

PRACE  
PAŃSTWOWEGO  
INSTYTUTU  
GEOLOGICZNEGO

---

*Zbigniew Cymerman*

*Strefa kontaktu kaczawskiego kompleksu  
strukturalnego z depresją Świebodzic (Sudety Środkowe)  
w świetle nowych otworów badawczych  
Cieszów PIG 1 i Cieszów PIG 2*

*The contact zone between the Kaczawa Structural Complex  
and Świebodzice Depressions (Central Sudetes, SW Poland)  
in the light of the new research boreholes  
of Cieszów PIG 1 and Cieszów PIG 2*

Tom 200

---

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy  
Warszawa 2014



## SPIS TREŚCI

Wstęp . . . . .	5
Historia badań . . . . .	11
Zarys budowy geologicznej . . . . .	12
Otwór badawczy Cieszów PIG 1 . . . . .	13
Podstawowe dane o otworze . . . . .	13
Szczegółowy profil otworu . . . . .	13
Charakterystyka litologiczna i petrograficzna . . . . .	17
Badania tektoniczne rdzeni . . . . .	19
Otwór badawczy Cieszów PIG 2 . . . . .	22
Podstawowe dane o otworze . . . . .	22
Szczegółowy profil otworu . . . . .	22
Charakterystyka litologiczna i petrograficzna . . . . .	25
Badania tektoniczne rdzeni . . . . .	26
Analiza strukturalna jednostki Cieszowa . . . . .	28
Analiza paleonaprzeżeń w jednostce Cieszowa . . . . .	40
Dyskusja wyników . . . . .	48
Podsumowanie wyników badań otworów wiertniczych . . . . .	48
Czas powstania kruchych skał uskokowych . . . . .	52
Tektonika alpejska i analiza paleonaprzeżeń . . . . .	53
Implikacje regionalno-tektoniczne . . . . .	56
Wnioski . . . . .	58
Literatura . . . . .	59
Summary . . . . .	65
Tablice . . . . .	70



Zbigniew CYMERMAN

Państwowy Instytut Geologiczny –

Państwowy Instytut Badawczy

Oddział Dolnośląski

Al. Jaworowa 19

53-122 Wrocław

e-mail: [zbigniew.cymerman@pgi.gov.pl](mailto:zbigniew.cymerman@pgi.gov.pl)

**Abstrakt.** W pracy przedstawiono wyniki badania rdzeni z dwóch płytkich (do gł. 200 m) nowych otworów badawczych Cieszów PIG 1 i Cieszów PIG 2 oraz uzupełniających prac terenowych w strefie kontaktu skał kompleksu kaczawskiego (jednostki Cieszowa) z waryscyjską molasą depresji Świebodziec. Wykonanie obydwu otworów umożliwiło szczegółowe rozpoznanie profilu litologicznego i charakterystyki strukturalnej spągowej (Cieszów PIG 2) i bocznej (Cieszów PIG 1) części jednostki Cieszowa. W otworze Cieszów PIG 1 występują licznie zieleńce, wapienie krystaliczne (marmury) z fyllitami i zmylonityzowane granitoidy. W tym otworze jest dużo stromo zorientowanych kataklazytów i brekcji tektonicznych. W otworze Cieszów PIG 2 nawiercono prawie wyłącznie zmylonityzowane granitoidy z niewielkimi wkładkami zieleńców i łupków chlorytowych. W otworze Cieszów PIG 2 procesy ścinania prostego w warunkach podatnych były penetratywne z rozwojem protomylonitów i mezomylonitów podczas deformacji  $D_1$ . Prawie wszystkie wskaźniki zwrotu ścinania wskazują na nasuwczy zwrot przemieszczeń „góra” ku WSW. W otworze Cieszów PIG 1 procesy deformacji niekoaksjalnej w warunkach podatnych były bardziej zróżnicowane, co wynikało z większego zróżnicowania litologicznego skał oraz z mechanizmu porozdzielania deformacji (ang. *strain partitioning*) w warunkach lewoskrętnej, skośnej transpresji.

Jednostka Cieszowa nie była nasunięta z „góry”, ale była skośnie „wciskana” od „dołu” z pakietu łusek tektonicznych podczas etapu  $D_2$  deformacji (w późnym wizerunku). Etap deformacji  $D_2$  odbywał się głównie w warunkach kruchych, ale początkowo jeszcze w warunkach podatno-kruchych. Świadczy o tym następstwo różnych skał uskokowych. Kontakt jednostki Cieszowa z depresją Świebodziec został silnie zuskokowany po waryscyjskich procesach tektono-metamorficznych, prawdopodobnie podczas ekstensji późnokarbońsko-wczesopermskiej. W czasie tej ekstensji powstał systemu podłużnych (względem foliacji  $S_1$ ) uskoków o prawie równoleżnikowym biegu, jak uskok Domanowa. Uskoki te były reaktywowane podczas ruchów alpejskich. Populacje uskoków w jednostce Cieszowa powstały w zmieniających się warunkach reżimu naprężeń. Uskoki inwersyjne z nasuwaniem głównie ku północy były wywołane reżimem kompresyjnym  $D_{K-A}$  o prawie południkowej osi  $\sigma_1$  naprężenia głównego. Uskoki przesuwczo-inwersyjne z przemieszczeniami głównie ku E rozwijały się w reżimie kompresyjno-transpresyjnym  $D_{K-TR}$  o osi  $\sigma_1$  nachylonej łagodnie ku WSW lub ENE. Dwa zespoły uskoków przesuwczych z przemieszczeniami ku W, SW i NW powstały w reżimie przesuwczym  $D_{P-B}$  o osi  $\sigma_1$  nachylonej ku W i WSW lub ESE.

**Słowa kluczowe:** skały uskokowe, strefy ścinania, analiza dynamiczna, mylonity, kataklazyty, jednostka Cieszowa, otwory wiertnicze, orogeneza waryscyjska, kaczawski kompleks strukturalny.

## WSTĘP

Waryscydy europejskie są jednym z najintensywniej badanych pasm orogenicznych naszego globu (np.: Arthaud, Matte, 1977; Behr i in., 1984; Matte i in., 1990; Cymerman, Piasecki, 1994; Martinez Catalán i in., 1997; Cymerman, 2000; Crowley i in., 2000; Franke, 2000; Seston i in., 2000;

Lardeaux i in., 2001; Aleksandrowski, Mazur, 2002; Kemnitz i in., 2002; Matte, 2002; Kryza i in., 2007a, b, 2011; Ribeiro i in., 2007; Kröner i in., 2008; Chopin i in., 2012; Brandon Weil i in., 2013). Pasma to rozciąga się od wybrzeży Portugalii aż po Nizinę Śląską. Prawie całe terytorium takich państw

jak: Portugalia, Hiszpania, Francja, Niemcy i Czechy należą do waryscydów (hercynidów) europejskich. Masyw czeski stanowi północno-wschodnie zakończenie waryscydów europejskich. Sudety stanowią północno-wschodnią część masywu czeskiego, które z wielu powodów są kluczowe dla rozpoznania złożonej, wieloetapowej ewolucji orogenu waryscyjskiego w Europie Środkowej (np.: Cymerman, 2000; Seston i in., 2000; Aleksandrowski, Mazur, 2002; Mazur i in., 2006; Kröner i in., 2008; Kryza, 2008).

Obszar Sudetów Środkowych stanowi najbardziej skomplikowany i najbardziej mozaikowy fragment Sudetów. W Sudetach Środkowych znajduje się m.in. strefa kontaktu rozległego kaczawskiego kompleksu strukturalnego<sup>1</sup> z niewielką jednostką geologiczną, jaką stanowi depresja (struktura) Świebodziec (fig. 1). W strefie kontaktu kaczawskiego kompleksu strukturalnego z depresją Świebodziec utwory molasy górnodewońskiej i dolnokarbońskiej są „wymieszane” tektonicznie ze skałami niskiego stopnia metamorfizmu regionalnego, przeważnie z zieleńcami (diabazami) i tzw. kataklazytami z jednostki Cieszowa (fig. 1). Strefa kataklazytów i mylonitów z tej jednostki ma rozdzielać zieleńce kaczawskiego kompleksu strukturalnego od utworów górnodewońskich i dolnokarbońskiej depresji Świebodziec (np.: Teisseyre, 1956a, b, c, 1957, 1962, 1968; Oberc, 1972; Cymerman, 2002, 2004).

Stwierdzone lokalnie w obrębie kaczawskiego kompleksu strukturalnego kataklazyty i mylonity należą do tzw. skał uskokowych (np. Sibson, 1977; Chester i in., 1985; Dadlez, Jaroszewski, 1994; Snoke i in., 1998; Woodcock, Mort, 2008), określanych także jako skały dyslokacyjne (np. Jaroszewski i in., 1985). Skały uskokowe, ze względu na obecność lub brak w nich foliacji, dzieli się na dwie grupy: skały mylonityczne i skały kataklazytowe (np. Higgins, 1971; Sibson, 1977; White, 1982; Wiese i in., 1984; Passchier, Trouw, 1996; Snoke i in., 1998; Kilick, 2003; Żaba, 2003; Brodie i in., 2007; Fettes, Desmons, 2007; Smulikowski i in., 2007; Woodcock, Mort, 2008).

Mylonit to skała metamorficzna charakteryzująca się penetratywną (w mezo- i mikroskali) foliacją, powstałą w wyniku redukcji tektonicznej większych ziaren mineralnych. Foliacji mylonitycznej towarzyszy lineacja ziarna mineralnego i (lub) kierunkowe wyciągnięcie agregatów mineralnych. W drobnokrystalicznej masie skalnej (matriksie) występują często asymetryczne porfiroklasty typu  $\sigma$  oraz fragmenty o podobnym do masy skalnej składzie mineralnym. Mylonity powstają w strefach ścinania w warunkach podatnych, gdzie zasadnicza deformacja odbywa się poprzez plastyczność minerałów skałotwórczych. W mylonitach mogą zaznaczyć się lokalnie efekty sztywnych deformacji przynajmniej niektórych minerałów skałotwórczych.

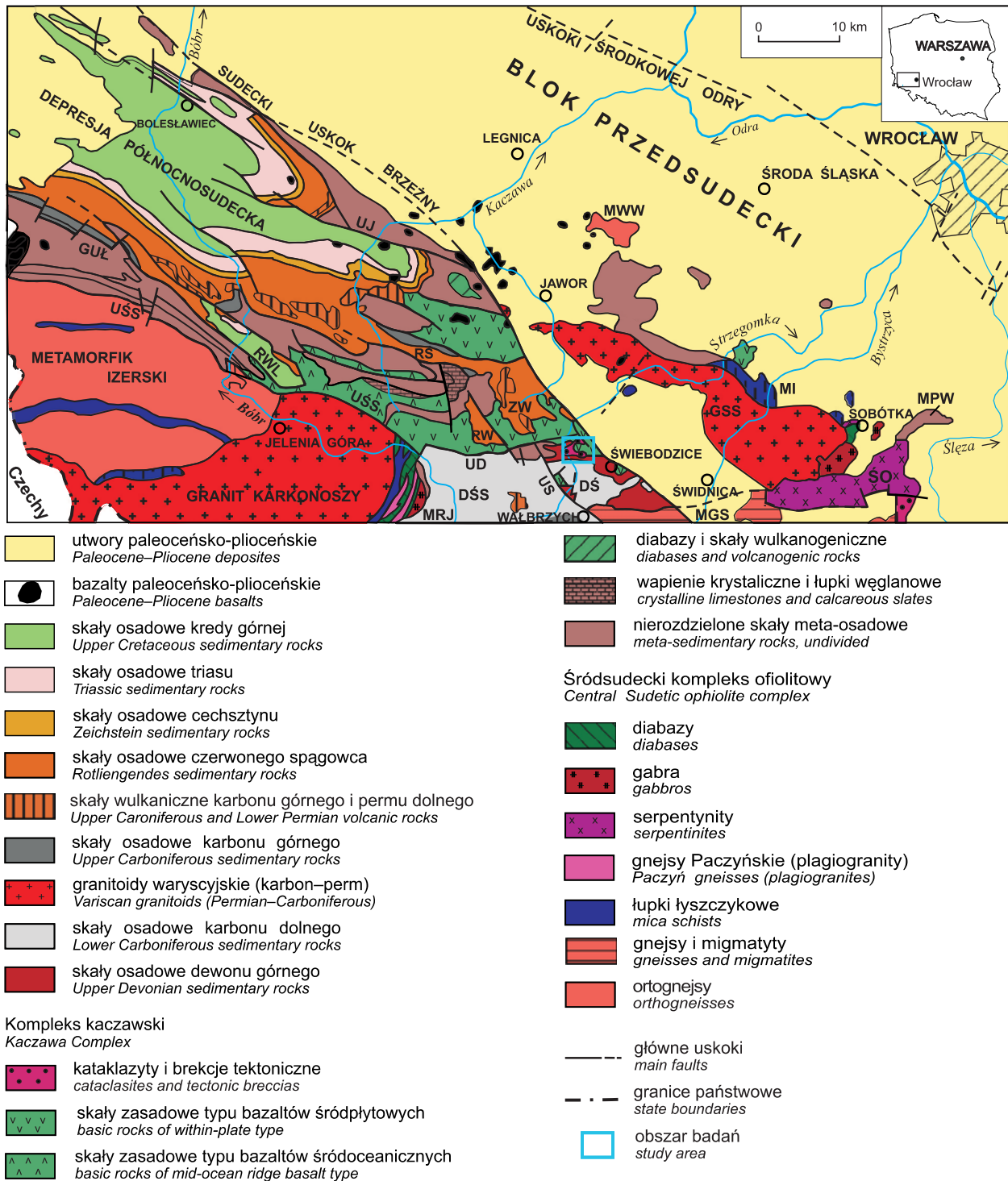
Kataklazyty są skałami uskokowymi rozwijającymi się zwykle w ograniczonych przestrzennie strefach dyslokacyjnych w warunkach kruchych do podatno-kruchych (np. Zeck, 1974; Chester, 1989; Snoke i in., 1998; Żaba, 2003; Ismat, Mitra, 2005; Brodie i in., 2007; Fettes, Desmons, 2007; Druguet i in., 2009). Ten typ skał uskokowych charakteryzuje się ostrokrawędzistymi klastami (porfiroklastami) znajdującymi się w drobnokrystalicznej masie skalnej, zbudowanej z podobnego materiału skalnego. Porfiroklasty powstają w wyniku pęknięcia, kruszenia, rotacji i poślizgów większych fragmentów skalnych. Kataklazyty są przeważnie pozbawione uporządkowanej orientacji ziaren i poszczególnych fragmentów, choć systemy spękań mogą wykazywać uprzywilejowaną orientację.

Skały uskokowe, powstałe w warunkach kruchych, charakteryzują się brakiem uporządkowanej, kierunkowej więźby (np. Higgins, 1971; Wise i in., 1984; Chester i in., 1985; Tanaka, 1992; Snoke i in., 1998). Dzieli się one na dwie grupy w zależności od ich spójności (spoiwości, kohezji).

- Skały pozbawione spójności są dzielone na dwie grupy:
  - brekcje uskokowe (ang. *fault breccias*), gdzie ostrokrawędzistych fragmentów jest >30% w skale;
  - gliny uskokowe (ang. *fault gouges*), gdzie ostrokrawędzistych fragmentów jest <30% w drobnodziarnistym (ilastym/gliniastym) matriksie.
- Spójne skały uskokowe są zaliczane do grupy skał kataklazytowych (*op. cit.*). Do tej grupy są zaliczane także brekcje tektoniczne, które od brekcji uskokowych różnią się spójnością (spoiwością) fragmentów skalnych (klastów).

Kruche skały uskokowe (kataklazyty i brekcje uskokowe) występują w strefach na ogół przebiegających w kierunku prawie równoleżnikowym, na pograniczu kaczawskiego kompleksu strukturalnego i depresji Świebodziec (fig. 1–3). „Kataklazyty” jednostki Cieszowa mogą pochodzić z granitów (plagiogranitów) (Zimmermann i in., 1912; Berg, 1935; Smulikowski, 1956; Szałamacha, Szałamacha, 1991; Kryza, Kulczyński, 2000; Kulczyński, 2006) lub (przynajmniej w części) ze skał wulkanicznych i tufów, głównie keratofirów (trachitów) (Teisseyre, Smulikowski, 1953; Smulikowski, 1956; Teisseyre, 1973). Należy podkreślić, że obszar kontaktu kaczawskiego kompleksu strukturalnego ze strukturą Świebodziec jest pozbawiony większych naturalnych odsłoneń. Dotyczy to przede wszystkim stref kataklazytów i mylonitów jednostki Cieszowa, które łatwiej ulegają denudacji niż ich protolit krystaliczny. Brak większych naturalnych odsłoneń kataklazytów i mylonitów z jednostki Cieszowa uniemożliwia praktycznie rozpoznanie kontaktu kaczawskiego kompleksu strukturalnego z jednostką Świebodziec. Przynajmniej w części próbowano temu zaradzić, wykonując wkopy

<sup>1</sup> Nazewnictwo tej jednostki tektonicznej Sudetów nie jest jednoznacznie ustalone. Świadczy o tym chociażby dyskusja na łamach *Przeglądu Geologicznego* (Cymerman, 2010; Aleksandrowski i in., 2010), czy też próby uporządkowania wyróżnianych dotąd jednostek tektonicznych Polski (Żelaźniewicz i in., 2011). W niniejszej pracy wprowadzono nowy termin – kaczawski kompleks strukturalny – w rozumieniu definicji terminu kompleks strukturalny/tektoniczny podanej w *Słowniku geologii dynamicznej* (Jaroszewski i in., 1985) i używanej w terminologii przydatnej do regionalizacji tektonicznej Polski (Żelaźniewicz i in., 2011).



**Fig. 1. Uproszczona mapa geologiczna zachodniej części Sudetów oraz zachodniej i środkowej części bloku przedsudeckiego (według Cymermana, 2002, zmodyfikowana)**







































GUŁ – główny uskoki łuzycycki, UD – uskoki Domanowa, UJ – uskoki Jerzmanic, US – uskoki Strugi, UŚS – uskoki śródsudecki, DŚ – depresja Świebodzic, DŚS – depresja śródsudecka, MGS – metamorfik Gór Sowich, MI – metamorfik Imbramowic, MRJ – metamorfik Rudaw Janowickich, MPW – metamorfik Pustkowa Wilczkowskiego, MWW – metamorfik Wądroża Wielkiego, RŚ – rów Świerzawy, RWL – rów Wlenia, RW – rów Wierzchosławic, ŚO – Śleża ofiolitowy kompleks, ZW – zapadisko Wolbromka

Simplified geological map of the western part of the Sudetes and the western and central parts of the Fore-Sudetic Block (modified by Cymerman, 2002)

GUŁ – Main Lusatian Fault, UD – Domanów Fault, UJ – Jerzmanice Fault, US – Struga Fault, UŚS – Intra-Sudetic Fault, DŚ – Świebodzice Depression, DŚS – Intra-Sudetic Depression, MGS – Góry Sowie metamorphic rocks, MI – Imbramowice metamorphic rocks, MRJ – Rudawy Janowickie metamorphic rocks, MPW – Pustków Wilczkowski metamorphic rocks, MWW – Wądroże Wielkie metamorphic rocks, RŚ – Świerzawa Graben, RWL – Wleń Graben, RW – Wierzchosławice Graben, ŚO – Śleża ophiolitic complex, ZW – Wolbromek Basin

## Objaśnienia do figur 2–5

## Explanations to Figures 2–5

	hałdy waste dumps	}	holocen <i>Holocene</i>
	osady rzeczne nierozdzielone <i>river debris in general</i>		
	osady stożków napływowo-usypiskowych <i>debris of alluvial fans and talus cones</i>		
	gliny deluwialne i rumosze skalne <i>residual clays and rock wastes</i>	}	plejstocen–holocen <i>Pleistocene–Holocene</i>
	gliny deluwialne i rumosze skalne na glinach zwałowych <i>residual clays and rock wastes on boulder clays</i>		
	piaski i żwiry tarasów 2–5 m n.p. rzeki <i>sands and gravels of river flats 2–5 m above river level</i>	}	plejstocen <i>Pleistocene</i>
	żwiry, piaski, gliny i mady tarasów 5–8 m n.p. rzeki <i>gravels, sands, clays and mads of river flats 5–8 m above river level</i>		
	metatrachity <i>metatrachites</i>	}	missisip–gwadelup <i>Mississippian–Gwadelupian</i>
	zlepieńce polimiktyczne (kulum z Chwaliszowa) <i>polimictic conglomerates (Chwaliszów Culm)</i>		
	zlepieńce gnejsowe <i>gneiss conglomerates</i>	}	missisip <i>Mississippian</i>
	szarogłazy i mułowce, nierozdzielone <i>graywackes and mudstones, undivided</i>		
	szarogłazy <i>graywackes</i>	}	dewon górny <i>Upper Devonian</i>
	szarogłazy zlepieńcowate <i>conglomeratic graywackes</i>		
	mułowce <i>mudstones</i>		
	mułowce z soczewkami wapieni <i>mudstones with lenses of limestones</i>		
	kataklazyty i mylonity <i>cataclasites and mylonites</i>		
	zieleńce <i>greenstones</i>	}	karbon–perm (gwadelup) <i>Carboniferous–Permian (Gwadelupian)</i>
	zieleńce i łupki zieleńcowe <i>greenstones and greenschistes</i>		
	łupki chlorytowe i serycytowe <i>chlorite and sericite slates</i>		
	łupki chlorytowe i serycytowe, fyllity wapienne <i>chlorite and sericite slates, calciferous phyllites</i>		
	wapienie krystaliczne <i>crystalline limestones</i>		
	wapienie krystaliczne i fyllity wapienne <i>crystalline limestones and calciferous phyllites</i>		
	łupki serycytowe i zieleńce <i>sericitic slates and greenstones</i>		
	łupki pstre z rogowcami <i>spotted slates with czerts</i>		
	łupki kwarcytowe i kwarcyty <i>quartzitic slates and quartzites</i>		
			
	granice geologiczne <i>geological boundaries</i>		
	uskoki <i>faults</i>		
	nasunięcia <i>thrusts</i>		
	linia przekroju A–B <i>A–B cross-section</i>		
	warstwowanie <i>bedding</i>		
	foliacja <i>foliation</i>		
	60		powierzchnie C w foliacji mylonitycznej typu S-C <i>C planes of S-C type mylonitic foliation</i>
	70		powierzchnie S w foliacji mylonitycznej typu S-C <i>S planes of S-C type mylonitic foliation</i>
			zwrot ścinania podatnego <i>sense of ductile shearing</i>
			przemieszczenia w kierunku do obserwatora <i>displacements towards the viewer</i>
			przemieszczenia w kierunku od obserwatora <i>displacements away from the viewer</i>
			otwór wiertniczy <i>borehole</i>





**Fig. 2.** Lokalizacja otworu wiertniczego Cieszów PIG 1 na tle południowo-zachodniego fragmentu *Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów* w skali 1:25 000, arkusz Świebodzice (według Teisseyre'a, Gawrońskiego, 1966; zmodyfikowana)

Location of the Cieszów PIG 1 borehole within the SW part of the 1:25,000 *Detailed Geological Map of the Sudetes*, Świebodzice sheet (after Teisseyre, Gawroński, 1966; modified)

i rowy badawcze na terenie jednostki Cieszowa (Smulikowski, 1956; Kryza, Kulczyński, 2000).

Wykonane w latach 2010–2011 zadanie geologiczne nr 6 pod tytułem „Rozpoznanie geologiczne nasunięcia kompleksu kaczawskiego w depresji Świebodzic ze szczególnym uwzględnieniem kataklazytów z Cieszowa” miało dwa główne cele. Pierwszym było rozpoznanie kontaktu kaczawskiego kompleksu strukturalnego (jednostki Cieszowa) z jednostką Świebodzic. Drugim celem było uzyskanie w pełni rdzeniowanego materiału wiertniczego ze strefy kataklazytów i mylonitów jednostki Cieszowa. Postawione zadania badawcze nr 6 zrealizowano za pomocą dwóch otworów wiertniczych Cieszów PIG 1 i Cieszów PIG 2. Otwory te zostały wykonane w ramach obszernego programu badawczego pt.: „Zintegrowany program płytkich wierceń badawczych dla rozwiązania istotnych problemów budowy geologicznej Polski” przez PIG-PIB na zlecenie Ministerstwa Środowiska.

Płytkie, nieprzekraczające dwustu metrów głębokości wiercenia badawcze Cieszów PIG 1 i Cieszów PIG 2 miały przyczynić się do lepszego rozpoznania charakteru kontaktu tektonicznego między jednostkami tektonicznymi i kompleksami skalnymi znanymi z powierzchni terenu (kaczawski kompleks strukturalny i depresja Świebodzic). Zasadnicze pytanie postawione w ramach projektu badawczego brzmiało – czy jednostka Cieszowa jest odrębną, najwyższą

platformą (łuską krystaliczną), która została nasunięta z N lub ENE na utwory osadowe depresji Świebodzic? (Teisseyre, 1956a, b, c, 1957, 1962, 1968). A może zmetamorfizowane w warunkach facji zieleńcowej skały kambryjsko-karbońskie jednostki Cieszowa zostały nasunięte w reżimie transpresyjnym ze składową lewoskrętną (to znaczy ze zwrotem „góra” ku WSW) na górnodewońskie mułowce i szarogłazy depresji Świebodzic? (Cymerman, 2002). W tym aspekcie badawczym ważne było rozpoznanie profilu litologicznego spagowej lub bocznej części jednostki (łuski tektonicznej) Cieszowa (Cymerman, 2009a, b). Należy zaznaczyć, że istnieje jeszcze inna hipoteza, która zakłada, że tzw. jednostka Cieszowa podściela skały osadowe depresji Świebodzic (Dathe, Zimmermann, 1912; Bederke, 1929; Kryza, Kulczyński, 2000).

Materiały wiertnicze z obydwu, w pełni rdzeniowanych, otworów Cieszów PIG 1 i Cieszów PIG 2 dostarczyły także nowego, bogatego materiału badawczego do szczegółowej charakterystyki litologii, petrologii, geochemii i struktur tektonicznych ze słabo odkrytej strefy „kataklazytów” z obszaru jednostki Cieszowa (Cymerman, 2009a, b). Pozwoliło to, w ramach zrealizowanego projektu nr 6, na podjęcie prób odpowiedzi na inne zagadnienia, jak np. określenie charakteru protolitów skał kataklastycznych i mylonitycznych z jednostki Cieszowa. W celu rozwiązania tego zagadnienia wykonano wstępnie badania petrologiczne i mineralogiczno-geoche-

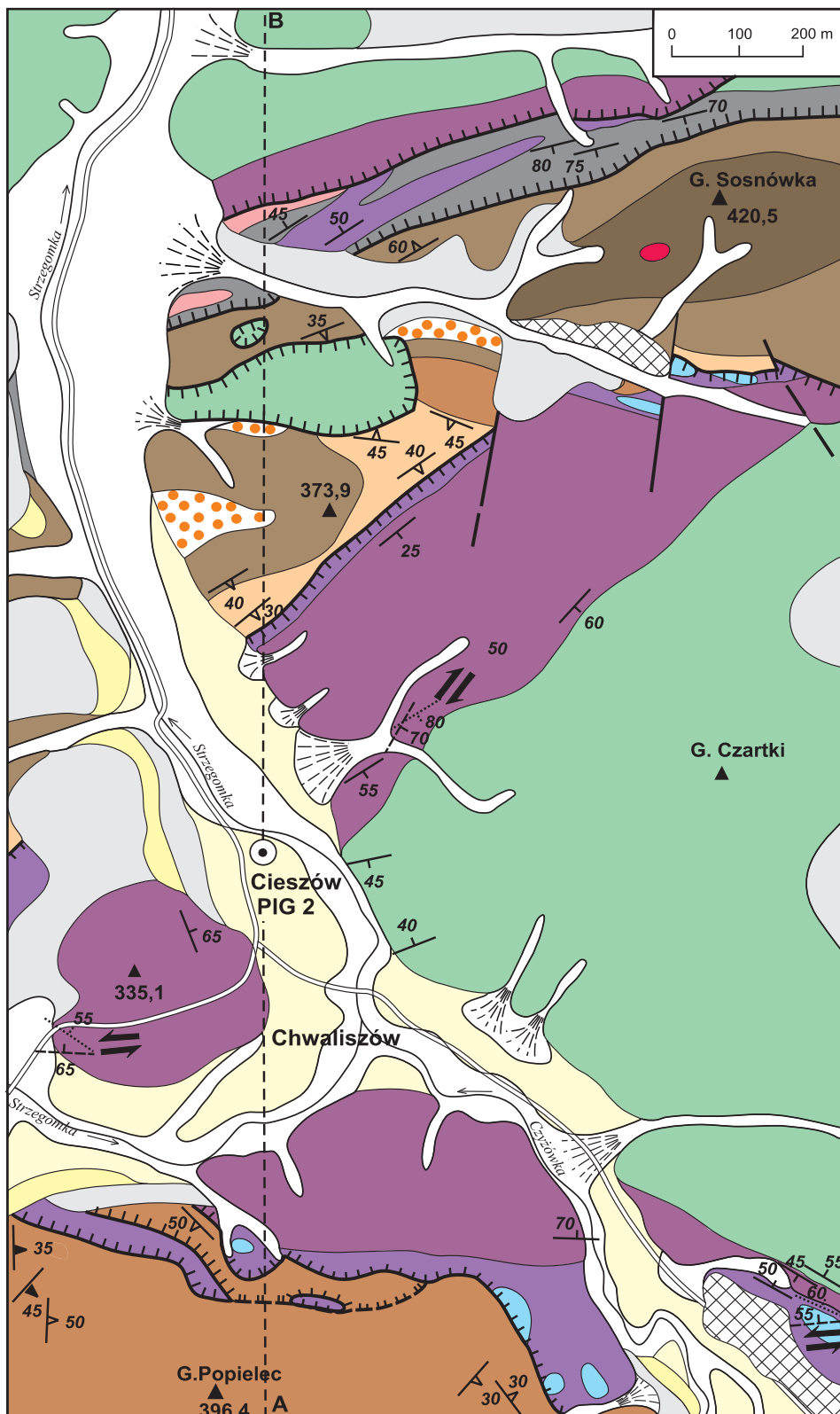


Fig. 3. Lokalizacja otworu wiertniczego Cieszów FIG 2 na tle południowo-wschodniego fragmentu *Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów* w skali 1:25 000, arkusz Stare Bogaczowice (według Teisseyre'a, 1973; zmodyfikowana)

Objaśnienia do figury [na stronie 8](#)

Location of the Cieszów FIG 2 borehole within the SE part of the 1:25,000 *Detailed Geological Map of the Sudetes*, Stare Bogaczowice sheet (after Teisseyre, 1973; modified)

For the explanations to Figure [see page 8](#)

miczne wytypowanych skał nawierconych w obydwu otworach. Zagadnienie to będzie jednak przedmiotem osobnej publikacji. Związane jest to z planowanym w najbliższych latach wykonaniem szczegółowych badań petrologicznych, geochemicznych i izotopowych skał z obydwu otworów.

Kolejnym zagadnieniem, powiązaniem z wynikami otrzymanymi z danych otworowych Cieszów PIG 1 i Cieszów PIG 2, jest próba ustalenia czasu powstania kataklazytów i brekcji tektonicznych. Pojawia się pytanie, czy skały uskokowe jednostki Cieszowa nie powstały przynajmniej w części podczas kruchych deformacji alpejskich, które przyczyniły się do powstania obecnej morfologii Sudetów. Jeżeli tak, to jaki jest ewentualny związek kruchych deformacji alpejskich z innymi elementami alpejskich deformacji w Sudetach, jak np. z sudeckim uskokiem brzeżnym, czy ze wschodnią kontynuacją strefy uskokowej Domanowa i (lub) uskoku śródsudeckiego? Pomocna przy tym była analiza

paleonaprężeń, którą wykonano dla tektoglifów pomierzonych w najbliższej okolicy otworów badawczych Cieszów PIG 1 i Cieszów PIG 2.

Badania tektoniczne w ramach zadania geologicznego nr 6, dotyczące zakładanego nasunięcia kaczawskiego kompleksu strukturalnego na obszar depresji Świebodziec, polegały na szczegółowym, makroskopowym opisie niezorientowanych względem północy geograficznej rdzeni wiertniczych obydwu nowych otworów Cieszów PIG 1 i Cieszów PIG 2. Badania te uzupełniono o terenowe prace strukturalne w sąsiedztwie obydwu otworów. W odsłonięciach wykonano szczegółowe obserwacje strukturalne, opisano i zmierzono setki elementów strukturalnych, głównie struktur planarnych (foliacje, spękania i uskoki). Dodatkowo wykonano obserwacje mikrostrukturalne 100 płytek cienkich orientowanych względem osi otworu i struktur tektonicznych (Cymerman, 2009 a, b).

## HISTORIA BADAŃ

Strefa kontaktu kaczawskiego kompleksu strukturalnego z depresją Świebodziec była przedmiotem badań geologicznych od początku XX wieku. Geolodzy niemieccy (Dathe, Zimmermann, 1912; Bederke, 1929) uważali skały epimetamorficzne kaczawskiego kompleksu strukturalnego z okolic Cieszowa za odsłonięte wyspowo fragmenty podłoża depresji Świebodziec. Do tej hipotezy, przyjmującej, że jednostka Cieszowa tworzy podłożę skał osadowych depresji Świebodziec, powrócili Kryza i Kulczyński (2000). Sugerowali oni, że północna część jednostki Cieszowa może być synformą obaloną ku południowi z utworami dewonu górnego w jej jądrze i z wczesnopaleozoicznymi zieleńcami na skrzydłach tej makroskopowej struktury fałdowej. Istotą tej koncepcji jest założenie, że skały krystaliczne występują w podłożu utworów depresji Świebodziec, a nie są na te utwory młodopaleozoiczne nasunięte.

W przeciwieństwie do tej najstarszej hipotezy, Teisseyre (1956a, 1957, 1967, 1968, 1973) zinterpretował skały epimetamorficzne okolic Cieszowa jako element najwyższej płaszczowiny kaczawskiego kompleksu strukturalnego. Zachowany fragment tej płaszczowiny określono jako jednostkę Cieszowa. Ta niewielka jednostka tektoniczna, obecnie o powierzchni ok. 8 km<sup>2</sup>, miała być nasunięta z północy na górnodewońsko-dolnokarbońską molasę depresji Świebodziec (*op. cit.*). Badacz ten tłumaczył sfałdowanie niezmetamorfizowanych utworów dewonu górnego w depresji Świebodziec i zieleńców (kambryjskich?) jednostki Cieszowa przez grawitacyjne zsuwanie się wcześniej spiętrzonych tektonicznie (podczas orogenezy kaledońskiej) utworów kaczawskiego kompleksu strukturalnego do kulmowego basenu depresji Świebodziec (Teisseyre, 1956a, 1968). Według Teisseyre'a (1956a, b, c 1968) kaczawski kompleks strukturalny w Sudetach graniczy od SE z depresją Świebodziec wzdłuż skomplikowanego systemu uskoków (m.in. uskok Strugi) i nasunięć.

Cymerman (2002) z kolei wykazał, na podstawie danych strukturalnych i kinematycznych, że waryscyjskie nasuwanie jednostki Cieszowa ku WSW odbywało się w reżimie deformacji transpresyjnej. W przeciwieństwie do pozostałych jednostek tektonicznych kaczawskiego kompleksu strukturalnego tylko jednostka Cieszowa jest nasuwana i „wklinowywana” w utwory kulmowego basenu depresji Świebodziec podczas orogenezy waryscyjskiej.

Badacze niemieccy (Dathe, Zimmermann, 1912; Bederke, 1929; Berg, 1939) uważali skały kataklastyczne okolic Cieszowa za zdeformowane granity kaledońskie. Określali je terminem – *gequetschter Granit*, czyli sprasowanym granitem.

Teisseyre i Smulikowski (1953) przyjęli, że całość serii mylonitów pochodzi z wulkanitów o składzie spilitowym lub keratofirowym, które zostały potem metasomatycznie przeobrażone i wzbogacone w krzemionkę. Świadczyć miało o tym zgodne, ławicowe przekładanie łupków zieleńcowych i zieleńców w skałach mylonitycznych jednostki Cieszowa.

Skały jednostki Cieszowa, a zwłaszcza kataklazyty z tej jednostki tektonicznej, były szczegółowo opisane petrograficznie przez Smulikowskiego (1956). Badacz ten wydzielił spośród skał kataklastycznych pięć odmian. Większość z nich miała pochodzić z felzytowych wulkanitów, a tylko dwie odmiany, i to w bardzo ograniczonym zasięgu, ze zdeformowanych skał albitowo-kwarcowych, rzadko z granitów.

Pas skał kataklastycznych i mylonitycznych z Cieszowa, pochodzących ze skał wulkanicznych, głównie trachitów, porównywano geochemicznie do plagiogranitów jednostki Leszczyńca z metamorfiku Rudaw Janowickich (Szałamacha, Szałamacha, 1991). Te plagiogranity były oznaczone metodą U-Pb na cyrkonach o wieku ich umiejscowienia na  $494 \pm 2$  mln lat (Oliver i in., 1993). Podobny wiek izotopowy (ok. 500 mln lat), ale metodą SHRIMP na cyrkonach, otrzymano dla metawulkanogenicznych skał kwarcowo-skaleninowych

z kompleksu metamorficznego Rudaw Janowickich (Oberc-Dziedzic i in., 2010). Podkreślić trzeba, że oznaczenia cyrkonów wykonane metodą  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ze słabo skataklastycznego metagranitoidu z jednostki Cieszowa dały bardzo podobne wyniki ( $492 \pm 15$  mln lat) (Kozdrój i in., 2006).

Kryza i Kulczyński (2000) uważali, że mylonity i kataklazyty jednostki Cieszowa powstały głównie z granito-

wego protolitu, a w znacznie mniejszym stopniu z protolitu diabazowego. Kulczyński (2006) uznał „kataklazyty Cieszowa” za mylonityczne skały felzytowe. Miały one pochodzić z granitowego protolitu, wapniowo-alkalicznego, typu I, powstałego prawdopodobnie w środowisku aktywnego łuku wyspowego.

## ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ

W Sudetach Środkowych kaczawski kompleks strukturalny graniczy od południa z depresją Świebodzic (fig. 1). Granica ta przebiega wzdłuż skomplikowanego systemu uskoku i powierzchni zsunięcia (fig. 2, 3). Obszar kontaktu dotychczas nie był i nadal nie jest dobrze rozpoznany, pomimo wykonania tam szczegółowych map geologicznych udokumentowanych licznymi wkopami i rowami badawczymi (Teisseyre, Gawroński, 1966; Teisseyre, 1972). Ku zachodowi kaczawski kompleks strukturalny graniczy od południa z depresją (niecką) śródsudecką. Kontakt tych jednostek przebiega wzdłuż alpejskiego uskoku Domanowa (Oberc, 1972; Teisseyre, 1972; Cymerman, 1998a, 2002).

Utwory dewonu górnego i prawdopodobnie turneju dolnego depresji Świebodzic są lokalnie intensywnie pofałdowane. Osie makrofałdów w tej depresji (m.in. synkliny Sośnicy i Zimmego Dworu, antykliny Cieszowa–Świebodzic i Pelcznicy–Mokrzyszowa) są zorientowane w kierunku prawie równoleżnikowym (Teisseyre, 1968). Jedynie strukturalny element Strugi, położony kilka kilometrów na południe od północnej granicy depresji Świebodzic, przebiega w kierunku NW–SE. Element Strugi był dotychczas różnie interpretowany jako: (1) zrąb tektoniczny (ang. *horst*), (2) fragment płaszczowiny lub (3) wyciągnięty wysad spod pokrywy kulmowej wzdłuż nasunięcia Strugi (Teisseyre, 1956a, 1968). Brak odśnieżeń naturalnych w obrębie strukturalnego elementu Strugi uniemożliwia jego bliższe rozpoznanie oraz wykonanie analizy strukturalnej i kinematycznej.

Już na terenie depresji Świebodzic pojawiają się w trzech miejscach skały zieleńcowe, które mogą być uznane za ekwiwalent takich skał z jednostki Cieszowa (Teisseyre, 1956a, 1968). Nadal jednak nie zostało jednoznacznie ustalone, czy zieleńce spoczywają na osadach depresji, czy też zostały wyciśnięte do góry spod utworów kulmowych. Zachowane zieleńce na kulmowych zlepieńcach gnejsowych w synklinie Lubiechowa na obszarze depresji Świebodzic wskazują jednak, że są one pozostałością po nasuniętej płaszczowinie (*op. cit.*).

Najbardziej południowo-wschodni fragment metamorficznego kaczawskiego kompleksu strukturalnego na obszarze Sudetów Środkowych jest zbudowany z dwóch jednostek tektonicznych: Sądów Górnych i Cieszowa (Cymerman, 2002, 2004). Te dwie jednostki graniczą ze sobą, a także z depresją Świebodzic, w bardzo skomplikowany sposób, przeważnie wzdłuż waryscyjskich stref uskoku. Strefy te były prawdopodobnie reaktywowane podczas ruchów

laramijskich i młodoalpejskich (Oberc, 1972; Cymerman, 1998a, 2002).

Jednostka Sądów Górnych, wydzielona jako osobna jednostka tektoniczna kaczawskiego kompleksu strukturalnego, nie obejmuje tzw. elementu Sądów Górnych (Teisseyre, 1968, 1973). Ten element razem z „płatem Jaskulina” wchodzi w skład jednostki Cieszowa (*op. cit.*) i oddziela niższą strukturalnie jednostkę Dobromierza, położoną na północy od utworów depresji Świebodzic. Jednostka Sądów Górnych jest podzielona na dwie części przez nasunięcie Strugi (*op. cit.*). Większa część jednostki Sądów Górnych znajduje się na skrzydle zrzucenym nasunięcia Strugi (Teisseyre, 1973). Wzdłuż tej dyslokacji utwory kulmowe depresji Świebodzic zostały nasunięte na depresję śródsudecką, być może w paleogenie–neogenie (*op. cit.*). W jednostce Sądów Górnych występują łupki serycytowe i kwarcytowe z wkładkami kwarcytów. Na granicy tej jednostki z jednostką Dobromierza występują skały mylonityczne i kataklazytyczne.

Cymerman (2002) jednostkę Cieszowa (*sensu* Teisseyre, 1956a, b, c, 1968) pomniejszył o osobno wydzieloną jednostkę Sądów Górnych. W ten sposób jednostka Cieszowa została ograniczona jedynie do wcześniej wydzielanego strukturalnego elementu Jaskulina (Teisseyre, 1956a, b, c, 1968). Element ten został uznany za fałd grawitacyjny, który miał być pofałdowany razem ze skałami osadowymi depresji Świebodzic (*op. cit.*). Teisseyre (1956a, b, 1968, 1972) wskazywał dodatkowo, że jednostka Cieszowa wykazuje cechy megabrekcji i że jest intensywnie skataklastowana i zbrekcionowana.

Jednostka Cieszowa jest zbudowana głównie z zieleńców, ograniczonych przez pas kataklazytów i mylonitów (Smulikowski, 1956) oraz z mniejszych wystąpień, na ogół w formie pasów, łupków zieleńcowych, łupków serycytowych, łupków chlorytowych i łupków węglanowych z niewielkimi soczewkami wapieni krystalicznych (Dathe, Zimmermann, 1912; Teisseyre, Gawroński, 1966; Teisseyre, 1972). Zagadnienie protolitów kataklazytów i mylonitów jednostki Cieszowa nie jest nadal jednoznacznie rozstrzygnięte. Według różnych badaczy omawiane kataklazyty i mylonity mogą pochodzić ze skał wulkanicznych i tufów, bądź z granitów (plagiogranitów) lub keratofirów (trachitów) (Dathe, Zimmermann, 1912; Smulikowski, 1956; Teisseyre, 1956a, 1968, 1972; Teisseyre, Gawroński, 1966; Szałamacha, Szałamacha, 1991; Kryza, Kulczyński, 2000; Cymerman, 2002).

Pośród skał metamorficznych całego, rozległego kaczawskiego kompleksu strukturalnego jedynie w małej jednostce Cieszowa i to na jej obrzeżeniu występują, dające się ująć kartograficznie, kataklazyty i mylonity. Tekstury mylonityczne spotyka się w różnych innych miejscach kaczawskiego kompleksu strukturalnego, gdzie doszło do wyraźnej deformacji niekoaksjalnej, jak na przykład w tzw. piaskowcach Gackowej czy ryodacytach Osełki.

Bardziej szczegółowe omówienie skał mylonitycznych i kataklastycznych z jednostki Cieszowa przedstawiono w osobnych rozdziałach podczas omawiania danych z obydwu otworów badawczych. Pełna charakterystyka elementów strukturalnych z nawierconych rdzeni z obydwu otworów, a także ze zbadanych odsłoneń naturalnych z jednostki Cieszowa została omówiona w osobnym rozdziale.

Jednostkę Cieszowa, zbudowaną głównie z zieleńców masywnych i łupków zieleńcowych, rozdziela od utworów molasy górnodońskiego i dolnokarbońskiej depresji Świebodzie (Porębski, 1981, 1990) strefa kataklazytów i mylonitów (Dathe, Zimmermann, 1912; Teisseyre, 1948, 1956a, 1957, 1972; 1973; Smulikowski, 1956; Teisseyre, Gawroński, 1966). Szczegółowe rozpoznanie litologiczne i strukturalne tych skał uskokowych było także nadrzędnym zadaniem wykonanych otworów badawczych Cieszów PIG 1 i Cieszów PIG 2 (Cymerman, 2009a, b; Cymerman, Awdankiewicz, 2011). W jednostce Cieszowa występują w różnym stopniu skatakazowane i zmylonityzowane skały metamorficzne kaczawskiego kompleksu strukturalnego (Smulikowski, 1956; Teisseyre, 1956a, 1957; Kryza, Kulczyński, 2000; Cymerman, 2002; Kulczyński, 2006).

## OTWÓR BADAWCZY CIESZÓW PIG 1

### PODSTAWOWE DANE O OTWORZE

Otwór badawczy Cieszów PIG 1 wykonano w celu szczegółowego rozpoznania struktur tektonicznych z południowego pasa wychodni skał kataklastycznych i mylonitycznych jednostki Cieszowa, na pograniczu kaczawskiego kompleksu strukturalnego i depresji Świebodzie (Teisseyre, Gawroński, 1966). Otwór zlokalizowano w środkowej części przebiegającej równoleżnikowo wychodni południowego pasa skał kataklastycznych i mylonitycznych jednostki Cieszowa (fig. 2). Według modelu tektonicznego Teisseyre'a (1956a, 1968) pas wychodni tych skał uskokowych powinien być powierzchnią spagową nasunięcia jednostki Cieszowa ku południowi, na kulkowe skały osadowe depresji Świebodzie. Z kolei w odmiennej interpretacji tektonicznej pas omawianych skał uskokowych ma stanowić domenę boczną jednostki Cieszowa, która została nasunięta ku zachodowi (Cymerman, 2002).

Otwór badawczy Cieszów PIG 1 odwiercono w miejscowości Cieszów Dolny (współrzędne geograficzne: 16°16'05,1"E, 50°51'55,5"N; rzędna terenu: 359,0 m n.p.m). Do głębokości 6,0 m wiercono gryzerem pod rury o średnicy  $\varnothing$  9 5/6 cala. Do głębokości 74,5 m wiercono rdzeniówką o średnicy  $\varnothing$  = 132 mm, a do głębokości 147,0 m – rdzeniówką o średnicy  $\varnothing$  = 112 mm, poniżej do głębokości końcowej otworu (199,9 m) wiercono rdzeniówką o średnicy  $\varnothing$  = 93 mm.

Otwór Cieszów PIG 1 zlokalizowano kilkadziesiąt metrów na północ od kontaktu jednostki Cieszowa z depresją Świebodzie. Taka lokalizacja otworu wiertniczego stwarzała możliwość przewiercenia, przynajmniej w spągu otworu (na głębokości ok. 180 m), mułowców i szarogłazów dewonu górnego z depresji Świebodzie (Cymerman, 2009a). Niestety do głębokości końcowej tego otworu (199,9 m) niewiercono skał osadowych depresji Świebodzie (fig. 4).

### SZCZEGÓŁOWY PROFIL OTWORU

Szczegółowy opis litostratygraficzny otworu wiertniczego Cieszów PIG 1 jest następujący:

Głębokość [m]	Litostratygrafia
0,0–0,5	HOLOCEN gleba brązowa do beżowoszarej
0,5–6,0	PERM (?GWADELUP)–?KAMBR okruchy (zwierciny) z płuczki z małymi bloczkami granitognejsów zielono-szarych, równo- i średniokrystalicznych
6,0–10,0	silnie skatakazowane i lokalnie zbrekcionowane protomylonity granitognejsów i granitoidów (leukotonalitów i granodiorytów, jak wynika z bardziej szczegółowych obserwacji petrograficznych <sup>2</sup> ), szaro-zielono-różowe, średniokrystaliczne; z białymi porfiroklastami skaleniowymi dochodzącymi do 5–6 mm średnicy; foliacja $S_1$ z kątem upadu ok. 70°; nieliczne strome uskoki
10,0–12,5	zieleńce szarozielone afanitowe, zlewne, ze słabo wykształconą foliacją $S_1$ z cienkimi pasmami ultramylonitów o barwie jasnoszarej do popielatej
12,5–16,5	skatakazowane granitoidy i gnejsy szaro-zielono-różowe (mylonity) ze strukturami typu S-C oraz asymetrycznymi porfiroklastami skaleniowymi typu $\sigma$ i rzadkimi typu $\delta$ (tabl. I: 3, 4), foliacja $S_1$ o kącie upadu ok. 60°; nieliczne strome uskoki
16,5–16,7	łupki ciemnoszare przechodzące w fylfony oliwkowe (tabl. II: 2), liczne struktury mylonityczne typu S-C, trzy strome uskoki inwersyjne
16,7–17,0	zieleńce jasnoszare do popielatozielonych, afanitowe, zlewne, ze słabo wykształconą stromą foliacją $S_1$

<sup>2</sup> Granitognejsy i granitoidy w całym profilu są podobne i odpowiadają leukotonalitom i granodiorytom

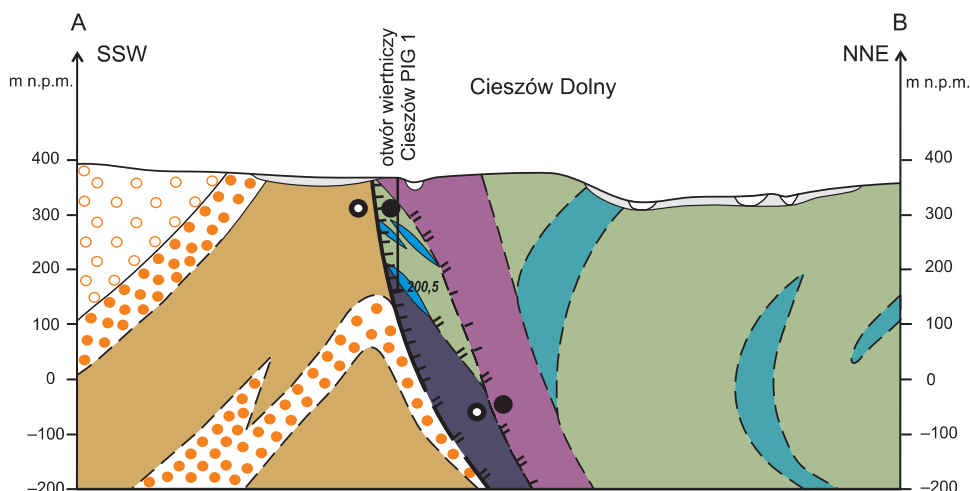


Fig. 4. Przekrój geologiczny A–B przechodzący przez otwór wiertniczy Cieszów PIG 1

Objaśnienia do figury na stronie 8

Geological cross-section A–B, crossing the Cieszów PIG 1 borehole

For the explanations to Figure see page 8

17,0–17,7	skataklastowane granitoidy i gnejsy laminowane szaro-zielono-różowe, foliacja $S_1$ z kątem upadu ok. $60^\circ$	45,0–51,8	liczne uskoki anastomozujące, często o charakterze przesuwczym
17,7–19,0	zieleńce jasnoszare do popielatozielonych, afanitowe, zlewne, ze słabo wykształconą foliacją $S_1$ o kącie upadu ok. $70^\circ$ ; liczne stromo i łagodnie zapadające uskoki	51,8–53,5	granitoidy i granitognejsy nierównokrystaliczne, na ogół drobnoblastyczne z blastami skaleniowymi (tabl. I: 2); foliacja $S_1$ o kącie upadu ok. $60^\circ$ ; lokalnie liczne żyłki kalcytowe, na ogół prawie pionowe, rozgałęziające się, ustawione skośnie względem foliacji $S_1$ , lewoskrętne uskoki przesuwcze
19,0–25,5	skataklastowane gnejsy i granitoidy, szaro-zielono-różowe (tabl. II: 1; tabl. III: 1, przeważnie silnie kwarcowe, foliacja $S_1$ z dominującym kątem upadu ok. $70^\circ$ ; lokalnie – struktury mylonityczne typu S-C i porfiroklasty typu $\sigma$ wskazują na inwersyjno-nasuwcze podatne przemieszczenia; na głębokości 20,7 m występuje kilku centymetrowa enklawa zieleńca; lokalnie (np. na gł. 23,1–23,2 m) pojawiają się ciemnoszare i czarne fyllonity o miąższości rzędu kilku centymetrów i z kątami upadu ok. $70$ – $75^\circ$ ; dwa systemy uskoków: zrzutowe i przesuwcze	53,5–56,6	brekcie tektoniczne i kataklazyty o umiarkowanym upadzie foliacji $S_1$ ; żyłki kalcytowe anastomozujące, pojedyncze strome uskoki, przeważnie przesuwcze
25,5–33,6	skataklastowane zieleńce, miejscami przechodzące w ultramylonity zielonoszare i popielate, afanitowe (tabl. II: 1)	56,6–60,2	blastomylonityczne gnejsy jasnoszare do rdzawo-szarych o strukturze blastoporfirowej; asymetryczne wskaźniki kinematyczne (struktura mylonityczna typu S-C i liczne porfiroklasty skaleniowe i skaleniowo-kwarcowe typu $\sigma$ ) dokumentują prawoskrętny zwrot ścinania podatnego (tabl. III: 4); strome żyłki kalcytowe; nieliczne uskoki przesuwcze
33,6–35,5	zieleńce zielonoszare, popielate do jasnoszarych, zlewne, afanitowe, lokalnie skataklastowane; słabo wykształcona foliacja $S_1$ ; w stropie uskok przesuwczy; lokalnie nieregularne, cienkie żyłki kalcytowe	60,2–61,3	granitoidy i granitognejsy jasnoszare do rdzawo-szarych o strukturze porfirowej do blastoporfirowej; strome upady foliacji, lewoskrętne uskoki przesuwcze
35,5–36,9	gnejsy szaro-zielono-różowe, foliacja $S_1$ o kącie upadu ok. $60^\circ$	61,3–61,7	skataklastowane gnejsy i granitognejsy jasnoszare do rdzawoszarych o strukturach mylonitycznych typu S-C; wskaźniki kinematyczne wskazują na przemieszczenia inwersyjno-nasuwcze w warunkach podatnych; lokalnie liczne żyłki kalcytowe, czasem z hematytem; nieliczne lewoskrętne uskoki przesuwcze
36,9–43,7	brekcie tektoniczne, kataklazyty, mylonity i ultramylonity (tabl. I: 1; tabl. III: 2), stromo do prawie pionowo zapadających, lokalnie z gliną uskokową do 2–3 cm miąższości, wśród okruchów brekcyj dominują zieleńce zielonoszare, zlewne, afanitowe		brekcie tektoniczne i kataklazyty z okruchami zielonoszarych zieleńców i ultramylonitów; żyłki kwarcowe pofałdowane oraz nieregularne, niesfałdowane żyłki kalcytowe; uskoki strome i o umiarkowanych kątach upadu, na ogół są to dyslokacje przesuwcze do zrzutowo-przesuwczych
43,7–45,0	skataklastowane leukotonality i granodioryty, jasnoszare do szaropopielatych i szaroróżowych,		

