

Krzysztof MISZEWSKI*

DROBNE STRUKTURY TEKTONICZNE I NASTĘPSTWO DEFORMACJI W WARSTWACH ANDELSKOHORSKICH (POŁUDNIOWO-WSCHODNIA CZĘŚĆ BŁOKU PRZEDSUDECKIEGO)

SPIS TREŚCI

Streszczenie	133
Wstęp	133
Litologia	135
Stopień metamorfizmu	135
Struktury tektoniczne	135
Struktury F_1 , S_1 i L_1	136
Struktury F_2 , S_2 i L_2	137
Struktury F_3 , S_3 i L_3	138
Orientacja przestrzenna elementów strukturalnych	138
Sekwencja deformacji tektonicznych	140
Podsumowanie	141
Literatura	142
Small scale tectonic structures and sequence of deformations in the Andelska Hora Beds (south-eastern part of the Fore-sudetic Bloc) — summary	143

Streszczenie

Prowadzone w warstwach andelskohorskich (dolny i środkowy wizen) badania tektoniczne w rejonie Pokrzywniej i Jarnońtówka (dolina Bystrego i Złotego Potoku) pozwoliły na rozpoznanie i opisanie trzech kolejnych generacji drobnych struktur tektonicznych oraz ustalenie następstwa ich deformacji.

Struktury pierwszej generacji (fałdy, powierzchnie struktury płaskiej i lineacja) są nieznanymi dotąd, najstarszymi elementami tektonicznymi w warstwach andelskohorskich. Osie fałdów pierwszej generacji mają kierunek NE—SW i WNW—ESE. Występujące we wszystkich odsłonięciach struktury drugiej generacji odpowiadają fałdom o kierunku osi ENE—WSW, które dotychczas były uważane za bretońskie.

Najslabiej rozwinięta trzecia generacja drobnych struktur (mikrofałdy, powierzchnie struktury płaskiej i lineacja) prawdopodobnie nie ma większego znaczenia w rozwoju tektonicznym regionu. Przeguby mikrofałdów tworzą lineację o kierunku WSW—ENE.

Trzy generacje struktur tektonicznych powstały prawdopodobnie w efekcie warwscyjskich, pośrodkowowizeńskich deformacji.

Prześlędzono i opisano rozwój najwyraźniej rozwiniętych powierzchni struktury płaskiej drugiej generacji od wczesnego stadium złupkowania krenulacyjnego do laminacji metamorficznej.

WSTĘP

Niniejsza praca jest wynikiem badań prowadzonych przez Pracownię Geologii Starych Struktur Zakładu Nauk Geologicznych PAN w ramach tematu „Analiza elementów strukturalnych skał metamorficznych wschodniej części bloku przedsudeckiego”.

Badania terenowe w warstwach andelskohorskich autor prowadził w latach 1974—1975 w okolicy Pokrzywniej i Jarnońtówka na wschodnich zboczach doliny Bystrego Potoku oraz na północnych zboczach doliny Złotego Potoku, pomiędzy Górą Krzyżówką a Górą Olszak.

* Zakład Nauk Geologicznych PAN, ul. Cybulskiego 30, 50—205 Wrocław.

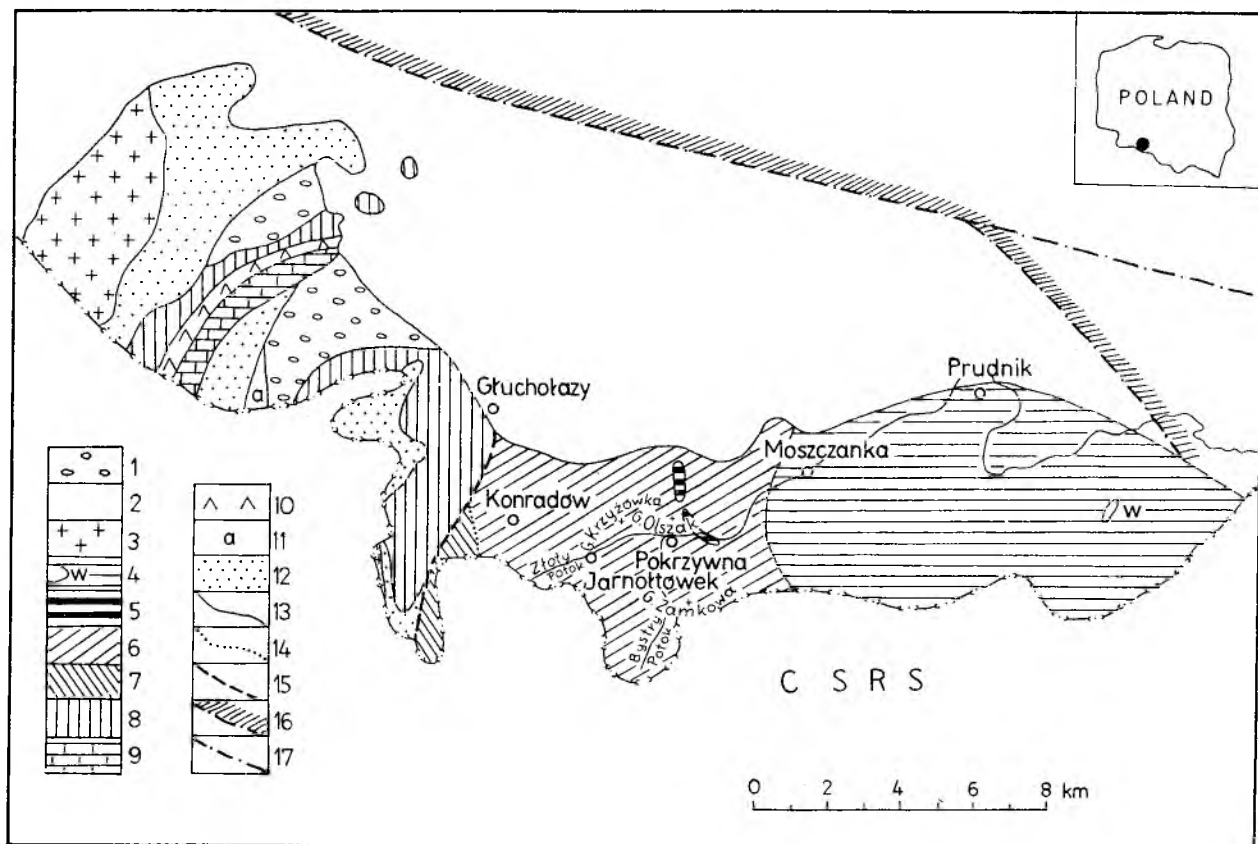


Fig. 1

Mapa geologiczna okolicy Głucholążów (wg Mapy geologicznej regionu dolnośląskiego, Sawicki 1967)

1 – piaski i żwiry (pliocen); 2 – ły, piaski i żwiry (pliocen i miocen ogólnie); 3 – granitoidy magmowe (młodszy paleozoik); warstwy górnobeneszowskie: 4 – szeregłazy, zlepieńce i łupki facji kulmowej, lokalnie z soczewkami wapieni (w) (turne); warstwy andelohorskie: 5 – zieleńce (dewon górny); 6 – fyllity i metaszarogłazy (dewon górny); warstwy wrbeńskie: 7 – amfibolity, łupki metamorficzne i wapień krystaliczne (dewon środkowy); 8 – kwarcyty i łupki łyszczkowe (dewon dolny); 9 – wapień krystaliczny i skały wapienno-krzemianowe (przypuszczalnie dewon lub okresy starsze); 10 – łupki łyszczkowe i paragnejsy (przypuszczalnie dewon lub okresy starsze); 11 – amfibolity, łupki amfibolowe (starszy paleozoik – proterozoik); 12 – paragnejsy (starszy paleozoik – proterozoik); 13 – granice geologiczne stwierdzone; 14 – granice geologiczne przypuszczalne; 15 – dyslokacje przypuszczalne; 16 – zasięg utworów kredy pod kenozoikiem; 17 – przypuszczalnie dyslokacje pod kenozoikiem

Geological map of the Głucholązy region (after Geological Map of Lower Silesia, Sawicki 1966)

1 – sands and gravels (Pliocene); 2 – clays, sands and gravels (Pliocene and Miocene in general); 3 – granitoids (Younger Paleozoic); Horni Benešov Beds: 4 – graywackes, conglomerates and shales of Kulm facies, locally with limestone lenses (w) (Tournaisian); the Andelska Hora Beds: 5 – greenstones (Upper Devonian); 6 – slates and metagraywackes (Upper Devonian); the Vrbo Beds: 7 – amphibolites, schists, and crystalline limestones (Middle Devonian); 8 – quartzites and mica schists (Lower Devonian); 9 – crystalline limestones and limesilicate rocks (probably Devonian or older); 10 – mica schists and paragneisses (probably Devonian or older); 11 – amphibolites, amphibole schists (Older Paleozoic-Proterozoic); 12 – paragneisses (Older Paleozoic-Proterozoic); 13 – inferred geological boundaries; 14 – inferred geological boundaries; 15 – inferred faults; 16 – out crops of Cretaceous rocks under Cainozoic deposits; 17 – inferred faults hidden beneath Cainozoic deposits

Warstwy andelskohorskie występują w przeważającej części na terytorium Czechosłowacji, natomiast w Polsce odsłaniają się na północno-zachodnich stokach Gór Opawskich (Sudety Wschodnie), pomiędzy Głucholążami a Moszczanką (fig. 1). Badane warstwy należą do młodopaleozoicznego kompleksu osadowego, a ściślej do najniższej części serii fliszowej, która zalega ponad warstwami ponikiewskimi. Badania Eliaša (1956) oraz Kumpéry i Unruga (*vide* Unrug, Dembowski 1971) wykazały, że warstwy andelskohorskie są typowymi osadami fliszowymi.

Warstwy andelskohorskie zostały uznane przez Koverdyńskiego i Chłupača (*vide* Unrug, Dembowski 1971) za odpowiednik wiekowy wizeńskich warstw

górnobeneszowskich. W warstwach andelskohorskich nie znaleziono jednak dotąd skamieniałości o znaczeniu stratygraficznym, dlatego też wiek tych warstw był kwestią sporną. Warstwy te zaliczone były przez Stocka (1943) i Sawickiego (*vide* Sokołowski 1968) do górnego dewonu. Wiek warstw andelskohorskich został określony na wyższy dolny wizen i środkowy wizen w oparciu o fauny konodontowe występujące w stropowej części warstw ponikiewskich oraz na podstawie górnowizeńskich faun goniatytowych stwierdzonych w wyższych ogniach serii fliszowej (Zikmundova 1967; Chłupač *et al.* 1968; Patteisky *vide* Unrug, Dembowski 1971).

