

Struktury ślizgowe ze stref nasunięć w polskiej części Karpat zewnętrznych

Barbara Rybak*



Kinematic indicators from thrust zones in the Polish Outer Carpathians (southern Poland). Prz. Geol., 54: 905–912.

S u m m a r y. The studies were concentrated on the Mszana Dolna and Świątkowa Wielka tectonic windows of the Magura nappe, and the southern part of the Silesian nappe called the Fore-Dukla zone. Slickensides were often found to form multilayered structures with numerous slip surfaces. Besides the commonly known striae, tool marks, slickenside steps and detachment fissures, also other previously unreported structures were found, such as squeezes and ribs. The morphology of already well known slickenside-related minute shear fractures R , R' , R_1 was characterized in detail. Most of the kinematic indicators determine only the movement trajectories without determining the sense of movement. On the other hand, the most reliable sense of movement indicators are steps, ribs and squeezes accompanied by shear fractures as well as syntectonic, overlapping step-like mineral covers and detachment fissures.

detachment fissures.

Key words: kinematic indicators, slickensides, thrust zones, Polish Outer Carpathians

Niniejsza praca jest pracą metodyczną, mającą na celu opis, określenie genezy i klasyfikację struktur ślizgowych występujących w strefach nasunięć w polskiej części Karpat zewnętrznych (ryc. 1). W literaturze polskiej klasyfikacja i geneza struktur ślizgowych została dokonana przez Dżułyńskiego i Kotlarczyka (1965) oraz Jaroszewskiego (1972). Poza pracami regionalnymi (np.: Dżułyński, 1953; Birkenmajer, 1983; Mastella, 1988; Jurewicz, 1994) tematyka struktur ślizgowych była traktowana pobocznie lub często pomijana. Brak jest też systematycznej charakterystyki struktur ślizgowych z Karpat. Dane do takiej charakterystyki struktur ślizgowych zebrano w polskiej części fliszowych Karpat zewnętrznych (ryc. 1 B), głównie ze stref nasunięć w obrębie płaszczowiny magurskiej na obszarze okien tektonicznych Mszana Dolnej (Świdzki, 1953; Mastella, 1988) i Świątkowej Wielkiej (Książkiewicz, 1972; Koszarski, 1985) oraz w południowo-wschodniej części płaszczowiny śląskiej — strefie przeddukielskiej (Świdziński, 1958; Ślaczka, 1968).

Metodyka

Dane strukturalne i kinematyczne zebrano w wybranych strefach nasunięć, najczęściej rozwiniętych w obrębie cienko- i średnioławicowych kompleksów łupkowych, mułowcowych oraz łupkowo-mułowcowych lub łupkowo-piaskowcowych. Rzadziej obserwowano strefy nasunięć rozwinięte w kompleksach z przewagą piaskowców, w tym gruboławicowych. Obserwowano struktury w skali makro- i mikroskopowej, rozwinięte na powierzchniach nasunięć i uskoku z nimi związanych. Kierunek i zwrot przemieszczeń wzdłuż powierzchni poślizgu określano na podstawie analizy przemieszczeń ławic, fałdków ciągniętych, podgięć przyskokowych, kliważu i spękań ścięciowych. W celu klasyfikacji spękań ścięciowych, z pobranych próbek wykonano zglądy w przekroju prostopadłym do powierzchni luster tektonicznych i równoległym do rys ślizgowych. Oznaczenia spękań powstałych

w strefach ścięciowych przyjęto za modelem Riedela (1929) i uzupełniono zgodnie z propozycjami Bartletta i in. (1981) i Mastelli (1988). Terminologię niektórych struktur ślizgowych, dotychczas nie opisanych w literaturze polskiej, tworzono na podstawie nazewnictwa angielskiego. W celu wyeksponowania struktur ślizgowych na części zdjęć zastosowano napylenie powierzchni luster tektonicznych sproszkowanym chlorkiem amonu (NH_4Cl).

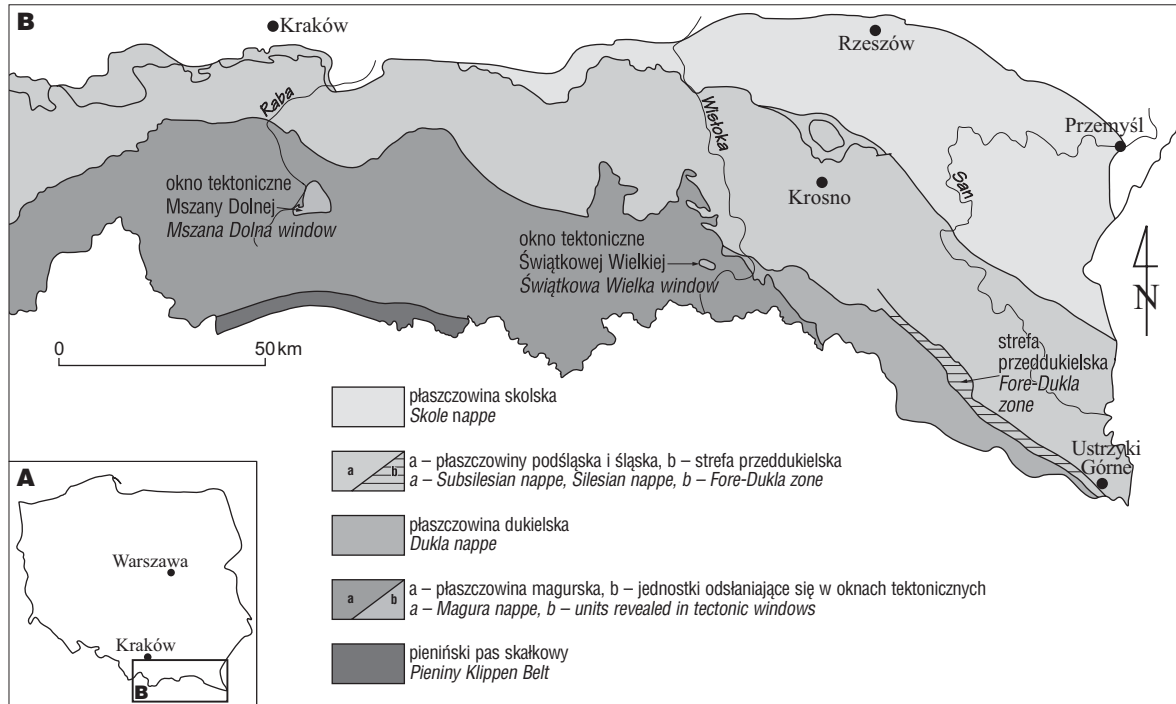
Charakterystyka struktur ślizgowych

Wśród struktur ślizgowych (Jaroszewski, 1972), powstałych w wyniku przemieszczenia skał wzdłuż powierzchni poślizgu, wyróżniono lustra tektoniczne wraz z drobnymi strukturami urzeźbienia tarciowego, czyli tektoglifymi (Dżułyński & Kotlarczyk, 1965).

