. Jest możliwe, że zlepieńce te kończyły trzeci, regresywny cykl sedymentacyjny utworów kredowych okolic Kłodzka.

Dalej ku zachodowi w niecce północno-sudeckiej nad utworami górnego emszery występują jeszcze utwory senonu, leżące niezgodnie na utworach starszych (Milewicz 1956). Ruchy te obejmowały zatem duży obszar Sudetów.

TEKTONIKA

Dla zobrazowania powstania i rozwoju rowu Nysy celowe będzie danie krótkiego przeglądu tektoniki zachodniej części masywu Śnieżnika i pasma Krowianek. Stare założenia tektoniczne tych obszarów wywarły bowiem wpływ na kształt i budowę tej młodej jednostki geologicznej.

Zachodnią część masywu Śnieżnika tworzy element Międzygórze. Jest to antyklinalny fałd złożony, przewalony ku zachodowi. Jądro jego składa się z gnejsów gierałtowskich otoczonych oczkowymi gnejsami śnieżnickimi (Bederke 1943, Frackiewicz 1958, Teisseyre 1957a). Element Międzygórze ma przebieg południkowy i zanurza się ku północy pod kątem od 10 do 20 stopni pod łupki łyszczykowe serii strońskiej (J. Don 1958).

Dominujący w elemencie Międzygórze południkowy kierunek struktur skręca stopniowo w okolicy wsi Nowy Waliszów i przyjmuje pn.-zachodni kierunek struktur Krowianek, tworzących śnieżnicką gałąź wirgacji łądeckiej (Teisseyre 1957a, J. Don 1958). Występujący na NE od Nowego Waliszowa fałd antyklinalny Góry Różanej (tabl. I), zbudowany z gnejsów śnieżnickich, zapada ku południowemu wschodowi. Między tym fałdem, a przeciwnie zapadającym elementem Międzygórze przebiega więc poprzeczna depresja w kierunku NEE-SWW. Na przedłużeniu jej znajduje się właśnie największe przegłębienie rowu Nysy — brachysynklina Idzikowa.

Brachysynklina ta jest asymetryczna. Jej oś przebiega znacznie bliżej wschodniego niż zachodniego skrzydła niecki (5 razy bliżej) i tworzy łagodny łuk wygięty ku NE, dostosowując się w ten sposób do kierunków struktur brzeżnych. Wynurza się ona zarówno w kierunku południkowym w okolicy poprzecznego fleksuralnego progu góry Iglicznej (południowy brzeg mapy i pl. I, fig. 1), jak i w kierunku pn.-zachodnim, na N od Starego Waliszowa. Największe upady utworów kredowych zaznaczają się w pobliżu dyslokacji ograniczających ze wszystkich stron brachysynklinę. Natomiast w najszerszej, środkowej jej części, położonej na SW od Nowego Waliszowa, warstwy kredowe leżą poziomo.

Głównymi dyslokacjami ograniczającymi brachysynklinę Idzikowa od strony pn.-wschodniej jest brzeżny uskok rowu Nysy ciągnący się wzdłuż pasma Krowianek, oraz od strony wschodniej — uskok biegnący południkowo wzdłuż masywu Śnieżnika. Uskoki te zbiegają się we wsi

Nowy Waliszów pod kątem około 135 stopni. Pierwszy z nich proponujemy nazwać brzeżnym uskokiem Krowianek, a drugi brzeżnym uskokiem śnieżnickim¹.

Te duże linie dyslokacyjne były już zaznaczone na mapie geologicznej A. Leppli (1900), podał je H. Cloos (1936), oraz wrysował na szkicowej mapie tektonicznej G. Fischer (1935a). Ich interpretacja była jednak dotychczas inna, niż ta, którą podaliśmy na naszym zdjęciu geologicznym (tabl. I). Z map A. Leppli i G. Fischera wynika, że brzeżny uskok Krowianek ścina w Nowym Waliszowie brzeżny uskok śnieżnicki i wchodząc w metamorfik, ogranicza od północy gnejsy elementu Międzygórze (fig. 5).

Nasze prace kartograficzne nie potwierdzają tak prostego rozwiązania omawianego węzła tektonicznego, który zaznacza się w zmianie biegu elementów metamorficznych. Nie znaleźliśmy bowiem żadnych danych, przemawiających za przedłużeniem się brzeżnego uskoku Krowianek w metamorfik. Zaobserwowaliśmy natomiast, że gnejsy elementu

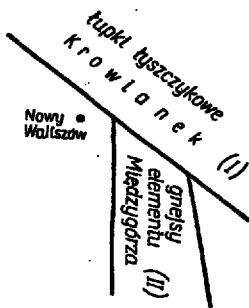


Fig. 5

Przebieg brzeżnych linii dyslokacyjnych rowu Nysy w okolicy Nowego Waliszowa według A. Leppli (1900) i G. Fischera (1935)

Course of marginal displacement lines of Nysa graben in the vicinity of Waliszów Nowy after A. Leppla (1900) and G. Fischer (1935). I mica schists of Krowianki, II gneisses of the Międzygórze unit

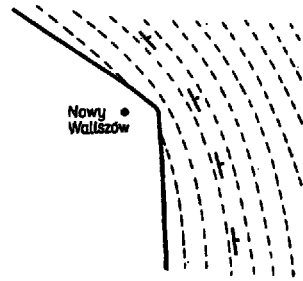


Fig. 6

Dostosowanie się brzeżnych linii dyslokacyjnych rowu Nysy do przebiegu starych struktur fałdowych masywu Śnieżnika i pasma Krowianek

Adjustment of marginal displacement lines of Nysa graben to old folded structures of Śnieżnik Massif and the Krowianki range

Międzygórze zanurzają się pod łupki łyszczykowe serii strońskiej już w odległości jednego kilometra na południe od dyslokacji wyznaczonej przez geologów niemieckich (J. Don 1958). Granica między łupkami łysz-

¹ J. Oberc (1958) nazwał te linie tektoniczne uskokiem Starego Waliszowa (uSW) i dyslokacją Wilkanowa (dWi).

czykowymi a gnejsami elementu Międzygórza tworzy urozmaiconą linię intersekcyjną, którą trudno byłoby interpretować jako uskoki; są to raczej zgodne sfałdowania. Nie stwierdziliśmy również przedłużenia się w metamorfik na N od Nowego Waliszowa brzeżnego uskoku śnieżnickiego. Dyslokacje obrzeżające rów Nysy od strony wschodniej i pn.-wschodniej tworzyły pierwotnie jedną powierzchnię uskoku, załamana pod kątem rozwartym w okolicy Nowego Waliszowa, wykorzystującą stare kierunki strukturalne w metamorficznym masywie Śnieżnika i Krowianek. Zmiana kierunku tej powierzchni pokrywała się do pewnego stopnia z przebiegiem struktur śnieżnickiego odgałęzienia wirgacji łądeckiej (fig. 6).

Charakter tych dyslokacji nie jest jednolity. Ich ewolucja rozpoczęła się fleksuralnym podnoszeniem warstw kredowych wzdłuż brzegów dźwigającego się masywu Śnieżnika i pasma Krowianek. W ciągu dalszego ruchu nastąpiło przerwanie fleksury i odkłucie utworów kredowych od krystalicznego podłoża wzdłuż tworzącej się płaszczyzny uskoku.

