

ANTONI MARIAN ŻELICHOWSKI

Cechy sedymentacji utworów dolnego karbonu okolic Głubczyc

STRESZCZENIE: W okolicy Głubczyc istnieją wychodnie utworów dolnego karbonu, należącego do strefy kulmu śląsko-morawskiego. Autor zajmuje się typami warstwowań, cyklicznością sedymentacji oraz sporadycznie występującymi hieroglify i zmarszczkami. Poza tym omówione są makro- i mikro zaburzenia wewnątrz ławic. W oparciu o przeprowadzone obserwacje autor podaje próbę wyjaśnienia warunków sedymentacji. Zdaniem jego, dolna część to osady płytkowodne, a wyższa reprezentuje szłr.

HISTORIA BADAŃ I ZARYS STRATYGRAFII

Utwory dolnego karbonu w zachodnim obrzeżeniu Zagłębia Krakowsko-Śląsko-Karwińskiego (fig. 1) opisywane były już w pierwszej połowie XIX wieku. Poszczególne prace posiadały charakter przyczynkowy i pierwszą, obejmującą całość jest praca Roemera (1870). Jest to praca dotycząca zagadnień litologii i stratygrafii, pomijająca zupełnie zagadnienia sedymentacji opisywanych serii. Serie osadowe, rozwinięte pomiędzy krystalicznym masywem Jesioników na zachodzie i utworami karbonu produktywnego na wschodzie, zalicza Roemer do dewonu i dolnego karbonu. W dewonie wyróżnia, idąc od dołu, wrbneńskie kwarcyty, warstwy andelohorskie i warstwy beneszowskie. Powyżej leżące łupki i szarogłazy na podstawie fauny goniatytowej i małżowej umieszcza w dolnym karbonie.

Z późniejszego okresu pochodzą prace Goepperta i Stura, jednakże ani one, ani monografia Michaela (1913) nie wnoszą zasadniczych zmian.

K. Patteisky (1929) stawia granicę dewonu i karbonu pomiędzy warstwami andelohorskimi i beneszowskimi. Sedymentacja formacji łupków dachowych i szarogłazów rozpoczęta w górnym dewonie trwa, według tego autora, do górnego karbonu. Utwory tej formacji, zdaniem Patteisky'ego, reprezentują osady płytkowodne.

L. Knopp (1929, 1933) utwory litofacji kulmowej, występujące pomiędzy dewonem (= warstwami beneszowskimi) na zachodzie i warstwami ostrawskimi na wschodzie, zalicza do poziomu glyflocerasowego

górnego wizeniu. W ujęciu Knoppa źródłem materiału utworów kulmu był masyw Prakarpat, na który od zachodu w górnym wizenie transgredowało morze, omijając szereg „wysp“, które zostały zalane dopiero wówczas, gdy brzeg był daleko na wschodzie. W jego ujęciu całość osadu byłaby utworem płytkowodnym, powstałym w wyniku rozszerzającej się transgresji. Morze wdzierając się na ląd przerabiało złożone uprzednio stożki aluwialne, tak że początkowo tworzyły się utwory zlepieńcowate, które ku wewnętrznym częściom zbiornika ustępowały stopniowo osadom piaszczystym i pelitycznym.

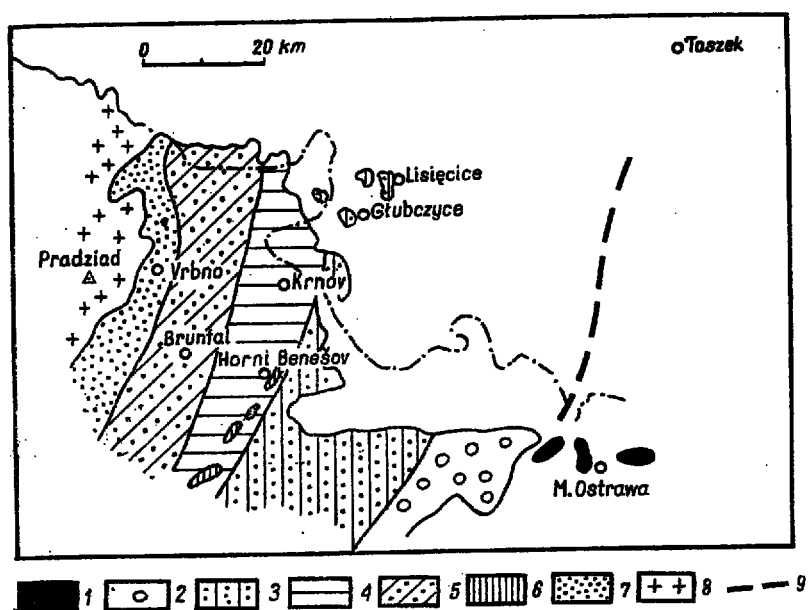


Fig. 1

Uproszczona mapa geologiczna obszaru śląsko-morawskiego (na podstawie J. Dvořaka, uzupełniona przez autora)

1 górny karbon okolic M. Ostrawy, 2 dolny karbon — warstwy biloweckie, 3 dolny karbon — warstwy zawiszyckie i kietlickie (morawickie i hradeckie), 4 dolny karbon — warstwy opawickie (beneszowskie), 5 dewon — warstwy andelohorskie, 6 dewon kordylier beneszowskich, 7 dewon — kwarcyty vrbeńskie, 8 granit brneński (masyw Pradziada), 9 zachodnia granica utworów górnego karbonu

Generalized geologic map of the Silesia-Moravia area (after J. Dvořak, supplemented by the writer)

1 Upper Carboniferous from the vicinity of M. Ostrava, 2 Lower Carboniferous — Bilowec beds, 3 Lower Carboniferous — Zawiszyce beds and Kietlice beds (Moravia and Hradec beds), 4 Lower Carboniferous — Opawica beds (Beneszów beds), 5 Devonian — Andelska Hora beds, 6 Devonian of the Beneszów cordilleras, 7 Devonian Vrčno quartzites, 8 Brno granite (Pradziad massif), 9 western boundary of Upper Carboniferous sediments

Opracowania Kettnera, Němejca, Pokornego, Zapletala i ostatnie Patteisky'ego dotyczą problemów stratygraficznych i kartograficznych dolnego karbonu na przyległym terytorium czeskim.

K. Fiege (1937) podaje kilka profilów z obszaru kulmu śląsko-morawskiego; służą mu one jako ilustracja do potwierdzenia tezy o płytkowodnym charakterze sedymentacji i związku cykliczności osadu z natężeniem erozji.

M. Eliaš (1953) zajmuje się petrografią pogranicznych warstw dewonu i karbonu. Autor ten pierwszy wskazuje na występowanie w kulmie śląsko-morawskim frakcjonalnie warstwowanych piaskowców, sugerując przy tym udział prądów zawieszinowych w ich depozycji.

Z. Hokr (1955) zajmuje się utworami z pogranicza dinantu i silezu z okolic M. Ostrawy. Stwierdza, że mają one fliszowy rozwój i są utworami płytkowodnymi powstałymi w warunkach płytkowodnych (dinant), nierzadko w pobliżu plaży.

Praca Dvořaka (1959) omawia zagadnienia rozkładu facji w dewonie i dolnym karbonie w Sudetach Wschodnich i na Morawach. Przy omawianiu dolnej części dolnego karbonu (warstwy beneszowskie) potwierdza obecność frakcjonalnej sedymentacji o charakterze fliszowym. W górnej części dolnego karbonu (warstwy morawickie) widzi w nich raz produkt sedymentacji przy pomocy prądów zawieszinowych, których działalnością tłumaczy również obecność detrytusy flory w piaskowcach, dalej zaś, wyjaśniając występowanie otoczków fylitowych (dewońskich), widzi w nich osady deltowe. Píše on:

„...toczące łupków z pobliskiego podłoża i ogólny charakter sedymentacji wskazuje na to, że osady kulmowe miały charakter deltowy“ — Dvořak (op. cit., s. 37).

Praca K. Łydki (1958) dotyczy petrografii kulmu okolic Głubczyc. Na tej podstawie wydzieliła on trzy zespoły będące odpowiednikami warstw wyróżnianych na terytorium czeskim.

W komunikacie z 1962 r. podałem profil utworów kulmowych z okolic Głubczyc¹.

Wyróżniłem dwa zasadnicze zespoły — dolny nieco zmetamorfizowany pozbawiony fauny i górny o jeszcze słabszym stopniu przeobrażenia, zawierający faunę (fig. 2).

Najstarszymi utworami w okolicy Głubczyc są utwory o dość silnym stopniu metamorfizacji. Są to łupki dachowe (z Chomiąży), szarogłazy i piaskowce szarogłazowe (z Krasnego Pola, Opawicy, Chomiąży). W ich składzie petrograficznym charakterystyczne jest występowanie szeregu mało odpornych na wietrzenie składników. W piaskowcach spotykane są pirokseny i amfibole, w zlepieńcach zaś otoczki granitów

¹ Jako okolice Głubczyc rozumiem wszystkie odsłonięcia dolnokarbońskich utworów od Raclawic Śl. do Kietrza.

i gnejsów (Krasne Pole). Prawdopodobnie w ich pierwotnym składzie uczestniczyły także ziarna skał węglanowych, które zostały w późniejszym okresie wylugowane i pozostały po nich obecnie ostrokrawędziste pustki (Opawica). W całym tym kompleksie nie stwierdzono dotychczas

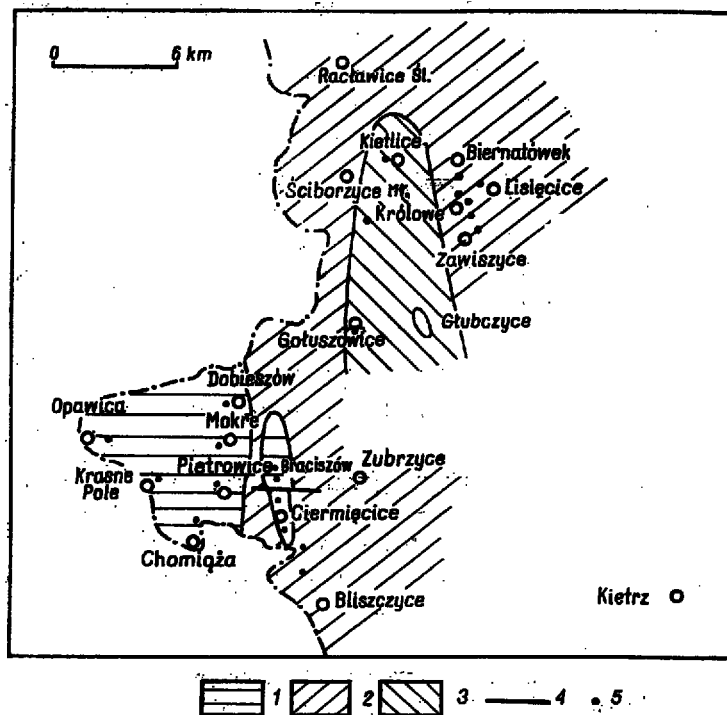


Fig. 2

Szkic geologiczny okolic Głubczyc

1 warstwy z Opawicy, 2 warstwy z Zawiszycze, 3 warstwy z Kietlic, 4 ważniejsze uskoki, 5 stanowiska omawiane w tekście

Geologic sketch map of the vicinity of Głubczyce

1 Opawica beds, 2 Zawiszycze beds, 3 Kietlice beds, 4 major faults, 5 localities mentioned in the Polish text

występowania fauny. Utwory z tego rejonu opisuje K. Łydka (1958) jako należące do I-ej formacji, stanowiącej odpowiednik warstw beneszowskich. Stratygraficzne ich położenie określone jest na podstawie analogii do tych właśnie warstw, jako turnej i najniższa część wizenu. Określenie górnej granicy nie jest jasne — przechodzą one stopniowo w wyżej leżące utwory i jedynie niekiedy obserwuje się na ich granicy utwory zlepniocowate (tzw. zlepnioc morawsko-beruński — Jaroš & Misař 1955), których brak jest na terenie Polski.