Wśród badanych **luster tektonicznych** wydzielono lustra skalne, skalne ze strefami zmineralizowanymi kalcytem i z powłokami mineralnymi. Lustra skalne występują najczęściej w kompleksach łupkowych i mułowcowych. Lustra zmineralizowane kalcytem i z powłokami kalcytowymi występują często w skałach ze spoiwem wapnistym. Czarne, wyblyszczone powłoki występują na skalnych lustrach tektonicznych w łupkach i piaskowcach. Występowanie czarnych pokryw na lustrach tektonicznych może być związane z rozcieraniem substancji organicznej lub asfaltytów (Mastella & Koisar, 1975). Obecność pokryw mineralnych, w tym kalcytowych, na powierzchniach luster tektonicznych, jest prawdopodobnie związana z oddziaływaniem ciśnienia nadkładu oraz procesu rozpuszczania pod ciśnieniem i migracji roztworów w skałach lub jest wynikiem przeobrażenia minerałów w skałach (Maneczek, 1981).

Lustra tektoniczne występują jako pojedyncze powierzchnie lub jako zespoły powierzchni tworzące wielowarstwową strukturę (ryc. 2). Powierzchnie luster tektonicznych są najczęściej urzeźbione, rzadziej wygładzone. Powierzchnie gładkie, matowe lub wypolerowane do błyszczących są związane najczęściej z nasunięciami wyższego rzędu, rozwiniętymi głównie w kompleksach łupkowych. Powierzchnie urzeźbione tektoglifymi są związane z nasunięciami zarówno wyższego, jak i niższego rzędu, a także z uskoku z nimi współwystępującymi.

*Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; barbara.rybak@uw.edu.pl



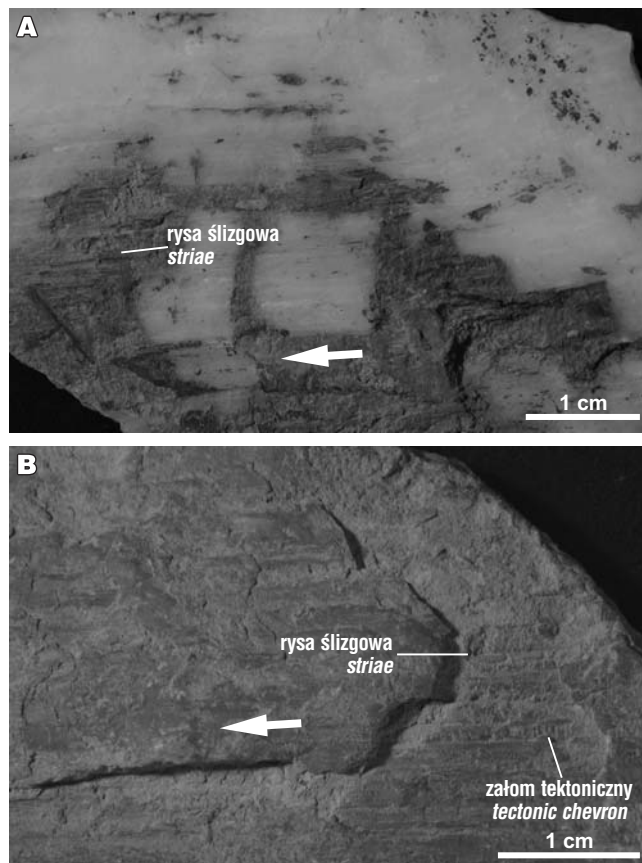
Ryc. 1. Szkic geologiczny Polskich Karpat zewnętrznych z obszarami badań
Fig. 1. Geological sketch map of the Polish Outer Carpathians showing location of the studied areas

Tektoglify występują w postaci struktur liniowych, do których zaliczono rysy ślizgowe, grzbiety i zagłębienia oraz w postaci żłobień, zadziórów z oderwania, zadziórów z podcięcia i opisanych po raz pierwszy w literaturze wcisków i żeber ze współwystępującymi drobnymi spekaniami.

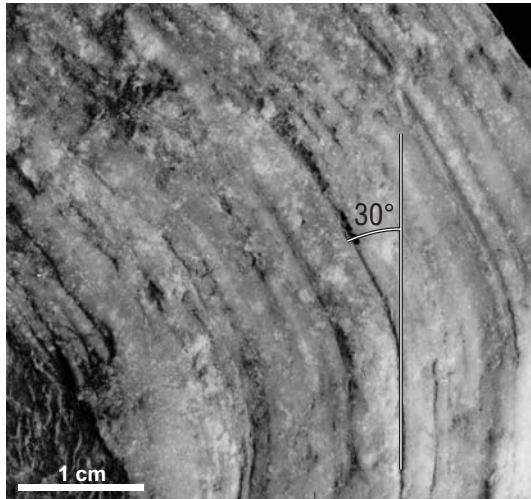
Rysy ślizgowe (ryc. 2) występują powszechnie na powierzchniach luster w postaci wydłużonych zagłębień o głębokości i szerokości rzędu kilku milimetrów. Maksymalna stwierdzona długość jednej rysy wynosi kilkadziesiąt centymetrów. Powierzchnie pomiędzy rysami są na ogół płaskie. Rysy ślizgowe są przeważnie prostoliniowe, ale występują również rysy zakrzywione (ryc. 3), zmieniające przebieg o kąt ok. 30° (Jaroszewski, 1968; Birkenmajer, 1983). Na poszczególnych powierzchniach luster tektonicznych tworzących wielowarstwową strefę poślizgu stwierdzono różne kierunki rys ślizgowych.

Powstawanie rys ślizgowych wynika z obecności nierówności na powierzchniach poślizgu, różnicowanej wielkości i twardości

ziaren budujących skały oraz orania przez materiał oderwany z przemieszczanych powierzchni i transportowany wzdłuż nich (Durney & Ramsay, 1973; Means, 1987).



