

Tomasz JERZYKIEWICZ

SEDYMENTACJA GÓRNYCH PIASKOWCÓW CIOSOWYCH NIECKI ŚRÓDSUDECKIEJ (GÓRNA KREDA)

SPIS TREŚCI

| | |
|---|-----|
| Streszczenie | 409 |
| Wstęp | 410 |
| Przegląd literatury | 411 |
| Zakres i metody pracy | 414 |
| Obserwacje sedymentologiczne | 414 |
| Skośne warstwowanie | 414 |
| Górne piaskowce ciosowe Gór Stołowych | 414 |
| Górne piaskowce ciosowe okolic Adršpach — Teplice | 421 |
| Górne piaskowce ciosowe okolic Krzeszowa | 425 |
| Struktury organiczne | 427 |
| Tekstury | 428 |
| Skład granulometryczny | 428 |
| Obtoczenie i sferyczność ziarn | 435 |
| Skład mineralny | 437 |
| Analiza minerałów ciężkich | 439 |
| Porównanie górnych piaskowców ciosowych ze starszymi skałami śródsudeckiej górnej kredy | 440 |
| Analiza basenu i środowiska sedymentacyjnego | 442 |
| Związek orientacji powierzchni sedymentacyjnych z orientacją ciosu. Uwagi o tektonice | 445 |
| Wnioski | 447 |
| Literatura | 449 |
| Summary | 451 |

Streszczenie

Na wstępie przedstawiono rozwój poglądów na stratygrafię i genezę omawianych w pracy najmłodszych osadów górnej kredy w niecce śródsudeckiej. Następnie zostały podane wyniki obserwacji terenowych nad strukturami sedymentacyjnymi występującymi w górnych piaskowcach ciosowych oraz wyniki badań laboratoryjnych, które miały na celu określenie ich składu granulometrycznego, obtoczenia i sferyczności ziarn oraz składu mineralnego frakcji lek-

kiej i ciężkiej. Na podstawie wyżej wymienionych badań wydzielono w obszarze niecki śródsudeckiej dwie prowincje sedymentacyjne o różnych obszarach alimentacyjnych. Prowincja północno-zachodnia obejmuje górne piaskowce ciosowe okolic Krzeszowa, które powstały pod wpływem prądów skierowanych od północnego zachodu, czyli od hipotetycznej wyspy zachodniosudeckiej (masyw karkonosko-łużycki), osady prowincji południowo-wschodniej, która obejmuje

obszar występowania górnych piaskowców ciosowych „Skalnego Miasta” i Gór Stołowych, powstały dzięki prądom skierowanym od hipotetycznej wyspy wschodniosudeckiej (kra sowiogórska).

W wydzielonych prowincjach sedymentacyjnych panowały podobne warunki hydrodynamiczne, a opisane piaskowce powstały przede wszystkim z redepozycji starszych skał osadowych. Ilość dostarczanego przez prąd materiału detrytycznego i związane z tym osiadaniami dna zbiornika sedymentacyjnego oraz tzw. „stosunek głębokościowy” zmieniały się. W związku z tym w serii górnych piaskowców ciosowych niecki śródsudeckiej obserwuje się skośnie warstwowane ławice o bardzo różnych rozmiarach. Skośnie warstwowane ławice wielkiej skali (osiągające kilkunastometrowe miąższości) powstały prawdopodobnie w warunkach wzmoczonej subsydencji jako tarasy akumulacyjne w strefie przybrzeżnej. W okresie powstawania skośnie warstwowanych ławic mniejszych miąższości osiadaniami dna zbiornika sedymentacyjnego było znacznie mniejsze i okresowo mogła się ustalać równowaga charakterystyczna dla fazy transportu rytmicznego. Wstępne obserwacje, które przeprowadzono również nad osadami środkowego turonu niecki śródsudeckiej, pozwalają przypuszczać, że sytuacja paleogeograficzna w tym okresie była podobna. Różnica w porównaniu z górnymi piaskowcami ciosowymi polega głównie na mniejszej dojrzałości teksturalnej i mineralogicznej osadów środkowoturońskich. Ich skład mineralny wskazuje na większą abrazję brzegów zbudowanych ze skał krystalicznych. Zjawiska ząbienia się piaskowców środkowego turonu z marglami i występowanie skał o charakterze pośrednim można wytłumaczyć zmianami w rozkładzie prądów dennych, wywołanymi urozmaiconą morfologią dna zbiornika sedymentacyjnego i zmieniającym się rozmieszczeniem przybrzeżnych wysp.

Wzmoczona subsydencja towarzysząca sedymentacji osadów środkowoturońskich i górnych piaskowców ciosowych była prawdopodobnie związana z subhercyńską fazą ruchów górotwórczych. Ponieważ miąższość osadów środkowego i górnego(?) turonu prowincji południowo-wschodniej jest dwukrotnie większa niż prowincji północno-zachodniej, można przypuszczać, że dźwiganie się brzegu północno-wschodniego było szybsze. Szczególnie wyraźna różnica pod tym względem zaznacza się w wydzielonych prowincjach wśród osadów środkowoturońskich. Można przypuszczać, że w tym okresie kra sowiogórska ulegała szczególnie intensywnemu wypiętrzaniu.

Na podstawie statystycznych danych o orientacji ciosu prostopadłego można wnioskować o tektonicznym nachyleniu powierzchni ławic i w ten sposób określić w przybliżeniu pierwotną orientację warstw skośnych. Metoda ta ma szczególne znaczenie dla określenia pierwotnego nachylenia warstw skośnych, gdy płaszczyzny uławicenia nie są odsłonięte; takie przypadki obserwuje się w Górach Stołowych najczęściej. Pomiary tektonicznego nachylenia powierzchni ławic skłoniły autora do krytycznej oceny niektórych znanych z literatury poglądów na tektonikę przebadanego obszaru. Zdaniem autora, poglądy o fałdowej budowie Gór Stołowych nie są słuszne i w związku z tym piaskowce budujące w Górach Stołowych główny grzbiet są jednowiekowe z piaskami Szczelińca. Bezpodstawne okazało się również twierdzenie, że os synkliny utworzonej przez osady kredy w niecce śródsudeckiej jest jednocześnie osią basenu sedymentacyjnego. W osadach środkowego i górnego(?) turonu nie obserwuje się wpływu bliższego brzegu na południowym zachodzie. Można przypuszczać, że Góry Bystrzyckie i Orlickie były w tym czasie zalane przez morze i śródsudecki zbiornik sedymentacyjny łączył się z zalewem północno-czeskim.

WSTĘP

Badania nad sedymentacją, paleogeografią i tektoniką górnej kredy w niecce śródsudeckiej wchodzi w zakres prac Zakładu Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk pod naukowym kierownictwem prof. dr Henryka Teisseyre'a. W ramach tych badań powierzono mi opracowanie zagadnień związanych z sedymentacją najmłodszych osadów górnej kredy w niecce śródsudeckiej. Niniejsza praca jest rezultatem badań terenowych i opracowań kameralnych prowadzonych w latach 1963—1966. Została ona poprzedzona trzema publikacjami (Jerzykiewicz 1966a, 1966b i 1967) oraz referatami wygłoszonymi na posiedzeniach naukowych wrocławskiego oddziału Polskiego Towarzystwa Geologicznego.

Szczegółowe badania przeprowadzono w obszarze występowania górnych piaskowców ciosowych i środkowoturońskich margli występujących w ich podłożu. W mniejszym zakresie zajmowano się także starszymi osadami śródsudeckiej kredy, przeprowadzone obserwacje pozwoliły na wstępne porównanie ich z piaskowcami, które są przedmiotem niniejszego opracowania.

Opisywane piaskowce budują w południowo-wschodniej części niecki śródsudeckiej główny grzbiet Gór Stołowych, rozciągający się od granicy państwa na północnym zachodzie do okolic Polanicy-Zdroju na południowym wschodzie, oraz położoną w odległości około 2 km od niego oddzielną grupę górską — Szczeliniec, wznoszącą się ponad miejscowością Karłów (pl. I). W północno-zachodniej części niecki śródsudeckiej piaskowce te występują w okolicach Krzeszowa. Środkowa część wystąpień górnych piaskowców ciosowych znajduje się w granicach Czechosłowacji (fig. 1).

Górne piaskowce ciosowe znane są w literaturze geologicznej pod różnymi nazwami. W pracach geologów niemieckich na ich określenie najczęściej używano nazwy „Heuscheuer-Quader” (za Flegelem 1904). Nazwa ta obejmowała piaskowce budujące Szczeliniec i główny grzbiet Gór Stołowych. Występujące w okolicach Krzeszowa odpowiedniki tych piaskowców nosiły nazwę „Dachsberg-Quader” (Scupin 1935).

W pracach S. Radwańskiego (1955, 1957, 1959,

1964a, 1964b) na określenie tych piaskowców używane są różne nazwy. Piaskowce Szczelińca przeciwstawił autor piaskowcom budującym główny grzbiet Gór Stołowych, którym nadał nazwę „piaskowców ze skłonu Batorowa” a także „piaskowców ze Skalniaka” lub „poziomu piaskowców ze Skalniaka i Błędnych Skał”.

W czeskiej literaturze geologicznej piaskowce te mają również swoją lokalną nazwę: „kvádrové pískovce v Polické pánvi u Adršpachu, Teplice n. Metují”. (Svoboda i Chaloupský i inni, 1961).

Ponieważ poglądy Radwańskiego (1955 itd.) o różnowiekowości piaskowców Szczelińca i głównego grzbietu Gór Stołowych okazały się niesłuszne (Jerzykiewicz 1966b), a ich dokładna pozycja stratygraficzna do dzisiaj nie została ustalona (Svoboda i inni, 1966), w niniejszej pracy na określenie najmłodszych osadów śródsudeckiej górnej kredy zastosowano starą nazwę „górne piaskowce ciosowe” (Geinitz 1843).

Panu prof. dr Henrykowi Teisseyre'owi chciałbym złożyć wyrazy głębokiej wdzięczności za wskazanie tematu i pomoc, jakiej mi udzielał w czasie jego opracowywania. Dziękuję serdecznie panu prof. dr Stanisławowi Dżułyńskiemu za liczne wyjaśnienia zagadnień sedymentologicznych i życzliwe dyskusje przy okazji wspólnego zwiedzania terenu moich badań. Panu prof. dr Josefowi Dvořakowi szczerze jestem zobowiązany za wyrażenie zgody na opublikowanie moich obserwacji wykonanych w czeskiej części niecki śródsudeckiej, liczne dyskusje oraz pomoc w zorganizowaniu niezwykle dla mnie pouczającej wycieczki na kredę północnej części Masywu Czeskiego. Panu doc. dr Zbigniewowi Kotańskiemu dziękuję bardzo za uwagi, które pozwoliły mi na wprowadzenie uzupełnień w tekście pracy. Za liczne dyskusje wdzięczny jestem również panu dr Kazimierzowi Dziedzicowi. Wykonanie analiz minerałów ciężkich zawdzięczam pracy pana mgr Andrzeja Grodzickiego.

PRZEGLĄD LITERATURY

H. B. Geinitz (1843) podzielił osady górnej kredy w niecce śródsudeckiej na: dolny piaskowiec ciosowy („unterer Quader”), plener („Pläner”) i górny piaskowiec ciosowy („oberer Quader”). Autor nie określił bliżej wieku wydzielonych poziomów. W podziale tym piaskowce budujące główny grzbiet Gór Stołowych i Szczelińca zostały zaliczone do górnego piaskowca ciosowego.

Nieco dokładniejszy podział znajdujemy w pracach H. Beyricha (1849, 1867). Podzielił on osady śródsudeckiej górnej kredy na cztery poziomy:

4. górny piaskowiec ciosowy („Oberer Quadersandstein”),
3. plener („Pläner”),
2. piaskowiec plenerski („Plänersandstein”),
1. dolny piaskowiec ciosowy („unterer Quadersandstein”).

Piaskowce głównego grzbietu Gór Stołowych, Szczelińca, okolic Adršpach i Teplic oraz występujące w okolicach Krzeszowa uważał on za równowiekowe i zaliczał do górnego piaskowca ciosowego. Wszystkie cztery wydzielone poziomy zaliczał Beyrich do cenomanu (Mapa geognostyczna gór dolnośląskich wydana w roku 1867).

Duże znaczenie dla rozwiązania stratygrafii osadów kredowych w niecce śródsudeckiej miały badania podobnych osadów w północnych Czechach. A. Frič zwrócił uwagę na

możliwość paralelizowania warstw kredowych w obu wymienionych obszarach. Osady kredowe północnych Czech podzielił on na osiem poziomów, nadał im nazwy regionalne (opierając się częściowo na pracach starszych: J. Krejčci, 1869, i inne) i zaliczył do cenomanu, turonu i emszeru. Prace Friča (1878, 1883 i 1897) zawierają już dokładniejsze dane o rozmieszczeniu i wykształceniu litologicznych skał należących do wydzielonych przez niego poziomów stratygraficznych oraz o występujących w nich skamieniałościach.

R. Michael (1893) opierając się na tych pracach, uznał piaskowce Szczelińca i okolic Adršpach-Teplice za odpowiedniki czeskich warstw z Jizery (dolny senon).

W. Petrascheck (1903) zwrócił uwagę na trudności w dokładnym określeniu wieku piaskowców Szczelińca spowodowane brakiem przewodnich skamieniałości. Przypuszczał on, że powyżej margli tworzących podstawę Szczelińca nie występuje już żaden młodszy poziom od pleneru z *Inoceramus brogniarti*, będącego odpowiednikiem warstw z Malnic kredy czeskiej. Na tej podstawie przyjął on, że piaskowce Szczelińca są odpowiednikiem piaskowców poziomu *Brogniarti* (środkowy turon) kredy saksońskiej.

K. Flegel (1904) po raz pierwszy przedstawił podział stratygraficzny górnokredowych osadów niecki śródsudeckiej oparty na ska-

mieniałościach. W podziale tym górne piaskowce ciosowe zaliczone zostały do emszeru (poziom z *Inoceramus involutus*) i uznane za równowiekowe z górnymi piaskowcami ciosowymi Saksonii („Ober-Quader des sächsischen Elbsandsteingebirges”), z warstwami z Chlomek obszaru czeskiego („Chlomeker Schichten”) i piaskowcami z Idzikowa rowu Nysy („Kieslingswalder Sandstein”). Piaskowce okolic Adršpach-Teplice uważał on natomiast za starsze (poziom z *Inoceramus brogniarti*). Margle płaskowyżu Karłowa (Carlsberger Pläner) zaliczył Flegel do górnego turonu (poziomy z *Inoceramus cuvieri* i *Scaphites geinitzi*).

W roku 1904 ukazała się mapa geologiczna niecki śródsudeckiej K. Flegela, J. Herbinga i A. Schmidta, na której zgodnie z wyżej przedstawionymi poglądami Flegela górne piaskowce ciosowe Gór Stołowych zostały zaliczone do poziomu *Inoceramus involutus*. Piaskowce okolic Krzeszowa i Adršpach-Teplice natomiast do poziomu *Inoceramus Brogniarti*.

W przedstawionym przez W. Petraschka (1934) nowym podziale stratygraficznym śródsudeckiej górnej kredy, piaskowce głównego grzbietu Gór Stołowych i Szczelińca zostały zaliczone do górnego turonu i na podstawie analogii z podobnymi osadami Saksonii nazwane poziomem *Inoceramus schloenbachii*. Okazało się bowiem, że skamieniałości, na których podstawie Flegel (*op. cit.*) zaliczył je do emszeru, były formami górnoturońskimi (oznaczenia Heinza, in Petrascheck, *op. cit.*). Na mapie dołączonej do omawianej pracy Petraschka, górne piaskowce ciosowe okolic Krzeszowa i Adršpach-Teplice, również zostały zaliczone do tego samego poziomu.

Duże znaczenie dla poznania stosunków facjalnych w śródsudeckiej kredzie ma praca H. Anderta (1934). Chociaż jego poprzednicy zwracali już uwagę na pokrewieństwa facjalne osadów kredowych Saksonii, Czech i niecek północno- i śródsudeckiej oraz rowu Nysy, to jednak praca Anderta jest pierwszą próbą łącznego przedstawienia obrazu facjalnego we wszystkich tych obszarach. Wskazuje on między innymi na to, że największych trudności przy porównywaniu osadów kredowych w tych obszarach dostarczają warstwy górnoturońskie. Są one w dużej mierze zerodowane i tworzą oddzielne wystąpienia, które w różnych obszarach zaliczono do różnych poziomów turonu a nawet emszeru. Zdaniem Anderta, górny turon jest we wszystkich okręgach kredowych wykształcony podobnie i reprezentowany przez dwa stałe poziomy. Poziom dolny (α , β) tworzą jasne piaskowce

o miąższości do 200 metrów, poziom górny (γ) natomiast ciemne margle o miąższości około 80 metrów. W niecce śródsudeckiej występuje jedynie dolna część (α , β) górnego turonu (górne piaskowce ciosowe), margle poziomu (γ), które niewątpliwie kiedyś tu występowały, zostały zerodowane. Według obliczeń Anderta, granica między piaskowcami Szczelińca a tymi marglami znajdowałaby się na wysokości 1070 m n.p.m. Można je obserwować w innych obszarach występowania sudeckiej kredy. Tak więc poglądy Anderta potwierdziły poprzednio ustalony podział stratygraficzny Petraschka (*op. cit.*). W tym ujęciu piaskowce głównego grzbietu Gór Stołowych, Szczelińca razem z piaskowcami okolic Krzeszowa i Adršpach-Teplice (wbrew poglądom Flegela, *op. cit.*) należą do górnego turonu α , β , a margle płaskowyżu Karłowa do wyższego poziomu turonu środkowego.

Podobny pogląd na sprawę wieku omawianych piaskowców przedstawił H. Scupin (1935). Zgodnie z Petraschkiem zaliczył je razem z opisywanymi w niniejszej pracy ich odpowiednikami występującymi w okolicy Krzeszowa („Dachsberg-Quader”) do poziomu *Inoceramus cuvieri* (*schloenbachii*). Margle płaskowyżu Karłowa natomiast należą według Scupina (*op. cit.*) do najwyższej części poziomu *Inoceramus brogniarti* (*lamarcki*) i poziomowi *Scaphites geinitzi*.

Nieco inny pogląd przedstawili E. Meister i G. Fischer (1942) w objaśnieniach do mapy geologicznej (arkusz Kłodzko). Sądziли oni, że granice między poziomami stratygraficznymi wydzielanymi na podstawie fauny nie pokrywają się na omawianym obszarze z wydzieleniami litologicznymi. Ich zdaniem, w obrębie poziomu górnego piaskowca ciosowego przebiega granica między turonem a emszerem.

Osady górnej kredy niecki śródsudeckiej były następnie przedmiotem licznych prac S. Radwańskiego (1955, 1957, 1959, 1964a, 1964b i 1966) i szczegółowych map geologicznych (arkusze Jeleniów i Wambierzyce) wydanych przez Instytut Geologiczny. Autor opierając się częściowo na pracach geologów niemieckich, częściowo na własnych obserwacjach, przedstawił nowe poglądy na stratyografię, paleogeografię i tektonikę górnej kredy w niecce śródsudeckiej. Poglądy Radwańskiego na stratyografię osadów śródsudeckiej kredy różnią się od dotychczasowych. Autor uważa mianowicie, że piaskowce budujące główny grzbiet Gór Stołowych („piaskowce skłonu Batorowa”) nie są równowiekowe z piaskowcami Szczelińca. Zdaniem Radwańskiego (1959) nie można przy rozpatrywaniu ich

wzajemnej pozycji stosować „stratygrafii poziomicowej”, ponieważ wpływ tektoniki młodostaksońskiej nie ograniczył się do powstania uskoku (cytat ze strony 51): „...kształt środkowej partii basenu kredowego jest wynikiem wtórnych zmian, które nastąpiły pod wpływem pokredowej, fałdowej tektoniki spowodowanej naciskiem idącym przypuszczalnie od strony Gór Sowich”. W ten sposób, według Radwańskiego, powstała „synklina skłonu Batorowa”, w której jądrze występują piaskowce budujące dzisiaj główny grzbiet Gór Stołowych, piaskowce Szczelińca natomiast oparły się wpływom tektoniki fałdowej (por. przekroje geologiczne na szczegółowych mapach geologicznych arkusze Jeleniów i Wambierzyce, 1955, 1958). Na tej podstawie autor dochodzi do wniosku, że piaskowce budujące główny grzbiet Gór Stołowych i Szczeliniec, chociaż zajmują podobną pozycję w morfologii, nie należą do tych samych poziomów stratygraficznych. Piaskowce Szczelińca w tym ujęciu (Radwański 1959, 1964a) są traktowane jako zazębienie z marglami „plateau Karłowa” i zaliczane razem z nimi do środkowego turonu (poziom z *Inoceramus lamarcki*), piaskowce budujące główny grzbiet Gór Stołowych natomiast do młodszego poziomu koniak. Starszy poziom koniak mają reprezentować warstwy przejściowe od margli „plateau Karłowa” do piaskowców, przykryte grubym blokowiskiem i znane tylko z kilku małych odkrywek w pobliżu wzniesienia Naroznik (bardzo drobnoziarniste piaskowce) i Batorowa („margle ze Szczytnej”).

Na uzasadnienie przedstawionych poglądów znajduje Radwański (1959), oprócz tektonicznych, także przesłanki paleontologiczne i sedymentologiczne. Jego zdaniem (cytat ze strony 42): „Osady basenu kredowego układają się w trzy transgresyjne cykle sedymentacyjne”, które są „spowodowane zmiennym, względnym podnoszeniem i obniżaniem dna morza”. Wydzielenie tych cykli zostało oparte na obserwacjach ilości i grubości materiału terygenicznego w osadzie i śladach działalności zwierząt mułozernych. Piaskowce ciosowe powstały (cytat ze strony 44): „w stadium maksymalnego nasilenia transgresji (najintensywniejszej działalności prądów i fal)”. Margle, bardzo drobnoziarniste piaskowce i osady pośrednie oznaczają mają osłabienie transgresji. Podstawę każdego cyklu wyznaczają piaskowce wapiaste ze śladami zwierząt mułozernych, których działalność wiąże autor z minimalną ilością dostarczonego materiału terygenicznego (minimum transgresji), (por. Tabela 3, strona 43, Radwański 1959). Tak więc piaskowce budujące główny grzbiet Gór Stołowych należą w tym schemacie do „cy-

klu transgresji koniak”, a piaskowce Szczelińca do „cyklu transgresji turonu”. Osady tych cykli są, zdaniem Radwańskiego, oddzielone przerwą sedymentacyjną.

Środowiskiem sedymentacji osadów kredowych niecki śródsudeckiej był w myśl poglądów Radwańskiego (op. cit.) wąski basen morski, wydłużony w kierunku NW—SE, którego oś wyznaczają obecne wystąpienia najmłodszych osadów (górne piaskowce ciosowe). Autor uważa, że oś basenu sedymentacyjnego pokrywa się z osią „synkliny skłonu Batorowa”. Kierunek ten (z NW na SE) jest również według autora dominującym kierunkiem transportu materiału piaszczystego w związku z dźwiganiem się w czasie ich sedymentacji masywu łużyckiego i bloku Karkonoszy (Radwański 1964b). Zdaniem Radwańskiego (1959): „piaskowiec ciosowy koniak powstał w basenie głównie wskutek zgarńnięcia przez transgredujące morze i szybkiego przetransportowania materiału powstałego na lądzie, na którym odsłonięte skały krystaliczne bogate w kwarc ulegały przez dłuższy czas intensywnemu wietrzeniu...” (cytat ze strony 41).

Nowe znaleziska fauny skłoniły Z. Radwańską (1963) do ponownego zaliczenia piaskowców budujących główny grzbiet Gór Stołowych do górnego turonu (pogląd ten podziela w pracy z 1964b również S. Radwański). Piaskowcom Szczelińca autorka (zgodnie z S. Radwańskim) przypisuje nadal wiek środkowoturoni.

W swojej najnowszej pracy, która ukazała się już po oddaniu niniejszego opracowania do druku, S. Radwański (1966) zmienił pogląd na zagadnienie wieku piaskowców budujących główny grzbiet Gór Stołowych, zaliczając je do dolnej części górnego turonu (poziom z *Inoceramus glatzie*). Z cytowanej pracy wynika natomiast, że jej autor nadal podtrzymuje poglądy na zagadnienie pochodzenia materiału detrytycznego i kierunków transportu: „W niższej części podpiętra (fig. 4) zasadniczym źródłem osadów była wyspa łużycka, a znacznie mniej materiału dostarczał ląd wschodniosudecki. Ponieważ wyspa łużycka znajdowała się na kierunku podłużnej osi basenu, więc wzdłuż tej osi droga do transportu materiału była otwarta. Kliny piaskowca pochodzącego z wyspy łużyckiej sięgają daleko przez nieckę policką i nieckę Batorowa („piaskowiec ze Skalniaka”) aż do Gorzanowa w rowie Nysy” (cytat ze strony 111).

Z czeskiej literatury geologicznej dotyczącej osadów kredowych niecki śródsudeckiej wynika, że wieku górnych piaskowców ciosowych okolic Adršpach-Teplice również nie

udało się na razie ustalić ostatecznie. W objaśnieniach do przeglądowej mapy geologicznej ČSSR (arkusz Náchod, 1961) zostały one zaliczone do środkowego turonu, a w wydanej niedawno Regionalnej Geologii Czechosłowacji (1966) do turonu środkowego(?), turonu górnego(?) i koniaku również ze znakiem zapytania.

Według niepublikowanych poglądów J. Dvořáka (informacja osobista) górne piaskowce ciosowe należy prawdopodobnie zaliczyć do górnej części turonu środkowego i dolnej czę-

ści turonu górnego, ponieważ w drobnoziarnistych piaskowcach, które występują w ich spągu, spotyka się zespół fauny wskazujący na turon środkowy, ale nie na najwyższą jego część.

Oprócz powyżej przedstawionych poglądów w pracach różnych autorów poruszane były zagadnienia związane z sedymentacją górnych piaskowców ciosowych i budową głównego grzbietu Gór Stołowych. Będą one przytoczone w dalszych rozdziałach niniejszej pracy.

ZAKRES I METODY PRACY

Z przedstawionego przeglądu prac wynika, że obiektem ich zainteresowań była przede wszystkim stratygrafia. Badania środowiska sedymentacyjnego osadów śródsudeckiej górnej kredy prowadzone przez geologów niemieckich ograniczały się w zasadzie do porównań litofacjalnych z podobnie wykształconą kredą saksońską i czeską. Wszechstronne zainteresowania wykazują dopiero prace S. Radwańskiego, jednak przedstawione w nich poglądy na zagadnienia środowiska sedymentacyjnego osadów turońskich wobec przedstawionych w niniejszym opracowaniu faktów nie będą mogły być uznane za słuszne.

W niniejszej pracy rekonstrukcja środowiska sedymentacyjnego została oparta na badaniach podstawowych własności strukturalnych i teksturalnych skał. Szczegółowej analizie sedymentologicznej poddano górne piaskowce ciosowe. Badania osadów starszych ograniczono na razie do obserwacji wstępnych, które pozwoliły na przeprowadzenie porównań i uwidocznienie sytuacji, jaką w pro-

filu śródsudeckiej górnej kredy zajmują górne piaskowce ciosowe.

Przeprowadzone studium sedymentologiczne objęło badania: struktur wewnętrznych (warstwowania skośne¹), składu granulometrycznego, kształtu ziarn, składu mineralnego oraz minerałów ciężkich. Szczegółowe omówienia metod stosowanych przy tych badaniach znajdują się w odpowiednich rozdziałach niniejszej pracy.

Otrzymane wyniki pozwoliły na podstawie najnowszej literatury sedymentologicznej na podjęcie próby analizy basenu i środowiska sedymentacyjnego a także na krytyczną ocenę znanych z literatury dotychczasowych poglądów na to zagadnienie. Pomiary tektonicznego nachylenia powierzchni ławic² (niezbędne do określenia pierwotnej orientacji skośnego warstwowania) oraz analiza spękań ciosowych (również, jak się okazało, przydatna do określania pierwotnego nachylenia warstw skośnych) pozwoliły na sformułowanie ogólnych uwag o tektonice przebadanego obszaru.

OBSERWACJE SEDYMENTOLOGICZNE

SKOŚNE WARSTWOWANIE

Górne piaskowce ciosowe Gór Stołowych

Opisywana seria piaskowców składa się z występujących na przemian ławic warstwowych skośnie lub równolegle i nie wykazujących widocznego megaskopowo warstwowania. Przeważają ławice warstwowane skośnie. Typowe dla całego obszaru Gór Stołowych jest następstwo ławic budujących skałki widoczne po wschodniej stronie wzgórza Narożnik w oko-

licy Łężna. Obserwuje się tu następujący układ ławic idąc od spągu:

1. Ławica (ok. 3 m) nie wykazująca widocznego warstwowania (pl. III, 1).

2. Ławica (ok. 17 m) wykazująca warstwowanie skośne (pl. II, 2 i IV, 1).

¹ Termin ten będzie w niniejszej pracy zgodnie z Roniewiczem (1966) używany jako ogólny dla zjawiska sedymentacyjnego nachylenia warstw w stosunku do stropu i spągu ławicy („warstwy” u Roniewicza).

² Termin „ławica” będzie tu używany zgodnie z Książkiewiczem (1954), który przeciwstawił go wyraźnie terminowi „warstwa”.

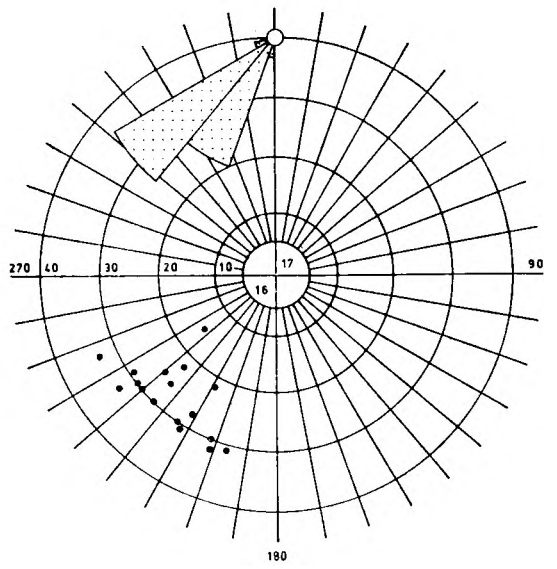
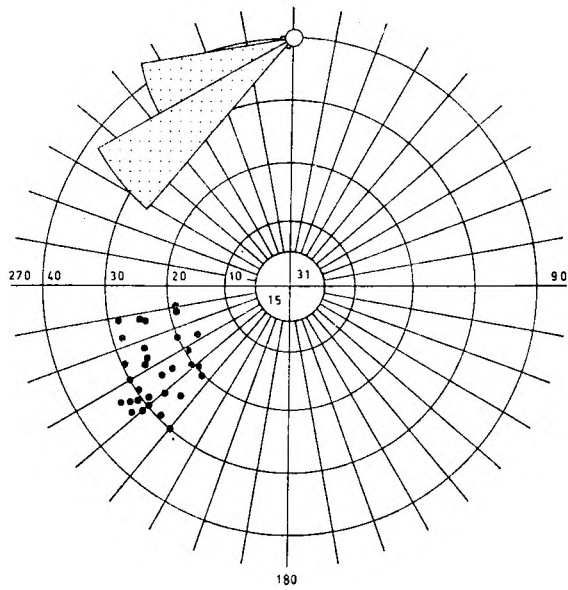
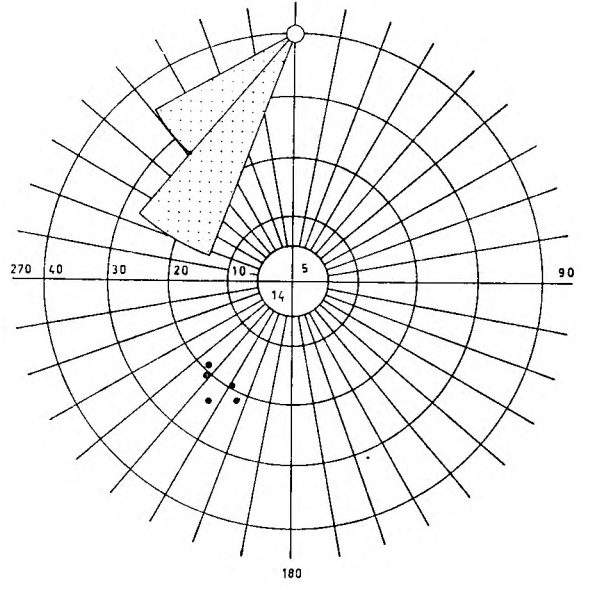
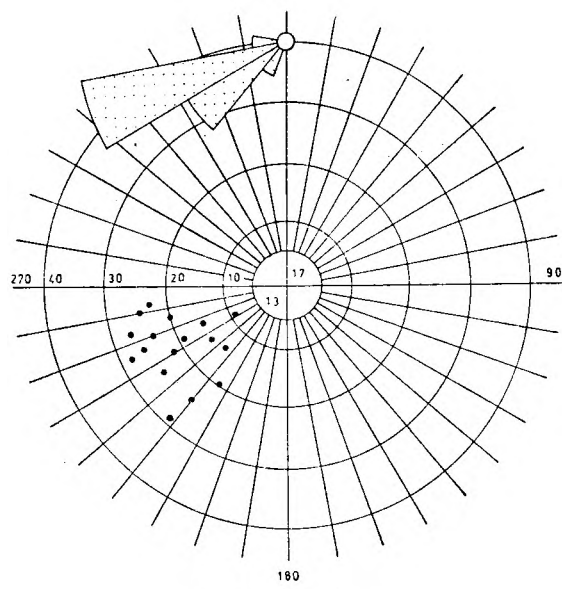
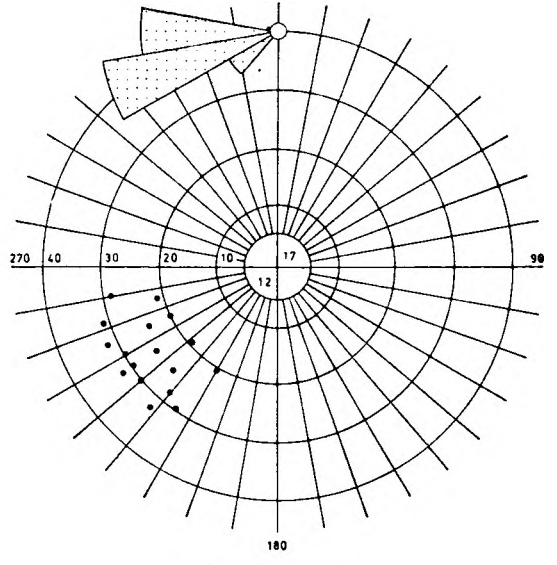
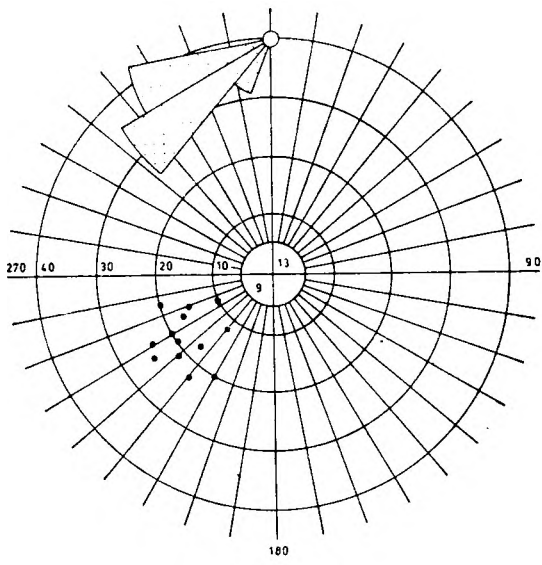


Fig. 2

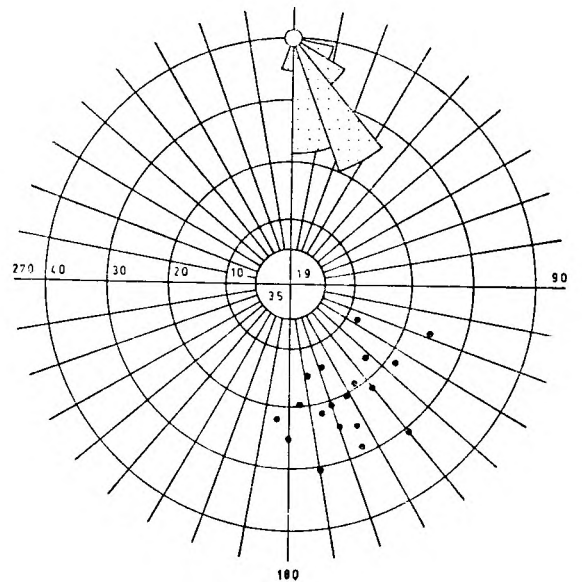
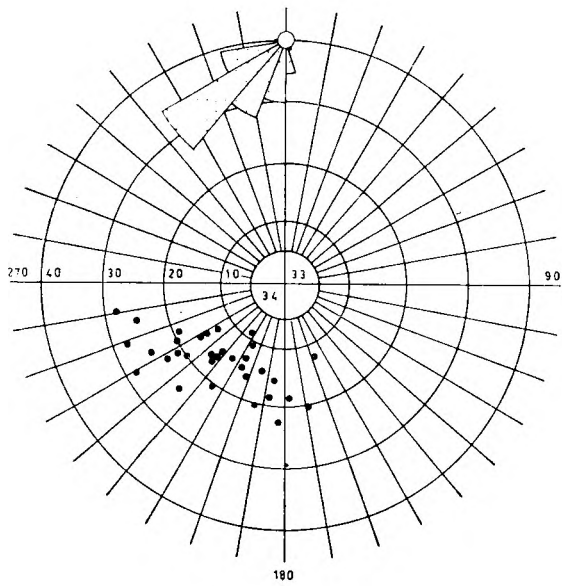
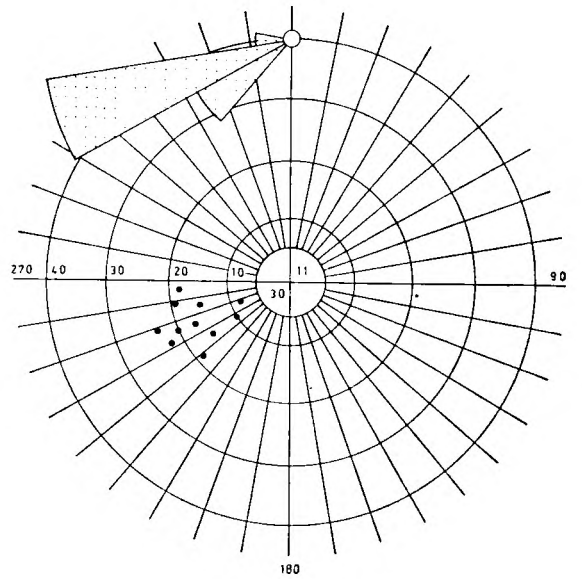
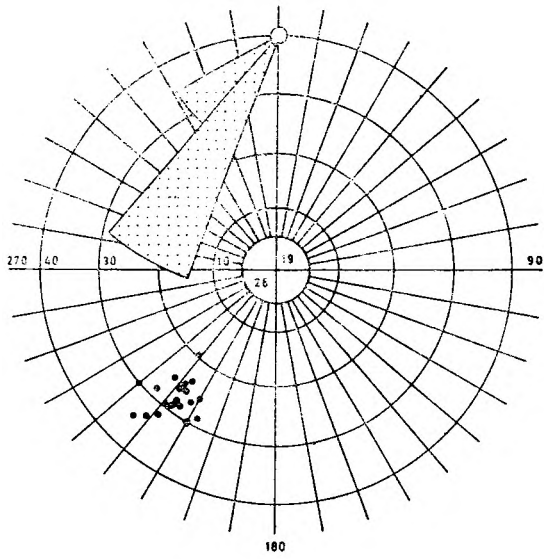
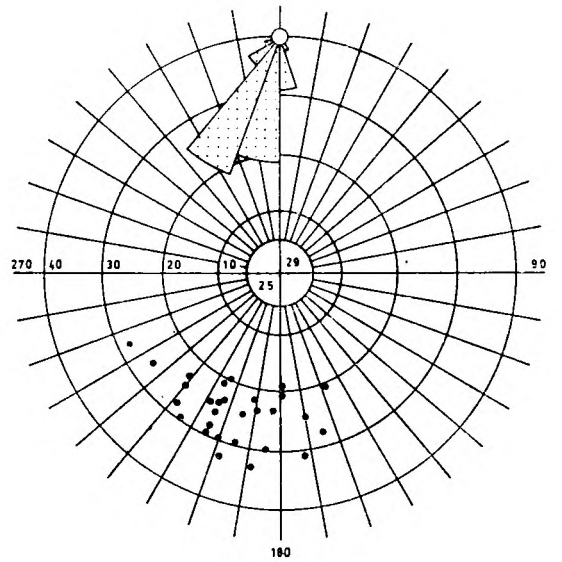
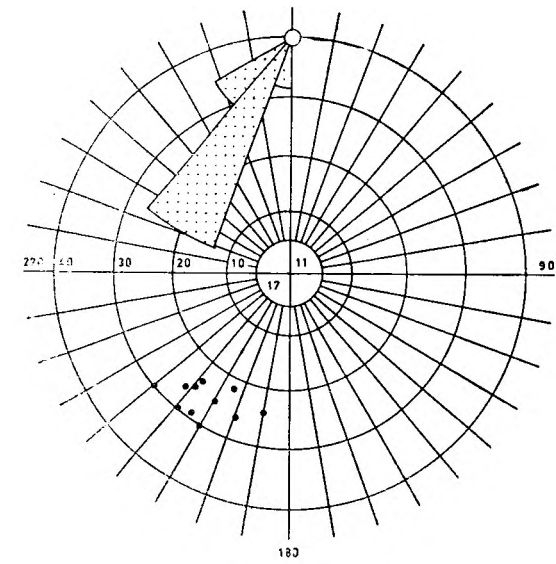


Fig. 2

3. Ławica (ok. 4 m) nie wykazująca widocznego warstwowania (pl. III, 2 i IV, 2).

4. Zespół ławic (ok. 9 m) wykazujących skośne warstwowanie mniejszej skali, ku górze przechodzące w ławice warstwowane równoległe lub nie wykazujące widocznego warstwowania (pl. IV, 2).

W przedstawionym powyżej profilu można wyróżnić dwa, wyraźnie różniące się skalą poziomy skośnie warstwowanych ławic: poziomy dolny (ławice 1, 2 i 3), zbudowany z ławic skośnych wielkiej skali przedzielonych ławicami masywnymi, oraz poziomy górny (zespół ławic 4), zbudowany z ławic skośnych małej skali również stwarzający z ławicami nie wykazującymi widocznego warstwowania.