LITOLOGIA

W obrębie badanego obszaru odsłaniają się w licznych, ciągnących się po kilkadziesiąt metrów odśrognięciach, drobno laminowane łupki ilasto-piaszczyste¹ (łupki fyllitowe). Skała ta składa się z naprzemianległych drobnych lamin szarych i czarnych (pl. I, 5; pl. IV, 5). Grubość tych lamin waha się od 0,1 mm do kilku cm, a lokalnie dochodzi do 0,5 m. Laminy szare składają się w przeważającej części z ziarn kwarcu, których wielkość nie przekracza 0,4 mm. Sporadycznie występują w nich blasty albitu i epidotu, a z minerałów ciemnych detrytyczny cyrkon i turmalin. W minimalnych ilościach występują łyszczyki (muskowit i serycyt). Często laminy te pocięte są drobnymi żyłkami kwarcu, które przebiegają równolegle lub skośnie do laminacji, a czasem równolegle do złupkowania. W szarych laminach zaznacza się wyraźnie frakcjonalne ułożenie ziarn. Laminy czarne utworzone są głównie z łyszczków — muskowitu i serycytu — oraz niewielkich ilości chlorytu i biotyту. Kwarc występuje w nich w postaci soczewkowych, bardzo silnie spłaszczonych ziarn (stosunek dłuższej osi do krótszej osiąga wartość 15). Soczewkowe ziarna zorientowane są równolegle do laminacji, niekiedy zaś równolegle do powierzchni młodszych złupkowań. W laminach szarych i czarnych dość często występują drobne żyłki lub słupki grafitoidów o grubości 0,7 mm, które zorientowane są równolegle do laminacji lub równolegle do powierzchni złupkowania.

Drobno laminowane łupki ilasto-piaszczyste i piaszczysto-ilaste przeławicają się z polimiktycznymi zlepieńcami oraz lokalnie z czarnymi, drobno-kryształicznymi wapieniami krynoidowymi. Zlepieniece polimiktyczne składają się z licznych otoczków: piaskowców, łupków, kwarcu żyłowego i wapieni. Otoczki te wykazują dobre obtoczenie, a średnica ich waha się w szerokim zakresie od kilku mm do 50 cm. Spoiwo jest ilaste, typu masy wypełniającej. Czarne wapienie składają się głównie z kalcytu i dolomitu oraz niewielkich ilości bardzo drobnych ziarn kwarcu.

W wapieniach tych występują liczne fragmenty łodyg liliowców (pl. IV, 4). We wschodniej części badanego obszaru, w obrębie łupków piaszczysto-ilastych, występują zieleńce (fig. 1; Sawicki 1959).

STOPIEŃ METAMORFIZMU

Na badanym obszarze występują skały epimetamorficzne, w obrębie których można wydzielić dwie grupy skał różniące się składem mineralnym i genezą skał wyjściowych. Są to przeobrażone skały klastyczno-ilaste oraz przeobrażone zasadowe wulkanity. W przeobrażonych skałach osadowych (łupki piaszczysto-ilaste i ilasto-piaszczyste i zlepieniece) występuje zespół minerałów: kwarc-muskowit-chloryt-albit, a w wulkanitach (zieleńce, łupki chlorytowe): albit?-epidot-chloryt-kalcyt-kwarc. Występujące tu zespoły mineralne odpowiadają facji zieleńcowej metamorfizmu regionalnego, a ściślej subfacji kwarcowo-albitowo-muskowitowo-chlorytowej (Turner, Verhoogen 1960).

Oznaczając stopień metamorfizmu w oparciu o klasyfikację Winklera (1970) można przyjąć, że skały badanego obszaru reprezentują dolny zakres niskiego stadium metamorfizmu. Stadium to jest wyznaczone przez zespół współwystępujących i wzajemnie stykających się minerałów: chloryt+kwarc+epidot. Zakres tego stadium zawarty jest pomiędzy izogradą pojawienia się zoizytu/klinozoyitu a izogradą pojawienia się biotyту.

Obserwacje mikroskopowe wykazały, że skały warstw andelskohorskich zostały przeobrażone w dwóch fazach M_1 i M_2 w zakresie niskiego stadium metamorfizmu. Każda z tych faz była zarówno synkinematyczna, jak i postkinematyczna w stosunku do kolejnych etapów deformacji² D_1 i D_2 . Przeobrażenia skał w fazie M_1 i M_2 oraz ich stosunek do etapów deformacji D_1 i D_2 zostanie dokładniej omówiony w następnej pracy.

STRUKTURY TEKTONICZNE

Badania tektoniczne w warstwach andelskohorskich prowadzili Stock (1943) i Sawicki (*vide* Majerowicz, Sawicki 1958). Stock (1943) za najstarsze struktury tektoniczne (wieku bretońskiego) uważa

fałdy, których osie stromo zanurzają się w kierunku ENE. Strome nachylenie osi tych fałdów według Stocka zostało spowodowane drugim wielkim fałdowaniem (wieku asturyjskiego), które wytworzyło

¹ Nazwy skał oparto na terminologii osadowych skał wyjściowych.

² Etap deformacji oznaczony symbolem D określa procesy tektoniczno-metamorficzne, w efekcie których powstaje w skałach określona generacja struktur F , S i L .

fałdy makroskopowe o kierunku osi NNW—SSE. Oberc (1972) podtrzymuje następstwo deformacji Stocka (1943).

Sawicki (*vide* Majerowicz, Sawicki 1958) oraz Sawicki (1974) przyjmuje odwrotne niż Stock następstwo deformacji i uważa, że fałdowanie główne (fałdowanie starsze — faza sudecka) wytworzyło fałdy makroskopowe o kierunku NNW—SSE, a drugie „poprzeczne fałdowanie izoklinalne” (fałdowanie młodsze — faza asturyjska) wykształciło fałdy mezoskopowe o kierunku osi ENE—WSW oraz „złupkowanie poprzeczne” o kierunku biegu od 70 do 90°.

Wśród licznych mezostruktur obserwowanych w odkrywkach i próbach, wyróżniono na podstawie ich cech geometrycznych i orientacji przestrzennej trzy generacje. Często spotykana interferencja tych trzech generacji struktur umożliwiła określenie ich wzajemnego następstwa wiekowego.

ratury makroskopowych fałdów występujących w tym rejonie. Wzajemny stosunek między tymi strukturami będzie wyjaśniony w przyszłych badaniach tektonicznych.

STRUKTURY F_1 , S_1 I L_1

Struktury pierwszej generacji F_1 są reprezentowane przez fałdy o amplitudzie od kilku do kilkadziesiąt cm. Kąt pomiędzy skrzydłami tych fałdów waha się od 5 do 30°. Są to fałdy silnie „ściśnięte”, zbliżone kształtem do fałdów izoklinalnych (fig. 2; pl. I, 5). Równoległe do powierzchni osiowych fałdów F_1 występuje przeważnie w laminach ilastych słabo widoczna mezoskopowo struktura płaska S_1 , wykształcona jako foliacja. Foliacja ta jest wyrażona przez równoległe ułożenie blaszek łuszczyków i silnie spłaszczonych ziarn kwarcu. Analiza mikro-

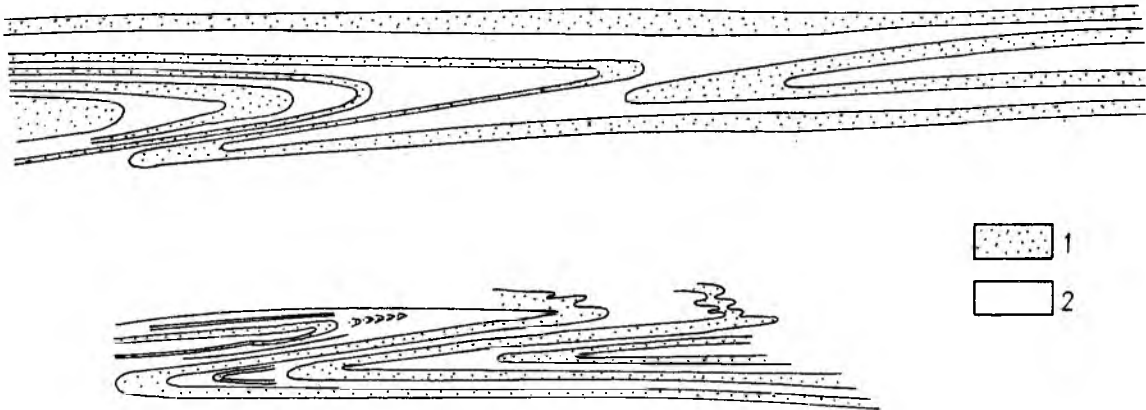


Fig. 2

Uproszczony odrys fałdów F_1 z prób drobno laminowanego łupka ilasto-piaszczystego

Jarnołtówek, N zbocze doliny Złotego Potoku pomiędzy Górą Krzyżówką a Górą Olszak. Wielkość naturalna, 1 — lamina piaszczysta; 2 — lamina ilasta

Simplified sketch of F_1 folds recorded in fine-laminated clayey-sandy slates

Jarnołtówek, northern slope of the valley of Złoty Potok between the Krzyżówka Mt. and Olszak Mt. Natural size, 1 — sandy lamina; 2 — clayey lamina

Obserwacje mikro- i mezoskopowe badanych skał wykazały, że występujące w nich bardzo wyraźne warstwowanie jest pochodzenia sedimentacyjnego (por. Teisseyre *et al.* 1957). Warstwowanie reprezentuje najstarszą generację struktur płaskich, które oznaczono symbolem S_0 .

Na badanym obszarze stwierdził autor występowanie trzech generacji fałdów F_1 , F_2 i F_3 , czterech generacji struktur płaskich S_0 , S_1 , S_2 i S_3 oraz trzech generacji lineacji L_1 , L_2 i L_3 . Lineacje L_1 i L_2 powstały z przecięcia powierzchni S_0 odpowiednio z powierzchnią S_1 i powierzchnią S_2 . Lineacja L_3 wykształcona jest w postaci bardzo drobnych zmarszczek występujących na powierzchniach struktur S_0 , S_1 i S_2 .

Stwierdzonych w terenie mezostruktur tektonicznych nie da się obecnie nawiązać do znanych z lite-

powy wykazała, że w laminach ilastych strukturą S_1 występuje jako dyferencyjne złupkowanie krenulacyjne (differentiated crenulation cleavage, Williams 1972); (pl. I, 2, 4 i pl. III, 1). W laminach piaszczystych struktura płaska S_1 z reguły nie występuje, jedynie w strefach kontaktu z laminami ilastymi, w obszarach przegubów fałdów F_1 struktura S_1 jest wykształcona jako złupkowanie krenulacyjne (crenulation cleavage, Williams 1972). Pomędzy równoległe ułożonymi strefami S_1 składającymi się w przewadze z jasnych łuszczyków, a w mniejszych ilościach z silnie spłaszczonych ziarn kwarcu i minerałów nieprzeźroczystych można obserwować relikty powierzchni sedimentacyjnego warstwowania S_0 (pl. I, 1, 2, 4). Reliktami tymi są ziarna kwarcu lub silnie wygięte blaszki łuszczyków mające kształt liter „V”,

„U” lub „S”. W skrzydłach fałdów struktura S_1 jest równoległa lub prawie równoległa do powierzchni laminacji S_0 .

W odsłonięciach fałdy F_1 są widoczne bardzo rzadko. Częściej można je obserwować na powierzchniach cięć dużych prób. Fałdy F_1 cechuje duża różnica miąższości lamin pomiędzy strefami przegubów a skrzydłami. W fałdach tych często można obserwować bardzo grube przeguby i cienkie skrzydła, niejednakową miąższość warstw w dwu skrzydłach, stopniową redukcję jednego lub obu skrzydeł (fig. 2; pl. I, 5), która niekiedy prowadzi do odizolowania przegubów i skrzydeł oraz do powstania fałdów śródfoliacyjnych (pl. I, 3).

