ROCZNIK POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO
ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE POLOGNE

Tom (Volume) XXXVIII — 1968 Zeszyt (Fascicule) 2—3 Kraków 1968

MARIAN KSIĄŻKIEWICZ

SPOSTRZEŻENIA NAD ROZWOJEM CIOSU W KARPATACH FLISZOWYCH

(38 fig.)

Observations on jointing in the Flysch Carpathians

(*38 Figs.*)

Treść. Cios w strefie fliszowej Karpat składa się głównie ze spękań w przybliżeniu równoległych do biegu warstw i z dwóch zespołów spękań poprzecznych tworzących układ sprzężony. Cios podłużny różni się przebiegiem i wyglądem powierzchni od ciosu poprzecznego. Zależność układu i charakteru spękań od budowy tektonicznej wskazuje, że powstanie ciosu jest związane z ruchami górotwórczymi. W niektórych przypadkach cios jest młodszy od deformacji skał. Istnieją wskazówki, że cios został zaburzony przez ruchy dźwigające, jakim uległa strefa fliszowa po sfałdowaniu.

WSTĘP

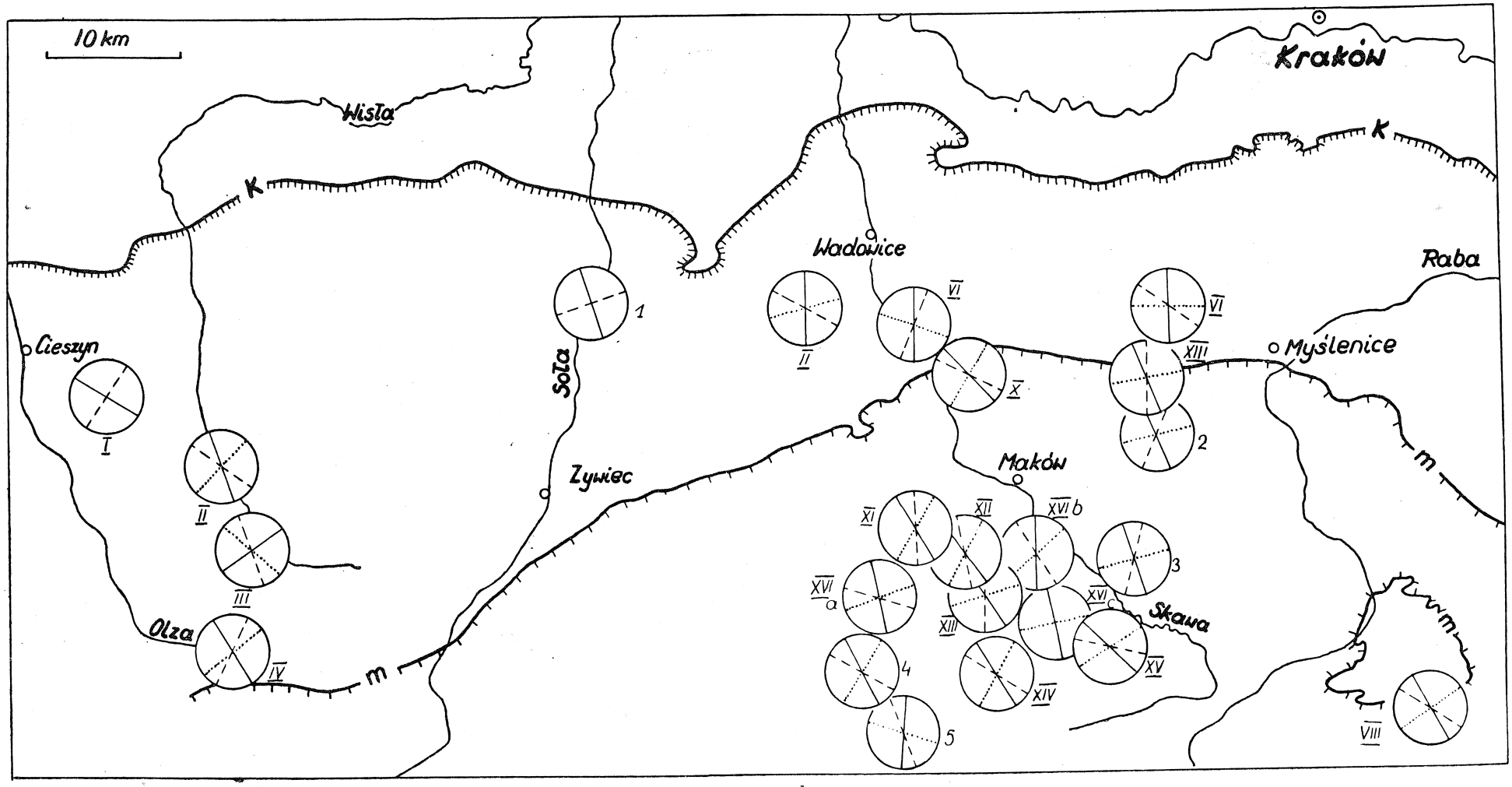
Wiadomości o ciosie we fliszu karpackim są bardzo skąpe. U autorów podających wyniki zdjęć geologicznych tylko niekiedy znajduje się drobne wzmianki. Kilka spostrzeżeń dotyczących ciosu we fliszu podhalańskim zawartych jest w pracy Halickiego (1963). Z ukraińskiej części Karpat podał pewne spostrzeżenia Kopystiański (1966), zwracając uwagę na znaczenie spękań w utworach fliszowych dla migracji ropy [1].

Autor w ciągu prac zdjęciowych wykonywał pomiary spękań ciosowych w okolicy Cieszyna, Wadowic, Zawoi i in. Obserwacje nad ciosem miały tylko charakter orientacyjny. W szeregu miejsc wykonano szczegółowe pomiary i obserwacje. Miejsca te wybrano w ten sposób, aby przedstawić rozwój ciosu we wszystkich ogniwach stratygraficznych fliszu w różnych warunkach tektonicznych (fig. 1). Najbardziej charakterystyczne miejsca zostały bardziej szczegółowo przedstawione w tej pracy. W Karpatach, podobnie jak w innych obszarach (Cizancourt, 1947, str. 83, de Sitter, 1964, str. 107) układy ciosowe są regularne na obszarze niewielkim, a regularność ta zanika, gdy zestawi się pomiary zebrane z większego obszaru. Dlatego pomiary zebrano w diagramy od-

[1] Po oddaniu tej pracy do druku ukazały się dwie publikacje dotyczące spękań we fliszu:

Lenk T., Własności fizyczne skał zbiornikowych grupy wewnętrznej zewnętrznego fliszu Karpat północnych. *Biul. Inst. Naft.*, nr 5, pp. 17—19 (*Nafta*, nr 10, 1967).

Boretti-Onyszkiewicz W., Cios we fliszu zachodniego Podhala. *Acta Geol. Polon.*, XVIII, 1, pp. 101—152, 1968.


10 km
Kraków
Wisła
K
Wadowice
Raba
Cieszyn
Soła
Myślenice
Żywiec
Maków
Olza
m
Skawa
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
IX
X
XI
XII
XIII
XIV
XV
XVI a
XVI b
XVI c
XVII
1
2
3
4
5

noszące się do poszczególnych odsłonięć, a nieraz nawet do poszczególnych ławic. Ilość pomiarów, jakie mogą być wykonane w niedużych odsłonięciach w strefie fliszowej, jest niewielka, dlatego sporządzono diagramy punktowe, a nie konturowe. Przy sporządzaniu diagramów posłużono się siatką projekcji równopowierzchniowej.

Studium obecne, oparte w dużej mierze na przeglądowych zdjęciach ciosu, ma charakter wstępny. Przedstawienie całości zagadnienia rozwoju i genezy ciosu w strefie fliszowej Karpat będzie możliwe dopiero po wykonaniu zdjęcia regionalnego na większym obszarze Karpat fliszowych.

Badanie ciosu nastręcza bardzo wiele trudności, o czym pisało już wielu autorów (np. niedawno Hodgson, 1961, str. 19, u nas Dżułyński, 1953). Trudności te są szczególnie duże w strefie fliszowej, gdzie odsłonięcia są wprawdzie liczne, ale przeważnie nieduże. Utrudnia to, a nieraz uniemożliwia statystyczne zestawienie pomiarów, tym bardziej że istnieje wyraźny związek między kierunkiem spękań a biegiem warstw, ten zaś jest zwykle bardzo zmienny. Powierzchnie ciosowe są rzadko tylko odsłonięte na większej długości, wskutek czego obserwacja charakteru powierzchni wytworzonej przez spękanie, ważnego dla określenia genezy spękań, bardzo często nie jest możliwa. W wielu przypadkach, zależnie od ułożenia ściany odsłonięcia, możliwe są tylko pomiary i obserwacja na spękaniach ustawionych poprzecznie lub skośnie względem ściany odkrywki, natomiast w zespole spękań biegnących równolegle do ściany odsłonięcia wykonanie pomiarów i obserwacji nie jest możliwe bez wykonania sztucznych odsłonięć.

Spękania rozwinięte są zarówno w piaskowcach, jak też i w łupkach. Bardzo często wszakże spękania ławic piaskowców nie przechodzą w przylegające łupki albo stają się w nich niewyraźne lub też zmieniają kierunek i nachylenie. Zazwyczaj spękania nie przechodzą z jednej ławicy piaskowca do drugiej, nawet jeśli ławice bezpośrednio się stykają ze sobą. W obecnym studium spękania w łupkach są pominięte.

CHARAKTERYSTYKA SPĘKAŃ CIOSOWYCH

Zespoły i układy ciosowe. Spękania ciosowe ułożone są w zespoły ciosowe. Zespołem ciosowym (ang. *joint set*) nazywamy spękania ułożone do siebie mniej lub więcej równolegle. W Karpatach, tak jak w wielu innych obszarach, występują co najmniej dwa

Fig. 1. Układy ciosowe w zachodniej części Karpat fliszowych. K — brzeg Karpat; m — brzeg płaszczowiny magurskiej; linie ciągłe — główne kierunki spękań poprzecznych, silniejszych, linie przerywane — główne kierunki spękań poprzecznych, słabszych, linie kropkowane — główne kierunki spękań podłużnych. Liczby rzymskie odnoszą się do miejsc opisanych w tekście, liczby arabskie oznaczają: 1 — pomiary w dolnym piaskowcu godulskim, Porąbka; 2 — w piaskowcu magurskim, Harbutowice; 3 — w piaskowcu pasierbieckim, Osielec; 4 — w piaskowcu magurskim, południowy stok Babiej Góry; 5 — w warstwach inoceramowych, Lipnica Mała

Fig. 1. Joint systems in the western part of the Carpathian flysch zone. K — border of the Carpathians; m — border of the Magura nappe; in circles: continuous lines — transverse joints, principal set, dashed lines — transverse joints, subsidiary set, dotted lines — longitudinal joints, (most frequent directions are given). Roman numerals refer to stations described in text, Arabic numerals: 1 — Upper Cretaceous sandstones, Porąbka; 2 — Eo-Oligocene sandstones, Harbutowice; 3 — Middle Eocene sandstones, Osielec; 4 — Eo-Oligocene sandstones, Babia Góra, 5 — Upper Cretaceous sandstones, Mała Lipnica

zespoły, których spękania krzyżują się ze sobą. Krzyżujące się spękania należące do kilku zespołów tworzą układ ciosowy (*joint system*), zwany zwykle ciosem. Terminu „cios" używa się też (np. Halicki, 1963) dla określenia poszczególnych spękań występujących w zespołach i układach ciosowych; mówi się wtedy o „ciosach równoległych", „ciosach krzyżujących się" itd.

Układy ciosowe w Karpatach składają się z dwóch zespołów, których spękania krzyżują się pod kątem zbliżonym do 90° (fig. 2, 6, 8 i in.). Częściej zaznaczają się układy złożone z trzech, a nawet czterech zespołów ciosowych.

Spękania ciosowe różnią się między sobą przebiegiem i wyglądem powierzchni wytworzonej przez spękanie.

Przebieg spękania zaznaczony jest linią przecięcia się spękania z powierzchnią ławicy. Odzwierciedla ona zazwyczaj zachowanie się powierzchni utworzonej przez spękanie. Przebieg może być prostolinijny (fig. 6, 24, 30, 31), łukowy lub nieregularnie krzywy (fig. 24, 31). Przebieg jest ciągły (np. fig. 6, 24), jeśli spękanie zaznacza się na całej, odpowiednio dużej powierzchni ławicy dostępnej obserwacji, albo nieciągły (fig. 24, 31), jeśli spękanie wygasa całkowicie lub na pewnej przestrzeni. Często spękania kończą się na styku z poprzecznie lub skośnie względem nich biegnących spękaniami, co w pewnych przypadkach jest wynikiem przesunięcia, ale częściej spękanie wygasa przy kontakcie z poprzecznym spękaniem (fig. 6, 30). Odnosi się to szczególnie do ciosów o przebiegu nieregularnym, ale niekiedy ciosy prostolinijne lub łukowe wygasają na styku z ciosami prostolinijnymi. Niekiedy spękania prostolinijne okazują przerwy spowodowane kulisowym ułożeniem spękań (*en échelon joints* Hodgsona, 1961, str. 16). Obserwuje się też załamywanie się kierunku spękania przy krzyżowaniu się z innym spękaniem.

Zazwyczaj spękania prostolinijne są ciągłe, spękania o przebiegu łukowym przeważnie ciągłe, a spękania o przebiegu krzywym są najczęściej nieciągłe. Niemal z reguły spękania należące do jednego zespołu są prostolinijne i ciągłe, a spękania drugiego zespołu, zwłaszcza tworzące ze spękaniami prostolinijnymi duże kąty, są nieciągłe i nieregularne (fig. 24, 31). W wielu przypadkach spękania prostolinijne i ciągłe krzyżują się pod ostrym kątem (fig. 15, 19, 24).

Różnice w przebiegu spękań ciosowych zauważyło wielu autorów. Spękania prostolinijne, opisywane przez angielskich autorów jako „master joints", nazwał Hodgson (1961) „ciosami systematycznymi" (*systematic joints*).

Powierzchnia ciosowa może być albo płaska, albo nierówna. Powierzchnie utworzone przez spękania o przebiegu prostolinijnym lub łukowym są zazwyczaj równe, natomiast spękania o przebiegu krzywym okazują powierzchnie nierówne.

Powierzchnie płaskie mogą być równe albo nierówne. Powierzchnia płaska równa nie okazuje żadnych występów, żeber, stopni i innych nierówności. Taka powierzchnia może być gładka, jeśli spękanie tnie skałę w poprzek ziarn, albo szorstka, gdy spękanie utworzyło się wzdłuż powierzchni ziarn, z których składa się skała.

Powierzchnia płaska nierówna okazuje drobne nierówności o dość regularnym kształcie i ułożeniu. Często zaznaczają się na takich powierzchniach asymetryczne stopnie, ułożone w przybliżeniu

albo prostopadle, albo równolegle do uławicenia, zazwyczaj zorientowane w jednym kierunku na poszczególnych spękaniach, np. na spękaniach o kierunku N-S, stopnie mogą być zwrócone albo ku N, albo ku S, ale nigdy na tym samym spękaniu nie są zwrócone w obu kierunkach. Wiele powierzchni płaskich okazuje drobne grzbieciki i żeberka rozwidlające się pierzasto z centralnej osi. Są to spękania pierzaste (*feather joints*, lub *feather fractures* anglosaskich geologów, określane ostatnio częściej jako *plumose structures*). Oś struktury pierzastej biegnie albo w pobliżu środka płaszczyzny ciosowej, ale nieraz pióra rozwidlają się od spągu lub od stropu powierzchni (fig. 26). Na brzegach powierzchni ciosowej struktury pierzaste przechodzą czasem w zębaty kołnierz (*fringe*), utworzony przez krzyżujące się spękania mniej więcej równolegle i poprzeczne względem powierzchni spękania (Roberts, 1961; Bankwitz, 1965).

Na powierzchniach ciosowych płaskich wszystkich rodzajów występują niekiedy ostrokrawędziste występy, których obecność wskazuje, że spękanie w niektórych miejscach raptownie wygasało (fig. 38).

Powierzchnie nierówne okazują nieregularne wypukłości i zagłębienia, zazwyczaj o zaokrąglonych, rzadziej o ostrokrawędzistych kształtach. Bieg spękań o takich powierzchniach jest nieregularny, a linia przecięcia się z powierzchniami ławicy krzywa. Stopnie i figury pierzaste na tych powierzchniach są rzadkie. Asymetryczne stopnie są w przybliżeniu równoległe do uławicenia.

Ogólnie mówiąc, spękania prostolinijne mają przeważnie powierzchnie płaskie, nieraz ze stopniami i strukturami pierzastymi, a spękania krzywe okazują powierzchnie nierówne. Jakkolwiek podział na te dwie grupy spękań ciosowych jest oczywisty, istnieje wiele przypadków, w których przydzielenie powierzchni do jednej lub drugiej kategorii nastręcza trudności, tym bardziej że w warunkach karpackich powierzchnie ciosowe są odsłonięte zazwyczaj na niewielkiej przestrzeni. Charakter powierzchni zależy częściowo od cech litologicznych skały, a te zmieniają się nieraz w obrębie jednej ławicy. Często obserwuje się, że w dolnej części ławicy, która jest poziomo lub skośnie laminowana, powierzchnia jest równa i płaska, a w górnej, skorupowej części — nierówna. Często powierzchnie ciosowe są pokryte kalcytem, co też utrudnia dostrzeżenie stopni lub struktur pierzastych.

Zlustrowania. Niektóre powierzchnie ciosowe są zlustrowane. Lustra są albo skalne, gdy skała na powierzchni ciosowej jest zlustrowana, albo mineralne, gdy minerał wypełniający szczelinę wytworzoną przez spękanie jest zlustrowany. W Karpatach fliszowych minerałem takim jest kalcyt. W obu przypadkach zlustrowanie może być albo równoległe lub prawie równoległe do uławicenia, albo prostopadłe lub skośne. Są też przypadki, że rysy zlustrowań są wygięte falisto lub łukowo.

Obecność luster skalnych wskazuje, że wzdłuż powierzchni pęknięcia nastąpiło przesunięcie. Przesunięcie mogło nastąpić albo przy tworzeniu się spękania, albo później. Jeśli kalcyt wypełniający szczelinę jest zlustrowany, należy przypuszczać, że pęknięcie poprzedziło wypełnienie szczeliny, a następnie nastąpiły ruchy wywołujące zlustrowanie.

Pomijając oczywiste uskoki, należy podejrzewać, że ruch skał wzdłuż zlustrowanych spękań ciosowych był nieznaczny. Wskazują na to zachowane na powierzchniach ciosowych występy skalne, które nie są zlustro-

wane, mimo że po ich obu stronach zlustrowanie jest wyraźne. Nie zaznaczają się też wzdłuż spękań zlustrowanych jakieś wyraźniejsze przesunięcia.

Wypełnienia szczelin ciosowych. Szczeliny ciosowe są wypełnione często kalcytem, a w niektórych przypadkach — limonitem. Ponieważ żyły kalcytowe zazwyczaj kończą się na powierzchniach ławic, a tylko niekiedy wchodzą w sąsiednie łupki, należy sądzić, że kalcyt pochodzi z sekrecji lateralnej ławicy, którą przecina spękanie, a nie został przyprowadzony z dala. Niemal we wszystkich ogniwach obecne są wypełnienia kalcytem spękań ciosowych, gdyż wszystkie piaskowce karpackie, z wyjątkiem większości piaskowców istebniańskich, zawierają węglan wapnia w spoiwie. Żyły kalcytu w szczelinach ciosowych najliczniej występują w górnych łupkach cieszyńskich i warstwach beloweskich, nieco rzadsze są w warstwach lgockich, hieroglifowych, podmagurskich, stosunkowo nieliczne są w warstwach godulskich i magurskich, bardzo rzadkie w warstwach istebniańskich. Bardzo często żyły kalcytowe występują w szczelinach ciosowych jednego zespołu (zazwyczaj nie we wszystkich), a są nieobecne lub rzadsze i cieńsze w spękaniach drugiego zespołu. Jeśli żyły kalcytowe przecinają się ze sobą, można ustalić, które żyły są starsze, ale obserwuje się też, że wypełnianie przecinających się spękań odbywało się jednocześnie. Tak jest w warstwach beloweskich i górnych łupkach cieszyńskich. Gdy jest wyraźna różnica grubości żył w spękaniach jednego zespołu ciosowego w stosunku do drugiego, można, posługując się rozumowaniem Mueckego i Charlesworth a (1966, str. 593) sądzić, że żyły grubsze są starsze, gdyż więcej czasu było na wypełnienie mineralne. Jednakowoż można też przypuszczać, że grubość żył zależy od stopnia rozwarcia spękań. Szczeliny otwarte lub takie, które się wcześniej otworzyły, zostały wypełnione. Niektórzy autorowie (Hancock, 1964, str. 182) przyjmują zmiany układu pola nacisków, które otwierają spękania i umożliwiają ich wypełnianie.

Odstępy między spękaniami ciosowymi zależą od wielu czynników, przede wszystkim od grubości ławic. Jak to podkreślali liczni badacze (w Karpatach wschodnich Kopystiański, 1966, str. 45), odstępy w grubych ławicach są prawie zawsze większe niż w utworach cienkoławicowych. Wpływ tektoniki na zagęszczenie spękań jest nieraz widoczny. W sąsiedztwie uskoków notowano nieraz zmniejszenie się odstępów między spękaniami, a według Harrisa et al. (1960) także strefy antyklinalne są gęściej spękane.

Pochodzenie spękań ciosowych. Niektórzy autorowie wypowiadają pogląd, że spękania ciosowe pochodzą z okresu diagenezy. Do takich badaczy należy Kopystiański (1966, str. 61), który uważa, że cios diagenetyczny, nazwany przez niego litogenetycznym, gra główną rolę we fliszu Karpat, a tylko spękania z widocznym przesunięciem warstw („skoły") i „kliważ" (tak nazywa on gęsto ułożone spękania w sąsiedztwie poprzecznych uskoków) uważa za pochodzenia tektonicznego (str. 127). Według niego spękania litogenetyczne były odnawiane pod wpływem tektonicznych naprężeń. Większość autorów (Cizancourt, 1947; de Sitter, 1964 i in.) uważa ciosy w skałach osadowych jako wynik oddziaływań mechanicznych, choć nie zawsze związanych z procesami górotwórczymi.

Z charakteru powierzchni i przebiegu spękania ciosowego odtwarza się sposób ich powstania. Ogólnie się uważa, że spękania o powierzchniach

nierównych i nieregularnym przebiegu są rezultatem tensji. Spękania prostolinijne o płaskich równych a gładkich powierzchniach przypisuje się ścinaniu. Szczególnie powierzchnie pokryte lustrami skalnymi o rysach równoległych lub prawie równoległych do uławicenia (w warstwach poziomo ułożonych w czasie powstawania pęknięcia), lub skośnych (w warstwach wyruszonych z poziomego położenia przed utworzeniem się pęknięcia) uważa się za powierzchnie ścinające. Obecność asymetrycznych stopni poprzecznych względem uławicenia jest objawem pękania skały z tendencją przesuwania w przeciwnych kierunkach po obu stronach pęknięcia, dlatego spękania z takimi stopniami uważa się za charakterystyczne dla ścinania (por. M u e c k e i C h a r l e s w o r t h, 1966, fig. 5), a stopnie równoległe do uławicenia — raczej dla spękań tensyjnych. Za spękania ścinające uważa się spękania krzyżujące się, jeśli mniejszy kąt utworzony z ich przecięcia się jest mniejszy od 90°, a powierzchnie spękań są płaskie. Są to spękania sprzężone (*conjugate joints*). Przecinanie się spękań prostolinijnych i równych w jednej ławicy obserwuje się we fliszu karpackim dość często (fig. 15, 19, 24, 30), a z zestawienia pomiarów w odsłonięciach również ich obecność często wynika. Podkreślić wszakże trzeba, że w warunkach złych odsłonięć zestawienie pomiarów z kilku sąsiednich ławic może w pewnych przypadkach doprowadzić do mylnego wniosku, nieraz bowiem w sąsiednich ławicach kierunki spękań są nieco inne i zestawione razem mogą dać obraz spękań krzyżujących się pod niedużym kątem, a więc sprzężonych. Różnica w kierunkach w sąsiednich ławicach może pochodzić z dysharmonijnych ruchów ławic względem podścielających je łupków. Że takie ruchy istniały, można o tym sądzić na podstawie obecności zlustrowań poziomych w podścielających łupkach, często skośnych względem biegu warstw.

Powstawanie powierzchni ciosowych ze strukturami pierzastymi nie jest całkowicie jasne. Według P a r k e r a (1942) występują one na powierzchniach spękań mających cechy spękań ścinających. Według R o b e r t s a (1961, str. 489) spękania pierzaste powstają w sposób następujący. Gdy nacisk kompresyjny osiągnie taką wartość, że granica sprężystości zostaje przekroczona, tworzą się niewielkie spękania ścinające, ułożone symetrycznie względem osi największego nacisku. Z chwilą gdy powstanie nawet nieznaczne zaczątkowe spękanie, nagromadzona wskutek zgniatania energia wyzwala się i działając na ściany szczeliny powoduje szybkie rozsuwanie się szczeliny.

Spękania pierzaste mają być zatem spękaniami, które w ich ostatecznej postaci są spękaniami tensyjnymi. Tensja jednakowoż w tym przypadku jest wynikiem kompresji. Dla odróżnienia od spękań tensyjnych, powstających wskutek rozciągania nie związanego bezpośrednio z kompresją, używa się ostatnio w literaturze określenia „spękania ekstensyjne" (spękania z rozsuwania, por. M u e h l b e r g e r, 1961). Spękaniami z rozsuwania będą też wszelkie spękania wytworzone w płycie skalnej, ułożone równolegle do kierunku działającego nacisku. Spękania takie mogą mieć cechy spękań tensyjnych, wytworzonych przez rozciąganie i rozrywanie.

C z a s p o w s t a n i a s p ę k a ń c i o s o w y c h. Poglądy wypowiadane na ten temat są bardzo rozbieżne. Oczywiście autorowie uważający cios za pochodzenia diagenetycznego (np. wskutek odwodnienia) uważają cios za preorogeniczny. Według H o d g s o n a (1961 a) cios nie okazuje związku z fałdowaniem. Nawiązując do hipotezy K e n d a l l a i B r i g-

gsa (1933) widzi on przyczynę powstawania ciosu w zmęczeniu materiału skalnego pod wpływem sił pływowych. Parker (1942) uważa cios w badanym przez siebie obszarze za rozwinięty po konsolidacji osadów we wczesnych stadiach orogenezy. De Sitter (1964, str. 106) wypowiada się za poglądem, że cios powstaje podczas fałdowania. W ostatnich latach coraz częściej wygłaszany jest pogląd, że cios w strefach fałdowych jest poorogeniczny. Pogląd taki zapoczątkował Price (1959), na podstawie rozważań teoretycznych. Do takiego wniosku dochodzą też Muecke i Charlesworth (1966). Według Williamsa (1967) początkową formą ciosu są drobne spękania, które, gdy nadkład zostanie usunięty, rozwijają się w pobliżu powierzchni w otwarte spękania ciosowe.