Od wschodu przylega do nich kilkadziesiąt kilometrów szeroka strefa utworów łupkowych i piaskowcowych słabiej przeobrażonych i zawierających faunę. W okolicach Głubczyc istnieje szereg wychodni tych utworów w Bliszczycach, Zubrzycach, Gołuszowicach, dolinie Straduni, Kietlicach i w innych miejscach (fig. 2). Dalej ku wschodowi znikają one z powierzchni pod pokrywą utworów młodszych. Inwentarz litologiczny górnego zespołu nie różni się od warstw niżej leżących (Żelichowski 1962). Są to także naprzemianległe pakiety piaskowców szarogłazowych, zlepieńców i skał pelitycznych. Wzajemny stosunek powyższych typów skał w okolicach Głubczyc jest zmienny. W składzie petrograficznym można zauważyć zanik składników najmniej odpornych na wietrzenie. Otoczaki zlepieńców okolicy Kietlic składają się tylko z najbardziej odpornych na wietrzenie składników — kwarcu i kwarcytów. W dolinie Straduni wyróżniłem w ich obrębie dwa kompleksy — dolny ilasto-piaszczysty i górny piaszczysty z wkładkami zlepieńców. Stanowią one odpowiednik warstw wyróżnianych na Morawach. Dolny odpowiada warstwom morawieckim, górny zaś hradeckim szarogłazom. Wiek powyższych kompleksów określony jest jako wizen — warstwy morawickie od piętra *Perycyclus* po poziom $Go\beta_4$ piętra *Goniatites*, zaś szarogłazy hradeckie reprezentują jeszcze wyższe części piętra z *Goniatites striatus* tzn. $Go\beta$ 5-7. Dla warstw tych zaproponowałem polską nomenklaturę. Dolny zespół (warstwy beneszowskie) nazywam warstwami opawickimi, a w górnym zespole wyróżniam warstwy zawiszkie (odpowiednik morawickich), i kietlickie (odpowiednik hradeckich szarogłazów) — (Żelichowski 1962).

CHARAKTERYSTYKA SEDYMENTOLOGICZNA

Utwory dolnego karbonu okolic Głubczyc wykształcone są w litofacji kulmowej. Zawarta w nich fauna, a także rozwój litologiczny wskazują na to, że są one osadem morskim. Opisane zostały tutaj cechy sedymentacyjne tych utworów. Poniższe rozważania mają charakter przyczynkowy i nie pretendują do opracowania końcowego. Sygnalizowane są jedynie zagadnienia, jakie nasuwają się przy zetknięciu ze skomplikowaną problematyką sedymentologiczną tego rejonu.

Warstwowanie i cykliczność sedymentacji

Utwory kulmu okolic Głubczyc charakteryzują naprzemianległe ułożenie warstw pelitycznych i piaszczystych (pl. I, fig. 1; pl. IV, fig. 2), nieraz z frakcjonalnym warstwowaniem. Można ująć je systematycznie w jednostki wykazujące analogiczną sekwencję.

„Normalny“ cykl składa się z czterech ogniów, przy czym idąc od dołu można wyróżnić:

4. łupek ilasty²,
3. łupek piaszczysty (mułowcowy),
2. piaskowiec szarogłazowy z detrytusem roślinnym,
1. piaskowiec szarogłazowy bez detrytusu roślinnego.

Ziarna piaskowców odznaczają się zmiennością frakcji od drobnopsami-
towych do zlepieńcowatych.

Takie pełne cykle „normalne“ nie są jedynymi, gdyż — podobnie jak podaje K. Fiege (1937) z terenu Niemiec — rozróżnić można cykle niepełne, w których brak jest poszczególnych ogniów. Poniżej przytaczam kilka profilów z okolic Głubczyc z podziałem na cykle, które zostały ponumerowane (liczby w pierwszej kolumnie); liczby w drugiej kolumnie podają grubość poszczególnych warstw w centymetrach.

Profil I — Gołuszowice

- | | | |
|---|-----------|--------------------------------------|
| 6 | 150 | piaskowiec |
| | 30 | łupek ilasty |
| 5 | 120 | piaskowiec frakcjonalnie warstwowany |
| | 10 | łupek ilasty |
| 4 | 20 | łupek piaszczysty |
| | 115 | piaskowiec jw. |
| | 25 | łupek ilasty |
| 3 | 100 | piaskowiec jw. |
| | 20 | łupek ilasty |
| 2 | 130 | piaskowiec jw. |
| | 40 | łupek ilasty |
| 1 | ponad 140 | piaskowiec różnoziarnisty |

Profil II — Braciszów (fig. 3)

- | | | |
|----|------|--|
| 12 | 390 | cykl złożony, łupki i piaskowce z detrytusem roślinnym |
| 11 | 50 | piaskowiec średnioziarnisty |
| 10 | 40 | cykl złożony, łupki i piaskowce |
| 9 | 130 | piaskowiec średnioziarnisty |
| | 240 | łupek piaszczysty |
| 8 | 300 | piaskowiec drobnoziarnisty |
| | 10 | łupek piaszczysty |
| 7 | 1300 | piaskowiec o uwarstwieniu frakcjonalnym |
| | 40 | łupek piaszczysty |
| 6 | 350 | piaskowiec drobnoziarnisty, w spągu o uwarstwieniu frakcjonalnym |
| | 30 | łupek piaszczysty, w stropie zmarszczki |
| | 140 | piaskowiec drobnoziarnisty z detrytusem flory |
| 5 | 140 | piaskowiec drobnoziarnisty |
| | 340 | piaskowiec średnioziarnisty |
| | 90 | piaskowiec drobnoziarnisty z detrytusem roślinnym |

² Ze względu na silne zdiagenezowanie i złupkowacenie nie używam nazw iłowce i mułowce, lecz łupki.

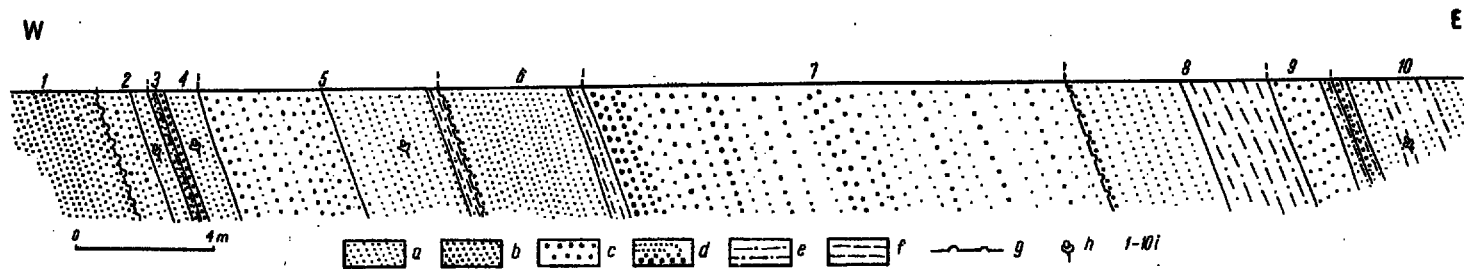


Fig. 3

Profil kamieniołomu z okolicy Braciszowa

a piaskowce drobnoziarniste, b piaskowce średnioziarniste, c piaskowce gruboziarniste, d piaskowce warstwowe frakcjonalnie, e łupki piaszczyste i mułowce, f łupki ilaste, g powierzchnie ze zmnarszczkami, h detrytus roślinny, i 1-10 cykle sedymentacyjne

Section of quarry from the vicinity of Braciszów

a fine-grained sandstones, b medium-grained sandstones, c coarse-grained sandstones, d sandstones with graded bedding, e sandy shales and siltstones, f clay shales, g rippled surfaces, h plant detritus, i 1-10 sedimentary cycles

- | | | |
|---|-----|---|
| 4 | 20 | piaskowiec o uwarstwieniu frakcyjnym |
| | 1 | mułowiec w stropie rozmywania |
| 3 | 20 | piaskowiec o uwarstwieniu frakcyjnym w spągu, brekcja śródwarstwowa |
| | 5 | łupek piaszczysty |
| 2 | 50 | piaskowiec drobnoziarnisty z detrytusem roślinnym |
| | 100 | piaskowiec drobnoziarnisty z nieregularnym materiałem grubszym |
| 1 | 300 | piaskowiec drobnoziarnisty, w stropie zmarszczki prądowej |

Profil III — Mokre (pl. I, fig. 1)

- | | | |
|---|----|----------------------------|
| | 5 | łupek ilasty |
| 5 | 15 | piaskowiec drobnoziarnisty |
| | 5 | łupek ilasty |
| 4 | 25 | piaskowiec drobnoziarnisty |
| | 20 | łupek ilasty |
| 3 | 25 | piaskowiec drobnoziarnisty |
| | 30 | łupek ilasty |
| 2 | 35 | piaskowiec drobnoziarnisty |
| | 5 | łupek ilasty |
| 1 | 15 | piaskowiec drobnoziarnisty |

Powyższe cyklotemy, według nomenklatury Fiegego (op. cit.), noszą nazwę „małych cykli“.

Typy warstwowania

Zarówno piaskowce jak i łupki posiadają różne typy warstwowania. Najczęstszym jest uwarstwienie jednorodne i frakcyjne oraz laminowane (Książkiewicz 1954, Dżułyński & Radomski 1955, Radomski 1958). Rzadziej obserwuje się warstwowanie przekątne i „soczewkowe“.

Warstwowanie frakcyjne jest szeroko rozprzestrzenione w kuluźnie śląsko-morawskim. M. Eliaś (1956) opisuje je z warstw beneszowskich okolic Vrba. W okolicy Głubczyc występuje ono prawie w połowie serii piaskowcowych ogni, przy czym najczęstsze jest w warstwach zawiszyckich (=morawickie łupki). Spotykane jest zarówno warstwowanie jednokrotne jak i wielokrotne. Pierwsze z nich rozwinięte jest w podrzędnych ilościach. Większość gradacyjnie uwarstwionych ławic należy do typu wielokrotnego — kilkakrotnego (wg nomenklatury M. Książkiewicza 1954).

Warstwowanie wielokrotne obserwowałem w piaskowcach o dużej (nieraz ponad 5 m) miąższości. Wkładki materiału grubszego spotykane są w różnych odstępach od 4 do 60 cm. Wielkość ziarn od spągu stopniowo maleje do pewnej granicy, nad nią pojawiają się ponownie ziarna większe. Zazwyczaj nie przekraczają wielkości ziarn ze spągu ławicy piaskowca. Na ogół im grubsze są ławice, to odstępki te są znaczniejsze. Ładnych przykładów tego typu dostarczają utwory psamitowe z Gołuszowic, Biernatówka, Bliszczyc, Braciszowa i Kietlic.

Oprócz tego typu warstwowania obecne są ławice o niewielkiej na ogół miąższości 20-30 cm, w spągu których obserwuje się ślady rozmywania. Prądy zerodowały złożone uprzednio osady, przy czym niejednokrotnie erozji podlegały nie tylko skały ilaste, lecz także i piaskowce. Tego typu brekcja śródwarstwowa leży bądź na utworach pelitycznych, bądź też na piaskowcach. W profilu II (Braciszów, fig. 3), w części dolnej cyklotemu 3 występuje brekcja złożona z okruchów niżej leżącego łupku. Wielkość ich dochodzi do 0,5 cm. Tego typu brekcje można zaliczyć do brekcji śródwarstwowych według nomenklatury Z. Kotańskiego (1955). Powstają one, zdaniem tego autora, w przypadku obniżenia podstawy falowania do dna zbiornika. Jednakże inni autorzy skłonni są włączać tutaj też osady rozkruszane przez prądy (fide Z. Kotański op. cit.). Ku stropowi udział frakcji psefitowej maleje, skała przechodzi w piaskowiec, zwiększa się ilość blaszek miki ułożonej równolegle do warstwowania. Piaskowiec staje się drobnoziarnisty, aż kończy się mułowcem noszącym ślady ponownego rozmywania. Przykrywa go z kolei piaskowiec, leżący bezpośrednio na mułowcu. Brak tutaj brekcji. Piaskowiec wykazuje frakcjonalność w rozmieszczeniu ziarn. Od wielkości 1,5 mm w dole do drobnoziarnistego ku górze. Wyżej w nim pojawia się detrytus roślinny (cyklotem 4). Tego typu brekcję śródwarstwową, oraz frakcjonalne warstwowanie jednokrotne obserwować można w innych profilach, choć nieraz ślady rozmywań widoczne są jedynie w postaci okruchów mułowców (Opawica).

Obok ławic, w których obserwuje się warstwowanie frakcjonalne, występują także piaskowce jednorodne oraz piaskowce o nierozdzielonej frakcji, nawet gdy w masie drobnopsamitowej występuje materiał grubszy. Tkwi on wtenczas w całej ławicy o dużych nieraz miąższościach, bez śladów rozdziału (np. Opawica i Krasne Pole, pl. I, fig. 2). Również i w odsłonięciu w Braciszowie (fig. 3), ponad ławicą ze zmarszczkami asymetrycznymi (cyklotemy 1-2) leżą piaskowce niefrakcjonowane, natomiast w górnych częściach profilu powyżej brekcji śródwarstwowej (cyklotemy 3-12) piaskowce wykazują warstwowanie frakcjonalne wielokrotne i występują tylko zmarszczki przetworzone.

