

## Procesy wielokrotnego brekcjonowania deformacyjnego i powstawania stopów impaktowych w chondrytach na przykładzie meteorytów z kolekcji Jacka Siemiątkowskiego

Agata Krześcińska<sup>1</sup>, Jacek Siemiątkowski<sup>2</sup>



A. Krześcińska J. Siemiątkowski

**Evidence for multiple deformational brecciation and impact melting in chondrites from the Jacek Siemiątkowski collection.** *Prz. Geol.*, 59: 576–588.

*Abstract.* Chondrites NWA-869 (L3.9-6 S2), Tsarev (L5 S5), Ghubara (L5 S4), Zag (H3-6 S3) from the Jacek Siemiątkowski Collection show evidence of multiple brecciation. Petrographic and microprobe analyses of thin sections allowed to identify and distinguish syn- and postaccretion impact and thermal transformations which took place on the chondrite parent bodies. The studied meteorites contain clasts of chemically equilibrated and unequilibrated rocks as well as many unusual achondritic-like clasts. The latter are cognate impact-melt rocks. All the clasts provide records of complex metamorphic and deformational histories of the parent bodies. Chondrites displayed numerous metamorphic transformations and deformations caused by many shock or shock-related processes under conditions ranging from impact-related shear-

ing to HP shock-induced shattering and melting. These processes led to the formation of quenched impact melts, metal veins and nodules, darkened clasts and locally cataclasis.

**Keywords:** meteoritic breccia, NWA-869, Ghubara, Tsarev, Zag, brecciation, impact melt, shock metamorphism

W styczniu 2009 r. autor przekazał swoją kolekcję meteorytów w darze Instytutowi Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk (ING PAN). Znajduje się ona w Ośrodku Badawczym we Wrocławiu jako kolekcja J. Siemiątkowskiego i składają się na nią płytki cienkie oraz drobne fragmenty chondrytów.

Niektóre chondryty z kolekcji wykazują różnorodny przejaw deformacji określane ogólnie jako zbrekcjonowanie. Chondryty o takich cechach, choć stanowią ok. 1/5 wszystkich chondrytów (Binns, 1968), są bardzo interesujące, gdyż można z nich odczytać historię wielokrotnych przemian termalnych oraz deformacji ciał macierzystych, z których pochodzą. Na podstawie wyników badań petrograficznych podjęto w artykule próbę interpretacji takich wydarzeń zapisanych w fragmentach chondrytów NWA-869 (L3.9-6), Ghubara (L5), Tsarev (L5) i Zag (H3-6) i określenia warunków powstawania występujących w nich inkluzji stopowych.

### Zbrekcjonowanie chondrytów

Chondryty są fragmentami planetozymali lub (proto)planetoid, które ze względu na małe rozmiary (średnice rzędu kilkudziesięciu km) uniknęły całkowitego przetopienia i dyferencjacji i reprezentują najbardziej pierwotną z dostępnych nam materii z mgławicy protoplanetarnej tworzącego się Układu Słonecznego (np. Hewins i in., 1996).

Ciała macierzyste chondrytów poddane były (1) przemianom metamorficznym pod wpływem wysokich temperatur (McSween & Patchen, 1989) wywołanych rozpadem krótkotrwałych radionuklidów (<sup>26</sup>Al, <sup>56</sup>Fe) (Wasserburg, 1985, Wadhwa i in., 2007) oraz (2) przemianom pod wpływem krążących w nich roztworów, pochodzących z roztopienia lodu wodnego, który został włączony w obręb plane-

tozymali w czasie akrecji (Zolensky i in., 1993; Leshin i in., 1997). Po ustaniu wewnętrznej aktywności (a częściowo także równocześnie z nią) mogły następować przeobrażenia skał chondrytowych wskutek procesów metamorfizmu uderzeniowego, brekcjonowania i lityfikacji wywołanych licznymi zderzeniami w pasie planetoid (ciał macierzystych chondrytów).

Brekcje meteorytowe to skały pochodzące z pasa planetoid, rozbite i ponownie zagregowane. Mogą zawierać osadzone w tle chondrytowym fragmenty o odmiennej historii połączone ze sobą w późnym wydarzeniu impaktowym. Każdy z nich określany jest jako klast (Binns, 1968). Historia, którą różnią się poszczególne klasty, może obejmować wydarzenia wczesne, synakrecyjne, związane ze zmianami termalnymi i/lub kolizjami pomiędzy tworzącymi się ciałami macierzystymi oraz postakrecyjne związane wyłącznie z wielokrotnymi zderzeniami – impaktami.

