

UKD 552.122:552.123.4/.5:552.43+552.521:001.4+551.24/.25

Zbigniew CYMERMAN

Klasyfikacja morfologiczna, terminologia i geneza foliacji

Scharakteryzowano parametry morfologiczne foliacji: odstęp, kształt i gęstość domen oraz stopień uporządkowania minerałów w mikrolitonach. Przedstawiono wykres morfologiczny oraz zasady umiejscowienia na nim danej foliacji. Omówiono 4 główne typy morfologiczne foliacji (złupkowacenie, złupkowanie, kliważ krenulacyjny i spēkaniowy) oraz zagadnienia terminologii. Przedstawiono poglądy o genezie foliacji w zależności od kierunków naprężeń i orientacji osi elipsoidy odkształcenia. Niektóre typy foliacji są równoległe do płaszczyzny XY elipsoidy odkształcenia, a inne – równoległe do płaszczyzny ab odkształcenia ścinającego. W miarę wzrostu deformacji wszystkie foliacje dążą jednak do ułożenia równoległego do płaszczyzny XY końcowej elipsoidy odkształcenia. Omówiono foliację transpozycyjną, położenie foliacji względem płaszczyzny osiowej fałdu synchronicznego, refrakcję foliacji oraz niezgodność przebiegu foliacji względem płaszczyzny osiowej fałdu.

WSTĘP

W analizie strukturalnej zafałdowanych skał metamorficznych podstawowe znaczenie – obok struktur fałdowych i linijnych – mają struktury planarne (płaszczyznowe). W skałach metamorficznych można je podzielić na 3 duże grupy: powierzchnie warstwowań (stratyfikacji), powierzchnie ciosów i spēkań oraz powierzchnie foliacji.

Powierzchnie foliacji są najbardziej charakterystyczną grupą struktur planarnych skał metamorficznych. Niestety w polskiej literaturze geologicznej problematyka foliacji zajmowała dotychczas niewiele miejsca. Potrzebne jest więc przedstawienie najważniejszych informacji dotyczących tego problemu.

W artykule dokonano próby morfologicznej klasyfikacji foliacji, a następnie omówiono krótko 4 najbardziej charakterystyczne jej typy morfologiczne. Problemy terminologii przedstawiono w osobnym rozdziale, zaś zagadnienie genezy foliacji i jej pozycji przestrzennej w obszarze fałdów – w części końcowej artykułu.

W związku z rozbieżnościami terminologicznymi dotyczącymi samego terminu foliacja należy wyjaśnić, że pod tym pojęciem rozumie się strukturę planarną,

występującą w zdeformowanych skałach krystalicznych, a wyznaczoną przez strefy anizotropii o odległościach od tysięcznych części milimetra do kilku centymetrów. W tym znaczeniu foliacja obejmuje wszystkie mezoskopowe i mikroskopowe struktury planarne w zdeformowanych skałach metamorficznych, z wyjątkiem powierzchni warstwowań, spękań i ciosów (por. F.J. Turner, L.E. Weiss, 1963; J.G. Dennis, 1967; J.G. Dennis i in., 1979; L.E. Hobbs i in., 1976; A. Spry, 1979).

Autor serdecznie dziękuje prof. drowi J. Obercowi, prof. drowi M. Dumiczowi, doc. dr H. Dziedzicowej, drowi S. Cwojdziańskiemu, drowi A. Haydukiewiczowi i drowi K. Miszewskiemu za dyskusję i cenne uwagi.

KLASYFIKACJE FOLIACJI

Jednym z nierozwiązanych dotychczas problemów jest klasyfikacja różnych naturalnych typów foliacji. W ostatnim dwudziestolecu podejmowano wielokrotnie próby dokonania takiej klasyfikacji, lecz zagadnienie to nie zostało jednoznacznie rozwiązane. W przyjmowaniu schematów klasyfikacji foliacji utrzymują się dwa odmienne punkty widzenia. Jedni badacze opierają się na kryteriach genetycznych, inni zaś – na opisowych. Przy próbach klasyfikacji foliacji niełatwo jest oddzielić terminologię genetyczną od opisowej i odwrotnie. Trudności te były m. in. przyczyną powstania wielu klasyfikacji, w których występuje „mieszanina” różnych terminów opisowych i genetycznych (E.H.T. Whitten, 1966; J.W. Cosgrove, 1976; J.G. Dennis *vide* B.M. Bayly i in., 1977). Powstanie uniwersalnej klasyfikacji foliacji utrudnione jest dodatkowo faktem używania różnych terminów do opisu tego samego typu foliacji oraz jednego terminu dla różnych typów foliacji (tab. 1).

KLASYFIKACJE GENETYCZNE

Klasyfikacje genetyczne powinny się opierać na mechanizmach, które przyczyniły się do powstania różnych obserwowanych w przyrodzie typów foliacji. Niestety same zagadnienia genezy foliacji są tematem licznych sporów i kontrowersji, a wiele

Tabela 1

Zestawienie terminów używanych do określenia foliacji i jej typów w różnych językach

Terminy polskie	Terminy angielskie	Terminy niemieckie	Terminy francuskie	Terminy rosyjskie
FOLIACJA złupkowanie foliacja metamorficzna kliważ tekstura foliacyjna złupkowacenie tekstura płytkowa tekstura tabliczkowata	FOLIATION schistosity „cleavage-foliation” cleavage metamorphic lamination	(foliation) Schieferung Blätterung Blättertextur blätterige Textur	FOLIATION schistosité	ЛИСТОВАТОСТЬ сланцеватость листоватая текстура кливаж пласкостная текстура разлиствование расслоение

Terminy polskie	Terminy angielskie	Terminy niemieckie	Terminy francuskie	Terminy rosyjskie
ZŁUPKOWACENIE foliacja złupkowanie kliważ złupkowacenie ciągłe tekstura łupkowa tekstura łupkowa- ta	SLATY CLEAVAGE rekrySTALLIZATION cleavage schistosity true cleavage flow cleavage cleavage proper axial-plane cleavage	DACHSCHIEFERUNG Tonschieferung Schieferung Transversalschieferung	CLIVAGE ARDOISIER clivage schisteux schistosité de flux	СЛАНЦЕВАТЫЙ КЛИВАЖ листоватость сланцеватость кливаж
ZŁUPKOWANIE foliacja złupkowanie foliacyjne złupkowanie krystalizacyjne „kliważ krystalizacyjny” zgnejsowanie	SCHISTOSITY foliation flow cleavage continuous cleavage continuous schistosity gneissosity	SCHIEFERUNG Schieferigkeit	SCHISTOSITÉ foliation schistosité cristal- lophylienne	СЛАНЦЕВА- ТОСТЬ листоватость
KLIWAŻ KRENULACYJNY kliważ poślizgowy złupkowanie ści- nające złupkowanie śliz- gowe złupkowanie kren- ulacyjne złupkowanie wtórne	CRENULATION CLEAVAGE slip cleavage shear cleavage strain-slip cleavage wrinkle cleavage „spaced cleavage” false cleavage close-joints cleavage	RUNZELSCHIEFERUNG Ausweichungslivage Ausweichungs- schieferung zweite Schieferung falsche Schieferung	CLIVAGE DE CRENULATION schistosité de crénulation pseudo-cleavage faux clivage schistosité de pli-fracture	КЛИВАЖ ПЛОЙЧАТОСТИ волнистый кли- важ
KLIWAŻ SPEKANIOWY złupkowanie spe- kaniowe złupkowacenie spekaniowe kliważ	FRACTURE CLEAVAGE strain-slip cleavage close-joints cleavage fracture (slip) cleavage fault-slip cleavage	BRUCHSCHIEFERUNG	SCHISTOSITÉ DE FRACTURE	КЛИВАЖ РАЗЛОМА

Terminy polskie	Terminy angielskie	Terminy niemieckie	Terminy francuskie	Terminy rosyjskie
KLIWAŻ foliacja złupkowanie złupkowanie wtórne	CLEAVAGE foliation schistosity secondary cleavage	SCHIEFERUNG Schieferigkeit	CLIVAGE clivage schisteux schistosité	КЛИВАЖ сланцеватость
LAMINACJA METAMORCZNA warstwowanie metamorficzne tekstura laminozana warstwokowość złupkowanie pierwotne foliacja mimetyczna	METAMORPHIC LAMINATION metamorphic banding laminated texture metamorphic layering bedding schistosity parallel cleavage „stratification foliation” bedding cleavage shaly cleavage shaly parting „bedding” foliation primary gneissic texture continuous cleavage laminated structure banded structure	PARALLEL-SCHIEFERUNG Blätterung Schiefertonschieferung Schieferung von Ton	SCHISTOSITÉ PARALLELE À LA STRATIFICATION structure lamellaire laminage	МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЛАМИНАЦИЯ метаморфическая слоистость последовательный кливаж последовательная сланцеватость ламинация

podstawowych problemów genetycznych nie zostało ostatecznie rozwiązanych. Trudności w próbach zbudowania klasyfikacji genetycznej foliacji wynikają m. in. z faktu – coraz częściej podkreślanego przez wielu badaczy – że większość foliacji powstała w wyniku współdziałania wielu różnych procesów, które zmieniały się w czasie i przestrzeni i przebiegały rozmaicie w różnych typach skał. Dlatego klasyfikacje genetyczne nie powinny być stosowane bez wcześniejszych szczegółowych obserwacji mechanizmów, powodujących powstanie foliacji. Sprawia to nieprzydatność klasyfikacji genetycznych w pracach terenowych.

KLASYFIKACJE MORFOLOGICZNE

Przedstawione wyżej problemy nie dotyczą opisowej klasyfikacji foliacji. Powinna się ona opierać na cechach morfologicznych dających się opisać i zmierzyć w warunkach terenowych. Ostatnio coraz częściej wielu badaczy podkreśla, że

większość skał wykazuje budowę strefową (ang. *domainal structures*). Charakteryzuje się ona naprzemianległym ułożeniem w skale stref (domen) foliacji, o silnie wyrażonej uporządkowanej orientacji minerałów, i stref międzyfoliacyjnych (mikrolitonów), o słabo zorientowanym uporządkowaniu minerałów lub bezładnej budowie składników. Nawet skały, które dotychczas uważano za charakteryzujące się uporządkowaną orientacją wszystkich minerałów płytkowych w skale, mają przeważnie budowę strefową (zależy to od skali obserwacji) – J.G. Dennis, (1972), C. Mc A. Powell (1979).

Czysto opisową klasyfikację foliacji przedstawił jako pierwszy A.H. Chidester (1962). Podzielił on foliację na dwie duże grupy. Pierwsza obejmuje foliacje nieciągłe (ang. „*spaced*” *foliation*), w których powierzchnie nieciągłości położone są względem siebie w pewnych określonych odstępach (od wielkości rzędu centymetra do 0,01 mm). Drugą grupę tworzą foliacje ciągłe (ang. *continuous foliation*), w których istnieje ciągłe (nieprzerwane) uporządkowanie minerałów płytkowych w całej skale (w skali mezo) albo w których odległości między poszczególnymi domenami są mniejsze od 0,01 mm. Klasyfikacja ta uwzględnia dwa parametry morfologiczne: odległość między najbliższymi domenami foliacji i penetratywność foliacji. Foliacje ciągłe są strukturami penetratywnymi, natomiast nieciągłe – niepenetratywnymi.

J.W. Cosgrove (1976) przedstawił próbę klasyfikacji foliacji, której cechą zasadniczą jest rozpatrywanie wszystkich obserwowanych w skałach foliacji jako kombinacji 4 skrajnych jej typów, tj. złupkowacenia (ang. *slaty cleavage*), kliważu spękaniaowego (ang. *fracture cleavage*), kliważu krenulacyjnego (ang. *crenulation cleavage*) i kliważu powstałego dzięki procesom rozpuszczania pod ciśnieniem (ang. *pressure solution cleavage*). Niestety wyróżnione typy są mieszaniną terminów zarówno opisowych, jak i genetycznych, i w zasadzie nie ma żadnych podstaw do takiego, a nie innego przyjmowania takich skrajnych typów foliacji.

W 1979 r. C. Mc A. Powell, opierając się na pracach A.H. Chidestera (1962) i J.G. Dennisa (1964, 1967, 1972), przedstawił zmodyfikowaną morfologiczną klasyfikację. Wyróżniona przez A.H. Chidestera foliacja nieciągła została przez C. Mc A. Powella podzielona w zależności od obecności w skale starszych powierzchni anizotropii na dwa typy: kliważ krenulacyjny (z obecnymi w skale powierzchniami starszej anizotropii) i kliważ dysjunktywny (ang. *disjunctive cleavage*), w którym brak w skale powierzchni starszej anizotropii. Foliacja ciągła obejmuje zarówno foliacje o uporządkowanym ułożeniu minerałów płytkowych, jak i foliacje charakteryzujące się tak małymi odstępami między poszczególnymi domenami, że nie mogą być one rozpoznane mezoskopowo. Foliacja ciągła może być dalej dzielona według średniej wielkości minerałów lub agregatów mineralnych w skale.

Należy zaznaczyć, że w wielu przypadkach niełatwo jest odróżnić foliację ciągłą od nieciągłej i odwrotnie. Jest to spowodowane stopniowym przechodzeniem jednej w drugą w wyniku zmniejszania się odstepu między najbliższymi domenami, wzrastania uporządkowania ziarn mineralnych w poszczególnych mikrolitonach równoległe do powierzchni granicznych domen oraz wzrastania procentowego udziału domen kosztem mikrolitonów.

