

Jerzy K. BŁASZCZYK

## Interklasty łupkowe i litoklasty węglanowe w łupkach miedzionośnych monokliny przedsudeckiej

Łupki miedzionośne z monokliny przedsudeckiej lokalnie zawierają interklasty łupkowe i litoklasty węglanowe. Powstanie tych form wiązać należy z istnieniem procesów degradacyjnych panujących w sieciach kanałów pływowych rozprzestrzenionych w depresyjnych częściach monokliny. Procesy te doprowadziły do wyerodowania z podłoża łupków miedzionośnych utworu węglanowego (dolomit graniczny) oraz zintensyfikowały erozję już skonsolidowanego osadu ilasto-wapnistego, z odznakami pierwotnej mineralizacji i osadzania ich w nowopowstającym łupku miedzionośnym. Litoklasty najczęściej są zlokalizowane w spągowych partiach warstwy łupków, natomiast interklasty występują zazwyczaj wyżej i zajmują środkową i stropową część pionowego profilu tych utworów.

### WSTĘP

W łupkach miedzionośnych, w trakcie eksploatacji górniczej złoża rud miedzi na monoklinie przedsudeckiej, spotyka się dość często dyskoidalne w przekroju otoczaki łupkowe, rzadziej węglanowe. Litoklasty (H.J. Bissel, C.W. Chilingier, 1967 – *vide* R. Gradziński i in., 1976) to przede wszystkim odbarwione i skrasowiałe jasnoszare węglany. Zostały one wyerodowane ze skał podłoża łupków miedzionośnych w obszarze ich sedymentacji i następnie poddane procesom abrazji poprzez wleczenie po dnie zmiennymi, silnymi i skanalizowanymi prądami pływowymi. Otoczaki te składają się głównie z dolomitu granicznego, który kończył na monoklinie przedsudeckiej osadowy cykl białego spągowca (J.K. Błaszczyk, praca w druku). Litoklasty zlokalizowane są najczęściej w spągowych partiach warstwy łupków miedzionośnych, natomiast interklasty łupkowe (R.L. Folk, 1959 – *vide* R. Gradziński i in., 1976) nie zajmują stałego miejsca w pionowym profilu tych utworów. Są rozmieszczone nierównomiernie na całym obszarze, najczęściej zgrupowane w centralnych partiach depresji, przez które najprawdopodobniej przebiegały pływowe kanały odwadniające. W tych miejscach również ciemnoszara facja węglanowo-ilasta (J.K. Błaszczyk, 1982) jest najpełniej wykształcona, a łupki miedzionośne wykazują największą miąższość. Interklasty łupkowe

są otoczkami dobrze obtoczonymi, najczęściej o kształtach elipsoidalnych i bochenkowych i stosunkowo zmiennej trzeciej najmniejszej osi.

Miłym obowiązkiem, jaki poczytuje sobie autor, jest złożenie podziękowania drowi inż. W. Mayerowi z AGH w Krakowie za wykonanie opisów preparatów mikroskopowych, które to odgrywają niepoślednią rolę w rozważaniach nad genezą interklastów łupkowych.

## CHARAKTERYSTYKA ODSŁONIEĆ INTER- I LITOKLASTÓW

Do tej pory na monoklinie przedsudeckiej w łupkach miedzionośnych stwierdzono kilka odsłonieć inter- i litoklastów. Wystąpienia te są rozrzucone na znacznej powierzchni wynoszącej około 10 km<sup>2</sup>. Cechą charakterystyczną i wspólną wszystkich miejsc ich występowania jest lokalizacja w depresjach monokliny, gdzie łupki miedzionośne mają największą miąższość (zwiększoną do około 0,30 m), a ciemnoszara facja węglanowo-ilasta jest kompletnie wykształcona (J.K. Błaszczuk, 1982). Osady łupkowe cechują się znacznym zróżnicowaniem petrograficznym. Począwszy od łupków ilastych, w których obserwujemy przewagę substancji organicznej nad ilastą, stopniowo przechodzą do łupków dolomityczno-ilastych, jak również do dolomitu ilastego o wyraźnej dominacji dolomitu nad laminami ilasto-organogenicznymi. Pozycja łupków ilastych w pionowym profilu geologicznym nie jest stała i mogą one występować na różnych poziomach. Przebieg pionowy, jak i poziomy są stopniowe, granice natomiast najczęściej bywają nieostre i bardzo często makroskopowo niezauważalne. Łupki, zwane w literaturze łupkami smolistymi (smolącymi), są najprawdopodobniej roztartymi i silnie zazwyczaj wyprasowanymi łupkami ilastymi lub ilasto-dolomitycznymi. Tworzą niekiedy szereg złuskowanych obalonych fałdeków o ukośnych powierzchniach osiowych, którym często w spągowych częściach warstwy towarzyszą węglanowe litoklasty.

Litoklasty skrasowiałych dolomitów, często z mikrokawernami, leżą generalnie w spągu łupków miedzionośnych, nieraz bezpośrednio na stropie białego spągowca (fig. 1). W niektórych lokalnych obniżeniach stropu piaskowca zachowały się fragmenty występującego *in situ* dolomitu granicznego, około 0,06 m miąższości, powyżej którego, w łupkach, znajdują się litoklasty. W przekrojach równoległych do ociosów wyrobisk górniczych litoklasty węglanowe mają średnio 0,07 m grubości i około 0,45 m długości.