Dla fałdów F_1 obliczono stosunek miąższości laminy w przegubie do średniej miąższości tej laminy w obu skrzydłach. Dla lamin ilastych wartość tego stosunku wynosi od 12,4 do 24,4, a dla lamin piaszczystych od 4,0 do 8,5. Dla dziesięciu fałdów F_1 obliczono też stosunek wysokości krótszego skrzydła do promienia, który waha się od 7,8 do 12,3. Dla porównania, powyższy stosunek obliczony dla dziesięciu fałdów F_2 nie przekracza wartości 1,6. Wykonane obliczenia liczbowo określiły kształt fałdów oraz stopień zwiększenia miąższości przegubów fałdów w stosunku do jednego lub obu skrzydeł. Ponadto okazało się, że stosunek wysokości do promienia może być uznany za cechę, która pozwala odróżnić od siebie dwie generacje fałdów F_1 i F_2 .

Osie fałdów F_1 mają kierunek NE—SW i WNW—ESE. Oba kierunki osi fałdów F_1 są wynikiem wygięcia osi tych fałdów przez nałożone fałdy F_2 . Określenie pierwotnego kierunku osi fałdów F_1 będzie możliwe po zebraniu większej ilości obserwacji. Równoległe do fałdów F_1 przebiega lineacja L_1 (lineacja z przecięcia S_0 z S_1). Jest ona bardzo rzadko spotykana, stwierdzono ją tylko w dwóch zorientowanych próbach. Rzadkość występowania tej lineacji można tłumaczyć silnym zatarciem jej przez bardzo intensywne wykształcenie struktury płaskiej S_2 lub też jej rozwojem pierwotnie lokalnym.

STRUKTURY F_2 , S_2 I L_2

Fałdy drugiej generacji F_2 można obserwować we wszystkich odsłonięciach badanego obszaru. Fałdy te mają amplitudy od kilku centymetrów do kilku metrów. Kąt między skrzydłami tych fałdów przyjmuje wartości od 30 do 100°. Fałdy F_2 są fałdami średniopromiennymi, najczęściej asymetrycznymi rzadziej symetrycznymi. Równoległe do powierzchni osiowych fałdów F_2 występuje bardzo wyraźnie struktura płaska S_2 (pl. II, 2; pl. III, 2—4; pl. IV, 1, 2, 5) wykształcona jako: złupkowanie krenula-

cyjne w różnych stadiach rozwoju, laminacja metamorficzna oraz pęknięcia i mikrouskoki.

W laminach ilastych drobno laminowanych łupków ilasto-piaszczystych (pl. IV, 5) i piaszczysto-ilastych struktura S_2 występuje czasem w postaci symetrycznego złupkowania krenulacyjnego (*sensu* Williams 1972); (pl. IV, 1, 2).

Dyferencyjne złupkowanie krenulacyjne na granicy litologicznej przy przejściu z łupka ilastego do zlepieńca ulega ugięciu i zmianie na złupkowanie krenulacyjne (pl. IV, 3). Kąt ugięcia złupkowania dochodzi do 35°. Otoczaki w zlepieńcu wykazują wyraźną krenulację w przekrojach prostopadłych do fałdów F_2 oraz silne spłaszczenie zgodne z powierzchniami S_1 .

W cienkich płytkach pod mikroskopem i na powierzchniach cięć prób można obserwować kolejne etapy rozwoju struktury płaskiej S_2 — od stref mikrofałdów załomowych do laminacji metamorficznej. W obrębie jednej laminy ilastej (w przekroju prostopadłym do powierzchni S_2) można zauważyć (przy obserwacji w skali mikroskopowej prowadzonej od skrzydła w stronę przegubu) obszary, które nie zostały naruszone złupkowaniem krenulacyjnym S_2 *sensu stricto*. W tych miejscach występują jedynie strefy mikrofałdów załomowych, które są strukturami poprzedzającymi powstanie złupkowania krenulacyjnego S_2 (por. Hoepfner 1956). Powierzchnie osiowe mikrofałdów załomowych są równoległe do powierzchni osiowych fałdów mezoskopowych F_2 . Obserwując laminę ilastą pod mikroskopem można zauważyć obszary, w których powierzchnie S_1 mogą być śledzone pomimo nałożenia na nie nowej struktury S_2 . W miejscach tych obserwuje się mikroflexury, których skłony są zgodne z powierzchniami osiowymi fałdów F_2 . W przegubach fałdów F_2 złupkowanie krenulacyjne jest najsilniej rozwinięte (pl. III, 2) i całkowicie uniemożliwia śledzenie ciągłości struktury S_1 poprzez dobrze wykształcone powierzchnie S_2 . W tym ostatnim przypadku ciągłość struktury S_1 została zniszczona przez ruch zachodzący wzdłuż powierzchni S_2 .

Powierzchnie S_1 są powyginane w mikrofałdy F_2 o wyraźnie pogrubionych przegubach kosztem skrzydeł (pl. III, 3; pl. IV, 6). Stosunek miąższości lamin w przegubach do miąższości w skrzydłach w skrajnych przypadkach dochodzi do 4. W strefach przegubów mikrofałdów (pl. III, 4; pl. IV, 6) bardzo często występują porfiroblasty kwarcu i chlorytu. Blasteza tych minerałów w mikrolitonach (Jaroszewski 1974), przy równoczesnym usuwaniu kwarcu ze stref poślizgu oddzielających mikrolitony, prowadzi do powstania laminacji metamorficznej (pl. III, 4; pl. IV, 7). W miejscach, gdzie

laminacja metamorficzna jest silnie rozwinięta występuje wyraźny brak ciągłości powierzchni S_1 (por. pl. IV, 6 z pl. IV, 7). Ciągłość powierzchni S_1 można jeszcze uchwycić w tych częściach warstw ilastych, w których laminacja metamorficzna nie została całkowicie rozwinięta (pl. III, 3; pl. IV, 6).

W laminach ilastych łupków ilasto-piaszczystych w przekrojach prostopadłych do fałdów F_2 obserwuje się czasem brak złupkowania S_2 w obszarach skrzydeł i przegubów (pl. II, 1). W obszarach skrzydeł występują jedynie mikrofałdy ciągnięte, których powierzchnie osiowe są zgodne z powierzchniami osiowymi fałdów mezoskopowych F_2 (pl. II, 1). W przegubach fałdów F_2 obserwuje się jedynie silną krenulację struktury S_1 (pl. II, 1). Brak złupkowania S_2 jest wynikiem obniżenia podatności laminy ilastej, spowodowanym wystąpieniem drobnych żyłek kwarcu o grubości poniżej 0,5 mm. Drobne żyłki kwarcu przebiegają równolegle do struktur S_1 .

Osie fałdów F_2 mają kierunek NE—SW. Równoległe do osi tych fałdów przebiega lineacja L_2 z przecięcia S_2 z S_0 . Lineacja ta jest najsilniej rozwiniętą strukturą liniową, którą można obserwować prawie we wszystkich odsłonięciach.

STRUKTURY F_3 , S_3 I L_3

Struktury trzeciej generacji zostały stwierdzone w cienkich płytkach pod mikroskopem oraz na poprzecznych do osi fałdów F_2 cięciach prób. Trzecią generację struktur reprezentują bardzo drobne fałdy F_3 wykształcone jako mikrofałdy załamowe, asymetryczne, rzadziej symetryczne. Mikrofałdy F_3 wyraźnie deformują struktury S_2 (fig. 3). Kąt pomiędzy strukturami S_2 a powierzchniami osiowymi mikrofałdów F_3 waha się w granicy od 30 do 55°. Przeguby mikrofałdów F_3 widziane na powierzchni struktur S_2 , tworzą lineację L_3 o kierunku WSW—ENE, która przecina lineację L_2 pod kątem od 10 do 30°.

W cienkich płytkach pod mikroskopem można zaobserwować bardzo słabo rozwiniętą strukturę płaską S_3 , wykształconą jako mikropełknięcia przebiegające równoległe do powierzchni osiowych mikrofałdów F_3 . Powstaniu tych struktur towarzyszy rekryształizacja jasnych łuszczków i kwarcu. Można również stwierdzić pod mikroskopem bardzo słabe zróżnicowanie składu mineralnego pomiędzy przegubami a skrzydłami mikrofałdów.

ORIENTACJA PRZESTRZENNA ELEMENTÓW STRUKTURALNYCH

Orientacja wszystkich struktur płaskich i liniowych, pomierzonych w odsłonięciach i próbach zorientowanych, została przedstawiona na dolnej

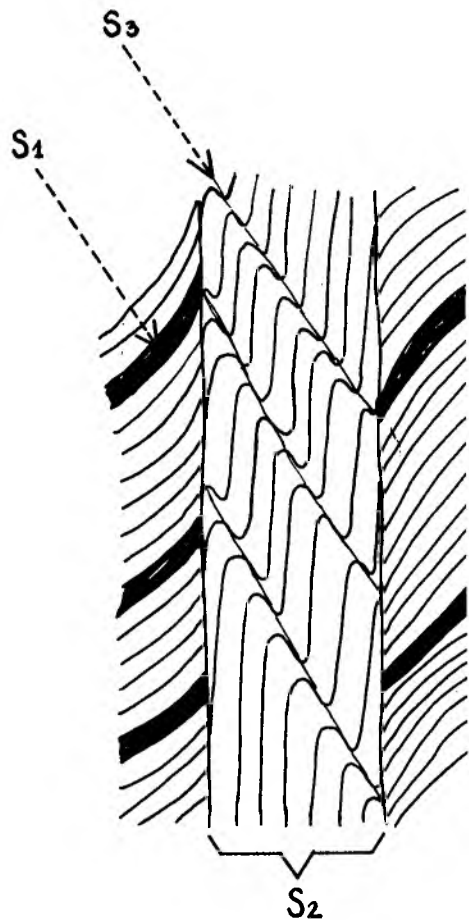


Fig. 3

Schematyczny obraz mikroskopowy cienkiej płytki (przekrój fałdu poprzeczny do osi F_2) z próby łupka ilasto-piaszczystego Skałki przy drodze Pokrzywna—Biskupia Kopa, NW zbocze Góry Zamkowej. Lamina metamorficzna S_2 jest sfalowana w system mikrofałdów F_3 . W powierzchniach równoległych do powierzchni osiowych mikrofałdów F_3 , struktura S_3 jest słabo wykształcona. Pow. 10 x

Fragment of the fold (cross-section perpendicular to F_2 axis), enlargement 10 x. Schematic microscopic image of clayey-sandy slate seen in a thin-section

S_2 metamorphic lamina is involved in F_3 microfolds. S_3 planar structure parallel to axial planes of F_3 folds, is faint. The sample is from NW slope of the Zamkowa Mt., near the Pokrzywna—Biskupia Kopa road

W kilku odsłonięciach badanego obszaru stwierdzono szerokopromienne fałdy o amplitudzie do 2 cm. Fałdy te wyraźnie deformują powierzchnie struktury S_2 . Ten rodzaj fałdów należy niewątpliwie do młodszej od F_2 generacji struktur. Nie wyjaśniono jeszcze dostatecznie genezy tych fałdów. Dalsze badania powinny rozstrzygnąć czy fałdy te należą do generacji fałdów F_3 , czy tworzą nową, młodszą generację F_4 .

półkuli siatki Schmidta (fig. 4—6). Orientację przestrzenną powierzchni S_0 , odkształconej w etapie deformacji D_1 i D_2 , przedstawia figura 4. Orientacja