Taka dwudzielność strukturalna utrzymuje się w profilu omawianej serii piaskowców w całym obszarze Gór Stołowych. Wykształcenie ławic i orientacja skośnego warstwowania w wydzielonych poziomach zostanie przedstawiona oddzielnie.

Poziom dolny

Całkowita grubość piaskowców tego poziomu dochodzi do 60 metrów. Dokładne określenie łącznej miąższości budujących go ławic nie jest możliwe, ponieważ dolna ich część jest w całym obszarze przykryta grubym blokowiskiem. Grubość poszczególnych ławic waha się najczęściej w granicach od kilku do kilkunastu metrów. Pomiędzy osiagającymi

wielkie rozmiary ławicami warstwowanymi skośnie występują na ogół cieńsze ławice masywne nie wykazujące warstwowania. Nie obserwuje się między nimi wyraźnych powierzchni międzyławicowych. Przejścia ławic warstwowanych skośnie w ławice masywne są stopniowe. Wyraźne płaskie powierzchnie uławicenia dające się śledzić na dużych przestrzeniach oddzielają ławice warstwowane skośnie. W obecnie aktualnej klasyfikacji (Mc Kee i Weir 1953, Potter i Pettijohn 1963, Roniewicz 1966) należy je zaliczyć do warstwowań *skośnych płaskich (tabular cross-bedding)*. Trzeba jednak zaznaczyć, że z powodu wielkiej skali skośnego warstwowania, w opisywanym przypadku, najczęściej nie obserwuje się w odkrywkach granic między ławicami, a tylko pakiety skośnie ułożonych warstw (pl. II, 1). Grubość poszczególnych warstw waha się w granicach od kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów (najczęściej około 30 centymetrów). Warstwowanie jest dobrze widoczne dzięki występowaniu ziarn najgrubszych w dolnych częściach warstw i często podkreślone przez selektywne wietrzenie i płytową oddzielność (pl. IV, 1).

Orientacja warstw skośnych w stosunku do powierzchni ławic była przedmiotem szczegółowych obserwacji i pomiarów w całym obszarze występowania opisywanego poziomu piaskowców. Przeprowadzenie konsekwentnego podziału na ławice warstwowane skośnie i równoległe nie jest możliwe, ponieważ kąty na-

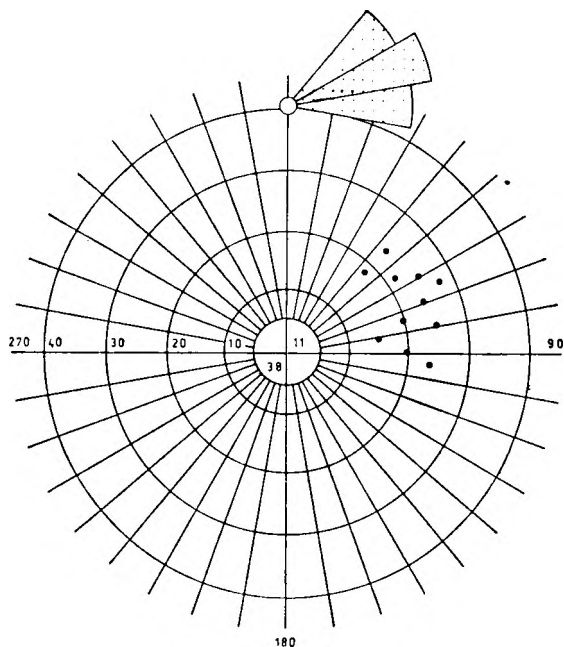


Fig. 2

Diagramy punktowe i róże kierunków skośnego warstwowania w ławicach wielkiej skali (dolny poziom górnych piaskowców ciosowych Gór Stołowych)

Punkty na diagramach są śladami normalnych do warstw. Projekcja górnej półkuli. W środku każdego diagramu zaznaczono ilość pomiarów (pierwszy kwadrant) i numer diagramu (trzeci kwadrant) odpowiadający numeracji odkrywek na mapie Fig. 3

Point diagrams and compass roses showing the directions of cross-bedding in large-scale units (lower stage of the Góry Stołowe)

Points on diagrams are the traces of normals to the beds. Upper hemisphere projection. Number of measurements indicated in the centre of each diagram (first quadrant), also the number of diagram corresponding to that of the outcrops in the map — Fig. 3

chylenia warstw w obrębie tych samych ławic zmieniają się często od zbliżonych do zera do bardzo stromych. Ze względów praktycznych pomiary przeprowadzono dla warstw nachylnych pod kątem większym niż 5° . Zostały one przedstawione na diagramach punktowych (Fig. 2). Diagramy obejmują pomiary wykonane w skałkach występujących w niewielkiej odległości od siebie i zbudowanych z ławic, których wtórne, tektoniczne nachylenie jest takie same. W celu wyeliminowania tektonicznego pochylenia powierzchni ławic i określenia pierwotnej orientacji skośnego warstwowania przeprowadzono redukcje metodą podaną przez Pottera i Pettijohna (1963). U góry każdego diagramu znajdują się róże kierunków nachylenia warstw, które zostały naniesione na mapę kierunków skośnego warstwowania (fig. 3). Oprócz orientacji skośnego warstwowania w górnych piaskowcach ciosowych Gór Stołowych na mapie przedstawiono także kierunki skośnego warstwowania w odpowiadających im wiekowo piaskowcach okolic Adrśpach—Teplice i Krzeszowa, zostaną one opisane oddzielnie w następnych rozdziałach niniejszej pracy.

W prawie całym obszarze głównego grzbietu Gór Stołowych i Szczelińca warstwy skośne wielkiej skali są nachylone w kierunku SW. Można je obserwować na odcinku ponad 10 kilometrów w skałkach tworzących krawędź morfologiczną przebiegającą z niewielkimi przerwami od granicy państwa na północnym zachodzie do okolic Batorowa na południowym wschodzie. Dopiero od okolic Batorowa orientacja warstw skośnych wielkiej skali zaczyna się zmieniać. Obserwuje się początkowo nachylenia warstw w kierunku południowo-wschodnim (diagram 35), a w skałkach budujących wzgórze Szczytniak są one już wyraźnie skierowane ku wschodowi.

Z sumarycznego zestawienia pomiarów z całego obszaru (fig. 4) wynika, że kierunki nachyleń warstw skośnych wielkiej skali zmieniają się w granicach od 30° do 280° . Maksimum przypada na azymut 230° . Kierunek ten (z północnego wschodu ku południowemu zachodowi) był dominującym kierunkiem transportu materiału piaszczystego. Kąt nachylenia warstw skośnych wynosi najczęściej około 25° .

Warstwy skośne wielkiej skali można uważać za czoła wielkich nasypów, które tworzyły się przy udziale prądu płynącego w obszarze Gór Stołowych przeważnie z północnego wschodu. Wielkie rozmiary tych form są przyczyną, że obserwuje się przechodzenie warstw skośnych w równoległe. Takie zjawiska obserwuje się zarówno w piaskowcach Szczelińca, jak i głównego grzbietu Gór Stołowych. Ławic

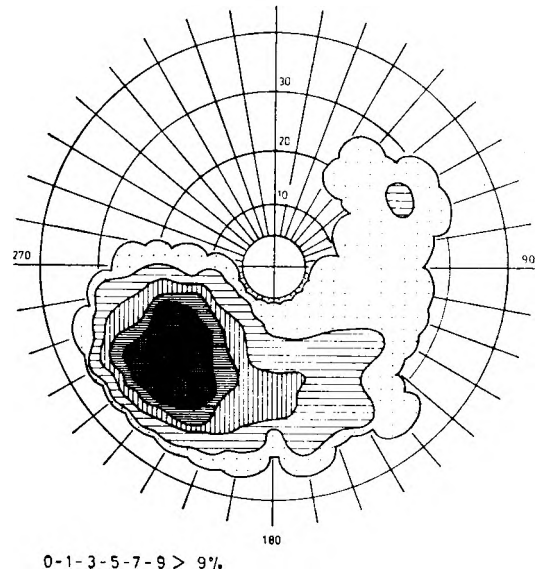


Fig. 4

Sumaryczne zestawienie orientacji warstw skośnych wielkiej skali w górnych piaskowcach ciosowych Gór Stołowych

Normalne do warstw. Projekcja górnej półkuli. 233 pomiary

A summary of the orientation of large-scale crossbeds in sandstones of the Góry Stołowe

Normals to the beds. Upper hemisphere projection. 233 measurements

ce dolnego poziomu piaskowców Szczelińca są przeważnie warstwowane równoległe, ale we wschodniej jego części spotyka się warstwy skośne wielkiej skali, które można uważać za inicjalne stadia tworzenia się nasypów (pl. V, 1). Opisane zjawiska zostały przedstawione schematycznie na profilach (fig. 3).

Poziom górny

Dolna powierzchnia tego poziomu zaznacza się wyraźnie w postaci płaskiej powierzchni oddzielającej ławice o wielkich miąższościach od zespołu skośnie warstwowanych ławic mniejszej skali. Ich łączna miąższość wynosi około 35 metrów. Nie tworzą one w przeciwieństwie do piaskowców piętra dolnego zwartej pokrywy, lecz występują w skałkach zachowanych częściowo na najwyższych wzniesieniach Gór Stołowych (pl. V, 2 i VII, 1).

Ławice dolnej części opisywanego poziomu piaskowców są warstwowane skośnie, ku górze przechodzą w warstwowane równoległe lub masywne (pl. VII, 1). Grubość skośnie warstwowanych ławic tego poziomu waha się w granicach od kilku centymetrów do kilkunastu decymetrów (nie przekracza jednak z reguły 2 metrów). Powierzchnie ławic są zwykle pł-

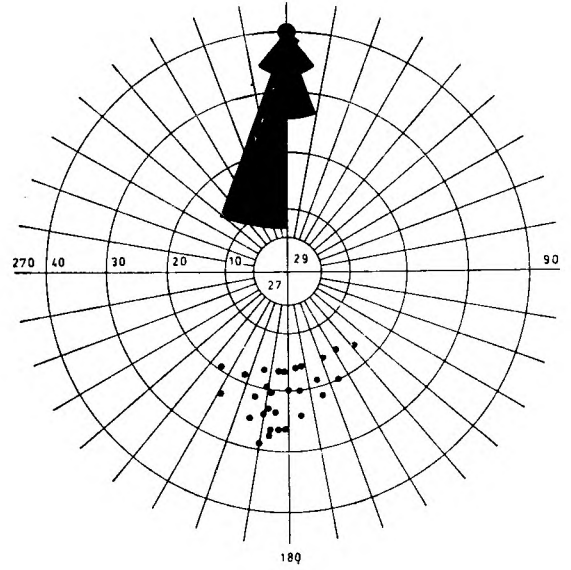
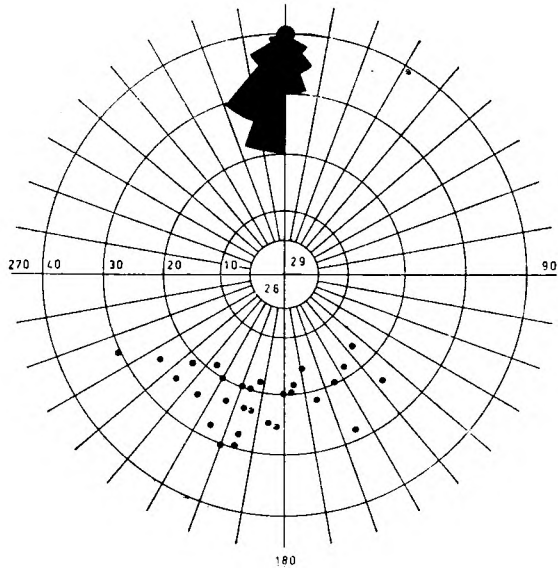
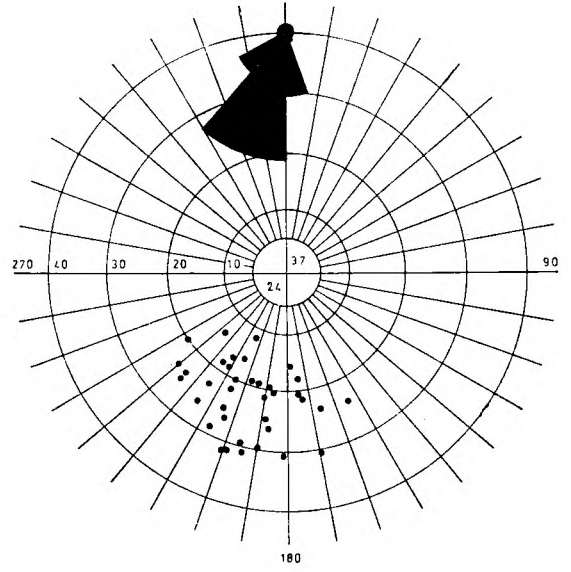
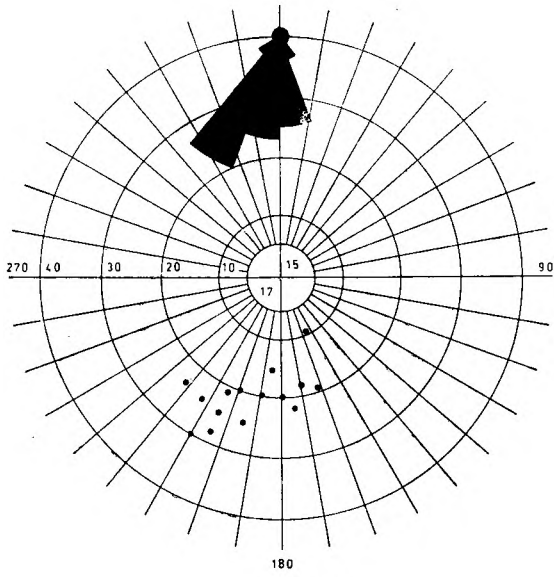
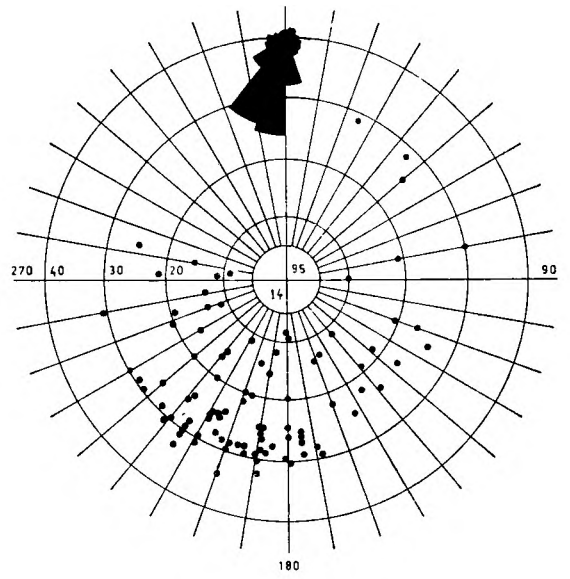
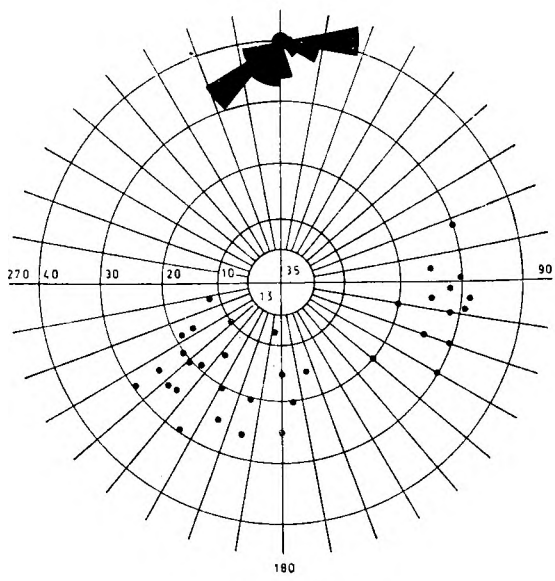


Fig. 5

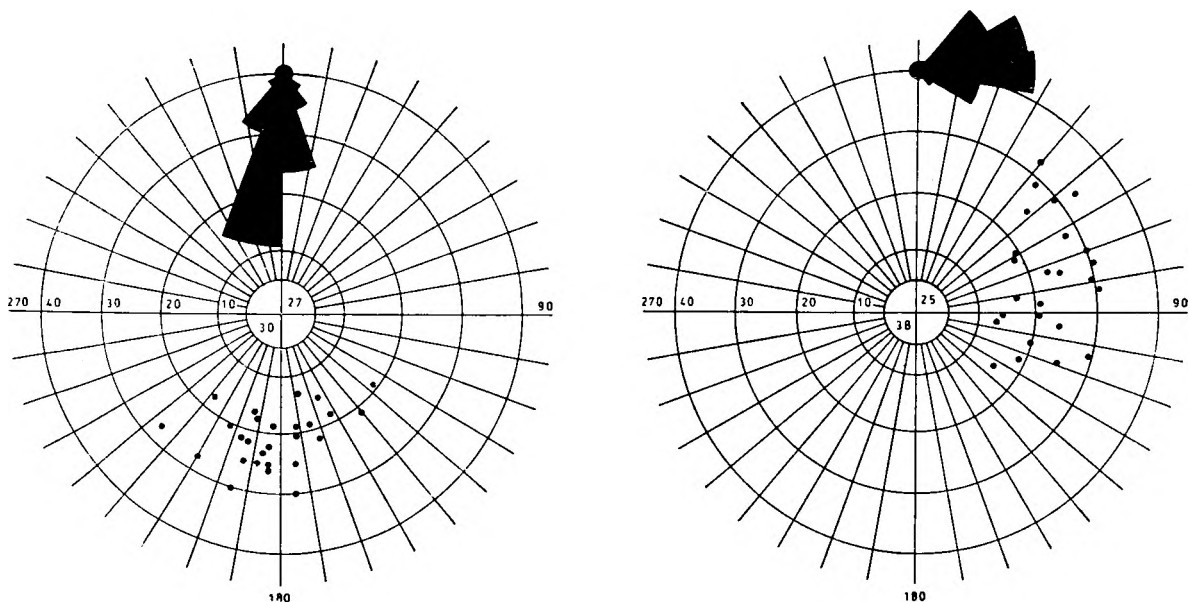


Fig. 5

Diagramy punktowe i róże kierunków skośnego warstwowania w ławicach małej skali (górny poziom górnych piaskowców ciosowych Gór Stołowych)

Punkty na diagramach są śladami normalnych do warstw. Projekcja górnej półkuli. W środku każdego diagramu zaznaczono ilość pomiarów (pierwszy kwadrant) i numer diagramu (trzeci kwadrant) odpowiadający numeracji odkrywek na mapie — Fig. 3

Point diagrams and compass roses showing the directions of cross-bedding in small-scale units (upper stage of sandstones in the Góry Stołowe)

Other explanations as in Fig. 3

skie i ostro ścinają warstwy skośne. Zgodnie z przyjętą klasyfikacją należy je zaliczyć do warstwowań *skośnych płaskich* (pl. VI). W piaskowcach tego poziomu pojawiają się sporadycznie ławice, w których na przekrojach poprzecznych do kierunku prądu widoczne są regularne równe niecki. Typowy przykład takiego warstwowania został opisany z górnego poziomu piaskowców Szczelińca (Jerzykiewicz 1966a).

Mięszości warstw skośnych wahają się w granicach od kilku do kilkunastu centymetrów i są zwykle tym większe, im grubsza jest ławica, którą budują. W dolnych częściach warstw skośnych występują ziarna najgrubsze. Przejście ku górze może być ostre, można je uważać wtedy za warstwowanie laminowane lub stopniowe i sprawia wtedy wrażenie warstwowania frakcjonalnego (por. Książkiewicz 1954). Pierwszy przypadek obserwuje się najczęściej w warstwach budujących ławice cieńsze (kilku i kilkunastocentymetrowe), drugi — w ławicach grubych (od kilkudziesięciu centymetrów do około 2 metrów).

Orientację warstw skośnych opisywanego poziomu piaskowców przedstawiają diagramy punktowe i róże kierunków (fig. 3 i 5). Nachylenie warstw jest tu podobne jak w ławicach dolnego poziomu i skierowane zwykle ku południowemu zachodowi (fig. 5, diagramy 14, 17, 24, 27 i 30). Obserwuje się tu jednak znacznie większą dyspersję kierunków aż do występowania warstw skośnych o przeciwnych kierunkach nachylenia (fig. 5, diagramy 13 i 14). Warstwy skośne obserwowane na Szczytniaku (fig. 5, diagram 38) wykazują podobnie jak w ławicach poziomu dolnego (por. fig. 2 — diagram 38 oraz fig. 3) nachylenia w kierunku wschodnim. Sumaryczny obraz orientacji warstw skośnych w ławicach poziomu górnego w całym obszarze Gór Stołowych przedstawia fig. 6. Z diagramu konturowego widać, że rozrzut kierunków nachyleń warstw skośnych w całym obszarze wynosi 290° (od 10° do 300°). Z położenia maksimum należy wnioskować, że najczęściej spotyka się warstwy nachylone w kierunku około 190° pod kątem około 25° .

Rozkład wielkości kątów nachyleń warstw skośnych (fig. 7) osiąga maksimum w przedziale $24\text{--}30^\circ$ i jest ujemnie skośny.

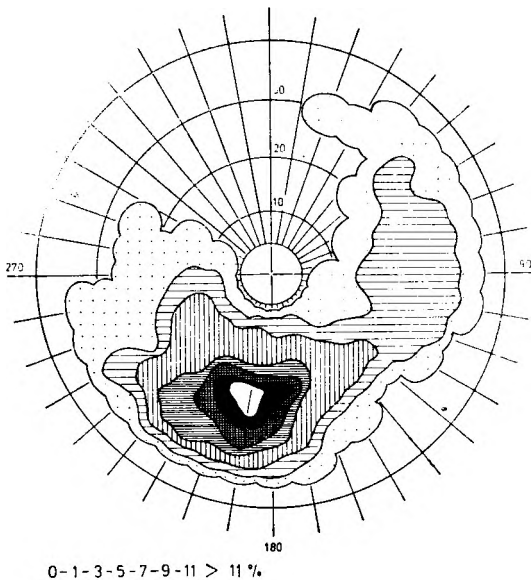


Fig. 6

Sumaryczne zestawienie orientacji warstw skośnych małej skali w górnych piaskowcach ciosowych Gór Stołowych

Normalne do warstw. Projekcja górnej półkuli. 292 pomiary
 A summary of the orientation of small-scale cross-beds in sandstones of the Góry Stołowe
 Normals to the beds. Upper hemisphere projection. 292 measurements

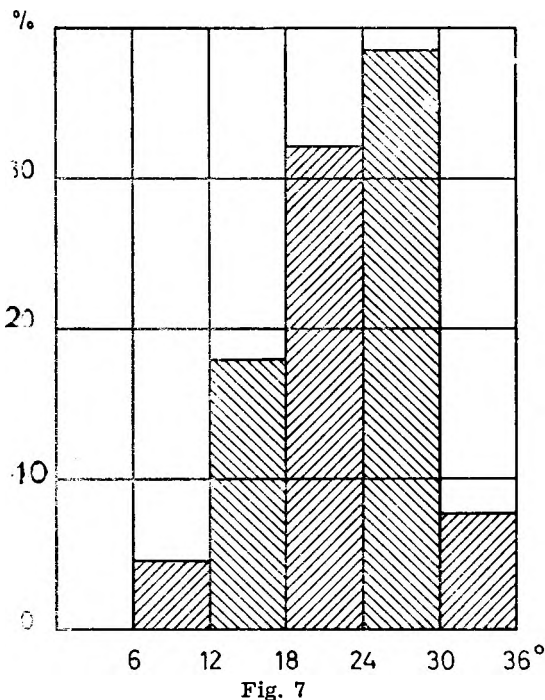


Fig. 7

Histogram rozkładu wielkości kątów nachyleń warstw skośnych małej skali w górnych piaskowcach ciosowych Gór Stołowych. 292 pomiary

Histogram showing distribution of inclination angles of small-scale cross-beds in sandstones of the Stołowe Góry. 292 measurements

Górne piaskowce ciosowe okolic Adršpach—Teplice*

W środkowej części niecki śródsudeckiej, w okolicach miejscowości Adršpach i Teplice n. Metuji, górne piaskowce ciosowe budują tzw. Skalne Miasto („Teplicko-adršpašské skalni město”), (fig. 1). Najwyższe szczyty tego obszaru leżą o przeszło 100 m niżej niż kulminacje głównego grzbietu Gór Stołowych i Szczelińca. Krajobraz Skalnego Miasta jest jednak bardziej urozmaicony; głęboko wcięte doliny potoków umożliwiają wykonanie obserwacji we wznoszących się nad nimi skałkach (pl. VIII, 1, 2; IX, 1).

Podobnie jak w obszarze Gór Stołowych, górne piaskowce ciosowe tworzą tu skośnie warstwowane ławice wielkiej skali o kilkunastometrowych miąższościach (pl. VII, 2; VIII, 1; IX, 1, 2) oraz ławice warstwowane skośnie o mniejszych miąższościach (pl. VIII, 2; X, 1), a ławice o miąższościach pośrednich spotyka się niezwykle rzadko. W obszarze Skalnego Miasta nie da się jednak przeprowadzić zaobserwowanego w Górach Stołowych podziału na dwa, różniące się skalą poziomo skośnie warstwowanych ławic. Przyczyną są, być może, niewielkie pionowe dyslokacje zaburzające pierwotne ułożenie ławic.

Skośnie warstwowane ławice wielkiej skali występują w całym omawianym obszarze. Formy te w pełnym rozwoju można obserwować najlepiej w okolicach Adršpach („Adršpašské skalni město”), (pl. VIII, 1 i IX, 1), ale najczęściej, podobnie jak w obszarze Gór Stołowych, widoczne są jedynie ukośnie ułożone pakiety warstw, które są jedynie środkowymi częściami ławic (pl. IX, 2).

Warstwy w omawianych ławicach są przeważnie nachylone w kierunku południowo-zachodnim, jedynie w odkrywce 48 przeważa kierunek południowo-wschodni (por. fig. 8 oraz fig. 3). Przewaga kierunków z północnego wschodu ku południowemu zachodowi zaznacza się wyraźnie na diagramie sumarycznym z całego obszaru Skalnego Miasta (fig. 10).

Nieco inną i bardziej zmienną orientację wykazują warstwy skośnie małej skali (por. fig. 3, fig. 9 i fig. 11). Są one nachylone ku południowemu zachodowi, południowi a także często ku południowemu wschodowi najczęściej pod kątem 24 do 30° (fig. 12).

* Rozdział został przesłany do redakcji w styczniu 1967 r., inne uzupełnienia w dalszych rozdziałach niniejszej pracy, dotyczące górnych piaskowców ciosowych okolic Adršpach—Teplice, również wniesiono w tym czasie.

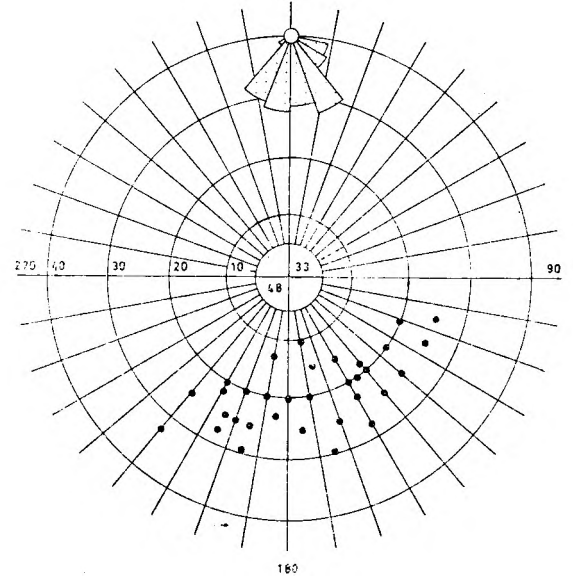
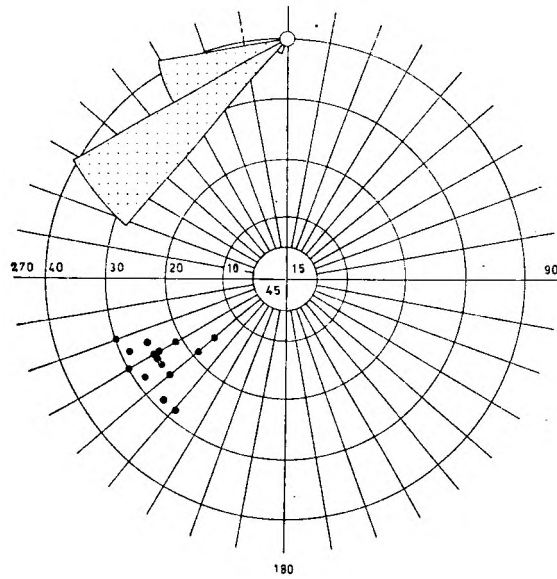
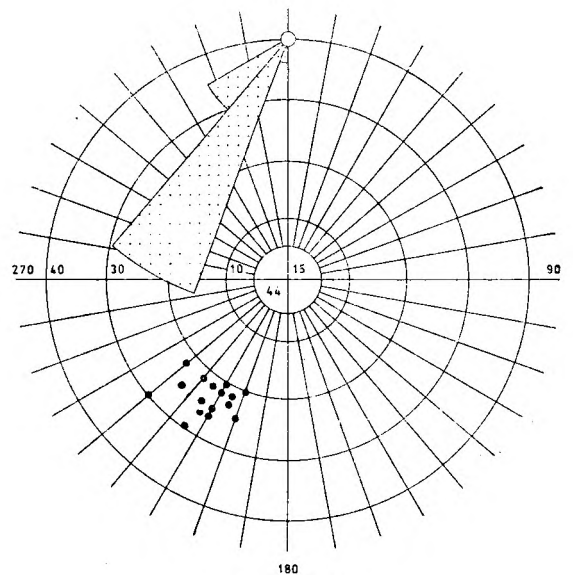
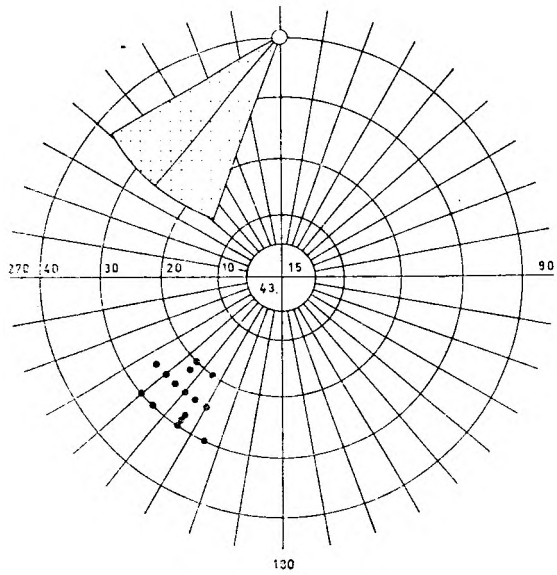
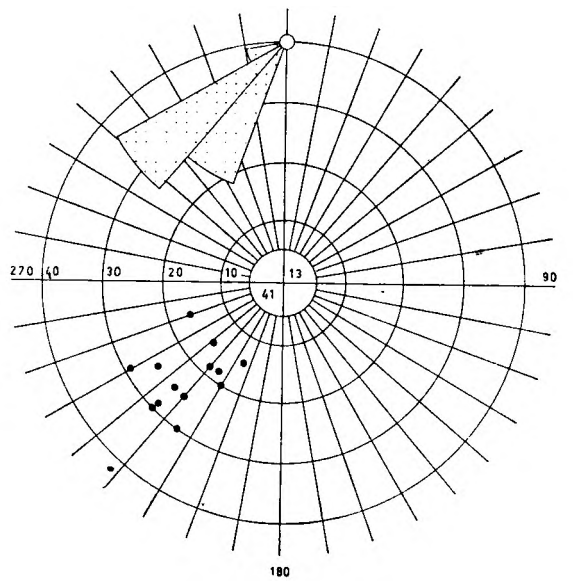
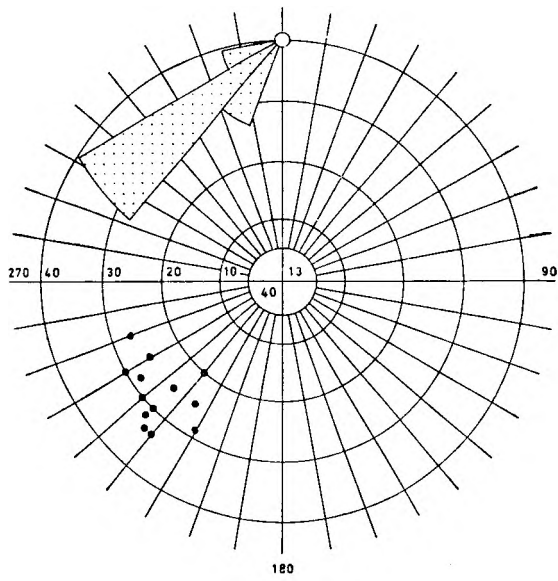


Fig. 8

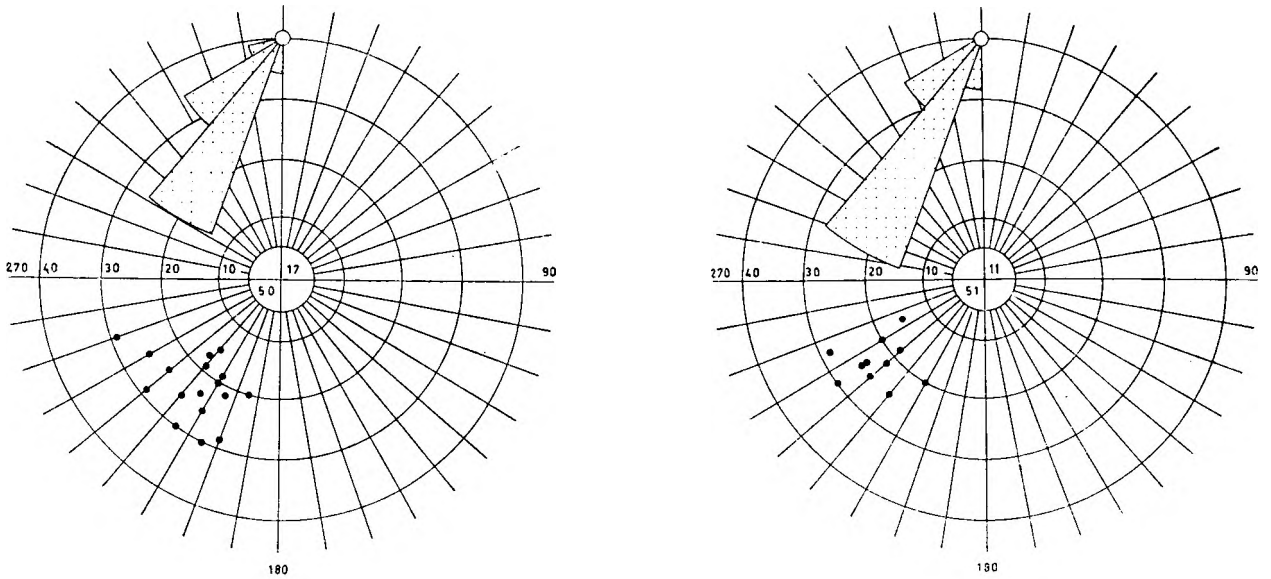


Fig. 8

Diagramy punktowe i róże kierunków skośnego warstwowania w ławicach wielkiej skali górnych piaskowców ciosowych okolic Adršpach-Teplice

Punkty na diagramach są śladami normalnych do warstw. Projektcja górnej półkuli. W środku każdego diagramu zaznaczono ilość pomiarów (pierwszy kwadrant) i numer diagramu (trzeci kwadrant) odpowiadający numeracji odkrywek na mapie — Fig. 3

Point diagrams and compass roses of the distributions of the large-scale cross-bedding in sandstones of the vicinity of Adršpach-Teplice

Points of diagrams are the traces of normals to the beds. Upper hemisphere projection. Number of measurements indicated in the centre of each diagram (first quadrant), also the number of diagram corresponding to that of the outcrop in the map — Fig. 3

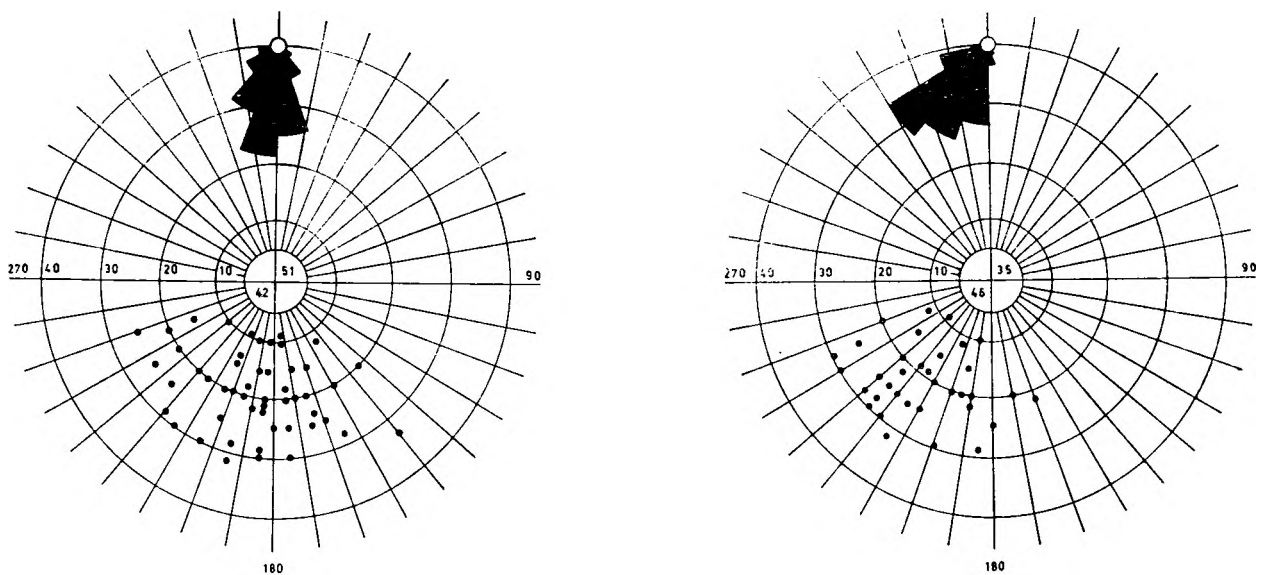


Fig. 9

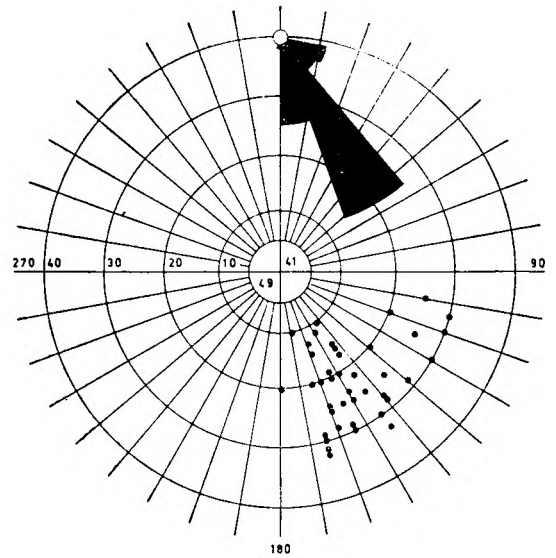
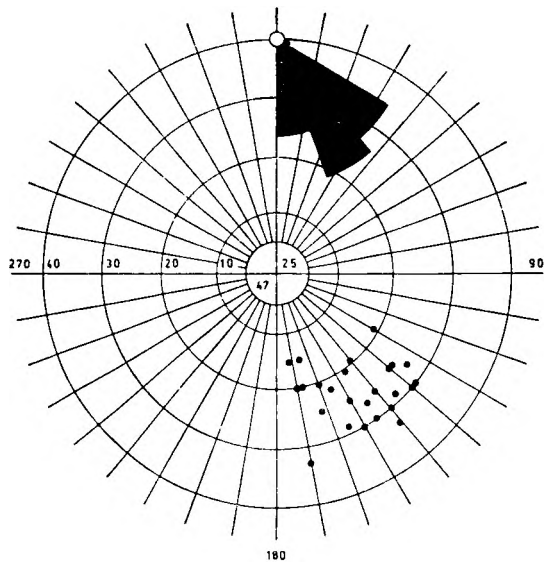


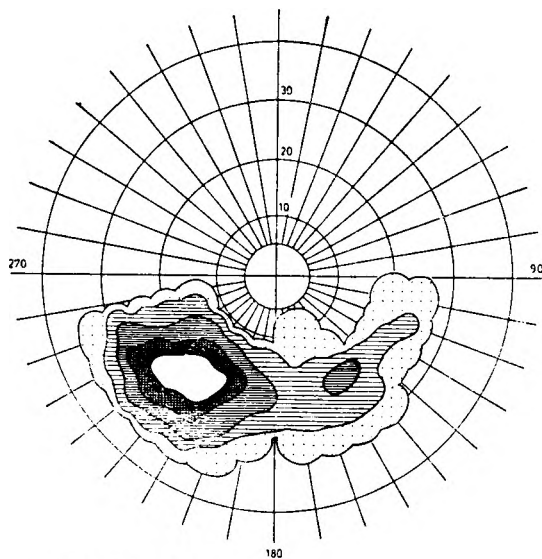
Fig. 9

Diagramy punktowe i róże kierunków skośnego warstwowania w ławicach małej skali górnych piaskowców ciosowych okolic Adršpach-Teplice

Punkty na diagramach są śladami normalnych do warstw. Projekcja górnej półkuli. W środku każdego diagramu zaznaczono ilość pomiarów (pierwszy kwadrant) i numer diagramu (trzeci kwadrant) odpowiadający numeracji odkrywek na mapie — Fig. 3

Point diagrams and compass roses of the distribution of the small-scale cross-bedding in sandstones of the vicinity of Adršpach-Teplice

Points of diagrams are the traces of normals to the beds. Upper hemisphere projection. Number of measurements indicated in the centre of each diagram (first quadrant), also the number of diagram corresponding to that of the outcrop in the map — Fig. 3



C-1-3-7-9-11 > 11%

Fig. 10

Sumaryczne zestawienie orientacji warstw skośnych w ławicach wielkiej skali górnych piaskowców ciosowych okolic Adršpach-Teplice

Normalne do warstw. Projekcja górnej półkuli. 132 pomiary

A summary of orientation of large scale cross-beds in sandstones of the vicinity of Adršpach-Teplice

Normal to the beds. Upper hemisphere projection. 132 measurements

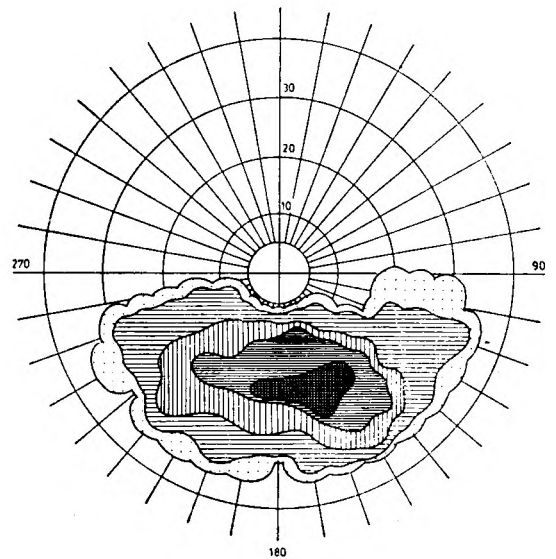


Fig. 11

Sumaryczne zestawienie orientacji warstw skośnych w ławicach małej skali górnych piaskowców ciosowych okolic Adršpach-Teplice

Normalne do warstw. Projekcja górnej półkuli. 132 pomiary

A summary of the orientation of small-scale cross-beds in sandstones of the vicinity of Adršpach-Teplice

Normal to the beds. Upper hemisphere projection. 132 measurements

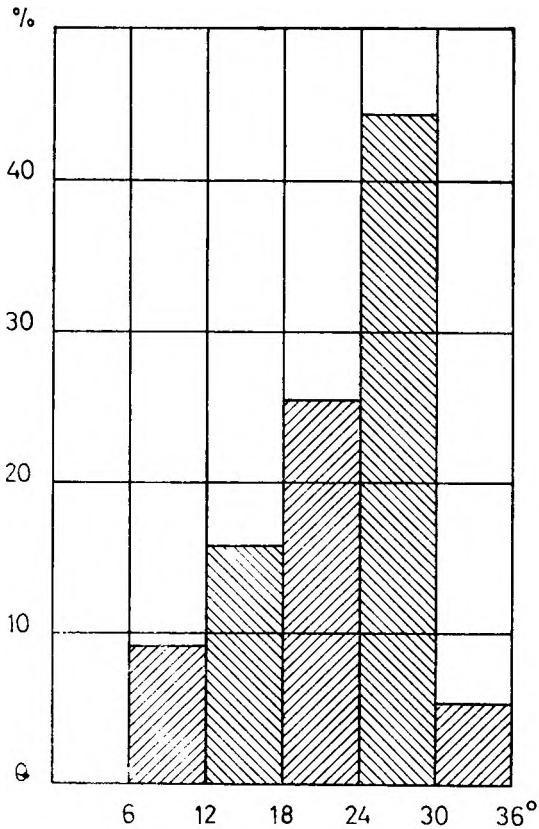


Fig. 12

Histogram rozkładu wielkości kątów nachyleń warstw skośnych małej skali górnych piaskowców ciosowych okolic Adršpach-Teplice. 152 pomiary

Histogram showing distribution of inclination angles of small-scale cross-beds in sandstones of the vicinity of Adršpach-Teplice. 152 measurements

Skośnie warstwowane ławice małej skali w ilości wystarczającej do przeprowadzenia większej ilości pomiarów spotyka się w obszarze Skalnego Miasta jedynie w kilku miejscach. Najlepszych przykładów dostarczają ściany Teplickiego Skalnego Miasta (pl. VIII, 2 i X, 1), są to podobnie jak w ławicach skośnych wielkiej skali warstwy skośne płaskie.