Interklasty pojawiają się najczęściej w środkowej i stropowej części warstwy łupków miedzionośnych, powyżej litoklastów (fig. 1). Wykazują one normalną gradację o dobrym rozdzieleniu. Wielkość klastów w różnych rejonach i ich położenie zarówno pionowe, jak i poziome są zmienne. Skład petrograficzny interklastów jest tak samo zróżnicowany jak otaczających łupków miedzionośnych. Spotykane są nawet interklasty o wyraźnej przewadze dolomitu i całkowicie niewidocznej laminacji łupkowej (tabl. III, fig. 9). Interklasty te, o wymiarach około 0,12 × 0,7 m, są zlokalizowane w profilu łupków miedzionośnych najniżej. Najwyżej natomiast, bo prawie w stropie osadów, znajdują się interklasty łupkowe, o średnich wymiarach 0,023 × 0,101 m (maksymalnie od 0,04 × 0,26 do 0,01 × 0,03 m minimalnie), czyli znacznie mniejsze (fig. 1). Kształt interklastów jest kulisty lub elipsoidalny (tabl. III, fig. 8). W przekrojach pionowych wykazują formę dysku (tab. II, fig. 6) lub elipsoidy (tabl. I, fig. 4, 5). W przypadku kształtu bochenkowego (fig. 2; tabl. II, fig. 7) dolna, niemal płaska powierzchnia, jest przeważnie równoległa do płaszczyzny erozyjnej i wyraźnie większa od płaszczyzny górnej, wykazującej ponadto większe obtoczenie górnych naroży. Nieraz otoczaki o przekroju bochenkowym

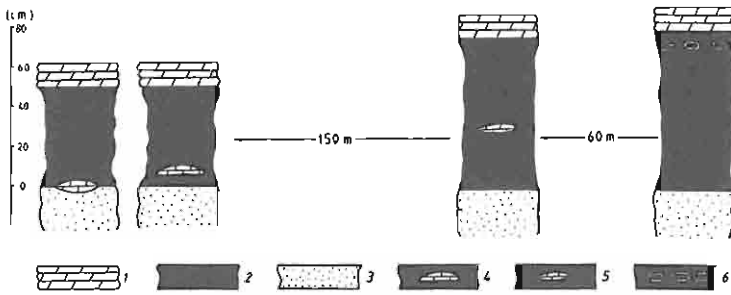


Fig. 1. Profile geologiczne łupków miedzionośnych ze strefy migrującego bocznie kanału pływowego  
Geological profiles of copper-bearing schists from the zone of the lateral migrated tidal channel

1 – dolomity; 2 – łupki miedzionośne ilasto-dolomityczne; 3 – piaskowce białego spągowca; 4 – jasnoszare litoklasty węglanowe; 5 – interklasty ilasto-wapniste; 6 – najczęściej występujące interklasty łupkowe

1 – dolomites; 2 – clayey-dolomitic copper-bearing schists; 3 – Weissliegende sandstones; 4 – light-grey carbonate lithoclasts; 5 – clayey-limy interclasts; 6 – most common schisty interclasts

są w osadzie odwrócone i leżą na grzbietach. Kąty upadu pierwotnych płaszczyzn warstwowania w sąsiednich interklastach łupkowych nieraz wyraźnie się różnią od siebie. Najczęściej w interklastach obserwujemy niezgodną laminację ilasto-wapnistą w stosunku do upadu lamin w łupkach otaczających (fig. 2). Interklasty są zazwyczaj obleczone cienką białą otoczką kalcytową, stanowiącą wyraźną granicę pomiędzy klastem a łupkami miedzionośnymi (tabl. II, fig. 7).

Zawartość  $\text{CO}_2$  jest o 1,5 do 2,0 razy większa w łupkach otaczających niż zawartość  $\text{CO}_2$  w interklastach. Niewielka jest również zawartość procentowa Cu – zazwyczaj kilkakrotnie niższa niż w łupkach dolomityczno-ilastych, występujących w bezpośrednim sąsiedztwie. Szczególnie wyraźnie, bo kilkadziesiątkrotnie niższe są zawartości Cu w jasnoszarych skrasowiakach litoklastach węglanowych. W interklastach widoczne są makroskopowo horyzontalne, zgodne z pierwotnym warstwowaniem, drobne poziome żyłki chalkopirytowe, które zawsze kończą swój bieg na brzegach danej formy. Natomiast na zewnątrz nich są bardzo licznie reprezentowane poziome grubsze żyłki bornitowe, często o przebiegu falistym, wygięte łukowo nad interklastami (tabl. I, fig. 4). Interklasty oraz żyłki bornitowe są nieraz poprzecznane ukośnymi bądź pionowymi żyłkami gipsowymi, kalcytowymi lub siarczanowymi (tabl. I, fig. 5; tabl. II, fig. 6). Zawartość procentowa Pb i Zn w interklastach, litoklastach węglanowych i otaczających je łupkach dolomityczno-ilastych jest na tym samym poziomie. Dana mineralizacja w łupkach miedzionośnych jest niewiele znacząca z punktu widzenia wykorzystania przemysłowego i nie wpływa na zmianę bilansowości złoża miedzi.