61,7–69,2	granitoidy i granitognejsy w różnym stopniu skataklazowane, jasnoszare do rdzawoszarych, o strukturze porfirowej do blastoporfirowej; miejscami o wyraźnej strukturze mylonitycznej typu S-C; wskaźniki kinematyczne wskazują na przemieszczenia inwersyjno-nasuwcze w warunkach podatnych; w spągu – lokalnie strefy brekcji tektonicznych; strome uskoki zrzutowe i przesuwcze;	104,8–105,6	zieleńce popielatoszare do szarozielonych, masywne, drobnokrystaliczne, lokalnie kataklazytyczne; prawie pionowy uskok normalny
69,2–70,2	skataklazowane granitognejsy jasnoszare do rdzawoszarych, miejscami różowe, o strukturze porfirowej do blastoporfirowej, ze słabo wykształconą foliacją S <sub>1</sub> ; w spągu intensywnie spękane	105,6–113,0	zieleńce zielonopopielate, lokalnie (w strefach intensywnych spęknięć) przechodzące w łupki zieleńcowe i chlorytowe; masywne, drobno- do średniokrystalicznych; miejscami liczne żyłki kalcytowe; uskoki przesuwcze, zrzutowe i zrzutowo-przesuwcze, na odcinku od 109,8 do 109,9 m nieregularna w formie, czarna glina uskokowa
70,2–72,6	skataklazowane zieleńce zielonoszare, popielate do jasnoszarych, zlewnie, afanitowe	113,0–118,2	wapienie krystaliczne białe, jasnoszare po zielonoszare i popielate, intensywnie pofałdowane z gniazdami i druzami kwarcu mlecznego; miejscami wapienie przechodzą w fyllity kalcytowe, rzadziej w fyllity kalcytowo-kwarcowe, a także w ility i glinę uskokową; fałdy o różnej morfologii, wielkości i orientacji powierzchni osiowych, ale osie tych fałdów są prawie horyzontalne; liczne uskoki, głównie przesuwcze (tabl. II: 3)
72,6–77,4	zieleńce zielonoszare do popielatych, drobnokrystaliczne do afanitowych; umiarkowane i strome kąty upadu foliacji S <sub>1</sub>	118,2–125,0	zieleńce zielono-szare i popielate, masywne, drobnokrystaliczne z licznymi żyłkami kalcytowymi; miejscami proto- i mezokataklazyty; foliacja S <sub>1</sub> o kącie upadu ok. 60–70°; strome strefy kataklazy lokalnie o miąższości kilku centymetrów; lewoskrętne uskoki przesuwcze, a także rzadsze uskoki zrzutowo-przesuwcze
77,4–87,3	gnejsy cienko laminowane o zmiennym zabarwieniu, od jasnoszarych i szaro-zielonych po rdzawo-szare i wiśniowo-różowe, średniokrystaliczne; lokalnie intensywnie skataklazowane i z licznymi żyłkami hematytowymi, wypełniającymi m.in. spękania kulisowe (tabl. III: 7); kataklazyty przechodzą miejscami w ultrakataklazyty (tabl. III: 5); zmienne, przeważnie umiarkowane upady foliacji S <sub>1</sub>	125,0–132,2	zieleńce silnie kwarcowe, szaro-zielone i szare, masywne; lokalnie strefy kataklazy; foliacja S <sub>1</sub> o kącie upadu ok. 60–70°; wśród licznych uskoków dominują uskoki przesuwcze
87,3–88,6	skataklazowane granitognejsy jasnoszare do rdzawo-szarych; dwa systemy uskoków: zrzutowe i przesuwcze; w spągu i w stropie intensywnie spękane	132,2–138,0	zieleńce zielono-szare i popielate, masywne, drobnokrystaliczne, lokalnie skataklazowane; nieliczne uskoki zrzutowo-przesuwcze
88,6–89,8	zieleńce zielono-szare do ciemnoszarych, słabo laminowane; umiarkowany kąt upadu foliacji S <sub>1</sub> ; uskok zrzutowo-przesuwczy	138,0–139,7	wapienie krystaliczne białe i jasnopopielate z cienkimi wkładkami ciemnych fyllitów kalcytowych, liczne fałdy otwarte, rzadziej zamknięte, w większości dysharmonijne w formie; pojedyncze uskoki przesuwcze i zrzutowo-przesuwcze (tabl. II: 4, 5)
89,8–90,3	kataklazyty beżowo-rdzawe z fragmentami granitoidów	139,7–140,4	brekcja tektoniczna z przejściami do gliny uskokowej, zażelazonej; w spągu liczne klasty wapieni krystalicznych o asymetrii form wskazujących na transport tektoniczny ze zwrotem „góra” ku stropowi otworu; uskoki przesuwcze
90,3–91,0	leukotonality i granodioryty, jasnoszare do rdzawo-szarych, częściowo zbrekcjonowane i skataklazowane	140,4–143,8	zieleńce zielonoszare i popielate, masywne, drobnokrystaliczne; miejscami proto- i mezokataklazyty (tabl. I: 8)
91,0–92,0	kataklazyty, od protokataklazytów poprzez mezokataklazyty, miejscami po ultrakataklazyty, beżowe i beżowo-rdzawe z fragmentami granitoidów (tabl. III: 8)	143,8–146,2	zieleńce silnie kwarcowe, szarozielone i szare, masywne; foliacja S <sub>1</sub> o kącie upadu ok. 60–70°
92,0–95,8	tonalities i granodioryty, jasnoszare do ciemnoszarych (tabl. III: 6), częściowo w różnym stopniu zbrekcjonowane i skataklazowane (tabl. III: 8), miejscami przechodzące w ultrakataklazyty z fragmentami granitoidów; foliacja S <sub>1</sub> o kącie upadu ok. 60–70°	146,2–147,0	zieleńce zielonoszare i popielate, masywne, drobnokrystaliczne; rzadkie uskoki
95,8–97,5	kataklazyty beżowe i beżowo-rdzawe z fragmentami granitoidów; dwa systemy stromych uskoków ortogonalnych, lewoskrętny uskok przesuwczy	147,0–151,0	skataklazowane leukotonalities i granodioryty (tabl. I: 8), jasnoszare do rdzawo-szarych; uskoki zrzutowe i przesuwcze; upad foliacji S <sub>1</sub> o kącie ok. 60–70°
97,5–100,2	zieleńce popielatozielone, w spągu strefy intensywnie spękane	151,0–151,3	uskoki przesuwcze i zrzutowo-przesuwcze leukotonalities i granodioryty, jasnoszare do rdzawo-szarych; masywne, średniokrystaliczne; z białymi klastami skaleniowymi do 5–6 mm średnicy
100,2–104,8	wapienie krystaliczne, przechodzące miejscami w fyllity kalcytowe i fyllity kwarcowo-kalcytowe (tabl. I: 6), o zmiennym zabarwieniu, od białych i jasnoszarych po zielono-szare i popielate, dysharmonijnie pofałdowane, lokalnie z klastami zieleńców, kataklazytów i brekcji tektonicznej; na odcinku od 102,8 do 103,6 m prawie pionowa, cienka wkładka łupka zieleńcowego; w spągu liczne uskoki normalne i zrzutowo-przesuwcze	151,3–152,6	skataklazowane leukotonalities i granodioryty, jasnoszare do rdzawo-szarych; średniokrystaliczne;

	z białymi klastami skaleniowymi o średnicy ok. 5 mm; wskaźniki kinematyczne (struktura mylonityczna typu S-C i liczne asymetrycznymi porfiroklastami skaleniowymi typu $\sigma$ ) wyznaczają prawoskrętny zwrot ścinania podatnego (tabl. III: 3); upad foliacji $S_1$ o kącie ok. 60–70°		ok. 60–70°; liczne stylolity i slikolity; na głębokości od 174,9 do 175,0 m pojawia się popielato-rdzawa glina uskokowa, przechodząca w cienki fyllonit o stromym upadzie; dominują strome uskoki normalne, rzadsze są uskoki przesuwcze; lokalnie drobne kawerny i stylolity
152,6–154,9	katakazyty szare do rdzawo-szarych z relikdami głównie zieleńców, rzadziej granitoidów; uskoki przesuwcze i zrzutowo-przesuwcze	175,7–176,6	zieleńce zielono-szare z wkładkami fyllonitów zielonych i popielatych oraz gliny uskokowej; upad foliacji $S_1$ o kącie ok. 60–70°; pojedyncze uskoki normalne
154,9–155,2	glina uskokowa rdzawo-popielata z asymetrycznymi klastami wapieni krystalicznych, wskazującymi na prawoskrętny zwrot ścinania podatnego; liczne żyłki kalcytowe; uskoki przesuwcze i zrzutowo-przesuwcze	176,6–182,2	wapienie krystaliczne białe, kremowe i jasnoszare, masywne, z laminami fyllitów kalcytowych i kalcytowo-kwarcowych, w stropie i spągu wapienie laminowane; lokalnie skatakłazowane i zbrekcionowane, czasem z popielatą gliną uskokową, miejscami pofałdowane dysharmonijnie; kąt upadu foliacji $S_1$ zmienny, najczęściej rzędu 60–65°; lokalnie żyłki kalcytowe; kilkanaście uskoków, głównie przesuwczych; stwierdzono także uskoki normalne i zrzutowo-przesuwcze (tabl. II: 6)
155,2–156,0	leukotonality i granodioryty, jasnoszare do rdzawo-szarych; średniokrystaliczne; z białymi klastami skaleniowymi do 6–10 mm średnicy; upad foliacji $S_1$ o kącie ok. 60–70°; lokalnie skatakłazowane, liczne żyłki kalcytowe		zieleńce zielono-szare z wkładkami fyllonitów zielonych i popielatych oraz ultrakatakłazytów, a także gliny uskokowej; foliacja $S_1$ o stałym kącie upadu ok. 60–70°; uskoki normalne i zrzutowo-przesuwcze
156,0–159,0	katakazyty (głównie mezokatakazyty) z fragmentami zieleńców oraz granitoidów (tabl. I: 8) i sfałdowanych wapieni krystalicznych; w stropie strome brekcje tektoniczne (tabl. I: 1); w spągu intensywnie splekane domeny z gliną uskokową popielato-rdzawą; foliacja $S_1$ o zmiennych kątach upadu, przeważnie stromych do prawie pionowych; różne systemy uskoków	182,2–185,6	wapienie krystaliczne białe, kremowe i jasnoszare, sfałdowane i skatakłazowane
159,0–161,4	wapienie krystaliczne białe i jasnoszare pofałdowane z łupkami zieleńcowymi; fałdy głównie otwarte, asymetryczne, niekiedy w ich powierzchniach osiowych pojawiają się białe, młodsze żyłki kalcytowe, a nawet kawerny o średnicy do 5–6 mm; kąt upadu foliacji $S_1$ zmienny; różne systemy uskokowe (tabl. II: 7)	185,6–186,0	czarne łupki grafitowo-krzemionkowe, przełamujące się z łupkami zieleńcowymi, pojedyncze uskoki przesuwcze i zrzutowo-przesuwcze
161,4–161,5	glina uskokowa popielata o stromym upadzie	186,0–187,9	skatakłazowane wapienie i brekcje tektoniczne oraz cienkie wkładki czarnych łupków grafitowo-krzemionkowych i fyllonitów; foliacja $S_1$ o kącie upadu ok. 60–70°; liczne uskoki normalne, zorientowane równoległe do foliacji $S_1$ ; nieliczne uskoki zrzutowo-przesuwcze i przesuwcze
161,5–162,9	katakazyty i brekcje tektoniczne z fragmentami pofałdowanych wapieni krystalicznych, fyllitów kalcytowych i łupków zieleńcowych	187,9–188,2	czarne łupki grafitowo-krzemionkowe z fyllonitami ciemnoszarymi
162,9–163,2	glina uskokowa popielata o stromym upadzie; z kilkoma relikdami fałdów w fyllitach kalcytowych	188,2–190,2	głina uskokowa przechodząca w fyllonity ciemnoszare; strome upady
163,2–168,0	katakazyty i brekcje tektoniczne z fragmentami soczew, budin i „oczek”; oraz sfałdowanych wapieni krystalicznych i łupków zieleńcowych, uskoki przesuwcze	190,2–190,8	fyllonity kalcytowe, szare; foliacja $S_1$ o kącie upad ok. 60–70°
168,0–169,0	brekcje tektoniczne i katakazyty szare i popielate, w spągu brązowe, o stromych upadach; strome uskoki normalne i przesuwcze	190,8–191,0	czarne łupki grafitowo-krzemionkowe z fyllonitami ciemnoszarymi i alternacjami łupków kwarcowo-serycytowo-chlorytowych; foliacja $S_1$ o kącie upadu ok. 60–70°; lokalnie rozwinęły się różne morfologicznie fałdy; liczne uskoki zrzutowe, głównie normalne i zrzutowo-przesuwcze
169,0–169,5	glina uskokowa, przechodząca w fyllity popielate i popielato-rdzawe; strome upady tych utworów	191,0–192,0	wapienie krystaliczne białe, kremowe i jasnoszare, z licznymi różnorodnymi morfologicznie fałdami i cienkimi strefami katakazy
169,5–170,4	wapienie krystaliczne i łupki zieleńcowe pofałdowane; liczne uskoki przesuwcze i strome uskoki normalne; rzadkie uskoki prawie horyzontalne, lokalnie drobne kawerny i stylolity	192,0–192,3	łupki kwarcowo-serycytowo-chlorytowe zielono-szare i szare łupki chlorytowe; miejscami cienkie strefy katakazy; uskoki zrzutowe i przesuwcze
170,4–170,5	glina uskokowa zielono-popielata do popielato-rdzawej, o stromym upadzie	192,3–193,0	zwierciny z płuczki z fragmentami i okruchami głównie fyllitów kalcytowych, rzadziej zielono-szarych łupków kwarcowo-serycytowo-chlorytowych i łupków zieleńcowych.
170,5–175,7	wapienie krystaliczne białe, kremowe i jasnoszare, masywne; upad foliacji $S_1$ z dominującym kątem	193,0–199,9	



CHARAKTERYSTYKA LITOLOGICZNA  
I PETROGRAFICZNA

W założeniach do planowanego otworu Cieszów PIG 1 przewidziano przewiercenie nie więcej niż 180 m silnie zróżnicowanych litologicznie skał krystalicznych z jednostki Cieszowa (Cymerman, 2009a). Spodziewano się tam przede wszystkim dominacji mylonitów i kataklazytów oraz podrzędnie brekcji tektonicznych, fyllonitów, łupków węglanowych i wapieni krystalicznych. Jednak wbrew pierwotnym założeniom, opartym na analizie dotychczasowego obrazu kartograficznego (Teisseyre, Gawroński, 1966), w otworze Cieszów PIG 1 nawiercono najczęściej skał zieleńcowych o różnym stopniu skataklazowania.

Prawie 1/3 nawierconych skał krystalicznych w otworze Cieszów PIG 1 stanowią skały zieleńcowe (zieleńce i łupki zieleńcowe). W zieleńcach, w 20 interwałach głębokościowych, przewiercono w sumie 40,7 m skał zasadowych oraz 16,3 m skataklazowanych zieleńców i 2,4 m zieleńców silnie kwarcowych. Skały zieleńcowe są w różnym stopniu skataklazowane i dodatkowo odznaczają się dużą zmiennością struktury i tekstury. Zieleńce masywne poprzez zieleńce coraz bardziej złupkowaone przechodzą często w łupkę zieleńcową o wyraźnie wykształconym złupkowaceniu  $S_1$ . Skały zieleńcowe są ciemnoszare z różnie zaznaczonym odcieniem zielonym, zwykle drobnokrystaliczne, często afanitowe (tabl. II: 1). Zbudowane są z albitu, chlorytu, epidotu, prawdopodobnie augitu oraz tlenków żelaza i leukoksenu, o zmiennych stosunkach ilościowych. W odmianach porfirowych występują porfiroblasty albitu i reliktowe fenokryształy, prawdopodobnie augitu, w prawie afanitowym tle skalnym. Porfiroklasty te są często spękane i zabliznione kalcytem lub chlorytem. W miejscach intensywniejszych deformacji niekoaksjalnych są one soczewkowate i opływane fluidalnie przez elementy tła skalnego. Łupki zieleńcowe są cienkolaminowane, niekiedy z cienkimi laminami wzbogaconymi w serycyt, aktynolit lub kalcyt. W rzadkich, silnie kwarcowych zieleńcach stwierdza się wtórną albityzację, połączoną z rekryształizacją wtórnego kwarcu. Miejscami albit tworzy agregaty razem z kwarcem. Epidot i chloryt są podrzędne. Skały zieleńcowe wykazują liczne przejawy deformacji. Lokalnie są one intensywnie spękane i przechodzą w brekcje tektoniczne. Spękania są często zabliznione kwarcem, albitem lub agregatami kwarcowo-epidotowymi, kwarcowo-chlorytowymi lub kwarcowo-kalcytowymi.

Wapienie krystaliczne (marmury), nawiercone na 10 różnych głębokościach (o sumarycznej miąższości 26,0 m, stanowiącej prawie 14% przewierconych skał krystalicznych) wykazują się w różnym stopniu wykształconą foliacją  $S_1$  (tabl. II: 3–7). Taka uporządkowana więźba (złupkowacenie  $S_1$ ) jest wyrażona przede wszystkim kierunkowym ułożeniem wydłużonych składników mineralnych oraz laminacją, o miąższości lamin dochodzącej do kilkunastu milimetrów. Dominującym składnikiem mineralnym wapieni jest kalcyt (90–95% objętości skały), a w mniejszej ilości występują: serycyt, chloryt, kwarc i minerały nieprzezroczyste. Kalcyt występuje w formie drobnoblastycznej masy mineralnej o ce-

chach mikrytu (rozmiary blastów rzędu setnych części milimetra) oraz jako większe kryształy o cechach sparytu z rozmiarami blastów rzędu dziesiątych części milimetra). Te ostatnie grupują się w laminy i żyłki. Serycyt, chloryt i kwarc tworzą cienkie laminki, smużki i agregaty soczewkowate.

Wapieniom krystalicznym towarzyszą często cienkie laminy fyllitów kalcytowych, rzadziej fyllitów kalcytowo-kwarcowych, a także nielicznych łupków kwarcowo-chlorytowo-serycytowych i łupków chlorytowo-serycytowo-kwarcowo-kalcytowych (tabl. I: 5, 6; tabl. II: 3–7). Charakteryzują się one wyraźną foliacją  $S_1$ , wyrażoną przez laminację i (lub) kierunkowe ułożenie anizometrycznych blastów i agregatów mineralnych. Prawie monomineralne laminy kwarcowe lub kalcytowe dochodzą do ok. 1 cm miąższości, jednak często występują cieńsze laminy polimineralne. Te ostatnie są zbudowane ze smużystych i soczewkowatych skupień kalcytu, kwarcu, serycytu i chlorytu. Laminy są w wielu miejscach nieciągłe w wyniku ich wyklinowywania oraz nieregularnie pofalowane. Wielkość blastów jest zróżnicowana. Kalcyt i kwarc tworzą zarówno skupienia drobnoblastyczne, zbudowane z blastów o rozmiarach rzędu setnych części milimetra, jak i laminy oraz żyłki złożone z poligonalnych, większych blastów o rozmiarach dziesiątych części milimetra. Chloryt i serycyt występują jako drobne blaszki. Minerały nieprzezroczyste tworzą drobne blasty rozproszone w skale. Tekstury agregatów i blastów kwarcowych, takie jak faliste wygaszanie oraz układ soczewkowatych skupień kwarcu w laminach drobnoblastycznych, przypominają tekstury mylonitów.

Skataklazowane granitoidy (tabl. II: 1; tabl. III: 1, 6) oraz granitognejsy (protomylonity) (tabl. II: 2; tabl. III: 3, 4) reprezentują głównie granodioryty i w mniejszym stopniu leukotonality (jasne tonality), w różnym stopniu zdeformowane w warunkach kruchych. Nieskataklazowane granitoidy i granitognejsy rozpoznano w 7 interwałach głębokościowych o łącznej miąższości 23,5 m. Te granitoidy i granitognejsy są zbudowane z porfiroklastów (reliktowych fragmentów granodiorytów lub leukotonality o stosunkowo niewielkim stopniu deformacji – protokataklazytów) tkwiących w mikrokrystalicznym matriksie (drobnoblastyczne granitognejsy, silnie zdeformowane w warunkach podatnych). Protokataklazyty wykazują tekstury bezładne lub, rzadziej, niewyraźne tekstury kierunkowe; te ostatnie występują w granitognejsach. Z uwagi na zmienne ilościowe proporcje porfiroklastów do matriksu można wyróżnić wśród nich: protokataklazyty (<50% matriksu), mezokataklazyty (50–90% matriksu) i ultrakataklazyty (>90% matriksu). Głównymi składnikami mineralnymi omawianych skał, zarówno wśród porfiroklastów, jak i w matriksie, są kwarc, plagioklaz oraz zmienna ilość serycytu i chlorytu. Podrzędnie występują minerały nieprzezroczyste, niekiedy są widoczne drobne słupki apatyty. Często pojawia się kalcyt, który tworzy większe i mniejsze skupienia rozproszone w skale lub sieć drobnych żyłek o różnej orientacji.

Gnejsy (mezomylonity) i granitognejsy o cechach protomylonitów charakteryzują się wyraźną foliacją  $S_1$  i teksturą soczewkowo-smużystą (tabl. I: 2–4; tabl. II: 2; tabl. III: 5). Relikty protolitu oraz porfiroklasty mają formę mniej lub bardziej regularnych soczewek o długości do 15 mm.

Kwarc wykazuje wygaszanie faliste, często lamelkowe, przypominające zblźniaczenia polisyntetyczne. Plagioklasy są na ogół spękanе i mętne z powodu licznych drobnych wrostków. Polisyntetyczne lamelki albitowe w plagioklazach są niekiedy wygięte lub poprzesuwane na mikroskopkach. Partie gnejsów i granitognejsów są w różnym stopniu skataklowane, lecz pierwotne, strukturalno-teksturalne cechy protolitu (magmowa tekstura drobnoziarnista, subautomorfowo-ziarnista i bezładna) są w wielu przypadkach nadal czytelne. Mylonityczny, mikrokrystaliczny matrix otula porfiroklasy w formie smug i lamin. Składa się z drobnych, często wydłużonych ziaren kwarcu i plagioklazu, przerastających się z pasami i smugami serycytu i chlorytu. Niekiedy występują skupienia minerałów nieprzezroczystych lub kalcytu oraz żyłki kalcytowe o zmiennej orientacji.

Mezomylonity, a szczególnie ultramytonity, odróżniają się od protomylonitów przede wszystkim mniejszą zawartością porfiroklastów oraz wyraźnie wykształconą foliacją mylonityczną  $S_1$  (tabl. I: 1–4; tabl. III: 2, 5). Porfiroklasy w mezomylonitach tworzą na ogół pojedyncze kryształy kwarcu lub plagioklazów, rzadziej są to zdeformowane fragmenty granitognejsu lub gnejsu. Kwarc w masie mylonitycznej oraz w cieniach ciśnienia w sąsiedztwie niektórych porfiroklastów jest zrekrytalizowany w formie smużystych pasm i wydłużonych soczewek. Serycyt i chloryt grupują się w smużki zgodne z penetratywną foliacją  $S_1$ . Kalcyt często tworzy żyłki poprzecznie przecinające penetratywną foliację  $S_1$ .

Intensywnie wykształcone skały uskokowe stwierdzono w 27 interwałach głębokościowych (o sumarycznej miąższości 25,8 m), co stanowi zaledwie 13,7% przewierconych skał krystalicznych w tym otworze. Dominują wśród nich brekcje tektoniczne i kataklazyty, które występują w 7 przedziałach głębokości o sumarycznej miąższości 10,4 m. Brekcje tektoniczne i kataklazyty oraz nierozdzielne mylonity i ultramytonity rozpoznano w 2 interwałach głębokościowych, o łącznej miąższości 7,1 m. Z kolei kataklazyty (pogranitoidowe) wydzielono w 5 przedziałach głębokościowych, o sumarycznej miąższości 8,5 m. Gлина uskokowa, przechodząca lokalnie w fyllonity została stwierdzona w 7 interwałach o łącznej miąższości 7,2 m, co stanowi niecałe 4% przewierconych skał krystalicznych w omawianym otworze wiertniczym. Fyllonity rozpoznano w 6 przedziałach głębokościowych o sumarycznej miąższości 5,9 m, co stanowi nieco ponad 3% przewierconych skał krystalicznych w otworze Cieszów PIG 1.

Strefy kataklazytów i brekcji tektonicznych są bardzo heterogeniczne (tabl. I: 6, 7; tabl. II: 5; tabl. III: 6–8) i powstały we wszystkich typach skał (zieleńcach, łupkach krystalicznych, wapieniach krystalicznych i granitoidach). Strefy (domeny) kataklazy mają w większości formy nieregularnych gniazd i pasm o zmiennym, przeważnie stromym ułożeniu. Lokalnie wydłużone strefy kataklazy wyznaczają niewyraźną więźbę. W strefach tych miejscami współwystępują kataklazyty i przejściowe podatno-kruche skały uskokowe. Podatno-kruche przejściowe skały uskokowe są wykształcone jako ogniwo pośrednie między mylonitami, a laminowanymi

(warstewkowymi) kataklazytami. Są one utworami drobno-krystalicznymi, ze słabo rozwiniętą więźbą.

Mezokataklazyty, w porównaniu z protokataklazytami, wyróżniają się zwiększoną zawartością matriksu. Mezokataklazyty (pogranitoidowe) charakteryzują się kanciastymi lub owalnymi fragmentami granodiorytu lub leukotonalitu o wielkości do kilkunastu milimetrów oraz mniejszych porfiroklastów kwarcu i plagioklazu, tkwiących w masie podobnego, ale drobniejszego materiału (tabl. I: 8). W drobnoziarnistym, kataklazytycznym tle w większej ilości pojawiają się kalcyt, chloryt, serycyt i minerały nieprzezroczyste, rozproszone bądź tworzące różne skupienia (plamki, żyłki, itp.). Ziarna kwarcu w porfiroklastach i w matriksie wykazują plamiste lub faliste wygaszanie, a tabliczki plagioklazów są czasem wygięte. Tekstura skały jest bezładna lub słabo kierunkowa. W niektórych mezokataklazytach występują pasemka mylonityczne, które wykazują niską zawartość porfiroklastów oraz foliację wyznaczoną przez smużki mineralne. Struktura i tekstura niektórych kataklazytów jest częściowo zacierana przez gęsto ułożone, krzyżujące się żyłki węglanowe.

Część kataklazytów granitoidowych można zaliczyć do ultrakataklazytów. Skały te wyróżniają się bardzo małą zawartością porfiroklastów o drobnych rozmiarach. W niektórych płytkach cienkich (np. z głębokości 92,4 i 80,5 m) obserwować można sieć cienkich żyłek złożonych z węglanów i minerałów nieprzezroczystych.

Mylonity granitoidowe reprezentują silnie zdeformowane granodioryty i jasne tonality w wyniku ścinania prostego, ale już w warunkach podatnych. Wykazują one obecność wyraźnie wykształconej foliacji mylonitycznej  $S_1$ , którą wyznacza uporządkowane ułożenie wydłużonych fragmentów protolitu, porfiroklastów oraz smużek i laminek mineralnych. Zmienne proporcje ilościowe porfiroklastów i matriksu pozwalają na wyróżnienie protomylonitów (<50% matriksu), mezomylonitów (50–90% matriksu) i ultramytonitów (>90% matriksu) (Fettes, Desmons, 2007). Skład mineralny mylonitów granitoidowych jest taki sam, jak skład kataklazytów granitoidowych: głównymi składnikami mineralnymi są kwarc i plagioklaz oraz zmienne ilości serycytu, chlorytu i kalcytu, w drobnych ilościach występują minerały nieprzezroczyste.

Fyllonity są ciemnoszare lub szare, często połyskliwe o strukturze równo- i bardzo drobnoziarnistej, na ogół rozmiary ziaren są rzędu setnych części milimetra (tabl. II: 7), ale o bardzo wyraźnie wykształconej teksturze łupkowej prowadzącej do rozwoju penetratywnego złupkowacenia  $S_1$ . Fyllonity są dość zróżnicowane pod względem składu mineralnego. Dominują wśród nich fyllonity chlorytowe i chlorytowo-serycytowe, rzadziej występują fyllonity serycytowo-chlorytowo-kwarcowe. Głównymi składnikami mineralnymi fyllonitów są chloryty i serycyty, w mniejszej ilości występuje kwarc, podrzędnie pojawiają się minerały nieprzezroczyste. Fyllonity charakteryzują się doskonale wykształconą foliacją  $S_1$ , typu złupkowacenia laminarnego, a wyrażoną poprzez ułożenie minerałów blaszkowych oraz lamin i smużek mineralnych. Większość lamin składa się z chlorytu i serycytu oraz minerałów nieprzezroczystych. Rzadziej występują laminy kwarcowe. Miejscami laminacja

metamorficzna  $S_1$  jest intensywnie i nieregularnie sfałdowana, przy czym laminy kwarcowe, głównie w strefach przegubowych fałdów, wyklinowują się i uzyskują soczewkowate formy. Cechy teksturalne (wielkość, forma, układ) drobnych blastów kwarcowych w fyllonitach przypominają tekstury i struktury obserwowane w skałach mylonitycznych.

Brekcje tektoniczne są zbudowane z intensywnie spękanymi, zuskokowanymi i zbrekcionowanymi skał, gdzie spękania są wypełnione kwarcem i (lub) kalcytem oraz agregatami mineralnymi, np. chlorytowo-epidotowymi lub hematytowo-kwarcowymi. (tabl. II: 5, 6; tabl. III: 7, 8). Katakazyty występują lokalnie wśród stref brekcji tektonicznych. W strefach brekcji lokalnie spotyka się nieliczne, cienkie żyłki ciemnego pseudotachylitu. Jest to bardzo drobnoziarnista skała żyłowa o porcelanowym wyglądzie, w której matriksie tkwią mikroskopowej wielkości kątowe fragmenty skał osłony. Takie żyłki pseudotachylitu rozwijały się wzdłuż drobnych uskóków oraz klinowatych żyłek injekcyjnych, głównie hematytowych lub chlorytowych. Podobne drobne struktury były opisywane również przez Kryzę i Kulczyńskiego (2000).

#### BADANIA TEKTONICZNE RDZENI

Celem szczegółowych badań tektonicznych skał krystalicznych z obydwu otworów wiertniczych, wykonanych w jednostce Cieszowa, było: 1) rozpoznanie i sklasyfikowanie występujących w rdzeniu wiertniczym elementów strukturalnych oraz poznanie ich wzajemnych relacji; 2) ustalenie charakteru deformacji oraz warunków kinematyczno-dynamicznych podczas rozwoju poszczególnych elementów strukturalnych; 3) podjęcie próby odtworzenia geometrii i orientacji przestrzennej stwierdzonych elementów strukturalnych; 4) wyznaczenie relacji między procesami tektonicznymi i metamorficznymi.

Podstawą prac tektonicznych były szczegółowe badania mezostrukturalne materiału wiertniczego z obydwu otworów. Zasady tej analizy nie odbiegają od metod stosowanych podczas badań mezostrukturalnych w terenach odsłoniętych (np. Price, Cosgrove, 1990; Hatcher, 1995; Passchier, Trouw, 1996; Twist, Moores, 2007). W rdzeniach wiertniczych można rozpoznawać struktury tektoniczne jedynie w profilu pionowym, w dodatku o ograniczonym zasięgu poziomym. Średnica rdzenia w otworze Cieszów PIG 1 wynosiła w stropowej części (do głębokości 69,3 m) – 13,2 cm, w środkowej części – 11,3 cm, a w spągowej części (od głębokości 147,0 m) – 9,3 cm.

Szczegółowe badania geometrii mezostruktur w rdzeniu są podstawą identyfikacji i morfologicznej charakterystyki różnych elementów strukturalnych, ich form oraz określenia ich wzajemnych relacji. W wyniku analizy geometrycznej wyodrębnia się szereg ciągłych (powstałych w wyniku odkształcenia) i nieciągłych (rozwinętych w wyniku zniszczenia) struktur tektonicznych. Analiza kinematyczna, bazująca na wskaźnikach kinematycznych (np. Berthé i in., 1979; White i in., 1980; Lister, Snoke, 1984; Simpson, 1986; Vauchez, 1987; Cymerman, 1989a; Price, Cosgrove, 1990; Han-

mer, Passchier, 1991; Hatcher, 1995; Passchier, Trouw, 1996; Mazur, 1998) pozwala określić kinematykę, czyli obraz ruchu domen skalnych w czasie deformacji (np. Means i in., 1980; Cymerman, 1989b; Means, 1990; Tikoff, Greene, 1997; Twist, Moores, 2007). Najliczniejszą grupę wśród tych wskaźników kinematycznych stanowią struktury mylonityczne typu S-C. Analiza kinematyczna wraz z analizą dynamiczną stanowią podstawę mechaniki deformacji.

W założeniach do otworu badawczego Cieszów PIG 1 przyjmowano, że nawiercone w tym otworze skały z jednostki Cieszowa będą charakteryzować się heterogenicznym stopniem deformacji, z dominującym mechanizmem ścinania prostego. Deformacje tego typu prowadzą do rozwoju tzw. skał uskokowych (protomylonitów, mylonitów, ultramylonitów, katakazytów i brekcji tektonicznych) (np.: Sibson, 1977; Wise i in., 1984; Passchier, Trouw, 1996; Snoke i in., 1998; Kilick, 2003; Brodie i in., 2007; Fettes, Desmons, 2007; Smulikowski i in., 2007; Woodcock, Mort, 2008).

Badania tektoniczne polegały na szczegółowym, makroskopowym opisie niezorientowanego przestrzennie rdzenia wiertniczego z omawianego otworu. Dodatkowo wykonano obserwacje mikrostrukturalne 50 płytek cienkich zorientowanych względem osi otworu i głównych elementów tektonicznych (Cymerman, 2009a). Uzupełniły je terenowe prace strukturalne w najbliższym sąsiedztwie otworu Cieszów PIG 1. W niewielkich odsłonięciach położonych kilkaset metrów na NW, W i N od omawianego otworu badawczego wykonano obserwacje strukturalne, opisano i zmierzono setki elementów strukturalnych, głównie struktur planarnych (foliacje, spękania i uskoki) oraz liniowych (rys ślizgowych i lineacji ziarna mineralnego).

Spośród różnych struktur stwierdzonych w rdzeniach w otworze Cieszów PIG 1 można wyodrębnić trzy grupy struktur: planarne, liniowe i fałdowe. Do struktur planarnych należą: foliacje, głównie typu mylonitycznego ze strukturami S-C, uskoki z rysami ślizgowymi oraz spękania skalne. Ze struktur liniowych wydzielono przede wszystkim lineacje ziarna mineralnego (lineacje mylonityczne), rysy ślizgowe i osie budin (Cymerman, 1989b; Achramowicz, Cymerman, 1992). Lokalnie bardzo liczne struktury fałdowe są reprezentowane geometrycznie przez bardzo zróżnicowane w formie i wielkości fałdy.

Rozpoznane i opisane różnorodne skały uskokowe w otworze Cieszów PIG 1 są charakterystyczne dla stref intensywnego ścinania ogólnego od warunków podatnych po kruche (tabl. I–III). Strefy ścinania podatnego charakteryzują się kilkoma cechami. Do heterogenicznej deformacji rotacyjnej doszło na różnych głębokościach. Objęły one wszystkie zespoły skalne w otworze Cieszów PIG 1. Deformacja rotacyjna doprowadziła tam do rozwoju zespołu skał mylonitycznych – od wyjściowego protolitu magmowego, poprzez słabo zdeformowane protomylonity (tabl. II: 1, 2; tabl. III: 1), umiarkowanie zrotowane mylonity (tabl. I, fig. 2, 3, 4; tabl. III: 3, 4), aż do skrajnie intensywnie pościanych ultramylonitów (tabl. I: 2; tabl. II: 1). Bardzo liczne, a do tego bardzo heterogeniczne strefy ścinania podatnego charakteryzują się zmienną miąższością – na ogół od kilkunastu centymetrów

do kilkudziesięciu metrów. Do całkowitego lub częściowego zniszczenia wielu stref ścinania podatnego, a zwłaszcza ultramylonitów, doszło w wyniku „nałożenia się” na starsze struktury ścięciowe młodszych stref kataklazy i (lub) zbrekcjonowania (tabl. I: 7, 8; tabl. III: 5–8).

Zlokalizowane procesy ścinania prostego nie doprowadziły do penetratywnego rozwoju więźby mylonitycznej. Dlatego w badanym otworze znajdują się domeny skał magmowych, wulkanicznych i osadowych, które są słabo lub praktycznie nie są zdeformowane przez ścinanie proste. Stąd też lokalnie może być zachowana pierwotna foliacja magmowa  $S_0$  (foliacja z płynięcia magmy) w skałach granitoidowych. Foliacja magmowa  $S_0$  jest jednak w wielu miejscach w profilu otworu Cieszów PIG 1 praktycznie niemożliwa do oddzielenia od foliacji metamorficznej  $S_1$ , przede wszystkim ze względu na ich równoległość ( $S_0/S_1$ ). Fakt ten może wskazywać na synchroniczność procesów deformacji rotacyjnej i synkinematycznego umiejscawiania kwaśnych magm. W bardzo wielu miejscach, a praktycznie wszędzie, w kwaśnych skałach magmowych w badanym otworze, stwierdza się, że na foliację  $S_0$  magmowego pochodzenia jest lokalnie nałożona równoległa do niej i młodsza foliacja mylonityczna (metamorficzna)  $S_1$ , co prowadzi do rozwoju złożonej struktury planarnej typu  $S_1 (\pm S_0)$ .

Badania rdzeni z otworu Cieszów PIG 1 wskazują, że różnego morfologicznego typu foliacje, umownie oznaczone jako  $S_1$  (złupkowacenie  $S_1$ , foliacja mylonityczna typu S-C, złożona foliacja  $S_1 (\pm S_0)$ ) charakteryzują się dominacją stromych kątów upadu (najczęściej o wartościach ok. 60–70°). Wartości kąta upadu są praktycznie takie same zarówno w stropie, jak i w spągu omawianego otworu. Tylko lokalnie stwierdzono bardziej strome lub łagodniejsze kąty upadu foliacji  $S_1$ , ale jest to wynik pofałdowania tej foliacji  $S_1$  przez różnorodne w morfologii struktury fałdowe, od form otwartych po fałdy dysharmonijne.

Typowe strefy ścinania podatnego charakteryzują się na ogół bardzo licznym występowaniem tzw. wskaźników kinematycznych (np. Simpson, Schmid, 1983; Simpson, 1986; Cymerman, 1989a; Hanmer, Passchier, 1991; Hatcher, 1995; Mazur, 1998). W strefach ścinania podatnego w materiale wiertniczym z otworu Cieszów PIG 1 są rozwinięte, w różnym stopniu, wskaźnikowe struktury asymetryczne (wskaźniki kinematyczne). Najliczniejszą grupę wśród nich stanowią struktury mylonityczne typu S-C (Berthé i in., 1979; White i in., 1980; Lister, Snoke, 1984; Simpson, 1986; Vauchez, 1987; Cymerman, 1989a; Price, Cosgrove, 1990; Hanmer, Passchier, 1991; Mazur, 1998). Te struktury tworzą w granitoidach i granitognejsach na ogół foliację złożoną  $S_1 (\pm S_0)$ . Powierzchnie ścinania C są wykształcone jako wąskie, nieciągłe powierzchnie ścinania ułożone równoległe do płaszczyzny ruchu. Powierzchnie S charakteryzują się penetratywną i skośną mikrowięźbą w domenach położonych między powierzchniami ścinania C (tabl. I: 2–4; tabl. III: 2–4).

W rdzeniach z otworu Cieszów PIG 1 stwierdzono asymetryczne w formie porfiroklasty skaleniowe i kwarcowe typu  $\sigma$ , bardzo rzadko typu  $\delta$  (tabl. III: 2–4), a w obrazie mikroskopowym – skośność mikrowięźby i rybokształtne

(„rybie”) łyszczki, głównie w zmylonityzowanych granitoidach (tabl. I: 2–4). Bardzo rzadko występują natomiast asymetryczne, ekstensyjne pasemka ścinania typu C’.

W płytkach cienkich zorientowanych równoległe do lineacji ziarna mineralnego  $L_1$  i prostopadle do foliacji  $S_1$  obserwuje się mikrostruktury deformacyjne zarówno wśród pierwotnych i większych ziaren plagioklazowych, jak i wśród drobniejszych, zrekrytalizowanych ziaren (tabl. I: 2–4). Większe ziarna plagioklazowe są na ogół silniej zdeformowane niż mniejsze i wyraźnie zrekrytalizowane ziarna. Wiele z nowo zrekrytalizowanych ziaren plagioklazowych jest bardzo słabo zdeformowanych lub wykazuje jedynie proste wygaszanie światła. Najpospolitszymi mikrostrukturami deformacyjnymi w strefach ścinania są faliste wygaszanie światła, zbliźniaczenia deformacyjne i zabliznione mikrospekkania. Zbliźniaczenia deformacyjne, które następują według praw bliźniaczych albitowego i peryklinowego, kończą się na ogół na granicy ziaren plagioklazowych. Zbliźniaczenia deformacyjne są zwykle związane z pasemkami deformacji i z domenami ziaren o silnym falistym wygaszaniu światła. Granice pasemek deformacji są bardzo często prawie prostopadłe do zbliźniaczeń deformacyjnych. Wzdłuż tych granic często zmienia się intensywność rozwoju (gęstość) zbliźniaczeń deformacyjnych. Fakt ten może wskazywać, że zbliźniaczenia deformacyjne rozwijały się synchronicznie podczas powstawania pasemek deformacyjnych i zginania ziaren plagioklazowych podczas odkształcenia. Pasemka deformacyjne powstały też w niektórych mikrospekaniach, co wskazuje, że te spekkania działały jako początkowe miejsca dla rozwoju zbliźniaczeń deformacyjnych. Intragranularne, zabliznione mikrospekkania przecinają niektóre ziarna plagioklazowe. Nowe, zrekrytalizowane ziarna plagioklazowe powstały prawdopodobnie w wyniku rotacji sieciowej (odniesionej do rozwoju zbliźniaczeń i rotacji podziaren – ang. *subgrains*) wzdłuż mikrospekkań i innych defektów planarnych.

Wskaźnikowe struktury asymetryczne, kluczowe w rozpoznawaniu skał mylonitycznych, umożliwiają także określenie zwrotu ścinania prostego (rotacyjnego) w warunkach podatnych (np. Simpson, Schmid, 1983; Simpson, 1986; Cymerman, 1989a; Hanmer, Passchier, 1991; Hatcher, 1995; Passchier, Trouw, 1996; Mazur, 1998). Rozpoznane wskaźniki kinematyczne dokumentują, z dużym stopniem wiarygodności, przesuwczy do transpresyjnego (przesuwczono-sunięciowego) reżim deformacji. Pomimo braku orientowanych geograficznie rdzeni z otworu Cieszów PIG 1, stwierdza się prawie wyłącznie przemieszczenia przesuwcze o składowej lewoskrętnej (tabl. III: 2–4). O deformacji przesuwczej do transpresyjnej świadczy przede wszystkim prawie horyzontalna do lekko skośnej orientacja lineacji z rozciągania  $L_1$  ustawiona pod dużym kątem do kierunku upadu foliacji mylonitycznej typu S-C. O transpresyjnym reżimie deformacji i ścinaniu ogólnemu świadczą także licznie wykształcone fałdy o prawie horyzontalnych osiach (tabl. I: 5; tabl. II: 3–5, 7). Bardzo nieliczne porfiroklasty typu i rzadko spotykane asymetryczne, ekstensyjne pasemka ścinania typu C’ wskazują, ale tylko w niektórych miejscach, także na nor-

malne ścinanie podatne z przemieszczeniami typu „góra” ku spągowi otworu Cieszów PIG 1.

W niniejszej pracy przyjęto podział fałdów na pięć grup (generacji) morfologicznych struktur fałdowych według schematu zaproponowanego przez Cymermana (2002) dla całego kaczawskiego kompleksu strukturalnego. Fałdy poszczególnych grup różnią się między sobą stylem, orientacją powierzchni osiowych, stosunkiem amplitudy do promienia, rodzajem sfałdowanej powierzchni i innymi cechami. Taki podział nie jest jednak uznaniem, że każda grupa fałdów powstała w wyniku odrębnej fazy deformacji. Pomiedzy generacjami fałdów istnieją liczne formy przejściowe w morfologii i orientacji, co, wskazując na ich heterogeniczny rozwój, może także świadczyć o progresywnym ich powstaniu (*op. cit.*).

Do pierwszej grupy, oznaczonej jako  $F_{1A}$ , należą bardzo rzadko obserwowane fałdy śródfoliacyjne, izoklinalne, zamknięte, bardzo często o wytartych skrzydłach i pogrubionych przegubach (tabl. I: 6; tabl. II: 4, 6, 7). Przeważnie są one zachowane w formie soczewkowych reliktowych fragmentów po strefach przegubowych fałdów izoklinalnych. Fałdy te powstały w wyniku sfałdowania powierzchni warstwowania  $S_0$  w wapieniach krystalicznych i fyllitach kalcytowych. Osie fałdów  $F_{1A}$  są wyciągnięte w kierunku prawie równoległym do lineacji ziarna mineralnego  $L_1$ . Rozwój tej grupy fałdów był synchroniczny z rozwojem foliacji  $S_1$  typu złupkowacenia rekrystalizacyjnego.

Fałdy  $F_{1B}$  są silnie zróżnicowane pod względem morfologii, wielkości i orientacji. Fałdy te, podobnie jak fałdy  $F_{1A}$ , powstały w wyniku pofałdowania powierzchni warstwowania  $S_0$  w wapieniach krystalicznych i fyllitach kalcytowych. Występują one szczególnie liczne na głębokościach: 101,5–104,7; 113,0–118,2; 138,0–139,8; 159,1–160,8; 163,2–166,0; 167,2–168,2; 168,6–169,6; 171,0–171,3 i 180,2–182,6 m. Są to przeważnie struktury od form zamkniętych, wąskopromiennych, po fałdy otwarte, średniopromienne, często asymetryczne (tabl. I: 5; tabl. II: 3–7). Fałdy  $F_{1B}$  są w większości strukturami leżącymi lub pochyłymi, symilarnymi lub do nich zbliżonymi, często formami niecyldrycznymi, nie są to jednak typowe fałdy futerałowe. Osie fałdów  $F_{1B}$  są mniej lub bardziej równoległe do lineacji ziarna mineralnego  $L_1$ .

Cymerman (2002) ustalił, że podczas drugiego etapu waryscyjskich deformacji kaczawskiego kompleksu strukturalnego utworzyły się trzy inne grupy struktur fałdowych:  $D_{2A}$ ,  $D_{2B}$  i  $D_{2C}$ . Do pierwszej grupy fałdów drugiego etapu orogenezy waryscyjskiej, określonych jako  $F_{2A}$ , zaliczono struktury bardziej otwarte, średniopromienne i asymetryczne o łagodnym, ale zmiennym nachyleniu osi tych fałdów. Osie fałdów  $F_{2A}$  są skośne lub nawet prostopadłe do lineacji ziarna mineralnego  $L_1$ . Powierzchnie osiowe fałdów  $F_{2A}$  są przeważnie stojące lub znacznie bardziej pochylone niż fałdów  $F_{1B}$ . Lokalnie, równoległe do krótszych skrzydeł fałdów  $F_{2A}$  rozwijają się ekstensyjne, asymetryczne pasemka ścinania typu  $C'$ , jak np. na głębokości 113,5; 114, 4; 139,7 i 159,5 m

(tabl. II: 4). Ze względu na niewielkie średnice rdzeni (od 93 do 132 mm) trudno jest stwierdzić z całą pewnością pofałdowanie (nadrukowanie) starszych fałdów wąskopromiennych  $F_{1B}$  o prawie subhoryzontalnej powierzchni osiowej przez fałdy  $F_{2A}$  pochylone lub stojące. Takimi przejawami interferencyjnej struktury fałdowej mogą być miejsca występowania fałdów dysharmonijnych, konwolutnych i poligonalnych, jak np. na głębokościach: 117,2–117,4; 138,1–138,3 i 165,4–165,9 m (tabl. II: 5).

Do grupy fałdów oznaczonych jako  $F_{2B}$  zaliczono fałdy szewronowe i załomowe oraz struktury pośrednie między fałdami załomowymi a fałdami otwartymi, asymetrycznymi o owalnych przegubach (tabl. II: 6). Cechą charakterystyczną tej grupy fałdów jest rozwój spękań w ich stromo ustawionych powierzchniach osiowych. Ze względu na rozwój tych fałdów w warunkach półkruchych i (lub) kruchych nie jest wykluczone, że przynajmniej jakaś ich część rozwinęła się już po procesach orogenezy waryscyjskiej i regionalnego metamorfizmu. Mogą one być związane z deformacjami laramijskimi lub nawet młododoalpejskimi.

Grupa fałdów określona jako fałdy  $F_{2C}$  jest reprezentowana przez szerokopromienne wygięcia foliacji  $S_1$  i drobne fleksury. Są to przeważnie fałdy łagodnie pochylone o osiach prawie horyzontalnych, skośnych do lineacji  $L_1$ . Podobnie jak w przypadku fałdów  $F_{2B}$ , nie jest wykluczone, że rozwój niektórych fałdów o morfologii fałdów typu  $F_{2C}$ , a uznanych za struktury waryscyjskie, mógł być powiązany z deformacjami laramijskimi lub młododoalpejskimi.

W rdzeniach z otworu Cieszów PIG 1 oprócz bardzo licznych przejawów podatnej deformacji rotacyjnej stwierdzono także młodsze i znacznie bardziej zlokalizowane strefy deformacji ścięciowych. Rozwijały się one w warunkach podatno-kruchych i kruchych. Deformacje te doprowadziły do powstania skał kataklastycznych, brekcji tektonicznych, uskoków i spękań skalnych (tabl. I: 6–8; tabl. II: 5, 6; tabl. III: 5–8). Skały kataklastyczne z otworu Cieszów PIG 1 występują w strefach o zmiennej miąższości, na ogół od kilkunastu milimetrów do maksymalnie kilku metrów. Brekcje tektoniczne współwystępujące z kataklazytami stwierdzono na głębokościach: 36,9–43,7; 51,8–53,5; 61,3–61,7; 162,9–163,2 i 168,0–169,0 m.

Uskoki różnego typu i o zmiennej intensywności rozwoju (wyrażonej w gęstości uskoków czyli ilością uskoków na metr bieżący otworu wiertniczego), stwierdzono w całym nawierconym rdzeniu w otworze Cieszów PIG 1. Wśród uskoków dominują zdecydowanie struktury typu przesuwczego, znacznie rzadsze są uskoki zrzutowe i zrzutowo-przesuwcze.

Spękania skalne są rozwinięte w różnym stopniu w rdzeniach badanego otworu. Przeważnie nie obserwuje się więcej niż kilkanaście spękań na 1 metr bieżący rdzenia. Na ogół większe nagromadzenia spękań skalnych są związane z rozwojem stref brekcji tektonicznych i stref uskokowych. Wśród spękań przeważają strome i pionowe struktury nieciągłe, konsekwentnie lub obsekwentnie ustawione do penetratywnej foliacji  $S_1$ .

## OTWÓR BADAWCZY CIESZÓW PIG 2

### PODSTAWOWE DANE O OTWORZE

Otwór wiertniczy Cieszów PIG 2 znajduje się w miejscowości Chwaliszów w gminie Stare Bogaczowice, a jego współrzędne geograficzne są następujące: 16°14'07,6"E, 50°52'31,3"N, rzędna terenu: 309,0 m n.p.m. Do głębokości 21,0 m wiercono gryzerem pod rury o średnicy  $\varnothing$  9 5/6 cala. Do głębokości 69,3 m wiercono rdzeniówką o średnicy  $\varnothing$  = 132 mm, a do głębokości 121,3 m – rdzeniówką o średnicy  $\varnothing$  = 112 mm, poniżej do głębokości końcowej otworu (200,5 m) wiercono rdzeniówką o średnicy  $\varnothing$  = 93 mm.

Otwór wiertniczy Cieszów PIG 2 był zlokalizowany w obrębie arkusza Stare Bogaczowice *Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów (SMGS)* w skali 1:25 000 (Teisseyre, 1972) w pobliżu jego wschodniej granicy z arkuszem Świebodzice *SMGS* 1:25 000 (Teisseyre, Gawroński, 1966). Otwór ten wykonano na obszarze wychodni północno-zachodniego pasa skał kataklastycznych i mylonitycznych jednostki Cieszowa, o kilkuset metrowej szerokości (fig. 3, 5). Pas tych skał uskokowych przebiega w kierunku NE–SW. Według interpretacji Teisseyre'a (1956a, 1968) byłoby to północno-zachodnie skrzydło synformy jednostki Cieszowa. Według interpretacji tektonicznej waryscyjskiej ewolucji kaczawskiego kompleksu strukturalnego Cymermana (2002) występuje tutaj powierzchnia spągowa (ewentualnie czołowa) nasuniętej ku zachodowi jednostki Cieszowa.

Na podstawie analizy materiałów kartograficznych (Teisseyre, 1972) w otworze badawczym zakładano nawiercenie przynajmniej 130 m silnie zróżnicowanych litologicznie skał (mylonity, brekcje tektoniczne, kataklazyty, fyllonity i fyllity wapienne), a poniżej – kilkunastu do kilkudziesięciu metrów łupków chlorytowych i serycytowych. Przyjmo-

wano również ewentualną możliwość nawiercenia w spągu otworu Cieszów PIG 2 mułowców i szarogłazów dewonu górnego z depresji Świebodzic, zapadających pod umiarkowanymi kątami ku SE. Były to założenia dla projektowanego otworu Cieszów PIG 2, pierwotnie zlokalizowanego na prawym brzegu Strzegomki, około 50 m na południe od kontaktu tektonicznego jednostki Cieszowa z utworami osadowymi depresji Świebodzic (fig. 3). Niestety brak zgody właściciela gruntu na wykonanie tego otworu spowodował, że otwór ten umiejscowiono na lewym brzegu Strzegomki, prawie 300 m na południe od pierwotnie planowanej lokalizacji. Taka wymuszona zmiana lokalizacji otworu Cieszów PIG 2 nie stwarzała zasadniczo możliwości przewiercenia – do zaplanowanej głębokości 200 metrów – mułowców i szarogłazów dewonu górnego z depresji Świebodzic (Cymerman, 2009b).