Warstwowanie laminowane. — Tego rodzaju warstwowanie występuje w obrębie utworów pelitycznych. Laminacja zaznacza się naprzemiannym występowaniem warstewek jasnych o większym stosunkowo ziarnie i ciemnych (bardziej ilastych). Często leżący nad piaskowcami pakiet ilastych utworów charakteryzuje się w dolnych swych częściach przewagą lamin jasnych (w większym ziarnie), które ku górze są stopniowo wypierane przez laminy ciemne bardziej ilaste. Najlepiej widoczna jest laminacja w obrębie łupków dachowych z Chomiąży i Zawiszyc.

Warstwowanie przekątne. — Ten typ warstwowania występuje na ogół razem z warstwowaniem laminowanym w obrębie utworów peli-

tycznych i drobnopsamitowych (m.in. Bliszczycze i Kietlice). Laminy nachylone są zwykle pod kątem 15-20°. Miejscami obserwuje się niezerodowane górne powierzchnie, przykryte laminami ułożonymi równolegle. W Zawiszycach występuje na nich kierunkowo rozmieszczona fauna *Posidonia becheri* (pl. VI, fig. 1). Kierunek przepływu odczytany z ułożenia lamin wskazuje na istnienie prądu działającego z południa na północ.

Warstwowanie soczewkowe. — Ze znacznej miąższości pakietami łupków ilastych (pl. II, fig. 2; pl. IV, fig. 1) związane jest występowanie soczewek piaskowca (pl. III, fig. 1) ostro odgraniczonych od otaczających je łupków ilastych. Piaskowce posiadają stosunkowo duże ziarna i jasną barwę. Wielkość wkładek jest różna — od niewielkich, zaledwie 1 cm miąższości i kilku centymetrów rozciągłości do soczew o miąższości 20-30 cm rozprzestrzeniających się do kilku metrów wzdłuż warstwy. Te właśnie soczewki piaskowców w obrębie laminowanych najczęściej łupków nazywam warstwowaniem soczewkowym. Występują one w Zawiszycach, Biernatówku, Ściborzycach Małych (pl. II, fig. 1) i w innych miejscach. W Biernatówku przykrywają je ławice piaskowców posiadające warstwowanie frakcjonalne.

Zmarszczki

Zmarszczki obserwowane w utworach dinantu w okolicy Głubczyc nie należą do zjawisk częstych. Związane są z utworami drobnopsamitowymi, czasem z przymieszką materiału pelitycznego. Często w sąsiednich seriach występuje detrytus zwęglonej flory, jednakże nie zauważyłem ławic ze zmarszczkami, na których obecna byłaby flora. O takich formach donosi Z. Hokr (1955) z okolicy Morawskiej Ostrawy. Występują tam zmarszczki oscylacyjne, symetryczne, w bruzdach których Z. Hokr znajdował fragmenty flory ułożone dłuższymi osiami zgodnie z przebiegiem grzbietów. Form takich na omawianym obszarze nie napotkałem. Dane Hokra dotyczą natomiast dość odległego obszaru i odnoszą się do wyższych poziomów stratygraficznych (pochodzą z utworów granicznych z namurem).

W okolicy Głubczyc, podobnie jak podają A. Radwański i P. Roniewicz (1960) z kambru Wiśniówki, obserwować można powierzchnie ze zmarszczkami:

1. o ostro zarysowanych grzbietach i bruzdach,
2. o niewyraźnych, rozmazanych formach.

Form symetrycznych, a więc typów oscylacyjnych w rejonie Głubczyc nie obserwowałem. Występujące tutaj zmarszczki są asymetryczne bądź też przetworzone, przy czym te drugie należą do form częstszych.

Zmarszczki asymetryczne

Są to formy regularne występujące na dość znacznych powierzchniach ławic. Obserwowane formy posiadają zaokrąglone grzbiety i bruzdy ciągnące się nieraz na przestrzeni kilkunastu metrów przy niezmiennych wymiarach. Tak np. powierzchnia stropowa piaskowca drobnoziarnistego w Braciszowie pokryta jest tego typu zmarszczkami. Rozstęp wynosi około 30 cm, a wysokość 5 cm (fig. 4). Części grzbie-

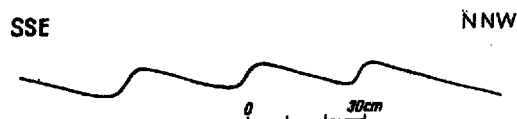


Fig. 4

Zmarszczki asymetryczne ze stropu piaskowców z okolicy Braciszowa

Asymmetric ripple marks from the top-side of sandstones in the vicinity of Braciszów

tów skierowane na SSE są bardziej strome, o nachyleniu trzykrotnie przewyższającym część połągą, skierowaną na NNW. Obok tych form występują także zmarszczki o jeszcze większej wysokości i rozstępie. W okolicach Bliszczyc w piaskowcach obserwowałem zmarszczki o zaokrąglonych grzbietach i lekkiej asymetrii (fig. 5) podkreślono-



Fig. 5

Zmarszczki asymetryczne w piaskowcu z kamieniołomu w okolicy Bliszczyc

1 materiał drobnopsamitowy, 2 materiał grubopsamitowy, 3 materiał ilasty

Asymmetric ripple marks from sandstone in a quarry from the vicinity of Bliszczyc

1 fine-psammitic material, 2 coarse-psammitic material, 3 clayey material

nej obecnością materiału grubopsamitowego. W rozmieszczeniu jego również widoczna jest asymetria. Ilość i wielkość ziarn maleją w miarę odsuwania się od strony nachylonego skłonu bruzdy. Od przykrywającego powyższą formę piaskowca część dolna jest oddzielona cienkim przeławiczeniem ilastym.

Zmarszczki przetworzone

Częstą formą na powierzchni ławic są nieregularne w swej budowie formy — guzy i zmarszczki językowate. Obserwowane one były w szeregu odsłoneń należących do dolnego kompleksu łupkowo-piaszczystego (ok. Opawicy, Braciszów). Występują one bądź w postaci guzów o nieregularnych kształtach, przy czym niekiedy zagłębienia ich wypełnione są materiałem grubopsamitowym, lub też dają mniej lub bardziej regularną kratownicę (pl. III, fig. 2 z Opawicy). Formy takie przypominają opisywane przez Shrocka (1948) „interference ripplemark“. Należy tutaj zaznaczyć, że są to w większości formy bardziej nieregularne od tych jakie A. Radwański i P. Roniewicz (1960) opisują z kambru Wielkiej Wiśniówki, a zbliżają się bardziej do opisywanych przez nich zmarszczek językowatych. Formy te są niekiedy bardzo nieregularne i występują w postaci pofalowania stropowych powierzchni ławic piaszczystych przykrytych łupkami, które często na zwietrzałych powierzchniach łupią się skorupowo maskując właściwy kształt. Bez względu na to, czy są to zmarszczki przetworzone czy językowate (w ujęciu Radwańskiego i Roniewicza op. cit.), wszyscy autorzy są zgodni, że powstały one w wyniku kilkakrotnego działania siły tworzącej zmarszczki z różnych kierunków.

Pseudozmarszczki dendrytyczne

Poza właściwymi zmarszczkami, w jednej z odkrywek w obrębie górnego zespołu (ok. Zawiszyc) obserwowałem drobne, lekko asymetryczne formy zmarszczkowe wśród łupków ilastych (pl. III, fig. 3). W budowie ich widoczne jest dychotomiczne rozwidlenie. Rozstęp tych pseudozmarszczek jest zmienny i waha się od 1 do 5 mm przy wysokości zmieniającej się od 0,5 do 1,5 mm. Forma ta posiada niewielkie bardzo rozprzestrzenienie — zaledwie około 40 cm². W literaturze formy takie znane są jako „dendritic“ (Kuenen 1957). Z uwagi na pewne podobieństwo tych form do zmarszczek, nazywałem je pseudozmarszczkami dendrytycznymi. Powstanie ich wiąże Kuenen (1957) z działalnością prądu, przy czym są to formy podłużne, powstałe wzdłuż działającej siły. Rozwidlające się ramiona wskazują kierunek prądu, który w naszym przypadku płynął z SWW na NEE. Odczytany w ten sposób kierunek pokrywa się z innymi wskaźnikami.

Określenie głębokości basenu, w którym tworzyły się osady zawierające zmarszczki, nie jest sprawą która może być wyjaśniona w sposób jednoznaczny. Do niedawna formy takie były uznawane jako związane wyłącznie ze strefami wód płytkich. Niewątpliwie większość form oscylacyjnych i części prądowych pochodzi z utworów fluwialnych, bądź też ze stref płytyznych (brzegowych jak i w obrębie otwartych basenów). Formy asymetryczne pochodzą również z miejsc, gdzie ruch falo-

wy przekształca się w poziomy (Radwański & Roniewicz 1960), a także pochodzić mogą ze znacznie większych głębokości, gdzie mamy wyłącznie do czynienia z prądami. H. Menard (1952) podaje fotografie dna oceanu z głębokości tysiąca metrów z widocznymi zmarszczkami.

Hieroglify

Poza zmarszczkami na niektórych powierzchniach ławic obserwowałem hieroglify. Należy tutaj zaznaczyć, że formy takie spotykałem bardzo rzadko. Nie udało mi się stwierdzić występowania hieroglifów organicznych. Hieroglify nieorganiczne spotykałem zaledwie w dwu miejscach — w okolicach Zawiszyc i Biernatówka.

W ławicach łupkowych z Zawiszyc natrafiłem na płytę pokrytą hieroglifami (pl. V, fig. 2). Są to hieroglify prądowe, pomiędzy którymi znajduje się hieroglif wleczeniowy (na zdjęciu nie widoczny). Ten ostatni posiada wydłużony prostoliniowy kształt. W przekroju poprzecznym widoczny jest zarys trójkątny, o dobrze zaznaczonych ścianach, zakończonych wyraźnych „szczytem”. Powstanie tego typu form wiąże się (Kuenen & Sanders 1956, Radomski 1958) z działalnością mechaniczną prądów zawieszinowych. Wyznaczony kierunek prądu wskazuje na przepływ ku SEE.

W Biernatówku na powierzchniach ławic (w utworach pokazanych na pl. IV, fig. 1) czarnego mułowca występują drobne, do 3 mm długości wałeczki. Posiadają one prawie równoległe ułożone osie. Zgrubienia tych wałeczek skierowane są w jedną stronę — ku SE. Zbliżone formy opisyje A. Radomski (1958) jako ślady tarcia piasku o dno.

Ślady bąbli gazowych

W łupkach dachowych Chomiąży na kilku powierzchniach warstw obserwowałem drobne, okrągłe zagłębienia. Średnica ich wynosi 1-1,5 mm. Zazwyczaj są one symetryczne, o ściankach równych i brzegach zaokrąglonych. W posiadanym materiale nie stwierdziłem form o podniesionych czy też wygiętych ściankach. W niektórych przypadkach można jednak zauważyć pewną asymetrię w przekroju. Niestety nie udało mi się zaobserwować ławicy przykrywającej, gdyż formy te były widoczne tylko na odpreparowanych naturalnie powierzchniach. Nie stwierdziłem również, aby wewnątrz ławicy laminacja była zaburzona. Z łupków dachowych i szarogłazów Patteisky (1929) opisał ślady deszczu. Jak można jednak sądzić z jego fotografii (Patteisky 1929, fig. 3), są to zapewne również ślady bąbli gazowych. Opisywane przez tego autora formy pochodzą także z łupków dachowych. W obrębie innych utworów ślady takie na omawianym obszarze nie były notowane. Należy zaznaczyć, że formy takie mają o wiele większe możliwości zachowania się w utworach ilastych niż piaszczystych.

Wydobywanie się pęcherzyków powietrza obserwowałem we współczesnych osadach jeziora Serwy (Pojezierze Augustowskie). Zauważyłem tam różnice w zachowaniu osadu w zależności od tego, czy był to materiał piaszczysty czy ilasty. Na dnie piaszczystym częstotliwość wydobywania się bąbli gazowych była około 10 razy większa, niż na dnie pokrytym ilem. Na dnie piaszczystym obserwowałem do 8 erupcji na minutę na obszarze 30×30 cm. Na piasku były one poza tym bardziej gwałtowne i szybsze, gdyż od momentu zauważenia podnoszenia się osadu do pęknięcia bąbla upływały tylko 3-4 sekundy. Na dnie ilastym, o ile nie było ruchu wody, zagłębienia utrzymywały się po kilka godzin, natomiast na dnie piaszczystym powierzchnia od razu się wyrównywała. Różny okres utrzymywania się zagłębień po wydobytych bąblach gazowych wskazuje na to, że zachowywać się one mogą nie tyle w osadzie o spokojnej sedymentacji, ile w utworach o odpowiedniej konsystencji zapobiegającej rozplywaniu. Gazem, jaki się z nich wydobywa, mogą być zarówno gazy powstałe przy rozkładzie substancji organicznej, jak też i powietrze, które wydobywa się przy osiadananiu osadu.