## MIKROSKOPOWY OPIS INTERKLASTÓW ŁUPKOWYCH

Interklasty łupkowe, pochodzące z odstonień na oddziale G 2 i G 3 kopalni Rudna, zbudowane są z łupku ilasto-wapnisteo o strukturze mikrolaminowanej, złożonej przede wszystkim z lamin ilastych, lamin z substancją organiczną, kalcytowych (stwierdzonych przy pomocy barwienia alizaryną red-S) i sporadycznych warstewek dolomitowo-ilastych. Rzadziej spotyka się grubsze laminy ( $360 \mu\text{m}$ ) nieraz w postaci nieregularnych soczewek ( $15-30 \mu\text{m}$ ), zbudowanych głównie z ksenomorficznych kryształów kalcytu wielkości  $15-30 \mu\text{m}$ , wykazujących niekiedy ślady re-

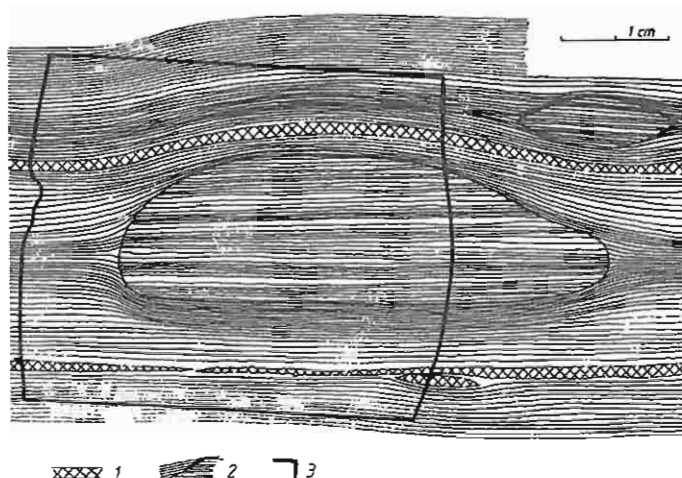


Fig. 2. Przekrój interklustu łupkowego wzdłuż jego elongacji  
Section of schist interclast along its elongation

1 - pokładowe żyłki bornitowe; 2 - kontakt interklustu z łupkami otaczającymi; 3 - powierzchnia przekroju interklustu przedstawiona na tabl. 11, fig. 7  
1 - bedded bormite veins; 2 - interclast surrounded schists contact; 3 - section surface of interclast given in Tabl. 11, Fig. 7

krystalizacji, oraz widocznych domieszek kwarcu detrytycznego z drobnokrystalicznymi siarczkami miedzi. Znaczne ilości szczątków organicznych, jakie się obserwuje (wielkości 30–120  $\mu\text{m}$ ), mają zwykle formę soczewek, ułożonych także równoległe do płaszczyzn oddzielności łupkowej. Sporadycznie zdarzają się większe pojedyncze skorupki (do 200  $\mu\text{m}$ ), leżące wśród lamin ilastych a zwłaszcza kalcytowych, ułożonych zgodnie (rzadziej ukośnie) do laminacji łupkowej. Wypełnione są one głównie sparytem kalcytowym, rzadziej dolomitowym. Interklasty ilasto-wapniste charakteryzują się największą zawartością węglanów, głównie kalcytu, wynoszącą około 70%.

Skalą otaczającą interklasty są typowe łupki dolomitowo-ilaste o strukturze również mikrolaminowanej, złożone z cienkich lamin ilastych z domieszką organiczną (10–25  $\mu\text{m}$ ) i znacznie liczniejszych oraz grubszych warstewek i soczewek dolomitowych i dolomitowo-ilastych wielkości 35–60  $\mu\text{m}$ . Soczewki dolomitu zbudowane są z ksenomorficznych kryształów (10–20  $\mu\text{m}$ ), zawierają liczne pojedyncze ziarna i skupienia kwarcu (10–25  $\mu\text{m}$ ), blaszki muskowitu oraz sporadycznie kalcyt. Pojawiają się dość liczne laminy ilaste zbudowane z materiału drobnoluseczkowego, o cechach optycznych illitu. Zawartość węglanów w skale wynosi około 65%, w tym 60% dolomitu i maksymalnie do 5% kalcytu.

## ZARYS GENEZY I WNIOSKI KOŃCOWE

W spągowych partiach osadów łupkowych stwierdzono duże odbarwione, skrawałowate i jasnoszare litoklasty węglanowe, które wyraźnie zaznaczają się na tle czarnych łupków miedzionośnych w ociosach wyrobisk górniczych. Ich obecność świadczy o znacznych zmianach, jakie zachodziły na początku cechsztynu w sieci kanałów pływowych. Powstanie litoklastów najprawdopodobniej wiązać się powinno

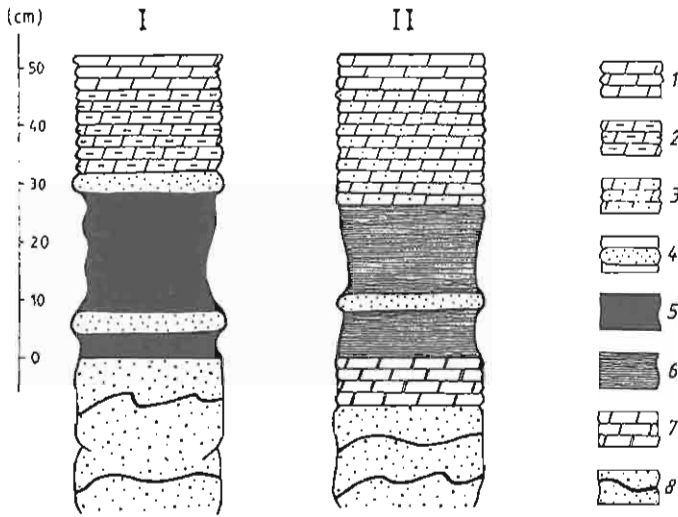


Fig. 3. Charakterystyczne profile geologiczne z rejonów przesmyków w odmorskich częściach stropu piaskowca

Typical geological profiles of the narrow passes area in off-sea part of the sandstone roof

I – profil łupku miedzionośnego z warstwami jasnoszarego piaskowca; II – profil laminowanego ilasto-piaszczystego łupku z warstwami drobnoziarnistego jasnoszarego piaskowca; 1 – dolomit wapnisty; 2 – dolomit ilasty; 3 – dolomit piaszczysty; 4 – warstwa jasnoszarego piaskowca drobnoziarnistego; 5 – ilasto-dolomityczne łupki miedzionośne; 6 – laminowane łupki ilasto-piaszczyste; 7 – dolomit graniczny; 8 – piaskowce białego spągowca

