

Drobne uskoki przesuwcze oraz towarzyszące im struktury niższego rzędu — przykład z kamieniołomu w Lesznej Górnej, jednostka cieszyńska (Karpaty zewnętrzne)

Marek Koprianiuk*



Small-scale strike-slip faults and accompanying secondary structures — a case study from the quarry in Leszna Górna, Cieszyn Unit (Outer Carpathians). *Prz. Geol.*, 55, 5: 395–404.

S u m m a r y. The paper focuses on the analysis of small-scale strike-slip faults and second-order fractures in flat-lying Cieszyn Limestones of a quarry in Leszna Górna. In the western part of the Polish segment of the Outer Carpathians, the Silesian Nappe consists of two tectonic units: Cieszyn Unit and Godula Unit. The study area is located within the Cieszyn Unit.

Several different kinds of tectonic structures have been distinguished, including mesoscale strike-slip faults, en echelon arrays, tip structures and linking structures. The investigations, including geometric and genetic analysis of strike-slip faults and fractures, have enabled reconstruction of structural evolution stages. Two evolutionary models are proposed in terms of the geometries of damage zones for small displacement strike-slip fault zones.

Key words: mesoscale structure, strike-slip fault, structural analysis, Cieszyn Unit, Polish Outer Carpathians

Celem tego artykułu jest opis geometrii i genezy drobnych struktur tektonicznych oraz wykazanie przydatności ich analizy w rozważaniach nad sposobem inicjacji, rozwoju i wygaszania procesu uskokowania (Kim i in., 2003, 2004). Analiza mezostrukturalna w strefach uskokowych może również dostarczyć wiele informacji o dynamice odkształceń tektonicznych (Dumicz, 1992; McGrath & Davison, 1995; Żaba, 1999).

Drobne uskoki przesuwcze są strukturami powszechnie występującymi w Karpatach zewnętrznych. Towarzyszące im liczne struktury niższego rzędu są genetycznie związane z ich rozwojem. Uskoki przesuwcze często się rozwijają w postaci szeregu powierzchni tworzących strefy kulisowo uporządkowanych odcinków. Rozważania teoretyczne (Segall & Pollard, 1983), eksperymenty laboratoryjne (Tchalenko, 1970), jak również obserwacje terenowe (Peacock, 1991; Peacock & Sanderson, 1995b; Kim i in., 2003) wskazują, że ich geometria jest typowa i powszechnie występuje w odsłonięciach różnej skali.

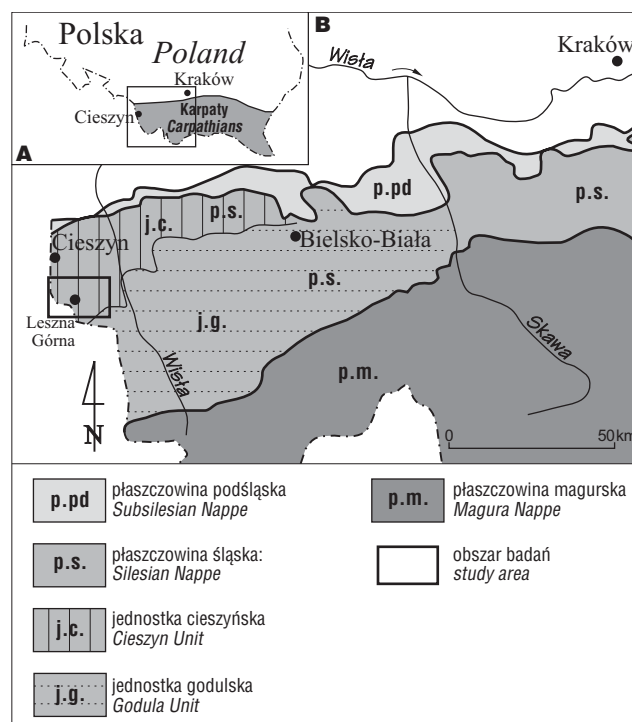
Przykładem może być połogo zalegająca płyta wapieni cieszyńskich w kamieniołomie w Lesznej Górnej (ryc. 1). Występujące tam liczne, drobne uskoki przesuwcze stwarzają możliwość dokładnego prześledzenia zarówno morfologii czy geometrii, jak i relacji genetycznych drugorzędnych struktur deformacyjnych związanych z tymi uskokami.

Zarys budowy geologicznej

Kamieniołom w Lesznej Górnej znajduje się w obrębie jednostki cieszyńskiej (ryc. 1), należącej wraz z jednostką godulską do płaszczowiny śląskiej (Książkiewicz, 1972).

Litologia. W kamieniołomie odsłaniają się wapienie cieszyńskie zaliczane do najwyższej jury i najniższej kredy — tytonu i beriasu (Książkiewicz, 1964; Nowak, 1976; Koszarski & Ślącza, 1976; Malik & Leszczyński, 1995; ryc. 2). Wapienie cieszyńskie są wykształcone jako średnio- i gruboławicowe wapienie detrytyczne. Miąższość

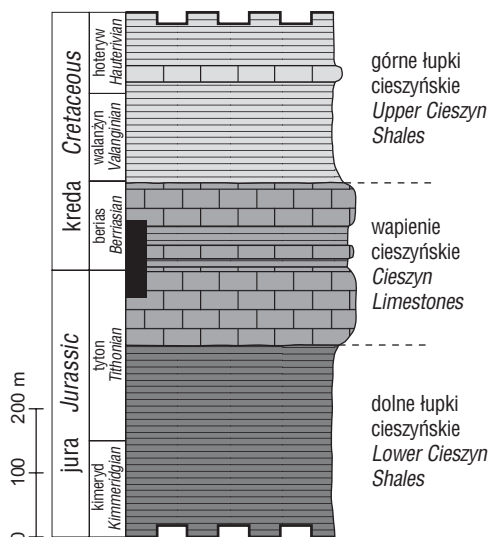
ławic zmienia się od 30 cm do 1,5 m. Materiał detrytyczny jest średnio- i drobnoziarnisty i składa się głównie z okruczków lub otoczków wapieni pelitycznych oraz detrytusu jeżowców, kawałków aptychów, małży i ramienionogów. Ławice mają różne typy warstwowań. W spągu ławic powszechnie występują mechanoglify, rzadziej bioglify. Wapieniom cieszyńskim zwykle towarzyszą margle i łupki margliste. Łupki są szare i ciemnoszare, rzadziej żółte



Ryc. 1. A — lokalizacja terenu badań; B — szkic tektoniczny zachodniej części polskiego fragmentu Karpat zewnętrznych (wg Książkiewicza, 1972 — uproszczona)

Fig. 1. A — study area location; B — tectonic sketch of western part of Polish segment of the Outer Carpathians (after Książkiewicz, 1972 — simplified)

*Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-89 Warszawa; m.koprianiuk@uw.edu.pl



Ryc. 2. Profil litologiczno-stratygraficzny jednostki cieszyńskiej w północno-zachodniej części Karpat zewnętrznych (Książkiewicz, 1964 — uproszczona); zaznaczono część profilu odsłaniającego się w kamieniołomie
Fig. 2. Lithostratigraphic profile of Cieszyn Unit in NW part of the Outer Carpathians (Książkiewicz, 1964 — simplified); black bar shows the section exposed in the quarry

i żółtawozielone, grubołupe. Margle są brudnopopielate, twarde i grubołupe.