PARAMETRY MORFOLOGICZNE

W klasyfikacji morfologicznej foliacji do opisu poszczególnych jej typów powinny być stosowane tylko parametry czysto opisowe. Są nimi:

- odstęp między sąsiednimi domenami foliacji (O);

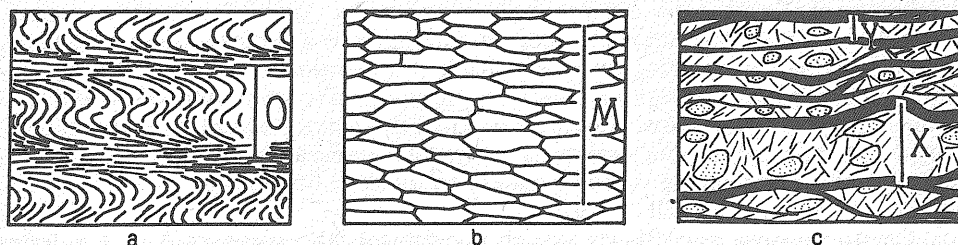


Fig. 1. Odstęp między domenami foliacji (parametr O)
Distance between foliation domains (parametr O)

- kształt domen foliacji (K);
- stopień uporządkowania minerałów w mikrolitonach względem powierzchni granicznych domen foliacji (U);
- gęstość domen foliacji w skałach (G).

Parametr O , tj. o d s t ę p między domenami foliacji, wyrażamy w centymetrach lub milimetrach. Mierzmy go zawsze między środkami domen foliacji (fig. 1a), a w skałach monomineralnych obliczamy ze wzoru:

$$O = \frac{M}{P}$$

gdzie: M – miąższość, P – liczba ziarn mineralnych (fig. 1b).

W przypadku nieregularnych kształtów domen wartość parametru O obliczamy ze wzoru:

$$O = \frac{O_{\min} + O_{\max}}{2}$$

gdzie: O_{\min} – minimalny odstęp między domenami; O_{\max} – maksymalny odstęp między najbliższymi domenami (fig. 1c).

Parametr morfologiczny K , tj. kształt poszczególnych domen foliacji, przedstawiono schematycznie na fig. 2. W przypadku równych domen (fig. 2a) ich powierzchnie graniczne są względem siebie równoległe, bez zauważalnego odchylenia od średniej orientacji przestrzennej foliacji. W domenach nierównych (fig. 2b) powierzchnie graniczne nie są względem siebie równoległe, odchylenia od średniej orientacji przestrzennej foliacji są już zauważalne, jednak kąt ten nie przekracza 25° . W przypadku domen siateczkowych (fig. 2c) poszczególne domeny przecinają się wzajemnie, przyjmując budowę przypominającą sieć lub siatkę. Kąt odchylenia od średniej orientacji foliacji może dochodzić do 45° . Foliacja nieregularna charakteryzuje się kątem odchylenia do 85° i odmiennym kształtem każdej domeny.

Stopień uporządkowania minerałów w mikrolitonach względem powierzchni granicznych domen foliacji, czyli parametr U , podzielono na 6 rodzajów. W przypadkowym uporządkowaniu (fig. 3a) mikrolitony charakteryzują się albo beładną budową wewnętrzną, albo też doskonałym, ale nierównoległym względem powierzchni granicznych domen uporządkowaniem minerałów wewnątrz strefy międzyfoliacyjnej (część prawa fig. 3a). Przy słabym uporządkowaniu (fig. 3b) w mikrolitonach pojawiają się pojedyncze minerały (do ok. 25% wszystkich ziarn mineralnych w mikrolitonach) ułożone równoległe względem granic domen foliacji.

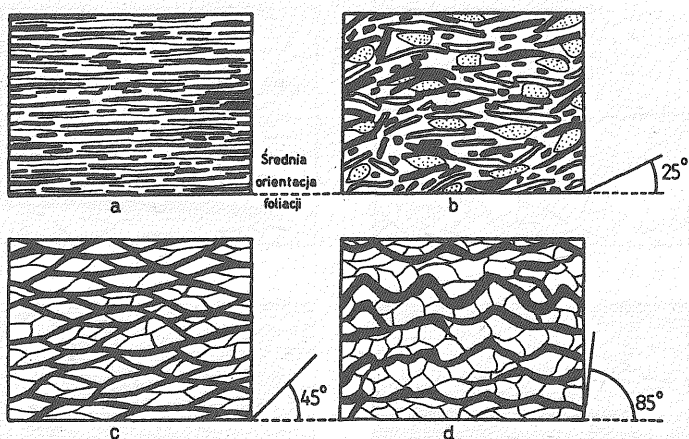


Fig. 2. Kształt domen foliacji (parametr *K*)
 Shape of foliation domains (parametr *K*)
 a – równy; b – nierówny; c – siateczkowy; d – nieregularny
 a – even; b – uneven; c – reticular; d – irregular

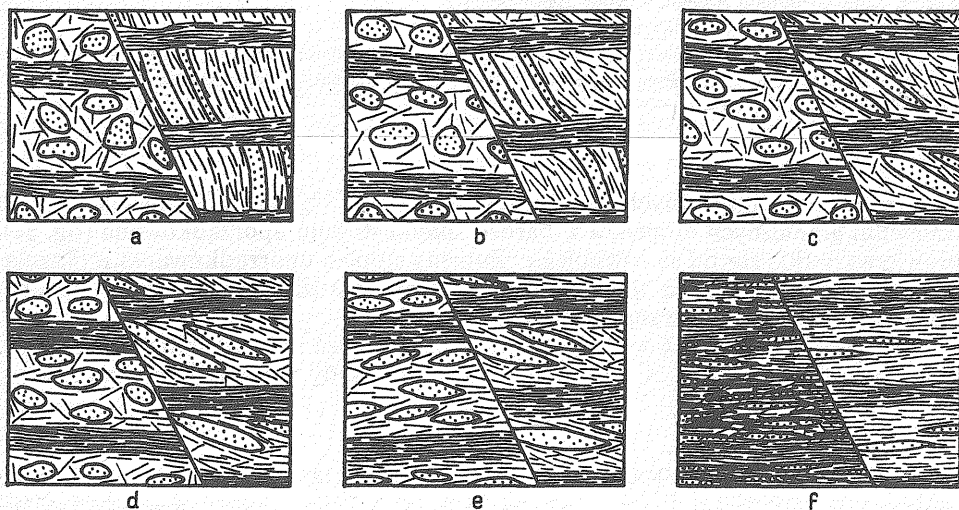


Fig. 3. Stopień uporządkowania minerałów w mikrolitonach względem domen foliacji (parametr *U*)
 Degree of ordering of minerals in microlithotons in relation to foliation domains (parametr *U*)
 a – przypadkowy; b – słaby; c – średni; d – silny; e – bardzo silny; f – zupełny
 a – random; b – low; c – mean; d – high; e – very high; f – complete

Dla średniego stopnia uporządkowania charakterystyczny jest znaczny wzrost liczby ziarn mineralnych (do 50%) w mikrolitonach, które układają się równoległe do powierzchni granicznych domen. Bardziej kompetentne fragmenty skały stają się coraz silniej spłaszczone (fig. 3c). W silnym stopniu uporządkowania (fig. 3d)

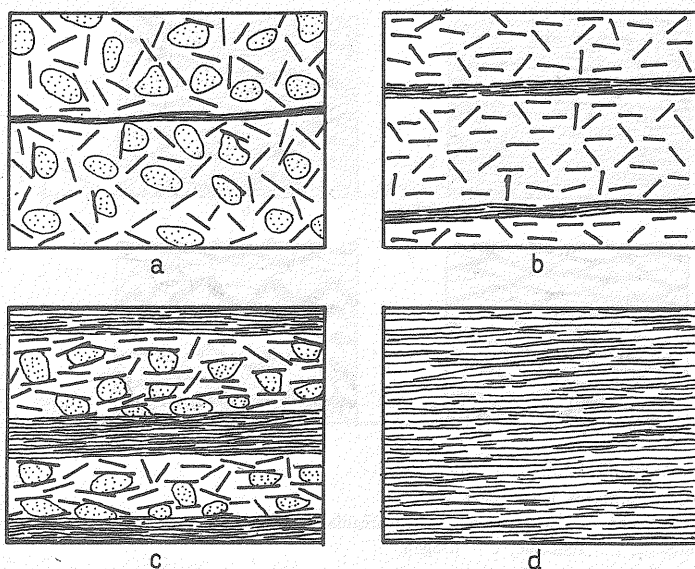


Fig. 4. Gęstość domen foliacji w skale (parametr G)

Frequency of foliation domains in rocks (parametr G)

a – 2% domen foliacji w danej próbce; b – 15% domen foliacji; c – 30% domen foliacji; d – 100% domen foliacji
 a – 2% of foliation domains in a given sample; b – 15% of foliation domains; c – 30% of foliation domains; d – 100% of foliation domains

większość ziarn mineralnych w mikrolitonach (do 75%) jest równoległa do powierzchni granicznych domen, a w bardzo silnym stopniu uporządkowana (fig. 3e) prawie wszystkie ziarna są równoległe. Zupełny stopień uporządkowania wykazują (fig. 3f) wszystkie ziarna mineralne i fragmenty bardziej kompetentne ułożone równoległe względem granic domen.

Parametr G , tj. gęstość domen foliacji, oznacza procent skały zajęty przez domeny foliacji. Na fig. 4 przedstawiono 4 przykłady wartości tego parametru tj.: 2, 15, 30 i 100%.

WYKRES MORFOLOGICZNY FOLIACJI

Nanoszenie opisanych i zmierzonych w danej próbce skalnej parametrów morfologicznych, tj. O , K , U i G , na wykres morfologiczny foliacji odbywa się w następującej kolejności. Parametr O nanosimy na lewy, górny, a parametr G – na prawy, dolny bok wykresu, po czym rysujemy linię ciągłą między tymi wartościami. Parametry K i U zaznaczamy albo w środku danej działki na boku wykresu, albo też na granicy poszczególnych podziałek. Pierwszy przypadek odpowiada „typowym”, wyróżnionym powyżej, parametrom K i U , natomiast drugi – przejściowym kształtom domen (w przypadku parametru K) lub trudnościami związanym z dokładnym określeniem stopnia uporządkowania minerałów, tj. wartości parametru U . Linią ciągłą łączymy wartości K i U . Punkt przecięcia linii $O-G$ i $K-U$ oznacza położenie danego badanego typu foliacji na wykresie morfologicznym.

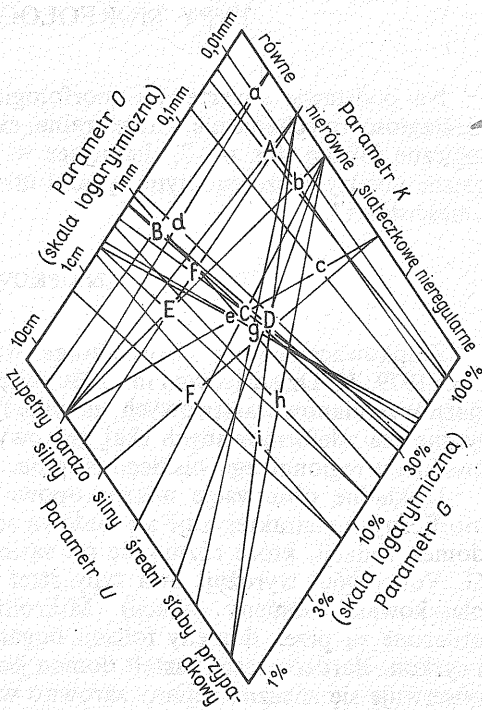


Fig. 5. Wykres morfologiczny foliacji

Morphological graph of foliations

a-i - położenie różnych typów i odmian morfologicznych foliacji z fig. 6; A-F - foliacje z tabl. I-III

a-i - position of individual types and morphological varieties of foliations from Fig. 6; A-F - foliations from Table I-III

Opierając się na powyższych zasadach naniesiono na wykres morfologiczny 15 różnych typów i odmian foliacji (fig. 5). Miejsca oznaczone literami a-i odpowiadają kolejno rysunkom z fig. 6, a miejsca oznaczone literami A-F - kolejno foliacjom z tabl. I, fig. 15, 16; tabl. II, fig. 17, 18; tabl. III, fig. 19, 20.

Na podstawie m. in. danych z fig. 5 przedstawiono położenie głównych typów morfologicznych foliacji na wykresie (fig. 7). Cechą charakterystyczną tego wykresu jest częściowe zachodzenie na siebie różnych typów foliacji. Może to być spowodowane albo przechodzeniem jednych typów w inne, albo też faktem, że morfologia foliacji może się zmieniać w szerokich granicach, nawet wtedy gdy rozpatrywany jest tylko jeden typ. Zmiany te mogą być spowodowane m. in. różnym stopniem metamorfizmu (N. Olesen i in., 1973), pozycją przestrzenną foliacji w obrębie struktury fałdowej (J.L. Talbot, 1965; P. F. Williams, 1972) lub typem skały (R. Balk, 1936; R. Hoepfner, 1956). Typy morfologiczne foliacji przedstawione na fig. 7 są tylko pewnymi skrajnymi przypadkami, między którymi istnieje wiele form pośrednich.

Wykresy morfologiczne foliacji powinny być wykonane nie tylko dla poszczególnych formacji geologicznych, ale także dla każdej pojedynczej odkrywki lub jej poszczególnych fragmentów, czy też próbek skalnych. Dodatkowo każde mezoskopowe badanie morfologii foliacji powinno być uzupełnione szczegółowszymi badaniami mikroskopowymi foliacji. Dopiero wtedy stanie się możliwe przejście z etapu jakościowego w etap ilościowy analizy foliacji w skałach.

TYPY MORFOLOGICZNE FOLIACJI

Na podstawie parametrów morfologicznych, stopnia metamorfizmu, rodzaju nieciągłości (mechaniczne, strukturalne, składu) wyróżniono 4 główne typy morfologiczne foliacji (fig. 6 i 7). Istniejące w przyrodzie stopniowe przejścia morfologiczne między poszczególnymi typami utrudniają wszelkie klasyfikacje i powodują „nieścistości”.

