

WOJCIECH JAROSZEWSKI

Gzysmy tektoniczne – nowy element drobnej tektoniki

STRESZCZENIE: Na niektórych powierzchniach stromego ciosu w utworach mezozoicznych północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich występują schodkowate załamania, będące rezultatem drobnych dyslokacji przecinających powierzchnie ciosowe. Struktury te autor proponuje nazwać gzysmami tektonicznymi. Przemieszczenia zwykle wykorzystują powierzchnie międzylawicowe, ale są częścią składową szerszego zespołu typowych zjawisk uskokowych. Praca zawiera analizę mechanizmu powstania tych struktur na tle prowadzonych we współczesnej tektonice prac teoretycznych i eksperymentalnych.

WSTĘP

Odtworzenie historii tektonicznej obszarów płytowych lub słabo sfałdowanych nastęrcza duże trudności. O ile bowiem sama nieobecność odkształceń ciągłych może dostarczyć pewnych wniosków negatywnych (brak znacniejszego poziomego transportu tektonicznego w rozpatrywanym pięttrze strukturalnym lub brak litologicznych warunków dla odkształceń plastycznych w danym polu naprężeń), o tyle rozstrzygnięcie między tymi ewentualnościami i ustalenie np., jaka była regionalna rola rozpatrywanego obszaru w przenoszeniu nacisków, na podstawie kryteriów negatywnych nie jest możliwe.

I tak na przykład, o tektonice mezozoiku (Wyżyny Śląsko-Krakowskiej można powiedzieć, że cechuje się ona brakiem silniejszych deformacji fałdowych, ale nie łatwo z samych danych terenowych odczytać, czy płyta (ewentualnie wraz z głębszym podłożem) pośredniczyła w przekazywaniu nacisków z geosynkliny karpackiej na dalsze przedpole, np. w kierunku strefy zaburzeń przy kontakcie z paleozoikum antyklinorium świętokrzyskiego. Ważnych informacji dla tych rozważań może dostarczyć analiza tektoniki dysjunktywnej lub fleksuralnej, na obszarach

plytowych często silnie rozwiniętej. W przypadku Wyżyny Krakowskiej analiza taka, przeprowadzona przez S. Dżułyńskiego (1953), wykazała, że w dobie ruchów karpaccich dominowały tam naprężenia tensyjne, wyrażające się powstawaniem normalnych uskoków grawitacyjnych. Biorąc pod uwagę kierunki owych uskoków przeczy to oczywiście możliwości jednoczesnego przekazywania nacisków kompresyjnych. Brak objawów tego procesu na południowej krawędzi Gór Świętokrzyskich został następnie stwierdzony przez bezpośrednie obserwacje rozwiniętych tam młodych zjawisk dysjunktywnych (Jaroszewski 1965).

Niestety jednak niedostateczny stopień odsłonięcia najczęściej nie pozwala na pewne ustalenie parametrów uskoku, a więc i na odczytanie z nich układu naprężeń. Na przeciętnych terenach o budowie płytowej dobrych odkrywek dostarczają kamieniołomy i rozproszone odsłonięcia naturalne, rzadko zaś zdarza się, by odsłaniały one właśnie strefę uskoku. Istnieje więc potrzeba kryterium drobnotektonicznego, dającego się zastosować nawet w małych odkrywkach, które by pozwoliło na charakterystykę pola naprężeń i kierunków ewentualnego regionalnego transportu tektonicznego w poszczególnych fazach tektonicznej historii tych terenów. Kryterium takim jest cios. Wartość tego kryterium zmniejsza jednak znana wieloznaczność genetyczna wielu systemów ciosu oraz fakt, że według licznych opinii cios jest często pochodzenia pretektogenicznego, wcześniejszego niż zasadnicza faza tektogenezy, która przynosi fałdowanie i tworzenie uskoków, a co najwyżej związanego z jej wczesnym stadium: np. P. Sheldon (1912b), F. Melton (1929), E. Wölk (1937; por. interpretacja L. de Sittera, 1964), J. Deenen (1942 — fide L. de Sitter, 1964), Ch. Nevin (1950), J. Roberts (1961). Niekiedy oznacza to nawet zupełną niezależność kierunków ciosu i kierunku późniejszego planu tektonicznego (Parker 1942).

Skoro jednak powierzchnie ciosowe są często wcześniejsze niż zasadnicze procesy deformacyjne (choćby w postaci ujawnionego dopiero później założenia, jak chce N. Price, 1959), to powinny one tym procesom podlegać. Zaburzenie powierzchni ciosu przez ruchy fałdowe nie jest rzadkie, zazwyczaj jednak trudno je śledzić wskutek obfitości różnowiekowych i różnokierunkowych systemów ciosu, cechującej tereny silnie sfałdowane. Nie ma teoretycznego powodu, by powierzchnie ciosowe nie były dotknięte również przez zaburzenia nieciągłe, rozwinięte obficie także na terenach płytowych. Oczywiście, wobec pionowego lub niemal pionowego położenia typowego ciosu na takich terenach, na jego powierzchniach mogą się ujawnić jedynie przemieszczenia w płaszczyznach nachylonych i poziomych. Prawdopodobieństwo przecięcia powierzchni ciosu przez powierzchnię dyslokacji jest tym większe, im ta ostatnia jest bliższa położenia poziomego. Ponieważ powierzchnie ciosowe na obszarach płytowych są zwykle dość gładkie i mają kształt zbliżony do płaszczyzny, ich zaburzenia uskokowe o małej amplitudzie powinny być

doskonale widoczne nawet w małych odkrywkach, a kierunek przemieszczeń powinien się dać łatwo ustalić. Słowem, zaburzenia te mogą być wartościowym kryterium drobnotektonicznym — tam, gdzie nie doszło do fałdowań, gdzie jednak istniał transport tektoniczny o składowej poziomej.

GZYMSY TEKTONICZNE I ICH PORÓWNANIE Z ZAŁAMANAMI NIETEKTONICZNYMI

Powyższe rozważania łącznie z teoretycznym prawdopodobieństwem występowania tam w niedawnej przeszłości geologicznej pola naprężeń o znacznych składowych poziomych (wynikającym z innych przesłanek) skłoniły autora do przesłedzenia powierzchni stromego ciosu rozwiniętego w utworach mezozoicznych północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Powierzchnie te rozwinięte są regularnie zwłaszcza w utworach górnego piaskowca, liasu, malmu i górnej kredy. Okazało się, że na owych powierzchniach niejednokrotnie występują schodkowate załamania, będące rezultatem drobnych dyslokacji przecinających powierzchnię ciosową (pl. I). Takie załamania proponuję nazwać gzymsami dyslokacyjnymi, a te spośród nich, które są na pewno pochodzenia tektonicznego — gzymsami tektonicznymi. Gzymsy (powierzchnie przemieszczeń) są zwykle poziome lub zbliżone do poziomych, gdyż wykorzystują fugi międzylawicowe.

Oczywiście, nie wszystkie załamania powierzchni ciosowych można uznać za rezultat przemieszczeń. Prócz takich gzymsów dyslokacyjnych wchodzi w grę:

1. Nieregularności pierwotne; wówczas cała powierzchnia jest z reguły nierówna albo ujawnia pewien charakterystyczny deseń, związany ze sposobem i kierunkiem jej rozwoju. Deseń ten można rozpoznać na podstawie prac coraz liczniejszych w literaturze zagranicznej, a ostatnio podjętych także w Polsce (Jaroszewski 1968).

2. Nierówności powstałe w wyniku wietrzenia — również na ogół dające się łatwo rozpoznać.

3. Załamania będące skutkiem schodkowatego oddzielania się skały wzdłuż jednego z systemów ciosu (fig. 1). Oddzielanie to może być spowodowane przez wietrzenie, eksploatację skały lub odprężenie wskutek zmiany rozkładu mas w górotworze.

Ostatnia, trzecia grupa nierówności powierzchni ciosowych jest najtrudniejsza do odróżnienia od gzymsów rzeczywistych (dyslokacyjnych). Do niej to odniósł S. Dzułyński (1953) jedyny znany w literaturze polskiej przypadek struktur typu gzymsów — okapy skalne w kamieniołomie Batki pod Krakowem (Kuźniar & Zelechowski 1927), interpretowane przez autorów jako poziome dyslokacje zaburzające pionową po-

wierzchnię ciosową. R. Gradziński (1955) powrócił jednak do interpretacji pierwotnej, opierając się na zaobserwowaniu analogicznych przemian na sąsiednich ścianach.

Autor niniejszego uważa, że pogląd Kuźniara i Zelechowskiego potwierdzają przede wszystkim trzy fakty: 1. Identyczny charakter poszczególnych fragmentów porozsuwanej powierzchni, pokrytych przez zlepienie „sudolski” (argument podany już przez autorów), a przede wszystkim przez utwór brekcyjowy, prawdopodobnie tektoniczny. 2. Cechy uskoku, jakie wykazuje omawiana powierzchnia (długość — można ją prześledzić w dalszej części Krzemionek, gładkość, pokrycie przez wspomnianą brekcję), zwiększają prawdopodobieństwo jej pierwotnej

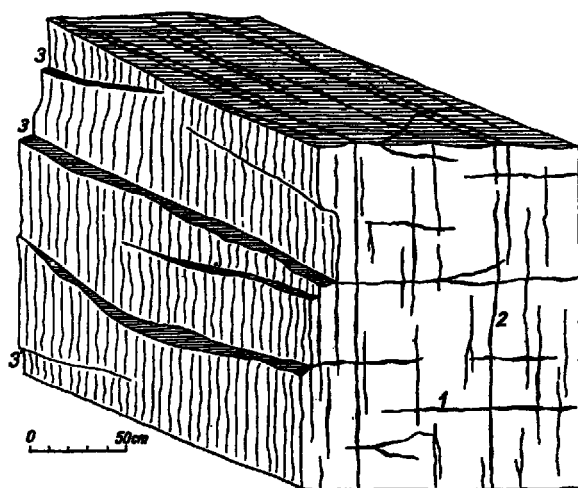


Fig. 1

Załamania powierzchni ciosu, pochodzenia nietektonicznego
1 uławicenie, 2 cios, 3 załamania powierzchni ciosu

Non-tectonic step-like breaks on the surface of joint
1 bedding, 2 joints, 3 step-like breaks of the surface of joint

jednolitości, ciągłości. 3. Zupełny brak odpowiednio gęstych powierzchni ciosowych równoległych do powierzchni głównej, które mogłyby zterminować odspojenie skały na sposób proponowany przez S. Dżułyńskiego (1953).