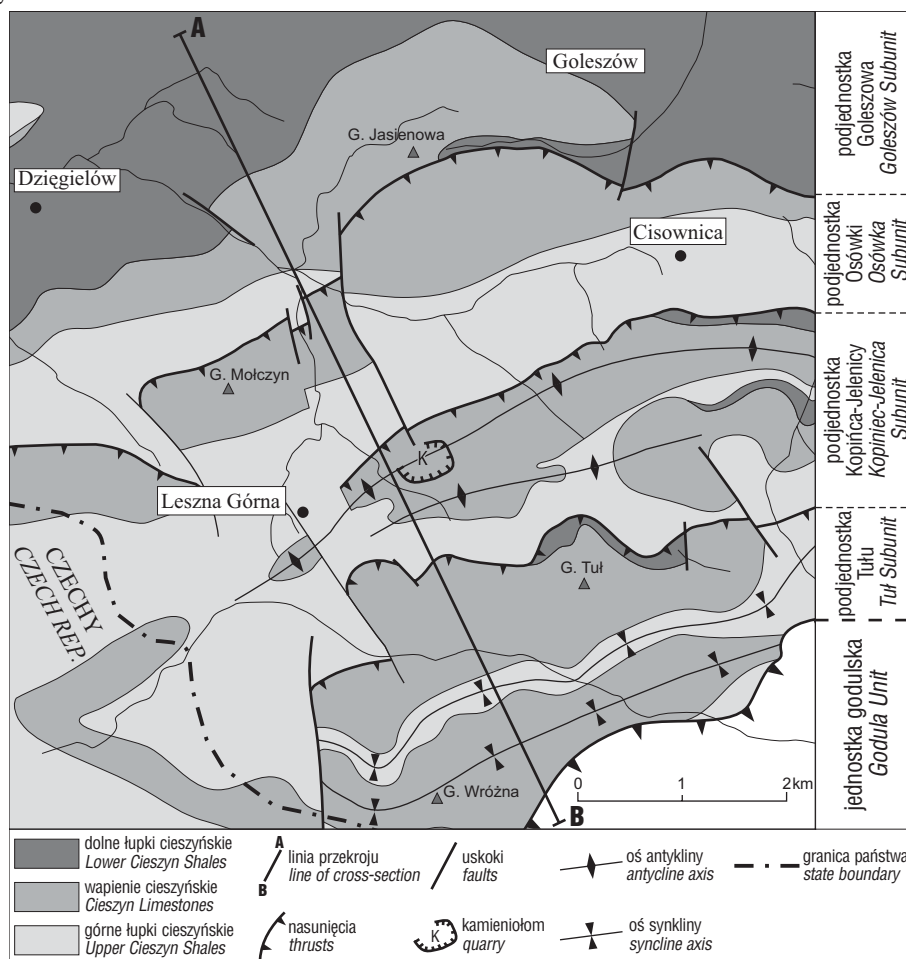
Tektonika. Jednostka cieszyńska jest zespołem kilku nasuniętych na siebie jednostek niższego rzędu. Wyodrębniły się one z jednolitego pakietu warstw cieszyńskich (dolne i górne łupki cieszyńskie oraz wapień cieszyński) w czasie nasuwania się płaszczyny godulskiej i magurskiej w środkowym miocenie (Książkiewicz, 1964). Od północy są to jednostki: Golezowska, Osówki, Kopińca-Jelenicy i Tułu (ryc. 3). Kamieniołom znajduje się w obrębie jednostki Kopińca-Jelenicy mającej formę obalonej antykliny. Warstwy w kamieniołomie ogólnie zalegają połogo, co jest związane z położeniem kamieniołomu w przegubie fałdu (ryc. 4). Rozciągłość tych struktur jest zgodna z przebiegiem osi regionalnych struktur fałdowych, które w tej części Karpat mają orientację SW-NE.

Metodyka. W niniejszej pracy terminologię tektoniczną drobnych struktur przyjęto za Jaroszewskim (1972, 1980), rozbudowaną i uzupełnioną przez

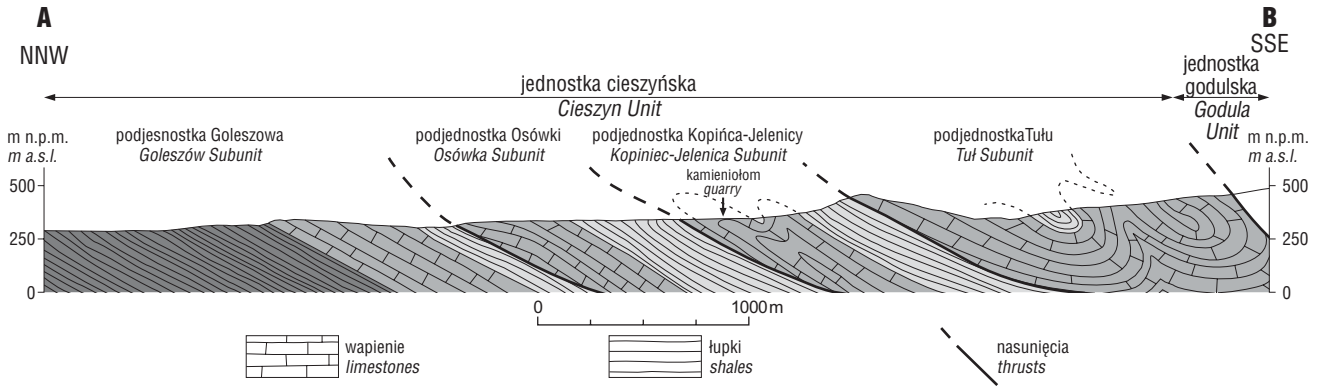
Hancocka (1985) oraz Kima i in. (2003). Ze względu na brak polskich odpowiedników nazw niektórych struktur w pracy zastosowano nomenklaturę anglosaską.

Szczegółowe badania zostały przeprowadzone w południowej części kamieniołomu, na około 800 m² powierzchni poziomo zalegającej ławicy wapienia. Odsłania się tam gęsta sieć drobnych uskoków przesuwczych oraz towarzyszących im różnego rodzaju struktur niższego rzędu (ryc. 5). Analizie strukturalnej poddano 35 drobnych uskoków przesuwczych oraz 128 spękań niższego rzędu. Zgodnie z metodyką sugerowaną przez Kima i in. (2003, 2004), szczególną uwagę zwrócono na strefy zakończeń uskoków oraz strefy pomiędzy uskokami.

Przeprowadzone badania obejmowały pomiar orientacji geometrycznych parametrów struktur, ustalenie wzajemnych relacji genetycznych oraz następstw czasowych względem uskoków. Obserwacje obejmowały ponadto: stosunki intersekcyjne spękań i uskoków z powierzchniami ławic, charakter powierzchni struktur, pomiar odległości między sąsiednimi uskokami w poszczególnych zespołach, szerokości rozwarcia spękań oraz występowanie mineralizacji kalcytowej. Gdzie to było możliwe, wykonano pomiary struktur ślizgowych na powierzch-

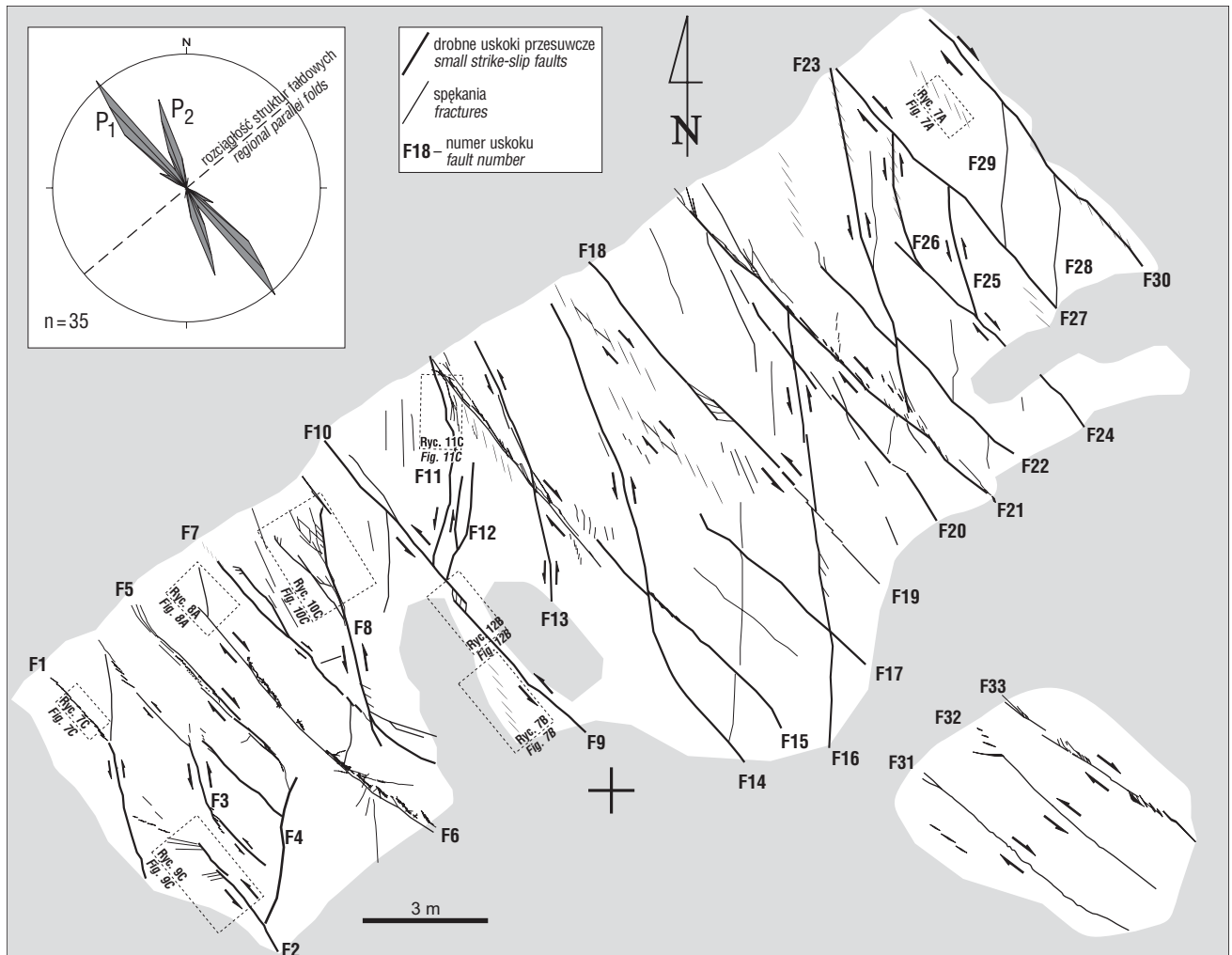


Ryc. 3. Mapa geologiczno-lokalizacyjna obszaru badań (geologia na podstawie Burtan i in., 1937; Książkiewicz, 1964)
Fig. 3. Geological map of the study area (after Burtan et al., 1937; Książkiewicz, 1964)