ZŁUPKOWACENIE

Złupkowacenie (ang. *slaty cleavage*) według najnowszych definicji (J.G. Dennis i in., 1979; H. Dziedzicowa i in., 1980) określa planarnie uporządkowaną orientację ziarn krzemianów warstwowych, głównie łyszczyków i chlorytów, i jest charakterystyczne dla zdeformowanych skał pelitowych przeobrażonych w warunkach metamorfizmu regionalnego niskiego stopnia.

Dokładne obserwacje mikroskopowe wykazały, że większość łupków metamorficznych charakteryzuje się budową strefową, tzn. składa się z wielu drobnych domen foliacji, które różnią się od sąsiednich mikrolitonów składem i budową. G. Voll (1960) wyróżnił dwa typy stref (fig. 6c): soczewkowate (mikrolitony) i blaszkowate (domeny foliacji). Mikrolitony najczęściej wzbogacone w kwarc otoczone są przez domeny foliacji bogate w krzemiany warstwowe oraz ilmenit i cyrkon. Bardzo często kształt domen jest siateczkowy (fig. 2c). W mikrolitonach obserwuje się znaczne zmiany zarówno wielkości, jak i ilości składników mineralnych. W domenach płaszczyzny {001} poszczególnych ziarn krzemianów warstwowych są uporządkowane równoległe do powierzchni granicznych tych domen, a w mikrolitonach stosunek długości do grubości indywidualnych kryształów krzemianów warstwowych jest bliski jedności, a nawet obserwuje się wydłużenie ziarn prostopadle do płaszczyzny {001} krzemianów warstwowych (R. Hoepfner, 1956; M.A. Etheridge, 1973).

Wyróżniamy dwie skrajne odmiany złupkowacenia: złupkowacenie laminowane (fig. 6a) i złupkowacenie soczewkowate (fig. 6c). Między tymi odmianami istnieją przejścia (fig. 6b, tabl. I, fig. 15), w których mikrolitony w stosunku do odmiany soczewkowatej stają się coraz mniej wyraźne, a domeny foliacji coraz szersze i złupkowacenie zbliża się do odmiany laminowanej.

L.E. Hobbs i in. (1976) proponują używanie terminu złupkowacenie wyłącznie dla skał bogatych w krzemiany warstwowe i o wyraźnej oddzielności charakterystycznej dla łupków dachówkowych, a nie stosowanie tego terminu dla marmurów lub kwarcytów (np. M.P. Billings, 1972). Złupkowacenie jest obecnie terminem powszechnie używanym do opisu foliacji w skałach drobnoziarnistych facji zielenkowej metamorfizmu regionalnego. W warunkach metamorfizmu regionalnego wyższego stopnia struktury planarne opisywane są jako złupkowanie.

ZŁUPKOWANIE

Złupkowanie (ang. *schistosity*) określa uporządkowaną, równoległą orientację minerałów anizotropowych, głównie łyszczyków, powstałych w warunkach metamorfizmu regionalnego średniego i wysokiego stopnia. Podobnie jak inne typy foliacji wykazuje ono zmienną morfologię. Można tu wyróżnić 3 podstawowe odmiany: złupkowanie laminowane, będące grubszą wersją złupkowa-

cenia laminowanego, pospolite w skałach bogatych w krzemiany warstwowe i charakteryzujące się równoległym uporządkowaniem wszystkich krzemianów warstwowych (fig. 6d, tabl. I, fig. 16); złupkowanie soczewkowe, podobne do złupkowania soczewkowego, ale o znacznie grubszym ziarnie mineralnym (fig. 6e, tabl. II, fig. 17); złupkowanie rozproszone, które charakteryzuje się pojedynczymi, nieciągłymi, uporządkowanymi blaszkami łuszczyków (fig. 6f, tabl. II, fig. 18). Oczywiście między wyróżnionymi odmianami istnieją odmiany przejściowe, np. odmiana pośrednia między złupkowaniem laminowanym, soczewkowym i rozproszonym (tabl. III, fig. 19) lub między złupkowaniem laminowanym i rozproszonym (tabl. III, fig. 20).

Terminu złupkowanie używa się najczęściej do opisu foliacji w skałach, które mają dość duże ziarna mineralne i można je nazywać łupkami krystalicznymi. Granica między złupkowaniem a złupkowaniem przyjmowana jest zwykle subiektywnie dla takich grubości ziarna, przy których poszczególne krzemiany war-

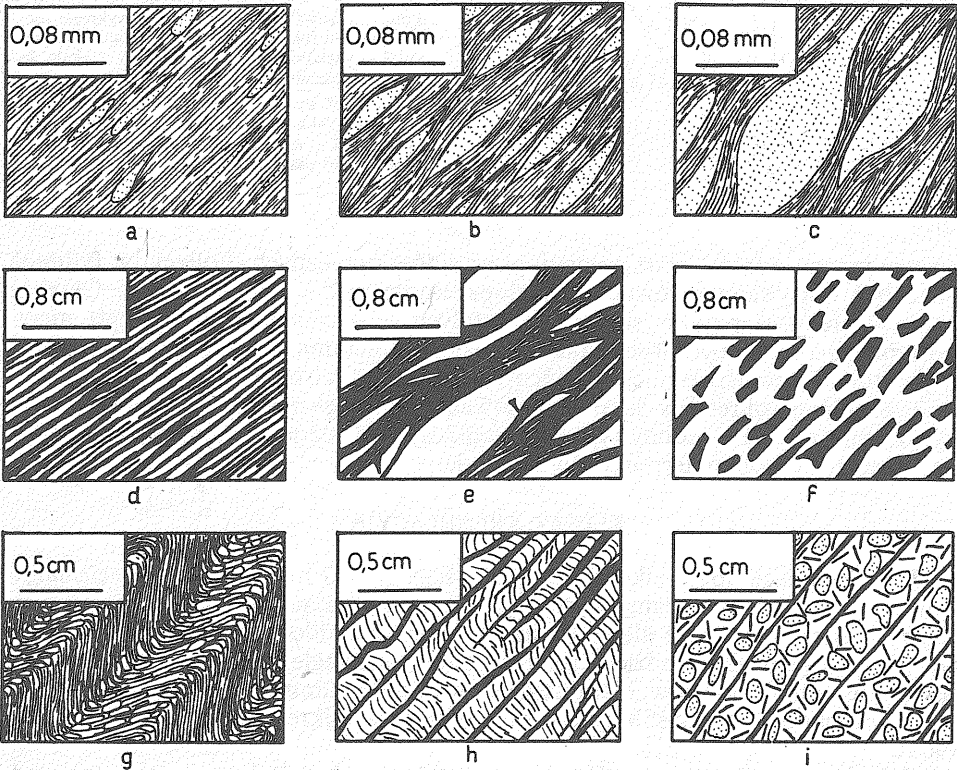


Fig. 6. Typy morfologiczne foliacji

Morphological types of foliations

Złupkowacenie: a – laminowane, b – przejściowe, c – soczewkowe; złupkowanie: d – laminowane, e – soczewkowe, f – rozproszone; kłiwaz krenulacyjny: g – strefowy, h – nieciągły; i – kłiwaz spękaniaowy

Słaty cleavage: a – laminated, b – transitional, c – lenticular; schistosity: d – laminated, e – lenticular, f – dispersed; crenulation cleavage: g – zonal, h – discontinuous; i – fracture cleavage

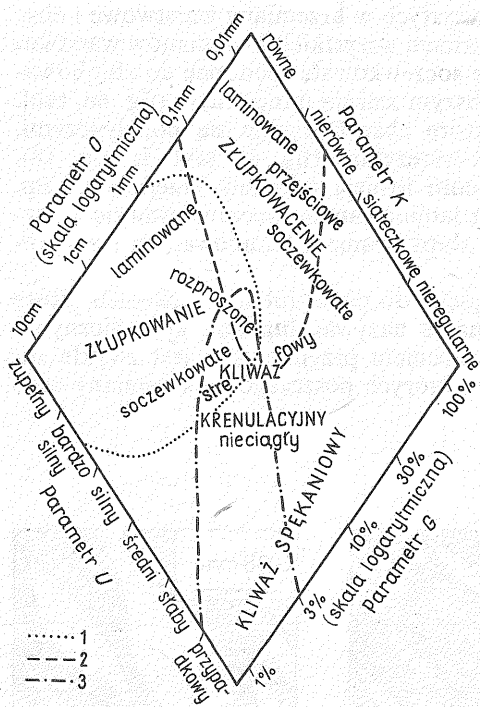


Fig. 7. Wykres morfologiczny foliacji z zaznaczonym położeniem głównych typów morfologicznych foliacji i ich skrajnych odmian

Morphological graph of foliations and position of major morphological types of foliations and their extreme varieties

Położenie pewnych typów skał na wykresie morfologicznym foliacji: 1 – łupki krystaliczne i gnejsy, 2 – większość skał pelitowych, 3 – skały wapienne i psamitowe posiadające foliację

Position of some rock types on morphological graph of foliations: 1 – crystalline schists and gneisses, 2 – majority of pelitic rocks, 3 – calcareous and psammitic rocks displaying foliations

stwowe można odróżnić bez pomocy przyrządów optycznych. Foliacja w fyllicach może być opisywana zarówno jako złupkowanie, jak i złupkowacenie. Chociaż złupkowanie występuje w skałach powstałych w warunkach silniejszego metamorfizmu, to może być obecne także w skałach metamorfizmu regionalnego niskiego stopnia, zwłaszcza facji zielencowej o genezie retrogresywnej.

Typ foliacji określaną jako zgnejsowanie (ang. *gneissosity*) nie został tutaj wyróżniony ani jako osobny typ morfologiczny, ani też jako odmiana złupkowania. Jest to synonim terminu złupkowanie.

KLIWAŻ KRENULACYJNY

Ten typ foliacji opisał jako pierwszy A. Heim (1878) i nazwał go *Ausweichungsschivage*. Kliważ krenulacyjny występuje w skałach mających powierzchnie wcześniejszej anizotropii, które uległy bardzo drobnemu sfałdowaniu. Domeny kliważu krenulacyjnego można podzielić na dwie grupy: nieciągłe, będące powierzchniami pęknięć lub mikrouskoków, i laminowane, w których laminy krzemianów warstwowych przechodzą w sposób ciągły do sąsiednich mikrolitonów (M.J. Rickard, 1961).

Dotychczas najlepszą klasyfikację morfologiczną kliważu krenulacyjnego przedstawił D.R. Gray (1977), który – podobnie jak M.J. Rickard (1961) – wyróżnił dwie grupy: kliważ krenulacyjny strefowy i kliważ krenulacyjny nieciągły.

Kliważ krenulacyjny strefowy (ang. *zonal crenulation cleavage*) charakteryzuje się strefami łyszczków o niewyraźnych i dość szerokich granicach wzdłuż skrzydeł mikrofałdów. Szerokość domen może się wahać od 0,5 mm

do 1–2 cm w zależności od promienia towarzyszących im mikrofałdowań. W badaniach mikroskopowych, w poszczególnych domenach obserwowano zarówno wyraźnie laminowane struktury planarne (w domenach szczególnie bogatych w krzemiany warstwowe) oraz struktury soczewkowate (w domenach z drobnymi ziarnami kwarcu). Granice domen kliważu krenulacyjnego strefowego nie są ani ostre, ani też wyraźne i podkreślone są jedynie większym nagromadzeniem krzemianów warstwowych w porównaniu do mikrolitonów bogatszych w kwarc (fig. 6g). Między domenami a mikrolitonami istnieją najczęściej przejścia stopniowe. Krzemiany warstwowe w domenach wykazują zwykle ułożenie skośne względem powierzchni granicznych tych domen, a jednocześnie równoległe względem skrzydeł mikrofałdów. Charakterystyczna dla tej odmiany jest ciągłość powierzchni starszej anizotropii poprzez domeny kliważu krenulacyjnego, w przeciwieństwie do odmiany nieciągłej kliważu krenulacyjnego (fig. 6h).

Kliważ krenulacyjny nieciągły (ang. *discrete crenulation cleavage*) charakteryzuje się cienkimi (najczęściej rzędu dziesiątych części milimetra) nieciągłościami o ostrych i wyraźnych granicach (fig. 6h). W odmianie tej drobny gufraż nie zawsze jest rozpoznawalny gołym okiem i dlatego kliważ krenulacyjny nieciągły może w warunkach terenowych zostać mylnie opisany jako kliważ spękaniaowy. Badania mikroskopowe wykazały, że budowa wewnętrzna domen najczęściej jest bezstrukturowa. Zwykle są one wypełnione bezpostaciową, czarną masą minerałów nieprzezroczystych i tlenkami Fe.

Obydwie odmiany kliważu krenulacyjnego mogą zarówno przechodzić w siebie stopniowo, jak i występować jako osobne odmiany nawet w jednej próbce (D.R. Gray, 1978). Na podstawie obserwacji mikroskopowych D.R. Gray (1978) stwierdził, że odmiana nieciągła rozwija się z odmiany strefowej kliważu krenulacyjnego.

CLIWAŻ SPĘKANIOWY

Kliważ spękaniaowy (ang. *fracture cleavage*) charakteryzuje się gestymi i w przybliżeniu równoległymi powierzchniami spękań lub mikrouskoków, które są niezależne od powierzchni starszej anizotropii i nie określone uporządkowaną orientacją ziarn i agregatów mineralnych (fig. 6i). Kliważ spękaniaowy, który jest szczególną odmianą prawie równoległych, mniej lub bardziej gęsto wykształconych spękań w skale, wyróżniono jako pewien typ foliacji z dwóch powodów. Różni się on od spękań tym, że poszczególne powierzchnie nieciągłości wykazują charakterystyczne zależności geometryczne w zafałdowanych seriach skalnych. W skałach kompetentnych powierzchnie kliważu spękaniaowego przecinają się z zafałdowaną powierzchnią w liniach równoległych do geometrycznej osi *B* fałdu (A.W.K. Crook, 1964). Istnieją dowody wskazujące, że kliważ spękaniaowy ma podobną genezę jak inne typy foliacji. W.K. Fyson (1962) wskazywał, że w grubych warstwach ilastych powstało złupkowacenie, a w sąsiednich warstwach wapiennych i piaskowcowych – kliważ spękaniaowy. Natomiast w mułowcach i marglach występują obydwa wspomniane typy foliacji, których najczęściej nie da się od siebie odróżnić. Przy przejściu do warstw ilastych następuje stopniowe przechodzenie kliważu spękaniaowego w złupkowacenie. Podobne zjawiska dla słabo zmetamorfizowanych skał piroklastycznych opisał A.M. Evans (1963).