Stosunek spękań ciosowych do ułożenia warstw. Spękania ciosowe w strefach fałdowych ułożone są zazwyczaj w dwa ortogonalne zespoły, z których jeden jest mniej lub więcej równoległy do biegu warstw (*longitudinal joints, strike joints*), drugi prostopadle do niego (*cross joints, dip joints,* por. Sheldon, 1912). Pierwszy rodzaj spękań nazwiemy zespołem podłużnym, drugi — poprzecznym. Spękania poprzeczne są nieraz nieco skośnie ustawione względem spękań podłużnych i tworzą ze sobą mniejsze lub większe kąty. Są to spękania poprzeczne sprzężone (Spencer, 1959; Muecke i Charlesworth, 1966). Opisano też spękania sprzężone podłużne (de Sitter, 1964, str. 104, fig. 56). Oprócz tych głównych zespołów spękań rozwijają się niekiedy spękania podrzędnie rozwinięte, przecinające kąty utworzone przez spękania podłużne i poprzeczne (Sheldon, 1912, str. 44; Parker, 1942, zespół III). Nazwiemy tego rodzaju spękania diagonalnymi. Grubsze ławice piaskowców okazują niekiedy spękania równoległe do warstwowania. Jest to oddzielność pochodząca, być może, z odprężenia i nie należąca do kategorii spękań ciosowych (ang. *sheeting*). W pewnych przypadkach zaznaczają się spękania, które tworzą niewielki kąt z dolną i górną powierzchnią ławicy; określamy je jako cios pokładowy.

SPĘKANIA CIOSOWE W PŁASZCZOWINIE ŚLĄSKIEJ

I. Wapienie cieszyńskie (berias) w Goleszowie. Wapienie cieszyńskie odsłonięte w kamieniołomie w Goleszowie należą do płasko nasuniętej jednostki. Układ ciosów (fig. 2) składa się z dwóch silnie rozwiniętych zespołów spękań krzyżujących się pod kątem (mniejszym) 60—80°. Są one skośnie poprzeczne względem biegu warstw, i można podejrzewać, że są to spękania poprzeczne sprzężone. Za tym przemawia to, że powierzchnie spękań w obu zespołach są przeważnie równe, nawet tnące. Szczególnie odnosi się to do zespołu T_1, w którym wiele spękań jest wypełnionych kalcytem zlustrowanym mniej więcej równolegle do uławicenia. W obu zespołach występują też spękania wypełnione kalcytem nie zlustrowanym. Niekiedy powierzchnie pokryte zlustrowanym kalcytem są powleczone kryształami nie zlustrowanego kalcytu.

Alternatywna interpretacja może polegać na przypuszczeniu, że jeden zespół jest starszy i pochodzi z innej fazy deformacji. Za takim przypuszczeniem mógłby przemawiać fakt, że w zespole T_1 więcej spękań jest wypełnionych kalcytem niż w T_2, ponadto żyły kalcytowe są w nim grubsze. Jednakowoż znane jest zjawisko, że w układzie spękań sprzężonych

często jeden zespół jest lepiej rozwinięty (P a r k e r, 1942, str. 385; W i l s o n, 1952, str. 28); może to zjawisko jest powodem różnic w rozwoju spękań obu zespołów.

Układ opisany jest charakterystyczny dla większości ławic. W niektórych zespół równoległy do biegu (L) jest lepiej rozwinięty, a rozdział spękań na zespoły T_1 i T_2 mniej wyraźny. W niektórych ławicach zlustrowany kalcyt występuje w spękaniach o kierunku zbliżonym do T_2. Struktury pierzaste są rzadkie i słabo rozwinięte.

Spękania L są mniej więcej prostopadłe do uławicenia, T_1 okazują pochył ku NE, T_2 — ku SE. Pochył ten utrzyma się, jeśli warstwy zostaną ułożone poziomo. Ten pochył nie znajduje wytłumaczenia w stosunkach tektonicznych, gdyż warstwy stanowią równomiernie ku S zapada-

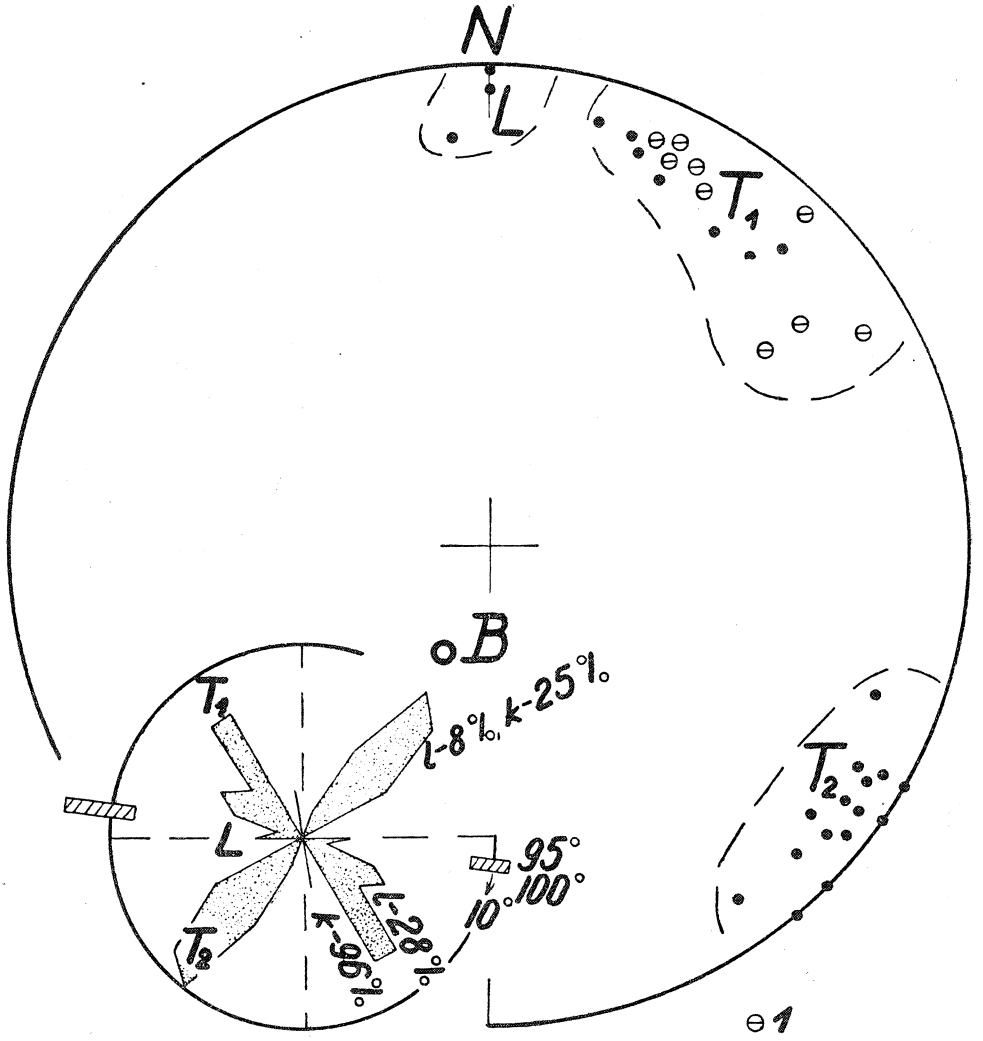


Fig. 2. Wapień cieszyński, Goleszów. Układ ciosowy. Duże koło (projekcja równopowierzchniowa, górna półkula): cios w jednej ławicy o biegu B. 1 — spękania zlustrowane równolegle do uławicenia. Róża spękań: cios w kilku ławicach o zbliżonym biegu. Bieg i upad podane na obwodzie koła. Promień koła = 10 pomiarów. l — ilość zlustrowanych spękań (%); k — ilość spękań wypełnionych kalcytem (%).
W obu kołach: L — spękania podłużne, T_1 — spękania porzeczne, zespół silniejszy, T_2 — spękania poprzeczne, zespół słabszy

Fig. 2. Joints in the Berriasian limestone, Goleszów. Great circle: equal-area projection, upper hemisphere, joints in one bed; B — bedding pole; 1 — joints slickensided parallel to bedding. Rose diagram: joints in several beds, strike and dip indicated on the circumference, radius = 10 readings. l — slickensided joints (%), k — joints filled with calcite (%)
In both circles: L — longitudinal joints, T_1 — transverse joints, principal set, T_2 — transverse joints, subsidiary set

jącą płytę, a nie leżą w obszarze zanurzania się osi antykliny siodła. Dlatego można przypuszczać, że obecny układ spękań powstał przy innym ułożeniu warstw. Z obecnego układu spękań wynika, że oś największego nacisku leżała w płaszczyźnie ustawionej skośnie, a należy przypuszczać, że leżała w płaszczyźnie pionowej. Należy więc wykonać obrót względem dwusiecznej kąta spękań sprzężonych, która odpowiada osi największego nacisku. Jeśli wykonamy taki obrót o 20° ku E, wtedy płaszczyzna, w której leży oś największego nacisku, będzie mniej więcej pionowa. Spękania obu zespołów przecinać się będą wzdłuż linii w przybliżeniu prostopadłej do upadu warstw. Linia ta wyznacza oś pośredniego nacisku. Wynika z tego, że oś największego nacisku nie była pozioma, ale zgodna z upadem warstw, a odpowiednio do takiego układu osi spękania ścinające powstały symetrycznie względem osi największego nacisku, pochylone mniej więcej jednakowo ku NW i NE (fig. 3). Załamywanie się osi nacisku wzdłuż warstwowania przyjmuje się nieraz dla

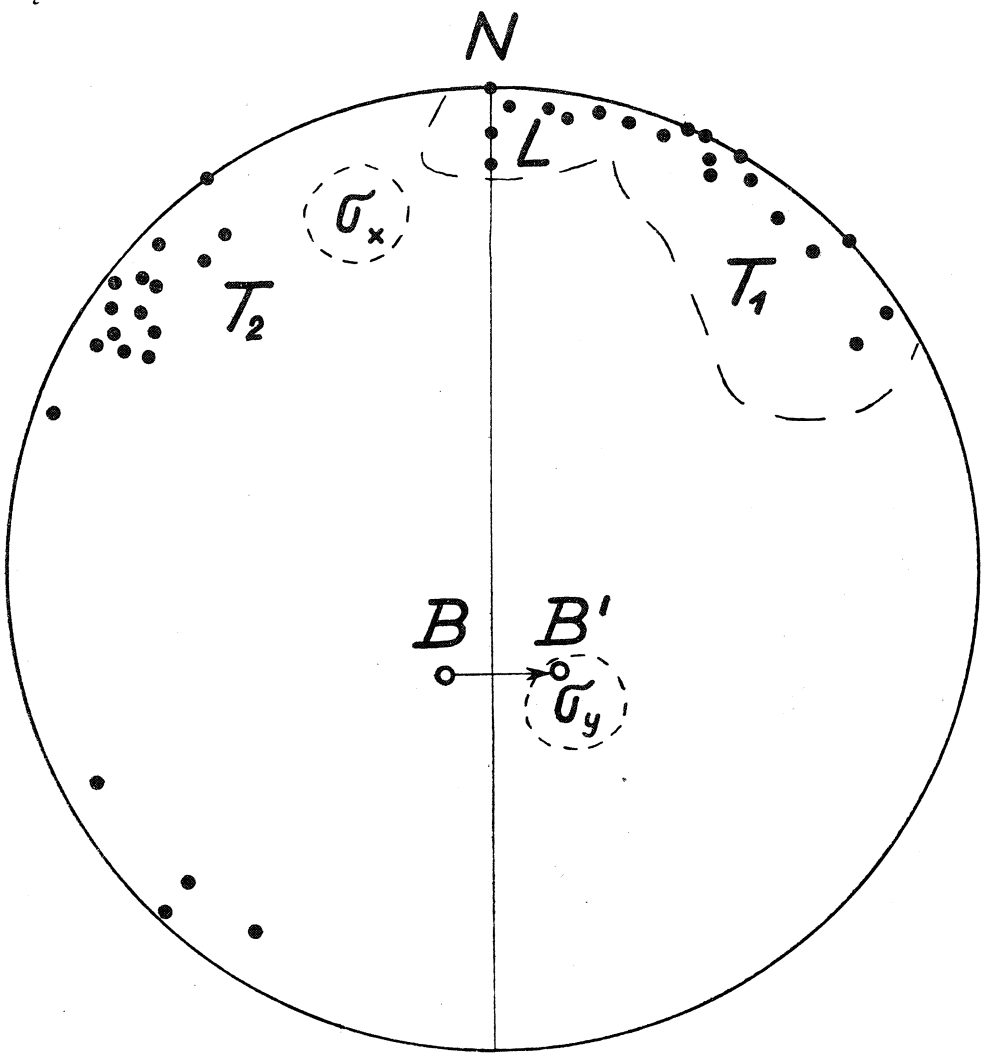


Fig. 3. Układ ciosowy ławicy przedstawiony na fig. 2 po obrocie wokół osi N-S ku wschodowi o 20°. B′ — biegun uławicenia po obrocie; σ_x — przybliżone położenie osi największego nacisku, przypuszczalnie załamanego wzdłuż upadu warstw, σ_y — przybliżone położenie osi pośredniego nacisku, mniej więcej prostopadłego do uławicenia. Inne znaki zob. fig. 2

Fig. 3. Joint system in the bed shown in Fig. 2 rotated eastwards 20° along axis striking N-S. B′ — bedding pole after rotation; σ_x — approximate position of maximum stress axis, presumably refracted with the bedding; σ_y — approximate position of the intermediate principal stress axis, presumably perpendicular to bedding. Other signs — see Fig. 2

rekonstrukcji pola nacisków (Hancock, 1964, str. 184; Muecke i Charlesworth, 1966, str. 593).

Z rozumowania wyżej przedstawionego wynikają dwa przypuszczenia: 1° spękania sprzężone powstały wtedy, gdy warstwy były już wyruszone z poziomego położenia; 2° po utworzeniu się spękań masy skalne zostały przechylone ku W, co nadało ciosowi obecne ułożenie.

Na uwagę zasługuje obecność drobnych uskoków typu grawitacyjnego pochylonych stromo (80°) ku W i przecinających spękania ciosowe.

II. Warstwy Igockie (alb), Kaczyna koło Wadowic. Podobnie jak w Goleszowie warstwy zapadają ku S pod niewielkim kątem. Wyraźnie zaznaczają się spękania o kierunku zbliżonym do południkowego (T_1, fig. 4 i 5). Są one prostolinijne, ciągłe, o powierzchniach

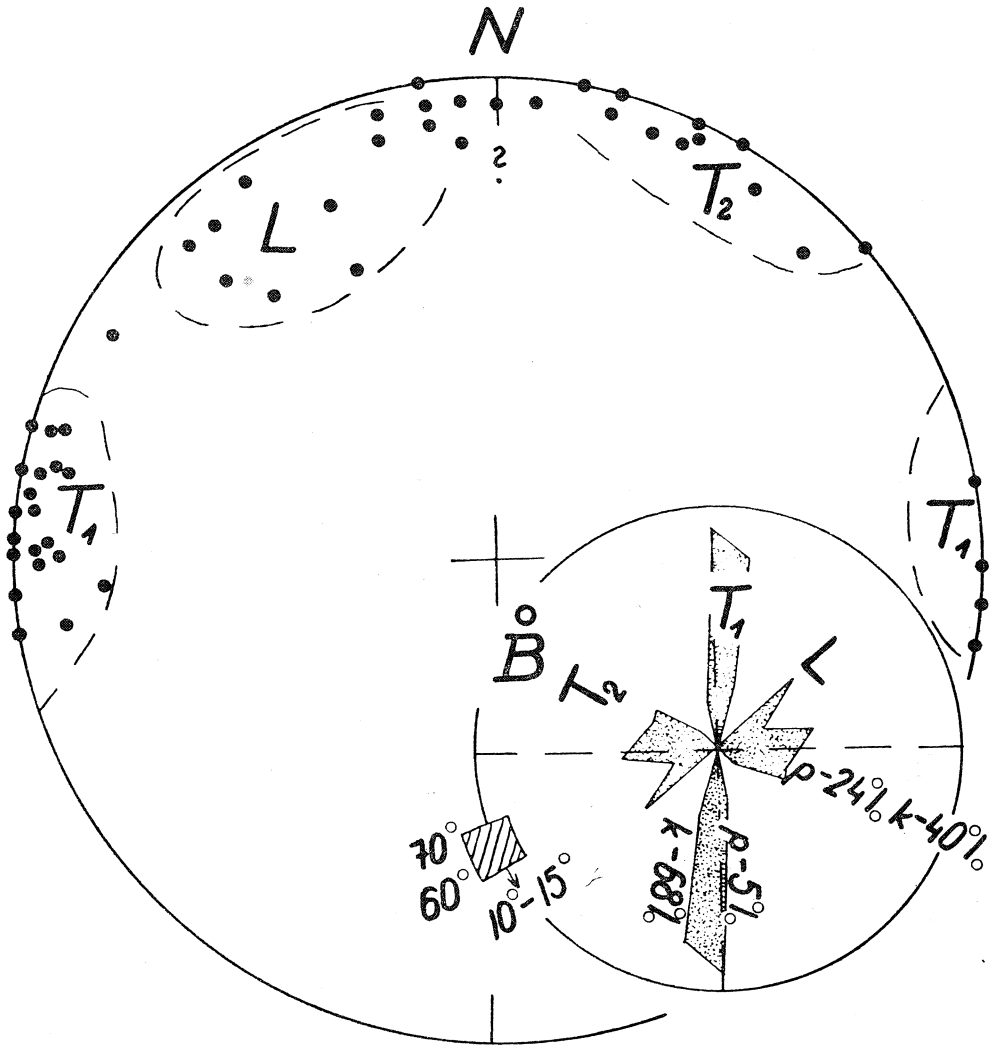


Fig. 4. Warstwy Igockie, Kaczyna, układ ciosowy. Duże koło: projekcja równopowierzchniowa, górna półkula, spękań w jednej ławicy; róża spękań — spękania w kilku ławicach. p — spękania ze strukturami pierzastymi (%), inne znaki — zob. ryc. 2

Fig. 4. Albian flysch, Kaczyna. Great circle: equal-area projection, readings in one bed; rose diagram — readings in several beds. p — joints with plumose structure (%). Other signs — see Fig. 2

płaskich, równych, często gładkich, stopnie są częste. Struktury pierzaste są w tym zespole nieliczne, co może jest pozorne, gdyż spękania są bardzo często wypełnione kalcytem, maskującym obecność figur pierzastych. W kilku miejscach obserwowano, że figury pierzaste, których oś

biegnie środkiem ławic, rozwidlają się ku S. Słabiej jest rozwinięta grupa spękań T_2, tworząca ze spękaniami T_1 kąt około 50°. Tu też przeważają spękania równe, prostolinijne, struktury pierzaste są bardziej częste, ale

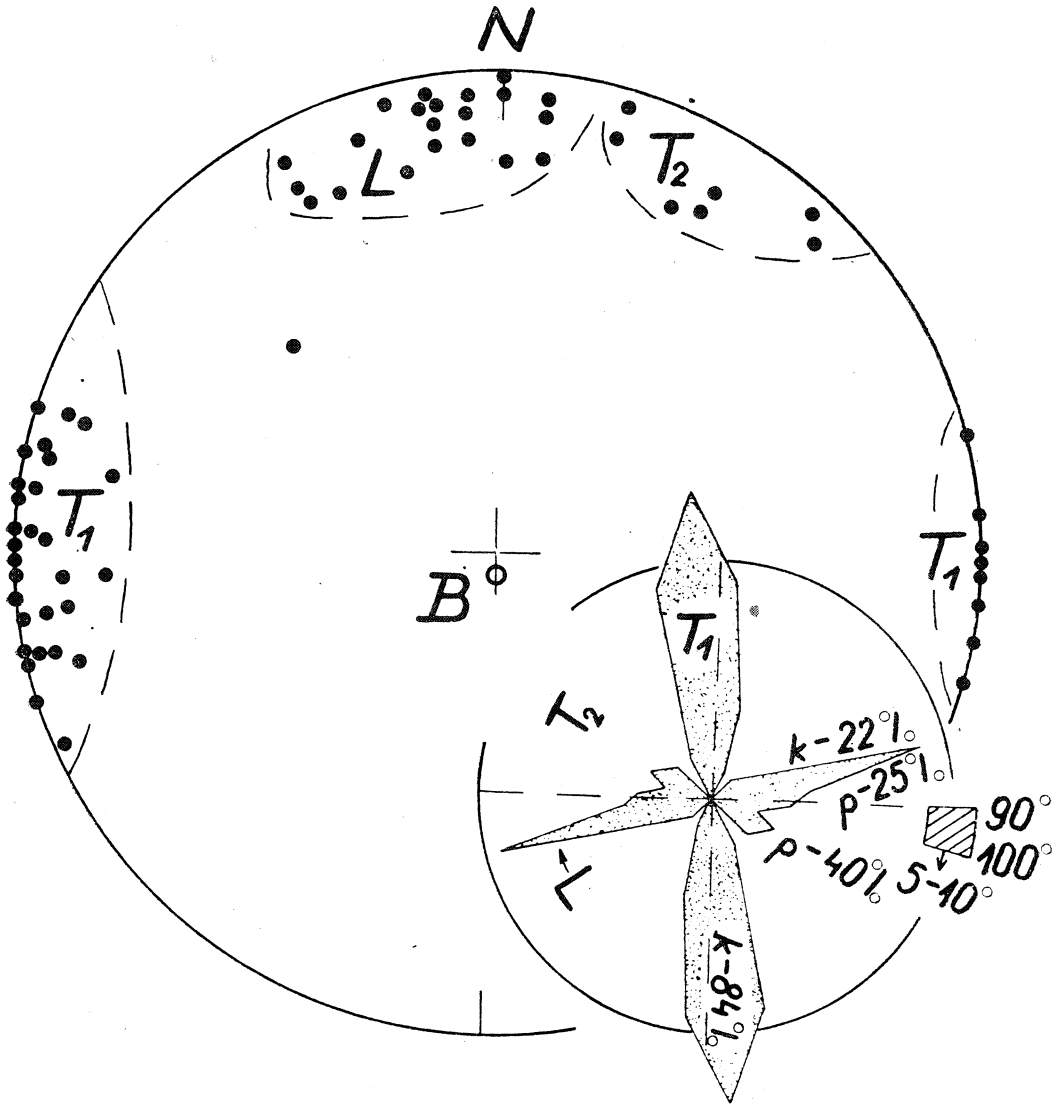


Fig. 5. Warstwy Igockie, Kaczyna. Duże koło: spękania w jednej ławicy; róża spękań: spękania w odsłonięciu. Objaśnienie znaków — zob. fig. 2 i 4
Fig. 5. Albian flysch, Kaczyna. Great circle: readings in one bed; rose diagram — readings in the outcrop. For explanation — see Fig. 2 and 4

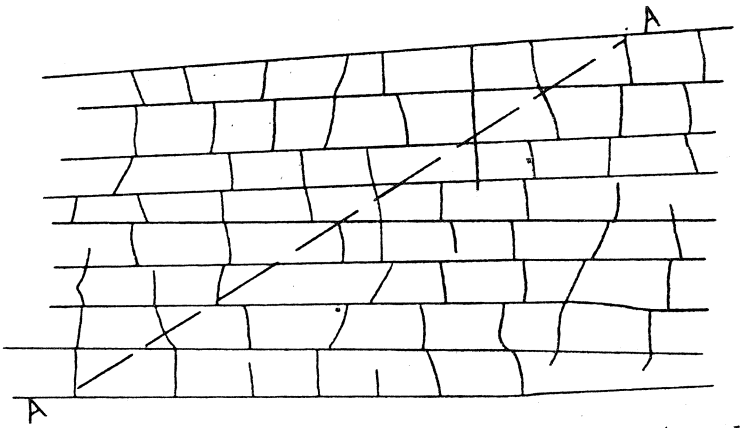


Fig. 6. Układ ciosowy, górna powierzchnia piaskowca, warstwy Igockie, Kaczyna
A—A — bieg ławicy
Fig. 6. Joint pattern, sandstone bed, upper surface. Albian flysch, Kaczyna.
A—A — strike

kalcyt jest rzadki, cienki, a w wielu ławicach nieobecny. Struktury pierzaste rozwidlają się głównie ku SE, ale niekiedy ku NW. W wielu ławicach spękań tego kierunku brak. Trzecią grupę stanowią spękania o kierunku zbliżonym do biegu warstw (*L*). W niektórych ławicach spękania te są niemal wyłącznie nierówne i nieciągłe, w innych w dużym procencie. Niekiedy spękania te mają charakter „cross-joints" H o d g s o n a (1961 a, str. 18), jak to widać z fig. 6. Niekiedy na spękaniach podłużnych widoczne są figury pierzaste. Duży rozrzut kierunków zespołu *L* powoduje, że nie oddzielają się one dobrze w diagramach od T_2.

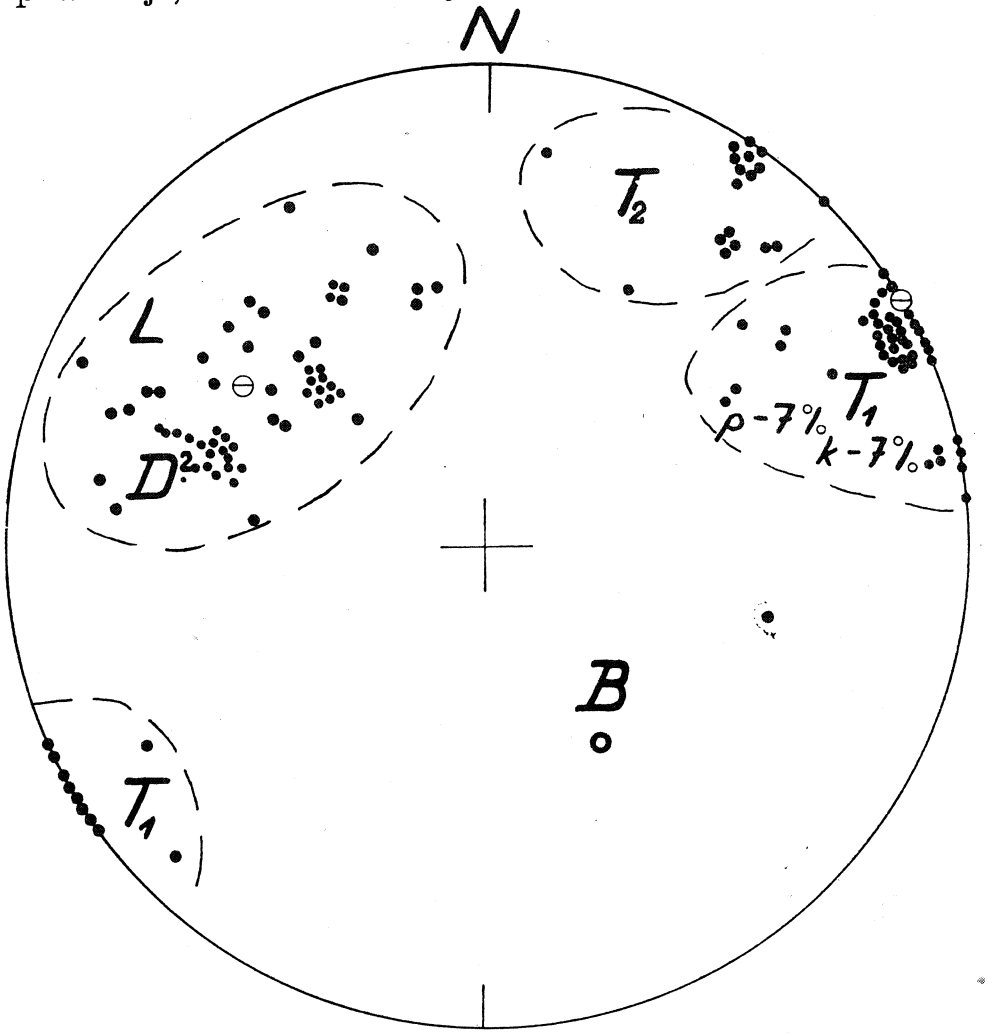


Fig. 7. Piaskowiec godulski dolny, Wisła-Obłaziec, układ ciosowy. D — spękania diagonalne; inne znaki — zob. fig. 2 i 4
Fig. 7. Cenomanian-Turonian flysch, Wisła-Obłaziec. D — Diagonal joints; other signs — see Fig. 2 and 4

Odstępy między spękaniami poprzecznymi, szczególnie w T_1, są zawsze mniejsze niż odstępy między spękaniami *L* (fig. 5). Jako przykład można podać, że w ławicy o grubości 50 cm odstępy w zespole poprzecznym wynoszą 10—20 cm, w zespole podłużnym 30—50 cm. W ławicy o grubości 20 cm odstępy w ciosie poprzecznym wynoszą 10—25 cm, podłużnym 20—30 cm.