### SZCZEGÓŁOWY PROFIL OTWORU

Szczegółowy opis litostratygraficzny otworu wiertniczego Cieszów PIG 2 przedstawia się następująco:

Głębokość [m]	Litostratygrafia
0,0–0,5	HOLOCEN gleba brązowoszara do szarobrunatnej i beżowoszarej
0,5–4,0	PLEJSTOCEN żwiry i piaski rzeczne, popielate i szare, drobnokruchowe z nielicznymi otoczkami, głównie kwarcu do 3 cm średnicy, słabo obtoczone

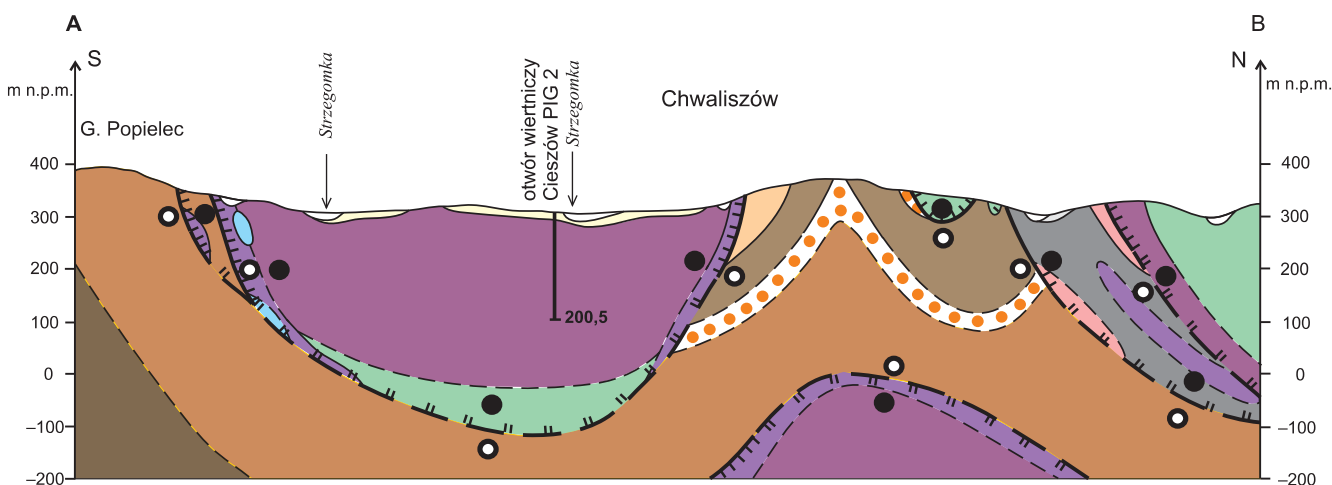


Fig. 5. Przekrój geologiczny A–B przechodzący przez otwór wiertniczy Cieszów PIG 2

Objaśnienia do figury [na stronie 8](#)

Geological cross-section A–B, crossing the Cieszów PIG 2 borehole

For the explanations to Figure [see page 8](#)

4,0–14,5	PERM (?GWADELUP)–?KAMBR okruchy ostrokrawędziste (zwierciny) z płuczki zwietrzałych granitoidów brunatnoszarych, brązowopopielatych i beżowoszarzych	40,6–41,4	krystaliczne; z klastami skaleniowymi do ok. 5–6 mm średnicy; foliacja S <sub>1</sub> o kącie upadu ok. 40–45°; białe, cienkie żyłki kalcytowe i hematytowe
14,5–14,7 14,7–21,0	trzy fragmenty grubokrystalicznego pegmatytu; okruchy ostrokrawędziste (zwierciny) z płuczki zwietrzałych granitoidów brązowordzawych, beżowoszarzych i rdzawo-brunatno-szarych	41,4–41,8	zieleńce zielonoszare do popielatych, drobnokry- staliczne do afanitowych; spękania nieregularne z żyłkami białego kalcytu i rdzawego hematytu; skatakłazowane granitognejsy, szaro-rdzawe i popielate, średniokrystaliczne; z klastami skale- niowymi do ok. 5–6 mm średnicy; foliacja S <sub>1</sub> o kącie upadu ok. 40–45°; żyłki kalcytowe
21,0–22,8	skatakłazowane granitognejsy (protomylonity granodiorytowe) i granodioryty, o zmiennym za- barwieniu, od szaro-popielatego po rdzawo-róż- owe, średniokrystaliczne; z białymi klastami ska- leniowymi do 5 mm średnicy; słabo wy- kształcona foliacja S <sub>1</sub> o kącie upadu ok. 50–70°; nieliczne uskoki zrzutowe; spękania nieregularne	41,8–42,6	zieleńce zielonoszare do popielatych, drobnokry- staliczne do afanitowych; spękania nieregularne z żyłkami białego kalcytu i rdzawego hematytu
22,8–23,5	brekacje tektoniczne przechodzące w fyllonity hematytowe, silnie zuskokowane; uskoki zrzuto- we; w spągu okruchy z mlecznym kwarcem	42,6–44,5	skatakłazowane granitognejsy, szaro-rdzawe i popielate, średniokrystaliczne; z klastami skale- niowymi do ok. 5–6 mm średnicy; foliacja S <sub>1</sub> o kącie upadu ok. 50°; w spągu liczne żyłki kal- cytowe i hematytowe
23,5–27,2	skatakłazowane granitognejsy (protomylonity gra- nodiorytowe) i granodioryty, szaro-rdzawo i popie- lato-różowe, średniokrystaliczne; z białymi klasta- mi skaleniowymi do 5–6 mm średnicy; słabo wy- kształcona foliacja S <sub>1</sub> o kącie upadu ok. 50–70°; głównie uskoki zrzutowe; spękania nieregularne	44,5–47,0	brekacje tektoniczne popielato-rdzawe z fragmenta- mi skatakłazowanego granitognejsu; matrix – rdza- we łupki hematytowe; liczne uskoki zrzutowe
27,2–27,4	z żyłkami białego kalcytu i rdzawego hematytu	47,0–50,3	skatakłazowane i zbrekcionowane granitognejsy, szaro-rdzawe i popielate, średniokrystaliczne ( <i>tabl. IV: 3</i> ); z klastami skaleniowymi do ok. 5–6 mm średnicy; foliacja S <sub>1</sub> o kącie upadu ok. 50°; żyłki kalcytowe i spękania z hematytem; strome usko- ki przesuwcze i zrzutowo-przesuwcze
27,4–28,2	fyllonity hematytowe rdzawo-popielate; foliacja S <sub>1</sub> o kącie upadu ok. 75°; strome uskoki zrzutowe	50,3–50,4	fyllonity hematytowe rdzawe i brunatno-popielate ( <i>tabl. IV: 3</i> ); foliacja o kącie upadu ok. 40°; uskoki zrzutowe
28,2–28,3	skatakłazowane granitognejsy, szaro-rdzawe i popielate, średniokrystaliczne; z klastami ska- leniowymi do 4–5 mm średnicy; słabo wy- kształcona foliacja S <sub>1</sub> o kącie upadu ok. 40°; rzad- kie uskoki zrzutowe	50,4–50,7	skatakłazowane granitognejsy (protomylonity granodiorytowe), szaro-rdzawe i popielate, śred- niokrystaliczne ( <i>tabl. VI: 6</i> )
28,3–31,8	fyllonity hematytowe rdzawo-popielate; foliacja S <sub>1</sub> o kącie upadu ok. 70°; strome uskoki zrzutowe	50,7–52,5	fyllonity hematytowe rdzawe i brunatno-popiela- te; foliacja o kącie upadu ok. 40°; fragmenty gra- nitu w stropie i spągu; w spągu intensywnie spę- kane i zuskokowane; dominują uskoki zrzuto- wo--przesuwcze
31,8–32,0	skatakłazowane granitognejsy, szaro-rdzawe i popielate, średniokrystaliczne; z klastami ska- leniowymi do ok. 5 mm średnicy; foliacja S <sub>1</sub> o kącie upadu ok. 40°; nieliczne uskoki zrzuto- we; spękania i uskokowania	52,5–78,4	granitognejsy (mezomylonity) i gnejsy szaro- rdzawe i popielate, średniokrystaliczne; w róż- nym stopniu stakłakłazowane; zmiennie wy- kształcone struktury mylonityczne typu S-C ( <i>tabl. IV: 4</i> ); powierzchnie C na ogół o kącie upa- du ok. 5°; natomiast powierzchnie S zapadają pod większymi kątami, na ogół ok. 70°; plagioklasy typu $\sigma$ do 5–6 mm; wskaźniki kinematyczne wskazują na zwrot przemieszczeń – „górną” ku stropowi otworu ( <i>tabl. V: 2</i> ); na gł. 57,0–57,2 m strefa spękań i zuskokowania z dwoma systema- mi stromych i prawie prostopadłych do siebie uskoków zrzutowo-przesuwczych; lokalnie nie- regularne żyłki hematytowe i rzadko kalcytowe
32,0–33,9	brekacje tektoniczne przechodzące w fyllonity hema- tytowe, silnie zuskokowane; nawiercony poziom wodonosny na głębokości 32,0 m, zwierciadło usta- bilizowane na głębokości 2 m poniżej terenu	78,4–79,0	brekacje tektoniczne granitognejsów i gnejsów ( <i>tabl. VI: 4</i> ); strome uskoki
33,9–34,6	skatakłazowane granitognejsy, szaro-rdzawe i popielate, średniokrystaliczne; z klastami ska- leniowymi do ok. 5 mm średnicy; foliacja S <sub>1</sub> o kącie upadu ok. 30°; miejscami mikrobrekacje; rzadkie uskoki zrzutowe	79,0–89,8	granitognejsy (protomylonity granodiorytowe) i gnejsy (mezomylonity granodiorytowe) szaro- rdzawo i popielate, średniokrystaliczne; w róż- nym stopniu stakłakłazowane; zmiennie wy- kształcone struktury mylonityczne typu S-C, nie- kiedy są one pofałdowane ( <i>tabl. VI: 4</i> ); po- wierzchnie C charakteryzują się kątem upadu ok. 45–50°; natomiast powierzchnie S wykazują kąty upadu ok. 60–70°; liczne porfiroklasy plagiokła-
34,6–34,9	brekacje tektoniczne popielato-rdzawe z obtocz- nymi klastami jasnoszarego granitognejsu; ma- trix – beżowe i rdzawe fyllity hematytowe ( <i>tabl.</i> <i>IV: 2</i> ; <i>tabl. V: 7</i> ); liczne uskoki przesuwcze i przesuwczo-zrzutowe		
34,9–35,6	skatakłazowane granitognejsy, szaro-rdzawe i popielate, średniokrystaliczne; z klastami ska- leniowymi do ok. 5 mm średnicy; foliacja S <sub>1</sub> o kącie upadu ok. 35°		
35,6–40,6	fyllonity hematytowe rdzawe i brunatno-popiela- te; foliacja S <sub>1</sub> o kącie upadu ok. 40°; liczne żyłki kalcytowe		
	skatakłazowane i zbrekcionowane granitognejsy ( <i>tabl. IV: 2</i> ), jasnoszaro-rdzawo i popielate, średnio-		

89,8–90,0	zowe typu $\sigma$ ; wskaźniki kinematyczne dokumentują zwrot ścinania podatnego – „góra” ku stropowi otworu; rzadkie, cienkie żyłki hematytowe brekcje tektoniczne i kataklazyty granitognejsów i gnejsów, spoiwo – hematytowe, niekiedy hematytowo-chlorytowe	110,7–110,9	cja $S_1$ o kącie upadu ok. 70°; liczne uskoki zrzutowe i przesuwcze łupki zieleńcowe i chlorytowe ciemnoszaro-zielone; foliacja o kącie upadu ok. 70°; uskoki zrzutowe i przesuwcze, lewoskrętne; (tabl. IV: 8)
90,0–98,8	w różnym stopniu skatalaklazowane granitognejsy (protomylonity granodiorytowe) i gnejsy (mezomylonity granodiorytowe) szaro-rdzawe i popielate, średniokrystaliczne; od głębokości ok. 82,0 m gnejsy stają się bardziej kwarcowe; zmiennie wykształcone struktury mylonityczne typu S-C; powierzchnie C o kącie upadu ok. 45–50°; powierzchnie S o kącie upadu ok. 60°; zwrot ścinania podatnego – „góra” ku stropowi otworu (tabl. VI: 1–3); także asymetryczne formy plagioklazów typu $\sigma$ wyznaczają zwrot ścinania podatnego – „góra” ku stropowi otworu (tabl. IV: 7; tabl. V: 1, 3); żyłki kalcytowe równoległe do powierzchni C; lokalnie pofałdowania struktury mylonityczne typu S-C; niekiedy strome laminy brekcji tektonicznej o spoiwie kalcytowym i z minerałami nieprzezroczystymi otworu (tabl. VI: 5); uskoki strome na ogół z żyłkami rdzawego hematytu; uskoki zrzutowe kataklazyty i brekcje tektoniczne granitognejsów i gnejsów kwarcowych popielatych; liczne spękania strome i prawie horyzontalne; dwa systemy prawie prostopadłych do siebie uskokiów przesuwczych lokalnie z gliną uskokową	110,9–116,7	skataklazowane granitognejsy (protomylonity granodiorytowe) i gnejsy (mezomylonity granodiorytowe) (tabl. IV: 8); popielate i szaro-rdzawe, średnio- i drobnokrystaliczne; foliacja $S_1$ o kącie upadu ok. 35–45°; uskoki zrzutowe; na gł. 113,0 i 113,2 m strefy brekcji tektonicznych o miąższości kilku centymetrów; na gł. 113,9 i 115,9 m – nieregularne, cienkie fragmenty łupków zieleńcowych i chlorytowych; lokalnie silniejsze okwarcowanie i pegmatyty (gł. 114,4–114,6 m); na gł. 113,7 m – chwilowy wpływ wody; uskoki zrzutowe
98,8–99,8	skataklazowane granitognejsy (protomylonity granodiorytowe) i gnejsy (mezomylonity granodiorytowe) popielate i szaro-rdzawe, średniokrystaliczne; foliacja $S_1$ o kącie upadu ok. 45°; nieliczne uskoki zrzutowe	116,7–117,0 117,0–118,6	łupki zieleńcowe zielono-popielate, afanitowe skataklazowane granitognejsy (protomylonity granodiorytowe) i gnejsy (mezomylonity granodiorytowe) popielate i szaro-rdzawe, średnio- i drobnokrystaliczne; foliacja $S_1$ o kącie upadu ok. 45°; nieliczne uskoki zrzutowe
99,8–102,8	skataklazowane granitognejsy (protomylonity granodiorytowe) i gnejsy (mezomylonity granodiorytowe) popielate i szaro-rdzawe, średniokrystaliczne; lokalnie gnejsy kwarcowe popielate, afanitowe; foliacja $S_1$ o kącie upadu ok. 25–30°; żyłki białego kalcytu z kawernami; uskoki głównie przesuwcze	118,6–119,0 119,0–130,5	łupki zieleńcowe zielono-popielate, afanitowe skataklazowane granitognejsy (protomylonity granodiorytowe) i gnejsy (mezomylonity granodiorytowe), popielate i szaro-rdzawe, średnio- i drobnokrystaliczne; foliacja $S_1$ o kącie upadu ok. 50–60°; na gł. ok. 120,5–120,8; 126,4–126,7 i 129,9–130,2 m doskonale wykształcone struktury mylonityczne typu S-C; zwrot ścinania podatnego – „góra” ku stropowi wiercenia (tabl. IV: 4, 5); uskoki zrzutowe równoległe do powierzchni C (tabl. V: 5)
102,8–103,1	skataklazowane gnejsy kwarcowe, popielate, drobnokrystaliczne i afanitowe; w spągu kilku-centymetrowy fylloit hematytowy; uskoki zrzutowe równoległe do foliacji $S_1$ o kącie upadu ok. 40–50°	130,5–131,9 131,9–133,1	skataklazowane zieleńce zielonopopielate, afanitowe; żyłki kalcytowe; uskoki zrzutowe (tabl. IV: 6)
103,1–104,0	skataklazowane granitognejsy (protomylonity granodiorytowe) i gnejsy (mezomylonity granodiorytowe) popielate i szaro-rdzawe, średnio- i drobnokrystaliczne; foliacja $S_1$ o kącie upadu ok. 35–40°; żyłki hematytowe; uskoki zrzutowe	133,1–133,7	skataklazowane granitognejsy (protomylonity granodiorytowe) i gnejsy (mezomylonity granodiorytowe), popielate i szaro-rdzawe, średnio- i drobnokrystaliczne; foliacja $S_1$ o dominującym kącie upadu ok. 50°; lokalnie struktury mylonityczne typu S-C; zwrot ścinania podatnego – „góra” ku stropowi wiercenia; uskoki zrzutowe równoległe do powierzchni C
104,0–104,2	brekcje tektoniczne szaro-rdzawe z fragmentami i klastami skataklazowanego granitognejsu; matrix – rdzawe łupki hematytowe (tabl. V: 5); liczne uskoki zrzutowe	133,7–149,0	zieleńce zielonoszare, afanitowe, skataklazowane; liczne żyłki kalcytowe i hematytowe; uskoki zrzutowe (tabl. IV: 6)
104,2–109,9	skataklazowane granitognejsy (protomylonity granodiorytowe) i gnejsy (mezomylonity granodiorytowe) popielate i szaro-rdzawe, średnio- i drobnokrystaliczne; foliacja $S_1$ o kącie upadu ok. 35–40°; uskoki zrzutowe		skataklazowane granitognejsy (protomylonity granodiorytowe) i gnejsy (mezomylonity granodiorytowe), popielate i szarordzawe, „plamiste”, średnio- i drobnokrystaliczne; foliacja $S_1$ o kącie upadu ok. 50–65°; w stropie lokalnie struktury mylonityczne typu S-C; zwrot ścinania podatnego – „góra” ku stropowi wiercenia; na gł. 136,8 m kilku-centymetrowa strefa brekcji tektonicznych z fylloitami syderytowymi rdzawo-beżowymi, na gł. ok. 138,7 m gnejs kwarcowy; uskoki głównie zrzutowe równoległe do powierzchni C; liczne nieregularne żyłki hematytowe; żyłki kalcytowe z kawernami na gł. 146,0–146,7 i 148,8 m
109,9–110,1	łupki zieleńcowe i chlorytowe ciemnoszaro-zielonawe w spągu ze zmylonizowanym, ciemnoczerwonym pegmatytem (protomylonitem) z asymetrycznymi porfiroklastami typu $\sigma$ (tabl. V: 4); foliacja $S_1$ o kącie upadu ok. 70°; uskoki zrzutowe;		kataklazyty i brekcje tektoniczne (tabl. V: 8) z fragmentami skataklazowanego granitognejsu i z wkładkami łupku syderytowego o stromych
110,1–110,7	skataklazowane, popielate i szarozielone gnejsy kwarcowe, drobnokrystaliczne i afanitowe; folia-	149,0–150,8	



	upadach, miejscami pofałdowane; liczne uskoki przesuwcze i zrzutowo-przesuwcze; lokalnie żyłki kalcytowe z kawernami
150,8–167,0	skatakłazowane gnejsy i granitognejsy popielate i szaro-rdzawe, lokalnie plamiste, średnio- i drobnokrystaliczne; foliacja $S_1$ o kącie upadu ok. 40–50°; lokalnie słabo wykształcone struktury mylonityczne typu S-C; zwrot ścinania podatnego – „góra” ku stropowi wiercenia; na gł. 151,3–151,5 m żyłki kalcytowe z kawernami; uskoki zrzutowe, zrzutowo-przesuwcze i przesuwcze
167,0–168,4	brekcje tektoniczne i kataklazyty (tabl. VI: 7) z fragmentami skatakłazowanego granitognejsu i z wkładkami łupka syderytowego o stromych upadach; uskoki głównie zrzutowe; lokalnie żyłki kalcytowe i hematytowe
168,4–173,7	skatakłazowane granitognejsy (protomylonity granodiorytowe) i gnejsy (mezomylonity granodiorytowe) popielate i szaro-rdzawe, miejscami plamiste, średnio- i drobnokrystaliczne; lokalnie prawie pionowe, ciemnobieżowe strefy ultrakatakłazytu (tabl. V: 6); foliacja $S_1$ o kącie upadu ok. 50–55°; lokalnie struktury mylonityczne typu S-C; zwrot ścinania podatnego – „góra” ku stropowi wiercenia; uskoki przesuwcze i zrzutowo-przesuwcze
173,7–175,4	brekcje tektoniczne i kataklazyty z fragmentami skatakłazowanego granitognejsu (tabl. VI: 7) i z wkładkami łupka syderytowego o stromych upadach; uskoki głównie zrzutowe; lokalnie żyłki kalcytowe i hematytowe
175,4–180,3	skatakłazowane granitognejsy (protomylonity granodiorytowe) i gnejsy (mezomylonity granodiorytowe) popielate i szarordzawe, plamiste, średnio- i drobnokrystaliczne; foliacja $S_1$ o kącie upadu ok. 50°; lokalnie struktury mylonityczne typu S-C; zwrot ścinania podatnego – „góra” ku stropowi wiercenia; uskoki przesuwcze i zrzutowo-przesuwcze; białe żyłki kalcytowe z kawernami
180,3–183,8	skatakłazowane gnejsy średniokrystaliczne, popielate, z dobrze wykształconymi strukturami mylonitycznymi typu S-C; zwrot ścinania podatnego – „góra” ku stropowi wiercenia
183,8–184,6	skatakłazowane granitognejsy (protomylonity granodiorytowe) i gnejsy (mezomylonity granodiorytowe) popielate i szarordzawe, plamiste, średnio- i drobnokrystaliczne; foliacja o kącie upadu ok. 50°; lokalnie struktury mylonityczne typu S-C; zwrot ścinania podatnego – „góra” ku stropowi wiercenia; w spągu – fyllonit szary; uskoki przesuwcze i zrzutowo-przesuwcze
184,6–186,8	fyllonity hematytowe rdzawe i brunatno-popielate z klastami granitognejsów i pegmatytów; lokalnie blastomylonityczne lub mylonityczne skały; foliacja o kącie upadu ok. 40–55°; liczne żyłki hematytowe i kalcytowe
186,8–188,6	skatakłazowane gnejsy średniokrystaliczne, popielate, z dobrze wykształconymi strukturami mylonitycznymi typu S-C; zwrot ścinania podatnego – „góra” ku stropowi wiercenia; żyłki białego kwarcu
188,6–200,5	skatakłazowane granitognejsy (protomylonity granodiorytowe) i gnejsy (mezomylonity granodiorytowe) popielate i szaro-rdzawe, plamiste,

średnio- i drobnokrystaliczne (tabl. IV: 1); lokalnie (np. na gł. 189,8; 192,6 i 198,8 m) struktury mylonityczne typu S-C i żyłki mlecznego kwarcu; zwrot ścinania podatnego – „góra” ku stropowi wiercenia; foliacja  $S_1$  o kącie upadu ok. 50°; w spągu gnejsy bardziej kwarcowy, lokalnie soczewy kwarcowe do kilkucentymetrowej miąższości; nieliczne uskoki, głównie zrzutowe z hematytem

#### CHARAKTERYSTYKA LITOLOGICZNA I PETROGRAFICZNA

W otworze Cieszów PIG 2 nawiercono najwięcej kwaśnych skał magmowych (granitoidów), zdeformowanych jednak w różnym stopniu w wyniku deformacji niekoaksjalnych. Do tych deformacji doszło zarówno w warunkach podatnych, jak i kruchych.

Dominującym wydzieleniem litologicznym w otworze Cieszów PIG 2 są słabo skatakłazowane, nierozdzielne granitognejsy (tabl. IV: 7, 8; tabl. V: 1, 2, 6; tabl. VI: 4) i gnejsy (tabl. IV: 1, 7, 8), które razem ze skatakłazowanymi gnejsami kwarcowymi (tabl. IV: 1) stanowią prawie 60% nawierconych skał w tym otworze. Przewiercono je w 24 interwałach głębokościowych, o łącznej miąższości 106,7 m. Skały te zostały w słabym stopniu zdeformowane w warunkach kruchych, dlatego powinny być określone jako protokatakłazyty o zawartości <50% matriksu. Protokatakłazyty wykazują tekstury bezładne albo rzadko słabo wykształcone tekstury kierunkowe. W obrazie mikroskopowym protokatakłazyty cechują się słabą kataklazą, wyrażoną przez słabe wygięcia tabliczek plagioklazów i polisyntetycznych lametek bliźniaczych w plagioklazach oraz falistym lub mozaikowym wygaszaniem światła w ziarnach kwarcu. Cechą charakterystyczną są liczne mikrospeknięcia i rozdrobnienie protolitu granitoidowego, reprezentowanego głównie przez granodioryty oraz, w mniejszym stopniu, leukotonality. Głównymi składnikami mineralnymi protokatakłazytów są kwarc, plagioklasy oraz w zmiennych ilościach chloryt i serycyt. Podrzednie występują minerały nieprzezroczyste, apatyt i wtórny kalcyt. Struktura i tekstura skał kataklazycznych jest często częściowo zamaskowana przez gęsto ułożone, krzyżujące się żyłki węglanowe.

Podobnie są wykształcone słabo skatakłazowane, nierozdzielone granitognejsy i granodioryty (tabl. V: 1–3). Występują one w dwóch interwałach, a ich sumaryczna miąższość wynosi 5,6 m (3,1% nawierconych skał). Te protokatakłazyty różnią się od wyżej opisanych jedynie słabiej wykształconą więźbą skał wyjściowych. Protolitem tych protokatakłazytów są głównie granitognejsy (protomylonity granodiorytowe) i w mniejszym stopniu granodioryty. Granitognejsy charakteryzują się wyraźną foliacją i teksturą soczewkowo-smużystą. W obrazie mikroskopowym relikty protolitu granodiorytowego oraz porfiroklasty wykazują formę asymetrycznych soczewek o długości najczęściej kilkunastu milimetrów. Kwarc charakteryzuje się wygaszaniem falistym, często lamelkowym, przypominającym zbliżenia polisyntetyczne. Plagioklasy są zwykle spekane

i zmętniałe, co jest wywołane tkwiącymi w nich drobnymi wzrostkami albitu. Polisyntetyczne lamelki albitowe w plagioklazach bywają wygięte lub poprzesuswane na mikrouskokach. Pierwotne, strukturalno-teksturalne cechy protolitu magmowego są miejscami nadal zachowane. Świadczy o tym ich tekstura drobnoziarnista, subautomorficznie-ziarnista i bezładna. Protolit magmowy jest zbudowany z subautomorficznych i automorficznych tabliczek plagioklazu, między którymi występują skupienia blaszek chlorytu, minerałów nieprzezroczystych, kalcytu oraz kwarcu. Większe, ksenomorficzne ziarna kwarcu obrastają tabliczki plagioklazów. Czasem na brzegach plagioklazów pojawia się skałek potasowy. Plagioklasy nie wykazują budowy pasowej i są prawdopodobnie zalbityzowane. Serycyt, chloryt i kalcyt stanowią wtórne składniki granitoidu, związane z procesami hydrotermalnymi (np. albityzacja i serycytyzacja plagioklazu, chlorytyzacja biotyту). Mylonityczny, mikrokrystaliczny matriks otacza porfiroklasty w formie smug i lamin. Składa się z drobnych, często wydłużonych ziaren kwarcu i plagioklazu, przerastających się z pasami i smugami serycytu i chlorytu.

Granitognejsy i gnejsy (tabl. IV: 4, 5; tabl. V: 3; tabl. VI: 1–3) nawiercono w 3 interwałach o sumarycznej miąższości 45,5 m (25,3% inwentarza skalnego w tym otworze). Skały te są praktycznie pozbawione przejawów kataklazy lub są bardzo słabo zdeformowane w warunkach kruchych. Granitognejsy można uznać za mezomylonity granodiorytowe, a gnejsy laminowane za mylonity (ortomylonity) (np. Higgins, 1971; Wise i in., 1984; Fettes, Desmons, 2007). Mylonity charakteryzują się dobrze wykształconą więźbą (foliacją mylonityczną typu S-C), wyraźną uporządkowanym ułożeniem wydłużonych fragmentów protolitu granitoidowego, a przede wszystkim rozwojem porfiroklastów oraz smużek i laminek mineralnych. Mylonityczne gnejsy (ortomylonity) różnią się od protomylonitów przede wszystkim mniejszą zawartością porfiroklastów (<50%), a za to większą zawartością miazgi mylonitycznej (>50%) oraz wyraźnie wykształconą foliacją. Skład mineralny mylonitów jest taki sam jak skład protomylonitów granitoidowych. Ich głównymi składnikami mineralnymi są kwarc i plagioklasy oraz, w zmiennych ilościach, serycyt, chloryt i kalcyt oraz minerały nieprzezroczyste. Porfiroklasty na ogół są zbudowane z pojedynczych kryształów kwarcu lub plagioklazów, rzadziej są to zdeformowane fragmenty granitoidu. Kwarc w miazdze mylonitycznej oraz w cieniach ciśnienia w sąsiedztwie niektórych porfiroklastów występuje w formie smużystych pasm i wydłużonych soczewek. Serycyt i chloryt są zgrupowane w smużki, podkreślające więźbę skały. Wtórny kalcyt często tworzy żyłki poprzecznie przecinające foliację mylonityczną typu S-C

W skataklazowanych zieleńcach (tabl. IV: 6) z przejściami w łupki zieleńcowe (tabl. V: 4) i łupki chlorytowe przewiercono łącznie 4,6 m, ale w ośmiu przedziałach głębokościowych. Podkreślić należy, że skały zieleńcowe stanowiły prawie 1/3 nawierconego zespołu skał krystalicznych w sąsiednim otworze Cieszów PIG 1. Litologia i charakter mikroskopowy skał z otworu Cieszów PIG 2 w niczym nie odbiega od danych z otworu Cieszów PIG 1. Dlatego nie za-

mieszczono w tym miejscu opisu skał zieleńcowych z otworu Cieszów PIG 2, który można znaleźć w akapicie dotyczącym charakterystyki litologicznej rdzeni z otworu badawczego Cieszów PIG 1.

Podkreślić należy fakt, że intensywnie zdeformowane skały uskokowe stwierdzono w 15 interwałach głębokościowych otworu Cieszów PIG 2, o sumarycznej miąższości 13,4 m (7,4% przewierconych skał krystalicznych). Wśród różnego typu skał uskokowych odnotowano w 10 miejscach brekcje tektoniczne z przejściami do kataklazytów i fyllonitów (tabl. IV: 2; tabl. V: 5, 7, 8; tabl. VI: 5–8), o sumarycznej miąższości 8,3 m. Strefy kataklazyty i brekcji tektonicznych są bardzo heterogeniczne, w większości rozwinęły się w formie nieregularnych gniazd i pasemek o zmiennej, przeważnie stromej orientacji. Miejscami wydłużone strefy kataklazy wyznaczają niewyraźną foliację. W takich miejscach współwystępują kataklazyty i mikrobrecje. Te skały uskokowe powstały w warunkach „przejściowych” (podatno-kruchych) podczas deformacji niekoaksjalnych. Są one utworami drobnokrystalicznymi, głównie z pokruszoną, ale także ze słabo zrekrytalizowaną miazgą mylonityczną, co doprowadziło do rozwoju słabej więźby mylonitycznej.

Niewielka część kataklazytów granitoidowych może być uznana za ultrakataklazyty (tabl. V: 6). Skały te wykazują analogiczne cechy jak kataklazyty opisane powyżej, lecz wyróżnia je bardzo mała zawartość porfiroklastów i drobne rozmiary porfiroklastów. W niektórych płytkach cienkich można obserwować pod mikroskopem sieć cienkich żyłek złożonych z węglanów i minerałów nieprzezroczystych

Fyllonity hematytowe rozpoznano w 5 interwałach głębokościowych o łącznej miąższości 5,1 m. Są to rdzawe i brunatno-popielate skały o wyglądzie fyllitów, o strukturze równo- i bardzo drobnoziarnistej (na ogół rozmiary ziaren są rzędu setnych części milimetra), przeważnie o stromej orientacji i nieregularnych kontaktach ze skałami otoczenia (tabl. IV: 3). Głównymi składnikami mineralnymi fyllonitów są hematyt, a w mniejszych ilościach kwarc, chloryty i serycyty, podrzędnie pojawiają się minerały nieprzezroczyste.

## BADANIA TEKTONICZNE RDZENI

Badania tektoniczne polegały na szczegółowym, makroskopowym opisie niezorientowanego przestrzennie rdzenia wiertniczego z otworu Cieszów PIG 2. Uzupełniały je terenowe prace strukturalne w najbliższym sąsiedztwie otworu Cieszów PIG 2. W najbliższych odsłonięciach, położonych kilkaset metrów na NE i SW wykonano szczegółowe obserwacje strukturalne, opisano i zmierzono setki elementów strukturalnych, głównie struktur planarnych (foliacje, spękania i uskoki). Dodatkowo dokonano obserwacji mikrostrukturalnych 50 płytek cienkich orientowanych względem osi otworu i struktur tektonicznych (Cymerman, 2009b).

W otworze Cieszów PIG 2, podobnie jak w otworze Cieszów PIG 1, wydzielono trzy grupy struktur tektonicznych: planarne, linijne i fałdowe. Do struktur planarnych należą: foliacje, głównie typu mylonitycznego S-C, uskoki z rysami

ślizgowymi oraz spękania skalne. Spośród struktur liniowych stwierdzono lineacje ziarna mineralnego (lineacje mylonityczne), lineacje intersekcyjne, rysy ślizgowe i osie budin. Bardzo rzadkie są natomiast struktury fałdowe.

W wyniku szczegółowych badań strukturalnych rdzeni z otworu Cieszów PIG 2 rozpoznano bardzo liczne i heterogeniczne strefy ścinania podatnego, podatno-kruchego i kruchego (tabl. IV–VI). Strefy te charakteryzują się zmienną miąższością, na ogół od kilkunastu centymetrów do kilkadziesiąt metrów. Rozwój stref ścinania podatnego doprowadził do wykształcenia różnego typu skał mylonitycznych (protomylonitów, mylonitów i ultramylonitów). Do całkowitego lub częściowego zniszczenia wielu stref ścinania podatnego, a zwłaszcza ultramylonitów, doszło w wyniku nałożenia się (superpozycja) na nie młodszych strefy kataklazy i (lub) stref brekcji tektonicznych.

Strefy ścinania podatnego w otworze Cieszów PIG 2 charakteryzują się kilkoma cechami. Do heterogenicznej deformacji rotacyjnej doszło tam na różnych głębokościach w protolicie granitoidowym, głównie granodiorytowym, w mniejszym stopniu – leukotonalitowym. Deformacja rotacyjna spowodowała rozwój silnie zróżnicowanego zespołu skał mylonitycznych – od wyjściowego protolitu magmowego, poprzez słabo zdeformowane protomylonity (tabl. IV: 1–3; 7, 8; tabl. V: 1, 2, 4; tabl. VI: 4) i umiarkowane zrotowane mylonity (mezomylonity, ortomylonity) (tabl. IV: 4, 5; tabl. V: 3; tabl. VI: 1–3), aż do skrajnie pościananych ultramylonitów. Zlokalizowane procesy ścinania prostego doprowadziły lokalnie do penetratywnego rozwoju więzby mylonitycznej typu S-C.

Różnorodne, rozpoznane i opisane skały uskokowe w otworze Cieszów PIG 2 są charakterystyczne dla rozwoju stref intensywnego ścinania ogólnego od warunków podatnych poprzez podatno-kruche, aż po warunki kruche.

Skały metamorficzne rozpoznane i opisane z otworu Cieszów PIG 2 są charakterystyczne dla tzw. strefy kataklazytów i mylonitów jednostki Cieszowa (np.: Smulikowski, 1956; Teisseyre, 1956a, 1957, 1967, 1968, 1973; Kryza, Kulczyński, 2000). W rdzeniu z otworu Cieszów PIG 2 na prawie 200 m nawierconych skał krystalicznych wydzielono 11 wyraźnych stref kataklazytów, brekcji tektonicznych, fyllonitów hematytowych i gliny uskokowej o łącznej miąższości 26,2 m (13% przewierconych skał krystalicznych). Wydzielonych 11 stref skał uskokowych, o miąższości od 0,2 m do 8,1 m, obejmuje jedynie te odcinki rdzeni, gdzie stwierdzono przejawy najintensywniejszych deformacji ścięciowych w warunkach kruchych do podatno-kruchych. Pozostałe przewiercone skały krystaliczne w otworze Cieszów PIG 2 są w znacznie mniejszym stopniu skatakłazowane, zbrekcionowane i (lub) zuskokowane.

W całym otworze Cieszów PIG 2 dominują zdecydowanie słabo skatakłazowane gnejsy i granitognejsy; rzadkie są łupki zieleńcowe i słabo skatakłazowane granitoidy. Skały te zostały jednak wcześniej zdeformowane w warunkach podatnych, co doprowadziło do powstania skał mylonitycznych, od protomylonitów po mylonity (mezomylonity, określanych także jako ortomylonity). W otworze Cieszów

PIG 2 praktycznie nie rozwinęły się ultramylonity w wyniku deformacji rotacyjnych, co może świadczyć o powolnym tempie odkształcenia i (lub) niskich wartościach odkształcenia ze ścinania (wartość  $\gamma < 2$ ) (np. Hanmer, Passchier, 1991; Passchier, Trouw, 1996). Nie jest wykluczone, że niektóre strefy ultramylonitów, na ogół wykształcone w formie cienkich laminek, zostały zniszczone przez rozwój młodszych, równoległe zorientowanych stref brekcji tektonicznych.

Procesy ścinania prostego nie doprowadziły całkowicie do penetratywnego rozwoju więzby mylonitycznej w skałach w otworze Cieszów PIG 2. Dlatego są tam zachowane domeny skał magmowych (granitoidy) i rzadkich skał metalwulkanicznych (zieleńców), które są słabo zdeformowane przez ścinanie proste w warunkach podatnych. Spowodowało to zachowanie reliktywnych domen z pierwotną foliacją magmową  $S_0$  w skałach granitoidowych. Taka foliacja  $S_0$  powstała w wyniku płynięcia magmy przy naprężeniach dyferencjalnych, czyli w warunkach synkinematycznych. Świadczy o tym przede wszystkim magmowa więzba tych granitoidów, z uporządkowanymi liniowo fenokryształami skalenia potasowego. Także struktura fluidalna z cienkimi enklawami (leuko)tonalitowymi w granodiorycie wskazuje na ich magmowe pochodzenie. W obydwu otworach wiertniczych foliacja magmowa  $S_0$  jest trudna do oddzielenia od foliacji metamorficznej  $S_1$ . Decyduje o tym przede wszystkim równoległość powierzchni foliacji magmowej  $S_0$  i foliacji metamorficznej  $S_1$ . Taka równoległość obydwu planarnych struktur tektonicznych może wskazywać na synchronizację procesów deformacji rotacyjnej i warunki synkinematycznego umiejscawiania kwaśnych magm. W wielu fragmentach rdzeni zauważa się, że na słabo wykształconą foliację magmową  $S_0$  nakłada się (nadrukowuje) młodsza foliacja mylonityczna (metamorficzna)  $S_1$ , co doprowadziło do rozwoju złożonej – wiekowo i genetycznie – struktury planarnej  $S_1 (\pm S_0)$ . Dla uproszczenia, w dalszej części pracy ta złożona foliacja  $S_1 (\pm S_0)$  będzie przedstawiana jako foliacja mylonityczna  $S_1$ .

W rdzeniach z otworu Cieszów PIG 2, foliacja  $S_1$  charakteryzuje się stromymi lub umiarkowanymi kątami upadu (najczęściej w zakresie od ok. 40 do 65°). Wartości kąta upadu foliacji  $S_1$  są zasadniczo takie same zarówno w stropie, jak i w spągu otworu Cieszów PIG 2. Tylko lokalnie stwierdzono stromsze lub łagodniejsze kąty upadu foliacji  $S_1$ , co może być wynikiem ewentualnego rozwoju szerokopromiennych, otwartych, ?leżących fałdów, lub – co jest bardziej prawdopodobne – rotacji i wychyleń domen (bloków) znajdujących się między strefami brekcji tektonicznych.

W strefach ścinania podatnego, rozwiniętych praktycznie w całym materiale wiertniczym otworu Cieszów PIG 2, są wykształcone, w różnym stopniu, wskaźnikowe struktury asymetryczne. Najliczniejszą grupę wśród tych wskaźników kinematycznych stanowią struktury mylonityczne typu S-C (Berthé i in., 1979; Lister, Snoke, 1984; Simpson, 1986; Cymerman, 1989a; Hanmer, Passchier, 1991; Passchier, Trouw, 1996; Mazur, 1998). Powierzchnie ścinania C są wykształcone jako wąskie, nieciągłe powierzchnie ścinania ułożone równoległe do płaszczyzny ruchu (tabl. IV: 4, 5, 7; tabl. V: 1–3; tabl. VI: 1–3).

Powierzchnie S charakteryzują się skośnością mikrowięźby w domenach położonych między powierzchniami ścinania C (tabl. VI: 1–3). W strefach ścinania podatnego w otworze Cieszów PIG 2 występują bardzo licznie asymetryczne w formie porfiroklasty skaleniowe i kwarcowe typu  $\sigma$  (tabl. V: 1–4; tabl. VI: 1–3). Bardzo rzadkie są natomiast porfiroklasty typu  $\delta$ .

W płytkach mikroskopowych wyciętych równoległe do lineacji ziarna mineralnego  $L_1$  i prostopadle do foliacji  $S_1$  obserwuje się skośność mikrowięźby i rybkształtne („rybie”) łyszczki, głównie serycytowe (tabl. VI: 1–3). W strefach ścinania podatnego najczęstszymi mikrostrukturami deformacyjnymi są faliste wygaszanie światła kwarcu i plagioklazów, zbliżniaczenia deformacyjne plagioklazów i zabliznione mikrospeknięcia. W płytkach cienkich stwierdza się mikrostruktury deformacyjne zarówno wśród pierwotnych, większych ziaren plagioklazowych, jak i wśród drobniejszych, zrekrytalizowanych ziaren (tabl. VI: 1–5). Nowo zrekrytalizowane ziarna plagioklazowe są często słabiej zdeformowane z równomiernym wygaszaniem światła. Zbliżniaczenia deformacyjne są rozwinięte według praw bliżniaczych albitowego i peryklinowego. Zbliżniaczenia te są na ogół związane z pasemkami deformacji i domenami ziaren plagioklazowych o wyraźnym falistym wygaszaniu światła. Granice pasemek deformacji są zorientowane przeważnie prawie prostopadle do zbliżniaczeń deformacyjnych. Wzdłuż granic pasemek deformacji często zmienia się gęstość zbliżniaczeń deformacyjnych. Intragranularne, zabliznione mikrospeknięcia przecinają niektóre ziarna plagioklazowe. Pasemka deformacyjne powstały też w niektórych mikrospeknięciach.

Liczne, asymetryczne wskaźniki kinematyczne stwierdzone w rdzeniach w otworze Cieszów PIG 2 dokumentują zasadniczo nasuwczy (kompresyjny) po lokalnie transpresyjny (nasuwczo-przesuwczy) reżim deformacji. Mimo braku zorientowanych geograficznie rdzeni z otworu Cieszów PIG 2 wszystkie wskaźniki kinematyczne wskazują prawie całkowicie na przemieszczenia nasuwcze (tabl. IV: 4, 5, 7; tabl. V: 1–4; tabl. VI: 1–3). Oznacza to podatne przemieszczenia domen strukturalnych o zwrocie „strop ku gorze” otworu. O nasuwczym reżimie doformacji świadczy przede wszystkim orientacja lineacji z rozciągania  $L_1$  ustawiona równoległe lub prawie równoległe do kierunku upadu foliacji mylonitycznej  $S_1$ . O ewentualnym, ograniczonym transpresyjnym reżimie deformacji w warunkach ścinania ogólnego mogą wskazywać nieliczne fałdy otwarte do wąskopromiennych, stojące, o prawie horyzontalnych osiach fałdów (tabl. VI: 4).

W rdzeniach z otworu Cieszów PIG 2, oprócz bardzo licznych przejawów podatnej deformacji rotacyjnej stwierdzono także młodsze i lokalnie wykształcone kruche strefy deformacji ścięciowych. W przeciwieństwie do stref ścinania, które rozwijały się w głębszych partiach litosfery w warunkach podatnych, strefy ścinania powstałe na płytszych głębokościach (<10–15 km) i w niższych temperaturach (<250–300°C), a więc w warunkach kruchych, czy też przejściowych (podatno-kruchych), nie są penetratywnie rozwinięte, a tym samym są one tylko lokalnie wykształcone. Deformacje niekoaksjalne w warunkach podatno-kruchych i kruchych doprowadziły do powstania skał kataklazycznych, brekcji tektonicznych, uskoków i spękań skalnych (tabl. IV: 2, 3, 6–8; tabl. V: 5–8; tabl. VI: 5–8). Przejawy słabej kataklazy, z rozwojem protokataklazytów, odnotowano praktycznie w całym profilu otworu Cieszów PIG 2. Silniej skataklazowane skały (mezo-kataklazyty i nieliczne ultrakataklazyty) występują lokalnie w tym otworze. Tworzą one strefy o zmiennej miąższości, od kilkunastu milimetrów do kilku metrów.

Brekcje tektoniczne, charakteryzujące się brakiem uporządkowania kierunkowego (chaotyczną strukturą), współwystępujące z kataklazytami stwierdzono w otworze Cieszów PIG 2 na gł.: 33,9–34,6; 35,6–35,8; 44,5–47,0; 78,4–79,0; 89,8–90,0; 98,8–99,8; 104,0–104,2; 149,0–150,8; 167,0–168,4 i 173,7–175,4 m. Brekcje tektoniczne przechodzące w fyllonity hematytowe występują na gł.: 22,8–23,5 i 31,8–32,0 m. Fyllonity hematytowe z klastami granitognejsów i gnejsów występują na gł.: 27,2–27,4; 28,2–28,3; 34,9–35,6; 50,3–50,4; 50,6–52,6 i 184,6–186,6 m.

Uskoki różnego typu o zmiennej intensywności rozwoju stwierdzono w całym otworze Cieszów PIG 2. Wśród dominujących stromych do prawie pionowych uskoków przeważają zdecydowanie struktury typu przesuwczego, znacznie rzadsze są uskoki zrzutowo-przesuwcze. Strome uskoki są często zabliznione białymi żyłkami kalcytowymi lub kalcytowo-hematytowymi, rzadko kwarcowymi (tabl. IV: 3, 6–8). Z kolei łagodnie i umiarkowanie zapadające uskoki, głównie zrzutowe, są wypełnione przede wszystkim materiałem hematytowym, hematytowo-chlorytowym, znacznie rzadziej hematytowo-kalcytowym.

Spękania skalne są różnie rozwinięte w rdzeniach z otworu Cieszów PIG 2. Na ogół stwierdza się więcej niż kilka spękań na 1 metr bieżący rdzenia. Intensywny rozwój spękań skalnych jest ściśle powiązany ze strefami brekcji tektonicznych i stref uskokowych. Wśród spękań dominują strome i pionowe struktury nieciągłe, ustawione częściej konsekwentnie niż obsekwentnie względem foliacji  $S_1$ .

## ANALIZA STRUKTURALNA JEDNOSTKI CIESZOWA

Po przedstawieniu podstawowych danych z badań otworów wiertniczych Cieszów PIG 1 i Cieszów PIG 2, zostanie omówiona charakterystyka strukturalna jednostki Cieszowa z otoczenia tych otworów. Częściowo są to dane już wcześniej opublikowane przez autora (Cymerman, 2002), w większości jednak są to nowe dane strukturalne otrzymane z

badań terenowych z najbliższego otoczenia otworów badawczych Cieszów PIG 1 i Cieszów PIG 2. Podobnie jak w obydwu omówionych otworach w jednostce Cieszowa można wydzielić trzy grupy struktur tektonicznych: planarne, liniowe i fałdowe. Do struktur planarnych należą: foliacje, głównie typu mylonitycznego S-C, uskoki z rysami ślizgowymi

oraz spękania skalne. Wśród struktur liniowych stwierdzono lineacje ziarna mineralnego (lineacje mylonityczne), lineacje intersekcyjne, rysy ślizgowe i osie budin oraz wydłużenia poduszek lawy w zieleńcach. Lokalnie obserwowano różne struktury fałdowe o różnej formie, wielkości i orientacji.

Foliacja  $S_1$  typu złupkowacenia rekrytalizacyjnego jest główną strukturą planarną o znaczeniu regionalnym na obszarze całego kaczawskiego kompleksu strukturalnego (fig. 2, 3, 6–11). Na powierzchniach foliacji  $S_1$  jest wykształcona synchroniczna penetratywna lineacja ziarna mineralnego  $L_1$ . Struktury te powstały podczas głównej, waryscyjskiej deformacji  $D_1$  kaczawskiego kompleksu strukturalnego (Cymerman, 2002). Foliacja  $S_1$  jest przeważnie zgodnie zorientowana względem pierwotnej stratyfikacji (warstwowania) ( $S_0$ ) w wapieniach krystalicznych oraz różnych łupkach i fyllitach. Nie dotyczy to jedynie stref przegubowych wąskopromiennych i zamkniętych struktur fałdowych  $F_1$ , gdzie foliacja  $S_1$  jest ustawiona skośnie lub prostopadle do zafałdowanej powierzchni warstwowania  $S_0$ .

Foliacja  $S_1$  jest często strukturą złożoną, zbudowaną z dwóch, a niekiedy trzech zespołów płaszczyzn anizotropii. Dotyczy to foliacji mylonitycznej  $S_1$ , która rozwijała się w strefach ścinania w warunkach podatnych w reżimie deformacji rotacyjnej. W strefach takich są wykształcone – o różnym stopniu wyrazistości – struktury mylonityczne typu S-C. Struktury te są zbliżone do zespołu uskoków typu Y-P, które są

charakterystyczne dla kruchych stref uskokowych (Chester, Logan, 1987).

Jak wynika z powyższych rozważań na temat struktur mylonitycznych zarówno typu S-C, jak i typu Y-P, główna foliacja  $S_1$  w kaczawskim kompleksie strukturalnym jest złożoną strukturą planarną. Charakter i rozwój foliacji  $S_1$  w znacznym stopniu zależy od litologii i pierwotnej anizotropii skały, ale także od rodzaju deformacji, lokalizacji deformacji ze ścinania i (lub) procesów związanych z mechanizmem tzw. porozdzielania deformacyjnego (ang. *deformation partitioning*; sensu Bell, 1985). Foliacja  $S_1$  jest najlepiej rozwinięta w różnego rodzaju łupkach i fyllitach, czyli w skałach o wyraźnej pierwotnej anizotropii ośrodka. Z kolei foliacja  $S_1$  nie rozwinęła się praktycznie w skałach masywnych, takich jak masywne zieleńce.

Orientacja przestrzenna 351 pomiarów foliacji  $S_1$  w jednostce Cieszowa została przedstawiona w formie 12 diagramów stereograficznych typu  $\beta$  i  $\pi$  na półkulach dolnych (fig. 6–9) i zestawiona w tabeli 1. W celach porównawczych przedstawiono także dane o orientacji foliacji  $S_1$  z sąsiedniej jednostki Sadów Górnych (fig. 6) i z okolic Świebodzic (fig. 11).

W jednostce Cieszowa wydzielono umowne cztery domeny strukturalne. Większa część jednostki Cieszowa, położona między Cieszowem Dolnym a Jaskulinem, została wydzielona jako odrębna domena strukturalna (fig. 7). Dwie wyodrębnione domeny strukturalne obejmują okolice otworów

Tabela 1

**Zestawienie danych o orientacji penetratywnych elementów strukturalnych (foliacji  $S_1$  i lineacji ziarna mineralnego  $L_1$ ) z sześciu domen z południowo-wschodniej części kaczawskiego kompleksu strukturalnego**

Compilation of attitude data on penetrative structural elements ( $S_1$  foliation and  $L_1$  mineral lineation) from six domains from the south-east part of the Kaczawa Structural Complex

Numer figury	Jednostka tektoniczna/ położenie domeny	Dominująca litologia	Foliacja $S_1$ główne maksimum (maksima)			Lineacja $L_1$ główne maksimum (maksima)		
			N – liczba pomiarów	orientacja (w stopniach)	%	N – liczba pomiarów	orientacja lub kierunek nachylenia (w stopniach)	%
6	Jednostka Sadów Górnych/ Chwaliszów–Sady Górne	łupki, fyllity i kwarcyty	100	153/40 156/71	12,0 9,3	24	290–300	21
7	Jednostka Cieszowa/ Cieszów Dolny–Jaskulin	zieleńce masywne, łupki zieleńcowe i łupki pstre	88	164/21 168/26 23/38 9/42	10,5 10,5 9,5 9,4	46	030–040	26
8	Jednostka Cieszowa/ Cieszów Dolny; rejon otworu wiertniczego Cieszów PIG 1	skataklastowane i zmylonityzowane granitoidy, zieleńce	47	008/64	12,1	24	050–060 060–070	20 16
9	Jednostka Cieszowa/ okolice Chwaliszowa; rejon otworu wiertniczego Cieszów PIG 2	skataklastowane i zmylonityzowane granitoidy, łupki serycytowe i chlorytowe, zieleńce	109	056/74 114/57 015/45	6,5 6,1 5,2	14	020–040 080–090	40 21
10	Jednostka Cieszowa/ okolice Jaskulina	zieleńce masywne, łupki zieleńcowe i łupki pstre	107	077/52 082/48	20,6 19,5	43	040–050 070–080 120–130	14 14 14
11	Jednostka Cieszowa(?)/ okolice Świebodzic	zieleńce masywne, łupki zieleńcowe	114	009/32 056/60	14,3 10,5	33	240–250 300–310	23 21

badawczych Cieszów PIG 1 (fig. 7) i Cieszów PIG 2 (fig. 9); zlokalizowane są one w południowej części jednostki Cieszowa. Ostatnia wydzielona domena strukturalna znajduje się w północnej części jednostki Cieszowa w okolicy Jaskulina i obejmuje ona obszar tzw. elementu Jaskulina (fig. 10).

W środkowej części jednostki Cieszowa orientacja penetratywnej foliacji  $S_1$  w skałach zieleńcowych jest w większości prawie równoleżnikowa (fig. 7). Wyznaczono cztery maksima (od 9,4 do 10,5%) orientacji foliacji  $S_1$ , które wynoszą: 164/21°, 168/26°, 023/38° i 009/42° (tab. 1). Lineacja ziarna mineralnego  $L_1$  na powierzchniach foliacji  $S_1$  jest nachylona pod różnymi kątami przeważnie ku NE, W, SW i WNW (fig. 7; tab. 1). Wskaźniki kinematyczne, takie jak struktura mylonityczna typu S-C, wyznaczają przemieszczenia tektoniczne o składowej nasuwczo-przesuwczej (reżim deformacji transpresyjnej) ze zwrotem „góra” ku WSW lub WNW (fig. 7; tab. 2). Szesnaście fałdów otwartych, asymetrycznych typu  $F_{2A}$ , których osie nachylone są ku NE i N, rzadko ku W, wykazują zmienną wergencję, głównie ku SSE, lub WNW i WSW (fig. 7; tab. 2). Fałdy załomowe, asymetryczne  $F_{2B}$  o umiarkowanym nachyleniu osi ku N i NNE cechują się asymetrią skrzydeł ku SE (fig. 7; tab. 2).

W domenie obejmującej okolice otworu badawczego Cieszów PIG 1 w różnego rodzaju skałach, w tym głównie skatakazowanych i zmylonityzowanych granitoidach, orientacja penetratywnej foliacji  $S_1$  jest najczęściej prawie równoleżnikowa lub w kierunku WNW–ESE (fig. 8). Maksimum (12,1%) orientacji foliacji  $S_1$  wynosi tutaj 005/65°. Orientacja lineacji ziarna mineralnego  $L_1$  jest dość zróżnicowana, ale dominuje lineacja łagodnie nachylona ku NE. Struktury mylonityczne typu S-C, które są głównym wskaźnikiem kinematycznym w zmiennie skatakazowanych i zmylonityzowanych granitoidach, dobrze dokumentują przemieszczenia tektoniczne o składowej nasuwczo-przesuwczej (reżim deformacji transpresyjnej) ze zwrotem „góra” ku WSW, SW, W i WNW (fig. 8; tab. 2). Fałdy wąskopromienne, izoklinalne typu  $F_{1B}$  wykazują prawie prostopadłą orientację ich osi względem lineacji ziarna mineralnego  $L_1$ . Nieliczne fałdy otwarte typu  $F_{2A}$ , o nachyleniu osi ku NE, są czasem asymetryczne i charakteryzują się wergencją ku WNW lub SE (fig. 8). W tym rejonie stwierdzono także struktury budinażowe o dość łagodnym nachyleniu osi budin ku NNW lub ku ENE (fig. 7).

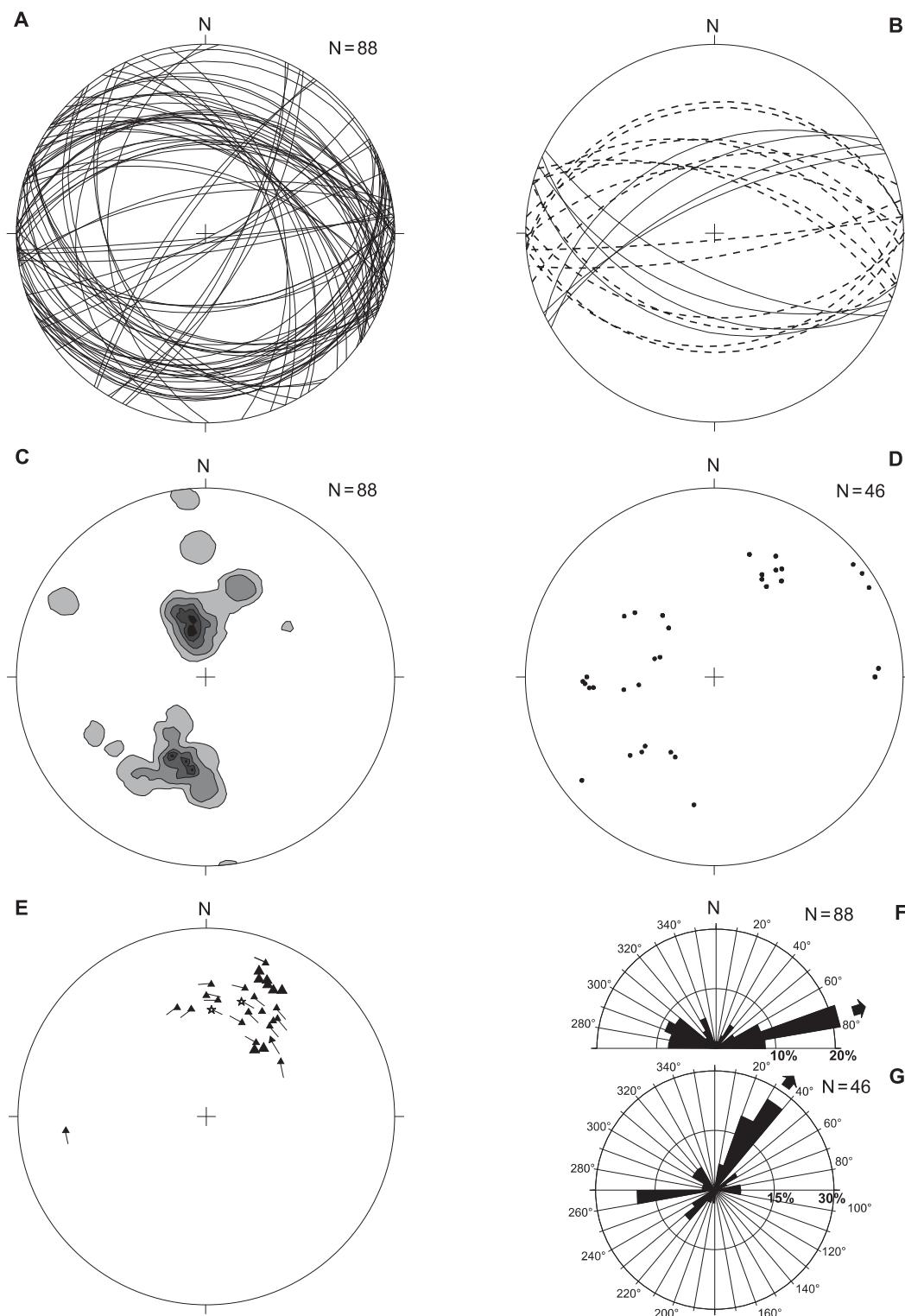
W domenie z okolic Chwaliszowa, z rejonu wykonanego otworu badawczych Cieszów PIG 2, w dominujących tam skatakazowanych i zmylonityzowanych granitoidach, ale także w zieleńcach, orientacja penetratywnej foliacji  $S_1$  jest znacznie bardziej zróżnicowana niż w okolicach otworu Cieszów PIG 1 (fig. 9). Stwierdzono tu trzy wyraźne maksima w orientacji foliacji  $S_1$  (tab. 1). Najwyraźniejsze maksimum (6,5%) orientacji foliacji  $S_1$  wynosi tutaj 056/74°; mniej wyraźne maksima to 114/57° (6,1%) i 015/45° (5,2%) (fig. 9; tab. 1). Orientacja lineacji ziarna mineralnego  $L_1$  jest dość zróżnicowana, ale dominuje lineacja łagodnie nachylona ku NE i E. Struktury mylonityczne typu S-C, które są głównym wskaźnikiem kinematycznym w tej domenie, dokumentują przemieszczenia tektoniczne o składowej nasuwczo-przesuwczej (reżim deformacji transpresyjnej) ze zwrotem „góra” ku W i WNW (fig. 9; tab. 2). W kilku przypadkach jednak stwierdzono struktury mylonityczne typu S-C, które wskazują także na składową zrzutowo-przesuwczą (reżim deformacji transtensyjnej) ze zwrotem przemieszczeń „góra” ku NE. Rzadkie fałdy otwarte typu  $F_{2A}$  o nachyleniu osi ku NE i N są czasem asymetryczne i wykazują wtedy zmienną wergencją ku WNW lub SE (fig. 9). W tym rejonie w różnych odsłonięciach stwierdzono w zieleńcach struktury typu law poduszkowych o łagodnie nachylonych dłuższych osiach na ogół ku WNW ale rzadko także ku N i NNE (fig. 9).