Posuwając się wzdłuż omawianych dyslokacji obserwujemy różne stadia ich rozwoju. I tak w okolicy Gorzanowa brzeżny uskoki Krowianek zaznacza się początkowo fleksurą Dębowej Góry (Grocholscy 1958). Amplituda tej fleksury wzrasta z równoczesnym cieniem warstw kredowych i wzrostem ich nachylenia w kierunku pd.-wschodnim. Koło Mielnika przechodzi ona w uskoki, zwiększając amplitudę zrzutu w kierunku pd.-wschodnim. Nachylenie płaszczyzny uskoku wzrasta aż do pionowego, a w okolicy Nowego Waliszowa ulega przewaleniu, zapadając pod kątem około 70 stopni pod metamorfik. Na tym inwersyjnym odcinku uskoki ma charakter stromego nasunięcia, którego powierzchnia ścina wyciągnięte fleksuralnie warstwy kredowe.

Również płaszczyzna brzeżnego uskoku śnieżnickiego jest zmiennie nachylona. W okolicy Nowego Waliszowa zapada ona pod kątem około 70 stopni ponownie w stronę rowu Nysy. Jak na to wskazuje intersekcja, dalej ku południowi stromieje ona, stopniowo przechodząc w okolicy Szklar w uskoki pionowy. Jeszcze dalej w okolicach Międzygórza zapada znowu bardzo stromo pod metamorfik (Frackiewicz 1958, Teisseyre 1957a).

Wielkość zrzutu na omawianych dyslokacjach można obliczyć jedynie pośrednio. Jak wynika z ogólnej miąższości utworów kredowych, ich podłoża metamorficzne znajduje się w płaskiej partii brachysynkliny Idzikowa na głębokości około -400 metrów p.p.m. Natomiast bliskie brzeżnego uskoku wyniesienia jak Suchoń 964 m, Igliczna 845 m, Czarna Góra 1204 m i inne, zbudowane są z gnejsów. Ponieważ utwory kredowe musiały pierwotnie leżeć również po wschodniej stronie uskoku na utworach metamorficznych (czyli ponad wymienionymi szczytami), sumaryczna wartość ruchów względnych, dźwigających masyw Śnieżnika, a obniżających rów Nysy, wynosi w partii uskoku najmniej 1600 metrów.

Oprócz opisanych głównych dyslokacji, stwierdziliśmy podczas obecnego kartowania duże zaburzenia utworów kredowych wewnątrz rowu Nysy. Wyraźne przegięcie fleksuralne prześledziliśmy wzdłuż linii o kierunku SE-NW, łączącej Pławnicę z górą Igliczną, w okolicy której zaznacza się wyraźny lokalny skręt prostolinijnie przebiegającego brzeżnego uskoku śnieżnickiego. Skręt ten związany jest z przegięciem omawianej fleksury i wskazuje na jej zanurzenie w stronę brachysynkliny Idzikowa. Fleksura ta przebiega równoległe do brzeżnego uskoku Krowianek. Nachyła się ona pod kątem od 30 do 50 stopni ku brachysynklinie Idzikowa, odgraniczając ją od stosunkowo płasko leżących utworów kredowych południowej części rowu Nysy.

Między Pławnicą a Bystrzycą Kłodzką przebieg omawianej fleksury zmienia się stopniowo z kierunku pn.-zachodniego na północny, a w okolicy Mielnika (poza mapą geologiczną, zob. fig. 1) łączą się one z fleksurą biegnącą wzdłuż Krowianek, zamykając tym samym brachysynklinę Idzikowa od północnego zachodu.

Opisana fleksura podkreślona jest dwoma uskokami, jak to zaznaczono na figurze 1. Uskoki te zbiegają się w pobliżu Bystrzycy Kłodzkiej pod kątem około 135 stopni. Jeden z nich przebiega z okolic Gorzanowa i w kierunku południowym łączy się najprawdopodobniej z dyslokacją wyznaczoną przez S. Radwańskiego (Radwański, Schmuck & B. Don 1957) w Domaszkowie, gdzie, podobnie jak w naszym przypadku, zachodnie skrzydło jest podniesione. Uskok ten nie został dotychczas prześledzony dokładnie, przebiega bowiem poza obszarem objętym szczegółowym zdjęciem.

O wiele wyraźniej zaznacza się drugi uskok o kierunku NW-SE, przebiegający między Bystrzycą Kłodzką a Szklarami. Ścina on skośnie opisaną wyżej fleksurę i ma charakter nożycowy. Intersekcja mapy wskazuje, że pd.-zachodnie skrzydło tego uskoku jest około Pławnicy obniżone, natomiast w okolicy Szklar podniesione. Płaszczyzna uskokowa kontaktuje idąc od NW z coraz młodszymi warstwami kredowymi brachysynkliny Idzikowa. J. Oberc (1958) nazwał uskok ten uskokiem Bystrzycy Kłodzkiej (uBK, fig. 7).

W kierunku pd.-wschodnim uskok Bystrzycy rozgałęzia się na szereg drobniejszych dyslokacji. Nie ustaliliśmy, czy przedłużają się one w metamorfik Śnieżnika (tabl. I).

Ścinanie fleksury przez skośnie przebiegającą do niej płaszczyznę uskoku Bystrzycy świadczy o dwóch wyraźnych fazach ruchu. Najpierw powstała fleksura, a później uskok o charakterze nożycowym.

Są jeszcze inne dowody, które przemawiają za dwufazową tektoniką rowu Nysy. W Nowym Waliszowie, gdzie następuje zmiana biegu uskoku brzeżnego rowu Nysy, widoczne jest płaskie nasunięcie silnie spę-

kanych wapieni krystalicznych na ścięte, pionowo ustawione otwory kredowe. Nasunięcie to jest częścią dużego i prawdopodobnie starego nasunięcia Krowianek na masyw Snieżnika (J. Don 1958).

Po utworzeniu się brachysynkliny Idzikowa z jej brzeżnymi fleksurami, nasunięcie to odżyło na skutek późniejszych ruchów kompresyjnych. Z tymi ruchami związane jest również inwersyjne przechylenie

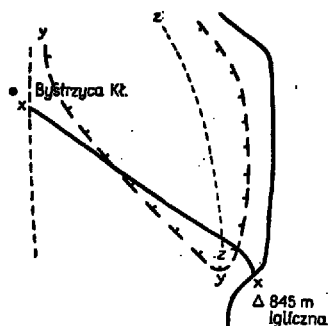


Fig. 7

Skośny przebieg uskoku bystrzyckiego ($x-x$) względem fleksury ($y-y$) tworzącej pd.-zachodnie skrzydło brachysynkliny Idzikowa; $z-z$ oś brachysynkliny Idzikowa

Oblique trend of Bystrzyca fault ($x-x$) to flexure ($y-y$) forming the SW limb of Idzików brachysyncline; $z-z$ axis of this brachysyncline

powstania niektórych odcinków brzeżnych rowu Nysy oraz zwiększenie się stromości fleksur. W tej drugiej fazie ruchów musiało również nastąpić ścięcie utworów kredowych koło Nowego Waliszowa przez brzeżny uskoku Krowianek, przybierający tu charakter dyslokacji inwersyjnej.