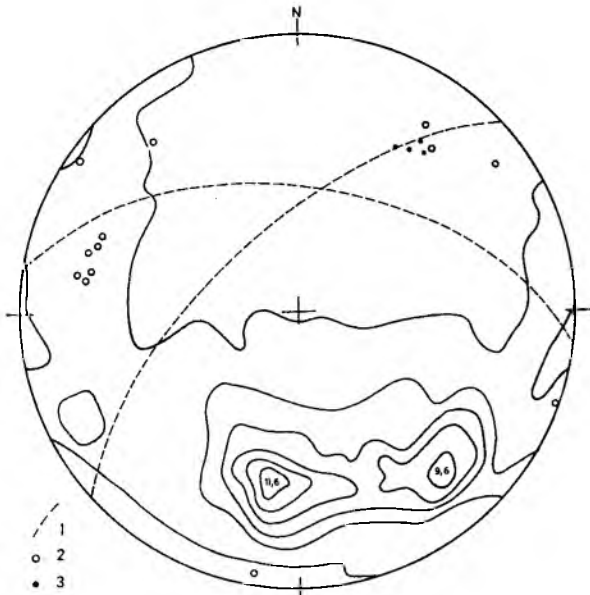


Fig. 4

Diagram zbiorczy powierzchni warstwowania S_0 (półkula dolna)

243 normalnych do powierzchni S_0 , kontury: 0, 1, 2, 4, 6, 10%; 1 – średnia powierzchnia warstwowania S_0 ; 2 – oś fałdu F_1 ; 3 – lineacja L_1

Diagram showing orientation of surfaces of S_0 bedding (lower hemisphere of Schmidt net)

243 readings, contours: 0, 1, 2, 4, 6, 8, 10%; 1 – mean orientation of S_0 bedding; 2 – axis of F_1 fold; 3 – L_1 lineation.

osi fałdów F_1 (fig. 4, 5) wykazuje duży rozrzut, który jest spowodowany zdeformowaniem tych fałdów przez struktury F_2 . Niestety, zbyt mała ilość

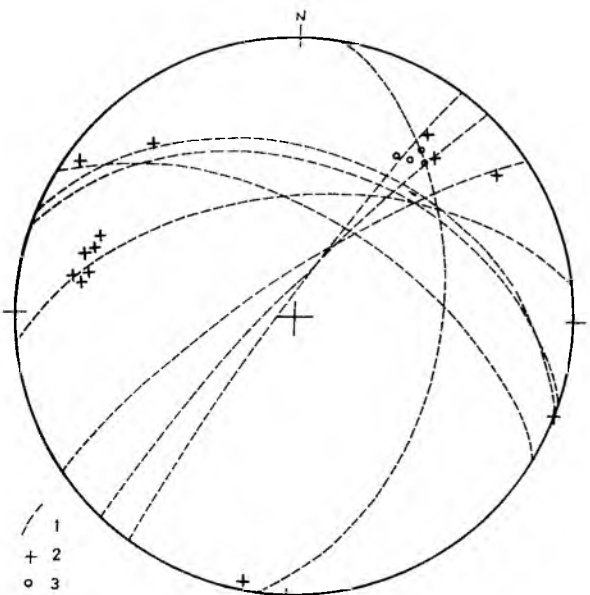


Fig. 5

Diagram zbiorczy powierzchni S_1 oraz osi fałdów F_1 i lineacji L_1 (półkula dolna)

1 – powierzchnia S_1 ; 2 – oś fałdu F_1 ; 3 – lineacja L_1

Diagram showing orientations of S_1 planar structure, F_1 fold axes, and L_1 lineation (lower hemisphere of Schmidt net)

1 – S_1 surface; 2 – axis of F_1 fold; 3 – L_1 lineation

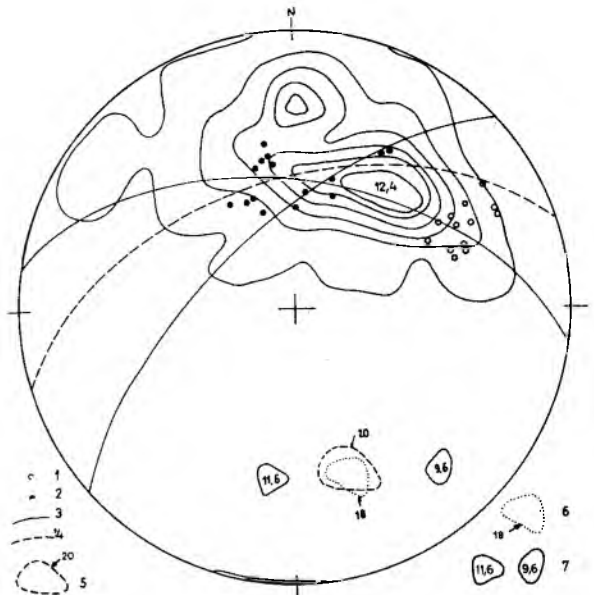


Fig. 6

Diagram zbiorczy orientacji osi fałdów F_2 oraz lineacji L_2 i L_3 (półkula dolna)

kontury: 0, 1, 2, 4, 6, 8, 10%; 1 – lineacja L_2 ; 2 – lineacja L_3 ; 3 – średnia powierzchnia warstwowania S_0 (z fig. 4); 4 – średnia powierzchnia struktury płaskiej S_2 (z 200 pomiarów); 5 – maksimum rozrzutu 200 normalnych do powierzchni struktury płaskiej S_2 ; 6 – maksimum rozrzutu 66 normalnych do powierzchni osiowej fałdów F_2 ; 7 – maksimum rozrzutu 243 normalnych do powierzchni warstwowania S_0 (z fig. 4)

Diagram showing orientations of F_2 fold axes, L_2 and L_3 lineations (lower hemisphere of Schmidt net)

contours: 0, 1, 2, 4, 6, 8, 10%; 1 – L_2 lineation; 2 – L_3 lineation; 3 – mean orientation of S_0 sedimentary bedding (from fig. 4); 4 – mean attitude of S_2 planar structure (based on 200 readings); 5 – maximum of dispersion of 200 normals to S_2 planar structure; 6 – maximum of scatter of 66 normals to axial planes of F_2 folds; 7 – maximum of dispersion of 243 normals to surfaces of S_0 bedding (from fig. 4)

obserwacji nie pozwala na ustalenie reguły tego rozrzutu. Struktury F_1 są fałdami subhoryzontalnymi o kierunku osi NE–SW i WNW–ESE i stromych oraz umiarkowanie nachylonych w kierunku NW i NE powierzchniach osiowych, przebiegających zgodnie ze strukturami S_1 (fig. 5). Orientację przestrzenną osi fałdów F_2 przedstawia figura 6. Maksimum orientacji o współrzędnych sferycznych 20–50/40–50 jest wydłużone w płaszczyźnie struktury płaskiej S_2 . Rozrzut azymutów osi tych struktur przekracza 100°. Duże pierwotnie różnice w orientacji osi F_2 są widoczne w pojedynczych odkrywkach i próbach.

Średnia powierzchnia struktury płaskiej S_2 o biegu ENE–WSW jest nachylona w kierunku NNW pod kątem 52°. Struktura S_2 przebiega zgodnie z powierzchniami osiowymi fałdów F_2 (fig. 6).

Oś idealizowanego fałdu F_2 , powstała z przecięcia średnich powierzchni $S_0 \approx S_1$ (fig. 4, 6), zapada stromo (52°) w kierunku NNE. Oś ta wykazuje niewielkie odchylenie od średniej orientacji osi fałdów F_2 .

Przebieg lineacji L_2 jest zgodny z osiami F_2 , a rozrzuty obu struktur są zgodne.

SEKWENCJA DEFORMACJI TEKTONICZNYCH

W rozwoju skał warstw andelskohorskich można wydzielić trzy zasadnicze etapy przeobrażeń tektoniczno-metamorficznych, w efekcie których powstały w skałach trzy generacje struktur. W etapie deformacji D_1 nastąpiło silne, prawie izoklinalne sfałdowanie powierzchni S_0 (fig. 7), któremu towarzyszyła synchronicznie metamorfoza M_1 , trwająca jeszcze po ustaniu procesów deformacji. Przejawem procesów metamorficznych M_1 była krystalizacja i rekrystalizacja w strefach S_1 : kwarcu, jasnych łuszczyc-

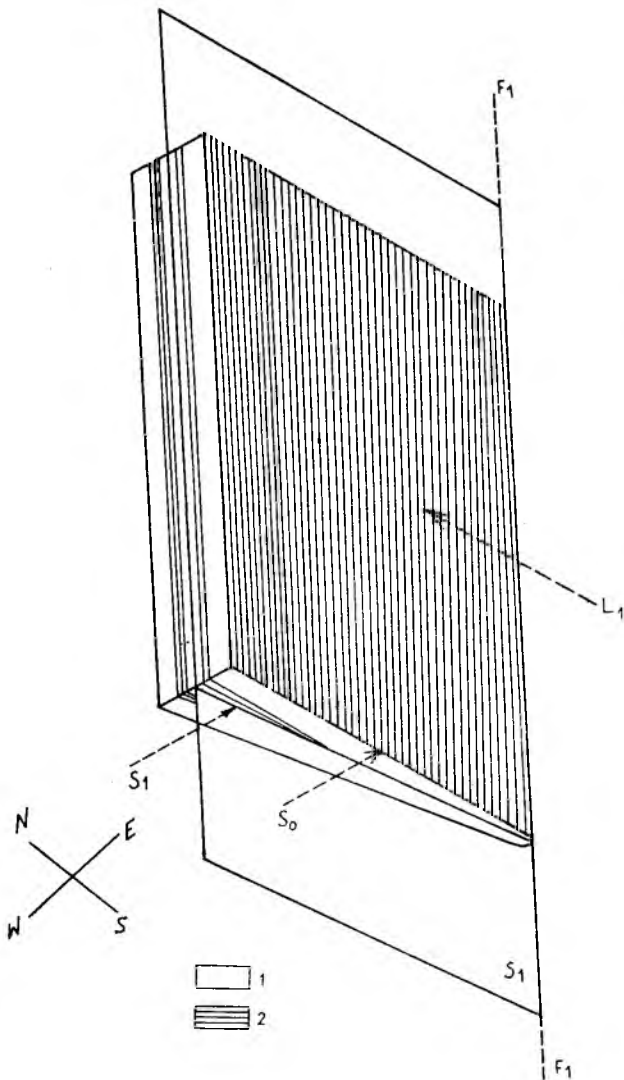


Fig. 7

Pierwsza generacja struktur F_1 , S_1 i L_1 jako efekt etapu deformacji D_1

1 – lamina piaszczysta; 2 – lamina ilasta

Stereogram illustrating development of the first generation of F_1 , S_1 and L_1 structures