Powierzchnie kliważu spękaniaowego mogą być czasami tak gęste, że maskują wcześniejsze powierzchnie anizotropii, a nawet mogą przyczynić się do powstania w skałach drobnoziarnistych struktur planarnych przypominających złupkowacenie w łupkach dachówkowatych. N.J. Price i P.L. Hancock (1972) zaproponowali

odległość 5 cm jako górną granicę odstepu między poszczególnymi powierzchniami kliważu spękaniowego, z tym ograniczeniem, że interwały między tymi powierzchniami powinny być mniejsze niż $1/20$ miąższości danej ławicy.

TERMINOLOGIA

Ponieważ nadal istnieją liczne niezgodności w stosowaniu terminologii dotyczącej struktur planarnych w skałach metamorficznych, w niniejszym opracowaniu przedstawiono propozycję nieco odmiennego znaczenia terminów dotychczas stosowanych.

Termin foliacja nie był używany jednoznacznie (tab. 1). Bardzo często określano nim złupkowacenie, złupkowanie, kliważ (nawet w skałach osadowych) i laminację metamorficzną. Proponuję termin foliacja stosować w szerokim znaczeniu obejmującym wyróżnione w tym artykule 4 typy morfologiczne struktur planarnych tj.: złupkowacenie, złupkowanie, kliważ krenulacyjny i kliważ spękaniowy.

Definicja kliważu jako struktury planarnej powstałej w wyniku dzielenia się skały na drobne płytki, warstewki lub pryzmy wzdłuż gęstych płaszczyzn nieciągłości, najczęściej niezgodnych ze starszymi powierzchniami anizotropii w skale, ma szerokie zastosowanie. W takim ujęciu kliważ obejmuje zarówno kliważ spękaniowy i krenulacyjny w skałach metamorficznych, jak i kliważ w skałach niemetaformicznych, głównie w osadowych. Dlatego proponuję termin ten stosować dla skał osadowych, a dla metamorficznych albo kliważ spękaniowy, albo też krenulacyjny.

Od połowy XIX w. w Anglii foliację utożsamiano z laminacją metamorficzną (tab. 1) w znaczeniu struktury planarnej powstałej z nagromadzenia minerałów w laminy równoległe lub soczewkowe. W tym ujęciu termin laminacja metamorficzna pokrywa się ze znaczeniem takich terminów jak złupkowanie, złupkowacenie czy kliważ krenulacyjny strefowy.

W 1879 r. A.G. Daubr e połączył znaczenie terminów foliacja i kliważ i nadał im wspólną nazwę *schistosité*. Termin ten, podobnie jak *Schieferung*, ma w ten sposób dużo szersze znaczenie niż omówione powyżej złupkowanie i obejmuje praktycznie wszystkie przedstawione w niniejszym opracowaniu struktury planarne (tab. 1).

GENEZA FOLIACJI

Geneza foliacji od 150 lat jest tematem licznych sporów i kontrowersji. Brak uniwersalnej teorii dotyczącej tego zagadnienia jest spowodowany m. in. niewystarczającą znajomością zarówno samych mechanizmów deformacji, jak i zachowania się skał w czasie rozwoju foliacji. Prawie wszystkie dotychczasowe rozważania genetyczne dotyczyły powstania złupkowacenia; wniosków z tych badań nie można jednak odnosić wprost do powstania foliacji innych typów.

Problemy dotyczące genezy foliacji sprowadzają się zasadniczo do odpowiedzi na dwa podstawowe pytania:

— jaka jest zależność między położeniem powierzchni foliacji a głównymi kierunkami naprężeń i odkształcenia?

– czy uporządkowana orientacja minerałów anizotropowych (głównie krzemianów warstwowych) rozwijała się na drodze rekrytalizacji, czy też rotacji poszczególnych minerałów?

ORIENTACJA PRZESTRZENNA POWIERZCHNI FOLIACJI WZGLĘDEM GŁÓWNYCH KIERUNKÓW NAPRĘŻEŃ

Chociaż wiele różnych mechanizmów może się przyczynić do rozwoju foliacji, za najważniejszy uważana jest deformacja. Istnieją nadal dwa kontrowersyjne poglądy na temat orientacji przestrzennej foliacji względem głównych kierunków naprężeń. Najstarsza teoria (D. Sharpe, 1847) wiąże powstanie foliacji z naprężeniami kompresyjnymi działającymi pod kątem prostym do powierzchni foliacji (fig. 8a). Inna teoria (popierana głównie przez petrotektoników) przypisuje powstanie foliacji naprężeniom ścinającym (fig. 8b). Ponieważ sama foliacja nie daje odpowiednich ram odniesienia, sprawdzenie w praktyce tych teorii jest trudne. Taką ramą odniesienia może być jedynie obszar fałdu, ale w nim deformacja jest najczęściej rotacyjna i dlatego też osie naprężeń i odkształcenia końcowego nie mają takiej samej orientacji przestrzennej. J.H. Dieterich (1969) przyjął, że foliacja tworzy się prostopadle do osi maksymalnego naprężenia kompresyjnego σ_1 i że już po powstaniu foliacji może występować poślizg wzdłuż tych powierzchni pod wpływem naprężeń ścinających, oczywiście pod warunkiem odkształcenia rotacyjnego (fig. 8c). Teoria ta sugeruje, że obserwacje, na których oparte były konfliktowe poglądy, mogą nie być sprzeczne. Teoria J.H. Dietericha (1969) zbliżona jest do teorii tzw. prostopadłych ruchów ścinających (F. Gonzalez-Bonorino, 1960), która przyjmuje, że zarówno prostopadły ruch do kierunku maksymalnego naprężenia

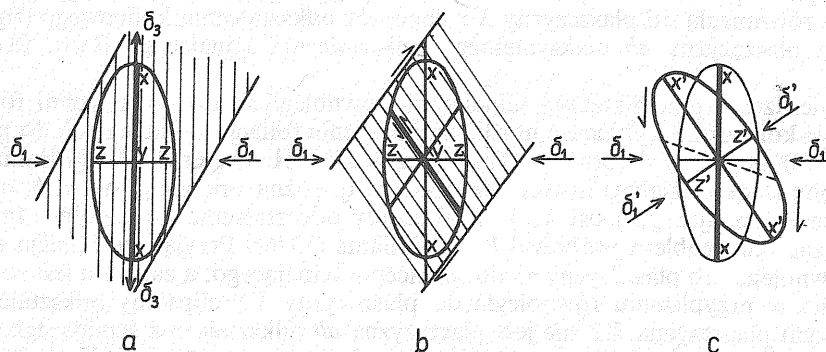


Fig. 8. Zależności między położeniem powierzchni foliacji a osiami naprężeń i odkształceń

Relations between orientation of foliation planes and axes of stresses and deformations

a – foliacja powstała pod kątem prostym do naprężeń kompresyjnych; płaszczyzna XY elipsoidy odkształcenia (płaszczyzna maksymalnego spłaszczenia) jest równoległa lub w przybliżeniu równoległa do foliacji; b – foliacja powstała w płaszczyznach maksymalnych naprężeń ścinających; wzdłuż jednej z nich ścinanie rozładowało się na granicy warstw; c – foliacja powstała prostopadle do osi głównych naprężeń kompresyjnych σ_1 , a po powstaniu foliacji wystąpił poślizg wzdłuż tej powierzchni pod wpływem naprężeń ścinających (koniecznym warunkiem jest zmiana orientacji przestrzennej elipsoidy odkształceń, tj. niekoaksjalna – rotacyjna – deformacja)

a – foliation formed under normal angle to compression; plane XY of ellipsoid of deformations (plane of the maximum flattening) is parallel or subparallel to foliation; b – foliation formed in planes of the maximum shearing stresses; shearing has been discharged at boundary of layers along one of these planes; c – foliation formed in direction normal to axis of major compressional stresses σ_1 ; its origin has been followed by slides along that plane, due to shearing stresses (a change in orientation of spatial deformation ellipsoid, i.e. noncoaxial – rotational – deformation, has been a necessary requirement here)

σ_1 , jak i uporządkowana orientacja minerałów są współistniejącymi wynikami tej samej przyczyny, tj. ścinania w dwóch sprzężonych płaszczyznach pod wpływem ekscentrycznie położonych osi głównego kierunku naprężenia. Końcowa pozycja foliacji zajmuje położenie kompromisowe między tymi dwiema powierzchniami ścinania.

ORIENTACJA PRZESTRZENNA POWIERZCHNI FOLIACJI WZGLĘDEM OSI ELIPSOIDY ODKSZTAŁCENIA KOŃCOWEGO

Zagadnienie to sprowadza się zasadniczo do odpowiedzi na trzy podstawowe pytania:

– czy powierzchnia foliacji jest równoległa do płaszczyzny XY elipsoidy odkształcenia końcowego (gdzie X, Y, Z są osiami głównymi elipsoidy deformacji i $X > Y > Z$)?

– czy powierzchnia foliacji pozostaje równoległa do płaszczyzny XY elipsoidy deformacji w czasie trwania odkształcenia?

– czy powierzchnia ta rozwijała się w innej orientacji przestrzennej niż płaszczyzna XY elipsoidy, a następnie pod wpływem deformacji została zrotowana do pozycji równoległej do płaszczyzny XY elipsoidy odkształcenia?

Na pierwsze pytanie istnieją dwie alternatywne odpowiedzi. Jedna przyjmuje, że foliacja jest równoległa do płaszczyzny XY elipsoidy odkształcenia, czyli prostopadła do osi Z maksymalnego spłaszczenia (skrócenia) elipsoidy odkształcenia końcowego. Pogląd ten popierany jest analizą odkształceń, m. in. skamieniałości, ooidów, lapilli, ksenolitów oraz rozważaniami teoretycznymi i eksperymentami. Metody te nie są jednak doskonałe, ponieważ prawie wszystkie analizy odkształcenia były analizami dwuwymiarowymi, a doświadczenia i rozważania są teoretyczne, gdyż nadal za mało wiemy o właściwościach materiałów i procesach fałdowań.

Druga odpowiedź na pierwsze pytanie przyjmuje, że powierzchnia foliacji nie jest równoległa do płaszczyzny XY elipsoidy odkształcenia końcowego (fig. 9), lecz do płaszczyzny ab maksymalnego odkształcenia ścinającego (G.F. Becker, 1893).

Stwierdzenie przemieszczeń ścinających równoległych do powierzchni foliacji nie musi koniecznie wykluczać możliwości istnienia foliacji równoległych do płaszczyzny XY elipsoidy deformacji. Taką możliwość J.H. Dieterich (1969) tłumaczył rotacyjną (niekoaksjalną) historią deformacji, tj. różną orientacją osi a, b, c odkształcenia ścinającego i osi X, Y, Z elipsoidy odkształcenia końcowego. Inaczej rozwiązać ten problem próbował P.F. Williams (1976). Przyjął, że foliacja może być równoległa do płaszczyzny ab odkształcenia ścinającego, a zarazem jest równoległa lub w przybliżeniu równoległa do płaszczyzny XY elipsoidy odkształcenia, przy czym płaszczyzna XY nie jest płaszczyzną ab odkształcenia ścinającego. Tłumaczył to tym, że w skali poszczególnych małych fragmentów próbki skalnej foliacja jest równoległa do płaszczyzny ab odkształcenia ścinającego, a w skali próbki jako całości (zawierającej wiele takich małych fragmentów) równoległa do płaszczyzny XY elipsoidy deformacji. Jeżeli zwroty ścinania (równoległe do foliacji) zmieniają się symetrycznie, to w skali rozpatrywanego obszaru odkształcenia próbki związane z poszczególnymi małymi fragmentami znoszą się wzajemnie. O istnieniu płaszczyzn ścinania w skale mogą świadczyć antytetyczne zwroty ścinania i zgięcia detrytycznych blaszek łyszczyków lub chlorytów.

Niedawno S.K. Ghosh (1982) przedstawił analizę wyjaśniającą, jak foliacja może być w przybliżeniu równoległa do płaszczyzny XY elipsoidy odkształcenia i może być jeszcze płaszczyzną ścinania. Zrobił wyróżnienie między rotacją foliacji

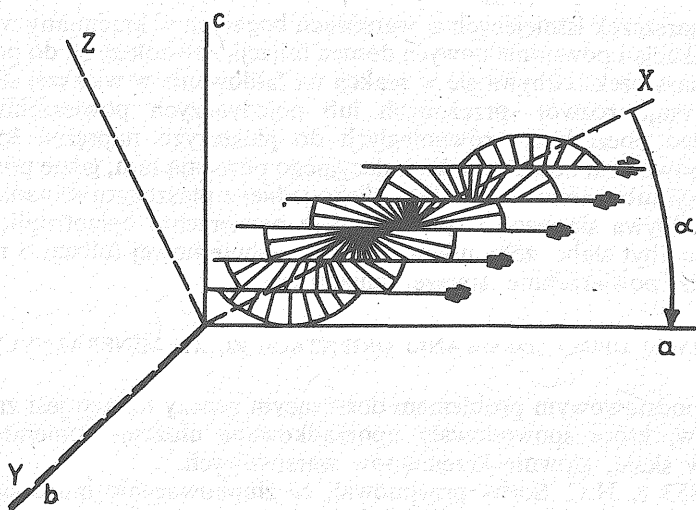


Fig. 9. Orientacja osi elipsoidy odkształcenia (X, Y, Z) i osi kinematycznych (a, b, c) w fałdowaniu ze ścinania

Orientation of axes of deformation ellipsoid (X, Y, Z) and kinematic axes (a, b, c) in folding from shearing. Circle with 16 diameters was deformed into ellipse in result of dextral shearing; angle α (between planes XY and ab) decreases along with increase of deformations; example of passive rotation of fragments of the circle during progressive noncoaxial deformation

Circle with 16 diameters was deformed into ellipse, due to dextral shearing; angle α (between planes XY and ab) decreases along with increase of deformations; an example of passive rotation of fragments of the circle in the course of progressive noncoaxial deformation

jako powierzchni materialnej a rotacją określonej geometrycznie płaszczyzny XY elipsoidy odkształcenia. Ponieważ foliacja ulega rotacji jako powierzchnia materialna, zatem jej końcowa orientacja przestrzenna będzie różna od orientacji płaszczyzny XY . Odchylenie to nie powinno być większe niż 5° . Jeśli jednak istnieje takie odchylenie, to może tam powstać dość duża liczba płaszczyzn ab odkształcenia ścinającego wzdłuż foliacji.