Synakrecyjny metamorfizm termalny prowadził do homogenizacji zagregowanego materiału protoplanetarnej w temperaturach rzędu 700–900°C (McSween i in., 1988; Huss i in., 2006), rekrystalizacji minerałów i szkieletów tworzących chondry i matriks oraz wzrostu nowych minerałów. Powolne chłodzenie powodowało niestabilność pierwotnego żelazoniklu (taenitu), wzrost kamacytu (Wood, 1967; Reisener & Goldstein, 2003) i agregatów metalicznych-siarczkowych (Lauretta i in., 1997). Relacje między tymi fazami stanowią podstawę klasyfikacji petrograficznej chondrytów (Van Schmus & Wood, 1967), która wyróżnia 6 typów oznaczanych liczbowo. W chondrytach typu 1 i 2 czytelny jest proces postępującego uwodnienia minerałów w fazie synakrecyjnej, typ 3 oznacza materię nieprzetworzoną przez roztwory wodne ani przez termalny metamorfizm, a typy 4–6 odzwierciedlają wzrastający wpływ

<sup>1</sup>Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, Ośrodek Badawczy we Wrocławiu, ul. Podwale 75, 50-449 Wrocław; agatakrz@twarda.pan.pl.

<sup>2</sup>Ul. Zabrodzka 1b/3, 52-336 Wrocław.

temperatury na skały ciała macierzystego. Wyróżniani niekiedy typ 7 stanowią skały o całkowicie zatartych cechach chondrytowych. Często jednak tak silna rekrystalizacja związana jest nie z akrecyjnym metamorfizmem, ale raczej z późniejszym impaktowym topieniem (Boslough, 1991; McCoy i in., 1995; Mittlefehldt & Lindstrom, 2001).

Metamorfizm uderzeniowy, wywołany wydarzeniami impaktowymi (syn- i postakrecyjnymi), obejmuje dwa główne procesy: przeobrażenie skały w zakresie temperatur zbliżonych do temperatur topienia i z udziałem ciśnienia 5–60 GPa, a także mechaniczną deformację oraz formację brekcji, gwałtowne przemieszczenia fragmentów skalnych i topienie związane z tym ruchem. Produkty deformacji skał chondrytowych są wypadkową zmian ciśnienia i temperatury podczas epizodu uderzeniowego, a te zależne są od siły fali uderzeniowej i typu kolizji. Metamorfizm prowadzi głównie do wysokociśnieniowych przemian strukturalnych, powstania defektów sieci krystalicznej krzemianów, kolejnego topienia minerałów żelazoniklowych i siarczkowych (Bennett & McSween, 1996) i uruchomienia ich transportu oraz powstania żył metaliczno-siarczkowych. Cechy nabyte w tych procesach nakładają się na zmiany termalne z czasu akrecji i dlatego do ich opisu stosowana jest równoległe klasyfikacja uderzeniowa, obejmująca 6 klas: S1–S6 (Stöffler i in., 1991). Siła fali uderzeniowej maleje wraz ze spadkiem kąta kolizji (Pierazzo & Melosh, 2000) i w przypadku kolizji skośnych niezauważalne są powyższe przemiany, a deformacja przyjmuje charakter procesów właściwych dużym tempom niszczenia (Fiske i in., 1995; van der Bogert i in., 2003; van der Bogert i in., 2008).

Także proces topienia zależny jest od siły kolizji i może mieć charakter lokalny lub obejmować dużą część skały chondrytowej. Jeśli chodzi o skład mineralny, chemiczny i izotopowy, stopy impaktowe nie różnią się znacznie od skały-gospodarza (Fredriksson i in., 1975; Fodor & Keil, 1976; Bischoff & Stöffler, 1992; Mittlefehldt & Lindstrom, 2001), jednak zazwyczaj nie są z nią w stanie równowagi ze względu na gwałtowny przebieg procesów impaktowych. Podczas topienia impaktowego może dochodzić do stopienia materiału macierzystego z jednoczesną separacją stopu metaliczno-siarczkowego (Fodor & Keil, 1976; Dodd & Jaroshewich, 1976), topienia materiału już odmieszanego (Rubin i in., 1981) lub – wskutek rozległego topienia na chondrytowym ciele macierzystym – do dyferencjacji magmowej (Hutchison i in., 1988; Ruzicka i in., 1998; Bridges i in., 1995; Xie i in., 2000).