1 – sandy lamina; 2 – clayey lamina

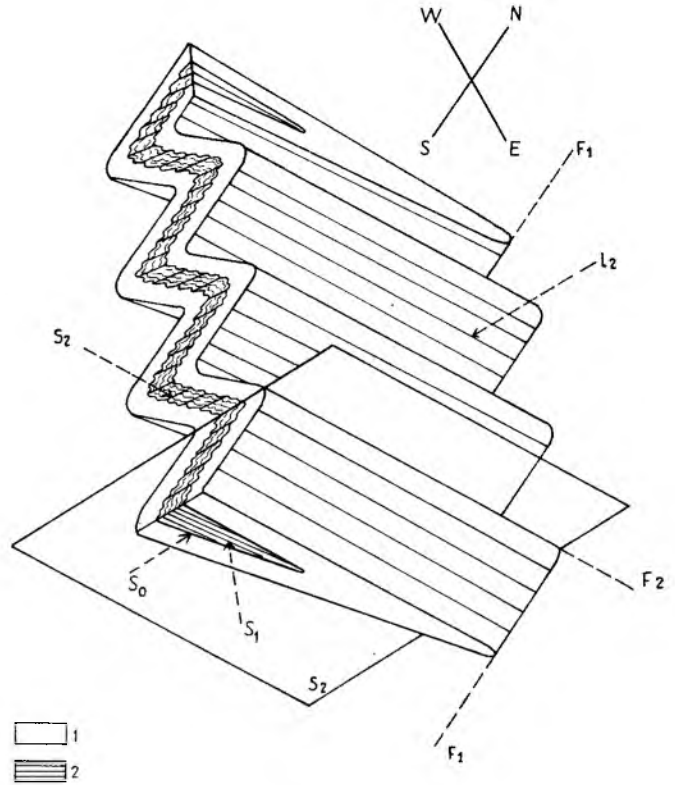


Fig. 8

Druga generacja struktur F_2 , S_2 i L_2 jako efekt etapu deformacji D_2

1 – lamina piaszczysta; 2 – lamina ilasta

Stereogram illustrating development of the second generation of structures referred to as F_2 , S_2 and L_2

1 – sandy lamina; 2 – clayey lamina

ków i biotyту. W etapie D_1 , w strefach największego ścinania powstały również liczne rozerwania skrzydeł fałdów, co w efekcie doprowadziło do powstania fałdów śródfoliacyjnych (pl. I, 3) oraz silnego zróżnicowania miąższości sfałdowanych lamin pomiędzy przegubami a skrzydłami fałdów.

W etapie deformacji D_2 nastąpiło zarówno wtórne fałdowanie powierzchni S_0 , jak i jednoczesne prze-fałdowanie pierwszej generacji struktur (fig. 8). Deformacja D_2 wytworzyła struktury drugiej generacji o znacznie słabszym od struktur F_1 stopniu odkształcenia. Fałdy F_2 prawie nie zmieniają miąższości w obrębie przegubów i skrzydeł, a kąty pomiędzy skrzydłami fałdów są znacznie większe od kątów w fałdach F_1 . Procesom tektonicznym w etapie deformacji D_2 synchronicznie towarzyszyła metamorfoza M_2 niskiego stopnia, przejawiająca się krystalizacją i rekrystalizacją kwarcu, jasnych łuszczyczków, chlorytu i biotyту w powierzchniach S_2 . W procesie metamorfozy M_2 wystąpiła silna dyferen-

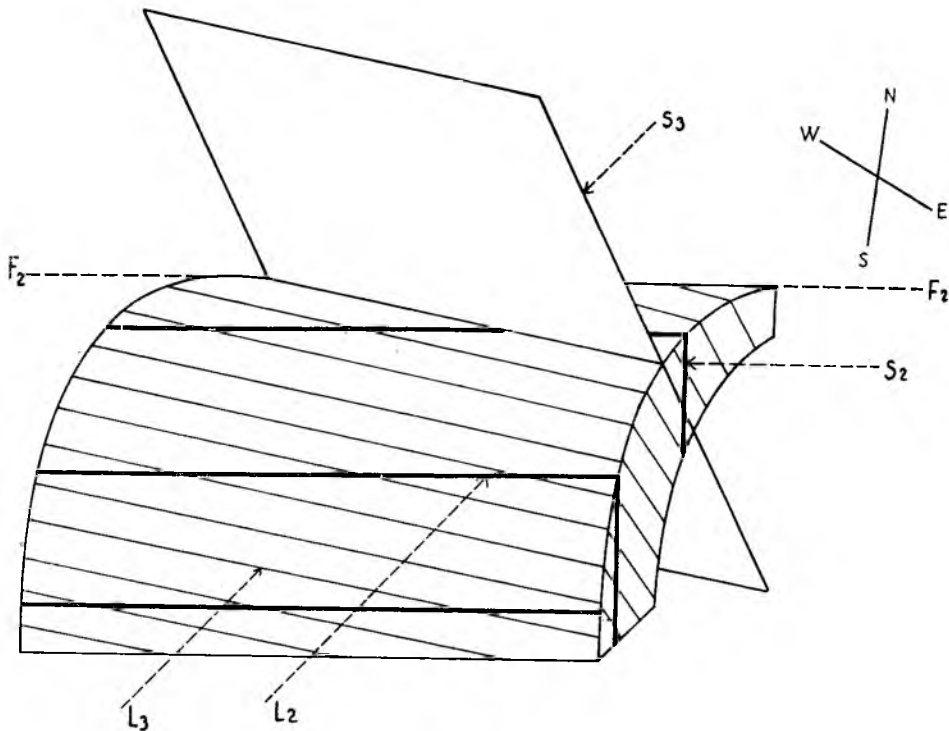


Fig. 9

Interferencja struktur trzeciego etapu deformacji S_3 i L_3 na struktury F_2 , S_2 i L_2

Stereogram showing superposition of structures developed in the third deformational stage (S_3 and L_3) upon F_2 , S_2 and L_2 structures produced during second deformational stage (D_2).

cja mineralna, dająca w efekcie laminację metamorficzną S_2 (pl. IV, 7). Procesy metamorficzne M_2 trwały dłużej niż procesy tektoniczne etapu D_2 , świadczą o tym, stwierdzone przez Stocka (1943) i Sawickiego (*vide* Majerowicz, Sawicki 1958) w rejonie Konradowa (zachodnia granica występowania warstw andelskohorskich), postkinematyczne porfiroblasty biotyту, wykształcone na powierzchniach struktury S_2 .

Etap deformacji D_3 (fig. 9) zaznaczył się w skałach bardzo słabo. W etapie tym nastąpiło wyraźne, choć lokalnie wykształcone, sfałdowanie struktur płaskich S_1 i S_2 . W etapie D_3 powstały mikrofałdy F_3 oraz słabo rozwinięta struktura płaska S_3 . W etapie tym zaznaczyła się słabo i lokalnie w strefach przegubów mikrofałdów rekrytalizacja i dyferencjacja kwarcu. Zapewne do słabego wykształcenia struktur trzeciej generacji przyczyniła się mała podatność skał

uprzednio już dwukrotnie sfałdowanych oraz prawdopodobnie mniejsze niż w poprzednich deformacjach naprężenia.

Jeśli oznaczenie wieku warstw andelskohorskich na wyższy dolny wizen i środkowy wizen uznać za pewne, to należałoby przyjąć inny — młodszy, niż zakładano do tej pory wiek deformacji. Zatem najstarsze nieznane dotąd struktury tektoniczne pierwszej generacji byłyby efektem warycyjskiego, pośredkowizenińskiego etapu deformacji D_1 . Kolejne, młodsze od poprzednich, struktury tektoniczne drugiej generacji, uznawane dotąd przez Stocka (1943) i Oberca (1972) za struktury tektoniczne wieku bretońskiego, byłyby wynikiem kolejnego, młodszego etapu deformacji D_2 . Młodszy od etapu D_2 , etap deformacji D_3 znacznie słabszy od obu poprzednich, spowodował powstanie — również nie znanych dotąd — drobnych struktur trzeciej generacji.

PODSUMOWANIE

W skałach warstw andelskohorskich stwierdzono występowanie trzech kolejnych generacji struktur tektonicznych w skali mikro- i mezoskopowej.

Pierwsza generacja struktur F_1 , S_1 i L_1 nie odpowiada żadnym, znanym dotychczas mezostrukturom

tektonicznym w warstwach andelskohorskich, a więc jest nową, nie znaną dotąd najstarszą generacją mezostruktur badanych warstw.

Struktury drugiej generacji F_2 , S_2 i L_2 odpowiadają fałdom o kierunku osi ENE—WSW, które

Stock (1943) uznał za najstarsze struktury tektoniczne wieku bretońskiego, a Sawicki (*vide* Majerowicz, Sawicki 1958) za efekt „izoklinalnego fałdowania poprzecznego”.

Trzecia generacja drobnych struktur F_3 , S_3 i L_3 występuje lokalnie i nie ma znaczenia regionalnego.

Jeśli dolno- i środkowowizeński wiek warstw

andelskohorskich jest pewnie oznaczony, to należałoby przyjąć, że trzy generacje struktur tektonicznych, będące wynikiem trzech kolejnych etapów deformacji D_1 , D_2 i D_3 , powstały w efekcie waryscyjskich, pośrodkowowizeńskich deformacji, które są przypuszczalnie związane z fazą sudecką i kruszczogórką.

LITERATURA

- CHLUPAČ J., ZIKMUNDOVA J., ZUKALOVA V., 1968: Relationships of Devonian and Early Lower Carboniferous Faunas from Moravia. Report of 23-rd Session Inst. Geol. Congr. Sec. 9 Stratigr. of Central European Lower Paleozoic, Prague.
- ELIAŠ M., 1956: Remarks to the Geology of the Andelska Hora Beds in the Vicinity of Andelska Hora in Silesia. *Rozpr. ČS. Akad. Ved.*, Roč. 66, s. 9.
- HOEPPENER R., 1956: Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. *Geol. Rundsch.*, Bd. 45, H. 2.
- JAROSZEWSKI W., 1974: Tektonika uskoków i fałdów. Wyd. Geol., Warszawa.
- MAJEROWICZ A., SAWICKI L., 1958: Wschodnio-sudeckie serie metamorficzne w okolicy Głucholazów. *Inst. Geol., Biul.* 127, t. V.
- OBERC J., 1972: Budowa geologiczna Polski, t. IV, Tektonika cz. 2, Warszawa.
- SAWICKI L., 1959: Seria zieleńcowa w warstwach andelochorskich. *Kwart. Geol.*, t. 3, nr 1.
- 1974: Przewodnik XLVI Zjazdu PTG, Opole 1974 (praca zbiorowa), Problem B — Osady fliszowe kulmu Sudetów Wschodnich; punkty 3—5.
- STOCK F., 1943: Das Devon des Bischofkippen-Gebites in Oberschlesien. *N. Jb. Min., Geol. Paleont.*, Abt. B, Bd. 88.
- SOKOŁOWSKI S., 1968: Budowa geologiczna Polski. t. 1, Stratygrafia cz. 1, (praca zbiorowa), Warszawa.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J., 1957: Regionalna geologia Polski, t. 3, z. 1, Pol. Tow. Geol.
- TURNER F. J., VERHOOGEN J., 1960: Igneous and Metamorphic Petrology, New York.
- UNRUG R., DEMBOWSKI Z., 1971: Rozwój diastroficzno-sedymentacyjny basenu morawsko-śląskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 41, z. 1.
- WILLIAMS P. F., 1972: Development of Metamorphic Layering and Cleavage in Low Grade Metamorphic Rocks at Bermagui, Australia. *Am. J. Sc.*, vol. 272, no. 1.
- WINKLER H. G. F., 1970: Abolition of Metamorphic Facies, Introduction of a Classification Based on Isograds in Common Rocks. *N. Jb. Min. Mh. Jg.*, H. 5.
- ZIKMUNDOVA J., 1967: Konodontova zona Scaliognatus anchoralis Branson Mehl. v ponikievských břidlicach Nisekeho Jesenika. *Vestník UUG*, 42, c. 6.