Niezależnie od tego, czy zjawiska śledzone przez Kuźniara i Zelechowskiego są objawami przesunięć poziomych, czy nie, nie ulega wątpliwości, że przesunięcia takie, naruszające ciągłość powierzchni ciosowych, na obszarach płytowych istnieją. W literaturze zagranicznej cytują je m.in. G. Matson (1905), P. Sheldon (1912a), W. Bucher (1921) i J. Parker (1942). Zarówno z ilości wzmianek w literaturze, jak z częstości napo-

tykania gzymsów w terenie można jednak sądzić, że nie jest to zjawisko pospolite. Na kilkaset systemów regularnych „schodków”, stwierdzonych przez autora wśród kilkunastu tysięcy przejrzanych powierzchni ciosowych północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, zaledwie około 1/3 reprezentowała pewne gzymsy dyslokacyjne. Pewność tę dawało: a) stwierdzenie w przekroju poprzecznym (o ile taki był odsłonięty) jednakowego przemieszczenia sąsiednich spękań ciosowych (pl. II), b) stwierdzenie w takimż przekroju, na kontaktach ławic, odpowiadających sobie tekstur sedimentacyjnych (np. zmarszczek i ich negatywów), przesuniętych względem siebie (pl. III), i c) korelacja poszczególnych odcinków jednolitej niegdyś powierzchni ciosowej na podstawie pokrywającej ją charakterystycznej powłoczki mineralnej albo innych cech. Niemal pewna jest też dyslokacyjna geneza gzymsów, które mają przeciw-

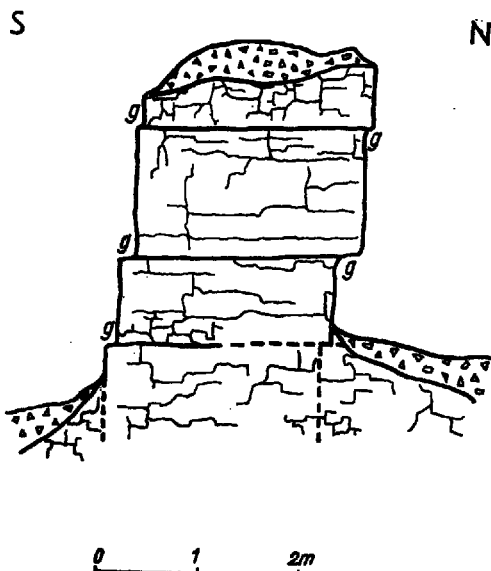


Fig. 2

Przeciwna orientacja gzymsów tektonicznych na przeciwnych ścianach skałki piaskowca liasowego. Szwarszowice

g gzymsy tektoniczne

Inverse orientation of tectonic ledges on the opposite walls of a Liassic sandstone fragment. Szwarszowice
g tectonic ledges

ny kierunek a jednakowy rozmiar na powierzchniach ciosowych odsłoniętych od dwu przeciwnych stron (fig. 2).

Korzystając z tych pewnych przypadków, autor ustalił następujące cechy gzymsów rzeczywistych, ułatwiające ich odróżnianie od „schodków” pochodzenia niedyslokacyjnego (fig. 3):

a) wielokrotna powtarzalność (seryjność) na dużych powierzchniach ciosowych,

b) stały kierunek przemieszczenia (orientacja gzymsów) na dużej powierzchni lub na szeregu pobliskich powierzchni,

c) znaczna długość (na odcinkach odsłoniętych — kilka metrów), szerokość stała lub jednostajnie zmienna (powierzchnia gzymsu ma

kształt wydłużonego trójkąta — pl. I, fig. 2; łącznie z przesunięciem dokonana się rotacja przemieszczanego bloku wokół osi pionowej),

d) brak odpowiednio gęstych powierzchni danego systemu ciosowego, które by umożliwiały oddzielanie się płyt skalnych, stwarzające „schołki” niedyslokacyjne. Ocena tej cechy może być jednak zawodna — powierzchnie ciosowe bywają „utajone”.

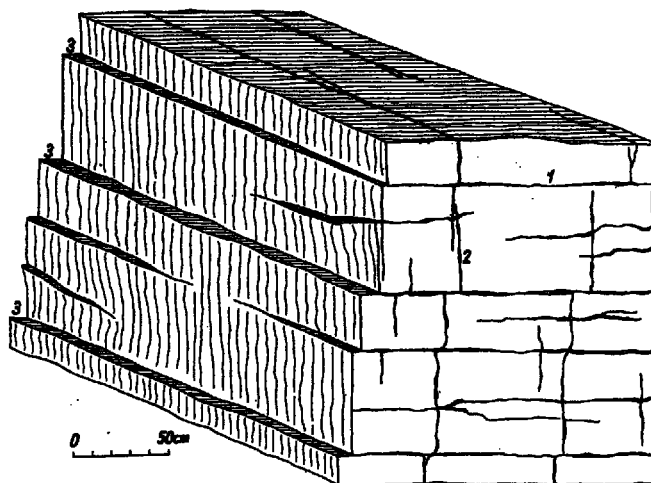


Fig. 3

Gzymсы tektoniczne

1 uławiczenie, 2 cios, 3 gzymсы tektoniczne

Tectonic ledges

1 bedding, 2 joints, 3 tectonic ledges

Przemieszczenia dające początek gzymśom dyslokacyjnym z zasady wykorzystują powierzchnie międzylawicowe, często takie, których spójność jest osłabiona występowaniem cienkiej warstewki osadu mniej związłego. Zazwyczaj jednak trudno odróżnić pierwotną predyspozycję litologiczną od wtórnych zmian skały w sąsiedztwie powierzchni dyslokacji.

Powyżej stosowano szeroki termin „gzymсы dyslokacyjne” zamiast „gzymсы tektoniczne”. Jest to spowodowane następną trudnością w interpretacji gzymśów: faktem, że nie wszystkie rzeczywiste przemieszczenia w obrębie powierzchni ciosowych muszą być pochodzenia tektonicznego. Nawet w przypadku przemieszczeń w płaszczyznach połączonych, wchodzi w rachubę możliwość ich wywołania bardzo niedawno lub nawet współcześnie przez ciśnienie górotworu, zwłaszcza z chwilą zachwiania jego równowagi np. wskutek lokalnej eksploatacji lub erozji skały. Tę kategorię gzymśów autor rozpoznał w wielu miejscach zbadanego obszaru na podstawie jej zależności od rzeźby terenu. Przemieszczenia tego typu rozwinięte są jedynie w górnych partiach zboczy lub ścian, ich kierunek

zaś zwrócony jest ku obniżeniu lub ku centrum wyrobiska eksploatacyjnego oraz z zasady zgodny z lokalnym kierunkiem upadu warstw.

Gzysmy nietektoniczne lub o genezie niepewnej stanowią zazwyczaj od 1/3 do połowy ogółu gzysmów dyslokacyjnych. Reszta to gzysmy tektoniczne. Taką ich genezę dokumentuje stałość kierunku (zwrotu) przemieszczenia — brak wspomnianej zależności od rzeźby terenu, ekspozycji odsłonięcia i lokalnego kierunku upadu warstw. Przeciw lokalności przyczyny większości gzysmów przemawia też fakt, że wzajemna rotacja przemieszczanych bloków wokół osi pionowej, objawiająca się regularną zmianą szerokości gzysmów (pl. I, fig. 2), należy raczej do wyjątków, podczas gdy w przypadku działania czynnika lokalnego należałoby się spodziewać jej częstego występowania. Rzadkość rotacji może być jednak w pewnym stopniu następstwem „prowadzenia” przemieszczanego bloku między powierzchniami często obecnego ciosu poprzecznego (poprzecznego względem systemu ciosu, na którym występują dane gzysmy). Na obszarach o regionalnie stałych dwu kierunkach ciosu czynnik ten mógłby też w pewnej, ograniczonej mierze wpływać na ujednoczenie kierunków przemieszczeń pochodzenia nietektonicznego. Wobec ogromnego zróżnicowania wspomnianych czynników lokalnych, niewątpliwie nie może on jednak tłumaczyć stałości kierunku przemieszczenia większości gzysmów, na ogół jednakowego lub podobnego na przestrzeni wielu kilometrów.

Dalszy tekst odnosi się jedynie do gzysmów o genezie tektonicznej.