I – profile of copper-bearing schist with light-grey sandstone beds; II – profile of laminated clayey-sandy schist with light-grey fine-grained sandstone beds; 1 – limy dolomite; 2 – clay dolomite; 3 – sandy dolomite; 4 – light-grey fine-grained sandstone bed; 5 – clayey-dolomitic copper-bearing schists; 6 – laminated clayey-sandy schists; 7 – border dolomite; 8 – the Weissligendes sandstones

z erozją warstwy skonsolidowanego już wcześniej dolomitu granicznego, który przeszedł okres subaeralnego odsłonięcia – utworu kończącego osadowy cykl białego spągowca na monoklinie przedsudeckiej (J.K. Błaszczyk, praca w druku). Utworzone klasty zostały przetransportowane przez silne turbulentne prądy trakcyjne, jakie panowały w tej fazie sedymentacji, z miejsc ich powstania (tj. z rejonów przesmyków w elewacjach stropu piaskowca) do najniższych hipsometrycznie rejonów monokliny, gdzie rozciągała się sieć kanałów pływowych. Miejscem ich sedymentacji były przede wszystkim te odcinki koryta kanału, gdzie diametralnie zmieniał się reżim przepływu wody, zdeterminowany przez wiele dodatkowych, zmiennych parametrów decydujących o denudacji lub depozycji. Głównymi przyczynami powstania osadu korytowego był rozkład i zróżnicowanie prędkości prądów w korycie, zmiana kompetencji oraz skokowy spadek wydolności wód. Dochodziło często m.in. do lokalnych ścięć erozyjnych w korytach pływowych w czasie meandrycznej ich migracji. Szczególnie narażone były wklęsłe partie brzegowe, zbudowane ze stwardniałego, z odznakami wczesnej mineralizacji siarczkowej, osadu ilasto-wapnistego. Na obserwowanych odcinkach przekroju (fig. 1) zauważa się regularnie rozmieszczone interklasty leżące w profilu w środku i stropie warstwy łupkowej. Prócz tego stwierdzić można, że występują tu wyraźne różnice w wielkości interklastów, które stopniowo lecz zdecydowanie maleją ku stropowi i również od osi kanału w kierunku jego brzegu (por. G.S. Visser, 1965). Możemy zatem uważać, że następowały boczne przesunięcia stref erozji i depozycji w coraz to płytszą część koryta, zgodnie z malejącymi interklastami i ich położeniem w

profilu pionowym. Maksymalna boczna migracja koryta, jaką obserwujemy w łupkach miedzionośnych, wynosi około 200 m.

W procesie powstawania interklastów bardzo ważną rolę odgrywała powierzchniowa erozja osadów ilasto-węglanowych (J.K. Błaszczuk, 1984 – fig. 1a), która powodowana być mogła wyjątkowo wysokimi stanami wody lub cyklicznymi dużymi pływami. Sprzyjającymi okolicznościami były również spekania błotne, powstające w materiale ilasto-wapnistym pod wpływem wysychania i pęknięcia osadu oraz uzyskania dużej twardości i spoistości w wyniku działania słońca (R.W. Ginsburg, 1957). W czasie transportu pokruszonego, zlitfikowanego już osadu przez fale, krawędzie klastów i płytek poligonowych zostały zaokrąglone przez abrazję i zdeponowane w nowotworzących się łupkach miedzionośnych w wypukłych częściach brzegów kanałów pływowych. Obecnie w osadzie tym obserwować można charakterystyczne poziome żyłki bornitowe o falistym przebiegu, omijające interklasty (tabl. I, fig. 4). Tego rodzaju deformacje powstały zapewne na skutek zmian ściśliwości w wyniku kompaktacji niejednorodnego osadu, bowiem w osadzonym mule ilasto-dolomitowym tkwiły już skonsolidowane klasty łupkowe.

Łupki miedzionośne na monoklinie przedsudeckiej nie powstały w jednym akcie osadowym i najprawdopodobniej objęte były również kilkoma fazami mineralogicznymi. Znaczna ich część w toku procesów denudacyjnych była ciągle przerabiana z powodu zmieniającej się sieci kanałów pływowych, noszących znamiona rzek roztokowych. Ten fakt w znacznym stopniu spowodował, że łupki w większości złożone są z wielu odmian petrograficznych, niemożliwych do skorelowania. Niemniej jednak znaczna część niezaburzonej pierwotnej zasadniczej masy łupków – charakteryzująca się regularnym przyrostem osadów i brakiem struktur trakcyjnych – była powoli deponowana z zawiesiny w środowisku o niskiej energii, w odizolowanych zastoiskach, z dala od sieci koryt wodnych.

Z dotychczasowej analizy mapy z zaznaczonymi miejscami występowania inter- i litoklastów wynika, że najczęściej są one zgrupowane w centralnych partiach depresji, wraz ze zwiększoną miąższością łupków miedzionośnych. Przebieg wypięmionych łupkami pływowych kanałów odwadniających, w których były gromadzone klasty, jest generalnie prostopadły do rozciągłości stref elewacji stropu piaskowca (J.K. Błaszczuk, praca w druku) i przecinają je w miejscach utworzonych przesmyków. W rejonie tym, od dystalnej strony elewacji, profil pionowy łupków miedzionośnych jest wykształcony nietypowo. Obserwujemy czarne łupki miedzionośne przeławiczone warstewkami jasnoszarego piaskowca, które w krańcowych przypadkach tworzą nawet kilkucentymetrowe grubsze warstwy, o bardzo zmiennej i nieregularnej miąższości (fig. 3; tabl. IV, fig. 11). W rejonie przesmyków stwierdza się również strefę występowania osadu o rytmicznych przeławiczeniach cienkimi laminami drobnoziarnistego jasnoszarego piaskowca z pofałdowanymi, o licznych zmarszczkach, laminami czarnego łupku ilastego (tabl. IV, fig. 10). Materiał terygeniczny łupków ilasto-piaszczystych jest najprawdopodobniej produktem erozji piaskowcowej części stref elewacyjnych powstałych w czasie formowania lub pogłębiania się przesmyków przez kanały pływowe. Łupki ilasto-piaszczyste z laminami lub warstwami piaskowcowymi zazębiają się z łupkami ilasto-dolomitycznymi i przylegają do elewacji od strony odmorskiej.