### Metodyka badań

Płytki cienkie uniwersalne czterech chondrytów badane były pod mikroskopem polaryzacyjnym w świetle przechodzącym i odbitym. Skład chemiczny faz mineralnych oraz szkliv analizowany był za pomocą mikroskopu JEOL JSM-840 A z przystawką EDS w Laboratorium Analiz Podstawowych ING PAN (15 keV, 60 sek).

### Charakterystyka przejawów brekcjonowania i topienia impaktowego w wybranych chondrytach

#### Chondryt NWA-869 (L3.9-6 S2/3).

Chondryt NWA-869 pochodzi z jednego z największych deszczów meteorytów, których odłamki znaleziono

w północno-zachodniej Afryce w pobliżu Boudnib (Maroko). W badanych płytkach cienkich wyróżniono pięć typów klastów (0,5–6 mm) znajdujących się w tle chondrytowym.

**Tło chondrytowe.** Tło zawiera wyraźne chondry (0,3–1,3 mm) o zróżnicowanych teksturach – od porfirowych do granoblastycznych (ryc. 1A). Skaleniove mezostazis jest szkliste lub mikrokrystaliczne. Porfirokryształy oliwinów mają euhedralny, subhedralny lub szkieletowy pokrój i budowę pasową (tab. 1). W chondrach częste są nieregularne wrostki (10–20 µm) kamacytu, troilitu i chromitu.

Wśród minerałów nieprzezroczystych tła dominuje troilit. Kamacyt z troilem tworzą nieregularne, anhedralne skupienia (o rozmiarach do 1,1 mm), a ziarna są monokrystaliczne i niespękane. Występują też subhedralne ziarna chromitu wielkości 300–500 µm.

Matriks składa się z fragmentów chondr oraz rozdrobionych krzemianów (10 µm). Tkwią w nim polisyntetycznie zbliźniaczone i spękane ziarna piroksenu o składzie bronzytu/hiperstenu (tab. 1). Izolowane kryształy oliwinu o rozmiarach 100–350 µm faliście wygaszają światło, są nieregularnie spękane lub posiadają zespół równoległych, planarnych spękań i, tak jak oliwiny chondr, zawierają drobne wrostki minerałów nieprzezroczystych.