Dwie interpretacje są możliwe dla wyjaśnienia opisanego układu ciosowego: albo T_1 i T_2 są spękaniami sprzężonymi, albo układ ortogonalny *L* i T_1 jest starszy, a spękania T_2 utworzyły się w późniejszej fazie.

Pochył ciosów podłużnych, dość dokładnie prostopadłych do uławicenia, jest ku N, ciosów poprzecznych, zwłaszcza T_1 bardzo stromy, a duży

procent spękań tego zespołu jest pionowych. Dlatego można przypuszczać, że spękania te powstały, kiedy warstwy miały ułożenie zbliżone do obecnego i następnie nie uległy przechyleniu.

III. Warstwy godulskie dolne (cenoman-turon), Wisła-Obłaziec. Prawy brzeg Wisły odsłania dolne warstwy godulskie, tworzące jądro asymetrycznej antykliny (Burtan et al., 1937). Pomiary przedstawione na fig. 7 odnoszą się do warstw o upadzie S, gdyż część jądra o upadzie N jest zbyt licho odsłonięta dla zebrania większej ilości pomiarów. Warstwy składają się z naprzemianległych piaskowców i łupków; piaskowce są grubo-, średnio- i cienkoławicowe. Kierunki spękań są jednakowe we wszystkich odmianach piaskowców, jednakowoż wygląd powierzchni w pewnej mierze zależy od grubości i litologii ławic.

Zaznaczają się zasadniczo dwa zespoły spękań o kierunkach 10—80° i 100—170°.

W grupie pierwszej, subparalelnej względem biegu warstw, powierzchnie ciosów są przeważnie nierówne, ale pewna ilość powierzchni może być uznana za płaskie i równe. Odnosi się to do piaskowców cienkoławicowych i drobnoziarnistych. Kierunki tej grupy mają duży rozrzut, ale zaznacza się zgrupowanie około kierunku 20°. Być może, że są to ciosy diagonalne *D*, a inne kierunki tej grupy reprezentują spękania podłużne *L*.

W grupie drugiej spękania są znacznie silniej rozwinięte. Większość spękań (90%) ma powierzchnie płaskie, często ze stopniami poprzecznymi prostymi lub łukowo wygiętymi, a niekiedy ze strukturami pierzastymi, rozwidlającymi się od podstawy ławicy ku S. Nierówne powierzchnie zaznaczają się w gruboławicowych piaskowcach, w których tylko około 40% spękań jest równych (w grupie *L* — *D* tylko 6% spękań w piaskowcach gruboławicowych ma powierzchnie równe). W tej grupie spękań zaznaczają się dość wyraźnie dwa maksima kierunków, 125° i 150—155°. W niektórych ławicach krzyżujące się spękania tych kierunków tworzą ostre kliny. Można więc przypuszczać, że mamy tu do czynienia ze sprzężonymi spękaniami, tworzącymi stosunkowo nieduży kąt. Silniej rozwinięty jest jeden zespół (T_1); figury pierzaste i wypełnienia kalcytem występują w tym zespole. Dodać należy, że w identycznych warstwach w Porąbce w dolinie Soły, spękania pierzaste występują na obu kierunkach spękań sprzężonych, tworzących tam znacznie większy kąt.

Odstępy między spękaniami w zespołach *L* i *D* są większe niż w T_1 i T_2. Np. w ławicy o grubości 30 cm odstępy w grupie pierwszej wynoszą 15—20 cm, w grupie drugiej 10—15 cm.

Spękania T_1 są przeważnie pionowe lub mają stromy pochył ku E, spękania T_2 stromo zapadają ku NE. Po horyzontalnym ułożeniu warstw upad ciosów *L* i *D* stanie się bardziej stromy (przeważnie ku NW), upad spękań T_1 zmieni się nieznacznie, gdyż znaczna ich ilość jest prostopadła do biegu warstw, będącego osią obrotu dla sprowadzenia warstw w poziome położenie, pochył spękań T_2 zmieni się nieznacznie. Jest więc możliwe, że spękania T_1 i T_2 powstawały przy poziomym lub zbliżonym do poziomego ułożeniu warstw. Obrót z zachodu na wschód o 10° zgodnie z obrotem wskazówek zegara wokół osi 155° (kierunek maksimum spękań T_1) doprowadzi większość spękań w pobliże ułożenia pionowego. Sens tego obrotu jest taki sam jak w przypadku I [1].

[1] Pochył spękań poprzecznych ku E mógłby być pierwotny, gdyby oś siodła zanurzała się ku W. Oś siodła Obłaźca jest jednak na omawianym odcinku pozioma.

Ponieważ na spękaniach T_1 występuje niekiedy kalcyt, a T_2 są przypuszczalnie sprzężone z T_1, spękania te są przypuszczalnie starsze od L i D. Nasuwa się przypuszczenie, że spękania D są najmłodsze, gdyż wygasają na styku ze spękaniami L; takie przypuszczenie nie jest poparte wszakże większą ilością obserwacji.

IV. Warstwy godulskie środkowe i górne (turon-senon dolny), Wisła. Pomiary wykonano w opuszczonym kamieniołomie położonym na lewym brzegu Wisły. Gruboławicowe warstwy zapadają tu łagodnie ku południowi, stanowiąc płaskie skrzydło fałdu, którego oś przechodzi przez Obłaziec. Trzy grupy spękań można wyróżnić tutaj (fig. 8): o kierunku około 130°, nieliczne, nierówne, o kierunku

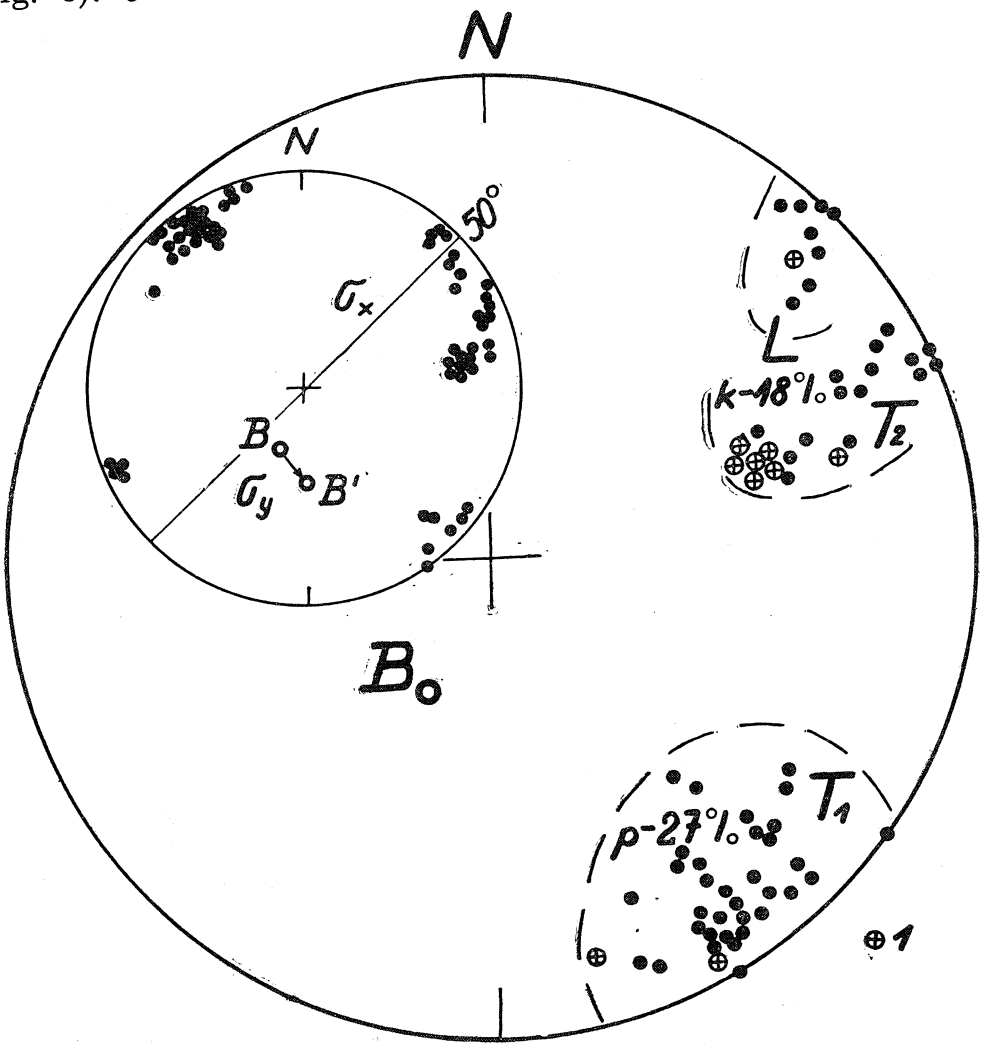


Fig. 8. Piaskowiec godulski środkowy, Wisła, układ ciosowy. Duże koło: projekcja równopowierzchniowa spękań; małe koło: projekcja układu spękań po obrocie ku E o 20° wokół osi o kierunku 50°. 1 — spękania zlustrowane prostopadle lub skośnie względem warstwowania; inne znaki — zob. fig 2 i 4

Fig. 8. Turonian-Lower Senonian flysch, Wisła. Large circle: equal-area projection of the joint system; small circle: the same system rotated 20° eastwards along axis striking 50°. 1 — joints slickensided perpendicular or oblique to bedding. Other signs — see Fig. 2 and 4

150—160°, częściowo równe, częściowo nierówne, dość często z kalcytem, oraz o kierunku 40—60°, przeważnie równe, często ze strukturami pierzastymi. W grupie drugiej i trzeciej występują spękania o powierzchniach poprzecznie zlustrowanych, a w grupie trzeciej także drobne uskoki grawitacyjne o zbliżonym kierunku, o powierzchniach zlustrowanych

i niewielkim (20 cm) zrzucie ku SE. Wszystkie lustra są skalne, a kalcyt wypełniający spękania nie jest zlustrowany. Ze względu na przewagę spękań równych w grupie drugiej i trzeciej można przypuszczać, że są to spękania ścinające tworzące układ sprzężony o dużym kącie (około 80°). Grupa pierwsza reprezentowałaby słabo rozwinięte spękania podłużne. Dwusieczna kąta spękań sprzężonych byłaby w przybliżeniu prostopadła do biegu warstw. W takiej interpretacji wyłania się jedna trudność, mianowicie to, że w spękaniach sprzężonych poprzecznych należy oczekiwać luster równoległych, a nie prostopadłych do uławicenia, które są charakterystyczne dla spękań podłużnych (Muecke i Charlesworth, 1966, str. 586). Nasuwa się więc przypuszczenie, że powstanie luster skalnych na powierzchniach ciosowych jest zjawiskiem wtórnym. Przypuszczenie to znajduje poparcie w rozumowaniu następującym:

W płycie skalnej o równomiernej grubości, tzn. o jednolitym obciążeniu, leżącej poziomo, spękania ścinające wytworzone przez nacisk poziomy powinny być pionowe lub o pochyle zbliżonym do pionowego. Jeśli warstwy z obecnego położenia wrócimy do ułożenia poziomego (wykonując obrót wokół biegu warstw), pochyły spękań obecnie widoczne w zespole T_1 staną się wprawdzie bardziej strome, ale w T_2 bardziej połogie. Natomiast jeśli wykonamy obrót wokół osi np. o kierunku 50° (średni kierunek spękań T_2) ku wschodowi, przechylając, jak w przypadku I i III wschodnie skrzydło o 20°, spękania obu zespołów T_1 i T_2 uzyskają bardziej strome ustawienie. Jest więc możliwe, że powstały one przy takim ułożeniu warstw, tzn. przy biegu 90° (zamiast obecnego 120°) i upadzie 36° (zamiast obecnego 25°). Jeśli takie rozumowanie jest słuszne, to należy przypuszczać, że:

1° spękania poprzeczne powstały nie wtedy, gdy warstwy były poziomo ułożone, ale gdy już były wyruszone z poziomego ułożenia.

2° po utworzeniu się spękań nastąpiło przechylenie ku W. Wtedy mogły powstać ślizgi poprzeczne do uławicenia i uskoki grawitacyjne.

3° wypełnienie szczelin kalcytem odbyło się po przechyleniu.

V. Warstwy istebniańskie (senon-paleocen), Istebna. W Beskidzie Śląskim warstwy istebniańskie zapadają pod niewielkim kątem ku południowi. Jako charakterystyczny układ spękań można podać zestawienie pomiarów wykonanych w dolinie Olzy w Istebnej, gdzie odkrywki są dobre i ciągłe, a warstwy mają jednolity upad. Spękania grupują się w trzy zespoły (fig. 9). Spękania o kierunku zbliżonym do biegu warstw (L) mają powierzchnie przeważnie nierówne, przebieg krzywy, nieciągły i często na styku z innymi spękaniami kończą się lub zmieniają kierunek. W niektórych odsłonięciach spękań tego kierunku brak. Pewna ilość spękań w tej grupie jest ciągła i ostro zaznaczona.

Spękania o kierunku NW-SE są najliczniejsze. Rozrzut kierunków jest dość duży, ale zaznacza się maksimum 140—150°. Spękania są wyraźniejsze od spękań L, powierzchnie ich równe, chociaż zawsze szorstkie, przebieg często prostolinijny, ale nie zawsze ciągły.

Spękania o kierunku SW-NE są najwyraźniej zaznaczone. Ich powierzchnie są przeważnie równe, przebieg prostolinijny, częste stopnie poprzeczne do uławicenia, odstępy między spękaniami czasem bardzo niewielkie, w kilku przypadkach zaznacza się zlustrowanie równoległe do uławicenia. Spękania tego kierunku występują strefowo, na niektórych

odcinkach wyraźne i liczne, na innych, nawet na dłuższej przestrzeni ich brak (fig. 10).

Być może, że spękania NW i SW tworzą układ sprzężony o kącie około 60°, którego dwusieczna tworzy kąt (mniejszy) 80° z biegiem warstw.

Spękania T_1 są pionowe lub stromo pochylone, przeważnie ku NE, spękania T_2 okazują pochył ku NW. Po sprowadzeniu warstw do położenia poziomego ilość pionowych spękań w zespole T_1 zmniejszy się, na-

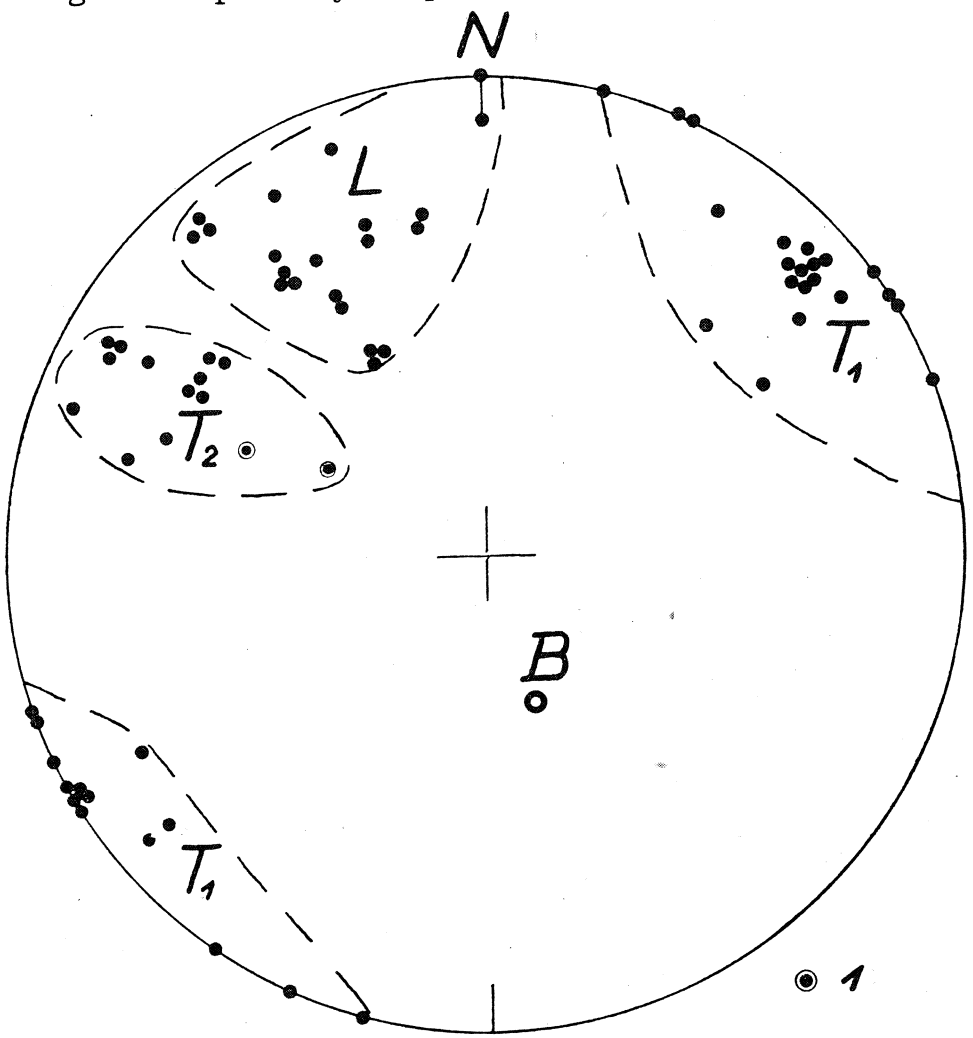


Fig. 9. Warstwy istebniańskie dolne, Istebna, dolina Olzy. 1 — spękania zlustrowane równolegle do uławicenia; inne znaki — zob. fig. 2 i 4

Fig. 9. Senonian flysch, Istebna. 1 — joints slickensided parallel to bedding. Other signs — see Fig. 2 and 3

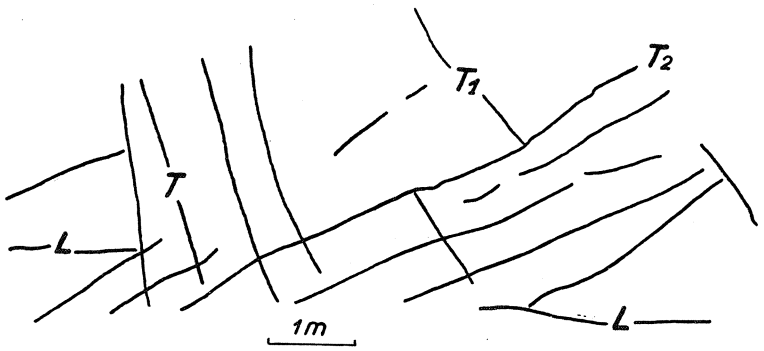


Fig. 10. Układ ciosowy, górna powierzchnia ławicy piaskowca, warstwy istebniańskie dolne, Istebna. L, T_1, T_2 — zob. obj. do fig. 2

Fig. 10. Joint pattern, sandstone bed, upper surface. Istebna

tomiast w zespole T_2 upady staną się bardziej strome. Trudno więc osądzić, w jakim ułożeniu były warstwy, kiedy ulegały spękaniu, wydaje się, że przeciętnie biorąc, największa ilość stromych spękań przypadnie na ułożenie warstw o około 10° łagodniejsze niż obecnie, ale nie na ułożenie poziome. W nachyleniu spękań nie zaznacza się inaczej niż w przypadkach I, III i IV, przewaga jednego kierunku, dlatego należy przypuszczać, że warstwy po spękaniu nie zostały wychylone.

Odstępy między spękaniami są bardzo nieregularne, ale w zespole T_1 wyraźnie mniejsze niż w innych zespołach. Np. w ławicy o grubości 120 cm odstępy w zespole L wynoszą 120, 200 cm, w zespole T_1 — 40, 50, 60 i 200 cm.

W warstwach istebniańskich górnych układ ciosowy jest na ogół podobny. W wielu odsłonięciach (np. potok Olecka) przy biegu 95° występują spękania L o kierunkach 80—90° i powierzchniach nierównych, i przypuszczalnie dwa zespoły sprzężone o kierunkach 140—150° i 180° o powierzchniach bardziej równych. Zaznaczają się też słabo rozwinięte spękania o kierunku około 60°, z powierzchniami nierównymi, przypuszczalnie reprezentujące lokalnie rozwinięty cios diagonalny.

VI. Warstwy istebniańskie, Mucharz koło Wadowic. Pomiary wykonano w warstwach istebniańskich dolnych na prawym brzegu Skawy i w warstwach istebniańskich górnych na lewym (fig. 11). W warstwach istebniańskich dolnych zaznaczają się dwie grupy spękań, w przybliżeniu równoległych i poprzecznych względem biegu warstw, które są tu dość stromo ustawione, tworząc skrzydło antykliny. Różnica w wyglądzie powierzchni spękań obu grup nie jest duża, w obu przeważają spękania o powierzchniach nierównych, ale wśród spękań poprzecznych jest pewna ilość spękań o powierzchniach płaskich, równych a nawet gładkich. W niektórych ławicach spękania poprzeczne przecinają się pod małym kątem, a w diagramie widoczne są dwa maksima, uzasadnione jest zatem przypuszczenie, że rozwinięte są tu spękania sprzężone.

Bardzo strome ułożenie spękań poprzecznych zmniejszy się po obrocie warstw w pozycję poziomą, dlatego można przypuszczać, że spękania utworzyły się przy ułożeniu warstw zbliżonym do obecnego.

Odstępy między spękaniami są nieregularne, ale gęściej ułożone niż w warstwach istebniańskich w Beskidzie Śląskim przy tej samej grubości ławic. W ławicy o grubości 300 m odstępy w spękaniach poprzecznych wynoszą 10, 20, 40 cm. Być może, że zaznacza się w tym wpływ sąsiednich uskoków, albo też wpływ stromszego ułożenia warstw.

Warstwy istebniańskie górne reprezentowane są w Mucharzu przez gruboławicowe (około 400 cm) piaskowce i zlepieńce. Spękania podłużne są tu nieliczne, niewyraźne, nieciągłe i często urywające się na spękaniach poprzecznych. Odstępy między tymi spękaniami są znaczne (kilkadziesiąt centymetrów, a nawet 200 cm). Powierzchnie spękań są nierówne. Spękania poprzeczne są bardzo wyraźne, bardziej prostolinijne, ale często łukowo wygięte. Kierunek spękań zmienia się przy przejściu z piaskowca w zlepieńcową (dolną) część ławicy. Niektóre spękania dochodzą do innych pod kątem 10—15°, ale nie przecinają się z nimi, tworząc ostre kliny. Powierzchnie spękań są dość równe. Spękaniom poprzecznym towarzyszą uskoki o parodecymetrowym zrzucie i poprzecznych lustrach; powierzchnie tych uskoków są pochylone ku E, powierzchnie spękań są pionowe lub pochylone stromo ku W. Odstępy między spękaniami po-

dłużnymi są nieduże, od 10 do 70 cm, średnia z 25 pomiarów wynosi 24 cm. Tak małe odstępy w gruboławicowych warstwach są czymś zupełnie wyjątkowym i zapewne można upatrywać w tym wpływ licznych uskoków poprzecznych zaznaczających się w tym obszarze (K s i ą ż k i e w i c z, 1951). Kierunki spękań poprzecznych okazują znaczną dyspersję (145—175°); nie jest wykluczone, że jest to spowodowane obecnością spękań sprzężonych o małym kącie, jak na to wskazuje obecność klinów.

Inaczej niż w przypadku niżej leżących warstw dolnoistebniańskich po obrocie w poziome położenie warstw ilość spękań pionowych nie zmniejszy się, gdyż spękania są prostopadłe do biegu warstw.

Niektóre spękania o biegu podłużnym tworzą z powierzchnią ławic małe kąty; być może, że są to ślady ciosu pokładowego.