Nasuwa się pytanie, czy rów Nysy jest rowem kompresyjnym, jak to uważał H. Cloos (1922), czy też raczej założenia jego powstały na skutek ruchów grawitacyjnych. Już H. Cloos (1936) wskazuje na fakt tworzenia się grawitacyjnych rowów tektonicznych na dźwigających się wielkopromiennych fałdach antyklinalnych, dając eksperymentalne przykłady (1936). Również V. V. Bielousov (1954), rozważając mechanikę powstawania rowów tektonicznych, dochodzi do wniosku, że tworzą się one w osiowych partiach wielkopromiennych struktur antyklinalnych, a w pewnych przypadkach nawet na wysadach solnych. Na strukturach takich powstają na skutek rozciągania ich zewnętrznych, sztywnych partii systemy podłużnych, otwartych szczelin, zbiegających się do środka. Według V. V. Bielousova zapadają się wzdłuż nich najbardziej wyniesione elementy, tworząc grawitacyjne rowy tektoniczne, kompensujące rozciąganie całej wyginanej ku górze struktury. Wielkość takiego rowu zapa-

dliskowego jest zależna od wielkości tworzącej się struktury antyklinalnej, od promienia jej wygięcia, oraz od własności fizycznych ciał tworzących daną strukturę.

Jeżeli rozpatrzymy Góry Bystrzyckie i Orlickie oraz masyw Śnieżnika wraz z pasmem Krowianek jako całość i odtworzymy dzisiejszy obraz powierzchni przed górną kredą, zauważymy, że naśladuje ona wielkopromienną strukturę antyklinalną, której oś pokrywa się z osią rowu Nysy. Ilustruje to schematyczny przekrój, wykonany przez wymienione struktury (fig. 8).

Długotrwałym ruchom zapadliskowym rowu Nysy towarzyszyło zatem dźwiganie się na obszarze kłodzkim wielkopromiennej struktury antyklinalnej. Teoretycznie dźwiganie jej musiało nieco wyprzedzać ewolucję samego rowu Nysy, rozpoczynającą się w dolnym koniakku. Rzeczywiście, pierwsze wyraźne zakłócenie sedymentacji górno-kredowej, pogłębiającego się początkowo morza cenomańskiego, obserwujemy w środkowym turonie (pojawienie się gruboławicowych piaskowców środkowego

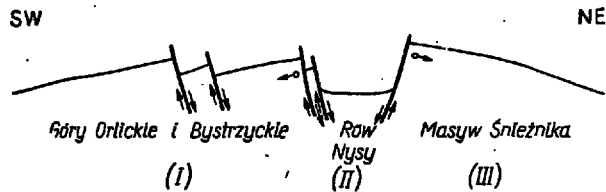


Fig. 8

Wielkopromienna struktura antyklinalna utworzona przez Góry Bystrzyckie i Orlickie oraz masyw Śnieżnika. Na przegubie antyklinalnym powstał na skutek naprężeń tensyjnych grawitacyjny rów Nysy

Widespread anticline structure formed by Bystrzyckie and Orlickie Mountains (I) and the Śnieżnik Massif (III). The gravitational Nysa graben (II) formed on the arch bend owing to stress tension

turonu ponad dolno-turońską serią marglistą). Opierając się na rozważaniach paleogeograficznych można zaburzenia te wytłumaczyć jedynie dźwiganie się w tym okresie łądów i powiększaniem ich powierzchni. Zatem w osadach środkowego turonu zarejestrowana została wstępna faza ruchów dźwigających te obszary.

Za grawitacyjnym charakterem rowu Nysy przemawiają również:

- 1) fleksury brzeżne, przechodzące w uskoki pionowe lub zbliżone do pionowych,
- 2) stosunkowo płaskie dno rowu Nysy, oraz duża różnica zrzutu tego dna w stosunku do brzeżnej krawędzi masywu Śnieżnika, wynosząca ponad 1600 metrów,

3) nachylenie płaszczyzn uskoków brzeżnych rowu Nysy. Przy kompresyjnym założeniu rowu powinny one zapadać stosunkowo płasko pod nasuwające się masywy krystaliczne. Stwierdzamy tymczasem, że zapadanie to jest przeważnie bardzo strome i skierowane raz pod masy krystaliczne, a raz ku osi rowu Nysy.

Jak już zaznaczyliśmy, stosunki te najłatwiej wytłumaczyć dwufazowością ruchu w obrębie rowu Nysy. W fazie pierwszej mieliśmy do czynienia z tensją i grawitacyjnym zapadaniem się rowu; w fazie drugiej nastąpiła kompresja, która miejscami spowodowała nasunięcie się mas krystalicznych na utwory kredowe.

ZAKOŃCZENIE

Na podstawie przytoczonego materiału staraliśmy się wykazać, że kształtowanie rowu Nysy było procesem długotrwałym. Rozpoczęło się powolnymi ruchami zapadliskowymi już w górnym turonie. Nasilenie tych ruchów powoli wzrastało i osiągnęło swe maksimum w górnym emszerze. W okresie tym wynurzył się masyw Śnieżnika wzdłuż dzisiejszej krawędzi, ciągnąc za sobą fleksuralne warstwy kredowe. Trudno jest określić, kiedy wygasły ruchy zapadliskowe, kształtujące rów Nysy, gdyż nie zachowały się na badanym obszarze osady młodsze od emszerskich, rejestrujące wydarzenia tektoniczne. Na przykładzie rowu Nysy widziemy wyraźny i bezpośredni wpływ ruchów tektonicznych na przebieg sedymentacji w jego obrębie. A zatem w samych osadach zarejestrowane są najpełniej wydarzenia tektoniczne, składające się na ciągły i długotrwały proces górotwórczy. Proces ten można odtworzyć nie tyle na podstawie dyskordantnego ułożenia warstw (H. Stille), ile na podstawie całości kształtu zjawisk sedymentacyjnych. Takie powiązanie procesów tektonicznych z sedymentacją pozwala wyznaczyć oprócz okresu trwania ruchów, również ich intensywność. Dyskordancje, do których przywiązuje się na ogół dużą wagę, zaznaczają się na opisywanym terenie jedynie lokalnie, co nie przeszkodziło w odcyfrowaniu ruchów górotwórczych.

Nasuwa się zatem pytanie, czy opisane ruchy należy ujmować w określonej fazie górotwórczą, sugerującą epizodyczny ich charakter, bowiem na obszarze Ziemi Kłodzkiej ruchy tektoniczne trwały w zasadzie bez wyraźnej dłuższej przerwy od środkowego turonu aż do trzeciorzędu i były oddźwiękiem wzrastających napięć orogenezy alpejskiej.

Niemniej w ewolucji tektonicznej rowu Nysy można wyróżnić dwa okresy. W pierwszym przewagę mają ruchy grawitacyjne, a w drugim — ruchy kompresyjne. Trudno jest dziś rozstrzygnąć w jakim stosunku pozostają te ruchy do siebie. Można by okres ruchów grawitacyjnych zaliczyć do fazy subhercyńskiej, natomiast okres ruchów kompresyjnych do fazy laramijskiej.