Górne piaskowce ciosowe okolic Krzeszowa

Najmłodsze osady północno-zachodniej części niecki śródsudeckiej są równowiekowe z górnymi piaskowcami ciosowymi Gór Stołowych i okolic Adršpach-Teplice (Scupin 1935). Różnią się jednak od nich znacznie miąższością (około 20 metrów) i formą występowania. Tworzą one niewielkie wzgórza i skałki (por. fig. 3, odkrywki 5 i 6, oraz pl. X, 2).

Można je także obserwować w zaniechanych kamieniołomach przy szosie z Gorzeszowa do Krzeszowa (odkrywki 1 i 2 na fig. 3) oraz w czynnym wyrobisku w Krzeszówku w środkowej części ich występowania (odkrywka 4 na fig. 3). Są one tam eksploatowane i ze względu na wysoką zawartość kwarcu wykorzystywane jako piaski formierskie.

Cechy strukturalne upodabniają je do górnych piaskowców ciosowych tworzących w Górach Stołowych poziom górny. Składają się one również z ławic niewielkich grubości (od kilku do kilkudziesięciu centymetrów) zbudowanych najczęściej z warstw skośnych płaskich. Większą miąższość ławic (ponad 3 metry) obserwowano jedynie w ścianie wyrobiska w Krzeszówku.

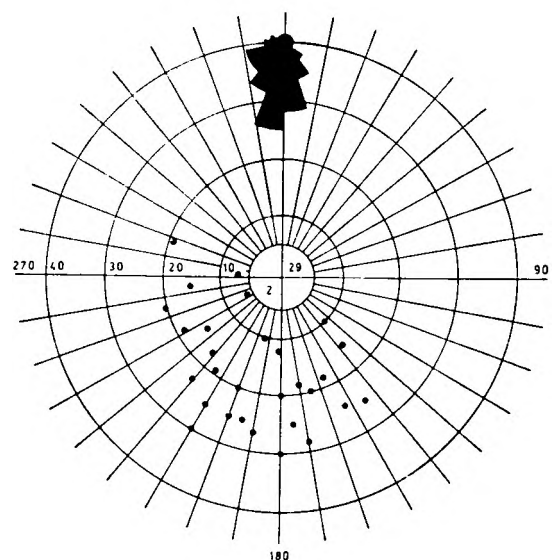
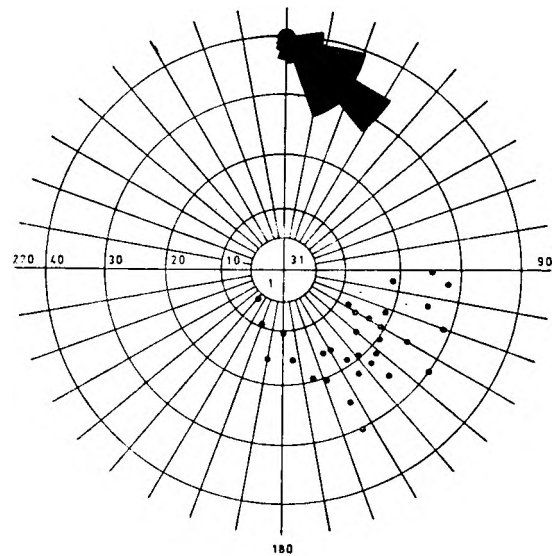


Fig. 13

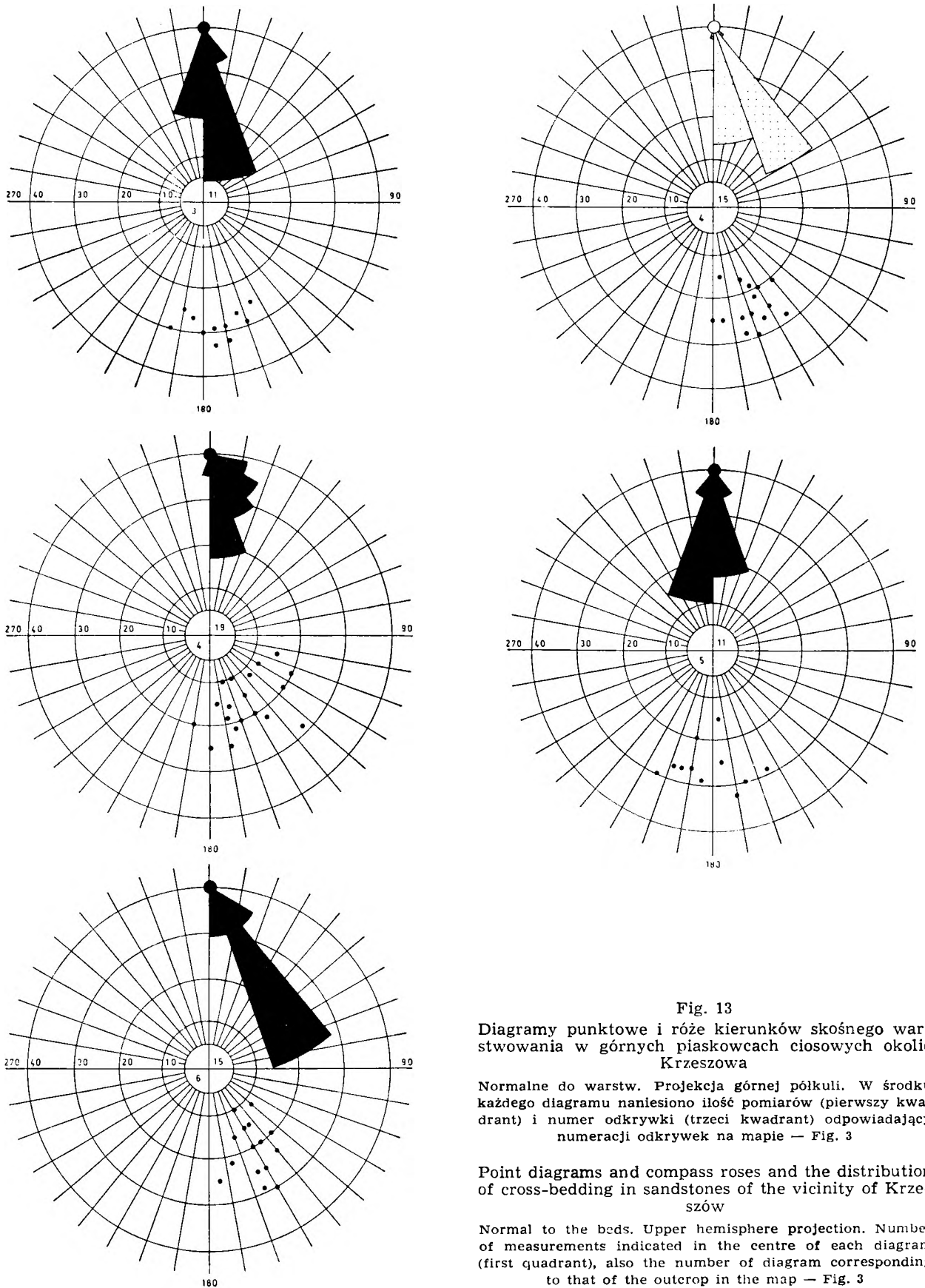


Fig. 13

Diagramy punktowe i róże kierunków skośnego warstwowania w górnych piaskowcach ciosowych okolic Krzeszowa

Normalne do warstw. Projektacja górnej półkuli. W środku każdego diagramu naniesiono ilość pomiarów (pierwszy kwadrant) i numer odkrywki (trzeci kwadrant) odpowiadający numeracji odkrywek na mapie — Fig. 3

Point diagrams and compass roses and the distribution of cross-bedding in sandstones of the vicinity of Krzeszów

Normal to the beds. Upper hemisphere projection. Number of measurements indicated in the centre of each diagram (first quadrant), also the number of diagram corresponding to that of the outcrop in the map — Fig. 3

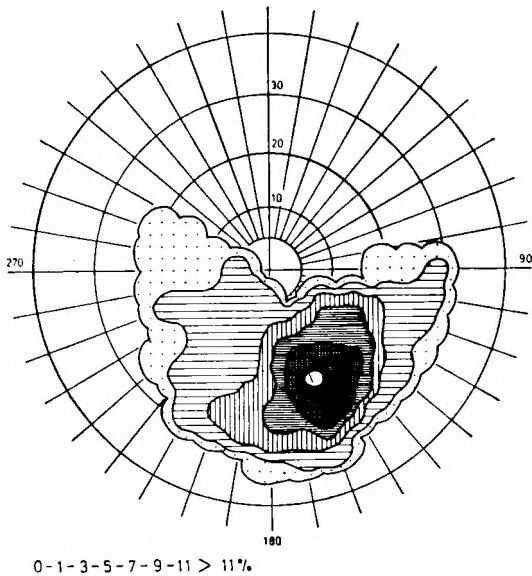


Fig. 14
 Sumaryczne zestawienie orientacji warstw skośnych w ławicach górnych piaskowców ciosowych okolic Krzeszowa
 Normalne do warstw. Projekcja górnej półkuli. 131 pomiarów
 A summary of the orientation of cross-beds in the sandstones of the vicinity of Krzeszów
 Normals to the beds. Upper hemisphere projection. 131 measurements

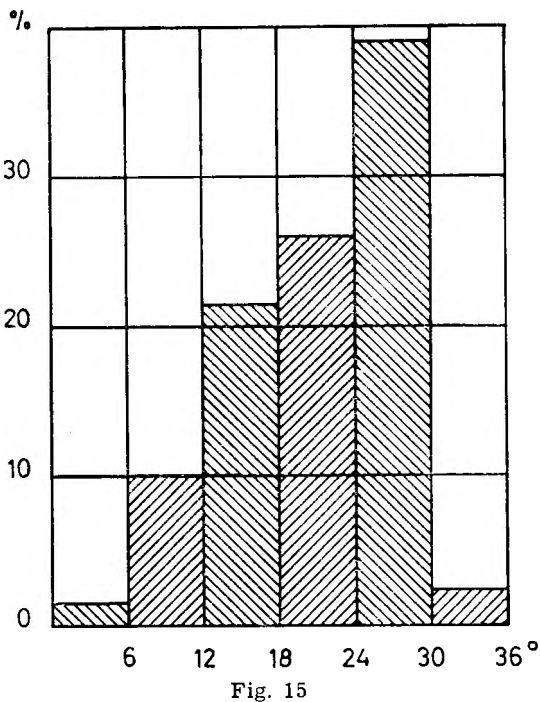


Fig. 15
 Histogram rozkładu wielkości kątów nachyleń warstw skośnych w ławicach górnych piaskowców ciosowych okolic Krzeszowa. 131 pomiarów
 Histogram showing distribution of inclinations angles of cross-beds in sandstones in the vicinity of Krzeszów. 131 measurements

Orientację warstw skośnych w omawianych piaskowcach przedstawiają diagramy punktowe wykonane dla poszczególnych odkrywek (fig. 13).

Kierunki nachyleń warstw skośnych są tu inne niż w poprzednio omówionych obszarach (por. fig. 3). Przeważającym kierunkiem transportu jest tu kierunek z północnego zachodu ku południowemu wschodowi. Widać to również wyraźnie na konturowym diagramie sumarycznym (maksimum przypada na azymut 160°), rozrzut kierunków wynosi tu 210° (od 80 do 300°), (fig. 14). Rozkład wielkości kątów nachyleń jest podobnie jak w wypadku ławic skośnych małej skali z poprzednio opisanych obszarów ujemnie skośny. Modalna mieści się w przedziale 24—30° (por. fig. 15).

STRUKTURY ORGANICZNE

W górnych piaskowcach ciosowych spotyka się często formy rurek łatwo dające się wy-preparować ze skały. Najczęściej są one prawie proste, w przekroju eliptyczne i równie grube na całej długości (por. fig. 16a). Znacznie rzadziej są one rozwidlone (fig. 16b). Są to najprawdopodobniej odlewy chodników robaków lub innych organizmów mułozernych. Obserwuje się je najczęściej na powierzchniach ławic, ale często przecinają je i występują także w przekrojach poprzecznych. Nie dopasowują się one do kierunków warstwowania, przeciwnie, powodują deformacje warstw. Odkształcenia te są dobrze widoczne w przekrojach ławic wykazujących drobne warstwowanie. Warstwy są wgięte ku dołowi na kształt litery „V” i przecięte przez odlew

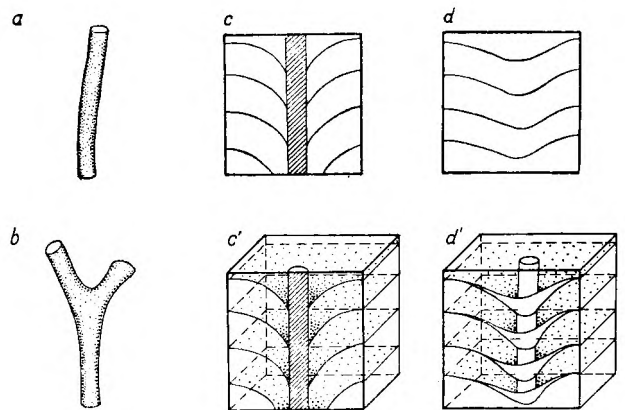


Fig. 16

Slady działalności organizmów mułozernych. Odlewy chodników robaków i związane z nimi deformacje warstw

Traces of activity of slime-eaters. Casts of worm-burrowed canals and the deformations of beds connected with them

chodnika (fig. 16c) lub obserwuje się tylko wgłębienia sąsiednich warstw w kształcie litery „U” bez śladu chodnika (fig. 16d). Wygląd tych form wywołanych drażeniem chodnika w świeżym osadzie zależy od przekroju. Zjawisko to wyjaśniają blokdiagramy (fig. 16c' i d').

Ponadto obserwuje się często ślady działalności organizmów w postaci wydłużonych ryieni (pl. XI, 1) lub równoległych bruzd przedzielonych rowkami (pl. XI, 2). Są one najlepiej widoczne na powierzchniach ławic, ale często przecinają je przechodząc do wnętrza. Spotyka się także inne na ogół źle zachowane ślady fauny (najczęściej odlewy małżów) i związane z nimi ślady żerowania różnych kształtów.

O działalności zwierząt mulożernych z górnych piaskowców ciosowych wspomina Radwański (1959), podobne formy spotykane były również w piaskowcach idzikowskich rowu Nysy (Donowie 1960).

TEKSTURY

Skład granulometryczny

Uwagi o metodzie

Badania składu granulometrycznego osadów były od dawna stosowane do określania środowiska sedymentacyjnego. Stwierdzono bowiem, że skład granulometryczny osadów pozostaje w związku z warunkami panującymi w czasie ich

Tabela 1

Skład granulometryczny górnych piaskowców ciosowych niecki śródsudeckiej
Grain size of the youngest sandstones of the Intrasudetic basin

| Nr próbki No. of sample | Pozostałość na sitach o średnicy (% wag.) | | | | | | | |
|-------------------------------|---|-------|-------|-------|-------|-------|------|--------|
| | mm 4 | 2 | 1 | 1/2 | 1/4 | 1/8 | 1/16 | < 1/16 |
| | Ø -2 | -1 | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | < 4 |
| 1a | — | — | 0,20 | 8,00 | 32,80 | 50,00 | 5,00 | 4,00 |
| 1b | 1,10 | 12,60 | 33,30 | 12,20 | 17,90 | 19,20 | 2,70 | 1,00 |
| 1c | — | 1,26 | 2,50 | 4,08 | 22,42 | 65,60 | 3,60 | 0,54 |
| 2 | — | 0,90 | 1,20 | 4,40 | 26,66 | 58,08 | 6,86 | 1,90 |
| 3 | — | 0,38 | 1,24 | 3,02 | 40,20 | 52,42 | 2,50 | 0,24 |
| 4 | — | 0,10 | 0,20 | 1,20 | 39,90 | 54,30 | 3,80 | 0,50 |
| 5 | — | 0,10 | 0,80 | 7,90 | 21,70 | 58,40 | 7,30 | 3,80 |
| 6 | — | 3,20 | 5,00 | 17,20 | 40,20 | 31,90 | 1,60 | 0,90 |
| 8 | — | 0,40 | 15,60 | 54,21 | 26,40 | 2,26 | 0,20 | 0,93 |
| 12 | — | 0,03 | 9,60 | 47,57 | 33,53 | 6,74 | 0,60 | 1,93 |
| 13a | — | 0,17 | 8,64 | 69,96 | 17,43 | 2,27 | 0,70 | 0,83 |
| 13b | — | 0,50 | 8,10 | 48,47 | 27,00 | 10,60 | 3,46 | 1,87 |
| 14a | — | 0,02 | 0,22 | 30,00 | 48,76 | 15,88 | 3,37 | 1,75 |
| 14b | — | 0,05 | 0,20 | 9,00 | 47,50 | 37,05 | 5,08 | 1,12 |
| 17a | — | 0,17 | 9,50 | 25,30 | 42,70 | 20,23 | 0,17 | 1,93 |
| 17b | — | 0,08 | 1,20 | 6,04 | 53,44 | 36,04 | 1,92 | 1,28 |
| 26a | — | — | 2,00 | 9,80 | 34,90 | 48,20 | 1,30 | 3,80 |
| 26b | — | — | 8,10 | 51,68 | 35,05 | 3,90 | 0,34 | 0,93 |
| 26c | — | 0,33 | 11,60 | 55,32 | 22,68 | 6,07 | 0,83 | 3,17 |
| 26d | — | 2,66 | 48,34 | 18,81 | 24,02 | 3,67 | 1,50 | 1,00 |
| 26e | — | — | 5,80 | 43,00 | 42,87 | 5,33 | 1,67 | 1,33 |
| 34 | — | 0,01 | 9,20 | 66,52 | 19,63 | 2,85 | 0,86 | 0,93 |
| 38a | — | 0,60 | 5,60 | 17,76 | 58,67 | 15,13 | 1,10 | 1,14 |
| 38b | — | 0,07 | 2,40 | 8,40 | 50,07 | 35,50 | 1,83 | 1,73 |
| 39 | — | 2,90 | 19,40 | 52,50 | 21,70 | 2,30 | 0,00 | 0,40 |
| 40 | — | — | 0,20 | 4,10 | 58,80 | 29,80 | 3,80 | 3,30 |
| 44 | 0,20 | 7,30 | 21,30 | 36,90 | 30,60 | 2,30 | 0,80 | 0,60 |
| 46 | 1,10 | 15,60 | 17,90 | 29,90 | 28,00 | 4,80 | 1,80 | 0,90 |
| 48 | — | 0,60 | 2,50 | 33,30 | 55,30 | 5,20 | 2,40 | 0,70 |
| 50 | 1,10 | 9,10 | 11,80 | 34,20 | 36,80 | 4,30 | 1,90 | 0,80 |
| 51 | — | — | 2,40 | 67,30 | 26,90 | 1,80 | 1,00 | 0,60 |

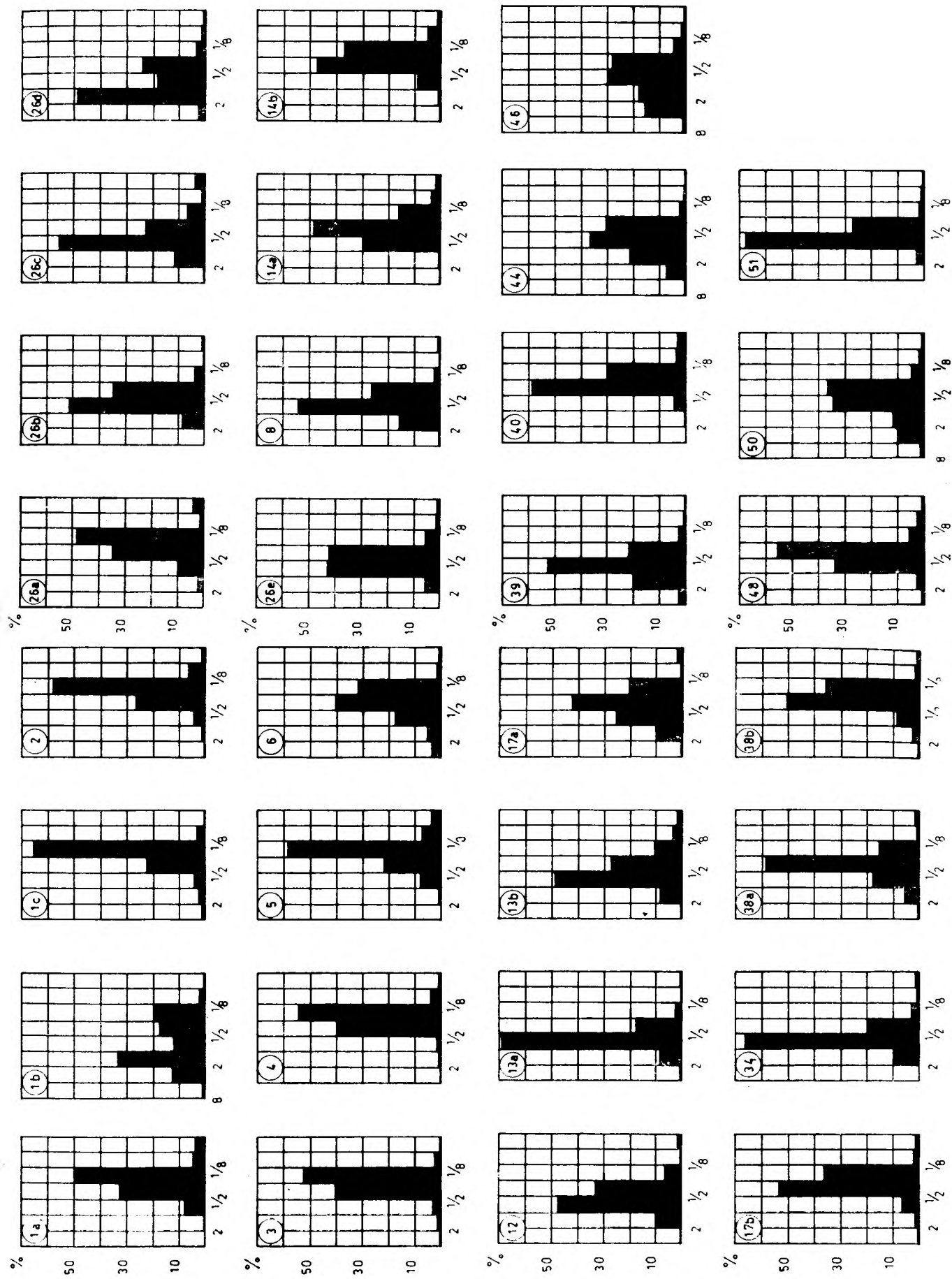


Fig. 17
 Histogramy składu granulometrycznego górnych piaskowców ciosowych niecki śródsudeckiej
 Histograms of the grain size distribution in sandstones of the Góry Stołowe and the vicinity of Adrspach-Teplice and Krzeszów

powstawania (Udden 1914 i inni). Próby określenia tego związku metodami statystyki matematycznej i zastosowania otrzymanych zależności do analizy środowiska i porównywania osadów są przedmiotem zainteresowania wielu geologów. Prace w tej dziedzinie trwają nadal, a o aktualności tej metody świadczy najlepiej ilość i wyniki prac ukazujących się na ten temat w najnowszej literaturze sedimentologicznej (por. *Journal of Sedimentary Petrology* vol. 31—36, 1961—1966). Starsze prace na ten temat zostały już omówione w podręcznikach sedimentologii (Krumbein i Pettijohn 1938, Twenhofel i Tyler 1941, Krumbein i Sloss 1956, Pettijohn 1957 i inni), niektóre z nich były także cytowane w pracach autorów polskich

(Unrug i Calikowski 1960, Jerzykiewicz 1966a i inni). Nie ma zatem potrzeby szczegółowego ich omawiania. Zostanie jedynie przedstawiony pokrótce tok postępowania zastosowany w celu określenia składu granulometrycznego górnych piaskowców ciosowych niecki śródsudeckiej z powołaniem się na autorów zastosowanych metod i wzorów.

Próbki do analiz wybierano tak, aby uchwycić zmienność uziarnienia piaskowców zarówno w poziomie, jak i w profilu pionowym. Pochodzą one z odkrywek rozrzuconych na całym obszarze badań (por. Fig. 3), niekiedy z tej samej odkrywki pobierano po kilka próbek w celu sprawdzenia ewentualnych zmian uziarnienia w całym odsłoniętym profilu (np. w wy-

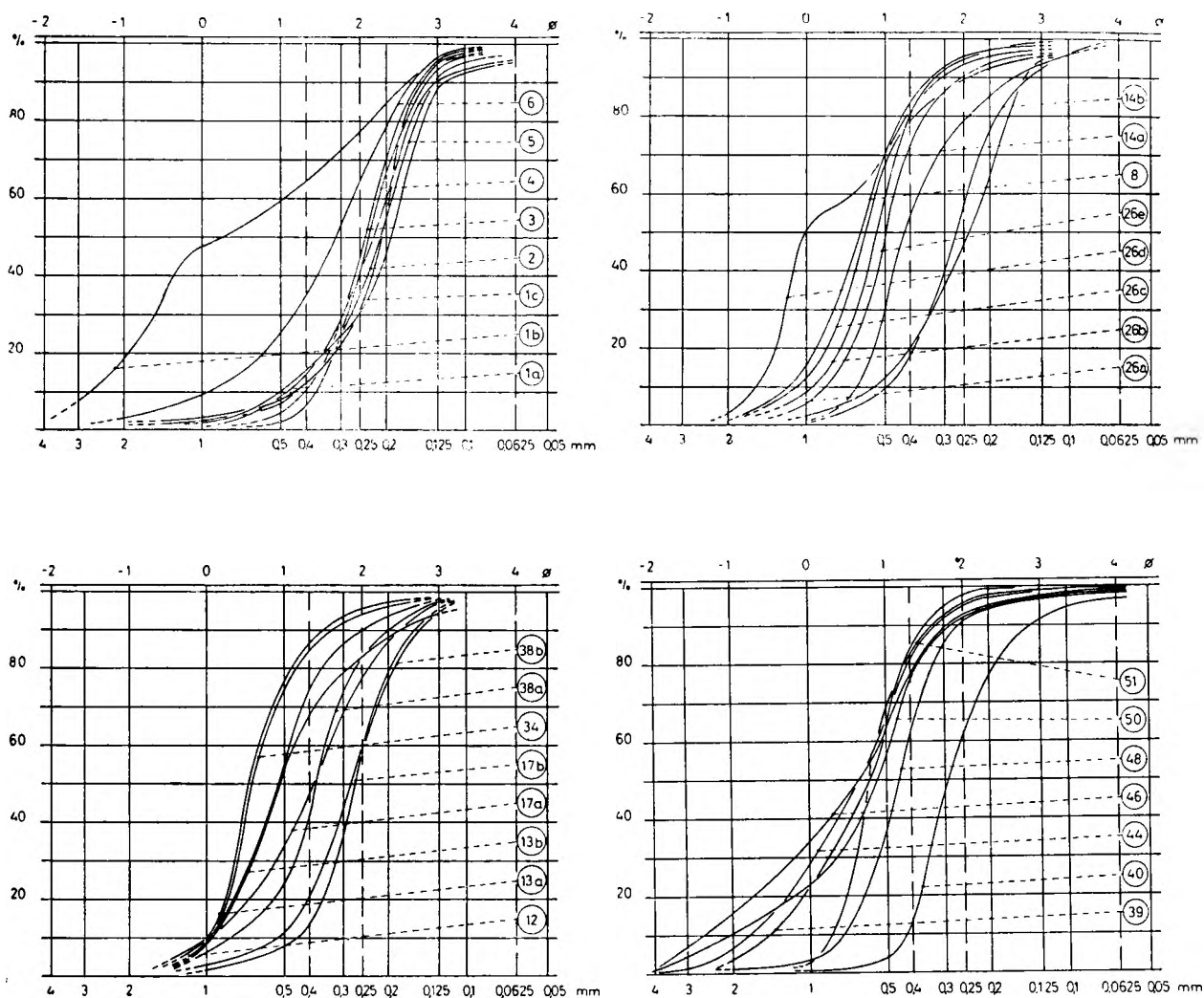


Fig. 18

Krzywe kumulacyjne składu granulometrycznego górnych piaskowców ciosowych niecki śródsudeckiej w półlogarytmicznym układzie współrzędnych

Grain-size composition of the sandstones from the Góry Stołowe and the vicinity of Adršpach-Teplice and Krzeszów represented by cumulative curves on semi-logarithmic probability paper

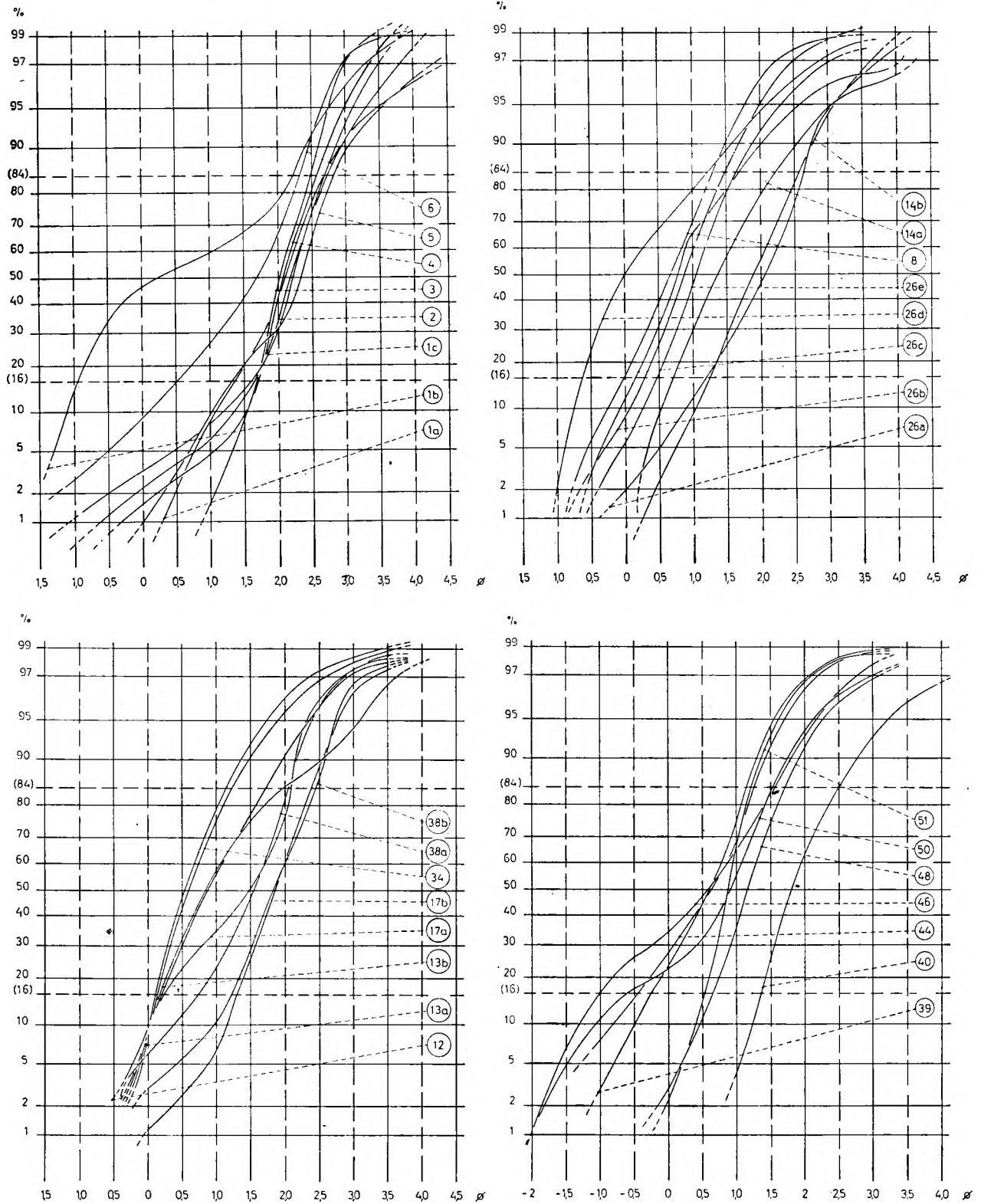


Fig. 19

Krzywe kumulacyjne górnych piaskowców ciosowych niecki śródsudeckiej w logarytmicznym układzie współrzędnych
 Grain-size composition of the sandstones from the Góry Stołowe and the vicinity of Adršpach-Teplice and Krzeszów represented by cumulative curves on logarithmic probability paper

padku odkrywki 26) i ewentualnej zależności od warstwowania. Do analiz były ponadto brane próbki z ławic, których uziarnienie wydawało się megaskopowo grubsze lub drobniejsze od najczęściej spotykanego. Chodziło o wyzercpanie możliwie wszystkich przypadków.

Na wykresach przedstawiono jedynie 31 z 40 wykonanych analiz, ponieważ reszta powtarzała wyniki już uzyskane i zaciemniała obraz wykresów.

Waga badanych próbek wynosiła 300—500 g. Ponieważ w toku pracy stwierdzono, że takie same rezultaty uzyskuje się dla próbek 500 i 300-gramowych, ograniczono wagę analizowanych próbek do 300 gramów. Średnice oczek użytych do przesiewów odpowiadały liczbom, które są granicami klas w skali granulometrycznej Uddena—Wentwortha (por. Pettijohn 1957) i co za tym idzie, odpowiadają liczbom całkowitym w skali „phi” Krumbeina (1934, 1938).

Rozkłady granulometryczne dla poszczególnych próbek przedstawiono za pomocą następujących wykresów:

1. Histogramów (fig. 17).
2. Krzywych kumulacyjnych w półlogarytmicznym układzie współrzędnych (Krumbein 1938), (fig. 18).
3. Krzywych kumulacyjnych w logarytmicznym układzie współrzędnych (Otto 1939), (fig. 19).

Krzywe kumulacyjne pozwoliły na odczytanie wielkości krytycznych i obliczenia z nich parametrów statystycznych charakteryzujących otrzymane rozkłady granulometryczne. Parametry te obliczono według wzorów Inmana (1952), Folka i Warda (1957) i cytowanych przez Pettijohna (1957). Umożliwiły one skonstruowanie diagramów Friedmana (1961), które są próbą określania środowisk sedymentacyjnych na podstawie składu granulometrycznego osadów (fig. 20, 21 i 22).

Wyniki analiz

Procentową zawartość ziarn w poszczególnych frakcjach dla wszystkich zbadanych próbek przedstawiają: tabela 1 i histogramy na figurze 17. Widoczna jest różnica grubości ziarna w górnych piaskowcach ciosowych Gór Stołowych i okolic Aadršpach—Teplice (próbki 8—51) i w ich odpowiednikach z okolic Krzeszowa (próbki 1—6). Piaskowce okolic Krzeszowa mają drobniejsze ziarno. Przeważająca masa osadu przypada w nich zwykle w przedziale piasków drobnoziarnistych (0,25—0,125 mm), rzadziej spotyka się wśród nich piaskowce o grubszym ziarnie i wtedy klasa modalna jest mniej wyraźna (próbka 6) lub występują dwie klasy modalne (próbka 1b). Górne piaskowce ciosowe Gór Stołowych i Skalnego Miasta są na ogół

średnioziarniste (próbki 14a, 14b, 17a, 17b, 38a, 38b, 40, 48 i 50) lub gruboziarniste (próbki 8, 12, 13a, 13b, 26b, 26c, 34, 39, 44, 46 i 51). Osady drobnoziarniste o składzie ziarnowym zbliżonym do piaskowców okolic Krzeszowa spotyka się jedynie w spągu serii w tzw. warstwach przejściowych (próbka 26a). Próbkami o rozkładach bimodalnych lub słabo zaznaczających się klasach modalnych zdarzają się rzadziej wśród górnych piaskowców ciosowych Gór Stołowych i Skalnego Miasta (próbki 26d, 26e, 44, 46 i 50).

Dokładniejszych danych o rozkładach granulometrycznych zbadanych próbek dostarczają krzywe kumulacyjne w układzie półlogarytmicznym (fig. 18) i logarytmicznym (fig. 19). Dane te (wielkości krytyczne i parametry statystyczne, por. tab. 2) pozwalają na następującą charakterystykę opisywanych piaskowców.

Grubość ziarna (mediana i średnia średnica)

Dla górnych piaskowców ciosowych Gór Stołowych i Skalnego Miasta mediana i średnia średnica wynosi zwykle około 0,5—1,5 Φ (0,35—0,70 mm), natomiast dla piaskowców okolic Krzeszowa zwykle około 2 Φ (0,25 mm). Różnica jest więc wyraźna, piaskowce Gór Stołowych i Skalnego Miasta należy zaliczyć do średnio- i gruboziarnistych, ich odpowiedniki z okolic Krzeszowa są na ogół drobnoziarniste.

Wysortowanie (współczynnik wysortowania i współczynnik dyspersji)

Stopień wysortowania dla górnych piaskowców ciosowych obliczony na podstawie wzoru Traska (1932) waha się w granicach 1,22—1,79. Tylko w jednym przypadku wartość S_0 jest znacznie wyższa (2,51 dla próbki 1b). Opisywane piaskowce można więc zaliczyć do dobrze wysortowanych (Trask *op. cit.*).

Ostatnio coraz częściej zwraca się uwagę na ograniczoną użyteczność współczynnika wysortowania Traska przy badaniu dobrze wysortowanych osadów (Folk 1961, Friedman 1962 i inni). Proponuje się zastąpienie go współczynnikiem dyspersji (phi standard deviation).

Wartość tego współczynnika dla górnych piaskowców ciosowych waha się w granicach 0,37—1,05 (jedynie dla próbek 1b i 46 wynosi 1,30 i 1,61). Według skali wysortowania Folka³ (*op. cit.*) należą one do osadów dobrze i średniodobrze wysortowanych.

³ Jest to jedna ze skal służących do określania dojrzałości osadu (maturity factor). Oprócz wysortowania, wskaźnikami dojrzałości są: obtoczenie ziarn, skład mineralny (zawartość matrix), (por. Folk 1961).

Symetria rozkładów (współczynnik asymetrii)

Obliczanie współczynników asymetrii ma na celu porównanie symetrii rozkładu danego z rozkładem normalnym Gaussa. Zastosowano dwie metody obliczeń:

1. Na podstawie krzywych kumulacyjnych w półlogarytmicznym układzie współrzędnych według wzoru podanego przez Pettijohna (1957). W przypadku rozkładów normalnych otrzymuje się w ten sposób wielkości $\log Sk = 0$. Jeżeli wartość $\log Sk > 0$, mamy rozkład dodatnio skośny, tzn. taki, w którym domieszki materiału grubszego przeważają nad domieszkami materiału drobniejszego od mediany (Md_{mm}). Gdy $\log Sk < 0$, znaczy to, że badany rozkład jest ujemnie skośny, tzn. że domieszki materiału drobniejszego występują w przewadze.

Analizowane rozkłady są najczęściej albo zupełnie symetryczne, wartości $\log Sk = 0$ dla próbek 1a, 4, 14b, 17b, 26a, 26e, 38a, 38b, 40 i 48, albo prawie symetryczne, wartości $\log Sk$ są nieznacznie większe od zera dla próbek 1c, 2, 3, 5, 6, 8, 12, 17a, 26b, 39, 44, 46 i 50). Rozkłady granulometryczne próbek 1b, 13a, 13b, 14a, 26c, 26d, 34 i 51 są ujemnie skośne (por. tab. 2).