P.F. Williams (1976) proponował przyjąć, że niektóre foliacje (szczególnie określone przez spłaszczone skamieniałości, ooidy czy ksenolity) są równoległe do płaszczyzny XY elipsoidy odkształcenia, inne zaś (głównie określone przez powierzchnie nieciągłości) są tylko w przybliżeniu równoległe do płaszczyzny XY . Ta ostatnia grupa foliacji zbliża się do idealnej równoległości z płaszczyzną XY tylko dlatego, że uległa ona rotacji do położenia płaszczyzny XY w miarę wzrostu deformacji. Oznacza to możliwość istnienia płaszczyzn ab odkształceń ścinających wzdłuż powierzchni foliacji (S.K. Ghosh, 1982). Prawdziwa równoległość płaszczyzny ab odkształcenia ścinającego i płaszczyzny XY elipsoidy odkształcenia może być osiągnięta tylko w przypadku nieskończonego wielkiego odkształcenia.

Nadal niewiele wiadomo o minimalnej deformacji wymaganej dla rozwoju foliacji. Istniejące dane wskazują, że foliacje mogą powstawać w marmurach już przy 20% deformacji (E. Cloos, 1947), a w łupkach przy deformacjach rzędu 60% (D.S. Wood, 1973).

Niektóre foliacje są w bardziej złożony sposób związane z odkształceniem, podobnie jak w przypadku kliważu krenulacyjnego. Istnieją dwa zasadnicze modele tłumaczące rozwój tego kliważu. Jeden model zakłada modyfikację wcześniejszych

drobnych zmarszczek istniejących w warstwach bogatych w krzemiany warstwowe. Taka modyfikacja i powstanie nowych domen foliacji, równoległych do powierzchni osiowych zmarszczek, odbywa się w reakcji na fałdowanie w większej skali. Drugi model przyjmuje rozwój sprzężonych lub pojedynczych powierzchni kliważu krenulacyjnego początkowo równoległych do płaszczyzn naprężeń ścinających. Pojedyncze powierzchnie kliważu krenulacyjnego powstają tam, gdzie powierzchnie starszej foliacji lub warstwowania leżą blisko jednej z płaszczyzn ścinania. Dlatego też poślizg odbywa się wzdłuż tych starszych powierzchni anizotropii, ponieważ naprężenia są zbyt słabe, żeby utworzyć powierzchnie nowej foliacji o nieco innej orientacji niż powierzchnie starszej anizotropii.

ROZWÓJ UPORZĄDKOWANEJ ORIENTACJI ZIARN MINERALNYCH

Drugim podstawowym problemem dotyczącym genezy foliacji jest zagadnienie mechanizmów, które spowodowały uporządkowane ułożenie minerałów anizotropowych w skale, głównie krzemianów warstwowych.

Już w 1853 r. H.C. Sorby przyjmował, że złupkowacenie może się rozwijać na drodze rotacji mechanicznej krzemianów warstwowych pod wpływem deformacji (fig. 10). Większość badaczy nie kwestionuje obecnie poglądu, że rotacja odgrywa znaczną rolę w powstaniu przynajmniej niektórych typów foliacji, np. w skałach, w których łyszczyki detrytyczne ułożone są zgodnie z płaszczyzną XY elipsoidy odkształcenia lub w skałach, w których doszło do reorientacji blaszek łyszczyków wzdłuż wąskich stref ścinania. Trudno jest ocenić rolę rotacji mechanicznej w powstaniu foliacji, ponieważ proces ten może być związany zarówno ze zmianami kształtu (fig. 11), jak i objętości rotowanego ziarna mineralnego.

J.C. Maxwell (1962) przyjął, że proces rotacji mechanicznej ziarn mineralnych odbywa się w specjalnych warunkach. Według tego autora foliacja w łupkach formacji Martinsburg powstała podczas odwadniania osadu i była związana z nakładaniem się na siebie efektów deformacji i kompaktacji w czasie pograżania się osadu. Pogląd ten wskazuje na ograniczoną rolę metamorfizmu w powstaniu foliacji i znalazł zarówno wielu gorących zwolenników (np. C. Mc A. Powell,

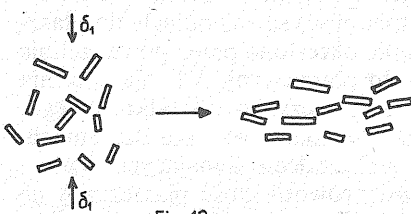


Fig. 10

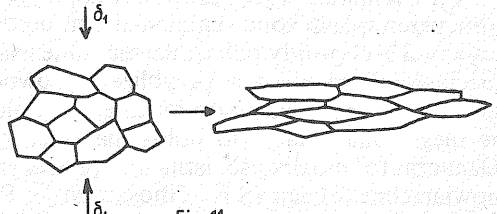


Fig. 11

Fig. 10. Rozwój uporządkowanej orientacji ziarn mineralnych przez rotację mechaniczną spowodowaną działaniem naprężeń kompresyjnych

Development of ordered orientation of mineral grains by mechanical rotation resulting from action of compressional stresses

Fig. 11. Rozwój uporządkowanej orientacji ziarn mineralnych w wyniku modyfikacji kształtu ziarn pod wpływem działającego naprężenia

Development of ordered orientation of mineral grains in result of modification of grain shape under influence of stress

1969; W.A. Braddock, 1970; I.B. Alterman, 1973), jak i zacieklých przeciwników. Ci ostatni podkreślają, że foliacje nie wiążą się z odwodnieniem tektonicznym osadu, lecz są produktem rozpuszczania pod ciśnieniem ziarn mineralnych i krystalizacji nowych ziarn krzemianów warstwowych w czasie deformacji odbywającej się w warunkach metamorfizmu niskiego stopnia (np. E.C. Beutner, 1980).

Część badaczy odrzuca rotację jako mechanizm powodujący powstanie uporządkowanej orientacji ziarn mineralnych i popiera pogląd, że jest ono wynikiem równoległego wzrostu minerałów w polu naprężeń (R.C. Holeywell, T.E. Tullis, 1975). W.B. Kamb (1959) wykazał, że nowa orientacja minerałów, powstałych w polu naprężeń podczas rozwoju foliacji, rozwijała się na drodze rekrytalizacji nowych minerałów kosztem minerałów o różnych wcześniejszych orientacjach. Znaczenie tego mechanizmu w rozwoju foliacji trudno określić. Wymaga to najpierw wykazania, które minerały charakteryzują się uporządkowaną orientacją, a następnie udowodnienia, że wzrost ten był reakcją na istniejące pole naprężeń, a nie był spowodowany np. wcześniejszą anizotropią skały (M.A. Etheridge, B.E. Hobbs, 1974). Obecnie coraz silniej akcentuje się pogląd, że rekrytalizujące minerały anizotropowe w zdeformowanych skałach uzyskują orientację, która uzależniona jest nie tylko od tempa odkształceń i stanów naprężeń, lecz także od wcześniejszej anizotropii skały. M.A. Etheridge i in. (1973) podali, że takie cechy skały, jak: kształty porów, przepuszczalność i orientacje istniejących ziarn mineralnych wpływają w istotny sposób na nową orientację minerałów. Także rekrytalizacja post-tektoniczna może podkreślać mimetycznie istniejącą już w skale foliację.

Obok mechanizmów rotacji mechanicznej i rekrytalizacji do rozwoju foliacji może się przyczynić modyfikacja kształtów ziarn mineralnych (fig. 11). Proces taki może się toczyć albo przez spłaszczenie kształtów ziarn w powierzchni foliacji, które np. dokonuje się dzięki deformacjom plastycznym ziarn mineralnych lub procesom dyfuzji, albo też przez rozpuszczanie ziarn pod ciśnieniem lub reakcje między płynami porowymi a ziarnami. Rozpuszczanie odbywa się na bokach ziarn równoległych do powierzchni foliacji, natomiast krystalizacja rozpuszczonych części na bokach nachylonych do powierzchni foliacji.

C.J.L. Wilson (1973) zauważył, że w dużych ziarnach kwarcu lamelki deformacyjne rozwinięte są równoległe do foliacji. Gdy rozpoczyna się proces rekrytalizacji, wzdłuż tych lamelek powstają nowe ziarna kwarcu i one dzielą pierwotne duże ziarno na drobniejsze i silnie wydłużone.

Procesy dyferencjacji metamorficznej w znaczeniu przemieszczania (przegrupowywania) materiału skalnego, prowadzące do powstania nowej foliacji, mogą obejmować mechaniczną rotację ziarn, procesy dyfuzji oraz współdziałanie procesów rozpuszczania pod ciśnieniem i ze względu na swoje szerokie znaczenie nie wnoszą nic zasadniczego do rozważań o genezie foliacji. Można natomiast mówić o produktach dyferencjacji (sama dyferencjacja rozumiana jako proces składający się z wielu drobnoskalowych procesów, np. poślizgów, rotacji, dyfuzji), które powstały na drodze selektywnego usuwania z domen foliacji kwarcu lub węglanów i tym samym względnego wzbogacenia tych domen w krzemiany warstwowe, jak to się dzieje np. przy powstawaniu dyferencyjnego klinażu krenulacyjnego.

GEOMETRIA FOLIACJI W STRUKTURZE FAŁDOWEJ

W skałach zdeformowanych obserwuje się często prostą zależność między powierzchniami foliacji a współwystępującymi z nimi fałdami. Powierzchnie foliacji

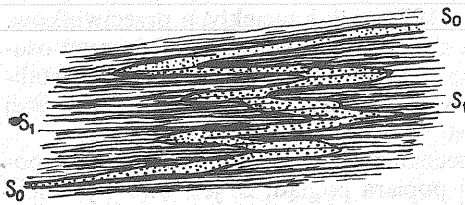


Fig. 12. Foliacja osiowa S_1 równoległa do płaszczyzny osiowej fałdu similar (podobnego) powstałego w wyniku zafałdowania warstewki kwarcowej S_0 w łupkach ilastych słabo zmetamorfizowanych

Axial foliation S_1 parallel to axial plane of similar fold, formed due to folding of quartz layer S_0 in weakly metamorphosed clay shales

ułożone są równoległe lub prawie równoległe do płaszczyzny osiowej fałdu, z którym są genetycznie związane (fig. 12).

Terminem foliacja osiowa opisywano zarówno foliacje równoległe do płaszczyzny osiowej fałdu, jak i foliacje ułożone wachlarzowato (mniej lub bardziej symetrycznie) w stosunku do płaszczyzny osiowej fałdu. Najczęściej wachlarz ten jest otwarty w stronę przegubu fałdu o mniejszej krzywiznie; typ ten można określić jako wachlarz rozbieżny. Wachlarz zbieżny był dotychczas rzadko opisywany w literaturze i związany jest ze skałami pelitowymi (fig. 13).

Dotychczas mało uwagi zwracano na pewne zależności, które mogą być znacznie bardziej powszechne niż na to wskazują dotychczasowe badania. Zależności te omówio-

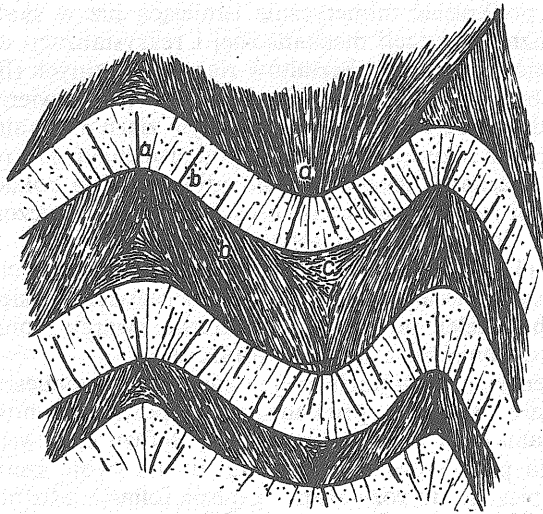


Fig. 13. Foliacja wykształcona w postaci wachlarzy rozbieżnych w warstwach szarogłazowych (obszar zakropkowany) i wachlarzy zbieżnych w warstwach ilastych

Foliation developed in the form of divergent fans in graywacke layers (dotted area) and convergent ones in clay layers

Charakterystyczne różnice w gęstości domen foliacji między łupkami ilastymi a szarogłazami; załamywanie się foliacji na granicy dwóch odmian skalnych o różnej podatności (kompetencji); ułożenie wachlarzowate foliacji zbliża się do ułożenia równoległego z płaszczyzną osiową fałdów, gdy fałd staje się coraz bardziej ścięty (na prawo); przecinanie foliacji z prawego skrzydła przez foliację ze skrzydła lewego (foliacje te należą do tej samej generacji); w warstwach pelitowych widoczna w skali całej próbki tzw. foliacja zmienna, a w poszczególnych fragmentach próbki foliacja wykształcona jest jako równoległa (a), skośna (b) i prostopadła (c) do płaszczyzn osiowych fałdów synchronicznych

Characteristic differences in frequency of foliation domains in clay shales and graywackes; break of foliation at boundary of two rock varieties differing in competence. Fan-like arrangement of foliations becomes close to parallel to axial plane of folds as folds become more and more compressed (to the right); foliation from the right limb is crossed by that from the left limb, belonging to the same generation; the whole sample of pelitic layers displays so-called variable foliation, and its individual parts: a - parallel, b - oblique, c - foliation normal to axial planes of synchronic folds

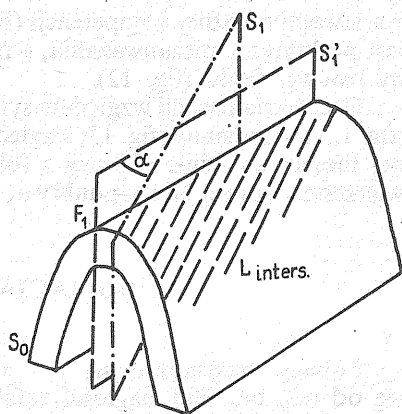


Fig. 14. Powierzchnia foliacji S_1 nachylona pod kątem α do płaszczyzny osiowej S_0 fałdu F_1
Foliation plane S_1 , dipping at the angle α to axial plane S_0 of fold F_1

ne poniżej mogą mieć duże znaczenie w zrozumieniu rozwoju foliacji i fałdów.