Jednak przyczyna jednych i drugich ruchów była ta sama: zjawiska kompresyjne na starym przedmurzu alpidów. Ruchy te są zatem etapami nieprzerwanego procesu geologicznego. W pierwszym etapie nacisk po-

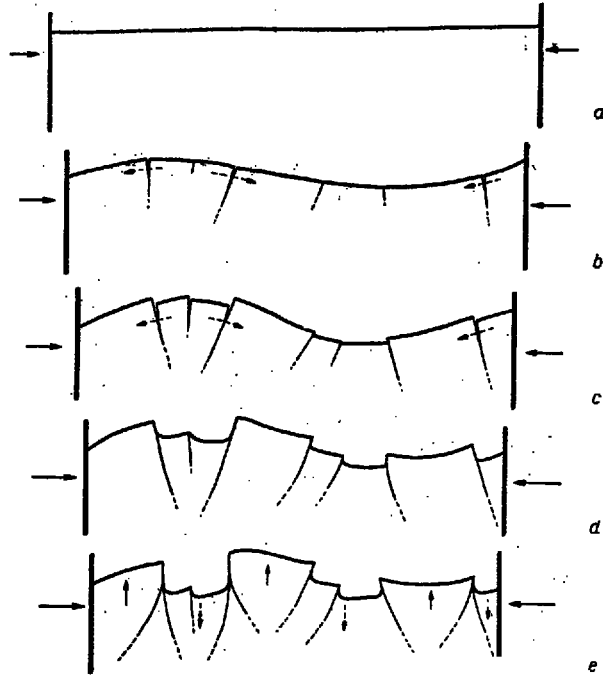


Fig. 9

Rozwój rowu Nysy i stosunek ruchów zapadliskowych do ruchów kompresyjnych w jego obrębie (a-e)

W pierwszej fazie nacisków kompresyjnych tworzą się na przegubach antyklinalnych naprężenia tensyjne (b, c) z systemem uskoków, wzdłuż których zapadają się najwyżej wyniesione partie siodłowe (d), kompensując rozciąganie wyginanej ku górze struktury. Po rozbiciu wielkopromiennych struktur fałdowych na poszczególne bloki i utworzeniu się rowu grawitacyjnego, trwająca nadal kompresja doprowadziła do zwiększenia stromości lub przewalenia fleksur brzeżnych. Równocześnie bloki wypiętrzone nasuwały się wzdłuż powierzchni ścinających na bloki obniżone (e)

Evolution of the Nysa graben and the relation of the movements of subsidence to those of compression in the graben (a-e)

Stress tension occurs on the anticlinal bends (b-c) during the first stage of compression causing a fault system. Along it the most elevated anticlinal parts (d) are depressed to compensate the extension of the upcurved structure. After disruption of the widespread fold structures into minor blocks and the formation of gravitational graben compression continued leading to greater steepness or overturning of marginal flexures. Simultaneously elevated blocks were overthrust along the shearing planes onto the subsided blocks (e)

wodował w sztywnych, kratogenicznych partiach wielkopromienne wygięcia (fig. 9b). Po przekroczeniu granicy elastyczności fałdowane wielkopromienne struktury zaczęły pękać (fig. 9c). Na zewnętrznie rozciąganych elewacjach mogły tworzyć się wtedy grawitacyjne rowy tektoniczne. Główną przyczyną ich powstawania był wzrastający nacisk tangencjalny, a ruchy grawitacyjne, związane z fałdowaniem wielkopromiennym, były tylko jego pochodną. Ten ciągle wzrastający nacisk doprowadził do rozbięcia fałdowych struktur wielkopromiennych na poszczególne sztywne bloki, przesuujące się w kierunkach pionowych względem siebie (fig. 9d).

Przesunięcia te trwały tak długo, jak długo w związku z rozwojem wspomnianych fałdów działała silna tensja w osiach antyklin, połączona z grawitacyjnym osiadaniem antyklinalnych przegubów. W momencie gdy ruchy grawitacyjne wygasły, na skutek zniszczenia fałdów wielkopromiennych przez systemy dyslokacyjne, w całym układzie zapanowała silna i zapewne wzrastająca kompresja (fig. 9e). W okresie tym zaczęły zarysowywać się pęknięcia ścinające, wzdłuż których następowało nasunięcie się bloków spiętrzonych na bloki uprzednio obniżone. Faza ta zakończyła rozwój tektoniki młodosaaksońskiej nie tylko w obrębie rowu Nysy, lecz i w przyległych obszarach, zbudowanych ze skał metamorficznych.

W tej drugiej fazie kierunek nacisków działał prawdopodobnie wzdłuż linii NE-SW, gdyż największe przewalanie, przechodzące w strome nasunięcia, obserwuje się na odcinkach uskoków brzeżnych, prostopadłych do tego kierunku i to zarówno po pn.-wschodniej jak i po pd.-wschodniej stronie rowu Nysy (Dumicz 1958). Na północny wschód od niego, aż po Złoty Stok, widoczne są na obszarze metamorficznym liczne drobne odkłucia inwersyjne, świadczące o nacisku działającym w kierunku SW. Jest możliwe, że utworzyły się one w ostatnim okresie kształtowania się rowu Nysy. Również w tym czasie powstały kompresyjne rowy i horsty o kierunku NW-SE, rozbijające pd.-wschodnie zakończenia niecki śródsudeckiej w okolicy Nowej Rudy. Ruchy te, podobnie jak i ruchy zapadliśkowe rowu Nysy, były powolne i długotrwałe. Zostaną one omówione szerzej w przygotowanej do druku przez autora (J. Don) pracy o rozwoju geologicznym okolic Nowej Rudy.

Na tym miejscu natomiast pragniemy zaznaczyć, że dotychczas panuje w literaturze od dawna ustalony i wielokrotnie powtarzany pogląd, iż ruchy młodosaaksońskie trzymają się starszych waryscyjskich założeń dyslokacyjnych. Najczęściej jednak na potwierdzenie tej tezy nie podaje się żadnych konkretnych dowodów. Nie jest przeto rzeczą wykluczoną, że tektonika młodosaaksońska wprowadziła w obrębie Sudetów także dyslokacje nowe, dawniej nie istniejące.