2. Na podstawie krzywych kumulacyjnych w logarytmicznym układzie współrzędnych według wzoru Inmanna (1952). Otrzymuje się w ten sposób dokładniejsze dane o symetrii rozkładów wyrażone w jednostkach Φ . Wielkości liczbowe obliczonego według tego wzoru współczynnika asymetrii zawierają się w granicach od $-1,00 \leq \alpha\Phi \leq +1,00$ (dla rozkładu normalnego $\alpha\Phi = 0$). Stosując współczynnik $\alpha\Phi$ otrzymuje się informacje o symetrii rozkładu w przedziale percentyli $\Phi 16 - \Phi 84$, a więc szerszym niż w przypadku współczynnika Sk (por. fig. 21). Wartości liczbowe dla współczynników Sk i $\alpha\Phi$ różnią się również znakiem. Jeżeli wartość $\alpha\Phi$ jest dodatnia, oznacza to przewagę frakcji drobniejszych, w razie przewagi frakcji grubszych wartość $\alpha\Phi$ jest ujemna.

Z badanych rozkładów granulometrycznych tylko rozkład dla próbki 14b jest zupełnie symetryczny w przedziale $\Phi 16 - \Phi 84$ ($\alpha\Phi = 0$). Rozkłady dla próbek: 1a, 2, 8, 17b, 26e, 38b, 48 i 51 są prawie symetryczne ($-0,08 \leq \alpha\Phi \leq +0,07$); dla próbek: 1b, 3, 4, 5, 12, 13a, 13b, 14a, 26b, 26c, 26d, 34 i 40 lekko dodatnio skośne ($0,12 \leq \alpha\Phi \leq 0,39$), a dla próbek: 1c, 6, 17a, 26, 38a, 39, 44, 46 i 50 lekko ujemnie skośne ($-0,38 \leq \alpha\Phi \leq -0,18$).

Spiętrzenie rozkładów (ekscses)

Porównanie spiętrzenia (kurtozy) otrzymanych rozkładów granulometrycznych z rozkładem normalnym jest możliwe po obliczeniu ekscesu (kurtosis). Obliczenia przeprowadzono według wzorów podanych przez Pettijohna (1957) oraz Folka i Warda (1957). Otrzymane wielkości obrazują stosunek wysortowania w punktach ekstremalnych rozkładów i w ich częściach środkowych. W zależności od wielkości K_G dzieli się rozkłady granulometryczne na platykurtyczne ($K_G < 0,90$), mezokurtyczne ($0,90 < K_G < 1,11$) i leptokurtyczne ($K_G > 1,11$), (Folk i Ward, op. cit.). Dla rozkładu normalnego $K_G = 1,00$ (tzn. że dla krzywej normalnej odległości $\Phi 5 - \Phi 95$ jest o 2,44 razy większa niż odległość $\Phi 25 - \Phi 75$).

Rozpatrywane rozkłady granulometryczne są przeważnie mezokurtyczne (próbki 3, 6, 8, 12, 13a, 14a, 17b, 26a, 26d, 38b, 39 i 44) lub leptokurtyczne (próbki 1a, 1c, 2, 4, 5, 13b, 26b, 26c, 34, 38a, 40, 48, 50 i 51). Rozkłady platykurtyczne zdarzają się rzadko (próby 1b, 17a i 46). Znaczy to, że opisywane piaskowce są najczęściej równie dobrze wysortowane we frakcjach średnich jak i w grubych i drobnych (rozkłady mezokurtyczne) lub lepiej wysortowane we frakcjach średnich niż grubych i drobnych (rozkłady leptokurtyczne).

Metoda Friedmana (1961) określania środowiska sedymentacyjnego osadów polega na obserwacji, że wartości parametrów statystycznych charakteryzujących ich rozkłady granulometryczne zależą od sposobu transportu i energii medium. Na podstawie wykresów zależności między różnymi parametrami Friedman wydzielił pola osadów z różnych środowisk. Wykres współczynnik asymetrii/współczynnik dyspersji pozwala na odróżnienie piasków plażowych od rzecznych, stwierdzono bowiem, że osady powstające pod wpływem prądu działającego z jednego przeważającego kierunku mają zwykle rozkłady granulometryczne dodatnio skośne. Wykres taki dla górnych piaskowców ciosowych przedstawia fig. 20. Widać z niego, że górne piaskowce ciosowe są bliższe osadów „recznych” niż „plażowych”, tzn. powstały w środowisku jednokierunkowego prądu wody. Podobny rozkład punktów projekcyjnych na takim diagramie otrzymał Dodge (1965) dla przybrzeżnych piaskowców morskich z górnej kredy Teksasu (oofshore bar).

Na wykresie zależności współczynnika asymetrii od średniej średnicy (fig. 21) punkty projekcyjne dla opisywanych piaskowców znalazły się na granicy między piaskami „plażowymi” a „wydmowymi”. Również na wykresie

Tabela 2

Zestawienie wielkości krytycznych i parametrów statystycznych charakteryzujących skład granulometryczny górnych piaskowców ciosowych niecki śródsudeckiej

Critical size values and the statistical parameters of frequency distributions of the youngest sandstones of the Intrasudetic basin

| Nr próbki No. of sample | Q_1 [mm] ¹⁾ | Md [mm] ¹⁾ | Q_3 [mm] ¹⁾ | So ²⁾ | $\log Sk$ ³⁾ | K ⁴⁾ | $M\phi$ ¹⁾ | $Md\phi$ ¹⁾ | $\delta\phi$ ²⁾ | $\alpha\phi$ ³⁾ | Kg ⁴⁾ |
|----------------------------|--------------------------|-------------------------|--------------------------|--------------------|-------------------------|-------------------|-----------------------|------------------------|----------------------------|----------------------------|--------------------|
| 1a | 0,31 | 0,22 | 0,17 | 1,35 | 0,00 | 0,22 | 2,05 | 2,10 | 0,65 | -0,08 | 1,39 |
| 1b | 1,70 | 0,88 | 0,27 | 2,51 | -1,76 | 0,29 | 0,64 | 0,25 | 1,61 | 0,24 | 0,64 |
| 1c | 0,28 | 0,21 | 0,17 | 1,28 | 0,06 | 0,18 | 2,06 | 2,22 | 0,64 | -0,25 | 1,53 |
| 2 | 0,29 | 0,22 | 0,16 | 1,34 | 0,02 | 0,23 | 2,21 | 2,20 | 0,53 | 0,03 | 1,47 |
| 3 | 0,31 | 0,24 | 0,19 | 1,28 | 0,02 | 0,25 | 2,09 | 2,05 | 0,37 | 0,12 | 0,93 |
| 4 | 0,29 | 0,23 | 0,18 | 1,27 | 0,00 | 0,24 | 2,14 | 2,07 | 0,44 | 0,16 | 1,22 |
| 5 | 0,28 | 0,19 | 0,15 | 1,37 | 0,05 | 0,18 | 2,06 | 2,32 | 0,74 | 0,35 | 1,25 |
| 6 | 0,50 | 0,31 | 0,21 | 1,54 | 0,02 | 0,19 | 1,44 | 1,70 | 0,86 | -0,30 | 1,04 |
| 8 | 0,84 | 0,62 | 0,47 | 1,34 | 0,01 | 0,23 | 0,65 | 0,68 | 0,65 | -0,05 | 0,98 |
| 12 | 0,74 | 0,54 | 0,41 | 1,34 | 0,01 | 0,23 | 0,95 | 0,85 | 0,75 | 0,13 | 1,04 |
| 13a | 0,82 | 0,70 | 0,52 | 1,26 | -1,94 | 0,25 | 0,63 | 0,53 | 0,52 | 0,18 | 1,05 |
| 13b | 0,73 | 0,53 | 0,35 | 1,45 | -1,97 | 0,25 | 1,07 | 0,72 | 0,89 | 0,39 | 1,16 |
| 14a | 0,52 | 0,42 | 0,28 | 1,36 | -1,83 | 0,25 | 1,46 | 1,35 | 0,76 | 0,15 | 1,10 |
| 14b | 0,35 | 0,26 | 0,20 | 1,32 | 0,00 | 0,22 | 1,90 | 1,90 | 0,65 | 0,00 | 1,07 |
| 17a | 0,60 | 0,38 | 0,27 | 1,48 | 0,06 | 0,20 | 1,15 | 1,45 | 0,92 | -0,33 | 0,74 |
| 17b | 0,34 | 0,27 | 0,22 | 1,24 | 0,00 | 0,21 | 1,84 | 1,85 | 0,54 | -0,02 | 1,02 |
| 26a | 0,35 | 0,24 | 0,18 | 1,39 | 0,00 | 0,24 | 1,92 | 2,05 | 0,72 | -0,18 | 1,05 |
| 26b | 0,70 | 0,53 | 0,44 | 1,26 | 0,05 | 0,22 | 0,89 | 0,82 | 0,59 | 0,12 | 1,24 |
| 26c | 0,78 | 0,60 | 0,45 | 1,31 | -1,98 | 0,19 | 0,94 | 0,76 | 0,75 | 0,23 | 1,34 |
| 26d | 1,25 | 1,02 | 0,46 | 1,65 | -1,74 | 0,31 | 0,27 | -0,02 | 0,93 | 0,28 | 0,95 |
| 26e | 0,62 | 0,49 | 0,38 | 1,28 | 0,00 | 0,21 | 1,05 | 1,02 | 0,60 | 0,05 | 1,30 |
| 34 | 0,80 | 0,66 | 0,51 | 1,25 | -1,97 | 0,23 | 0,69 | 0,58 | 0,54 | 0,22 | 1,18 |
| 38a | 0,48 | 0,37 | 0,30 | 1,26 | 0,00 | 0,15 | 1,39 | 1,52 | 0,64 | -0,20 | 1,23 |
| 38b | 0,37 | 0,28 | 0,21 | 1,33 | 0,00 | 0,23 | 1,81 | 1,82 | 0,58 | -0,01 | 1,11 |
| 39 | 0,94 | 0,58 | 0,46 | 1,43 | 0,08 | 0,23 | 0,47 | 0,60 | 0,67 | -0,19 | 1,01 |
| 40 | 0,36 | 0,29 | 0,21 | 1,31 | 0,00 | 0,25 | 1,92 | 1,80 | 0,57 | 0,22 | 1,24 |
| 44 | 1,08 | 0,64 | 0,45 | 1,55 | 0,08 | 0,23 | 0,41 | 0,63 | 0,86 | -0,26 | 1,02 |
| 46 | 1,38 | 0,64 | 0,43 | 1,79 | 0,16 | 0,21 | 0,25 | 0,58 | 1,30 | -0,23 | 0,85 |
| 48 | 0,56 | 0,45 | 0,35 | 1,26 | 0,00 | 0,22 | 1,17 | 1,18 | 0,52 | -0,01 | 1,54 |
| 50 | 0,92 | 0,52 | 0,41 | 1,50 | 0,15 | 0,15 | 0,47 | 0,88 | 1,05 | -0,38 | 1,32 |
| 51 | 0,70 | 0,58 | 0,47 | 1,22 | 1,99 | 0,24 | 0,87 | 0,85 | 0,35 | 0,07 | 1,33 |

1) grubość ziarna: Q_1, Q_3 - kwartyle, Md [mm], $Md[\phi]$ - mediany
(grain size) $M[\phi]$ - średnia średnica (mean diameter)

2) wysortowanie: $So = \sqrt{Q_1/Q_3}$ współczynnik wysortowania
(sorting) (coefficient of sorting)
 $\delta\phi = (84\phi - \phi_{16})/2$ współczynnik dyspersji
(standard deviation)

3) symetria rozkładu: $Sk = Q_1Q_3/(Md)^3$ współczynnik asymetrii (skewness)
(symmetry of distribution) $\alpha\phi = (\phi_{84} + \phi_{16} - 2\phi_{50})/(\phi_{34} - \phi_{16})$

4) spłaszczenie: $K = (Q_1 - Q_3)/2(P_{90} - P_{10})$ eksces (kurtosis)
rozkładu: $Kg = \phi_{95} - \phi_{5}/2,44(\phi_{75} - \phi_{25})$
(kurtosis of distribution)

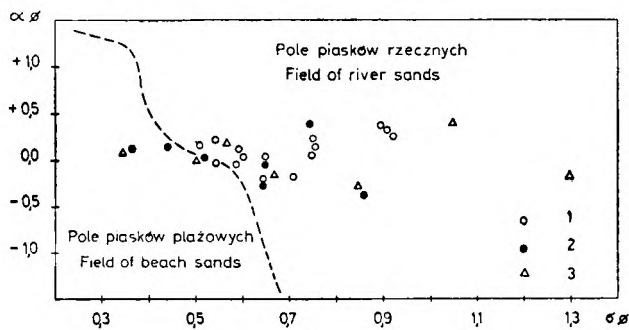


Fig. 20

Wykres zależności współczynnika asymetrii od współczynnika dyspersji dla górnych piaskowców ciosowych niecki śródsudeckiej

The asymmetry coefficient diagram showing its dependence from the dispersion coefficient for sandstones from the Góry Stołowe (white points) and the vicinity of Krzeszów (black points) and vicinity of Adršpach-Teplice (triangles)

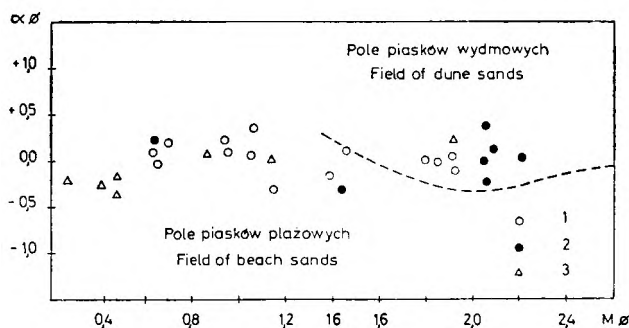


Fig. 21

Wykres zależności współczynnika asymetrii od średniej średnicy dla górnych piaskowców ciosowych niecki śródsudeckiej

The asymmetry coefficient diagram showing its dependence on the mean diameter for sandstones from the Góry Stołowe (white points) and the vicinity of Adršpach-Teplice (triangles)

sie średnia średnica/współczynnik dyspersji (fig. 22) opisywane piaskowce wpadają w pole, w którym na wykresie Friedmana (por. *op. cit.*, fig. 5) znajdują się zarówno osady „rzeczne” i „wydmy”. Na diagramach (fig. 21 i 22) widać wyraźnie, że piaskowce okolic Krzeszowa są na ogół bardziej drobnoziarniste niż ich odpowiedniki z Gór Stołowych i Skalnego Miasta.

Na zakończenie należy zaznaczyć, że rozkłady granulometryczne osadów kopalnych wykazują na ogół pewne różnice w porównaniu z rozkładami granulometrycznymi osadów współczesnych. Wynikają one ze zmian kompacyjnych i diagenetycznych. Stwierdzono na przykład, że proces lityfikacji pogarsza wysortowanie osadów kopalnych (Friedman 1962).

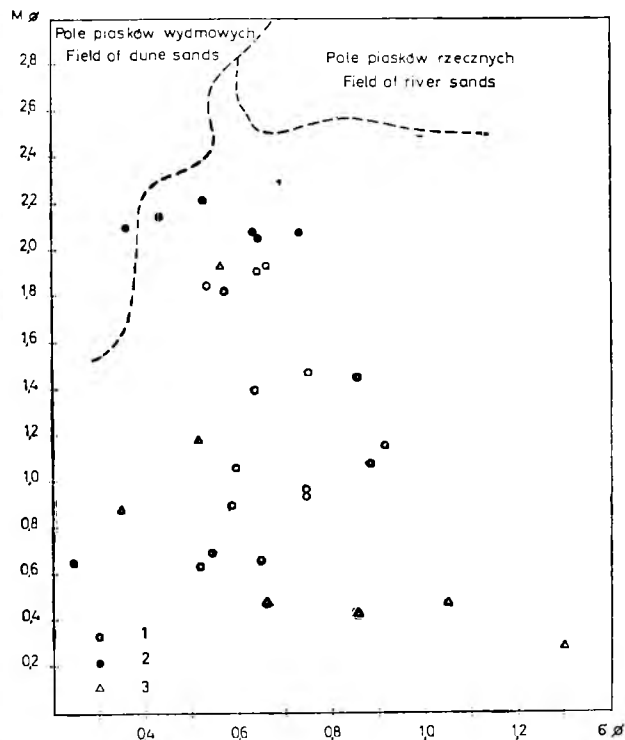


Fig. 22

Wykres zależności średniej średnicy od współczynnika dyspersji dla górnych piaskowców ciosowych niecki śródsudeckiej

Mean diameter diagram showing its dependence on the dispersion coefficient for sandstones from the Góry Stołowe (white points) and the vicinity of Krzeszów (black points) and vicinity of Adršpach-Teplice (triangles)

Obtroczenie i sferyczność ziarn

Systematyczne obserwacje obtroczenia i sferyczności ziarn przeprowadzono dla frakcji 1–2 mm, badając po 100 ziarn w każdej próbie. Zastosowano metodę opisaną przez Krumbeina (1941), która polega na porównywaniu sfotografowanych ziarn (pl. XII) z tabelą wzorcową. Używano tabeli podanej przez Wahlstroma (1955), opierającej się na skali Russella i Taylora (por. Pettijohn 1957). Uzyskane wyniki zestawiono w tabeli 3 i przedstawiono za pomocą histogramów (fig. 23 i 24).

Obtroczenie znacznej większości ziarn we wszystkich zbadanych próbkach waha się w granicach 0,15–0,40, tzn. wykazują one średnie obtroczenie, rzadziej są dobrze obtroczone (0,40–0,60). Ziarna ostrokrawędziste (0,00–0,15) lub doskonale obtroczone (0,60–1,00) spotyka się sporadycznie.

Sferyczność prawie wszystkich ziarn badanej frakcji waha się w granicach 0,4–0,8 stop-

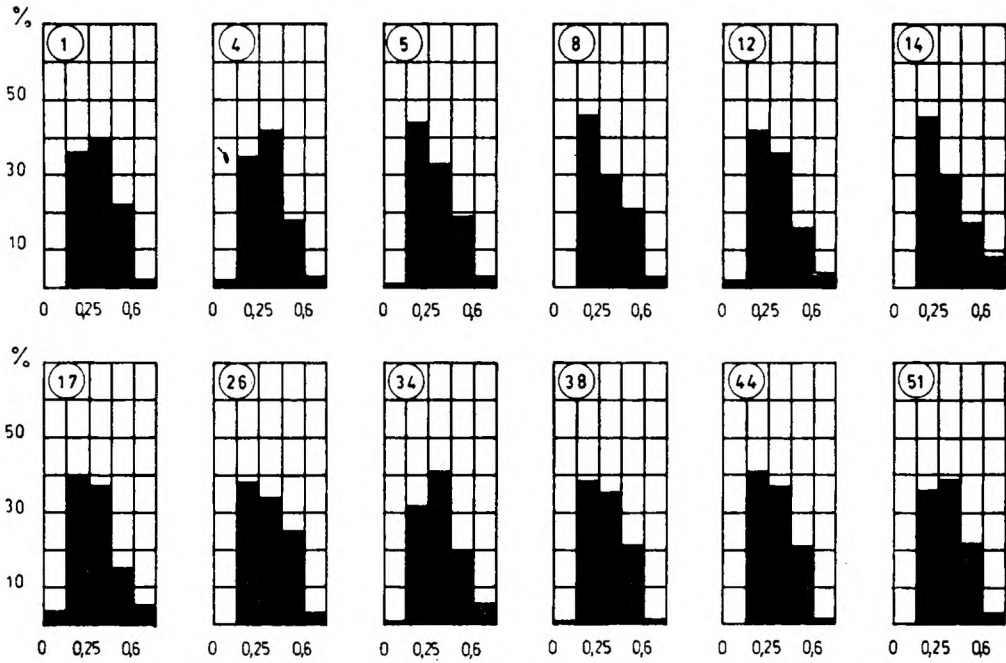


Fig. 23

Histogramy stopnia obtoczenia ziarn górnych piaskowców ciosowych niecki śródsudeckiej (frakcja 1—2 mm)

Histograms of the roundness of grains in the sandstones from the Góry Stołowe and the vicinity of Adršpach-Teplice and Krzeszów (1—2 mm. fraction)

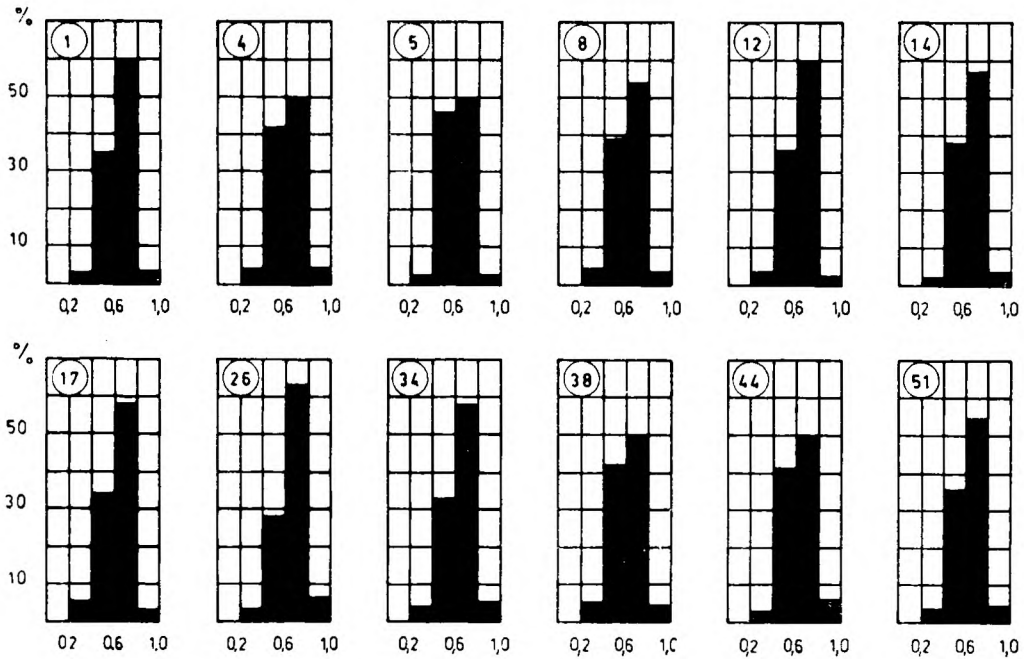


Fig. 24

Histogramy współczynnika sferyczności ziarn górnych piaskowców ciosowych niecki śródsudeckiej (frakcja 1—2 mm)

Histograms of sphericity of grains coefficient in the sandstones from Góry Stołowe and the vicinity of Adršpach-Teplice and Krzeszów (1—2 mm. fraction)

Tabela 3

Obtroczenie i sferyczność ziarn górnych piaskowców ciosowych niecki śródsudeckiej (frakcje 1—2 mm)
Roundness and sphericity of grains of the youngest sandstones of the Intrasudetic basin (1—2 mm. fractions)

| Obtroczenie Roundness | Nr próbki — No of sample | | | | | | | | | |
|--------------------------|--------------------------|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| | 1 | 4 | 5 | 8 | 12 | 14 | 17 | 26 | 34 | 38 |
| 0,00—0,15 | — | 2 | 1 | — | 2 | — | 3 | — | 1 | 1 |
| 0,15—0,25 | 36 | 35 | 44 | 46 | 42 | 45 | 40 | 38 | 32 | 39 |
| 0,25—0,40 | 40 | 42 | 33 | 30 | 36 | 30 | 37 | 34 | 41 | 36 |
| 0,45—0,60 | 22 | 18 | 19 | 21 | 16 | 17 | 15 | 25 | 20 | 22 |
| 0,60—1,00 | 2 | 3 | 3 | 3 | 4 | 8 | 5 | 3 | 6 | 2 |
| Sf. | | | | | | | | | | |
| 0,0—0,2 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 0,2—0,4 | 3 | 4 | 2 | 4 | 3 | 2 | 5 | 3 | 4 | 5 |
| 0,4—0,6 | 35 | 42 | 46 | 39 | 36 | 38 | 34 | 23 | 33 | 42 |
| 0,6—0,8 | 59 | 50 | 50 | 54 | 59 | 57 | 58 | 63 | 58 | 49 |
| 0,8—1,0 | 3 | 4 | 2 | 3 | 2 | 3 | 3 | 6 | 5 | 4 |

ni Wadella (por. Pettijohn 1957). Przedział 0,6—0,8 jest modalny we wszystkich histogramach (fig. 24). Wysoka i w przybliżeniu równa co do wielkości sferyczność ziarn jest wynikiem monomineralnego składu badanej frakcji prawie wyłącznie ziarna kwarcu, rzadko kwarcytów i rogowców. Nie obserwuje się poważniejszych różnic w obtoczeniu i sferyczności ziarn opisywanych piaskowców w całym obszarze ich występowania. Porównanie morfologii ziarn z piaskowców okolic Krzeszowa i Gór Stołowych przedstawia pl. XII, fot. 1 i 2.

Skład mineralny

Badania składu mineralnego opisywanych piaskowców przeprowadzono na próbkach z całego obszaru ich występowania. Obserwacje mikroskopowe (30 szlifów) uzupełniono badaniami grubszych frakcji pod binokulem. Oprócz badań petrograficznych górnych piaskowców ciosowych, wykonano także obserwacje mikroskopowe starszych skał z całego profilu śródsudeckiej górnej kredy. W sumie zbzdano ponad 150 płytek cienkich. Uwagi o składzie petrograficznym starszych skał kredowych niecki śródsudeckiej i ich porównanie z górnymi piaskami ciosowymi znajdują się w następnym rozdziale niniejszej pracy.

Skład mineralny górnych piaskowców ciosowych określono na podstawie 15 analiz planimetrycznych. Obliczenia opierają się na pomiarach 300—400 ziarn w szlifie. Otrzymane wyniki zestawiono w tabeli 4.

Ponieważ okazało się, że górne piaskowce ciosowe okolic ADRSPACH—TEPLICE, KRZESZOWA i Gór Stołowych nie różnią się zasadniczo składem mineralnym, zostaną one omówione razem.

Głównym składnikiem opisywanych piaskowców są ziarna kwarcu (od 75,10 do 87,28%). Spotyka się wśród nich różne odmiany. W prawie równych ilościach występują ziarna kwarcu wykazujące zaburzone zanikanie światła i ziarna wygaszające jednolicie. Wśród tych ostatnich spotyka się niekiedy ziarna o częściowo zachowanych zarysach heksagonalnych (w piaskowcach środkowego turonu i cenomanu obserwowano podobne ziarna kwarcu o zarysach automorficznych otoczone

Tabela 4

Skład mineralny górnych piaskowców ciosowych niecki śródsudeckiej
Mineral composition of the youngest sandstones of the Intrasudetic basin

| Składniki Components | Nr próbki — No. of sample | | | | | | | | | | | | | | |
|-------------------------|---------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 1 | 5 | 8 | 11 | 12 | 12a | 13 | 14 | 15 | 17 | 21a | 26 | 31 | 36a | 38 |
| Kwarc | 80,60 | 79,54 | 85,24 | 77,37 | 78,59 | 87,28 | 75,10 | 79,50 | 80,90 | 89,70 | 76,18 | 83,75 | 84,74 | 77,51 | 85,93 |
| Kwarcyty + rogowce | 1,17 | 2,11 | 5,62 | 3,35 | 3,90 | 3,43 | 5,95 | 4,92 | 5,88 | 5,21 | 1,30 | 3,28 | 2,40 | 2,19 | 3,60 |
| Łupki krystaliczne | 2,27 | 2,82 | — | 1,05 | 1,85 | 1,05 | 2,90 | 0,90 | 0,88 | 1,76 | — | 2,22 | 0,60 | 0,98 | 2,05 |
| Skalenie | 1,25 | 0,88 | 0,70 | 1,87 | 0,95 | 1,47 | 1,70 | 1,11 | 0,85 | 2,42 | 3,10 | 0,95 | 1,25 | 1,94 | 0,56 |
| Łyszczyki | — | 0,42 | — | 0,26 | — | 0,25 | — | — | 0,72 | 0,55 | 0,46 | — | 0,42 | 0,55 | 0,48 |
| Minerały ciężkie | 0,28 | 0,42 | 0,64 | 0,30 | 0,28 | 0,73 | 0,38 | 0,69 | 0,12 | 0,30 | 0,38 | 0,25 | 0,42 | 0,34 | 0,18 |
| Tlenki żelaza | 6,03 | 5,62 | 2,18 | 5,54 | 2,19 | 5,11 | 3,82 | 3,78 | 2,47 | 2,90 | 5,15 | 3,12 | 2,82 | 5,29 | 2,24 |
| Glaukonit | — | — | — | — | — | 3,79 | — | — | — | — | 5,12 | — | — | 2,25 | — |
| Spoiwo ilaste | 5,24 | 4,42 | 2,14 | 3,86 | 2,03 | 4,43 | 1,25 | 2,07 | 1,11 | 2,05 | 3,19 | 2,22 | 2,11 | 2,45 | 1,31 |
| „ chalcodonowe | — | — | 3,25 | 1,45 | 1,20 | 1,92 | 4,61 | 2,21 | 1,75 | 1,25 | 0,82 | 0,98 | 1,12 | 0,83 | 0,95 |
| Matrix | 3,16 | 3,76 | 5,25 | 4,95 | 9,01 | 10,04 | 4,29 | 4,82 | 5,32 | 3,86 | 5,20 | 3,25 | 4,12 | 5,67 | 4,70 |

częściowo mikrofelzytowym tłem skalnym, pochodzą one niewątpliwie ze skał wylewnych).

Wśród ziarn kwarcu pochodzących ze skał metamorficznych obserwuje się czasami ziarna z igiełkami fibrolitu (są one pospolite w niektórych odmianach gnejsów sowiogórskich). Ziarna kwarcytów metamorficznych, złożonych z drobnej mozaiki krzemionkowej wykazującej kierunkowe ułożenie oraz z rogowców, występują w mniejszych ilościach (1,11—5,95%). Zawartość ziarn kwarcu, kwarcytów i rogowców przekracza 95% objętości szkieletu ziarnowego opisywanych piaskowców. W trójkącie klasyfikacyjnym Pettijohna (1957) wpadają one w pole „ortokwarcytów” (fig. 25).

W tych najczęściej spotykano skalenie potasowe (wykazywały one niekiedy budowę mikroklonową lub struktury pertytowe).

Minerały ciężkie występują w ilościach poniżej 1%, zostały one poddane szczegółowej analizie, która zostanie przedstawiona oddzielnie.

W odróżnieniu od składu szkieletu ziarnowego, skład substancji wypełniającej jest bardziej urozmaicony. Tworzą ją tlenki żelaza, minerały ilaste, chalcedon oraz miazga kwarcowa. Składniki te występują w zmiennych ilościach, nie przekraczają jednak 15% objętości skały (por. tab. 4). Najczęściej trudno jest zdecydować, które składniki substancji wypełniającej

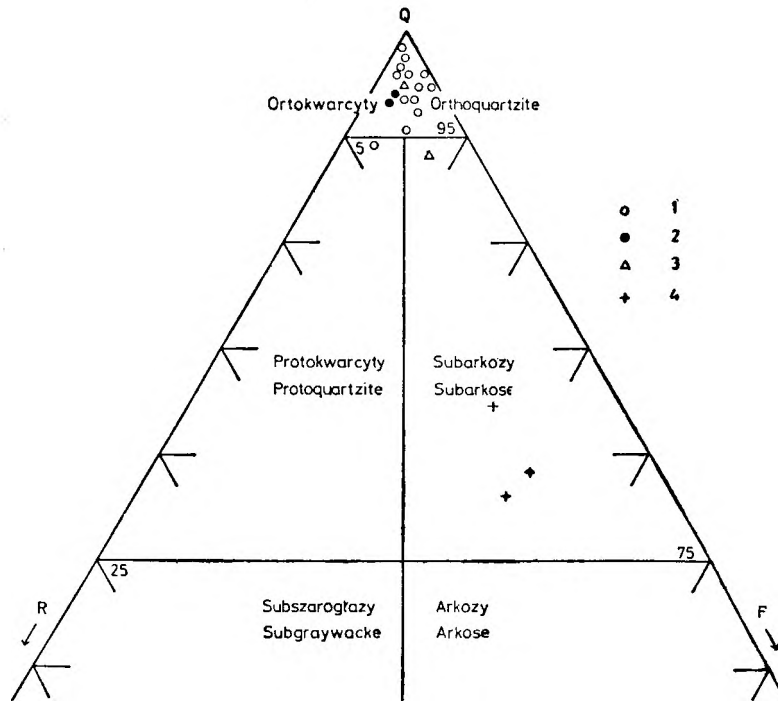


Fig. 25

Diagram składu mineralnego górnych piaskowców ciosowych niecki śródsudeckiej oraz piaskowców środkowego turonu Gór Stołowych

1 — górne piaskowce ciosowe Gór Stołowych, 2 — górne piaskowce ciosowe okolic Krzeszowa, 3 — górne piaskowce ciosowe okolic Adršpach-Teplice, 4 — piaskowce środkowego turonu Gór Stołowych

Mineral composition diagram of the Upper Turonian sandstones from the Góry Stołowe and the vicinity of Krzeszów, also of Middle Turonian sandstones (subarkoses) from the Góry Stołowe

1 — youngest sandstones of the Góry Stołowe, 2 — youngest sandstones of the vicinity of Krzeszów, 3 — youngest sandstones of the vicinity of Adršpach-Teplice, 4 — sandstones of the Middle Turonian of the Góry Stołowe

Okruchy innych skał występują w podrzędnych ilościach. Spotyka się ziarna metamorficznych łupków łuszczkowych (od 0 do 2,90%), rzadziej oddzielne blaszki mik (od 0 do 0,72%).

Skalenię występują w ilościach od 0,70 do 3,10%. Są zwykle tak silnie zwietrzałe (kaolinizacja), że dokładne oznaczenie ich składu nie jest możliwe. Wśród ziarn stosunkowo świe-

są pierwotne (frakcja mułowa i ilowa), a które powstały w wyniku wtórnych reakcji diagenetycznych. Ze względów praktycznych ziarna mniejsze od 0,06 mm wliczono do masy wypełniającej. O jej ilości obok analiz planimetrycznych informują także wyniki analiz granulometrycznych (por. tab. 1, fig. 17, 18). Spoiwo właściwe w opisywanych piaskowcach nie występuje, objawy wtórnej cementacji są związa-

ne z powstawaniem minerałów ilastych i krzemionki z rozkładu skaleni. Uruchomienie krzemionki doprowadziło do powstania na niektórych ziarnach kwarcu obwódek regeneracyjnych (pl. XII, 3) a także rozluźnienia szkieletu ziarnowego i wtórnej cementacji chalcodonem (pl. XII, 4). W ten sposób powstałe masywne odmiany ortokwarcytów spotyka się jednak rzadziej. Opisywane piaskowce mają najczęściej silnie zagęszczony szkielet ziarnowy (liczba kontaktów na ziarno wynosi średnio ok. 6; pl. XII, 3), a ilość matrix i wtórnego spoiwa jest w nich niewielka, co powoduje, że łatwo dają się rozkruszyć.

Zabarwienie piaskowców zależy od ilości tlenków żelaza i glaukonitu. Zwykle są one jasnoszare, rzadziej spotyka się odmiany o odcieniach żółtych i brązowych. Ziarna glaukonitu stwierdzono jedynie w drobnoziarnistych piaskowcach występujących w spągu serii i znanych głównie ze zwietrzliny. Piaskowce te są zwykle brązowe, ale spotyka się także zielonawe wskutek podwyższonej zawartości glaukonitu.

Analiza minerałów ciężkich

Przedstawioną poniżej analizę minerałów frakcji ciężkiej przeprowadził mgr A. Grodzicki z Katedry Mineralogii i Petrografii Uniwersytetu Wrocławskiego.

Wyniki analiz

Do analiz przeznaczono frakcję 0,06 mm (pozostałość na sitach 0,06 z analiz granulometrycznych). Po przeprowadzeniu kwartowania próbek określono w nich koncentrację frakcji ciężkiej (tab. 5) oraz jej skład mineralny (tab. 6).

Opis minerałów

Cyrkon występuje pod postacią ziarn o pokroju słupkowym, rzadziej pręcikowym. Z reguły jest bezbarwny, o powierzchni nierządco matowej i porowatej. Zdecydowanie przeważają ziarna dobrze obtoczone lub ułamkowe o zaokrąglonych narożach i zatartych pierwotnych konturach. Ziarna euhedralne z zaznaczającymi się ścianami spotyka się zupełnie sporadycznie (pl. XIII, 1).

Rutyl spotykany jest w formie ziarn na ogół dobrze obtoczonych i wydłużonych słupków o zaznaczonej łupliwości. Barwa zmienna, brunatnoczerwona do miodowożółtej. Pleochroizm dostrzegalny, na ogół słaby. Sporadyczne bliźniaki kolankowe wg (101). Kryształy rutylu pokryte są niekiedy białą otoczką leukoksenu (pl. XIII, 1 i 3).

Turmalin reprezentują ziarna o pokroju krótkich słupków bądź nieregularnych, nieforemnych okruchów. Barwa zmienna żółta do

Tabela 5
Koncentracja frakcji ciężkiej
w % wagowych
Concentration of heavy fraction
in weight per cent

| Nr próbki No. of sample | Koncentracja frakcji ciężkiej Concentration of the heavy fraction |
|-------------------------------|---|
| 1 | 0,23 |
| 2 | 0,60 |
| 12 | 0,23 |
| 13 | 0,23 |
| 14 | 0,23 |
| 26 | 0,30 |
| 38 | 0,20 |
| 40 | 0,23 |
| 46 | 0,13 |
| 48 | 0,13 |
| 50 | 0,13 |
| 51 | 0,06 |

Numery próbek odpowiadają numerom odkrywek na mapie (Tab. I)

Numbers of samples correspond to the numbers of outcrops on the map (Tab. I)

jasnozielonej i niebieskiej. Pleochroizm jest słaby zwłaszcza u form o zarysach nieregularnych i żółtawo zabarwionych (pl. XIII, 2).

Amfibole spotyka się często. Ziarna przeważnie o zarysach nieregularnych, rzadziej wykazujące pokrój słupkowy. Łupliwość nie zawsze dobrze widoczna, pleochroizm zmienny — wyraźniejszy w grubych ziarnach. Barwa od zielonożółtej do brunatnej (pl. XIII, 4 i 5).

Granaty występują rzadko. Mają postać nieforemnych izotropowych okruchów, przezroczystych i bezbarwnych.

Staurolit znaleziono w jednej próbce. Występuje w postaci obtoczonych ziarn, rzadziej krótkich słupków.

Epidot tworzy spłaszczone, silnie zniszczone ziarna o barwie zielonobrunatnej i słabo dostrzegalnym pleochroizmie.

Biotyt jest zachowany w jednej próbce w formie blaszek i płytek o nieregularnych, postrzępionych brzegach. Blaszkki o zarysach pokrywających się z płaszczyzną łupliwości wg (001) nie wykazują pleochroizmu.

Również zupełnie sporadycznie w niektórych próbkach występują: piroksen, chloryt, baryt, anataz, dysten, korund, tytanit i apatyt. Wśród opisywanej frakcji ciężkiej nie odgrywają one procentowo prawie żadnej roli i reprezentowane są przez pojedyncze ziarna o typowym dla tych minerałów pokroju.

Tabela 6

Skład mineralny frakcji ciężkiej w % objętościowych
Mineral composition of heavy fraction in volume per cent

| Minerał Mineral | Nr próbki — No. of sample | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------------|---------------------------|-------|----------------------|-------|-------|-------|-------|-------|----------------------|-------|-------|-------|-------|-------|----------------------|
| | 1 | 2 | śred- nia mean | 12 | 13 | 14 | 26 | 38 | śred- nia mean | 40 | 46 | 48 | 50 | 51 | śred- nia mean |
| Cyrkon | 20,00 | 17,02 | 18,51 | 8,92 | 12,50 | 25,32 | 14,45 | 28,64 | 17,96 | 43,95 | 27,79 | 16,04 | 38,79 | 50,72 | 35,45 |
| Rutyl | 15,57 | 12,31 | 13,94 | 13,70 | 16,65 | 15,77 | 6,15 | 14,62 | 13,37 | 16,48 | 12,58 | 4,62 | 16,35 | 13,76 | 12,76 |
| Turmalin | 7,15 | 5,23 | 6,19 | 17,80 | 15,74 | 7,88 | 4,95 | 6,74 | 10,62 | 5,93 | 4,75 | 2,46 | 6,03 | 6,52 | 5,13 |
| Amfibol | 8,21 | 4,18 | 6,19 | 23,99 | 14,34 | 6,64 | 14,45 | 11,20 | 14,12 | 5,05 | 13,06 | 12,03 | 2,58 | 7,24 | 7,99 |
| Piroksen | 0,63 | — | 0,31 | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,61 | — | — | 0,12 |
| Granat | — | — | — | — | 0,46 | 0,42 | — | — | 0,17 | 0,70 | 0,95 | 0,92 | 0,28 | — | 0,57 |
| Staurolit | — | — | — | — | — | — | — | 1,12 | 0,22 | — | — | — | — | — | — |
| Chloryt | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,51 | 0,37 | — | — | 0,17 |
| Epidot | — | — | — | 1,37 | 0,46 | 1,24 | — | 1,12 | 0,83 | 0,21 | — | — | 0,32 | — | 0,10 |
| Dysten | — | — | — | 0,69 | — | — | — | — | 0,13 | — | 0,23 | — | — | — | 0,04 |
| Baryt | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,47 | — | — | — | 0,09 |
| Anataz | — | — | — | — | — | — | — | 0,37 | 0,07 | — | — | — | — | 2,19 | 0,43 |
| Korund | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,30 | — | — | 0,06 |
| Biotyt | — | — | — | 2,74 | — | — | — | — | 0,54 | — | — | — | — | — | — |
| Tytanit | — | — | — | 1,37 | 1,39 | — | — | — | 0,55 | — | — | — | — | — | — |
| Apatyt | — | 0,26 | 0,13 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Minerały rudne i nieprzezroczyste | 48,44 | 61,00 | 54,72 | 29,42 | 38,46 | 42,73 | 60,00 | 36,19 | 41,36 | 27,58 | 39,66 | 62,65 | 35,65 | 19,57 | 37,04 |

Minerały nieprzezroczyste stanowią główną masę zbadanej frakcji ciężkiej. Przeważnie reprezentują je minerały o wyglądzie leukoksenu (pl. XIII, 6). Tworzą nieregularne lub okrągłe ziarna o barwie białej lub żółtawej, nieprzezroczyste lub przeświecające. W próbkach 1 i 2 przeważają minerały rudne o silnym połysku metalicznym i słabych właściwościach magnetycznych.