Zaburzenia wewnątrz ławic

W niektórych odsłonięciach, zarówno w obrębie dolnego jak i górnego zespołu, obserwowałem ławice o zaburzonej strukturze wewnętrznej. W większości dotyczy to utworów o ziarnie drobnym, łupków piaszczysto-mułowcowych, a rzadziej piaskowców. W innych typach skał nie zaobserwowałem powyższych zjawisk. Wszystkie obserwowane formy występują na ogół w cienkich ławicach, a miąższości strefy zaburzonej nie przekraczają 30 cm.

Występujące tu formy reprezentują w zasadzie wszystkie etapy osuwisk podawane przez A. Haddinga (1931). Widoczne są ławice o całkowicie zaburzonej strukturze wewnętrznej, obocznie mogące przechodzić w formy bardziej proste, aż do lekkich jedynie zafalowań.

Najprostsze zaburzenia w formie lekkiego pofalowania i ujęcia w symetryczne fałdy obserwowałem w okolicach Opawicy. Bardziej zaburzone struktury, w których laminy tworzą fałdy lekko obalone, spo-

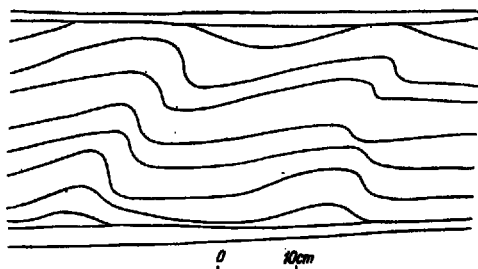


Fig. 6

Warstwowanie konwolutne ścięte — łomik w Pietrowicach Głubczyckich

Convolute truncated bedding — pit at Pietrowice Głubczyckie

tkalem w Pietrowicach Głubczyckich. Występująca tu forma ciekawa jest z tego względu, że górne laminy są ścięte i przykrywają je łupki piaszczysto-mułowcowy wykazuje laminację poziomą (fig. 6).

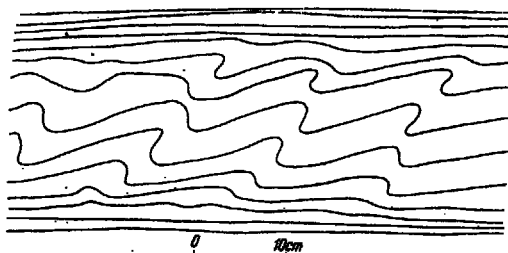
Jednakże częstsze jest występowanie sfaldowań, które ku stropowi rozplywają się i tworzą ciągłe przejście od strefy pofałdowanej do nie-

zaburzonej (fig. 7). W części ławic łupkowych, nawet o dość znacznych miąższościach, spotyka się zazwyczaj jedną warstewkę pofałdowaną. Miejscami (Ciermęcice, fig. 8) można znaleźć dwie ławice tego typu,

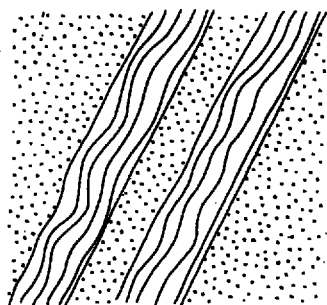
Fig. 7

Warstwowanie konwolutive w łomiku w Biernatówku

Convolute bedding in quarry at Biernatówek



przedzielone cienką warstwą niezaburzoną. W Biernatówku kierunek nachylenia lamin pokrywa się z kierunkiem przepływu prądu określonym na podstawie obserwacji śladów tarcia piasku o dno i jest skierowany ku SE. W podanych powyżej przykładach wielkość zaburzeń jest stosunkowo nieznaczna, a stopień zaburzenia na ogół stały.



1 — 2 20cm

Fig. 8

Warstwowanie konwolutive, łomik w Ciermęcicach. Dwie ławice zaburzonych łupków piaszczystych przedzielone ławicą niezaburzonego piaskowca
1 piaskowce, 2 łupki

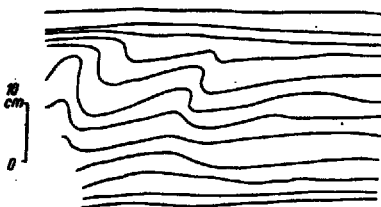
Convolute bedding in quarry at Ciermęcice. Two layers of disturbed sandy shales separated by a layer of undisturbed sandstone
1 sandstones, 2 shales

Nieco inaczej wygląda ławica łupku ilastego w Zawiszycach (fig. 9). Warstwa o miąższości około 30 cm objęta jest złożonym warstwowaniem konwolutnym. Kształt i wielkość zaburzeń zmienia się od spągu do

Fig. 9

Warstwowanie konwolutive — utwory łupkowe z okolic Zawiszyc

Convolute bedding — shale sediments from the vicinity of Zawiszycy



stropu. W partiach spągowych amplituda dość znaczna (ok. 15 cm) maleje wyżej do kilku centymetrów. Jednocześnie grzbiety ich łagodne początkowo, stają się ostre i asymetryczne, a nawet z jednej strony pionowe,

podczas gdy z drugiej strony są wypukłe. Wyżej leżące laminy stają się równoległe.

Przedstawione powyżej przykłady dotyczą stosunkowo prostych i słabo zaburzonych ławic. Formy te przypominają utwory opisywane przez różnych autorów jako warstwowanie konwolutive. Przegląd poglądów na genezę tych utworów podaje A. Radomski (1958). Podaje on zarówno przykłady warstwowania konwolutivego o wygasającej amplitudzie zaburzeń, jak też i o ściętych laminach (Radomski op. cit., fig. 17a, b). Autor ten nie zgadza się z tezami wysuwanymi przez Ph. H. Kuenena (1953) czy C. J. Miglioriniego (1958) negującymi czynnik spelzwywania grawitacyjnego na korzyść siły prądów, tworzącej zmarszczki prądowe, i wyciskania wody przez ciężar nadkładu. Według Radomskiego działanie prądu mogło tylko ułatwiać tworzenie się warstwowania konwolutivego (Radomski 1958, s. 378).

„Ruch prądu zawieszinowego ułatwiał pozostawienie omawianych form, które jednak w znacznej mierze posłuszne prawu grawitacji spelzwywały w kierunku największego spadku dna, który nie musiał być równoległy do kierunku przepływającego prądu“.

Na fakt niezgodnego płynięcia prądu z kierunkami największego spadku zwraca również uwagę M. Książkiewicz (1961).

Do sprawy tej powrócę jeszcze przy omawianiu drobnych zaburzeń w obrębie utworów szarogłazowych (s. 97).

Prócz form o nierozzerwanych laminach spotkałem również i ławice, w obrębie których poszczególne warstewki uległy poprzerzywaniu i silnemu nawet zamięciu. W starym łomie w Gołuszowicach napotkałem ławicę łupku piaskowcowego o miąższości 30 cm. W obrębie jej mamy

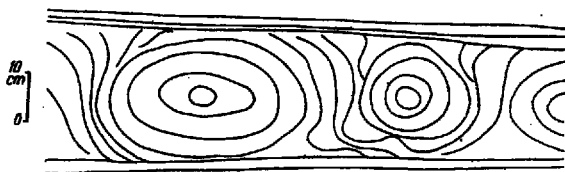


Fig. 10

Sfałdowania spiralno-sferyczne w łupku piaszczystym w łomie w Gołuszowicach

Spiral-spherical foldings of sandy shale in pit at Gołuszowice

do czynienia z całkowitym porozrywaniem lamin, część z nich została pozwijana w formy spiralne, część natomiast lamin przedzielających je jest ostro ścięta przez leżący powyżej łupek ilasty (fig. 10). Formy te zbudowane są z prawie jednorodnego materiału. W Dobieszowie natomiast mamy formy utworzone z dwóch typów litologicznych

piaskowca i łupku mułowcowo-piaszczystego. Na długości 1 m ławica piaskowca uległa przerwaniu i obserwujemy tutaj kule piaskowca o średnicy 30–40 cm otoczone łupkiem piaszczystym. Warstwy łupku tworzą wyraźną budowę skorupowo-sferyczną (pl. V, fig. 1). Występująca w nich „kula” piaskowca posiada również budowę sferyczną. Te dwa przykłady stanowią produkty następnych etapów osuwisk. Formy z Gołuszowic stanowią wcześniejszy etap stojący na pograniczu fałdów i przefałdowań oraz porozmywanie ławicy. Ten typ przypomina w dużej mierze fałdy synsedymencyjne A. Radomskiego (1958). Nie są to jednak właściwe fałdy synsedymencyjne, od których odróżnia je obecność form zwiniętych spiralnie. Te ostatnie opisywane są jako toczeńce (Hadding 1931, Kuenen 1949, Radomski 1958, Grzybek & Halicki 1958, Radwański 1960). Jednakże kwestia zaszeregowania ich do któregoś z typów wyróżnionych przez tych autorów nie jest prosta. Przypominają one (fig. 10) najbardziej toczeńce zwijane (Grzybek & Halicki 1958, Radwański 1960), jednakże swoją sferyczność zawdzięczają one raczej nie powiększaniu masy w czasie toczenia, a pierwotnej strukturze powstałej podczas zafałdowywania sedymentu. Reprezentować one mogą oderwane czoła fałdów warstwowań splayowych (Książkiewicz 1951).

Natomiast drugi typ to właściwe toczeńce zwijane. Ponieważ ich skorupowość jest najlepiej widoczna w zewnętrznej powłoce łupku piaszczystego i części masy piaszczystej, która ku środkowi zanika, można przypuszczać, że są one tego typu co opisywane przez A. Radwańskiego (op. cit.) z Galicowej koło Sobkowa. Niewyraźna budowa wewnętrznej części jądra piaszczystego skłania do przyjęcia, że mogły one być w pierwszej fazie toczeńcami ugniatanymi, które utworzyły jądro, wokół którego narastała dalej masa w czasie ruchu w obrębie osuwiska. Obserwowane w okolicy Dobieszowa toczeńce tworzą jakby wyrwę w jednolitej ławicy piaskowca, co skłania mnie do przypuszczenia, że mamy tutaj do czynienia z rynną osuwiskową zasypaną przez toczeńce w chwili zahamowania ruchu.

Jak z tego przeglądu widać, formy osuwiskowe w utworach kulmowych w okolicy Głubczyc należą do form małych i nie obserwuje się w nich form na taką skalę, jakie opisywano z fliszu karpackiego.

Drobne struktury osuwiskowe i splayowe

Prócz powyższych dużych form obserwowałem drobne formy, których wielkość waha się od kilku do kilkunastu milimetrów.

W posiadanym materiale wyróżnić można mikrostrukturalne odpowiedniki warstwowania konwolutnego i osuwisk. Ze względu na rozmiary struktur obserwować je można jedynie w utworach ilastych, mułowcowych i drobnopsamitowych.

Warstwowanie mikrokonwolutne reprezentowane jest wyłącznie przez formy o niezerodowanych laminach granicznych. Na zewnątrz amplituda zaburzeń stopniowo maleje, aż do równoległe ułożonych lamin.

Najprostszy typ pochodzi z łupków ilastych z Zawiszyc. Laminy ułożone są tu prawie równoległe (fig. 11), a jedynie w dolnej części są

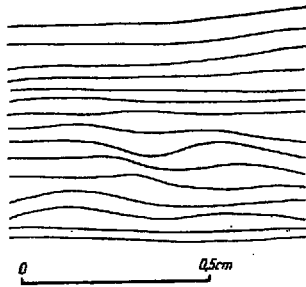


Fig. 11

Warstwowanie mikrokonwolutne
Objaśnienia jak w fig. 18

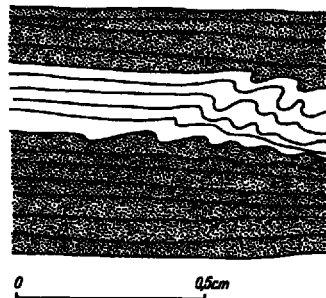
Microconvolute bedding
Explanations as in fig. 18

nieco nieregularnie sfałdowane. Miąższość zaburzonych lamin wynosi około 3 mm. O wiele bardziej skomplikowana budowa widoczna jest w łupku z Bliszczyc (fig. 12). Na granicy jasnej i ciemnej laminy łupku ilastego obserwować można lekko sfałdowaną strefę 3 mm grubości. Ziarna leżące wyżej i niżej wykazują laminację równoległą. Czoła smug objętych spęływaniem są silnie zaburzone, ściśnięte i sfałdowane. Ku górze i ku dołowi amplituda fałdków stopniowo maleje. Podobnie zachowują się laminy w poziomie. Laminy początkowo równoległe ulegają stopniowo zaburzeniu, przy czym widoczne jest stopniowe angażowanie lamin wyższych, tak że czoło strefy zaburzonej nachylone jest do poziomu pod kątem około 45° . Zafałdowanie staje się coraz bardziej strome, lecz dalej ponownie zanika, przy czym pofałdowane laminy górne są przesunięte do przodu. Powstanie tych struktur można sobie wyobrazić

Fig. 12

Warstwowanie mikrokonwolutne
Objaśnienia jak w fig. 18

Microconvolute bedding
Explanations as in fig. 18



w następujący sposób. Na skutek zachwiania równowagi osad został uruchomiony. Ruch w górnych częściach był słabszy, toteż tutaj nastąpiło silniejsze stłoczenie lamin. Przesunięcie górnej części zaburzonej w kierunku spływu, w stosunku do dolnej może wskazywać, że opór spowodowany tarciem wzrastał ku dołowi. Gdyby motorem uruchamia-

jącym osad było spelzowanie grawitacyjne, można by było spodziewać się, że górne laminy zaburzone będą cofnięte.