*Katedra Geologii Ogólnej
Uniwersytetu Wrocławskiego
Wrocław, w grudniu 1958 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- ANDERT H. 1934. Die Kreideblagerungen zwischen Elbe und Jeschken. *Abh. Geol. L.-A., N. F., H. 159.*
- BEDERKE E. 1943. Ein Profil durch das Grundgebirge der Grafschaft Glatz.-*Geol. Rundschau, Bd. 34. Berlin.*
- BEYRICH E., ROSE G., ROTH J. & RUNGE W. 1867. Geologische Karte von dem Niederschlesischen Gebirge und den angrenzenden Gegenden 1:100 000. *Bl. Glatz.*
- BIELOUSOV V. V. 1954. *Osnovnyje voprosy geotektoniki. Gosgeoltechnizdat. Moskva.*
- BUBNOFF S. 1931. Die westfälische Sedimentation und die asturische Phase in der Innersudetischen Mulde.-*Fortschr. Geol. & Pal., Bd. IX.*
- CLOOS H. 1922. *Der Gebirgsbau Schlesiens. Gebr. Borntraeger. Berlin.*
- 1936. *Einführung in die Geologie. Gebr. Borntraeger. Berlin.*
- DON J. 1958. Budowa geologiczna krystalinku na zachód od Ładka. *Materiały do konferencji terenowej PAN na metamorfiku kłodzkim. Wrocław.*
- DUMICZ M. 1958. Budowa geologiczna południowej i północnej części metamorfiku Gór Bystrzyckich. *Ibidem.*
- FINCKH L., MEISTER E., FISCHER G. & BEDERKE E. 1942. Erläuterung zu den Blaettern Glatz, Koenigshain, Reichenstein, und Landeck. *Geol. Karte 1:25 000. Berlin.*
- FISCHER G. 1935. Das Dach des Moldanubikums in Schlesiens. — *Jb. Preuss. Geol. L.-A., Bd. 56.*
- 1935a. Das Bau des Glatzer Schneegebirges. — *Ibidem, Bd. 56.*
- FRĄCKIEWICZ W. 1958. Wstępne uwagi o budowie geologicznej okolic Międzygórze — Dolny Śląsk — region Śnieżnika Kłodzkiego (Preliminary notes of the geological structure of the vicinity of Międzygórze — Lower Silesia — region of Śnieżnik Kłodzki Mt.). *W: Z badań geologicznych na Dolnym Śląsku (In: Some geological researches in Lower Silesia), t. V. — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 127. Warszawa.*
- GEINITZ H. B. 1843. Die Versteinerungen von Kieslingswalde und Nachtrag zur Charakteristik des saechs.-boehm. Kreidegebirges. *Teil IV.*
- GROCHOLSKA J. & GROCHOLSKI A. 1958. Tektonika pn.-wschodniej części rowu Nysa (Tectonics of the north-eastern part of the Nysa Kłodzka graben — Sudeten). — *Przegląd Geol. nr 8/9. Warszawa.*
- HERZOG F. 1922. Tektonische Spezialuntersuchungen im Gebiete des Neissegrabens. — *Abh. Preuss. Geol. L.-A., N. F., H. 89.*
- KSIAŻKIEWICZ M. 1947. Zarys budowy geologicznej Sudetów i ich przedgórze. — *Wiad. Muzeum Ziemi (Revue Géol. Pol.), t. III. Warszawa.*
- LEPPLA A. 1900. Geologisch-hydrografische Beschreibung des Niederschlagsgebiet der Glatzer Neisse und Geologische Übersichtskarte 1:50 000. — *Abh. Preuss. Geol. L.-A., N. F., H. 32.*
- MILEWICZ J. 1956. Zaburzenia utworów kredowych w Rakowicach Małych (Disturbances of Cretaceous deposits in Rakowice Małe in Lower Silesia). — *Przegląd Geol. nr 8. Warszawa.*
- 1958. Podział stratygraficzny osadów kredowych w Niece Północnosudeckiej (Stratigraphical division of Cretaceous sediments in North Sudetic Basin). *Ibidem, nr 8/9.*
- OBERC J. 1957. Zmiany kierunków nacisków górotwórczych w strefie granicznej Sudetów Zachodnich i Wschodnich (Directions of orogenic stresses in the

- border zone of Eastern and Western Sudeten). — *Acta Geol. Pol.*, vol. VII/1. Warszawa.
- 1958. Problematyka naukowa i przebieg XXX Zjazdu Geologicznego PTG w Dusznikach — Ziemia Kłodzka (The XXX Annual Meeting of the Polish Geological Society hold in Duszniki Zdrój from 19th to 21th May 1957). — *Rocz. P.T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. XXVII. Kraków.
- PACHUCKI C. 1959. O stratygrafii i litologii kredy w rowie Nysy Kłodzkiej (Über die Stratigraphie und Lithologie der Kreide im Neisse Graben). — *Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska. Sectio B*, vol. XII. Lublin.
- RADWAŃSKI S. 1955. Wstępne wiadomości o budowie geologicznej kredowego obszaru między Radkowem a Dusznikami i Polanicą (Preliminary studies on the geological structure of the Cretaceous region between Radków, Duszniki, and Polanica). W: *Z badań geologicznych na Dolnym Śląsku (In: Some geological researches in Lower Silesia)*, t. I. — *Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 95. Warszawa.
- 1957. Zagadnienie kredy na obszarze Ziemi Kłodzkiej. Przewodnik do XXX Zjazdu PTG. Wrocław.
- RADWAŃSKI S., SCHMUCK W. & DON B. 1957. Szkic geologiczny okolic Wilkanowa i Idzikowa. *Ibidem*.
- RODE K. 1934a. Mezozoische Krustenbewegungen in Schlesien. — *Ztschr. Dt. Geol. Ges.*, Bd. 86.
- 1934b. Die saxonische Tektonik in Schlesien. — *Ibidem*.
- ROSPOND S. 1951. Słownik nazw geograficznych Polski Zachodniej i Północnej. *Pol. Tow. Geogr. Warszawa*.
- SMULIKOWSKI K. 1951. Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów (The old crystalline formations of the Sudeten Mountains). — *Rocz. P.T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. XXI, z. 1. Kraków.
- 1957. Formacje krystaliczne grupy górskiej Śnieżnika Kłodzkiego. Przewodnik do XXX Zjazdu PTG. Wrocław.
- STURM F. 1900. Der Sandstein von Kieslingswalde in der Grafschaft Glatz und seine Fauna. — *Jb. K. Preuss. Geol. L.-A.*, Bd. XXI.
- TEISSEYRE H. 1956. Kaledonidy sudeckie i ich waryscyjska przebudowa (Sudetic Caledonides and their Variscian rebuilding). — *Przegląd Geol.* z. 3. Warszawa.
- 1957a. Rozwój budowy geologicznej w regionie Łądka i Śnieżnika Kłodzkiego. Przewodnik do XXX Zjazdu PTG. Wrocław.
- 1957b. Budowa geologiczna okolic Międzygórza. *Ibidem*.
- 1957c. Sudety (praca zbiorowa). — *Reg. Geologia Polski*, t. III, z. 1. Kraków.
- WALCZAK W. 1948. Rzeźba Ziemi Kłodzkiej i jej geneza. — *Rocz. Kłodzki. Kłodzko*.