POMIARY GZYMSÓW TEKTONICZNYCH

Przedmiotem pomiaru powinny być następujące elementy gzysmów: położenie (bieg i upad) powierzchni lub systemu ciosu, na którym rozwinęły się gzysmy; położenie powierzchni, wzdłuż której nastąpiło przemieszczenie (z reguły — powierzchni ławic); kierunek przemieszczenia górnego pakietu względem dolnego; szerokość gzysmu (amplituda przemieszczenia) i ewentualne jej zmiany; liczebność ewentualnej serii gzysmów, ich odstępny i łączna amplituda przemieszczenia wzdłuż nich; położenie systemu lub systemów ciosu poprzecznego (względem tego, na którym rozwinęły się gzysmy). Dla oceny prawdopodobieństwa genezy nietektonicznej potrzebna jest też znajomość rodzaju i orientacji odsłonięcia oraz okolicznej rzeźby terenu.

Rzeczywisty kierunek przemieszczenia (a zatem i amplitudę) na pojedynczej powierzchni ciosu można ustalić jedynie wówczas, gdy przesunięciu uległy jakies elementy jej rzeźby, tekstury sedymentacyjne lub wychodnie innego systemu ciosu, pozwalające na odczytanie (lub stwierdzenie braku) składowej przemieszczenia w płaszczyźnie równoległej do owej powierzchni (pl. I, fig. 1 i 2; pl. III). Sytuacja najkorzystniejsza dla

dokładnego pomiaru, to jednoczesne odsłonięcie gzymsów reprezentujących te same przemieszczenia, na dwu różnych systemach ciosu (pl. IV). Ścisły kierunek przemieszczenia wyznacza wówczas po prostu linia łącząca krawędzie przecięcia dwu powierzchni ciosowych w poszczególnych ławicach.

Zarówno powyższa sytuacja, jak w ogóle możliwość odczytania składowej przemieszczenia równoległej do zdyslokowanej powierzchni, należy jednak do rzadkości. Najczęściej możliwy jest jedynie uproszczony pomiar kierunku przemieszczenia — prostopadłe do danej powierzchni ciosowej. Naraża on oczywiście na błędy w granicach niemal 90° w obydwie strony od wyznaczonego kierunku, czemu mogą zapobiec jedynie liczne pomiary gzymsów na różnie zorientowanych powierzchniach.

GZYMSY TEKTONICZNE W GÓRACH ŚWIĘTOKRZYSKICH

Przeprowadzone przez autora obserwacje gzymsów objęły dotychczas obszar między Ostrowcem Świętokrzyskim, Bodzentynem, Skarżyskiem i Ilżą. Gzymsy tektoniczne na tym obszarze mają na ogół szerokość

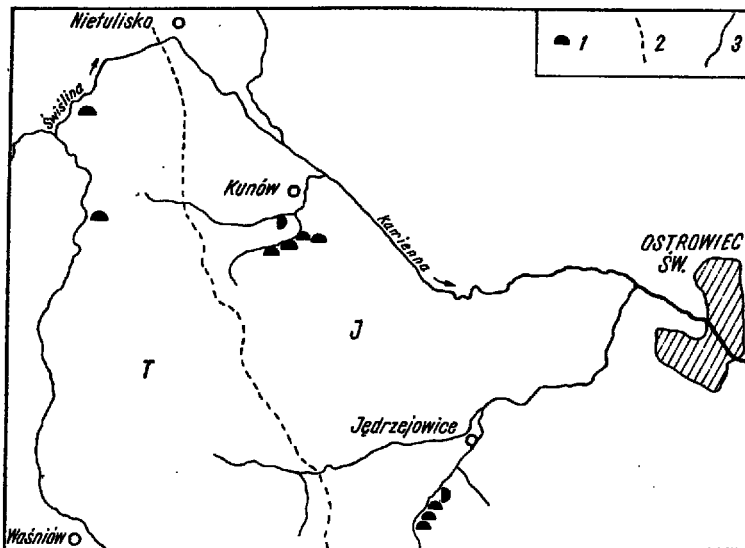


Fig. 4

Rozmieszczenie i orientacja gzymsów tektonicznych w okolicy Ostrowca Św.
1 seria gzymsów tektonicznych (wypukłość półkola wskazuje zakres kierunków przemieszczenia), 2 granica triasu (T) i jury (J), 3 rzeki i strumienie

Distribution and orientation of tectonic ledges in the vicinity of Ostrowiec Św.
1 set of tectonic ledges (convexity of the semi-circle indicates the range of the direction of dislocation movements), 2 Triassic (T) — Jurassic (J) boundary, 3 rivers and streams

kilku centymetrów, a łączna szerokość serii gzymsów w jednym odsłonięciu sięga kilkudziesięciu centymetrów. Kierunki są stałe na przestrzeni wielu kilometrów, lecz różne w poszczególnych częściach zbadanego obszaru.

Poniższe uwagi dotyczą jedynie części wschodniej (okolice Ostrowca Świętokrzyskiego). Zestawienie kierunków sporządzone dla tych okolic przedstawia fig. 4. Ostateczna interpretacja wymaga porównania z innymi rejonami i rozpatrzenia gzymsów na tle pozostałych danych tektonicznych, które to opracowanie jest w przygotowaniu. Na razie wydaje się, że gzymsy tektoniczne oraz pokrewne im zwykle dyslokacje połogie (nie przedstawione na fig. 4) są w omawianym rejonie wskaźnikiem tendencji do poziomego transportu tektonicznego w wyższych (spośród obecnie istniejących) poziomach strukturalnych w kierunkach zwróconych na zewnątrz od osi obecnie odsłoniętego masywu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich. Oczywiście nie chodzi tu o jakiś transport tektoniczny regionalnych rozmiarów, lecz o niewielkie dyferencjalne ruchy pakietów warstw, wywiązujące się na małych przestrzeniach. Mają one jednak charakter mniej więcej jednokierunkowego ruchu progresywnego wyższych ławic po niższych, a zatem ilustrują pewną szerszą tendencję do rotacyjnego pola sił.

SILY PIONOWE A DYSLOKACJE POZIOME

Takie pole sił wyprowadza się tradycyjnie z jednostronnego nacisku tangencjalnego (Chamberlin & Miller 1918 i wielu innych). Nie jest to jednak jedyna możliwość. Teoretycznie biorąc, taki układ sił może bowiem wystąpić zarówno pod wpływem generalnych sił przyczynowych

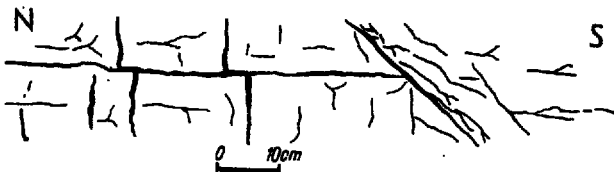


Fig. 5

Przesunięcie spękań ciosowych w związku z uskokiem odwróconym. Kunów

Dislocation of joint fractures in connection with the reversed fault. Kunów

działających pionowo, poziomo i w płaszczyznach pośrednich. Możliwość wystąpienia lokalnych dyslokacji poziomych lub połączonych jako ubocznego produktu uskoku lub fleksur stromych znana jest od dawna, pisze o niej m.in. S. Dżułyński (1953). Sytuacje takie zdarzają się także na badanym terenie (fig. 5), mają jednak niewielki zasięg i nie mogą tłu-

maczyć większości obserwowanych przemieszczeń. Dużo poważniejsze możliwości wyprowadzania dyslokacji połączonych o konsekwentnym zwrocie z sił i ruchów pionowych wynikają z mało w Polsce znanych, ale nader doniosłych, matematycznych i eksperymentalnych badań tektonicznych pól naprężeń, prowadzonych w USA (Hafner 1951, Sanford 1959), a zwłaszcza w ZSRR — przez szkołę M. Gzowskiego (m.in. Gzowski 1954, 1960). Prace te dowiodły, że określony zespół sił pionowych (wypiętrzających lub wypiętrzających i obniżających), działający na pewien segment skorupy ziemskiej, może bez spowodowania poważniejszych zaburzeń ciągłych doprowadzić do utworzenia sieci uskoków, z których duża część ma położenie pochyłe lub nawet poziome i zwrot ruchu w pewnym zakresie jednokierunkowy. Charakterystyczną cechą tych układów jest ich symetryczność: położenie dyslokacji i kierunki przemieszczeń po obu stronach pewnej strefy osiowej (lub kilku stref osiowych) są symetrycznie przeciwstawne.

Gdyby zatem szukać wyjaśnienia przemieszczeń międzyławicowych na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich w ruchach pionowych, należałoby wykazać istnienie symetrycznego odpowiednika dla opisywanych zjawisk na innym obszarze. Autorowi na razie nie udało się go stwierdzić po północnej stronie masywu paleozoicznego ani w jego wnętrzu. Zwraca natomiast uwagę fakt, że odpowiednie, przeciwstawne kierunki transportu tektonicznego wynikają z obserwacji struktur ślizgowych w strefie kontaktu tego masywu z południowym obrzeżeniem mezozoicznym (Jaroszewski 1965). Są to co prawda zjawiska o odmiennym mechanizmie, dużo większej intensywności i niekoniecznie równo-wiekowe. Ich związku z przemieszczeniami międzyławicowymi na północnym obrzeżeniu nie można jednak wykluczyć. Przemawia za nim obserwowane gdzieśgdzie stowarzyszenie tych przemieszczeń z odpowiednio zorientowanymi uskoki odwróconymi (fig. 5) oraz niezależne od gzymsów tektonicznych uskoki odwrócone i struktury ślizgowe, wskazujące na transport tektoniczny w tych samych kierunkach. Jeśli połączyć ze sobą — genetycznie i wiekowo. — zjawiska dysjunktywne na obu skrzydłach antyklinorium świętokrzyskiego, to powstaje taki sam obraz symetrycznego orogenu czy quasi-orogenu, jaki zarysował dla całego antyklinorium środkowopolskiego W. Pożaryski (1965): strefa osiowa i dwa skrzydła o przeciwnie skierowanej wergencji zaburzeń tektonicznych.