W fałdach zbudowanych z warstw o dużych różnicach kompetencji obserwuje się duże i nagłe zmiany orientacji powierzchni foliacji. Pojawia się silna refrakcja (załamywanie) foliacji przy przechodzeniu od jednej warstwy do drugiej, a nawet w niektórych niekompetentnych warstwach dochodzi do zbiegania się powierzchni foliacji z obydwu skrzydeł fałdu. W strefie przegubu takiego fałdu można czasem zauważyć przecinanie powierzchni foliacji jednego skrzydła fałdu przez powierzchnie foliacji skrzydła drugiego (fig. 13). Nie są to dwie różnowiekowe foliacje, ale jedna foliacja osiowa związana z jedną generacją fałdów. Przykłady takie opisano ze skał słabo zmetamorfizowanych (E.S. Hills, 1972; P.F. Williams, 1976), w których foliacje są reprezentowane przez złupkowacenia lub kłiważ krenulacyjny.

Dotychczas przyjmowano, że powierzchnie foliacji położone są równoległe do osi fałdu, z którym foliacja jest genetycznie związana. Dlatego powierzchnia foliacji mogła przecinać tylko jedno skrzydło takiego fałdu. W rzeczywistości obserwuje się, że powierzchnie foliacji nachylone są zwykle pod kątem α do osi fałdu (fig. 14). W ten sposób lineacja, powstała z intersekcji powierzchni foliacji i zafałdowanej starszej powierzchni, może przecinać linię przegubu fałdu. Tam, gdzie kąt α był mały, próbowano tłumaczyć to jako wynik wcześniejszej nieregularności na zafałdowanej powierzchni lub jako wynik lokalnej heterogeniczności odkształcenia. Natomiast tam, gdzie kąt α był duży, zależność ta była interpretowana jako superpozycja foliacji na wcześniejszą strukturę fałdową. P. Stringer (1975) uważał foliację za post-fałdową nawet tam, gdzie kąt α zmieniał się od 0 do 30°. Istotne jest tutaj odróżnianie superpozycji i odchyłek od idealnej zależności między synchronicznymi fałdami i foliacjami. Zjawisko podobne do przykładu P. Stringera (1975) opisali R.W. Rutland, M.A. Etheridge (1975), ale oni przyjęli synchroniczność foliacji i fałdowania, chociaż kąt α był większy od 15°. Jeżeli jest to wniosek poprawny, to powoduje on ważne ograniczenie w symetrii uporządkowania tektonitów. W przypadku synchronicznego rozwoju foliacji i fałdów symetria uporządkowania (więźby, według W. Ryki, A. Maliszewskiej, 1982) tektonitu ograniczona została do trójskośnej, co jest równoznaczne z brakiem płaszczyzn symetrii w tektonicie. Może to oznaczać, że albo zafałdowana powierzchnia na samym początku deformacji nie była planarna, albo też miało miejsce złożone, niejednorodne odkształcenie.

J.H. Dieterich (1969) podał, że stopień refrakcji i „zwachlarzowania” związany jest z geometrią fałdu. W prostym fałdzie koncentrycznym foliacja jest zwykle wykształcona w postaci silnie rozbieżnego wachlarza i z silną refrakcją między

warstwami o różnej kompetencji (fig. 13). W fałdach typu similar refrakcja foliacji jest praktycznie niezauważalna, a powierzchnie foliacji są równoległe do płaszczyzny osiowej fałdu (fig. 12).

Geometria foliacji względem synchronicznego fałdu może być różna: równoległa (fig. 12) lub zmienna (fig. 13) względem płaszczyzny osiowej fałdu. W foliacji zmiennej można wyróżnić obszary z foliacją równoległą, skośną i prostopadłą do powierzchni osiowej fałdu (punkty a, b i c na fig. 13).

FOLIACJA TRANSPOZYCYJNA

Foliacja transpozycyjna jest szczególnym typem foliacji osiowej, lecz różni się od niej brakiem ciągłości zafałdowanych warstw. Główną cechą transpozycji jest rotacja mechaniczna w procesie deformacji starszych powierzchni anizotropii do położenia równoległego z nową foliacją (foliacją osiową). Zacieranie obecności stref przegubowych fałdów spowodowane jest m. in. silnym ich spłaszczeniem, segmentacją warstw i rozwojem nowych nieciągłości.

Proces transpozycji rozpoczyna się od fałdowania wąskopromiennego i coraz intensywniejszego zacierania przegubów fałdów. Transpozycja niepełna charakteryzuje się obecnością starszej foliacji nie wszędzie zrotowanej równoległe do nowej foliacji (fig. 3b–d), natomiast transpozycja pełna wykazuje prawie równoległe ułożenie powierzchni starszej i nowej foliacji (fig. 3e, f).

W procesach przebudowy dużą rolę odgrywa migracja materiału, zwłaszcza w warunkach wysokiego stopnia metamorfizmu regionalnego. Materiał skaleniowy lub kwarcowo-skaleniowy migruje do strefy przegubu fałdu, a materiał maficzny – do skrzydeł fałdu. Migracji tej sprzyja mobilność wody lub obecność grup hydroksylowych. Foliacja często jest podkreślona doprowadzonym z zewnątrz materiałem kwarcowo-skaleniowym. Także proces synkinematycznej migmatyzacji może spowodować pełną reorientację wcześniejszego uporządkowania (więźby) w skale (J.G. Ramsay, 1967).

WNIOSKI

1. Skały z foliacją charakteryzują się budową strefową, tj. składają się z wielu drobnych domen (stref), które oddzielone są od siebie mikrolitonami (strefami międzyfoliacyjnymi).
2. Klasyfikacja morfologiczna foliacji opiera się na parametrach opisowych: odstępach między domenami, kształcie domen, stopniu uporządkowania minerałów w mikrolitonach względem powierzchni granicznych domen oraz gęstości domen w skale.
3. Foliacje opisane za pomocą powyższych parametrów można przedstawić na wykresie morfologicznym, gdzie zaznaczono pola położenia głównych typów i odmian morfologicznych foliacji: złupkowacenie soczewkowate i laminowane, złupkowanie soczewkowate, laminowane i rozproszone, kliwaź krenulacyjny strefowy i nieciągły oraz kliwaź spękaniowy.
4. Terminu foliacja proponuje się używać w szerokim znaczeniu obejmującym wszystkie wyżej wyróżnione typy i odmiany morfologiczne. Termin kliwaź należy stosować dla skał osadowych, a dla metamorficznych – kliwaź spękaniowy i krenu-

lacyjny. Natomiast termin laminacja metamorficzna nie powinien być używany przy szczegółowym opisie foliacji ze względu na wieloznaczność tego pojęcia.

5. Wszystkie mechanizmy rozwoju foliacji dają ten sam wynik, tj. uporządkowaną orientację ziarn mineralnych, które określają strukturę planarną prostopadłą lub prawie prostopadłą do osi Z maksymalnego skrócenia elipsoidy odkształcenia w każdym punkcie skały.

6. Niektóre foliacje są prawdopodobnie równoległe do płaszczyzny XY elipsoidy odkształcenia w czasie swojego rozwoju, inne zaś mogą być równoległe do płaszczyzny ab odkształcenia ścinającego. Jednak w miarę przyrostu odkształcenia wszystkie foliacje będą dążyć do ułożenia równoległego z płaszczyzną XY elipsoidy odkształcenia.

7. Rozwój uporządkowanej orientacji ziarn mineralnych w czasie deformacji może być wynikiem rotacji mechanicznej, rekrystalizacji w polu naprężeń, modyfikacji kształtów ziarn, współdziałania procesów dyfuzji i rozpuszczania ziarn pod ciśnieniem.

8. Foliacja może być równoległa, skośna, prostopadła lub zmienna względem płaszczyzny osiowej fałdu synchronicznego.

9. Foliacja wachlarzowata i stopień refrakcji foliacji zależą od podatności skały oraz geometrii fałdu, z którym są związane genetycznie.

Oddział Dolnośląski
Instytutu Geologicznego
Wrocław, al. Jaworowa 19
Nadesłano dnia 24 maja 1983 r.

PIŚMIENNICTWO

- ALTERMAN I.B. (1973) – Rotation and dewatering during slaty cleavage formation. Some new evidence and interpretations. *Geology*, **1**, p. 33–36.
- BALK R. (1936) – Structural and petrologic studies in Dutchess Country, New York. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **47**, p. 685–774.
- BAYLY B.M., BORRADAILE G.J., POWELL C. Mc A. (1977) – Atlas of rock cleavage – Provisional edition, p. 26. Univ. Tasmania. Hobart.
- BECKER G.F. (1893) – Finite homogeneous strain, flow and rupture of rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **4**, p. 13–90.
- BEUTNER E.C. (1980) – Slaty cleavage unrelated to tectonic dewatering. The Siamo and Michigamme slates revisited. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **91**, p. 171–178.
- BILLINGS M.P. (1972) – Structural geology, p. 606. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs.
- BRADDOCK W.A. (1970) – The origin of slaty cleavage. Evidence from Precambrian rocks in Colorado. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **81**, p. 589–600.
- CHIDESTER A.H. (1962) – Petrology and geochemistry of selected talc-bearing ultramafic rocks and adjacent country rocks in north central Vermont. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, **345**, p. 345.
- CLOOS E. (1947) – Oilite deformation in the South Mountain fold, Maryland. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **58**, p. 843–918.
- COSGROVE J.W. (1976) – The formation of crenulation cleavage. *Jour. Geol. Soc. London*, **132**, p. 153–176.
- CROOK A.W.K. (1964) – Cleavage in weakly deformed mudstones. *Am. Jour. Sc.*, **262**, p. 523–531.

- DAUBRÉE A.G. (1879) – Etudes synthétiques de géologie expérimental. p. 828. Dunod. Paris.
- DENNIS J.G. (1964) – The geology of the Enosburg area, Vermont. Vermont. Geol. Survey Bull., 23, p. 56.
- DENNIS J.G. (1967) – International tectonic dictionary. Am. Ass. Petrol. Geol. Mem., 7, p. 196.
- DENNIS J.G. (1972) – Structural geology, p. 532. Ronald. New York.
- DENNIS J.G., MURAWSKI H., WEBER K. (1979) – International Tectonic Lexicon, Project No 100, p. 153. Stuttgart.
- DIETERICH J.H. (1969) – Origin of cleavage in folded rocks. Am. Jour. Sc., 267, p. 155–165.
- DZIEDZICOWA H., MISZEWSKI K., ŻELAŻNIEWICZA. (1980) – Słownik tektoniczny – drobne struktury w skałach krystalicznych. Cz. III – Struktury planarne. Prz. Geol., 28, p. 181, nr 3.
- ETHERIDGE M.A. (1973) – Variation of the length/thickness ratio of biotite crystals of metamorphic rocks: a discussion. Jour. Geol., 81, p. 234–236.
- ETHERIDGE M.A., HOBBS B.E. (1974) – Chemical and deformational controls on recrystallization of mica. Contr. Miner. Petrol., 43, p. 111–124.
- ETHERIDGE M.A., HOBBS B.E., PATERSON M.S. (1973) – Experimental deformation of single crystals of biotite. Contr. Miner. Petrol., 38, p. 21–36.
- EVANS A.M. (1963) – Conical folding and oblique structures in Charnwood Forest, Leicestershire. Proc. Yorks. Geol. Soc., 34, p. 67–80.
- FYSON W.K. (1962) – Tectonic structures in the Devonian rocks near Plymouth, Devon, Geol. Mag., 99, p. 208–226.
- GHOSH S.K. (1982) – The problem of shearing along axial plane foliations. Jour. Struct. Geol., 4, p. 63–67.
- GONZALEZ-BONORINO F. (1960) – The mechanical factor in the formation of schistosity. Inter. Geol. Congr. XXI Copenhagen, 18, p. 303–316.
- GRAY D.R. (1977) – Morphologic classification of crenulation cleavage. Jour. Geol., 85, p. 229–235.
- GRAY D.R. (1978) – Cleavages in deformed psammitic rocks from south-eastern Australia: their nature and origin. Geol. Soc. Am. Bull., 89, p. 577–590.
- HEIM A. (1878) – Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basal, Schwabe, 2. p. 246.
- HILLS E.S. (1972) – Elements of structural geology. 2nd ed. Wiley. New York.
- HOBBS L.E., MEANS W.D., WILLIAMS P.F. (1976) – An outline of structural geology. Wiley. New York, London.
- HOEPPNER R. (1956) – Zum Problem der Bruchbildung Schieferung und Faltung. Geol. Rundsch., 45, p. 247–283.
- HOLEYWELL R.C., TULLIS T.E. (1975) – Mineral reorientation and slaty cleavage in the Martinsburg Formation, Lehigh Gap, Pennsylvania. Geol. Soc. Am. Bull., 86, p. 1296–1304.
- KAMB W.B. (1959) – Theory of preferred crystal orientation developed by crystallization under stress. Jour. Geol., 67, p. 153–170.
- MAXWELL J.C. (1962) – Origin of slaty and fracture cleavage in the Delaware water gap area, New Jersey and Pennsylvania. Geol. Soc. Am. Bull., 73, p. 281–311.
- OLESEN N., HANSEN E.S., KRISTENSEN L.H., THYRSTED T. (1973) – A preliminary account on the geology of the Selbu-Tydal area, the Trondheim Region. Leidse Geol. Mededel., 49, p. 259–277.
- POWELL C. Mc A. (1969) – Intrusive sandstone dykes in the Siamo Slate near Negaunee, Michigan. Geol. Soc. Am. Bull., 80, p. 2585–2594.
- POWELL C. Mc A. (1979) – A morphological classification of rock cleavages. Tectonophysics, 30, p. 181–196.
- PRICE N.J., HANCOCK P.L. (1972) – Development of fracture cleavage and kindred structures. Inter. Geol. Congr. 24th, Montreal, Sect. 3, p. 584–592.
- RAMSAY J.G. (1967) – Folding and fracturing of rocks, Mc Graw-Hill Co., New York.
- RICKARD M.J. (1961) – A note of cleavages in crenulated rocks. Geol. Mag., 98, p. 324–332.