SŁOWNIK POLSKO-NIEMIECKICH NAZW GEOGRAFICZNYCH
(Polish-German Dictionary of Geographical names)

Bardo	Wartha	Domaszków	Ebersdorf
Batorów	Friedrichsgrund	Gieraltów	Gersdorf
Bystrzyca Kłodzka	Habelschwerdt	Gorzanów	Grafenort
Czarna Góra (1205 m)	Schwarze Berg	Góry Bardzkie	Warthaer Gebirge
Dębowa Góra (505 m)	Eichberg	Góry Bystrzyckie	Habelschwerdter Gebirge
		Góry Orlickie	Adlergebirge

Góry Sowle	Eulengebirge	Nysa (Kłodzka)	(Glatzer-) Neisse
Góry Stołowe	Heuscheuer	Ołdrzychowice	Ullersdorf
Góry Ziote	Reichensteiner	Kłodzkie	
	Gebirge	Pogórnik (509 m)	Becksche Höhe
Igliczna (847 m)	Spitzigeberg	Pławnica	Plomnitz
Idzików	Kieslingswalde	Rów Nysy	Neissegraben
Kłodzko	Glatz	Różana (Różane	Rosenberge
Krosnowice	Rengersdorf	Górki 650 m)	
Krowianki (Krowiarki)	Kuhberge	Skalki Pasterskie	Hirtensteine
Łądek Zdrój	Bad Landeck	Stary Waliszów	Altwaltersdorf
Masyw Snieżnika (Grupy Śn.)	Glatzer	Stronie Śląskie	Seitenberg
	Schneegebirge	Szklary	Glasegrund
Mielnik	Melling	Szczytna	Rückers
Międzygórze	Wölfelsgrund	Śnieżnik (Kłodzki)	Gr. Schnee Berg
Nowa Ruda	Neurode	1425 m	
Nowy Waliszów	Neuwaltersdorf	Waliszów (Nowy	Waltersdorf (Neu
Niecka Śródsudecka	Innersudetische	i Stary)	u. Alt)
	Mulde (Mittelsudetische	Wilkanów	Wölfelsdorf
	Mulde)	Ziemia Kłodzka	Grafschaft Glatz
Niecka Północnosudecka	Nordsudetische	Zdanów (Zdanów)	Herzogswalde
	Becken	Złoty Stok	Reichenstein

В. и Е. ДОН

**ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГРАБЕНА НЫСЫ НА ОСНОВЕ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПРОВЕДЕННЫХ В РАЙОНЕ ИДЗИКОВА И ВАЛИШЕВА (СУДЕТЫ)**

(Резюме)

В северо-восточной части Грабена Нысы близ Идзикова и Валишева авторы обнаружили в меловых отложениях отчетливую брахисинклиналь. Она ограничена со всех сторон сбросами, вдоль которых возникли флексуры подчёркивающие брахисинклинальное строение этого структурного элемента. Эволюция её была продолжительной. Опускающие движения начались в конце турона и длились вероятно до сенона включительно. Наибольшей интенсивности достигают эти движения в верхнем эмпере. Осадконакопление сопровождающее эти движения привело к образованию серии верхнемеловых осадков 900-метровой толщины. Это самая большая мощность меловых отложений в клодзком районе, где в среднем равняется она 500 метров.

Начальный момент опускающих движений брахисинклинали определяет одновременно эволюцию Грабена Нысы. Он опускался под влиянием гравитационных сил вдоль оси поднимающейся антиклинальной структуры большого радиуса, сложенной с одной стороны Орлицкими и Быстрицкими Горами, а с другой Массивом Снежника. Поднимание этой структуры опережало эволюцию Грабена Нысы и началось в среднем туроне. После образования гравитационного грабена усиливающееся сжатие привело к увеличению наклона и опрокидыванию краевых флексур а также к образованию местных надвигов метаморфических образований на меловые.

B. & J. DON

NOTES ON THE ORIGIN OF THE NYSA GRABEN

(Summary)

ABSTRACT: The presence of a distinct brachysyncline has been ascertained by the writers in Cretaceous rocks of the NE portion of the Nysa Graben near Idzików and Waliszów in the Kłodzko (Glatz) region. On every side it is surrounded by faults along which flexures have formed emphasizing the brachysynclinal structure of this unit. The evolution of the brachysyncline has gone on during a long period of time. The subsiding movements commenced towards the close of the Turonian continuing through the Senonian. Their intensity was probably strongest during the Upper Coniacian. Sedimentation associated with these movements built up a 900 m. thick series of Upper Cretaceous beds. This is the maximum, thus far ascertained, thickness of Cretaceous sediments in the Kłodzko region where the average thickness is 500 m. The beginning of the brachysynclinal subsiding movements coincides with the evolution of the Nysa graben. It subsided by gravity forces along the axis of the widespread rising anticlinal structure consisting of the Orlickie and Bystrzyckie Mountains and the Śnieżnik Massif. The elevation of this structure preceded the evolution of the Nysa graben, having begun during the Middle Turonian. After the formation of the graben through gravity force the growing compression caused the steepening of slopes or the overturning of marginal flexures and local overthrusting of Cretaceous strata by metamorphic rocks.

INTRODUCTION

This paper is based on a detailed geologic map of the NE portion of the Nysa graben, compiled by the present writers (tabl. I). The map includes the area lying between Bystrzyca, Idzików and Waliszów.

Morphologically it may be divided into

1. the relatively flat Kłodzko depression,
2. the mountainous Śnieżnik group and its NW extension known as the Krowianki range.

A scarp with relative altitude difference up to 350 m. (pl. I, fig. 2) constitutes a distinct boundary line between these two units. A fault stretches along the scarp separating the Nysa graben, filled in by Cretaceous deposits, from the metamorphic Śnieżnik Massif and the Krowianki range.

Stratigraphy

Two series of different age occur within the considered area. They are:

1. the metamorphic Algonkian series, and,
2. the sedimentary Upper Cretaceous series.

The metamorphic series. The Śnieżnik Massif and the Krowianki range are built up of metamorphic rocks, probably of Algonkian age. The mica schists, with inclusions of crystalline limestones, graphites, amphibolites and quartzites, are thought to be the oldest. In their deeper strata these schists had experienced granitisation (Smulikowski 1957) responsible for the formation of the Gierałtów and Śnieżnik gneisses. Within the investigated area they occur in axial zones of the major anticlinal elements, while the cores are built up mostly of the migmatic gneisses of Gierałtów, surrounded by the augen gneisses of Śnieżnik.

Cretaceous rocks. Within the Kłodzko region they have developed as sandstones, shales and marls. Their stratigraphy is shown in table I. They have sedimented in a shallow neritic inland sea. The Kłodzko region, overflowed from the NW by the transgressing Cenomanian sea, was a strongly flattened area. Hence, the Cretaceous strata rest unconformably on various older rocks, both metamorphic and sedimentary.

Three sedimentary cycles may be differentiated in the complex of Cretaceous deposits. The first is associated with Cenomanian transgression, beginning with sandstones and ending up with Lower Turonian marls. These usually overlap the underlying sandstones. They sedimented, therefore, on a strongly peneplained pre-Upper Cretaceous surface. The sedimentation of marls ceased during the Middle Turonian and great masses of arenaceous deposits were laid down. The disturbance of the original sedimentary balance is responsible for movements raising the Sowie Mountains gneiss area with their Carboniferous margins, as well as the primary movements within the Orlickie Mountains area. Subsiding movements, on the other hand, occurred in the vicinity of the Stołowe Mountains. According to Radwański (1957) deposits of that age attain

there a thickness of up to 360 m. Their thickness dwindles rapidly towards the east, in the Nysa graben dropping down from 220 to 80 m.