Ryc. 2. A — lustro tektoniczne skalne strefowo zmineralizowane kalcytem (łupki, strefa nasunięcia niższego rzędu, strefa przeddukielska), B — powierzchnie poślizgu tworzące warstwową strukturę (łupki, strefa nasunięcia plaszczowiny magurskiej, okno tektoniczne Mszany Dolnej). Strzałki wskazują kierunek przemieszczenia skrzydła nadległego
Fig. 2. A — slickenside partly mineralised with calcite (shales, lower order thrust zone, Fore-Dukla zone), B — slip surfaces forming layered structure (shales, Magura thrust zone, Mszana Dolna window). Arrows indicate the sense of movement of the hanging wall



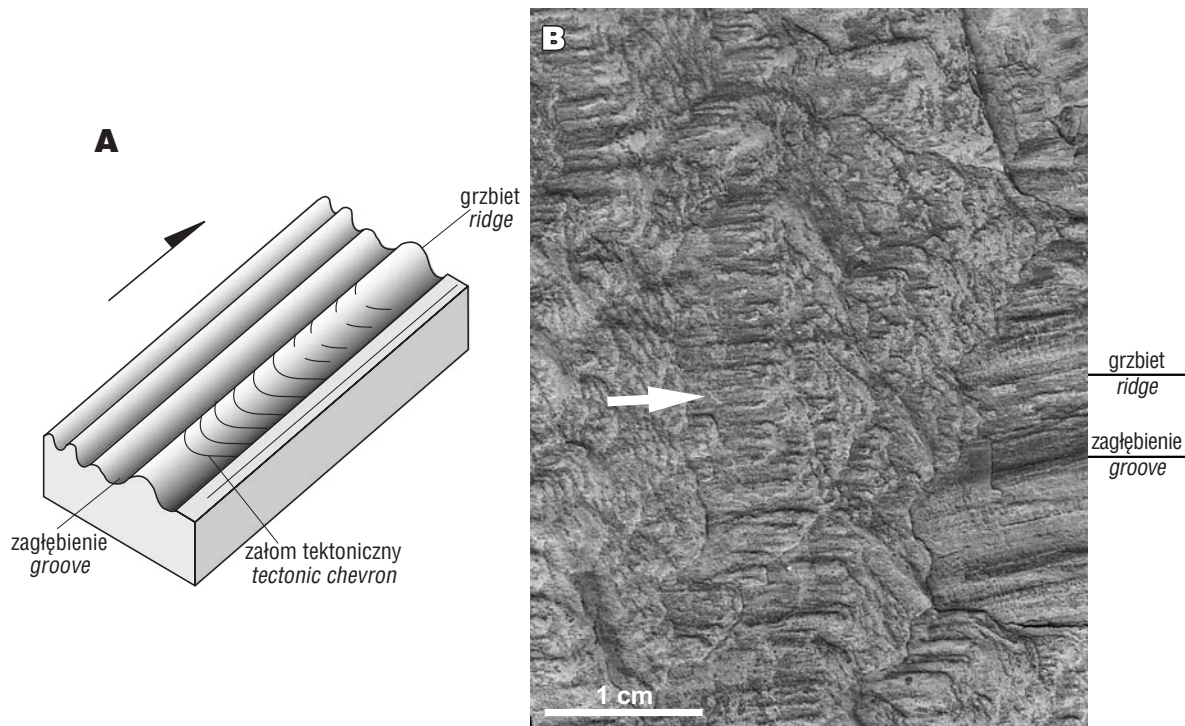
Ryc. 3. Zakrzywione rysy ślizgowe na lustrze tektonicznym zmineralizowanym kalcytem (strefa nasunięcia niższego rzędu, okno tektoniczne Mszany Dolnej)
Fig. 3. Curvilinear striae on a calcite-mineralised slickenside (lower order thrust zone, Mszana Dolna window)

Obecność rys ślizgowych o różnych kierunkach transportu tektonicznego na jednej powierzchni skrzydła uskoku oraz zakrzywionych rys ślizgowych, wskazuje prawdopodobnie na zróżnicowanie kierunków przemieszczeń, powstawanie generacji rys w różnym czasie i/lub rotację przemieszczanych fragmentów skalnych w obrębie stref uskokowych.

Struktury typu grzbietów i zagłębień (*ridge-in-groove type lineation*, Means, 1987; *flat bottomed grooves or gutters*, Hancock & Barka, 1987; *ridge and groove geometry*, Power & Tullis, 1989; *stretching lineation*, Lin & Williams, 1992) występują w postaci seryjnych wydłużonych elementów na powierzchniach luster tektonicznych (ryc. 4). Stwierdzone formy są płytkie, o głębokości do jednego milimetra, a ich szerokość waha się od kilku do kilkudziesięciu milimetrów. Zasadniczą cechą odróżniającą zagłębienia i grzbiety od typowych rys ślizgowych jest U-kształtny przekrój stanowiący formę odlew, który może być rozpoznany na obydwu skrzydłach uskoku (ryc. 4). Struktury tego typu stwierdzono w strefach uskokowych rozwiniętych w obrębie kompleksów mułowcowych.

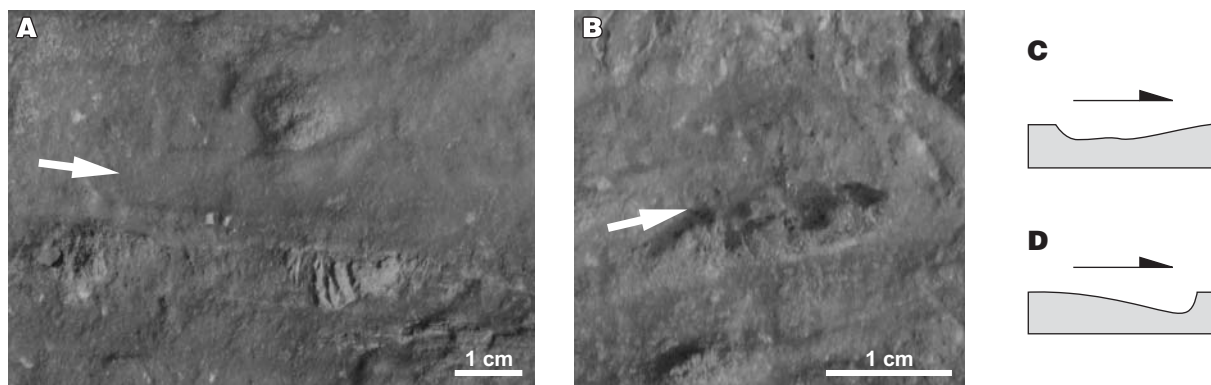
Rozwój grzbietów i zagłębień na powierzchniach luster tektonicznych jest związany z niejednorodnym składem petrograficznym ścinanych kompleksów skalnych. Doświadczenia wykonane przez Willa i Wilsona (1989) wskazują, że takie struktury mogą powstawać w wyniku plastycznego płynięcia oraz rotacji krzemianów warstwowych do pozycji równoległej z kierunkiem przemieszczenia skrzydeł uskoku. Formowanie grzbietów i zagłębień zachodzi w warunkach podatnych, poprzedzających powstanie tekstur typu S-C (Wilson & Will, 1990).