W tym ujęciu prawdopodobną przyczyną owych zaburzeń mogło być jedynie wypiętrzanie masywu paleozoicznego mniej więcej w jego obecnych granicach. Tu jednak pojawia się trudność. Według wszystkich cytowanych rekonstrukcji tektonicznych pól naprężeń, system dyslokacji połączonych spowodowany siłami pionowymi wykazuje wergencję (zwrot ruchu skrzydła górnego) ku osi wypiętrzeń, a więc odwrotnie niż to jest w rozpatrywanym rejonie Gór Świętokrzyskich. Czy oznacza to, że oma-

wiane zjawiska można wytłumaczyć jedynie w oparciu o siły tangencjalne?

ROLA SIŁY CIĘŻKOŚCI

Wydaje się, że tak nie jest. Pewne możliwości otwiera tu już uwzględnienie roli siły ciężkości, która we wspomnianych rekonstrukcjach zastąpiona jest pojęciem stanu standartowego (Hafner) lub w ogóle wyeliminowana (Gzovskij). Z ostatnich obliczeń wpływu pola grawitacyjnego na geometrię dyslokacji nieciągłych (Doliokij & Kijko 1965) można jednak wywnioskować, że wpływ ten musi także obejmować przebieg trajektorii naprężeń w warunkach przewagi lub wyłączności sił pionowych, o ile rozpatrywane pole naprężeń ma pionowy zasięg rzędu co najmniej setek metrów. Ponieważ umowne bloki analizowane przez cytowanych badaczy pól naprężeń spełniają ten warunek, wolno podejrzewać możliwość wystąpienia tylko jednokierunkowego lub przynajmniej nie w pełni symetrycznego systemu ścięć połączonych w wyniku nałożenia sił pionowych (lub kontynuacji nacisku pionowego) na zespół warstw o regionalnie jednolitym nachyleniu (regional dip). W przypadku Gór Świętokrzyskich oznaczałoby to możliwość wystąpienia asymetrycznego układu połączonych zaburzeń dysjunktywnych o jednolitym zwrocie pod wpływem generalnych sił pionowych, których ośrodkiem mógł nie być obecnie odsłonięty masyw paleozoiczny, ale które funkcjonowały już po częściowym przynajmniej jego wypiętrzaniu (wraz z osłoną mezozoiczną).

Możliwość wytłumaczenia jednolitej wergencji zjawisk dysjunktywnych (w przypadku działania sił pionowych) na niektórych odcinkach północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich wpływem pola grawitacyjnego jest jednak osłabiona przez fakt, że większość tych zjawisk obserwowano w obrębie warstw nachylonych pod kątem zaledwie 1–4°, poziomych lub nawet nachylonych w stronę przeciwną niż kierunek przesunięcia. Jeżeli nawet po utworzeniu tych struktur nachylenia warstw uległy modyfikacji, to wolno sądzić, że prowadziła ona raczej do zwiększenia, a nie zmniejszenia tego nachylenia. Wynika to m.in. z opracowań paleomorfologicznych (Kosmowska-Suffczyńska 1966), które wskazują na konsekwentne, kilkunastokrotne wypiętrzanie osiowej strefy Gór Świętokrzyskich od paleogenu co najmniej po pliocen.

UDZIAŁ NACISKÓW TANGENCJALNYCH

Jeżeli jednak w obliczu wymienionych trudności sięgnąć do płytkich nacisków tangencjalnych pochodzenia niegrawitacyjnego, to okazuje się, że dla wyjaśnienia wergencji drobnych zjawisk dysjunktywnych na

rozpatrywany odcinku północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich należałoby przyjąć odwrotny kierunek tych nacisków, niż ten, który odtworzono dla obrzeżenia południowego (Jaroszewski 1965): obecnie odsłonięty masyw paleozoiczny byłby centrum, z którego rozchodziły się naciśki tangencjalne w przeciwnych kierunkach. Nie trzeba dodawać, że taka koncepcja jest bardzo trudna do przyjęcia. Wydaje się zatem, że w całej rachubie brak jest jakiegoś czynnika, który by pozwolił związać w konsekwentną całość dane o tektonice nieciągłej w całym otoczeniu Gór Świętokrzyskich.

Czynnikiem tym mógł być regionalny nacisk platformy wschodnioeuropejskiej, przenoszony przez głębokie podłoże mezozoiku ku strefie dyslokacyjnej u południowego skraju paleozoiku świętokrzyskiego. Objawy tego nacisku w strefie przykrawędziowej opisał W. Pożaryski (1957), zwracając uwagę na wzrost intensywności związanych z nim zaburzeń w głąb; przemawiające za owym naciskiem argumenty we wspomnianej strefie dyslokacyjnej zgromadził zaś W. Jaroszewski (1965). Jak wykazał M. Hubbert (1951) na podstawie newtonowskiego równania ruchu, jednostronnemu naciskowi tangencjalnemu wywołującemu odkształcenia w jakimś bloku skorupy ziemskiej musi towarzyszyć wywiązanie się znacznych naprężeń ścinających przy ścianach tego bloku. Przykład podany przez Hubberta, a dokładnie obliczony przez W. Hafnera (1951), dotyczy bloku zakończonego powierzchnią subaeralną. Jeżeli jednak założyć jednolite warunki brzegowe na wszystkich ścianach bloku, odpowiadające (z pewnym uproszczeniem) sztywnemu elementowi wgłębnie deformującemu się z określonym stopniem niezależności od nakładu, to uzyskuje się przy górnej powierzchni bloku zespół naprężeń ścinających o gradiencie niezależnym od gradientu naprężeń w płaszczyźnie pionowej, a więc mogących na znacznej przestrzeni odchyłać przebieg trajektorii naprężeń głównych w nadkładzie bloku, pochodzących z ewentualnego równoczesnego wypiętrzania pionowego (fig. 6). Odchylenie to jest przy tym tego rodzaju, że na skrzydle wypiętrzenia zwróconym w stronę, skąd pochodzi nacisk tangencjalny, powinno nastąpić złagodzenie nachylenia uskoków¹ zarówno o wergencji wewnętrznej jak zewnętrznej²; te ostatnie mogą jednak ulec zaakcentowaniu, natomiast pierwsze ulegają osłabieniu lub nawet zupełnej neutralizacji (wynika to z przeciwnego im zwrotu sił ścinających u podstawy górnego bloku — fig. 6). Na przeciwnym skrzydle wypiętrzenia, przeciwnie, można oczekiwać ustromienia powierzchni dyslokacyjnych i zaakcentowania uskoków o wergencji

¹ Proces w pewnym stopniu analogiczny do przytoczonego przez E. Andersona (1951, s. 114).

² Wergencją zewnętrzną nazywam zwrot ruchu skrzydła górnego uskoków położonych na zewnątrz od osi wypiętrzenia pionowego, wergencją wewnętrzną — zwrot przeciwny.

wewnętrznej. Sytuację komplikują tam jednak inne czynniki, których w tym miejscu nie będę rozpatrywał.

Powyższa koncepcja ma dwa słabe punkty. Po pierwsze, w razie jednoczesnego oddziaływania na formacje nadległe wypiętrzania pionowego i poziomej kompresji w podłożu, wypadkowa tych sił byłaby skierowana nie pionowo, lecz nieco odchylona od pionu w kierunku działania owej kompresji, co w jakiejś mierze neutralizowałoby efekt odchylenia trajektorii naprężeń. Stopień owej neutralizacji zależy od wielu czynników i trudno go ocenić. Po drugie, skuteczność przenoszenia naprężeń ścinających w obrębie nadkładu w kierunku pionowym byłaby ograniczona przez serie skał o dużej podatności, których nie brak nawet w bezpośrednim podłożu utworów, będących najczęstszym środowiskiem po-

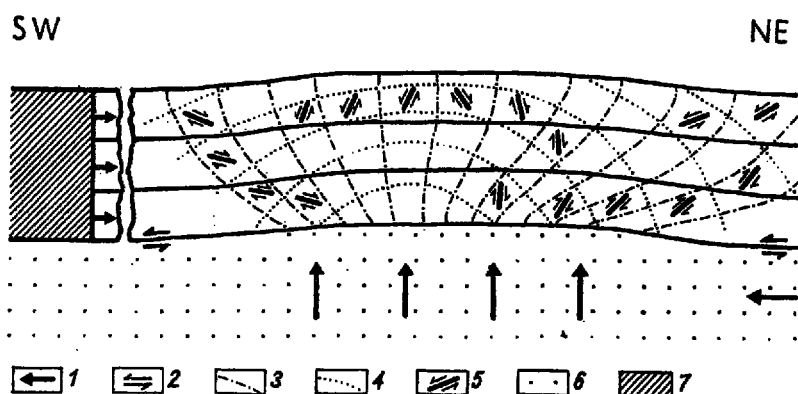


Fig. 6

Jakościowa rekonstrukcja pola naprężeń spowodowanego wypiętrzaniem pionowym i dyferencjalnym ruchem poziomym głębokiego podłoża (częściowo wg M. Gzowskiego)

1 kierunki działania sił, 2 naprężenia ścinające przy kontakcie podłoża z nadkładem, 3 trajektorie maksymalnego głównego naprężenia normalnego σ_1 , 4 trajektorie minimalnego głównego naprężenia normalnego σ_2 , 5 najbardziej prawdopodobne położenie i kierunek przemieszczenia uskoków w różnych partiach nadkładu (bez uwzględnienia wpływu anizotropii ośrodka), 6 głębokie podłożo o pewnym stopniu mechanicznej niezależności od nadkładu, 7 fikcyjny blok oporowy symbolizujący górną składową parę sił, związanej z ruchem podłoża

Qualitative reconstruction of the state of stress caused by vertical uplift and by differential horizontal motion of the deep substratum (partly according to M. Gzowskij)

1 direction of the acting forces, 2 shearing stress at the contact of the substratum with the overlying beds, 3 trajectories of the maximum principal normal stress σ_1 , 4 trajectories of the minimum principal normal stress σ_2 , 5 the most probable position and direction of the dislocation movement of faults in the different parts of the overlying layers (irrespective of the effect produced by the anisotropy of the rock massif), 6 deep substratum to a certain extent mechanically independent from the overlying strata, 7 imagined resistance block representing the upper component of a couple of forces connected with the substratal movement

łogich procesów dyslokacyjnych (serie ilaste środkowego pstręgo piaszkowca).