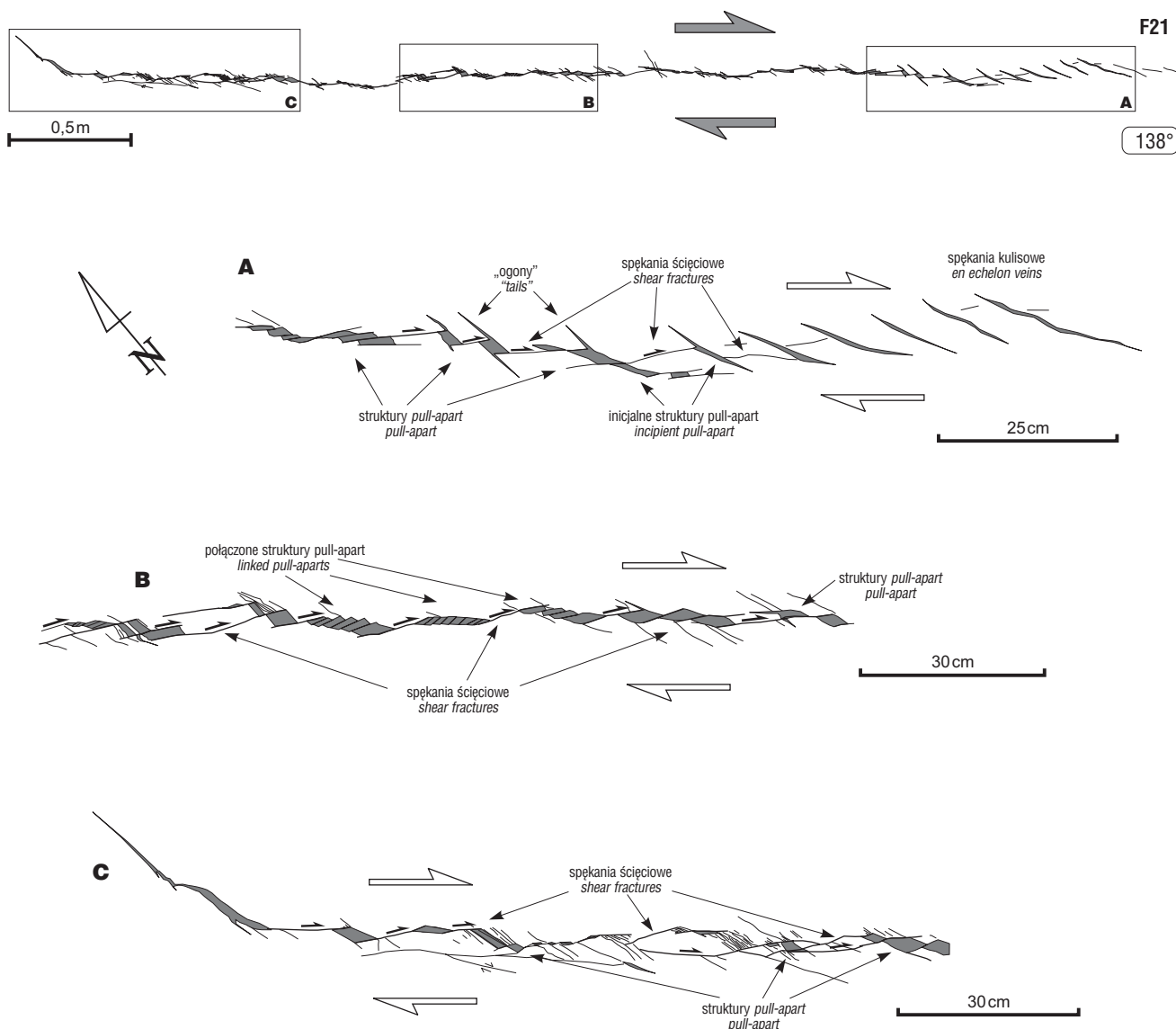
Ryc. 4. Przekrój geologiczny wzdłuż linii A-B na rycinie 3 (Burtan i in., 1937; Książkiewicz, 1964 — zmodyfikowana). Pozostałe objaśnienia jak na rycinie 3

Fig. 4. Geological cross-section along line A-B in Figure 3 (Burtan et al., 1937; Książkiewicz, 1964 — simplified). Other explanations - see Figure 3



Ryc. 5. Mapa mezostruktur w południowej części kamieniołomu w Lesznej Górnej, z zaznaczoną sytuacją z innych rycin. Sporządzona na podstawie fotomozaiki

Fig. 5. Detailed map of mesoscale structures in the southern section of the Leszna Górna quarry, with the situation from other figures marked. Simplified from a photo mosaic



Ryc. 6. Szczegółowy szkic prawoprzesuwczego uskoku F21. Pozostałe objaśnienia w tekście
 Fig. 6. Detailed plan view of dextral fault F21. See text for further discussion

niach uskokowych. Rodzaj i wielkość przemieszczeń skrzydeł uskoków względem siebie były ustalane na podstawie intersekcji ze zmineralizowanymi spekaniami, analizy luster tektonicznych, jak również na podstawie rozwarcia drugorzędnych struktur towarzyszących (tj. struktur *pull-apart*).

Głównym problemem było skartowanie w skali centymetrowej i decymetrowej struktur występujących w całym odsłonięciu. W tym celu posłużono się zdjęciami fotograficznymi o wysokiej rozdzielczości do stworzenia fotomosaiki odsłonięcia. Aby wyeliminować ewentualną dystorsję zdjęć, orientację i stosunki odległościowe struktur pomierzono dalmierzem w lokalnym układzie współrzędnych. Następnie większość mezostruktur została przerysowana ze zdjęć, z uwzględnieniem pozycji strukturalnej. Na podstawie tych danych sporządzono mapę strukturalną odsłonięcia w skali 1 : 25 (ryc. 5).

Struktury tektoniczne

Drobne uskoki przesuwcze. Tak w płycie, jak i w całym kamieniołomie jest notowana duża stałość kierunków strukturalnych. Występują dwa zespoły drobnych uskoków przesuwczych (P1 i P2). Są one skośne względem rozciągłości fałdów. Zespół P1 ma dominującą orientację 136° i występuje częściej ($n = 24$) w stosunku do uskoków przesuwczych zespołu P2 ($n = 11$) o dominującym kierunku 162° (ryc. 5). Powierzchnie uskoków obu zespołów są prostopadłe lub prawie prostopadłe ($\pm 10^\circ$) względem powierzchni warstw. Zwrot przemieszczeń wzdłuż uskoków określony na podstawie struktur wskaźnikowych świadczy o tym, że zdecydowana większość uskoków zespołu P1 jest prawoprzesuwcza, natomiast zespołu P2 — lewoprzesuwcza. Przemieszczenia poszczególnych uskoków są stosunkowo niewielkie — od 10 do około 90 mm. Powszechne jest wzajemne wygaszanie śladów uskoków

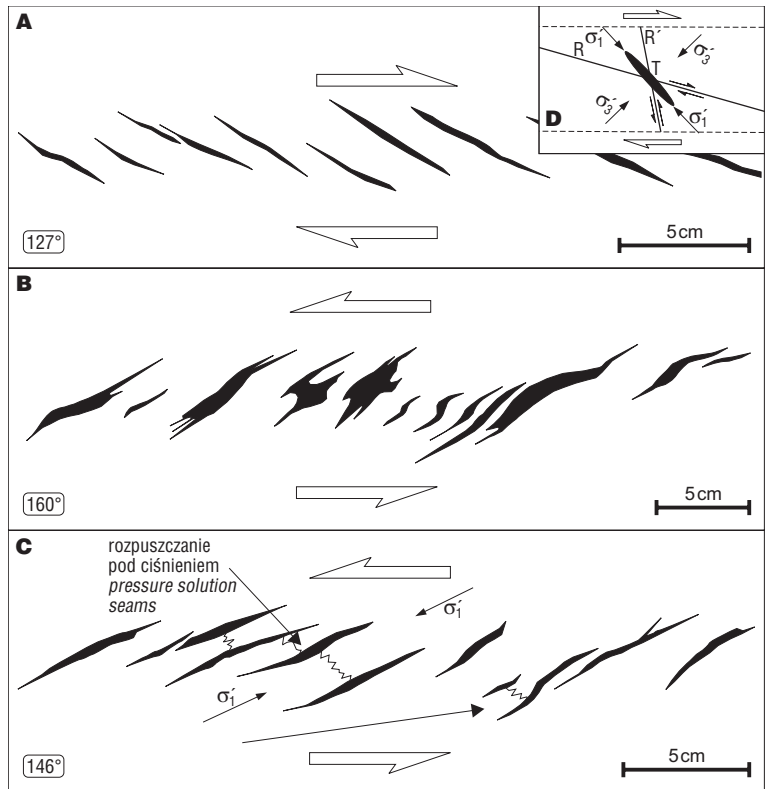
zespołu P1 i P2 na sobie. Często w obrębie poszczególnych zespołów uskoki są uporządkowane kulisowo. Długość uskoków dostępnych do obserwacji dochodzi do kilkunastu metrów.