Poszczególne grzbiety i zagłębienia, jak i przestrzenie między rysami ślizgowymi są często przecinane przez spękania poprzeczne. W intersekcji mają one kształt łuku (ryc. 4A) o końcach ustawionych w kierunku przemieszczenia skrzydła stropowego lub kształt sigmoidalny (ryc. 2 B). Spękania poprzeczne występują w przypowierzchniowej



Ryc. 4. A — model grzbietów i zagłębień według Meansa (1987), B — grzbiety i zagłębienia na lustrze tektonicznym (mułowce, strefa nasunięcia niższego rzędu, okno tektoniczne Świątkowej Wielkiej). Strzałki wskazują kierunek przemieszczenia skrzydła nadległego

Fig. 4. A — model of a ridge-in-groove type lineation after Means (1987), B — ridge-in-groove type lineation on a slickenside (siltstones, lower order thrust zone, Świątkowa Wielka window). Arrows indicate the movement direction of the hanging wall



Ryc. 5. A, B — żłobienia na lustrach tektonicznych (łupki strefowo zmineralizowane kalcytem, strefa nasunięcia płaszczowiny magurskiej, okno tektoniczne Mszany Dolnej), C, D — schematyczne przekroje żłobień w płaszczyźnie ruchu. Strzałki wskazują kierunek przemieszczenia skrzydła nadległego

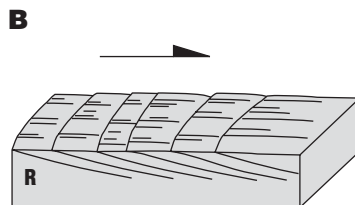
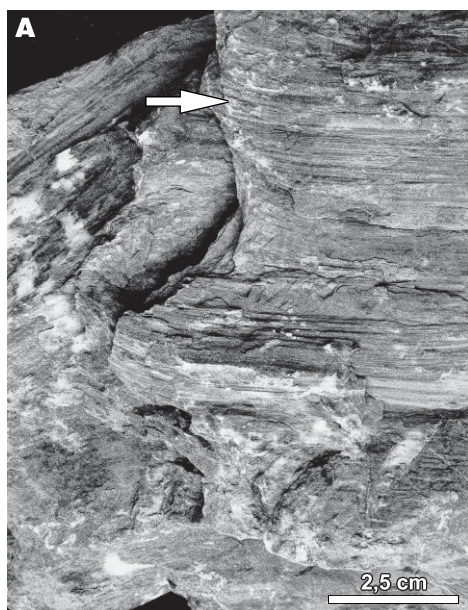
Fig. 5. A, B — types of tool marks on slickensides (shales partly mineralised by calcite, Magura thrust zone, Mszana Dolna window), C, D — schematic cross-section of tool marks along the movement plane. Arrows indicate the movement direction of the hanging wall

partii luster tektonicznych w łupkach i mułowcach. Spękania te odpowiadają załomom tektonicznym (*tectonic chevrons*), opisanym przez Dżułyńskiego i Kotlarczyka (1965) oraz przypominają *tear fractures*, obserwowane przez Spraya (1989).

Żłobienia (*tool marks*, Angelier, 1994; *prod marks*, Tjia, 1972, Engelder, 1974; *tool tracks*, Hancock, 1985), określane dotychczas jako zadziory z wyorania (Jaroszewski, 1972), występują najczęściej pojedynczo, rzadko w większym nagromadzeniu. Żłobienia występują w postaci form wklęsłych na skalnych lustrach tektonicznych (ryc. 5), w łupkach i mułowcach, miejscami strefowo zmineralizowanych kalcytem. W sąsiedztwie większości żłobień powierzchnie luster noszą ślady przemieszczania fragmentów żłobiących w postaci drobnych bruzd równoległych do rys ślizgowych (ryc. 5A). Rozmiar obserwowanych żłobień wynosi do kilku centymetrów długości oraz do kilkunastu milimetrów szerokości. Struktury te powstają w wyniku niszczenia powierzchni luster tekto-

nicznych przez transportowane okruchy skalne lub mineralne, np.: fragmenty kwarcu. Rozmiary i kształt żłobień są uzależnione od kształtu i twardości materiału żłobiącego oraz jednorodności skały i kontrastu reologicznego. Żłobienia są asymetryczne w przekroju równoległym do ich rozciągłości (ryc. 5 C, D) i ze względu na tę cechę zostały podzielone na dwie grupy. Pierwsza grupa (ryc. 5 A, C) obejmuje żłobienia, które mają w przybliżeniu owalne zarysy, a głębokość zmniejsza się w kierunku przemieszczenia ziaren żłobiących. W obrębie tych żłobień rzadko zachowują się ziarna żłobiące. Druga grupa (ryc. 5 B, D) obejmuje żłobienia wydłużone, których głębokość zwiększa się wraz z przemieszczeniem ziaren żłobiących. Żłobienia te są zakończone stromymi bądź haczykowato wygiętymi ściankami, umożliwiającymi miejscami zatrzymanie i zachowanie ziaren żłobiących.

Zadziory występują seryjnie, tworząc strukturę schodkową skalną (ryc. 2B, 6) lub zbudowaną z powłok mineralnych (ryc. 7). Zadziory występują w zwartych, regularnych



Ryc. 6. A — zadziory z podcięcia związane ze spękaniem ścięciovymi R (łupki, strefa nasunięcia niższego rzędu, strefa przeddukielska). B — model zadziorów z podcięcia według Petit (1987). Strzałki wskazują kierunek przemieszczenia skrzydła nadległego