Powyższe trudności skłaniają do przypuszczenia, że jednocześnie z oddziaływaniem wspomnianego zespołu przykontaktowych naprężeń ścinających, w omawianym przypadku wchodziła w grę generalna para sił, spowodowana reakcją wyższych poziomów strukturalnych na postulowaną tendencję do ruchu podłoża (na fig. 6 reakcja ta przedstawiona jest obrazowo jako blok oporowy). Taki układ sił nie mógł być wyłączną przyczyną zjawisk dyslokacyjnych na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, m.in. dlatego, że wówczas nie znalazłoby wytłumaczenia szereg głębokich struktur uskokowych, które będą przedmiotem osobnego opracowania; należałoby natomiast oczekiwać licznych odkłuc i deformacji we wspomnianych horyzontach o dużej podatności, czego na odpowiednią skalę nie obserwuje się. Dalszy argument na rzecz istotnej roli sił pionowych znajduje się w następnym rozdziale. Wydaje się jednak, że jako czynnik modyfikujący pole naprężeń, spowodowane zasadniczo wypiętrzaniem pionowym, pewien nacisk tangencjalny głębszego podłoża może składać się na wyjaśnienie poznanych dotychczas cech strukturalnych. Odpowiedź na pytanie, czy istotnie platforma wschodnioeuropejska była w odpowiednim czasie źródłem takiego nacisku, wymaga szerszej analizy.

W powyższym rozumowaniu poczyniono szereg uproszczeń, polegających zwłaszcza na nieuwzględnieniu niejednorodności budowy poprzedzającej deformacje cyklu alpejskiego oraz prawdopodobnej wielofazowości procesów dysjunktywnych. Również figura 6 stanowi tylko pogłówny schemat, abstrahujący m.in. od możliwości niezależnego rozkładu naprężeń w poszczególnych ogniwach strukturalnych, studiowanego przez M. Gzowskiego (1960). Uwzględnienie tych ważnych czynników możliwe jest jedynie w szerszej analizie tektonicznej, która jest w przygotowaniu. Z dotychczas opracowanych danych zdaje się jednak wynikać, że większość przemieszczeń uskokowych dokonała się w warunkach podobnego pola naprężeń, co upoważnia — w pierwszym przybliżeniu — do ich wspólnego rozpatrywania.

KRYTERIUM ŚCINANIA WZDŁUŻ POWIERZCHNI ANIZOTROPII

Wracając do gzymsów tektonicznych, które wraz z uskokami odwróconymi i strukturami ślizgowymi dały asumpt do powyższych rozważań, wypada zauważyć, że przemieszczenia, których są one objawem, stanowią typowy przykład ścięć wykorzystujących wcześniejsze powierzchnie anizotropii (w tym przypadku — powierzchnie międzylawicowe). Kryterium powstania takich ścięć wyprowadził z teorii Coulomba-

-Naviera J. Jaeger (1960). Syntetyzując obliczenia Jaegera i nieco zmieniając symbole można to kryterium przedstawić jak następuje:

$$\sigma_m \sin \varphi + R_c \cos \varphi > \frac{\sigma_m \sin \varphi' + R'_c \cos \varphi'}{2 \beta + \varphi'}$$

gdzie:

σ_m — średnia arytmetyczna wartości głównych naprężeń normalnych*

$$\left(\frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} \right)$$

R_c — wytrzymałość na ścinanie skroś materiału skalnego

R'_c — wytrzymałość na ścinanie wzdłuż powierzchni anizotropii

φ — kąt tarcia wewnętrznego w obrębie materiału skalnego (którego tangens jest równy współczynnikowi tarcia wewnętrznego μ)

φ' — kąt tarcia wewnętrznego wzdłuż powierzchni anizotropii ($\text{tg } \varphi' = \mu'$)

β — kąt między powierzchnią anizotropii a osią większego z głównych naprężeń normalnych (σ_1).

Piszący te słowa zastosował powyższe kryterium dla przypadku gzymsów tektonicznych, wprowadzając doń tylko jedną modyfikację: idąc za uwagami D. Carlisle'a (1965), zamiast współczynnika tarcia wewnętrznego μ użyto do obliczeń współczynnika tarcia posuwistego μ_p . Wartość jego przyjęto za Carlisle'em na około 0,6, a więc z konieczności nie uwzględniono zmniejszającego tarcie wpływu ciśnienia wody interstycjalnej, opracowanego przez M. Hubberta i W. Rubeya (1959). Otrzymane kryterium dotyczy więc warunków najbardziej niekorzystnych dla ścinania w płaszczyznach anizotropii. Inne wartości, wobec braku bezpośrednich danych, przyjęto również teoretycznie, dostosowując je z grubsza do własności piaskowca ostrowieckiego (w którym najczęściej obserwowano gzymsy tektoniczne) podanych przez W. C. Kowalskiego (1961). I tak przyjęto: $R_c \approx 50 \text{ kg/cm}^2$, $\varphi \approx 35^\circ$, $R'_c \approx 25 \text{ kg/cm}^2$, $\mu'_p \approx 0,6$. Dwukrotnie mniejsza wartość wytrzymałości na ścinanie wzdłuż powierzchni anizotropii aniżeli skroś skały jest oczywiście przybliżeniem, wzorowanym na J. Jaegerze (1960). Wobec nieznanomości σ_m rozwiązano kryterium ścinania anizotropowego w postaci graficznej [konstrukcji Jaegera (fig. 7), obrazującej możliwość powstania ścięć w płaszczyznach anizotropii przy różnych wartościach σ_m względem τ_{max} , tj. maksymalnego naprężenia ścinającego

$$\left(\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \right)$$

i dla różnych kątów β nachylenia powierzchni anizotropii względem osi maksymalnego naprężenia kompresyjnego.

Gruba linia ciągła PQ na figurze 7 reprezentuje ścinanie skroś ma-

* Podobnie jak w większości obliczeń geologicznych, rozpatruje się tu dwuwymiarowy stan naprężeń.

teriału skalnego, cienkie linie ciągłe — ścinanie w płaszczyznach anizotropii o różnych kątach β , linie przerywane — graniczne wartości kątów β (z których jedna odpowiada powierzchni, krzyżującej się z PQ w punkcie $\sigma_m = 0$, druga zaś powierzchni równoległej do PQ). Wykres należy odczytywać jak następuje. Dla kątów $\beta > 58^\circ$ (górną linią graniczną) i dla $\sigma_m > 0$ (prawa część wykresu — obydwie naprężenia główne kompresyjne) ścinanie w płaszczyznach anizotropii jest niemożliwe, gdyż linia ścinania skroś materiału (PQ) znajduje się poniżej odpowiednich linii ścinania anizotropowego: krytyczny stosunek

$$\frac{\tau_{\max}}{\sigma_m}$$

zostanie osiągnięty wcześniej na linii PQ i nastąpi zniszczenie w płaszczyznach przecinających powierzchnie anizotropii. W zakresie kątów β między 58° a 43° (dolną linią graniczną) oraz odpowiadających im algebraicznie (w danych równaniach) kątów 0° – 15° , ścinanie nastąpi w płaszczyznach anizotropii dla małych wartości σ_m , ale skroś materiału — dla większych (tym większych, im bliższa jest wartości granicznej 43° lub 15° wartość β), gdyż odpowiednie linie ścinania anizotropowego

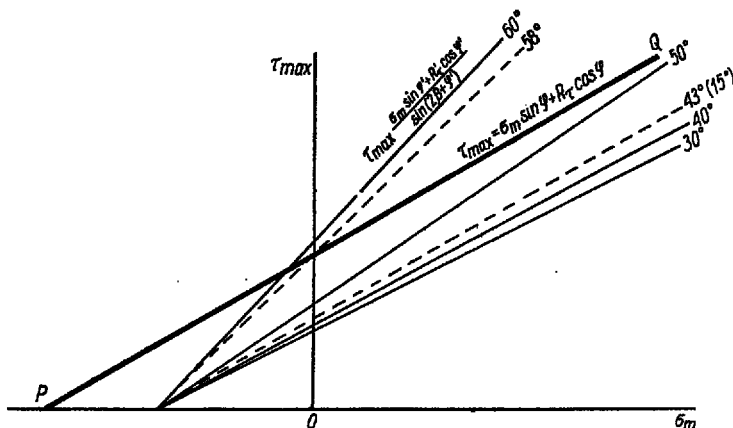


Fig. 7

Kryterium ścinania piaskowca ostrowieckiego wzdłuż powierzchni międzyławicowych, pod ciśnieniem otaczającym równym ciśnieniu atmosferycznemu (metoda J. Jaegera)

σ_m — średnia arytmetyczna głównych naprężeń normalnych, τ_{\max} — maksymalne naprężenie ścinające, PQ — warunki ścinania skroś materiału, pozostałe linie — warunki ścinania wzdłuż powierzchni międzyławicowych, cyfry — wartości kątów β między powierzchniami anizotropii (ławic) a osią maksymalnego głównego naprężenia normalnego σ_1

Shearing criterion of the Ostrowiec sandstone along the bedding planes under confining pressure equal to the atmospheric pressure (J. Jaeger's method)

σ_m — arithmetic mean of the principal normal stresses, τ_{\max} — maximum shearing stress, PQ — conditions of shearing across the material, the other lines — conditions of shearing along the bedding planes, figures — values of angles between the surfaces of anisotropy (of layers) and the axis of the maximum principal normal stress σ_1

przecinają linię PQ dopiero w pewnej odległości od osi $\sigma_m = 0$ (tym większej, im bliższe są dane kąty wspomnianym wartościom granicznym). Wreszcie, w zakresie kątów między 15° a 43° , zniszczenie nastąpi wzdłuż powierzchni anizotropii dla wszystkich wartości σ_m .