Pod względem morfologii obserwowane uskoki reprezentują dwa odmienne style budowy. Do pierwszej grupy można zaliczyć uskoki, których powierzchnie uskokowe zasadniczo są płaskie. Ślady przecięcia, jakie tworzą z powierzchniami ławic, są zazwyczaj prostoliniowe. Powierzchnie uskokowe są zlustrowane, z dobrze widocznymi rysami tektonicznymi oraz mineralizacją kalcytową. Pospolicie występującymi strukturami wzdłuż powierzchni uskokowych są spękania pierzaste. Wypełnione mineralizacją kalcytową spękania pierzaste wykazują konsekwentne ustawienie względem zwrotu przemieszczenia.

Do drugiej grupy można zaliczyć uskoki, które wykazują znaczną komplikację budowy. Zamiast płaskiej powierzchni uskoki mają formę szeregów *pull-apart* (ryc. 6). Struktury *pull-apart* są wynikiem działania ekstensji między dwoma kulisowo uporządkowanymi spękaniem ścięciowymi czy uskokami (w większej skali), gdy ruch wzdłuż tych powierzchni ma charakter rozbieżny (np. Peacock & Sanderson, 1995a). Występujące w badanym odsłonięciu struktury *pull-apart* w większości są wkomponowane w ciągi spękań kulisowych. Struktury *pull-apart* są wypełnione mineralizacją kalcytową. Charakteryzują się rozwarciem do kilkadziesiąt milimetrów. Wielkość i rodzaj przemieszczenia wnioskuje się na podstawie geometrii struktury, a dokładnie — na podstawie szerokości rozwarcia mierzonej w kierunku przemieszczenia (Gamond, 1987).

Typowym uskoki przesuwczym o takiej budowie jest uskoki F21 (ryc. 6). Długość śladu przecięcia powierzchni uskokowej z ławicą wynosi około 8 m. Maksymalne przemieszczenie 45 mm występuje w centralnej części, gdzie uskoki składa się z szeregu struktur *pull-apart* połączonych spękaniem ścięciowymi. Na zakończeniu uskoku, w którego przedłużeniu występują szeregi spękań kulisowych, przemieszczenie spada do zera. Szeregi spękań kulisowych w sposób ciągły przechodzą w szereg *pull-apart*. W kierunku centrum uskoku pojawiają się spękania ścięciowe, które łączą sąsiednie spękania kulisowe szeregu. W wyniku przemieszczenia wzdłuż powierzchni spękań ścięciowych, pierwotne spękania kulisowe uległy rozerwaniu, towarzyszyło temu powstanie szeregów *pull-apart* (ryc. 6A). Drobne struktury *pull-apart* są pierwszą, wyraźną oznaką przemieszczenia wzdłuż strefy uskokowej. Rozrywanie występuje najczęściej w centralnej partii spękań kulisowych. W marginalnych częściach spękań brak dalszych znaczących przemieszczeń powoduje, że tworzą się tam charakterystyczne „ogony”, skośnie rozmieszczone w narożach struktury *pull-apart* (ryc. 6A).

Szerokość struktury *pull-apart* rośnie w kierunku centralnej części uskoku, a spada w miarę zbliżania się do zakończeń. W odległości do 1 m od zakończenia w kierunku

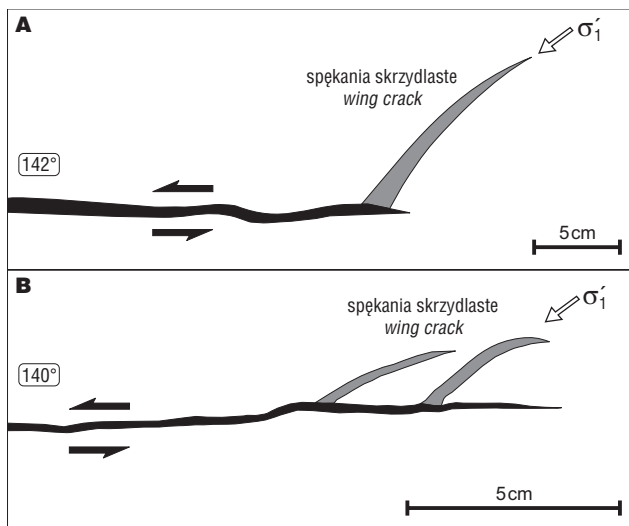


Ryc. 7. A, B, C — schematy szeregów spękań kulisowych, na których pokazano geometrię szeregów, wykonane na podstawie zdjęć z kamieniołomu Leszna Górna; D — klasyczna interpretacja rozkładu spękań kulisowych w strefie ścinania (na podstawie Hancocka, 1985 — uproszczona)

Fig. 7. A, B, C — line drawings of en echelon arrays, examples from Cieszyn limestone layers, Leszna Górna (all line drawings traced from photographs); D — classic interpretation of fractures associated with a simple-shear zone (after Hancock, 1985 — simplified)

ku centrum strefy uskoku, jak można sądzić z szerokości rozwarcia tych struktur, przemieszczenie wzrasta do centymetrowych wielkości. Struktury *pull-apart* na tym odcinku stają się bardziej złożone, są szersze, miejscami zachodzą na siebie (ryc. 6B). Wraz ze wzrostem przemieszczenia poszczególne struktury *pull-apart* łączą się, tworząc złożone struktury. W tym procesie większość „ogonów” zostaje ścięta przez nasuwające się kolejno, sąsiednie struktury *pull-apart* (ryc. 6B).

Szeregi spękań kulisowych. W trakcie badań udokumentowano 53 szeregi kulisowe, w przeważającej większości szeregi występują pojedynczo lub w równoległych do siebie seriach. Ślady przecięcia pojedynczych spękań w szeregach z powierzchniami ławic są najczęściej prostoliniowe (ryc. 7A i 7C), rzadko przybierają kształt sigmoidalny (ryc. 7B). Kąt, jaki tworzą pojedyncze spękania względem azymutu szeregu, zmienia się w poszczególnych szeregach od 22° do 40°. Długość pojedynczych spękań w szeregu waha się od 1 cm do około 30 cm, przy rozwarciu od 0,3 cm do 1,5 cm. Szczeliny najczęściej są wypełnione włóknistym kalcytem, którego włókna układają się prostopadle do ścian spękania. Rzadziej kalcyt ma formę bezładną, sporadycznie notowane były małe kawerny od wewnątrz pokryte szczytką kalcytową. W obserwowanych szeregach kulisowych autor nie stwierdził przemieszczenia wzdłuż powierzchni spękań. Sporadycznie pomiędzy spękaniem w szeregu występują szwy stylo-



Ryc. 8. Przykłady spękań skrzydlastych w ławicach wapienia cieszyńskiego w kamieniołomie w Lesznej Górnej
Fig. 8. Field examples of wing cracks from Cieszyn limestone layers, Leszna Górna

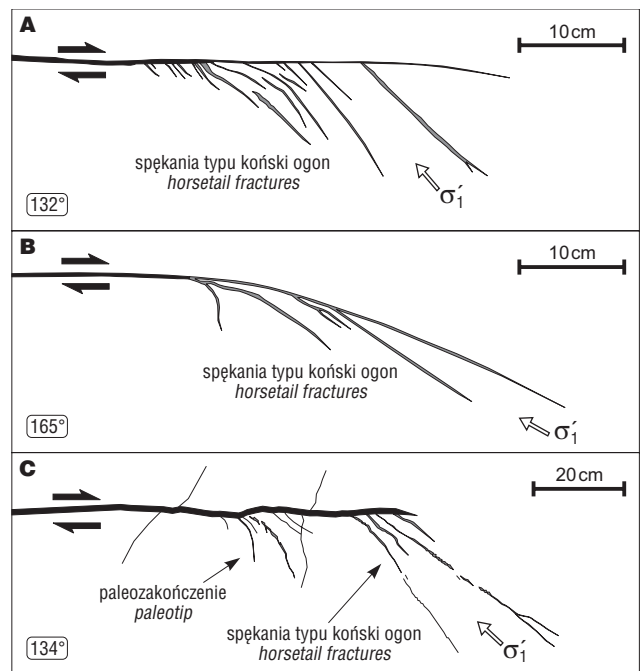
litowe o lineacjach wykazujących niemal prostopadły stosunek względem ich powierzchni (ryc. 7C).