Przyпускаjąc zatem, że pofałdowanie to powstało na skutek przepływu prądu ponad ławicami. Pogląd taki zbliżony jest do stanowiska, jakie zajął Ph. H. Kuenen (1953). Natomiast, w odniesieniu do przykładu podanego na figurze 11, bardziej prawdopodobne wydaje się powstanie zaburzeń na skutek kompaktacji pod wpływem nadległego osadu.

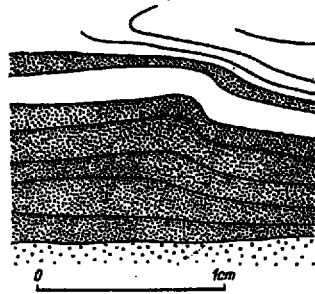
Fig. 13

Warstwowanie mikrokonwolutne pod językiem mikroosuwiska

Objaśnienia jak w fig. 18

Microconvolute bedding below the tongue of the microslide

Explanations as in fig. 18



choć tutaj wydaje się też dziwne, dlaczego akurat tylko taki mały wycinek uległ zaburzeniu. Prawdopodobnie oba te czynniki, współdziałające ze sobą lub niezależnie, w poszczególnych przypadkach powodują powstanie zbliżonych form. Jak będę starał się wykazać niżej, w części przypadków na ostateczną postać, zwłaszcza bardziej skomplikowanych form, oddziaływać musiało również i spelzowanie grawitacyjne.

W utworach łupkowych w Ściborzycach, nad piaskowcem leży ostro od niego odgraniczony laminowany łupek ilasty (fig. 13). Początkowo posiada on laminy równoległe, które ku górze są zaburzone asymetrycznie. Znaczne wychylenie górnych laminy wskazuje, że może to być forma

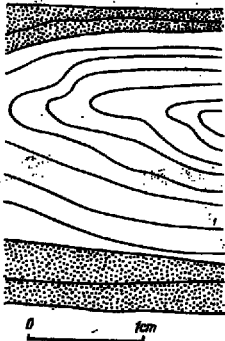


Fig. 14

Warstwowanie mikrokonwolutne z kierunkowym ułożeniem fałdów

Objaśnienia jak w fig. 18

Microconvolute bedding with directional arrangement of folds

Explanations as in fig. 18

przejściowa do następnego typu. W utworach łupkowych Zawiszyc obserwowałem, widoczny na figurze 14, obalony fałd złożony z jasnego łupku ilastego, nieco mulastego, wtłoczonego w ciemny łupek ilasty. Wewnętrzna budowa fałdu widoczna jest dobrze ze względu na występowanie

ziarn z otoczką limonitową. Przewalone laminy są lekko wtórnie sfałdowane, co wskazuje na pokonywanie tarcia podczas wdzierania się czoła fałdu w ciemny łupek ilasty. Bardziej skomplikowane sfałdowania widoczne są na figurze 15. Istnieją tutaj dwa „czoła“ fałdów skierowane w przeciwnie strony. W masę drobnopsamitową wdzierają się również



Fig. 15

Warstwowanie mikrokonwolutne z kierunkowym ułożeniem fałdów
Objaśnienia jak w fig. 18

Microconvolute bedding with directional arrangement of folds
Explanations as in fig. 18

utwory piaszczyste, a struktura widoczna jest wyraźnie dzięki istnieniu warstewki ilastej. Podobnie, jak w poprzednio opisywanej formie, laminy w obrębie fałdów również wykazują wtórne zondulowania. Do powyższych typów laminacji M. Książkiewicz (1951) zastosował termin warstwowania spływowego. K. Grzybek i B. Halicki (1958) zachowują powyższy termin dla form małych, natomiast dla większych struktur pro-

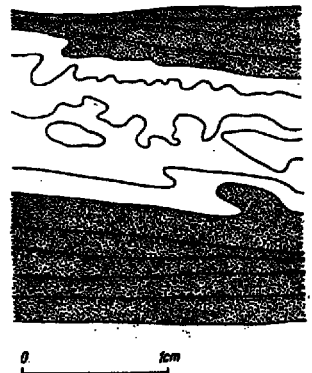
Fig. 16

Warstwowanie mikrokonwolutne; warstwy jasnych mułowców między dwiema warstwami mułowców ciemnych

Objaśnienia jak w fig. 18

Microconvolute bedding; light siltstone layer bordered by two darker siltstone layers

Explanations as in fig. 18



ponują oni termin spływu lub ześlizgi fałdowe. A. Radomski nazywa zbliżone formy z piaskowców drobnoziarnistych warstwowaniem konwolutnym z kierunkowym ułożeniem fałdów (op. cit., fig. 17c). Z tego powodu dla podkreślenia związku z poprzednimi formami nazywać je

będę również warstwowaniem mikrokonwolutnym z kierunkowym ułożeniem fałdów. O ile w poprzednich typach udział czynnika grawitacyjnego nie był wyraźny, to wydaje się, że tutaj miał on poważny udział.

Dalsze etapy rozwoju osuwiska ilustrują następne figury 16, 17 i 18. Zaburzenia są tutaj bardziej gwałtowne i pierwotnie ciągła laminacja uległa zniszczeniu. Widoczna na figurze 16 strefa osuwiskowa obejmuje jasny mułowiec występujący wśród ciemnych łupków ilastych. Graniczne

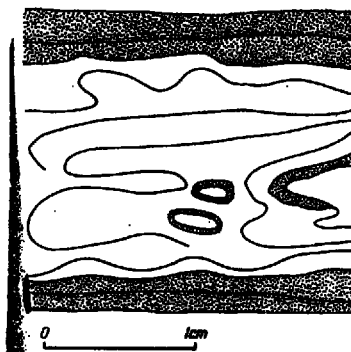
Fig. 17

Warstwowanie mikrokonwolutne ze strukturami sferycznymi

Objaśnienia jak w fig. 18

Microconvolute bedding showing the spherical structures

Explanations as in fig. 18



laminy ciemnego łupku ilastego zostały jedynie lekko pofalowane i obalone w jednym kierunku, co jest podkreślone przez kierunkowe ułożenie ziarn. Jasny mułowiec jest nieregularnie sfałdowany; obok tych form obserwować można również i formy zaokrąglone. Podobne zjawisko obserwujemy na figurze 17 (oba te przykłady pochodzą z łupków z Opawicy). W ciemnobrunatny łupek ilasty wdziera się tu nieco poszarpany „język” jasnego materiału o nieznacznie większej średnicy ziarn. Widoczna jest tu dwudzielność języka spływowego, a także widoczne są drobne formy sferyczne.

Najbardziej zniekształconą formę widzimy na figurze 18; pierwotnie ciągłe formy uległy porozrywaniu i ułożone są mniej lub więcej bezładnie. W opisywanym przypadku występują „strzępy” piaskowca w łupku. Wielkość ich wynosi około 3 mm. Mikroosuwisko to powstało na kontakcie piaskowca szarogłazowego i łupku ilastego ciemnego z Królowego. Występujące tutaj „strzępy” piaskowca o dość dużym ziarnie nie posiadają wyraźnej struktury wewnętrznej, trudno zatem mówić tutaj o tocznicach, czy też innych tego typu formach. Materiał piaszczysty jako mniej skonsolidowany uległ wfałdowaniu w bardziej skonsolidowany osad ilasty.

Pozostaje do wyjaśnienia sprawa nazwy form sferycznych, widocznych na figurach 16 i 17. Widać na nich koncentryczne ułożenie lamin. Taka budowa mogłaby sugerować, że mamy tutaj do czynienia z tocznicami zwijającymi. Jednakże wydaje się, że posiadają one inną genezę. To-

czenie zwijane powstają na skutek nawijania kolejnych warstw, przez co masa toczénca ulega zwiększeniu. W opisywanych przykładach nie zachodzi raczej zwiększanie masy, a obecność form kulistych związana jest z obecnością bardzo skomplikowanych pofałdowań. Dlatego też uważam, że powstały one na drodze oderwania się strefy czołowej fałdu i później uległy dalszemu zaokrągleniu. Zapewne w ten sam sposób należy tłuma-

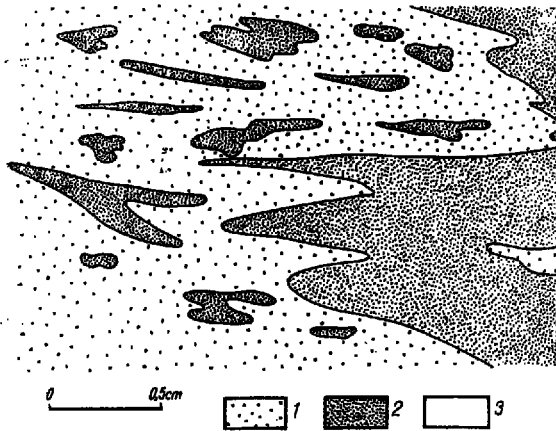


Fig. 18

Warstwowanie mikrokonwolutive; widoczne strzępy ciemnych mułowców, tkwiące w piaskowcach

1 piaskowce, 2 mułowce i iłowce jasne, 3 mułowce i iłowce ciemne

Microconvolute bedding; shreds of dark siltstones inserted in sandstone
1 sandstones, 2 siltstones and light claystones, 3 siltstones and dark claystones

czyć obecność form kulistych (fig. 17) na osi wtórnych wstecznych zafałdowań w języku osuwiskowym. Są to formy o podobnej budowie, a innej genezie i dla odróżnienia ich od siebie proponuję nazwę *pseudotoczenie zwijane*.

Z zamieszczonego powyżej przeglądu widać, że pomiędzy wyróżnionymi formami istnieje ścisły związek. Końcowy obraz uzależniony jest od natężenia siły deformującej. Te małe formy podlegają tym samym prawom, jak formy o dużych rozmiarach. Wyróżnić w nich można te same etapy, które podaje A. Hadding (1931). Bardziej podatne na deformacje są utwory drobnopsamitowe i mułowcowe niż iłowce. Te ostatnie stanowią smar ułatwiający powstawanie opisanych powyżej form i następnie powodują ich utrwalenie przez zabezpieczenie przed rozplynięciem. W przypadku występowania jasnych i ciemnych lamin te ostatnie zachowują się zawsze w sposób bardziej stateczny.

Rozmieszczenie flory i fauny

W osadach kulmowych dość często spotyka się resztki organiczne. Są to w większości szczątki roślinne, natomiast fauna występuje sporadycznie.

W sposobie rozmieszczenia flory zauważamy, że przywiązana jest ona do skał o ziarnie drobnym — głównie do piaskowców drobnoziarnistych i łupków piaszczystych. Występować ona może w formie pojedynczych fragmentów łądyg na powierzchni warstwowania, gdzie dopatrzeć się można pewnej kierunkowości (pl. VI, fig. 2 — na fotografii tej widać też goniatyta). Poza tym flora w postaci drobnego detrytusu często pokrywa powierzchnie łupków piaszczystych w sposób prawie identyczny do tego, jaki obserwowałem w rozmieszczeniu zwęglonej substancji organicznej w obrębie ławic fliszowych okolic Cisnej w warstwach krośnieńskich i piaskowcach ciśniańskich. Ponadto drobne fragmenty roślin mogą być nieregularnie rozproszone w mułowcach (Królowe) czy też piaskowcach (Biernatówek, Królowe). Znaczniejsze nagromadzenie detrytusu roślinnego w piaskowcach związane jest ze skałami o stosunkowo grubszym ziarnie. Przepęlnia on skałę w sposób nieuporządkowany, wskazując na bezładną jego depozycję wraz z masą psamitową.

Fauna występuje na powierzchniach ławic ilastych, przy czym w jej rozmieszczeniu w przypadku istnienia kilku okazów w pobliżu siebie (pl. VI, fig. 1) można zauważyć ich zorientowane ułożenie. Na fakt zorientowanego ułożenia części organicznych w osadach kulmowych Sauerlandu zwrócili uwagę Kuenen i Sanders (1956), widząc w tym efekt transportu przez prądy zawieszinowe.