Otrzymane wyniki nie tylko wskazują na możliwość wywołania przemieszczeń międzyławicowych przez siły pionowe (por. kąty między powierzchniami ławic a zrotowanymi trajektoriami σ_1 na fig. 6), ale świadczą o samej obecności tych sił i o ich znacznej roli. Jak to bowiem pisał już B. Willis (1891—1892, fide (G. Matson 1905), nacisk działający równoległe do warstw jest przenoszony przez cały ich zespół i nie może spowodować przemieszczeń międzyławicowych. Twierdzeniu temu w diagramie na figurze 7 odpowiada fakt, że dla kątów β w zakresie od 0 do kilku stopni, wielkości σ_m umożliwiające ścięcie w płaszczyznach anizotropii są tak małe, iż ścięcie to nie jest prawdopodobne z punktu widzenia wytrzymałościowego (patrz niżej); przy σ_m większych natomiast ścięcie musi nastąpić skroś materiału. Tym się tłumaczy brak wpływu powierzchni stratyfikacji na przebieg uskoków połączonych w rejonie Ithaca (Sheldon 1912a), gdzie w dobie ruchów appalachijskich niewątpliwie dominowała kompresja pozioma. Dla wyjaśnienia przemieszczeń międzyławicowych w terenie pozbawionym większych nasunięć trzeba więc przyjąć choćby częściowy udział sił innych niż tangencjalne.

Wobec nieznaności ścisłych parametrów technicznych rozpatrywanej serii skalnej powyższe wielkości mają jednak oczywiście tylko szacunkową wartość. Składają się na to ponadto dwie okoliczności. Pierwsza to fakt, że w niektórych przypadkach bliższe rozpatrywanej sytuacji tektonicznej byłoby zapewne drugie rozwinięcie równania Coulomba-Naviera, odnoszące się do układów z ciągłą zmiennością wytrzymałości na ścinanie (Jaeger 1960). Ponieważ jednak kompleksy, w których obserwowano gzymsy tektoniczne, cechuje na ogół monotonia litologiczna i duża miąższość ławic, pierwszy diagram Jaegera stanowi prawdopodobnie dobre przybliżenie dla większości przypadków.

BADANIA EKSPERYMENTALNE

Poważniejszą komplikacją jest wpływ ciśnienia wszechstronnego, związanego z ciężarem nadkładu. Eksperymenty F. Donatha (1961) wykazały, że sposób ścinania skał anizotropowych (w płaszczyznach anizotropii lub niezależnie od nich) jest w pewnym stopniu funkcją ciśnienia otaczającego: wzrost tego ciśnienia powoduje zmniejszenie wpływu anizotropii. Późniejsza praca Donatha (1964) przyniosła wprawdzie dowody, że aż do ciśnień tak znacznych jak 2000 barów wpływ ten jest właściwie nieznaczny, a dla niektórych położań kątowych (β) nawet odwrotny (Donath, l.c., fig. 12). Mimo że eksperymenty wykonano głównie na łupkach ilastych, według zdania J. Jaegera (1964, in Donath 1964) są one

miarodajne dla większości skał anizotropowych. Zresztą należy sądzić, że naturalna podatność skał ilastych powinna zwiększać, a nie zmniejszać, wpływ ciśnienia otaczającego na niezależny od kierunku anizotropii przebieg zniszczenia (Donath 1961). Z drugiej strony jednak trzeba pamiętać, że niemal wszystkie cytowane eksperymenty dotyczyły skał, w których czynnikiem anizotropii był kłiważ. Test łożupka z Longwood (Donath 1961), gdzie czynnikiem anizotropii była oddzielność ławicowa (bedding fissility), wykazał niemal zupełną niezależność kierunku ścięć od powierzchni anizotropii przy ciśnieniu otaczającym 420 barów, przy czym autor eksperymentów uważa ten diagram za miarodajny także dla badanych wapieni. Mimo wyraźnego i regularnego uławicenia skał, w których obserwowano gzymsy tektoniczne, należy więc się liczyć z pewnym wpływem ciśnienia otaczającego na możliwość ścinania wzdłuż powierzchni ławic.

CIŚNIENIE WSZECHSTRONNE A MOŻLIWOŚĆ PRZEMIESZCZEŃ MIĘDZYŁAWICOWYCH

Oszacowanie tego wpływu utrudnia nieznajomość wieku młodych deformacji w Górach Świętokrzyskich, a stąd nieznajomość paleogeografii i wielkości nadkładu. Wiele przesłanek przemawia za tym, że duża część tych deformacji dokonała się w trzeciorzędzie. Biorąc zatem pod uwagę dane o rozległej paleogeńskiej powierzchni zrównania (m.in. Kosmowska-Suffczyńska 1966), trzeba uznać, że przynajmniej niektóre dyslokacje na obrzeżeniu mezozoicznym powstały w warunkach niewielkiego lub nawet znikomego nadkładu. Ponieważ jednak związanie przemieszczeń międzyławicowych z którymś z ostatnich etapów tektonicznej historii Gór Świętokrzyskich na razie nie jest możliwe, trzeba do analizy tych struktur użyć największej miąższości nadkładu możliwej z paleogeograficznego punktu widzenia (stwarzającej najbardziej niekorzystne warunki dla ścinania w płaszczyznach anizotropii).

Większość gzymsów tektonicznych obserwowano w osadach liasu, nadkład mógł więc obejmować osady wyższej części jury oraz środkowej i górnej kredy. Maksymalną miąższość tych formacji na omawianym obszarze można szacować na około 2000 m. Przyjmując dla tej serii, złożonej głównie ze skał węglanowych, średni ciężar objętościowy 2,5 g/cm³, uzyskujemy pionowe ciśnienie nadkładu rzędu 500 kg/cm². Do obliczenia poziomych składowych wytworzonego przez to ciśnienie pola naprężeń można się posłużyć formułą (Hafner 1951, Price 1959):

$$\sigma_h = \sigma_w \frac{\nu}{1 - \nu}$$

gdzie σ_h — poziome składowe pola naprężeń

σ_w — pionowa składowa pola naprężeń (ciśnienie nadkładu)

ν — współczynnik Poissona (odwrotność stałej Poissona)

Przyjawszy za W. Hafnerem (l.c.) wartość v na około 0,25, uzyskujemy:

$$\sigma_h = 500 \frac{0,25}{1 - 0,25} \approx 170 \text{ kg/cm}^2$$

Wartość ta może być nieco zaniżona w związku ze wzrostem v w miarę przyrostu obciążenia. Tempo tego wzrostu, zgodnie z eksperymentem N. Price'a (1959) dla piaskowców, jest jednak w rozpatrywanym zakresie ciśnień stosunkowo nieznaczne i nie może mieć zasadniczego wpływu na wynik obliczenia. Zresztą bezwzględne wielkości współczynnika Poissona, wynikające z ustalonych przez N. Price'a (l.c.) wartości stałej Poissona, są znacznie niższe niż wielkość przyjęta przez W. Hafnera (1951).

Porównanie uzyskanej wartości σ_h z wynikami F. Donatha (1961) prowadzi do wniosku, że w rozpatrywanym przypadku można się spodziewać wykorzystywania przez ściecia powierzchni międzyławicowych o wyraźnym i regularnym wykształceniu, zwłaszcza w optymalnym według Donatha zakresie kątów $\beta = 15^\circ \div 45^\circ$. Ponieważ zaś zakres ten niemal dokładnie pokrywa się z obliczonym poprzednio zakresem, w którym następuje nieuchronne wykorzystywanie przez ściecia powierzchni anizotropii (bez udziału ciśnienia otaczającego), wydaje się, że w rozpatrywanej serii przynajmniej dla kątów β wahających się w tym zakresie i przynajmniej niekiedy powinno zachodzić ścinanie wzdłuż powierzchni uławicenia.

Zestawiając to stwierdzenie z jakościąową prawdą charakterystyką pola naprężeń na figurze 6 widzimy, że nieco zrotowane trajektorie głównego naprężenia kompresyjnego σ_1 przecinają powierzchnie uławicenia na ogół właśnie pod kątami mieszczącymi się w owym optymalnym zakresie. Przy tym kąty te są najbliższe kulminacyjnej wartości 30° (Donath 1961) w najgłębszych poziomach strukturalnych, co jest dodatkowym czynnikiem kompensującym niekorzystny wpływ ciśnienia wszechstronnego. Wstępne rozważania teoretyczne potwierdzają więc prawdopodobieństwo wystąpienia przemieszczeń międzyławicowych w danych warunkach geologicznych pod wpływem pionowego wypiętrzania, ewentualnie uzupełnionego głębokim naciskiem tangencjalnym.