Struktury na zakończeniach uskoków.

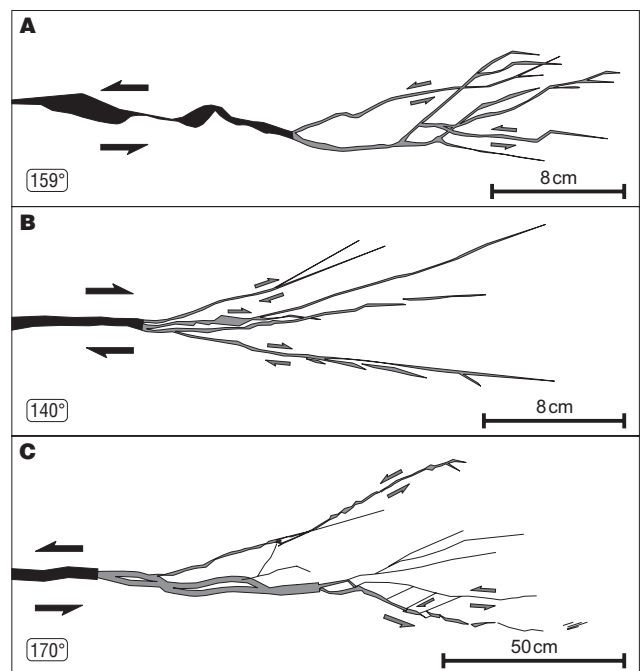
□ Spękania skrzydlaste (*wing cracks*). W odsłonięciu występują z reguły pojedynczo (ryc. 8A), sporadycznie na zakończeniu uskoku pojawiają się dwa spękania tego typu (ryc. 8B). Na powierzchni ławicy mają charakterystyczny łukowaty kształt skrzydła (ryc. 8). Spękania wypełnione są kalcytem włóknistym, z włóknami ukierunkowanymi prostopadle do ścianek spękania. Rozwijają się pod kątem zawierającym się w granicach od 50° do 70° względem płaszczyzny uskoku. W badanym odsłonięciu długość tych spękań waha się od 1 cm do 35 cm, szerokość zaś rzadko przekracza 1,5 cm.

□ Spękania typu koński ogon (*horsetail fractures, splay fractures*). Spękania tego typu występują w skupieniach od kilku do kilkunastu i rozchodzą się na zewnątrz w miarę oddalania się od zakończenia uskoku (ryc. 9). Spękania są wypełnione mineralizacją kalcytową, przy czym rozwarcie spękań jest z reguły niewielkie i nie przekracza 0,5 cm. W obserwowanych przykładach spękania typu koński ogon występują pod kątem od 25° do 40° względem zakończenia uskoku, rzadko przekraczają wartość 50°. Stwierdzono również, że cechują się większym zasięgiem przestrzennym (30–50 cm) w porównaniu ze spękaniami skrzydlastymi. Struktury typu koński ogon pojawiają się również w pewnej odległości od zakończeń, w kierunku centralnej części uskoku (ryc. 9C). Takie wystąpienia zostały zinterpretowane jako paleozakończenia umożliwiające prześledzenie kierunku rozwoju uskoku.

□ Rozwidlenia (*branch fault*) są formą zakończenia najpowszechniej występującą w badanym odsłonięciu. Końce uskoku rozgałęziają się na szereg drobniejszych uskoku niższego rzędu, które wykazują tę samą tendencję do zwrotu ruchu wzdłuż powierzchni przemieszczenia co uskok nadrzędny (ryc. 10). Odgałęzienia układają się regularnie względem uskoku nadrzędnego, odchylając się od niego maksymalnie do 30°. Najprostszą obserwowaną formą jest rozwidlenie na dwa drugorzędne uskoki, z reguły jednak uskok rozgałęzia się na wiele syntetycznych



Ryc. 9. Przykłady spękań typu koński ogon w ławicach wapienia cieszyńskiego w kamieniołomie w Lesznej Górnej
Fig. 9. Field examples of horsetail fractures from Cieszyn limestone layers, Leszna Górna

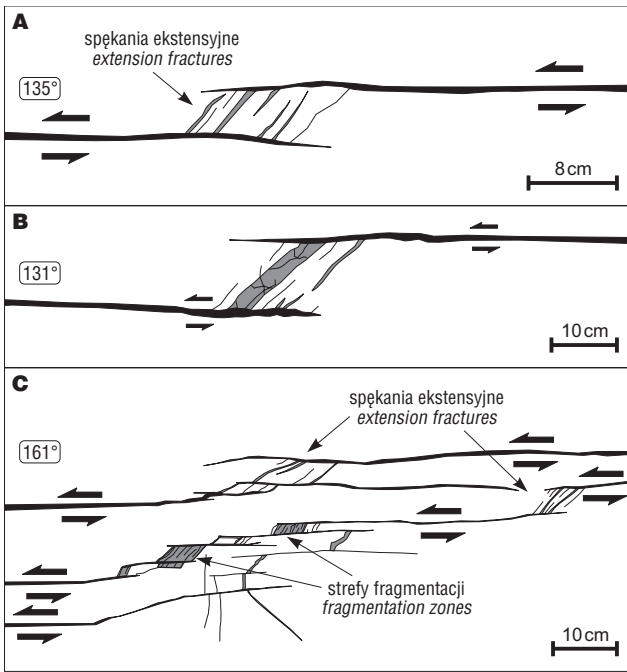


Ryc. 10. Przykłady rozgałęzień zakończeń uskoku przesuwczych w ławicach wapienia cieszyńskich w kamieniołomie w Lesznej Górnej
Fig. 10. Field examples of branch faults from Cieszyn limestone layers, Leszna Górna

uskoków i spękań. Typowa długość obserwowanych struktur waha się w granicach od 3 do 24 cm, największa zaś wynosi 76 cm.

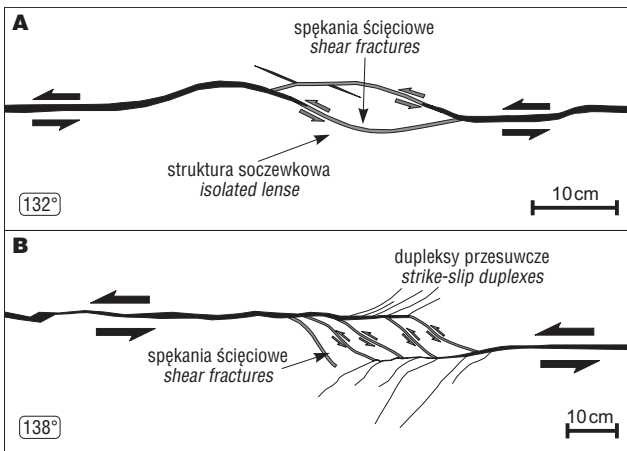
Struktury w strefach pomiędzy uskokami.

□ Spękania ekstensyjne obserwowano w strefach między uskokami w przypadku ruchu rozbieżnego wzdłuż tych uskoku (ryc. 11). Spękania występują na zakończeniach



Ryc. 11. Strefy kulisowo uporządkowanych, drobnych uskoków przesuwczych. Poszczególne uskoki są połączone spękaniem ekstensyjnymi; w strefach dużej intensywności zagęszczenia spęknięć dochodzi do defragmentacji obszaru

Fig. 11. Small-scale left stepping strike-slip zones. The maps show extensional breakdown for rock spans between adjacent faults. Fault zones contain localized fragmentation zones



Ryc. 12. Przykłady: A — struktur soczewkowych oraz B — przesuwczych dupleksów w ławicach wapieni cieszyńskich w kamieniołomie w Lesznej Górnej

Fig. 12. Field examples: A — isolated lenses; B — strike-slip duplexes from Cieszyn limestone layers, Leszna Górna

uskoków pod kątem w granicach 30–50°, wiele z nich łączy sąsiednie uskoki. Ślady przecięcia tych spęknięć z powierzchniami ławic są nieregularne, krzywoliniowe, rzadko prostoliniowe, często zanikające i przerywane. Rozwarcie ich szczelin ma wartość rzędu milimetrów. Szczeliny spęknięć są zmineralizowane kalcytem o strukturze włóknistej, a włókna są skierowane prostopadle względem ścian spęknięć. Powierzchnie spęknięć są nierówne i mają się do siebie jak forma i odlew. Liczba spęknięć w poszczególnych strefach międzyuskokowych jest zróżnicowana. W niektórych przypadkach są to pojedyncze spęknięcia,

powszechnie obserwuje się jednak strefy, w których liczba tych spęknięć przekracza nawet 30. Z przeprowadzonych obserwacji wynika, że wzrost liczebności i gęstości spęknięć w strefie koreluje się z przyrostem przemieszczenia wzdłuż powierzchni uskoków. W skrajnych przypadkach cała strefa ulega defragmentacji oraz silnej mineralizacji, przez co pojedyncze spęknięcia tracą swój indywidualny charakter (ryc. 11C). Występowanie tych spęknięć jest ściśle związane ze strefą ograniczoną dwoma powierzchniami sąsiednich uskoków i bardzo rzadko spęknięcia te wychodzą poza tę strefę.