SMALL SCALE TECTONIC STRUCTURES AND SEQUENCE OF DEFORMATIONS IN THE ANDELSKA HORA BEDS (SOUTH-EASTERN PART OF THE FORE-SUDETIC BLOCK)

ABSTRACT: Three consecutive sets of small tectonic structures were recognized in the Andelska Hora Beds, in the Pokrzywna-Jarnołtówek region (Eastern Sudetes). They were transformed under the conditions of the low

grade metamorphism. It was concluded that the three described sets of tectonic structures were due to Hercynian, post-Middle Viséan consecutive deformational episodes.

INTRODUCTION

The Andelska Hora Beds crop out mostly on the Czechoslovakian territory. In Poland, they are exposed on north-western slopes of the Góry Opawskie (Eastern Sudetes) between Głuchołazy and Moszczanka (fig. 1). These rocks represent the typical flysch deposits (Eliaš 1956; Kumpera, Unrug, *vide* Unrug, Dembowski 1971). The Andelska Hora Beds are considered as the time equivalent of the Viséan Horni Benešov Beds (Koverdynski, Chlupač, *vide* Unrug, Dembowski 1971). Hence, these Beds are indirectly ascribed to the Upper Lower Viséan (Zikmundova 1967; Chlupač *et al.* 1968).

The study area is built of fine-laminated clayey-sandy slates and sandy-clayey slates which are interbedded with slightly metamorphosed conglomerates, greywackes as well as fine-crystalline, black crinoide limestones (pl. IV, 4).

The assemblage of co-existing and mutually contacting minerals marks the lower range of low grade metamorphism between zoisite/clinozoisite isograde and biotite isograde (Winkler 1970).

TECTONIC STRUCTURES

The Andelska Hora Beds were tectonically investigated by Stock (1943) and Sawicki (in Majerowicz, Sawicki 1958). According to Stock (1943) the oldest tectonic structures were represented by ENE–WSW trending mesoscopic folds produced during the Bretonian Phase. The Asturian Phase was to effect NNW–SSE running folds of macroscopic dimensions. The axes of the earlier mesoscopic folds were considerably steepened during Asturian refolding.

The present author recognized three sets of tectonic structures and established their temporal sequence.

The oldest set of planar structures referred to as S_0 is represented by clayey and sandy laminae and beds of sedimentary origin.

The first generation of folds referred to as F_1 is represented by nearly isoclinal forms (fig. 2; pl. I, 5). Axial planes to these folds are paralleled by differentiated crenulation cleavage (cf. Williams 1972), (pl. I, 2, 4; pl. III, 1) in the clayey laminae and by crenulation cleavage (pl. I, 1) in the sandy laminae. The thicknesses of the individual layers vary greatly throughout F_1 folds. The greatest thicknesses are constantly met at the fold closures. The sheared out limbs or F_1 intrafolial folds are only occasional (pl. I, 3). S_0/S_1 intersection lineation referred to as L_1 is parallel to F_1 axial directions.

Moderate, asymmetrical or symmetrical folds represent the second generation of fold structures referred to as F_2 (pl. II, 1, 2; pl. IV, 5). S_2 planar structure is parallel to the axial planes of F_2 folds. It occurs mostly in the laminae and are developed as: crenulation cleavage in different stages of its development, metamorphic lamination, fractures and micro-faults (pl. II, 2; pl. III, 2–4, pl. IV, 1–3, 5–7).

F_2 fold axes are paralleled by the S_0/S_2 intersection lineation referred to as L_2 . This is the best developed linear structures in the investigated region.

Folds of the third generation (F_3) are represented by microscopic kink-bands which distinctly deform the S_2 planar structures (fig. 3). On the mesoscopic scale the fine corrugations of the S_2 planes appear as L_3 lineation cutting the L_2 linear structures at the angles of 10–30°. S_3 planar structures are expressed as microfractures.

The orientation of the investigated small scale tectonic structures is illustrated in figs. 4–6.

The three sets of small tectonic structures have not so far been correlated with the structures of macroscopic dimensions.

DEVELOPMENT OF TECTONIC DEFORMATIONS

The rocks of the Andelska Hora Beds were affected by three principal stages of deformation and metamorphism, which

affected three generation of small scale tectonic structures. The first deformational stage referred to as D_1 (fig. 7) gave

* Institute of Geological Sciences of the Polish Academy of Sciences, ul. Cybulskiego 30, 50–205 Wrocław.

rise to nearly isoclinal folding of S_0 sedimentary bedding. The deformation was accompanied by M_1 synchronous metamorphism which lasted longer than the deformation itself.

Secondary refolding of the sedimentary bedding surfaces and refolding of the first generation structures took place in the D_2 deformational stage (fig. 8). This stage also was accompanied by the synchronic metamorphic events referred to as F_2 , which ended after the tectonic processes had ceased.

The third deformational stage referred to as D_3 (fig. 9) was only locally recorded by the investigated rocks.

If the Andelska Hora Beds do really represent the Upper Lower Visean and Middle Visean deposits, the three recognized generation of tectonic structures should be considered as an effect of the three successive Hercynian, post-Middle Visean deformational stages.

CONCLUSIONS

Three generations of microscopic and mesoscopic tectonic structures were recognized in the rocks of the Andelska Hora Beds. Tectonic structures of macroscopic dimensions have not so far been investigated.

The first generation of these structures (F_1 , S_1 , and L_1) were not reported by the previous workers. Thus, it should be regarded as hitherto unknown generation of mesoscopic structures effected by the oldest tectonic movement in the investigated region.

The second generation of tectonic structures (F_2 , S_2 , and L_2) corresponds to the folds trending in the ENE—WSW directions. The latter were considered by Stock (1943) as the

oldest tectonic structures which resulted from the Bretonian movements.

The third generation of small scale tectonic structures (F_3 , S_3 , L_3) is devoid of the regional significance and recognizable only locally.

The three generation of the recognized tectonic structures were presumably effected by post-Middle Visean deformational episodes, and likely connected with Sudetian and Erzgebirgian movements.

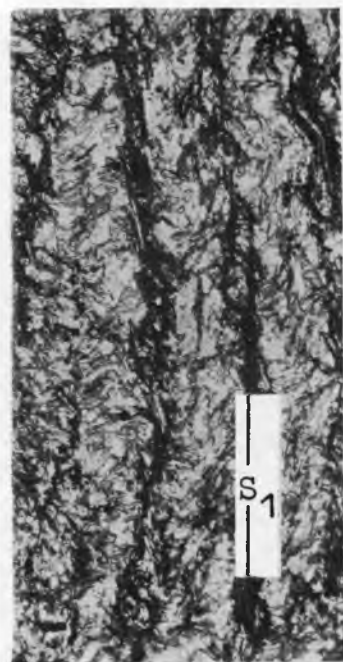
Translated by Andrzej Żelaźniewicz

PLANSZA I

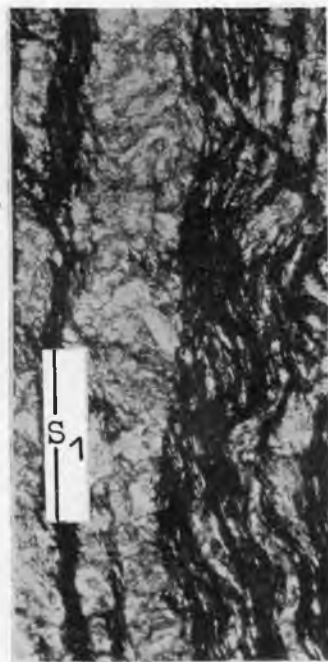
PLATE I

Struktury tektoniczne pierwszej generacji S_1 i F_1 Tectonic structures of the first generation (S_1 , F_1)

1. Drobno laminowany łupek ilasto-piaszczysty. Złupkowanie krenulacyjne S_1 w laminie piaszczystej (strefa kontaktu laminy ilastej z laminą piaszczystą). Skalki przy drodze Pokrzywna—Biskupia Kopa, NW zbocze Góry Zamkowej. Pow. $125\times$. Pojedynczy nikol
Fine-laminated clayey-sandy slate. S_1 crenulation cleavage in the sandy lamina (contact zone with the clayey lamina). Crag near the road from Pokrzywna to Biskupia Kopa, NW slope of the Zamkowa Mt. Mag. 125 x. Parallel nicols
2. Drobno laminowany łupek ilasto-piaszczysty. Lamina ilasta. Dyferencyjne złupkowanie krenulacyjne S_1 . W laminie „jasnej” widać wyraźną przewagę kwarcu nad łyszczkami oraz relikty powierzchni warstwowania S_0 . Pow. $125\times$. Pojedynczy nikol
Fine-laminated clayey-sandy slate. Clayey lamina. S_1 differentiated crenulation cleavage. In the “light” lamina, quartz dominates over micas; visible relics of S_0 sedimentary bedding. Mag. 125 x. Nicols parallel.
3. Łupek ilasto-piaszczysty. Fałd śródfoliacyjny F_1 . Pokrzywna, NW zbocze Góry Olszak. Nieznaczne pomniejszenie
Clayey-sandy slate. F_1 intrafolial folds. Pokrzywna, NW slope of the Olszak Mt. Natural size
4. Drobno laminowany łupek ilasto-piaszczysty. Dyferencyjne złupkowanie krenulacyjne S_1 w laminie ilastej, wykształcone równoległe do granicy litologicznej S_0 . W laminie „jasnej” są widoczne relikty powierzchni warstwowania S_0 . Strefy S_1 są sfaldowane w mikrofałdy F_2 . Początkowy etap powstania struktur S_2 . NW zbocze Góry Zamkowej. Pow. $125\times$. Pojedynczy nikol
Fine-laminated clayey-sandy slate. S_1 differentiated crenulation cleavage produced parallel to the S_0 lithological boundary in the clayey lamina. Relics of S_0 sedimentary bedding visible in the “light” lamina. S_1 crenulation cleavage is involved in F_2 microfolds. Inception of S_2 structure production. Mag. 125 x. Nicols parallel
5. Fałdy F_1 w drobno laminowanym łupku ilasto-piaszczystym. Jarnońtówek, N zbocze doliny Złotego Potoku pomiędzy Górą Krzyżówką a Górą Olszak. Wielkość naturalna
 F_1 folds in fine-laminated clayey-sandy slate. Jarnońtówek, N slope of the valley of the Złoty Potok between the Krzyżówka Mt. and the Olszak Mt. Natural size