## PIŚMIENICTWO

- BŁASZCZYK J.K. (1982) – Dwudzielność facjalna serii węglanowej w najniższych częściach dolnego cechsztynu w Lubieńskim Zagłębiu Miedziowym. *Rudy Metale*, 27, p. 151–156, nr 4.
- BŁASZCZYK J.K. (1984) – Biostruktury w łupkach miedzionośnych na monoklinie przedsudeckiej. *Kwart. Geol.*, 28, p. 655–674, nr 3/4.
- BŁASZCZYK J.K. (praca w druku) – Warunki sedymentacji utworów z pogranicza czerwonego spągowca i cechsztynu monokliny przedsudeckiej.
- GINSBURG R.N. (1957) – Early diagenesis and lithification of shallowwater carbonate sediments in South Florida. In: R.J. Le Blanc, J.G. Breeding (eds) – *Regional Aspects of Carbonate Deposition*. Soc. Econ. Pal. Min., Spec. Publ., 5, p. 80–99.
- GRADZIŃSKI R., KOSTECKA A., RADOMSKI A., UNRUG R. (1976) – *Sedymentologia*. Wyd. Geol. Warszawa.
- JINDRICH V. (1969) – Recent carbonate sedimentation by tidal channels in the lower Florida Keys. *J. Sedim. Petrol.*, 39, p. 531–553.
- VISHER G.S. (1965) – Use bertical profile in environmental reconstruction. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 49, p. 41–61.

Ежи К. БЛАШЧИК

**ВНУТРИФОРМАЦИОННАЯ СЛАНЦЕВАЯ ГАЛЬКА  
И ОБЛОМКИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД В МЕДЕНОСНЫХ СЛАНЦАХ  
НА ПРЕДСУДЕТСКОЙ МОНОКЛИНАЛИ**

Резюме

В меденосных сланцах на Предсудетской моноклине довольно часто встречается дискообразная в разрезе сланцевая, доломитово-глинистая, изредка карбонатная галька. Обломки принадлежат преимущественно обесцвеченным и выветрелым светлосерым доломитам эродированных пород основания меденосных сланцев (граничный доломит), подвергшимся образонному разрушению путем волочения по неровному дну сильными направленным циркуляционным течением. Они залегают в подошве меденосных сланцев, зачастую прямо на кровле белого лежня (фиг. 1). В разрезах, параллельных стенам горных выработок, размеры карбонатных обломков в среднем составляют: толщина 0,07 м, длина 0,45 м. Выше них, в центральной и кровельной части разреза меденосных сланцев, залегают внутриформационная сланцевая галька, которая отличается нормальной градацией и распределением. Размеры гальки от 0,12 × 0,7 м в центральной части разреза до 0,02 × 0,10 м в кровле сланцев (фиг. 1). В продольном сечении она имеет форму диска или эллипсоида (табл. I, II), а в поперечном — кругообразную или эллипсоидную (табл. III, фиг. 8). Углы inclination первичных плоскостей наложения в соседствующей внутриформационной гальке бывают совершенно разными. Чаще всего во внутриформационной гальке наблюдается глинисто-карбонатная слоистость, несогласная с падением слоев в окружающих сланцах (фиг. 2). Внутриформационная галька обычно состоит из глинисто-известкового сланца и покрыта тонкой белой кальциевой оболочкой, совершенно отчетливо отделяющей гальку от вмещающей породы (табл. II, фиг. 7). Кроме того обращает на себя внимание тот факт, что содержание CO<sub>2</sub> во вмещающих сланцах вдвое выше, чем в гальке. Такая же зависимость, только в несколько раз выше, наблюдается и в содержании Cu.

Внутриформационная галька и обломки карбонатов распределяются неравномерно. Чаще всего они встречаются в центре депрессии между поднятиями кровли песчаника, по отношению к которым перпендикулярны каналы потоков, заполненные меденосными сланцами. В местах проливов на поднятиях залегают глинисто-песчаные (фиг. 3, табл. IV, фиг. 10) или глинисто-доломитовые сланцы, перемежающиеся светлосерыми лесчаниками, пропастки которых достигают нескольких сантиметров (фиг. 3; табл. IV, фиг. 2). Обломочный материал, входящий в состав этих спайцев, вероятнее всего является продуктом разрушения песчаных пород на поднятиях при образовании в них или углублении проливов.

Jerzy K. BŁASZCZYK

#### SCHISTY INTERCLASTS AND CARBONATE LITHOCLASTS IN COPPER – – BEARING SCHISTS OF THE FORE-SUDETIC MONOCLINE

##### S u m m a r y

Discoidal schisty boulders and rarely carbonate boulders are found in the copper-bearing schists in the Fore-Sudetic Monocline. Lithoclasts – mainly decolorized – and light grey karsty dolomites eroded from the copper-bearing schisty basement rocks (border dolomites) and affected by abrasion process through dragging on the bottom by variable strong and channelled tidy currents. They cover the floor of the copper-bearing schists sometimes directly on the roof of Weissliedendes (Fig. 1). In section parallel to the sides of work dimensions of the carbonate lithoclasts at the average are 0.07 m in thickness and about 0.45 m in length.