W zieleńcach masywnych, łupkach zieleńcowych i nielicznych łupkach pstrych w okolicach Jaskulina (w tzw. elemencie Jaskulina) orientacja foliacji  $S_1$  jest bardzo zmienna, zarówno w biegu tej struktury planarnej, jak i w wartościach jej kąta upadu (fig. 10). Zaznaczają się tam dwa wyraźne i blisko siebie położone maksima orientacji foliacji  $S_1$  (077/52° i 082/48°), które wynoszą po ok. 20% całej populacji tych struktur (tab. 1). Lineacja ziarna mineralnego  $L_1$  jest nachylona głównie ku E, NE i SW, ale pod zmiennymi kątami (fig. 10; tab. 1). Obraz kinematyczny dla tej domeny jest zmienny. Połowa wskaźników kinematycznych, którymi są struktury mylonityczne typu S-C, wyznacza przemieszczenia o składowej nasuwczo-przesuwczej ze zwrotem transportu – „góra” ku WNW (fig. 10; tab. 2), a druga połowa tych wskaźników tektonicznych na transport o składowej przesuwczo-zrzutowej ku S i SE. W okolicy Jaskulina dominują fałdy otwarte, asymetryczne typu  $F_{2A}$  o orientacji osi w większości zgodnie zorientowanych z lineacją ziarna mi-

### Objaśnienia do fig. 6–11

#### Explanations for Figures 6–11

- |  |  |   |
|--|--|---|
| • lineacja mineralna $L_1$<br><i><math>L_1</math> mineral lineation</i>                              | ▲ fałdy otwarte, symetryczne $F_{2A}$<br><i><math>F_{2A}</math> open, symmetric folds</i>          | ▲ fałdy otwarte, szerokopromienne $F_{2C}$<br><i><math>F_{2C}</math> open broad folds</i> |
| ● fałdy śródfoliacyjne $F_{1A}$<br><i><math>F_{1A}</math> intrafolial folds</i>                      | ◄ fałdy otwarte, asymetryczne $F_{2A}$<br><i><math>F_{2A}</math> open asymmetric folds</i>         | ○ krenulacje symetryczne<br><i>symmetric crenulations</i>                                 |
| ■ fałdy wąskopromienne, izoklinalne $F_{1B}$<br><i><math>F_{1B}</math> isoclinal and tight folds</i> | ★ fałdy załomowe $F_{2B}$<br><i><math>F_{2B}</math> kink-bands folds</i>                           | ◌ krenulacje asymetryczne<br><i>asymmetric crenulations</i>                               |
| ▣ fałdy wąskopromienne, asymetryczne $F_{1B}$<br><i><math>F_{1B}</math> tight, asymmetric folds</i>  | ◄★ fałdy załomowe, asymetryczne $F_{2B}$<br><i><math>F_{2B}</math> kink-bands asymmetric folds</i> | ◆ wydłużenie poduszek lawy<br><i>elongation of pillow lavas</i>                           |
|  |  | ◇ osie budin<br><i>boudin axes</i>  |

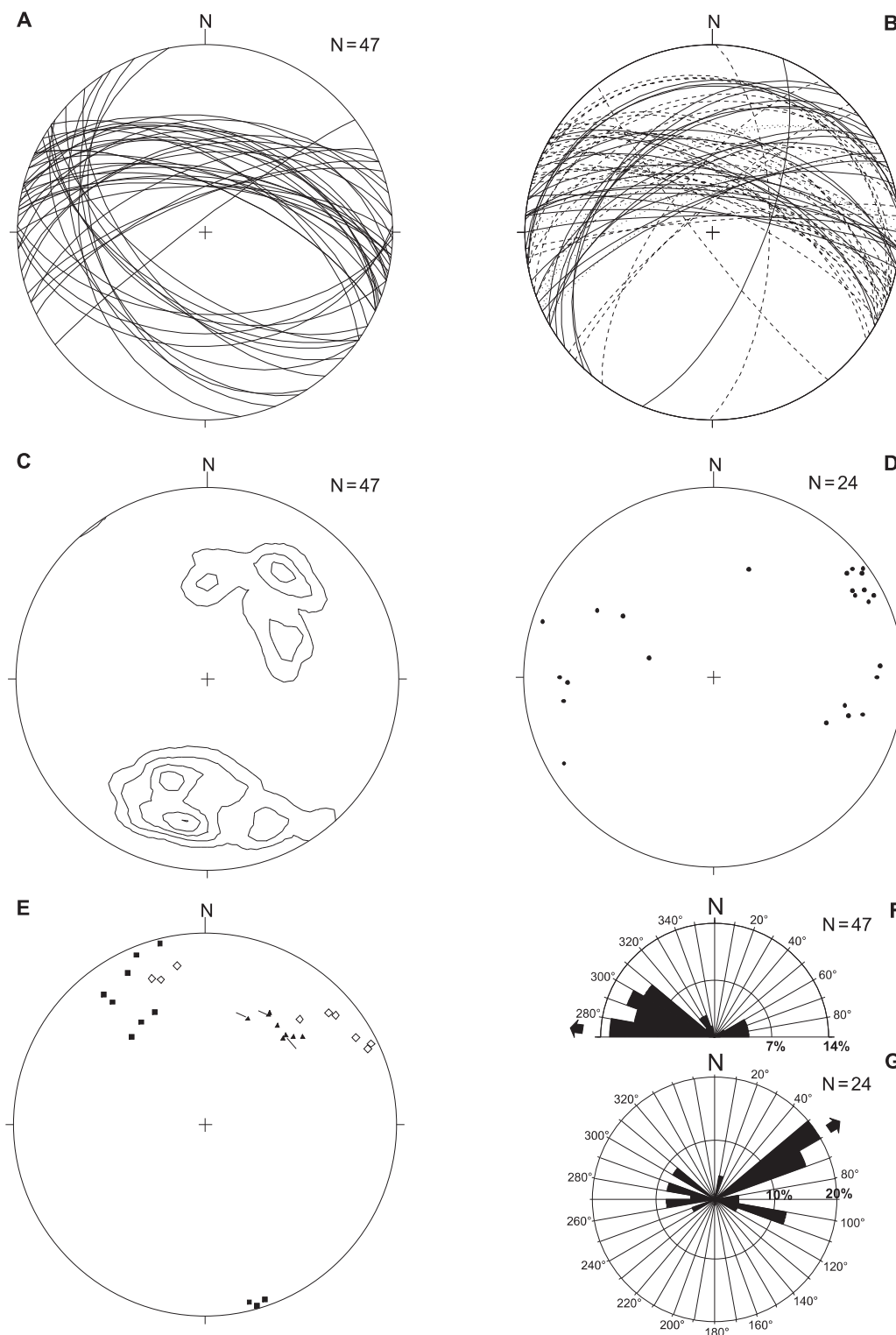


**Fig. 6. Zbiorcze dane strukturalne dla skał metasadowych jednostki Sady Górnych**

A – diagram  $\beta$  powierzchni penetratywnej foliacji  $S_1$ ; B – diagram  $\beta$  powierzchni struktur mylonitycznych typu S-C (powierzchnie S – linie przerywane; powierzchnie C – linie ciągłe); C – diagram konturowy penetratywnej foliacji  $S_1$  (izolinie: 3, 5, 7, 8, 9, 10 i 11%); D – diagram punktowy lineacji ziarna mineralnego  $L_1$ ; E – diagram punktowy struktur fałdowych; F – róża kierunków biegu penetratywnej foliacji  $S_1$ ; G – róża kierunków nachylenia lineacji ziarna mineralnego  $L_1$ . Półkule dolne, siatka równopowierzchniowa; N – liczba pomiarów

Stereographic projections of structural data from metasedimentary rocks of the Sady Górne unit

A –  $\beta$ -type diagram of  $S_1$  penetrative foliation; B –  $\beta$ -type diagram of S-C mylonitic structures (S-plane – broken lines, C-plane – solid lines); C – contoured diagram of  $S_1$  penetrative foliation (contours: 3, 5, 7, 8, 9, 10 and 11%); D – diagram of  $L_1$  penetrative mineral lineation; E – diagram of folds; F – rose diagram of trend directions of  $S_1$  penetrative foliation; G – rose diagram of plunge directions of  $L_1$  penetrative mineral lineation. All lower hemisphere equal-area nets; N – number of measurements



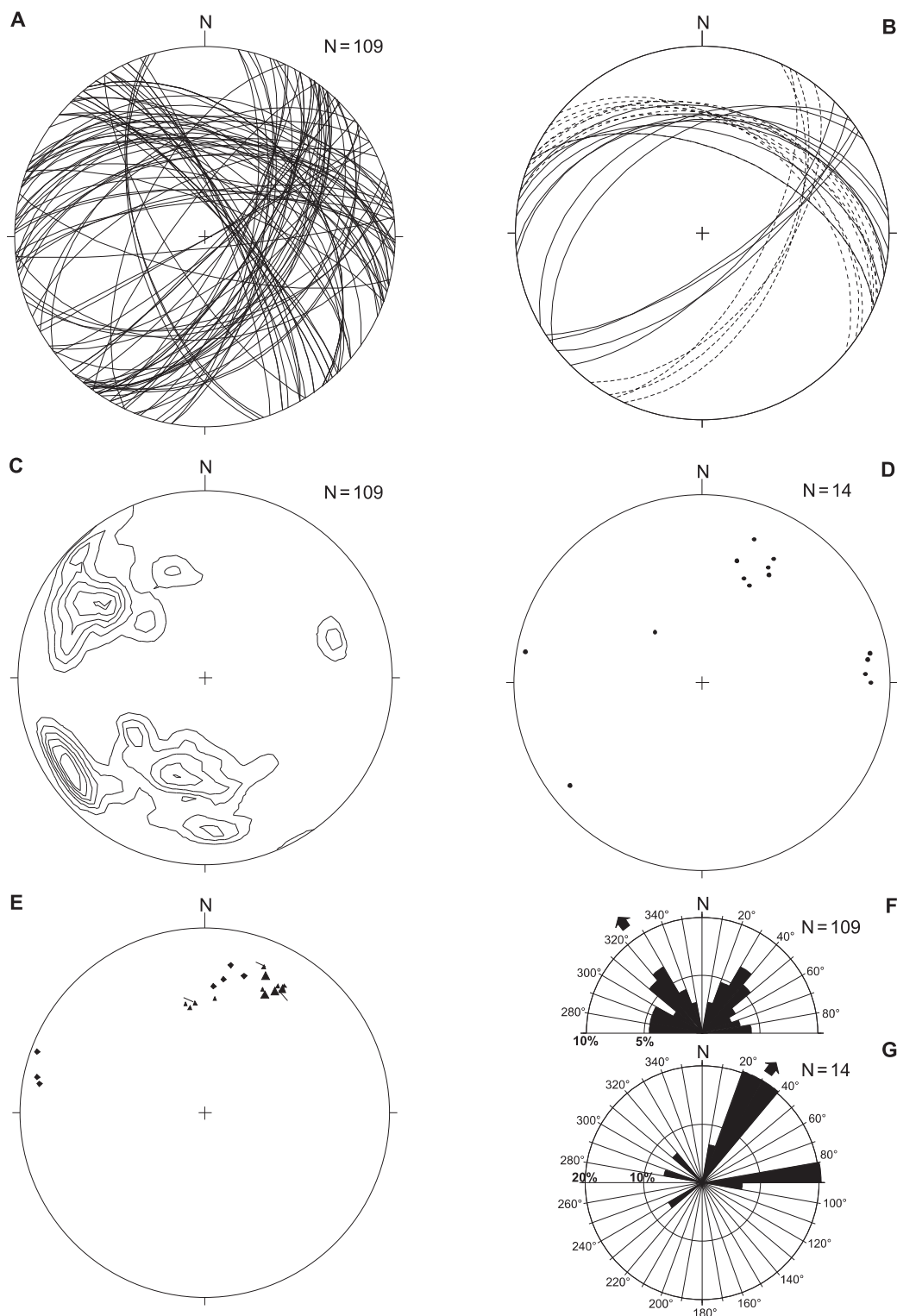
**Fig. 7. Dane strukturalne dla środkowej części jednostki Cieszowa**

**A** – diagram  $\beta$  powierzchni penetratywnej foliacji  $S_1$ ; **B** – diagram  $\beta$  powierzchni struktur mylonitycznych typu S-C (powierzchnie S – linie przerywane; powierzchnie C – linie ciągłe); **C** – diagram konturowy penetratywnej foliacji  $S_1$  (izolinie: 3, 6, 8, 9 i 10%); **D** – diagram punktowy lineacji ziarna mineralnego  $L_1$ ; **E** – diagram punktowy struktur fałdowych; **F** – róża kierunków biegu penetratywnej foliacji  $S_1$ ; **G** – róża kierunków nachylenia lineacji ziarna mineralnego  $L_1$ . Półkule dolne, siatka równopowierzchniowa; N – liczba pomiarów

Stereographic projections of structural data from the central part of the Cieszów Unit

**A** –  $\beta$ -type diagram of  $S_1$  penetrative foliation; **B** –  $\beta$ -type diagram of S-C mylonitic structures (S-plane – broken lines, C-plane – solid lines); **C** – contoured diagram of  $S_1$  penetrative foliation (contours: 3, 6, 8, 9 and 10%); **D** – diagram of  $L_1$  penetrative mineral lineation; **E** – diagram of folds; **F** – rose diagram of trend directions of  $S_1$  penetrative foliation; **G** – rose diagram of plunge directions of  $L_1$  penetrative mineral lineation. All lower hemisphere equal-area nets; N – number of measurements



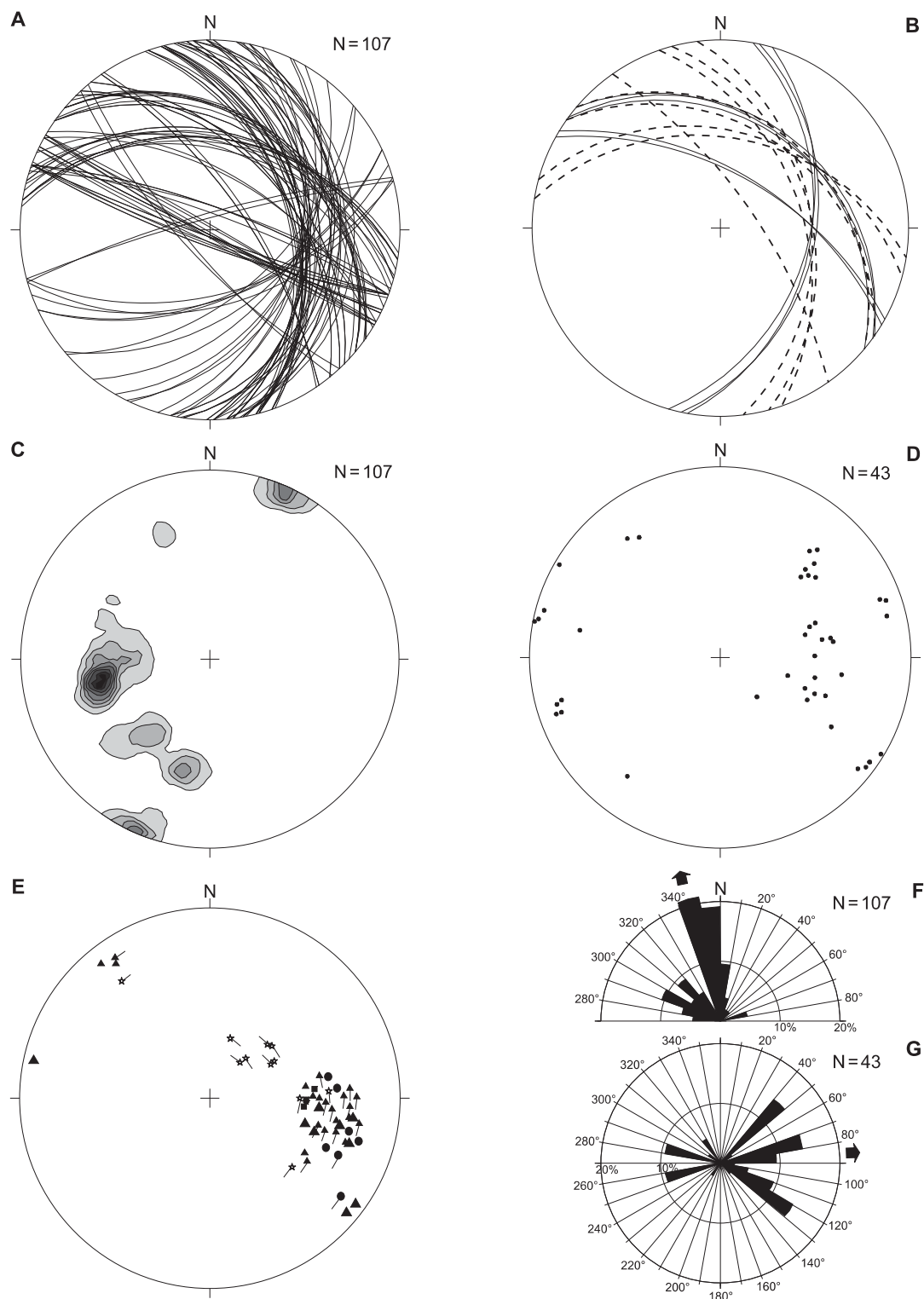


**Fig. 8. Dane strukturalne dla południowej części jednostki Cieszowa w okolicach otworu wiertniczego Cieszów FIG 1**

**A** – diagram  $\beta$  powierzchni penetratywnej foliacji  $S_1$ ; **B** – diagram  $\beta$  powierzchni struktur mylonitycznych typu S-C (powierzchnie S – linie przerywane, powierzchnie C – linie ciągłe) oraz asymetrycznych, ekstensyjnych pasemek ścinania typu C' (linie przerywane); **C** – diagram konturowy penetratywnej foliacji  $S_1$  (izolinie: 1, 2, 3, 4, 5 i 6%); **D** – diagram punktowy lineacji ziarna mineralnego  $L_1$ ; **E** – diagram punktowy struktur fałdowych i liniowych; **F** – róża kierunków biegu penetratywnej foliacji  $S_1$ ; **G** – róża kierunków nachylenia lineacji ziarna mineralnego  $L_1$ . Półkule dolne, siatka równopowierzchniowa; N – liczba pomiarów

Stereographic projections of structural data from the southern part of the Cieszów Unit near the Cieszów FIG 1 borehole

**A** –  $\beta$ -type diagram of  $S_1$  penetrative foliation; **B** –  $\beta$ -type diagram of S-C mylonitic structures (S-plane – broken lines; C-plane – solid lines) and C'-type of asymmetric, extensional shear bands (dotted line); **C** – contoured diagram of  $S_1$  penetrative foliation (contours: 1, 2, 3, 4, 5 and 6%); **D** – diagram of  $L_1$  penetrative mineral lineation; **E** – diagram of folded and linear structures; **F** – rose diagram of trend directions of  $S_1$  penetrative foliation; **G** – rose diagram of plunge directions of  $L_1$  penetrative mineral lineation. All lower hemisphere equal-area nets; N – number of measurements

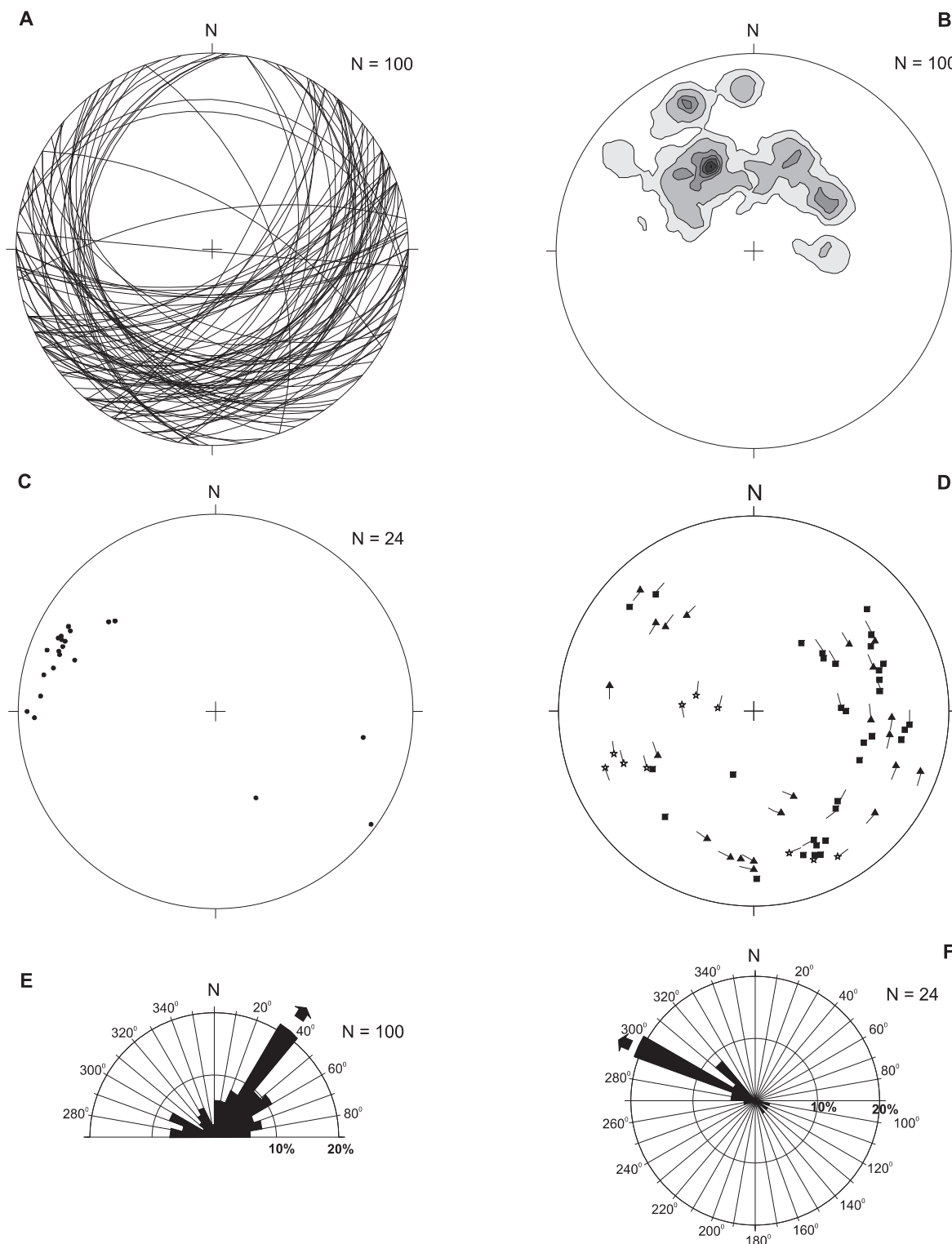


**Fig. 9. Dane strukturalne dla południowo-zachodniej części jednostki Cieszowa w okolicach otworu wiertniczego Cieszów FIG 2**

**A** – diagram  $\beta$  powierzchni penetratywnej foliacji  $S_1$ ; **B** – diagram  $\beta$  powierzchni struktur mylonitycznych typu S-C (powierzchnie S – linie przerywane, powierzchnie C – linie ciągłe); **C** – diagram konturowy penetratywnej foliacji  $S_1$  (izolinie: 1, 2, 3, 4, 5 i 6%); **D** – diagram punktowy lineacji ziarna mineralnego  $L_1$ ; **E** – diagram punktowy struktur fałdowych i liniowych; **F** – róża kierunków biegu penetratywnej foliacji  $S_1$ ; **G** – róża kierunków nachylenia lineacji ziarna mineralnego  $L_1$ . Półkule dolne, siatka równopowierzchniowa; N – liczba pomiarów

Stereographic projections of structural data from the south-west part of the Cieszów Unit near the Cieszów FIG 2 borehole

**A** –  $\beta$ -type diagram of  $S_1$  penetrative foliation; **B** –  $\beta$ -type diagram of S-C mylonitic structures (S-plane – broken line, C-plane – solid line); **C** – contoured diagram of  $S_1$  penetrative foliation (contours: 1, 2, 3, 4, 5 and 6%); **D** – diagram of  $L_1$  penetrative mineral lineation; **E** – punctual diagram of folded and linear structures; **F** – rose diagram of trend directions of  $S_1$  penetrative foliation; **G** – rose diagram of plunge directions of  $L_1$  penetrative mineral lineation. All lower hemisphere equal-area nets; N – number of measurements

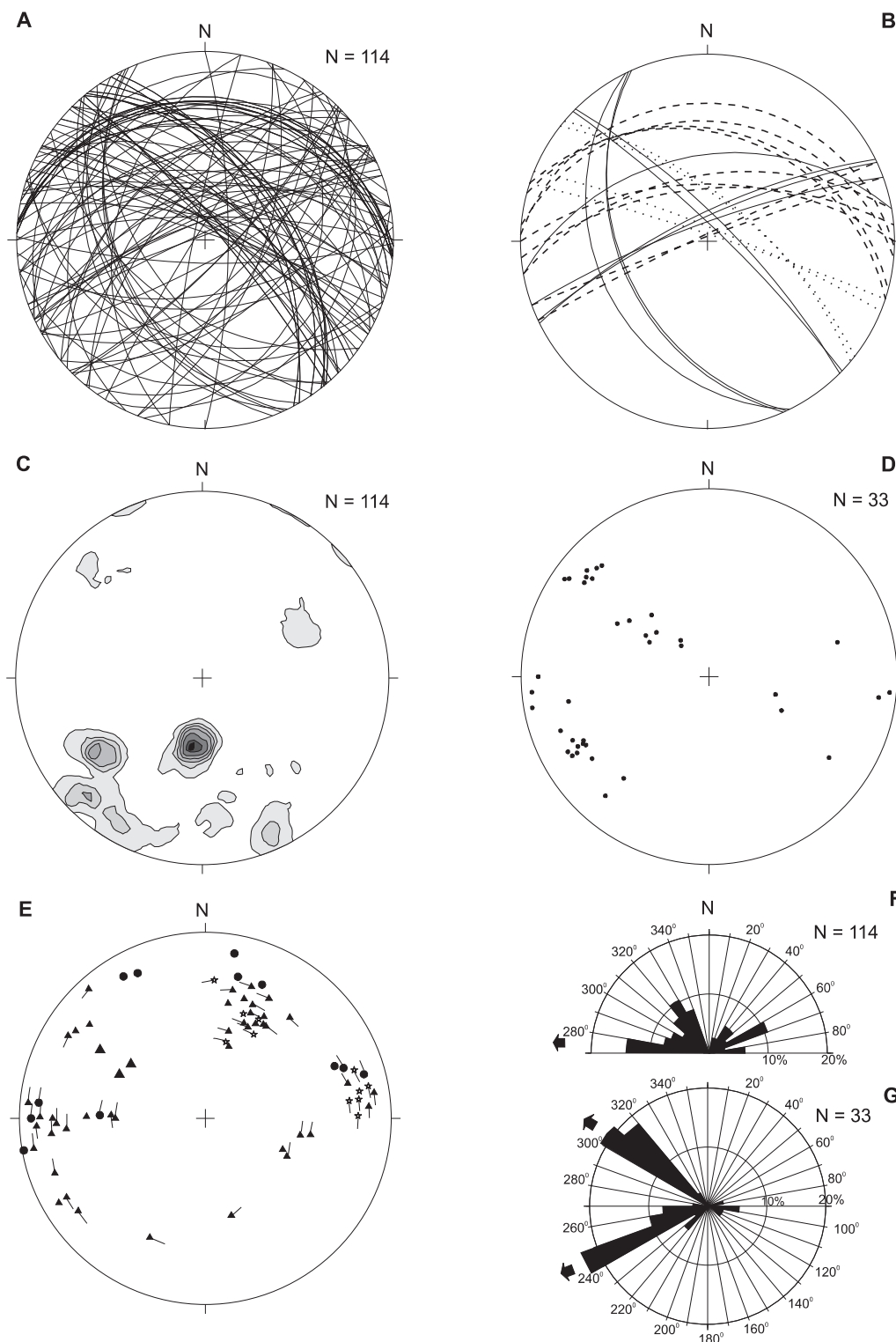


**Fig. 10. Dane strukturalne dla skał maficznych z północnej części jednostki Cieszowa (okoliczności Jaskulina)**

A – diagram  $\beta$  powierzchni penetratywnej foliacji  $S_1$ ; B – diagram konturowy penetratywnej foliacji  $S_1$  (izolinie: 4,0; 7,5; 10,0; 12,0; 14,0; 16,0; 17,8 i 18,7%); C – diagram punktowy lineacji ziarna mineralnego  $L_1$ ; D – diagram punktowy struktur fałdowych; E – róża kierunków biegu penetratywnej foliacji  $S_1$ ; F – róża kierunków nachylenia lineacji ziarna mineralnego  $L_1$ . Półkule dolne, siatka równopowierzchniowa; N – liczba pomiarów

Stereographic projections of structural data from the northern part of the Cieszów Unit (Jaskulin area)

A –  $\beta$ -type diagram of  $S_1$  penetrative foliation; B – contoured diagram of  $S_1$  penetrative foliation (contours: 4.0, 7.5, 10.0, 12.0, 14.0, 16.0, 17.8 and 18.7%); C – diagram of  $L_1$  penetrative mineral lineation; D – diagram of folds; E – rose diagram of trend directions of  $S_1$  penetrative foliation; F – rose diagram of plunge directions of  $L_1$  penetrative mineral lineation. All lower hemisphere equal-area nets; N – number of measurements



**Fig. 11.** Dane strukturalne dla skał maficznych z okolic Świebodzi

**A** – diagram  $\beta$  powierzchni penetratywnej foliacji  $S_1$ ; **B** – diagram  $\beta$  powierzchni struktur mylonitycznych typu S-C (powierzchnie S – linie przerywane; powierzchnie C – linie ciągłe); **C** – diagram konturowy penetratywnej foliacji  $S_1$  (izolinie: 2,5; 5,0; 7,0; 9,0; 10,5; 12,0 i 13,2%); **D** – diagram punktowy lineacji ziarna mineralnego  $L_1$ ; **E** – diagram punktowy struktur fałdowych; **F** – róża kierunków biegu penetratywnej foliacji  $S_1$ ; **G** – róża kierunków nachylenia lineacji ziarna mineralnego  $L_1$ . Półkule dolne, siatka równopowierzchniowa; N – liczba pomiarów

Stereographic projections of structural data from mafic rocks in the Świebodzi

**A** –  $\beta$ -type diagram of  $S_1$  penetrative foliation; **B** –  $\beta$ -type diagram of S-C mylonitic structures (S-plane – broken lines; C-plane – solid lines); **C** – contoured diagram of  $S_1$  penetrative foliation (contours: 2.5, 5.0, 7.0, 9.0, 10.5, 12.0 and 13.2%); **D** – diagram of  $L_1$  penetrative mineral lineation; **E** – diagram of folds; **F** – rose diagram of trend directions of  $S_1$  penetrative foliation; **G** – rose diagram of plunge directions of  $L_1$  penetrative mineral lineation. All lower hemisphere equal-area nets; N – number of measurements

Tabela 2

**Zestawienie danych o zwrocie ścinania dla sześciu domen z południowo-wschodniej części kaczańskiego kompleksu strukturalnego**

Compilation of shear sense data from six domains of the south-east part of the Kaczawa Structural Complex

Numer figury	Jednostka tektoniczna/ położenie domeny	Struktura mylonityczna typu S-C (skośność więzby)		Asymetryczne, ekstensyjne pasemka ścinania typu C'		Porfiroklasty typu $\sigma$		Wergencja fałdów załomowych $F_{2B}$ lub fałdów otwartych asymetrycznych $F_{2A}$		Inne wskaźniki: „ryby foliacyjne” (rf); asymetryczne prety kwarcowe (pq) i poduszki lawy (pl)	
		zwrot „góra” ku...	liczba	zwrot „góra” ku...	liczba	zwrot „góra” ku...	liczba	zwrot „góra” ku...	liczba	zwrot „góra” ku...	liczba
6	Jednostka Sądów Górnych/ Chwaliszów–Sady Górne							N NE S SSW i S WNW NNW SW	5 3 2 7 6 4 3	SW (rf)	2
7	Jednostka Cieszowa/ Cieszów Dolny–Jaskulin	WSW WNW	4 4					SE SSE WNW WSW	2 8 6 2		
8	Jednostka Cieszowa/ Cieszów Dolny; rejon otworu wiertniczego Cieszów PIG 1	W SW WNW NW S	9 7 6 4 1	WSW W	5 2	SW W WNW	22 9 6	WNW SE	2 2	SW (pq)	3
9	Jednostka Cieszowa/ okolice Chwaliszowa; rejon otworu wiertniczego Cieszów PIG 2	WNW SW W	6 4 3			W SW E	14 12 2	WNW SE	2 1	WNW (pl)	2
10	Jednostka Cieszowa/ okolice Jaskulina	WNW SSW SE	5 3 2					SSW SE NW NE SSW NE	3 4 3 1 13 1		
11	Jednostka Cieszowa (?)/ okolice Świebodzic	WSW SW SE	5 3 2	NE	4			S i SSE WNW NW	5 4 9	SW (rf) W (pl) W (pq)	2 3 4

neralnego  $L_1$  (fig. 9). Fałdy  $F_{2A}$  charakteryzują się dominującą wergencją ku S i SSW, bardzo rzadko ku NE. Za to zmienną wergencją, najczęściej ku NW lub S i SE, wykazują fałdy załomowe typu  $F_{2C}$  (fig. 9, tab. 2). W okolicy Jaskulina występują jeszcze nieliczne fałdy śródfoliacyjne  $F_{1A}$  i fałdy wąskopromienne, izoklinalne  $F_{1B}$  oraz fałdy otwarte, szerokopromienne  $F_{2C}$ . Fałdy te charakteryzują się nachyleniem osi pod zmiennymi kątami ku E i SE, rzadko ku WNW.

Ostatnia analizowana domena znajduje się na obszarze trzech wychodni skał zieleńcowych i nielicznych keratofirów w okolicy Świebodzic (Teisseyre, Gawroński, 1966). Zieleńce są tam otoczone przez intensywnie zdeformowane skały osadowe dewonu górnego depresji Świebodzic. Prawdopodobnie zieleńce te mogą być odpowiednikiem zieleńców jednostki Cieszowa (Teisseyre, 1956a, 1968). Teisseyre (1968) nie wykluczał jednak możliwości, że zieleńce Świebodzic tworzą odrębną jednostkę tektoniczną kaczańskiego kompleksu strukturalnego.

Kontakty zieleńców z utworami dewonu górnego są uznawane za tektoniczne (*op. cit.*). Nie zostało natomiast wykazane, czy zieleńce te spoczywają na osadach depresji Świebodzic, czy zostały wyciśnięte do góry z podłoża tych utworów. Występowanie zieleńców na kulmowych zlepieńcach gnejsowych w synklinie Lubiechowa wskazuje raczej, że są one pozostałością po nasuniętej płaszczynie.

W jednostce Sądów Górnych, położonej na N i NW od jednostki Cieszowa (fig. 1, 10), orientacja penetratywnej foliacji  $S_1$  w skałach metaosadowych jest zbliżona do kierunku ENE–WSW (fig. 10). Wyraźne maksimum (12%) orientacji foliacji  $S_1$  dla tej jednostki wynosi  $153/40^\circ$ , a słabsze maksimum (9,3%) ma orientację  $156/71^\circ$  (tab. 1). Lineacja ziarna mineralnego  $L_1$  na powierzchniach foliacji  $S_1$  jest nachylona pod różnymi kątami na ogół ku WNW i W, rzadziej ku ESE (fig. 10; tab. 1). Dwadzieścia dwa fałdy wąskopromienne, izoklinalne typu  $F_{1B}$  charakteryzują się osiami ustawionymi

skośnie lub prostopadle do lineacji ziarna mineralnego  $L_1$ . Fałdy wąskopromienne, asymetryczne  $F_{1B}$  wykazują wergencję ku N, NW i NE, rzadko ku SW. Z kolei fałdy otwarte, asymetryczne typu  $F_{2A}$ , których osie nachylone są ku E, NE i NW wykazują wergencję ku N, NW i NE. Natomiast fałdy otwarte, asymetryczne typu  $F_{2A}$ , których osie są nachylone ku ESE, SE, S i NE i NW, cechują się wergencją skrzydeł fałdów skierowaną ku S, SW i NW (fig. 10; tab. 2). Fałdy załomowe, asymetryczne  $F_{2B}$  o zmiennym nachyleniu osi ku W, WSW i SSE cechują się zmienną asymetrią skrzydeł albo ku N i NE albo ku S (fig. 10; tab. 2). W jednostce Sądów Górnych, oprócz wergencji fałdów  $F_{2A}$  i  $F_{2B}$ , rozpoznano inne wskaźniki kinematyczne (tab. 2); są to dwie „ryby foliacyjne” (Cymerman, 2002). Wyznaczają one przemieszczenia tektoniczne o zwrocie „góra” ku SW.

Dane strukturalne z okolic Świebodzic nie odbiegają znacząco od danych z jednostki Cieszowa. Maksimum średniej statystycznej wartości (14,3%) orientacji foliacji  $S_1$  w domenie z okolic Świebodzic wynosi  $009/32^\circ$  (tab. 1; fig. 11). Słabsze maksimum (10,5%) orientacji foliacji  $S_1$  charakteryzuje się inną orientacją –  $056/60^\circ$ . W omawianej domenie biegi foliacji  $S_1$  są najczęściej zorientowane w kierunku równoleżnikowym, podobnie jak powierzchnie warstwowania w otaczających je skałach osadowych depresji Świebodzic. Orientacja lineacji  $L_1$  jest rozproszona, przy czym najczęściej jest ona nachylona ku NW lub WSW pod małymi i średnimi kątami (fig. 11; tab. 1). Różnorodne wskaźniki kinematyczne, w tym struktury mylonityczne typu S-C, „ryby foliacyjne”, asymetryczne pręty kwarcowe i asymetryczne formy poduszki lawy, dokumentują głównie lewoskrętne przemieszczenia przesuwce i transpresyjne ze zwrotem „góra” ku WSW, SW i WNW. Jedynie asymetryczne, ekstensyjne pasemka ścinania typu C' wskazują na ekstensyjne przemieszczenia ku NE (fig. 11; tab. 2). W domenie tej występują liczne fałdy o zmiennej orientacji osi (fig. 11). Osie fałdów śródfoliacyjnych, wąskopromiennych  $F_{1A}$  są ustawione albo prawie równoległe do lineacji  $L_1$  albo prawie prostopadle do nich. Podobna jest orientacja osi fałdów otwartych  $F_{2A}$ . Fałdy te są na ogół asymetryczne i charakteryzują się odmienną wergencją z zależności od kierunku nachylenia ich osi. Fałdy te, o nachyleniu osi ku E i W, wykazują wergencję skierowaną głównie ku N, a fałdy o osiach zanurzających się NNE lub SSW – głównie ku E i rzadziej ku W (fig. 11). Fałdy załomowe  $F_{2C}$  charakteryzujące się nachyleniem osi ku wschodowi wykazują wergencję ku S, a fałdy  $F_{2C}$  o osiach zanurzających się ku NNE cechują się z wergencją skierowaną ku WNW.

Po omówieniu głównych elementów strukturalnych jednostki Cieszowa, związanych z procesami tektonometamorficznymi podczas orogenezy waryscyjskiej, do omówienia z planarnej grupy struktur tektonicznych pozostają uskoki z rysami ślizgowymi oraz spękania skalne. Uskoki z rysami ślizgowymi są scharakteryzowane w osobnym rozdziale poświęconym analizie paleonaprężeń. Do omówienia pozostają zatem spękania skalne. Teisseyre (1976) wykonał analizę ponad 4 tysięcy spękań skalnych ze wschodniego fragmentu południowej części kaczawskiego kompleksu strukturalnego.

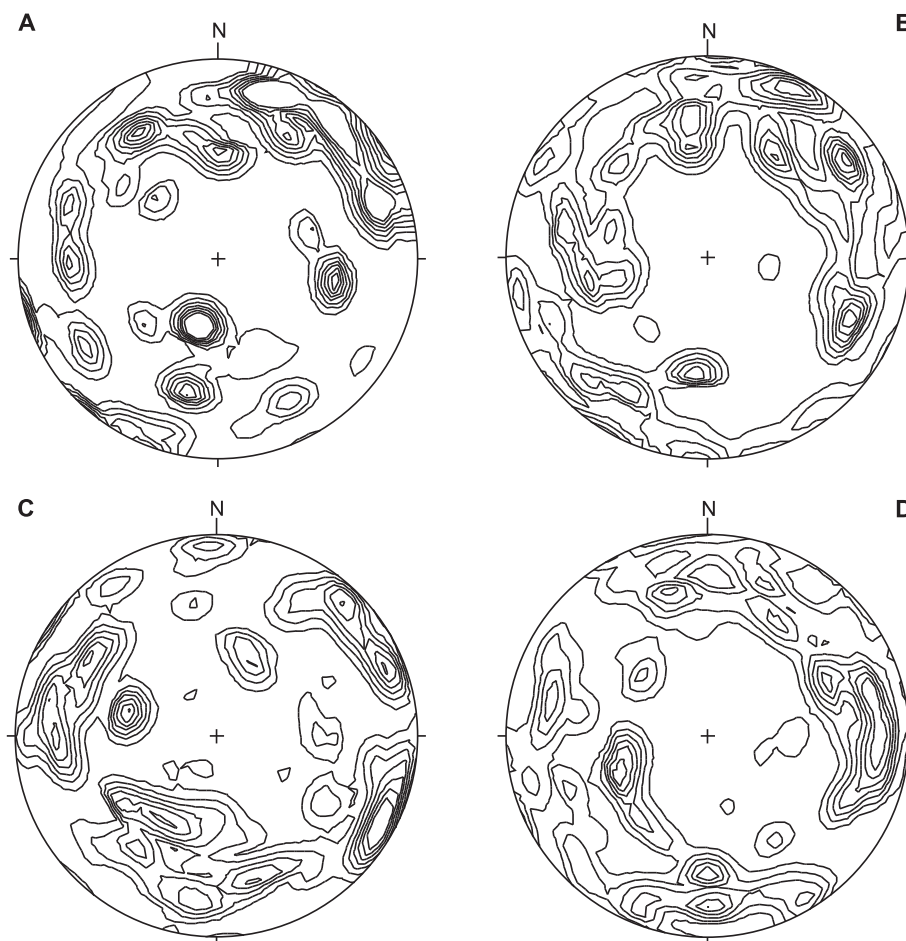
Jednym z wniosków tej analizy było rozpoznanie dominującego procentowego udziału spękań typu *ac*, które są ustawione prostopadle lub prawie prostopadle do orientacji struktur liniowych i fałdowych. Liczne są również spękania równoległe do dużych uskoków, rozpoznanych kartograficznie. Teisseyre (1976) przyjmował, że znaczna część uskoków i spękań skalnych jest syndeformacyjna i że powstały one podczas różnych etapów fałdowania kaczawskiego kompleksu strukturalnego. Cymerman (2002) podważał to założenie i zakładał, że dopiero od schyłku etapu waryscyjskiej deformacji  $D_2$  rozpoczął się rozwój różnych zespołów spękań skalnych w kaczawskim kompleksie strukturalnym. Ich rozwój był uzależniony od wielu czynników, takich jak reologia ośrodka skalnego, lokalnych pól naprężeń, czy też odziedziczonej geometrii struktur tektonicznych.

Należy zaznaczyć, że w większości skał metamorficznych kaczawskiego kompleksu strukturalnego (oprócz grubo uławicowych wapieni krystalicznych, masywnych diabazów i zieleńców) orientacja znacznej ilości spękań skalnych jest identyczna (komplanarna), jak powierzchni foliacji  $S_1$ . W wykonanej nowej analizie ponad tysiąca spękań skalnych z jednostki Cieszowa i jej otoczenia (tab. 3) nie uwzględniono spękań równoległych do powierzchni penetratywnej foliacji  $S_1$ . Orientacja przestrzenna 590 spękań skalnych z jednostki Cieszowa jest przedstawiona na czterech diagramach stereograficznych typu  $\pi$  (fig. 12). W celach porównawczych zestawiono także dane o orientacji spękań skalnych z sąsiednich jednostek geologicznych (tab. 3). Spękania skalne w jednostce Cieszowa podzielono na cztery umowne domeny strukturalne. Pierwsza z nich obejmuje okolice otworu badawczego Cieszów PIG 2 (fig. 12A). Drugą z domen wydzieleno w północnej części jednostki Cieszowa w okolicy Jaskulina (fig. 12B). Południowa część jednostki Cieszowa, położona między otworami badawczymi Cieszów PIG 1 i Cieszów PIG 2, stanowi odrębną domenę (fig. 12C). Ostatnia domena strukturalna obejmuje okolice otworu badawczego Cieszów PIG 1 (fig. 12D).

Spękania skalne w jednostce Cieszowa, podobnie jak w całym kaczawskim kompleksie strukturalnym (Cymerman, 2002), charakteryzują się ogólnie dużym zróżnicowaniem ich orientacji. Jednak na zbiorczych diagramach kumulatywnych normalnych do powierzchni spękań skalnych zaznacza się pewne podobieństwo kształtów izolinii i miejsc koncentracji maksimum normalnych do powierzchni spękań skalnych (fig. 12).

W Chwaliszowie, w okolicy otworu Cieszów PIG 2 (fig. 12A) najliczniej są reprezentowane spękania skalne o biegach od WNW–ESE do NW–SE i o stromych kątach upadu ku SWS i SW, rzadziej ku NNE. Znacznie mniej liczne są spękania poprzeczne (zbliżone do południkowych) i podłużne (prawie równoleżnikowe).

W skałach zieleńcowych jednostki Cieszów w okolicy Jaskulina (fig. 12B) najliczniejszą grupę spękań skalnych stanowią struktury planarne o biegach w przybliżeniu WNW–ESE i bardzo stromych kątach upadu ku SWS. Znacznie mniej liczne są spękania o biegach od NW–SE do NNW–SSE i stromych upadach ku SW do WSW WNW,



**Fig. 12. Konturowe diagramy spękań skalnych dla jednostki Cieszowa**

**A** – okolice Chwaliszowa (N = 124; izolinie: 0,5; 1,0; 1,5; 2,0; 2,5; 3,0 i 3,5%); **B** – okolice Jaskulina (N = 131; izolinie: 0,5; 1,0; 1,5; 2,0; 2,5; 3,0 i 3,5%); **C** – obszar między Cieszowem Dolnym a Chwaliszowem (N = 170; izolinie: 0,5; 1,0; 1,5; 2,0; 2,5; 3,0 i 3,5%); **D** – okolice Cieszowa Dolnego (N = 165; izolinie: 0,5; 1,0; 1,5; 2,0; 2,5; 3,0 i 3,5%). Półkule dolne, siatka równopowierzchniowa; N – liczba pomiarów

Contoured diagrams of fractures from the Cieszów Unit

**A** – Chwaliszów vicinity (N = 124; contours: 0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0 and 3.5%); **B** – Jaskulin vicinity (N = 131; contours: 0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0 and 3.5%); **C** – area between Cieszów Dolny and Chwaliszów (N = 170; contours: 0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0 and 3.5%); **D** – Cieszów Dolny vicinity (N = 165; contours: 0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0 and 3.5%). All lower hemisphere equal-area nets; N – number of measurements

rzadkie są spękania podłużne (prawie równoleżnikowe) o umiarkowanych kątach upadu ku N i NE.

W różnych skałach (granitognejsach, wapieniach krystalicznych, kataklazytach, mylonitach, łupkach serycytowych i łupkach chlorytowych) z południowej części jednostki Cieszowa, a zlokalizowanej między otworami badawczymi Cieszów PIG 1 i Cieszów PIG 2, dominują spękania o biegach NE–SW i bardzo stromych (do pionowych) upadach ku NW (fig. 12C). Nieco mniej liczne są spękania o biegach od NE–SW do prawie południkowych oraz w przybliżeniu NNW–SSE i umiarkowanych do stromych upadach ku SE do E. Rzadkie są natomiast spękania podłużne (prawie równoleżnikowe) o umiarkowanych kątach upadu ku SSW i NNE (fig. 12C).

W Cieszowie Dolnym, w rejonie otworu Cieszów PIG 1 (fig. 12D), najliczniej występują spękania skalne o biegach od NNW–SSE do prawie południkowych i o stromych upa-

dach ku WSW i W. Mniej liczne są spękania o biegach w przybliżeniu NW–SE i umiarkowanych upadach ku NE lub stromych kątach upadu ku SW oraz spękania podłużne (prawie równoleżnikowe) o stromych upadach ku N lub S.

Analiza postwaryscyjskich spękań skalnych z kaczawskiego kompleksu strukturalnego (Cymerman, 2002) oraz przedstawiona w tej pracy nowa analiza spękań skalnych z jednostki Cieszowa (fig. 12; tab. 3) wskazują, że dominujące zespoły diagonalnych spękań skalnych powstały tam w wyniku naprężeń regionalnych o prawie równoleżnikowej i subhoryzontalnej osi kompresji  $\sigma_1$  osi naprężenia głównego (gdzie  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ). Orientacja osi tensji  $\sigma_3$  naprężenia głównego była zbliżona do południkowej i subhoryzontalnej pozycji. Te dane o polu paleonaprężeń, ustalone w wyniku analizy spękań skalnych w tej części Sudetów, znajdują potwierdzenie w analizie paleonaprężeń na podstawie badań uskoków.

Tabela 3

## Zestawienie danych o spękaniach skalnych z południowo-wschodniej części kaczańskiego kompleksu strukturalnego

Compiled data of fractures from the south-east part of the Kaczawa Structural Complex

Jednostka tektoniczna/ położenie domeny	Dominująca litologia	Liczba pomiarów	Główne maksimum		Maksima II rzędu			
			orientacja	%	orientacja	%	orientacja	%
Jednostka Sądów Górnych/ Chwaliszów–Sady Górne	łupki i fyllity, kwarcyty	106	105/68	8,5	085/37 335/85 199/67	6,7 6,5 6,1	278/73 245/73	6,1 5,9
Jednostka Cieszowa/ okolice Chwaliszowa rejon otworu wiertniczego Cieszów PIG 2	kataklaazyty, mylonity, łupki serycytowe i chlorytowe, zieleńce	124	198/74 220/78 251/74 015/29	6,3 6,1 5,8 5,7	013/58 282/49 148/63 182/45	4,3 4,1 3,7 3,3	088/63	2,6
Jednostka Cieszowa/ okolice Jaskulina	zieleńce masywne, łupki zieleńcowe i łupki pstre	131	208/84 294/66	4,1 3,8	173/59 235/73 215/52	3,3 3,2 3,1	007/49 078/50 031/68	2,8 2,7 2,2
Jednostka Cieszowa/ obszar między Cieszowem Dolnym a Chwaliszowem	granitognejsy, wapienie krystaliczne; kataklaazy- ty, mylonity, łupki sery- cytowe i chlorytowe	170	300/84 107/37	4,2 3,5	122/63 090/68 032/43 247/79	3,2 3,2 3,1 3,1	223/34 347/66 207/34	3,0 2,1 2,0
Jednostka Cieszowa/ Cieszów Dolny; rejon otworu wiertniczego Cieszów PIG 1	kataklaazyty, mylonity, wapienie krystaliczne, zieleńce	165	258/74 273/72 067/38	4,3 4,2 3,4	246/65 359/75 000/60	3,2 2,9 2,8	167/64 103/68	2,6 2,4
Jednostka Cieszowa(?)/ okolice Świebodzic	zieleńce masywne, łupki zieleńcowe	142	174/51	6,40	212/59 233/82	5,0 4,8	291/69	4,5
Depresja Świebodzic	szarogłazy, zlepieńce	175	190/87	8,40	283/90	5,6		

## ANALIZA PALEONAPRĘŻEŃ W JEDNOSTCE CIESZOWA

Wśród struktur ślizgowych (Jaroszewski, 1972), które powstały w wyniku przemieszczeń skał wzdłuż powierzchni poślizgu (uskoku), wyróżnia się lustra tektoniczne (powierzchnie uskoku z rysami ślizgowymi) wraz z drobnymi strukturami urzeźbienia tarcowego, określanymi w polskiej literaturze jako tektoglify (Dżułyński, Kotlarczyk, 1965). Wśród polskich badaczy, Dżułyński i Kotlarczyk (1965), Jaroszewski (1972) oraz Rybak (2006) dokonali szczegółowej klasyfikacji i genezy tektoglify.

Orientacja rys ślizgowych na powierzchniach mezouskoków (lustrach tektonicznych), w powiązaniu ze wskaźnikami oceny zwrotu ścinania kruchego na podstawie zadziórów tektonicznych (np. Jaroszewski, 1972; Petit, 1987; Price, Cosgrove, 1990; Doblas, 1998; Rybak, 2006; Twist, Moores, 2007), umożliwia ocenę kierunku i zwrotu ruchu na danym uskoku. Dane te pozwalają scharakteryzować dany typ uskoku (inwersyjny, normalny lub przesuwczy) oraz wykonać analizę dynamiki uskoków.

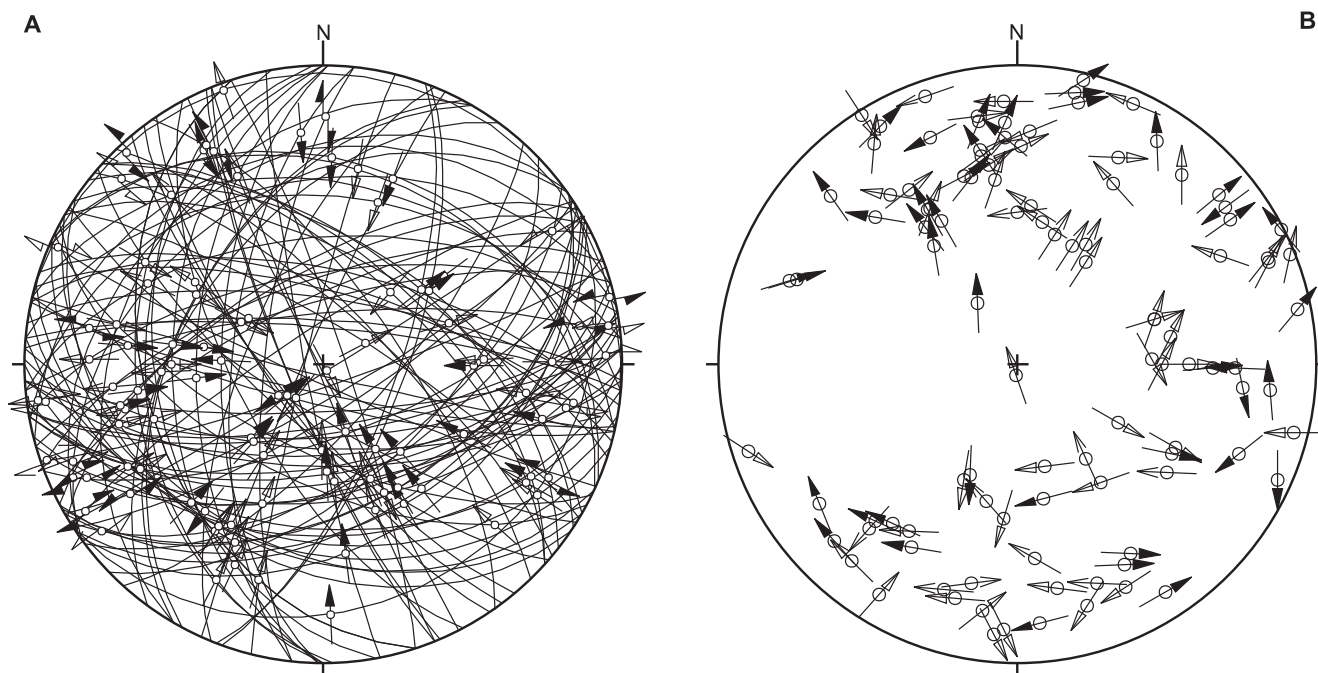
Rozległy kaczański kompleks strukturalny jest dość ubogi w tektoglify. Największą liczbę tektoglify stwierdzono w południowo-wschodniej, górskiej części tego kompleksu metamorficznego (Cymerman, 2002). W jednostce Cieszowa charakterystyczne są dwa zespoły uskoków: jeden o biegach w kierunku WSW–ENE, są to głównie uskoki przesuwcze (w większości prawoskrętne) oraz drugi zespół, prawie pionowych dyslokacji, o biegach w kierunku WNW–ESE i o charakterze uskoków zrzutowo-przesuwczych. Liczne są też strome uskoki o biegach w przybliżeniu od południ-

kowych do kierunku NNE–SSW, najczęściej o zwrocie lewoskrętnym (*op. cit.*).

W sąsiednich, niezmetamorfizowanych skałach osadowych depresji Świebodzic najliczniejsze są strome i pionowe uskoki przesuwcze o biegach od południkowych do NNE–SSW (*op. cit.*). W grupie tej występują uskoki zarówno lewoskrętne, jak i prawoskrętne. Strome do pionowych są też dyslokacje zbliżone do równoleżnikowych i o biegach w kierunku NW–SE. W grupie tej przeważają uskoki przesuwcze lewoskrętne i normalno-przesuwcze.

Analizę paleonaprężeń wykonaną w okolicy Cieszowa oparto na badaniu uskoków z rysami ślizgowymi i z kinematycznymi wskaźnikami przemieszczeń na skrzydłach uskoku (np. Jaroszewski, 1972; Petit, 1987; Dadlez, Jaroszewski, 1994; Doblas, 1998; Rybak, 2006). Analizę tę wykonano na podstawie rozpoznanych 105 tektoglify (fig. 13A, B) z kilkunastu odsłoneń, położonych od okolic otworu Cieszów PIG 2 na zachodzie (Chwaliszów) po okolice otworu Cieszów PIG 1 na wschodzie (Cieszów Dolny). Zebrane dane o tektoglify pochodzą także z odsłoneń skalnych, zlokalizowanych na NE, W i SW od otworu Cieszów PIG 2 oraz z naturalnych odkrywek znajdujących się na W, NW i N od otworu Cieszów PIG 1. Większość z tych 105 uskoków, z rysami ślizgowymi, stwierdzono w nieczynnym kamieniołomie, z którego wydobywano wapienie krystaliczne. Kamieniołom ten jest położony na północ od drogi asfaltowej Chwaliszów–Cieszów Dolny. W kamieniołomie tym rozpoznano i zmierzono 56 tektoglify.





**Fig. 13. Zbiorcze diagramy uskoku z rysami ślizgowymi (tektoglify) z okolic Cieszowa Dolnego–Chwaliszowa**

**A** – diagram Angeliera uskoku (łuki) z orientacją lineacji rys ślizgowych (kółka) i ze zwrotem przemieszczeń tektonicznych skrzydła stropowego (wiszącego) (strzałki: czarne – wiarygodny zwrot; puste, zamknięte – mniej wiarygodny zwrot; puste, otwarte – najmniej wiarygodny zwrot), liczba pomiarów  $N = 105$ ; **B** – diagram Hoepfnera uskoku (łuki) z orientacją normalnych do powierzchni uskoku (kółka) i ze zwrotem przemieszczeń tektonicznych skrzydła stropowego (wiszącego) (strzałki: czarne – wiarygodny zwrot; puste, zamknięte – mniej wiarygodny zwrot; puste, otwarte – najmniej wiarygodny zwrot), liczba pomiarów  $N = 105$ ; półkule dolne, siatka równopowierzchniowa

Summary diagrams of faults with slickensides from the Cieszów Dolny–Chwaliszów area

**A** – Angelier diagram of faults (arcs) with slickensides (circles) and with the sense of displacement of the hanging-wall (arrows: black – reliable sense; empty, closed – less reliable sense; empty, open – least reliable sense), number of measurements  $N = 105$ ; **B** – Hoepfner diagram of faults (arcs) with the attitude of poles to fault plane (circles) and with the sense of displacement of hanging-wall (black arrows – certain sense; empty, closed arrows – reliable sense; empty, open arrows – the least reliable sense), number of measurements  $N = 105$ , lower hemisphere equal-area nets

Zbiorcze zestawienie wszystkich 105 danych uskoku z jednostki Cieszowa pokazuje praktycznie wszystkie możliwe biegi i kąty upadu powierzchni uskoku, a także różne orientacje rys ślizgowych i zwroty przemieszczeń skrzydeł uskoku (fig. 13A, B). Z całej rozpoznanej populacji 105 uskoku w jednostce Cieszowa, aż 60 jest dyslokacjami inwersyjnymi (uskokami odwróconymi), 21 – uskoki normalnymi. Rozpoznano tyle samo dyslokacji przesuwczych, w tym 9 lewoskrętnych i 15 prawoskrętnych.

Wśród technik rekonstrukcji tensora naprężeń najpopularniejsza jest metoda wykorzystująca uskoki z rysami ślizgowymi razem ze współwystępującymi różnymi wskaźnikami poślizgu (tzw. metoda uskoku-ślizgowa). Orientacje przestrzenne osi naprężeń głównych ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ) otrzymano z analizy uskoku z pomocą tzw. metody wyszukiwania wektorów własnych (ang. *eigenvector search method*), części bazujące na metodzie inwersji prostej i jej różnych modyfikacjach (np.: Angelier, 1979, 1984, 1989, 1994; Gephart, 1990; Fleischman, Nemcok, 1991; Dupin i in., 1993; Nemcok, Lisle, 1995; Delvaux i in., 1997; Delvaux, Sperner, 2003; Orife, Lisle, 2003; Yamaji, 2003; Yamaji i in., 2006).

Na podstawie danych z tektoglify jednostki Cieszowa ustalono orientacje głównych osi naprężenia ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ) za pomocą czterech metod obliczeniowych: (1) inwersyjnej (INV – *Direct Inversion*), (2) numeryczno-dynamicznej (NDA – *Numerical-Dynamical Analysis*), (3) sektorów prostokątnych (DIH – *Dihedra*) i (4) osi Pt (PTB). Do analizy wykorzystano program „Tectonics FP” (wersja 1.6.2) napisany przez Reitera i Acsa (2004); jest on rozwinięciem programu Ortnera „TectonicVB” firmy Apple Macintosh Software.