Skład mineralny

Charakterystyka petrograficzna kulmu okolic Głubczyc została dokonana przez K. Łydkę (1958). Występujące tutaj piaskowce odpowiadają szarogłazom. Prócz kwarcu tworzącego główny składnik występują nie tylko minerały skał kwaśnych, lecz także minerały zasadowe, jak amfibole i pirokseny, wskazujące na brak selekcji w czasie transportu. Wśród otoczków spotyka się tak nieodporne na wietrzenie składniki, jak np. gnejsy. Duży udział w budowie posiadają również minerały ilaste. Obróbka mechaniczna jest nieznaczna. Zarówno ziarna mineralne jak i okruchy skał są źle obtoczone lub nawet w ogóle nieobtoczone. Jedynie frakcje gruboziarniste są stosunkowo najlepiej obtoczone.

Materiał terrygeniczny pochodzi z niszczonych serii metamorficznych i ich osłony osadowej — dewońskiej (por. prace M. Eliaśa 1956, K. Łydki 1958). W związku z tym znajduje się on częściowo w pierwszym i drugim, a co najwyżej w trzecim cyklu sedymentacyjnym. Dlatego też obróbka mechaniczna materiału jest nieznaczna. Lepiej obtoczone ziarna pochodzą w większości z rozmywanych już pokryw osadowych.

WARUNKI SEDYMENTACJI

Osady kulmowe rejonu Głubczyc powstały w zbiorniku morskim, przy czym — jak wskazuje ich szerokie rozprzestrzenienie, cykliczność sedymentacji i warstwowanie frakcjonalne — materiał terrygeniczny osadzał się z dala od brzegów. Sposób transportu mógł być dwojaki — albo materiał był wleczony po dnie przez normalne prądy denne, albo był transportowany przez prądy o wysokiej gęstości. K. Fiege (1937) przyjmuje, że materiał detrytyczny wleczony jest przez prądy po dnie od strefy brzegowej ku centralnym partiom zbiornika. W związku z tym wyróżnia on dwie zasadnicze strefy — oddaloną od brzegu (die strandfernen Ablagerungsräume) i przybrzeżną (die strandnahen Ablagerungsräume).

Strefa przybrzeżna, w obrębie której K. Fiege (op. cit.) wyróżnia szereg podstref, obejmuje różnorodne środowiska jak laguny, delty i estuaria, wyspy przybrzeżne i płaskie pobrzeża. Na zewnątrz od niej rozwinięta jest strefa oddalona od brzegu, charakteryzująca się obecnością utworów łupkowych (ilastych) oraz wstęgowych szarogłazów i łupków krzemionkowych. Spotykane w jej obrębie ławice szarogłazów traktuje ten autor jako wyniki katastrofalnych zmian klimatycznych. Natomiast pozostałe osady powstać miały w wyniku działania dennych prądów trakcyjnych. Ziarna mineralne transportowane tego typu prądami, podobnie jak w czasie transportu rzecznoego, ulegają ciągłemu ścieraniu na skutek wzajemnych zderzeń. Wobec tego spodziewać by się należało istnienia w osadzie materiału o ziarnach zaokrąglonych. Ponieważ siła prądu dennego nie jest duża, to dla wytłumaczenia obecności grubych ławic szarogłazowych Fiege przyjmuje raptowne zmiany o charakterze katastrofalnym. Jak sam podkreśla, ławice te mogą być warstwowane frakcjonalnie. Cykliczność sedymentacji ma być odbiciem zmian klimatycznych.

W kulmie z Głubczyc trudno dopatrzeć się utworów mogących odpowiadać tego typu sedymentom. Podczas gdy część z nich może stanowić odpowiednik utworów powstałych w strefie przybrzeżnej w ujściu Fiegego (1937), to dla innych osadów należy szukać innej genezy.

Obecność powszechnie występujących frakcjonalnie uwarstwionych piaskowców, zwłaszcza w górnych łupkach i szarogłazach, sugeruje udział w ich osadzaniu prądów zawiesinowych. Po raz pierwszy pogląd taki wysunął M. Eliaś (1956) na podstawie obserwacji z okolic Vrbna. Za takim ujęciem, obok frakcjonalnego warstwowania, przemawia stwierdzenie występowania hieroglifów prądowych i wlezeniowych.

Również słaba obróbka materiału (jego zła selekcja) przemawia na korzyść tej teorii. Materiał, dostarczony z ładu przez rzeki, odprowadzany był przez powstające na stoku kontynentalnym prądy zawiesinowe. Mechanizm osadzania ławic fliszowych przy pomocy prądów za-

wiesinowych jest omówiony szeroko w literaturze (Kuenen & Migliorini 1950, Książkiewicz 1954, Radomski 1958, Wood & Smith 1959), toteż ograniczę się tutaj do przypomnienia najbardziej istotnych w naszych rozważaniach momentów.

Prądy o wysokiej gęstości mogą albo płynąć ponad dnem w pewnej odległości, albo przemieszczać się tuż nad jego powierzchnią. W tym ostatnim przypadku mogą posiadać siłę działania trakcyjnego spowodowaną powstaniem ruchu turbulentnego. Powodują one powstanie warstwowania przekątnego (Książkiewicz 1954) czy zmarszczek prądowych (Kuenen & Sanders 1956).

Prócz istnienia głównych prądów zakłada się istnienie słabszych prądów potomnych powodujących powstanie ławic laminowanych (Książkiewicz 1954). Autor ten wyjaśnia w taki sposób laminację utworów drobnopsamitowych. Należy się jednak zastanowić, czy prądy takie nie mogły powodować również laminacji łupków ilastych. Końcowe produkty prądów zawiesinowych uległyby w tym przypadku dalszej dyspersji i w postaci olbrzymiej miąższości „chmury“ pelitów przemieszczały się dalej jako prądy zawieszane (termin wg Książkiewicza 1954, Dżułyński & Radomski 1956). Powodowały one stałe zamulanie zbiornika, które utrudniało rozwój fauny, zwłaszcza bentonicznej (biofacje bentoniczne należą do niezmiernych rzadkości w kulmie strefy śląsko-morawskiej). W chmurę taką — prąd ilasty, wdzierały się szczątkowo części słabych prądów zawiesinowych zawierające nieco większe frakcje, które szybko opadały. W przypadku gdy te szczątkowe prądy zawierały materiał piaszczysty, mogło dojść do sedymentacji ławic jednorodnych piaskowców, dość powszechnie występujących wśród łupków. Sytuacja taka mogłaby powstać wówczas, gdy materiału piaszczystego było dużo, ale ziarno było drobne, a szybkość prądu bardzo mała. Zupełnie inny był skutek, gdy ilość psamitów była nieznaczną, a prąd posiadał znacznie większą prędkość. Wtedy słaby prąd, złożony wyłącznie z materiału ilastego, wolno przetaczający się ponad dnem, może być „przegoniony“ przez silniejszy prąd. Silny prąd wytrąca materiał piaszczysty, który dostaje się do dolnego prądu. Niewielkie ilości piasku opadają na dno zbiornika, gdzie ulegają przetaczaniu ponad dnem. Transport taki nie trwa długo, gdyż wolny prąd w przypadku znacznego nagromadzenia piasku nie może go już przetaczać. Brak większych ilości piasku pozwala na wyłączne wytrącanie materiału ilastego, który przykrywa złożony uprzednio osad piaszczysty, powodując powstanie ławic o uwarstwieniu soczewkowym. Prądy wolne przetaczały się z prędkością około 20 cm/sek. Według Hjulströma przy takiej prędkości mogą być przesuwane cząstki piaszczyste, natomiast materiał ilasty nie podlega erozji. Do przyjęcia powyższej hipotezy skłania mnie naprzemianległe występowanie laminowanych łupków ilastych i soczew piaskowca. Pośrednim dowodem przemawiającym

na korzyść takiej teorii jest obecność hieroglifów wlezeniowych i prądowych, jak też kierunkowo ułożonej fauny i flory (Zawiszyce).

Jednakże powyższy sposób dotyczy tylko niewielkiej stosunkowo ilości osadów o uwarstwieniu soczewkowym, gdyż w większości przypadków powstają one w warunkach płytkowodnych — często są np. w strefie brzegowej, jak dowodzą tego chociażby prace W. Häntzschela (1936).

Jak już wyżej stwierdziłem, część osadów wskazuje na niewątpliwe warunki sedymentacji w strefie przybrzeżnej. Odnosi się to głównie do utworów dolnego zespołu łupków i szarogłazów (odpowiednik I-ej formacji K. Łydki, czy warstw beneszowskich z terenu czeskiego). Mamy tam do czynienia bądź to z piaskowcami jednorodnymi, bądź też z piaskowcami o nieuporządkowanym rozmieszczeniu materiału (por. s. 87). Również z tych utworów pochodzą utwory zlepieńcowe z Krasnego Pola. W utworach tych brak jest warstwowania frakcjonalnego, a istnieją za to ślady rozmywań i zmarszczki przetworzone, których łęki wypełnia gruby materiał. Ławice występujących tutaj piaskowców o bezładnej sedymentacji osiągają grubość kilkunastu metrów. Obok nich mamy do czynienia z cienkimi przewarstwieniami łupkowymi. Tego typu osady reprezentują podstrefy średnio i silnie burzliwych wód, według podziału K. Fiegego (1937). Być może, że są to osady powstałe przy brzegu, gdzie rozwinięte były delty, prawdopodobnie o dość silnym rozczłonkowaniu. Za takim ujęciem przemawiać może występowanie łupków dachowych w Chomiąży. Zbudowane są one z iłowców i mułowców o czarnych barwach (piryt), wskazujących na silnie redukcyjne warunki. Niewielkie ich rozprzestrzenienie sugeruje powstanie ich w zamkniętych, nieprzewietrzanych basenach. Być może, że był to zbiornik związany z jakimiś nieaktywnymi ramionami delty, do którego dostawał się jedynie drobny materiał przyniesiony przez prądy powierzchniowe, jak przyjmuje K. Fiege dla podstref wód spokojnych (die Zone des Stillwassers). Zmiany w rozwoju deltowiska³ doprowadziły do zniszczenia warunków redukcyjnych i zasypania basenu materiałem piaszczystym.

W położonych dalej na wschód odkrywkach rejonu Braciszowa widoczne są osady, które — obok cech odpowiadających utworom przybrzeżnym (rozmywanie, zmarszczki przetworzone) — zawierają również i frakcjonalnie warstwowane piaskowce. Stwierdzone zaburzenia w budowie wewnętrznej ławic, choć niezbyt dużych rozmiarów, wskazywać mogą na istnienie ruchów osuwiskowych.

J. Dvořák (1958) przy omawianiu rozwoju dewonu i karbonu ze strefy śląsko-morawskiej na terytorium czeskim dochodzi również do przekonania, że osady kulmowe zawdzięczają swe powstanie zarówno

³ Deltowiskami nazywam obszar pobraża, w obrębie którego istnieje akumulacja materiału przynoszonego przez rzeki z łądu. Obejmuje on zarówno subakwalną jak i subaeralną część delt, jak też i występujące pomiędzy ramionami delt baseny.

prądom zawiesinowych, jak też tworzyły się częściowo w strefach przybrzeżnych — deltowych. W dolnym karbonie istniałaby zatem tutaj strefa przybrzeżna zbiornika, w której osadziły się masy piaszczyste Opawicy i Krasnego Pola. W morze wdzierały się rozczłonkowane deltowiska, w których istniały okresowo zamknięte baseny z sedymentacją pelityczną. W tej strefie powstawały osuwiska dające początek prądom zawiesinowym. W sedymentacji wyższej części osadów (odpowiadającej górnemu zespole łupków i szarogłazów) brały udział prądy zawiesinowe. Głębokości zbiornika były stosunkowo niewielkie, rzędu 300–400 m, a więc w takim ujęciu utwory o frakcjonalnym uwarstwieniu z okolic Głubczyc nie odpowiadałyby klasycznym utworom typu fliszowego. Byłyby one raczej odpowiednikiem facji szliru — utworu będącego na pograniczu utworów fliszowych i płytkomorskich. Facja ta, wyróżniona przez M. Vašíčka (1953a), zdaje się odpowiadać opisywanym tutaj utworom. W omawianym basenie rozwój fauny był słaby.

Kierunki prądów wykazują dość duże zróżnicowanie. Obok przepływów z zachodu na wschód widoczne są także kierunki południkowe. Skłania to do wysunięcia poglądu, że prądy zawiesinowe powstawały nie tylko w strefie czołowej deltowiska, lecz także na ich bocznych skłonach. Struktur kierunkowych jest na razie zbyt mało, by można było na ich podstawie przeprowadzić bardziej szczegółową analizę kierunków prądów. Źródłem materiału były niszczone masywy istniejące na zachodzie (Pradziad, Kepernik). Jednakże bardziej na południe na terytorium Moraw (fig. 1) mamy do czynienia z kordylierami, występującymi w obrębie strefy kulmu śląsko-morawskiego, do której należy rejon Głubczyc, a wokół których grupują się kulmowe osady zlepieńcowate. Owe dzwigające się kordyliery stanowiły dodatkowe źródło materiału.