Oznaczone minerały ciężkie należą głównie do dwóch krańcowo różnych grup pod względem odporności na wietrzenie i transport (por. Turnau-Morawska 1954). A mianowicie do grupy minerałów bardzo odpornych i odpornych (cyrkon, rutyl, turmalin, dysten i staurolit) oraz do grupy mało odpornych lub bardzo mało odpornych (amfibole, epidot i apatyt). Ude-

rzająca jest znikoma zawartość minerałów odznaczających się odpornością pośrednią (granaty w ilości poniżej 1%). Należy podkreślić, że ziarna minerałów odpornych są na ogół bardzo dobrze obtoczone, gdy minerały nieodporne (amfibole) obtoczone są słabo.

Zespoły minerałów ciężkich z okolic Krzeszowa wykazują następujące różnice w porównaniu z zespołami z Gór Stołowych i Skalnego Miasta:

- są uboższe w ilość składników (por. tab. 6),
- zawierają znacznie więcej składników rudnych wśród minerałów nieprzezroczystych,
- mają nieco wyższą średnią koncentrację frakcji ciężkiej (por. tab. 5),
- zawierają nieco mniej minerałów nieodpornych (amfibole) (por. tab. 6).

PORÓWNANIE GÓRNYCH PIASKOWCÓW CIOSOWYCH ZE STARSZYMI SKAŁAMI ŚRÓDSUDECKIEJ GÓRNEJ KREDY

Wykształcenie litologiczne śródsudeckiej górnej kredy jest raczej monotonne. Zróżnicowanie na odmiany skalne jest wynikiem zmiennych proporcji materiału piaszczystego (spora-dycznie żwirowego) i mułu ilasto-wapiennego

(rzadziej krzemionkowego). Na tej obserwacji opiera się od dawna stosowany podział śródsudeckich skał kredowych na piaskowce („Quader” autorów niemieckich), margle („Pläner”) i skały pośrednie („Plänersandstein”) (por.

Geinitz 1843, Beyrich 1849, Petrascheck 1903, Flegel 1904, Andert 1934, Scupin 1935, Radwański 1955 i inni). Obok materiału terygenicznego obserwuje się w nich pewną zawartość materiału organogenicznego, ale skały zbudowane wyłącznie z materiału organicznego należą wśród omawianych osadów do rzadkości. Jedynie wśród mułowców dolnego turonu (poziom *Actinocemax plenus*) spotyka się kilkunastocentymetrowej grubości soczewki skał krzemionkowych zbudowanych z igieł gąbek (gezy i spongiolity). Również w marglach rzadko obserwuje się partie zbudowane wyłącznie z substancji wapienno-ilastej, z reguły zawierają one domieszkę grubszych frakcji. Przejścia od margli do piaskowców są stopniowe. Zazębianie się tych dwóch głównych odmian litologicznych śródsudeckiej górnej kredy obserwuje się zarówno w profilu pionowym, jak i po biegu ławic. Doskonałym przykładem tego zjawiska jest rozmieszczenie wymienionych odmian litologicznych w środkowym turonie (poziom z *Inoceramus lamarcki*) oraz w utworach podścielających omawiany w niniejszej pracy poziom piaskowców.

W osadach śródsudeckiego turonu spotyka się wszystkie przejścia od piaskowców do margli. Piaskowce te różnią się wyraźnie od górnych piaskowców ciosowych. Ich skład mineralny jest bardziej urozmaicony, znaczna zawartość mniej odpornych na wietrzenie składników (ok. 15% skaleni) pozwala je zaliczyć do subarkoz (por. tab. 4). Również ich skład granulometryczny jest bardziej zmienny, obok zbliżonych do górnych piaskowców ciosowych spotyka się żwirów a nawet nagromadzenia większych otczaków (ponad 4 cm). Można zatem stwierdzić ogólnie, że piaskowce środkowego turonu wykazują mniejszą dojrzałość mineralną i teksturalną niż górne piaskowce ciosowe. Skład mineralny szkieletu ziarnowego (frakcja ponad 0,06 mm) skał marglistych zazębiających się z piaskowcami jest podobny.

Warstwowanie ławic w piaskowcach jest podobne jak w opisanych górnych piaskowcach ciosowych, tzn. obok ławic masywnych spotyka się warstwowanie równoległe i ławice warstwowanie skośne osiągające nieraz wielkie rozmiary. Zjawisko to można obserwować w kamieniołomie przy szosie Radków — Kudowa-Zdrój (pl. XIV, 2). Warstwy skośne są tutaj podobnie jak w ławicach górnych piaskowców ciosowych nachylone w kierunku południowo-zachodnim (por. Teisseyre 1957). Podobne kierunki nachylenia warstw skośnych można obserwować w piaskowcach środkowego turonu wzdłuż całego progu morfologicznego, który tworzy północno-wschodnią krawędź Gór Stołowych tzw. „próg Radkowa” (pl. XIV, 1). Skały margliste wystę-

pujące wśród piaskowców są zwykle warstwowane równoległe, a często trudno w nich w ogóle dopatrzeć się struktur warstwowych. Bezpośrednie podłoże górnych piaskowców ciosowych tworzą skały, które zostały na mapie (fig. 3) wydzielone jako „warstwy przejściowe”. Są to drobnoziarniste piaskowce zawierające często domieszkę węglanu wapnia zazębiające się z drobnodetrytycznymi skałami ilasto-wapiennymi występującymi w większych ilościach na południe od Batorowa („facja margli ze Szczytnej” Radwańskiego 1959). Skład mineralny szkieletu ziarnowego drobnoziarnistych piaskowców wapnistych występujących w podłożu górnych piaskowców ciosowych różni się od nich jedynie pewną zawartością glaukonitu (por. tab. 4 i fig. 25).

Nieco inaczej wykształcony jest środkowy turon w północno-zachodniej części niecki śródsudeckiej (okolice Krzeszowa). Skład granulometryczny tworzących go skał jest bardziej jednorodny, obserwuje się tam w zasadzie jedynie skały psamitowe ze zmienną zawartością węglanu wapnia i niewielkimi domieszkami frakcji mułowych i iłowych. Nie występują tu ani bardzo drobnoziarniste skały margliste (spotyka się jedynie soczewki i cienkie wkładki pelitowych margli), ani gruboziarnistych piaskowców czy żwirów znanych ze środkowego turonu Gór Stołowych. Różnicowanie na odmiany litologiczne w środkowym turonie okolic Krzeszowa polega głównie na zmiennej zawartości węglanu wapnia w skale. Szkielet ziarnowy tych skał jest w różnym stopniu rozluźniony przez wapienno-ilastą matrix i w związku z tym wykazują one zróżnicowaną odporność na wietrzenie. Dzięki temu możliwie jest kartograficzne rozdzielenie całej serii na piaskowce (bardziej odporne na wietrzenie i tworzące w związku z tym skałki) oraz piaskowce wapniste (nie tworzące naturalnych odkrywek).

Radwański (1959) wśród osadów środkowego turonu Gór Stołowych wydzielił „dwie zasadnicze facje, mianowicie: piaskowców brzeżnej części basenu i margli środkowej części basenu”. Ponadto jego zdaniem obserwuje się „odrębne facje osadów należących do poziomu lamarkowego o zasięgu lokalnym. Są nimi wapień piaszczysty i piaskowiec wapnisty” (cytaty ze str. 23). Według tej koncepcji paleogeograficznej głębokość basenu kredowego była w środkowym turonie bardzo zróżnicowana, mianowicie w jego środku utworzyła się „głębia”, w której powstały margle, natomiast w płytkich brzeżnych częściach osadzały się piaskowce. Materiał piaszczysty był dostarczany do zbiornika sedymentacyjnego z dwóch stron: „mianowicie od strony dzisiejszych Gór

Sowich oraz Bystrzyckich i Orlickich...” (cytat ze str. 29), co doprowadziło do powstania w obu strefach brzeźnych zazębien piaskowców z marglami (jednym z nich miały być w tym ujęciu piaskowce Szczelińca). Zazębienia te, zdaniem Radwańskiego, nie łączą się przez środek basenu z powodu utworzonej tam „głębi”. Poglądy takie przedstawił autor także na przekrojach dołączonych do pracy oraz na przekroju na szczegółowej mapie geologicznej arkusz Wambierzyce.

Przekroje geologiczne Radwańskiego są błędne, ponieważ nachylenia warstw skośnych w piaskowcach (do 30°) zostały na nich przedstawione jako powierzchnie uławiczenia, których nachylenie nie przekracza w rzeczywistości 10° (por. przekrój geologiczny na mapie ark. Wambierzyce z pl. XIV, 2 niniejszej pracy). Po uwzględnieniu tej poprawki okazuje się, że miąższość omawianego poziomu została na przekrojach Radwańskiego przewiększona o około 200 metrów („głębia”). Z tego powodu popełniono także poważną pomyłkę straty-

graficzną, polegającą na zaliczeniu piaskowców budujących Szczeliniec do środkowego turonu, co zostało wykazane wcześniej (Jerzykiewicz 1966b).

Powstanie „głębi” w środkowej części basenu kredowego jest hipotezą nie popartą obserwacjami i to hipotezą mało prawdopodobną, ponieważ trudno przyjąć, aby morze epikontynentalne o szerokości kilku kilometrów było równocześnie obszarem dwóch stref brzeźnych rozdzielonych głębią. W rzeczywistości obserwuje się w terenie nachylenia warstw skośnych w kierunkach południowo-zachodnich i wyklinowanie się w tych kierunkach ławic piaskowców. Można więc sądzić, że materiał detrytyczny do basenu sedymentacyjnego w środkowym turonie był dostarczany z północnego wschodu, gdzie w tym czasie znajdowała się wyspa wschodniosudecka, obejmująca m. in. obszar dzisiejszych Gór Sowich. Brak natomiast jakichkolwiek pewnych danych o istnieniu brzegu w miejscu dzisiejszych Gór Bystrzyckich i Orlickich.

ANALIZA BASENU I ŚRODOWISKA SEDYMENTACYJNEGO

Nie ulega wątpliwości, że górne piaskowce ciosowe niecki śródsudeckiej powstały w warunkach prądów morskich. Kierunki przemieszczania przez nie osadów w basenie sedymentacyjnym wskazuje nachylenie warstw skośnych. Porównanie kierunków nachylenia warstw skośnych w całym obszarze niecki śródsudeckiej pozwala na wydzielenie w omawianym basenie sedymentacyjnym dwóch prowincji: północno-zachodniej i południowo-wschodniej. W prowincji północno-zachodniej, obejmującej górne piaskowce ciosowe okolic Krzeszowa, nachylenia skośnego warstwowania wskazują na transport materiału przede wszystkim z północnego zachodu, tzn. z obszaru hipotetycznej wyspy zachodniosudeckiej, która obejmowała prawdopodobnie blok Karkonoszy i wschodnią część Masywu Łużyckiego (Scupin 1936, Teisseyre 1960). Opierając się na pomiarach skośnego warstwowania można przypuszczać, że materiał terygeniczny w górnych piaskowcach ciosowych Skalnego Miasta i Gór Stołowych pochodzi głównie z północnego wschodu, tzn. z hipotetycznej wyspy wschodniosudeckiej obejmującej przede wszystkim obszar dzisiejszej kry sowiogórskiej. W Górach Stołowych jedynie pomiary na południe od Szczytnej wskazują na transport z zachodu, rozstrzygnięcie, czy

jest to zjawisko lokalne czy regionalne związane ze zmianami obszaru alimentacyjnego, będzie możliwe po przeprowadzeniu pomiarów w osadach rowu Nysy. W obszarze Skalnego Miasta wśród skośnie warstwowanych ławic małej skali przeważa kierunek transportu z północy ku południowi i z północnego zachodu ku południowemu wschodowi, a więc odbiegający od kierunku regionalnego wyznaczonego nachyleniem wielkich form akumulacyjnych, tzn. warstw skośnych w ławicach wielkiej skali. Należy przypuszczać, że te odchylenia od kierunku regionalnego nie mają związku ze zmianą obszaru alimentacyjnego, lecz są zjawiskiem, które można wytłumaczyć lokalnymi zmianami kierunku prądu.

Wniosek ten potwierdzają cechy teksturalne górnych piaskowców ciosowych z okolic Krzeszowa oraz Skalnego Miasta i Gór Stołowych, wskazują one wyraźnie na dwa różne źródła materiału detrytycznego. Piaskowce prowincji północno-zachodniej są bardziej drobnziarniste i wykazują różnice w koncentracji i składzie minerałów frakcji ciężkiej. Koncentracja minerałów frakcji ciężkiej w próbce górnych piaskowców ciosowych okolic Krzeszowa przeważa prawie trzykrotnie nad zawartością minerałów ciężkich w próbkach z Gór Stołowych. W składzie mineralnym w

próbce z okolic Krzeszowa obserwuje się znaczny spadek zawartości amfiboli i podwyższoną zawartość minerałów rudnych wśród składników nieprzeźroczystych. Również cechy optyczne cyrkonów spotykanych w omawianej próbce są inne niż w pozostałych, zdaniem A. Grodzickiego (informacja osobista) przypominają one cyrkonony znane mu ze skał krystalicznych bloku izerskiego. Wśród składników frakcji lekkiej nie spotyka się często minerałów, które mogłyby wskazać określone źródło materiału detrytycznego. Ziarna kwarcu pochodzące prawdopodobnie ze skał metamorficznych i magmowych występują w górnych piaskowcach ciosowych w mniej więcej takich samych proporcjach. Spotykane ziarna kwarcu o zarysach heksagonalnych można niewątpliwie wiązać ze skałami wylewnymi (karbon?, czerwony spągowiec?). Można także przypuszczać, że prazródłem ziarn kwarcu z igiełkami fibrolitu, które spotyka się stosunkowo często w górnych piaskowcach ciosowych Gór Stołowych i Skalnego Miasta, były gnejsy sowiogórskie.

Górne piaskowce ciosowe są osadem, który uległ niejednokrotnemu przemieszczeniu nie tylko w turońskim basenie sedymentacyjnym, ale składa się także z ziarn, które już uprzednio przeszły cykl sedymentacyjny. Wskazuje na to szereg cech teksturalnych opisywanych piaskowców. Przede wszystkim skrajnie wysoka zawartość składników najodporniejszych (głównie ziarna kwarcu i skały krzemionkowe). Są to typowe *ortokwarcyty*, których genezę wiąże się powszechnie z redepozycją starszych skał osadowych (por. Pettijohn 1957). O wysokiej dojrzałości teksturalnej tych osadów świadczy także ich dobre wysortowanie⁴ i na ogół dobre obtoczenie ziarn. Należy zaznaczyć, że badano pod tym względem frakcję piaszczystą, której ziarna ulegają obróbce mechanicznej bardzo powoli. Stwierdzono, że rzeki zaokrąglają ziarna piasku w tempie tak wolnym, że transport piasku z wnętrza ładu w morze nie wystarcza, aby jego ziarna zostały doskonale obtoczone (Plumley 1948). Również zwykle doskonale obtoczenie ziarn minerałów ciężkich (rutil, cyrkon) może świadczyć o długotrwałej, a być może wielokrotnej obróbce mechanicznej. Występowanie wśród minerałów ciężkich składników bardzo odpornych obok łatwo ulegających wietrzeniu przy prawie zupełnym braku pośrednich, może wskazywać na zróżnicowanie wiekowe składników

bądź na różne źródła materiału detrytycznego (wnioski uzgodnione z A. Grodzickim). Należy przypuszczać, że materiału detrytycznego do śródsudeckiego basenu sedymentacyjnego w czasie osadzania się górnych piaskowców ciosowych dostarczały głównie brzegi zbudowane ze starszych skał osadowych (być może niższych ogniw górnej kredy, pstrego piaskowca, czerwonego spągowca i karbonu). Można przypuszczać, że w znacznie mniejszym stopniu ulegały wtedy abrazji brzegi zbudowane ze skał krystalicznych (zwłaszcza w prowincji północno-zachodniej).

Warunki hydrodynamiczne wyrażające się charakterem struktur i tekstur wewnątrzławicowych były w obu wydzielonych prowincjach podobne. Wskazuje na to analiza kształtu krzywych granulometrycznych (wysortowanie, symetria i spiętrzenie rozkładów) a także obtoczenie i sferyczność ziarn. Przede wszystkim można o tym sądzić na podstawie skośnego warstwowania występującego w osadach obydwu prowincji. Są to warstwy skośne płaskie (Mc Kee i Weir 1953, Roniewicz 1966). Kształt warstw skośnych zależy od zbyt wielu czynników, aby można było ich klasyfikacji opartej wyłącznie na cechach geometrycznych przypisywać znaczenie genetyczne, co zostało wykazane na drodze eksperymentalnej (Jopling 1963, 1965). Powstawanie warstw skośnych wiąże się najczęściej z fazą transportu rytmicznego, mogą się one tworzyć również po przekroczeniu górnego progu krytycznego tej fazy, czyli w fazach miecenia i fal piaszczystych. W danym wypadku trudno jest rozstrzygnąć, z którą z wymienionych faz transportu mamy do czynienia. Można przypuszczać, że zupełnie drobne skośne warstwowania tworzyły się w warunkach zbliżonych do panujących w fazie transportu rytmicznego. Szczególnie dobrym przykładem na to są opisane poprzednio jako warstwy skośne nieckowate (Jerzykiewicz 1966a, fig. 7) girlandy form nieckowatych, będące w istocie warstwami skośnymi płaskimi, które swoją nieckowatą formę w przekroju poprzecznym do kierunku prądu zawdzięczają sinusoidalnemu wygięciu łuków przyrostowych charakterystycznych dla fazy transportu rytmicznego (por. Dżużyński 1963, fig. 1). W przypadku wielkich form akumulacyjnych (warstwy skośne w ławicach wielkiej skali) energia prądu i ilość dostarczanego materiału detrytycznego prawdopodobnie wystarczała do utworzenia się tzw. fal piaszczystych. Nie ma jednak dowodów na przyjmowanie, że materiał detrytyczny, który buduje wielkie ławice górnych piaskowców ciosowych, był transportowany w ten sposób. Prawdopodobnie zachodzi tu zasypywanie na

⁴ Otrzymane wielkości współczynników wysortowania są niewątpliwie wtórnie podwyższone. Przyczyną pogorszenia wysortowania skał w stosunku do pierwotnego wysortowania osadów są procesy lityfikacji (Friedman 1962).

dużą skalę nierówności w strefie przybrzeżnej w warunkach małego „stosunku głębokościowego” w przypadku stromych warstw skośnych i dużego „stosunku głębokościowego” w przypadku warstw nachylonych słabo i równoległych (por. Jopling 1965, fig. 6). Zmiany owego „stosunku głębokościowego” mogły być jedną z przyczyn ząbienia się w omawianej serii piaskowców ławic warstwowych skośnie „tangencjalnych” i „torencjalnych” (por. Dżułyński i Gradziński 1960) oraz ławic warstwowych równoległe i masywnych. W tych samych nasypach obserwuje się niekiedy przechodzenie warstw skośnych w równoległe. Wielki rozmiar tych form sprawia, że dopiero na dość dużym, dobrze odkrytym obszarze zjawisko to jest widoczne. Można przypuszczać, że w związku z wielkimi rozmiarami nasypów morfologia dna zbiornika sedymentacyjnego, na którym się one tworzyły, była bardzo urozmaicona.

Kierunek prądu i ilość dostarczanego przez ten prąd materiału detrytycznego były stałe na dużych obszarach. Płaskie powierzchnie ławic można śledzić na długich odcinkach. Szczególnie dobrze zaznacza się w omawianej serii piaskowców granica pomiędzy dwoma różniącymi się skalą poziomami skośnie warstwowych ławic. Ponieważ taką dwudzielność budowy obserwuje się w całych Górach Stołowych, można jej przypisać znaczenie regionalne i spodziewać się, że jej przyczyną była nagła zmiana warunków hydrodynamicznych w basenie sedymentacyjnym. Zmiana ta polegała przede wszystkim na nagłym zmniejszeniu się ilości dostarczanego materiału detrytycznego i zmniejszeniu się subsydencji dna zbiornika sedymentacyjnego. Okresy wzmożonej subsydencji związanej prawdopodobnie z subhercyńską fazą ruchów górotwórczych (Svoboda i inni 1966) wyznaczają ławice skośne wielkiej skali występujące zarówno w serii górnych piaskowców ciosowych, jak i w piaskowcach środkowego turonu (tzw. próg Radkowa).

Stwierdzenie dokładnych analogii między opisanymi strukturami skośnymi a podobnymi formami współczesnymi nie jest na razie możliwe z powodu zbyt małej ilości danych o warunkach sedymentacji na współczesnych szelfach i dolnych częściach stref brzegowych. Opisano wprawdzie wielkie nasypy piaszczyste ze współczesnych szelfów morskich (Purdy 1961, Harrington i Hazlewood 1962 i Jordan 1962), ale są to formy związane z falami piaszczystymi. Tu mamy prawdopodobnie przypadek tarasów akumulacyjnych.

Na podstawie orientacji warstw skośnych i rozmieszczenia osadów kredowych w niecce śródsudeckiej między masywem karkonosko-łużyckim na północnym zachodzie a sowiogórkim na północnym wschodzie oraz czeskim basenem kredowym na południowym zachodzie, można wnosić, że owe tarasy akumulacyjne były nadbudowane przez prądy skierowane od strony łądów w kierunku otwartego morza. W prowincji północno-zachodniej były one skierowane od łądu karkonosko-łużyckiego, a w prowincji południowo-wschodniej od łądu sowiogórkiego. Nie obserwuje się natomiast wpływu brzegu południowo-zachodniego, który miał się znajdować w miejscu dzisiejszych Gór Bystrzyckich i Orlickich (Radwański 1959). Masywy te były w omawianym okresie zalane przez morze i śródsudecki zbiornik sedymentacyjny łączył się z zalewem północnoczeskim.

Systematyczne badania sedymentologiczne nad środkowym turonem niecki śródsudeckiej nie zostały jeszcze zakończone, ale można już wskazać na analogie i różnice z opracowanymi górnymi piaskowcami ciosowymi. Wydaje się, że sytuacja paleogeograficzna była w obu okresach podobna. Wskazuje na to podobne nachylenie warstw skośnych, które w piaskowcach tzw. progu Radkowa również tworzą wielkie nasypy. Inny był natomiast skład materiału terygenicznego dostarczanego do zbiornika sedymentacyjnego. Wskazuje na to skład mineralny piaskowców i udział w środkowym turonie skał marglistych ząbających się z piaskowcami. Piaskowce te można zaliczyć do *subarkoz* (por. Pettijohn op. cit.), tzn. skał, w których udział materiału redeponowanego jest mniejszy niż w ortokwarcytach. Wyklinowanie się ławic piaskowców w kierunku południowo-zachodnim (zgodnie z kierunkiem nachylenia warstw skośnych) i zastępowanie ich osadami marglistymi można wytłumaczyć kolejnością wypadania różnych frakcji z transportu. Przenoszenie ziarn frakcji piaszczystej odbywało się zapewne przede wszystkim na drodze trakcji, natomiast frakcje drobniejsze znajdowały się w suspensji i były wynoszone dalej i osadzone w „cieniu” wielkich nasypów. W osadach środkowego turonu obserwuje się również ząbienie się piaskowców ze skałami marglistymi w kierunku prostopadłym do kierunku transportu. Można przypuszczać, że zjawiska takie mają przyczynę w stale zmieniającej się morfologii dna i rozmieszczeniu przybrzeżnych wysp, które częściowo osłaniały niektóre partie dna przed działaniem prądu i umożliwiały osadzanie się tam materiału pelitowego. W przesmykach między wyspami prąd osadzał piaskowce. Zasypywanie prze-

smyków prowadziło do powstawania wysp. Sytuacja ulegała więc odwróceniu. Wielokrotna zmiana prowadziła do powstania licznych

zazębień osadów psamitowych i pelitowych. Zjawiska takie znane są ze współczesnych szelfów morskich.

ZWIĄZEK ORIENTACJI POWIERZCHNI SEDYMENTACYJNYCH Z ORIENTACJĄ CIOSU. UWAGI O TEKTONICE

Z poprzednich rozdziałów niniejszej pracy wynika, że pomiary, które wykonano w celu określenia pierwotnej orientacji warstw skośnych, skłaniają do rewizji dotychczasowych poglądów na tektonikę omawianego obszaru. Okazało się również, że o pierwotnym nachyleniu warstw skośnych można wnioskować z obserwacji nachylenia powierzchni ciosowych.

W górnych piaskowcach ciosowych zdecydowanie przeważa cios prostopadły do powierzchni ławic, tworzący różne kąty z warstwami skośnymi. Zależność między wtórnym nachyleniem powierzchni ciosowych a nachyleniem powierzchni sedymentacyjnych przedstawia fig. 26.

Na blokdigramach i odpowiadających im projekcjach biegunowych przedstawiono orientację powierzchni ciosowych, powierzchni ławic i warstw skośnych w ławicy nachylonej tektonicznie (A) i leżącej poziomo (B). Dla uproszczenia przedstawiono ławicę nachyloną zgodnie z jedną z płaszczyzn ciosowych. Sytuację taką można obserwować w skałkach na NW od Skalniaka w Górach Stołowych (odkrywką 12) i stamtąd pochodzą pomiary, które posłużyły do wykreślania blokdigramów. Tektoniczne nachylenie powierzchni ławicy (u) o kąt 15° w kierunku 225° spowodowało zwiększenie kąta nachylenia warstw skośnych (w) do 45° i pochylenie pierwotnie pionowej płaszczyzny ciosu (c_1) do 75° w kierunku 45° . W przypadku ławicy leżącej poziomo (fig. 26, B) powierzchnie ciosowe są pionowe, a nachylenie warstw skośnych odpowiada pierwotnemu. Obserwowane w obszarze niecki śródsudeckiej skośnie warstwowane ławice, osiągające kilkunastometrowe miąższości, są zwykle odsonięte fragmentarycznie. Najczęściej obserwuje się skałki złożone z pochyłonych warstw i jeżeli są one ograniczone powierzchniami ciosowymi zbliżonymi do pionowych, to należy sądzić, że nachylenie warstw jest przede wszystkim pierwotne (warstwy skośne wielkiej skali). O wtórnym nachyleniu niewidocznych w danym wypadku powierzchni międzyławicowych można wnioskować na podstawie statystycznych danych o nachyleniu powierzchni ciosowych. Z diagramów ciosu można określić kierunek nachylenia powierzchni ławic na podstawie położenia maksimów. Są one odchyłone od obwodów kół w kierunku tektonicznego nachylenia powierzchni ławic (por. Jerzykiewicz 1967, fig. 2).

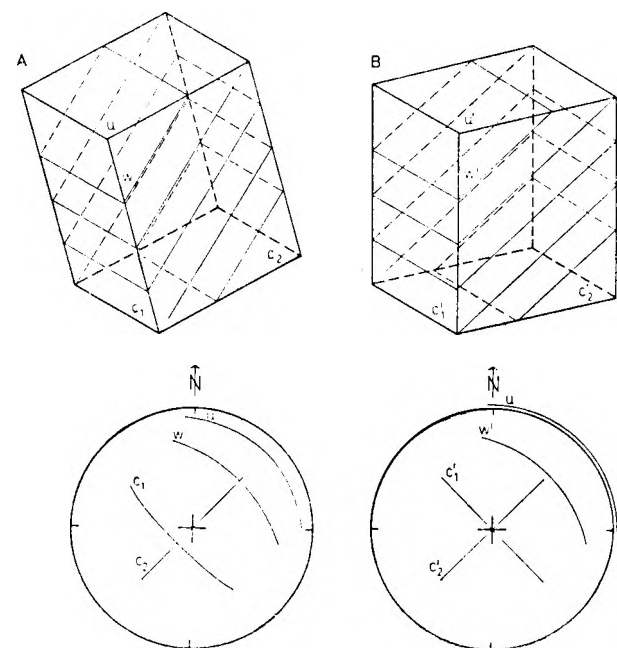


Fig. 26

Blokdigramy i odpowiadające im projekcje biegunowe (górną półkula) obrazujące związek orientacji powierzchni ciosu z powierzchniami sedymentacyjnymi A — ławica nachylona tektonicznie ($u = 225^\circ/15^\circ$, $w = 225^\circ/45^\circ$, $c_1 = 45^\circ/75^\circ$, $c_2 = 135^\circ/90^\circ$). B — ławica pozioma ($u' = 0^\circ$, $w' = 225^\circ/30^\circ$, $c_1' = 45^\circ/90^\circ$, $c_2' = 135^\circ/90^\circ$)

Oznaczenia: u — powierzchnia ławicy, w — powierzchnia warstw skośnych wielkiej skali, c_1 i c_2 — powierzchnia ciosu

Block diagrams and the corresponding polar projections (upper hemisphere) showing the relation of the orientation of joint planes and the orientation of sedimentary surfaces

A — tectonically tilted unit ($u = 225^\circ/15^\circ$, $w = 225^\circ/45^\circ$, $c_1 = 45^\circ/75^\circ$, $c_2 = 135^\circ/90^\circ$). B — horizontal unit ($u' = 0^\circ$, $w' = 225^\circ/30^\circ$, $c_1' = 45^\circ/90^\circ$, $c_2' = 135^\circ/90^\circ$)

u — surface of bed, w — surface of large-scale cross-bed, c_1 and c_2 — joint planes

Ukośnie zorientowane powierzchnie ciosu w przeciwieństwie do prostopadłych występują lokalnie. Należy jednak zwrócić uwagę na możliwość pomylenia ich ze skośnym warstwowaniem w ławicach wielkiej skali (por. pl.

VII, 2). Odróżnienie tych ukośnie ułożonych powierzchni ciosu od warstwowania umożliwia gradacyjna struktura warstw skośnych, w których idąc od spągu ku stropowi obserwuje się zmniejszanie się grubości ziarn.

Zasadnicze znaczenie dla zrozumienia budowy geologicznej Gór Stołowych ma odróżnienie tektonicznych nachyleń powierzchni ławic od skośnego warstwowania. Rozróżnienie to jest trudne jedynie w tych odkrywkach, w których widoczne są tylko środkowe części ławic zbudowane z warstw skośnych wielkiej skali. W wielu miejscach można obserwować, że zarówno górne piaskowce ciosowe, jak i piaskowce środkowego turoonu budują ławice, których tektoniczne nachylenie jest niewielkie (zwykle 10—15°, por. pl. III, 1, 2; V, 1, VIII, 1 i XIV, 2). Ławice margli występujące między piaskowcami również wykazują zwykle nieznaczne nachylenia powierzchni ławic, a obserwowane większe zapady są lokalne i związane ze zjawiskami tektonicznymi o niewielkim zasięgu. Bez porównania większe obszary budują ławice margli o prawie poziomych powierzchniach uławicenia, tworzą one rozległe płaskowizy w okolicach Karłowa, Łężna i Szczytnej.

W całym obszarze występowania górnych piaskowców ciosowych przeprowadzono systematyczne pomiary tektonicznych nachyleń powierzchni ławic i po ich wyeliminowaniu otrzymano pierwotną orientację skośnego warstwowania (por. rozdział Obserwacje sedymentologiczne a także Jerzykiewicz 1966b). Uzyskany w ten sposób obraz przestrzennego ułożenia warstw skośnych (por. fig. 3) pozwala na sprostowanie następujących mylnych poglądów na tektonikę omawianego obszaru.

1. Piaskowce głównego grzbietu Gór Stołowych nie występują w osi synkliny („synkliny na skłonu Batorowa” Radwańskiego 1955 itd.).

2. Tektoniczne nachylenia powierzchni ławic piaskowców budujących główny grzbiet Gór Stołowych i Szczeliniec są podobne, stanowiły one kiedyś jednolitą pokrywę. Pogląd, że nie są one równoległe, oparty na przesłankach tektonicznych (Radwański 1955 itd.), nie jest słuszny. Na potwierdzenie tego poglądu brak również argumentów, które mogłyby wynikać z cech litologicznych tych skał (por. rozdział Obserwacje sedymentologiczne).

3. Rozważanie zagadnienia, czy „oś synkliny utworzonej przez osady kredy w niecce śródsudeckiej — jest równocześnie osią basenu kredowego”? (Radwański 1957, cytaty ze strony 138), wobec przedstawionych w niniejszej pracy danych tektonicznych a przede wszystkim sedymentologicznych przestało być aktualne (przynajmniej dla osadów turońskich).

Przekrój geologiczny, na którym Radwański (Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, arkusz Wambierzyce) także przedstawił wyżej cytowane poglądy, został już skrytykowany na stronie 442 niniejszego opracowania. Został on wykreślony w oparciu o założenie, że skały kredowe niecki śródsudeckiej uległy wpływowi tektoniki fałdowej (por. cytaty z pracy Radwańskiego zamieszczonej na str. 443 niniejszej pracy). W rzeczywistości nie obserwuje się jednak żadnych oznak tektoniki fałdowej *sensu stricto*. Widoczne są natomiast wszelkie objawy tektoniki uskokowej potwierdzające dotychczasowe poglądy na styl saksońskich ruchów tektonicznych, których składowa pozioma była znikoma w porównaniu z pionową (Rode 1932). Horyzontalny efekt ruchów był niewielki i nie mógł doprowadzić do powstania fałdów. Oprócz nachylenia powierzchni ławic (szczególnie silnego w pobliżu linii dyslokacyjnych) w skałach kredowych niecki śródsudeckiej można obserwować drobne uskoki w odkrywkach, a większych domyślać się na podstawie intersekcji. O bliskości uskoków można wnosić z zagęszczenia się sieci spękań i ich orientacji (por. Jerzykiewicz 1968), pojawiania się skał przypominających brekcje tektoniczne oraz struktur ślizgowych pojawiających się na powierzchniach spękań w marglach i powierzchniach uławicenia w piaskowcach.

Nachylenia powierzchni ławic w piaskowcach budujących główny grzbiet Gór Stołowych są niewielkie (zwykle 10—15°) i skierowane ku SW, S i SE (por. fig. 3). Wskazanie przebiegu uskoków utrudnia grube blokowisko przykrywające warstwy przejściowe do margli i słabe odsłonięcie tych ostatnich. Można jednak przypuszczać, że oprócz dwóch większych dyslokacji uchwyconych przez Radwańskiego (por. szczegółowe mapy geologiczne Sudetów, arkusze Jeleniów i Wambierzyce) w obszarze grzbietu głównego występuje szereg mniejszych dyslokacji. Objawy ruchów uskokowych w piaskowcach obserwuje się najczęściej we wcięciach dolin po obydwu stronach głównego grzbietu Gór Stołowych. Oprócz zaburzeń w uławiceniu, ślizgów na powierzchniach ławic i spękań, których orientacja odbiega od regionalnej, można tu także obserwować przemieszczone w kierunku pionowym ławice warstwowane skośnie. Mogą one służyć jako horyzonty przewodnie, ponieważ mają płaskie i utrzymujące się na stosunkowo dużych obszarach powierzchnie uławicenia. Zjawisko przemieszczenia ławic na uskoku można obserwować na przykład w dolinie rozcinającej główny grzbiet Gór Stołowych w północno-zachodniej okolicy Skalniaka (odkrywki 12 i 13). Jak

już zaznaczono, trudno jest podać dokładne dane o tych dyslokacjach. Niewiadomo, czy wygasają one w obrębie skał kredowych, czy przechodzą do głębszego podłoża, z którego przemieszczeniami wiąże się deformacje tektoniczne śródsudeckiej kredy (Rode 1932).

Można przypuszczać, że stopniowe morfologiczne obniżanie się głównego grzbietu Gór Stołowych ku południowemu wschodowi jest częściowo spowodowane sumowaniem się zrzutów na poprzecznych uskockach. Nagłe obniżanie się północno-wschodniej części głównego grzbietu w okolicach Batorowa zostało na mapie dołączonej do pracy Petraschka (1934) zaznaczone wałą dyslokacją o przebiegu NW—SE. Nie jest ona udowodniona wprost, ale wobec odrzucenia poglądu o synklinalnej budowie głównego grzbietu Gór Stołowych bardzo prawdopodobna.

Bezkrytyczne przyjmowanie poglądu o synklinalnej budowie głównego grzbietu Gór Stołowych doprowadziło do wniosku, że powierzchnie zrównań w Górach Stołowych nie odpowiadają „upadowi warstw” (Rogaliński i Słowik 1958). Najczęściej jest jednak inaczej,

powierzchnie ławic zaznaczają się w morfologii bardzo wyraźnie. Szczególnie wyraźnie zaznacza się powierzchnia oddzielająca wydzielone w niniejszej pracy poziomy skośnie warstwowych ławic. Tworzy ona rozległe spłaszczenia nachylone zgodnie z zapadem tektonicznym zarówno na Szczelińcu, jak i w obszarze głównego grzbietu Gór Stołowych (por. schematyczne profile na fig. 3).

Znane z sudeckiej kredy elementy tektoniczne o charakterze brachysynklin i brachyantyklin: brachysynklina Idzikowa (Donowie 1960) i brachyantyklina Bystrzycy Kłodzkiej (Komuda i Don 1964) również zawdzięczają swoje powstanie przede wszystkim ruchom pionowym, tzw. fałdowaniu uskockowemu (Teisseyre 1960). Z takimi ruchami należy wiązać powstanie w północno-zachodniej części niecki śródsudeckiej (okolice Krzeszowa) podrzędnej jednostki brachysynklinalnej. Znana była ona w niemieckiej literaturze geologicznej jako „kleine Spezialmulde” (Flegel 1904). Autor niniejszej pracy proponuje dla niej nazwę „brachysynklina Krzeszowa”.

WNIOSKI

Zagadnienia środowiska sedymentacyjnego osadów były w dotychczasowych pracach o śródsudeckiej górnej kredzie ograniczone do ogólnych porównań litofacjalnych, w znacznie większym stopniu zajmowano się stratygrafią opartą na skamieniałościach oraz tektoniką. Przedstawione w niniejszym opracowaniu obserwacje podstawowych własności strukturalnych i teksturalnych skał kredowych pozwalają na następujące ogólniejsze wnioski.

1. Górne piaskowce ciosowe niecki śródsudeckiej osadzone były na szelfie morskim w warunkach prądów skierowanych od strony lądów w kierunku otwartego morza. W północno-zachodniej części niecki śródsudeckiej prądy te skierowane były od północnego zachodu, czyli od tzw. wyspy zachodniosudeckiej, a w południowo-wschodniej części w obszarze Skalnego Miasta i w Górach Stołowych od północnego wschodu, czyli od tzw. wyspy wschodniosudeckiej.

2. Wydzielenie w basenie sedymentacyjnym wskazanych prowincji na podstawie kierunków skośnego warstwowania znajduje potwierdzenie we własnościach teksturalnych skał, a mianowicie: górne piaskowce ciosowe okolic Krzeszowa są w porównaniu z odpowiadającymi im wiekowo osadami z obszarów Skalnego Miasta i Gór Stołowych bardziej drobno-

ziarniste i wykazują różnice w koncentracji i składzie minerałów frakcji ciężkiej. Ponadto wśród minerałów frakcji lekkiej górnych piaskowców ciosowych Skalnego Miasta i Gór Stołowych można znaleźć fragmenty detrytyczne pochodzące z gnejsów sowiogórskich.

3. Górne piaskowce ciosowe niecki śródsudeckiej powstały przede wszystkim z redepozycji starszych skał osadowych (niższe ogniwa górnej kredy, pstry piaskowiec, czerwony spagowiec, karbon). Oprócz ich składu mineralnego (skrajnie wysoka zawartość składników najodporniejszych) wskazuje na to ich wysortowanie oraz skład i charakter powierzchni ziarn frakcji ciężkiej. Znany z literatury (por. cytaty na stronie 413 niniejszej pracy) pogląd o powstawaniu tych piaskowców na drodze szybkiego zagarnięcia przez morze zwietrzliny bogatych w kwarc skał krystalicznych nie wydaje się słuszny.

4. W okresie powstawania omawianych osadów w obu wydzielonych prowincjach panowały zbliżone warunki hydrodynamiczne. Obok obecności w całym obszarze występowania górnych piaskowców ciosowych podobnych struktur, wskazuje także na to charakter krzywych granulometrycznych tych osadów (symetria i spiętrzenie rozkładów).

Ilość dostarczanego przez prąd materiału detrytycznego i związane z tym osiadanie dna zbiornika sedymentacyjnego oraz tzw. „stosunek głębokościowy” (por. Jopling *op. cit.*) zmieniały się. W związku z tym w serii górnych piaskowców ciosowych niecki śródsudeckiej obserwuje się skośnie warstwowane ławice o bardzo różnych miąższościach. Skośnie warstwowane ławice wielkiej skali powstały prawdopodobnie w warunkach małego „stosunku głębokościowego” jako tarasy akumulacyjne w strefie przybrzeżnej. W okresie powstawania skośnie warstwowanych ławic mniejszych miąższości basen sedymentacyjny był znacznie płytszy i okresowo mogła się w nim ustalać równowaga charakterystyczna dla fazy transportu rytmicznego.

5. Sytuacja paleogeograficzna w środkowym turonie była podobna, inny był jedynie skład materiału terygenicznego dostarczanego w tym okresie do zbiornika sedymentacyjnego. Wskazuje na to występowanie w piaskowcach środkowego turonu podobnych co do kierunku i skali skośnie warstwowanych ławic. Różnica w porównaniu z górnymi piaskowcami ciosowymi polega na mniejszej dojrzałości teksturalnej i mineralnej piaskowców środkowoturonińskich. Ich skład mineralny (subarkozy) wskazuje na abrazję brzegów zbudowanych ze skał krystalicznych.

6. Osiadanie dna zbiornika sedymentacyjnego, które towarzyszyło sedymentacji górnej kredy w niecce śródsudeckiej, było szczególnie silne w czasie powstawania osadów środkowego turonu i górnych piaskowców ciosowych. Ta wzmożona subsydencja była prawdopodobnie związana z subhercyńską fazą ruchów górotwórczych. Ponieważ miąższość osadów środkowego i górnego (?) turonu w prowincji południowo-wschodniej (Skalne Miasto i Góry Stołowe) jest większa niż w obszarze prowincji północno-zachodniej (okolice Krzeszowa), można przypuszczać, że dźwiganie się brzegu północno-wschodniego (kra sowiogórska) było szybsze niż północno-zachodniego (masyw karkonosko-łużycki). Wniosek ten potwierdzają także rozmiary opisanych struktur skośnych

oraz grubość ziarna osadu. Szczególnie wyraźna różnica pod tym względem zaznacza się w wydzielonych prowincjach wśród osadów środkowoturonińskich. Można przypuszczać, że w tym okresie kra sowiogórska ulegała szczególnie intensywnemu wypiętrzaniu.

7. Zjawiska ząębienia się piaskowców środkowego turonu z marglami i występowania skał o charakterze pośrednim można wytłumaczyć zmianami w rozkładzie prądów dennych wywołanymi urozmaiconą morfologią dna zbiornika sedymentacyjnego i zmieniającym się rozmieszczeniem przybrzeżnych wysp.