Z populacji 105 uskoku z jednostki Cieszowa do obliczeń orientacji głównych osi naprężenia ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ) nie analizowano aż 52 uskoku, co stanowiło prawie połowę wszystkich zmierzonych uskoku. Było to spowodowane wieloma czynnikami, głównie albo ich zbyt małą liczbą, albo ich zbyt dużą heterogenicznością w orientacji, a także zbyt dużą wartością fluktuacji F (błąd obliczeniowy). W wykonanej analizie paleonaprężeń nie uwzględniono: kilkunastu uskoku inwersyjnych, nasuwanych ku S i SE; kilku prawie południkowych, prawoskrętnych (prawoprusuwczych) uskoku przesuwczo-inwersyjnych; kilku południkowych, lewoskrętnych uskoku przesuwczo-inwersyj-

Tabela 4

Zestawienie danych dynamicznych z analizy paleonaprężeń 53 uskoków ze skal krystalicznych jednostki Cieszowa  
 Compilation of dynamic data from the palaeostress analysis of 53 faults from crystalline rocks of the Cieszów Unit

Liczba analizowanych uskoków	Numer figury	Rodzaje uskoków	1. Metoda inwersyjna INV (direct inversion method)				2. Metoda numeryczno-dynamiczna NDA (numerical dynamic analysis)				3. Metoda sektorów prostokątnych DIH (dihedra calculation)			4. Metoda osi PTB (pressure-tension axes calculation)			
			orientacja głównych osi naprężenia		R	F max [%]	orientacja głównych osi odkształcenia			S	$\theta$ [°]	F max [%]	orientacja głównych osi naprężenia			orientacja głównych osi naprężenia	
			$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$		$\lambda_1$	$\lambda_2$	$\lambda_3$			$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$	P	B	T
15	13	inwersyjne ku N	193/23	98/10	347/65	0,24	182/15	89/11	325/71	0,51	35	182/04	91/05	311/83	182/14	90/08	322/76
10	14	przesuwcze ku W i SW	259/16	150/49	01/37	0,05	268/41	14/18	122/44	0,10	35	286/46	180/15	78/41	271/31	60/86	169/07
9	15	przesuwcze ku NW	115/04	208/28	17/61	0,29	265/06	05/59	171/31	0,55	33	255/09	01/60	161/29	245/17	06/60	150/25
19	16	przesuwcze/ inwersyjne ku E	68/29	166/14	279/58	0,93	257/11	166/06	48/77	0,48	35	247/01	157/05	344/85	260/25	151/17	337/81

nych; dwóch uskoków normalno-przesuwczych o transporcie skrzydła zrzuconego ku SSE; dwóch uskoków normalnych o przemieszczaniu skrzydła zrzuconego ku NNW; dwóch innych uskoków normalnych o przemieszczaniu skrzydła zrzuconego ku SSW oraz pojedynczych uskoków prawie pionowych, normalnych o przemieszczaniu skrzydła zrzuconego ku SE, albo ku NW.

Z pozostałych 53 uskoków z rysami ślizgowymi, wytypowanymi do analizy paleonaprężeń, wykonano ręczną (wizualną) segregację. Proces ten pozwolił wydzielić cztery zespoły struktur dyslokacyjnych w jednostce Cieszowa. Do dalszej analizy paleonaprężeń wydzielono dwa zespoły uskoków przesuwczych oraz po jednym zespole uskoków inwersyjnych (nasuwczych) i uskoków przesuwczo-inwersyjnych (tab. 4).

Pierwszy zespół analizowanych 15 uskoków inwersyjnych (spośród 19 tektoglify z tej populacji) należy do grupy struktur nasuwczych, o transporcie tektonicznym skierowanym głównie ku N, a także ku NW i NE (fig. 14A; tab. 4). Reżim kompresyjny, obliczony czterema metodami ustalania głównych osi naprężenia, dla tego zespołu dyslokacji inwersyjnych charakteryzuje się orientacjami osi  $\sigma_1$  maksymalnego naprężenia w prawie stałym kierunku zbliżonym do południkowego i małymi kątami nachylenia tej osi ku S i SSW (fig. 14B–L). Orientacja osi  $\sigma_3$  minimalnego naprężenia jest stromo nachylona ku NW. Oś pośredniego naprężenia  $\sigma_2$  jest nachylona łagodnie ku E.

Drugi zespół analizowanych 10 uskoków (spośród 15 tektoglify z tej populacji) należy do grupy dyslokacji przesuwczych, o transporcie tektonicznym skierowanym na ogół ku W i SW (fig. 15A; tab. 4). Ustalony reżim naprężeń dla tego zespołu uskoków charakteryzuje się orientacjami osi  $\sigma_1$  maksymalnego naprężenia w większości umiarkowanymi jej nachyleniami (metody NDA, DIH i PTB) lub mniejszym kątem nachylenia (metoda INV), skierowanymi ku W (metody NDA i PTB), ku WNW (metoda DIH) lub ku WSW (metoda INV) (fig. 15B–L). Bardziej zmienna jest orientacja osi  $\sigma_3$  minimalnego naprężenia. Orientacja tej osi zmienia się od umiarkowanie nachylonej ku N (metoda INV), ku WNW (metoda DIH), lub ku ESE (metoda NDA) po łagodnie nachyloną ku SSE (metoda PTB). Jeszcze bardziej zmienna jest orientacja osi pośredniego naprężenia  $\sigma_2$  (fig. 15B–L; tab. 4).

Najmniej liczny zespół dziewięciu analizowanych struktur dysjunktywnych (spośród 13 tektoglify z tej populacji) należy do grupy uskoków przesuwczych, o transporcie tektonicznym skierowanym zasadniczo ku NW, ale także ku WNW (fig. 16A; tab. 4). Ustalony reżim przesuwczy dla tego zespołu uskoków charakteryzuje się orientacjami osi  $\sigma_1$  maksymalnego naprężenia w większości o prawie horyzontalnym jej nachyleniu, a także małą rozbieżnością kierunku nachylenia osi  $\sigma_1$ . Oś ta jest nachylona ku WSW (metody osi PTB i sektorów prostokątnych DIH; fig. 16B–D) lub ku ESE (metoda INV; fig. 16E, F). Zmienna jest także orientacja osi  $\sigma_3$  minimalnego naprężenia: od stromej, nachylonej osi  $\sigma_3$  ku N (metoda INV; fig. 16E, F) po łagodnie nachyloną ku SSE (metoda osi PTB; fig. 16B i metoda DIH; fig. 16C, D) lub też nachyloną prawie ku S (metoda DNA; fig. 16I, J). Orientacja osi po-

średniego naprężenia  $\sigma_2$  przeważnie jest stromo nachylona ku N, a tylko oś  $\sigma_2$  naprężenia wyznaczona metodą INV jest łagodnie nachylona ku SSW (fig. 16B–L; tab. 3).

Czwarty zespół wydzielonych struktur dyslokacyjnych z analizowanymi 19 uskokami (spośród 25 uskoków tego typu) należy do grupy uskoków przesuwczo-inwersyjnych (fig. 17A; tab. 4). Tektoglify z tego zespołu charakteryzują się transportem tektonicznym skierowanym ku E. Reżim paleonaprężeń, obliczony dla tej grupy 19 dyslokacji, charakteryzował się orientacjami osi  $\sigma_1$  maksymalnego naprężenia w kierunku od ENE–WSW (metody INV i DIH) do prawie równoleżnikowego (metody NDA i PTB). Nachylenia osi  $\sigma_1$  są od prawie horyzontalnej (metoda DIH), przez bardzo małe kąty nachylenia (metoda NDA), aż po umiarkowany kąt jej nachylenia (metoda INV). Orientacja osi  $\sigma_3$  minimalnego naprężenia jest zmienna od bardzo stromego nachylenia ku NW (metody DIH i PTB), przez strome nachylenie ku NE (metoda NDA) lub ku W (metoda INV). Stała jest natomiast orientacja osi naprężenia  $\sigma_2$ , która jest łagodnie nachylona ku SSE (fig. 17B–L; tab. 4). Wykonana analiza paleonaprężeń w skałach metamorficznych starszych niż missisip w jednostce Cieszowa wykazuje kilka cech charaktery-

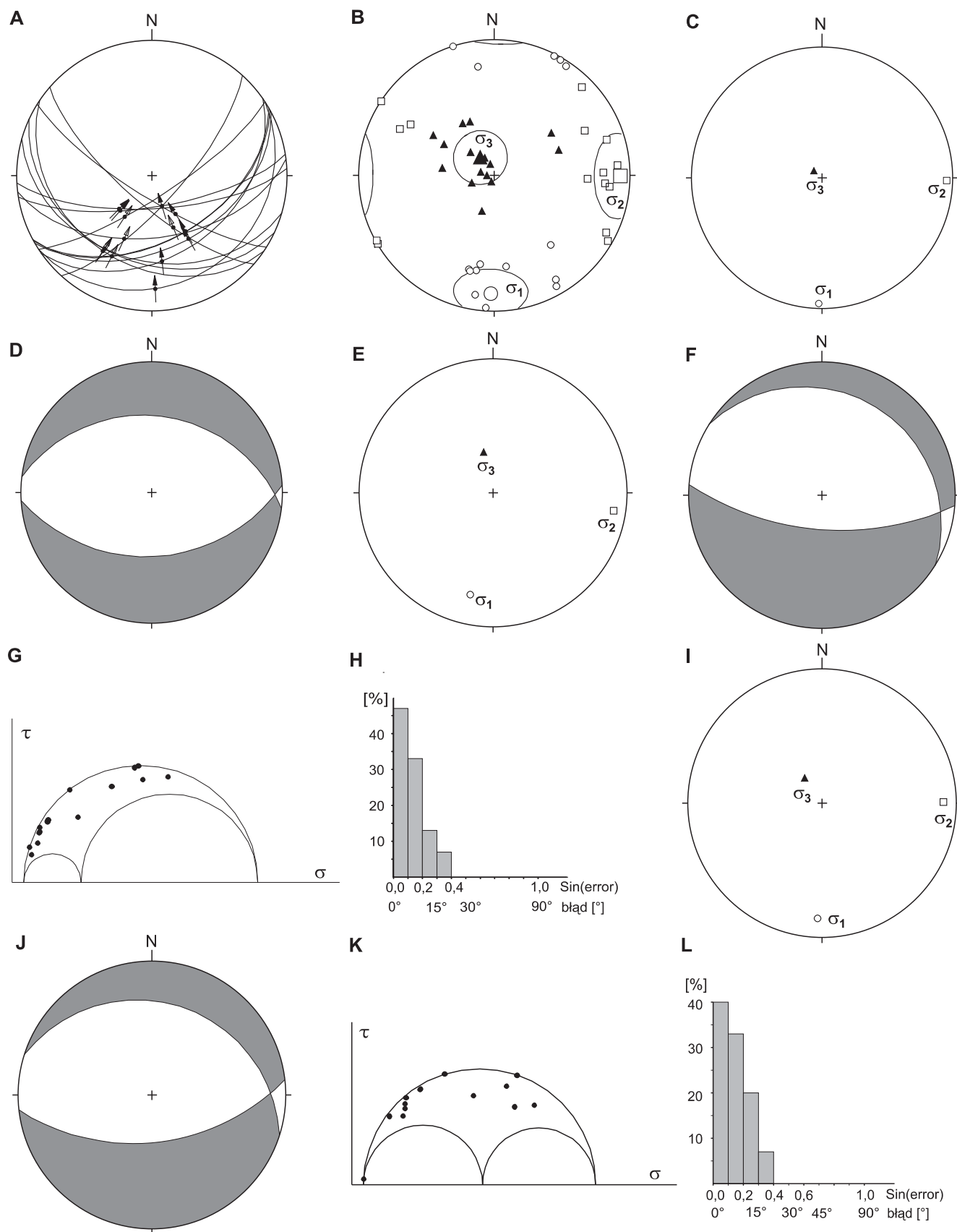
stycznych. Obliczone osie naprężeń głównych ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ), uzyskanych za pomocą czterech, różnych metod obliczeniowych, są podobne, bez względu na zastosowaną metodę obliczeniową (tab. 4). Najmniejsze różnice w obliczaniu orientacji osi naprężeń głównych ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ) dotyczą zespołu uskoków odwróconych o nasuwaniu skierowanym ku N (fig. 14). Obliczone dla tego zespołu osie  $\sigma_1$  maksymalnego naprężenia głównego są łagodnie nachylone ku S, a osie  $\sigma_3$  minimalnego naprężenia głównego są stromo nachylone ku NW. Wskazuje to na powstanie zespołu uskoków odwróconych o nasuwaniu skierowanym ku N w warunkach reżimu kompresyjnego o prawie horyzontalnej, południkowej kompresji. Dla dwóch grup uskoków przesuwczych orientacje osi  $\sigma_1$  maksymalnego naprężenia głównego są zorientowane pod niewielkimi lub umiarkowanymi kątami nachylenia, głównie ku WSW, W i WNW, a osie  $\sigma_3$  minimalnego naprężenia głównego są przeważnie nachylone pod umiarkowanymi kątami ku S i SW, rzadziej ku N lub E (tab. 3). Grupa uskoków przesuwczo-inwersyjnych, o przemieszczeniach ku E, powstała pod wpływem kompresji o kierunku od NE–SW do WSW–ENE, natomiast osie  $\sigma_3$  minimalnego naprężenia są stromo nachylone w różnych kierunkach.

### Objaśnienia do figur 14–17

#### Explanations for Figures 14–17

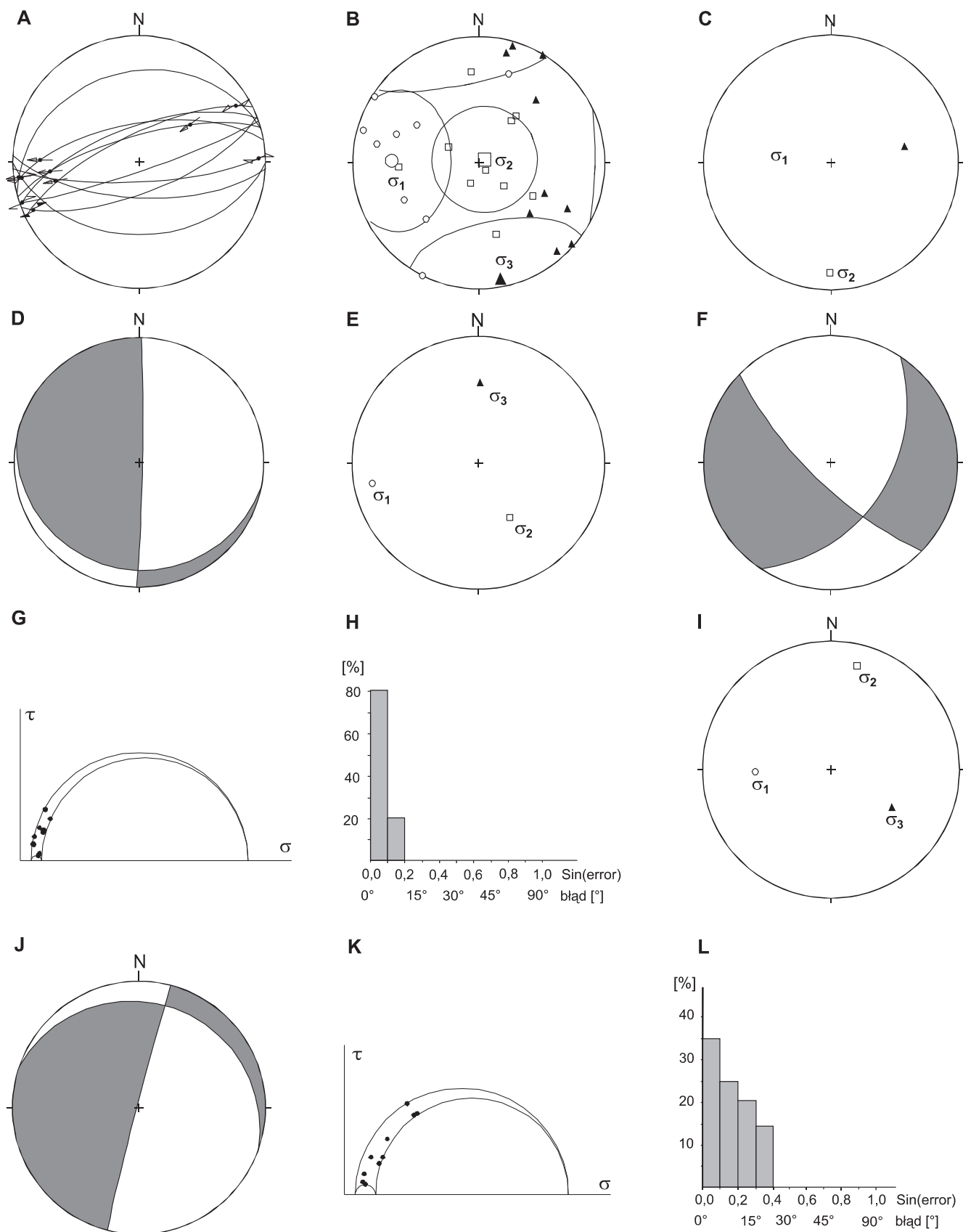
**A** – diagram Angeliera uskoków (łuki) z orientacją lineacji rys ślizgowych (kółka) i ze zwrotem przemieszczeń tektonicznych skrzydła stropowego (wiszącego) (strzałki: czarne – wiarygodny zwrot; puste, zamknięte – mniej wiarygodny zwrot; puste, otwarte – najmniej wiarygodny zwrot); **B** – orientacje osi naprężenia  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$  obliczonych metodą osi PTB; **C** – orientacje osi naprężenia  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$  obliczonych metodą sektorów prostokątnych (dwuścianów) DIH; **D** – pola kompresji (szare) i tensji (białe) wyznaczone metodą sektorów prostokątnych (dwuścianów) DIH; **E** – orientacje osi naprężenia  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$  obliczonych metodą inwersyjną INV; **F** – pola kompresji (szare) i tensji (białe) wyznaczone metodą inwersyjną INV; **G** – wykres Mohra dla obliczeń metodą inwersyjną INV ( $\sigma$  – naprężenia normalne,  $\tau$  – naprężenia ścinające); **H** – diagram fluktuacji F dla obliczeń metodą inwersyjną INV; **I** – orientacje osi naprężenia  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$  obliczonych metodą numeryczno-dynamiczną NDA; **J** – pola kompresji (szare) i tensji (białe) wyznaczone metodą numeryczno-dynamiczną NDA; **K** – wykres Mohra dla obliczeń metodą numeryczno-dynamiczną NDA ( $\sigma$  – naprężenia normalne,  $\tau$  – naprężenia ścinające); **L** – diagram fluktuacji F dla obliczeń metodą numeryczno-dynamiczną NDA

**A** – Angelier diagram of faults (arcs) with slickensides (circles) and with the sense of displacement of hanging-wall (arrows: black – reliable sense; empty, closed – less reliable sense; empty, open – least reliable sense); **B** – orientation of principal stress axes ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ) calculated using the PTB axes method; **C** – orientation of principal stress axes ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ) calculated using the dihedra method (DIH); **D** – compression (grey) and tension (white) fields calculated using the dihedra method (DIH); **E** – orientation of principal stress axes ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ) calculated using the direct inversion method (INV); **F** – compression (grey) and tension (white) fields calculated using the direct inversion method (INV); **G** – Mohr diagram as calculated from the direct inversion method (INV) ( $\sigma$  – normal stresses;  $\tau$  – shear stresses); **H** – fluctuation diagram (F) as revealed from the direct inversion method (INV); **I** – orientation of principal stress axes ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ) calculated using numerical dynamic analysis (NDA); **J** – compression (grey) and tension (white) fields calculated using numerical dynamic analysis (NDA); **K** – Mohr diagram as calculated from numerical dynamic analysis (NDA) ( $\sigma$  – normal stresses;  $\tau$  – shear stresses); **L** – fluctuation diagram (F) as revealed from numerical dynamic analysis (NDA)



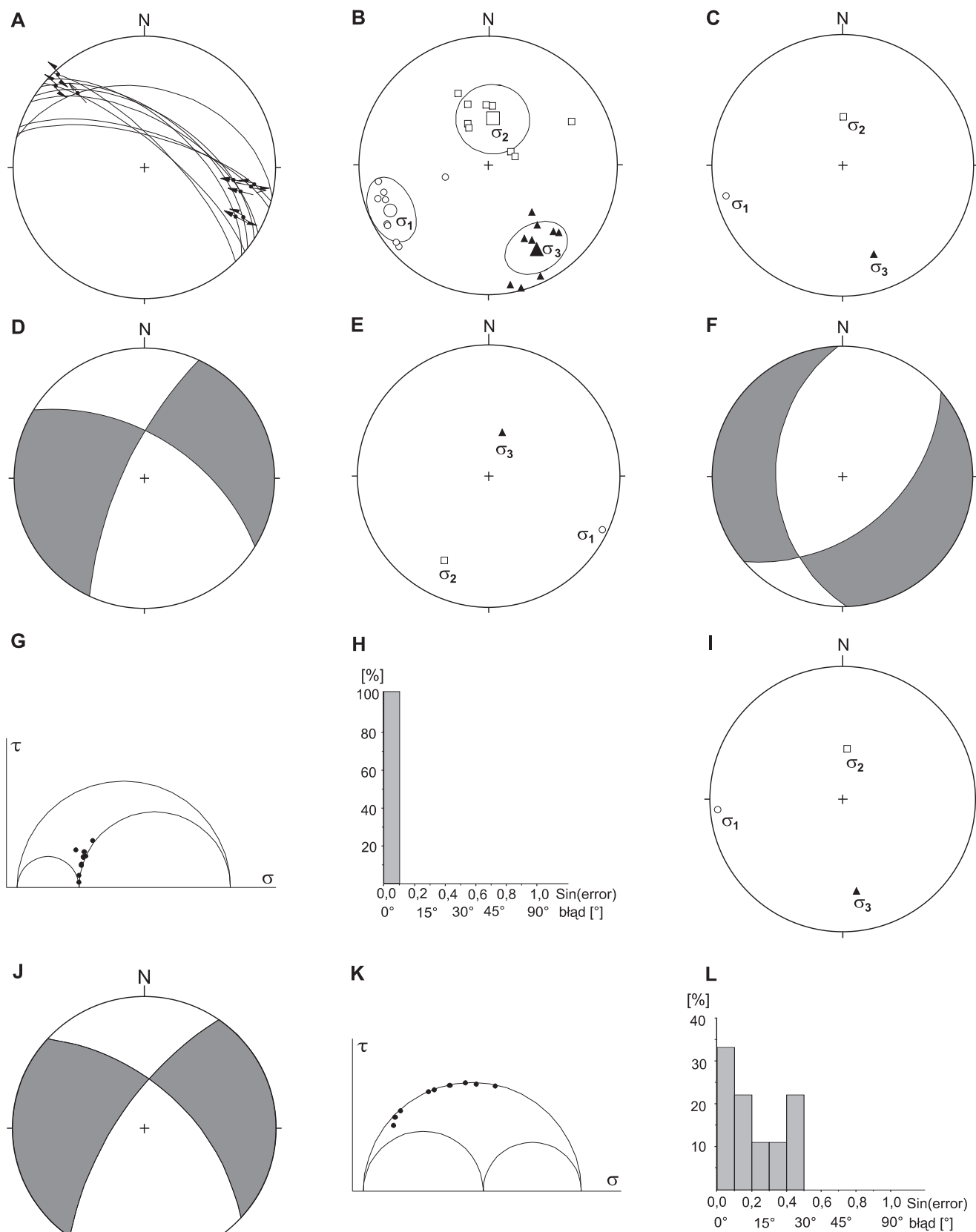
**Fig. 14. Zestawienie orientacji osi naprężenia głównego ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ) ustalone dla analizowanego zespołu 15 uskoków inwersyjnych przemieszczanych ku N z okolic Cieszowa–Chwaliszowa**

Compilation of the orientations of principal stress axes ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ) established for the assembly of 15 inverse faults moved toward the N; data from the Cieszów–Chwaliszów area



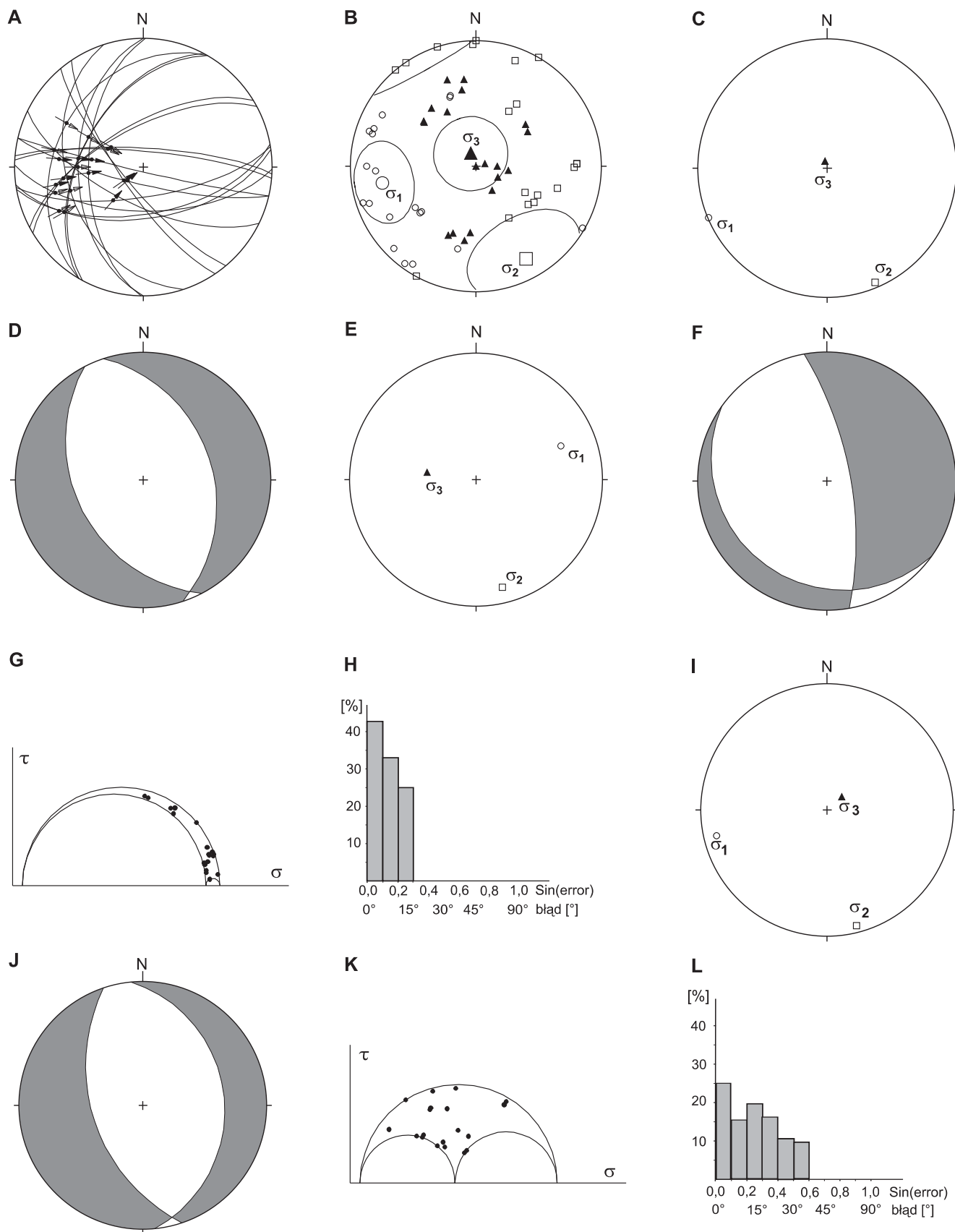
**Fig. 15. Zestawienie orientacji osi naprężenia głównego ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ) ustalone dla zespołu 10 uskoków przesuwczych przemieszczanych ku W i SW w okolicach Cieszowa–Chwaliszowa**

Compilation of the orientations of principal stress axes ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ) established for the assembly of 10 strike-slip faults displaced toward the W and SW; data from the Cieszów–Chwaliszów area



**Fig. 16. Zestawienie orientacji osi naprężenia głównego ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ) ustalone dla zespołu 9 uskoków przesuwczych przemieszczanych ku NW w okolicach Cieszowa–Chwaliszowa**

Compilation of the orientations of principal stress axes ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ) established for the assembly of 9 strike-slip faults displaced toward the NW; data from the Cieszów–Chwaliszów area



**Fig. 17. Zestawienie orientacji osi naprężenia głównego ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ) ustalone dla zespołu 19 uskoków przesuwczo-inwersyjnych przemieszczanych ku E w okolicach Cieszowa–Chwaliszowa**

Compilation of the orientations of principal stress axes ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ) established for the assembly of 19 strike-slip and inverse faults displaced toward the E; data from the Cieszów–Chwaliszów area

## DYSKUSJA WYNIKÓW

Jak podano we wstępie, podstawowym celem wykonania płytkich otworów badawczych Cieszów PIG 1 i Cieszów PIG 2 była próba ustalenia charakteru kontaktu między skałami metamorficznego kaczawskiego kompleksu strukturalnego a depresją Świebodzic (Cymerman, 2009a, b; Cymerman, Awdankiewicz, 2011). Kaczawski kompleks strukturalny jest zbudowany z różnych skał metawulkanicznych i metaosadowych o wieku od ?kambru–ordowiku do dewonu górno–karbonu dolnego (np.: Haydukiewicz, Urbanek, 1986, 1987; Baranowski i in., 1987, 1990, 1998; Kryza, Muszyński, 1988, 1992; Kryza, 1993; Furnes i in., 1989, 1994; Kryza i in., 1990, 1994, 2007a, b, 2011; Collins i in., 2000; Seston i in., 2000; Cymerman, 2002). Regionalny metamorfizm waryscyjski zmienia się od niskiego stopnia do warunków facji łupków glaukofanowych, a następnie do warunków facji zieleńcowej (np. Kryza i in., 1990, 1994, 2007a, b, 2011).

### PODSUMOWANIE WYNIKÓW BADAŃ OTWORÓW WIERTNICZYCH

W otworze Cieszów PIG 1, zlokalizowanym w pobliżu skartowanego na południu kontaktu kaczawskiego kompleksu strukturalnego z depresją Świebodzic (Dathe, Zimmermann, 1912; Teisseyre, Gawroński, 1966), nie nawiercono skał osadowych tej depresji i w związku z tym należy odrzucić koncepcję o subhoryzontalnym, czy nawet umiarkowanym kącie nasunięcia jednostki Cieszowa na molasowe utwory depresji Świebodzic. Jak wskazują wyniki wiercenia, kontakt ten w rejonie otworu Cieszów PIG 1 jest bardzo stromy ( $>80^\circ$ ), a może nawet pionowy. Na podstawie danych strukturalnych kontakt ten należy uznać za prawdopodobną powierzchnię boczną jednostki Cieszowa, która była przemieszczana ku W i SW w warunkach reżimu transpresyjnego podczas orogenezy waryscyjskiej (fig. 3, 18).

W otworze Cieszów PIG 2 nawiercono, pod kilku metrową pokrywą holoceno–plejstoceno–plejstoceno, w różnym stopniu skataklastowane i zmylonityzowane granitoidy. Dane z tego otworu wiertniczego dostarczyły pośrednich informacji o kontakcie kaczawskiego kompleksu strukturalnego z depresją Świebodzic. W otworze Cieszów PIG 2, zlokalizowanym w odległości ok. 200 m na SE od skartowanego kontaktu kaczawskiego kompleksu strukturalnego z depresją Świebodzic (fig. 4), nie nawiercono także skał osadowych depresji Świebodzic (Teisseyre, 1972). Wskazuje to, że należy odrzucić koncepcję o płaskim, czy nawet umiarkowanym (dochodzącym do  $45^\circ$ ) kącie nasunięcia jednostki Cieszowa ku S (Teisseyre, 1948, 1956b, c, 1957, 1970, 1973) lub alternatywnie ku NW na wąski pas wychodni skał osadowych depresji Świebodzic. Te ostatnie zostały skartowane (Teisseyre, 1972) pomiędzy jednostką Sądów Górnych, położoną dalej ku NW, a jednostką Cieszowa, w której wykonano otwór Cieszów PIG 2.

W świetle dotychczasowego rozpoznania geologicznego, głównie kartograficznego, lokalizując otwory badawcze

Cieszów PIG 1 i Cieszów PIG 2 na wychodniach tzw. kataklazytów Cieszowa (fig. 2, 4), można się było spodziewać podobnego profilu litologicznego (Cymerman, 2009a, b). Wyniki z obydwu otworów wiertniczych dostarczyły jednak zasadniczo odmiennych profili litologicznych.

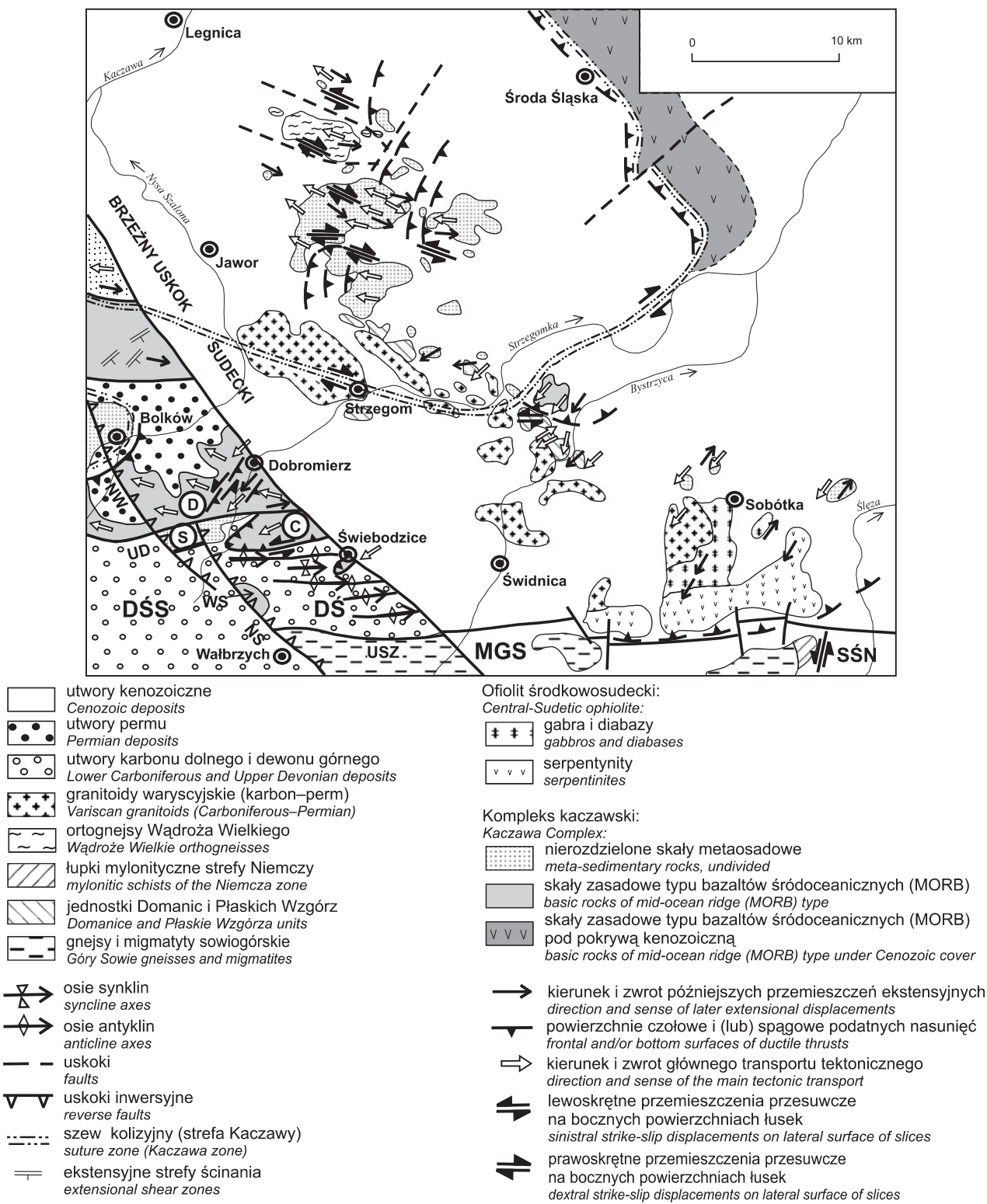
W otworze Cieszów PIG 1 skały zieleńcowe (zieleńce masywne i łupki zieleńcowe) stanowią prawie 1/3 nawierconego zespołu skał krystalicznych. W otworze Cieszów PIG 2 zieleńce masywne z przejściami w łupki zieleńcowe i łupki chlorytowe stanowią natomiast zaledwie 2,6% nawierconych skał. Nie stwierdzono z kolei wapieni krystalicznych (marmurów) ze stowarzyszonymi z nimi fyllitami kalcytowymi, czy fyllitami kalcytowo–kwarcowymi, które w otworze Cieszów PIG 1 zajmują prawie 14% nawierconych skał.

Zauważalna jest także różnica w ilości nawierconych kruchych skał uskokowych (brekcji tektonicznych i kataklazytów) w obydwu otworach wiertniczych. Procentowo jest ich dwa razy więcej w otworze Cieszów PIG 1 (prawie 14%) niż w otworze Cieszów PIG 2 (niecałe 7,5%). W otworze Cieszów PIG 1 nieskataklastowanych granitognejsów i gnejsów jest znacznie więcej (20%) niż skataklastowanych granitoidów i granitognejsów. W otworze Cieszów PIG 2 z kolei nieskataklastowanych granitognejsów i gnejsów jest prawie czterokrotnie mniej niż skataklastowanych granitognejsów i gnejsów w otworze Cieszów PIG 1. Protolity granitoidowy jest znacznie słabiej zmylonityzowany (zgnejsowany) w otworze Cieszów PIG 1, niż podobny protolity magmowy w otworze Cieszów PIG 2, gdzie dominują zdecydowanie granitognejsy i gnejsy.

Silniej skataklastowane skały (mezokataklazyty i rzadkie ultrakataklazyty) występują tylko lokalnie w otworze Cieszów PIG 2. Tworzą one strefy o zmiennej miąższości, na ogół od kilkunastu milimetrów do maksymalnie kilku metrów. Intensywnie wykształcone skały uskokowe stwierdzono w zaledwie 15 interwałach głębokościowych otworu Cieszów PIG 2, o łącznej miąższości zaledwie 13,4 m (7,4% interwału skał krystalicznych w tym otworze). Wśród kruchych skał uskokowych dominują spójne brekcje tektoniczne z przejściami do kataklazytów i fyllonitów. Strefy kruchych deformacji ścięciowych są strome lub nawet pionowe, w większości ustawione diagonalnie lub prawie prostopadle do biegu foliacji  $S_1$ . Niespójne gliny uskokowe, bardzo rzadkie i o niewielkiej miąższości, stwierdzono przy niektórych uskokach lub grupie uskoków. Wśród dominujących stromych do prawie pionowych uskoków przeważają zdecydowanie struktury typu przesuwczego, znacznie rzadsze są uskoki zrzutowe (inwersyjne i normalne) oraz uskoki zrzutowo–przesuwcze.

Należy podkreślić, że na obszarze całego kaczawskiego kompleksu strukturalnego występują heterogeniczne strefy ścinania podatnego, rozpoznane od skali mikroskopowej do makroskopowej (Cymerman, 2002). Strefy te charakteryzują się jednak różnym stopniem intensywności rozwoju skał mylonitycznych, na ogół od protomylonitu do mezomylonitu.





**Fig. 18. Szkic strukturalno-kinematyczny wschodniej części kaczawskiego kompleksu strukturalnego (według Cymermana, 2002, zmodyfikowany)**

**Uskoki:** NS – nasunięcie Strugi, NW – nasunięcie Wierzchosławic, UD – uskoki Domanowa, USZ – uskoki Szczawna Zdroju; **jednostki geologiczne:** DŚ – depresja Świebodzic, DSS – depresja śródsudecka, MGS – metamorfik Gór Sovich, SŚN – strefa ścinania Niemczy; **jednostka tektoniczna:** WS – wysad Strugi; **jednostki tektoniczne kompleksu kaczawskiego:** C – Cieszowa, D – Dobromierza, S – Sądów Górnych

Structural-kinematic sketch-map of the eastern part of the Kaczawa Structural Complex (after Cymerman, 2002, modified)

**Faults and thrusts:** NS – Struga Thrust, NW – Wierzchosławice Thrust, UD – Domanów Fault, USZ – Szczawno Zdrój Fault; **geological units:** DŚ – Świebodzice Depression, DSS – Intra-Sudetic Depression, MGS – Góry Sowie metamorphic rocks, SŚN – Niemcza Shear Zone; **tectonic units:** WS – Struga Horst; **tectonic unit of the Kaczawa Structural Complex:** C – Cieszów, D – Dobromierz, S – Sady Górne

Nawet w obrębie łupków serycytowo-kwarcowych i serycytowo-chlorytowych, czyli w skałach najbardziej zmylonityzowanych w kaczańskim kompleksie strukturalnym, są zachowane domeny o słabym, zaczątkowym rozwoju stref ścinania (*op. cit.*). Koncentracja deformacji ze ścinania jest lokalizowana głównie wzdłuż nieciągłych stref translacji, pokrywających się przede wszystkim z granicami litologicznymi. W kaczańskim kompleksie strukturalnym do rozwoju stref ścinania były predysponowane pewne odmiany litologiczne. Cymerman (2002), na podstawie obserwacji mikroskopowych i terenowych, zaliczył do nich: większość łupków ordowickich i dewońskich, metaryodacyty Osełki, część łupków zieleńcowych, łupki wapniste, łupki Chmielara i łupki radzimowickie. Na kontaktach wapieni krystalicznych z zieleńcami oraz wśród samych wapieni występują laminowane łupki wapniste, głównie serycytowo-węglanowe, w których wyraźnie wykształciły się strefy ścinania podatnego. Podobne relacje, struktura-reologia deformowanego ośrodka skalnego, stwierdzono także w otworze Cieszów PIG 1.

W rdzeniach z obydwu otworów badawczych odnotowano liczne strefy ścinania podatnego. W otworze Cieszów PIG 2 procesy ścinania prostego w warunkach podatnych były praktycznie penetratywne, choć o zmiennym stopniu ich intensywności. W otworze Cieszów PIG 1 z kolei procesy deformacji w warunkach podatnych były bardziej zróżnicowane, co wiązało się z dwoma głównymi czynnikami. Pierwszym z nich było duże zróżnicowanie litologiczne (granitoidy, zieleńce, wapienie krystaliczne i różnego rodzaju łupki krystaliczne), często wielokrotnie alternujące. Drugim czynnikiem był reżim tektoniczny, czyli charakter deformacji i ruchów tektonicznych (Handy, 1989; Passchier i in., 2005). Pośrednim reżimem tektonicznym między deformacją kontrakcyjną a deformacją przesuwczą jest deformacja transpresyjna (np.: Harland, 1971; Sanderson, Marchini, 1984; Oldow i in., 1990; Fielitz, 1992; Fossen, Tikoff, 1993; Dias, Ribeiro, 1994; Krantz, 1995; Dewey i in., 1998; Bailey i in., 2004). O ile w otworze Cieszów PIG 1 reżimem tektonicznym była deformacja kontrakcyjna, to w otworze Cieszów PIG 2 dominującym reżimem tektonicznym była deformacja transpresyjna.

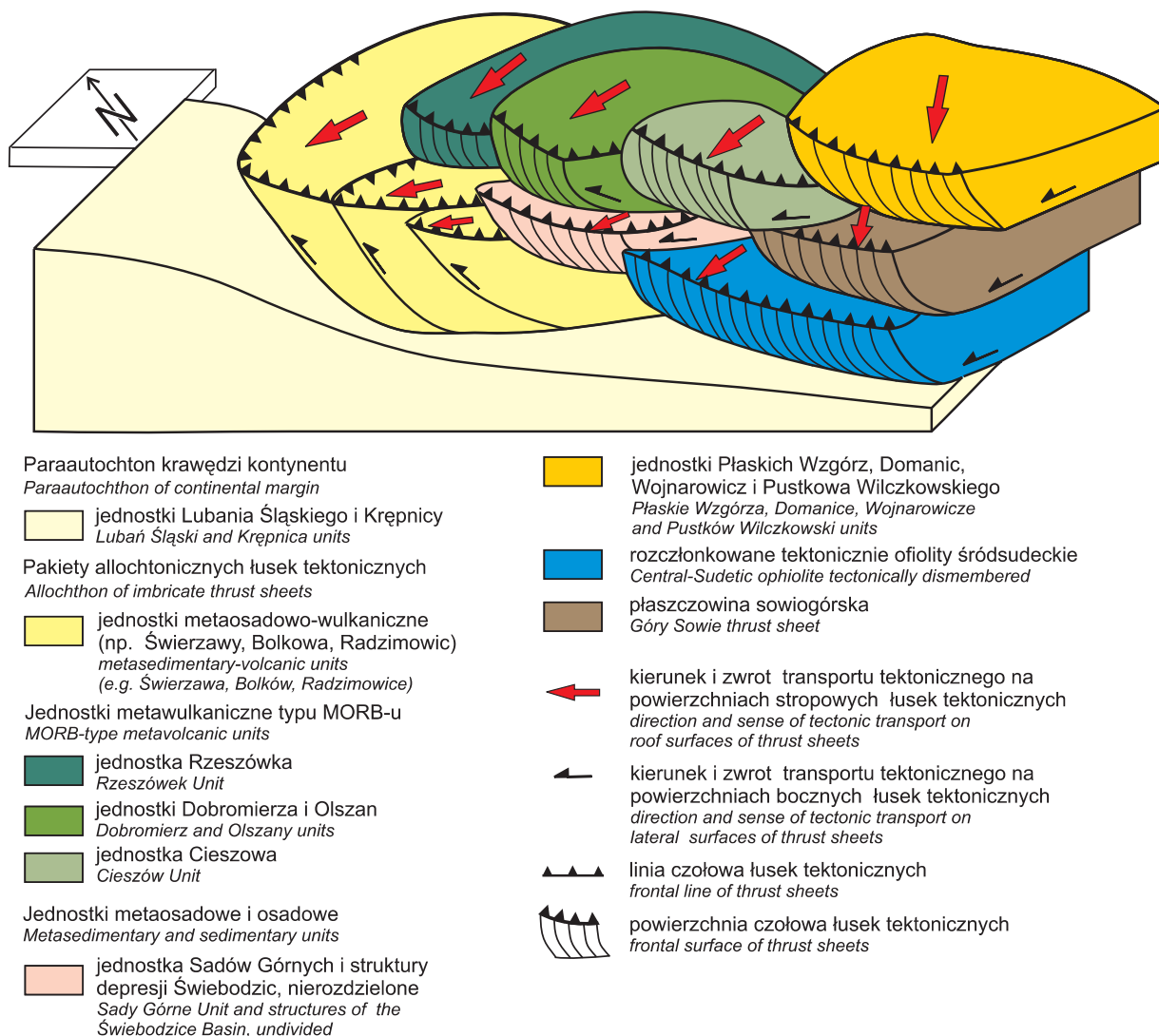
Dla ustalenia reżimu tektonicznego, czyli rodzaju deformacji i kinematyki, na kontakcie skał metamorficznych kaczańskiego kompleksu strukturalnego ze skałami osadowymi depresji Świebodzić konieczna jest znajomość orientacji elementów strukturalnych. Rdzenie z obydwu płytkich otworów Cieszów PIG 1 i Cieszów PIG 2 nie były niestety orientowane względem kierunku północy geograficznej. Mierzejewski (1992) przedstawił sposoby orientowania rdzeni wiertniczych względem kierunku północy, które były stosowane m.in. przez Żabę (1999) i Cymermana (2004b, 2006). W przypadku rdzeni z otworów Cieszów PIG 1 i Cieszów PIG 2 przyjęto, że nawiązują one w orientacji do dominującej, regionalnej więźby (foliacji  $S_1$ ) znanej z najbliższych odsłoneń i (lub) do jej regionalnej orientacji (fig. 2, 4). O takiej metodyce pomiarowej pisali m.in. Hilman (1993) oraz Scott i Berry (2004).

W przypadku rdzeni z otworu Cieszów PIG 1 niezorientowanych względem północy nie istnieją wątpliwości, że foliacja  $S_1$  w rdzeniach z tego otworu przebiega w kierunku prawie równoleżnikowym i stromo zapada ku N. Potwierdzają to pomiary foliacji  $S_1$  wykonane w najbliższym sąsiedztwie otworu Cieszów PIG 1 (fig. 2, 3). Przy takiej orientacji foliacji  $S_1$  lineacja ziarna mineralnego  $L_1$  występująca na tej powierzchni będzie najczęściej łagodnie nachylona ku NE i ENE. Obserwowane w płaszczyźnie prostopadłej do foliacji  $S_1$  i równoległej do lineacji ziarna mineralnego  $L_1$  struktury mylonityczne typu S-C, które są głównym wskaźnikiem kinematycznym w zmylonityzowanych granitoidach, wyznaczają przemieszczenia tektoniczne o lewoskrętnej składowej przesuwczo-nasuwczej (reżim deformacji transpresyjnej). Oznacza to zwroty przemieszczeń typu „góra” struktury ze składową lewoskrętną głównie ku WSW (fig. 2, 8; tab. 2).

Przy tak wyznaczonej orientacji foliacji  $S_1$ , w warunkach ścinania ogólnego, doszło do rozwoju struktur fałdowych w domenach ścinania czystego (odkształcenia koaksjalnego). Nieliczne fałdy  $F_{1A}$  śródfoliacyjne, izoklinalne, zamknięte i liczne zróżnicowane fałdy  $F_{1B}$  zamknięte, wąskopromienne, otwarte, średniopromienne, często asymetryczne, powstały w wyniku pofałdowania powierzchni warstwowania  $S_0$  w wapieniach krystalicznych i fyllitach kalcytowych. Osie tych fałdów  $F_{1A}$  i  $F_{1B}$  są mniej lub bardziej równoległe do lineacji ziarna mineralnego  $L_1$ , czyli są najczęściej łagodnie nachylone ku NE i ENE. Osie fałdów  $F_{2A}$  otwartych, średniopromiennych i asymetrycznych, przeważnie stojących są skośne lub prostopadłe do lineacji ziarna mineralnego  $L_1$ . Podobnie są zorientowane osie fałdów  $F_{2B}$  szewronowych i załomowych. Nieliczne fałdy  $F_{2C}$  szerokopromienne są łagodnie pochylone, o osiach prawie horyzontalnych, skośnych do lineacji  $L_1$ .

W przypadku rdzeni z otworu Cieszów PIG 2 ustalenie ich orientacji względem północy było bardziej złożone, a przy tym nie tak wiarygodne, jak w przypadku niezorientowanych rdzeni z otworu Cieszów PIG 1. Wynika to przede wszystkim z faktu, że otwór Cieszów PIG 2 został zlokalizowany w strefie „narożnikowej” jednostki Cieszowa (fig. 4, 18). Doszło tam do V-kształtnego zagięcia szerokiego pasa wychodni zmylonityzowanych granitoidów, dlatego w niewielkich, nielicznych odsłonięciach tych granitoidów odnotowano odmienne orientacje foliacji  $S_1$ . Wszystko to może sugerować, że północna część jednostki Cieszowa może być synformą. Kryza i Kulczyński (2000) sugerowali, że jest to synforma obalona ku południowi z osadami dewonu górnego w jej jądrze i z dolnopaleozoicznymi zieleńcami na skrzydłach tej makroskopowej struktury fałdowej. W świetle danych strukturalnych i kinematycznych, w obecnym obrazie intersekcyjnym, należałoby jednak uznać skrzydło południowe tej struktury za lateralną (boczną) domenę klinowatego w formie fragmentu jednostki (łuski) Cieszowa. Z kolei skrzydło NW tej struktury stanowi spagową domenę tej łuski tektonicznej.

Do wklonowania („wtłaczania”) (ku górze i ku WSW) łuski Cieszowa, najwyższej strukturalnie jednostki kaczańskiego kompleksu strukturalnego, w strukturalnie najniższe



**Fig. 19. Blokdiagram interpretujący waryscyjskie przemieszczenia jednostek tektonicznych w środkowej części Sudetów i bloku przedsudeckiego**

Interpretative block diagram showing the Variscan displacement of tectonic units in the central part of the Sudetes and Fore-Sudetic Block

domeny skał osadowych dewonu górnego w depresji Świebodzić, doszło w szybkim czasie progresywnej deformacji waryscyjskiej, już w warunkach kruchych. W tym finalnym okresie późnomissisipijskiej deformacji transpresyjnej ustawały także przemieszczenia tektoniczne między różnymi jednostkami tektonicznymi. Przemieszczenia te odbywały się jeszcze w warunkach podatno-kruchych, a potem już w warunkach kruchych (fig. 18, 19).

Waryscyjski obraz tektoniki nasuwczej (transpresyjnej) w warunkach podatnych został zmodyfikowany przez rozwój zlokalizowanych (niepenetratycznych) struktur ekstensyjnych w kaczańskim kompleksie strukturalnym (Cymerman, 2000, 2002). Ekstensyjny reżim deformacji rozpoczął się podczas etapu D<sub>2</sub> deformacji (późny wizen) i zakończył wraz z intensywnym wulkanizmem wczesopermskim oraz

rozwojem rowów i półrowów tektonicznych, wypełnionych osadami permu dolnego (Collins i in., 2000; Cymerman, 2000, 2002; Seston i in., 2000; Mazur i in., 2006). Prawdopodobnie podczas tego finalnego etapu lewoskrętnej transpresji, ale nadal progresywnej deformacji od etapu D<sub>1</sub> do etapu D<sub>2</sub>, doszło do „wklinowania/ wtłoczenia” jednostki Cieszowa ku W i WSW w utwory górnodońskie i dolnokarbońskie depresji Świebodzić. Przypuszczalnie doszło do tego w reżimie nachylonej transpresji (ang. *inclined transpression*; sensu Jones i in., 2004). W przeciwieństwie do pozostałych jednostek (łusek tektonicznych), zbudowanych z metabazytów o cechach skorupy oceanicznej, jednostka Cieszowa nie została nasunięta ku W i NWN na strukturalnie leżące niżej allochtoniczne jednostki kaczańskiego kompleksu strukturalnego, ale na utwory molasowe depresji

Świebodzie. Jednostka Cieszowa, będąc najwyższą strukturalnie jednostką tektoniczną kaczawskiego kompleksu strukturalnego w Sudetach, nie była nasunięta z „góry”, ale była skośnie nasuwana („właczana”, „wciskana”) od „dołu” z pakietu łusek tektonicznych w czasie etapu  $D_2$  deformacji (późny wizen). W jednostce Cieszowa późnowizeński etap deformacji  $D_2$  odbywał się już w warunkach kruchych, a początkowo prawdopodobnie jeszcze w warunkach przejściowych, podatno-kruchych. W jednostce Cieszowa brak dowodów na ekstensyjny czy transtensyjny reżim deformacji podczas etapu  $D_2$ , w przeciwieństwie do innych jednostek kaczawskiego kompleksu strukturalnego (Collins i in., 2000; Cymerman, 2000, 2002; Mazur i in., 2006).

W odslonięciach położonych na NE od otworu Cieszów PIG 2 foliacja mylonityczna  $S_1$  zapada pod umiarkowanymi i stromymi kątami ku SE, natomiast na S i SW zapada ona pod umiarkowanymi i stromymi kątami ku N, NE i ENE (fig. 4). Na podstawie tych danych można z dużym prawdopodobieństwem zakładać, że foliacja mylonityczna  $S_1$  w otworze Cieszów PIG 2 przebiega w kierunku zbliżonym do południkowego z umiarkowanymi upadami ku E lub ENE. Przy założeniu takiej orientacji foliacji  $S_1$  w rdzeniach z tego otworu linacja ziarna mineralnego  $L_1$ , występująca na powierzchni foliacji  $S_1$ , będzie najczęściej nachylona ku ENE i E. Z kolei liczne wskaźniki kinematyczne, głównie struktury mylonityczne typu S-C, wskazują na przemieszczenia tektoniczne o składowej nasuwczej do nasuwczo-przesuwczej (reżim deformacji transpresyjnej) ze zwrotem „góra” ku W i WSW (fig. 9; tab. 2).

Zakładając, że foliacja  $S_1$  w rdzeniach z otworu Cieszów PIG 1 przebiega w kierunku prawie równoleżnikowym i stromo zapada ku N, także strefy kruchych deformacji ścięciowych, w większości konsekwentnie ustawione względem foliacji  $S_1$ , charakteryzują się biegami prawie równoleżnikowymi i ich stromym zapadaniem ku N. W otworze Cieszów PIG 2 przejawy słabej kataklazy, z rozwojem głównie protokataklazytów, stwierdzono praktycznie w całym przewierconym interwale skał metamorficznych. Przyjmując, że foliacja  $S_1$  w rdzeniach z otworu Cieszów PIG 2 przebiega w kierunku prawie południkowym i zapada ku E w stopniu od umiarkowanego do stromego, to wtedy strefy kruchych deformacji ścięciowych, zorientowane w większości prostopadle lub diagonalnie względem foliacji  $S_1$ , charakteryzują się biegami prawie równoleżnikowymi i stromymi upadami ku N lub S, czyli podobnie jak w sąsiednim otworze Cieszów PIG 1.

#### CZAS POWSTANIA KRUCHYCH SKAŁ USKOKOWYCH

W przeciwieństwie do waryscyjskiego wieku stref ścinania podatnego, czas powstania kruchych stref ścinania w kaczawskim kompleksie strukturalnym nie został jeszcze ustalony. Prawdopodobnie jest on późnowaryscyjski (późnomissisipiński, a może i pensylwański) dla większości kruchych skał uskoku. Nie jest jednak wykluczone, że przynajmniej dla części tych kruchych skał uskoku ich powstanie i (lub) reaktywowanie mogą być postwaryscyjskie,

czy nawet alpejskie. Gdyby kruche strefy ścinania w jednostce Cieszowa były wieku alpejskiego, to czy ich rozwój nie mógłby być związany z ewolucją alpejskiego sudeckiego uskoku brzeżnego?