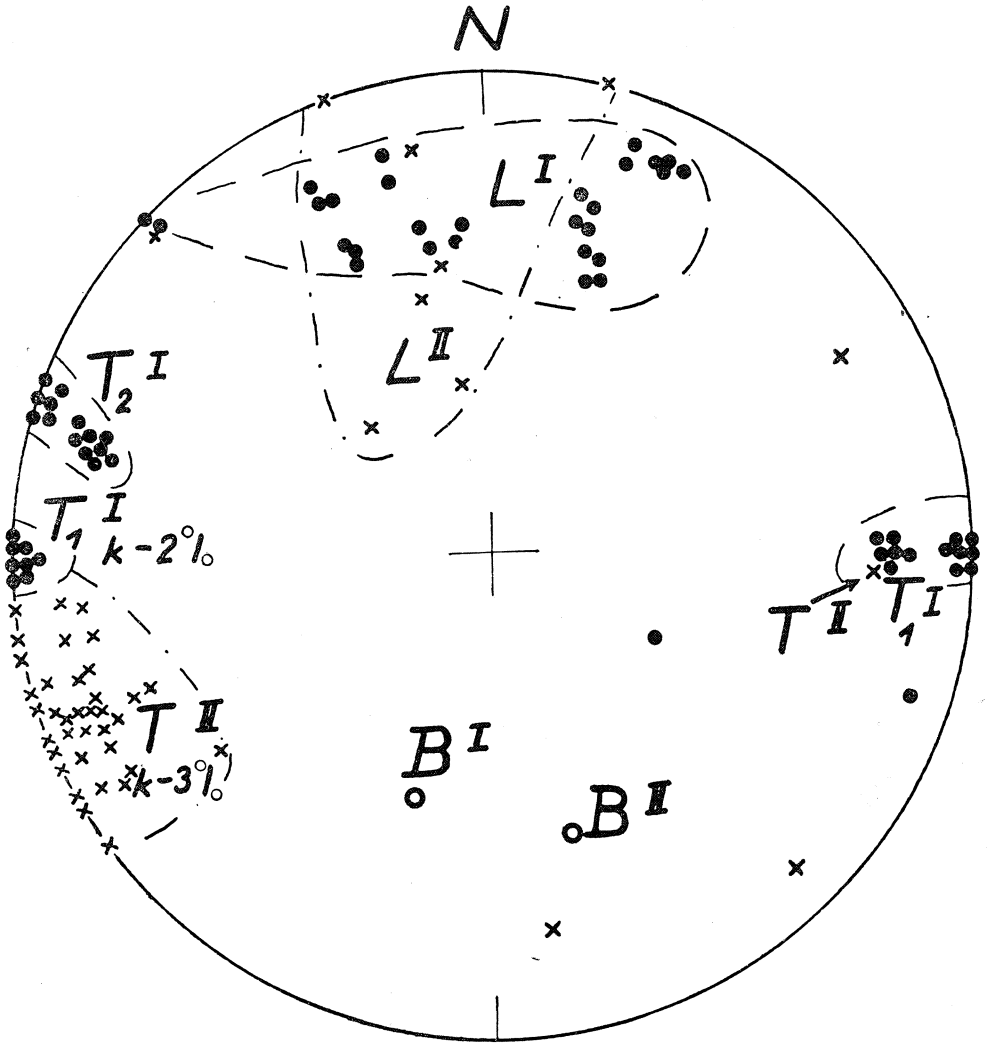


Fig. 11. Spękania ciosowe w piaskowcach warstw istebniańskich, Mucharz. B^{I}, L^{I}, T_1^{I} — odnoszą się do piaskowców dolnych warstw istebniańskich, B^{II}, L^{II}, T^{II} — do piaskowców górnych warstw istebniańskich. Czarne punkty oznaczają bieguny spękań w dolnych warstwach istebniańskich, krzyżyki — w górnych

Fig. 11. Senonian-Paleocene flysch. Mucharz. B^{I}, L^{I}, T_1^{I} — lower member of the Senonian flysch; B^{II}, L^{II}, T^{II} — upper member of the Senonian-Paleocene flysch. Black points denote poles of joint planes in the lower member, crosses — in the upper member

VII. W a r s t w y i s t e b n i a ń s k i e d o l n e, B i e r t o w i c e k o ł o K a l w a r i i. Pomiary wykonano w obszernych łomach przy drodze Biertowice—Sułkowice, w bardzo gruboławicowych piaskowcach. Spę-

kania występują w dużych odstępach i są nieliczne. Układ spękań składa się z trzech zespołów (fig. 12). Spękania L są dość dokładnie równoległe do biegu warstw, spękania T_1 z maksimum około 180° prawie prostopadłe

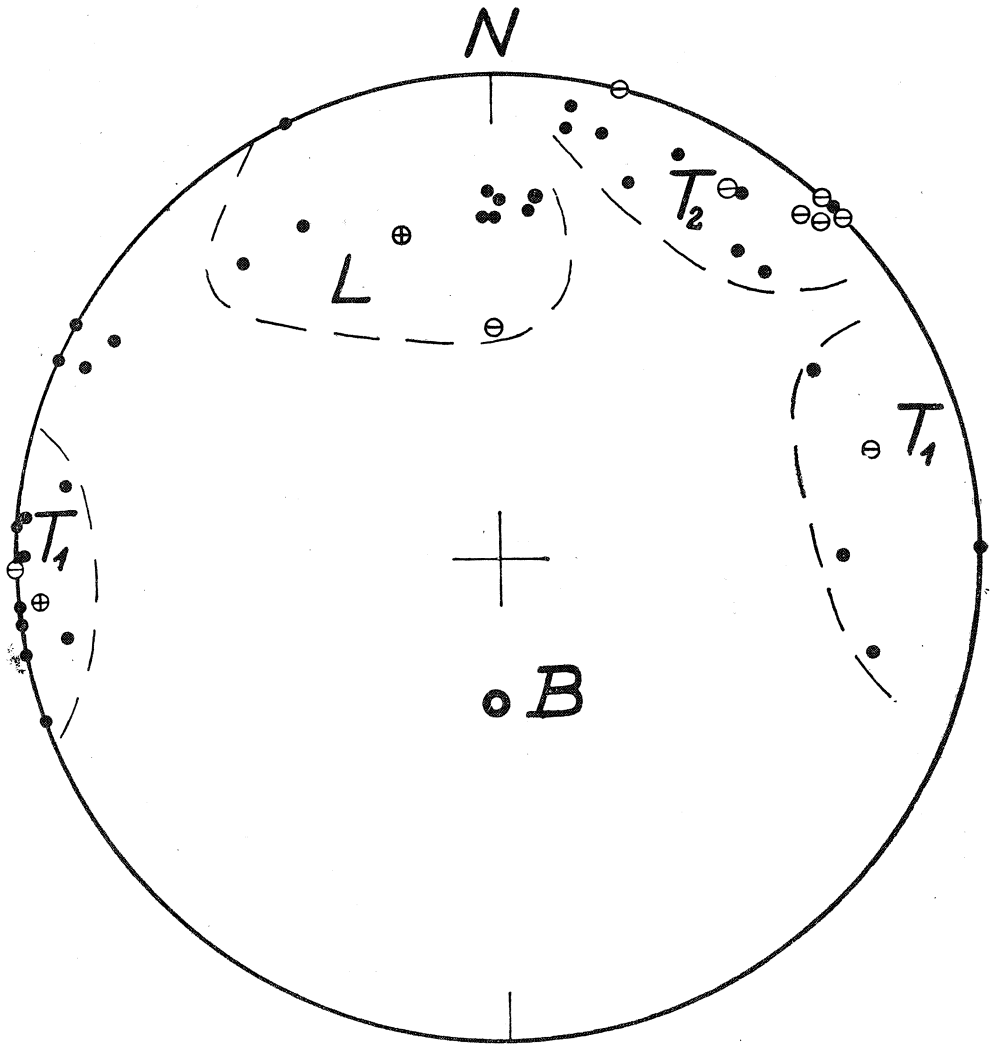


Fig. 12. Warstwy istebniańskie dolne, Biertowice, układ ciosowy. Objaśnienia znaków — zob. fig. 2, 4 i 8

Fig. 12. Senonian flysch, Biertowice. Explanation of signs, see Fig. 2, 4 and 8

do biegu i spękania T_2 z maksimum około 130—140°. Kąt między T_1 i T_2 wynosi 40 do 50°, jego dwusieczna jest niezupełnie prostopadła do biegu warstw. Poparciem przypuszczenia, że te dwa zespoły są sprzężone, jest obecność luster tektonicznych podłużnych; w zespole T_2 występują też lustra tworzące kąt 45° z powierzchnią ławic, o rysach nachylonych ku NW. Trzeba wszakże zwrócić uwagę na to, że powierzchnie spękań są tu przeważnie nierówne, nawet zlustrowane powierzchnie nie są zawsze równe. Być może, że brak równych powierzchni jest wywołany tym, że piaskowce warstw istebniańskich w tym obszarze są bardzo kruche.

Kilka ławic okazuje wewnętrzne deformacje w postaci blisko siebie ułożonych, wygiętych, zlustrowanych, niekiedy przecinających się powierzchni, tangencjalnie dochodzących do spągu i stropu ławic (fig. 13). Dwusieczna mniejszego kąta między przecinającymi się powierzchniami ma kierunek NW, a więc podobny jak dwusieczna spękań przypuszczalnie sprzężonych. Kierunek największego nacisku, pod jakim wytworzyły się deformacje wewnętrzne, był zatem taki sam, jak kierunek najwięk-

szego nacisku przy powstawaniu spękań ciosowych. Zaburzenia te są przecięte wyraźnie spękaniami poprzecznymi, mniej wyraźnie spękaniami podłużnymi. Wynika z tego, że spękania poprzeczne powstawały w już zdeformowanych warstwach.

Po obrocie warstw w położenie poziome ilość spękań poprzecznych pionowo ustawionych zmniejszy się. Dlatego można podejrzewać, że spękania powstawały w warstwach ułożonych w przybliżeniu podobnie jak obecne, tzn. wyruszonych z poziomego ułożenia.

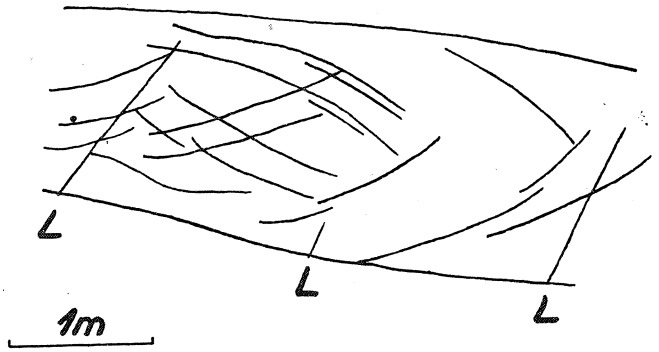


Fig. 13. Zlustrowane spękania w ławicy piaskowca przecięte powierzchnią spękania poprzecznego (w płaszczyźnie papieru) i spękaniami podłużnymi L. Warstwy istebniańskie dolne, Biertowice

Fig. 13. On the surface of a transverse joint traces of slickensided surfaces are seen, cut across by the transverse joint (in the plane of the paper) and longitudinal joints L

SPĘKANIA CIOSOWE W PŁASZCZOWINIE MAGURSKIEJ

VIII. Warstwy inoceramowe (senon), Poręba Wielka koło Mszany Dolnej. W przekroju doliny Koninki wykonano pomiary w obu skrzydłach przewróconego siodła. W skrzydle odwróconym biegi są zmienne i tym częściowo tłumaczy się duży rozrzut kierunków spękań (fig. 14). Wyróżnić można w każdym razie trzy zespoły. W zespole *L* spękania okazują przeważnie powierzchnie nierówne, natomiast zespoły T_1 i T_2 składają się niemal wyłącznie ze spękań o powierzchniach równych, często ze strukturami pierzastymi. Duży rozrzut kierunków, powstający, gdy zestawi się pomiary z kilkunastu ławic, zmniejsza się, jeśli pod uwagę weźmie się tylko jedną ławicę. Wtedy widać (fig. 15) zasadniczo trzy kierunki, z których dwa przecinają się pod niewielkim kątem. Są to spękania o dość prostolinijnym przebiegu i równych powierzchniach, dlatego można je uznać za spękania sprzężone. Kąt obserwowany w poszczególnych ławicach wynosi około 30°. Zwrócić należy też uwagę na to, że w zespole *L* niektóre spękania są równe, a nawet mają figury pierzaste. Jest możliwe, że w niektórych ławicach te spękania tworzą też układ sprzężony o małym kącie i dwusiecznej w przybliżeniu równoległej do osi antykliny. Układ taki według de Sittera (1964, str. 104, ryc. 56) powstaje, gdy wskutek wyginania się antykliny oś największego nacisku jest równoległa (a nie prostopadła, jak to zwykle bywa) do osi antykliny, a oś najmniejszego nacisku jest prostopadła.

Niektóre ławice blisko powierzchni spągowej (odwróconej) okazują zlustrowane powierzchnie ułożone w grzbiety, których stoki tworzą niewielkie kąty z warstwowaniem, a kierunki zlustrowań są w przybliżeniu W-E. Hieroglify prądowe są ścięte tymi powierzchniami, których obecność świadczy o silnym ścinaniu i przesuwaniu prawie równoległym do

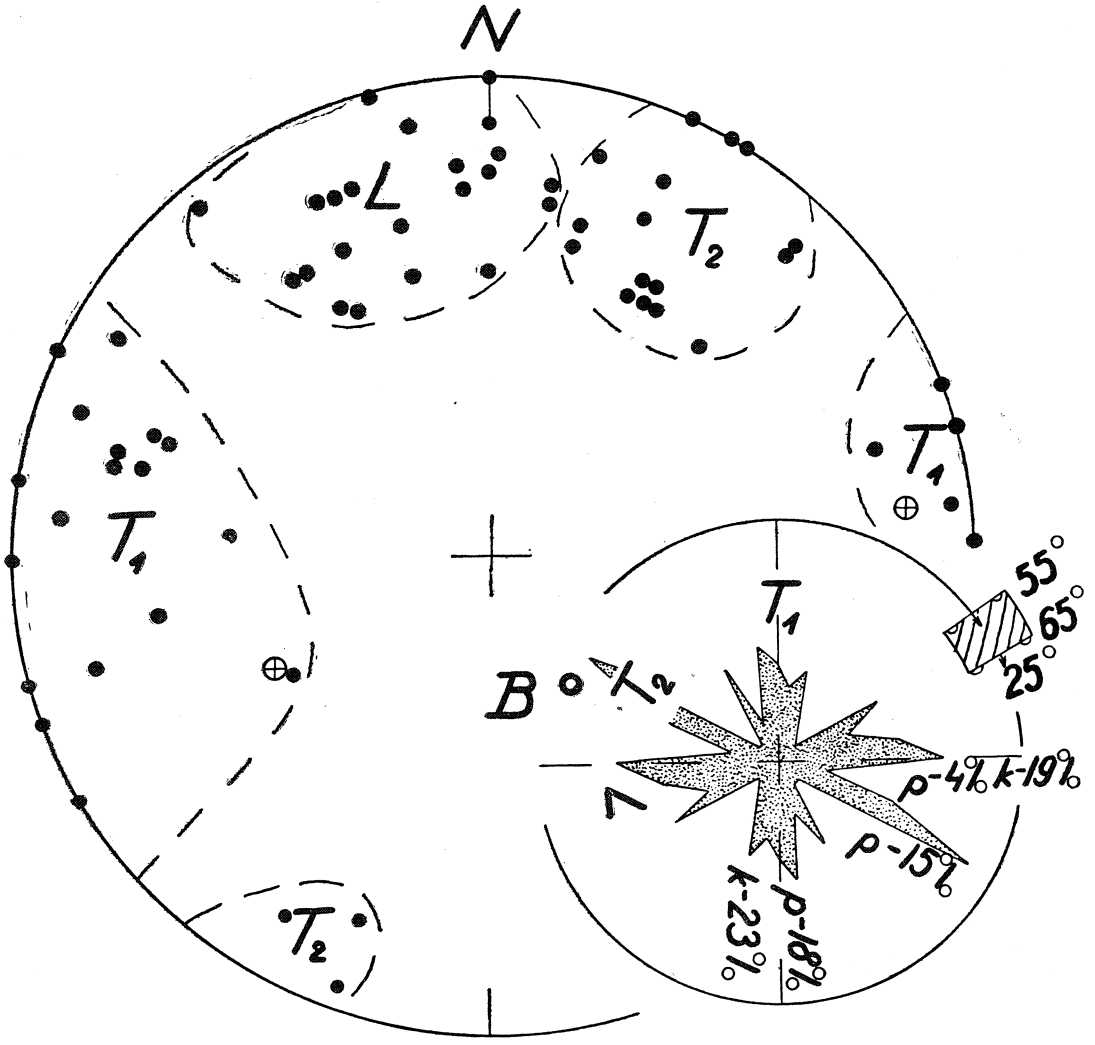


Fig. 14. Warstwy inoceramowe, Koninka, odwrócone skrzydło siodła. Duże koło: pomiary w przekroju strumienia; małe koło: róża spękań w przekroju i sąsiedztwie. Objaśnienia znaków — zob. fig. 2, 4 i 8

Fig. 14. Upper Cretaceous flysch, Koninka, inverted limb of the anticline. Large circle: readings in the stream cross-section; small circle: readings in the area. Explanation of signs, see Fig. 2, 4, 8

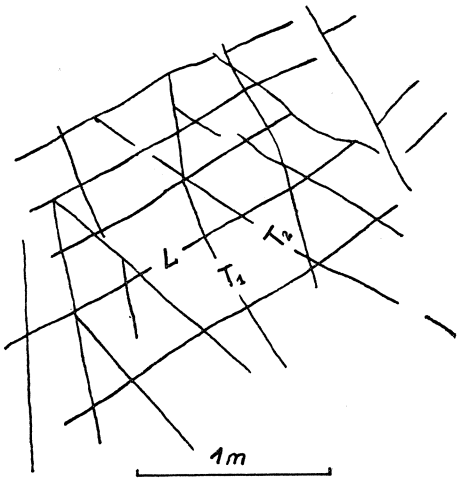


Fig. 15. Układ ciosowy, powierzchnia piaskowca, warstwy inoceramowe, Koninka. Objaśnienia znaków — zob. fig. 2

Fig. 15. Joint pattern, sandstone bed, lower surface, Koninka. Explanation of signs — see Fig. 2

uławicenia. Spękania podłużne i poprzeczne przecinają te ześlizgane powierzchnie, a więc są młodsze od deformacji.

W skrzydle normalnym układ spękań jest podobny (fig. 16), z tą różnicą, że spękania T_1 są jeszcze bardziej silnie rozwinięte w stosunku do T_2, które w wielu ławicach nie zaznaczają się. Być może, że w zespole T_1 mieszczą się spękania sprzężone o małym kącie. Niezbyt częste stru-

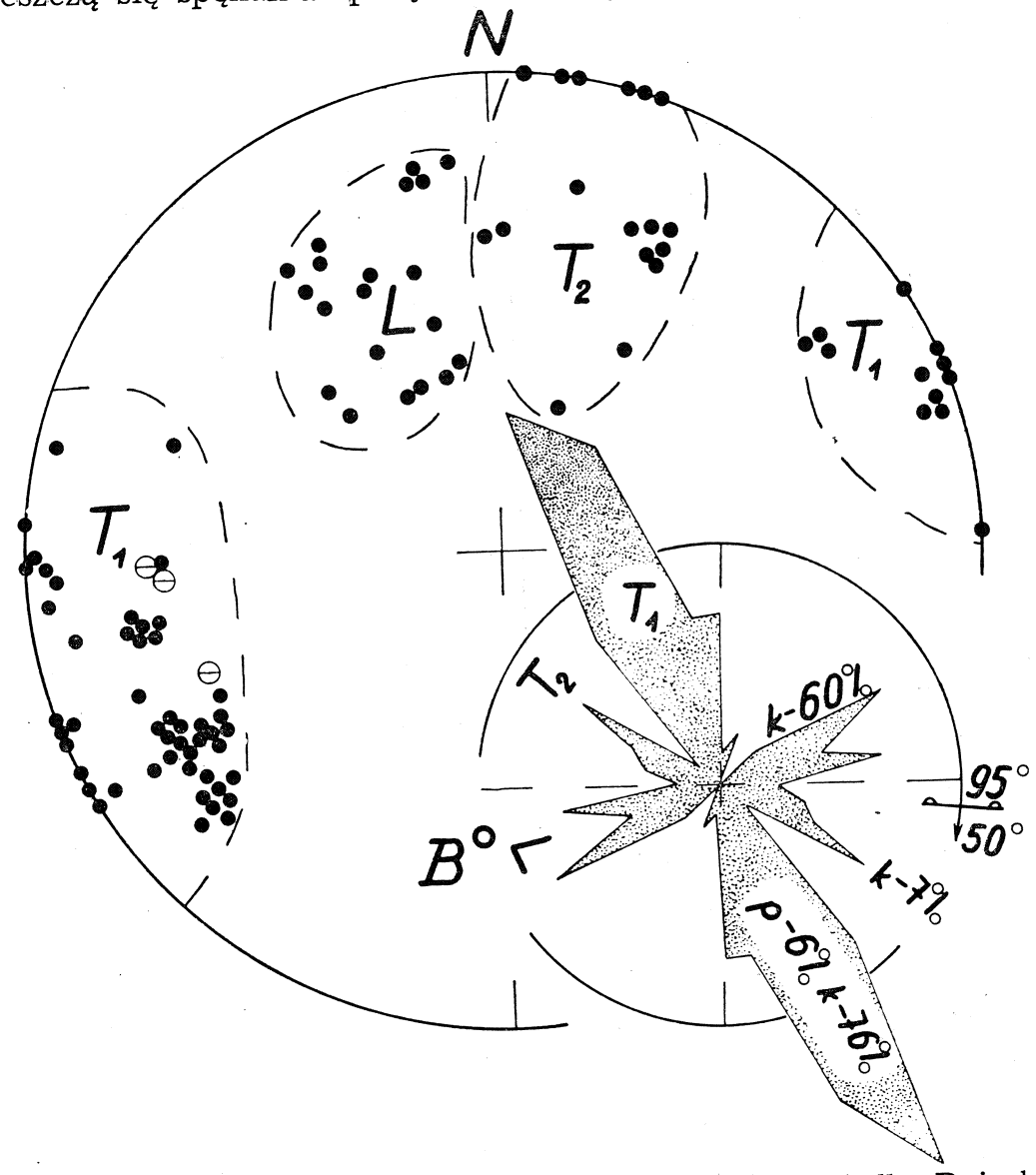


Fig. 16. Warstwy inoceramowe, Koninka, normalne skrzydło siodła. Duże koło: pomiary w przekroju strumienia; małe koło: róża spękań. Objaśnienia znaków — zob. ryc. 2, 4

Fig. 16. Upper Cretaceous flysch, Koninka, normal limb of the anticline. Explanation of signs — see Fig. 2

ktury pierzaste rozwidlają się ku S. Taki sam kierunek rozwidlania zaznacza się w skrzydle odwróconym. Może to być ważną wskazówką dla określenia czasu powstania spękań. Gdyby spękania były starsze od czasu powstania siodła, w skrzydle odwróconym powinny być kierunki rozwidlenia przeciwne. Jeśli kierunki rozwidlenia są takie same, należy przypuszczać, że spękania powstały po utworzeniu się siodła. Niestety, w omawianym przypadku spękań ze strukturami pierzastymi jest bardzo mało, poza tym nie można mieć pewności, że są to te same ławice ze spękaniami pierzastymi, które w obu skrzydłach siodła okazują ten sam

kierunek rozwidlenia. Zwrócić jeszcze należy uwagę na to, że spękania pierzaste mogą mieć w sąsiednich ławicach przeciwne kierunki rozwidlenia (fig. 26). Z drugiej strony przypuszczenie, że spękania poprzeczne powstały po utworzeniu się fałdu, może być poparte tym, że kierunki spękań poprzecznych w obu skrzydłach są bardzo zbliżone, mimo znacznej różnicy w biegu warstw.

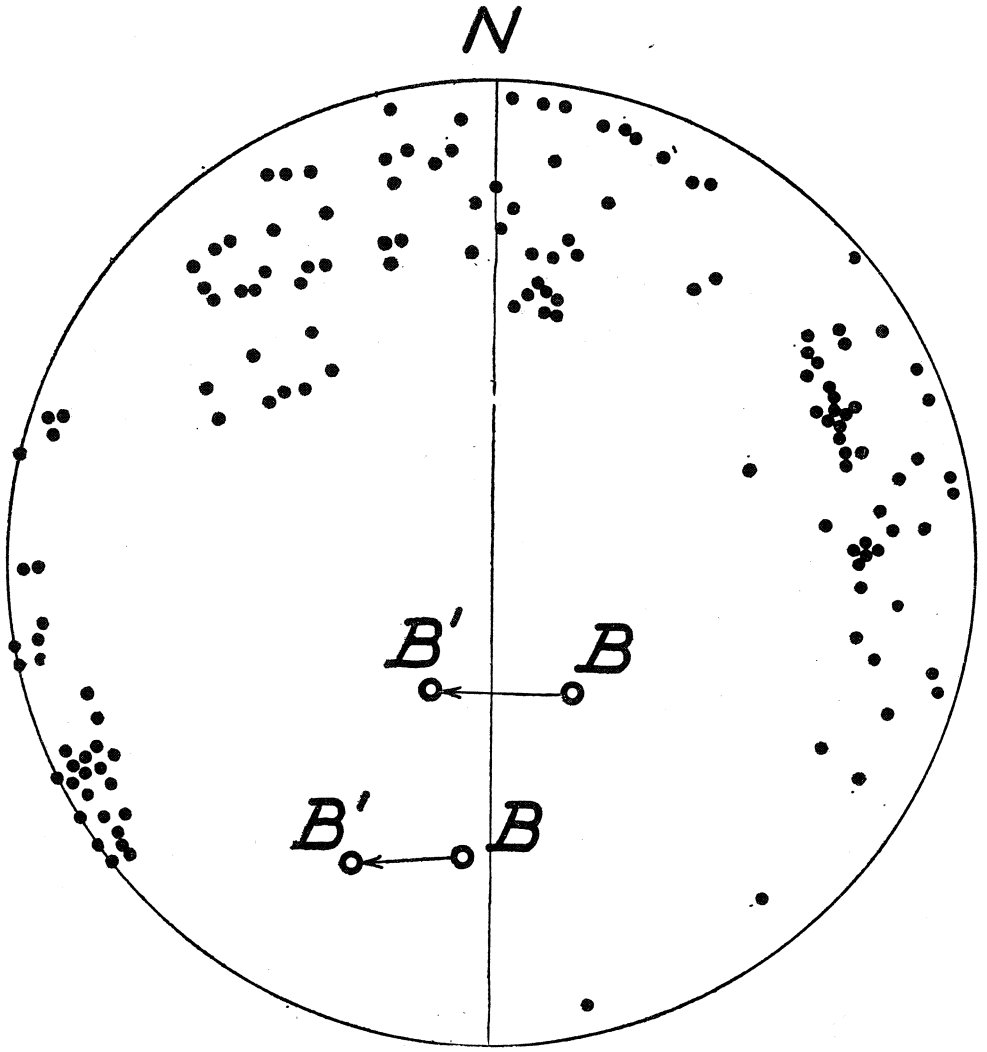


Fig. 17. Projekcja układu spękań w obu skrzydłach siodła w Konince po obrocie wokół osi N-S o 25° ku W

Fig. 17. Equal-area projection of the joint system in both limbs of the anticline at Koninka rotated 25° westwards along N-S axis

Żyły kalcytu są częstsze, chociaż nie grubsze, w zespole T_1, co mogłoby wskazywać, że ten zespół spękań jest starszy. W jednym jednak przypadku stwierdzono, że żyła kalcytowa spękania poprzecznego przecina żyłę spękania podłużnego. Lustra skalne spękań poprzecznych są pokryte nie zlustrowanym kalcytem.

Ponieważ obrót w poziome ułożenie warstw zmniejszy ilość spękań pionowo lub prawie pionowo ustawionych, można sądzić, że spękania powstawały, gdy warstwy były już wyruszone z poziomego położenia. Charakterystyczne jest to, że przeważa obecnie pochył spękań ku W. Ponieważ oś siodła zanurza się ku W, należałoby oczekiwać przeważającego pochyłu spękań poprzecznych ku E. Przez obrót wokół osi N-S o 25° ku W (przeciwnie do ruchu wskazówek zegara) uzyska się obraz (fig. 17), w którym będzie bardzo dużo spękań pionowych lub bardzo

stromych i zaznaczy się równocześnie pochył ku E. Być może, że tak były ułożone spękania w czasie ich powstania, a późniejsze przechylenie ku E doprowadziło do obecnego obrazu.