By the Coniacian a new depression had been formed in the east. It constitutes the preliminary stage in the evolution of the Nysa graben. The marls and clays of Idzików deposited at that time attain here a thickness of 500 m., while outside this area they are not more than from 60 to 80 m. (after S. Radwański on the Batorów slope outside the Nysa graben). The subsiding movements within the area of the Nysa graben are accompanied by the elevation of the Śnieżnik Massif.

The second sedimentary cycle ends up with marls and clays, gradually passing into the third, regressive cycle. The differential movements grow stronger; the Śnieżnik Massif emerges during the Upper Emscherian along the eastern fault of the Nysa graben. This emergence is accompanied by abrupt deposition of the Idzików conglomerates. They are made up of poorly sorted detritic material from rapid erosion of the rising morphological margin. These conglomerates build up a number of superimposed cones thinning out eastwards. Two areas of intensified sedimentation have been observed: that of Idzików where conglomerates rest unconformably on sandstones, and that of Waliszów where porphyry pebbles grow more numerous to constitute 60 per cent of rock composition. The porphyry pebbles have been outwashed from the massif of the Kłodzko-Złoty Stok intrusion.

Younger Cretaceous rocks have not been preserved on the Idzików conglomerates. It is possible that these conglomerates terminated the third, regressive cycle of sedimentation.

Tectonics

The studied area is a subordinate unit of the Nysa graben, on every side surrounded by faults. Cretaceous strata have been displaced by flexures from their original position, emphasizing the brachysynclinal structure. It is asymmetric, since the longitudinal axis does not lie in the centre but farther east along a line marking off 1/5 of the brachysyncline's width (fig. 1). This axis is meridional, gently arched NE, following the directions of marginal structures. Its depression is deepest north of Idzików. The asymmetry of the Idzików brachysyncline is emphasized by the steepness of its NE limb, with an average of from 70 to 40 degrees, and by the gentle dip of the SW limb ranging from 40 to 10 degrees. The strongest dips in these strata are observed in the proximity of displacements delimiting the brachysyncline, while in its central portion the Cretaceous rocks rest horizontally.

The evolution of the marginal displacements was begun by flexural elevation of Cretaceous beds. Further movements caused the disruption of

the flexure and the shearing off of Cretaceous rocks from their crystalline basement along the forming fault plane. Various stages in the evolution of marginal displacements can now be observed.

As is mentioned in our description of the sedimentary processes, the tectonic evolution of the Nysa graben was one of long duration. Displacements due to force of gravity were predominant during the first stage of its evolution those due to compression during the second, later stage. The stage of displacements due to gravity force may perhaps be associated with the sub-Hercynian phase, that of compression possibly with the Laramide phase.

The same factor is, however, responsible for both these movements, i.e. compression phenomena within the old rigid massifs surrounding the Alpides. Hence these movements are stages of an uninterrupted geological process. During the first stage pressure caused widespread folding within the rigid cratogenic parts. The tension on the anticlinal bends caused fault fissures and the formation of gravitational graben (fig. 9).

The here described compression finally led to the disruption of the widespread folds into a number of separate blocks shifting in relatively near-by, mutually vertical directions. During the next phase shearing planes were formed, along which the raised blocks locally overlapped the depressed blocks.

In ending up the writers wish to stress that there still prevails the long continued and repeatedly quoted belief postulating that young-Saxonian movements are connected with older Hercynian structures. In most cases, however, this supposition is not supported by sound evidence. Nevertheless it is possible that the young Saxonian tectonic movements have also introduced into the Sudeten area new dislocations not existing previously.

*Department of General Geology
at the Wrocław University
Wrocław, December 1958*

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ I-IV

DESCRIPTION OF PLATES I-IV

PL. I

Fig. 1

Dolina wypreparowana w łach idzikowskich. Po lewej stronie wzdłuż uskoku (x-x) znajdują się wychodne piaskowców i margli turońskich, a głębiej metamorfik Śnieżnika. W tyle góra Igliczna, występująca w załamaniu brzeżnego uskoku śnieżnickiego na poprzecznej fleksurze, tworzącej pd.-zachodnie skrzydło brachysynkliny Idzikowa (patrz fig. 7 i tabl. I). Fotografia wykonana bezpośrednio na południe od Nowego Waliszowa w kierunku południowym

Valley eroded in Idzików clays. On the left, along the fault (x-x), outcrops of Turonian sandstones and marls; farther back the metamorphics of Mt. Śnieżnik. Mt. Igliczna in the background at the bend of marginal Śnieżnik fault on transverse flexure forming the SW limb of Idzików brachysyncline (see fig. 7 and tabl. I). Photograph taken just south of Nowy Waliszów, looking southwards

Fig. 2

Kuesta morfologiczna utworzona wzdłuż granicy łów idzikowskich (1) z piaskowcami i pierwszym poziomem zlepieńców idzikowskich (2). W głębi Skałki Pasterskie. Fotografia wykonana na południe od Nowego Waliszowa w kierunku pd.-zachodnim

Morphological cuesta formed along boundary line between Idzików clays (1) with sandstones and the first horizon of Idzików conglomerates (2). At the back Skałki Pasterskie. Photo taken south of Nowy Waliszów looking southwest

Fig. 3

Silnie wcięta dolina, biegnąca wzdłuż szosy Nowy Waliszów — Bystrzyca Kłodzka, oraz morfologicznie zaznaczająca się granica między łami Idzikowskimi (2) a piaskowcami idzikowskimi (1). Na horyzoncie Góry Bystrzyckie, a pod nimi obniżenie SW części rowu Nysy. Fotografia wykonana na zachodnim stoku wzgórza Pogórnik w kierunku NWW

Deep valley stretching along high road from Nowy Waliszów to Bystrzyca Kłodzka, showing morphological boundary between Idzików clays (2) and conglomerates (1). In the background the Bystrzyckie Mountains (I), lower down SW depression of Nysa graben (II); photo taken on western slope of Pogórnik hill, looking NWW

PL. II

Fig. 1

Fragment nieczynnego kamieniołomu piaskowca idzikowskiego, położonego na północ od Idzikowa. Bezpośrednio nad kamieniołomem ciągnie się trzeci (duży) poziom zlepieńców

Fragment of abandoned Idzików sandstone quarry north of Idzików. Third (major) conglomerate horizon just above the quarry

Fig. 2

Skalki Pasterskie zbudowane ze zlepieńców idzikowskich (pierwszy poziom zlepieńców). Fotografia wykonana w kierunku NW
 Skałki Pasterskie built up of Idzików conglomerates (first conglomerate horizon).
 Photo taken looking NW

PL. III

Fig. 1

Przekątne warstwowanie w piaskowcu idzikowskim, miejscami zlepieńcowatym.
 Mały fragment poprzedniego kamieniołomu (pl. II, fig. 1)
 Diagonal bedding in Idzików sandstone, partly conglomeratic. Small fragment of
 quarry shown in plate II, fig. 1

Fig. 2

Przykład piaszczystej konkrecji w stropowej (ilastej) części piaskowców idzikowskich w pobliżu Starego Waliszowa
 Example of arenaceous concretion in the top (clay) part of Idzików sandstones near
 Stary Waliszów