Wypada tu zauważyć, że cytowane prace J. Jaegera (1960) i F. Donatha (1961) przyniosły pewną możliwość wyprowadzenia niesymetrycznego (jednokierunkowego) systemu ściec z samego wpływu anizotropii ośrodka. Aby możliwość tę zastosować do przypadku dyslokacji pogenicznych spowodowanych wyłącznie przez pionowe wypiętrzanie, należałoby jednak przyjąć pewne dodatkowe warunki, z których na razie nie wszystkie dają się udowodnić. Dlatego obecnie lepiej jest poprzestać na poprzednich interpretacjach.

ŚCINANIE W PŁASZCZYZNACH ANIZOTROPII A WYTRZYMAŁOŚĆ MATERIAŁÓW

Na koniec pozostaje oszacować możliwość zniszczenia danego materiału skalnego wzdłuż powierzchni uławicenia i niezależnie od nich — z punktu widzenia wytrzymałościowego. Dla ścicia w płaszczyznach anizotropii niezbędne jest, by kohezja wzdłuż tych płaszczyzn była mniejsza, niż wytrzymałość na zgniatanie danej skały (por. Matson 1905). W. C. Kowalski (1961) podaje dla piaskowca ostrowieckiego wytrzymałość na zgniatanie wahającą się w szerokim zakresie 200 ÷ 478 kg/cm². Wprowadzając do równania Coulomba-Naviera przyjęte poprzednio wartości pierwotnej wytrzymałości na ścinanie (kohezji) wzdłuż powierzchni uławicenia $R'_c = 25 \text{ kg/cm}^2$ oraz współczynnik tarcia posuwistego $\mu'_p = 0,6$, uzyskujemy stosunkowo niskie wartości naprężenia stycznego potrzebnego do ścicia — nawet dla znacznych naprężeń normalnych σ . I tak na przykład dla σ równego poprzednio obliczonemu maksymalnemu ciśnieniu nadkładu (500 kg/cm²):

$$\tau = 25 + 0,6 \cdot 500 = 325 \text{ kg/cm}^2$$

O ile jednak, zgodnie z N. Price'em (1959) i D. Carlisle'em (1965), można przyjąć, że μ nie zmienia się w poważniejszym stopniu z obciążeniem, o tyle należy się liczyć ze wzrostem kohezji aż do wartości mniej więcej równej wytrzymałości na ścinanie skroś danego materiału, przy czym wytrzymałość ta oczywiście rośnie z głębokością. Z danych J. Goguela (in de Sitter 1956, s. 59) można wywnioskować, że pod wpływem ciśnienia wszechstronnego rzędu 170 kg/cm² wytrzymałość na ścinanie bardziej zwięzłych odmian piaskowca ostrowieckiego może wzrosnąć do około 100 kg/cm². Przy zastosowaniu tej wartości wynik powyższego równania wzrasta do 400 kg/cm², zbliża się więc do przeciętnych wartości wytrzymałości na zgniatanie rozpatrywanej skały, zmierzonych pod ciśnieniem atmosferycznym. Jednakże, w przypadku obciążenia nadkładem o wartości 500 kg/cm², wytrzymałość na zgniatanie piaskowca o wytrzymałości „atmosferycznej” 350 kg/cm² może wzrosnąć do około 900 kg/cm² (Goguel in de Sitter, l.c.). Tak więc rozpiętość między wytrzymałością na zgniatanie a wytrzymałością na ścinanie (wzdłuż powierzchni uprzywilejowanych) z głębokością rośnie. Transmitowanie naprężeń, umożliwiających ścinanie wzdłuż tych powierzchni, jest więc w danym przypadku możliwe (jak tego można było zresztą oczekiwać).

Powyższe rozważania obciążone są naturalnie szeregiem uproszczeń. Należy do nich przede wszystkim nieuwzględnienie naprężeń tektonicznych jako czynnika ciśnienia wszechstronnego oraz ograniczenie tego ciśnienia do płaszczyzny poziomej, co stwarza zapewne tylko przybliżoną analogię do cytowanych eksperymentów. Być może, że nieco zaniżone są też przyjęte wskaźniki wytrzymałościowe, zwłaszcza R_c .

Wszystkie uproszczenia są jednak prawdopodobnie z nawiązką kompensowane przez przyjęte wielkości nadkładu, które w rzeczywistości były zapewne znacznie mniejsze.

ZAKOŃCZENIE

Wydawało mi się celowe przeprowadzić szacunkową ocenę mechanicznej zasadności powstawania przemieszczeń międzylawicowych w opisanym polu naprężeń nie tyle ze względu na znaczenie tych mimo wszystko dość egzotycznych struktur, ile z uwagi na ich bliskie pokrewieństwo i niekiedy współwystępowanie z innymi, bardziej powszechnymi zjawiskami dyslokacyjnymi.

*Zakład Geologii Dynamicznej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 93
Warszawa, w maju 1967 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- ANDERSON E. M. 1951. *The Dynamics of Faulting*. Edinburgh — London.
- BILLINGS M. P. 1958. *Structural Geology*. Englewood Cliffs.
- BUCHER W. H. 1921. *The mechanical interpretation of joints*, pt. II. — *J. Geol.*, vol. 29, no. 1. Chicago.
- CARLISLE D. 1965. *Sliding friction and overthrust faulting*. — *Ibidem*, vol. 73, no. 2.
- CHAMBERLIN R. T. & MILLER W. Z. 1918. *Low-angle faulting*. — *Ibidem*, vol. 26, no. 1.
- DE SITTER L. U. 1956. *Structural Geology*. London — New York — Toronto.
— 1964. *Structural Geology*. New York — San Francisco — Toronto — London.
- DOLICKIJ A. V. & KLJKO T. A. 1965. *К вопросу о природе крупных разрывных нарушений*. — *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, t. 163, no. 5. Moskwa.
- DONATH F. A. 1961. *Experimental study of shear failure in anisotropic rocks*. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 72, no. 6. Baltimore.
— 1964. *Strength variation and deformational behavior in anisotropic rock*. — *State of stress in the Earth's crust*. New York.
- DŻUŁYŃSKI S. 1953. *Tektonika pd. części Wyżyny Krakowskiej (Tectonics of the southern part of the Cracovian Upland)*. — *Acta Geol. Pol.*, vol. 3, no. 3. Warszawa.
- GRADZIŃSKI R. 1955. *Przyczynki do znajomości miocenu okolic Krakowa (Contributions to the knowledge of the Tertiary from the Cracow area)*. — *Ibidem*, vol. 5, no. 1.
- GZOVSKIJ M. V. 1954. *Modelirovanije tektoničeskich poliej naprjaženij i razryvov*. — *Izv. Akad. Nauk SSSR, ser. geofiz.*, nr 6. Moskwa.
— 1960. *Tektonofizika i problemy strukturnoj geologii*. — *Struktura zemnoj kory i deformacji gornych porod*. Moskwa,

- HAFNER W. 1951. Stress distributions and faulting. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 62, no. 4. Baltimore.
- HUBBERT M. K. 1951. Mechanical basis for certain familiar geologic structures. — *Ibidem*.
- HUBBERT M. K. & RUBEY W. W. 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, pt. I. — *Ibidem*, vol. 70, no. 2.
- JAEGER J. C. 1960. Shear failure of anisotropic rocks. — *Geol. Mag.*, vol. 97, no. 1. Hertford.
- JAROSZEWSKI W. 1965. The contact of Paleozoic and Mesozoic rock masses in the region of Chęciny (Holy Cross Mts.), — *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr.*, vol. 13, no. 2. Varsovie.
- 1968. Drobne struktury spękania w porfirze w Miękinia (Minor structures on joint-surfaces in the porphyries from Miękinia). — *Kwartalnik Geol.*, t. 12, z. 1. Warszawa.
- KOSMOWSKA-SUFFCZYŃSKA D. 1966. Rozwój rzeźby w trzeciorzędzie okolic Ostrowca Świętokrzyskiego i Ćmielowa (Tertiary evolution of relief of region of Ostrowiec Świętokrzyski and Ćmielów). — *Prace Geogr. (Geogr. Studies)* 54. Warszawa.
- KOWALSKI W. C. 1961. Mapa kopalń budowlanych Polski. Warszawa.
- KUŹNIAR W. & ŻELECHOWSKI W. 1927. Materiały do poznania stosunku Karpat do ich przedgórze na przestrzeni od Morawskiej Ostrawy po Kraków. — *Przegląd Górn.-Hutn.*, t. 19, nr 14/15. Dąbrowa Górnicza.
- MATSON G. C. 1905. Peridotite dikes near Rhaca, N.Y. — *J. Geol.*, vol. 13, no. 3. Chicago.
- MELTON F. A. 1929. A reconnaissance of the joint-systems in the Ouachita Mountains and Central Plains of Oklahoma. — *Ibidem*, vol. 37, no. 8.
- NEVIN CH. M. 1950. Principles of Structural Geology. New York — London.
- PARKER J. M. 1942. Regional systematic jointing in slightly deformed sedimentary rocks. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 53, no. 3. Baltimore.
- POŻARYSKI W. 1957. Południowo-zachodnia krawędź Fenno-Sarmacji (The southwestern margin of Fenno-Sarmatia). — *Kwartalnik Geol.*, t. 1, z. 3/4. Warszawa.
- 1964. Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Niżu Polskiego (Outline of Palaeozoic and Mesozoic tectonics of the Polish Lowland). — *Ibidem*, t. 8, z. 1.
- PRICE N. J. 1959. Mechanics of jointing in rocks. — *Geol. Mag.*, vol. 96, no. 2. Hertford.
- ROBERTS J. C. 1961. Feather-fracture, and the mechanics of rock-jointing. — *Amer. J. Sci.*, vol. 259, no. 7. New Haven.
- SANFORD A. R. 1959. Analytical and experimental study of simple geologic structures. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 70, no. 1. Baltimore.
- SHELDON P. 1912a. Some observations and experiments on joint planes, pt. I. — *J. Geol.*, vol. 20, no. 1. Chicago.
- 1912b. Some observations and experiments on joint planes, pt. II. — *Ibidem*, vol. 20, no. 2.
- WÖLK E. 1939. Zur Kluftektonik des niederrheinischen Haupt-Braunkohlenflözes. — *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd. 91, H. 2. Berlin.