Above the lithoclasts, in the middle and at the top of the copper-bearing schist profile there are schisty interclasts showing normal gradation with well separation. Interclasts dimensions range from 0.12 × 0.7 m in the middle to 0.02 × 0.10 m at the top (Fig. 1). They are either disk-shaped or ellipsoidal (Tabl. I, II) in the longitudinal sections either ball-shaped or ellipsoidal (Tabl. III, Fig. 8) in the cross sections. Dip angle of the original bedding planes in adjacent schisty interclasts varies in one another. Discordant clayey – limy lamination in the interclast in relation to the dip of laminae in surrounded schists is observed (Fig. 2). The interclasts are usually composed of clayey limy schists and encircled with thin white calcitic envelope, forming the distinct border between the clast and surroundings (Tabl. II, Fig. 7). Besides it is noticed that CO<sub>2</sub> contents is twice as much in surrounded schists as in the interclast itself. The same relation is also observed in Cu-mineralization that is however several times higher.

Distribution of interclasts and lithoclasts is not uniform in the whole area. They are usually concentrated in the central parts of depression, between elevations of the sandstone roofs – tidy channels perpendicular to depression are filled with copper-bearing schists. Clayey-sandy schist (Tabl. IV, Fig. 10) and clayey-dolomitic schists interlaid with the several centimeter beds of light-grey sandstone (Tabl. IV, Fig. 11). Terrigenous material composing these schists originated, most likely from erosion of the sandstone elevation zones during deepening of forming the narrow passes.



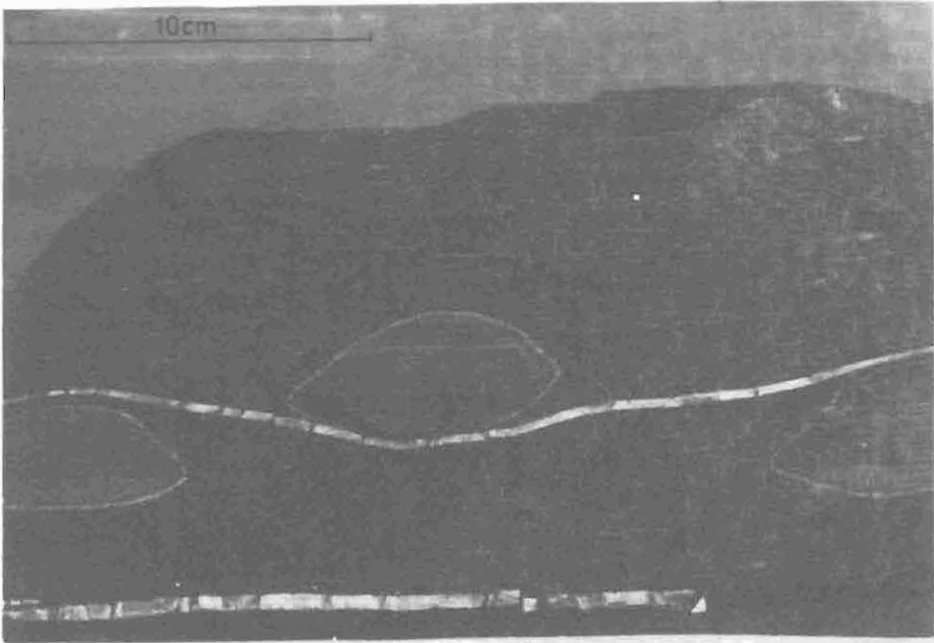


Fig. 4

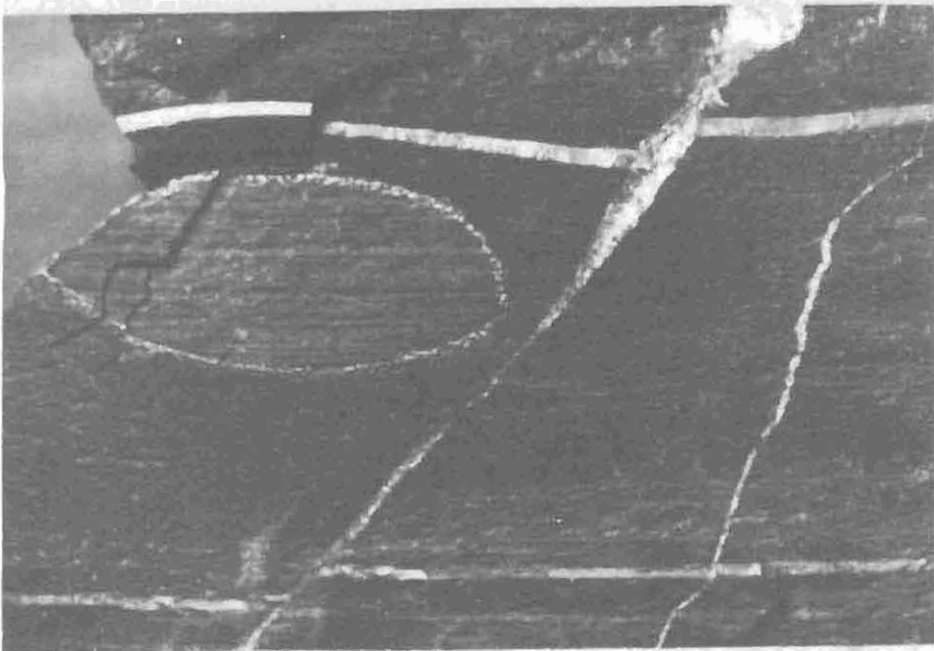


Fig. 5

Jerzy K. BŁASZCZYK – Interklasty łupkowe i litoklasty węglanowe w łupkach miedzionośnych monokliny przedsudeckiej