Sudecki uskoku brzeżny oddziela megablok Sudetów od bloku przedsudeckiego i przecina diagonalnie szereg sudeckich jednostek tektono-stratygraficznych (np. Oberc, Dyjor, 1969; Grocholski, 1977; Dyjor, 1993, 1995; Krzyszkowski i in., 1995; Badura i in., 2003, 2004, 2007; Cymerman 2004). Blok przedsudecki został obniżony względem Sudetów w neogenie (*op. cit.*). Sudecki uskoku brzeżny jest reprezentowany prawdopodobnie przez złożony system uskoku normalnych, progowo obniżających powierzchnię bloku przedsudeckiego w stosunku do Sudetów, przecinanych i przesuwanych przez systemy uskoku poprzecznych o kierunku NE-SW do NNE-SSW. Przyjmuje się, że aktywność tektoniczna sudeckiego uskoku brzeżnego trwała od miocenu, a jej przejawy są notowane także współcześnie. Z drugiej strony głębokie rozcięcie erozyjne powierzchni bloku przedsudeckiego, na którym nie zachowały się osady z niecek sedymentacyjnych rozwijających się w Sudetach od górnego dewonu i karbonu, jak np. utwory z depresji Świebodzie, może wskazywać na aktywność sudeckiego uskoku brzeżnego już w późnym paleozoiku.

Inną, kluczową strukturą nieciągłą w Sudetach jest uskoku śródsudecki, uważany za jedną z głównych dyslokacji sudeckich rozdzielających bloki skorupowe o odmiennej ewolucji geologicznej (np.: Don, 1984, 1990, 1995; Oliver i in., 1993; Aleksandrowski, 1995, 1998). Blok południowy miał być skonsolidowany w czasie deformacji kaledońskiej, a blok północny – zdeformowany i zmetamorfizowany w okresie tektogenezy waryscyjskiej. Ze względu na tak szczególną pozycję uskoku śródsudecki był interpretowany jako główny rozłam aktywny przez cały paleozoik (Don, 1984, 1990, 1995). Uskoku śródsudecki był rozpatrywany także jako główny, kaledoński szew kolizyjny Baltiki i Gondwany (Oliver i in., 1993; Johnson i in., 1994) bądź też jako potężny uskoku przesuwczy o prawostronnym zwrocie przemieszczeń skrzydeł (Aleksandrowski, 1995, 1997; Aleksandrowski i in., 1997). Historia kinematyczna tej strefy jest złożona i w szczególności nie do końca dotychczas rozpoznana (Cymerman, 1998a). Charakterystyczną cechą uskoku śródsudeckiego jest jego prawie równoległość z przebiegiem uskoku ramowych dolnopermskich rowów ekstensyjnych powstałych wewnątrz kaczawskiego kompleksu strukturalnego, jak np. rów Wlenia. Uskoku śródsudecki powstał po intruzji granitów karkonoskich w czasie wczesnego karbonu-wczesnego permu i był odnawiany podczas alpejskich deformacji w warunkach reżimu transpresyjnego (Cymerman, 1998a). Na granicy masywu granitowego Karkonoszy z kompleksem kaczawskim kontakt jest ostry, bez wpływu termicznego granitoidu na skały kaczawskiego kompleksu strukturalnego (Kryza, Mazur, 1995a, b). Kontaktowi temu towarzyszą brekcje tektoniczne (Szałamacha, 1978). Szałamacha (1978) uważał uskoku śródsudecki za długowieczną, aktywną strefę tektoniczno-magmową, czynną od karbonu aż do triasu-jury z przejawami mineralizacji barytowo-siarczkowej i polimetalicznej.

Od przełomowego odcinka doliny Bobru w okolicach Ciechanowic uskok śródsudecki biegnie dalej ku wschodowi już jako uskok Domanowa i oddziela kaczański kompleks strukturalny od depresji śródsudeckiej (Cymerman, Mastalerz, 1995; Cymerman, 2004). Tej strefie uskokowej, lokalnie dochodzącej nawet do około 100 metrów szerokości, towarzyszy najczęściej pas brekcji tektonicznych i kataklazytów oraz silnie spękanych skał zieleńcowych (*op. cit.*). Uskok ten był reaktywowany w kenozoiku, o czym świadczy m.in. silne zróżnicowanie morfologii terenu wzdłuż jego przebiegu. Teisseyre i Teisseyre (1969) sugerowali, że uskok Domanowa był już czynny podczas wczesnokarbońskiej sedymentacji w depresji śródsudeckiej. Uskok ten jednak przecina strefy ścinania w kaczańskim kompleksie strukturalnym, powstałe podczas wczesnokarbońskiej deformacji w warunkach metamorfizmu regionalnego (Cymerman, Mastalerz, 1995), co świadczy, że uskok Domanowa jest strukturą dysjunktywną późno- lub postwaryscyjską.

Metamorficzny kaczański kompleks strukturalny został zuskokowany wkrótce po waryscyjskich procesach tektono-metamorficznych, najprawdopodobniej podczas regionalnej ekstensji późnokarbońsko-wczesnopermskiej (Cymerman, 2002). Uskoki te były potem jeszcze reaktywowane podczas ruchów laramijskich i (lub) młodoalpejskich. W czasie ekstensji późnopensylwańsko-wczesnopermskiej w kaczańskim kompleksie strukturalnym decydujące znaczenie miał rozwój systemu podłużnych (względem biegu regionalnej, penetratywnej foliacji  $S_1$ ) uskoków o prawie równoleżnikowym przebiegu. Niektóre z nich wpływają wyraźnie na obecną morfologię Sudetów. Można je określić jako uskoki ramowe kaczańskiego kompleksu strukturalnego. Jednym z takich uskoków jest uskok śródsudecki (Cymerman, 1999). Uskoki te spowodowały podział wychodni kaczańskiego kompleksu strukturalnego na podłużne bloki i rowy tektoniczne (Cymerman, 2002). Uskoki te były prawdopodobnie także czynne i uaktywniły się ponownie podczas ruchów laramijskich oraz młodoalpejskich (np. Oberc, 1972; Gorczyca-Skała, 1977; Cymerman, 1999, 2002). Zespoły uskoków poprzecznych, południkowych spowodowały przemieszczenia systemu uskoków podłużnych i przyczyniły się także do utworzenia bloków i rowów tektonicznych na obszarze kaczańskiego kompleksu strukturalnego. Niektóre z tych bloków, czasem razem z utworami kredy górnej zostały ponasuwane na siebie i znacznie wychylone z ich pierwotnej pozycji horyzontalnej.

#### TEKTONIKA ALPEJSKA I ANALIZA PALEONAPRĘŻEŃ

Zrozumienie młodszej tektoniki alpejskiej w metamorficznych skałach kaczańskiego kompleksu strukturalnego, zdeformowanych podczas orogenezy waryscyjskiej, jest zagadnieniem wywołującym kontrowersje. Zarówno laramijskie, jak i młodoalpejskie deformacje na obszarze epiwaryscyjskiej platformy Europy Środkowej były wywołane naprężeniami, przenoszonymi od przedgórza Alp i Karpat,

gdzie doszło do rozwoju tektogenu kolizyjnego (np. Stackebrandt, Franzke, 1989; Ziegler i in., 1995; Jarosiński, 2005, 2006, 2012). Naprężenia kompresyjne były przenoszone na znaczne odległości, a wywołane przez nie deformacje wewnątrzplytowe mogły występować jeszcze w odległości ponad 1600 km od frontu deformacyjnego (np. Zoback, 1992; Ziegler i in., 1995; Jarosiński, 2005, 2012).

Analiza struktur tektonicznych z różnych części Sudetów, wykonana za pomocą różnych metod (paleonaprężeń, intersekcyjnej, strukturalnej i kinematycznej), doprowadziła do przyjęcia modelu alpejskiej, transpresyjnej, prawdopodobnie lewoskrętnej, kruchej deformacji w Sudetach (Cymerman, 1999). Deformacje alpejskie w Sudetach i na bloku przedsudeckim były wywołane transmisją naprężeń pochodzących z alpejskiego pasma orogenicznego (Alpy i Karpaty). Nadal nie ma możliwości oddzielenia deformacji laramijskich od młodoalpejskich na podstawie badania jedynie struktur tektonicznych, rozwiniętych – w dodatku lokalnie – w skałach starszych od kenozoiku na obszarze Sudetów. Za młodoalpejskim wiekiem deformacji w Sudetach świadczy przede wszystkim zlokalizowany wulkanizm neogeński sprzężony z rozwojem uskoków normalnych (Badura, 1996).

Alpejski reżim deformacji transpresyjnej spowodował rozwój zlokalizowanych deformacji w skałach osadowych depresji północnosudeckiej (Cymerman, 1998b, 1999). Na obszarze tej depresji rozwijały się struktury kompresyjne (uskoki odwrócone i fałdy) i ekstensyjne (uskoki normalne, ciągi dajek bazaltowych). Przebieg orientacji osi struktur fałdowych (np. z synkliny Grodzca i okolic Raciborowic) o przebiegu w kierunku zbliżonym do NW–SE, pozwala wyznaczyć oś maksymalną  $\sigma_1$  głównych naprężeń ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ). Za transmisją naprężenia maksymalnego ( $\sigma_1$ ) w kierunku NNE–SSW przemawiają także uskoki inwersyjne o przemieszczaniu skrzydeł wiszących ku SSW. Wyznaczona dla depresji północnosudeckiej oś maksymalnego  $\sigma_1$  naprężenia głównego jest ustawiona w kierunku NNE–SSW (*op. cit.*). Dodatkowo maksymalna oś  $\sigma_1$  naprężenia głównego, wyznaczona z orientacji zespołu ściąg komplementarnych stref kataklazy w górnokredowych skałach osadowych depresji północnosudeckiej, przebiega prawie w tym samym kierunku w płaszczyźnie poziomej (Solecki, 1994). Także bieg ciągów wulkanitów neogeńskich w Sudetach Zachodnich wskazuje na ich dominację w kierunku NE–SW (np. Grocholski, 1977; Badura, 1996). Dość zbliżone są też pomiary *in situ* osi współczesnego maksymalnego horyzontalnego naprężenia ( $\sigma_1$ ) z okolic Frankfurtu nad Odrą, które wskazują na jego prawie południkową orientację (Zuchiewicz, 1995; Jarosiński, 2006). Na orientację osi  $\sigma_1$  maksymalnego, współczesnego naprężenia horyzontalnego w kierunku NNW–SSE wskazują badania Haviřa (2010) z Sudetów Wschodnich.

W dalszym ciągu niezbyt liczne dane dynamiczne o tensorach paleonaprężeń w Sudetach i bloku przedsudeckim nie ułatwiają interpretacji (np. Cymerman, 2002; Cymerman, i in., 2008; Cymerman, 2009c, d, e; Noviková, 2010). Podobnie jest z nowymi danymi dynamicznymi z wykonanej analizy tensorów paleonaprężeń dla jednostki Cieszowa (tab. 4). Dla porównania dane te zestawiono z innymi uśrednionymi

Tabela 5

**Zestawienie uśrednionych wartości azymutów osi  $\sigma_1$  maksymalnego i  $\sigma_3$  minimalnego naprężenia głównego dla wybranych obszarów według różnych badaczy**

Summary of average data of the azimuth of the  $\sigma_1$  maximum and  $\sigma_3$  minimum principal stress axes, after different researches

Obszar analizy (autorzy) ≠	Uśrednione wartości azymutu osi $\sigma_1$					Uśrednione wartości azymutu osi $\sigma_3$	
	etapy deformacji D					etapy deformacji D	
	reżim kompresyjny (K)			reżim przesuwczy (P)		reżim tensyjny (T)	
	D <sub>K-A</sub>	D <sub>K-B</sub>	D <sub>K-TR</sub>	D <sub>P-A</sub>	D <sub>P-B</sub>	D <sub>T-A</sub>	D <sub>T-B</sub>
Kopalnia węgla brunatnego „Turów” (Cymerman, 2009c, d)	NE-SW (NNE-SSW)			N-S		NE-SW (NNE-SSW)	NNW-SSE (WNW-ESE)
Ryft Ohřy (Adamovič, Coubala, 1999)	NE-SW $\alpha_1$ subherc. $\gamma$ miocen	WNW-ESE $\delta$ środkowy- późny miocen				NE-SW (NW-SE) $\beta_1$	NNW-SSE (N-S) $\beta_2$ oligocen
Depresja północnosudecka – część wschodnia (Cymerman, i in., 2008)	NNE-SSW (NE-SW) (NNW-SSE)	WNW-ESE (NW-SE) (W-E)		NE-SW (NNE-SSW)	WNW-ESE (W-E)	NE-SW (ENE-WSW)	
Kaczawski kompleks strukturalny – część północna (Cymerman, i in., 2008)	NNE-SSW (N-S) (NNW-SSE)	WNW-ESE (W-E)	(ENE-WSW)	NNW-SSE (N-S) (NNE-SSW)	NW-SE (WNW-ESE) (W-E)	N-S (NE-SW) (NNW-SSE)	WNW-ESE (W-E)
Kaczawski kompleks strukturalny – jednostka Cieszowa niniejsza praca	N-S (NNE-SSW)		ENE-WSW (W-E)		WNW-ESE W-E (ENE-WSW)		
Depresja śródsudecka – zlikwid. kopalnia barytu (Cymerman, i in., 2008)	NNE-SSW (NE-SW)		ENE-WSW (W-E)		ENE-WSW	NNE-SSW	NNW-SSE (NW-SE)
Rów Górnej Nisy – część północno-wschodnia (Cymerman, 2009e)	NNW-SSE NE-SW (NNE-SSW)		W-E ENE-WSW	N-S (NNE-SSW)	ENE-WSW	NNE-SSW (NE-SW)	WNW-ESE
Struktura bardzka (Cymerman, i in., 2008)	NE-SW (N-S)	WNW-ESE (W-E) (NW-SE)		NNW-SSE (N-S) (NNE-SSW)	NE-SW (ENE-WSW) (E-W)	NE-SW (ENE-WSW)	WNW-ESE (NW-SE)
Strefa ścinania Złoty Stok-Trzebieszowice (Cymerman, i in., 2008)	NE-SW (NNE-SSW) (N-S)	W-E (ENE-WSW) (WNW-ESE)			WNW-ESE	NE-SW (NNE-SSW)	ENE-WSW
Jednostka Stareho Města (Novikova, 2010)	faza C N-S	faza B WNW-ESE NW-SE		faza D i E NNW-SSE NE-SW		faza A NE-SW (NNE-SSW)	
Platforma europejska (Bergerat, 1987)	NNE-SSW (eocen górny)	NW-SE (pliocen)	NE-SW (miocen dolny)				W-E (oligocen)

wartościami azymutów osi  $\sigma_1$  maksymalnego i  $\sigma_3$  minimalnego naprężenia głównego z różnych obszarów Sudetów i jego otoczenia (tab. 5). Nowa analiza paleonaprężeń z jednostki Cieszowa potwierdza wcześniejsze wyniki, wykonane jednak zupełnie odmienną metodą z wykorzystaniem analizy spękań skalnych (ciosu) (Cymerman, 2002). Wyniki te wskazują, że wyraźnie określonym etapem kruchych deformacji na obszarze kaczawskiego kompleksu strukturalnego była kompresja z osią  $\sigma_1$  maksymalnego naprężenia głównego ustawioną subhoryzontalnie o kierunku prawie południkowym do NNE-SSW (tab. 5). Deformacje te, powstałe w reżimie kompresyjnym, oznaczono jako etap deformacji D<sub>K-A</sub>.

Cztery populacje uskoków wydzielone w jednostce Cieszowa (tab. 4) powstały prawdopodobnie w trzech etapach deformacji w zmieniających się warunkach reżimu naprężeń (tab. 5). Uskoki inwersyjne z nasuwaniem głównie ku N powstały w reżimie kompresyjnym D<sub>K-A</sub> o osi  $\sigma_1$  maksymalnego naprężenia głównego nachylonej łagodnie ku S. Uskoki przesuwczo-inwersyjne z przemieszczeniami przede wszystkim ku E rozwijały się w reżimie kompresyjno-transpresyjnym D<sub>K-TR</sub> o osi  $\sigma_1$  maksymalnego naprężenia głównego nachylonej łagodnie ku WSW lub ENE. Dwie populacje uskoków przesuwczych z przemieszczeniami skierowanymi ku W i SW lub ku NW powstały w reżimie przesuwczym D<sub>P-B</sub> o osi  $\sigma_1$  maksy-

malnego naprężenia głównego nachylonej łagodnie lub pod umiarkowanymi kątami ku W i WSW lub ESE (tab. 4, 5).

Wydzielone na podstawie analizy populacji uskoków trzy etapy kruchych deformacji w jednostce Cieszowa korelują się dobrze z etapami deformacji w sąsiednich jednostkach geologicznych (tab. 5). Dotyczy to szczególnie etapów deformacji  $D_{K-A}$ ,  $D_{K-TR}$  i  $D_{P-B}$  zapisanych rozwojem populacji uskoków w górnokredowych skałach osadowych depresji północnosudeckiej i rowu Górnej Nysy Kłodzkiej, a także powstaniem dolnopermskich skał wulkanicznych w depresji śródsudeckiej.

Cymerman (2002) przedstawił dane strukturalne z kaczawskiego kompleksu strukturalnego wskazujące, że orientacja największej osi  $\sigma_1$  naprężeń głównych (osi kompresji) była prawie pionowa, natomiast najmniejsza oś  $\sigma_3$  naprężeń głównych (oś tensji), jak i pośrednia oś  $\sigma_2$  były zmiennie zorientowane albo w kierunku zbliżonym do WSW–ENE, albo też w kierunku NNW–SSE. W jednostce Cieszowa nie ma wyraźnej populacji uskoków zrzutowych. Wskazywać to może na brak zapisu rozwoju struktur dyslokacyjnych związanych z reżimem tensyjnym. Reżim ten był odpowiedzialny za rozwój uskoków normalnych, które powinny charakteryzować się pionowymi lub stromymi ustawieniami osi  $\sigma_1$  naprężenia (osi kompresji) i horyzontalnym lub umiarkowanym nachyleniem osi  $\sigma_3$  naprężenia (osi tensji).

W jednostce Cieszowa nigdzie nie udało się stwierdzić przecinania jednego uskoku przez drugi uskok, dlatego też nie można było wydzielić względnej generacji różnowiekowych uskoków. Obecnie nie ma możliwości oddzielenia deformacji laramijskich od młodopalpejskich na podstawie jedynie badania struktur tektonicznych w Sudetach. Za młodopalpejskimi deformacjami w Sudetach przemawia jednak kilka faktów: orogeniczne, neogeńskie deformacje w Alpach, Karpatach zewnętrznych i w innych częściach Europy Środkowej (np.: Royden i in., 1982; Bergerat, 1987; Stackebrandt, Franzke, 1989; Ziegler i in., 1995; Adamovič, Coubal, 1999; Csontos, Vörös, 2004; Jarosiński, 2005, 2012), neogeński wulkanizm w Sudetach i bloku przedsudeckim (np.: Grocholski, 1977; Badura, 1996) oraz górotwórcze ruchy blokowe w Sudetach i bloku przedsudeckim (np.: Badura i in., 2003, 2007).

Do porównań regionalnych, w związku z rozwojem kruchych uskoków, wybrano dwa regiony. Pierwszym jest północno-wschodnia część depresji śródsudeckiej, gdzie w permskich ryolitach masywu Chełmca na terenie zlikwidowanej już kopalni barytu w Boguszu Gorcach w Górach Wałbrzyskich wydzielono umownie 5 etapów rozwoju uskoków (Cymerman i in., 2008) związanych z różnymi reżimami deformacji od tensyjnego poprzez przesuwczy do kompresyjnego (tab. 5). Drugim obszarem jest południowo-wschodnia część depresji północnosudeckiej (Cymerman i in., 2008).

Rozwój złożonego systemu uskoków z okolic Boguszu–Gorc można zinterpretować jako wynik deformacji transpresyjnej (*sensu* Sanderson, Marchini, 1984). Podczas takiego reżimu deformacji dochodzi do synchronicznego rozwoju struktur kompresyjnych (uskoki odwrócone, nasunięcia i fałdy) i ekstensyjnych (uskoki normalne, żyły, dajki i spękania eksten-

syjne). Dominujące w okolicach Boguszu–Gorc struktury kompresyjne typu nasunięć i uskoków odwróconych zazwyczaj o przebiegu w kierunku NW–SE powstały prostopadle do maksymalnej osi  $\sigma_1$  regionalnego naprężenia. System uskoków normalnych natomiast, o przebiegu NNE–SSW, powstał prostopadle do osi najmniejszego naprężenia  $\sigma_3$ . Południkowe uskoki przesuwcze z kolei mogą być – w zakładanym modelu tektonicznym – prawoskrętnymi ścięciami typu Riedla R, a równoleżnikowe – ścięciami typu Riedla R' (Cymerman i in., 2008).

Podobny reżim deformacji transpresyjnej mógł spowodować rozwój lokalnych (np. w Raciborowicach i Osiecznicy) struktur deformacyjnych w skałach osadowych depresji północnosudeckiej. Rozwinęły się tam zarówno struktury kompresyjne (uskoki odwrócone i fałdy) o przebiegu w kierunku NW–SE, jak i struktury ekstensyjne (uskoki normalne i neogeńskie dajki bazaltowe) o przebiegu NE–SW. Wyznaczona dla tych struktur oś naprężenia głównego  $\sigma_1$  jest zorientowana w kierunku NNE–SSW (Cymerman, 1998a). Oś naprężenia głównego  $\sigma_1$  – wyznaczona z orientacji zespołu ścięć komplementarnych stref kataklazy – przebiega prawie w tym samym kierunku (NE–SW) w płaszczyźnie poziomej (Solecki, 1994).

Zastanawiające są także dość zbliżone pomiary *in situ* osi obecnego maksymalnego horyzontalnego naprężenia ( $\sigma_1$ ) z okolic Frankfurtu nad Odrą, które wskazują na jego prawie południkową orientację (por. Zuchiewicz, 1995), podobnie jak orientacja tej osi naprężenia ustalona dla obszaru Wielkopolski (Jarosiński, 1998, 2005, 2012) z wyznaczoną orientacją osi naprężenia głównego  $\sigma_1$  z obszaru depresji północnosudeckiej (tab. 5). Może to świadczyć o tym, że współczesne pole naprężeń w sąsiedztwie depresji północnosudeckiej nie odbiega o więcej niż 20–30° od kenozoicznego (neogeńskiego?) pola naprężeń w Sudetach.

Orientacja regionalnej elipsoidy naprężenia z kenozoiku jest jednak nieco (maksymalnie do ok. 30°) lewoskrętnie zrotowana w północno-zachodniej części Sudetów w stosunku do południowo-wschodniej części Sudetów. Takie skrócenie orientacji regionalnej elipsoidy naprężenia mogło być wywołane wieloma czynnikami, np. zróżnicowaniem reologicznym i mechanicznym poszczególnych poziomów strukturalnych i jednostek tektonicznych w Sudetach. Najprawdopodobniej jednak to lewoskrętne skrócenie orientacji regionalnej kenozoicznej elipsoidy naprężenia odzwierciedla interferencję pól naprężeń pochodzących z S (Alpy) i z SE (Karpaty). Dodatkowo pola naprężeń w orogenic alpejskim były zmiennie, związane z ich rotacjami. Na przykład, w regionie karpacko-panońskim doszło do późnoneogeńskiej, prawoskrętnej rotacji osi naprężenia  $\sigma_1$  o co najmniej 40° (Csontos, Vörös, 2004). Dla obszaru Karpat Zachodnich przyjmowana jest prawoskrętna rotacja pól naprężeń – nawet o 100° (Zuchiewicz, 1995). Jarosiński (1998) z kolei opisuje dla tej części Karpat i sąsiedniego masywu górnośląskiego lewoskrętną rotację kierunku kompresji współczesnej, czyli podobną do kenozoicznej w Sudetach. Z drugiej jednak strony wyniki pomiarów współczesnych naprężeń w obrębie autochtonu przed

czołem nasunięcia fliszowego w Karpatach, a także pod nim, wskazują na oś kompresji w kierunku NW–SE (Jarosiński, 1998), czyli prawie prostopadle ustawioną do osi kompresji w Sudetach, ale podczas deformacji alpejskich. Według Jarosińskiego (1998, 2012) regionalne pole naprężeń ulegało wielokrotnie przebudowie po kolizji neogeńskiej w Karpatach.

W tych rozważaniach na temat deformacji alpejskich w Sudetach kluczowe jest określenie czasu przemieszczeń tektonicznych w kruchych strefach ścinania. Precyzyjne określenie czasu powstania poszczególnych uskoków jest podstawowe w identyfikacji zmian neogeńskich i paleogeńskich ram kinematycznych w Sudetach. Pomocne będą w tym zakresie izotopowe datowania minerałów i interpretacje niskotemperaturowych danych geochronologicznych, takich jak np. oznaczenia trakowe. Z coraz większym powodzeniem stosuje się oznaczenia metodami K–Ar lub  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  minerałów ilastych z brekcji uskokowych, które pozwalają wyznaczyć końcowe, retrogresywne etapy aktywności dla poszczególnych uskoków (Kralik i in., 1987, 1992; van der Pluijm i in., 2001, 2006; Zwingmann, Mancktelow, 2004; Haines, van der Pluijm, 2008; Zwingmann i in., 2010a, b; Surace i in., 2011; Tagami, 2012). Takich metod oznaczeń skał uskokowych nie stosowano jeszcze w Sudetach. Powinny one być zastosowane w najbliższych latach także dla określenia wieku kruchych, niespójnych brekcji tektonicznych i stref uskokowych przede wszystkim w jednostce Cieszowa. Bezценne do tych przyszłych badań izotopowych będą archiwalne rdzenie z otworów Cieszów PIG 1 i Cieszów PIG 2.

#### IMPLIKACJE REGIONALNO-TEKTONICZNE

Cymerman (2002) przyjął model transpresyjnej tektoniki naskórkowej z procesami dupleksowania, obejmującymi cały kaczawski kompleks strukturalny. Koncepcja struktur dupleksowych (ang. *duplex*) (np.: Boyer, Elliott, 1982; Cooper i in., 1983; Woodcock, Fischer, 1986; Price, Cosgrove, 1990; Swanson, 1990; Dadlez, Jaroszewski, 1994; Corsini i in., 1996; Twist, Moores, 2007) zakłada rozwój pakietu wielu, na ogół wąskich łusek, rozdzielonych powierzchniami nasunięć. Tak powstałe złożone struktury nasuwczą są określane jako „stado koni” (ang. *horses*) lub – w polskiej terminologii – jako skiby (Jaroszewski i in., 1985; Dadlez, Jaroszewski, 1994). Cechą struktury dupleksowej (imbrykacyjnej) są poszczególne łuski (skiby) oddzielone powierzchniami poślizgu na wszystkich powierzchniach kontaktu (spagowych, stropowych, bocznych i czołowych). W klasycznych strukturach dupleksowych do nasunięć dochodzi wzdłuż uskoków odwróconych na spagowym stopniu rampy (ang. *footwall ramp*). Stąd większość powierzchni spagowych łusek, powstałych przez typowe dupleksowanie, wykazuje zmienny kąt upadu powierzchni nasunięcia. Kąt ten

zależy od geometrycznej formy rampy (pochyłości), geometria tej struktury jest najczęściej hiperboliczna. Cymerman (2002) sugerował rozwój podobnych struktur dupleksowych w kaczawskim kompleksie strukturalnym. W modelu tym uznał on między innymi, że spagowy stopień rampowy charakteryzuje nasunięcie jednostki Dobromierza na jednostkę Bolkowa.

Proces dupleksowania wywołuje rozwój zestawu łusek (dupleksów) zbudowanych z S-owatych łusek tektonicznych, wzajemnie na siebie ponasuowanych, które są często dodatkowo pościnane i pofałdowane. W wyniku działania takiego mechanizmu w obrazie kartograficznym struktury dupleksowej nie można na ogół wydzielić wąskiego, łukowatego czoła łuski od jej rozległej powierzchni spagowej. Na podstawie obrazu kartograficznego i danych strukturalno-kinematycznych można wydzielić powierzchnie spagowe i boczne łusek, natomiast nie można wyznaczyć ich powierzchni czołowych.

Cymerman (2002) przedstawił strukturalny model, w którym pięć jednostek tektonicznych (łusek), zbudowanych z metabazytów o cechach skorupy oceanicznej (jednostki Jakuszowej, Dobromierza, Cieszowa, Pyszczyńskiej Góry i Środy Śląskiej) zostało nasuniętych ku W i NW na allochtoniczne jednostki kaczawskiego kompleksu strukturalnego (fig. 19). Do tych ostatnich wliczono jednostki Chelmca, Rzeszówka, Wlenia, Radzimowic, Bolkowa, Sadów Górnych i Krukowa (północny fragment metamorfiku Domanic). Z kolei te allochtoniczne jednostki tworzące struktury dupleksowe zostały nasunięte na parautochtoniczne jednostki kaczawskiego kompleksu strukturalnego na zachodzie (*op. cit.*), które uległy w znacznie mniejszym stopniu procesom szariażu<sup>3</sup>.

W kaczawskim kompleksie strukturalnym, obok powierzchni spagowych łusek, występują także liczne powierzchnie boczne łusek. Za takie powierzchnie uznano prawie wszystkie granice wydzieleni litologicznych przebiegające równoleżnikowo lub w zbliżonym kierunku, gdzie orientacja lineacji  $L_1$  jest zbliżona do biegu foliacji  $S_1$  (Cymerman, 2002).

Szariażowa budowa tektoniczna charakteryzuje także strefę badanego kontaktu jednostki Cieszowa ze skałami osadowymi depresji Świebodzie (Porębski, 1981, 1990). Wykonanie dwóch otworów badawczych umożliwiło szczegółowe rozpoznanie profilu litologicznego zarówno spagowej (otwór Cieszów PIG 2), jak i bocznej (otwór Cieszów PIG 1) części jednostki (łuski tektonicznej) Cieszowa. Jak wskazują wyniki badań otworu Cieszów PIG 1 oraz dotychczasowy obraz kartograficzny południowej części jednostki Cieszowa, boczna powierzchnia tej łuski charakteryzuje się fragmentami rozczłonkowanymi tektonicznie, a zachowanymi głównie w formie wydłużonych, soczewkowatych ciał, tkwiących w tle wyraźnie mylonitycznym. Tymi ciałami są przede wszystkim wapienie krystaliczne, a tłem mylonitycznym – różnego rodzaju fyllity (łupki) węglanowe, fyllity chlorytowe i fyllonity z licznymi przejawami ścinania rotacyjnego.

<sup>3</sup> Szariaż (fr. *charriage*) – synonim nasunięcia (np. Jaroszewski i in., 1985).



Wymienione skały metapelitowe można sklasyfikować jako łupki mylonityczne (fyllonity).

Dotychczasowe modele tektoniczne zakładają, że kambryjsko-karbońskie skały metamorficzne jednostki Cieszowa zostały nasunięte na górnodewońskie mułowce i szarogłazy depresji Świebodzic podczas orogenezy waryscyjskiej (Teisseyre, 1948, 1956b, c, 1957, 1968, 1973; Teisseyre, Smulikowski, 1953; Cymerman, 2000, 2002, 2009a, b). Przy poprawności takiego modelu tektonicznego skały osadowe w północnej części depresji Świebodzic powinny zapadać pod nasunięte na nie skały metamorficzne jednostki Cieszowa. Jednostka ta jest najbardziej na SE położoną jednostką kaczawskiego kompleksu strukturalnego w górskiej (sudeckiej) części rozległej wychodni tego kompleksu.

W geotektonicznym modelu waryscyjskiej ewolucji kaczawskiego kompleksu strukturalnego zachodnia część tego kompleksu, oddzielona nieregularną w przebiegu strefą Kaczawy, należy do terranu sakso-turyngskiego (z utworami stoku kontynentalnego), a położone na wschód od niej jednostki płaszczowinowe (łuski) zaliczono do rozczłonkowanych tektonicznie elementów zachodniej części terranu środkowosudeckiego (Cymerman, 2000, 2002). Tymi allochtonicznymi elementami są oderwane i przemieszczane tektonicznie elementy środkowosudeckiej sekwencji ofiolitowej (np. Mierzejewski, 1994a, b; Majerowicz, Pin, 1994; Majerowicz, Mierzejewski, 1995; Collins i in., 2000; Cymerman, 2000, 2002). We wschodniej części kaczawskiego kompleksu strukturalnego są to metabazyty o cechach bazaltów grzbietu śródoceanicznego (MORB-u) (Kryza, Muszyński, 1988; Furnes i in., 1989, 1994; Kryza, 1993; Collins i in., 2000; Seston i in., 2000).

W jednostce Cieszowa z metabazytami o cechach MORB-u (zieleńce i łupki zieleńcowe) są stowarzyszone plagiogranity (trondhejmity). Szałamacha i Szałamacha (1991) porównywali geochemicznie kwaśne skały mylonityczne z jednostki Cieszowa do plagiogranitów jednostki Leszczyńca z metamorficznego kompleksu Rudaw Janowickich. Trondhejmity występują m.in. w kredowych ofiolitach Omanu, gdzie tworzą ciała tonalitowo-trondhejmitowe o miąższości do 100–200 m i długości do 2 km. Intrudowały one w podstawie pakietu dajek ponad skałami gabrowymi (Rollinson, 2008). Ich rozmiary i pozycja w obdukowanej sekwencji ofiolitowej w Omanie przypomina sytuację z jednostki Cieszowa. Z drugiej strony Kulczyński (2006) uznał, że protolitem felzytowych skał mylonitycznych jednostki Cieszowa są wapniowo-alkaliczne granity typu I.

Podczas heterogenicznej deformacji transpresyjnej dochodzi także do współdziałania mechanizmu rozdzielania deformacji z rozkładem na składowe ścinania czystego i ścinania prostego w różnych domenach strukturalnych (np. Lister, Williams, 1983; Bell, 1985; Cymerman, 1988; Mazur,

1998; Holdsworth i in., 2002; Ganne i in., 2005; Handy i in., 2005; Druguet i in., 2009) oraz w perturbacji w ruchu (przemieszczaniu) domen strukturalnych (np. Passchier i in., 2005). Lokalny (niepenetratywny) rozwój stref (domen) o silniejszych odkształceniach niekoaksjalnych, a przy tym o stałym zwrocie ścinania, jest zgodny z modelem progresywnej (ciągłej) deformacji. Może on także wynikać dodatkowo z procesów poroździelania deformacji podczas progresywnej waryscyjskiej orogenezy.

W kaczawskim kompleksie strukturalnym na możliwość deformacji progresywnej wskazuje kilka faktów:

- 1) powstanie różnorodnych struktur tektonicznych podczas względnie krótkiego okresu deformacji (wizen; faza sudecka);
- 2) podobieństwa w stylu i orientacji różnych zespołów struktur tektonicznych;
- 3) takiego samego planu kinematycznego;
- 4) podobnych warunków metamorfizmu regionalnego, w jakich powstały różne zespoły struktur tektonicznych;
- 5) względnie stałej orientacji regionalnego pola naprężeń przez okres trwania deformacji waryscyjskiej w kaczawskim kompleksie strukturalnym.

Taka stałość ram kinematycznych, a także prawdopodobnie tensorów paleonaprężeń w kaczawskim kompleksie strukturalnym, wskazuje, że różne struktury tektoniczne mogły powstać podczas ciągłego, długotrwałego procesu tektonicznego, prawdopodobnie od późnego dewonu (ok. 380 mln lat) do późnego missisipianu (ok. 318 mln lat). Wskazywać na to może wynik oznaczeń metamorfizmu kaczawskiego kompleksu strukturalnego na ok. 348 mln lat, wykonanego metodą Ar-Ar przez Maluskiego, a przytoczonego przez Matta i innych (1990). I chociaż różne struktury tektonicznych, głównie fałdy, mogą reprezentować odrębne „pulsy” deformacji, czy też poszczególne fazy deformacji, to stałość ram kinematycznych jest zgodne z modelem progresywnej deformacji.

Model lewoskrętnej transpresji przyjęto dla ewolucji całego kaczawskiego kompleksu strukturalnego podczas orogenezy waryscyjskiej (Cymerman, 2000, 2002). Dwa składniki rotacyjności (ang. *vorticity*), istotne dla przemieszczania się mas skalnych, wyrażone przez skręt (ang. *spin*) i rotacyjność wewnętrzną (ang. *internal vorticity*), są zmienne podczas deformacji progresywnej, wpływając bezpośrednio na sposób rozwoju i wykształcenie struktur tektonicznych (Lister, Williams, 1983; Means, 1990; Jones i in., 2004). Mechanizmy poroździelania deformacji z kolei mogą przyczynić się do znacznych perturbacji planu ruchu i spowodować intensywne, często dysharmonijne zafałdowania (np. Alsop, Holdsworth, 2002; Passchier i in., 2005). Takie dysharmonijne struktury fałdowe obserwowano lokalnie w łupkach i fyllitach w otworze wiertniczym Cieszów PIG 1.

## WNIOSKI

W świetle wyników badań rdzeni z dwóch płyt (200 m) otworów badawczych Cieszów PIG 1 i Cieszów PIG 2 oraz uzupełniających prac terenowych w strefie kontaktu skał kaczawskiego kompleksu strukturalnego z waryscyjską molasą depresji Świebodziec, można przedstawić następujące, najważniejsze wnioski.

Jednostka Cieszowa, będąc najwyższą strukturalnie jednostką tektoniczną kaczawskiego kompleksu strukturalnego, została wsunięta ku W i WSW w utwory górnodewońskie i dolnokarbońskie depresji Świebodziec, w warunkach lewoskrętnej, nachylonej transpresji podczas orogenezy waryscyjskiej. W przeciwieństwie do pozostałych jednostek (łusek tektonicznych) kaczawskiego kompleksu strukturalnego, zbudowanych z metabazytów o cechach bazaltów skorupy oceanicznej, jednostka Cieszowa nie została nasunięta ku W i NW na strukturalnie niżej leżące allochtoniczne jednostki tego kompleksu, ale wklinowana w molasowe utwory depresji Świebodziec. Jednostka Cieszowa nie była nasunięta z „góry”, ale była skośnie nasuwana („wtłaczana”, „wciskana”) od „dołu” z pakietu łusek tektonicznych podczas etapu  $D_2$  deformacji (wizen górny). Odbywało się to prawdopodobnie w reżimie nachylonej transpresji. W jednostce Cieszowa późnowizeński etap deformacji  $D_2$  odbywał się już w warunkach kruchych, ale początkowo jeszcze w warunkach podatno-kruchych. Świadczy o tym utworzona sekwencja skał mylonityczno-kataklastycznych.

W związku z nienawierceniem w otworach Cieszów PIG 1 i Cieszów PIG 2 skał osadowych depresji Świebodziec, odrzucono koncepcję o płaskim, czy umiarkowanym nasunięciu jednostki Cieszowa na molasowe skały depresji Świebodziec. Kontakt między tymi jednostkami w rejonie otworu Cieszów PIG 1 jest bardzo stromy i uznany za powierzchnię boczną jednostki Cieszowa. W otworze Cieszów PIG 2 nawiercono domenę spągową jednostki Cieszowa.

Wykonanie obydwu otworów wiertniczych umożliwiło szczegółowe rozpoznanie profilu litologicznego i charakterystyki strukturalnej spągowej (Cieszów PIG 2) i bocznej (Cieszów PIG 1) części jednostki Cieszowa. W otworze Cieszów PIG 2 procesy ścinania prostego w warunkach podatnych były penetratywne, choć o zmiennym stopniu intensywności, z rozwojem protomylonitów i mezomylonitów. W otworze Cieszów PIG 1 procesy deformacji niekoaksjalnej w warunkach podatnych były bardziej zróżnicowane, co wynikało z dużego zróżnicowania litologicznego nawierconych skał oraz z reżimu deformacji z mechanizmem porozdzielania deformacji w warunkach lewoskrętnej, nachylonej transpresji.

W otworze Cieszów PIG 1 występują liczne skały zieleńcowe, wapienie krystaliczne (marmury) z fyllitami oraz granitoidy. W otworze tym jest dużo brekcji tektonicznych i kataklazytów, a mniej zmylonityzowanych granitoidów. W otworze Cieszów PIG 2 nawiercono prawie wyłącznie granitoidy z niewielkimi wkładkami masywnych zieleńców oraz łupków zieleńcowych i chlorytowych. Protolit granitoidowy w otworze Cieszów PIG 2 jest penetratywnie zmylonityzowany, przechodzący w granitognejsy i gnejsy.

W celu ścisłego określenia charakteru protolitu kwaśnych skał mylonitycznych z jednostki Cieszowa konieczne są jednak szczegółowe badania petrologiczne, geochemiczne i izotopowe tych rzadkich skał w kaczawskim kompleksie strukturalnym, jak i w całych Sudetach. Bezcelne do tych przyszłych badań specjalistycznych będą archiwalne rdzenie z otworów Cieszów PIG 1 i Cieszów PIG 2.

Jednostka Cieszowa i jej kontakt z depresją Świebodziec zostały zuskokowane po waryscyjskich procesach tektono-metamorficznych, najprawdopodobniej podczas regionalnej ekstensji późnokarbońsko-wczesopermskiej. Uskoki te były reaktywowane podczas ruchów laramijskich i (lub) młodoolpejskich. W czasie ekstensji późnopaleozoicznej decydujące znaczenie miał rozwój systemu podłużnych (względem foliacji  $S_1$ ) uskoków o prawie równoleżnikowym biegu, jak uskoki Domanowa. Jednostka Cieszowa i jej kontakt z depresją Świebodziec uległy dodatkowym deformacjom dysjunktywnym podczas laramijskich i młodoolpejskich ruchów tektonicznych. Kruche skały uskokowe jednostki Cieszowa mogą stanowić fragmenty złożonego systemu sudeckiego uskoku brzeżnego.

Populacje prawdopodobnie alpejskich uskoków, wydzielone w jednostce Cieszowa, powstały w zmieniających się warunkach reżimu naprężeń. Uskoki inwersyjne, z nasuwaniem ku N, były wywołane reżimem kompresyjnym  $D_{K-A}$  o prawie południkowej osi  $\sigma_1$  naprężenia głównego. Uskoki przesuwczo-inwersyjne z przemieszczeniami głównie ku E rozwijały się w reżimie kompresyjno-transpresyjnym  $D_{K-TR}$  o osi  $\sigma_1$  nachylonej łagodnie ku WSW lub ENE. Dwie populacje uskoków przesuwczych z przemieszczeniami ku W, SW i NW powstały w reżimie przesuwczym  $D_{P-B}$  o osi  $\sigma_1$  nachylonej naprężenia głównego ku W i WSW lub ESE.

**Podziękowania.** Badania przeprowadzono w ramach zadania geologicznego nr 6 „Rozpoznanie geologiczne nasunięcia kaczawskiego kompleksu strukturalnego w depresji Świebodziec ze szczególnym uwzględnieniem kataklazytów z Cieszowa”. Otwory Cieszów PIG 1 i Cieszów PIG 2 wykonano w ramach programu badawczego pt.: „Zintegrowany program płytkich wierceń badawczych dla rozwiązania istotnych problemów budowy geologicznej Polski”, a zrealizowanego przez PIG-PIB na zlecenie Ministerstwa Środowiska. Panu Prof. Ryszardowi Kryzie dziękuję za wnikliwą i merytoryczną recenzję, która udoskonaliała ostateczną wersję tej monografii, chociaż jako recenzent zaznaczył, przy pozytywnej ocenie pracy, że nie oznacza to, że zgadza się w całej rozciągłości z przedstawioną interpretacją geologiczną. Paniom dr inż. Oldze Rosowieckiej i mgr Justynie Pacule dziękuję za koordynowanie prac i pomoc organizacyjną w czasie realizacji tego programu badawczego. Pani dr Honoracie Awdankiewicz dziękuję za wykonanie planowych prac petrograficznych i interpretacje danych geochemicznych; dane te będą przedmiotem osobnej publikacji. Szczególne wyrazy wdzięczności kieruję do Pani technik Doroty Czerskiej za wykonanie większości załączników graficznych.

## LITERATURA

- ACHRAMOWICZ S., CYMERMAN Z., 1992 — Struktury liniowe głównie w skałach metamorficznych. *W: Badania elementów tektoniki na potrzeby kartografii wiertniczej i powierzchniowej* (red. M. Mierzejewski). *Instr. Met. Bad. Geol.*, **51**: 96–104.
- ADAMOVIČ J., COUBAL M., 1999 — Intrusive geometries and Cenozoic stress history of the northern part of the Bohemian Massif. *Geolines*, **9**: 5–14.
- ALEKSANDROWSKI P., 1995 — Rola wielkoskalowych przemieszczeń przesuwczych w ukształtowaniu waryscyjskiej struktury Sudetów. *Prz. Geol.*, **43**, 9: 745–754.
- ALEKSANDROWSKI P., 1998 — The Intra-Sudetic Fault Zone and the Variscan strike-slip tectonics in the West Sudetes. *Geolines*, **6**: 6–8.
- ALEKSANDROWSKI P., MAZUR S., 2002 — Collage tectonics in the north-easternmost part of the Variscan Belt: the Sudetes, Bohemian Massif. *W: Palaeozoic Amalgamation of Central Europe* (J.A. Winchester i in.). *Geol. Soc. Spec. Publ. London*, **201**: 237–277.
- ALEKSANDROWSKI P., MAZUR S., SZCZEPAŃSKI J., 2010 — Zarys budowy i ewolucji tektonicznej waryscyjskiej struktury Sudetów – odpowiedź. *Prz. Geol.*, **58**, 10: 1001–1009.
- ALEKSANDROWSKI P., KRYZA R., MAZUR S., ŻABA J., 1997 — Kinematic data on major Variscan strike-slip faults and shear zones in the Polish Sudetes, northeast Bohemian Massif. *Geol. Mag.*, **134**: 727–739.
- ALSOP G.I., HOLDSWORTH R.E., 2002 — The geometry and kinematic of flow perturbation folds. *Tectonophysics*, **350**: 99–125.
- ANGELIER J., 1979 — Determination of the mean principal directions of stress for a given fault population. *Tectonophysics*, **56**: T17–T26.
- ANGELIER J., 1984 — Tectonic analysis of fault slip data sets. *J. Geoph. Res.*, **89**: 5835–5848.
- ANGELIER J., 1989 — From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. *J. Struct. Geol.*, **11**: 37–50.
- ANGELIER J., 1994 — Paleostress Determinations. *W: Continental Deformations* (red. P.L. Hancock): 53–100. Pergamon Press, Tarrytown, N.Y.
- ARTHAUD F., MATTE P., 1977 — Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**: 1305–1320.
- BADURA J., 1996 — Morfotektonika Obniżenia Żytawsko-Zgorzeleckiego. *Prz. Geol.*, **44**: 1239–1243.
- BADURA J., ZUCHIEWICZ W., PRZYBYLSKI B., 2004 — The Sudetic Marginal Fault, SW Poland: a reactivated sinistral-normal fault. *Geolines*, **17**: 17–18.
- BADURA J., ZUCHIEWICZ W., GÓRECKI A., SROKA W., PRZYBYLSKI B., ZYSZKOWSKA M., 2003 — Morphotectonic properties of the Sudetic Marginal Fault, SW Poland. *Acta Montana A*, **24**, 131: 21–49.
- BADURA J., ZUCHIEWICZ W., ŠTĚPANČÍKOVÁ P., PRZYBYLSKI B., KONTNY B., CACON S., 2007 — The Sudetic Marginal Fault: A young morphotectonic feature at the NE margin of the Bohemian Massif, Central Europe. *Acta Geodyn. Geomater*, **4**, 148: 7–29.
- BAILEY C.M., FRANCIS B.E., FAHRNEY E.E., 2004 — Strain and vorticity analysis of transpressional high-strain zones from the Virginia Piedmont, USA. *W: Flow Processes in Faults and Shear Zones* (red. G.I. Alshoji in.). *Geol. Soc. Spec. Publ. London*, **224**: 249–264.
- BARANOWSKI Z., HAYDUKIEWICZ A., KRYZA R., LORENC S., MUSZYŃSKI A., URBANEK Z., 1987 — Rozwój struktury wschodniej części Gór Kaczawskich na podstawie dotychczasowego rozpoznania stratygrafii, warunków sedymentacji i wulkanizmu. *W: Przewodnik 58 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Wałbrzych*: 61–73. Zakład Graficzny AGH, Kraków.
- BARANOWSKI Z., HAYDUKIEWICZ A., KRYZA R., LORENC S., MUSZYŃSKI A., URBANEK Z., 1998 — Litologia i geneza zmetamorfizowanych skał osadowych i wulkanicznych jednostki Chełmca (Góry Kaczawskie). *Geol. Sudet.*, **31**: 33–59.
- BARANOWSKI Z., HAYDUKIEWICZ A., KRYZA R., LORENC S., MUSZYŃSKI A., SOLECKI A., URBANEK Z., 1990 — Outline of the geology of the Góry Kaczawskie (Sudetes, Poland). *Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh.*, **179**, 2/3: 223–257.
- BEDERKE E., 1929 — Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten: stratigraphisch- und petrographisch-tektonische Untersuchungen in der Eulengebirgsgruppe. *Fortschr. Geopl. Palont.*, **7**, 23: 429–524.
- BEHR H.J., ENGEL W., FRANKE W., GIESE P., WEBER K., 1984 — The Variscan belt in Central Europe: main structures, geodynamic implications, open questions. *Tectonophysics*, **109**: 15–40.
- BELL T.H., 1985 — Deformation partitioning and porphyroblast rotation in metamorphic rocks: a radical reinterpretation. *J. Metam. Geol.*, **3**: 109–118.
- BERG G., 1935 — Geologische Übersichtskarte von Deutschland. 132. Hirschberg. Abteilung Preußen und Nachbarländer. Herausgegeben von der Preußen Geologischen Landesanstalt. Berlin.
- BERGERAT F., 1987 — Stress fields in the European platform at the time of the Africa–Eurasian collision. *Tectonics*, **6**, 2, 99–132.
- BERTHÉ D., CHOUKROUNE P., JEGOUZO P., 1979 — Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, **1**, 1: 31–42.
- BOYER S.E., ELLIOTT D., 1982 — Thrust systems. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, **66**: 1196–1230.
- BRANDON WEIL A., GUTIÉRREZ-ALONSO G., JOHNSTON S.T., PASTOR-GALÁN D., 2013 — Kinematic constraints on buckling a lithospheric-scale orocline along the northern margin of Gondwana: a geological synthesis. *Tectonophysics*, **582**: 25–49.
- BRODIE K., FETTES D., HARTE B., SCHMID R., 2007 — Structural terms including fault rock terms. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks. Web version of 01.02.07.
- CHESTER F.M., 1989 — Dynamic recrystallization in semi-brittle faults. *J. Struct. Geol.*, **11**, 7: 847–858.
- CHESTER F.M., FRIEDMAN M., LOGAN J.M., 1985 — Foliated cataclases. *Tectonophysics*, **111**: 139–146.
- CHESTER F.M., LOGAN J.M., 1987 — Composite planar fabric of gouge from the Punchbowl Fault, California. *J. Struct. Geol.*, **9**: 621–634.
- CHOPIN F., SCHULMANN K., SKRZYPEK E., LEHMANN J., DUJARDIN J.R., MARTELAT J.E., LEXA O., CORSINI M., EDEL J.B., ŠTÍPSKÁ P., PITRA P., 2012 — Crustal influx, indentation, ductile thinning and gravity redistribution in a continental wedge: Building a Moldanubian mantled gneiss dome with underthrust Saxothuringian material (European Variscan belt). *Tectonics*, **31**, 1: TC1013.