- RUTLAND R.W., ETHERIDGE M.A. (1975) – Two high grade schistositys at Broken Hill and their relation to major and minor structures. *Geol. Soc. Australia Jour.*, 22, p. 259–274.
- RYKA W., MALISZEWSKA A. (1982) – Słownik petrograficzny. Wyd. Geol. Warszawa.
- SHARPE D. (1847) – On slaty cleavage. *Quart. Jour. Geol. Soc. London.*, 3, p. 74–105.
- SORBY H.C. (1853) – On the origin of slaty cleavage. *Edinburgh New Philos. Jour.*, 55, p. 137–148.
- SPRY A. (1979) – Metamorphic textures. Pergamon Press. Oxford.
- STRINGER P. (1975) – Acadian slaty cleavage noncoplanar with fold axial surfaces in the Northern Appalachians. *Can. Jour. Earth Sc.*, 12, p. 949–961.
- TALBOT J.L. (1965) – Crenulation cleavage in the Hansruckschiefer of the Middle Mozelle region. *Geol. Rundsch.*, 54, p. 1026–1046.
- TURNER F.J., WEISS L.E. (1963) – Structural analysis of metamorphic tectonites. Mc Graw-Hill. New York.
- VOLL G. (1960) – New work on petrofabrics. *Liverpool Manchester Geol. Jour.*, 2, p. 503–567.
- WHITTEN E.H.T. (1966) – Structural geology of folded rocks. Mc Nally and Co. Chicago.
- WILLIAMS P.F. (1972) – Development of metamorphic layering and cleavage in low grade metamorphic rocks at Bermagui, Australia. *Am. Jour. Sc.*, 272, p. 1–47.
- WILLIAMS P.F. (1976) – Relationship between axial-plane foliations and strain. *Tectonophysics*, 30, p. 181–196.
- WILSON C.J.L. (1973) – The prograde microfabric in a deformed quartzite sequence, Mount Isa, Australia. *Tectonophysics*, 19, p. 39–81.
- WOOD D.S. (1973) – Patterns and magnitudes of natural strain in rocks. *Roy. Soc. London, Philos. Trans.*, A274, p. 373–382.

Збигнев ЦИМЕРМАН

МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ, ТЕРМИНОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС ЛИСТОВАТОСТИ

Резюме

Листоватость является планарной структурой, наблюдаемой в метаморфических породах, для нее характерно небольшое расстояние между зонами анизотропии, а выражается она упорядоченной ориентировкой минеральных зерен или тенденцией к делению на плитки. Листоватость охватывает все планарные мезо- и микроструктуры в деформированных метаморфических породах за исключением поверхностей слоистости, трещин и отдельностей.

Для листоватых пород характерно зональное строение, складывающееся из множества мелких домен (зон) листоватости, разделенных микролитонами (зоны межлистоватости). Микролитоны отличаются от домен и составом, и строением. Первые изобилуют зернами кварца или кварцево-полевошпатовыми агрегатами, вторые насыщены слоистыми силикатами.

Морфологическая классификация листоватости основана на следующих параметрах: расстояниях между доменами листоватости (в см или мм), формах домен листоватости (гладкие, неровные, сетчатые, хаотические), степени упорядоченности минералов в микролитонах по отношению к поверхности пограничных домен листоватости (полной, очень сильной, сильной, средней, слабой, случайной), а также частоты домен в породе (в %).

На морфологической схеме листоватости показано положение главных ее типов и их разновидности. Приведены также принципы нанесения данной листоватости на морфологическую схему.

Сланцеватость является типом листоватости, характерным для деформированных пород (главным образом пелитовых), преобразование которых наступило в условиях метаморфизма низшего порядка и проявившимся в планарной упорядоченной ориентировке минеральных зерен. Этот тип листоватости представлен двумя крайними разновидностями: линзообразная сланцеватость и слоистая сланцеватость.

Сланцеватость является типом листоватости, выражающемся упорядоченной параллельной ориентировкой анизотропных минералов, образовавшихся в условиях регионального метаморфизма средней и высшей степени. Выделяют три крайних разновидности этого типа листоватости: линзообразная сланцеватость, рассеянная сланцеватость и слоистая сланцеватость.

Волнистый кливаж (кливаж пloyчатости), имеющий место в породах с поверхностями более ранней анизотропии, смятых в очень мелкие складки, делится на: непрерывный (зональный) волнистый кливаж и прерывистый волнистый кливаж. Первая разновидность отличается от второй постепенным переходом от домен к микролитонам, а также протяженностью домен более ранней пloyчатой листоватости через домены волнистого кливажа.

Кливаж разлома отнесен к листоватости ввиду характерных геометрических соотношений в складчатых породах, а также такого же генезиса как и другие типы листоватости.

Термином листоватость предлагается пользоваться в широком значении, включающем все 4 выделенные типы планарных структур. Термин кливаж следует относить к неметаморфическим породам, а в метаморфических выделять кливаж разлома или волнистый. Термином метаморфическая ламинация пользоваться не следует ввиду его многозначности.

Некоторые исследователи приписывают образование листоватости компрессионным силам, действующим перпендикулярно к ней, другие — срезающим силам. Компромиссным решением может являться принятие возникновения листоватости перпендикулярно к оси максимального компрессионного напряжения, а после ее возникновения скольжения по этим поверхностям под действием сдвигающих сил, безусловно при гетерогенной деформации.

Развитием листоватости движут различные механизмы и все они приводят к регулярной ориентировке минеральных зерен, определяющих планарную структуру, перпендикулярную или приблизительно перпендикулярную к оси Z эллипсоида деформаций. Уверенная листоватость (особенно выраженная сплюснутыми окаменелостями, оолитами или ксенолитами) параллельна плоскости XU , а другие могут быть параллельны плоскости ab деформации среза. Однако с развитием деформации все листоватости будут стремиться к позиции, параллельной плоскости XU конечного эллипсоида деформации.

Регулярность ориентировки минералов могла быть результатом механической ротации, перекристаллизации в поле напряжений, модификации форм минеральных зерен, взаимодействия процессов деформации и растворимости под давлением. На новую ориентировку минеральных зерен дополнительно влияют и такие свойства пород как форма пор, проницаемость и ранняя ориентировка минералов.

Листоватость по отношению к осевой плоскости синхронной складки может быть параллельной, косой, перпендикулярной или изменчивой.

Расходящиеся и сходящиеся веера, рефракция листоватости при прохождении через слои различной податливости, а также ее косое расположение по отношению к осевой плоскости складки (которое может быть следствием ранней хаотичности на складчатой поверхности или результатом гетерогенной деформации) важны для выяснения генезиса как листоватости, так и складок. Следует отличать явления суперпозиции от отклонения от идеальной зависимости между синхронными складками и листоватостью. Степень рефракции и „веерность” листоватости зависят от геометрии складки. В концентрических складках в отличие от складок подобного типа эти черты выражены достаточно четко.

Транспозиционная листоватость характеризуется прерывистостью складчатых слоев. Сглаживание перегибов складок происходит в процессе седиментации отдельных слоев, сплющивания перегибов и развития новой листоватости в осевых плоскостях складок. Важную роль играет также миграция материала.

Zbigniew CYMERMAN

MORPHOLOGICAL CLASSIFICATION, TERMINOLOGY AND ORIGIN OF FOLIATIONS

Summary

Foliation — a planar structure occurring in metamorphic rocks — is characterized by densely spaced anisotropy zones and expressed by either ordered orientation of mineral grains or a trend to subdivision into plates. It comprises all meso- and microscopic planar structures in deformed metamorphic rocks, except for bedding and fracture planes and joint.

Rocks with foliation are characterized by zonal structure. The structure comprises a number of minor foliation domains (zones), separated from one another by microlithotons (interfoliation zones). Microlithotons differ from domains in composition and structure: the former are rich in quartz grains or quartz-feldspar aggregates, and the latter — in stratified silicates.

Morphological classification of foliation is based on the following parameters: spacing of foliation domains (in cm or mm), shape of domains (even, uneven, reticular, irregular), degree of ordering of minerals in microlithotons in relation to boundary planes of foliation domains (complete, very high, high, intermediate, weak, random), and frequency of foliation domains in rock (in %).

The enclosed morphological graph shows location of major types of foliations and their varieties. There is also shown the method of plotting a given foliation in the graph.

Slaty cleavage represents the foliation type typical of deformed rocks (mainly pelitic ones), altered under conditions of weak metamorphism, and defined by planar ordering of orientation of mineral grains. Two extreme varieties of this type of foliation include lenticular and laminated slaty cleavage.

Schistosity is the foliation type characterized by ordered, parallel orientation of anisotropic minerals formed under conditions of intermediate to high degree regional metamorphism. Three extreme varieties of this type of foliation were differentiated: lenticular, laminate and dispersed schistosity.

True cleavage is found in rocks with old anisotropy planes, subjected to very small-scale folding. It is subdivided into continuous (zonal) and discontinuous crenulation cleavage. The first of these varieties differs from the second in presence of gradual transitions between domains and microlithotons and continuity of domains of early crenulated foliation, connected with those of crenulation cleavage.

Fracture cleavage has been assigned to foliations taking into account characteristic geometric interrelations recorded in folded rocks and origin similar to that of foliations of other types.

It is proposed to use the term foliation in a wide sense, i.e. comprising the above mentioned 4 types of planar structures. The term cleavage should be used for structures of nonmetamorphic rocks, and those of fracture and crenulation cleavage — for structures of metamorphic ones. The term metamorphic lamination should not be used because of its ambiguous meaning.

Some authors explain origin of foliations in terms of compressional stresses acting at normal angle to the foliations, and others — in terms of effects of shearing stresses. A compromise solution would involve formation of foliations in planes normal to the axis of the maximum compressional stress and followed by formation of slips along these planes and due to shearing stresses, of course under conditions of heterogeneous deformation.

The origin of foliations appears related to various mechanisms. However, it should be noted that all of these mechanisms lead to ordering in orientation of mineral grains which define planar structure normal or roughly normal to the axis Z of deformation ellipsoid. Some foliations, especially those defined by flattened fossils, ooids or xenoliths, are parallel to the plane XY whereas other may be parallel to the plane ab of shearing deformation. Along with increase in intensity of deformation the orientation of all the foliations will tend to be parallel to the plane XY of the final deformation ellipsoid.

The development of the ordered orientation of minerals may be due to mechanical rotation, recrystallization in the stress field, modification of shape of mineral grains, or a net result of processes of diffusion

and solution under pressure. The development of a new orientation of mineral grains is additionally influenced by such features of rocks as shape of pores, permeability and previous orientation of mineral grains.

Orientation of foliations in relation to axial plane of synchronous fold may be parallel, oblique, normal or varying. Divergent and convergent fans, refraction of foliation along with its passage through layers varying in competence, and oblique orientation of foliation in relation to axial plane of fold (which may be due to either original irregularities on folded surface or heterogeneous deformation) are important for explanation of origin of both foliations and folds. It is necessary to make distinction between the phenomena of superposition and deviations from ideal interrelations of synchronous folds and foliations. The degree of refraction and "fanning" of foliations are due to fold geometry. These features are well developed in concentric folds but not those of the similar type.

Transpositional foliation is characterized by the lack of continuity of folded layers. Obliteration of fold kinks takes place in result of segmentation of individual layers, flattening of the kinks, and development of a new foliation in axial planes of folds. Migration of material is also of some importance here.