IX. Warstwy inoceramowe (senon), siodło między Zawoją a Grzechynią. Warstwy inoceramowe, odsłonięte

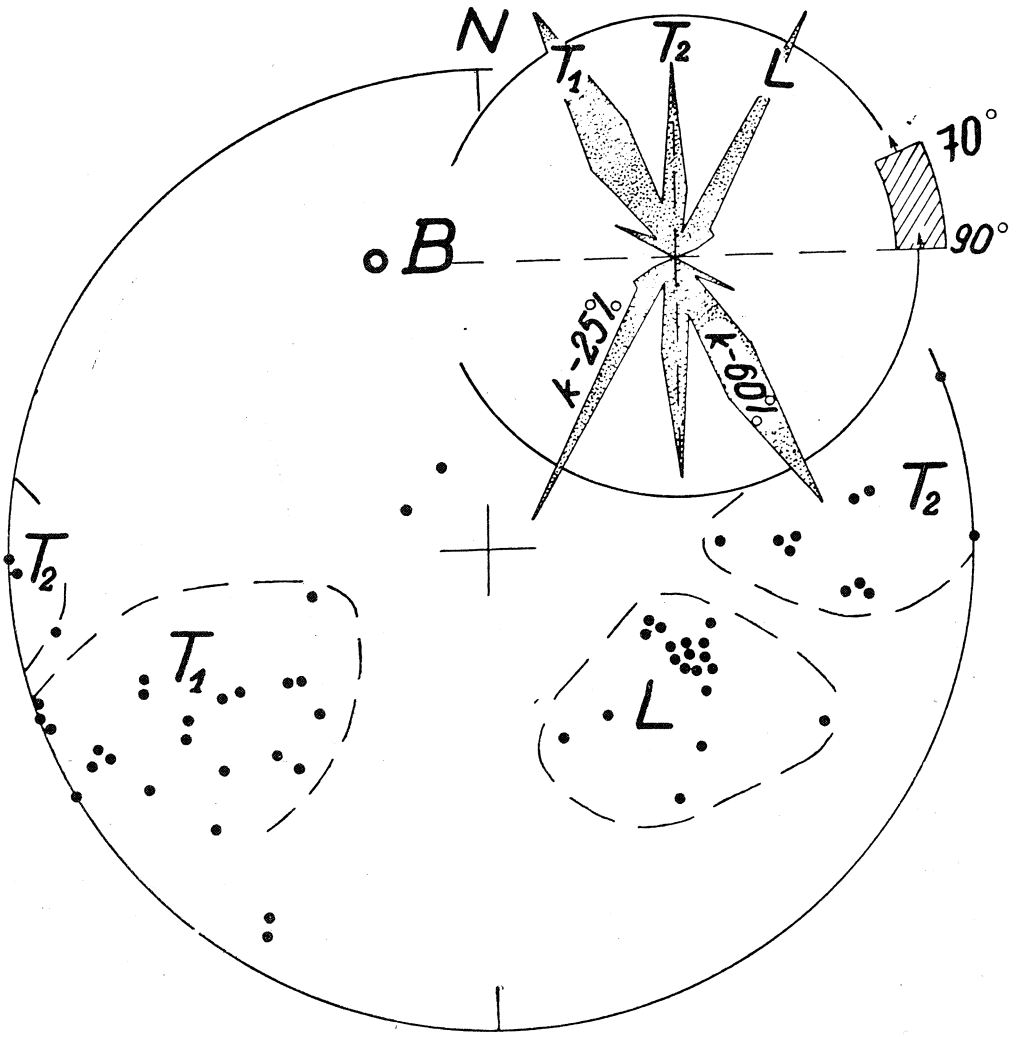


Fig. 18. Warstwy inoceramowe między Grzechynią a Zawoją, układ ciosowy. Duże koło: spękania w potoku Końskie; małe koło: róża spękań. Objaśnienia — zob. fig. 2 i 4

Fig. 18. Upper Cretaceous flysch, the anticline between Grzechynia and Zawoja. Large circle: readings in the stream Końskie; rose diagram — readings in the area. Explanations — see Fig. 2 and 4

w przekroju potoku Końskie, są silnie zaburzone, biegi i upady są zmienne, a szczytowa część siodła obalona ku S. Zaburzenia te utrudniają zebranie większej ilości pomiarów dla tego samego biegu warstw. Wyróżnić można trzy zespoły spękań (fig. 18). Zespół z maksimum około 30° składa się ze spękań wyraźnych, ale przeważnie nierównych. Jest to zapewne zespół *L*, chociaż tworzy znaczny kąt z biegiem warstw. W zespołach o maksimach 150—160 i 180° spękania są równe, z nielicznymi wyjątkami. Tworzą one mały kąt i zapewne są to spękania sprzężone. Obecność takich spękań wynika nie tylko z zestawienia pomiarów, ale jest widoczna w poszczególnych ławicach (fig. 19). Zespół o kierunku około 150—160° składa się ze spękań wyraźniejszych, liczniejszych, częściej wypełnionych kalcytem niż zespół o kierunku 180°, w którym nie-

liczne żyły kalcytowe są cieńsze. Mało spękań poprzecznych jest pionowo ustawionych. Przeważający pochył ku W może być związany z zanurzaniem się osi siodła, dość gwałtownym, ku E. Nasuwa się więc znowu przypuszczenie, podobnie jak w wielu innych poprzednio omówionych przypadkach, że warstwy uległy spękaniu po wyruszeniu z poziomego położenia.

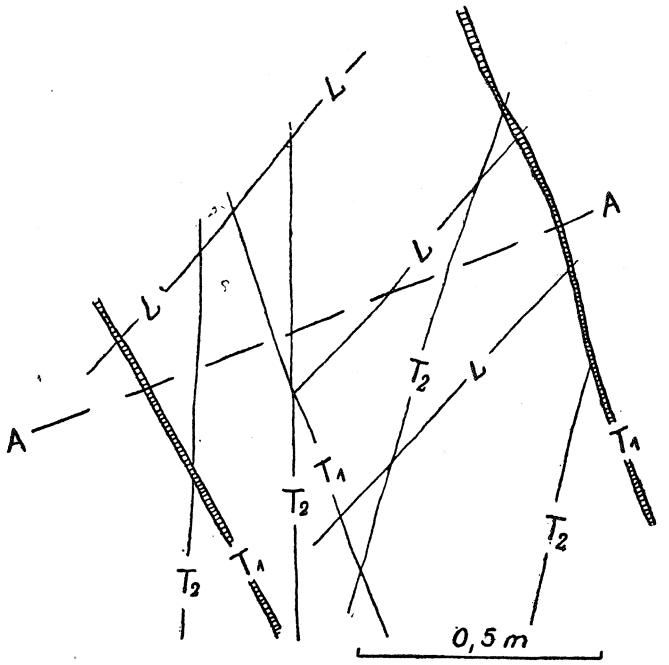


Fig. 19. Układ ciosowy, powierzchnia piaskowca, warstwy inoceramowe, pot. Końskie. Spękania wypełnione kalcytem zaznaczone kreskowaniem. Inne znaki — zob. fig. 2
Fig. 19. Joint pattern, sandstone bed, lower surface, Upper Cretaceous flysch, Końskie. Joints filled with calcite are marked. Explanation of signs — see Fig. 2

Piaskowce warstw inoceramowych, podobnie jak gdzie indziej, są pocięte siecią licznych drobnych spękań, najczęściej zalepionych kalcytem („strzałka"). Układ tych spękań jest na ogół zbliżony do spękań ciosowych, a różnice zaznaczają się głównie w bardzo małych odstępach między spękaniami, wynoszących kilka centymetrów, a nieraz kilka milimetrów. Ponadto zaznaczają się nieraz kierunki, nie mające odpowiedników w spękaniach ciosowych, oraz widoczna jest większa dyspersja kierunków.

X. Piaskowiec ciężkowicki (dolny eocen), Skawce. Duże odsłonięcie nad Skawą pozwala na zebranie wielu pomiarów, ale bieg warstw, położonych w pobliżu linii nasunięcia magurskiego, jest zmienny i trudno jest zestawić większą ilość pomiarów dla jednego kierunku biegu. Pomiary wykonane w kilku ławicach o biegach 40—50° przedstawiono na fig. 20. W innych ławicach układ spękań jest dość podobny, lecz kierunki nieco różne.

W zespole *L* (dla którego ze względu na ułożenie warstw nie można było uzyskać więcej pomiarów) powierzchnie spękań są nieregularne, nierówne, a znaczna ich część jest zlustrowana. Lustra są skalne, w większości prostopadłe do uławicenia. Pewna ilość spękań jest wypełniona nie zlustrowanym kalcytem.

Spękania poprzeczne okazują znaczny rozrzut kierunków w granicach 105—190°, jednakowoż dwa maksima się zaznaczają, około 170—180° oraz 125—130°. Dlatego można by sądzić, że mamy tu do czynienia z ciosami

sprzężonymi, o kącie 50—55°. W niektórych ławicach istotnie obserwuje się współistnienie obu tych kierunków, częściej jednak w poszczególnych ławicach występują spękania bądź jednego, bądź drugiego kierunku. W każdym razie spękania tych dwóch kierunków okazują cechy spękań ścinających, ich powierzchnie są równe i często są równolegle lub skośnie (10—40°) względem uławicenia zlustrowane. Poprzeczne stopnie są też

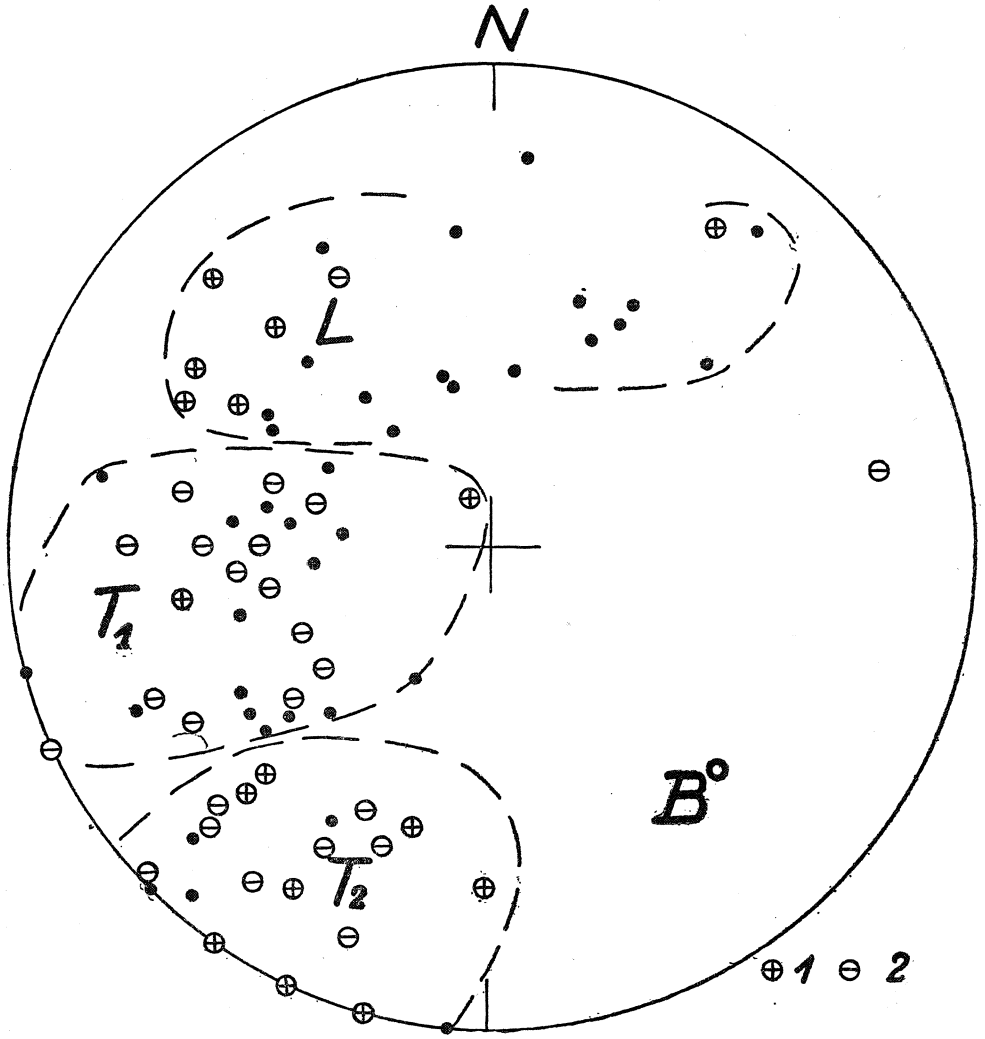


Fig. 20. Piaskowiec ciężkowicki, Skawce; układ ciosowy. 1 — spękania zlustrowane poprzecznie do uławicenia; 2 — spękania zlustrowane równolegle do uławicenia
Fig. 20. Lower Eocene sandstone, Skawce. 1 — joints slickensided at right angle to bedding; 2 — joints slickensided parallel to bedding

dość częste na tych powierzchniach. Pewna ilość spękań poprzecznych jest jednak nierównych. Są też zlustrowania prostopadłe do uławicenia. Lustra są głównie skalne, rzadziej kalcytowe. Niektóre lustra są pokryte kalcytem nie zlustrowanym, który występuje też w spękaniach nie zlustrowanych. Można więc przypuszczać, że wypełnianie kalcytem spękań poprzecznych następowało dwukrotnie; kalcyt starszy został zlustrowany, młodszy — nie.

Przypuszczalnie po utworzeniu się spękań poprzecznych, których część została zlustrowana, nastąpiło wypełnianie szczelin kalcytem. Następne ruchy odmłodziły szczeliny i wytworzyły lustra kalcytowe. Dalszym etapem było wypełnianie szczelin kalcytem, który już nie uległ zlustrowaniu. Ponieważ w zespole podłużnym żyły kalcytu nie są zlustrowane, należy przypuszczać, że kalcyt tych spękań tworzył się w tym samym czasie,

co nie zlustrowany kalcyt szczelin poprzecznych, a starszego kalcytu w tych spękaniach nie ma. Jest więc możliwe, że szczeliny podłużne w czasie tworzenia się pierwszej generacji kalcytu w szczelinach poprzecznych jeszcze nie istniały.

Niektóre powierzchnie o zlustrowaniu równoległym do uławicenia są ścięte skośnie powierzchniami z rysami prostopadłymi lub skośnymi, albo też są silnie wygięte. To też wskazuje, że po utworzeniu się spękań poprzecznych nastąpiły jakieś ruchy.

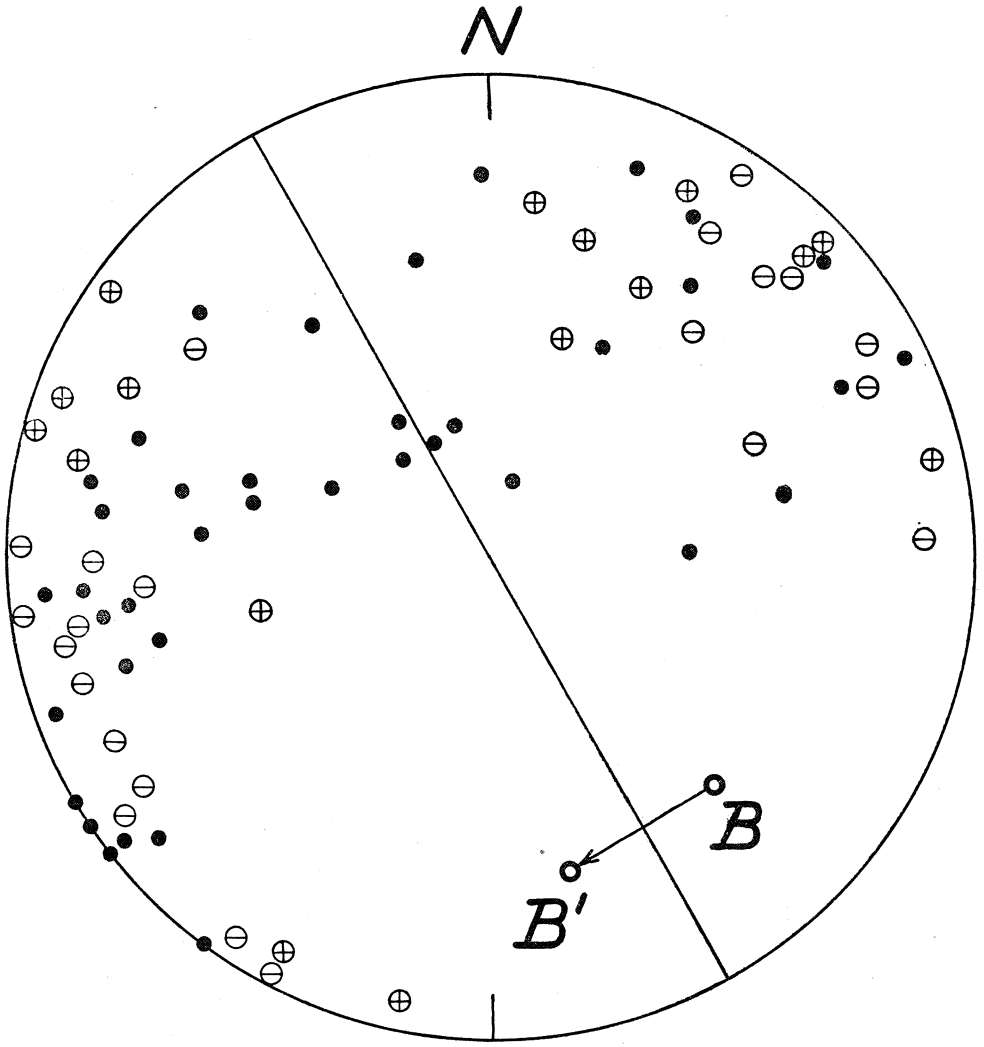


Fig. 21. Projekcja układu spękań w piaskowcu ciężkowickim w Skawcach po obrocie o 40° ku W wokół osi o kierunku 150°

Fig. 21. Equal-area projection of the joint system in the Lower Eocene sandstone at Skawce rotated along 40° westwards the axis striking 150°

Spękania poprzeczne w ogromnej przewadze okazują upad ku SW i W, a kąty pochyłu są stosunkowo niewielkie. Uderza też to, że bardzo wiele spękań nawet w przybliżeniu nie jest prostopadłych do powierzchni ławic. Aby uzyskać większą ilość spękań ustawionych stromo, należy wykonać obrót względem osi prostopadłej do biegu warstw o kąt 40° ku W (przeciwnie do ruchu wskazówek zegara). Tak duży obrót zmieni poważnie ułożenie warstw i stosunek spękań do biegu warstw (fig. 21). Wtedy znaczna część spękań biegnących skośnie względem biegu (zespół T_2 w znacznej części) ułoży się subparalelnie do biegu. Trudno jest powiedzieć, czy warstwy uległy tak dużemu przechyleniu. Obraz układu spękań jest tutaj w każdym razie odbiegający od przeważającej ilości

układów spękań i stanowi zjawisko wyjątkowe, choćby ze względu na dużą ilość luster tektonicznych. Być może, że jest to oddźwiękiem zaburzeń tektonicznych związanych z istnieniem poprzecznego uskoku na linii Skawy albo z położeniem warstw blisko spągu płaszczowiny magurskiej. Być może, że te czynniki i pewien przechył warstw ku W po utworzeniu się spękań wytworzyły szczególny układ ciosowy.

XI. Warstwy hieroglifowe (eocen środkowy), Zawoja, potok Końskie. Warstwy występują tu w południowym,

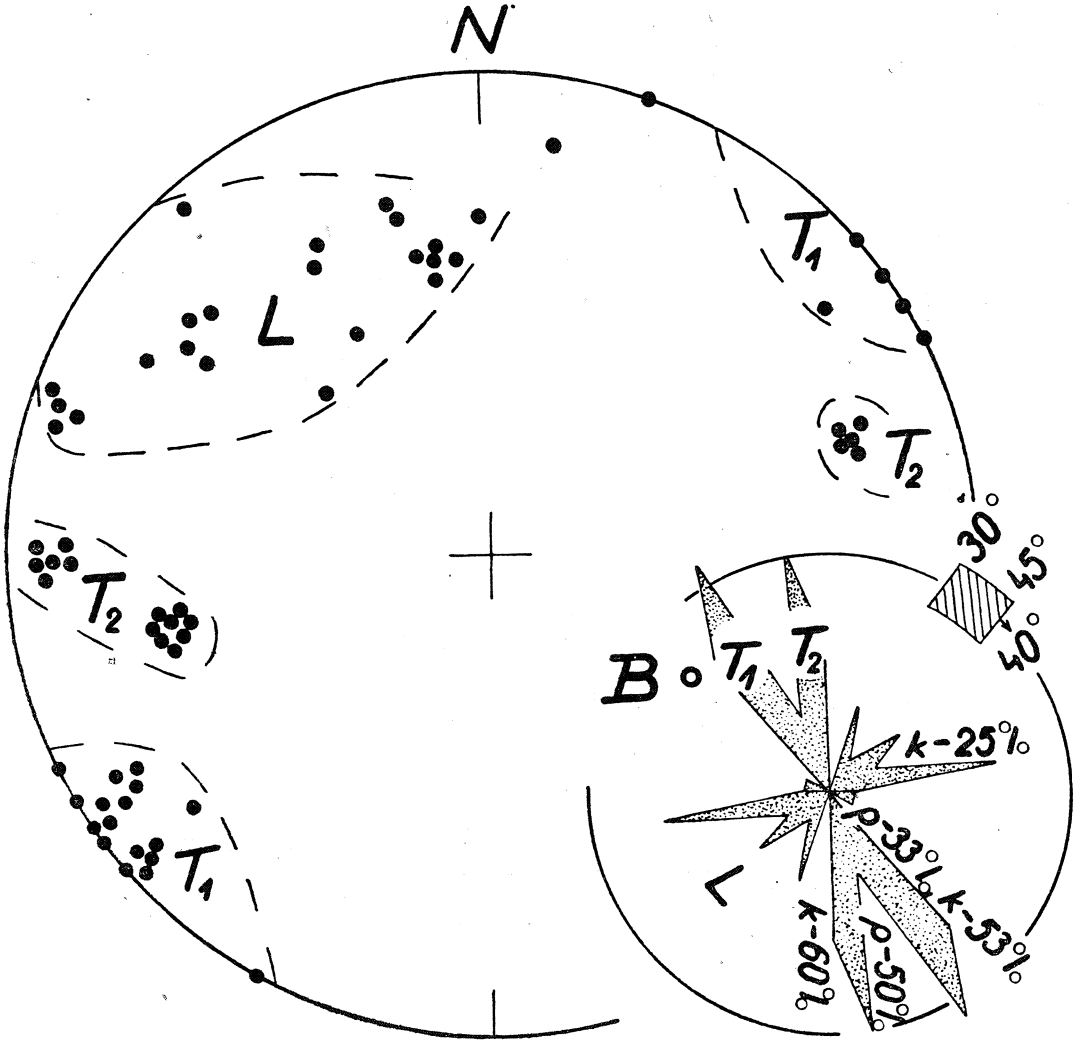


Fig. 22. Warstwy hieroglifowe, Końskie, układ ciosowy. Duże koło: układ spękań w kilku ławicach o tym samym biegu; róża spękań w wielu ławicach o zbliżonym biegu. Objaśnienia znaków — zob. fig. 2 i 4

Fig. 22. Middle Eocene beds, stream Końskie. Large circle, readings in a few beds of the same strike; rose diagram: readings in several beds of similar strike. Explanations — see Fig. 2 and 4

stromo ustawionym skrzydle antykliny, w której jądrze występują warstwy inoceramowe (por. punkt IX). Cienkoławicowe piaskowce są gęsto pocięte spękaniami. Na podstawie pomiarów można wyróżnić w tych warstwach dwa typy układów. W jednym wyróżniają się spękania podłużne *L* i układ sprzężony spękań poprzecznych o małym kącie (fig. 22). W drugim typie (fig. 23, diagram punktowy) układ składa się ze spękań *L* i jednego zespołu spękań poprzecznych. Niekiedy zaznacza się obecność zespołu spękań, tworzących większy kąt z głównym kierunkiem spękań poprzecznych (fig. 23, róża spękań), co do którego nie ma pewności, czy

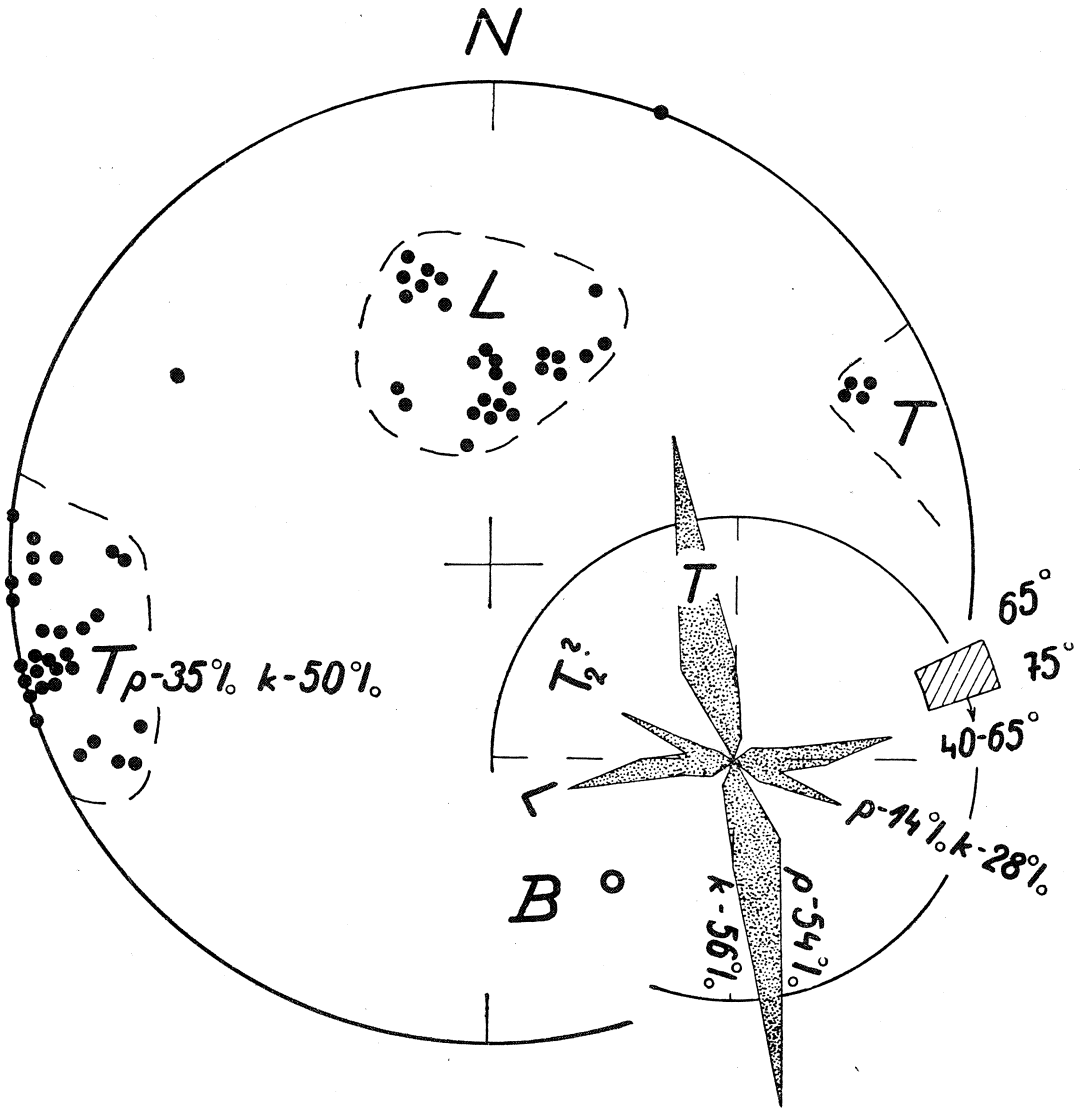


Fig. 23. Warstwy hieroglifowe, potok Końskie. Układ ciosowy w warstwach o innym biegu niż na fig. 22

Fig. 23. Middle Eocene beds, stream Końskie. Joint system in beds with different strike than that in Fig. 22

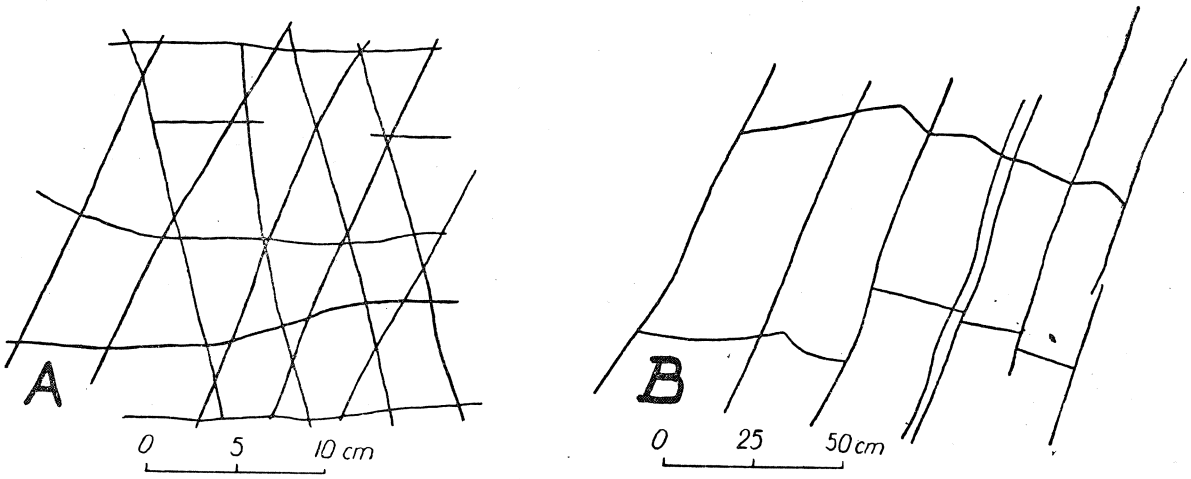


Fig. 24. Układy ciosowe w warstwach hieroglifowych i podmagurskich

Fig. 24. Joint patterns in the Middle and Upper Eocene beds

tworzy on z zespołem poprzecznym głównym układ sprzężony. W pierwszym typie układu piaskowce pocięte spękaniami rozpadają się na romboedry lub romboidalne wielościany (fig. 24 A), w drugim na prostopadłościany o dwóch ścianach dłuższych płaskich (często z figurami pierzastymi) i dwóch ścianach nierównych (utworzonych przez spękania podłużne). Struktury pierzaste na spękaniach poprzecznych są częste; najczęściej rozwidlają się one ku S i SE. Odstępy między spękaniami podłużnymi dla ławic o grubości 10 cm (najczęstsza grubość) wynoszą 15 do 20 cm, między spękaniami poprzecznymi przeciętnie 10 cm.