8. Na podstawie statystycznych obrazów orientacji ciosu prostopadłego można wnioskować o tektonicznym nachyleniu powierzchni ławic i w ten sposób określać w przybliżeniu pierwotną orientację warstw skośnych. Korelacja między nachyleniem płaszczyzn ciosu i płaszczyzn uławicenia ma szczególne znaczenie dla określenia pierwotnego nachylenia warstw skośnych, gdy płaszczyzny uławicenia w danej odkrywce nie są odsłonięte.

9. Znane z literatury (Radwański *op. cit.*) poglądy o fałdowej budowie Gór Stołowych nie są słuszne. Piaskowce budujące główny grzbiet Gór Stołowych nie występują w osi synkliny. Tektoniczne nachylenia powierzchni ławic piaskowców budujących w Górach Stołowych grzbiet główny i cokół Szczelińca są podobne, stanowiły one kiedyś jednolitą pokrywę.

10. Po odróżnieniu tektonicznych nachyleń powierzchni ławic od skośnego warstwowania staje się jasne, że rozważania zagadnienia, czy „oś synkliny utworzonej przez osady kredy w niecce śródsudeckiej — jest równocześnie osią basenu kredowego”? (Radwański 1957, cyt. ze strony 138), przestało być aktualne. W osadach środkowego i górnego (?) turonu nie obserwuje się wpływu bliskiego brzegu na południowym zachodzie. Można przypuszczać, że Góry Bystrzyckie i Orlickie były w tym czasie zalane przez morze, a śródsudecki zbiornik sedymentacyjny łączył się z zalewem północno-czeskim.

Pracownia Geologii Starych Struktur
Zakładu Nauk Geologicznych PAN
Wrocław, ul. Cybulskiego 30
Wrocław, w kwietniu 1966

LITERATURA

- ANDERT H., 1934: Die Fazies in der sudetischen Kreide unter besonderer Berücksichtigung des Elbsandsteingebirges. — Z. deutsch. geol. Ges. 86. Berlin.
- BEYRICH H., 1849: Das Quadersandsteingebirge in Schlesien. — Z. deutsch. geol. Ges. 1. Berlin.
- BEYRICH H., 1867 — Erläuterungen zu der geognostischen Karte vom niederschlesischen Gebirge und den umliegenden Gegenden. Berlin.
- DODGE C. F., 1965: Genesis of an upper cretaceous offshore bar near Arlington, Texas. — J. Sedim. Petrol., vol. 35, No. 1. Menasha.
- DON B., DON J., 1960: Geneza rowu Nysy na tle badań wykonanych w okolicach Idzikowa (Notes on the origin of the Nysa graben). — Acta Geol. Pol., vol. X, nr 1. Warszawa.
- DŻUŁYŃSKI S., 1963: Wskaźniki kierunkowe transportu w osadach fliszowych (Directional structures in Flysch). — Studia Geol. Pol., vol. XII. Warszawa.
- DŻUŁYŃSKI S., GRADZIŃSKI R., 1960: Source of Lower Triassic clastics in the Tatra Mts. — Bull. Acad. Pol. Sci., vol. 8, No. 1. Warszawa.
- FLEGEL K., 1904: Heuscheuer und Adersbach-Weckelsdorf. Eine Studie über die obere Kreide im böhmisch-schlesischen Gebirge — Diss. Univ. Breslau.
- FLEGEL K., HERBING J., SCHMIDT A., 1904: Geologische Exkursionskarte des Heuscheuer und Adersbachergebirges. Deutsch. Geol. Ges. Breslau.
- FOLK R. L., 1961: Petrology of sedimentary rocks. Hemphill's, Austin, Texas.
- FOLK R. L., WARD W. C., 1957: Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. — J. Sedim. Petrol. vol. 27, No. 1. Menasha.
- FRIČ A., 1878: Studien im Gebiete der böhmischen Kreideformation. II. Die Weissenberger und Malnitzer Schichten. — Arch. naturwiss. Landesdurchf. Böhmen. IV Bd., No. 1. Prag.
- FRIČ A., 1883: Studien im Gebiete der böhmischen Kreideformation. III. Die Iserschichten. — Ibidem. V Bd. No. 2. Prag.
- FRIČ A., 1897: Studien im Gebiete der böhmischen Kreideformation. VI. Die Chlomaker Schichten. — Ibidem. Bd. X. No. 4. Prag.
- FRIEDMAN G. M., 1961: Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. — J. Sedim. Petrol. vol. 31, No. 4. Menasha.
- FRIEDMAN G. M., 1962: On sorting, sorting coefficients, and the lognormality of grain-size distribution of sandstones. — J. Geol. vol. 70. Chicago.
- GEINITZ H. B., 1843 — Die Versteinerungen von Kieblingswalde und Nachtrag zur Charakteristik des sächsisch-böhmischen Kreidegebirges. Dresden und Leipzig.
- HARRINGTON J. W., HAZLEWOOD E. L., 1962: Comparison of Bahamian land forms with depositional topography of Nena Lucia dune-reef knoll, Nolan County, Texas. Study in uniformitarianism. — Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists 46. Tulsa.
- INMAN L. D., 1952: Measures for describing the size distribution of sediments. — J. Sedim. Petrol. vol. 22. Menasha.
- JERZYKIEWICZ T., 1966a: Środowisko sedymentacyjne piaskowców Szczelińca (Sedimentary environment of the Szczeliniec sandstones). — Acta Geol. Pol. vol. XVI, No. 4. Warszawa.
- JERZYKIEWICZ T., 1966b: New data about the sedimentation in the Upper Cretaceous sandstones of the Góry Stołowe (Middle Sudetes). — Bull. Acad. Pol. Sci., vol. XIV, No. 1. Warszawa.
- JERZYKIEWICZ T., 1967: Significance of the Cross-Bedding for the Paleogeography of the Upper Cretaceous Sedimentary Basin of the North Bohemia, Saxony and Sudetes. — Bull. Acad. Pol. Sci., vol. XV, No. 2. Warszawa.
- JERZYKIEWICZ T., 1968: Uwagi o orientacji i genezie ciosu w skałach kredowych niecki śródsudeckiej (Remarks on the Origin and Orientation of Joints in the Upper Cretaceous Rocks of the Intrasudetic Basin). — Geol. Sudetica IV. Warszawa.
- JOPLING A. V., 1963: Hydraulic studies on the origin of bedding. Sedimentology. Vol. 2.
- JOPPLING A. V., 1965: Hydraulic factors controlling the shape of laminae in laboratory deltas. — J. Sedim. Petrol. Vol. 35. No. 4. Menasha.
- JORDAN G. F., 1962: Large submarine sand waves. — Science 136.
- KOMUDA J., DON J., 1964: Brachyantykline Bystrzycy Kłodzkiej (On the brachyanticline in Bystrzyca Kłodzka — Sudeten Mts., Poland). — Acta Geol. Pol. vol. XIV, nr 1. Warszawa.
- KREJČI J., 1869: Studien im Gebiete der böhmischen Kreideformation. I. Allgemeine und orographische Verhältnisse, sowie Gliederung der böhmischen Kreideformation. — Arch. naturw. Landesdurchf. Böhmen. Praha.
- KRUMBEIN W. C., 1934: Size frequency distributions of sediments. — J. Sedim. Petrol. Vol. 4. Menasha.
- KRUMBEIN W. C., 1936: Application of logarithmic moments to size frequency distributions of sediments. — J. Sedim. Petrol. Vol. 6. Menasha.
- KRUMBEIN W. C., 1938: Size frequency distributions of sediments and the normal phi curve. — J. Sedim. Petrol. Vol. 8. Menasha.
- KRUMBEIN W. C., 1941: Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. — J. Sedim. Petrol. Vol. 11. Menasha.
- KRUMBEIN W. C., PETTIJOHN F. J., 1938: Manual of sedimentary petrography. New York.
- KRUMBEIN W. C., SLOSS L. L., 1956: Stratigraphy and Sedimentation. San Francisco. California.
- KSIAŻKIEWICZ M., 1954: Uwarstwienie frakcyjne i laminowane we fliszu karpackim (Graded and laminated bedding in the Carpathian Flysch). — Roczn. Pol. Tow. Geol. T. XXII, z. 4. Kraków.
- MC KEE E. D., WEIR C. W., 1953: Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. — Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 64. Burlington.
- MEISTER E., FISCHER G., 1942: Erläuterungen zu den Blättern: Glatz, Königshain, Reichenstein und Landeck. Lief. 343. Geol. Karte des deutsch. Reiches 1:25 000. Berlin.
- MICHAEL R., 1893: Cenoman und Turon in der Gegend von Cudowa in Schlesien. — Z. Deutsch. Geol. Ges. 45. Berlin.

- MILNER H. B., 1929: *Sedimentary Petrography*. London. New York.
- OFF T., 1963: Rhythmic linear sand bodies caused by tidal currents. — *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*. 47. Tulsa.
- OTTO G. H., 1934: A modified logarithmic probability graph for the interpretation of mechanical analyses of sediments. — *J. Sedim. Petrol.* Vol. 9. Menasha.
- PETRASCHECK W., 1903: *Zur Geologie des Heuscheuergebirges*. — *Verh. Geol. R.-A.* Bd. 53. Wien.
- PETRASCHECK W., 1934: Der böhmische Anteil der Mittelsudeten und sein Vorland. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*. 55. Wien.
- PETTIJOHN F., 1957: *Sedimentary rocks*. 2 ed. New York.
- PLUMLEY W. J., 1948: Black Hills terrace gravels: A study in sediment transport. — *J. Geol.* Vol. 56. Chicago.
- POTTER P. E., PETTIJOHN F. J., 1963: *Paleocurrents and basin analysis*. Berlin. Göttingen. Heidelberg.
- PURDY E. G., 1961: Bahamian oolite sands, in: *Geometry of sandstone bodies*. Am. Assoc. Petrol. Geologists. Tulsa.
- RADWAŃSKA Z., 1963: Die Grenze zwischen dem Turon und dem Coniac in der Innersudetischen Mulde und im Neissegraben. — *Berich. d. geol. Gesell.* 8 Bd. H. 2. Berlin.
- RADWAŃSKI S., 1955: Wstępne wiadomości o budowie geologicznej kredowego obszaru między Radkowem a Dusznikami i Polanicą (Preliminary studies on the geological structure of the Cretaceous region between Radków, Duszniki and Polanica). — *Inst. Geol. Biul.* 95. Warszawa.
- RADWAŃSKI S., 1957: Zagadnienie kredy na obszarze ziemi kłodzkiej. *Przewodnik XXX zjazdu PTG*. Wrocław.
- RADWAŃSKI S., 1959: Budowa geologiczna Obniżenia Dusznickiego i wschodniej części Gór Stołowych (The Geological Structure of the Duszniki Depression and of the Eastern Part of the Stołowe Mountains — Heuscheuergebirge — in the Sudeten). — *Inst. Geol. Biul.* 146. Warszawa.
- RADWAŃSKI S., 1964a: Niektóre dane o kredzie na Dolnym Śląsku (Some new data on the Cretaceous of Lower Silesia). — *Przegl. Geol.* nr 7/8.
- RADWAŃSKI S., 1964b: Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów ark. Wambierzyce. *Inst. Geol.* Warszawa.
- RADWAŃSKI S., 1966: Facje osadowe i charakterystyka faunistyczna górnej kredy środkowych Sudetów (Upper Cretaceous Facies and Faunas in the Central Part of the Sudety Mts.). — *Rocz. Pol. Tow. Geol.* Tom. XXXVI, z. 2. Kraków.
- RODE K., 1932: Die Saxonische Tektonik in Schlesien. — *Z. deutsch. geol. Ges.* 84. Berlin.
- ROGALIŃSKI J., SŁOWIOK G., 1958: Rzeźba Gór Stołowych w świetle teorii pedyplanacji (The relief of Góry Stołowe — Heuscheuer-Gebirge — in view of the theory of Pediplanation). — *Czas. Geogr. T.* XXIX, z. 1. Warszawa — Wrocław.
- RONIEWICZ P., 1966: Klastyczne osady dolnego werfenu (seisu) w Tatrach (Lower Werfenian (Seisian) clastics sediments in the Tatra Mts.). — *Acta Geol. Pol.* Vol. XVI, z. 1. Warszawa.
- SCUPIN H., 1935: Die stratigraphischen Beziehungen der mittel- und nordsudetischen Kreide. — *Z. deutsch. geol. Ges.* 87. Berlin.
- SCUPIN H., 1936: *Zur Paleogeographie des sudetischen Kreidemeeres*. — *Z. deutsch. geol. Ges.* Bd. 88, H. 5. Berlin.
- SHEPARD F. P., 1948: *Submarine Geology*. New York.
- SVOBODA J. et al., 1966: *Regional Geology of Czechoslovakia. Part I. The Bohemian Massif*. Prague.
- SVOBODA J., CHALOUPSKÝ J. et al., 1961: *Vyšvětlivký k přhledné Geologické Mapě ČSSR*. Náhod. Praha.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., JAHN A., 1960: *Regionalna geologia Polski — Sudety*. T. III, z. 2. Kraków.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J., 1957: *Regionalna geologia Polski — Sudety*. T. III, z. 1. Kraków.
- TRASK P. D., 1932: *Origin and environment of source sediments of petroleum*. Houston. Gulf Publ. Co.
- TURNAU-MORAWSKA M., 1954: *Petrografia skał osadowych*. Warszawa.
- TWENHOFEL W., H., TYLER S. A., 1941: *Methods of study of sediments*. New York and London.
- UDDEN J. A., 1914: Mechanical composition of clastic sediments. — *Bull. Geol. Soc. Amer.* Vol. 25. Burlington.
- UNRUG R., CALIKOWSKI A., 1960: Sedymentacja i petrografia warstw połomskich (Sedimentation and petrology of the Połomia Beds). — *Rocz. Pol. Tow. Geol.* T. XXX, z. 2. Kraków.
- WAHLSTROM E. E., 1955: *Petrographic Mineralogy*. New York — London.

Tomasz JERZYKIEWICZ

SEDIMENTATION OF THE YOUNGEST SANDSTONES OF THE INTRASUDETIC CRETACEOUS BASIN

Summary

ABSTRACT: An account is presented of the evolution of opinions concerning the stratigraphy and origin of the youngest Upper Cretaceous deposits of the Intrasudetic basin. The writer's sedimentological observations of the youngest sandstones of Intrasudetic basin have enabled him to make a basin analysis and to determine their original sedimentary environment. Two sedimentary provinces have been differentiated on the direction of foresets, the grain-size, roundness and sphericity of the deposits and their mineral composition (heavy and light fraction). The north-western province embraces the youngest sandstones of the Intrasudetic basin of the Krzeszów region whose formation was affected by the currents flowing from the direction of the West-Sudetic island (the Karkonosze-Lużyce Massif), while these of the Góry Stołowe and the „Rock City” were formed in the sedimentary basin owing to the action of the currents flowing from the direction of the East-Sudetic island (Massif of the Sowie Góry). Similar hydrodynamic conditions existed in the two distinguished provinces and the sandstones here described were formed mostly in result of redeposition of older sedimentary rocks. The quantity of the material supplied by the currents and the subsidence of the basin connected with that, also the so called „depth-ratio” Jopling varied greatly. The presence of cross-bedded units of variable size in the Upper Quader sandstones of the Intrasudetic basin is connected with the above phenomena. Large-scale cross-bedded units several dozen metres thick were formed as accumulation terraces in littoral zone under conditions of intense subsidence.

During the formation of cross-bedded units of smaller thickness the subsidence of the Intrasudetic Cretaceous basin was less intense and an equilibrium characteristic for the rhythmic transport phase could have been established from time to time. Preliminary observations of the Middle Turonian clastic deposits of the Intrasudetic basin suggest that the palaeogeographical situation of that period was similar.

When compared to the youngest sandstones of the Intrasudetic basin, the Middle Turonian ones exhibit smaller textural and mineralogical maturity. The mineral composition of the latter points to more intensive abrasion of sea shores built of crystalline rocks. Interfingering of Middle Turonian sandstones with marls and the occurrence of intermediate rocks can be explained by changes of the distribution of bottom currents caused by diversified sea bottom morphology, and, perhaps, by the location of the offshore islands. The increased subsidence that has accompanied the sedimentation was probably connected with the subhercynian phase. The approximate determination of primary orientation of foresets can be established on the basis of tectonic tilt of beds obtained from the statistical data of orientation of vertical joints. This method is particularly helpful in determination of original orientation of foresets when the large-scale cross-bedded units are incompletely exposed. Such cases are most common in the Góry Stołowe. Measurements of tectonic tilt of units justify the writer's attempt at a critical review of some of the current views concerning the structural development of the area under consideration. According to the present writer, views postulating folded structure of the Góry Stołowe are incorrect and, therefore the age of the sandstones forming the main range of these mountains is the same as that of the Szczeliniec sandstones.

Obviously, there is no reliable evidence to confirm the opinion that the axis of the syncline, built up in the Intrasudetic basin by Cretaceous deposits is coextensive with the axis of the sedimentary basin. In the Middle and Upper (?) Turonian sediments we do not observe any influence of a near shore in the south-east. It is reasonable to suppose that the Góry Bystrzyckie and Orlickie were then a sea-invaded area and that the Intrasudetic sedimentary basin was connected with the Northern Bohemian sea.

INTRODUCTION

The present paper has been financed by the Institute of Geological Sciences of the Polish Academy of Sciences, under the scientific guidance of Professor H. Teisseyre. Detailed investigations have been carried out in the occurrence area of the Youngest Cretaceous sandstones and Middle Turonian marls. Studies of the older Cretaceous deposits in the Intrasudetic basin have been confined to preliminary observations which permitted their comparison with the sandstones here considered. These sandstones occur in two regions of the Polish part of the Intrasudetic basin: viz. in the south-eastern region they form the top of the Góry Stołowe. ("Heuscheuer-Quader" of the German authors), (Pl. I), while in the north-western region they occur in the vicinity of Krzeszów ("Dachsberg-Quader"). The central part of the occurrence area of these sandstones lies within the state boundaries of Czechoslovakia (comp. Fig. 1).

The writer's most sincere words of thanks are due to Professor H. Teisseyre for suggesting the subject-matter of the present paper and for the help continually tended during its preparation. Professor S. Dżułyński must be thanked for the elucidation of many sedimentological problems in the course of his visit to the area under consideration. Thanks are due to Professor Dvořák for allowing the publication of results of my observations carried out in the Czech part of the Intrasudetic basin and for many discussions and organizing an excursion to the Cretaceous of the Czech massif. Discussions with Dr. K. Dziedzic also proved most helpful. The heavy mineral analysis was kindly carried out by A. Grodzicki, M. Sc. The author thanks also Doc. dr. Z. Kotański for his valuable remarks concerning preparation of this paper to print.

REVIEW OF THE LITERATURE

The following is a brief account of the evolution of opinions concerning the age and origin of the rocks under consideration.

The first stratigraphic subdivisions of the Upper Cretaceous in the Intrasudetic basin (Geinitz 1843, Beyrich 1849, 1857) were confined to the separation of the whole series into sandstones ("unteren Quader" and "oberen Quader") and the intervening marls ("Pläner"). The passage rocks were differentiated as "Plänersandstein". The whole series was then referred to the Cenomanian (Beyrich *op. cit.*). According to that subdivision the sandstones here discussed belonged to the "oberen Quader".

The investigation of similar sediments in Northern Bohemia proved of paramount importance in the interpretation of the stratigraphy of Upper Cretaceous deposits of Intrasudetic basin. Papers by Frič (1878, 1883, 1897) on that area were the first to suggest subdivisions based on fossil evidence, and to give more accurate data concerning the lithology. On the basis of these papers Michael (1893) referred the sandstones here described to the Lower Senonian. Petrascheck (1903) stressed the difficulties encountered in determining the exact stratigraphic position of these sandstones because of the lack of index fossils. He supposed that they belonged to the Brogniarti horizon (Middle Turonian) upon comparison with analogous sandstones from Saxony.

Another opinion was advanced by Flegel (1904) who assigned these sandstones to the Emscherian (horizon with *Inoceramus involutus*) and supposed that they were of the same age as the "Ober-Quaders des sächsischen Elbsansteingebirge" and the "Chlomeker Schichten" of Bohemia, also as the sandstones of Idzików from the Nysa graben. Marls underlying the sandstones were assigned by that author to the Upper Turonian (horizons with *Inoceramus cuvieri* and *Scaphites geinitzi*).

In the geological map of Petrascheck (1934) the sandstones here described from all the three occurrence areas were differentiated as a transition horizon from the Turonian to the Emscherian ("Couvieri-Quader bis Emscher") while the underlying marls were assigned to the Upper Turonian. In Petrascheck's new stratigraphic subdivision (1934) these sandstones were dated as Upper Turonian and called the *Inoceramus schloenbachi* horizon on analogies with similar sediments from Saxony. A similar opinion was advanced by Andert (1934) when he assigned the sandstones to the Upper Turonian α , β . According to that author the Upper Turonian γ is here represented by marls absent from the Intrasudetic basin because of erosion. They are known from other areas. Andert's work is important in so far that it was the first attempt at a collective

representation of facial conditions in the Intrasudetic and North-Sudetic basins, the Nysa graben, also Saxony and Bohemia.

Scupin's (1935) opinion concerning the age of sandstones here considered fits into that stated above.

The Upper Cretaceous deposits of the Intrasudetic basin were next studied by S. Radwański (1955, 1957, 1959, 1964a, 1964b). That author's views on the stratigraphy and structural development of Upper Cretaceous rocks differ appreciably from the current opinions. He namely supposes that the sandstones of the Góry Stołowe ("sandstones of the Batorów slope") are not of the same age as the sandstones of the Szczeliniec. He believes that "the contour-line stratigraphy" cannot be used in discussing the mutual position of these sandstones, because the influence of the Saxonian tectonics was not confined to the formation of faults. The fold tectonics is responsible for the formation of the "syncline of the Batorów slope" in whose core occur the sandstones forming the main range of the Góry Stołowe, while the sandstones of the Szczeliniec did not yield to the folding tectonics. On this basis Radwański infers that the sandstones of the main range of Góry Stołowe and those of the Szczeliniec do not belong to the same stratigraphic horizons, even though they occupy a similar morphological position. According to that concept (Radwański 1959, 1964a) the sandstones of the Szczeliniec are regarded as interfingering with Middle Turonian marls (*Inoceramus lamarcki* horizon) while the sandstones in the main range of the Góry Stołowe are referred to the younger horizon of the Coniacian.

According to Radwański (*op. cit.*) the sedimentary environment of Cretaceous deposits in the Intrasudetic basin fitted into a narrow sea basin stretching NW—SE and whose axis is indicated by recent exposures of the youngest sediments (the sandstones in the main range of the Góry Stołowe). The above author supposes that the axis of the sedimentary basin is coextensive with the axis of the

"syncline of the Batorów slope". This NW—SE direction is in Radwański's opinion the dominant trend in the transport of sandy material associated during its sedimentation with the upheaval of the Łużyce massif and the Karkonosze block (Radwański 1964b). In Radwański's opinion (1959) the sandstones described in the present paper were deposited in result of quick transport during the transgression. They originated due to long, intensive weathering of crystalline rocks rich in quartz.

New faunal finds suggested to Z. Radwańska (1963) again to rank the sandstones from the main range of the Góry Stołowe among the Upper Turonian deposits. In his paper (1964b) S. Radwański agreed with the above view, but both these authors retained the Middle Turonian age for the sandstones from the Szczeliniec.

In his newest paper Radwański (1966) has changed his opinion on the age of the sandstones of the main range of the Góry Stołowe classifying them to the lower part of the Upper Turonian (*Inoceramus glatzie* horizon). It can be reconnected however, that this author still maintains previously expressed views concerning the problem of origin of the detrital material and of the transport directions. As it is seen from the Czech literature on this subject the age of the youngest sandstones of the Adršpach — Teplice area was not established definitely also. In the explanations to the General geological map of ČSSR (Nachod sheet; 1961), these rocks have been classified to the Middle Turonian and in the recently edited Regional Geology of Czechoslovakia (1966) — to the Middle (?) Turonian, Upper (?) Turonian and Coniacian also with interrogation mark.

According to the unpublished views of Dvořák (oral information) the youngest sandstones of the Intrasudetic basin should be probably ascribed to the upper part of the Middle Turonian and to the lower part of the Upper Turonian.

SCOPE AND METHODS OF INVESTIGATION

Unlike the earlier papers on the area here considered the present work deals with the reconstruction of its sedimentary environment. The sedimentation of the youngest sandstones of the Intrasudetic basin has been analysed in greater detail, while the investigation of the older deposits has been for the time being confined to preliminary observations which would be used for comparisons. The writer's sedimentological work embraced the

study of structures (cross-bedding), the size and shape of grains, the mineral composition and the heavy minerals. Measurements of the tectonic tilt of beds and an analysis of the joint fractures have suggested certain general conclusions with respect to the structural evolution of the investigated area and justify a revision of some currently accepted but erroneous views on this subject.

SEDIMENTOLOGICAL OBSERVATIONS

CROSS-BEDDING

1. The youngest sandstones of the Góry Stołowe

The sandstone series here described consists of alternating, cross-bedded or horizontal-bedded units in which the stratification is not megascopically well discernible (i. e. massive). A sequence of beds representative of the whole occurrence area of these sandstones is shown in plates II—IV. Two distinct horizon of cross-stratified units, each of a different scale, are differentiated in the above sandstones series. The lower horizon consists of large-scale cross-stratified units, the upper one of small-scale cross-stratified units. This structural bipartition is observable throughout the Góry Stołowe. The structures and the orientation of the cross-beds in these two horizon will be discussed separately.

Lower horizon

The thickness of beds here ranges from a few to well over ten metres. Large-scale cross-stratified units are separated by massive small-scale units. Their transition is gradual. Cross-bedded units intervene between flat surfaces traceable over large areas, hence they represent the „*tabular cross-bedding*” of Mc Kee and Weir (1953).

The original orientation of cross-bedding reduced by the method quoted by Potter and Pettijohn's (1963) method, is shown in Figs. 2—3. Measurements taken throughout the Góry Stołowe are collectively shown in Fig. 4. They indicate suggest the dominance of the NE-SW direction of sand transport. The most common inclination angle of cross-beds is about 25°. The large-scale cross-bedded units may be regarded as the foresets beds of big ridges which were formed by current flow, mainly from the NE direction. The large size of these forms accounts for the transition of the cross-stratified beds into horizontally stratified beds. These phenomena are observable both in the Szczeliniec sandstones and in the main range of the Góry Stołowe. The units of the lower horizon of the Szczeliniec sandstones are mostly horizontally bedded but in the eastern part of the Szczeliniec we can observe large-scale cross-stratified units that probably represent the initial phase of ridge formation (Pl. V, 1). This phenomenon is diagrammatically shown in sections in Fig. 3.

Upper horizon

The lower boundary of this horizon is readily discernible throughout the Góry Stołowe and it often implies a morphological significance. The thickness of beds here ranges from a few centimetres to about 2 metres. They are built of *tabular cross-beds* which on cross-sections perpendicular to the flow show sometimes trough structure. These are not *trough cross-beds* that have been previously described from the Szczeliniec sandstones (Jerzykiewicz 1966a). The inclinations of cross-beds in sandstones of the upper horizon are similar but their dispersion is stronger than that in the lower horizon (Figs. 3, 5, 6).

2. The youngest sandstones of the Intrasudetic * basin in the Adršpach — Teplice area

Similarly as in the Góry Stołowe, the youngest sandstones of the Intrasudetic basin form there large-scale cross-bedded units several dozen metres thick (Pl. VII, 2; VIII, 1; IX, 1—2), and those of smaller thickness (Pls. VIII, 2; X, 1). Units of intermediate thickness are less frequent. In the area of the „Rock City” this subdivision cannot be maintained. The large-scale cross-bedded units occur there in whole area. They are best developed in the vicinity of Adršpach („Adršpašské skalní město”) (Pls. VIII, 1; IX, 1) but similarly as in Góry Stołowe usually only foresets of these units are to be seen (Pl. IX, 2). Foresets are usually inclined toward the south-west, and only in outcrop 48 the southeasterly direction prevails (see Figs. 8 and 3). Prevalance of directions from NE to SW is clearly seen on the summaric diagram from the whole area of the „Rock City” (see Fig. 10).

Slightly different and more variable orientation can be seen among the small scale cross-bedded units (see Figs. 3, 9, and 11). They dip toward south-west and south and also frequently toward the south-east usually from 24° to 30° (see Fig. 12).

3. The youngest sandstones of the Intrasudetic basin in the vicinity of Krzeszów

They are of the same age as the Góry Stołowe sandstones and those of Adršpach — Teplice area described above but differ in the mode of occurrence and form rather small cliffs and hills in the central part of the so called Krzeszów brachysyncline. They consist

* Added January 1967.

of small-scale cross-beds, mostly with a SE direction of inclination (Figs. 3, 13, 14).

ORGANIC STRUCTURES

In the sandstones here described, besides badly preserved casts of lamellibranchs, traces of the activity of slime-eaters are also encountered. These are casts of worm-burrowed canals and the associated deformations of beds. The blockdiagram in Fig. 16 explains the connections between traces of slime-eaters and the deformations for which they are responsible.

TEXTURES

1. Grain size

Samples for analysis were selected from the view point to trace the granulometric variability in sandstones both horizontally and vertically. They were collected from testing pits throughout the investigated area (comp. Fig. 3). The weight of the examined samples ranged from 300 to 500 grams. The mesh-diameters of sieves used for sieving corresponded to numbers which mark the class boundaries in Udden-Wenworth's scale (comp. Pettijohn 1957); hence they also correspond to the intergers in Krumbein's (1934, 1938) „phi scale”.

The results thus obtained are shown in histograms (Fig. 17), on the cumulative curves (Figs. 18—19). The statistical parameters (Tab. 2) were computed from the formulae of Inman (1952), Folk and Ward (1957), as well as those quoted by Pettijohn (1957). The computation of statistical parameters allowed the construction of Friedman's (1961) diagrams which are an attempt to determine the sedimentary environment of deposits on the basis of their grain-size (Figs. 20—22).

The sandstones here described are usually unimodal in size frequency distribution. The sandstones from the Góry Stołowe and the Adršpach — Teplice area mostly medium-grained, their equivalents from the neighbourhood of Krzeszów being fine-grained. The curves do not vary in shape throughout the occurrence area. The youngest sandstones are well or moderately well sorted (Folk 1961), nearly symmetric or somewhat negatively skewed and mesocurtic or leptocurtic. In Friedman's diagram (Fig. 20) these sandstones occur in a similar position as in Dodge's (1965) diagram plotted for sands from *offshore bar* of the Upper Cretaceous of Texas.

2. Roundness and sphericity of grains

The roundness and sphericity of grains have been investigated in 1—2 mm. fractions by Krumbein's method using Russel and Taylor's scale (comp. Wahlstrom 1955, Pettijohn 1957). The obtained results are shown in histograms (Figs. 23—24). A moderate degree of roundness is observable in all the grain samples, their sphericity ranging from 0.6 to 0.8 degrees of Wadell.

3. Mineral composition

The mineral composition of the sandstones here described has been determined on 15 planimetric analyses. The computation is based on the measurements of 300—400 grains in thin section. The results are shown in Tab. 4. Grains of quartz or of metamorphic quartzites and hornstones are the chief constituents. In Pettijohn's (1957) classification triangle they overlap with the „orthoquartzite” field. Detrital fragments of other rocks and feldspars occur in subordinate amounts. The matrix consists of iron oxides, clay minerals, chalcedony and quartz debris. There is no chemical binding in these sandstones, the processes of secondary cementation being associated with the formation of clay minerals and silica from desintegrated feldspars. The mobilization of silica led to the formation on some quartz grains of regenerative rims (Pl. XII, 3), also to the loosening of the grain framework and secondary cementation by chalcedony (Pl. XII, 4).

4. Heavy mineral analysis

The heavy mineral fraction analysis here presented has been carried out by A. Grodzicki M. Sc., from the Department of Mineralogy and Petrography of the Wrocław University. The 0.06—0.12 mm. fraction was selected for analysing. The heavy fraction concentration in the fraction here analysed is shown in Tab. 5.

The identified heavy minerals belong chiefly to two radically different groups in what the weathering and transport resistance is concerned (comp. Turnau-Morawska 1954). The strongly resistant and resistant groups of minerals are represented by zircon, rutile, tourmaline, dysten and staurolite, poorly resistant groups by amphibolite, epidote and apatite. It is interesting to note that extreme scarcity of minerals with a moderate resistance (garnets below 1 per cent and only found in two samples). It should be stressed that the grains of resistant minerals are on

the whole well rounded while those of unresistant minerals (amphiboles) are poorly rounded.

The sets of heavy minerals in the samples from the vicinity of Krzeszów show the following differences in comparison with the sets of those from the Góry Stołowe and "Rock City":

- they contain a smaller number of components,
- they contain much more ore-bearing components among opaque minerals,
- they have somewhat higher concentration of heavy mineral fractions,
- they contain somewhat less weakly resistant minerals.

THE YOUNGEST SANDSTONES OF INTRASUDETIC BASIN AS COMPARED WITH OLDER UPPER CRETACEOUS ROCKS OF THE INTRASUDETIC BASIN

The lithological development of the Upper Cretaceous strata in the Intrasudetic basin is rather monotonous. The differentiation of the rocks into a number of varieties is due to the variable proportion of sandy material (sometimes gravelly) to the calcareous clay-bearing silt (less often siliceous). The above observation has for a long time served as a basis for the subdivision of the Intrasudetic Cretaceous rocks into sandstones (the "Quader" of the German authors), marls ("Pläner") and the transitional rocks („Planersandstein") — comp. Geinitz 1843, Beyrich 1849, Petrascheck 1903, Flegel 1904, Andert 1934, Scupin 1935, Radwański 1955 et al. The passage of marls into sandstones occurs gradually. The interfingering of these two chief lithological varieties of the Intrasudetic Upper Cretaceous rocks is observable both in horizontal and vertical directions. Excellent examples of the interfingering of these two main lithological varieties are provided by distribution pattern of the lithological varieties in the Middle Turonian (*Inoceramus lamarcki* horizon) and the lower part of the Upper (?) Turonian.

The sandstones of the Middle Turonian differ distinctly from the youngest sandstones of the Intrasudetic basin. The mineral composition of the former is more diversified and the fairly high content of components that are less resistant against weathering (ca. 15 per cent of feldspars) reasonably suggest their assignment to subarkoses (comp. Fig. 25). Their grain size is also more variable since gravels and even accumulations of pebbles occur side by side with rocks resembling the youngest sandstones of the Intrasudetic basin. Hence, the general inference, that the mineralogical and textural maturity of the Middle Turonian sandstones is less complete than that of the youngest sandstones. The mineral composition of the framework (above 0.06 mm.) of the marly rocks resembles that of the interfingering sandstones.

The stratification of beds in the sandstones resembles that in described youngest sandstones. This means that massive units occur side

by side with horizontally-bedded and cross-scale units, often attaining markedly large dimensions. This phenomenon is observable in a quarry at the side of the Radków — Kudowa Zdrój highway (Pl. XIV, 2). Here, as in similar youngest sandstones, the foresets are inclined in a south-westerly direction (comp. Teisseyre et al. 1957). Similar inclination trends of cross-bedded units are observable in Middle Turonian sandstones all along the morphological escarpment of the north-eastern margin of the Góry Stołowe (Pl. XIV, 1).

The lithological development of the Middle Turonian in the north-western part of the Intrasudetic basin (vicinity of Krzeszów) is somewhat different. The grain size of rocks displays greater uniformity, in fact the only rocks observable there are psammitic, with variable amounts of calcium carbonate and small admixtures of silty and clayey fractions. The absence is noted here of both the very fine-grained marly rocks (with the exception of small lenses and thin intercalations of pelitic marls due to diagenetic processes) and the coarse-grained sandstones or gravels known from the Middle Turonian of the Góry Stołowe.

In the Middle Turonian deposits of the Góry Stołowe "two principal facies" were differentiated by Radwański (1959), i. e. „the sandstones of the marginal part of the basin and the marls of the central part of the basin". According to that paleogeographic concept the depth of the Cretaceous basin was strongly differentiated during the Middle Turonian, i. e. there was a deep central depression where marls formed while sandstones sedimented in the shallow littoral parts. The sandy material was brought into the sedimentary basin from two directions: i. e. from the present Góry Sowie and from the Góry Bystrzyckie and Orlickie, resulting in the interlocking in the two littoral zones of sandstones with marls (the Szczeliniec sandstones are supposed to be one of the interfingering series). In Radwański's opinion (*op. cit.*) interfingering beds do not unite across the middle of the basin because

of the deep depression there. The sections published by that author in the above work and his section in the Detailed Geological Map (sheet of Wambierzyce) illustrate the here mentioned views of Radwański. Radwański's geological sections are not correct, because the dip of the foresets in sandstones (up to 30°) are represented as tectonic tilt of units whose inclination does not actually exceed 10° (comp. geological section in the map of the Wambierzyce sheet, *op. cit.*, with Pl. XIV, 2 of the present paper). Taking this error into account it is seen that in Radwański's sections another 200 m. has been added to the thickness of the horizon here considered („the deep depression"). In this connection a serious stratigraphic error has also crept in, i.e. the assignment of the Szczeliniec sandstones to the Middle Turonian; this has already been stressed before (Jerzykiewicz 1966b).

BASIN AND SEDIMENTARY ENVIRONMENT ANALYSIS

The youngest sandstones of Intrasudetic basin were undoubtedly formed under conditions of sea currents. The directions in which the sea currents dislocated the deposits within the sedimentary basin are indicated by the dip of the foresets. Throughout the occurrence area of the youngest sandstones within the Polish sector of the Intrasudetic basin allows to distinguish two provinces: north-western and south-eastern. In the north-western province including the youngest sandstones of the vicinity of Krzeszów, the inclination of the foresets suggests that the source of material lay chiefly in the north-west, i.e. within the area of the hypothetical West-Sudetic island. This most likely also incorporated the Karkonosze massif and the eastern portion of the Łużyce massif (Scupin 1936, Teisseyre et al. 1960). The terrigenous material in the youngest sandstones of the Góry Stołowe and the "Rock City" comes mostly from the north-east, i.e. from the hypothetical East-Sudetic island which, in the first place, embraced the area today occupied by the Góry Sowie. In the area of the "Rock City" the transport directions from the north and from the north-west are to be noted among small-scale cross-bedded units. This differs from the regional direction of the inclination of the large-scale cross-bedded units. It can be assumed that these deviations from the regional direction have nothing in common with the change of the alimention area but can be explained by local changes of current direction.

The formations of the "dep depression" in the central part of the Cretaceous basin is a hypothetical one, not based on observations, moreover it is very improbable because it does not seem conceivable that an epicontinental sea, a merely few kilometres broad, could at the same time represent the area of two littoral zones separated by a "deep depression". The actual field observations show that the foreset beds are inclined in a south-westerly direction and that the sandstone beds thin out in this direction. Hence, it may reasonably be supposed that during the Middle Turonian the detrital material was brought into the sedimentary basin from the north-east where at that time lay the so called East-Sudetic island embracing the present Góry Sowie. No reliable data are, however, available as to the presence of a shore where the Góry Bystrzyckie and Orlickie are stretching today.

The textural features of sediments from the vicinity of Krzeszów, the "Rock City" and the Góry Stołowe also clearly indicate two different sources of the detrital material. The sandstones from the north-western province are more fine-grained and differ in the concentration and composition of heavy minerals. Among the light fraction components, the minerals pointing to a definite source of detrital material are seldom found. Quartz grains from the metamorphic and magmatic rocks occur in the orthoquartzites here discussed in approximately the same proportions. The observed quartz grains, hexagonal in outline, should undoubtedly be associated with extrusive rocks (Carboniferous?, Rotliegendes?). It can also be reasonably supposed that the Sowie Góry gneisses are the primary source of quartz grains with fibrolite needles, relatively common in the youngest sandstones of the Góry Stołowe and of the „Rock City".

The youngest sandstones of the Intrasudetic basin represent deposits that were re-currently dislocated within the Upper Cretaceous sedimentary basin and made up of grains that had previously passed through the sedimentary cycle. This is indicated by a number of textural features of sandstones, first and foremost by the extremely high content of the most resistant constituents (chiefly quartz and siliceous rocks). These are typical orthoquartzites whose origin is currently associated with the redeposition of older sedimentary rocks (comp. Pettijohn 1957). The excellent textural

maturity of these deposits is also stressed by their good sorting* and satisfactory roundness of grains. It is noteworthy that the sand fraction analysed in this respect consisted of grains slowly yielding to mechanical wear. It has been observed that the rate of grain-rounding in rivers is so slow that grains are not well rounded during their transport from an inland area to the seashore (Plumley 1948). A long-lasting, possibly many times repeated process of mechanical wear is also indicated by the on the whole excellent roundness of heavy mineral grains (rutile, zirkon).

It is quite likely that, during the deposition of the youngest sandstones of the Intrasudetic basin, shores built of older sedimentary rocks (lower members of the Upper Cretaceous, the Rotliegendes, the Carboniferous) were the chief alimentary areas of detrital material brought into the Intrasudetic sedimentary basin. It can be reasonably supposed that at that time shores built of crystalline rocks, particularly those in the north-western province, yielded to abrasion in a smaller degree.

The hydrodynamic conditions expressed by the character of structures and textures within the units were similar in the two differentiated provinces. This is indicated by the analysis of the size frequency distributions (sorting, symmetry and peakedness), also the observed roundness and sphericity of grains. The cross-bedding of deposits in the two provinces also suggests this similarity. In the first place we observe here *tabular cross-beds* (Mc Kee and Weir 1953). The shape of foresets depends on a number of factors, hence, it is hardly justifiable to assign any genetic significance to their classification based exclusively on geometric characters, and this has been experimentally demonstrated (Jopling 1963, 1965).

It may be assumed that quite small cross-bedded units were formed in conditions similar to rhythmic transport phase. "Trough cross-beds" (Jerzykiewicz 1966a, Fig. 7) are a particularly good example here. In fact these are festoons of trough like forms of *tabular cross-beds*. Their trough-like form perpendicular to current direction is due to arcuate intersection lines of foresets characteristic for the rhythmic transport phase (comp. Dżułyński 1963, Fig. 1).

* The obtained values of sorting coefficients are doubtless secondarily augmented. Processes of lithification (Friedman 1962) are responsible for the deteriorated sorting of rocks as compared with the original sorting.