- COLLINS A.S., KRYZA R., ZALASIEWICZ J., 2000 — Macrofabric fingerprints of Late Devonian-Early Carboniferous subduction in the Polish Variscides, the Kaczawa complex, Sude-tes. *J. Geol. Soc.*, **157**: 283–288.
- COOPER M.A., GARTON M.R., HOSSACK J.R., 1983 — The origin of the Basse Normandie duplex, Boulonnais, France. *J. Struct. Geol.*, **5**, 2: 139–152.
- CORSINI M., VAUCHEZ A., CABY R., 1996 — Ductile duplexing at a bend of a continental-scale strike-slip shear zone: example from NE Brazil. *J. Struct. Geol.*, **18**, 4: 385–394.
- CROWLEY Q., FLOYD P., WINCHESTER J., FRANKE W., HOLLAND J., 2000 — Early Palaeozoic rift-related magmatism in Variscan Europe: Fragmentation of the Armorican Terrane Assemblage. *Terra Nova*, **12**: 171–180.
- CSONTOS L., VÖRÖS A., 2004 — Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **210**: 1–56.
- CYMERMAN Z., 1988 — Znaczenie porozdzielania deformacyjne-ego w analizie strukturalnej. *Prz. Geol.*, **36**, 10: 582–588.
- CYMERMAN Z., 1989a — Określanie zwrotu ścinania. *Prz. Geol.*, **37**, 12: 605–613.
- CYMERMAN Z., 1989b — Charakterystyka i znaczenie lineacji ekstensyjnej. *Prz. Geol.*, **37**, 10: 488–494.
- CYMERMAN Z., 1998a — Uskok śródsudecki a regionalne strefy ścinań podatnych w Sudetach. *Prz. Geol.*, **46**, 7: 609–616.
- CYMERMAN Z., 1998b — Młodoalpejskie fałdy w depresji północno-sudeckiej: przykłady z wapienia muszlowego z Raciborowic. *Prz. Geol.*, **46**, 4: 348–354.
- CYMERMAN Z., 1999 — Alpejska transpresja w Sudetach. *Prz. Geol.*, **47**, 10: 942–945.
- CYMERMAN Z., 2000 — Palaeozoic orogeneses in the Sudetes: a geodynamic model. *Geol. Quart.*, **44**, 1: 59–80.
- CYMERMAN Z., 2002 — Analiza strukturalno-kinematyczna i waryscyjska ewolucja tektoniczna kompleksu kaczawskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **175**: 147.
- CYMERMAN Z., 2004 — Tectonic map of the Sudetes and the Fore-Sudetic block 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- CYMERMAN Z., 2009a — Projekt prac geologicznych na wykonanie otworu badawczego Cieszów PIG-1, Problemu nr 6 pt.: „Rozpoznanie geologiczne nasunięcia kaczawskiego kompleksu strukturalnego w depresji Świebodziec ze szczególnym uwzględnieniem kataklazytów z Cieszowa”. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- CYMERMAN Z., 2009b — Projekt prac geologicznych na wykonanie otworu badawczego Cieszów PIG-2, Problemu nr 6 pt.: „Rozpoznanie geologiczne nasunięcia kaczawskiego kompleksu strukturalnego w depresji Świebodziec ze szczególnym uwzględnieniem kataklazytów z Cieszowa”. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- CYMERMAN Z., 2009c — Analiza dynamiczna neogeńskich uskóków z kopalni węgla brunatnego „Turów” (Obniżenie żyta-wsko-zgorzeleckie). *W: VIII Ogólnopolska Konferencja z cyklu „Neotektonika Polski” – Neotektonika Europy Środkowej. Szklarska Poręba-Turoszów 24–27 czerwca 2009 r. Materiały konferencyjne (red. J. Badura i in.): 17–18. Komisja Neotektoniki Komitetu Badań Czwartorzędu PAN, Wrocław.*
- CYMERMAN Z., 2009d — Porównanie wyników analizy paleona-prężnień uskóków neogeńskich z kopalni węgla brunatnego „Turów” i uskóków ze wschodniołużyckich granitoidów kadom-skich z obniżenia żyta-wsko-zgorzeleckiego z innymi danymi regionalnymi o tensorach naprężenia. *W: VIII Ogólnopolska Konferencja z cyklu „Neotektonika Polski” – Neotektonika Eu-ropy Środkowej. Szklarska Poręba-Turoszów 24–27 czerwca 2009 r. Materiały konferencyjne (red. J. Badura i in.): 19–20. Komisja Neotektoniki Komitetu Badań Czwartorzędu PAN, Wrocław.*
- CYMERMAN Z., 2009e — Analiza paleona-prężnień w piaskowcach tu-ronu na Górze Czerwoniak koło Kłodzka (Rów Górnej Nysy Kłodzkiej). *W: VIII Ogólnopolska Konferencja z cyklu „Neotek-tonika Polski” – Neotektonika Europy Środkowej. Szklarska Porę-ba-Turoszów 24–27 czerwca 2009 r. Materiały konferencyjne (red. J. Badura i in.): 12. Komisja Neotektoniki Komitetu Badań Czwartorzędu PAN, Wrocław.*
- CYMERMAN Z., 2010 — Zarys budowy i ewolucja tektoniczna waryscyjskiej struktury Sudetów – polemika. *Prz. Geol.*, **58**, 10: 998–1001.
- CYMERMAN Z., AWDANKIEWICZ H., 2011 — Rozpoznanie geo-logiczne nasunięcia kaczawskiego kompleksu strukturalnego w depresji Świebodziec ze szczególnym uwzględnieniem katakla-zytów z Cieszowa. Problem 6. *W: Opracowanie wyników badań w ramach tematu „Zintegrowany program płytkich wierceń ba-dawczych dla rozwiązania istotnych problemów budowy geo-logicznej Polski – VII”. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.*
- CYMERMAN Z., MASTALERZ K., 1995 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów 1:25 000, ark. Mar-ciszów. Wyd. Geol., Inst. Geol., Warszawa.
- CYMERMAN Z., PIASECKI M.A.J., 1994 — The Terrane concept in the Sudetes, Bohemian Massif. *Geol. Quart.*, **38**: 191–210.
- CYMERMAN Z., BADURA J., PRZYBYLSKI B., RĄCZKOW-SKI W., SZYMKAREK E., TOMASZCZYK M., WASILUK R., WÓJCIK A., 2008 — Opracowanie i wdrożenie nowej me-todyki zintegrowanej analizy paleona-prężnień i morfostruktur dla wybranych obszarów Sudetów i Podhala. Opracowanie archi-walne. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa, Wrocław.
- DADLEZ R., JAROSZEWSKI W., 1994 — Tektonika. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- DATHE E., ZIMMERMANN E., 1912 — Erläuterungen zur Blatt Freiburg. Lieferung 145 der geologischen Karte von Preussen, 135 und benachbarten deutschen Ländern im M. 1:25 000. Pre-uss geol. Landesanst., Berlin.
- DELVAUX D., SPERNER B., 2003 — New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. *Geol. Soc., Spec. Publ., London*, **212**: 75–100.
- DELVAUX D., MOEYS R., STAPEL G., PETIT C., LEVI K., MI-ROSHNICHENKO A., RUZHICH V., SAN'KOV V., 1997 — Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal re-gion, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting. *Tectonophysics*, **282**, 1/4: 1–38.
- DEWEY J.F., HOLDSWORTH R.E., STRACHAN R.A., 1998 — Transpression and transtension zones. *W: Continental transpres-sional and transtensional tectonics (red. R.E. Holdsworth i in.). Geol. Soc., Spec. Publ., London*, **135**: 1–14.
- DIAS R., RIBEIRO A.M., 1994 — Constriction in a transpressive regime: an example in the Iberian branch of the Ibero-Armori-can arc. *J. Struct. Geol.*, **16**: 1543–1554.
- DOBLAS M., 1998 — Slickenside kinematic indicators. *Tecton-ophysics*, **295**, 1/2: 187–197.
- DON J., 1984 — Kaledonidy i waryscydy Sudetów Zachodnich. *Prz. Geol.*, **32**, 8/9: 459–468.
- DON J., 1990 — The differences in Paleozoic facies-structural evo-lution of the Western Sudetes. *Neues Jahrb. Geol. Paläont.*, **179**, 2/3: 307–328.
- DON J., 1995 — Problem hercynidów i waryscydy w Sudetach. *Prz. Geol.*, **43**, 9: 738–744.
- DRUGUET E., ALSOP G., CARRERAS J., 2009 — Coeval brittle and ductile structures associated with extreme deformation par-

- tioning in a multilayer sequence. *J. Struct. Geol.*, **31**, 5: 498–511.
- DUPIN J.M., SASSI W., ANGELIER J., 1993 — Homogeneous stress hypothesis and actual fault slip: a distinct element analysis. *J. Struct. Geol.*, **15**, 8: 1033–1043.
- DYJOR S., 1993 — Etapy blokowego rozwoju Sudetów i ich przedpola w neogenie i starszym czwartorzędzie. *Folia Quatern.*, **64**: 25–41.
- DYJOR S., 1995 — Young Quaternary and recent crustal movements in Lower Silesia, SW Poland. *Folia Quatern.*, **66**: 51–58.
- DŻUŁYŃSKI S., KOTLARCZYK J., 1965 — Tectoglyphs on slickensided surfaces. *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sci. Géol. Géogr.*, **13**: 149–154.
- FETTES D., DESMONS J.I. (red.), 2007 — Metamorphic rocks, a classification and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks. Cambridge University Press.
- FIELTIZ W., 1992 — Variscan transpressive inversion in the northwestern central Rhenohercynian belt of western Germany. *J. Struct. Geol.*, **14**: 547–563.
- FLEISCHMAN K.H., NEMCOK M., 1991 — Paleostress inversion of fault/slip data using the shear stress solution of Means. *Tectonophysics*, **196**, 195–202.
- FOSSEN H., TIKOFF B., 1993 — The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to transpression-transension tectonics. *J. Struct. Geol.*, **15**: 413–422.
- FRANKE W., 2000 — The mid-European segment of the Variscides: Tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. *W: Orogenic processes: Quantification and modelling, Variscan Belt* (red. W. Franke i in.). *Geol. Soc., Spec. Publ., London*, **179**: 35–64.
- FURNES H., KRYZA R., MUSZYŃSKI A., 1989 — Geology and geochemistry of Early Paleozoic volcanics of the Świerżawa Unit, Kaczawa Mts., W. Sudetes, Poland. *Neues Jahrb. Geol. Paläont. Monatsh.*, **3**: 136–154.
- FURNESH., KRYZA R., MUSZYŃSKI A., PIN C., GARMANN L.B., 1994 — Geochemical evidence for progressive rift-related volcanism in the eastern Variscides. *J. Geol. Soc.*, **151**: 91–109.
- GANNE J., BETTS P.G., WEINBERG R., NOBLE M., 2005 — Structural complexity in the Curnamona Province (South Australia): polyphase strain partitioning and reactivation. *Pre-camb. Res.*, **143**: 50–74.
- GEPHART J.W., 1990 — FMSI; a Fortran program for inverting fault/slickenside and earthquake focal mechanism data to obtain the regional stress tensor. *Comput. & Geosc.*, **16**, 7: 953–989.
- GORCZYCA-SKAŁA J., 1977 — Budowa geologiczna rowu Wlenia. *Geol. Sudet.*, **12**, 1: 71–102.
- GROCHOLSKI A., 1977 — Uskok sudecki brzeżny a zagadnienie wulkanotektoniki trzeciorzędowej. *Acta. Univ. Wratisl. Pr. Geol.-Miner.*, **378**, 6: 89–100.
- GUILLOPE M., POIRIER J.P., 1979 — Dynamic recrystallization during creep of single-crystalline halite: an experimental study. *J. Geoph. Res.*, **84**: 5557–5567.
- HAINES S.H., VAN DER PLUIJM B.A., 2008 — Clay quantification and Ar–Ar dating of synthetic and natural gouge: application to the Miocene Sierra Mazatan detachment fault, Sonora, Mexico. *J. Struct. Geol.*, **30**: 525–538.
- HANDY M.R., 1989 — Deformation regimes and rheological evolution of fault zones in the lithosphere: the effects of pressure, temperature, grain-size and time. *Tectonophysics*, **163**: 119–152.
- HANDY M.R., BABIST J., WAGNER R., ROSENBERG C., KONRAD M., 2005 — Decoupling and its relation to strain partitioning in continental lithosphere: insight from the Periadriatic fault system (Eastern Alps). *W: Deformation mechanisms, rheology and tectonics: from minerals to lithosphere* (red. D. Gapsis i in.). *Geol. Soc., Spec. Publ., London*, **243**: 249–276.
- HANMER S., PASSCHIER C.W., 1991 — Shear sense indicators: a review. *Geol. Surv. Can. Pap.*, **90**, 117: 72.
- HARLAND W., 1971 — Tectonic transpression in the Caledonian Spitsbergen. *Geol. Mag.*, **108**: 27–42.
- HATCHER R.D., Jr., 1995 — Structural Geology. Principles, concepts, and problems. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- HAYDUKIEWICZ A., URBANEK Z., 1986 — Zmetamorfizowane skały dewońskie we wschodniej części Bolkowa (Góry Kaczawskie). *Geol. Sudet.*, **20**, 1: 185–196.
- HAYDUKIEWICZ A., URBANEK Z., 1987 — Melanż z Rzeszówka. *W: Przewodnik 58 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Wałbrzych*: 112–114. Zakład Graficzny AGH, Kraków.
- HAVÍŘ J., 2004 — Orientations of recent principal stress axes in the Jeseníky region. *Acta Geodyn. Geomater.*, **3**, 135: 31–33.
- HIGGINS M.W., 1971 — Cataclastic rocks: Washington, D.C., U.S. *Geol. Surv. Prof. Pap.*, **687**: 97.
- HILMAN M., 1993 — A Lotus 1-2-3 diamond drillhole structural manipulation spreadsheet: drillcore structural data generation. *Comput. & Geosc.*, **29**: 343–354.
- HOLDSWORTH R.E., TAVARNELLI E., CLEGG P., PINHEIRO R.V.L., JONES R.R., MCCAFFREY K.J.W., 2002 — Domainal deformation patterns and strain partitioning during transpression: an example from the Southern Uplands terrane, Scotland. *J. Geol. Soc.*, **159**: 401–415.
- ISMAT Z., MITRA G., 2005 — Folding by cataclastic flow: evolution of controlling factors during deformation. *J. Struct. Geol.*, **27**: 2181–2203.
- JAROSIŃSKI M., 1998 — Contemporary stress field distortion in the Polish part of the Western Outer Carpathians and their basement. *Tectonophysics*, **297**: 91–119.
- JAROSIŃSKI M., 2005 — Ongoing tectonic reactivation of the Outer Carpathians and its impact on the foreland: results of borehole breakout measurements in Poland. *Tectonophysics*, **410**: 189–216.
- JAROSIŃSKI M., 2006 — Recent tectonic stress field investigations in Poland: a state of the art. *Geol. Quart.*, **50**: 303–321.
- JAROSIŃSKI M., 2012 — Compressive deformations and stress propagation in intracontinental lithosphere: Finite element modeling along the Dinarides–East European Craton profile. *Tectonophysics*, **526–529**: 24–41.
- JAROSZEWSKI W., 1972 — Drobnostrukuralne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. *Stud. Geol. Pol.*, **38**: 215.
- JAROSZEWSKI W., MARKS L., RADOMSKI A., 1985 — Słownik geologii dynamicznej. Wyd. Geol., Warszawa.
- JOHNSTON J.D., TAIT J.A., OLIVER G.J., MURPHY F.C., 1994 — Evidence for a Caledonian orogeny in Poland. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, **85**: 131–142.
- JONES R.R., HOLDSWORTH R.E., CLEGG P., MCCAFFREY K., TAVARNELLI E., 2004 — Inclined transpression. *J. Struct. Geol.*, **26**: 1531–1548.
- KEMNITZ, H., ROMER R. L., ONCKEN O., 2002 — Gondwana breakup and the northern margin of the Saxothuringian belt (Variscides of Central Europe). *Int. J. Earth Sci.*, **91**: 246–259.
- KILICK A., 2003 — Fault rock classification: an aid to structural interpretation in mine and exploration geology. *South Afr. J. Geol.*, **106**, 4: 395–402.

- KOZDRÓJ W., TURNIAK K., TICHOMIROWA M., BOMBACH K., ZIÓLKOWSKA-KOZDRÓJ M., 2006 — Cambrian stages of magmatic activity in Kaczawa Metamorphic Complex (West Sudetes, SW Poland) — new evidence from zircon Pb-Pb evaporation datings. *Miner. Pol. Sp. Papers*, **29**: 148–151.
- KRALIK M., KLIMA K., RIEDMÜLLER G., 1987 — Dating fault gouges. *Nature*, **327**: 315–317.
- KRALIK M., CLAUER N., HOLNSTEINER R., HUEMER H., KAPPEL F., 1992 — Recurrent fault activity in the Grimsel test site (GTS, Switzerland): revealed by Rb–Sr, K–Ar and tritium isotope techniques. *J. Geol. Soc.*, **149**: 293–301.
- KRANTZ R.W., 1995 — The transpressional strain model applied to strike-slip, oblique-convergent and oblique-divergent deformation. *J. Struct. Geol.*, **17**: 1125–1137.
- KRÖNER U., MANSY J.-L., MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., HANN H.P., HUCKRIEDE H., LACQUEMENT F., LAMARCHE J., LEDRU P., PHARAOH T.C., ZEDLER H., ZEH A., ZULAUF G., 2008 — Variscan tectonics. *W: The Geology of Central Europe* (red. T. McCann): 599–664. The Geological Society, London.
- KRYZA R., 1993 — Zasadowe skały metawulkaniczne środkowej części Gór Kaczawskich. Studium petrologiczne. *Acta Univ. Wratisl. Pr. Geol.-Miner.*, **39**: 139.
- KRYZA R., 2008 — The Variscides in the West Sudetes: geological setting and review of tectonic models. *Miner. Sp. Papers*, **32**: 21–27.
- KRYZA R., KULCZYŃSKI M., 2000 — Preliminary results of a new study on the “Cieszów cataclasites”, Świebodziński Basin, Central Sudetes. *Pr. Specjalne P TM*, **17**: 198–200.
- KRYZA R., MAZUR S., 1995a — A strike-slip boundary between two HP low-grade metamorphic complexes in the Western Sudetes (NE Bohemian Massif). International Conference „Thermal and Mechanical Interactions in Deep Seated Rocks, Praha, 27.09–1.10.95.
- KRYZA R., MAZUR S., 1995b — Przełom Bobru pomiędzy Ciechanowicami a Janowicami Wielkimi: Kontakt wschodniej okrywy granitu Karkonoszy z metamorfikiem Gór Kaczawskich w strefie uskoku śródsudeckiego. *W: Wybrane zjawiska tektoniczne w masywach granitoidowych Dolnego Śląska* (red. M. Mierzejewski): 59–70. Wrocław.
- KRYZA R., MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., ZALASIEWICZ J.A., SERGEEV S., PRESNYAKOV S., 2007a — Early Palaeozoic initial-rift volcanism in the Central European Variscides (the Kaczawa Mountains, Sudetes, SW Poland): evidence from SIMS dating of zircons. *J. Geol. Soc.*, **164**: 1207–1215.
- KRYZA R., MUSZYŃSKI A., 1988 — Metamorphosed diabasic sill sediment complex from Wojcieszów: mineralogical and geochemical evidence of Lower Paleozoic early-stage rifting in the Western Sudetes, SW Poland. *Miner. Pol.*, **19**, 1: 3–18.
- KRYZA R., MUSZYŃSKI A., 1992 — Pre-Variscan volcanic-sedimentary succession of the central southern Góry Kaczawskie, SW Poland outline geology. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **62**, 2: 117–140.
- KRYZA R., MUSZYŃSKI A., VIELZEUF D., 1990 — Glaucophane-bearing assemblage overprinted by greenschist-facies metamorphism in the Variscan Kaczawa complex, Sudetes, Poland. *J. Metam. Geol.*, **8**: 345–355.
- KRYZA R., MUSZYŃSKI A., TURNIAK K., ZALASIEWICZ J.A., 1994 — A Lower Palaeozoic shallow water sequence in the eastern European Variscides (SW Poland): provenance and depositional history. *Geol. Rdsch.*, **83**: 5–19.
- KRYZA R., WILLINER A.P., MASSONE H.-J., MUSZYŃSKI A., SCHERTL H.-P., 2011 — Blueschist-facies metamorphism in the Kaczawa Mountains (Sudetes, SW Poland) of the Central-European Variscides: PT constraints from a jadeite-bearing metatrachyte. *Miner. Mag.*, **75**: 241–263.
- KRYZA R., ZALASIEWICZ J.A., MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., SERGEEV S., LARIONOV A., 2007b — Precambrian crustal contribution to the Variscan accretionary prism of the Kaczawa Mountains (Sudetes, SW Poland): evidence from SHRIMP dating of detrital zircons. *Int. J. Earth Sci.*, **96**: 1153–1162.
- KRZYSZKOWSKI D., MIGOŃ P., SROKA W., 1995 — Neotectonic Quaternary history of the Sudetic Marginal Fault, SW Poland. *Folia Quatern.*, **66**: 73–98.
- KULCZYŃSKI M., 2006 — Petrological features of the Cieszów mylonites (SW Kaczawa Complex, Sudetes) and their petrogenetic significance. *Miner. Pol. Sp. Papers*, **29**: 156–159.
- LARDEAUX J.M., LEDRU P., DANIEL I., DUCHENE S., 2001 — The Variscan French Massif Central – a new addition to the ultrahigh-pressure metamorphic “club”: exhumation processes and geodynamic consequences. *Tectonophysics*, **332**: 143–167.
- LISTER G.S., SNOKE A.W., 1984 — S-C mylonites. *J. Struct. Geol.*, **6**: 617–638.
- LISTER G.S., WILLIAMS P.F., 1983 — The partitioning of deformation in flowing rock masses. *Tectonophysics*, **92**: 1–33.
- MAJEROWICZ A., MIERZEJEWSKI M., 1995 — Petrologia, pozycja tektoniczna i geotektoniczna skał krystalicznych NE i SE osłony masywu granitowego Strzegom-Sobótka. *W: Przew. 66 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 59–84.
- MAJEROWICZ A., PIN C., 1994 — The main petrological problems of the Mt. Ślęza ophiolite complex, Sudetes, Poland. *Zbl. Geol. Palont.*, **1**, 9/10: 989–1018.
- MARTINEZ CATALÁN J.R., ARENAS R., DIAS GARCIA F., ABATI J., 1997 — Variscan accretionary complex of northwest Iberia: Terrane correlation and succession of tectonothermal events. *Geology*, **25**: 1103–1106.
- MATTE P., 2002 — Variscides between the Appalachians and the Urals: Similarities and differences between Paleozoic subduction and collision belts. *W: Variscan-Appalachian Dynamics: The Building of the Late Paleozoic Basement* (red. J.R. Martinez Catalán i in.). *Geol. Soc. Am. Spec. Papers*, **364**: 239–251.
- MATTE P., MALUSKI H., RAJLICH P., FRANKE W., 1990 — Terrane boundaries in the Bohemian Massif: results of large-scale Variscan shearing. *Tectonophysics*, **177**: 151–170.
- MAZUR S., 1998 — Przegląd wskaźników zwrotu ścinania. *Acta Univ. Wratisl. Pr. Geol.-Miner.*, **64**: 41–59.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., KRYZA R., OBERC-DZIEDZIC T., 2006 — The Variscan Orogen in Poland. *Geol. Quart.*, **50**: 89–118.
- MEANS W.D., 1990 — Kinematics, stress, deformation and material behavior. *J. Struct. Geol.*, **12**, 8: 953–971.
- MEANS W.D., HOBBS B.E., LISTER G.S., WILLIAMS P.F., 1980 — Vorticity and non-coaxiality in progressive deformations. *J. Struct. Geol.*, **2**, 3: 371–378.
- MIERZEJEWSKI M.P., 1992 — Sposób badania tektonicznego rdzeni wiertniczych nieorientowanych i orientowanych względem północy. *W: Badania elementowej tektoniki na potrzeby kartografii wiertniczej i powierzchniowej* (red. M.P. Mierzejewski). *Instr. Met. Bad. Geol.*, **51**: 6–12.
- MIERZEJEWSKI M., 1994a — Imbrication of the geological units in the Sudetes, Poland – sectorial shortening of the Lower Silesian orogen, movements of the Góry Sowie gneissic block and its influence on the position of the Lower Silesian ophiolite complex. *Zbl. Geol. Palont.*, **1**, 9/10: 973–988.

- MIERZEJEWSKI M., 1994b — Przemieszczenia fragmentów litosfery a powstanie i ruch magm — wybrane przykłady z regionu sudeckiego i przedsudeckiego. *Geol. Sudet.*, **27**, 1/2: 97–180.
- MUSZYŃSKI A., 1994 — Kwaśne skały metawulkanogeniczne środkowej części Gór Kaczawskich. Studium petrologiczne. Wyd. Nauk. UAM, Poznań.
- NEMCOK M., LISLE R.J., 1995 — A stress inversion procedure for polyphase fault/slip data sets. *J. Struct. Geol.*, **17**: 1445–1453.
- NOVIKOVÁ L., 2010 — Detailed brittle tectonic analysis of the limestones in the quarries near Vápenná village. *Acta Geodyn. Geomater.*, **7**, 2/158: 1–8.
- OBERC J., 1972 — Budowa geologiczna Polski, Tektonika, cz. 2, Sudety i obszary przyległe. Wyd. Geol., Warszawa.
- OBERC J., DYJOR S., 1969 — Uskok sudecki brzeżny. Z badań tektonicznych w Polsce. T. 2. *Biul. Inst. Geol.*, **236**: 42–142.
- OBERC-DZIEDZIC T., KRYZA R., MOCHNACKA K., LARIONOV A., 2010 — Ordovician passive continental margin in the Central-European Variscides: U-Pb zircon data from the SE part of the Karkonosze-Izera Massif, Sudetes, SW Poland. *Int. J. Earth Sci.*, **99**: 27–46.
- OLDOW J.S., BALLY A.W., AVE LALLEMENT H.G., 1990 — Transpression, orogenic float, and lithospheric balance. *Geology*, **18**: 991–994.
- OLIVER G.J., CORFU F., KROGH T.E., 1993 — U-Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana. *J. Geol. Soc.*, **150**: 355–369.
- ORIFE T., LISLE R.J., 2003 — Numerical processing of palaeo-stress results. *J. Struct. Geol.*, **25**, 6: 949–957.
- PASSCHIER C.W., TROUW R.A.J., 1996 — Micro-tectonics. Springer, Berlin.
- PASSCHIER C.W., MANCKTELOW N.S., GRASEMANN B., 2005 — Flow perturbations: a tool to study and characterize heterogeneous deformation. *J. Struct. Geol.*, **27**: 1011–1026.
- PETIT J.P., 1987 — Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rock. *J. Struct. Geol.*, **9**: 597–608.
- PORĘBSKI S.J., 1981 — Sedymentacja utworów górnego dewonu i dolnego karbonu depresji Świebodzic (Sudety Zachodnie). *Geol. Sudet.*, **14**: 101–194.
- PORĘBSKI S.J., 1990 — Onset of coarse clastic sedimentation in the Variscan realm of the Sudetes (SW Poland): an example from the upper Devonian – lower Carboniferous Świebodzice succession. *Neues Jahrb. Geol. Palaont. Abh.*, **179**, 2/3: 259–274.
- PRICE N.J., COSGROVE J.W., 1990 — Analysis of geological structures. Cambridge University Press.
- REITER F., ACS P., 2004 — TectonicsFP; demonstration version available online: <http://www.tectonicsfp.com>.
- RIBEIRO A., MUNHA J., DIAS R., MATEUS A., PEREIRA E., RIBEIRO L., FONSECA P., ARAUJO A., OLIVEIRA T., ROMA H., CHAMINE H., COKE C., PEDRO J., 2007 — Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides. *Tectonics*, **26**, TC6009.
- ROLLINSON H., 2008 — Ophiolitic trondhjemites: a possible analogue for Hadean felsic “crust”. *Terra Nova*, **20**: 364–369.
- ROYDEN L., HORVATH F., BURCHFIEL B.C., 1982 — Transform faulting, extension and subduction in the Carpathian-Pannonian region. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **93**: 715–725.
- RYBAK B., 2006 — Struktury ślizgowe ze stref nasunięć w polskiej części Karpat zewnętrznych. *Prz. Geol.*, **54**, 10: 905–912.
- SANDERSON D.J., MARCHINI W., 1984 — Transpression. *J. Struct. Geol.*, **6**: 449–458.
- SCOTT R.J., BERRY R.F., 2004 — A new method for obtaining and quantifying the reliability of structural data from axially-oriented drill core using a fabric of known orientation. *J. Struct. Geol.*, **26**: 643–658.
- SESTON R., WINCHESTER J.A., PIASECKI M.A.J., CROWLEY Q.G., FLOYD P.A., 2000 — A structural model for the western-central Sudetes: a deformed stack of Variscan thrust sheets. *J. Geol. Soc.*, **157**: 1155–1167.
- SIBSON R.H., 1977 — Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc.*, **133**, 3: 191–213.
- SIMPSON C., 1986 — Determination of movement sense in mylonites. *J. Geol. Educ.*, **34**: 246–261.
- SIMPSON C., SCHMID S., 1983 — An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **94**: 1281–1288.
- SMULIKOWSKI K., 1956 — Katakazyty okolic Cieszowa na Dolnym Śląsku. *Biul. Inst. Geol.*, **112**: 5–77.
- SMULIKOWSKI W., DESMONS J., FETTES D., HARTE B., SASSI F., SCHMID R., 2007 — Types, grade and facies of metamorphism. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07.
- SNOKE A., TULLIS J., TODD V., 1998 — Fault-related rocks: a photographic atlas. Princeton University Press.
- SOLECKI A., 1994 — Tectonics of the North Sudetic Synclinorium. *Acta Univ. Wratisl. Pr. Geol.-Miner.*, **44**: 60.
- STACKEBRANDT W., FRANZKE H.J., 1989 — Alpidic reactivation of the Variscan consolidated lithosphere: the activity of some fracture zone in Central Europe. *Z. Geol. Wiss.*, **17**, 7: 699–712.
- SURACE I.R., CLAUER N., THÉLIN P., PFEIFFER H.R., 2011 — Structural analysis, clay mineralogy and K–Ar dating of fault gouges from Centovalli Line (Central Alps) for reconstruction of their recent activity. *Tectonophysics*, **510**: 80–93.
- SWANSON M.T., 1990 — Extensional duplexing in the York Cliffs strike-slip system, southern coastal Maine. *J. Struct. Geol.*, **12**: 499–512.
- SZAŁAMACHA J., 1978 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1:25 000, ark. Siedlęcín. Inst. Geol., Warszawa.
- SZAŁAMACHA J., SZAŁAMACHA M., 1991 — Ofiolit Leszczyńca w Rudawach Janowickich. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **367**: 61–85.
- TAGAMI T., 2012 — Thermochronological investigation of fault zones. *Tectonophysics*, **538–540**: 67–85.
- TANAKA H., 1992 — Cataclastic lineations. *J. Struct. Geol.*, **14**, 10: 1239–1252.
- TEISSEYRE A., TEISSEYRE J., 1969 — Faulting and sedimentation on the north-western margin of the Intrasudetic Basin. *Bull. Acad. Polon. Sci., Ser. Sci. Géol. Géogr.*, **17**, 1: 41–48.
- TEISSEYRE H., 1948 — Sprawozdanie z badań geologicznych w Sudetach wykonanych w r. 1947. Badania Fizjogr. nad Polską Zachodnią, nr 1. PTPN, Poznań.
- TEISSEYRE H., 1956a — Depresja Świebodzic jako jednostka geologiczna. Z badań geologicznych na Dolnym Śląsku. *Biul. Inst. Geol.*, **106**: 5–60.
- TEISSEYRE H., 1956b — Some remarks on the tectonic structures of Caledonides and Variscides in the Sudeten. *Bull. Acad. Pol. Sci.*, **3**, 4: 165–168.
- TEISSEYRE H., 1956c — Kaledonidy sudeckie i ich waryscyjska przebudowa. *Prz. Geol.*, **4**, 3: 97–104.
- TEISSEYRE H., 1957 — Regionalna geologia Polski. T.3. Sudety, z. 1. Tektonika kaledoniku kaczawskiego. Wyd. Geol., Warszawa.
- TEISSEYRE H., 1962 — Budowa geologiczna elementu Strugi. *Acta Geol. Pol.*, **12**, 3: 393–420.
- TEISSEYRE H., 1967 — Najważniejsze zagadnienia geologii podstawowej w Górach Kaczawskich. *W: Przewodnik 40 Zjazd Pol. Tow. Geol., Zgorzelec*: 11–45. Wyd. Geol., Warszawa.

- TEISSEYRE H., 1968 — Stratygrafia i tektonika depresji Świebodzic. *Biul. Inst. Geol.*, **222**: 77–106.
- TEISSEYRE H., 1972 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów 1:25 000, ark. Stare Bogaczowice. Wyd. Geol., Inst. Geol., Warszawa.
- TEISSEYRE H., 1973 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów 1:25 000, ark. Stare Bogaczowice. Wyd. Geol., Inst. Geol., Warszawa.
- TEISSEYRE H., 1976 — Spękania skalne w południowo-wschodniej części Gór Kaczawskich i północnej części depresji Świebodzic. *Geol. Sudet.*, **11**, 1: 9–51.
- TEISSEYRE H., GAWROŃSKI O., 1966 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów 1:25 000, ark. Świebodzice. Wyd. Geol., Inst. Geol., Warszawa.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., 1953 — Przewodnik do Wybieczek XXIV Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Sudetach w r. 1951. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **21**.
- TIKOFF B., GREENE D., 1997 — Stretching lineations in transpressional shear zones: an example from the Sierra Nevada batholith, California. *J. Struct. Geol.*, **19**: 29–39.
- TWIST R.J., MOORES E.M., 2007 — Structural geology. Sec. Edit. W.H. Freeman and Company, New York.
- van der PLUIJM B.A., HALL C.M., VROLIJK P.J., PEVEAR D.R., COVEY M.C., 2001 — The dating of shallow faults in the Earth's crust. *Nature*, **412**: 172–175.
- van der PLUIJM B.A., VROLIJK P.J., PEVEAR D.R., HALL C.M., SOLUM J., 2006 — Fault dating in the Canadian Rocky Mountains: evidence for late Cretaceous and early Eocene orogenic pulses. *Geology*, **34**: 837–840.
- VAUCHEZ A., 1987 — The development of discrete shear zones in a granite: stress, strain and changes in deformation mechanisms. *Tectonophysics*, **133**: 137–156.
- WHITE S.H., 1982 — Fault rocks of the Moine Thrust Zone: a guide to their nomenclature. *Textures and microstructures*, **4**: 211–221.
- WHITE S.H., BURROWS S.E., CARRERAS J., SHAW N.D., HUMPHREYS F.J., 1980 — On mylonites in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.*, **2**: 175–187.
- WISE D.U., DUNN D.E., ENGELDER J.T., GEISER P.A., HATCHER R.D., KISCH S.A., ODOM A.L., SCHAMEL S., 1984 — Fault related rocks: suggestions for terminology. *Geology*, **12**: 391–394.
- WOODCOCK N., FISCHER M., 1986 — Strike-slip duplexes. *J. Struct. Geol.*, **8**, 7: 725–735.
- WOODCOCK N., MORT K., 2008 — Classification of fault breccias and related fault rocks. *Geol. Mag.*, **145**, 3: 435–440.
- YAMAJI A., 2003 — Are the solutions of stress inversion correct? Visualization of their reliability and the separation of stresses from heterogeneous fault-slip data. *J. Struct. Geol.*, **25**: 241–252.
- YAMAJI A., OTSUBO M., SATO K., 2006 — Paleostress analysis using the Hough transform for separating stresses from heterogeneous fault-slip data. *J. Struct. Geol.*, **28**: 980–990.
- ZECK H.P., 1974 — Cataclasites, hemiclastites, holoclastites, blastoditto, and myloblastites – cataclastic rocks. *Amer. J. Sci.*, **274**: 1064–1073.
- ZIEGLER P.A., CLOETINGH S., VAN WEES J.-D., 1995 — Dynamics of intra-plate compressional deformations: the Alpine foreland and other examples. *Tectonophysics*, **252**: 7–59.
- ZIMMERMANN E., DATHE E., BERG G., 1912 — Geologische Karte von Preussen etc. Blatt Freiburg 1:25 000 (Świebodzice). Preuss. Geol. Landesanst, Berlin.
- ZOBACK M.L., 1992 — First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map Project. *J. Geoph. Res.*, **97** (B8): 11,703–11,728.
- ZUCHIEWICZ W., 1995 — Neotectonics of Poland: a state-of-the-art review. *Folia Quatern.*, **66**: 7–37.
- ZWINGMANN H., MANCKTELOW N., 2004 — Timing of Alpine fault gouges. *Earth and Planet. Sci. Letters*, **223**: 415–425.
- ZWINGMANN H., MANCKTELOW N., ANTOGNINI M., LUCCHINI R., 2010a — Dating of shallow faults: new constraints from the AlpTransit tunnel site (Switzerland). *Geology*, **38**: 487–490.
- ZWINGMANN H., YAMADA K., TAGAMI T., 2010b — Timing of brittle deformation within the Nojima Fault zone, Japan. *Chem. Geol.*, **275**: 176–185.
- ŻABA J., 1999 — Ewolucja strukturalna utworów dolnopaleozoicznych w strefie granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **166**: 1–162.
- ŻABA J., 2003 — Ilustrowany słownik skał i minerałów. Videograf II, Katowice.
- ŻELAŻNIEWICZ A., ALEKSANDROWSKI P., BUŁA Z., KARKOWSKI P.H., KONON A., OSZCZYPKO N., ŚLĘCZKA A., ŻABA J., ŻYTKO K., 2011 — Regionalizacja tektoniczna Polski. Komitet Badań Geologicznych PAN. Wrocław.



## THE CONTACT ZONE BETWEEN THE KACZAWA STRUCTURAL COMPLEX AND THE ŚWIEBODZICE DEPRESSION (CENTRAL SUDETES, SW POLAND) IN THE LIGHT OF THE NEW RESEARCH BOREHOLES OF CIESZÓW PIG 1 AND CIESZÓW PIG 2

**Abstract.** The paper presents the research results of drill cores from two new shallow (up to 200 m depth) boreholes of Cieszów PIG 1 and Cieszów PIG 2, and supplementary field work in the contact zone of the Variscan Kaczawa Structural Complex (Cieszów Unit) rocks with molasse deposits of the Świebodzice Depression. The boreholes provided the opportunity to recognize the lithological section and structural characteristics of the bottom (Cieszów PIG 2) and lateral (Cieszów PIG 1) domains of the Cieszów Unit. The lithology in the Cieszów PIG 1 borehole is represented by abundant greenstones, crystalline limestones (marbles), phyllites and mylonitic granitoids. An abundance of steeply dipping cataclasites and tectonic breccias was also found in this borehole. The Cieszów PIG 2 borehole almost entirely penetrated mylonitic granitoids with thin intercalations of greenstones and chlorite schists. In the rocks of this borehole ductile simple shearing processes were penetrative, with the development of protomylonites and mesomylonites during  $D_1$  deformation. Almost all shear sense indicators show a reverse sense of ductile movements with top-to-the-WSW. In the Cieszów PIG 1 borehole, processes of non-coaxial deformation in ductile conditions were more variable, resulting from the large lithological variation of drilled rocks and deformation regimes, with the strain partitioning during sinistral, oblique transpression. However, the Cieszów Unit

was not overthrust from the “top”, but was pushed obliquely from the “base” of a package of tectonic slices during the Late Viséan deformation  $D_2$ . Deformation  $D_2$  took place mainly under brittle conditions, but was initiated in ductile-brittle conditions. This is indicated by a sequence of various types of fault rocks from both boreholes. The contact of the Cieszów Unit with the Świebodzice Depression was strongly faulted after the main Variscan tectono-metamorphic processes, most likely during Mississippian – Early Permian extension. During this extension, a system of longitudinal (relative to the  $S_1$  foliation strike) faults formed, striking almost due W-E, such as the Domanów Fault. These faults were reactivated during the Alpine movements. Different populations of Alpine faults in the Cieszów Unit originated in various stress regime conditions. Inverse faults with mainly northward displacement were caused by the  $D_{K-A}$  compression regime with almost meridional attitude of the  $\sigma_1$  axis of the main stress. A set of strike-slip-inversion faults with mainly eastward displacements developed in the  $D_{K-TR}$  transpressional – to compressional regimes, with the  $\sigma_1$  axis of the main stress inclined gently towards the WSW or ENE. Two populations of strike-slip faults with displacements toward the W, SW and NW formed in the  $D_{P-B}$  strike-slip regime, with the  $\sigma_1$  axis of the main stress inclined towards the W and WSW or ESE.

**Key words:** fault rocks, shear zones, dynamic analysis, mylonites, cataclasites, Cieszów Unit, boreholes, Variscan orogeny, Kaczawa Structural Complex, Świebodzice Depression.

### SUMMARY

This paper presents the results of research performed on drill cores from two new shallow (up to 200 m depth) boreholes: Cieszów PIG 1 and Cieszów PIG 2, including supplementary field work at the contact zone of the Variscan Kaczawa Structural Complex (Cieszów Unit) and molasse deposits of the Świebodzice Depression. The boreholes provided the opportunity to recognize the lithological section and structural characteristics of bottom (Cieszów PIG 2) and lateral (Cieszów PIG 1) domains of the Cieszów Unit. Completed during 2010–2011, the task of Geological Research

No. 6, entitled “Assessment of the contact area of the Kaczawa Structural Complex with Świebodzice Depression, with a particular attention on Cieszów cataclasites” included two main goals. The first aim was to recognize the contact of the Kaczawa Structural Complex (Cieszów Unit) with the Świebodzice Depression, while the second was to obtain complete drill cores from fault rocks of the Cieszów Unit. The fundamental question posed in the research project was whether the Cieszów Unit, the highest nappes (crystalline sheet), was overthrust from the N or NE over sedimentary

rocks of the Świebodzice Depression (Teisseyre, 1956a, b, c, 1957, 1962, 1968), or the Cieszów Unit rocks were thrust in a transpressional regime with a sinistral component with the top displaced to the W into the Upper Devonian siltstones and greywackes of the Świebodzice Depression (Cymerman, 2002). The Kaczawa Structural Complex comprises various sedimentary and volcanic rocks of Cambro-Ordovician to Late Devonian–Early Carboniferous age (e.g. Haydukiewicz, Urbanek, 1986, 1987; Baranowski *et al.*, 1987, 1990, 1998; Kryza, Muszyński, 1988, 1992; Furnes *et al.*, 1989, 1994; Kryza *et al.*, 1990, 1994, 2007a, b, 2011; Collins *et al.*, 2000; Seston *et al.*, 2000; Cymerman, 2002). These rocks were metamorphosed during the Variscan orogeny with changing conditions ranging from anchizone to glaucophane schist and greenschist facies (e.g. Kryza *et al.*, 1990, 1994, 2007a, b, 2011). Fault rocks (mylonites, cataclasites and fault breccias) occur in some domains, generally striking almost E-W, at the contact of the Kaczawa Structural Complex with the Świebodzice Depression (Fig. 1). “Cataclasites” of the Cieszów Unit could be derived from volcanic rocks and tuffs, or from granites (plagiogranites) (Zimmermann *et al.*, 1912; Berg, 1939; Smulikowski, 1956; Teisseyre, 1973; Szałamacha, Szałamacha, 1991; Kryza, Kulczyński, 2000; Kulczyński, 2006). The contact area of the Kaczawa Structural Complex with the Świebodzice Depression lacks large natural exposures, especially in the domains of cataclasites and mylonites. These fault rocks usually are readily weatherable and denudable.

The Cieszów PIG 1 borehole was intended to reveal in detail the southern part of the fault rocks of the Cieszów Unit near the boundary with the Świebodzice Depression (Fig. 2). This borehole was drilled in Cieszów Dolny at the following coordinates: E 16°16'05.1", N 50°51'55.5" and 359.0 m of elevation. The Cieszów PIG 1 borehole was located a few tens of metres N of the contact of the Cieszów Unit with the Świebodzice Depression deposits. The location of this borehole provided the opportunity for penetration of Upper Devonian siltstones and greywackes of the Świebodzice Depression, at least at the base of the borehole (at about 180 m depth). Unfortunately, the Cieszów PIG 1 borehole did not penetrate sedimentary rocks of the Świebodzice Depression at its final depth (199.9 m).

A simplified section of the Cieszów PIG 1 borehole is as follows:

Depth [m]	Simplified section
0.0–0.5	HOLOCENE soil and subsoil
0.5–36.9	PERMIAN (?GUADALUPIAN)–?CAMBRIAN brecciated granite-gneisses and granitoids, greenstones, phyllonites
36.9–43.7	tectonic breccias and cataclasites
43.7–51.8	brecciated granite-gneisses and granitoids
51.8–53.5	tectonic breccias and cataclasites
53.5–61.3	brecciated gneisses and granites
61.3–61.7	tectonic breccias and cataclasites
61.7–70.2	brecciated gneisses and granites
70.2–77.4	greenstones and brecciated greenstones
77.4–89.8	brecciated gneisses and granites

89.8–92.0	cataclasites and tectonic breccias
92.0–95.8	granitoids, partially brecciated and breccias
95.8–97.5	cataclasites
97.5–100.2	greenstones
100.2–104.8	crystalline limestones
104.8–113.0	greenstones
113.0–118.2	crystalline limestones
118.2–138.0	greenstones
138.0–139.7	crystalline limestones
139.7–140.4	tectonic breccias with fault gouges
140.4–147.0	greenstones
147.0–152.6	brecciated granitoids
152.6–159.0	cataclasites, clay stepped and tectonic breccias
159.0–161.4	crystalline limestones and schists
161.5–169.5	cataclasites, tectonic breccias and fault gouges
169.5–182.2	crystalline limestones, schists and phyllonites
182.2–185.6	greenstones
185.6–199.9	crystalline limestones, greenstones, schists, phyllonites, phyllonites and fault gouges

In the Cieszów PIG 1 borehole there are abundant greenstones, crystalline limestones (marbles) and mylonitic granitoids, with many steeply dipping domains of cataclasites and tectonic breccias. Nearly one third of the crystalline rocks drilled in the Cieszów PIG 1 borehole are basic rocks (greenstones and greenschists). They are, in varying degrees brecciated, and considerably modified in structure and texture. Greenstones often pass into greenschists. Greenstones are dark grey and dark green, usually fine grained, often aphanitic (Plate I: 1). Crystalline limestones (marble) were penetrated at 10 different levels, and account for nearly 14% of the entire drilled crystalline rocks in the Cieszów PIG 1 borehole (Plate I: 3–7). Limestones exhibit varying degrees of penetrative foliation  $S_1$ . This directional fabric is mainly defined by alignment of elongated minerals and lamination, with thick laminae to up several millimetres thick. Frequently associated with the crystalline limestones are calcite-rich phyllites with thin laminae, rare calcite-quartz phyllites, schists and rare quartz-chlorite-sericite and sericite-chlorite-quartz-calcite slates (Plate I: 3–7, Plate III: 5, 6). Brecciated granitoids (Plate I: 1; Plate II: 1, 6) and granites (protomylonites) (Plate I: 2, Plate II: 3, 4) consist mainly of granodiorites and subordinate leucotonalites variably displaying brittle deformation. These rocks consist of porphyroclasts (relicts of granodiorites or leucotonalites) with a relatively low degree of non-coaxial deformation (protocataclasites) existing in the microcrystalline matrix (fine-blastic granites, strongly deformed under ductile conditions). Gneisses (mesomylonites) are characterized by distinct foliation and augen-layered textures (Plate I: 2, Plate II: 5, Plate III: 2–4). Relics of some protoliths and porphyroclasts are found as more or less regular lenses up to almost 15 mm thick. Mesomylonites and especially ultramylonites differ from protomylonites mainly by having a lower content of porphyroclasts and well-developed mylonitic foliation of S-C type (Plate II: 2, 5, Plate III: 1–4). Zones of cataclasites and tectonic breccias are very heterogeneous (Plate I: 5, Plate II, III: Fig 6–8), and were developed in all types of drilled rocks (greenstones, crystalline limestones and granitoids). The cataclasite zones have irregular forms of pods and bands

of variable attitude, mostly steeply dipping. Tectonic breccias are composed of intensely fractured and faulted clay rocks, where the cracks are filled with quartz and (or) calcite and mineral aggregates, such as epidote or chlorite-hematite-quartz (Plate I: 5, 6; Plate II: 7, 8). Cataclasites occur locally among some breccia zones. Mesocataclasites (after granitoid protoliths) have angular or oval fragments up to several millimetres thick and smaller porphyroclasts of quartz and/or plagioclases, inherent in the mass of similar, but finer material (Plate III: 8). Phyllonites are dark grey or grey, often shiny with aligned structure and very fine-grained, generally in the order of hundredths of mm (Plate I: 7), but with a very highly developed slaty fabric. Phyllonites are often diverse in terms of mineral composition. Chlorite and chlorite-sericite-bearing phyllonites are dominant; sericite-chlorite-quartz phyllonites are rarer.

In the Cieszów PIG 1 borehole, processes of non-coaxial deformation in ductile conditions were more variable, resulting partly from a considerable lithological variation of drilled rocks and a heterogeneous deformation regime with strain partitioning during sinistral, oblique transpression. The heterogeneous non-coaxial deformation occurred at different depths and affected all rocks in the Cieszów PIG 1 borehole. This rotational deformation has led to the development of various mylonitic rocks from an initial protolith of magmatic fabric  $S_0$  (magmatic flow) via weakly deformed protomylonites (Plate I: 1, 2; Plate II: 1), and moderately sheared mylonites (Plate II: 3, 4; Plate III: 2, 3, 4) up to extremely sheared ultramylonites (Plate II: 2; Plate III: 1). Numerous and very heterogeneous, ductile shear zones have variable thicknesses usually ranging from several centimetres to a few metres. In some places, there is evidence of total or partial transposition of many ductile shear zones, especially ultramylonites, which was due to the superimposition on the older structures of a younger cataclasite and/or brecciated zone (Plate II: 5–8, Plate III: 7, 8). Almost all shear sense indicators show reverse sense of ductile movements with top-to-the-WSW. In the Cieszów PIG 1, borehole processes of ductile non-coaxial deformation were strongly variable due to the considerable lithological variety of drilled fault rocks and a heterogeneous deformation regime with strain partitioning during sinistral, inclined transpression. In this borehole, a complex foliation  $S_1$  ( $\pm S_0$ ) has dominantly steep dips (typically with values of about 60–70°) throughout the borehole section. Significantly steeper or gentler dips of foliation  $S_1$  ( $\pm S_0$ ), resulting from later local folding, occur only locally.

The Cieszów PIG 2 borehole is located in Chwaliszów. Its geographical coordinates are: E 16°14'07.6", N 50°52'31.3"; terrain elevation is 309.0 m above sea level. This borehole was drilled in a belt of fault rocks several hundred metres wide, mapped in the NW part of the Cieszów Unit. This belt of fault rocks extends in a NE-SW direction. Teisseyre (1956a, 1968) interpreted it as the western limb of the synformal Cieszów Unit. Later, Cymerman (2002), viewed this part of the Cieszów Unit as a lateral ramp of footwall morphology of a thrust sheet.

Simplified section of the Cieszów PIG 2 borehole is as follows:

Depth [m]	Simplified profile
0.0–0.5	HOLOCENE soil and subsoil
0.5–4.0	PLEISTOCENE river gravels and sands
4.0–21.0	PERMIAN (?GUADALUPIAN)–?CAMBRIAN weathered granitoids
21.0–28.3	cataclasites, tectonic breccias and phyllonites
28.3–31.8	28.3–31.8 m brecciated granites
31.8–32.0	tectonic breccias and phyllonites
32.0–33.9	brecciated granites
33.9–35.6	tectonic breccias, phyllonites and brecciated granites
35.6–44.5	brecciated granites and greenstones
44.5–47.0	tectonic breccias
47.0–52.5	phyllonites and brecciated granites
52.5–78.4	granites and gneisses
78.4–79.0	tectonic breccias
79.0–89.8	granites and gneisses
89.8–90.0	ectonic breccias and cataclasites
90.0–98.8	granites and gneisses
98.8–99.8	ataclasites and tectonic breccias
99.8–104.0	brecciated granite and gneisses
104.0–104.2	ectonic breccias
104.2–149.0	brecciated granites, gneisses, greenstones, and chlorite schists
149.0–150.8	cataclasites and tectonic breccias
150.8–167.0	brecciated gneisses and granites
167.0–168.4	tectonic breccias and cataclasites
168.4–173.7	brecciated granites and gneisses
173.7–175.4	tectonic breccias and cataclasites
175.4–184.6	brecciated granites and gneisses
184.6–186.8	phyllonites and tectonic breccias
186.8–200.5	brecciated granites and gneisses

Thus, the lithology of the Cieszów PIG 2 borehole section almost entirely represented by mylonitic granitoids with small intercalations of greenstones and chlorite schists, with varying degrees of non-coaxial deformation. Deformation occurred both in ductile and brittle conditions. The dominant lithology in this borehole is weakly brecciated, indivisible granite (Plate IV: 7, 8; Plate V: 1, 2, 6; Plate VI: 4) and gneiss (Plate IV: 1, 7, 8), which together with cataclased quartz gneiss (Plate IV: 1) constitute almost 60% of the drilled rocks. Similarly looking rocks are weakly brecciated granodiorites (Plate V: 1–3). Granite gneisses and gneisses (Plate IV: 4, 5; Plate V: 3; Plate VI: 1, 2, 3) were drilled at three depth intervals with a total thickness of 45.5 m (25.3% of all rocks in this borehole) These rocks are virtually devoid of signs of cataclasis or are very weakly deformed under brittle conditions. Granite gneisses can be considered as granodiorite mesomylonites, while laminated gneisses as mylonites (orthomylonites), respectively (e.g., Higgins, 1971; Wise *et al.*, 1984; Fettes, Desmons, 2007). Cataclastic greenstones (Plate IV: 6) with structural transitions into greenschists (Plate V: 4) and chlorite schists were drilled at eight depth ranges, totalling only 4.6 m in thickness. The li-

thology of these rocks and their microscopic fabric from the Cieszów PIG 2 borehole does not differ from the data of the Cieszów PIG 1 borehole. It should be emphasized that intensely deformed fault rocks were found at 15 depth intervals in the Cieszów PIG 2 borehole, with a total thickness of 13.4 m. Among the different types of brittle fault rocks, there are mainly tectonic breccias with transitions to cataclasites and phyllonites (Plate IV: 2; Plate V: 5, 7, 8; Plate VI: 5–8). The domains of cataclasites and tectonic breccia are very heterogeneous, with mostly steep orientation. In places, elongated zones of cataclasites are defined by indistinct mylonitic foliation. Cataclasites and microbreccia coexist in such places. A small part of the granitoid cataclasites can be regarded as ultracataclasites (Plate V: 6). These rocks have similar characteristics to the cataclasites described above, but are distinguished by a very low proportion of porphyroclasts, all of them very small. In some thin sections, a network of thin veins composed of carbonate and opaque minerals can be observed. Hematite-rich phyllonites were identified at five depth intervals with a total thickness of 5.1 m. They are rusty and brown-grey rocks with the appearance of phyllites and the grain size typically of the order of hundredths of mm, with mostly steep dips and irregular contacts with the surrounding rocks (Plate IV: 3).

In the Cieszów PIG 2 borehole, as in the Cieszów PIG 1, tectonic structures have been classified into three groups: planar, linear and folded. The planar structures include foliations, mainly of mylonitic S-C type, faults and fractures. Among the linear structures, mineral grain lineation, intersection lineations, slickensides and boudin axes are observed. There are, however, very rare folds, differing in size and morphology. In the Cieszów PIG 2 borehole, processes of ductile simple shearing were penetrative, with the development of protomylonites and mesomylonites during  $D_1$  deformation. Almost all shear sense indicators show a reverse sense of ductile movements with top-to-the-WSW. As a result of detailed structural studies of cores from the Cieszów PIG 2 borehole, numerous and very heterogeneous ductile, transitional ductile-brittle and brittle shear zones have been identified (Plates IV–VI). These zones are characterized by variable thicknesses, usually ranging from several centimetres to several metres. Later, total or partial destruction of many ductile shear zones, especially ultramylonites, was due to superimposition of younger cataclastic and/or tectonic breccia zones.

The Cieszów Unit has been conventionally separated into four structural domains. Two of them include domains around the Cieszów PIG 1 (Fig. 8) and Cieszów PIG 2 (Fig. 9) boreholes and are located in the southern part of the Cieszów Unit. Most of the Cieszów Unit, located between Dolny Cieszów and Jaskulin, is distinguished as the third domain (Fig. 7), while the fourth domain covers the northern part of the Cieszów Unit around Jaskulin, in the area of the so-called Jaskulin Element (Fig. 10). Attitudes of the  $S_1$  foliation from the Cieszów Unit are presented in 12 stereographic  $\beta$ - and  $\pi$ -type, lower hemisphere diagrams (Fig 7–10) and summarized in Table 1. For comparison the,  $S_1$  foliation orientation

from the Sady Górne Unit (Fig. 6) and a few small outcrops of greenstones located in molasse deposits of the Świebodzice Depression are also shown (Fig. 11).

The attitude of penetrative  $S_1$  foliation in the Cieszów Unit is mainly steeply dipping northwards (Figs. 7–9, Tab. 1). The  $L_1$  mineral lineation is almost horizontal and plunges at low angles mostly towards the NW and W, but rarely also to the E and SE (Figs. 6–9, Tab. 1). Kinematic indicators, such as S-C structures, determine the sense of tectonic movements, with the top mainly to the SW or rarely to the NE (Figs. 7–9, Tab. 2).

The contact of the Cieszów Unit with the Świebodzice Depression was strongly faulted, probably just after the main Variscan tecto-metamorphic processes, most likely during the Mississippian–Early Permian extension. During that regional-scale extension, a system of longitudinal (relative to the  $S_1$  foliation strike), mainly W-E-striking faults probably formed, as for example the Domanów Fault. The analysis of fractures from the Kaczawa Structural Complex (Cyerman, 2002), and a new fracture analysis from the Cieszów Unit (Fig. 12, Tab. 3) indicate that the dominant set of diagonal fractures formed as the result of a nearly latitudinal and subhorizontal  $\sigma_1$  stress axis, with an almost meridional and subhorizontal  $\sigma_3$  stress axis. These estimates of palaeostress in this part of the Sudetes Mountains are partially supported by the palaeostress analysis based on a study of faults.

On the basis of fault data from the Cieszów Unit (Fig. 13), it has been possible to determine the main stress axis ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ). Four calculation methods for these findings were used: (1) direct inversion (INV), (2) numerical-dynamical analysis (NDA), (3) dihedra (DIH) and (4) Pt-axes (PTB). With a population of 105 faults from the Cieszów Unit nearly half of all measured faults have not been analyzed for the calculation. It was due to a variety of factors, mainly too high heterogeneity of the fault orientations, and thus too much F fluctuation in value.

Reduced deviatoric palaeostress tensors were computed from cogenetic fault populations, which were separated from fault sets by evaluating field observations and kinematic compatibility. The palaeostress analysis in the Cieszów Unit has several important characteristics. The principal stress axes ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ) obtained using four different calculation methods are essentially similar, irrespective of the method of calculation (Tab. 4). Compilation of stress axis orientations established for the assembly of 15 inverse faults moved toward the N from the Cieszów–Chwaliszów area is presented in Figure 14. The smallest differences in the calculation of the orientation of principal stress axes, in reverse faults, are displaced towards the north (Fig. 14). The maximum  $\sigma_1$  stress axis, calculated for this population of faults, is gently inclined southwards, and the minimum  $\sigma_3$  axis of the principal stress is steeply inclined toward the west (Tab. 4). It indicates the formation of reverse fault sets under compression by an almost horizontal maximum  $\sigma_1$  stress, with a meridional attitude.

The great majority of these faults were probably reactivated during the brittle Alpine movements. Different populations of the Alpine faults in the Cieszów Unit originated under various conditions of stress regime (Tab. 5). Inverse

faults with displacement mainly to the N were caused by the  $D_{K-A}$  compression regime with an almost meridional attitude of the  $\sigma_1$  axis of the main stress. A set of strike-slip-inversion faults with displacements mainly to the E developed in the  $D_{K-TR}$  transpressional – to compressional regimes with the  $\sigma_1$  axis of the main stress inclined gently towards the WSW or ENE. Two populations of strike-slip faults with displacements toward the W, SW and NW formed in the  $D_{P-B}$  strike-slip movement, with the  $\sigma_1$  axis of main stress gently inclined towards the W and WSW or ESE (Tables 4, 5).

In the light of the results of data from the Cieszów PIG 1 and Cieszów PIG 2 boreholes, supported by additional field work in the contact zone of the Kaczawa Structural Complex with the Świebodzice Depression (Fig. 18), the following most important conclusions can be reached. Probably during the long-term, progressive deformation  $D_1$  and  $D_2$  in

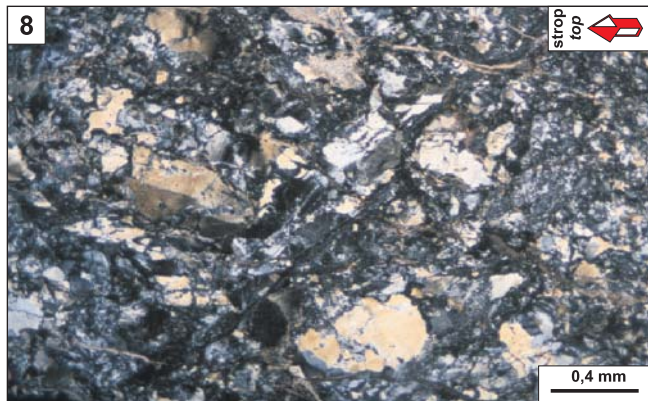
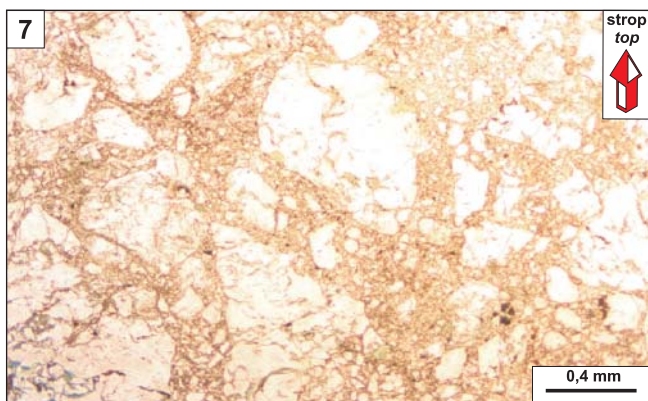
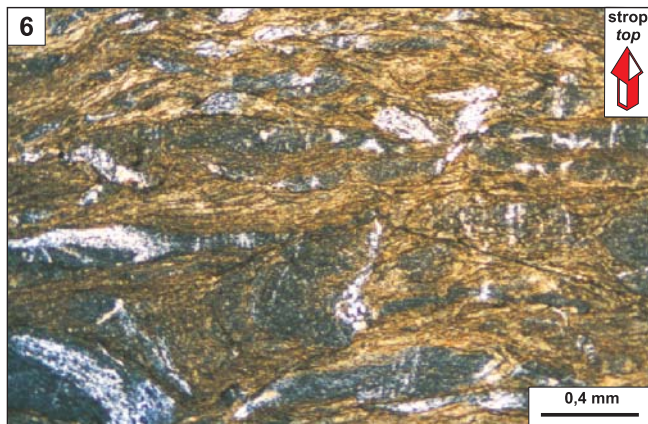
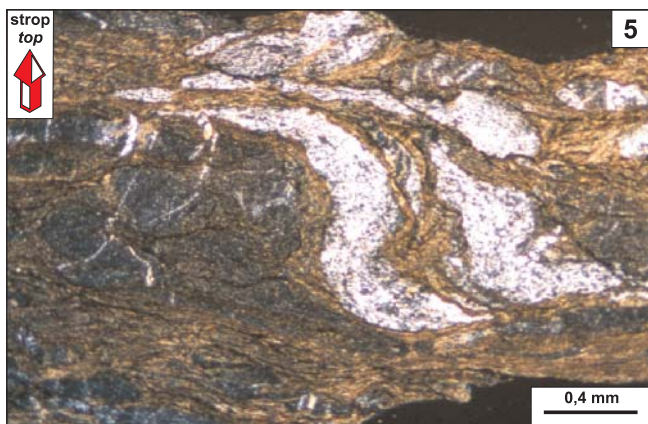
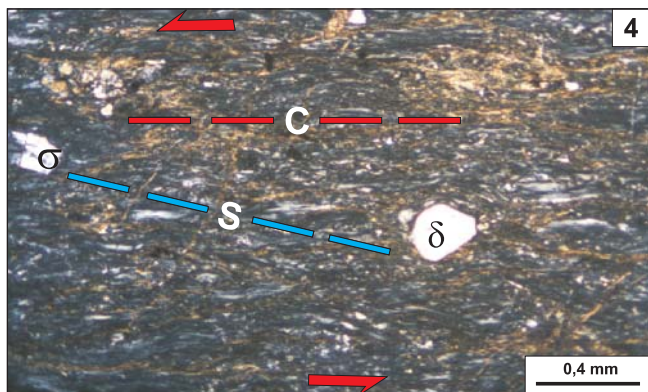
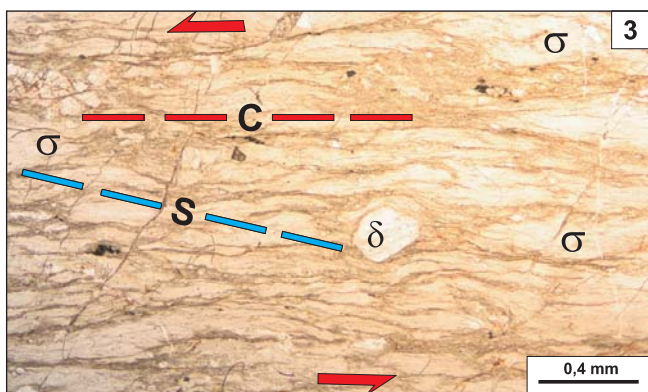
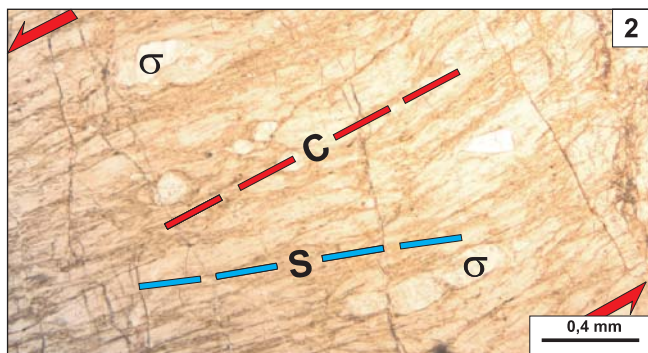
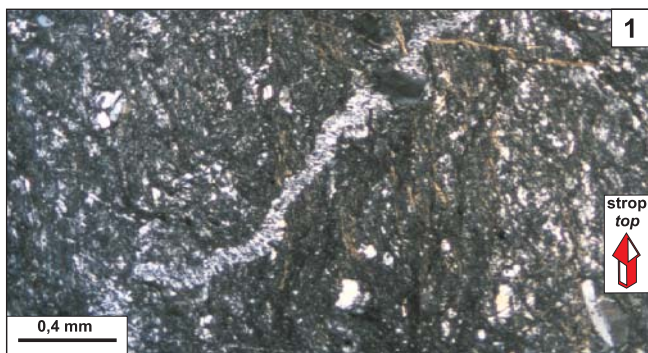
a sinistral transpression regime in the central and western part of the Sudetes, the Cieszów Unit was displaced to the WSW into the Upper Devonian and Mississippian sedimentary rocks of the Świebodzice Depression. However, in contrast to other thrust sheets (tectonic slices/units) composed of metabasites with oceanic crust features, the Cieszów Unit not been thrust westward onto lower units of the Kaczawa Structural Complex (Fig. 19). Instead, the Cieszów Unit has not been overthrust from a “top”, but it was pushed obliquely from the “bottom” of a package of tectonic slices during the Late Visean deformation  $D_2$ . That took place mainly under brittle conditions, but was initiated in ductile-brittle conditions. It is indicated by a sequence of different types of fault rocks, as demonstrated by this structural research from both the Cieszów PIG 1 and Cieszów PIG 2 boreholes.