Spękania poprzeczne są pionowe lub okazują stromy pochył ku W. Przypuszczalnie pochył ten wiąże się z zanurzaniem się osi antykliny ku E .W każdym razie w tym miejscu nie ma podstaw do przyjmowania zmiany upadu spękań ciosowych po ich utworzeniu się.

Warstwy hieroglifowe leżą na piaskowcu pasierbieckim. W południowym skrzydle tego samego siodła zaznacza się w nich podobny układ ciosowy. Przy biegu warstw 50—75° spękania podłużne mają kierunki 70—80°, poprzeczne w granicach 165—195°, przypuszczalnie sprzężone, z maksimami około 165° i około 180°.

XII. Warstwy podmagurskie, potok Końskie między Grzechynią a Zawoją. Cios poprzeczny jest doskonale rozwinięty, spękania są równe i prostolinijne, bardzo często ze strukturami pierzastymi, które w warstwach podmagurskich obszaru Babiej Góry są szczególnie liczne (Książkiewicz, 1966, str. 44). Kierunki ciosu poprzecznego, ogólnie biorąc dość zmienne ze względu na zmienne biegi warstw wypełniających wąską synklinę, wykazują często dwa maksima (fig. 25, róża spękań). Kąt między krzyżującymi się spękaniami jest nieduży. Dzięki obecności tych spękań cienkie ławice piaskowców rozpadają się na wielościany, których dolne i górne powierzchnie mają kształt rombów, deltoidów lub trójkątów (fig. 24 A). W wielu ławicach krzyżujące się spękania nie zaznaczają się, a spękania poprzeczne są dość dokładnie równoległe (fig. 24 B). Spękania podłużne są najczęściej nierówne. Kalcyt częsty na spękaniach poprzecznych (niekiedy zlustrowany) jest rzadszy w ciosie podłużnym, w którym żyły są cieńsze. W niektórych ławicach zaznaczają się też spękania o kierunku SW-NE, o powierzchniach dość równych (fig. 25, diagram punktowy). Być może, że są to spękania diagonalne, chociaż jest też możliwe, że są to spękania należące do zespołu tworzącego układ sprzężony z głównym kierunkiem spękań poprzecznych, rozwinięty tylko w niektórych ławicach.

Struktury pierzaste rozwidlają się najczęściej ku S, ale nawet w sąsiadujących ze sobą ławicach kierunek rozwidlania może być różny (fig. 26). Wydaje się, że w cienkoławicowych piaskowcach pióra rozwidlają się najczęściej ku S, w grubszych ławicach ku N.

Odstępy między spękaniami poprzecznymi są niemal zawsze mniejsze niż między spękaniami podłużnymi, np. w ławicy o grubości 10 cm odstępy w ciosie poprzecznym wynoszą 5, 6, 8, 15 cm, odstępy w ciosie podłużnym 10—15 cm. W ławicy o grubości 60 cm odstępy w zespole poprzecznym wyraźniejszym (T_1) wynoszą 5—15 cm, w ciosie poprzecznym podrzędnym (T_2) — 10—25 cm, w zespole podłużnym 40—50 cm.

Upad spękań poprzecznych jest stromy, głównie ku W, co zapewne jest związane z pochyłem osi synkliny ku E.

XIII. Warstwy podmagurskie (górny eocen), Harbutowice. Warstwy leżą tu w pobliżu spągu płaszczowiny magurskiej.

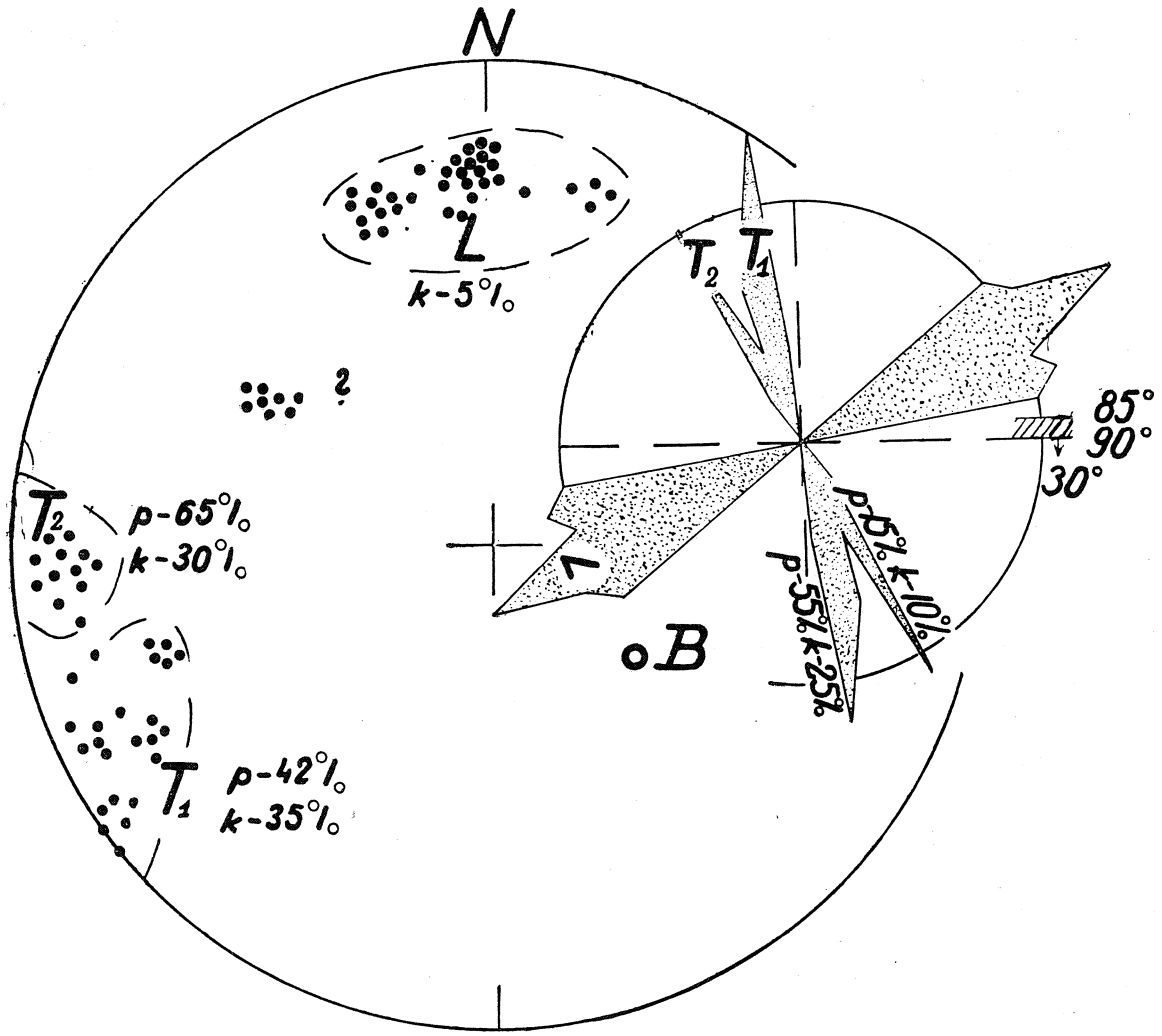


Fig. 25. Warstwy podmagurskie, potok Końskie. Duże koło: pomiary w jednym odsłonięciu; róża spękań: pomiary w różnych miejscach w ławicach o podobnym biegu. Objaśnienia znaków — zob. fig. 2, 4

Fig. 25. Upper Eocene flysch, stream Końskie. Large circle: readings in one outcrop; rose diagram: readings in various beds with similar strike: Explanation of signs — see Fig. 2, 4

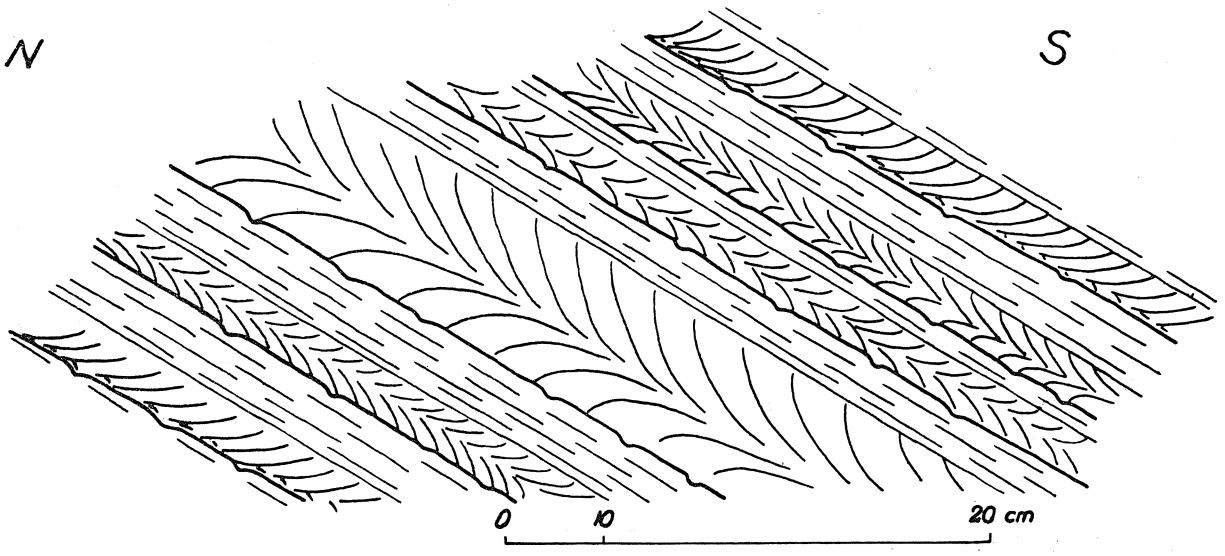


Fig. 26. Spękania pierzaste w piaskowcach warstw podmagurskich, potok Końskie

Fig. 26. Plumose fractures in the Upper Eocene flysch, stream Końskie

Ponieważ piaskowce są gruboławicowe, spękania ciosowe występują w dużych odstępach. Rozwinięte są tu spękania podłużne o nierównych powierzchniach i dwa zespoły spękań poprzecznych, o równych, nieraz gładkich i zlustrowanych powierzchniach. Kąt układu sprzężonego wynosi 25—45° (fig. 27). Dość znaczny pochył spękań poprzecznych ku W zdaje się wskazywać na możliwość, że po utworzeniu się spękań warstwy zostały przechylone ku E.

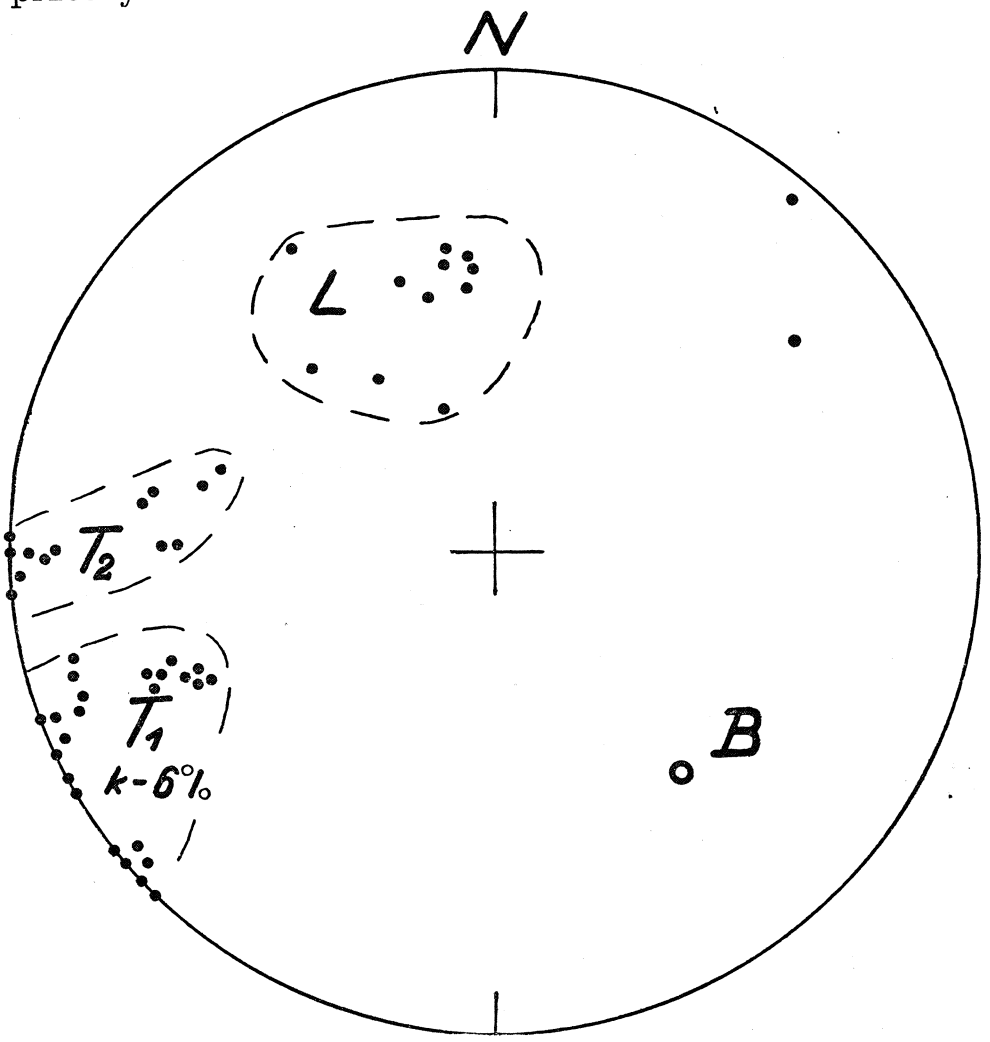


Fig. 27. Warstwy podmagurskie, Harbutowice, układ spękań. Objaśnienia — zob. fig. 2 i 4

Fig. 27. Upper Eocene flysch. Harbutowice. Explanation — see Fig. 2 and 4

XIV. Margle łąckie (eocen środkowy), Sidzina koło Jordanowa. Jako przykład spękań w tym ogniwie podane są wyniki pomiarów na przysiółku Czopowa, gdzie warstwy łąckie występują w skrzydle niewielkiego a wąskiego siodła. Pomiary wykonano zarówno w piaskowcach tworzących nieliczne wkładki, jak też i w marglach.

W piaskowcach (fig. 28) spękania podłużne są nierówne, często nieciągłe, poprzeczne natomiast zawsze prostolinijne, równe i ciągłe, często ze strukturami pierzastymi i grubym kalcytem. Mała ilość pomiarów nie pozwala na stwierdzenie, czy jest tu rozwinięty układ sprzężony, w każdym razie nie zaznacza się obecność jego w odsłonięciach. Odstępy w ciosie poprzecznym (5 do 50 cm w ławicy o grubości 120 cm) są wyraźnie mniejsze niż w ciosie podłużnym (10 do 120 cm przy takiej samej grubości).

Układ spękań w przylegających do piaskowców marglach (fig. 29) składa się z trzech zespołów. Zespół podłużny składa się ze spękań na ogół słabo rozwiniętych, nieciągłych, o powierzchniach z licznymi zaokrąglonymi wypukłościami i zagłębieniami, chociaż margle nie okazują tendencji do konkrecyjności. Silnie rozwinięte są spękania o kierunku 120—145° oraz znacznie słabiej o kierunku około 180°, w wielu miejscach nieobecne. W pierwszym zespole spękania o kierunku 145—150° są wyraźne, ciągłe i wypełnione często kalcytem, natomiast pozostałe spękania (120—140°) są mniej ciągłe i wygasające na kontakcie ze spękaniami

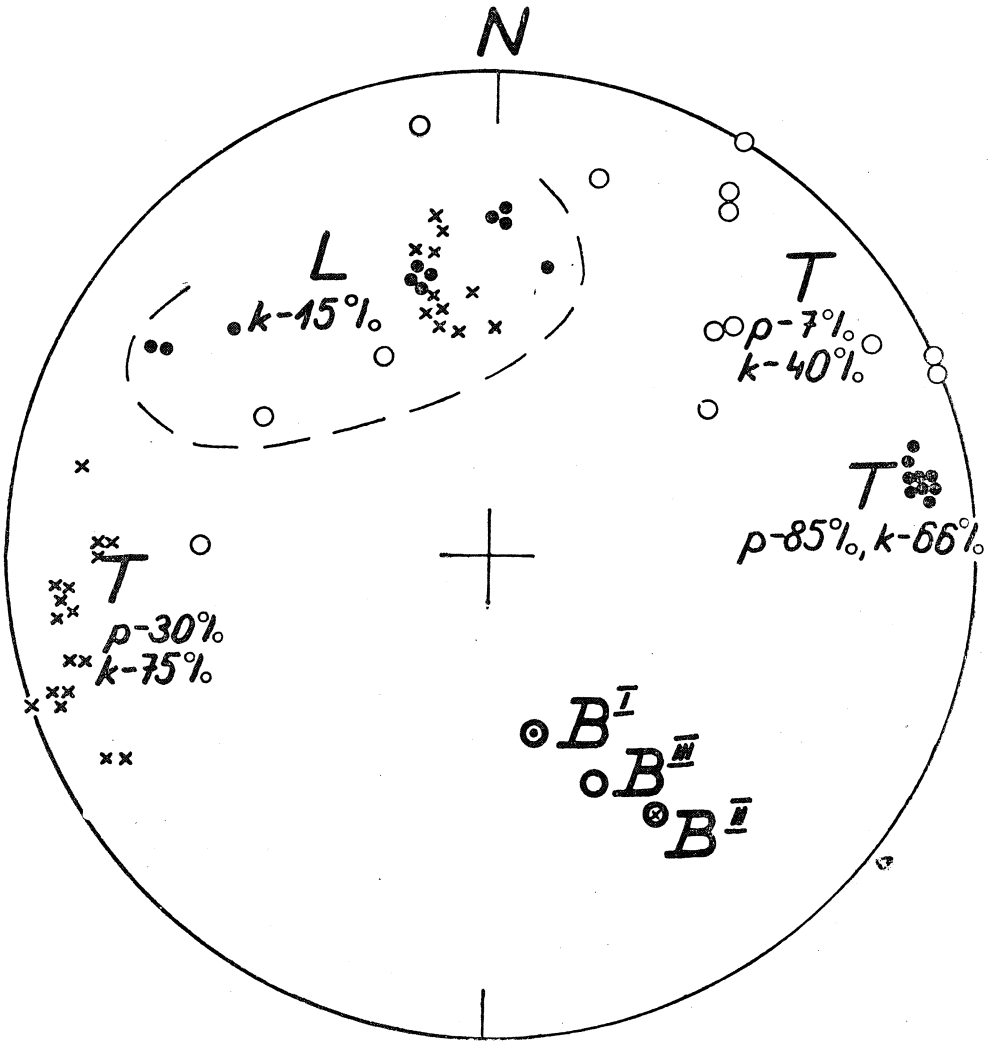


Fig. 28. Margle łąckie, Sidzina. Spękania w trzech ławicach piaskowca. Objaśnienia — zob. fig. 2 i 4

Fig. 28. Middle Eocene marly flysch, Sidzina. Joints in three sandy intercalations. Explanation — see Fig. 2 and 4

głównymi (fig. 30). Nasuwa się więc podejrzenie, że mamy tutaj układ sprzężonych spękań, z których jedne, jak to zwykle bywa, są silniej zaznaczone. Przeważający pochył spękań poprzecznych ku E zapewne łączy się z zanurzaniem się osi siodła ku W.

Spękania w marglach łąckich są zazwyczaj doskonale rozwinięte. Prawie zawsze cios poprzeczny jest silnie rozwinięty, spękania tego zespołu są ostre, prostolinijne, niekiedy z figurami pierzastymi, wypełnione kalcytem (czasem zlustrowanym), o odstępach niedużych. Cios podłużny jest znacznie mniej ciągły, o przebiegu nieregularnym (fig. 31), o nierównych powierzchniach, ale są przypadki, że powierzchnie spękań w obu

zespołach są jednakowo równe i gładkie. Zaznacza się to w bardziej twardych odmianach margli.

XV. Piaskowiec magurski (górny eocen), Bystra. W korycie Bystrzanki na przysiółku Telapkowa piaskowce magurskie (grubo- i cienkoławicowe) występują w jądrze siodła. Już na pierwszy rzut oka widać, że układ ciosowy jest skomplikowany (fig. 32). Niewielkie odsłonięcie pozwala na zebranie tylko niewielkiej ilości pomiarów, w przylegających odkrywkach o innym ułożeniu warstw układ ciosowy jest inny.

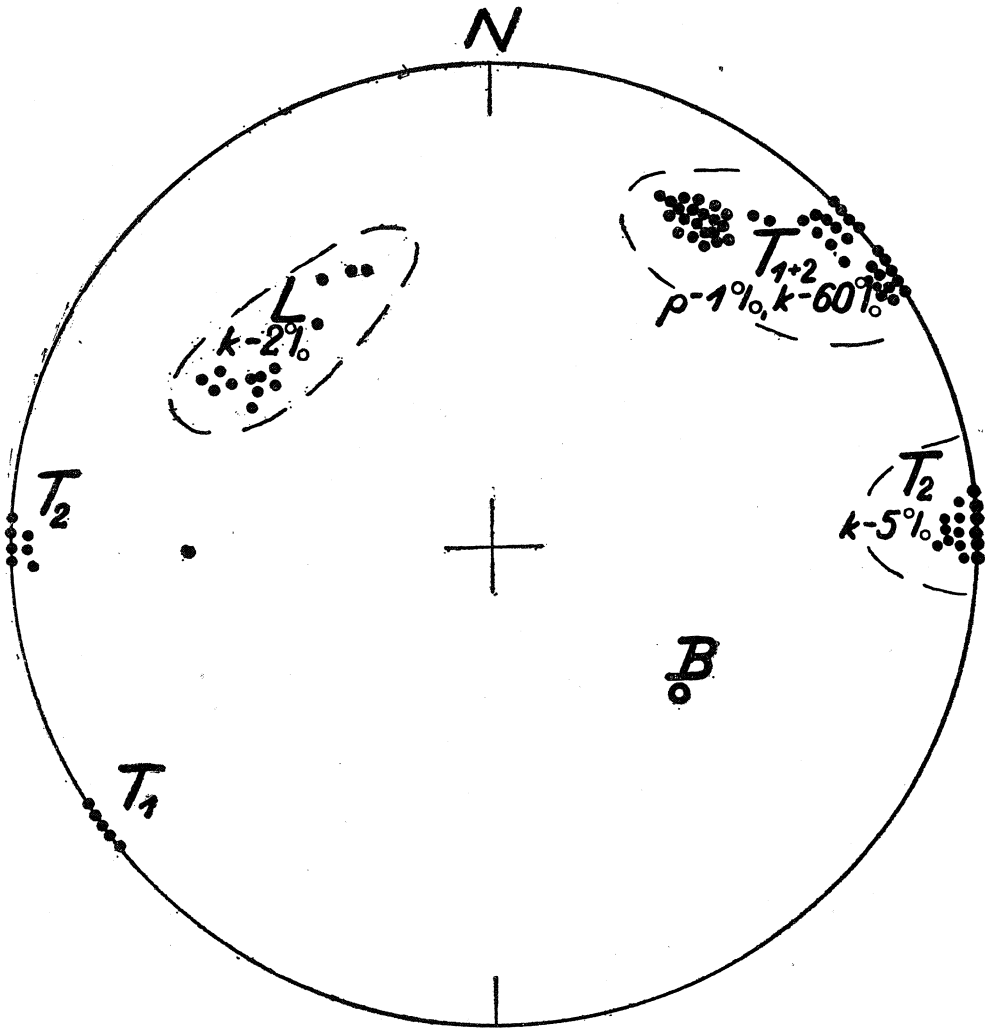


Fig. 29. Margle łąckie, Sidzina. Spękania w marglach. Objaśnienia — zob. fig. 2 i 4
Fig. 29. Middle Eocene marly flysch. Joints in marls, Sidzina. Explanation — see Fig. 2 and 4

Cios *L* w przybliżeniu równoległy do biegu warstw ma powierzchnie bądź równe, bądź nierówne. Niektóre powierzchnie równe są zlustrowane; rysy luster są skośne i tworzą kąt 40° z powierzchnią ławicy. Powierzchnia zlustrowana jest ścięta skośnie i pokryta zlustrowanym kalcytem. Rysy na lustrze kalcytowym tworzą kąt 20° z powierzchnią ławicy.