PL. IV

Fig. 1

Zlepienie idzikowskie. Fragment Skałek Pasterskich
 Idzików conglomerates. Fragment of Skałki Pasterskie

Fig. 2

Fragment odkrywki trzeciego poziomu zlepieńców idzikowskich położonej na południowy wschód od Idzikowa
 Fragment of outcrop of third horizon of Idzików conglomerates SE of Idzików

Fotografował J. Don

Photos by J. Don



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 1

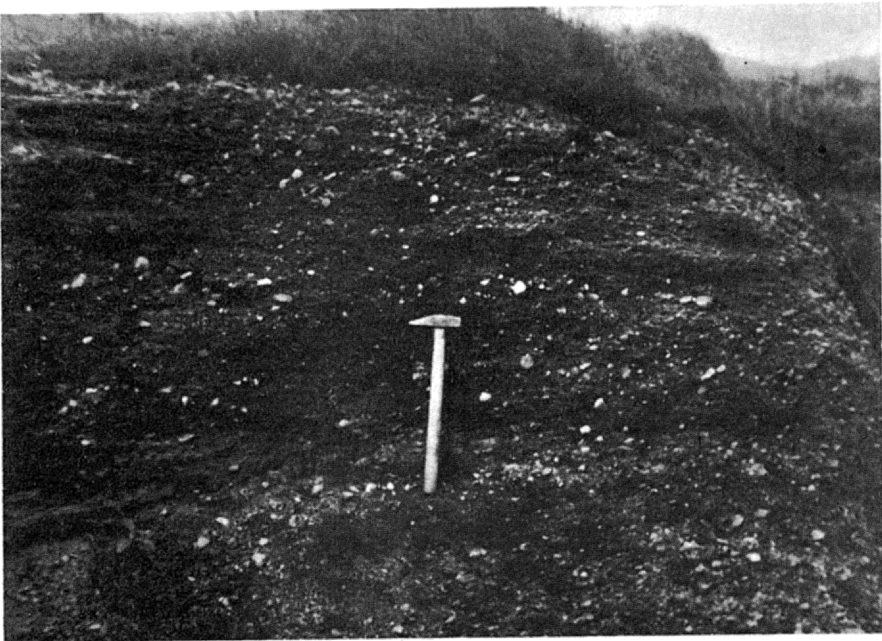


Fig. 2

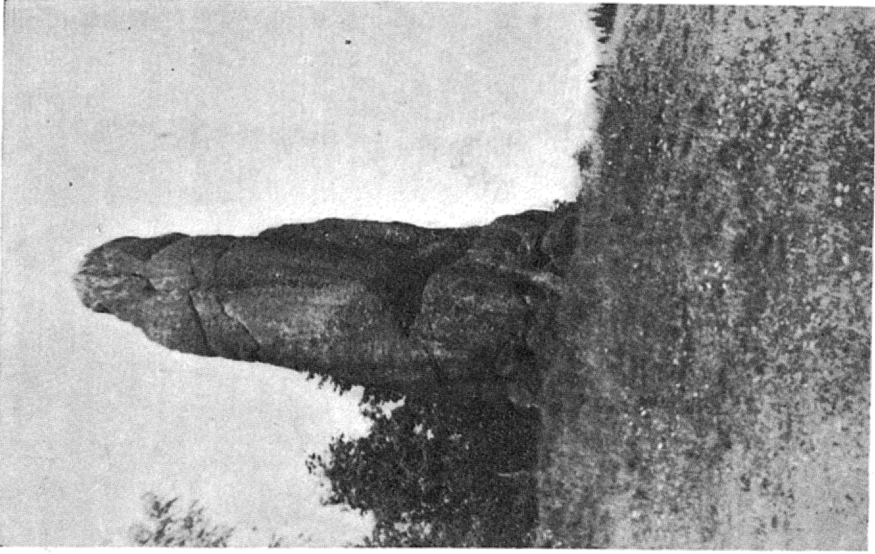


Fig. 2

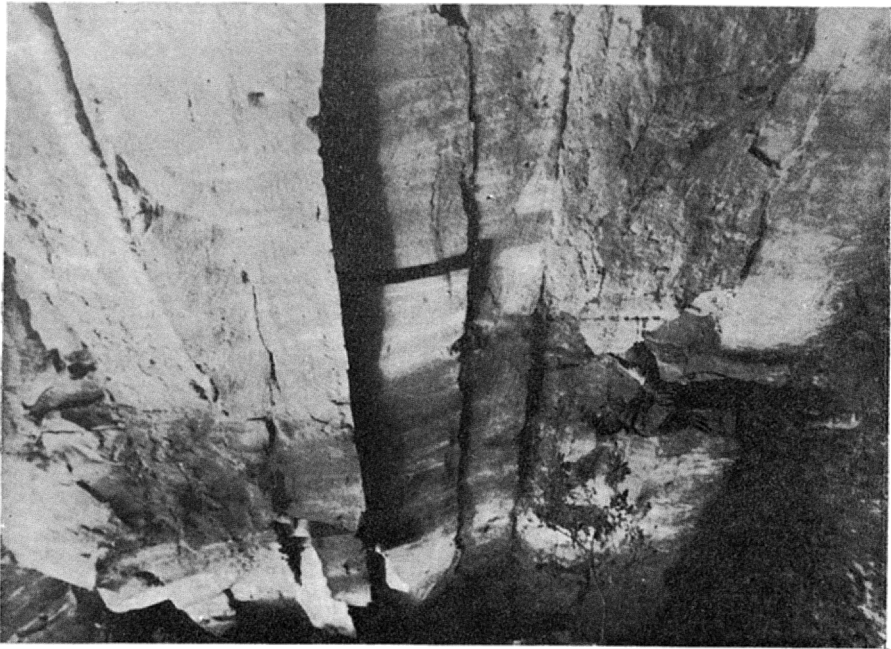


Fig. 1



Fig. 1



Fig. 2

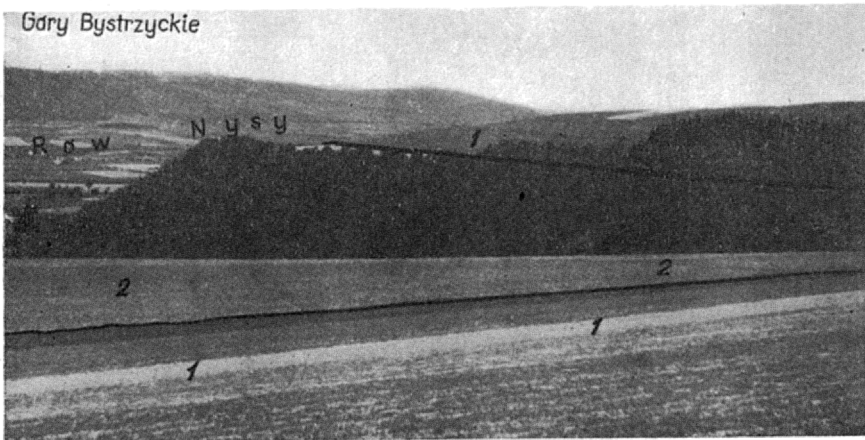


Fig. 3