TABLICA I

Fig. 4. Łupek miedzionośny z laminowanymi interklastami ilasto-wapnistymi i pokładowymi żyłkami bornitowymi o falistym przebiegu

Copper-bearing schist with laminated clayay-limy interclasts and bedded bornite veins with a wavy course

Fig. 5. Łupek miedzionośny z wyraźnie laminowanymi interklastami ilasto-wapnistymi zaburzonymi mikrourazami wypełnionymi gipsem

Copper-bearing schist with distinct laminated clayay-limy disturbed micro-faults field with gypsum



Fig. 6

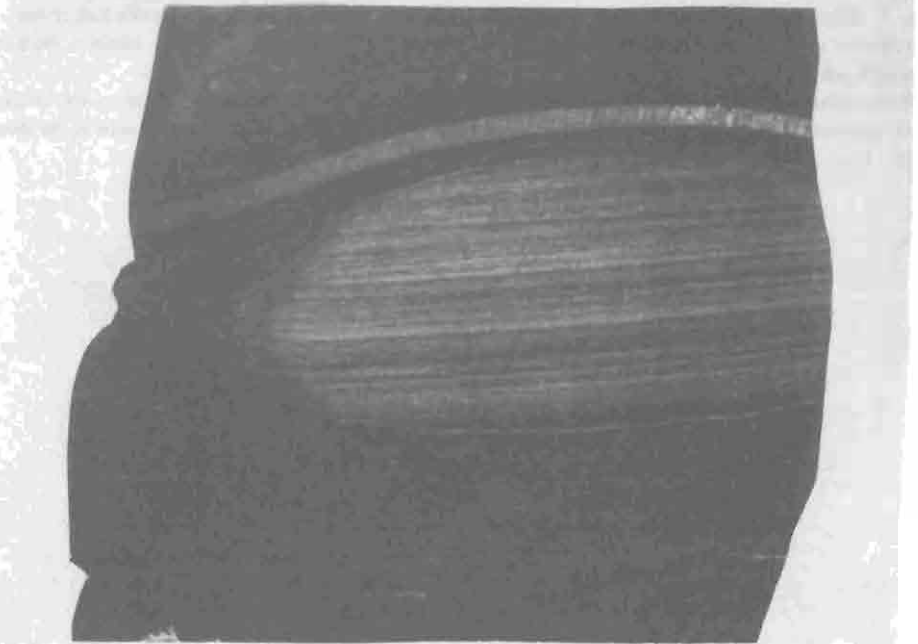


Fig. 7

Jerzy K. BŁASZCZYK – Interklasty łupkowe i litoklasty węglanowe w łupkach miedzionośnych monokliny przedsudeckiej

## TABLICA II

Fig. 6. Łupek miedzionośny z interklastami ilasto-wapnistymi z mikrospełkaniami wypełnionymi gipsem  
Copper-bearing schist with clayay-limy interclasts with microfeactures filled with gypsum

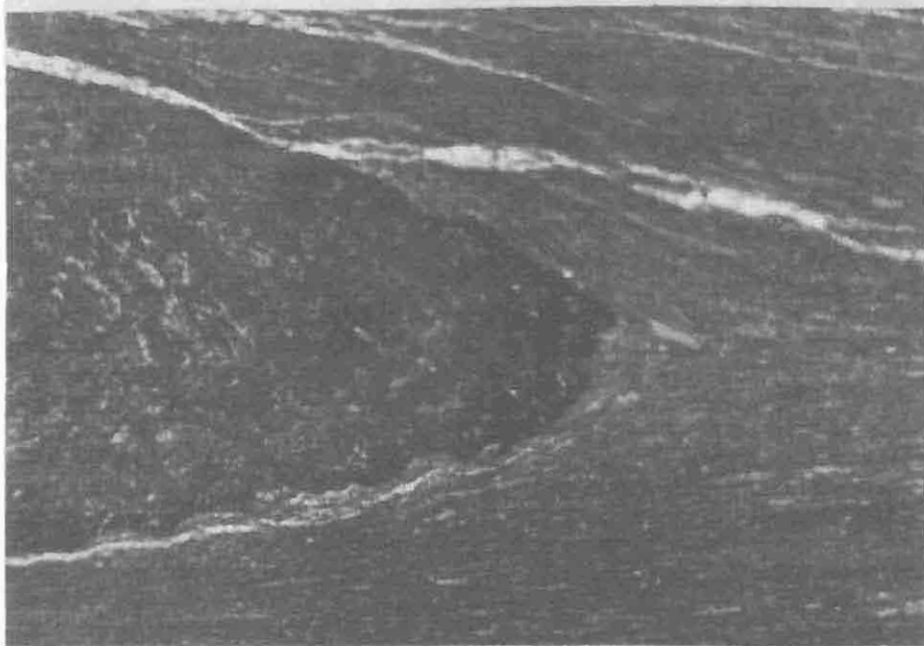
Fig. 7. Zgląd łupku miedzionośnego z interklastem, podkreślonym przez białą otoczkę kaicytową; w interkłaście zauważa się niezgodną laminację ilasto-wapnistą w stosunku do upadu lamin w łupkach otaczających

Polished section of copper-bearing schist with interclast emphasized by a white calcitic envelope; clayay-limy lamination disturbed in relation to the laminae dip in surrounded schists can be seen in the interclast