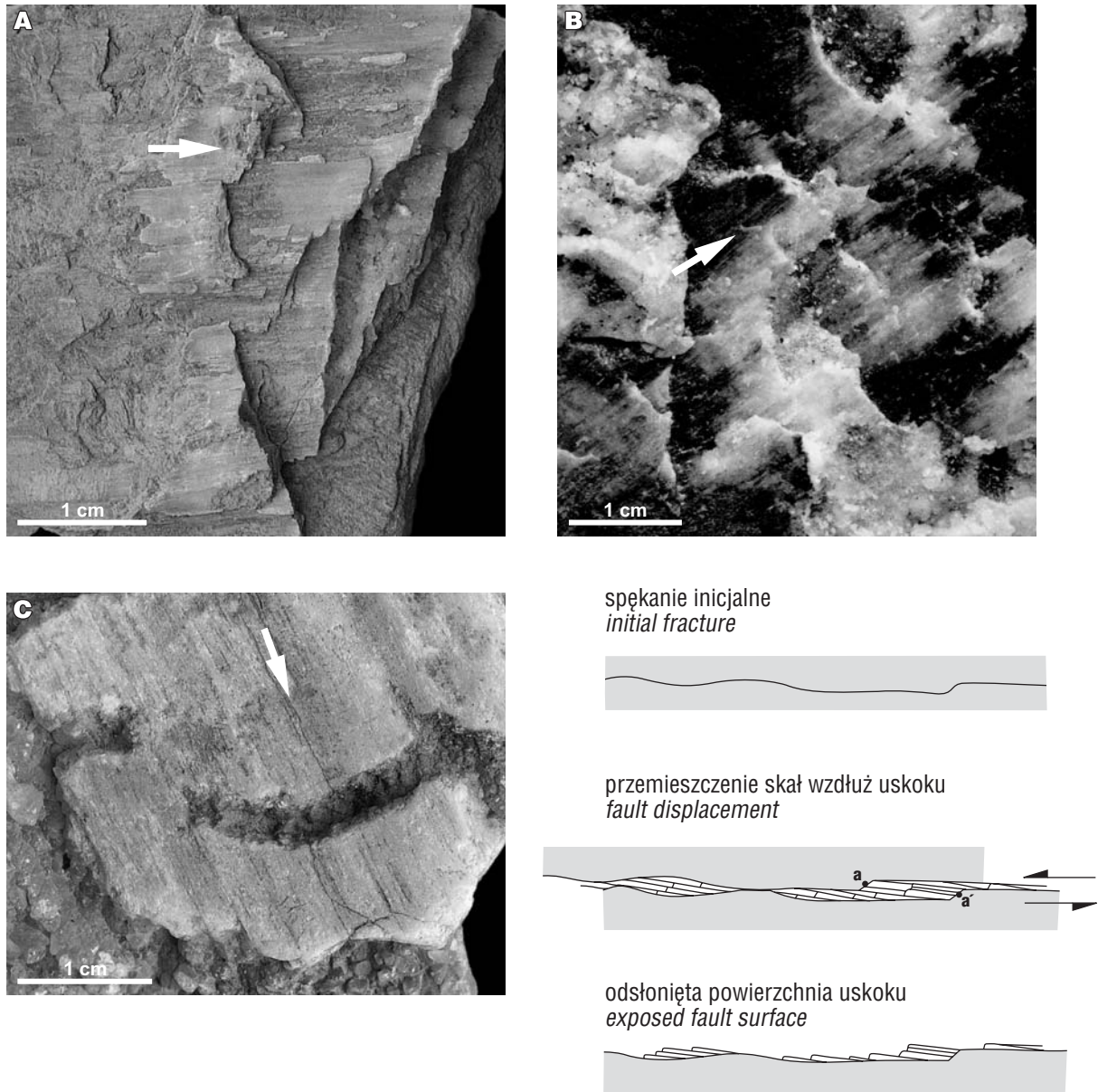
Fig. 6. A — incongruous steps developed from R shears (shales, lower order thrust zone, Fore-Dukla Zone). B — model of incongruous steps according to Petit (1987). Arrows indicate the movement direction of the hanging wall

zespołach lub są rozproszone. Rozciągłość zadziorów jest w przybliżeniu prostopadła do kierunku rys ślizgowych. Zadziory osiągają szerokość kilku centymetrów, rzadziej kilku decymetrów. W intersekcji z powierzchnią uskoku mają one proste bądź półkoliste zarysy (ryc. 6).

Zadziory zarówno skalne, jak i strefowo zmineralizowane, charakteryzujące się ostrymi lub wygładzonymi krawędziami (ryc. 6), których ścianki są zwrócone w kierunku przeciwnym do przemieszczenia skrzydła nadległego, są określane jako zadziory z podcięcia (Jaroszewski, 1972).

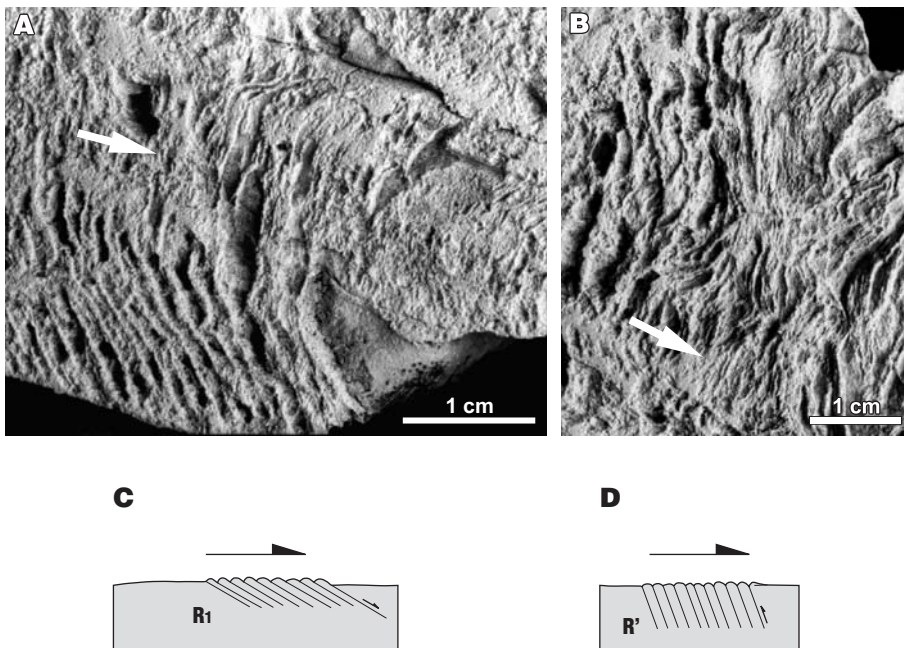
Zadziory z powłokami mineralnymi, ostro zakończonymi krawędziami, (ryc. 7 A, B, C), których ścianki są zwrócone w kierunku zgodnym z przemieszczeniem skrzydła nadległego, są określane jako zadziory z oderwania (Jaroszewski, 1972).

Zadziory z podcięcia występują na skalnych powierzchniach uskoków oraz skalnych, strefowo zmineralizowanych, najczęściej kalcytem (ryc. 6A). Powstawanie tego typu zadziorów jest związane z obecnością spękań ścięciowych, opierających główną powierzchnię poślizgu



Ryc. 7. A, B — zadziory z oderwania z powłokami zbudowanymi z kalcytu (A — mułowce, strefa nasunięcia niższego rzędu, okno tektoniczne Mszana Dolnej, B — piaskowce, strefa nasunięcia niższego rzędu, strefa przeddukielska), C — szczelina z oderwania w obrębie powłoki kalcytowej (strefa nasunięcia niższego rzędu, okno tektoniczne Mszana Dolnej), D — mechanizm powstawania powłok kalcytowych na lustrach tektonicznych według Durneya & Ramsaya (1973). Strzałki wskazują kierunek przemieszczenia skrzydła nadległego

Fig. 7. A, B — congruous steps with calcite covers (A — siltstones, lower order thrust zone, Mszana Dolna window, B — sandstones, lower order thrust zone, Fore-Dukla zone), C — detachment fissure formed within the calcite cover (lower order thrust zone, Mszana Dolna window), D — mechanism of formation of mineral covers on slickensides according to Durney & Ramsay (1973). Arrows indicate the movement direction of the hanging wall