*Zakład Geologii Niżu
Instytutu Geologicznego
Warszawa, w lutym 1960 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- DVORÁK J. 1959. Rozwój facjalno-litologiczny dewonu i karbonu w Sudetach Wschodnich i na Morawach (Facial and lithological development of the Devonian and Carboniferous in the Eastern Sudeten and in Moravia). — *Kwartalnik Geol.*, t. 3, z. 1. Warszawa.
- DŻUŁYŃSKI S. & RADOMSKI A. 1956. Pochodzenie śladów wleczenia na tle teorii prądów zawiesinowych (Origin of groove casts in the light of turbidity currents hypothesis). — *Acta Geol. Pol.*, vol. V/1. Warszawa.
- ELIAŠ M. 1956. Poznámky ke geologii a petrografii andělskohorských vrstev v okolí Andělské Hory ve Slezsku (Remarks to the geology and petrology of the

- Andélska Hora beds in the vicinity of the Andélska Hora in Silesia). — Rozpr. Čslov. Akad. Věd, r. 66, sv. 9. Praha.
- FIGE K. 1937. Untersuchungen über zyklische Sedimentation geosynklinaler und epikontinentaler Räume. — Abh. Preuss. Geol. L.-A., N.F., H. 177. Berlin.
- GRZYBEK K. & HALICKI B. 1958. Osuwiska podmorskie we fliszu podhalańskim (Submarine slides in the Podhale flysch). — Acta Geol. Pol., vol. VIII/3. Warszawa.
- HADDING A. 1931. On subaqueous slides. — Geol. Fören. Stockh. Förh., Bd. 53. Stockholm.
- HÄNTSCHEL W. 1936. Die Schichtungs Formen rezenter Flachmeer-Ablagerungen in Jade-Gebite. — Senckenbergiana, Bd. 18. Frankfurt a.M.
- HOKR Z. 1955. Hranice uhlenosnosti hornoslezské pánev v okolí Ostravy na základě dosavadních výsledků geologického výzkumu (Die Grenzen der kohlenführenden Schichten im Oberschlesischen Steinkohlenbecken in der Umgebung von Ostrava (Ostrau) auf Grund der bisherigen Ergebnisse der geologischen Erforschung). — Pfir. Sborn. Ostrav. (Acta Rerum Ostrav.), t. XVI. Opawa.
- JAROŠ J. & MISAŘ Z. 1955. Slepence na basi hornobenešovských drob v Nížkém Jesenku (Die Konglomerate im Liegenden der Bennischer Schichten im Gesenke). — Ibidem.
- KNOPP L. 1929. Zur Kenntnis des Oberschlesischen Unterkarbons. — Ztschr. Berg-Hütten., 68. Katowice.
- 1933. Über die Tektonik und Stratigraphie der Ostsudeten. — Jber. Geol. Verein. Oberschles., 1, Gleiwitz.
- KOTAŃSKI Z. 1955. Próba genetycznej klasyfikacji brekčji na tle badań wierchowego triasu Tatr (Tentative of genetical classification of breccias on the basis of studies concerning the high-tatric Trias in the Tatra Mts.). — Roczn. P.T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXIV. Kraków.
- KSIAŻKIEWICZ M. 1948. Przekątne uwarstwienie niektórych skał fliszowych (Current bedding in Carpathian Flysch). — Ibidem, t. XVII.
- 1954. Uwarstwienie frakcyjne i laminowane we fliszu karpaccim (Graded and laminated bedding in the Carpathian Flysch). — Ibidem, t. XXII.
- 1961. O niektórych sedimentacyjnych strukturach fliszu karpacciego (On some sedimentary structures of the Carpathian Flysch). — Ibidem, t. XXXI, z. 1.
- KUENEN PH. H. 1949. Slumping in the Carboniferous rocks of Pembrokeshire (England). — Quart. J. Geol. Soc. London, vol. 104. London.
- 1957. Sole marking of graded graywacke beds. — J. Geol., vol. 65, no. 3. Chicago.
- KUENEN PH. H. & MIGLIORINI C. J. 1950. Turbidity currents as a cause of graded bedding. — Ibidem, vol. 58, no. 2.
- KUENEN PH. H. & SANDERS J. 1956. Sedimentation phenomena in Kulm and Flözlers graywackes, Sauerland and Oberharz, Germany. — Amer. J. Sci., vol. 254, no. 11. New Haven.
- LYDKA K. 1958. Studia petrograficzne kulmu okolic Głubczyce (Petrographic studies of the Culm of the Głubczyce vicinity). — Arch. Miner., t. XXI/1. Warszawa.
- MENARD H. 1952. Deep ripple marks in the sea. — J. Sedim. Petrol., vol. 22, no. 1. Menasha.
- MICHAEL R. 1913. Die Geologie des Oberschlesischen Steinkohlenbezirkes. — Abh. Preuss. Geol. L.-A., N.F., H. 71. Berlin.
- PATTELSKY K. 1929. Die Geologie und Fossilführung der mährisch-schlesischen Dachschiefer- und Grauwackenformation. Natur. Verein. Troppau.

- RADOMSKI A. 1958. Charakterystyka sedymentologiczna fliszu podhalańskiego (The sedimentological character of the Podhale flysch). — *Acta Geol. Pol.*, vol. VIII/3. Warszawa.
- RADWAŃSKI A. 1960. Osuwiska podmorskie w malmie i senonie mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Submarine slides of epicontinental Upper Jurassic and Upper Cretaceous margins of the Holy Cross Mts., Central Poland). — *Ibidem*, vol. X/2.
- RADWAŃSKI A. & RONIEWICZ P. 1960. Struktury na powierzchniach warstw w górnym kambrze Wielkiej Wiśniówki pod Kielcami (Ripple marks and other sedimentary structures of the Upper Cambrian at Wielka Wiśniówka, Holy Cross Mts.). — *Ibidem*, vol. X/3.
- ROEMER F. 1870. *Geologie vom Oberschlesien*. Breslau.
- RONIEWICZ P. 1959a. Zmarszczki i pręgi jako wskaźnik środowiska sedymentacji. — *Kosmos*, seria B, t. V, z. 3. Warszawa.
- 1959b. Cechy sedymentacyjne seisu wierchowego (Sedimentary characteristics of the high-tatric Seis). — *Acta Geol. Pol.*, vol. IX/2. Warszawa.
- SHROCK R. 1948. *Sequence in layered rocks*. N. York-Toronto-London.
- VASIČEK M. 1953a. Podmínky vzniku teglu, šliru a flyše a problem jejich stratigrafie (Conditions of the origin of Tegel, Schlier and Flysch and the problem of their stratigraphy). — *Sborn. Ústí. Úst. Geol.*, sv. 20, oddíl geol. Praha.
- 1953b. Frakcionovaná sedimentace a sedimentární ložiska (Graded bedding and some sedimentary mineral deposits). — *Ibidem*.
- WOOD A. & SMITH A. J. 1959. The sedimentation and sedimentary history of the Aberystwyth Girt (Upper Landoverian). — *Quart. J. Geol. Soc. London*, vol. 94, part 2. London.
- ŻELICHOWSKI A. M. 1962. Profil kulmu z okolic Głubczyce (Geological cross-section of Culm of the Głubczyce vicinities). — *Przegląd Geol.*, nr 4/5. Warszawa.

A. M. ŻELICHOWSKI

CHARACTERISTICS OF SEDIMENTATION OF THE LOWER CARBONIFEROUS IN THE VICINITY OF GŁUBCZYCE (EASTERN SUDETEN)

(Summary)

ABSTRACT: Deposits of the Lower Carboniferous belonging to the Silesia-Moravia Culm zone crop out in the vicinity of Głubczyce. The types of bedding, cyclic sedimentation and sporadic occurrence of various casts and ripple marks, as well as the macro- and micro-disturbances of the beds are discussed. On the base of the writer's observations an attempt is made to interpret the conditions of sedimentation. The bottom beds are supposed to be shallow-water deposits while the top beds probably represent a facies intermediate between the shallow-water deposits and the typical Flysch facies.

Lower Carboniferous sediments in the vicinity of Głubczyce belong to the Silesia-Moravia zone. From the base upwards the following equivalents of beds known from Czechoslovakian territory have been differentiated by the writer: Opawica beds, Zawiszyce beds and Kietlice beds, corresponding to the Beneszów greywackes, Moravian *Posidonia* shales and Hradec greywackes respectively. Stratigraphically this series corresponds to the Tournaisian and the Viséan.

Dinantian sediments are developed in the Culm facies. They display an alternating arrangement of the pelitic and psammitic deposits with minor psephite intercalations. The organic remains they bear consist chiefly of plant detritus and a few faunal fossils. Various casts and ripple marks occur on the surface of beds. The internal structure of some of the layers has evidently been disturbed.

Cyclic sedimentation and bedding

The profiles of deposits display cyclic sedimentation. The normal cyclothem here consists of four members. From the bottom upwards they are:

4. clayey shale,
3. sandy shale (silty),
2. greywacke sandstone with plant remains,
1. greywacke sandstone without flora.

Some of these members have not developed and, as was stated by K. Fiege (1937), incomplete cyclothem may occur.

Graded bedding of the sandstone layers (Zawiszyce and Kietlice beds) has been encountered by the writer, both of the monofractional and polyfractional type (nomenclature used by M. Książkiewicz, 1954). Polyfractionally bedded sandstones are represented by layers from a few centimetres to some metres in thickness. As a rule the sandstone grains grow coarser as the beds increase in thickness. Besides sandstones with graded bedding there are other sandstones which, though inequigranular, display a non-graded bedding (Opawica beds).

Within the pelitic deposits the writer has observed laminated bedding, represented by alternation of lighter and darker layers. Diagonal bedding is associated with laminated bedding. The upper laminae run parallel or truncate.

Layers of pelitic deposits of considerable thickness occur in association with sandstone lenticles of various size. These lenticles have sharp borders. At Biernatówek sandstones overlying the pelitic rocks display graded bedding.

Ripple marks

In Dinantian deposits ripple marks are rather rare and occur mainly in association with the finely psammitic sediments of the Opawica beds. Both types of ripple marks distinguished by A. Radwański & P. Roniewicz (1960) have been observed by the writer, i.e. ripples distinctly crested and grooved and ripples on which the crests and grooves are not clearly marked. The ripples known to the writer from the Dinantian belong to the asymmetric forms. Minute, slightly asymmetric dichotomous forms (pl. III, fig. 3) have been found within the Zawiszyce beds. They are referred to as the dendritic pseudo-ripple marks. Similar forms, described by Ph. H. Kuenen (1957) from the Carboniferous of Germany, have also been called "dendritic". No plant remains have been observed on rock surfaces with ripple marks.

Flute casts

No organic markings have been found in Dinantian sediments, while inorganic markings are extremely rare. The flute casts observed by the writer are shown in plate V, fig. 1. Other minute marks, occurring as small ridges of a few millimetres, with oriented axes, have been observed. They resemble the groove casts left by sand dragged on the sea floor, that have been recorded by A. Radomski (1958).

Traces of air bubbles

Traces of air bubbles have been encountered only in one locality of the Opawica beds. They are symmetric flat-sided forms. Forms with raised or depressed sides have not been observed. The air bubbles here occur in association with pelitic deposits. This coincides with the writer's observations in the recent lacustrine deposits of the Serwy lake (Augustów Lake District of north-eastern Poland). The rule there is that the expulsion of air bubbles is far more intense on a sandy bottom than on a clay bottom. Nevertheless, traces of air bubbles have been discovered only on a clay bottom, that is where the consistence of the bottom sediment favours their preservation.

Disturbance of internal structure of layers

The forms encountered in the sediments under consideration represent all the slump stages described by A. Hadding (1931). The internal structure of some layers has been very much disturbed while in other layers the traces of disturbance grade from simpler forms to gentle folds. The simplest form of disturbance is represented by convolute bedding, as shown in figs. 6-9. In the case of stronger disturbances it was noted that the laminae had been torn up and spherical structures had formed. These may probably be referred to two causes. Some were supposedly formed in result of the shearing of frontal zones of folds, as is seen on the form shown in fig. 10. Its formation was not associated with an increase of the mass of sediment, hence, evidently it differs from that of balls with spiral structure (nomenclature after Grzybek & Halicki 1958, and Radwański 1960). This type of forms may represent sheared fronts of folds in slump bedding, such as have been differentiated by M. Książkiewicz (1951). The other type of spherical forms is with kneaded structure in the first phase, and subsequently with spiral structure.