In the case of great accumulation forms (large-scale cross-bedded units) the current energy and the quantity of the material supplied were probably sufficient to form sand waves (though there are no proofs of that). Most probably we deal there with filling up of depressions in the littoral zone in the conditions of small „depth ratio” in the case of steep cross-beds — and large „depth ratio” in the case of slightly inclined or horizontal beds (see Jopling 1965, Fig. 6). Changes in this depth ratio could have been the cause of interlocking of „tangential” and „torrential” beds (see Dżułyński and Gradziński 1960) and parallel-bedded or massive units. Transition from parallel to cross-bedded units can be sometimes seen even in the same ridges. Large-scale of these forms accounts for that they are observable but in an extensive, well exposed area. Thus it may be supposed that due to large sizes of the ridges the bottom morphology was fairly differentiated.

It should be stressed, however, that the current-flow and its energy were constant over large areas. Planar contacts of the sedimentary units are observable over long distances. The boundary of two cross-bedded horizon of different scale is particularly well discernible. Since this structural bipartition is observable throughout the Góry Stołowe it may be regarded as a regional character, associated with a sudden change in hydrodynamic conditions of the sedimentary basin. This change was primarily expressed by diminution of the detritic material and decrease of subsidence connected probably with the subhercynian phase (Svoboda et. al., 1966) are marked by large-scale cross-bedded units that occur both in the youngest sandstones of Intrasudetic basin and in Middle Turonian sandstone series. Finding a close analogy of these cross structures to the contemporary ones is impossible as too few data are available of the deposition conditions on recent shelves and lower parts of littoral zone. These forms are known from recent sea shelves (Purdy 1961, Harrington and Hazlewood 1962, Jordan 1962) but these forms connected with sand waves. In the case of the Intrasudetic basin we probably deal with accumulation terraces. On the basis of orientation of cross-beds and distribution of Cretaceous deposits in the Intrasudetic basin between the Karkonosze-Łużyce massif in the north-west and the Góry Sowie in the north-east and the Czech Cretaceous basin in the south-west it can be reconected that these accumulation terraces were formed by currents in the off shore direction. In the north-eastern part of the area they were

directed from the Karkonosze-Łużyce land and in the south-eastern part — from the Góry Sowie. The influence of the south-western shore, said to have occupied the present Góry Bystrzyckie and Orlickie, is not discernible in the discussed here deposits (Radwański 1959). These massifs were probably overflowed that time and the Intrasudetic basin was connected with the north Bohemian sea.

It is reasonably supposed that the paleogeographic situation during the Middle Turonian resembled that during the sedimentation of the youngest sandstones of the Intrasudetic basin. This is indicated by similarities in the inclination pattern of foresets which also form large ridges in the sandstones of the north-eastern escarpment of the Góry Stołowe. The terrigenous material, however, brought into the sedimentary basin, differed in composition. These sandstones are referable to *subarkoses* (Pettijohn *op. cit.*). The south-westerly thinning out of sandstone units (coinciding with the inclination direction of foresets) and their replacement by marly deposits may be accounted for by the succession

in which the various fractions were eliminated from transport. Psammitic fraction was probably transported by traction and finer fraction in suspension. Hence the latter were transported further and deposited in the „shade” of great ridges. Within Middle Turonian deposits there occurs an interlocking of sandstones with marly rocks in a direction vertical to the direction of transport. It is supposed that such phenomena are caused by the changes constantly occurring in the morphology of the sea floor and by the position of the offshore islands which, to a certain extent, protected some parts of the sea bottom against the action of the current flow and permitted the sedimentation there of pelitic material. Sandstones were sedimented by the current in the narrows separating the islands. The gradual filling in of the narrows led to the formation of islands. And thus conditions were reverted. The many-times repeated changes resulted in the frequent interlocking of the psammitic and pelitic deposits. This kind of processes is known from recent sea-shelves, too.

RATIO OF THE ORIENTATION OF CROSS-BEDDING TO THE TECTONIC TILT OF BEDS AND THE ORIENTATION OF JOINTS. REMARKS ON TECTONICS

As it results from the preceding chapters the measurements made in order to obtain the primary orientation of cross-beddings force us to revise current views on the tectonics of the area in question. It has also become clear that the primary inclination of cross-beds can be restored from the inclinations of joint planes. In the Upper Quader sandstones the joint perpendicular to the unit planes predominates and forms various angles with cross-beds.

The blockdiagrams and corresponding to them stereographical polar projections illustrate the ratio of the cross-bedding orientation to the tectonic tilt of beds and to the joint orientation (Fig. 26).

The cross-beds a dozen or so metres thick which can be observed in the Intrasudetic basin are fragmentarily exposed as a rule. Usually cliffs composed of inclined layers, but in the case when they are bounded by vertical joints planes we conclude that the inclination of layers of primary (large scale cross-beds). The secondary inclination (tectonic tilt) of invisible in such case interbedding planes can be found from the statistic data of inclination of joint planes. The dip direction of layers can be

found from the joint diagrams on the basis of situation of maxima which are deflected from peripheries toward the tectonic tilt of beds (comp. Jerzykiewicz, 1968, Fig. 2). Oblique joint planes, contrary to the perpendicular ones, occur only locally. It should be pointed out, however, that there exists a possibility of misinterpretation of cross-bedding in large scale layers (comp. Pl. VII, 2). The distinction of those oblique joint planes from the bedding is facilitated by the fact that foresets are graded upward from coarse to fine grains.

A distinction of the tectonic tilt of sedimentary units from the cross-bedding is of paramount importance in interpretation of the geology of the Góry Stołowe. The distinction is not readily discernible only in outcrops where but the middle parts of the sedimentary units built of large scale cross-beds can be seen.

In many places we can observe that both the youngest sandstones of the Intrasudetic basin and Middle Turonian ones form sedimentary units whose tectonic tilt is rather small (usually 10—15°) (comp. Pls. III, 1—2, V, 1, VIII, 1, XIV, 2).

Marly beds interbedded in sandstones also show indistinct tectonic tilt of beds and larger inclinations are exceptional of local character and are usually connected with dislocations of minor importance. Almost flatlying marly beds occupy considerable areas and form flattenings in the vicinities of Karłów, Łężno and Szczytna.

The picture thus obtained of the spatial arrangement of forestes (comp. Fig. 3) reliably justifies a revision of the following erroneous opinions concerning the tectonic evolution of the area in question:

1. The sandstones of the main range of the Góry Stołowe do not occur in the axis of the syncline ("the syncline of the Batorów slope" of Radwański 1955, etc.).
2. The tectonic tilt of sandstone beds that make up the main range of the Góry Stołowe and the Mt. Szczeliniec are analogous; once they formed a uniform cover. Radwański's (1955) opinion, based on tectonic evidence, that they are not of the same age does not seem correct.
3. In view of the presented here tectonic and sedimentological observations it seems perfectly purposeless to discuss (at least in the case of Turonian deposits) the problem whether "...the axis of the syncline built of Cretaceous deposits in the Intrasudetic basin is coextensive with the axis of the Cretaceous basin" (Radwański 1957).

Radwański's cross-section was drawn on the basis presumption that the Cretaceous rocks of the Intrasudetic basin were influenced by fold tectonics. In fact no signs of folded tectonics *sensu stricto* are to be observed in that area.

In the area here discussed the observed processes of fault tectonics confirm the current opinions as to the style of the Saxonian tectonic movements (Rode 1932).

Horizontal effect of these movements was insignificant and could not cause the formation of folds.

In Cretaceous rocks of the Intrasudetic basin, the inclination of units is particularly large in the proximity of dislocation lines. Minor faults have been observed in outcrops and major ones are suggested on the basis of intersections. The proximity of faults is indicated by the density of the fracture net and the orientation of fractures (comp. Jerzykiewicz 1968), also by the occurrence of rocks

resembling tectonic breccias and slide structures. The latter can be observed on fracture planes in marls and bedding planes of sandstones.

Tectonic tilt of beds in sandstones that build the main range of the Góry Stołowe and the Mt. Szczeliniec are insignificant and directed toward SW, S and SE (comp. Fig. 3).

Most probably the summing of throws of the transverse faults is partly responsible for the progressive morphological lowering of the main range of the Góry Stołowe in south-westerly direction. In the map of Petrascheck (1934) the sudden lowering of the north-eastern part of the main range in the vicinity of Batorów has been indicated by a strong NW--SE directed dislocation but in view of the rejection of the standpoint suggesting the synclinal structure of the main range of the Góry Stołowe its occurrence seems very probable.

The indiscriminate acceptance of the opinion postulating the synclinal structure of the main range of the Góry Stołowe has led to conclusions that the plantation surfaces in these mountains do not correspond to the "dip of beds" (Rogaliński & Słowiok 1958). In most cases, however, it is not so, the surface of beds being morphologically very distinctly indicated. The most distinct surface is that separating the two horizons of cross-bedded units that are differentiated in the present paper. It forms large flattened areas dipping in accordance with the tectonic tilt both of Szczeliniec and in the main range of the Góry Stołowe (comp. schematic sections in Fig. 3).

The tectonic elements, brachysynclinal and brachyantyclinal in character, known from the Sudetic Cretaceous strata (the Idzików syncline of B. and J. Don, 1960, and the Bystrzyca Kłodzka brachyantycline of Komuda and Don, 1964) also owe their formation first and foremost to vertical movements, the so called "Bruchenfaltung". The formation of the minor brachysynclinal unit in the north-western part of the Intrasudetic basin (vicinity of Krzeszów) is referable to the above type of movements. This unit was known in the German literature as the "kleine Spezialmulde" (Flegel 1904). The present writer suggests that it be called the "brachysyncline of Krzeszów".

FINAL CONCLUSIONS

1. The youngest sandstones of the Intrasudetic basin were deposited on a sea shelf under conditions of sea currents. In the north-eastern part of the Intrasudetic basin (vicinity of Krzeszów) these current flow were directed from north-west, i.e. from the so called West-Sudetic island, while in the south-eastern portion (Góry Stołowe and the "Rock City" they flowed from the north-east, i.e. from the so called East-Sudetic island.

2. The differentiation in the Upper (?) Turonian sedimentary basin of the two above provinces, based on the directions of cross-bedding is confirmed by the textural properties of rocks, namely: the youngest sandstones of Intrasudetic basin from vicinity of Krzeszów, as compared with their time-equivalents from the Góry Stołowe and of the "Rock City" are more finely grained, they also show differences in their heavy mineral composition. The orthoquartzites from the Góry Stołowe and of the "Rock City", on the other hand, may contain detrital fragments derived from the gneisses of the Góry Sowie.

3. The material of the youngest sandstones of the Intrasudetic basin derived, in the first place, from the redeposition of older sedimentary rocks (lower members of the Upper Cretaceous, the Rotliegenden, the Carboniferous). This is suggested not only by their mineral composition (greatest content of the most resistant constituents), but also by the degree of sorting and the composition and nature of surface of mineral grains from the heavy fraction. Radwański's views (1959) about the origin of those sandstones by quick removal of the crystalline rock debris rich in quartz by the sea does not seem to be correct.

4. During the formation of the above deposits similar hydrodynamic conditions prevailed in the two provinces. This is indicated not only by the presence of similar structures in both orthoquartzite series (*tabular cross-bedding*), but also by the character of the grain-size distribution of these deposits (symmetry and the peakedness of the distribution).

The quantity of detritic material supplied by the currents and the subsidence of the sedimentary basin connected with it and the so called "depth ratio" (comp. Jopling *op. cit.*) changed considerably. In connection with that cross-beds of various size are observable in the youngest sandstone series of the Intrasudetic Basin. Large-scale cross units were

formed probably in the conditions of the small "depth ratio" as accumulation terraces in the littoral zone. During the formation of cross beds of smaller thickness the sedimentary basin was considerably shallower and an equilibrium characteristic of rhythmic transport phase could have been temporarily established.

5. The palaeogeographic situation during the Middle Turonian was similar, it differed, however, in the composition of terrigenous material which was then being supplied to the sedimentary basin. This is reliably suggested by the presence in the Middle Turonian sandstones of cross-bedded units similar in scale and direction. The Middle Turonian sandstones differ from these of the youngest in smaller textural and mineralogical maturity. The mineral composition of the Middle Turonian sandstones (subarkoses) indicates a much stronger abrasion of the shores built by the crystalline rocks.

6. The intensification of subsidence took place in the Middle Turonian and during the deposition of the youngest sandstones of the Intrasudetic basin was probably connected with the subhercynian phase.

7. The interfingering of Middle Turonian sandstones with marls and the occurrence of rocks of an intermediate character can be interpreted by changes in the distribution pattern of sea currents resulting from the diversified morphology of the floor of the sedimentary basin and by the variable distribution of the off-shore island.

8. Conclusions concerning the tectonic tilt of units can be based on the statistical figures of the orientation of vertical joint measurements, and thus determine the approximate primary orientation of the cross-beds. A correlation of the inclination of the joint planes and the bedding planes is of paramount importance in the determination of the original of cross-beds when units in given outcrop are not completely exposed.

9. Opinions postulating the folded structure of the Góry Stołowe (Radwański *op. cit.*) do not seem correct. The sandstones that make up the main range of the Góry Stołowe do not occur in the axis of the syncline. The tectonic tilt of the sandstone units of which the main range of the Góry Stołowe and the socle of the Szczeliniec are built display resemblances. They probably used to form one uniform cover.

10. The distinction of the tectonic tilt of units from cross-bedding stresses the purpo-

selessness of discussions wheather "the axis of the syncline built by Cretaceous deposits within the Intrasudetic basin in coextensive with the axis of the Cretaceous basin?" (Radwański 1957, p. 138). There is no observable effect of the influence of the shore in the

nearby south-west on the deposits of the Middle and Upper (?) Turonian. It may be supposed that the Góry Bystrzyckie and Orlickie were then overflowed and that the Intrasudetic sedimentary basin communicated with that of the North-Bohemia.

Laboratory of Old Structures
of the Institute of Geological Sciences
Polish Academy of Sciences
Wrocław, ul. Cybulskiego 30
Wrocław, April, 1966

PLANSZA I

PLATE I

Góry Stołowe — widok od granicy państwa w kierunku wschodnim. Na pierwszym planie fragment głównego grzbietu Gór Stołowych, w głębi Szczeliniec

Góry Stołowe viewed from the state boundary eastward. In the foreground a fragment of the main range of the Góry Stołowe, at the back Mt. Szczeliniec

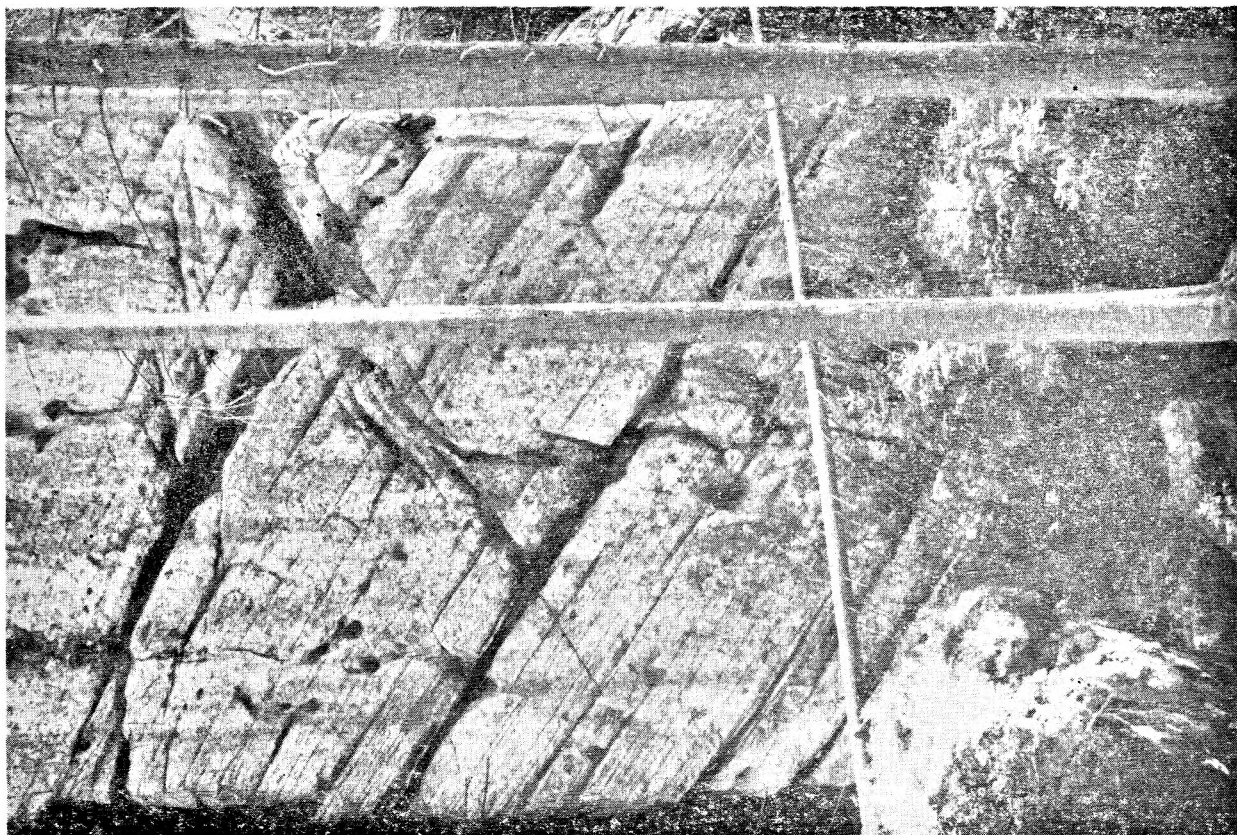


Tomasz JERZYKIEWICZ — Sedymencja górnych piaskowców ciosowych niecki śródsudeckiej (górna kreda)
Sandstones of the Intrasudetic Cretaceous Basin

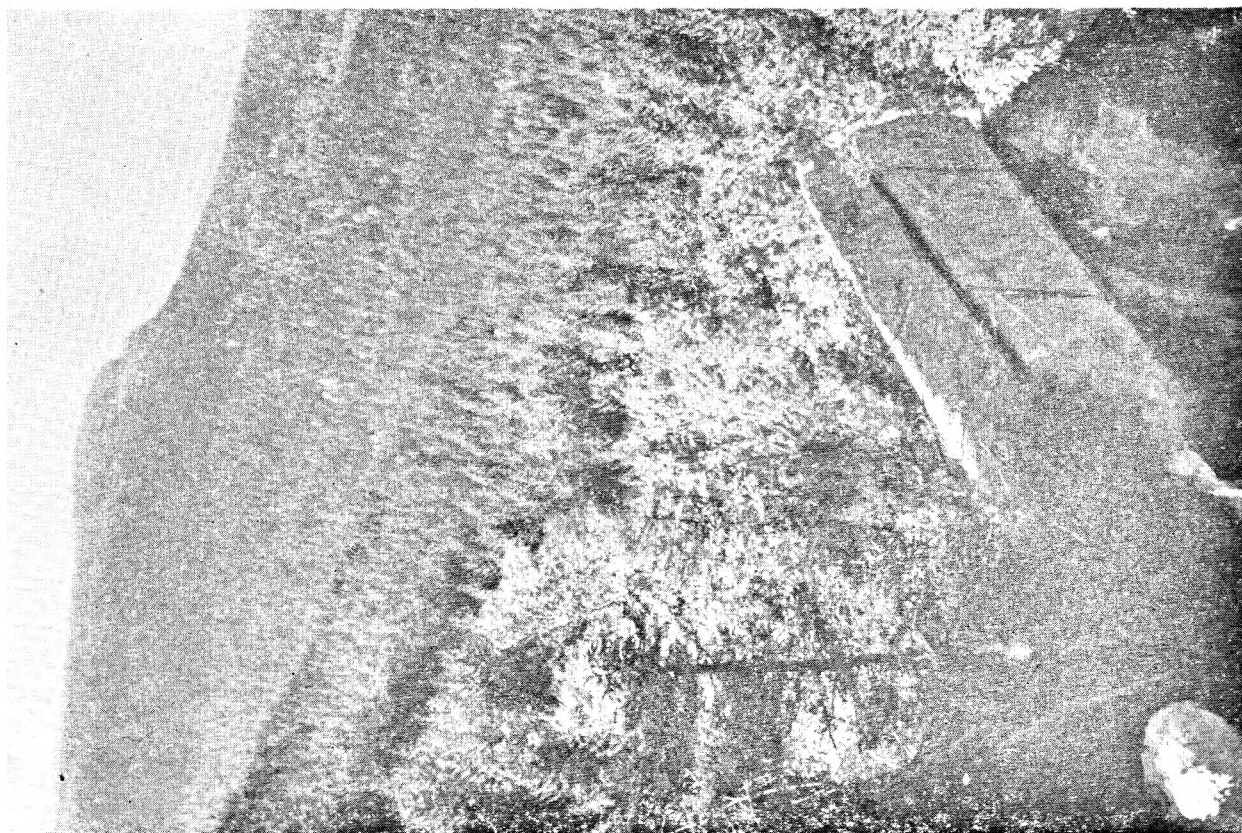
PLANSZA II

PLATE II

1. Fragment głównego grzbietu Gór Stołowych w okolicach Ostrej Góry. U dołu widoczne warstwy skośne wielkiej skali.
Fragment of the main range of the Góry Stołowe in the proximity of Ostra Góra.
At the bottom large-scale cross-beds
2. Środkowa część ławicy zbudowanej z warstw skośnych wielkiej skali. Wschodnia strona wzgórza Narożnik. Wzrost mężczyzny 185 cm
Central part of a sedimentary unit built of large-scale cross-beds Height of man 185 cm. Eastern side of Mt. Narożnik



Fot. 2



Fot. 1

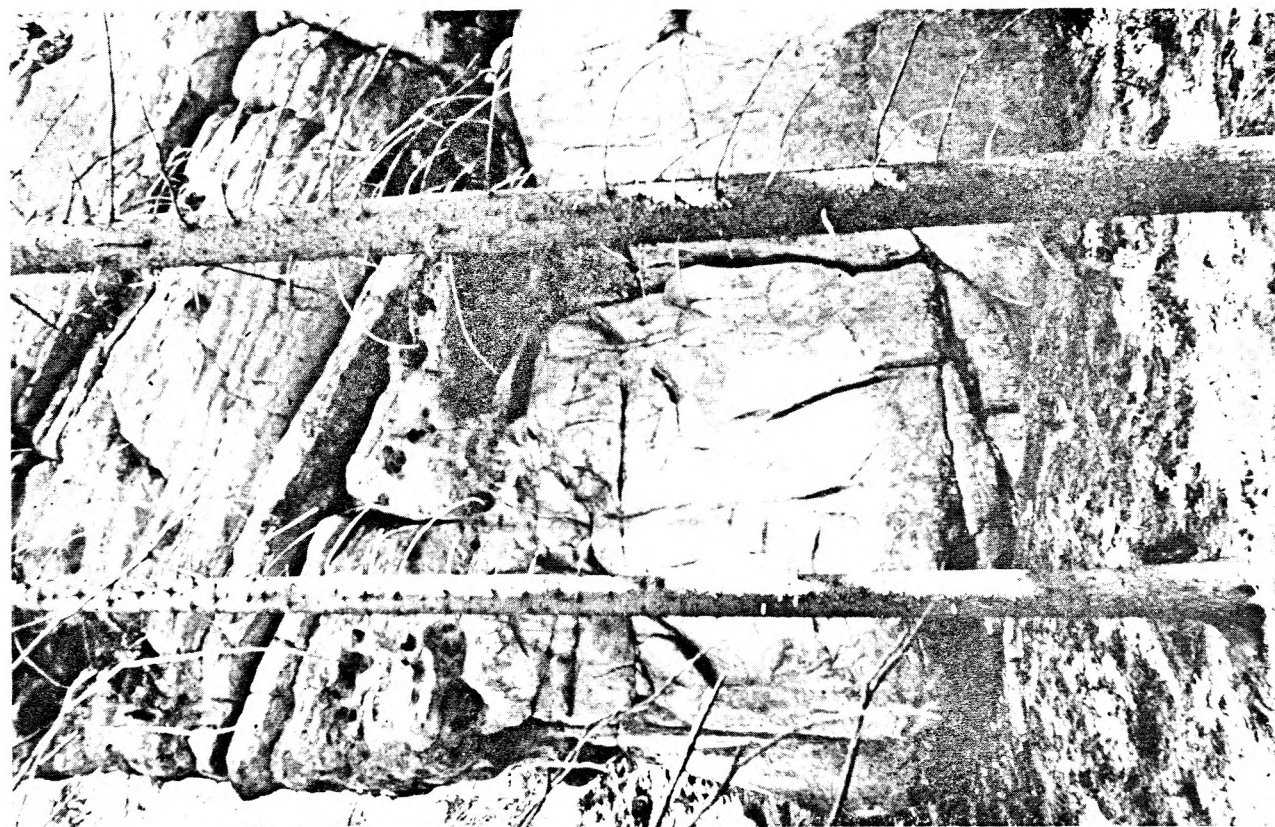
PLANSZA III

PLATE III

1. Dolna część ławicy zbudowanej z warstw skośnych wielkiej skali i przejście ku dołowi w ławicę masywną. Wschodnia strona Narożnika w okolicach Łężna
Lower part of the sedimentary unit consisting of large-scale cross-beds, and their passage (downward) into a massive unit. Eastern side of Mt. Narożnik
2. Górna część ławicy zbudowanej z warstw skośnych wielkiej skali i przejście ku górze w ławicę masywną. Wschodnia strona Narożnika
Upper part of the sedimentary unit built of large-scale cross-beds and their passage (upward) into a massive unit. Eastern side of Mt. Narożnik



Fot. 2



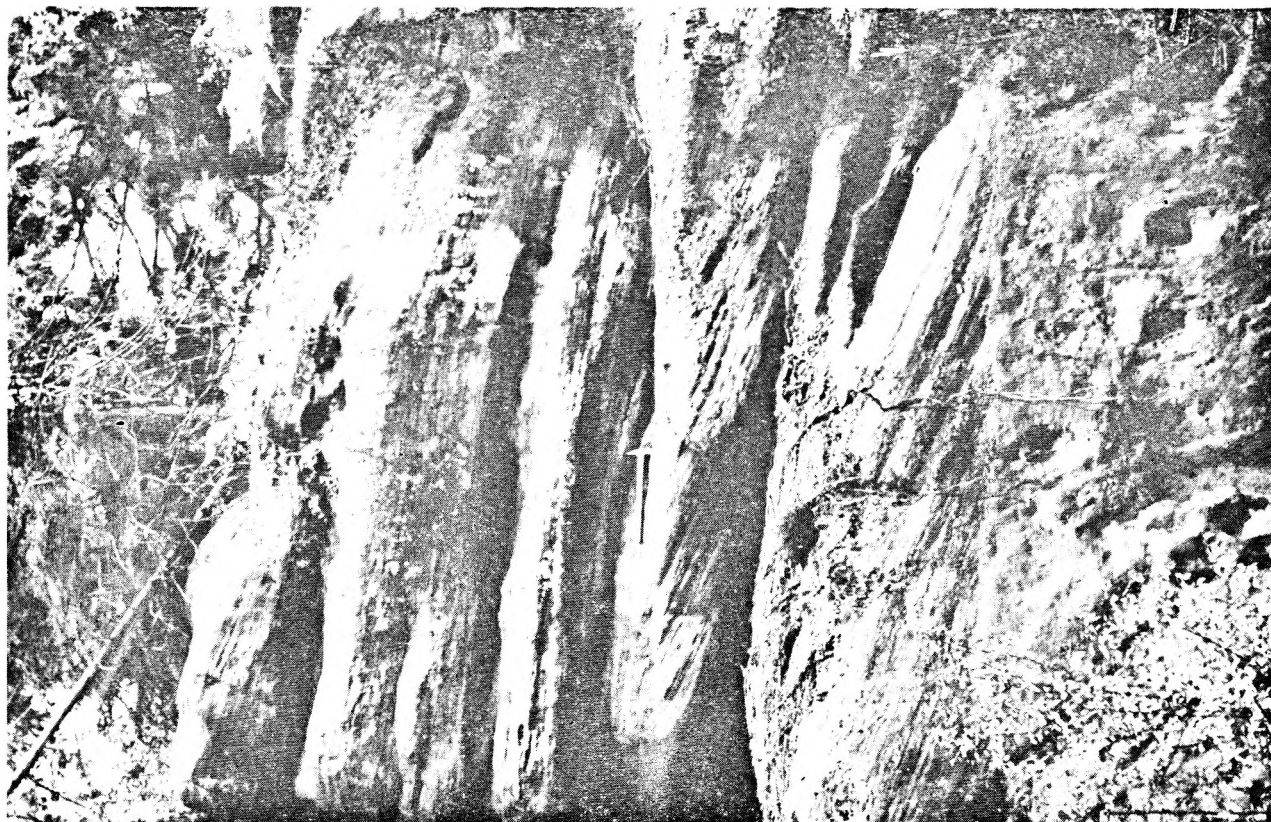
Fot. 1

Tomasz JERZYKIEWICZ — Sedymentacja górnych piaskowców ciosowych niecki śródsudeckiej (górna kreda)
Sandstones of the Intrasudetic Cretaceous Basin

PLANSZA IV

PLATE IV

1. Środkowa część ławicy zbudowanej z warstw skośnych wielkiej skali. Wschodnia strona Narożnika
Central part of sedimentary unit built of large-scale cross-beds. Eastern side of Mt. Narożnik
2. Przejście między poziomami różniącymi się skalą skośnego warstwowania. Widoczna górna część ławicy poziomego dolnego i zespół ławic wykazujący skośne warstwowanie małej skali — poziom górny. Wschodnia strona Narożnika
Transition of two stages differing in the scale of cross-bedding, showing the top side a sedimentary unit of the lower stage and a set of beds with small-scale cross-stratification in upper stage. Eastern side of Mt. Narożnik



Fot. 2



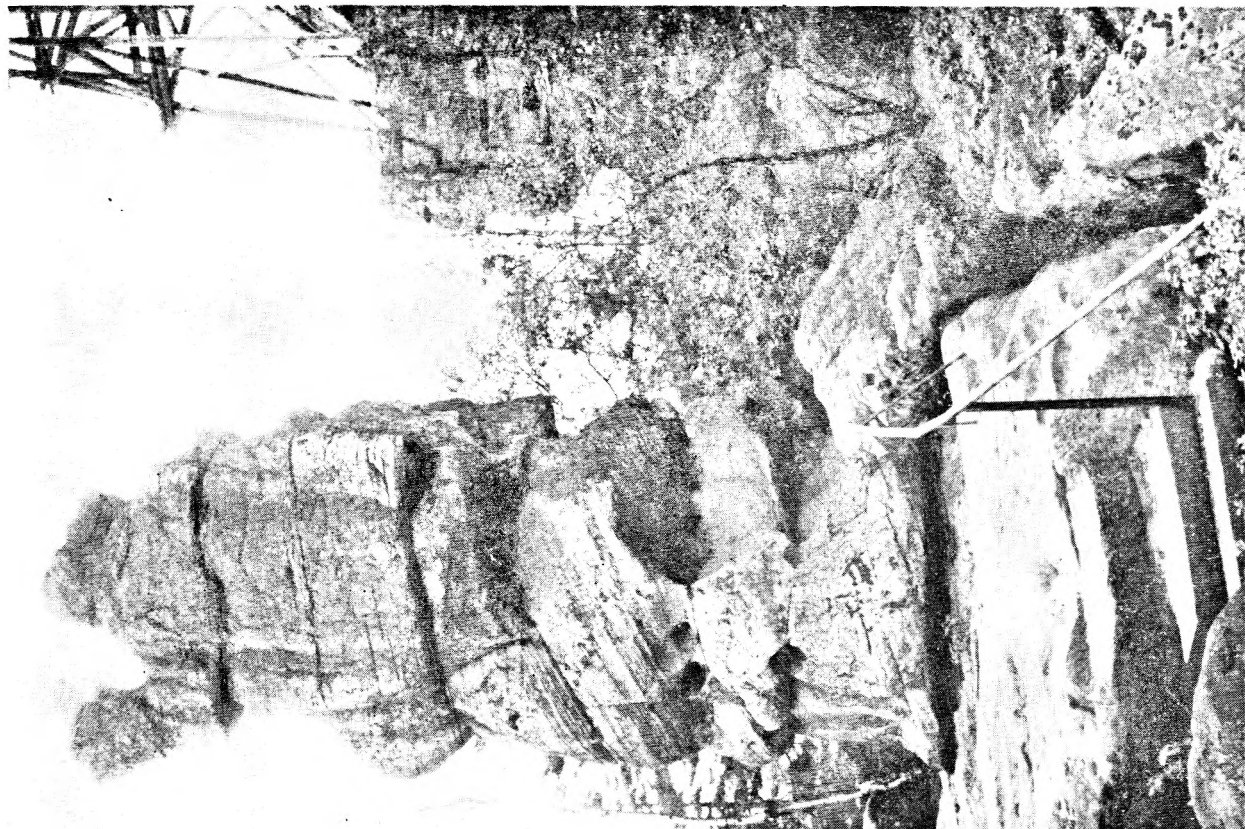
Fot. 1

Tomasz JERZYKIEWICZ — Sedymentacja górnych piaskowców ciosowych niecki śródsudeckiej (górną kreda)
Sandstones of the Intrasudetic Cretaceous Basin

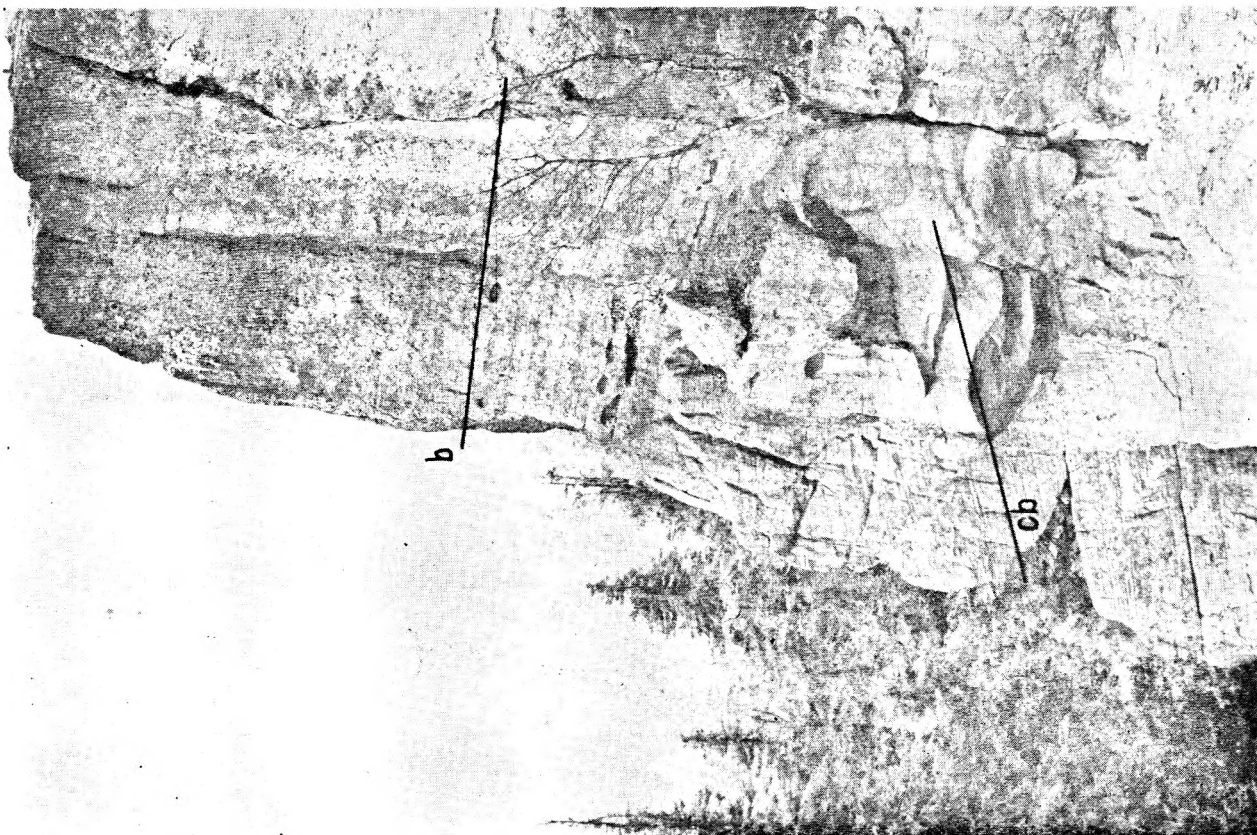
PLANSZA V

PLATE V

1. Warstwy skośne w ławicy wielkiej skali (*cb*), przechodzące ku górze w równoległe (*b*). Wschodnia strona Wielkiego Szczelińca
Large-scale cross-beds (*cb*), grading towards the top into horizontal beds (*b*). Eastern side of Mt. Wielki Szczeliniec
2. Zespół ławic wykazujący skośne warstwowanie małej skali ku górze przechodzący w ławice warstwowane równoległe. Skałka pod szczytem Wielkiego Szczelińca, tzw. „Wielbłąd”
Set of sedimentary units with small-scale cross-bedding grading towards the top into horizontally bedded units. Cliff near the top of Mt. Wielki Szczeliniec, the so called „Wielbłąd” („Camel”)



Fot. 2



Fot. 1

Tomasz JERZYKIEWICZ — Sedymencja górnych piaskowców ciosowych niecki śródsudeckiej (górna kreda)
Sandstones of the Intrasudetic Cretaceous Basin

PLANSZA VI

PLATE VI

1. Zespół skośnie warstwowych ławic małej skali. Górny poziom piaskowców głównego grzbietu Gór Stołowych w okolicy Łężna. Długość młotka 0,5 metra
Set of small-scale cross-stratified units Upper sandstone stage in the main range of the Góry Stołowe in the vicinity of Łężno. Hammer 0.5 m. long
2. Zespół skośnie warstwowych ławic małej skali. Okolice Łężna
Set of small-scale cross-stratified beds. Vicinity of Łężno



Fot. 2

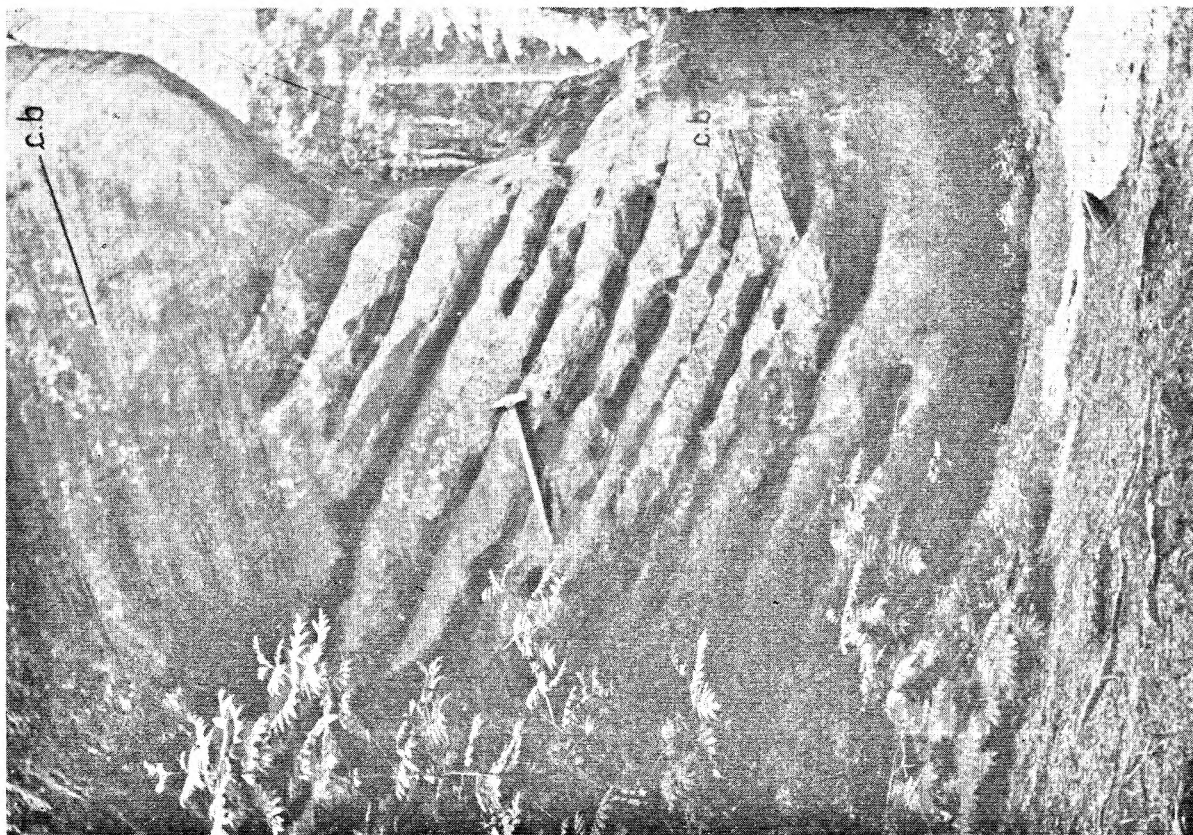


Fot. 1

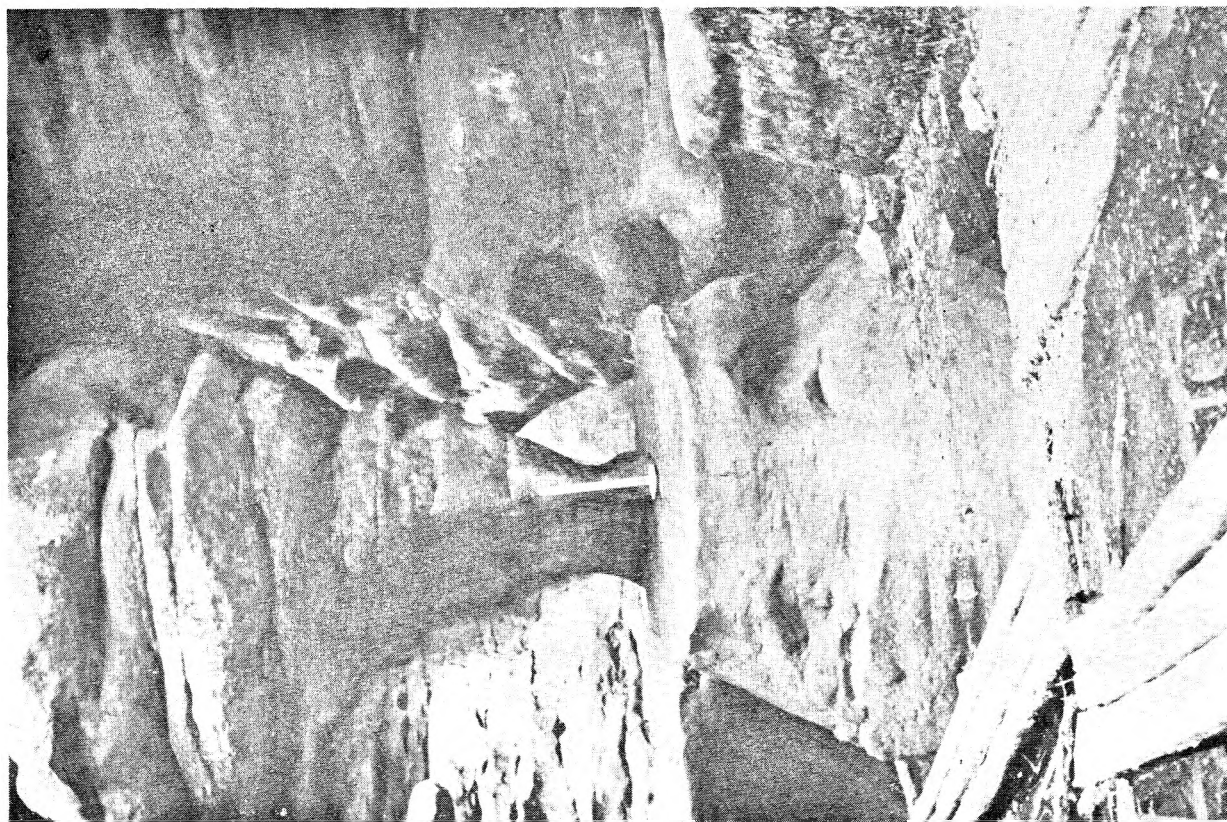
PLANSZA VII

PLATE VII

1. Ławice piaskowców masywnych i warstwowych równoległe. Północno-zachodnia część głównego grzbietu Gór Stołowych, tzw. „Błędne Skałki”
Sedimentary units of massive and horizontally-bedded sandstones. North-western portion of the main range of the Góry Stołowe the so called „Błędne Skałki” („Errant cliffs”)
2. Warstwy skośne w ławicy wielkiej skali przecięte przez spękania ciosowe skośne w okolicach Adrśpach
Large-scale cross-stratified unit intersected by oblique joints in the vicinity of Adrśpach