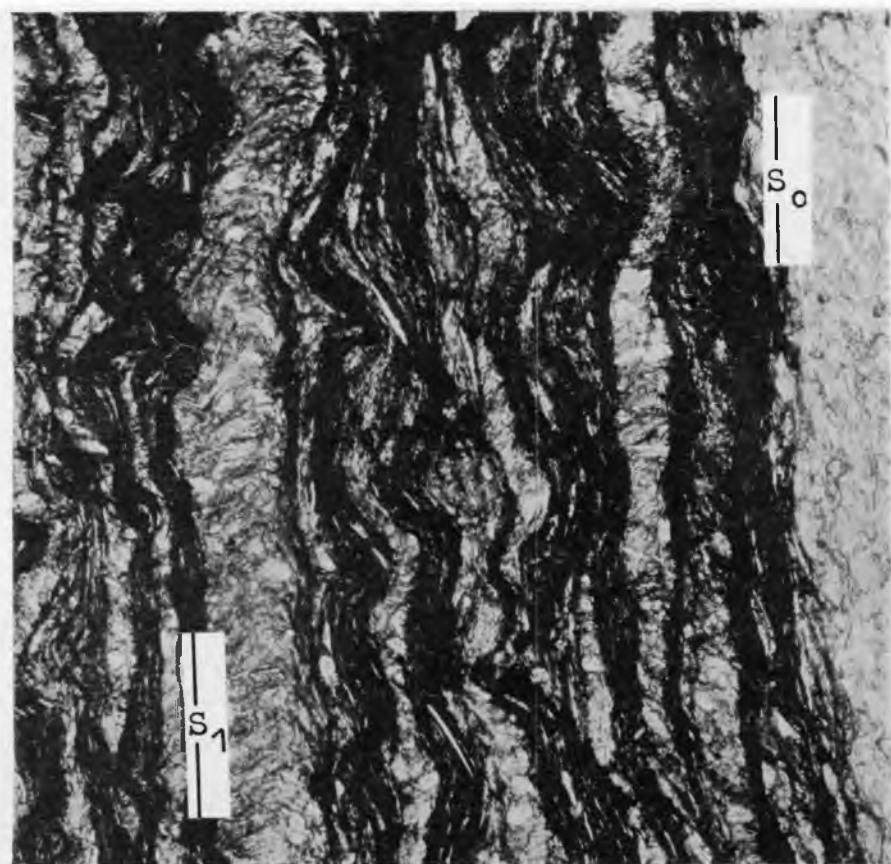
1



2



3



4



5

Krzysztof MISZEWSKI — Drobne struktury tektoniczne i następstwo deformacji w warstwach andelskohorskich (południowo-wschodnia część bloku przedsudeckiego)
Small scale tectonic structures and sequence of deformations in the Andelska Hora Beds (south-eastern part of the Fore-sudetic Block)

PLANSZA II

PLATE II

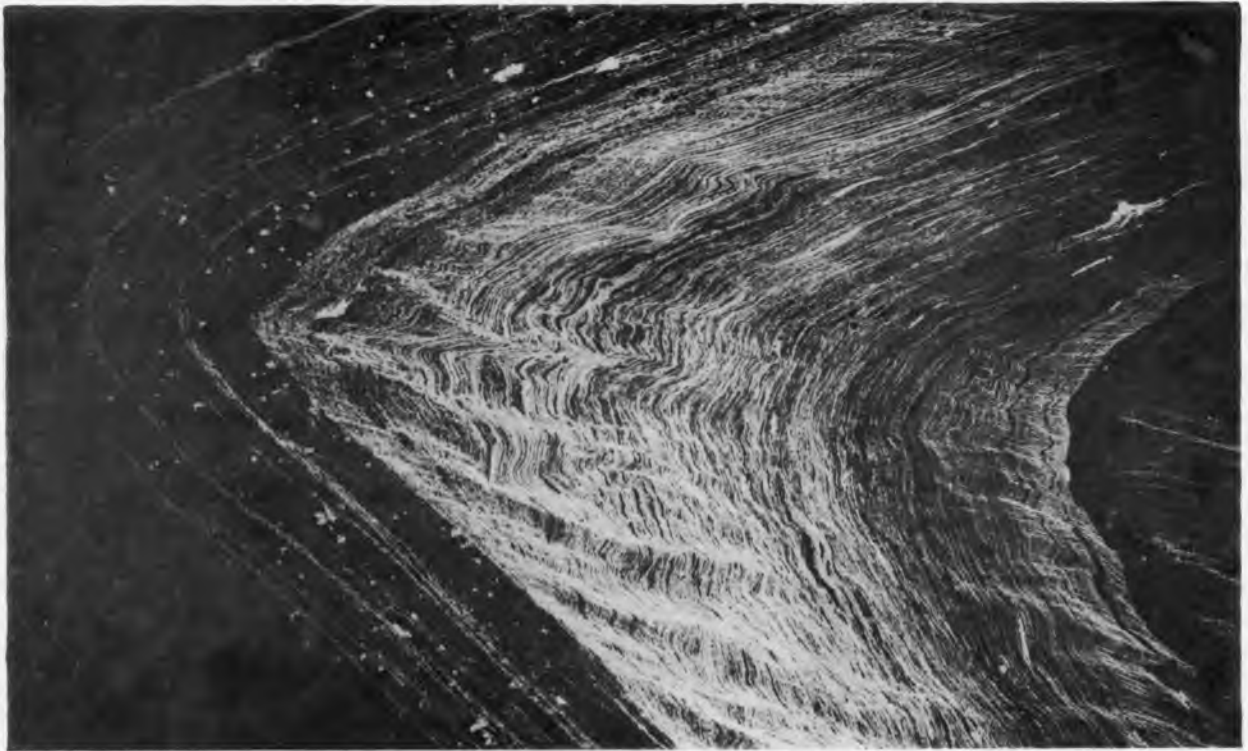
Strefy przegubowe fałdów F_2 w drobno laminowanych łupkach ilasto-piaszczystych
The hinge zones of F_2 folds recorded by fine-laminated clayey-sandy slate

1. Skrenulowana strefa przegubowa fałdu F_2 w laminie ilastej. Brak złupkowania krenulacyjnego S_2 jest związany z występowaniem drobnych żyłek kwarcu (czarne laminy) o grubości poniżej 0,5 mm, które przebiegają równoległe do skrenulowanych powierzchni S_1 . Skałki przy drodze Pokrzywna—Biskupia Kopa, N zbocze Góry Zamkowej. Pow. 3 x. Negatyw

The crenulated hinge zone of F_2 fold in the clayey lamina. The lack of S_2 crenulation cleavage is connected with the occurrence of minute quartz veinlets (black laminae) having less than 0,5 mm in their thicknesses. These veinlets are parallel to S_1 crenulated surfaces. Crags near the road from Pokrzywna to Biskupia Kopa, N slope of the Zamkowa Mt. Mag. 3 x. Negative

2. Przegub fałdu F_2 z wyraźnym złupkowaniem krenulacyjnym S_2 w laminie ilastej. Skałki przy drodze Pokrzywna—Biskupia Kopa, NW zbocze Góry Zamkowej. Pow. 9 x. Negatyw

The hinge zone of F_2 fold. Distinctly visible S_2 crenulation cleavage in the clayey lamina. Crags near the road from Pokrzywna to Biskupia Kopa, NW slope of the Zamkowa Mt. Mag. 9 x. Negative



1



2

Krzysztof MISZEWSKI — Drobne struktury tektoniczne i następstwo deformacji w warstwach andelskohorskich (południowo-wschodnia część bloku przedsudeckiego)
Small scale tectonic structures and sequence of deformations in the Andelska Hora Beds (south-eastern part of the Fore-sudetic Block)

PLANSZA III

PLATE III

Struktury S_1 i S_2 w drobno laminowanych łupkach ilasto-piaszczystych
 S_1 and S_2 planar structures in fine-laminated clayey-sandy slates

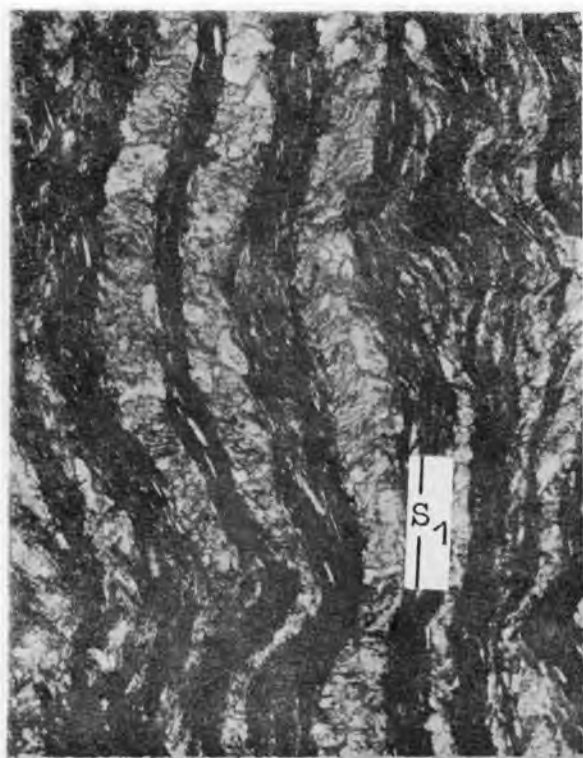
1. Lamina ilasta. Dyferencjacyjne złupkowanie krenulacyjne S_1 . Laminy metamorficzne są sfałdowane w mikrofałdy F_2 . Wyraźna rekrytalizacja kwarcu i jasnych łyszczyków w powierzchniach S_1 . Skałki przy drodze Pokrzywna–Biskupia Kopa, NW zbocze Góry Zamkowej. Pow. 125 x. Pojedynczy nikol

Clayey lamina. S_1 differentiated crenulation cleavage. Vertical metamorphic laminae are involved in F_2 microfolds. Distinct recrystallization of quartz and light mica, parallel to S_1 surfaces. Crag near the road from Pokrzywna to Biskupia Kopa, NW slope of the Zamkowa Mt. Mag. 125 x. Nicols parallel
2. Złupkowanie krenulacyjne S_2 w strefie przegubu fałdu F_2 . Powiększony fragment kontaktu laminy piaszczystej z lamina ilastą z planszy II, 2. Skałki przy drodze Pokrzywna–Biskupia Kopa, NW zbocze Góry Zamkowej. Pow. 125 x. Pojedynczy nikol

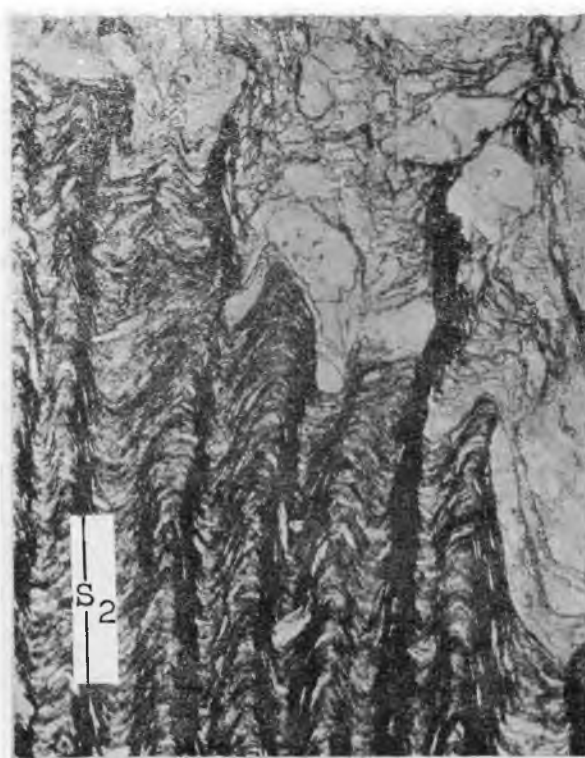
S_2 crenulation cleavage in the hinge zone of F_2 fold. Enlarged fragment of the contact zone between sandy and clayey laminae illustrated in pl. II, 2. Crag near the road from Pokrzywna to Biskupia Kopa, NW slope of the Zamkowa Mt. Mag. 125 x. Nicols parallel
3. Lamina ilasta. Początkowy etap rozwoju laminacji metamorficznej S_2 . Struktura S_1 jest sfałdowana w mikrofałdy załomowe. Widoczne zachowanie ciągłości struktury S_1 pomiędzy obszarem skrenulowanym a niewykształconymi jeszcze laminami metamorficznymi. Powiększony fragment przegubowej części laminy ilastej fałdu F_2 z planszy II, 2. Pow. 125 x. Pojedynczy nikol