The size of the forms here described is relatively small — being from about 30 to 40 mm. in thickness. None have been encountered with dimensions comparable with those from the Carpathian Flysch beds.

Slump and flowage microstructures

Within the greywacke deposits in the vicinity of Głubczyce the writer has found a number of forms ranging from a few to about ten mm in size, which are the microstructural equivalents of convolute bedding and of slumps. They are given the same names as the corresponding macrostructures with the addition of the prefix "micro".

The various types of microconvolute bedding is shown in figs. 11-15. After Ph. H. Kuenen (1953) the writer connects the origin of these forms with the action of sea currents that drift above the sediments. Occasionally, however, they may be associated with compaction, particularly so in the case of weaker disturbances (fig. 11).

In the disturbed structures shown in figs. 14-15 we see recumbent folds with secondary foldings. It is quite probable that in their formation gravitational slumping was another factor at work besides water currents. The writer calls these forms microconvolute bedding with directional arrangement of folds. A similar term was first introduced by A. Radomski (1958) with reference to the macrostructural forms from the Podhale Flysch (the Carpathians).

Forms somewhat more strongly disturbed, regarded as microslumps, are shown in figs. 16-18. We can see there torn up laminae and spherical micro-

structures, or sandy "shreds" in a clayey environment. The spherical forms represent the final stage of folding. They are here called balls with spiral structure.

It has been observed that microstructures obey the same laws as macrostructures, and that the same stages may be distinguished in their development as those given by A. Hadding (1931) for macrostructures. Sandstones and siltstones are evidently more susceptible to the deformations here considered than claystones. Light laminae are those most mobile in claystones.

Distribution of flora and fauna

The organic remains that occur in the Lower Carboniferous deposits in the vicinity of Glubczyce consist largely of plant detritus. Faunal finds are extremely rare. The plant detritus here is associated mainly with fine-grained rocks. It is encountered either throughout the rock layers or on their surface only. The plant detritus that occurs on the surface displays a certain orientation pattern of its distribution which resembles that of organic remains observed by the writer in Flysch rocks from the vicinity of Cisna (Bieszczady). The plant detritus which occurs sporadically in coarse-grained sandstones has a random arrangement.

The rare faunal remains are associated with pelitic deposits, they occur on the surface of beds and, as a rule, have oriented axes (pl. VI, figs. 1-2). The oriented arrangement of the organic remains within the Culm sediments of Sauerland has already been stressed by Ph. H. Kuenen and J. Sanders (1956).

Mineral composition

The writer's observations concerning the mineral composition of Culm sediments confirms the results obtained by K. Łydka (1958) and H. Eliáš (1956) as regards the presence in them of basic rock minerals besides quartz and acid rock minerals. Moreover, pebbles of granites and of gneisses have been found among sediments of the Opawica beds (Krasne Pole). Poor sorting and weak abrasion of the pebbles suggest short transport of this material whose source-area lies in the crystalline Moravia-Silesia massif and its Devonian cover.

Conditions of sedimentation

The Culm deposits were formed in a marine environment. Their wide distribution, cyclic sedimentation and graded bedding indicate their deposition not only within the shore zone, but at some distance from it, too.

The Opawica beds are those displaying the most characteristic features of shore zone deposition. The occurrence is here noted of sandstones either with homogeneous or non-graded bedding. Graded bedding is absent, but there are traces of outwash and ripples whose grooves are filled in by coarse sandy material. These sediments apparently correspond to the subzones of moderately and strongly stormy waters of K. Fiege (1937). Most likely we are dealing here with deposits of strongly branched extensive deltas. Basins of calm sedimentation (quiet water subzones) must have occurred in the shelter of the arms of the delta where sediments of the type of roof slates from Chomiaża were formed.

During sedimentation of the Zawiszyce and Kietlice beds turbidity currents must have played an important role. They are probably responsible for the presence of graded bedding, partly also of the lenticular bedding. The latter type of bedding may occur in result of the mutual superimposition of two turbidity currents differing in velocity and in content of the psammite fraction. The occurrence of the

W-E as well as transversal direction of flow reasonably suggests the presence then of deltas similar to those accompanying the sedimentation of the Opawica beds. Turbidity currents formed on the lateral slopes of deltas, too. The depths of that basin were, most likely, smaller than in the Carpathian Flysch basin, ranging from 300 to 400 m. Its sediments represent a facies intermediate between the typical Flysch and the shallow-water deposits. This facies was distinguished by M. Vašíček (1953a) in the Neogene rocks of the Carpathian Forefield.

The massifs of Pradziad and Kepernik, together with their sedimentary covers, were the source-area of clastic material.

*Laboratory of the Geology of the Polish Lowland
Geological Survey of Poland
Warszawa, February 1960*

WJAŚNIENIA DO PLANSZ I-VI

DESCRIPTION OF PLATES I-VI

PL. I

Fig. 1

Fragment odkrywki w okolicy Mokrego. Ławice piaskowców poprzedzielane łupkami ilastymi

Fragment of pit in the vicinity of Mokre. Sandstone layers alternating with clay shales

Fig. 2

Gruboławicowe piaskowce szarogłazowe, niefrakcjonowane, stary łom na zachód od Krasnego Pola

Thick-bedded greywacke sandstones with non-graded bedding in an abandoned pit west of Krasne Pole

PL. II

Fig. 1

Soczewkowe przewarstwienia piaskowców w łupkach — stary kamieniołom w lesie na południe od Ściborzyc Małych

Lenticular intercalations of sandstones in shales — abandoned quarry in a wood south of Ściborzyc Małe

Fig. 2

Zesność łupków ilastych z fauną z soczewkami piaskowców. Stary łom przy szosie w Zawiszycach nad Stradunią

Complex of clay shales with fauna containing sandstone lenses. Abandoned pit on the highway at Zawiszyce on the Stradunia stream

PL. III

Fig. 1

Pojedyncza soczewka piaskowca z łupków pokazanych na pl. II, fig. 2

Single sandstone lens from shales shown in plate II, fig. 2

Fig. 2

Zmarszczki przetworzone z Opawicy; na zdjęciu widoczne łupki mułowcowe odpadające skorupowo od ławicy piaskowca

Metaripples from Opawica; siltstone shales peel off into the sandstone layer

Fig. 3

Pseudozmarszczki dendrytyczne na powierzchni łupku z Zawiszyc; strzałka wskazuje kierunek południowy. Stary łom w okolicy Zawiszyc nad Stradunią

Dendritic pseudo-ripple marks on the surface of shale from Zawiszyce; arrow points southward. Old pit from the vicinity of Zawiszyce on the Stradunia

PL. IV

Fig. 1

Łupki płaszczyste i mułowce poprzedzielane piaskowcami. Kamieniołom na wschód od Biernatówka

Sandy and silty shales alternating with sandstones. Quarry east of Biernatówek

Fig. 2

Piaskowce poprzewarstwiane łupkami, widoczne zmniejszanie się grubości ławic ku górze. Łomik w okolicy Ciermęcice

Sandstones interbedded with shales, showing upward thinning of layers. Pit in the vicinity of Ciermęcice

PL. V

Fig. 1

Toczeńce zwijane. Stary łom w okolicy Dobieszowa

Balls with spiral structure. Abandoned pit in the vicinity of Dobieszów

Fig. 2

Hieroglify prądowe w łupkach. Stary łom w Zawiszycach nad Stradunią
 Flute casts on shales in an abandoned pit at Zawiszyce on the Stradunia

PL. VI

Fig. 1

Rozmieszczenie fauny na powierzchni łupku (*Posidonia becheri* n. i goniatyty).
 Łomik w okolicy Zawiszyce

Distribution of fauna on the surface of shale (*Posidonia becheri* Bron. and gonia-
 tites). Pit in the vicinity of Zawiszyce

Fig. 2 .

Powierzchnia łupku z florą i goniatytami (*Nomismoceras* sp.). Stary łom w Zawis-
 zycach nad Stradunią

Surface of shale with flora and goniatites (*Nomismoceras* sp.). Abandoned pit
 at Zawiszyce on the Stradunia

Wszystkie fotografie wykonał autor z wyjątkiem fig. 3 na pl. III oraz fig. 1 i 2
 na pl. VI, które wykonała Pracownia Fot. Inst. Geol.

All photographs are by the writer, except fig. 3 of plate III and figs. 1-2
 of plate VI taken by the Photographic Laboratory of the Institute of Geology



Fig. 1



Fig. 2

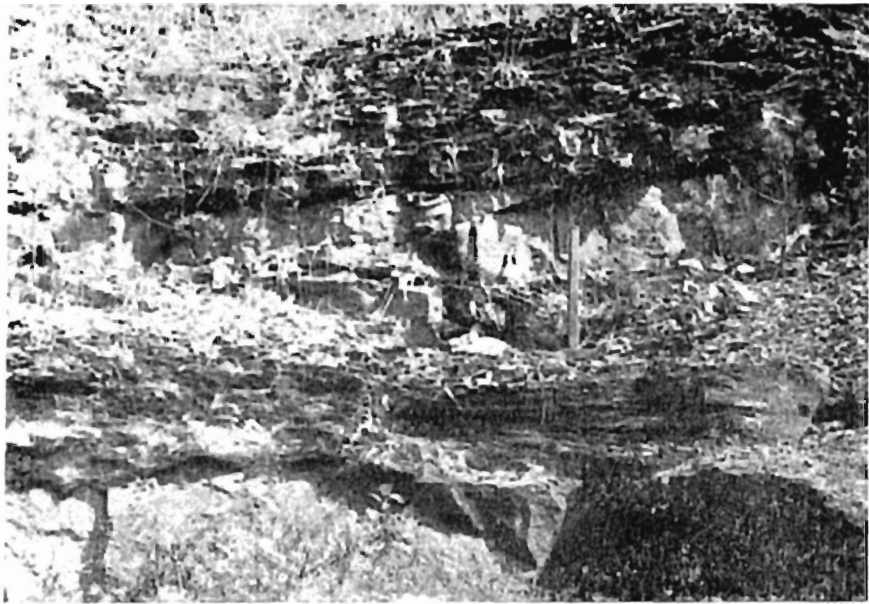


Fig. 1



Fig. 2



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 3



Fig. 1

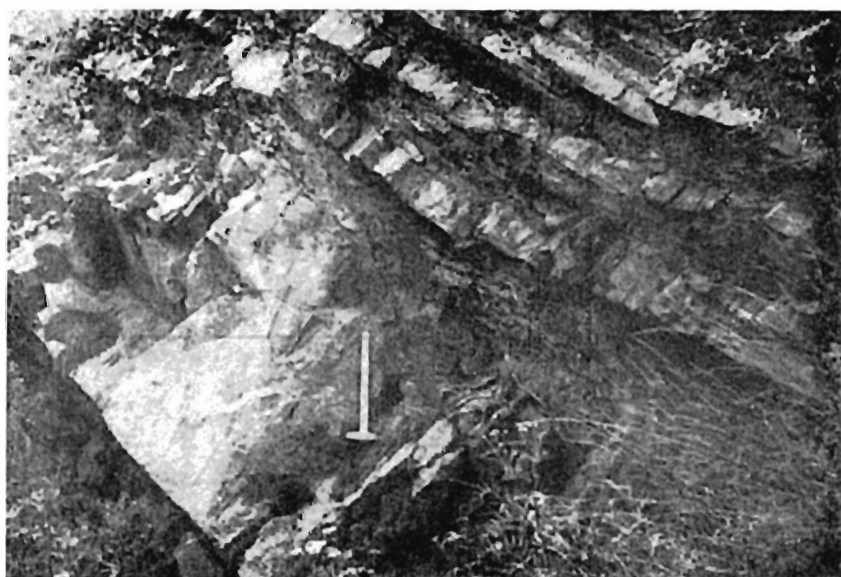


Fig. 2



Fig. 1

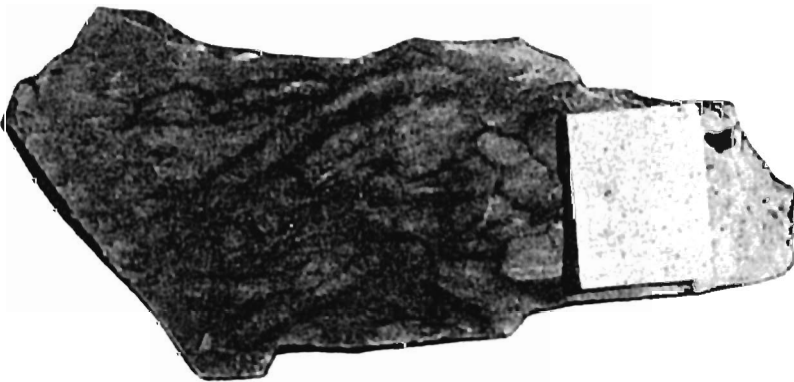


Fig. 2



Fig. 1



Fig. 2