Przesuwcze dupleksy oraz struktury soczewkowe (*isolated lenses, eye structure*) były obserwowane w przypadkach, w których ruch wzdłuż uskoków miał charakter zbieżny (ryc. 12). Sąsiednie uskoki, łącząc spęknięcia niższego rzędu, izolują w środku fragment skały. Spęknięcia względem powierzchni nadrzędnych uskoków występują pod kątem około 60°. Ślady przecięcia spęknięć z powierzchniami ławic są zwykle prostoliniowe, regularne, niekiedy mają sigmoidalny kształt (ryc. 12B). Powierzchnie pojedynczego spęknięcia są gładkie, niezmineralizowane. Wzdłuż powierzchni spęknięć daje się zaobserwować przemieszczenia syntetyczne względem uskoków. Przemieszczenia są niewielkie i nie przekraczają wielkości rzędu milimetrów. Wielkość obserwowanych struktur jest różna i waha się od 20 cm do około 55 cm. W badanym odsłonięciu struktury tego typu występują sporadycznie.

Interpretacja wyników badań

Drobne uskoki przesuwcze. Prawoprzesuwczy charakter zespołu P1 oraz lewoprzesuwczy zespołu P2, jak również wzajemne utkanie na sobie uskoków tych zespołów świadczą, że oba zespoły tworzą sprzężony i komplementarny układ uskoków (Jaroszewski, 1972; Hancock, 1985). W tej sytuacji kąt ostry, pod jakim się przecinają, jest kątem podwójnego ścinania (2θ). Na uwagę zwraca mała wartość kąta podwójnego ścinania (2θ) pomiędzy komplementarnymi zespołami. Wynosi ona 25–35°, co wskazuje, że uskoki te rozwinęły się w hybrydowo-ścięciowym polu naprężeń (Dunne & Hancock, 1994). Orientację pola naprężeń odtworzono, wyznaczając oś głównego naprężenia σ_1 , jako dwusieczną podwójnego kąta ścinania (2θ). Zgeneralizowany azymut kompresji horyzontalnej w badanym odsłonięciu wynosi 146°, czyli wypada prostopadle do orientacji osi fałdów. Podobne kierunki naprężeń w tej części płaszczowiny śląskiej uzyskali Mastella i Konon (2002), analizując spęknięcia ciosowe. Na tej podstawie przyjęto, że badana sieć uskoków odwzorowuje regionalne kierunki naprężeń.

Szeregi kulisowe. Szeregi spęknięć kulisowych rozrastają się wzdłuż zarysowującej się strefy ścinania i często stanowią stadium inicjalne w rozwoju różnej wielkości uskoków przesuwczych (Peacock & Sanderson, 1991; Willemse i in., 1997; Mollema & Antonellini, 1999). Potwierdzeniem tego są obserwacje poczynione w kamieniołomie w Lesznej Górnej, gdzie część szeregów spęknięć kulisowych rozwinęła się w szeregi *pull-apart*.

Cechy pojedynczych spęknięć w szeregu kulisowym wskazują, że są one ekstensyjne. Spęknięcia są rozwarne i wy-

pełnione mineralizacją kalcytową, kalcyt ma strukturę włóknistą, z włóknami zorientowanymi prostopadłe do ścianek. Brak śladów przemieszczenia wzdłuż powierzchni spękań wyklucza ścięciową genezę tych spękań. Pojedyncze spękania rozwijają się pod kątem 30–45° (ryc. 7D), charakterystycznym dla spękań T w strefie ścinania (Hancock, 1985; Aleksandrowski, 1992). Ortogonalny stosunek spękań kulisowych i lokalnie występujących szwów stylolitowych dodatkowo potwierdza ekstensyjny charakter spękań kulisowych (Dunne & Hancock, 1994). Spękania tego typu są związane z tensją w strefie ścinania (Garnett, 1974; Rickard & Rixon, 1983; Rothery, 1988). Powyższe spostrzeżenia świadczą, że spękania te rozwijają się równoległe do lokalnego naprężenia (σ_1'), które jest rezultatem reorientacji regionalnego naprężenia głównego (σ_1) w strefie ścinania (Lajtai, 1969).

Spękania w strefach zakończeń uskoków przesuwczych. Deformacje w strefach zakończeń uskoków są wynikiem kompensacji przemieszczeń przesuwczych. Dzięki tym deformacjom przemieszczenie wzdłuż uskoków stopniowo maleje ku ich końcom. Lokalnie pole naprężeń w tych strefach uskoku jest silnie heterogeniczne — zróżnicowane na obszar koncentracji naprężeń tensyjnych oraz obszar naprężeń kompresyjnych (Rispoli, 1981; Cowie & Scholz, 1992). Po tensyjnej stronie uskoku trajektorie maksymalnego naprężenia głównego σ_1 ulegają odchyleniu i układają się równoległe do powierzchni uskoku, natomiast po kompresyjnej przybierają kierunki prostopadłe w stosunku do uskoku.

□ Spękania typu koński ogon i spękania skrzydłaste. Cechy morfologiczne, jak również charakter wypełnienia mineralnego wskazują, że są to typowe spękania ekstensyjne, rozwijające się w tensyjnych strefach zakończeń uskoków. Charakterystyczna, zakrzywiona geometria spękań oraz rozgałęzienia są spowodowane bliskością płaszczyzny ścinania. Naprężenia ścinające lokalnie zaburzają pole naprężeń (Rispoli, 1981). Inicjalne spękania rozwijają się w płaszczyźnie lokalnego (w skali odsłonięcia) maksymalnego horyzontalnego naprężenia głównego σ_1' . Oddalając się od zakończenia uskoku, zmieniają kierunek zgodnie z kierunkiem regionalnych orientacji naprężeń głównych. Różnice w geometrii spękań obu tych typów wynikają z różnic w dynamice ich rozwoju. Spękania skrzydłaste tworzą się na zakończeniu uskoku, gdy zachodzi gwałtowny spadek przemieszczenia, czyli wysoki gradient przemieszczenia wzdłuż zakończenia uskoku, natomiast spękania typu koński ogon powstają przy tendencji do stopniowego wygaszania przemieszczenia (Kim i in., 2000). W warunkach laboratoryjnych (Lajtai, 1971; Petit & Barquins, 1988) spękania skrzydłaste uzyskano w testach jednoosiowej kompresji, natomiast spękania typu koński ogon tworzyły się w testach dwuosiowej kompresji. Na tej podstawie można przypuszczać, że do powstania tego typu spękań najczęściej dochodzi w warunkach działania niskiego naprężenia dyferencjalnego oraz niskiego ciśnienia otaczającego (McGrath & Davison, 1995).

□ Rozwidlenia. W przypadku zakończeń wykształconych w formie drobnych uskoków niższego rzędu, przemieszczenia występujące na każdym rozgałęzieniu są niewielkie. Niemniej jednak sumarycznie

odpowiadają w przybliżeniu przemieszczeniu uskoku nadrzędnego. Dzięki temu przemieszczenie zachodzi w większej objętości ośrodka skalnego, tym samym rozładowuje naprężenia wynikające z kompensacji przemieszczeń przesuwczych.