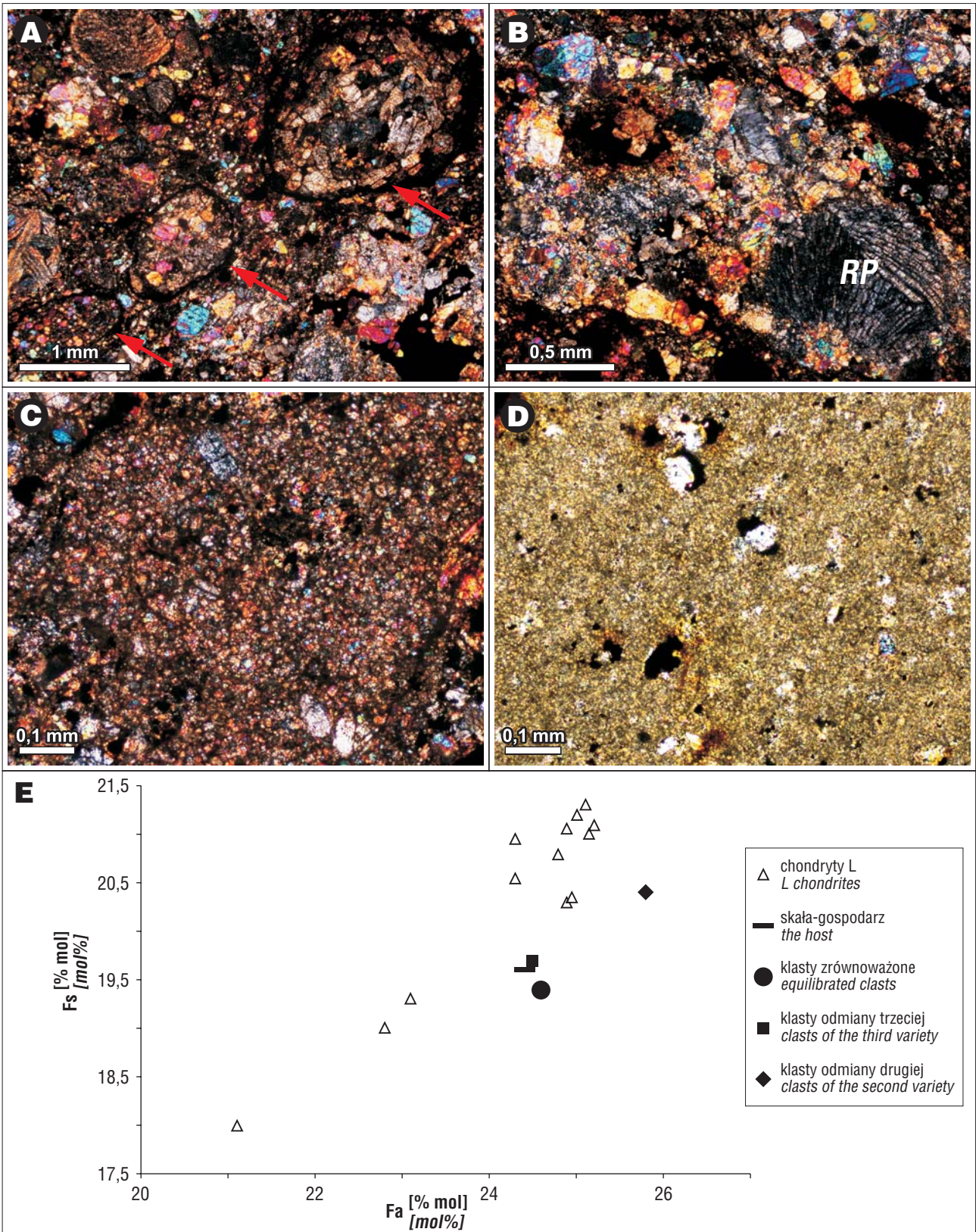
**Klasty chondrytowe zrównoważone.** Klasty stanowią fragmenty chondrytów (1–5 mm) wyższych typów petrograficznych o nieregularnych zarysach i lekko zatartych granicach z tłem. W niektórych klastach obecne są reliktory chondr lamelkowych oliwinowych lub promienistych piroksenowych o krystalicznym mezostazis i zatartych granicach (ryc. 1B).

W klastach występują spękane agregaty (150–230 µm, rzadziej 500–700 µm) troilitowo-kamacytowe (z przerozami taenitu). Ziarna chromitu są spękane, ale nie noszą śladów nadtopienia. Matriks w obrębie klastów jest pełno-krystaliczne, drobnoziarniste (5–20 µm). Tkwią w nim ziarna plagioklaz i anhedralne ziarna jednorodnego oliwinu, spękane i faliście wygaszające światło, oraz hipersten i diopsyd (2–4 µm) (tab. 1).

W tle chondrytowym, w pobliżu granic z klastami, znajdują się elipsoidalne chondry z nieregularnymi obwódkami zbudowanymi z żelazoniklu i troilitu. Dłuższa oś chondr układa się równoległe do granicy klastów (ryc. 1A).

**Klasty achondrytopodobne.** Oprócz klastów chondrytowych liczne są klasty o teksturach wyraźnie niechondrytowych, różniące się składem i/lub strukturami. Klasty typu pierwszego mają nieregularne, ostrokrawędziste zarysy (1,5 × 2 mm) i mikrokrystaliczną strukturę, są spękane i zawierają jedynie podrzędną ilość kamacytu w postaci zestalonych kropeł (1 mm średnicy). Klasty typu drugiego, o strukturach porfirowatych (4 × 12 mm), mają ostrą granicę z tłem, podkreśloną minerałami nieprzezroczystymi. Tworzy je drobnokrystaliczna masa oliwinowo-piroksenowa, w której tkwią skatakłazowane ziarna oliwinów (10–80 µm) i niskowapniowych piroksenów (50–100 µm), spękanych i faliście wygaszających światło (ryc. 1C). Klasty te są również ubogie w kamacyt (tab. 1), a troilit tworzy nieliczne, polikrystaliczne agregaty. Klasty trzeciego typu (ryc. 1D) są mikrokrystaliczne (20–80 µm) i mają wyraźną granicę z tłem chondrytowym. Tkwią w nich anhedralne kryształy oliwinów i bardzo wysoko dwójłomnych piroksenów