## TABLICA I

Przykłady mikrostruktur tektonicznych z płytek cienkich zorientowanych względem osi otworu wiertniczego Cieszów PIG 1

Examples of tectonic structures from drillcores from the Cieszów PIG 1 borehole

- Fig. 1. Ultramylonity przechodzące w fyllonit w środkowej części mikrofotografii. Słabo pofałdowana, skośnie ustawiona żyłka kalcytowa. Płaszczyzna prostopadła do foliacji  $S_1$  i skośna do lineacji  $L_1$ . Mikrofotografia; nikole skrzyżowane. Głębokość 37,0 m  
Ultramylonite passing into phyllonite (middle of the photomicrograph). Gently folded, obliquely oriented calcite vein. Plane perpendicular to  $S_1$  foliation and oblique to  $L_1$  lineation. Microphotograph; cross-polarised light. Depth 37.0 m
- Fig. 2. Mylonity ze strukturami typu S-C oraz asymetrycznymi porfiroklastami skaleniowymi typu  $\sigma$ . Czerwone strzałki wyznaczają zwrot ścinania podatnego. Płaszczyzna XZ elipsoidy deformacji – prostopadła do foliacji  $S_1$  i równoległa do lineacji  $L_1$ . Płytkę cienką przeciętą prostopadłe do osi otworu. Mikrofotografia; bez analizatora. Głębokość 40,8 m  
Mylonite with the S-C type mylonitic structures and  $\sigma$ -type asymmetric feldspar porphyroclasts. Red arrows indicate the sense of ductile shear. The XZ plane of strain ellipsoid is perpendicular to  $S_1$  foliation and parallel to mineral grain  $L_1$  lineation. The sample is cut perpendicularly to the borehole axis. Microphotograph; plane polarised light. Depth 40.8 m
- Fig. 3. Mylonity ze strukturami typu S-C oraz asymetrycznymi porfiroklastami skaleniowymi typu  $\sigma$  i rzadkimi typu  $\delta$ . Czerwone strzałki wyznaczają zwrot ścinania podatnego. Płaszczyzna XZ elipsoidy deformacji – prostopadła do foliacji  $S_1$  i równoległa do lineacji  $L_1$ . Płytkę cienką przeciętą prostopadłe do osi otworu. Mikrofotografia; bez analizatora. Głębokość 13,3 m  
Mylonites with the S-C type mylonitic structures and  $\sigma$ -type asymmetric feldspar porphyroclasts and rare  $\delta$ -type asymmetric feldspar porphyroclasts. Red arrows indicate the sense of ductile shear. The XZ plane of strain ellipsoid is perpendicular to  $S_1$  foliation and parallel to  $L_1$  mineral lineation. The sample is cut perpendicularly to the borehole axis. Microphotograph; plane polarised light. Depth 13.3 m
- Fig. 4. Mylonity (gnejsy) te same co na figurze 3, ale nikole skrzyżowane  
The same mylonites (gneisses) as in Figure 3, but in cross-polarised light
- Fig. 5. Fałdy otwarte, asymetryczne o łagodnie zapadającej powierzchni osiowej w jasnych laminach kalcytowych z domieszką kwarcu oraz w beżowych laminach kwarcowo-chlorytowo-serycytowych. W domenach równoległych do skrzydeł fałdów liczne, jasne (w części górnej) oraz ciemne (w części dolnej) romboidalne, wydłużone klasty węglanowe. W lewej części mikrofotografii prawie izoklinalny fałd zbliżony do typu similarnego w popielatej laminie wapienia krystalicznego. Płaszczyzna prostopadła do foliacji  $S_1$  i prawie prostopadła do lineacji  $L_1$ . Nikole skrzyżowane. Głębokość 180,9 m  
Open, asymmetric folds with gently dipping axial plane in light calcite laminae ( $\pm$  quartz) and beige quartz-chlorite-sericite laminae. In domains parallel to the folds limbs, there are numerous light (top of microphotograph) and dark (lower part of photomicrograph) rhomboidal, elongated carbonate clasts. In the left side of the photomicrograph, there is an almost isoclinal fold, like a similar fold, in an ashen lamina of crystalline limestone. Plane perpendicular to  $S_1$  foliation and oblique to mineral  $L_1$  lineation. Microphotograph; cross-polarised light. Depth 180.9 m
- Fig. 6. Mikromelanż tektoniczny z soczewkami silnie wydłużonych szarych i popielatych klastów węglanowych w brązowym, fyllonitycznym matrix. Płaszczyzna prostopadła do foliacji  $S_1$  i skośna do lineacji  $L_1$ . Mikrofotografia; nikole skrzyżowane. Głębokość: 103,0 m.  
Tectonic micromelange with lenses of strongly elongated grey and ashen carbonate clasts in the brown phyllonitic matrix. Plane perpendicular to  $S_1$  foliation and oblique to  $L_1$  lineation. Microphotograph; plane polarised light. Depth 103.0 m
- Fig. 7. Brekcje tektoniczne z klastami granitoidów, kwarcu i plagioklazów w drobnoziarnistej masie zbudowanej z chlorytu oraz kwarcu, kalcytu i minerałów nieprzezroczystych. Mikrofotografia; bez analizatora. Głębokość 156,1 m  
Tectonic breccias with clasts of granitoids, quartz and plagioclase in the fine-grained matrix composed of chlorite plates, quartz, calcite and opaque minerals. Microphotograph; plane polarised light. Depth 156.1 m
- Fig. 8. Mezokataklaszyt (skataklasowany leukotonalit) ze stromymi, nieostrymi domenami mylonitycznymi. Zbliżnionymi tabliczkami większych plagioklazów i faliście wygaszające ziarna kwarcu. Głębokość 141,5 m  
Mesocataclasite (cataclasid leucotonalite) with steep, indistinct mylonitic domains. Larger plates of twinned plagioclase and quartz grains with undulose extinction. Depth 141.5 m

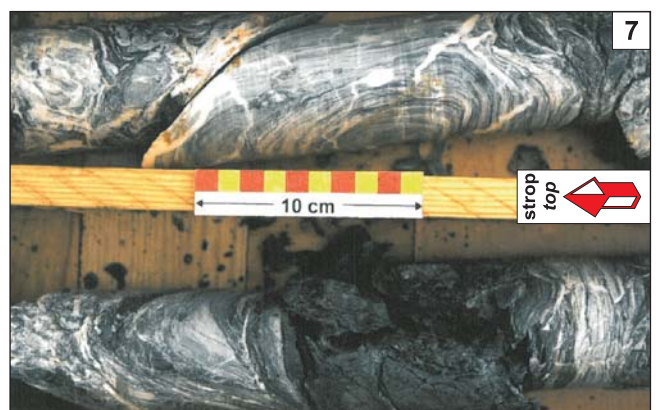
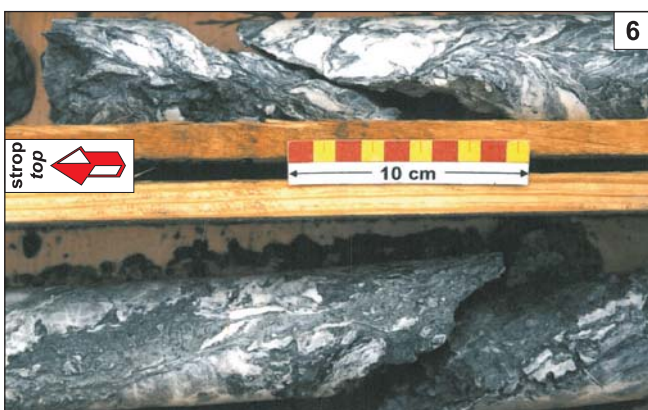
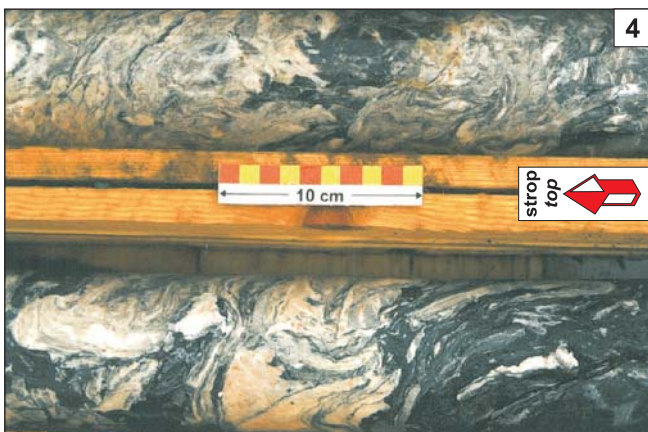
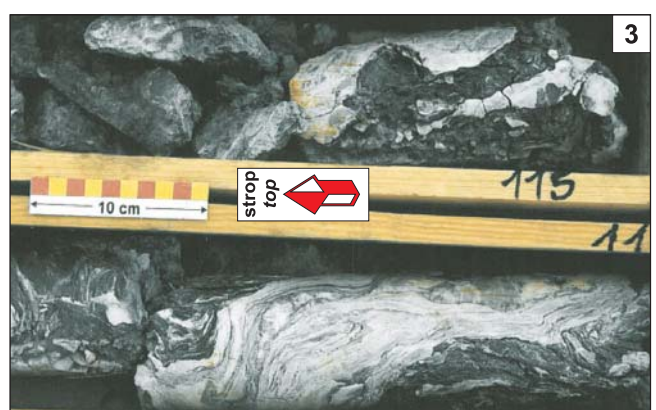


## TABLICA II

### Przykłady struktur tektonicznych w rdzeniach wiertniczych z otworu wiertniczego Cieszów PIG 1 Examples of tectonic structures from drillcores from the Cieszów PIG 1 borehole

- Fig. 1. Prawie pionowy uskoc przesuwczy na kontakcie czerwono-popielatego protokataklaazytu granitoidowego z zielonoszarym, afanitowym zieleniem. Foliacja  $S_1$  jest zorientowana prawie pionowo. Głębokość 25,4–25,6 m  
Almost vertical strike-slip fault at the contact between red and ash-grey granitoid protocatclaste with green-grey aphanitic greenstone.  $S_1$  foliation is oriented almost vertically. Depth 25.4–25.6 m
- Fig. 2. Skataklaazowany, szary granitognejs i szaro-zielono-różowe gnejsy ze stromo zapadającą foliacją  $S_1$  (górna skrzynka). Stromy kontakt wyżej położonego granitognejsu z ciemnoszarym łupkiem przechodzącym w oliwkowy fyllonit (dolna skrzynka). Głębokości: górna skrzynka – 15,3–15,6 m; dolna skrzynka – 16,3–16,6 m  
Grey brecciated granitic gneiss and grey-green-pink gneiss with steeply dipping  $S_1$  foliation (top box). Steep contact of the upper-located granite with the dark grey slate passing into olive-green phyllonite (bottom box). Depths: top box – 15.3–15.6 m; bottom box – 16.3–16.6 m
- Fig. 3. Zbrekcionowane, jasnoszare po zielono-szare i popielate wapienie krystaliczne z przeławieniami ciemnoszarych fyllitów kalcytowych, rzadziej fyllitów kalcytowo-kwarcowych, z uskokami przesuwczymi (górna skrzynka). Fałdy o różnej morfologii, wielkości i orientacji powierzchni osiowych, ale osie tych fałdów są prawie horyzontalne; jasne wapienie krystaliczne z przeławieniami ciemnoszarych fyllitów kalcytowych (dolna skrzynka). Głębokości: górna skrzynka – 114,7–115,0 m; dolna skrzynka – 115,6–116,0 m  
Light grey and greenish-grey brecciated crystalline limestone with intercalations of dark grey calcite phyllites and rare calcite-quartz phyllites, and with strike-slip faults (top box). Folds are of varying morphology, size and axial plane orientation; fold axes are nearly horizontal; light grey crystalline limestone contains intercalations of dark grey calcite phyllites. Depths: top box – 114.7–115.0 m; bottom box – 115.6–116.0 m
- Fig. 4. Dyszharmonijnie pofałdowane jasne wapienie krystaliczne (górna skrzynka). Fałdy o różnej morfologii, wielkości i orientacji powierzchni osiowych, ale osie tych fałdów są prawie horyzontalne; jasne wapienie krystaliczne z przeławieniami ciemnych fyllitów kalcytowych (dolna skrzynka). Głębokości: górna skrzynka – 138,4–138,7 m; dolna skrzynka – 139,4–139,7 m  
Disharmonic folding of light grey crystalline limestone (top box). Folds of various morphology, size and axial plane orientation; fold axes are nearly horizontal; light grey crystalline limestones contain intercalations of dark calcite phyllites (bottom box). Depths: top box – 138.4–138.7 m; bottom box – 139.4–139.7 m
- Fig. 5. Nieregularnie pofałdowane białe i jasnobezowe wapienie krystaliczne z cienkimi wkładkami ciemnych fyllitów kalcytowych; w stropie łagodnie zapadający uskoc zrzutowy i strefa brekcji tektonicznej (górna skrzynka). Stromo zapadające jasnopopielate wapienie krystaliczne z cienkimi wkładkami ciemnych fyllitów kalcytowych; w spągu – strefa brekcji tektonicznej (dolna skrzynka). Głębokości: górna skrzynka – 138,0–138,4 m; dolna skrzynka – 139,0–139,4 m  
Irregularly folded white and light beige crystalline limestone with thin layers of dark calcite phyllites; at the base – gently dipping dip-slip fault zone and tectonic breccia (top box). Steeply dipping light grey crystalline limestone with thin intercalations of dark calcite phyllites; at the top – tectonic breccia zone (bottom box). Depths: top box – 138.0–138.4 m; bottom box – 139.0–139.4 m
- Fig. 6. Lokalna strefa brekcji tektonicznej w białych i jasnopopielatych wapieniach krystalicznych ze stromymi uskokami typu przesuwczego (górna skrzynka). Skataklaazowane i zbrekcionowane jasne wapienie krystaliczne z wkładkami ciemnopopielatych łupków węglanowych; w spągu – stromy uskoc przesuwczy (dolna skrzynka). Głębokości: górna skrzynka – 180,6–180,9 m; dolna skrzynka – 181,6–181,9 m  
Local tectonic breccia zone in white and light ash crystalline limestone with steep strike-slip faults (top box). Cataclased and brecciated light crystalline limestones with dark-grey carbonate shale layers; at the bottom – steep strike-slip fault (bottom box). Depths: top box – 180.6–180.9 m; bottom box – 181.6–181.9 m
- Fig. 7. Otwarty fałd skrzynkowy w cienkolaminowanych wapieniach krystalicznych; na przegubach fałdu liczne, młodsze, nieregularne, białe żyłki kalcytowe oraz mniejsze fałdy leżące w ciemnych fyllitach kalcytowych (górna skrzynka). Czarny fyllonit o prawie horyzontalnej orientacji; młodsze żyłki kalcytowe o mniejszym kącie upadu niż foliacja  $S_1$  w wapieniach krystalicznych ponad fyllonitem; natomiast poniżej – foliacja  $S_1$  jest prawie horyzontalna z przeławieniami fyllitów kalcytowych (dolna skrzynka). Głębokości: górna skrzynka – 159,2–159,5 m; dolna skrzynka – 160,2–160,5 m  
Open box-type fold in thinly layered crystalline limestones; on the fold limbs are visible numerous younger irregular white calcite veins and smaller folds with subhorizontal axial plane in dark calcite phyllites (top box). Near-horizontally oriented black phyllonite; above the phyllonite are younger calcite veins with the dip angle less than the  $S_1$  foliation in crystalline limestones, while below the phyllonite, the  $S_1$  foliation is almost horizontal in phyllites with intercalations of calcite phyllonites (bottom box). Depths: top box – 159.2–159.5 m; bottom box – 160.2–160.5 m



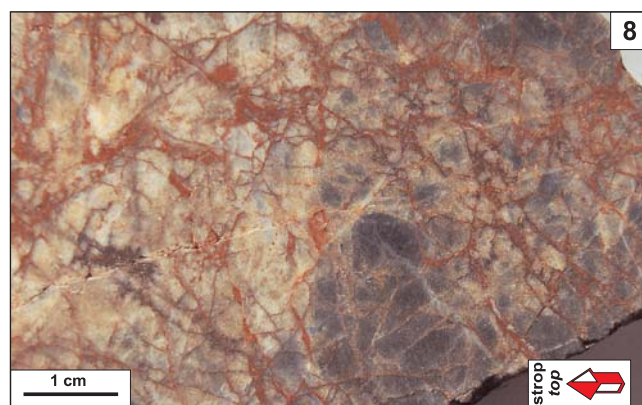
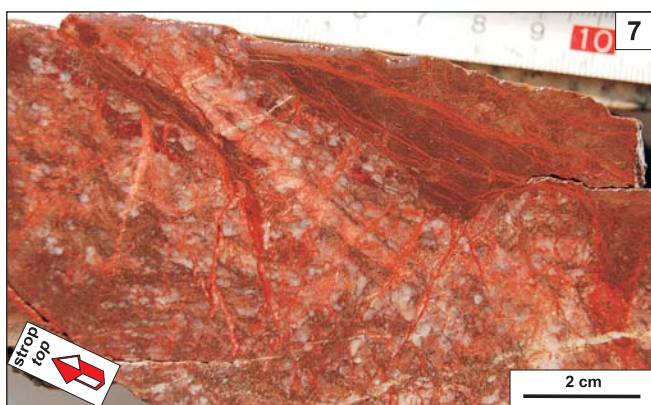
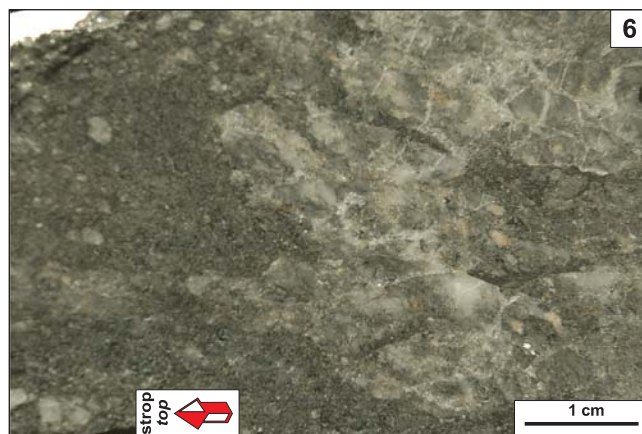
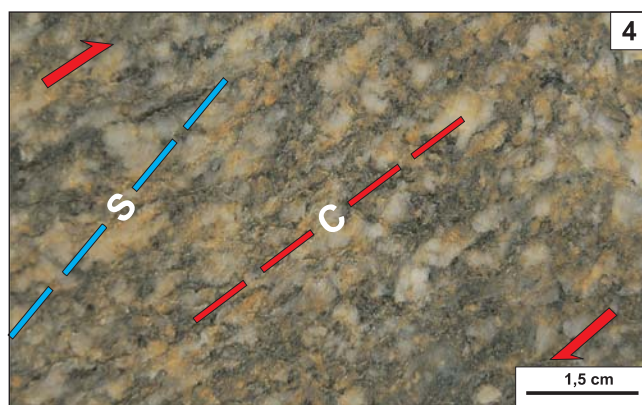
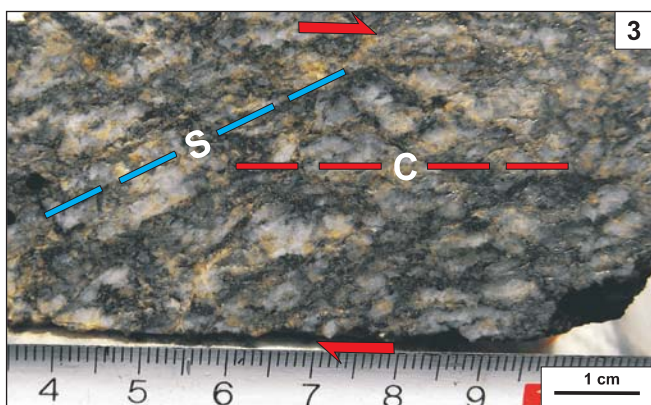
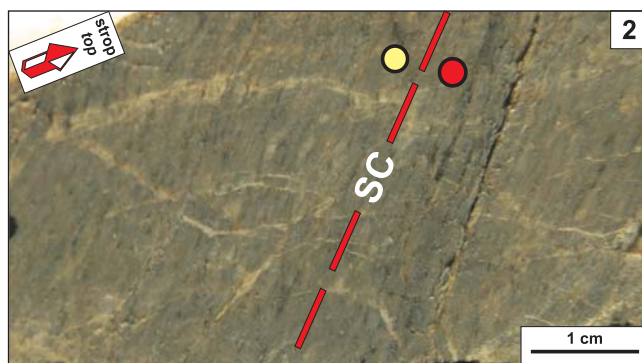


### TABLICA III

#### Przykłady struktur tektonicznych w wybranych do badań laboratoryjnych próbkach rdzeni wiertniczych z otworu Cieszów PIG 1

#### Examples of tectonic structures from selected samples for laboratory examination of drillcores taken from the Cieszów PIG 1 borehole

- Fig. 1. Nieregularna w formie warstewka czarnego łupku (fyllonitu) w jasnoszarym skataklastycznym granitoidzie. Foliacja  $S_1$  jest zorientowana prawie pionowo, miejscami struktury mylonityczne typu S-C i porfiroklasty typu  $\sigma$  wskazują na inwersyjne uskokuwanie. Głębokość 23,1–23,3 m  
Irregular black phyllonitic shale-like layer in grey cataclased granitoid.  $S_1$  foliation is almost vertical; S-C type mylonitic structures and  $\sigma$ -type porphyroclasts, visible in places, indicate inverse faulting. Depth 23.1–23.3 m
- Fig. 2. Ultramylonity (cienko laminowany granitognejs) ze stromo zapadającą foliacją typu struktury mylonitycznej S-C (powierzchnie S i C są prawie równoległe). Płaszczyzna YZ elipsoidy deformacji (prostopadła do foliacji  $S_1$  i prostopadła do lineacji  $L_1$ ). Zwrot lewoskrętnych przemieszczeń; ruch z przemieszczeniami prostopadłymi do zdjęcia; kółko czerwone – oddalanie się domeny, kółko żółte – zbliżanie się domeny do obserwatora. Głębokość 37,1 m  
Ultramylonites (thinly laminated granitic gneiss) with steeply dipping  $S_1$  foliation of the S-C type mylonitic structure (S and C surfaces are nearly parallel). The YZ plane of strain ellipsoid is perpendicular to  $S_1$  foliation and perpendicular to  $L_1$  lineation. Sense of sinistral movements – displacements perpendicular to the plane of photos, the red circle – domain moving away, yellow circle – domain approaching to the observer. Depth 37.1 m
- Fig. 3. Granitognejsy nierównokrystaliczne, na ogół drobnoblastyczne z asymetrycznymi porfiroklastami typu  $\sigma$ . Wskaźniki kinematyczne (struktura mylonityczna typu S-C i liczne asymetrycznymi porfiroklastami skaleniowymi typu  $\sigma$ ) wyznaczają lewoskrętny zwrot ścinania podatnego; czerwone strzałki wyznaczają zwrot ścinania podatnego. Płaszczyzna XZ elipsoidy deformacji (prostopadła do foliacji  $S_1$  i równoległa do lineacji  $L_1$ ). Próbkę przecięta prostopadłe do osi otworu, patrząc ku stropowi otworu. Głębokość 152,2 m  
Granite with  $\sigma$ -type asymmetric porphyroclasts. Kinematic indicators (S-C type mylonitic structure and numerous  $\sigma$ -type asymmetric feldspar porphyroclasts) show a sinistral sense of ductile shearing; red arrows indicate sense of ductile shear. The XZ plane of strain ellipsoid is perpendicular to  $S_1$  foliation and parallel to  $L_1$  mineral lineation. The sample is cut perpendicular to the axis of the borehole, looking towards the top. Depth 152.2 m
- Fig. 4. Granitognejsy nierównokrystaliczne, przeważnie drobnoblastyczne z asymetrycznymi porfiroklastami typu  $\sigma$ . Asymetryczne wskaźniki kinematyczne (struktura mylonityczna S-C i liczne porfiroklasty skaleniowe i skaleniowo-kwarcowe typu  $\sigma$ ) dokumentują lewoskrętny zwrot ścinania podatnego (czerwone strzałki). Płaszczyzna XZ elipsoidy deformacji (prostopadła do foliacji  $S_1$  i równoległa do lineacji  $L_1$ ). Próbkę przecięta prostopadłe do osi otworu, patrząc ku stropowi otworu. Głębokość 54,5 m  
Mostly fine-blastic granite with  $\sigma$ -type asymmetric porphyroclasts. Asymmetric shear indicators (S-C type mylonitic structure and a number of  $\sigma$ -type feldspar-quartz and feldspar asymmetric porphyroclasts) document sinistral ductile shearing (red arrows). The XZ plane of strain ellipsoid is perpendicular to  $S_1$  foliation and parallel to mineral  $L_1$  lineation. The sample is cut perpendicular to the axis of the borehole, looking towards the top. Depth 54.5 m
- Fig. 5. Ultrakataklastyt w gnejsie cienko laminowanym (ultramylonicie). Płaszczyzna YZ elipsoidy deformacji (prostopadła do foliacji  $S_1$  i prostopadła do lineacji  $L_1$  w popielatym ultramylonicie). Głębokość 80,5 m  
Ultracataclasite in thinly laminated grey gneiss ultramylonite. The XZ plane of strain ellipsoid is perpendicular to  $S_1$  foliation and parallel to  $L_1$  mineral lineation. Depth 80.5 m
- Fig. 6. Skataklastyczny, ciemnoszary tonalit (mezokataklastyt) o nieregularnym kontakcie z jasnoszarym protokataklastytem granodiorytowym. Głębokość 92,2 m  
Dark grey cataclased tonalite (mesocataclasite) with irregular contact with light grey protocataclasite of granodiorite. Depth 92.2 m
- Fig. 7. Granitognejsy silnie hematytowe o zmiennym stopniu skataklastowania; liczne żyłki hematytowe wypełniające spękania typu kulisowego (prawie horyzontalne). Głębokość 80,6 m  
Hematite-bearing granitic gneisses with a varying degree of cataclasis; numerous hematite veins filling nearly horizontal en-echelon cracks. Depth 80.6 m
- Fig. 8. Jasnobieżowy i jasnopopielaty protokataklastyt granitoidów z nieregularnymi domenami brekcji kataklastycznej o brązowym i czerwonym spoiwie hematytowym. Głębokość 92,6 m  
Light beige and light grey granitoid protocataclasite with irregular domains of cataclastic breccia with brown and red hematite matrix. Depth 92.6 m

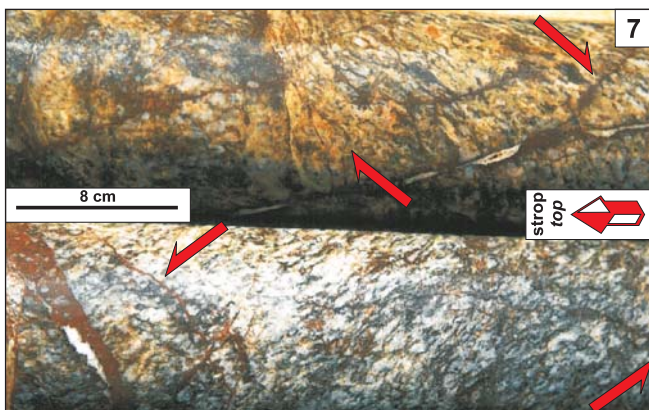
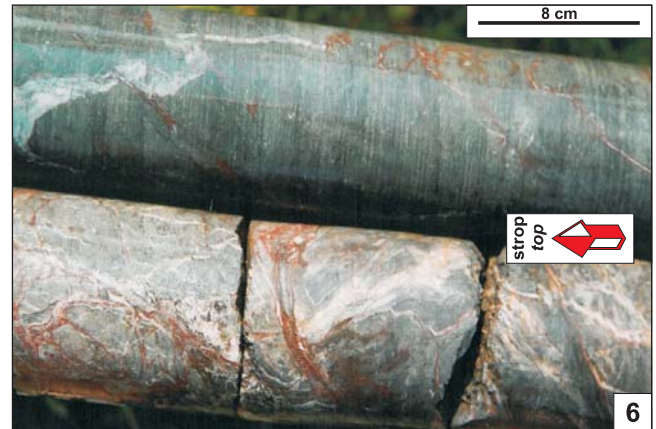
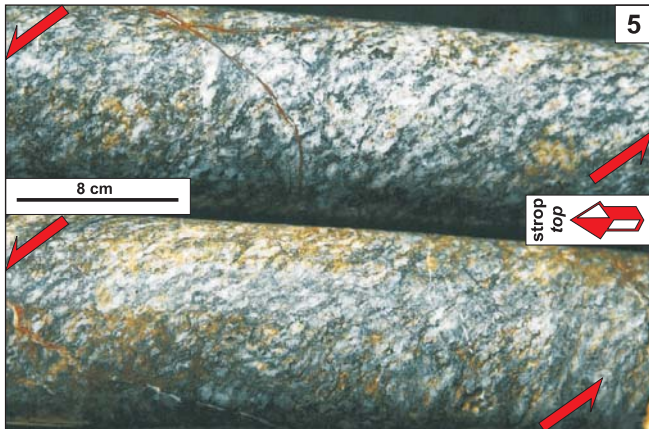
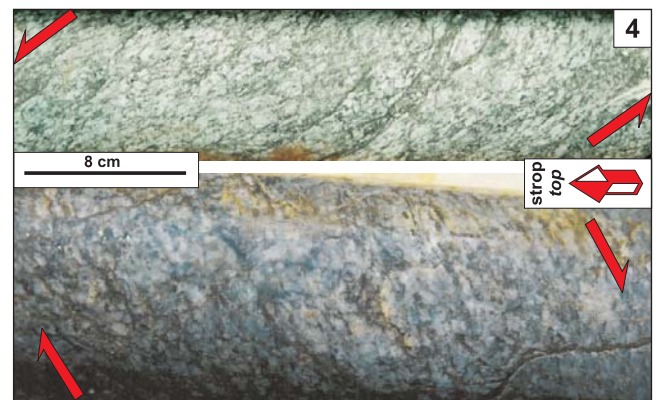
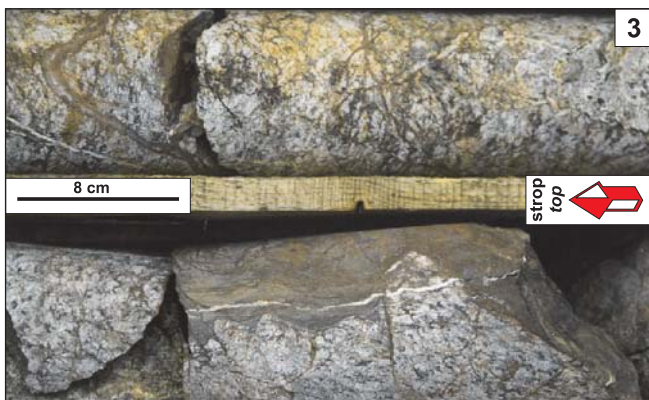
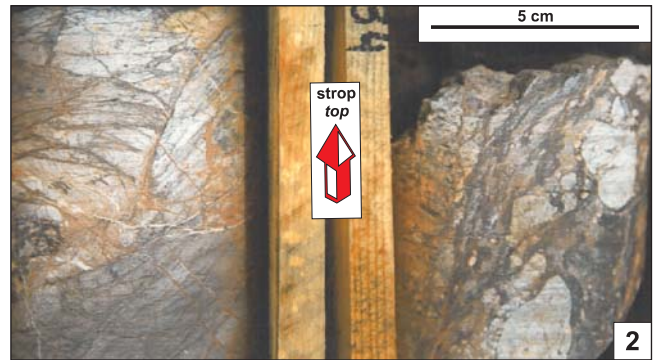


TABLICA IV

Przykłady struktur tektonicznych w rdzeniach wiertniczych z otworu Cieszów PIG 2

Examples of tectonic structures in drillcores from the Cieszów PIG 2 borehole

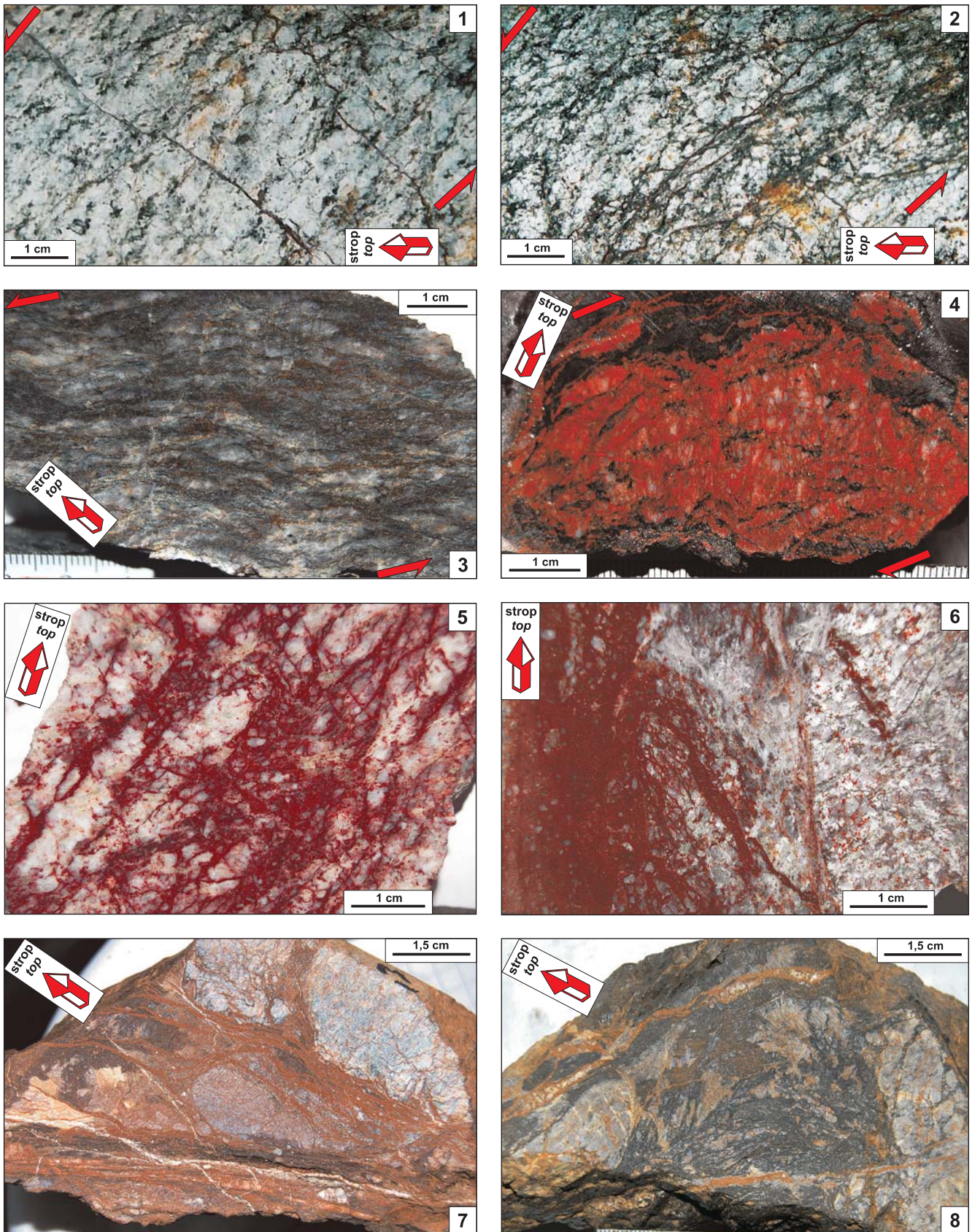
- Fig. 1. Słabo skataklastowane jasne i popielate protokataklastyty granitognejsu; w spagu gnejs silniej kwarcowy; lokalnie wykształcone struktury mylonityczne typu S-C; foliacja  $S_1$  o średnich kątach upadu; rzadkie żyłki mlecznego kwarcu, czasem jasnoszare soczewki kwarcu o miąższości do kilku centymetrów; nieliczne uskoki zrzutowe z hematytem na powierzchni uskoku. Płaszczyzna XZ elipsoidy deformacji – prostopadła do foliacji  $S_1$  i równoległa do lineacji  $L_1$ . Głębokość 197,0–200,5 m  
Weakly brecciated pale and grey protocataclasites from granitic gneiss. At the base – quartz-rich gneiss; locally developed mylonitic S-C type structure, with  $S_1$  foliation dipping at a moderate angle; rare milky quartz veins, occasional light grey quartz lenses, up to several cm thick; a few dip-slip faults with hematite. The XZ plane of strain ellipsoid is perpendicular to  $S_1$  foliation and parallel to  $L_1$  lineation. Depth 197.0–200.5 m
- Fig. 2. Skataklastowane i zbrekcjonowane, jasnoszare granitognejsy ze stromo zapadającą foliacją  $S_1$ , białe, cienkie żyłki kalcytowe (lewa skrzynka). Stromy kontakt jasnoszarego granitognejsu i ciemnoszarej brekcji tektonicznej z licznymi uskokami przesuwczymi (prawa skrzynka). Głębokości: lewa skrzynka – 35,6–35,8 m; prawa skrzynka – 34,1–34,2 m  
Cataclased and brecciated, light grey granitic gneisses with  $S_1$  foliation steeply dipping, and with white, thin calcite veins (left box). Steep contact of light grey and dark grey granitic gneisses with tectonic breccia; also with numerous strike-slip faults (right box). Depths: left box – 35.6–35.8 m; right box – 34.1–34.2 m
- Fig. 3. Skataklastowane jasnoszare i beżowe granitognejsy z nieregularnymi żyłkami kalcytowymi i hematytowymi (górna skrzynka). Stromy, nieregularny kontakt jasnoszarych granitognejsów z rdzawymi i brunatno-popielatymi fyllonitami hematytowymi; stromy uskok zrzutowy; prawie pionowa żyłka białego kalcytu (dolna skrzynka). Głębokości: górna skrzynka – 49,1–49,5 m; dolna skrzynka – 50,1–50,5 m  
Cataclased light grey and beige granitic gneisses with irregular calcite and hematite veins (top box). Steep, irregular contact of light granitic gneiss with rusty and grey-brownish hematite phyllonite; steep dip-slip fault; almost vertical white calcite vein (bottom box). Depths: top box – 49.1–49.5 m; bottom box – 50.1–50.5 m
- Fig. 4. Skataklastowane granitognejsy laminowane (mylonity) popielate i szaro-rdzawe, średnio- i drobnokrystaliczne; struktury mylonityczne typu S-C; zwrot ścinania – „górną” ku stropowi wiercenia; uskoki zrzutowe równoległe do powierzchni C (górną skrzynka). Granitognejsy laminowane (mezomylonity granodiorytowe) o umiarkowanych kątach upadu foliacji  $S_1$ ; struktury mylonityczne typu S-C; zwrot ścinania – „górną” ku stropowi otworu (dolna skrzynka). Głębokości: górna skrzynka – 53,4–53,8 m; dolna skrzynka – 120,5–120,8 m  
Cataclased, grey and grey-rust, medium and fine-grained laminated granitic gneisses (mylonites); mylonitic S-C type structure, shear sense – “top” to the drilling top; dip-slip faults parallel to the C-plane (top box). Laminated granitic gneisses (mesomylonite of granodiorite) with a moderate dip of  $S_1$  foliation; S-C type mylonitic structure, shear sense – “top” to the drilling top (bottom box). Depths: top box – 53.4–53.8 m; bottom box – 120.5–120.8 m
- Fig. 5. Granitognejsy laminowane (mezomylonity granodiorytowe) o umiarkowanych kątach upadu foliacji  $S_1$ ; struktury mylonityczne typu S-C; zwrot ścinania – „górną” ku stropowi otworu; strome antytetyczne żyłki hematytowe (górną skrzynka). Granitognejsy laminowane (mezomylonity granodiorytowe) o umiarkowanych kątach upadu foliacji  $S_1$ ; struktury mylonityczne typu S-C; zwrot ścinania – „górną” ku stropowi otworu; strome antytetyczne żyłki hematytowe i kalcytowo-hematytowe (dolna skrzynka). Głębokości: górna skrzynka – 126,4–126,8 m; dolna skrzynka – 130,0–130,4 m  
Laminated granitic gneisses (mesomylonites of granodiorites) with moderate dip angles of  $S_1$  foliation; S-C type mylonitic structure, shear sense – “top” to the drilling top; steeply oriented antithetic hematite veins (top box). Laminated granitic gneisses (mesomylonites of granodiorite) with a moderate dip angles of  $S_1$  foliation; S-C type mylonitic structure, shear sense – “top” to the drilling top; antithetical and steep hematite and calcite-hematite veins (bottom box). Depths: top box – 126.4–126.8 m; bottom box – 130.0–130.4 m
- Fig. 6. Szarozielone zieleńce z nieregularnymi i stromymi żyłkami węglanowymi i hematytowymi (górną skrzynka). Skataklastowane zieleńce z nieregularnymi i zmiennie zorientowanymi żyłkami węglanowymi i hematytowymi (dolna skrzynka). Głębokości: górna skrzynka – 133,2–133,6 m; dolna skrzynka – 131,0–131,4 m  
Grey-green greenstones with irregular and steep carbonate and hematite veins (top box). Cataclased greenstones with irregular and variably oriented carbonate and hematite veins (bottom box). Depths: top box – 133.2–133.6 m; bottom box – 131.0–131.4 m
- Fig. 7. Granitognejsy (protomylonity granodiorytowe), w górnej części skataklastowane i zbrekcjonowane, z licznymi, młodszymi, nieregularnymi, rdzawymi żyłkami hematytowymi i białymi żyłkami kalcytowymi (górną skrzynka). Granitognejsy (protomylonity granodiorytowe), w górnej części z cienkimi domenami brekcji tektonicznych oraz z nieregularnymi, brązowymi żyłkami hematytowymi (dolna skrzynka). Głębokości: górna skrzynka – 97,4–97,9 m; dolna skrzynka – 96,2–96,6 m  
Granitic gneiss (protomylonites of granodiorites), cataclased and brecciated at the top, with numerous younger irregular rusty hematite veins and white calcite veins (top box). Granitic gneiss (protomylonites of granodiorites), in the upper part with thin domains of tectonic breccia and irregular brown hematite veins (bottom box). Depths: top box – 97.4–97.9 m; bottom box – 96.2–96.6 m
- Fig. 8. Granitognejsy (protomylonity granodiorytowe) z młodszymi, prawie horyzontalnymi brązowymi żyłkami hematytowymi przecinającymi starsze, prawie pionowe białe żyłki kalcytowe (górną skrzynka). Skataklastowane granitognejsy z antytetycznie ustawionymi strefami brązowych brekcji tektonicznych z białym kalcytem oraz z równoległymi, cienkimi, brązowymi żyłkami hematytowymi (dolna skrzynka). Głębokości: górna skrzynka – 111,4–111,6 m; dolna skrzynka – 112,5–112,8 m  
Granitic gneiss (protomylonites of granodiorites) with younger, almost horizontal brown hematite veins intersecting older, almost vertical white calcite veins (top box). Cataclased granitic gneisses with an antithetic set of brown tectonic breccia zones with white calcite veins and parallel thin brown hematite veins (bottom box). Depths: top box – 111.4–111.6 m; bottom box – 112.5–112.8 m



TABLICA V

Przykłady struktur tektonicznych w wybranych do badań laboratoryjnych próbkach rdzeni wiertniczych z otworu Cieszów PIG 2  
Examples of tectonic structures from selected samples of drillcores taken from the Cieszów PIG 2 borehole

- Fig. 1. Jasnoszary granitognejs (protomylonit granodiorytowy) o strukturze mylonitycznej typu S-C i z asymetrycznymi porfiroklastami skaleniowymi typu  $\sigma$ ; wskaźniki kinematyczne wyznaczają lewoskrętny zwrot ścinania podatnego (czerwone strzałki); powierzchnie C są zorientowane równolegle do czerwonych strzałek, a powierzchnie S są ustawione prawie pionowo; strome spękania antytetyczne; płaszczyzna XZ elipsoidy deformacji – prostopadła do foliacji  $S_1$  i równoległa do lineacji  $L_1$ . Głębokość 96,4–96,5 m  
Light grey granitic gneiss (protomylonite of granodiorite) with S-C type mylonitic structure and  $\sigma$ -type asymmetric feldspar porphyroclasts; all kinematic indicators define sinistral ductile shear (red arrows); C-planes parallel to the red arrow, and S-planes are almost vertical, steep antithetical fractures. The XZ plane of strain ellipsoid is perpendicular to  $S_1$  foliation and parallel to mineral  $L_1$  lineation. Depth 96.4–96.5 m
- Fig. 2. Skatakłazowany granitognejs (protomylonit granodiorytowy) o strukturze mylonitycznej typu S-C i z asymetrycznymi porfiroklastami skaleniowymi typu  $\sigma$ ; powierzchnie C i główne strefy kataklazy są zorientowane równolegle do czerwonych strzałek, a powierzchnie S i cienkie domeny kataklazy są bardziej strome, a nawet prawie pionowe; cienkie, ciemnobrązowe strefy kataklazy nadrukowują starsze struktury mylonityczne. Płaszczyzna XZ elipsoidy deformacji – prostopadła do foliacji  $S_1$  i równoległa do lineacji  $L_1$ . Głębokość 54,3–54,4 m  
Cataclased granitic gneiss (protomylonite of granodiorite) with S-C type mylonitic structures and  $\sigma$ -type asymmetric feldspar porphyroclasts; C-planes and main zones of cataclasis are oriented parallel to the red arrow, and S-planes and thin zones of cataclasis are steeper, and almost vertical; thin dark brown zones of cataclasis overprint the older mylonitic structures. The XZ plane of strain ellipsoid is perpendicular to  $S_1$  foliation and parallel to  $L_1$  lineation. Depth 54.3–54.4 m
- Fig. 3. Beżowoszary gnejs (mezomylonit granodiorytowy), nierównokrystaliczny, laminowany z wydłużonymi, asymetrycznymi porfiroklastami skaleniowymi i kwarcowymi typu  $\sigma$ ; liczne wskaźniki kinematyczne (struktura mylonityczna typu S-C i porfiroklasty typu  $\sigma$ ) wyznaczają nasuwczy (lewoskrętny) zwrot ścinania podatnego (czerwone strzałki). Płaszczyzna XZ elipsoidy deformacji – prostopadła do foliacji  $S_1$  i równoległa do lineacji  $L_1$ . Głębokość 96,4–96,5 m  
Beige-grey gneiss (mesomylonite of granodiorite), laminated with elongated, asymmetric  $\sigma$ -type feldspar and quartz porphyroclasts; numerous kinematic indicators (S-C type mylonitic structure and type  $\sigma$  porphyroclasts) show reverse (sinistral) sense of ductile shear (red arrows). The XZ plane of strain ellipsoid is perpendicular to  $S_1$  foliation and parallel to mineral  $L_1$  lineation. Depth 96.4–96.5 m
- Fig. 4. Zmylonityzowany, ciemnoczerwony pegmatyt (protomylonit) z asymetrycznymi porfiroklastami typu  $\sigma$  w ciemnoszarzielonych łupkach zieleńcowych; asymetryczne wskaźniki kinematyczne wyznaczają nasuwczy (prawoskrętny) zwrot ścinania podatnego (czerwone strzałki). Płaszczyzna XZ elipsoidy deformacji – prostopadła do foliacji  $S_M$  i równoległa do lineacji  $L_M$ . Głębokość 110,0 m  
Dark red mylonitic pegmatite (protomylonite) with asymmetric  $\sigma$ -type porphyroclasts in dark grey-green greenschists; asymmetric kinematic indicators define reverse (dextral) sense of ductile shear (red arrows). The XZ plane of strain ellipsoid is perpendicular to  $S_1$  foliation and parallel to  $L_1$  lineation. Depth 110.0 m
- Fig. 5. Brekjeje tektoniczne popielato-rdzawe z obtoczonymi klastami jasnego granitognejsu; matrix – rdzawe łupki hematytowe. Głębokość 140,0 m  
Grey and rusty brown tectonic breccias with rounded light-coloured clasts of granitic gneisses; matrix – rusty brown hematite slates. Depth 140.0 m
- Fig. 6. Pionowa, ciemnobieżowa strefa ultrakataklazytu (lewa część fotografii) rozwijająca się w granitognejsie (protomylonicie granodiorytowym) (prawa część fotografii); w środkowej części fotografii występują proto- i mezokataklazyty o nieregularnych kontaktach. Głębokość 168,5 m  
Vertical dark beige ultracataclasite zone (left of the photo) developed in granitic gneiss (protomylonite of granodiorite) (right of the photo); in the middle of the photo is an irregular contact of protocataclasite with mesocataclasite. Depth 168.5 m
- Fig. 7. Stromo zorientowana brekcja tektoniczna beżowo-rdzawa z obtoczonymi klastami jasnopopielatego mezo- i protokataklazytu; matrix – rdzawe łupki hematytowe. Liczne, strome, nieregularne żyłki białego kalcytu i rdzawego hematytu. Stromy uskók przesuwaczy (dół fotografii). Głębokość 34,3–34,4 m  
Steep beige and rusty brown tectonic breccia with rounded clasts of light ash and grey mesocataclasite and protocataclasite; matrix – rusty brown hematite slates. Numerous steep, irregular white calcite and rusty brown hematite veins. Steep strike-slip fault (bottom of the photo). Depth 34.3–34.4 m
- Fig. 8. Pofałdowana strefa kataklazytów i brekcji tektonicznych z fragmentami skatakłazowanego granitognejsu; ciemnoszare i brązowe spoiwo hematytowe i chlorytowe; fałd otwarty, szerokopromienny o prawie pionowej powierzchni osiowej; strome, brunatne żyłki syderytowe, czasem także z jasnym kalcytem; pionowy uskók przesuwaczy. Głębokość 150,3–150,4 m  
Folded zone of cataclasite and tectonic breccia with fragments of cataclased granitic gneiss; dark grey and brown hematite and chlorite cement; wide open fold with almost vertical axial plane; steeply oriented brown siderite and calcite (light-coloured) veins; vertical strike-slip fault. Depth 150.3–150.4 m



## TABLICA VI

### Przykłady mikrostruktur tektonicznych z płytek cienkich zorientowanych względem osi otworu Cieszów PIG 2

#### Examples of tectonic micro-structures from thin-sections oriented relative to the axis of the Cieszów PIG 2 borehole

- Fig. 1. Mylonit ze strukturami typu S-C i asymetrycznych, ekstensywnych pasemek ścinania typu C' oraz z asymetrycznymi porfiroklastami kwarcowymi i skaleniowymi typu  $\sigma$ ; czerwone strzałki wyznaczają zwrot nasuwczego (prawoskrętnego) ścinania podatnego. Płaszczyzna XZ elipsoidy deformacji – prostopadła do foliacji  $S_1$  i równoległa do lineacji  $L_1$ . Mikrofotografia; nikole skrzyżowane. Głębokość 98,0 m  
Mylonite with S-C type mylonitic structure, C'-type asymmetric extensional shear bands and  $\sigma$ -type asymmetric feldspar and quartz porphyroclasts; red arrows define reverse (dextral) sense of ductile shear. The XZ plane of strain ellipsoid is perpendicular to  $S_1$  foliation and parallel to  $L_1$  lineation. Microphotograph; cross-polarised light. Depth 98.0 m
- Fig. 2. Mylonit ze strukturami typu S-C oraz asymetrycznymi porfiroklastami kwarcowymi i skaleniowymi typu  $\sigma$  i rzadkimi typu  $\delta$ ; liczne rybokształtne łuszczyki (serycyt) służą jako dobry wskaźnik kinematyczny; zwrot przemieszczeń – „górze” ku stropowi otworu; czerwone strzałki wyznaczają zwrot ścinania podatnego. Płaszczyzna XZ elipsoidy deformacji – prostopadła do foliacji  $S_1$  i równoległa do lineacji  $L_1$ . Mikrofotografia; nikole skrzyżowane. Głębokość 91,0 m  
Mylonite with S-C type mylonitic structure,  $\sigma$ -type asymmetric feldspar and quartz porphyroclasts, and rare  $\delta$ -type porphyroclasts; numerous mica fish (sericites) serve as a good kinematic indicator; sense of shear – “top” to the roof of borehole; red arrows define sense of ductile shear. The XZ plane of strain ellipsoid is perpendicular to  $S_1$  foliation and parallel to  $L_1$  lineation. Microphotograph; cross-polarised light. Depth 91.0 m
- Fig. 3. Mylonit ze strukturami typu S-C oraz z licznymi rybokształtnymi łuszczykami (serycyt) i asymetrycznymi porfiroklastami skaleniowymi i kwarcowymi typu  $\sigma$ ; zwrot przemieszczeń – „górze” ku stropowi otworu; czerwone strzałki wyznaczają zwrot ścinania podatnego. Płaszczyzna XZ elipsoidy deformacji – prostopadła do foliacji  $S_1$  i równoległa do lineacji  $L_1$ . Mikrofotografia; nikole skrzyżowane. Głębokość 91,0 m  
Mylonite with S-C type mylonitic structure, numerous mica fish (sericites) and  $\sigma$ -type asymmetric feldspar and quartz porphyroclasts; sense of shear – the “top” to the roof of borehole; red arrows define sense of ductile shear. The XZ plane of strain ellipsoid is perpendicular to  $S_1$  foliation and parallel to  $L_1$  lineation. Microphotograph; cross-polarised light. Depth 91.0 m
- Fig. 4. Fałdy stojące, otwarte, wąskopromienne o prawie pionowej powierzchni osiowej podkreślonej rekrytalizacją cienkich blaszek fyllokrzemianów; granitognejsy (protomylonity granodiorytowe). Płaszczyzna prostopadła do foliacji  $S_1$  i prawie prostopadła do osi fałdu oraz lineacji  $L_1$ . Głębokość 79,1 m. Mikrofotografia; nikole skrzyżowane  
Upright, open to tight folds with almost vertical axial plane underlined by thin plate of recrystallized phyllosilicates; granitic gneisses (protomylonites of granodiorites). Plane perpendicular to  $S_1$  foliation and almost perpendicular to the fold axis and  $L_1$  mineral lineation. Depth 79.1 m. Microphotograph; cross-polarised light
- Fig. 5. Stroma lamina brekcji tektonicznej o spoiwie kalcytowym i z minerałami nieprzezroczystymi w skataklazowanym i zmylonityzowanym granodiorycie o umiarkowanym kącie upadu foliacji  $S_1$ ; zbliżnione tabliczki większych plagioklazów i faliście wygaszające ziarna kwarcu. Głębokość 94,4 m. Mikrofotografia; nikole skrzyżowane  
Steep lamina of tectonic breccia with calcite matrix and opaque minerals in cataclased and mylonitised granodiorite; moderate dip angle of  $S_1$  foliation; twinned larger plates of plagioclases and undulating extinction in quartz grains. Depth 94.4 m. Microphotograph; plane polarised light
- Fig. 6. Zapadająca pod umiarkowanymi kątami strefa brekcji tektonicznej z klastami granitoidu, kwarcu i plagioklazów w drobnoziarnistej masie skalnej, zbudowanej z chlorytu oraz kwarcu, kalcytu i minerałów nieprzezroczystych. Głębokość 50,7 m. Mikrofotografia; bez analizatora  
Tectonic breccia zone dipping at moderate angles, with granitoid, quartz and plagioclase clasts in fine-grained rocks mass composed of chlorite, quartz, calcite and opaque minerals. Depth 50.7 m. Microphotograph; plane polarised light
- Fig. 7. Brekcja tektoniczna z klastami granitoidu, kwarcu i plagioklazów w drobnoziarnistym spoiwie chlorytowym, kwarcowym, kalcytowym i minerałów nieprzezroczystych. Mikrofotografia; bez analizatora. Głębokość 168,4 m  
Tectonic breccia with granitoid, quartz and plagioclase clasts in fine-grained matrix of chlorite, quartz, calcite and opaque minerals. Microphotograph; plane polarised light. Depth 168.4 m
- Fig. 8. Stroma strefa brekcji tektonicznej z klastami granitoidu, kwarcu i plagioklazów w drobnoziarnistym spoiwie złożonym z kalcytu, chlorytu i minerałów nieprzezroczystych. Mikrofotografia; bez analizatora. Głębokość 150,3 m  
Steep tectonic breccia zone with granitoid, quartz and plagioclase clasts in fine-grained matrix consisting of calcite, chlorite and opaque minerals. Microphotograph; plane polarised light. Depth 150.3 m