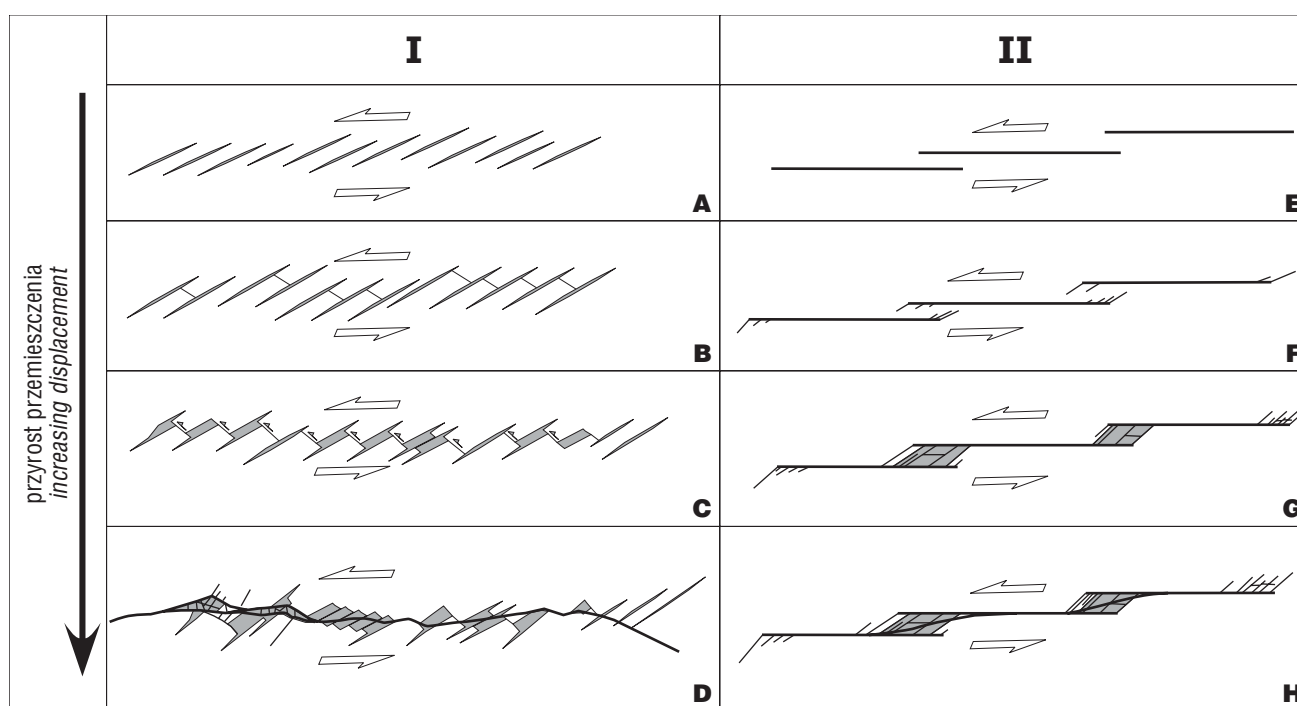
Struktury w strefach między uskokami. Obserwowane w strefach między uskokami przesuwczymi struktury drugorzędne są również związane z lokalnym polem naprężeń w tych strefach. W sytuacji, w której ruch wzdłuż tych uskoków ma charakter rozbieżny, w strefie dominują naprężenia tensyjne. Jeżeli ruch wzdłuż tych uskoków ma charakter zbieżny, w strefie dominują naprężenia kompresyjne (Segall & Pollard, 1980). W obu przypadkach struktury te stanowią pomost między końcami uskoków. Jednakże pola naprężeń tensyjnych i kompresyjnych zasadniczo się różnią, co powoduje, że struktury niższego rzędu rozwijające się w tych strefach również wykazują różny zasięg i styl budowy.

□ Spękania ekstensyjne w strefach między uskokami występują, gdy ruch wzdłuż tych uskoków ma charakter rozbieżny. Spękania rosną zgodnie z lokalnym rozkładem kierunków σ_1' w strefie, a więc w przybliżeniu 45° względem uskoków (ryc. 11). Sukcesywnie rozwijające się spękania tworzą wyróżniające się, romboidalne strefy fragmentacji. Ta charakterystyczna geometria jest wymuszona przez naprężenia tensyjne zlokalizowane między uskokami. W sytuacji, w której narastające naprężenia nie mogą już być akumulowane przez spękania ekstensyjne, dochodzi do fragmentacji całej strefy i powstania głównej płaszczyzny poślizgu, która łączy sąsiednie uskoki.

□ Przesuwce dupleksy oraz struktury soczewkowe. Struktury tego typu występują w strefach międzyuskokowych, które mają charakter kompresyjny. Przemieszczenie nie zostaje wygaszone na końcach uskoków, lecz kontynuuje się w postaci syntetycznych spękań niższego rzędu. Cechy spękań łączących sąsiednie uskoki wskazują, że są to spękania ścięciowe. Powstanie tych drugorzędnych spękań było wynikiem lokalnej rotacji naprężeń w obrębie strefy międzyuskokowej, zgodnie z mechanizmem opisywanym przez wielu autorów (np.: Tchalenko, 1970; Gamond, 1983). Dalsze przemieszczenia wzdłuż skrzydeł uskoków doprowadziło do niewielkiej rotacji spękań w strefie i spowodowało ich sigmoidalny kształt. Podobne struktury występują w różnych skalach i były opisywane przez m.in. Woodcocka i Fischera (1986), Sylwestera (1988), Żabę (1994), Peacocka i Sandersona (1995b), Fosena i Hesthammera (1997).

Rozwój strefy uskoków przesuwczych w kamieniołomie w Lesznej Górnej. Do objaśnienia powstawania dwóch odmiennych geometrycznie grup uskoków przesuwczych w kamieniołomie w Lesznej Górnej zaproponowano dwa różne modele (ryc. 13).

□ Model I. Proces uskokowania rozpoczyna się od rozwoju szeregów spękań kulisowych w inicjalnych strefach ścinania (ryc. 13A). W trakcie dalszej deformacji przyrost składowej ścinającej prowadzi do mechanicznych oddziaływań pomiędzy spękaniami kulisowymi i w konsekwencji rozwoju spękań ścięciowych łączących sąsiednie kulisy — rycina 13B (porównaj: Cox & Scholz, 1988; Willemse i in., 1997; Mollema & Antonellini, 1999). W kolejnym etapie strefa uskokowa rozwija się poprzez narastające przemieszczenia wzdłuż spękań ścięciowych.



Ryc. 13. Ewolucyjne modele rozwoju drobnych uskoków przesuwczych w kamieniołomie w Lesznej Górnej. Szczegóły w tekście
Fig. 13. Simple models for the evolution of small displacement strike-slip faults from Leszna Górna. See text for further discussion

Powoduje to rozwój struktur *pull-apart* w narożach, w których zachowały się ogony będące zakończeniami pierwotnych spękań kulisowych (ryc. 13C). Dalszy wzrost przemieszczenia wzdłuż strefy powoduje, że *pull-aparty* stają się coraz szersze, w efekcie dochodzi do łączenia się poszczególnych struktur w złożone szeregi *pull-apart* (ryc. 16D). Przykładem uskoki, które rozwinęły się w ten sposób, mogą być uskoki: F6, F15, F21, F30 (ryc. 5).

□ Model II. Pierwszy etap rozwoju zakłada inicjalną strefę kulisowo uporządkowanych, w przybliżeniu równoległych, niewielkich uskoki lub spękań ciosowych (ryc. 13E). Przemieszczenie wzdłuż powierzchni spękań powoduje lokalnie koncentrację naprężeń i rozwój spękań ekstensyjnych (spękania typu koński ogon, spękania skrzydlaste) w peryferycznych strefach, głównie na zakończeniach uskoki (ryc. 13F). Wraz ze wzrostem przemieszczenia wzdłuż powierzchni uskoki sukcesywnie się rozwijają spękania ekstensyjne, które łączą sąsiednie uskoki i powodują defragmentację tej strefy — rycina 13G (porównaj Myers & Aydin, 2004). W końcowym etapie, gdy przemieszczenia są na tyle duże, że nie mogą być już akumulowane przez deformacje zachodzące w tych strefach, dochodzi do połączenia uskoki wspólną płaszczyzną poślizgu (ryc. 13H). Taki styl rozwoju spękań przykładowo reprezentują uskoki: F2, F9, F11, F19, F33 (ryc. 5).

Podsumowanie

1. W kamieniołomie w Lesznej Górnej występuje bogaty zespół mezoskalowych struktur tektonicznych, na który składają się: drobne uskoki przesuwcze, szeregi spę-

kań kulisowych, struktury na zakończeniach uskoki oraz struktury w strefach międzyuskokowych.

2. Zespoły sprzężonych, mezoskalowych uskoki przesuwczych w wapieniach cieszyńskich z kamieniołomu w Lesznej Górnej powstały w wyniku regionalnej, horyzontalnej kompresji o generalnym kierunku NW-SE.

3. Drugorzędne struktury wokół uskoki można podzielić na dwie grupy struktur na podstawie ich lokalizacji względem powierzchni uskokowej:

□ Struktury na zakończeniach uskoki tworzą się, aby skompensować czołowe i tylne przemieszczenia przesuwcze. Spękania skrzydlaste, koński ogon czy syntetyczne rozwidlenia ujawniają się na zakończeniach uskoki, w których lokalnie dochodzi do koncentracji naprężeń.

□ Struktury w strefach między uskoki są rezultatem interakcji i łączenia się uskoki w małym obszarze. Geometria zarówno strefy między sąsiednimi uskoki, jak i występujących w niej struktur zależy od rodzaju naprężeń dominujących w tej strefie (tensja, kompresja). Spękania ekstensyjne są typowe w strefach tensyjnych, natomiast w strefach kompresyjnych występują syntetyczne spękania łączące oba uskoki.

4. Opiswane w pracy drugorzędne struktury związane z uskoki przesuwczymi, oprócz tego, że są bardzo dobrymi markerami kinematycznymi, pozwalają także na wyciąganie szczegółowych wniosków dotyczących powstania i ewolucji stref uskokowych, jak również lokalnych zakłóceń w rozkładzie kierunków naprężeń głównych.