Ryc. 8. A — żebra związane z rozwojem spękań ścięciowych typu R₁, B — żebra związane z rozwojem spękań ścięciowych typu R' (łupki, strefa nasunięcia płaszczowiny magurskiej, okno tektoniczne Mszany Dolnej), C, D — schematyczne przekroje żeber w płaszczyźnie ruchu. Strzałki wskazują kierunek przemieszczenia skrzydła nadległego
Fig. 8. A — ribs related to R₁ shears, B — ribs related to R' shears (shales, Magura thrust zone, Mszana Dolna window), C, D — schematic cross-sections of ribs along the movement plane. Arrows indicate the movement direction of the hanging wall

(Petit, 1987). Wzdłuż powierzchni spękań obserwowano ślady mikroprzemieszczeń normalnych. Spękania te zapadają na ogół pod kątem ok. 30° do powierzchni poślizgu, zgodnie ze zwrotem przemieszczenia skrzydła nadległego (ryc. 6B). Zasięg ich występowania jest ograniczony do wąskiej kilkucentymetrowej strefy przyuskokowej. Nachylenie tych spękań oraz zwrot przemieszczeń zachodzących wzdłuż nich wskazują, że mogą one odpowiadać niskokątowym spękaniami typu R. Rodzaj krawę-

dzi podcięć wskazuje prawdopodobnie na etapowość deformacji kruchych. Ostre krawędzie zachowują się wtedy, gdy proces rozwoju powierzchni poślizgu zatrzymuje się po powstaniu spękań ścięciowych, co jednocześnie świadczy o niewielkim przemieszczeniu wzdłuż głównego uskoku. Wygładzanie krawędzi stopni jest związane z ciągłym przemieszczaniem skał wzdłuż powierzchni poślizgu. Podcięcia z wygładzonymi krawędziami są powszechne w strefach nasunięć, zwłaszcza w kompleksach łupkowych i mułowcowych. Natomiast podcięcia ostrokrawędziste są rzadkie w strefach nasunięć w Karpatach zewnętrznych.

Zadziory z oderwania charakteryzują się obecnością powłok mineralnych (ryc. 7A, B, C). Dominującym składnikiem powłok mineralnych jest kalcyt zbudowany z wydłużonych bądź włóknistych kryształów, ponadto sporadycznie występuje kwarc. Na obszarze strefy przeddukielskiej na lustrach tektonicznych stwierdzono wystąpienia powłok mineralnych zbudowanych z włóknistego dawsonitu. Mineral ten znany był dotychczas z wypełnień porów w skałach w postaci pręcikowych skupień (Młynarczyk, 1996).

Kryształy tych minerałów osiągają długość do kilku centymetrów i szerokość do kilku milimetrów. Dłuższe osie kryształów są w przybliżeniu równoległe do powierzchni lustra tektonicznego i kierunku przemieszczenia powierzchni nadległej. Końce kryształów dotykają ścian przemieszczających się powierzchni. Powierzchnie powłok mineralnych są wygładzone, często z rysami ślizgowymi. Na lustrach tektonicznych powstałych w obrębie kompleksów piaskowcowych rzadziej mułowcowych, na przedpolu powłok kalcytowych występują nagromadzenia kalcytu subhedralnego (ryc. 7 B). Kryształy te narastają prostopadle do ograniczających je ścian i osiągają wielkość kilku milimetrów.

Powstawanie powłok mineralnych tworzących stopnie z oderwania jest związane z istnieniem sieci spękań w skale oraz z obecnością nierówności na powierzchniach poślizgu (ryc. 7 D). Obecność spękań, najczęściej opierających powierzchnie poślizgu, powodowała osłabienie skały i ułatwiała odrywanie fragmentów skalnych lub mine-



Ryc. 9. A — wciski związane ze spękaniami ścięciowymi typu R i R' (łupki strefowo zmineralizowane kalcytem, strefa nasunięcia płaszczowiny magurskiej, okno tektoniczne Mszany Dolnej). B — schematyczny przekrój wcisku w płaszczyźnie ruchu. Strzałki wskazują kierunek przemieszczenia skrzydła nadległego
Fig. 9. A — squeezes related to R and R' shears (shales partly mineralized with calcite, Magura thrust zone, Mszana Dolna window). B — schematic cross-section of a squeeze along the movement plane. Arrows indicate the movement direction of the hanging wall

ralnych, które następnie ulegały przemieszczeniu i powodowały powstawanie szczelin z oderwania. Analiza przekrojów podłużnych luster tektonicznych wykazała, że odrywanie skał zachodziło najczęściej wzdłuż spękań tensyjnych. Znaczenie miała także anizotropia powierzchni poślizgu, związana m.in. z litologią skał. Narastanie kryształów kalcytu i dawsonitu zostało zapoczątkowane odpowiednio na ścianach spękań lub wzdłuż nierówności na powierzchniach poślizgu. Rozwój nowych kryształów odbywał się stopniowo, w zależności od tempa przemieszczania skrzydeł uskoków, wzdłuż przestrzeni powstałych w wyniku oderwania i przemieszczenia powierzchni względem siebie. Na tej podstawie można stwierdzić, że mineralizacja powierzchni luster tektonicznych w postaci schodkowych pokryw mineralnych jest syntektoniczna, uwarunkowana tempem przemieszczających się skrzydeł uskoków. Proces ten prowadzi do powstania ślizgowej lineacji mineralnej, określanej jako lineacja sekrecyjna (Aleksandrowski, 1992), wyrażonej włóknistymi, ukierunkowanymi kryształami minerałów. W terenie lineacja sekrecyjna może być pomyłona z lineacją wyrażoną rozwojem rys ślizgowych na powierzchni uskoku pierwotnie zmineralizowanego, a następnie ponownie włączonego w proces deformacji dysjunktywnych. Krystalizacja subhedralnych kryształów kalcytu na przedpolu nagromadzeń wydłużonych kryształów odbywała się zgodnie z zasadą Rieckiego w kierunku osi σ_3 najmniejszego naprężenia (Dadlez & Jaroszewski, 1994).