W. JAROSZEWSKI

TECTONIC LEDGES — A NEW ELEMENT IN MESOTECTONICS

(Summary)

ABSTRACT: Minor dislocations of sets of beds along the bedding plane are discernible on some surfaces of steep joints within the Holy Cross Mts. area. The mode of their detection and the mechanism of their formation are discussed.

The north-eastern Mesozoic margin of the Holy Cross Mts., facing the East European Platform, is but slightly disturbed being a platform-like area. Major tectonic deformations there are concentrated in definite zones. In a search for criteria to clear up the origin of these deformations and the tectonic role of the whole area in relation to the East European Platform and to the Holy Cross Mts. the writer turned his attention to minor dislocations discernible on the surface of steep sets of joints. Tectonic ledges seem to be a reasonable name for symptoms of these dislocations occurring as step-like breaks on the surface of joints (pl. I and figs. 2 and 3). In most cases these dislocations use the sub-horizontal bedding planes.

A description is here given of the outstanding features of these structures that distinguish them from similar forms of non-tectonic origin (fig. 1). The movement directions of these minor dislocations, as determined on the basis of tectonic ledges, are rather regular (fig. 4). Their main direction is from the axis of the Holy Cross Mts. anticlinorium towards the margin of the East European Platform. This phenomenon is analysed in the light of a broader tectonic situation, as well as in connection with the theoretical (Hafner 1961, Sanford 1959) and empirical (Gzovskij 1960) investigations of the state of stress. The resulting concept suggests the presence in the considered area of a certain state of stress during the post-Mesozoic deformations. It is supposed that the state of stress was in principle produced by vertical upheaval and subjected to a certain rotation owing to the simultaneous action of deep tangential pressure exercised from the direction of the Platform (fig. 6). Computations concerning the here discussed criterion of shearing along the plane of anisotropy (here the bedding plane, fig. 7) after J. Jaeger (1960), as compared with the empirical data of F. Donath (1961, 1964) reasonably suggest that such a state of stress may be held responsible for the formation of dislocations along the surface of layers.

*Laboratory of Dynamic Geology
of the Warsaw University
Warszawa 22, Al. Zwirki i Wigury 93
Warsaw, May 1967*

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ I—IV

DESCRIPTION OF PLATES I—IV

PL. I

Fig. 1

Gzyms tektoniczny w piaskowcu liasowym. Szwarszowice
 Niektóre elementy rzeźby powierzchni ciosowej uległy przesunięciu prostopadła do tej powierzchni. Składowej przemieszczenia w kierunku równoległym do powierzchni ciosu brak

Tectonic ledge in Liassic sandstone. Szwarszowice
 Some elements of the joint-surface relief have been shifted perpendicularly to that surface. The dislocation component in a direction parallel to the surface of joint is absent

Fig. 2

Gzyms tektoniczny jak wyżej, widziany na większej długości
 Widać stopniową zmianę szerokości gzymsu, spowodowaną przez niewielką rotację górnego bloku

Tectonic ledge same as above but seen over a greater length and showing the gradual change in the width of the ledge because of the slight rotation of the upper block

PL. II

Dyslokacyjne przesunięcie serii spękań ciosowych w piaskowcu liasowym, widoczne z profilu (Kobyła).

Przesunięcie, skierowane przeciwnie niż upad warstw i nachylenie terenu, widoczne jest zwłaszcza między ławicami A i B. Długość linijki 7 cm

Side view of tectonic shifting of a set of joints in Liassic sandstone (Kobyła)
 Shifting opposed to the dip of beds and to the inclination of the slope is well visible between the layers A and B. Length of ruler equal to 7 cm.

PL. III

Odełwy zmarszczek prądowych w wapieniu górnego oksfordu, tektonicznie wysunięte z odpowiadających im śladów (Seredzice)

Prócz składowej prostopadłej do kierunku zmarszczek, przesunięcie miało też składową do tego kierunku równoległą, która objawia się gzymsem tektonicznym na powierzchni ciosu

Casts of current ripples in Upper Oxfordian limestone tectonically shifted out of their corresponding marks (Seredzice)

In addition to the component of movement vertical to the ripples there was another parallel component represented by a tectonic ledge on the joint surface

PL. IV

Gzymsy tektoniczne w piaskowcu liasowym, widoczne jednocześnie na dwu prostopadłych powierzchniach ciosowych (Mirzec)

Tectonic ledges in Liassic sandstone seen together on two mutually vertical joint surfaces (Mirzec)

Fotografie wykonał autor
Photographs by the author

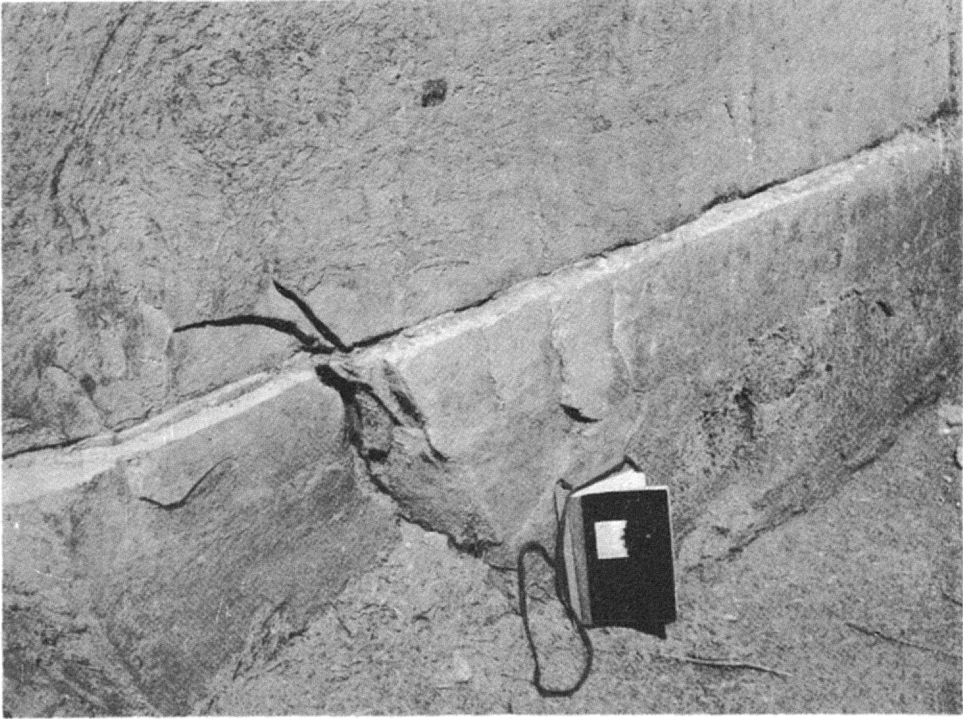


Fig. 1

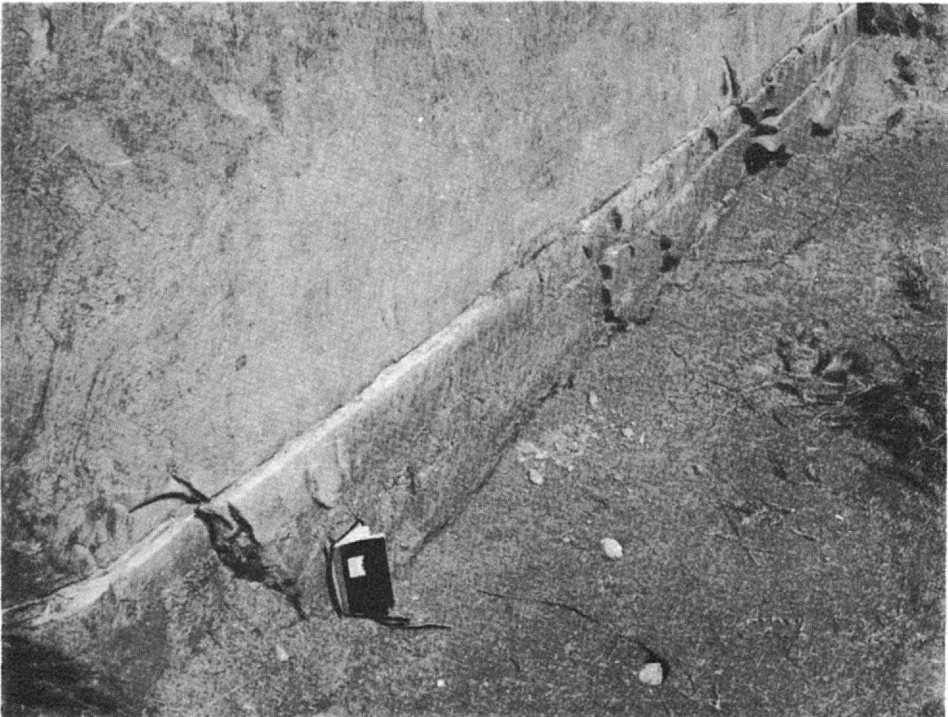


Fig. 2