5. Zaproponowano dwa modele rozwoju drobnych uskoki przesuwczych występujących w kamieniołomie w Lesznej Górnej:

□ Przemieszczenie wzdłuż kulisowo uporządkowanych spękań ciosowych powoduje rozwój drugorzędnych struktur na zakończeniach, które w późniejszym etapie deformacji łączą sąsiednie uskoki.

□ Sukcesywny rozwój stref ścinania, w których inicjalne szeregi spękań kulisowych zostają połączone syntetycznymi spękaniami ścięciowymi. Dalszy wzrost przemieszczenia powoduje rozwój złożonych szeregów *pull-apart*.

Niniejsza praca obejmuje niewielką część tematyki przygotowywanej pracy doktorskiej dotyczącej analizy drobnych struktur tektonicznych. Powyższe wnioski mają zatem charakter wstępny i będą poddane rewizji w trakcie dalszych badań.

Autor składa serdeczne podziękowania prof. dr. hab. Leonardowi Mastelli za cenne uwagi i dyskusje podczas pisania tego artykułu. Pragnie również podziękować recenzentom za wiele konstruktywnych uwag.

Literatura

- ALEKSANDROWSKI P. 1992 — Uskoki i strefy ścinania. [W:] Mierzejewski M.P. (red.) Badania elementów tektoniki na potrzeby kartografii wiertniczej i powierzchniowej. Instr. Met. Bad. Geol., 51: 105–115.
- BURTAN J., KONIOR K. & KSIĄŻKIEWICZ M. 1937 — Mapa geologiczna Karpat Śląskich. Wyd. Śląskie Pol. Akad. Umiej. Kraków.
- COWIE P.A. & SCHOLZ C.H. 1992 — Physical explanation for the displacement-length relationship of faults using a post-yield fracture mechanics model. J. Struct. Geol., 14: 1133–1148.
- COX S.J.D. & SCHOLZ C.H. 1988 — On the formation and growth of faults: an experimental study. J. Struct. Geol., 10: 413–430.
- DUMICZ M. 1992 — Następstwo zjawisk tektonicznych w świetle analizy mezostrukturalnej. [W:] Mierzejewski M.P. (red.) Badania elementów tektoniki na potrzeby kartografii wiertniczej i powierzchniowej. Instr. Met. Bad. Geol., 51: 146–162.
- DUNNE W.M. & HANCOCK P.L. 1994 — Paleostress analysis of small-scale brittle structures. [In:] Hancock P.L. (ed.) Continental deformation. Pergamon Press, Cambridge: 101–120.
- FOSSEN H. & HESTHAMMER J. 1997 — Geometric analysis and scaling relations of deformation bands in porous sandstone. J. Struct. Geol., 19: 1479–1493.
- GAMOND J.F. 1983 — Displacement features associated with fault zones: A comparison between observed examples and experimental models. J. Struct. Geol., 5: 33–45.
- GAMOND J.F. 1987 — Bridge structures as sense of displacement criteria in brittle fault zones. J. Struct. Geol., 9: 609–620.
- GARNETT J.A. 1974 — A mechanism for the development of en-echelon gashes in kink zones. Tectonoph., 23: 129–138.
- HANCOCK P.L. 1985 — Brittle microtectonics: principles and practice. J. Struct. Geol., 7: 437–457.
- JAROSZEWSKI W. 1972 — Drobnostukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Stud. Geol. Pol., 38: 1–210.
- JAROSZEWSKI W. 1980 — Tektonika uskoki i fałdów. Wyd. Geol., Warszawa.
- KIM Y.S., ANDREWS J.R. & SANDERSON D.J. 2000 — Damage zones around strike-slip fault systems and strike-slip fault evolution, Crackington Haven, south west England. Geosci. J., 4: 53–72.
- KIM Y.S., PEACOCK D.C.P. & SANDERSON D.J. 2003 — Mesoscale strike-slip faults and damage zones at Marsalforn, Gonzo Island, Malta. J. Struct. Geol., 25: 793–812.
- KIM Y.S., PEACOCK D.C.P. & SANDERSON D.J. 2004 — Fault damage zones. J. Struct. Geol., 26: 503–517.
- KOSZARSKI L. & ŚLĄCZKA A. 1976 — Cretaceous. The Outer (Flysch) Carpathians. [In:] Sokołowski S. (ed.) Geology of Poland, vol. 1 Stratigraphy, p. 2 Mesozoic. Wyd. Geol., Warszawa: 657–662.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1964 — On the Tectonics of the Cieszyn Zone. A Reinterpretation. Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Géol. Géogr., 12: 251–259.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1972 — Budowa Geologiczna Polski. Tom 4, Tektonika, Karpaty. Wyd. Geol., Warszawa.
- LAJTAI Z. 1969 — Mechanics of second-order faults and tension gashes. Geol. Soc. Amer. Bull., 80: 2253–2272.
- LAJTAI Z. 1971 — Experimental evaluation of the Griffith theory of brittle failure. Tectonoph., 11: 129–156.
- MALIK K. & LESZCZYŃSKI S. 1995 — Uwagi o genezie wapieni cieszyńskich w nawiązaniu do koncepcji tektoniczno-eustatycznej. [W:] Tradycja a nowoczesność w interpretacjach sedymentologicznych. IV Krajowe Spotkanie Sedymentologów. Kraków. 26–28.06.1995. Sekcja Sedymentologiczna PTG, Kraków: 99–100.
- MASTELLA L. & KONON A. 2002 — Tektoniczne wygięcie łuku Karpat zewnętrznych w świetle analizy ciosu w płaszczyźnie śląskiej. Prz. Geol., 50: 541–550.
- McGRATH A.G. & DAVISON I. 1995 — Damage zone geometry around fault tips. J. Struct. Geol., 17: 1011–1024.
- MOLLEMA P.N. & ANTONELLINI M. 1999 — Development of strike-slip faults in the dolomites of the Sella Group, Northern Italy. J. Struct. Geol., 21: 273–292.
- MYERS R. & AYDIN A. 2004 — The evolution of faults formed by shearing across joint zones in sandstone. J. Struct. Geol., 26: 947–966.
- NOWAK W. 1976 — Jurassic. The Outer (Flysch) Carpathians – Cieszyn zone. [In:] Sokołowski S. (ed.) Geology of Poland, vol. 1. Stratigraphy, p. 2 Mesozoic. Wyd. Geol., Warszawa: 413–420.
- PEACOCK D.C.P. 1991 — Displacements and segment linkage in strike-slip fault zones. J. Struct. Geol., 13: 1025–1035.
- PEACOCK D.C.P. & SANDERSON D.J. 1991 — Displacements, segment linkage and relay ramps in normal fault zones. J. Struct. Geol., 13: 721–733.
- PEACOCK D.C.P. & SANDERSON D.J. 1995a — Pull-aparts, shear fractures and pressure solution. Tectonoph., 241: 1–13.
- PEACOCK D.C.P. & SANDERSON D.J. 1995b — Strike-slip relay ramps. J. Struct. Geol., 17: 1351–1360.
- PETIT J.P. & BARQUINS M. 1988 — Can natural faults propagate under mode-II conditions? Tectonics, 7: 1243–1256.
- RICKARD M.J. & RIXON L.K. 1983 — Stress configurations in conjugate quartz vein arrays. J. Struct. Geol., 5: 573–578.
- RISPOLI R. 1981 — Stress fields about strike-slip faults inferred from stylolites and tension gashes. Tectonoph., 75, T29–T36.
- ROTHERY E. 1988. — En echelon vein array development in extension and shear. J. Struct. Geol., 10: 63–71.
- SEGALL P. & POLLARD D.D. 1980 — Mechanics of discontinuous faults. J. Geophys. Res., 85: 4337–4350.
- SEGALL P. & POLLARD D.D. 1983 — Nucleation and growth of strike slip faults in granite. J. Geophys. Res., 88: 555–568.
- SYLVESTER A.G. 1988 — Strike-slip faults. Geol. Soc. Amer. Bull., 100: 1666–1703.
- TCHALENKO J. 1970 — Similarities between shear zones of different magnitudes. Geol. Soc. Amer. Bull., 81: 1625–1639.
- WILLEMSE E.J.M., PEACOCK D.C.P. & AYDIN A. 1997 — Nucleation and growth of strike-slip faults in limestones from Somerset, UK. J. Struct. Geol., 19: 1461–1477.
- WOODCOCK N.H. & FISCHER M. 1986 — Strike-slip duplexes. J. Struct. Geol., 8: 725–735.
- ŻABA J. 1994 — Mezoskopowe struktury kwiatowe w dolnopaleozoicznych utworach NE obrzeżenia GZW — rezultat transpresyjnego ścinania w strefie dyslokacyjnej Kraków–Wyszków (Hamburg – Kraków). Prz. Geol., 8: 643–648.
- ŻABA J. 1999 — Ewolucja strukturalna utworów dolnopaleozoicznych w strefie granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego. Pr. Państw. Inst. Geol., 166: 1–162.

Praca wpłynęła do redakcji 4.10.2006 r.
Akceptacja do druku 6.3.2007 r.