Żebra są strukturami półkolistymi lub falistymi w intersekcji z powierzchnią uskoku (ryc. 8 A, B) i występują na lustrach tektonicznych skalnych oraz strefowo zmineralizowanych kalcytem. Żebra są ustawione w przybliżeniu prostopadle lub lekko skośnie do rys ślizgowych. Ich maksymalna rozciągłość, do kilku centymetrów, obejmuje fragmenty powierzchni luster. Zespoły żeber wyznaczone są przez spękania nachylone do powierzchni luster tektonicznych pod kątem 25–40° (ryc. 8 C) lub pod kątem ok. 70° (ryc. 8 D), w kierunku zgodnym ze zwrotem przemieszczenia skrzydła nadległego. Wzdłuż powierzchni spękań niskokątowych występują przemieszczenia typu uskoków normalnych. Wzdłuż powierzchni spękań wysokokątowych stwierdzono przemieszczenia typu uskoków odwróconych. Morfologia spękań oraz ich relacje kątowe z powierzchniami luster tektonicznych wskazują, że spękania niskokątowe mogą odpowiadać spękanom ścięciowym typu R_1 , a spękania wysokokątowe — spękanom typu R' (ryc. 8 C, D). Żebra powstałe ze spękań ścięciowych R' są bardziej zdeformowane, niż te powstałe ze spękań ścięciowych R_1 . Opierając się na pracach eksperymentalnych Tchalenko (1970) i Bartletta i in. (1981), można zakładać, że spękania typu R' rozwijały się we wczesnych etapach deformacji, gdy strefy nasunięć miały możliwość rozszerzania się ku górze (Vialon, 1979; Mastella, 1988). Spękania ścięciowe typu R_1 powstały prawdopodobnie w późniejszym etapie, gdy stopniowe narastanie obciążenia z nadkładu ograniczało możliwość rozszerzania się stref nasunięć ku górze (Mastella, 1988).

Wciski oraz pustki po wciskach (ryc. 9) występują sporadycznie na lustrach skalnych i na lustrach strefowo zmineralizowanych kalcytem. Niektóre wciski są częściowo zniszczone i pozostają tylko resztki skały, bądź puste zagłębienia. Wciski są zbudowane z jasnszarych ilastej

skały uskokowej o odmiennej teksturze i bardziej miękkiej od skał otaczających. Wciski występują w zagłębieniach o wydłużonym soczewkowatym kształcie. Dłuższa oś zagłębienia jest w przybliżeniu prostopadła do rys ślizgowych. Zagłębienia osiągają szerokość do 4 centymetrów, a długość do 1 centymetra (ryc. 9 A). Zagłębienia są asymetryczne w przekroju poprzecznym (ryc. 9 B). Ściany wcisków to dwa zespoły spękań. W intersekcji spękania są zazwyczaj zdeformowane, o nieregularnym zarysie falistym, miejscami również starte i zniszczone poprzez późniejsze przemieszczenie. Spękania w zespołach są nachylone do powierzchni lustra tektonicznego pod kątem ok. 20 i ok. 70° w kierunku zgodnym ze zwrotem przemieszczeń (ryc. 9 A). Strone spękania są często zmineralizowane kalcytem.

Analiza przekrojów poprzecznych wcisków (ryc. 9 B) wskazuje, że powstały one prawdopodobnie w wyniku rozwoju dwóch zespołów spękań ścięciowych: R i R' . Falisty, nieregularny przebieg spękań w intersekcji z powierzchnią uskoku oraz ich częściowe zniszczenie może wskazywać, że spękania ścięciowe powstawały we wczesnym etapie deformacji, w warunkach znacznej podatności materiału skalnego. Podatność skał mogła być spowodowana, np. niecałkowitą lityfikacją osadu (Petit & Laville, 1987). Skały ze spękaniami ścięciowymi, zostały następnie zdeformowane poprzez tarcie wzdłuż uruchomionej na nowo powierzchni ścinania. W wyniku przemieszczenia skał odrywanych z powierzchni poślizgu, w tym fragmentów skał między spękaniami ścięciowymi R i R' , powstawały zagłębienia na powierzchni luster tektonicznych. Zagłębienia stanowiły miejsce zatrzymania zmielonego materiału, transportowanego wzdłuż uskoków.

Podsumowanie

Na badanym obszarze polskiej części Karpat zewnętrznych występuje zróżnicowany inwentarz struktur ślizgowych, takich jak: rysy ślizgowe, grzbiety, zagłębienia, żłobienia, zadziory z podcięcia i oderwania oraz żebra i wciski.

Użyteczność struktur ślizgowych do interpretacji kierunku i zwrotu względnych przemieszczeń zachodzących wzdłuż uskoków jest różna. Z obserwacji wynika, że interpretacja rys ślizgowych oraz zagłębienia i grzbiętów pozwala na odtworzenie kierunku przemieszczenia skrzydeł danego uskoku. Żłobienia, jako pojedyncze i nieregularnie rozwinięte kruche struktury tektoniczne, są niejednoznaczne wskaźnikami kinematycznymi, zwłaszcza przy ustalaniu zwrotu przemieszczenia. Na podstawie wydłużenia tych struktur oraz bruzd i rys ślizgowych w ich obrębie lub na ich przedpolu, można jednak w przybliżeniu określić kierunek przemieszczenia. Istotne znaczenie w analizie kinematycznej mają spękania ścięciowe stowarzyszone ze strukturami ślizgowymi, w tym z zadziorami z podcięcia i oderwania, żebami i wciskami. Interpretacja spękań ścięciowych w relacji do powierzchni poślizgu pozwala na określenie kierunku i zwrotu przemieszczenia skrzydeł uskoku. Również obecność syntektonicznej mineralizacji powierzchni luster tektonicznych w postaci schodkowych powłok mineralnych jest podstawą do określenia względnych kierunków i zwrotów przemieszczeń skrzydeł uskoku.

Wielkość transportu tektonicznego można określić jedynie względnie i w przybliżeniu. Opierając się na analizie powierzchni luster tektonicznych w powiązaniu z wielkością przemieszczenia wzdłuż uskoku stwierdzono, że w skałach o tej samej litologii, gładkie powierzchnie luster wskazują na większe przemieszczenie niż w przypadku powierzchni urzeźbionych. Potwierdza to dane literaturowe (Gay, 1970; Hancock & Barka, 1987; Power & Tullis, 1987; Doblas i in., 1997).

Scharakteryzowane w niniejszej pracy struktury ślizgowe, przeanalizowane pod kątem geometrycznym i kinematycznym, wskazują różnicowane mechanizmy i warunki rozwoju powierzchni poślizgu takie jak:

- 1) plastyczne płynięcie przed rozwojem uskoku;
- 2) tarcie i wygładzanie powierzchni uskoku, w wyniku czego powstają wypolerowane powierzchnie (nasunięcia i uskoki wyższego rzędu);
- 3) odrywanie i przemieszczenie fragmentów skalnych i mineralnych wzdłuż powierzchni poślizgu, co prowadzi do urzeźbienia powierzchni poślizgu (nasunięcia i uskoki różnego rzędu);
- 4) rozwój sieci spękań ścięciowych w skałach (nasunięcia i uskoki różnego rzędu);
- 5) dezintegracja mechaniczna skał przemieszczanych, prowadząca do powstania skał uskokowych (nasunięcia oraz uskoki różnego rzędu).