**Ryc. 1.** Chondryt NWA-869. **A** – elipsoidalne chondry w tle chondrytowym na granicy niezrównoważonego tła chondrytowego ze zrównoważonymi klastami; **B** – struktura klastu chondrytowego zrównoważonego, widoczny relik chondry promienistej piroksenowej (RP); **C** – klast achondrytopodobny odmiany drugiej; **D** – klast achondrytopodobny odmiany trzeciej; **E** – średnia zawartość molowa fayalitu (Fa) w oliwinie i ferrosylitu (Fs) w niskowapniowym piroksenie w wyróżnionych klastach i tle chondrytowym. Dane dotyczące chondrytów L za Brearleyem & Jonesem (1998). **Fig.1.** Chondrite NWA-869. **A** – ellipsoidal chondrules at the boundary of the unequilibrated host and equilibrated chondritic clasts; **B** – texture of an equilibrated chondritic clast, relict of radiating pyroxene chondrule (RP) is visible; **C** – achondritic clast of the second variety; **D** – achondritic clast of the third variety; **E** – mean mol content of fayalite (Fa) in olivine crystals and ferrosilite (Fs) in low-Ca pyroxene crystals in different clasts and the host. Data for L chondrite group after Brearley & Jones (1998). **A–D** – photomicrograph (transmitted light, crossed polars)

**Tab. 1. Skład chemiczny analizowanych faz mineralnych chondrytu NWA-869 w poszczególnych jego częściach**  
 Table 1. Chemical composition of mineral phases in the different parts of NWA-869 chondrite

Mineral <i>Mineral</i>		Tło chondrytowe <i>Chondritic host</i>		Klasy L 5/6 <i>Clasts L 5/6</i>		Klasy achondrytopodobne <i>Achondritic-like clasts</i>			
						odmiana druga <i>second variety</i>		odmiana trzecia <i>third variety</i>	
Ol [% mol] [mol%]	Fo	c:75,6±1,1 r:74,6±0,3	n = 4	75,4±0,3	n = 5	74,2±1,3	n = 6	75,5±0,6	n = 3
	Fa	c:24,4 r:25,2		24,6		25,8		24,5	
Opx [% mol] [mol%]	En	79,3±0,2	n = 6	78,9±0,2	n = 4	78,5±0,4	n = 3	79,1±0,2	n = 5
	Fs	19,6±0,3		19,4±0,2		20,4±0,3		19,7±0,4	
	Wo	1,1±0,1		1,0±0,1		1,2±0,1		1,2±0,2	
Cpx [% mol] [mol%]	En	n.o.		46,6 ±0,6	n = 3	n.o.		n.o.	
	Fs			10,1±0,2					
	Wo			43,3±0,6					
Pl [% mol] [mol%]		n.o.		An <sub>85</sub> Ab <sub>9</sub> Or <sub>5</sub>	n = 1	n.o.		n.o.	
Ka [% wag.] [wt%]	Ni	6,2±0,8	n = 6	6,7±0,6	n = 4	n.o.		5,9±0,6	n = 4
	Co	0,8±0,3		0,7±0,2				0,8±0,1	
Tae [% wag.] [wt%]	Ni	n.a.		18,2±0,7	n = 3			n.o.	
	Co			–					
Chr [% wag.] [wt%]	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	56,6	n = 3	55,9	n = 3	n.o.		n.o.	
	FeO	30,0		30,1					
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,7		6,0					
	MgO	3,2		2,3					
	TiO <sub>2</sub>	2,6		2,7					

n – liczba analiz, n.a. – nieanalizowany, n.o. – nie występuje, Ol – oliwin, Opx – piroksen rombowy, Cpx – piroksen jednoskośny, Pl – plagioklaz, Ka – kamacyt, Tae – taenit, Chr – chromit, Fo – forsteryt, Fa – fajalit, En – enstatyt, Fs – ferrosilit, Wo – wollastonit, Ab – albit, An – anortyt, Or – ortoklaz, c – centrum kryształu, r – brzeg kryształu  
 n – number of analyses, n.a. – not analysed, n.o. – do not occur, Ol – olivine, Opx – orthopyroxene, Cpx – clinopyroxene, Pl – plagioclase, Ka – kamacite, Tae – taenite, Chr – chromite, Fo – forsterite, Fa – fayalite, En – enstatite, Fs – ferrosilite, Wo – wollastonite, Ab – albite, An – anorthite, Or – orthoclase, c – center of crystal, r – rim of crystal

(ryc. 1D) o składzie hiperstenu (tab. 1). Kamacyt występuje w pojedynczych ziarnach.