Powierzchnie ciosu poprzecznego są w większości równe, przy czym w zespole o maksimum około 135° prawie wszystkie powierzchnie są równe, w zespole z maksimum około 110° więcej niż połowa. Spękania poprzeczne są miejscami gęsto koło siebie ustawione. Kalcyt w spękaniach nie jest zlustrowany, natomiast w dwóch spękaniach o nieco innym

kierunku (165°) widoczne są lustra skalne o rysach równoległych do uławicenia, pokryte kalcytem w taki sam sposób zlustrowanym. Kilka spękań o kierunku 85—95° tworzy osobną grupę. Spękania te są nierówne i może należy je uznać za diagonalne.

Charakterystyczne dla odsłonięcia w Telapkowej jest występowanie spękań skośnych względem uławicenia, tworzących z powierzchnią ławicy kąt około 25° w kierunku osi antykliny. Ślad przecięcia się takiego spękania jest mniej więcej równoległy do biegu ławicy. Nie są to więc spę-

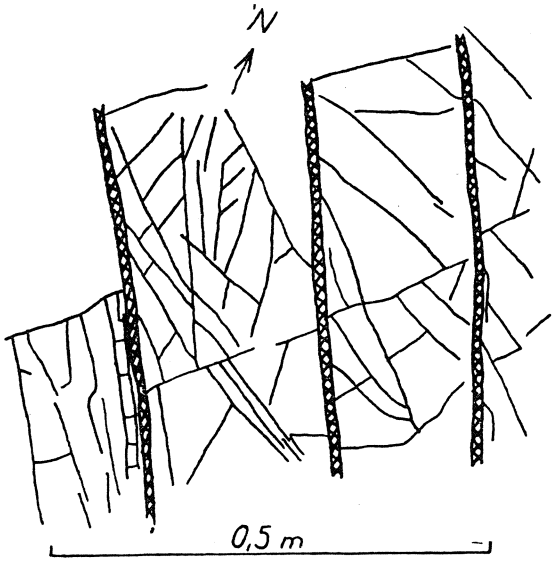


Fig. 30. Spękania w marglach, górna powierzchnia, Sidzina. Rozwinięte dwa układy poprzeczne, niektóre spękania poprzeczne wypełnione kalcytem

Fig. 30. Joint pattern, in marls, Sidzina. Conjugate sets developed. Some transverse joints filled with calcite

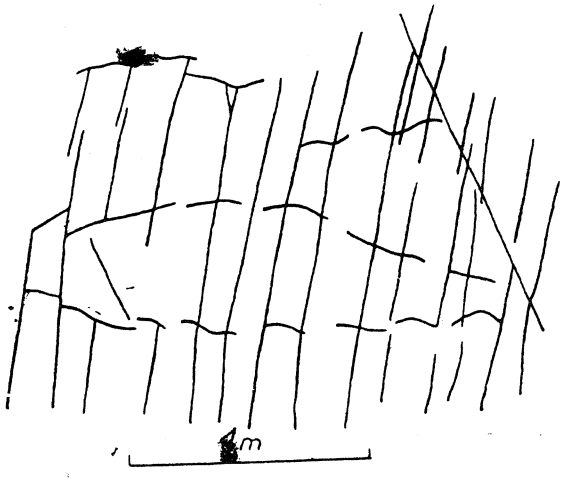


Fig. 31. Spękania w marglach, górna powierzchnia, Sidzina. Tylko jeden układ spękań poprzecznych rozwinięty

Fig. 31. Joint pattern in marls. Only one set of transverse joints developed

kania równoległe do powierzchni ławicy, stanowiące oddzielność (*parting*) i można je uznać za cios pokładowy. Od „axial-trace-fracture" Hancocka (1964) różnią się tym, że w kierunku osi siodła kąt ostry jest utworzony z dolną, a nie górną powierzchnią ławic. Odstępy między spękaniami w ławicy o grubości 150 cm zmniejszają się nieregularnie od spągu ku stropowi, wynosząc kolejno 30, 25, 20, 15, 10, 8, 10, 10, 15, 5,

12 cm. Na podstawie tych niewielkich odstępów można uznać cios pokładowy w tym odsłonięciu za formę pośrednią między ciosem a złupkowaceniem spękaniowym. Cios pokładowy, dobrze rozwinięty w gruboławicowych piaskowcach, jest nieobecny w cienkoławicowych piaskowcach i przedzielających je łupkach.

Odstępy w piaskowcach gruboławicowych są nieregularne, w ciosie poprzecznym (w granicach 20—120 cm) wyraźnie mniejsze niż w ciosie podłużnym (około 200 cm).

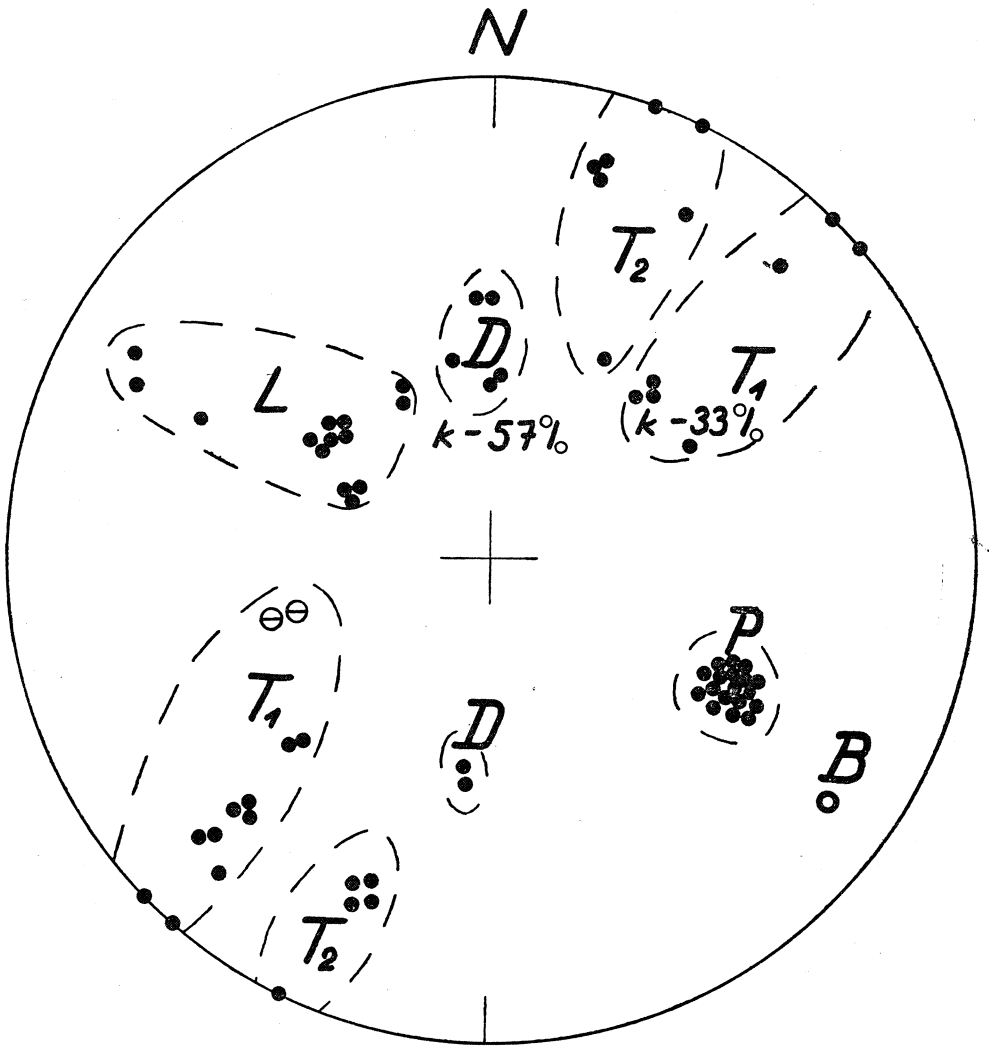


Fig. 32. Piaskowiec magurski w jądrze antykliny, Bystra. P — spękania pokładowe. Inne znaki — zob. fig. 2, 4 i 7

Fig. 32. Upper Eocene flysch in the core of an anticline. Bystra. P — bedding joints. Other signs — see Fig. 2, 4 and 7

Nachylenia spękań poprzecznych są zmienne, co zapewne wiąże się z tym, że odsłonięcie położone jest w szczytowej części siodła, którego oś w obie strony się obniża (por. przypadek IX).

XVI. Piaskowiec magurski w okolicy Babiej Góry. Odsłonięcie w Zawoi-Mozorne położone jest w pobliżu osi synkliny. Trzy zespoły (fig. 33) spękań ostro się odgraniczają. Ciosy podłużne okazują w ogromnej przewadze powierzchnie nierówne, przebieg nieciągły. Jeśli w tej grupie zaznaczają się powierzchnie bardziej równe, to zawsze związane to jest z bardzo drobnoziarnistymi i spoistymi ławicami. Bardzo licznie jest reprezentowany zespół spękań poprzecznych, prostolinijnych,

równych, często ze strukturami pierzastymi (rozwidlającymi się bądź ku S, bądź ku N), stopniami poprzecznymi i skośnymi. Spękania te mają kierunek 170—180°. Niewielka ilość spękań tego kierunku okazuje powierzchnie nierówne. Równolegle do spękań tego kierunku biegnie kilka uskoków grawitacyjnych, o stromym pochyle i niewielkim zrzucie. Oprócz spękań tego kierunku zaznacza się jeszcze zespół mniej licznych spękań o kierunku 100—110°, w większości prostolinijnych i równych, lecz częściowo też z powierzchniami nierównymi. Spękania tego kierunku zdają

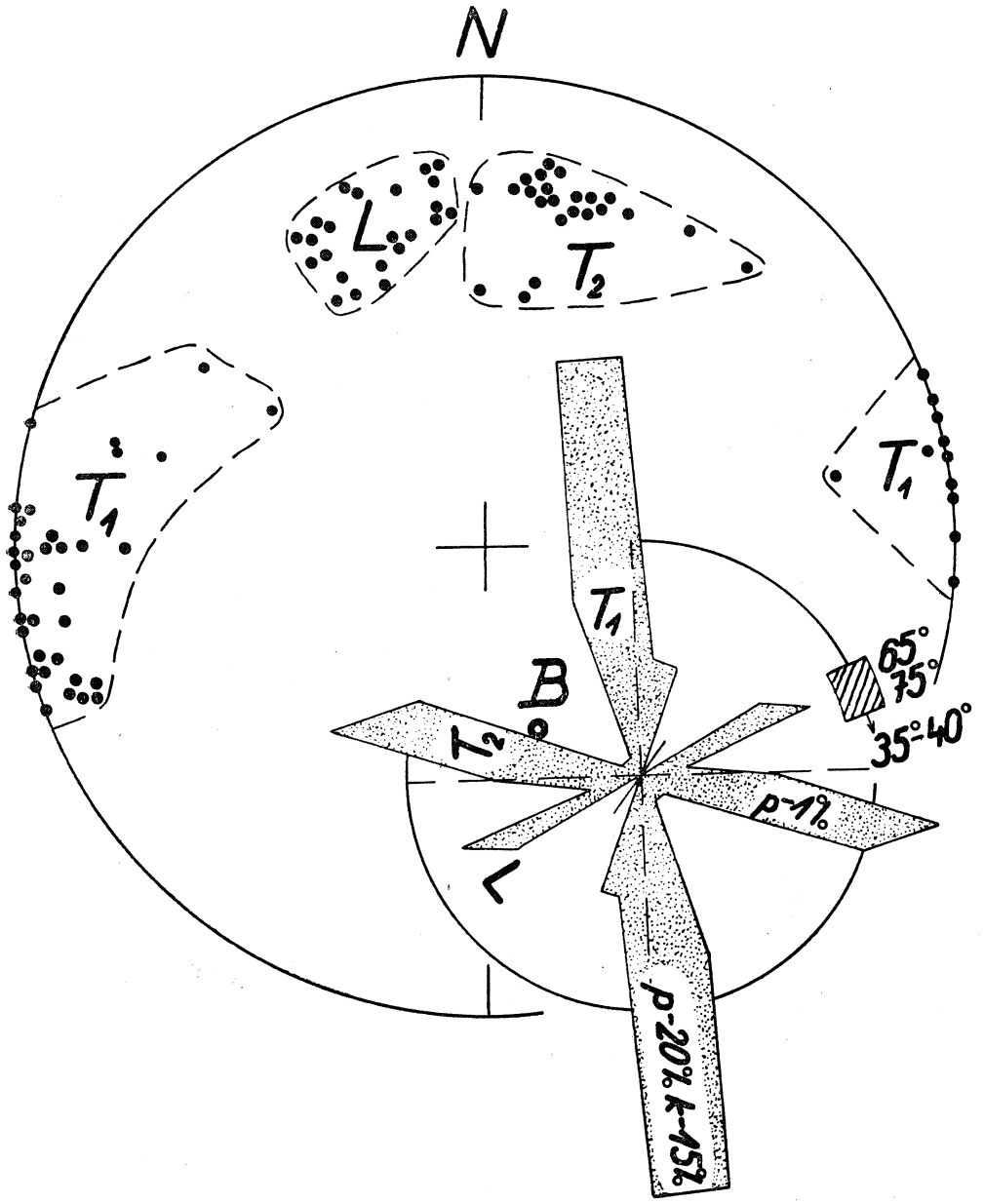


Fig. 33. Piaskowiec magurski, Zawoja. Układ spękań. Duże koło: pomiary w jednym odsłonięciu; róża spękań: spękania w okolicy. Objaśnienia — zob. fig. 2 i 4
Fig. 33. Upper Eocene flysch, Zawoja. Large circle: readings in one outcrop; rose diagram: readings in the area. Explanation — see Fig. 2 and 4

się być ograniczone tylko do niektórych ławic. Być może, że stanowią one słabo rozwinięty zespół sprzężony z kierunkiem 170—180°, ale nasuwa się podejrzenie, że w nim mieszczą się też spękania należące do ciosu podłużnego.

Układ spękań w jądrze niewielkiej antykliny w Skawicy (fig. 34) oka-

zuje oprócz ciosu podłużnego niezbyt wyraźnie rozdzielające się spękania sprzężone, natomiast w dość podobnej sytuacji tektonicznej w siodle przebiegającym w piaskowcu magurskim w Sidzinie (fig. 35) istnieje tylko jeden zespół spękań poprzecznych, być może wynikający z bardzo małego kąta. W paśmie Babiej Góry obserwuje się częściej istnienie tylko jednego zespołu poprzecznego, aniżeli dwóch zespołów sprzężonych (fig. 36), które zawsze tworzą niewielkie kąty. Z nielicznymi wyjątkami spękania podłużne są nierówne, spękania poprzeczne ostrzej wyrażone, chociaż

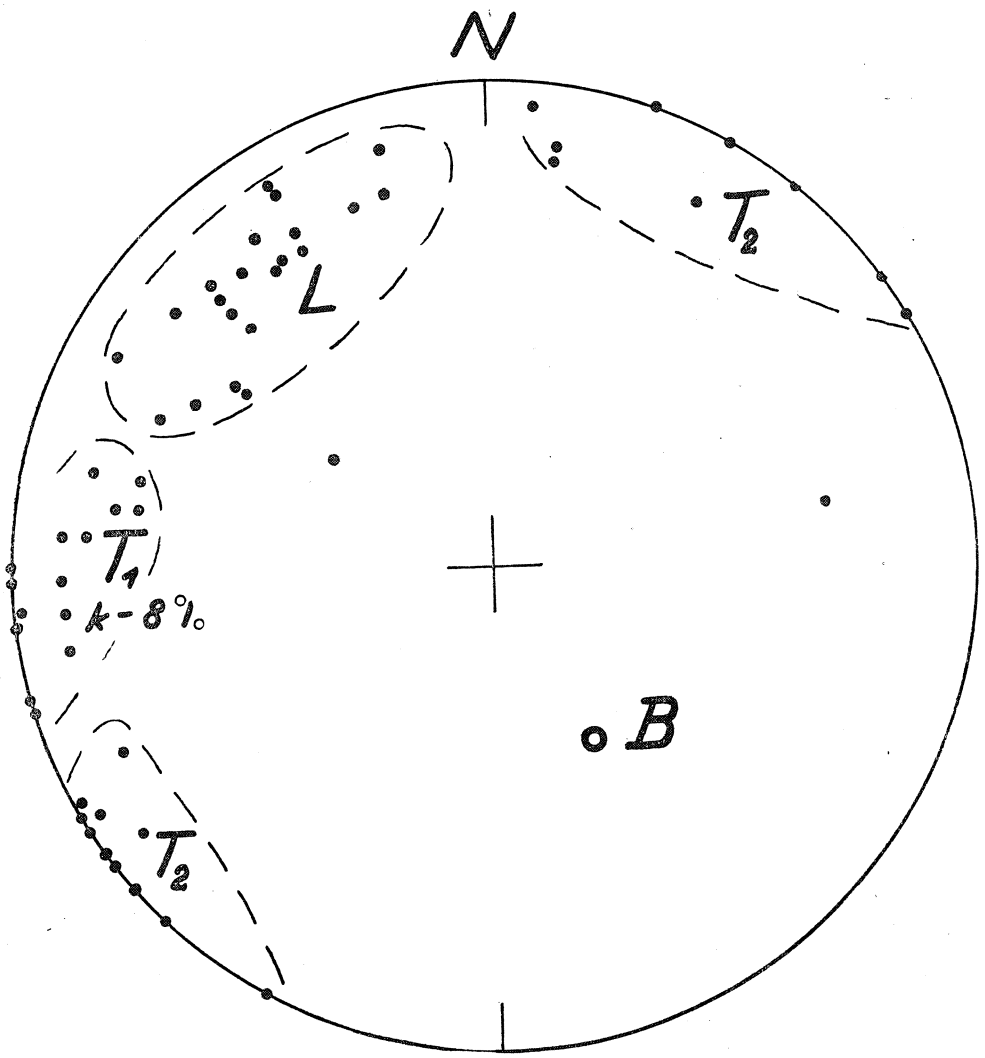


Fig. 34. Piaskowiec magurski, Skawica. Jądro antykliny. Układ spękań. Objaśnienia — fig. 2 i 4

Fig. 34. Upper Eocene flysch, Skawica. Joints in the core of an anticline. Explanation — see Fig. 2 and 4

nieraz nie przecinające zaburzonych konwolucją górnych części ławic (fig. 37). Częste są na spękaniach poprzecznych w piaskowcu magurskim struktury pierzaste, przeważnie rozwidlające się ku południowi. Na jednej powierzchni spękania obserwowano rozwidlanie się struktury pierzastej, zbieżne z nie odciętym przez spękanie występem (fig. 38).

We wschodniej części pasma babiogórskiego wskutek poprzecznych uskoków bieg warstw jest bardzo zmienny. Mimo to utrzymuje się niemal wszędzie zależność charakteru spękań od ich stosunku do biegu, co wskazuje, że przypuszczalnie uskoki zmieniające bieg warstw powstawały razem z ciosem, a w każdym razie nie są młodsze od spękań ciosowych.

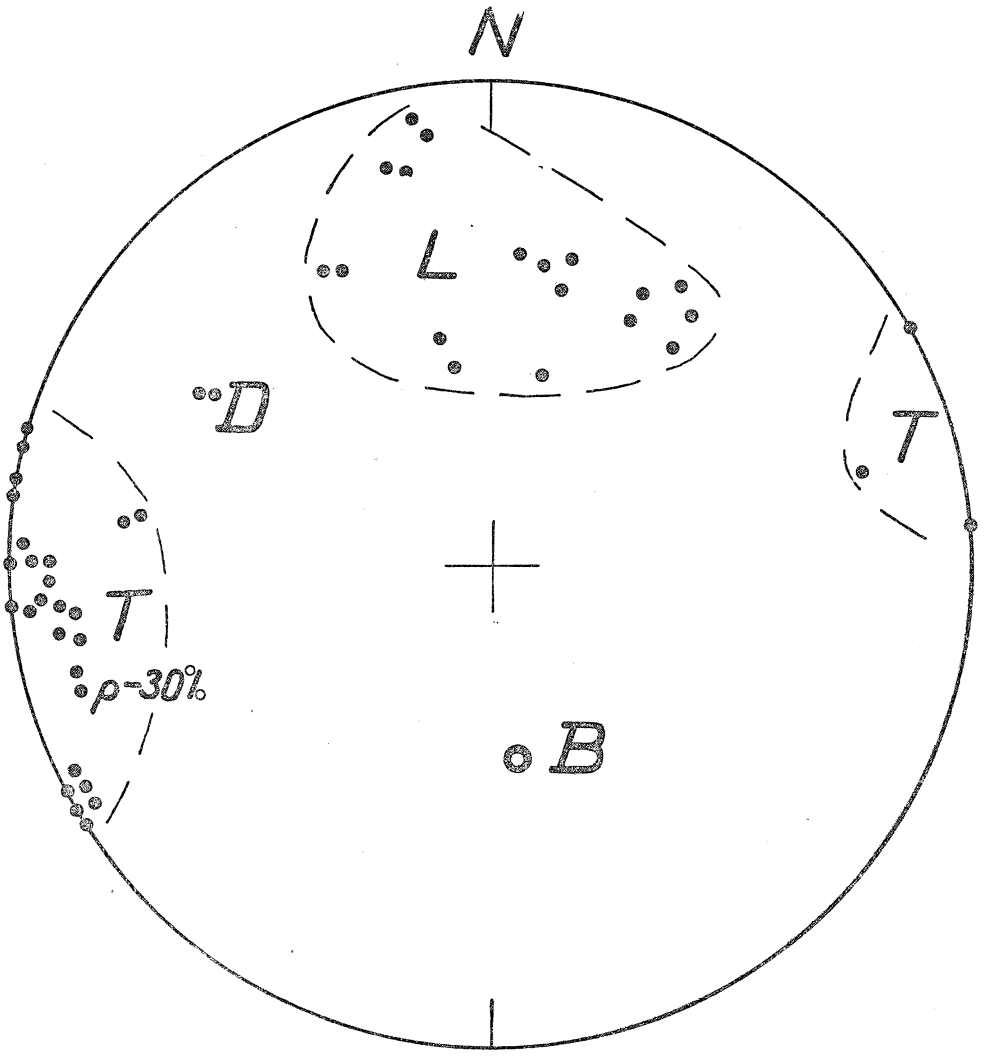


Fig. 35. Piaskowiec magurski w skrzydle przewróconej antykliny, Sidzina. Objaśnienia — zob. fig. 2 i 4

Fig. 35. Upper Eocene flysch in the inverted limb of an anticline. Sidzina. Explanation — see Fig. 2 and 4

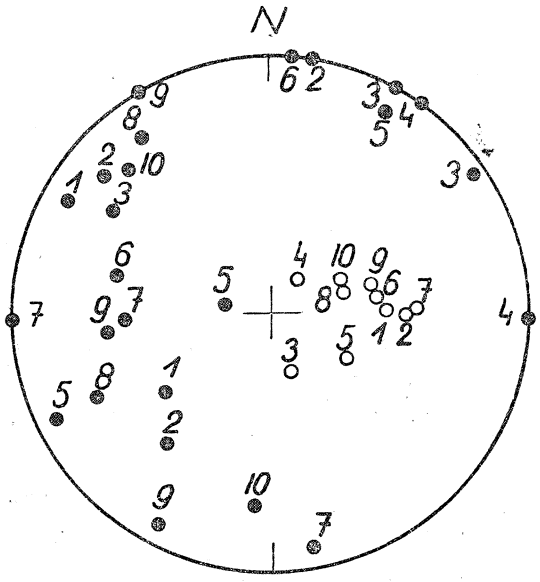


Fig. 36. Układy spękań w południowym skrzydle synkliny Babiej Góry. Kółka oznaczają średnie położenie biegów w odsłonięciach, czarne punkty — średnie bieguny spękań. 1 — warstwy inoceramowe, Migasy; 2 — warstwy hieroglifowe, Las Zacylin; 3 — piaskowiec magurski, przewrócone skrzydło synkliny, Lipnica Mała; 3—10 — piaskowiec magurski w różnych odsłonięciach w północnej części Sidziny

Fig. 36. Joint systems in the southern flank of the Babia Góra syncline. Circles — mean bedding poles, black points — mean joint poles. 1 — Upper Cretaceous, 2 — Middle Eocene, 3—10 — Upper Eocene flysch

Przypuszczalnie układ nacisków prowadzący do powstania ciosu zmieniał się w miarę, jak niecka Babiej Góry, pocięta poprzecznymi dyslokacjami, rozpadała się na poszczególne bloki o różnym układzie warstw. Zauważyć wszakże należy, że w tej strefie obserwuje się także istnienie uskoków typu grawitacyjnego, które są młodsze od ciosu, skośnie przecinające spękania ciosowe (Sidzina, kamieniołom u wylotu potoku Głaza).

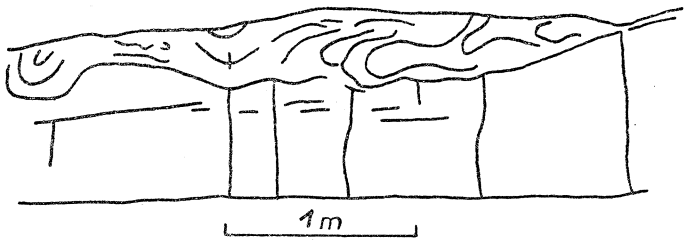


Fig. 37. Spękania poprzeczne w piaskowcu skorupowym. Skawica
Fig. 37. Transverse joints in a convoluted sandstone bed. Skawica

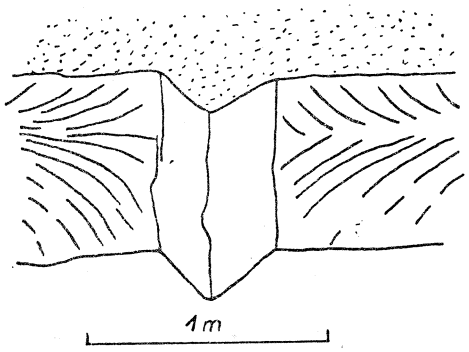


Fig. 38. Spękanie pierzaste w piaskowcu magurskim. Sidzina-Gorylowa
Fig. 38. Plumose fracture in an Upper Eocene sandstone bed. Sidzina

UWAGI KOŃCOWE

Wnioski z przedstawionego materiału muszą być wyprowadzane z wielką ostrożnością, zarówno ze względu na niewielką w stosunku do obszaru ilość obserwacji, jak również ze względu na złożony charakter zagadnienia.

Z przedstawionych przykładów wynika, że najczęstszym układem spękań ciosowych w Karpatach zachodnich jest układ złożony z zespołu spękań w przybliżeniu równoległych do biegu warstw (i co za tym najczęściej idzie, do podłużnych linii strukturalnych, jak linie nasunięć, osi fałdów) i z dwóch zespołów spękań poprzecznych, w przybliżeniu prostopadłych lub skośnych do biegu warstw i tworzących przypuszczalnie parę zespołów sprzężonych. W niektórych przypadkach (przypadki I, IV) spękania podłużne są słabo rozwinięte, w innych znowuż zaznacza się tylko jeden kierunek spękań poprzecznych (częściowo II, VI, XIV). Jest możliwe, że gdy kąt między spękaniami sprzężonymi jest bardzo mały, oba zespoły poprzeczne zlewają się pozornie w jeden i powstaje w przybliżeniu ortogonalny układ złożony z zespołu podłużnego i poprzecznego.