Serdecznie dziękuję prof. Leonardowi Mastelli za dyskusje i cenne wskazówki podczas opracowania zebranego materiału.

Niniejsza praca została częściowo sfinansowana z projektu KBN nr 3 PO4D 00123 wykonanego pod kierownictwem autorki.

Literatura

- ALEKSANDROWSKI P. 1992 — Uskoki i strefy ścinania. [In:] Mierzejewski M.P. (red) — Badania elementów tektoniki na potrzeby kartografii wiertniczej i powierzchniowej. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa: 105–115.
- ANGELIER J. 1994 — Fault slip analysis and paleostress reconstruction. [In:] Hancock P.L. (ed.) — Continental Deformation. Pergamon Press, Oxford: 53–100.
- BARTLETT W.L., FRIEDMAN M., LOGAN J.M. 1981 — Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure. *Tectonophysics*, 79: 255–277.
- BIRKENMAJER K. 1983 — Uskoki przesuwcze w północnym obrzeżeniu Pienińskiego Pasa Skałkowego. *Stud. Geol. Pol.*, 77: 89–112.
- DADLEZ R. & JAROSZEWSKI W. 1994 — Tektonika. PWN Warszawa, 743 pp.
- DOBLAS M., MAHECHA V., HOYOS M. & LOPEZ-RUIZ J. 1997 — Slickenside and fault surface kinematic indicators on active normal faults of the Alpine Betic Cordilleras, Granada, southern Spain. *J. Structur. Geol.*, 19: 159–170.
- DURNEY J.W. & RAMSAY J.G. 1973 — Incremental strains measured by syntectonic crystal growth. [In:] De Jong K.A., Sholten R. (eds) — Gravity and Tectonics. Wiley, New York, 67–96.
- DŻUŁYŃSKI S. 1953 — Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej. *Acta Geol. Pol.*, 3: 325–440.
- DŻUŁYŃSKI S. & KOTLARCZYK J. 1965 — Tectoglyphs on slickensided surfaces. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques*, 13: 149–154.
- ENGELDER I.T. 1974 — Microscopic wear grooves on slickensides: indicators of paleoseismicity. *J. Geophys. Res.*, 79: 4387–4392.
- GAMOND J.F. 1983 — Displacement features associated with fault zones: a comparison between observed examples and experimental models. *J. Structur. Geol.*, 5: 33–45.
- GAY N.C. 1970 — The formation of step structures on slickensided shear surfaces. *J. Geol.*, 78: 523–532.
- HANCOCK P.L. 1985 — Brittle microtectonics: principles and practices. *J. Structur. Geol.*, 7: 431–457.
- HANCOCK P.L. & BARKA A.A. 1987 — Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey. *J. Structur. Geol.*, 9: 573–584.
- JAROSZEWSKI W. 1968 — Curved fault striae and the mechanism of faulting. (In Polish, English summary). *Acta Geol. Pol.*, 18: 233–239.
- JAROSZEWSKI W. 1972 — Drobnostukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. *Stud. Geol. Pol.*, 38: 215 pp.
- JUREWICZ E. 1994 — Analiza strukturalna Pienińskiego Pasa Skałkowego okolic Jaworek. *Stud. Geol. Pol.*, 106: 7–87.
- KOSZARSKI L. 1985 — Geology of the Middle Carpathians and the Carpathian Foredeep. t. 3, stop 51, 213 p.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1972 — Budowa geologiczna Polski t. IV. Tektonika cz. 3. Karpaty. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 228 pp.
- LIN S. & WILLIAMS P.F. 1992 — The origin of ridge-in-groove slickensides striae and associated steps in an S–C mylonite. *J. Structur. Geol.*, 14: 315–321.
- MANECKI A., MOCHNACKA K. & WĘCŁAWIK S. 1981 — Zmiany łupków fliszowych w strefie uskoku warstw magurskich rejonu Zabrzeża. *Geologia*, 7: 117–125.
- MASTELLA L. 1988 — Budowa i ewolucja strukturalna okna tektonicznego Mszany Dolnej, Polskie Karpaty Zewnętrzne. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 58: 53–173.
- MASTELLA L. & KOISAR B. 1975 — Związek objawów bitumicznosci fliszu z budową tektoniczną Podhala. *Kwart. Geol.*, 19: 861–872.
- MEANS W.D. 1987 — A newly recognised type of slickenside striation. *J. Structur. Geol.*, 9: 585–590.
- MŁYNARCZYK M. 1996 — Morfologia oraz geochemiczne i tektoniczne warunki powstawania diamentów marmaroskich w jednostce przeddukielejskiej w Bieszczadach. *Archiwum Zakładu Tektoniki i Kartografii Geologicznej, Wydział Geologii, UW*.
- PETIT J.P. 1987 — Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rock. *J. Structur. Geol.*, 9: 597–608.
- PETIT J.P. & LAVILLE E. 1987 — Morphology and microstructures of hydroplastic slickensides in sandstone. [In:] Jones, M.E. & Preston, R.M.F. (eds), Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks. *Geol. Soc. Special Publications*, 29: 107–121.
- POWER W.L. & TULLIS T.E. 1989 — The relationships between slickenside surfaces in fine-grained quartz and the seismic cycle. *J. Structur. Geol.*, 7: 879–893.
- RIEDEL W. 1929 — Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen ein Beitrag zum Problem der Fiederspatern. *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, B: 354–358.
- SPRAY J.G. 1989 — Slickenside formation by surface melting during mechanical excavation of rock. *J. Structur. Geol.*, 11: 895–905.
- ŚLĄCZKA A. 1968 — Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000. *Arkuszy Bukowsko*. Wyd. Geol.
- ŚWIDERSKI B. 1953 — Mapa Geologiczna. *Arkuszy Rabka*, 1 : 50 000. *Wyd. Geol.*
- ŚWIDZIŃSKI H. 1958 — Mapa geologiczna Polski 1 : 200 000. Część wschodnia. *Instytut Geologiczny, Warszawa*.
- TCHALENKO J.S. 1970 — Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81: 1625–1640.
- TJIA H.D. 1972 — Fault movement, reoriented stress field and subsidiary structures. *Pacific Geology*, 5: 49–70.
- VIALON P. 1979 — Les déformations continues — discontinues des roches anisotropes. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 72: 531–549.
- WILL T.M. & WILSON C.J.L. 1989 — Experimentally produced slickenside lineation in poryphyllitic clay. *J. Structur. Geol.*, 11: 657–667.
- WILSON C.J.L. & WILL T.M. 1990 — Slickenside lineation due to ductile processes. [In:] Knipe R.J. & Rutter E.H. (eds) — Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics. *Geol. Soc. Spec. Publication*, 54: 455–460.

Praca wpłynęła do redakcji 07.02.2006 r.

Akceptowano do druku 19.09.2006 r.