Fot. 2



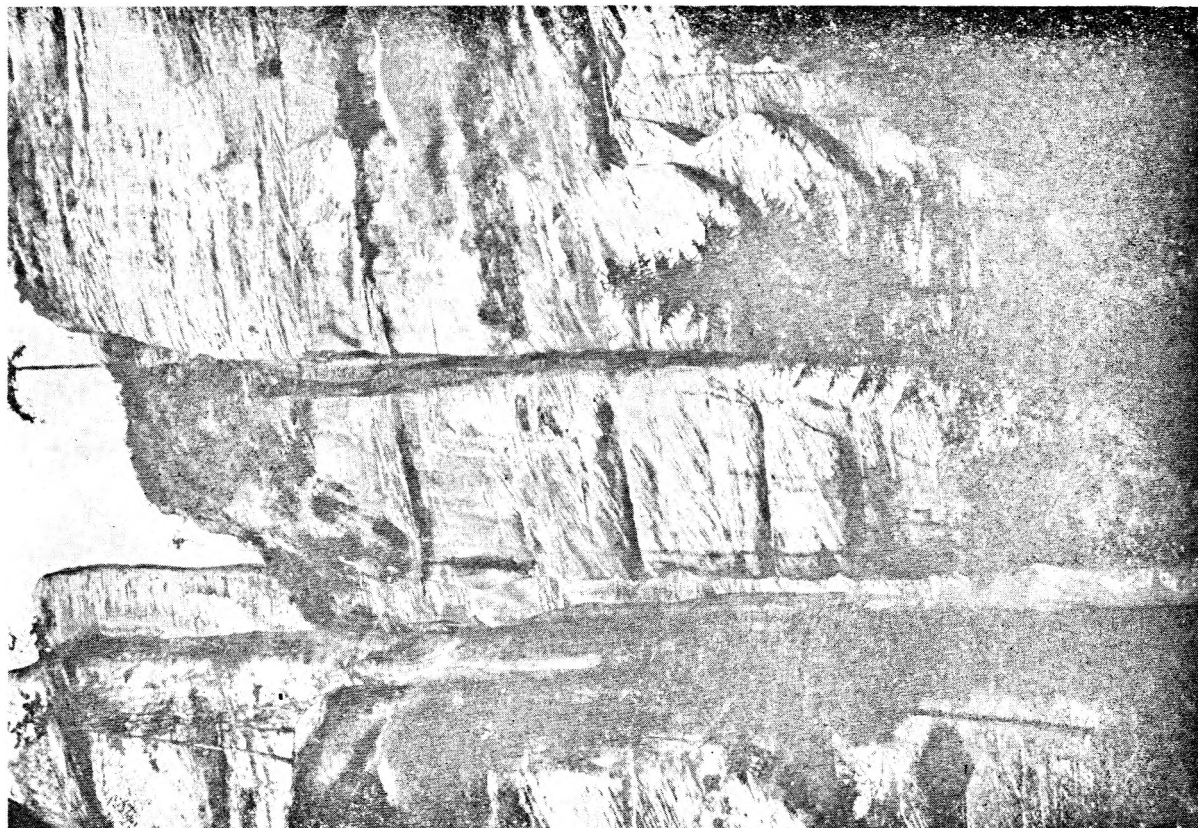
Fot. 1

Tomasz JERZYKIEWICZ — Sedymencja górnych piaskowców ciosowych niecki śródsudeckiej (górna kreda)
Sandstones of the Intrasudetic Cretaceous Basin

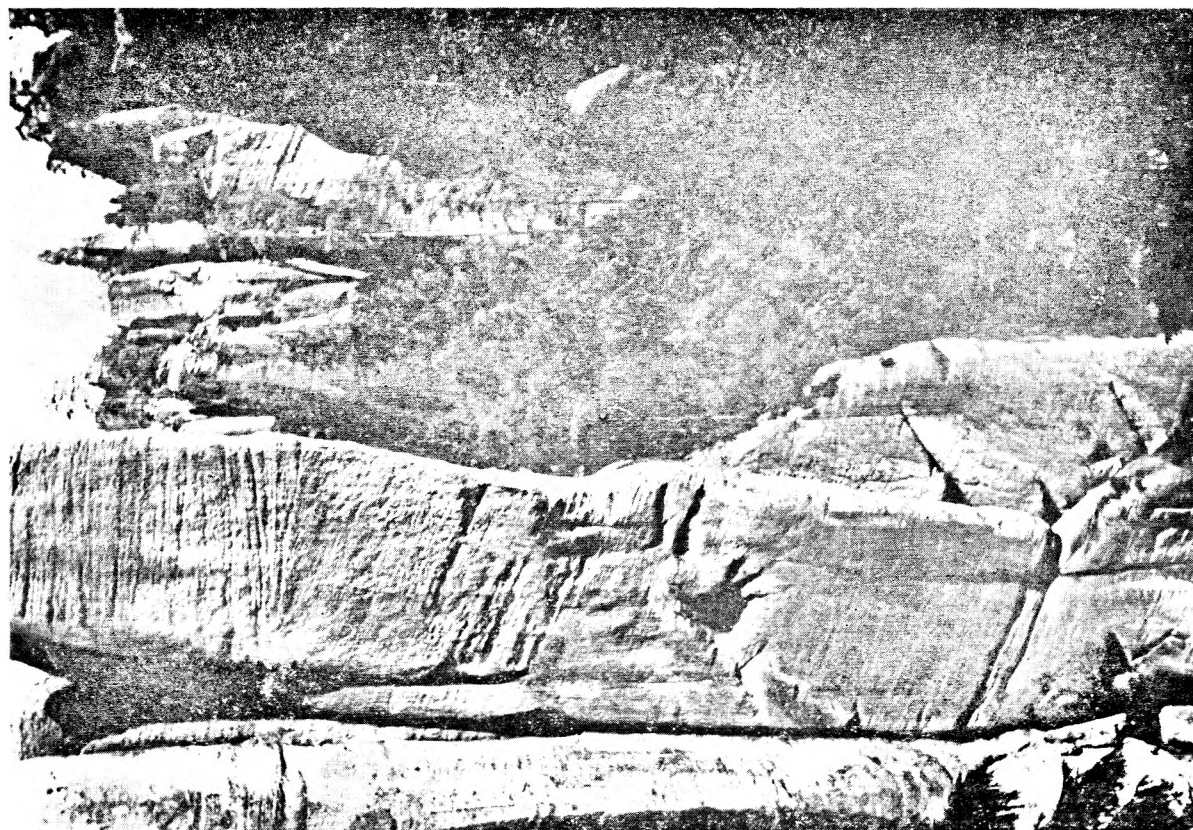
PLANSZA VIII

PLATE VIII

1. Skośnie warstwowane ławice wielkiej skali w okolicach Adršpach. „Adršpašské skalni město”
Large-scale cross-beds in the vicinity of Adršpach. „Adršpašské skalni město”
2. Zespół skośnie warstwowanych ławic małej skali w okolicach Teplic n. Metuji. „Teplické skalni město”
Set of small-scale cross-stratified beds in the vicinity of Teplice n. Metuji. „Teplické skalni město”



Fot. 2



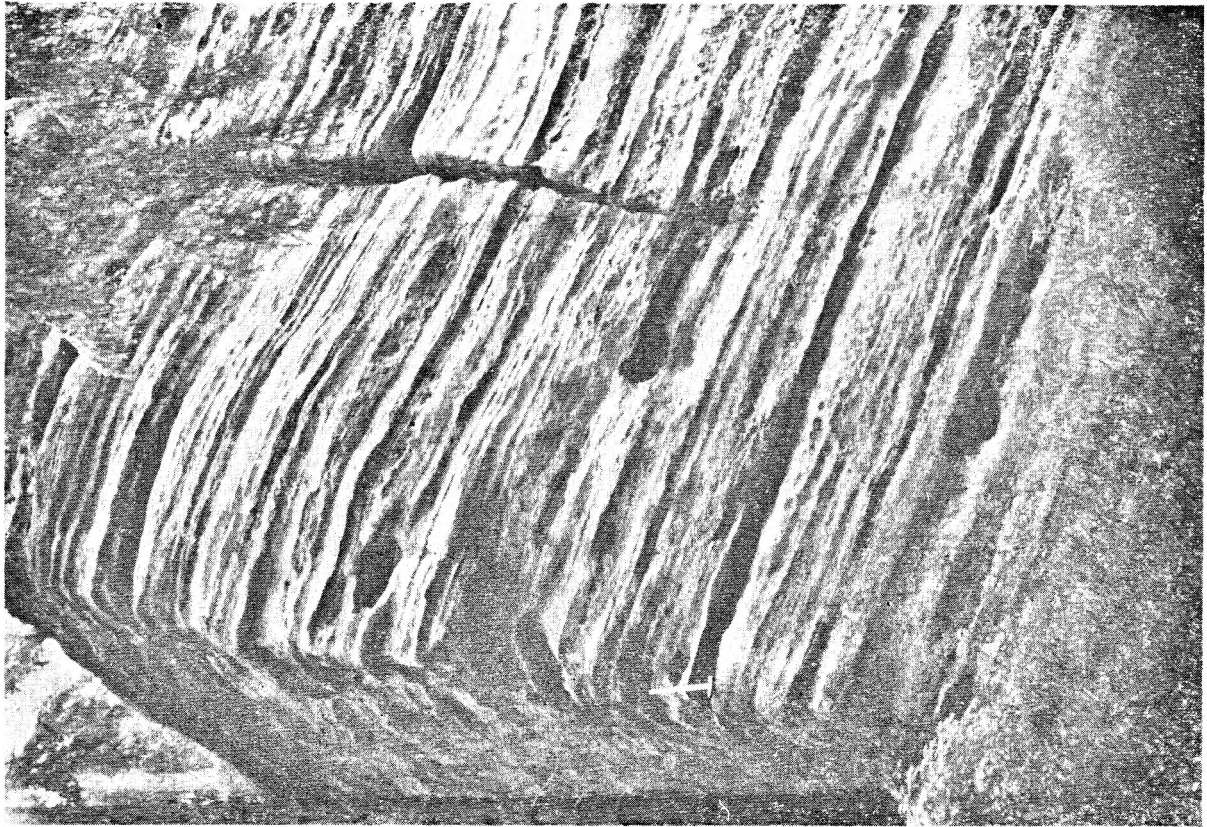
Fot. 1

Tomasz JERZYKIEWICZ — Sedymentacja górnych piaskowców ciosowych niecki śródsudeckiej (górna kreda)
Sandstones of the Intrasudetic Cretaceous Basin

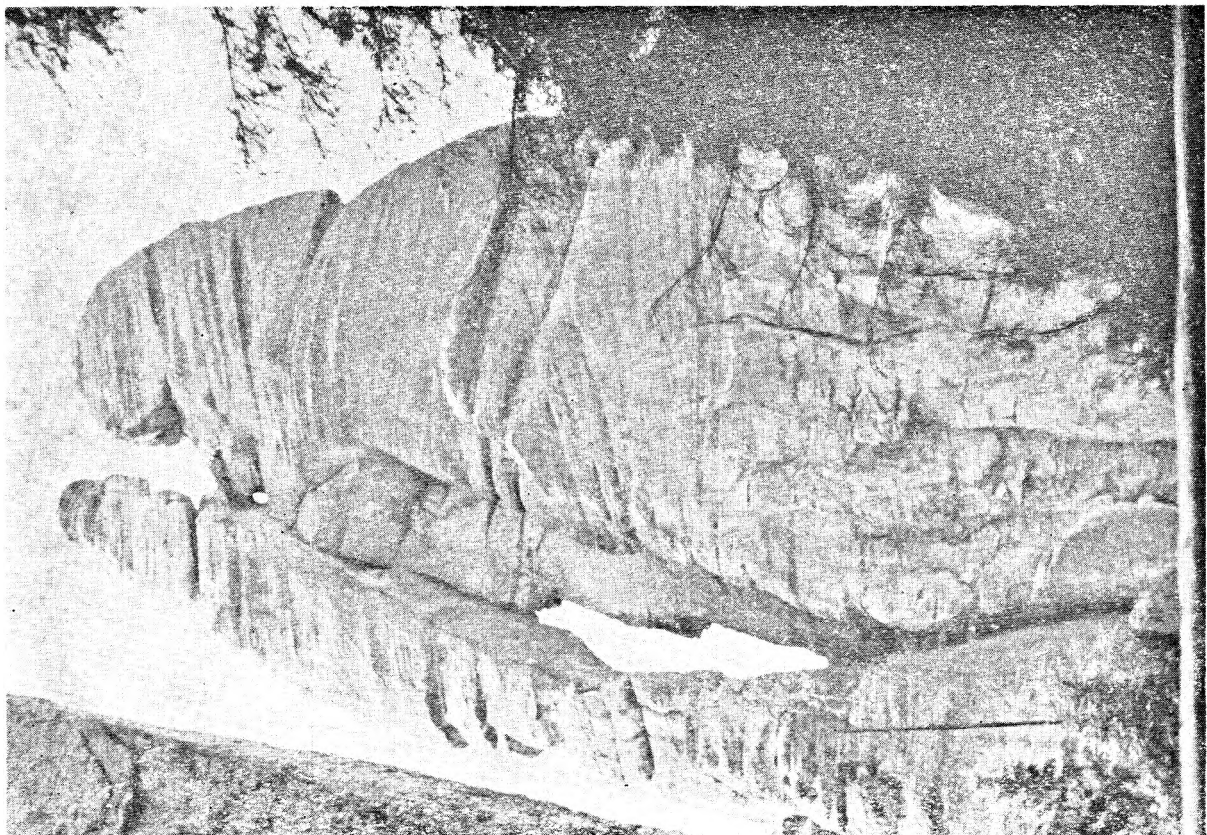
PLANSZA IX

PLATE IX

1. Skośnie warstwowane ławice wielkiej skali w okolicach Adršpach. „Adršpašské skalni město”, skałka „Milenci”
Large-scale cross-beds in the vicinity of Adršpach. „Adršpašské skalni město”, cliff „Milenci”
2. Fragment skośnie warstwowanej ławicy wielkiej skali w okolicach Janovic. Południowo-zachodnia krawędź „Skalnego Miasta”
Fragment of large-scale cross-bedding units in the vicinity of Janovice. South-eastern rib of „Skalni město”



Fot. 2



Fot. 1

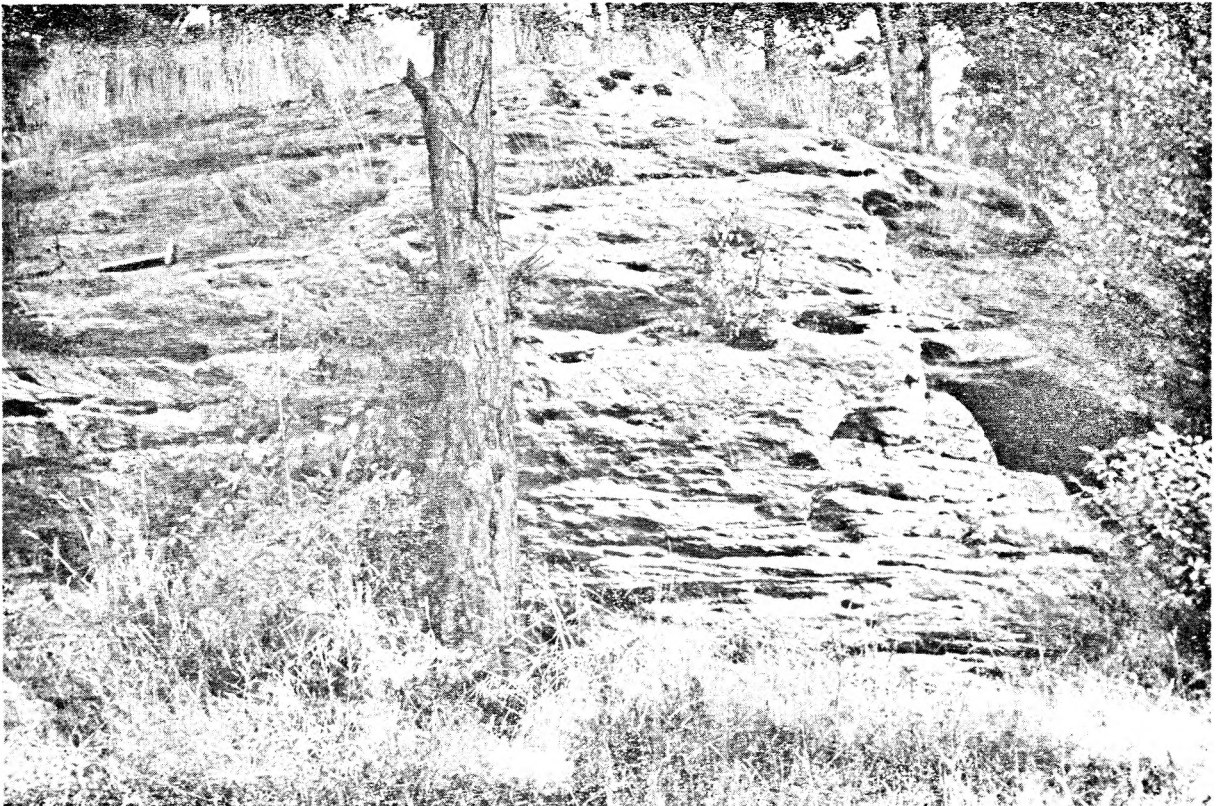
PLANSZA X

PLATE X

1. Skośnie warstwowane ławice małej skali w okolicach Teplic n. Metuji. Przekrój pionowy, prawie podłużny do kierunku prądu.
Small-scale cross-bedding units in the vicinity of Teplice n Metuji.
2. Zespół skośnie warstwowanych ławic małej skali. Górne piaskowce ciosowe okolic Krzeszowa w pobliżu wielkiego wyrobiska w Krzeszówku
Set of small-scale cross-stratified units. Sandstones from the vicinity of Krzeszów, near a quarry at Krzeszówek



Fot. 1



Fot. 2

PLANSZA XI

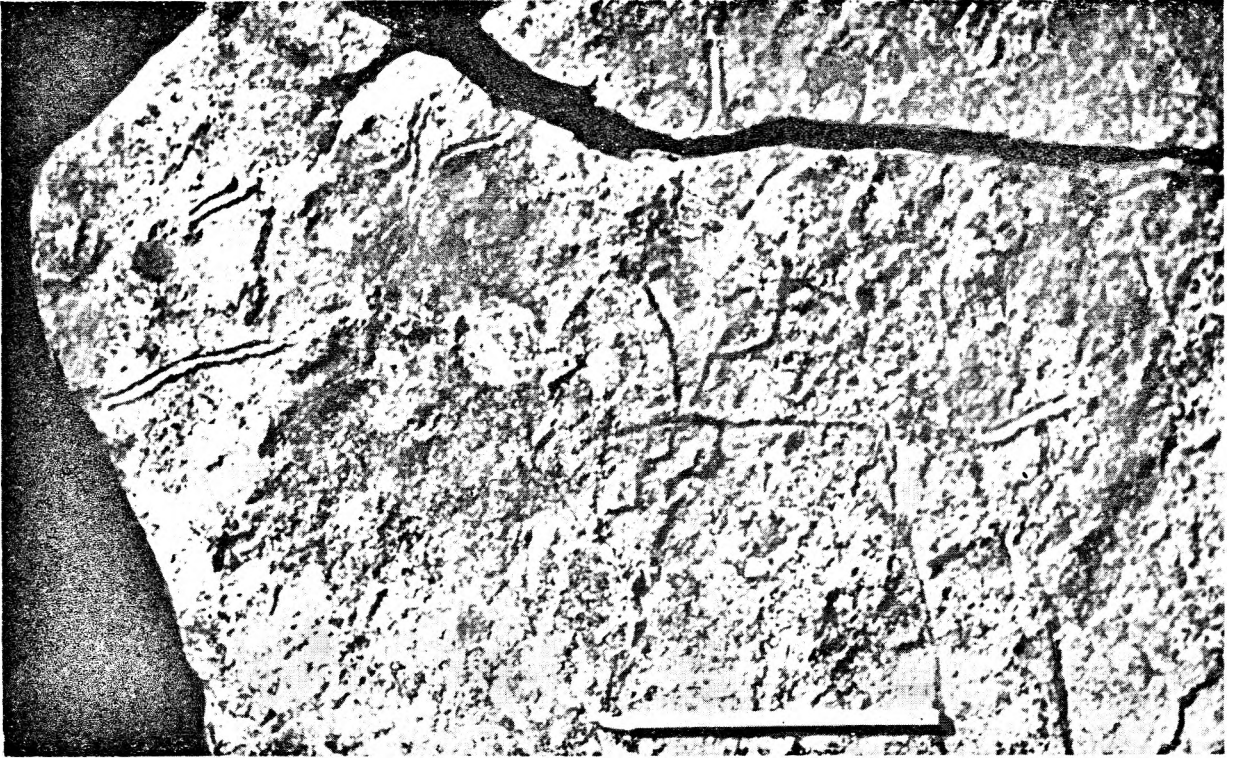
PLATE XI

Ślady żerowania organizmów widoczne na powierzchniach ławic górnych piaskowców ciosowych:

1. górna powierzchnia ławicy
2. dolna powierzchnia ławicy

Relics of organic burrowings on the surface of sandstones beds:

1. top side of bed
2. bottom side of bed



Fot. 1



Fot. 2

PLANSZA XII

PLATE XII

Porównanie morfologii ziarn (frakcja 1—2 mm) górnych piaskowców ciosowych:

1. okolic Krzeszowa
2. Gór Stołowych

Comparative photographs of the morphology of grains (1—2 mm. fraction) from sandstones:

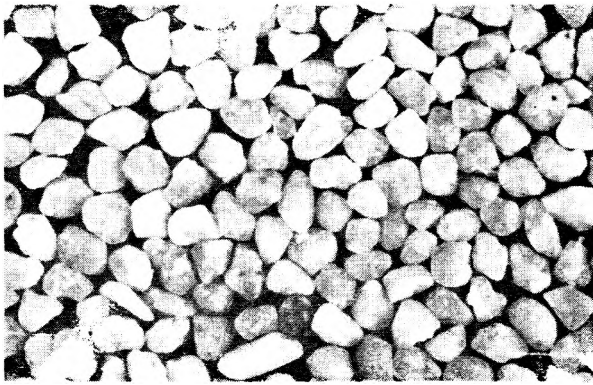
1. in the vicinity of Krzeszów
2. from Góry Stołowe

Mikrofotografie górnych piaskowców ciosowych Gór Stołowych. Bez analizatora.
Powiększenie około 30 ×

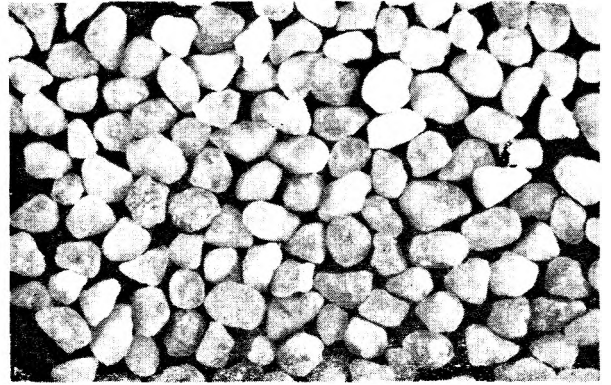
3. Piaskowce o zagęszczonym szkielecie ziarnowym, widoczne obwódki regeneracyjne wokół ziarn kwarcu (*Qr*)
4. Piaskowiec o rozluźnionym szkielecie ziarnowym wtórnie scementowany spoiwem chalcedonowym (*ch*)

Microphotographs of the younger sandstones from Góry Stołowe. Polaryzer only,
enlargement ca 30 ×

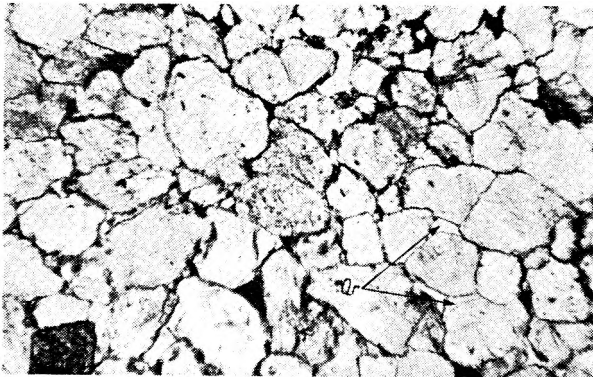
3. Sandstones with dense framework fraction, showing regenerative rims round quartz grains (*Qr*)
4. Sandstones with loosened framework fraction secondarily cemented by chalcedony (*ch*)



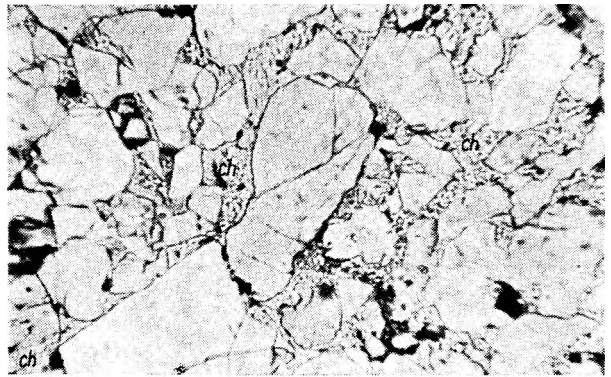
Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4

PLANSZA XIII

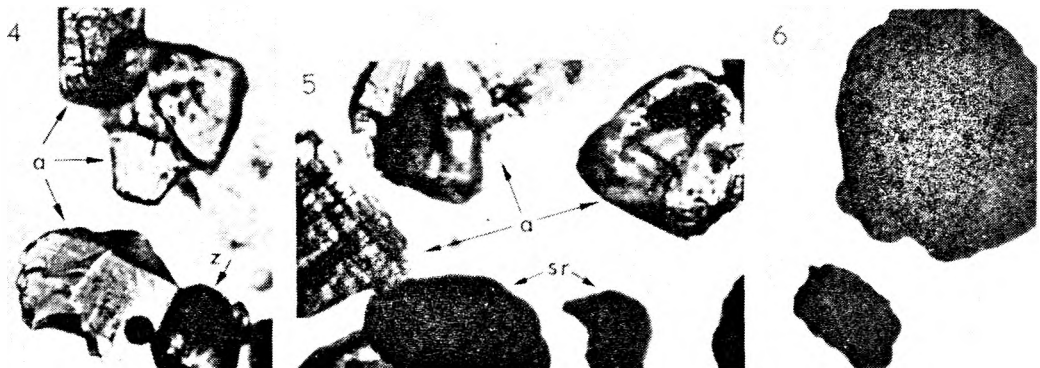
PLATE XIII

Minerały ciężkie górnych piaskowców ciosowych Gór Stołowych i okolic Krzeszowa.
Powiększenie około 100 ×

1. Cyrkon, widoczne różne stopnie obtoczenia ziarn; od form euhedralnych do dobrze obtoczonych: *z* — cyrkon, *r* — rutyl
2. Turmalin, różne stopnie obtoczenia ziarn
3. Rutyl euhedralny w odróżnieniu od ziarn na fot. 1
4. Amfibole (*a*) i cyrkon (*z*)
5. Amfibole (*a*) i składniki rudne (*sr*)
6. Leukoksen

The heavy minerals of the youngest sandstones from the Góry Stołowe and the vicinity of Krzeszów. Enlargement ca 100 ×

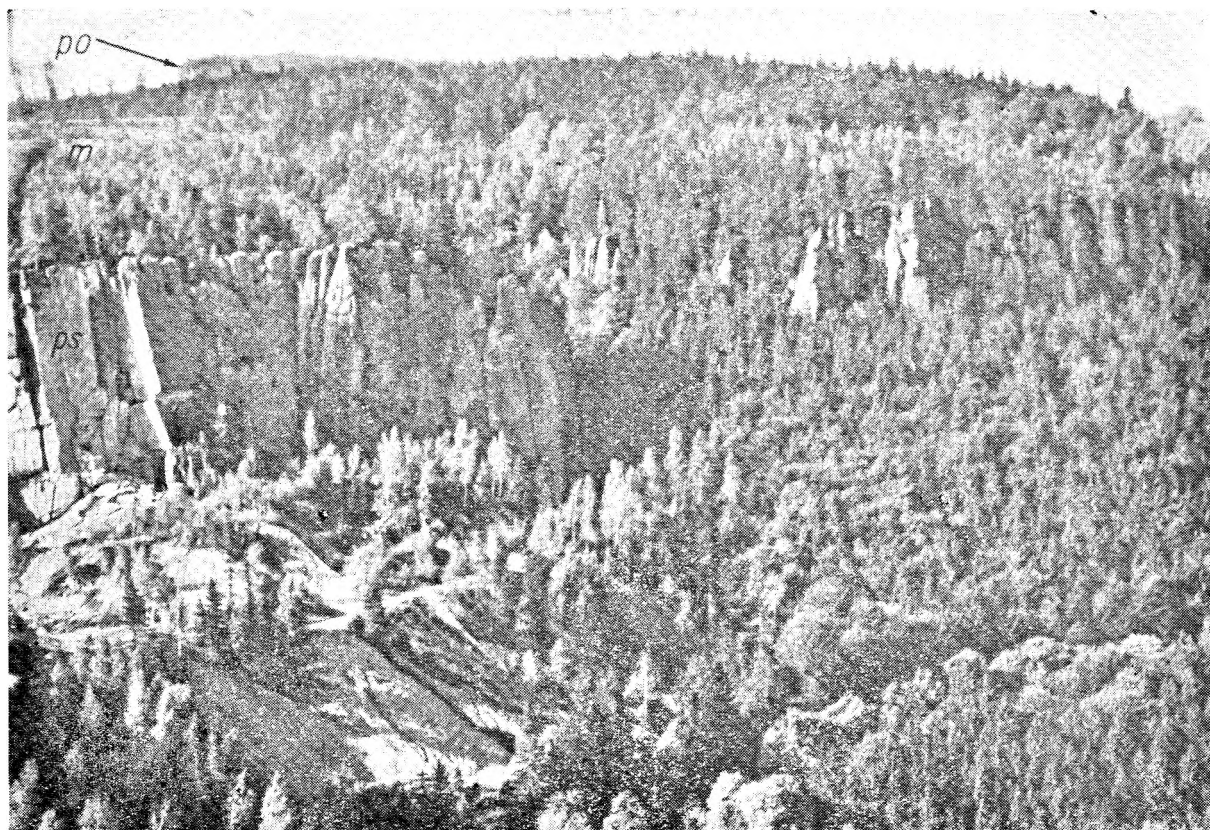
1. Zircon, showing various roundness of grains from euhedral to well rounded forms: *z* — zircon, *r* — rutile
2. Tourmaline showing various roundness of grains
3. Euhedral rutile as compared with grains in Phot. 1
4. Amphiboles (*a*) and zircon (*z*)
5. Amphiboles (*a*) and orebearing constituents (*sr*)
6. Leucoxene



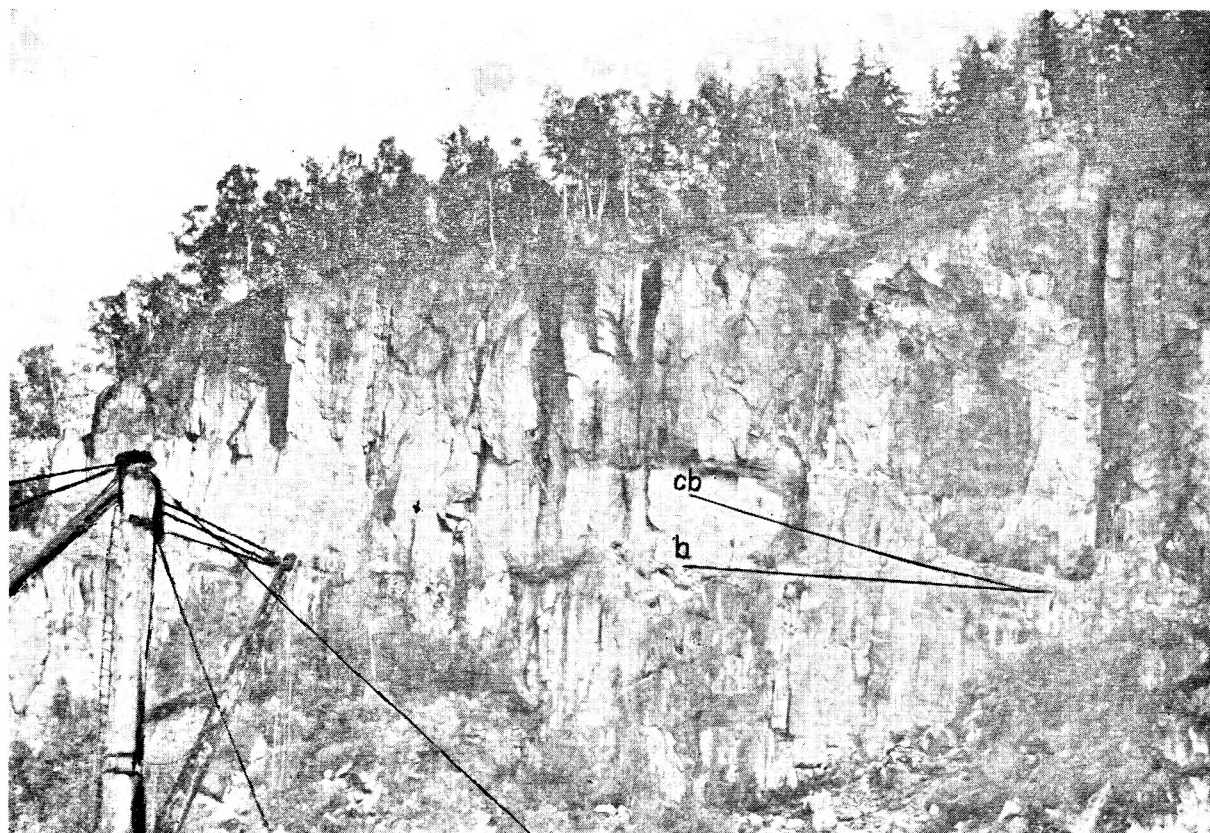
PLANSZA XIV

PLATE XIV

1. Fragment progu Radkowa — widok znad szosy Radków — Kudowa Zdrój: *po* — górne piaskowce ciosowe (Wielki Szczeliniec), *m* — margle, *ps* — piaskowce progu Radkowa
Fragment of the próg Radkowa — viewed from a highway Radków — Kudowa Zdrój: *po* — stands for dark upper sandstones (Wielki Szczeliniec), *m* — stands for marls, *ps* — stands for sandstones of próg Radkowa
2. Skośnie warstwowane ławice wielkiej skali w piaskowcach progu Radkowa: *cb* — skośnie warstwowanie, *b* — powierzchnia ławicy. Wschodnia ściana kamieniołomu przy szosie Radków — Kudowa Zdrój
Large-scale cross-beds of the próg Radkowa: *cb* — stands for cross-bedding, *b* — stands for surface of unit. Eastern part of quarry near highway Radków — Kudowa Zdrój



Fot. 1



Fot. 2

Tomasz JERZYKIEWICZ — Sedymentacja górnych piaskowców ciosowych niecki śródsudeckiej (górna kreda)
Sandstones of the Intrasudetic Cretaceous Basin

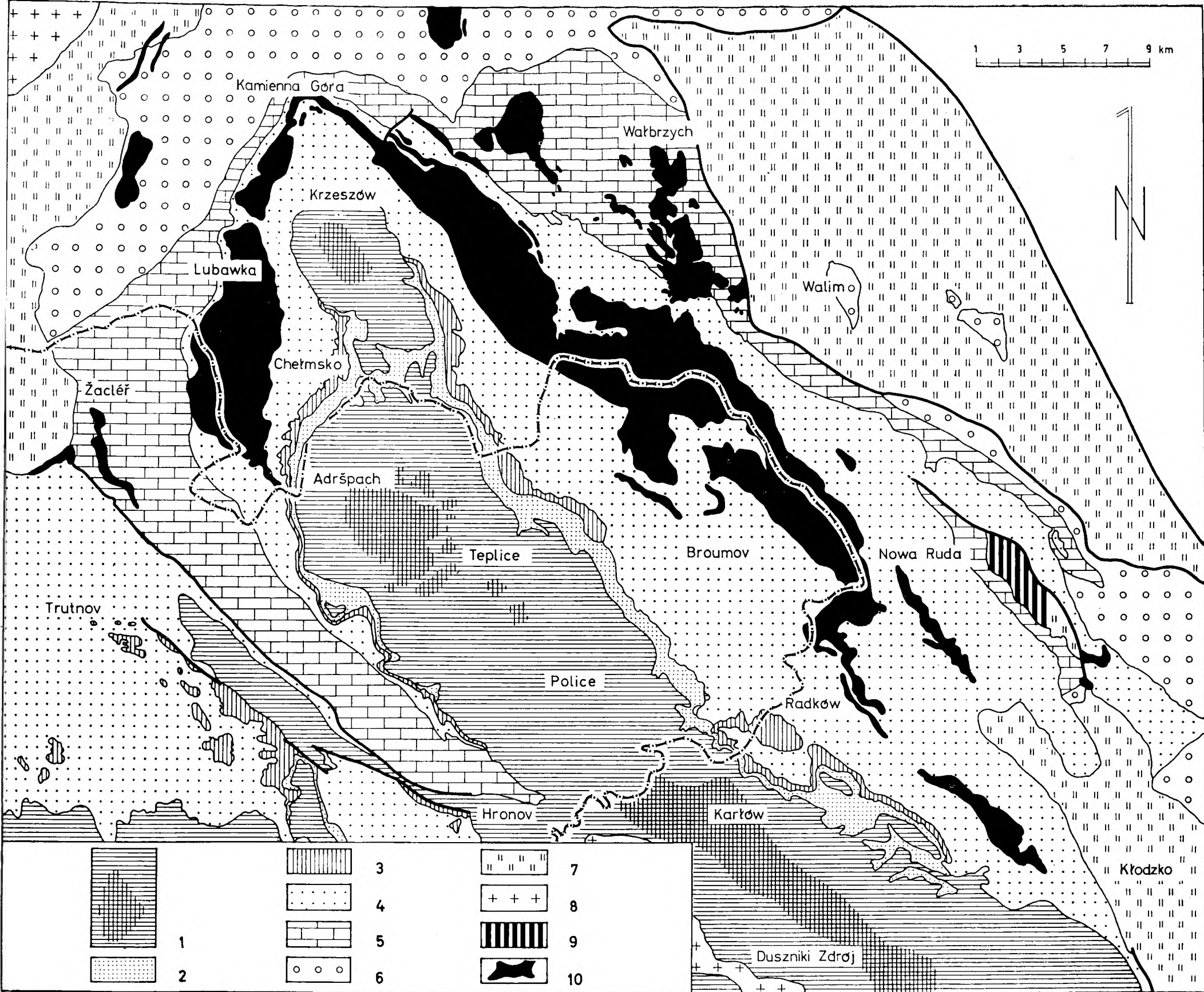


Fig. 1

Szkie geologiczne niecki śródsudeckiej z zaznaczeniem obszaru badań

1 — kreda górna (obszar badań zakratkowano), 2 — pstry piaskowiec, 3 — cechsztyń, 4 — czerwony spagowiec, 5 — karbon górny, 6 — karbon dolny, 7 — skały metamorficzne, 8 — granit, 9 — gabro, 10 — wulkanity i tufy

Geologic sketch-map of the Intrasedimentary basin showing the area under investigations

1 — Upper Cretaceous (cross-ruled — area of investigations), 2 — Buntsandstein, 3 — Zechstein, 4 — Rotliegendes, 5 — Upper Carboniferous, 6 — Lower Carboniferous, 7 — metamorphic rocks, 8 — granites, 9 — gabbro, 10 — volcanites and tuffs



Fig. 3
 Mapa kierunków skośnego warstwowania w górnych piaskowcach ciosowych niecki śródsudeckiej
 1 — bieg i zapad powierzchni ławic, 2 — orientacja skośnego warstwowania małej skali, 3 — orientacja skośnego warstwowania wielkiej skali (nasypy), 4 — margle, 5 — margle i drobnoziarniste piaskowce (warstwy przejściowe), 6 — górne piaskowce ciosowe głównego grzbiету Gór Stołowych, Szczelince i okolic Adrspach-Teplice i Krzeszowa, 7 — lokalizacja odkrywek cytowanych w tekście

Direction map of cross-bedding in youngest sandstones of the Góry Stołowe and of the vicinity of Adrspach-Teplice and Krzeszów
 1 — dip and strike of the surface of beds, 2 — cross-bedding orientation of small scale, 3 — cross-bedding orientation of large scale (sand ridges), 4 — marls of the Karłow plateau (Middle Turonian), 5 — marls and fine grained sandstones (passage beds), 6 — sandstones of main range of the Góry Stołowe, the Szczelince and of the vicinity of Adrspach-Teplice and Krzeszów 7 — localization of outcrops