Clayey lamina. Initial stage of development of S_2 metamorphic lamination. S foliation is kinked. S_1 foliation is continuous from the crenulated zone to poorly developed metamorphic laminae. Enlarged fragment of the hinge zone of F_2 fold in clayey lamina illustrated in pl. II, 2. Mag. 125 x. Nicols parallel
4. Laminacja metamorficzna S_2 w laminie ilastej. W przegubach mikrofałdów F_2 są widoczne profiroblasty kwarcu. Pokrzywna, S zbocze Góry Olszak. Pow. 125 x. Pojedynczy nikol

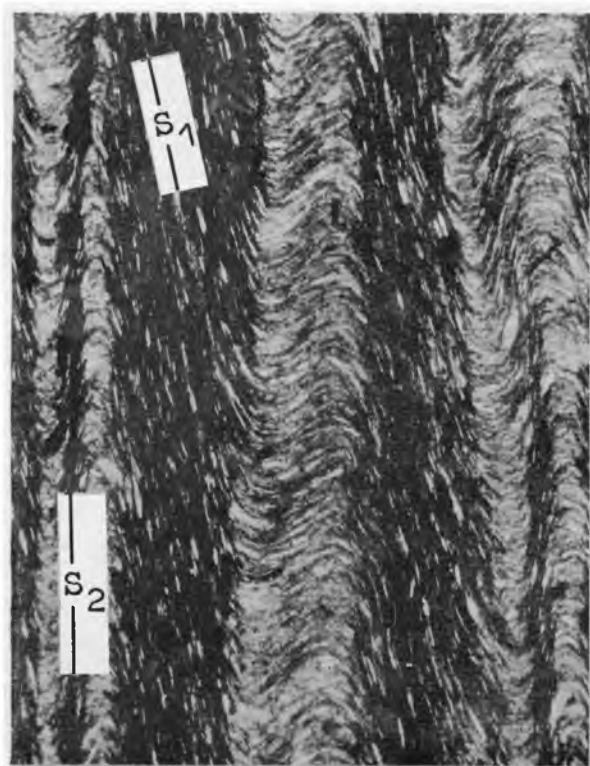
S_2 metamorphic lamination in the clayey lamina. Quartz porphyroblasts visible in the hinge zones of F_2 microfolds. Pokrzywna, S slope of the Olszak Mt. Mag. 125 x. Nicols parallel



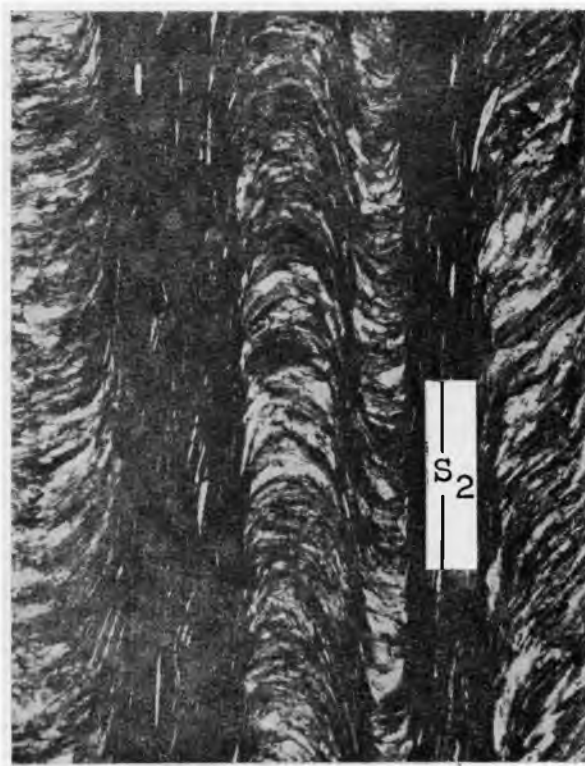
1



2



3



4

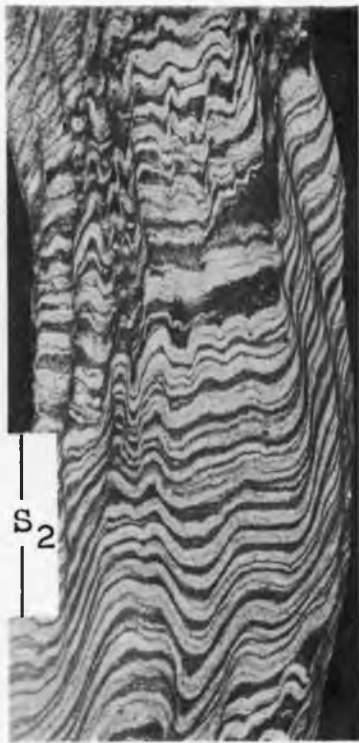
Krzysztof MISZEWSKI – Drobne struktury tektoniczne i następstwo deformacji w warstwach andelskohorskich (południowo-wschodnia część bloku przedsudeckiego)
Small scale tectonic structures and sequence of deformations in the Andelska Hora Beds (south-eastern part of the Fore-sudetic Block)

PLANSZA IV

PLATE IV

Struktury S_2 oraz szczątki fauny w wapieniu
 S_2 planar structures and fragments of fauna

1. Drobno laminowany łupek piaszczysto-ilasty. Kolejne etapy powstawania złupkowania krenulacyjnego S_2 . Skałki przy drodze Pokrzywna–Moszczanka, 400 m na SW od wiaduktu kolejowego. Nieznaczne pomniejszenie
Fine-laminated sandy-clayey slate. Successive developmental stages of S_2 crenulation cleavage. Crag near the road from Pokrzywna to Moszczanka, 400 m SW of the railway viaduct. Slight reduction of size
2. Drobno laminowany łupek piaszczysto-ilasty. Symetryczne złupkowanie krenulacyjne S_2 . Skałki przy drodze Pokrzywna–Moszczanka, 400 m na SW od wiaduktu kolejowego. Nieznaczne pomniejszenie
Fine-laminated sandy-clayey slate. S_2 symmetrical crenulation cleavage. Localization as above. Slight reduction of size
3. Przejście dyferencyjnego złupkowania krenulacyjnego S_2 w lamie ilastej do złupkowania krenulacyjnego w zlepieńcu. Jarnołtówek, SE zbocze Góry Krzyżówki. Nieznaczne pomniejszenie
Transition from S_2 differentiated crenulation cleavage in the clayey lamina to crenulation cleavage in conglomerate. Jarnołtówek, SE slope of the Krzyżówka Mt. Slightly reduced
4. Stylik liliowca w drobno krystalicznym, czarnym wapieniu krynowym. Pokrzywna, SW zbocze Góry Olszak. Pow. 20 x
Fragment of crinoid in fine-crystalline, black crinoid limestone. Pokrzywna, SW slope of the Olszak Mt. Mag. 20 x
5. Łupek ilasto-piaszczysty. Fałd F_2 z krenulacyjnym złupkowaniem S_2 w lamie ilastej. Skałki przy drodze Pokrzywna–Biskupia Kopa, NW zbocze Góry Zamkowej. Nieznaczne pomniejszenie
Clayey-sandy slate. F_2 fold, visible S_2 crenulation cleavage in the clayey lamina. Crag near the road from Pokrzywna to Biskupia Kopa, NW slope of the Zamkowa Mt. Slightly reduced
6. Drobno laminowany łupek ilasto-piaszczysty. Lamina ilasta. Mikrofałdy symetryczne F_2 . W strefach skrzydeł fałdów zaznacza się początkowy etap rozwoju laminacji metamorficznej. W przegubach widoczne porfiroblasty kwarcu. Skałki przy drodze Pokrzywna–Biskupia Kopa, NW zbocze Góry Zamkowej. Pow. 125 x. Pojedynczy nikol
Fine-laminated clayey-sandy slate. Clayey lamina. F_2 symmetric microfolds. Initiation of metamorphic lamination in the zones of the fold limbs. Quartz porphyroblasts visible at the hinge zone. Crag near the road from Pokrzywna to Biskupia Kopa, NW slope of the Zamkowa Mt. Mag. 125 x. Nicols parallel
7. Drobno laminowany łupek ilasto-piaszczysty. Lamina ilasta. Dobrze wykształcona laminacja metamorficzna S_2 . Wyraźny brak ciągłości struktury S_1 . Pokrzywna, SW zbocze Góry Olszak. Pow. 125 x. Pojedynczy nikol
Fine-laminated clayey-sandy slate. Clayey lamina. S_2 metamorphic lamination markedly developed. S_1 foliation distinctly discontinuous. Pokrzywna, SW slope of the Olszak Mt. Mag. 125 x. Nicols parallel



1



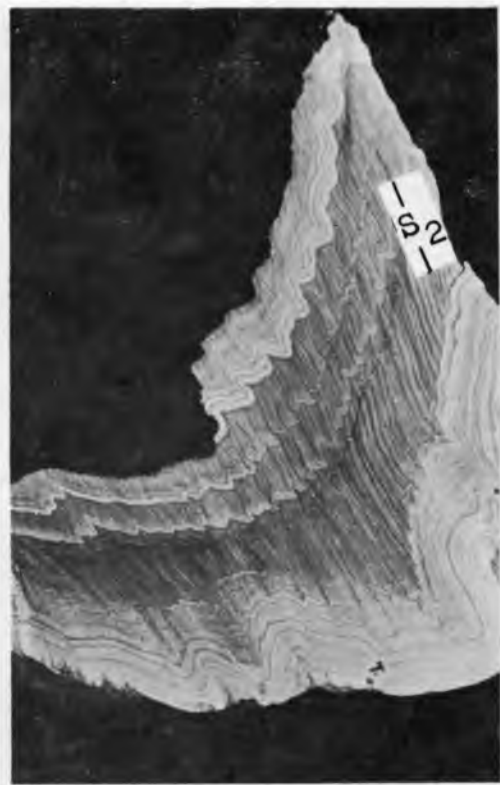
2



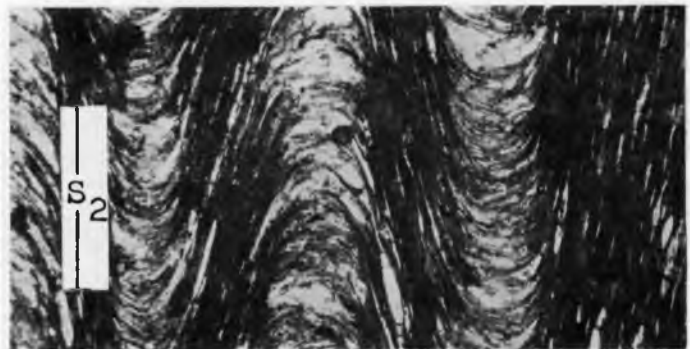
3



4



5



6



7

Krzysztof MISZEWSKI – Drobne struktury tektoniczne i następstwo deformacji w warstwach andelskohorskich (południowo-wschodnia część bloku przedsudeckiego)
 Small scale tectonic structures and sequence of deformations in the Andelska Hora Beds (south-eastern part of the Fore-sudetic Block)