Spękania podłużne przeważnie okazują cechy spękań tensyjnych. Są one liczniejsze i wyraźniejsze w jądrach i skrzydłach stromszych siodeł (III, IX, XI, XII, XIV, XV), natomiast słabo reprezentowane w warstwach

o ułożeniu zbliżonym do poziomego (I, II, IV, VII). Rozrzut kierunków w zespole spękań podłużnych jest zazwyczaj większy niż w zespole spękań poprzecznych. Wypełnienia kalcytowe w spękaniach tego zespołu są nieobecne lub słabo rozwinięte. Kąt utworzony przez spękania podłużne z powierzchniami ławic jest zbliżony do prostego lub jest kątem prostym. Nie stwierdza się jakiejś prawidłowości w zmienności tego kąta. Nachylenie spękań podłużnych zależy od upadu warstw. Struktury pierzaste są w tym zespole spękań bardzo rzadkie.

Ponieważ spękania podłużne mają przeważnie tensyjny charakter, należy przyjąć, że ich powstanie wiąże się z wyginaniem warstw. Przy wyginaniu i pękaniu warstw w przegubach siodłowych powstać też mogą spękania ścinające. Tym się tłumaczy, że pewna ilość spękań podłużnych ma charakter spękań ścinających. Wydaje się, że ilość takich spękań jest większa w jądrowych częściach siodeł (III, VIII, XIV).

Spękania poprzeczne są prawie zawsze ostro zaznaczone. Niektóre ich cechy, jak równe i gładkie powierzchnie, lustra tektoniczne równoległe do uławicenia (na ogół rzadkie) oraz wyraźna tendencja do tworzenia spękań sprzężonych, nasuwają przypuszczenie, że są to spękania ścinające. Często występujące na powierzchniach spękań poprzecznych struktury pierzaste, bez porównania znacznie bardziej częste niż w zespole podłużnym, wskazują, że mogą to być, w myśl przypuszczenia R o b e r t s a (1961), spękania zapoczątkowane przez ścinanie, a następnie przekształcone w spękania ekstensyjne. Pewna ilość spękań poprzecznych nosi cechy spękań tensyjnych. Dwusieczna kąta pary sprzężonej tworzy z biegiem warstw kąt zbliżony do prostego, jednakowoż stosunkowo rzadko osiąga 90°. Kąt zawarty między spękaniami sprzężonymi waha się w granicach od 15 (XII) do 85° (I), najczęściej wynosi około 25 do 30° (III, VI, VIII, IX, XI, XIII, XIV, XV). W parze spękań sprzężonych jeden zespół jest zawsze lepiej rozwinięty: jego spękania są wyraźniejsze, bardziej ostre, bardziej prostolinijne i bardziej gęsto ułożone, częściej wypełnione kalcytem i częściej pokryte figurami pierzastymi. Niemal we wszystkich przypadkach stwierdza się, że zespół tych spękań, które z biegiem warstw tworzą kąt bliższy 90°, jest zespołem silniej zaznaczonych spękań. Jeśli kąt w parze spękań sprzężonych jest mały, różnica w rozwoju obu zespołów jest nieduża (XI, XII); wtedy ilość spękań pierzastych w obu zespołach jest zbliżona i wypełnienie spękań kalcytem prawie jednakowe. Spękania silniejszego zespołu są też przeważnie stromiej ustawione niż w słabszym zespole (II, III, V, VI, VII, VIII, XI). Brak lub mniejszą ilość spękań wypełnionych kalcytem w słabszym zespole sprzężonym można wytłumaczyć następująco. Kompresji działającej wzdłuż osi x (największego nacisku) towarzyszy ekstensja w kierunku osi z (najmniejszego nacisku). Opór przeciw ekstensji jest najmniejszy wzdłuż osi z, a zwiększa się w innych kierunkach w miarę wzrostu kąta tworzonego z osią z. Wynika z tego, że im bardziej prostopadle jest ustawione spękanie względem osi z, tym mniejszy opór pokonuje ekstensja. Dlatego spękania główne, prawie prostopadłe względem biegu warstw (= w przybliżeniu oś z) mogą się łatwiej otworzyć, a ruch wynikający z rozsuwania się względem tych spękań przyczyni się do zaciśnięcia spękań słabszych, co utrudni wypełnianie ich kalcytem.

Wielkość kąta spękań sprzężonych zależy od wielu czynników: własności mechanicznych skał, wielkości nacisku, grubości nadkładu itd. Które z tych czynników wpływały na wielkość kąta w Karpatach, trudno jeszcze

określić. Na podstawie dotychczasowych obserwacji można stwierdzić, że kąt spękań sprzężonych, bez względu na litologiczne własności skał, jest najmniejszy w strefach najsilniej sfałdowanych, a więc w jądrach siodeł stromo ustawionych i w ich skrzydłach (III, VI, VIII, IX, XI, XII, XIII, XVI Skawica, częściowo też Zawoja, Babia Góra), natomiast największy jest w warstwach o niewielkim upadzie leżących z dala od stref o silniejszych komplikacjach tektonicznych (I, IV, V, VII). Jest możliwe, że obszary, w których kąt spękań sprzężonych jest nieduży, są obszarami, w których najpierw powstawały spękania (por. M u e h l b e r g e r, 1961, str. 216).

Należy zwrócić uwagę, że nieraz w tych samych warstwach, w identycznej sytuacji tektonicznej i tym samym obszarze kąt spękań sprzężonych jest różny w poszczególnych ławicach (XI, XIV, XVI Zawoja), a nawet kierunki spękań układają się nieco inaczej. Przypuszczalnie naprzemianległość warstw twardszych i miększych powodowała, że układ osi nacisków, pod których wpływem powstawały spękania, nie był w sąsiadujących ze sobą warstwach identyczny.

Istnieją wskazówki, że spękania poprzeczne są starsze od podłużnych. Ciosy podłużne często zmieniają kierunki przy przechodzeniu przez spękania poprzeczne lub wygasają na nich. Spękania poprzeczne częściej wypełnione są kalcytem, a żyły kalcytowe są też zazwyczaj grubsze w zespole poprzecznym, co może świadczyć, że ich wypełnianie trwało dłużej. Istnieją też przypadki, co prawda rzadkie, że spękania poprzeczne są wzdłuż spękań podłużnych przesunięte. W niektórych przypadkach stwierdza się wszakże, że wypełnienia spękań poprzecznych są młodsze od kalcytu spękań podłużnych (VIII).

Ze stosunku spękań poprzecznych do elementów tektonicznych wynika, że spękania te tworzyły się pod wpływem tego samego nacisku, który wytwarzał fałdy i nasunięcia w strefie fliszowej. Jak widać z tego, zarówno spękania podłużne, jak i poprzeczne są zależne od ułożenia warstw. Dlatego należy przypuszczać, że spękania ciosowe nie są starsze od tektoniki, lecz powstawały albo współcześnie z fałdowaniem się strefy fliszowej, albo też tworzyły się po sfałdowaniu w zależności od istniejących form tektonicznych. Za związkiem ciosu z ruchami tektonicznymi przemawia też zagęszczenie spękań w strefach uskokowych (VI). Podobne zjawisko zanotowano we fliszu podhalańskim (H a l i c k i, 1963).

W niektórych przypadkach stwierdza się, że cios jest młodszy od drobnych deformacji skał (VII, VIII). Także w marglach senońskich skałek andrychowskich spękania ciosowe przecinają silnie sfałdowane i zlustrowane margle; spękania, nieraz z figurami pierzastymi, są wypełnione nie zlustrowanym kalcytem. Istnieją też podejrzenia, że niektóre fałdy są starsze od spękań poprzecznych (VIII). Zjawiska te zdają się być ograniczone tylko do głębiej leżących stref, a nie zanotowano ich w płycej leżących warstwach. W wielu przypadkach układ spękań łatwiej wyjaśnić, przyjmując, że w chwili powstawania spękań warstwy były już wyruszone z poziomego położenia (I, II, IV, V, VI, VIII, IX i in.). Jest możliwe, że podczas pierwszych etapów fałdowania głębiej leżące warstwy fałdowały się bardziej plastycznie i spękania w nich nie tworzyły się, w wyżej leżących warstwach już wyruszonych z poziomego położenia, cios powstawał podczas fałdowania, a w głębiej leżących strefach utwo-

rzył się nieco później, gdy sfałdowane już warstwy dostały się w płytsze położenie.

Nachylenie spękań poprzecznych zdaje się dostarczać pewnych wskazówek co do zjawisk geologicznych, jakie zaszły po utworzeniu się spękań. Kąt między spękaniami poprzecznymi a powierzchniami ławic jest bardziej zmienny i bardziej różny od prostego niż w przypadku spękań podłużnych. Nachylenie spękań poprzecznych w mniejszym stopniu zależy od upadu warstw. W wielu przypadkach przeważające nachylenie spękań poprzecznych jest wynikiem pochyłu osi podłużnej elementu tektonicznego (IX, XI, XII, XIV, XVI Skawica, może też Zawoja), gdyż spękania te, zgodnie z teorią, są nachylone w przeciwnym kierunku niż nachylenie zanurzającej się osi fałdu. W niektórych przypadkach wszakże zaznacza się przeważające nachylenie spękań nie znajdujące uzasadnienia w zachowaniu się elementów tektonicznych (I, IV, VIII, X, może też XIII). Jako próbę wyjaśnienia tego zjawiska wysuwa się możliwość przechylenia warstw późniejszego od powstania ciosu. Przechylenie mogło być wywołane ruchami dźwigającymi górotwór karpacki po jego sfałdowaniu się. Ruchy takie przyjmuje się w Karpatach od czasów S a w i c k i e g o (1909) dla wyjaśnienia powstania rozcięć powierzchni denudacyjnych. Ruchy takie przyjmuje się jako dźwiganie *en bloc*, jednak jest możliwe, że były one zróżnicowane, jak to przypuszczał J a r a n o w (1935). Dotychczasowe dane wskazują, że na zachodzie przechylenie odbyło się ku W, na wschodzie ku E, w środku obszaru przechylenia nie zaznaczają się. Zagadnienie to wymaga dalszych studiów. Być może, że słabo zaznaczone spękania diagonalne, które zdają się być najmłodszymi spękaniami, wiążą się z tymi ruchami.

Spostrzeżenia dokonane w Karpatach potwierdzają od dawna znany pogląd, że odstępy między spękaniami rosną z grubością ławic. Stwierdza się też w przeważającej ilości przypadków, że odstępy między spękaniami zależą też od stosunku spękań do układu warstw: w zespole poprzecznym, zwłaszcza silniejszym sprzężonym, odstępy te są mniejsze niż w zespole podłużnym.

Osobnym zagadnieniem jest stosunek spękań ciosowych do sieci drobnych spękań obserwowanych w wielu ogniwach karpackich („strzałka"). Według K o p y s t i a ń s k i e g o (1966, str. 123) spękania te mają być nietektonicznego pochodzenia. Jednakowoż układ drobnych spękań w szeregu przypadków przypomina układ spękań ciosowych. Dalsze studia są potrzebne dla wyjaśnienia tego zagadnienia.

W krótkości historię powstania ciosu w strefie fliszowej Karpat można przedstawić w sposób następujący. Pod wpływem nacisków działających poprzecznie do osi basenu, w którym osadził się flisz, warstwy zostały wyruszone z poziomego położenia. W płycej leżących warstwach pod wpływem tych nacisków powstawały spękania poprzeczne, początkowo jako spękania ścinające sprzężone. Powstawały one najwcześniej w obszarach tworzących się siodeł, następnie w dalszych i głębiej położonych strefach. W miarę dźwigania się mas górotworu spękania ścinające przekształcały się w spękania ekstensyjne. Gdy tworzące się fałdy zostały silniej rozwinięte, w przegubach tworzyły się spękania podłużne, głównie tensyjnego pochodzenia. Po utworzeniu się ciosu późniejsze ruchy dźwigające (zapewne wynikające z izostazji w związku z obniżaniem pasma przez erozję i inne czynniki denudacyjne), odbywające się przy końcu

trzeciorzędu, spowodowały miejscami zaburzenia układu ciosowego. Być może, że ruchom tym towarzyszyło powstawanie uskoków grawitacyjnych, przecinających istniejące już ciosy.

Katedra Geologii Uniwersytetu Jagiellońskiego

WYKAZ LITERATURY

REFERENCES

Bankwitz P. (1965), Ueber Klüfte. Teil I. *Geologie*, 14, pp. 241—253, Teil II. *Geologie*, 15, pp. 896—941.

Burtan J., Konior K., Książkiewicz M. (1937), Mapa geologiczna Karpat Śląskich. Carte géologique des Karpates de Silésie. *Wyd. Śląskie P.A.U.*, 104 p.

Cizancourt de H. (1947), Quelques problèmes de tectonique géometrique. *Revue de l'Inst. Francais du Petrole*, 2, pp. 1—23, 81—98, 141—153.

Dżułyński S. (1953), Tektonika pd. części Wyżyny Krakowskiej. *Acta geol. pol.*, 3, pp. 325—440.

Halicki B. (1963), Tektonika Podhala. The tectonics of Podhale. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 33, pp. 349—361.

Hancock P.L. (1964), The relations between folds and late-formed joints in South Pembrokeshire. *Geol. Mag.*, 101, pp. 174—184.

Harris J.F., Taylor G.L., Walper J.L. (1960), Relation of deformational fractures in sedimentary rocks to regional and local structure. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 44, pp. 1853—1873.

Hodgson R.A. (1961), Classification of structures on joint surfaces. *Amer. J. Sc.*, 259, pp. 493—502.

Hodgson R.A. (1961 a), Regional study of jointing in Comb Ridge-Navajo Mountain area, Arizona and Utah. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 45, pp. 1—38.

Jaranow D. (1935), Das Becken von Nowy Targ als Beispiel eines intramontanes Beckens. *Prz. geogr.*, 14, pp. 153—159.

Kendall P.F., Briggs H. (1933), The formation of rock joints and the cleat of coal. Proc. Roy. Soc. Edinburgh, 53, pp. 164—187.

Копистянський Р.С. (1966), Проблема тріщинуватости порид у нафтсвий геологии. Ак. Наук Укр. РСР, Инст. Геол. Київ, 160 р.

Książkiewicz M. (1951), Arkusz Wadowice, Objaśnienie. Sheet Wadowice, Explanatory text, 283 p.

Książkiewicz M. (1966), Geologia regionu babiogórskiego. *Przew. XXXIX Zjazdu Pol. Tow. Geol. Guide des excursions, Babia Góra*, pp. 5—59.

Muecke G.K., Charlesworth H.A.K. (1966), Jointing in folded Cardium sandstones along the Bow River, Alberta. *Canad. J. Earth Sc.*, 3, pp. 579—596.

Muehlberger W.R. (1961), Conjugate joint sets of small dihedral angle. *J. Geol.*, 69, pp. 211—219.

Parker J.M. (1942), Regional systematic jointing in slightly deformed sedimentary rocks. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 53, pp. 381—408.

Price N.J. (1959), Mechanics of jointing in rocks. *Geol. Mag.*, 96, pp. 149—167.

Roberts J.C. (1961), Feather fracture, and the mechanics of rock-jointing *Amer. J. Sc.*, 259, pp. 481—492.

Sawicki L. (1909), O młodszych ruchach górotwórczych w Karpatach. Die jungeren Krustenbewegungen in den Karpathen. *Kosmos*, 34, pp. 361—400.

Sitter de, L.U. (1964), Structural geology, 2 wyd.

Sheldon P. (1912), Some observations and experiments on joint planes. *J. Geol.*, 20, pp. 53—79, 164—183.

Spencer E. W. (1959), Geologic evolution of the Beartooth Mountains, Montana and Wyoming. Pt. 2. Fracture pattern. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 70, pp. 467—508.

Williams E. (1967), Joint patterns at Dalrymple Hill, north-east Tasmania. *Geol. Mag.*, 104, pp. 240—252.

Wilson G. (1952), The influence of rock structures on coast-line and cliff development around Tintagel, North Cornwall. *Proc. Geol. Ass.*, 63, pp. 20—48.

SUMMARY

Abstract. Joint systems in the Carpathian flysch zone consist mainly of joints approximately parallel to the strike of beds and of two sets of transverse, presumably conjugate joints. Generally, strike joints differ by the morphology of their surfaces and their trend from transversal joints. The relation between the joint pattern and tectonic structures indicates that jointing owes its origin to orogenic movements. In some cases jointing is younger than the deformation. There are hints that jointing was affected by post-orogenic uplift movements.

Numerous observations and measurements have been made by the author during field mapping of certain areas in the western part of the Carpathian flysch zone (Fig. 1). A number of stations, where detailed readings were made, has been selected for description and figuration. The measurements have been limited to sandstones, limestones and hard marls, and fracturing in intercalated shales, which on the whole differs in pattern and character from that in sandstones, is not the subject of the present study. Observations have bees made in all stratigraphic units of the flysch sequence (Berriasian — Oligocene). It has been found that the orientation of joints is to a great extent influenced by structural behaviour of beds and usually varies with the strike. Since outcrops in the flysch zone are generally small, and the strike of beds usually variable, the collected data were plotted as diagrams referring to a small area, often to one outcrop or even to a couple of beds, and point diagrams instead of contour diagrams were prepared. For plotting of the joint poles equal-area projection, upper hemisphere, has been used, while rose diagrams are inserted in a few cases in order to give a general idea of joints direction in the area.

The present paper is intended as an interim report. Some conclusions have been drawn, but further studies are necessary to warrant them.

Joint systems. The most common system consists of one set (L) of joints more or less parallel to the strike of beds (and, generally, to main structural lines, such as thrust lines, (old axes), and of two sets of transverse joints (T_1, T_2). The transverse sets seem to form a conjugate pair of fractures, as they make a dihedral angle of less than 90°. This can be seen directly in several outcrops (Fig. 10, 15, 19, 25A, 30) and read from the diagrams, in which joint directions show a tendency towards two maxima in the transverse group (Fig. 2, 4, 7, 9, 11, 12, 14, 16, 18, 22, 25, 27, 29, 32, 33, 34, 36). In some cases strike joints are feebly developed (Fig. 2, 8), in others only one set of transverse joints is marked (Fig. 5, 23, 24B, 31). It is possible in the latter instances that either the dihedral angle is very small and the both sets merge into one,

or that the conjugate pair is not developed, and the transverse set represents a simple dip joint set.

The joint pattern thus developed is on the whole similar to joint systems known from several areas (Sheldon, 1912, Parker, 1942, Spencer, 1959, Muecke and Charlesworth, 1966).

Most of the strike joints show features of tensile fractures. Their surfaces are uneven, rough, and seldom slickensided. The strike joints are more numerous and better accentuated in anticlinal cores and in limbs of steep folds (Fig. 14, 16, 18, 22, 23, 34, 36), whilst in beds flat-lying or dipping at a low angle they are poorly developed (Fig. 2, 4, 5, 8, 9). The directional dispersion in strike joints is often greater than in transverse sets. Calcite veining is either absent or feebly developed. The angle with bedding is right or nearly right, and the hade depends on the dip of beds. Plumose fractures in strike joints are generally rare.

It is presumed that the strike tension joints were formed during buckling and stretching of beds in folds.

Certain amount of strike joints displays planar, smooth surfaces, and therefore may be regarded as shear joints. Such joints seem to be more numerous in anticlinal cores (Fig. 7, 14, 16). Shear fractures, according to de Sitter (1964) may be formed during buckling in anticlinal hinges.

Transverse joints are nearly always better marked than strike joints. They are mostly planar, smooth, more rectilinear and persistent. Asymmetrical steps, roughly perpendicular or oblique to bedding, frequently occur on the joint planes. Slickensiding, on the whole not very common (Fig. 2, 16, 20) is more or less parallel, seldom oblique or perpendicular to bedding. Plumose figures are fairly common in most of stratigraphic units. Spacing is for the most part denser in transverse joint sets than in the strike set. A number of transverse joints, however, display rough, irregular faces and do not differ in attitude from the tensile strike joints.

Transverse joints commonly intersect at acute angle. The dihedral angle varies between 15° (Fig. 25) and 85° (Fig. 2), most frequently being 25°—30° (Fig. 14—16, 19, 22, 34). The acute bisetrices strike north-west — south-east or north — south, and are roughly perpendicular to tectonic trends, rarely, however, attaining 90° with the associated strike of beds. Nearly always in paired conjugate joints one set (T_1) is better developed. Its joints are more prominent and straight, more closely spaced, more often filled with calcite and covered with plumose figures than joints of the other set (T_2). As a rule, the set that makes larger angle with the strike of beds is stronger. If the dihedral angle is small (Fig. 22, 25), the difference in paired sets is negligible, the percent of plumose fractures and calcite filling is nearly the same. For the most part joints of the stronger set are vertical or nearly vertical. Conjugate joints are usually regarded as shear fractures, even those with plumose figures (Parker, 1942), but, according to Roberts (1961) plumose fractures were initiated as shear fractures, subsequently transformed into extension fractures. As resistance against expansion is the smallest at right angle to the minimum stress axis (= strike, resp. fold axis), those joints that make an angle more approaching 90° with the strike, could be easier opened and filled with calcite, while the joints of the subsidiary set were more tightly closed owing to the expansion of fissures on T_1 joints.

The dihedral angle is the smallest in more strongly folded zones, i. e. in anticlinal cores and steep fold limbs (Fig. 7, 16, 18, 22, 24, 29, 34), and is the largest in areas where beds are gently dipping (Fig. 2, 4, 8). It should be stressed, however, that often in the same strata and in an identical tectonic position both the strike of joints and the dihedral angle are different in neighbouring beds. In some instances the influence of differences in lithology is obvious, but it should also be borne in mind that in beds consisting of alternating sandstones and shales, the stress field responsible for the formation of joints could vary from one bed to the other. This is indicated by the presence of frequent slickensides at the base of sandstones and in the underlying shales, not necessarily oriented in the direction of the presumed general movement.

Bedding joints have been observed only in a few cases (Fig. 32). These fractures make acute angle with bedding surfaces, and are not parallel to them, in which they differ from ordinary partings. The angle made with the bottom plane closes towards the associated fold axis, and the fractures are more or less parallel to the axial plane. The surface of these joints is rather smooth. As the spacing amounts to several cm, this type of fracturing is transitional to fracture cleavage.

Joints intersecting the angle between strike- and transverse joints are termed as diagonal joints. They do not play any great role, and are not easily discernible from other joints. These joints are rough and irregular.

Plumose fractures, developed mainly in transverse sets, are common, but in some stratigraphic members rare or absent. As it has been found in other areas (Parker, 1942), their development depends much on lithology. They are better developed in compact, fine-grained sandstones. The axis of plumose figures is usually parallel to bedding (Fig. 26) and situated approximately in the middle of the joint plane, but often feathers fan out from points situated near the base of the bed. Most commonly barbs branch southwards or south-east, but sometimes in one outcrop they ramify in one direction in some beds and in opposite sense in others (Fig. 26). There are also instances that in one and the same bed on neighbouring joint planes barbs branch in opposite directions, or on one plane barbs are directed against each other (Fig. 38).

Slickensided joint planes are on the whole rare. There are two types: either only the rock, or the filling is slickensided. In the latter case, movements posterior to jointing may be presumed. Generally, slickensides parallel to bedding occur in transverse sets, while normal to bedding are more often in the strike set. This is in agreement with observation of Muecke and Charlesworth (1966), but there are several exceptions. In some cases slickensides of different orientation of striae intersect on the same joint plane. In a few instances slickensided calcite is covered with undeformed calcite. It has commonly been found, that the displacement along slickensided joints was very small.

The influence of lithology on the character of joints has been observed in several cases. Very often strike joints with the same strike and hade are rough and uneven in thicker and coarser layers, and plane and smooth in thinner and fine-grained beds. This feature is observed in transversal joints to a much smaller extent, but in thick and coarse beds in either sets the amount of joints with rough surfaces is considerable.

There are certain features which permit to establish the sequence of jointing. The strike joints are often deflected at the intersection with transverse joints or terminate against them (Fig. 6, 10, 24B, 30, 31). This implies that the strike joints are younger that the transverse joints. Transverse joints are more often filled with calcite, and calcite veins are thicker than in strike joints. Occasionally some displacement of transverse joints by strike joints is also observed. In certain instances, however, fillings in strike joints are cut across by fillings of transverse joints.

As the development and character of jointing depends on its relation to tectonic elements, the inference can be drawn that jointing is not pre-tectonic. In a few cases it has been found that joints are younger than miror deformation, since they intersect slickensided surfaces (Fig. 13) or intensely deformed and slickensided rocks. In one case transverse joints cut across an overturned fold, and in either limbs plumose fracture branch in the same direction (southwards). If they were formed before folding, branching in different directions should be expected. These observations seem to confirm Price (1959) theory of post-orogenic jointing. However, these features were noticed only in deeply lying beds, near the base of nappes (Silesian and Magura nappe). Therefore it is presumed that deeply lying beds, under the overburden of a few thousand meters, were folded without jointing, which was formed in them at a later date, while in the upper part of the flysch complex jointing was contemporary with folding.

If jointing were formed in horizontally lying beds of uniform thickness, transverse joints should be more or less vertical. Therefore, it is to be expected that rotation into horizontal would bring the hades of transverse joints near the vertical. Since it is not so in most cases, one may presume that jointing was formed when the beds were already warped, with the stress field so oriented, that the intermediate stress, determined by the intersection line of conjugate shear planes, was approximately normal to bedding, while the maximum principal stress, although lying in a more or less vertical plane, was refracted up the dip of beds.

It seems that the jointing in the Carpathian flysch zone was formed during one orogenic phase, although there are indications that folding in this zone took place twice (before the Lower Tortonian and after the Lower Tortonian). Together with initial warping or soon after it, transverse joints were formed. Later, when incipient folds became steeper, strike joints developed, although in some cases strike joints could preceed the formation of transverse joints. It is possible, but not clearly proved, that the jointing was developed during the first orogenic stage, and the second phase did not introduce additional joints (perhaps slickensiding of calcite fillings corresponds to the second phase) unless some feebly developed sets of transverse joints (for example T_2 in Fig. 2, 4, 5, 23, 33), limited often only to certain beds, do not form a pair of conjugate joints with the principal set (T_1), but represent a transverse set responding to a younger orogenic stress.

Post-orogenic tilt? The hade of transverse joints in some cases clearly depends on the pitch of the associated fold axis, as these joints dip in the direction opposite to the plunge of the axis (Fig. 18, 22, 23, 29, 34). In certain instances, however, threre is no obvious tectonic reason for preferential hade. Hence, to explain the cases of abnormal

preferential hade, it is tentatively presumed, that in certain areas jointed beds have undergone tilting, either towards the west (Fig. 2—3, 7, 8), or towards the east (Fig. 14, 16—17, 20, 21). If the beds in these cases are rotated along an horizontal axis (Fig. 3, 8, 17, 21), the hade of transverse joints becomes more conformable with prevalent hade in other areas. The presumption is corroborated by the fact, that usually the joints in the discussed cases are more slickensided and cut across by small gravity faults, younger than the joints. Presumably the tilt occurred during Late Tertiary times, when already denuded and partly peneplainized Carpathians were uplifted (S a w i c k i, 1909). The uplift could have been differentiated (J a r a n o w, 1935). Farther research is needed on this problem.

Laboratory of Geology
Jagellonian University,
Cracow Oleandry 2a