10cm

Fig. 8



1cm

Fig. 9

Jerzy K. BŁASZCZYK – Interklasty łupkowe i litoklasty węglanowe w łupkach miedzionośnych monokliny przedsudeckiej

### TABLICA III

Fig. 8. Odstonięta płaszczyzna podzielności w łupkach miedzionośnych z widocznymi (w planie) odciskami dolnej powierzchni interklastów ilasto-wapnistych

Exposed divisibility plane in copper-bearing schists with a visible (in the background) impression of the lower surface of clayay-limy interclasts

Fig. 9. Interklast dolomityczny tkwiący w łupku miedzionośnym, powodujący zaburzenia laminacji równoległej

Piece of dolomitic interclast in copper-bearing schists, causing the disturbance of parallel lamination

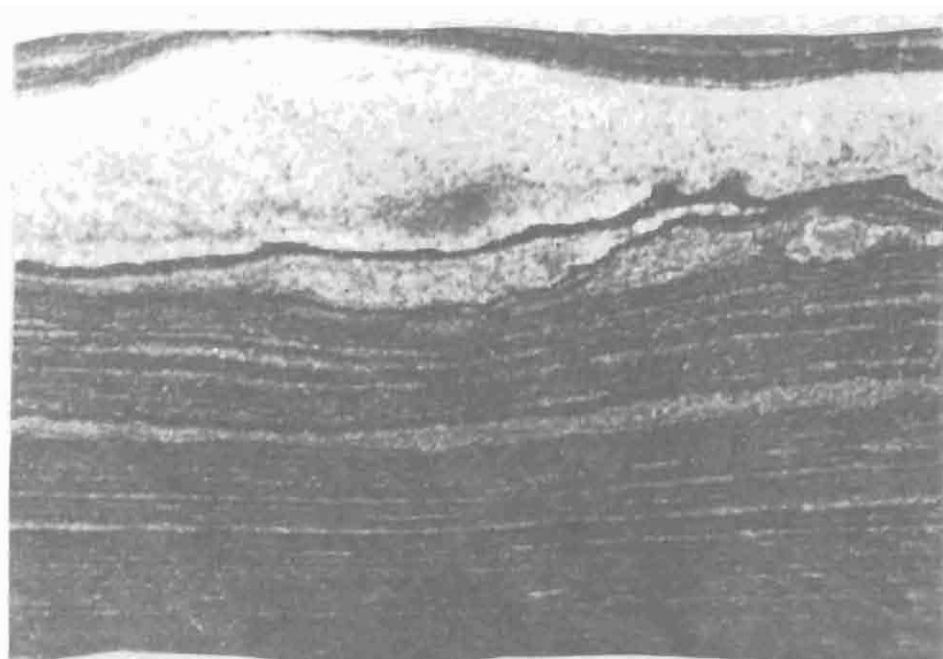


Fig. 10

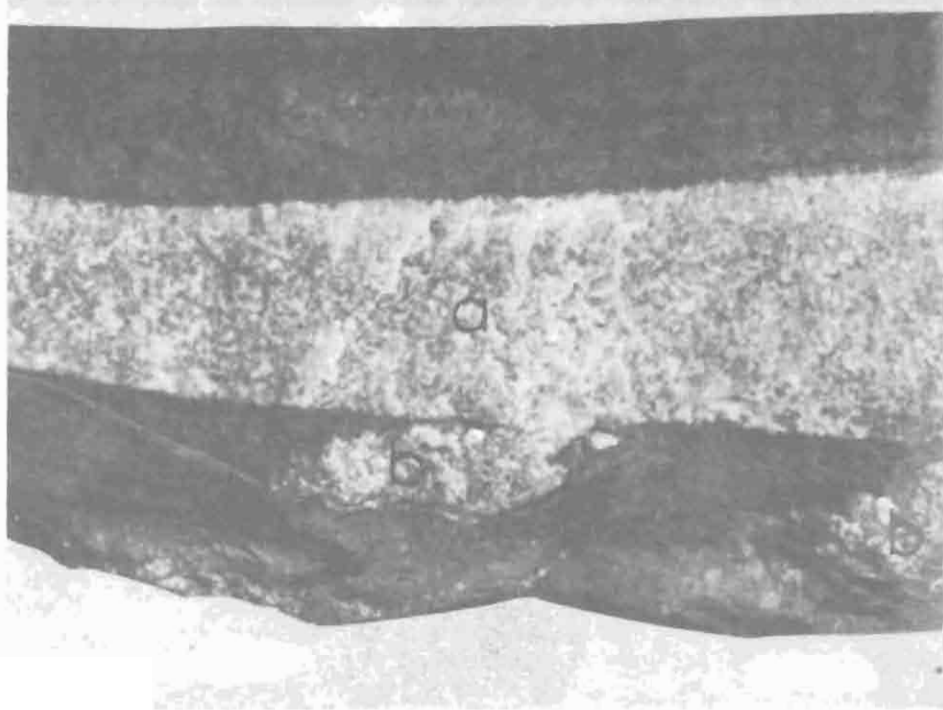


Fig. 11

Jerzy K. BŁASZCZYK – Interklasty łupkowe i litoklasty węglanowe w łupkach miedzionośnych monokliny przedsudeckiej

#### TABLICA IV

Fig. 10. Laminowany łupek ilasto-piaszczysty przechodzący w stropie, poprzez laminację soczewką, w warstwę jasnoszarego piaskowca

Laminated clay-sandy schist transforming through lenticular lamination into light-grey sandstones in the roof

Fig. 11. Warstwa jasnoszarego drobnoziarnistego piaskowca (a) ze strukturami pograżowymi (b) w łupkach ilasto-dolomitycznych

Light-grey fine-grained sandstone bed (a) with load costs (b) in clay-dolomitic schists