TABLICA I

Fig. 15. Złupkowacenie; parametry morfologiczne: O – 0,3 mm, K – równy/nierówny, U – zupełny/barczo silny, G – 95%. Blok przedsudecki; punkt A na fig. 5

Slaty cleavage; morphological parameters: O – 0.3 mm, K – even/uneven, U – complete/very high, G – 95%. Fore-Sudetic Block; point A in Fig. 5

Fig. 16. Złupkowacenie; parametry morfologiczne: O – średni – 1,2 mm, K – równy, U – zupełny, G – 30%. Metamorfik izerski; punkt B na fig. 5

Schistosity; morphological parameters: O – mean – 1.2 mm, F – even, U – complete, G – 30%. Isera metamorphic block; point B in Fig. 5

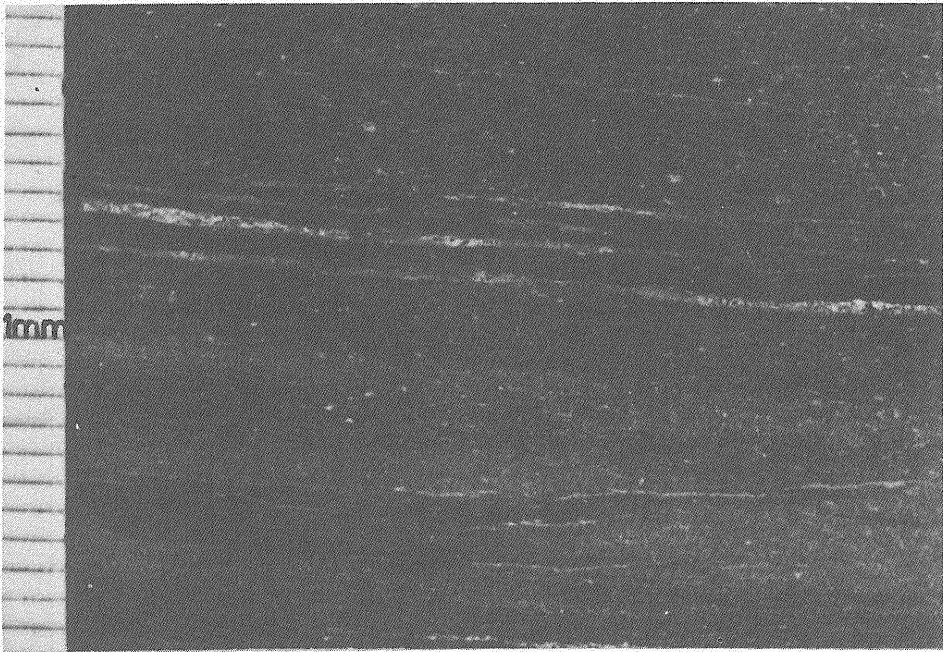


Fig. 15

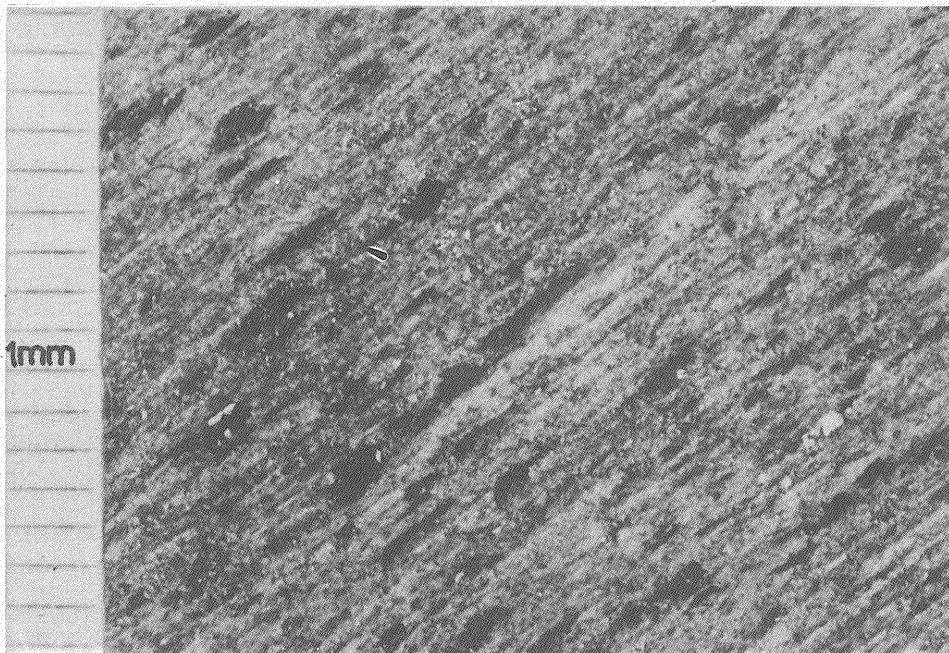


Fig. 16

TABLICA II

Fig. 17. Złupkowanie; parametry morfologiczne: *O* – średni – 2 cm, *K* – siateczkowy, *U* – bardzo silny/silny, *G* – 8%. Metamorfik Śnieżnika; punkt F na fig. 5

Schistosity; morphological parameters: *O* – mean – 2 cm, *K* – reticular, *U* – very high/high, *G* – 8%. Śnieżnik metamorphic block; point F in Fig. 5

Fig. 18. Złupkowanie; parametry morfologiczne: *O* – średni – 1,2 mm, *K* – nierówny, *U* – średni/słaby, *G* – 33%. Metamorfik izerski; punkt D na fig. 5

Schistosity; morphological parameters: *O* – mean – 1.2 mm, *K* – uneven, *U* – mean/weak, *G* – 33%. Izera metamorphic block; point D in Fig. 5

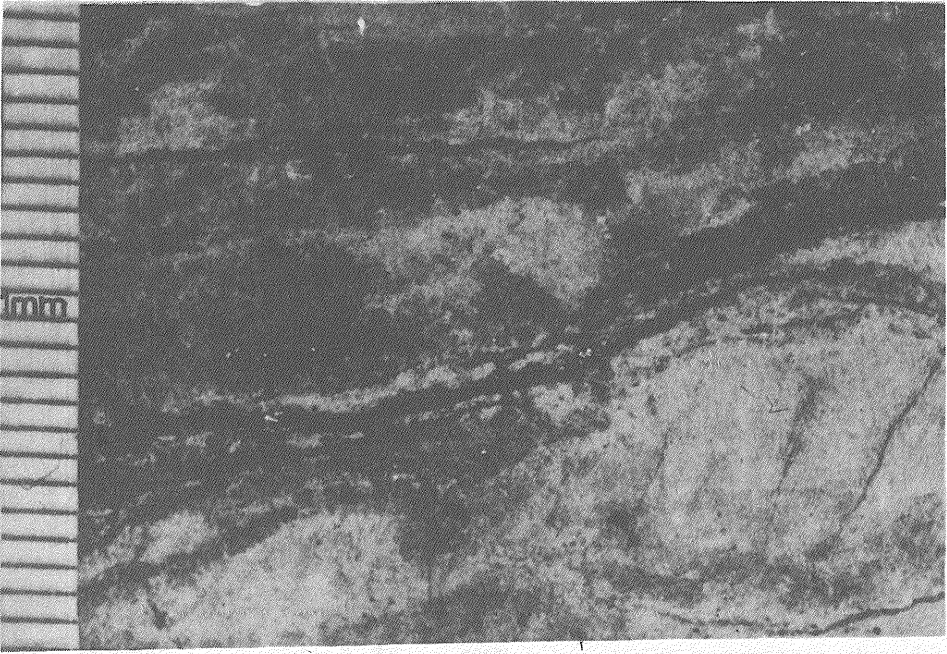


Fig. 17

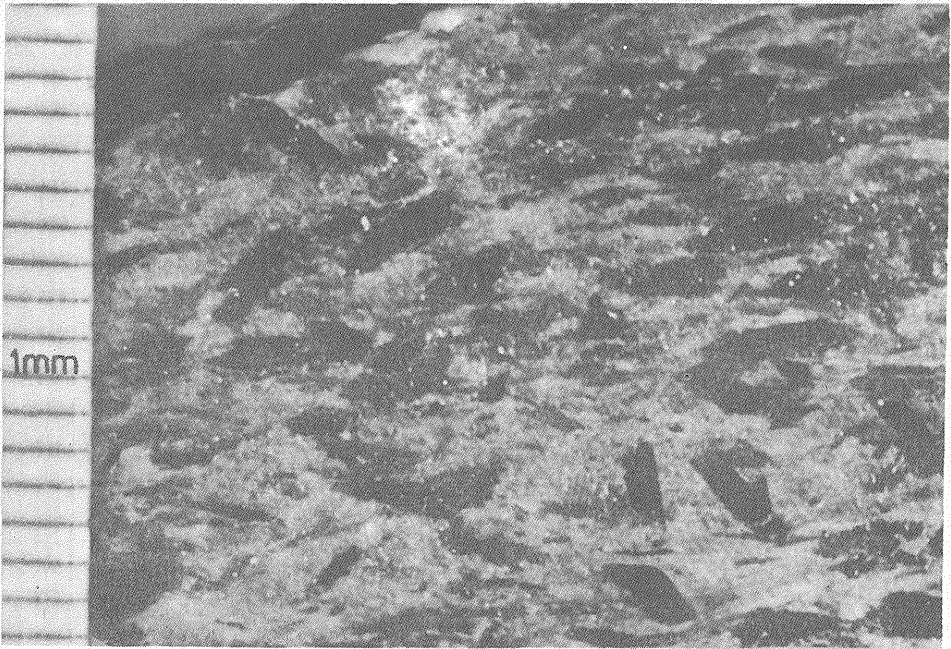


Fig. 18

TABLICA III

Fig. 19. Złupkowanie; parametry morfologiczne: *O* – średni – 5 mm, *K* – nierówny, *U* – zupełny/
bardzo silny, *G* – 15%. Metamorfik Śnieżnika; punkt E na fig. 5

Schistosity; morphological parameters: *O* – mean – 5 mm, *K* – uneven, *U* – complete/very high,
G – 15%. Śnieżnik metamorphic block; point E in Fig. 5

Fig. 20. Złupkowanie; parametry morfologiczne: *O* – średni – 1 mm, *K* – nierówny, *U* – silny/
średni, *G* – 20%. Metamorfik Śnieżnika; punkt C na fig. 5

Schistosity; morphological parameters: *O* – mean – 1 mm, *K* – uneven, *U* – high/mean, *G* – 20%.
Śnieżnik metamorphic block; point C in Fig. 5

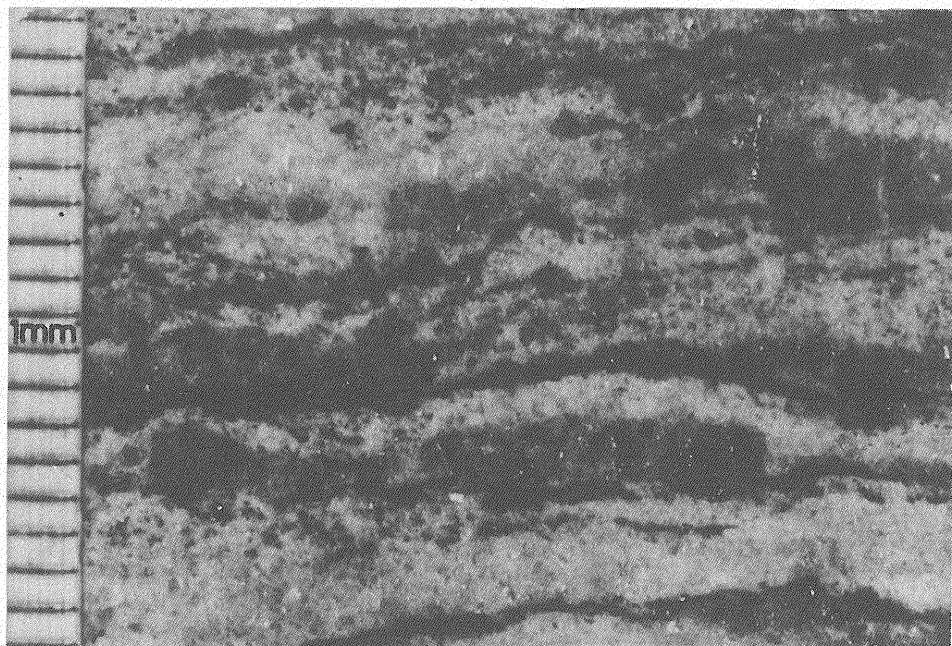


Fig. 19

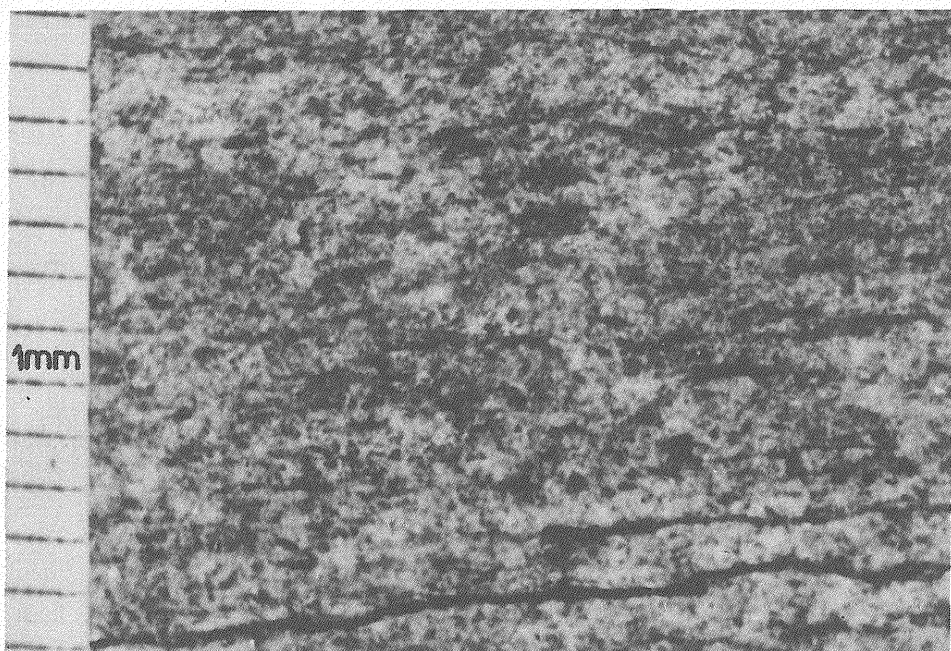


Fig. 20