**Klasyfikacja i zapis wydarzeń deformacyjnych.** Duża zawartość troilitu, skład chemiczny oliwinu, ortopiroksenu, kamacytu i chromitu tła chondrytowego świadczą o przynależności chondrytu NWA-869 do grupy L (ryc. 1E) i typu 3/4. Niezrównoważenie termalne potwierdzone jest nieznaczną niejednorodnością oliwinu, zawartością w nim fajalitu (Fa) oraz charakterem mezostazis. Klasy chondrytowe zbudowane ze skały bardziej zrekrytalizowanej, zawierającej plagioklaz i diopsyd, stanowią typ 5, a część z nich typ 6 – całkowicie zrekrytalizowany. Obserwacja deformacji krzemianów pozwala (zgodnie z wcześniejszą klasyfikacją) na zaliczenie meteorytu do słabo zdeformowanych (klasa S2/3).

Skład krzemianów oraz kamacytu tworzących klasy achondrytopodobne (tab. 1; ryc. 1E) wskazuje, że są one przetopionym chondrytem L (Rubin, 1990). Tekstury chondrytowe klastów uległy zatarciu w procesach impaktowych, o czym świadczy niezrównoważony skład krzemianów. Przetopienie prowadzące do utraty tekstur pierwotnych wymaga znacznie wyższego udziału poudarzeniowych tem-

peratur niż w klasie S2. Ponadto różnice teksturalne i mineralogiczne pomiędzy poszczególnymi odmianami klastów są dowodem kilku wydarzeń uderzeniowych o różnej sile fali uderzeniowej. Klasy mikrokrystaliczne typu pierwszego musiały doznać całkowitego stopienia i odmieszanania stopów metaliczno-siarczkowego od krzemianowego, a potem gwałtownej krystalizacji i szybkiego przechłodzenia. Klasy porfirowate odmiany drugiej noszą ślady deformacji uderzeniowej, podobnie jak tło chondrytowe, ale proces topienia impaktowego nie doprowadził do separacji stopów. Klasy z nietypowymi piroksenami (typ trzeci), które mają niemal identyczną charakterystykę petrograficzną z tłem i klastami chondrytowymi, mogły przejść rekrystalizację właściwą klasie 7, lecz określenie źródła ciepła – akrecyjne czy impaktowe – nie jest w tym przypadku możliwe.

Zbadane klasy achondrytopodobne nie wskazują na pochodzenie z innego ciała macierzystego (tzw. klasy egzotyczne). Klasy takie obserwowane były w chondrycie NWA-869 (Metzler i in., 2008).

Obecność klastów o niezrównoważonej charakterystyce chemicznej oznacza, że chondryt jako całość nie



doświadczył silnego metamorfizmu termalnego po wydarzeniach impaktowych. Procesy brekcjonowania i lityfikacji musiały następować we wczesnej, synakrecyjnej historii ciała macierzystego, kiedy to jego wysoka temperatura umożliwiła plastyczne odkształcenia chondr tworzących elipsoidalne obiekty ułożone w uporządkowany sposób (ryc. 1A).

Wydaje się prawdopodobne, że pierwszy epizod deformacji uderzeniowej miał miejsce jeszcze w epoce akrecyjnej i doprowadził do lokalnego stopienia skały i plastycznej deformacji. Wysoka temperatura ciała macierzystego umożliwiła jednak odprężenie sieci krystalicznej zdeformowanych krzemianów. Kolejna kolizja nastąpiła już po ustaniu termalnej aktywności i ochłodzeniu tego ciała. Skała doznała wówczas deformacji o umiarkowanej sile (S2/3),

która spowodowała powstanie defektów sieci krystalicznej krzemianów.

#### Chondryt Ghubara (L5 S4).

Chondryt Ghubara znaleziono w 1954 r. w Omanie. W badanych płytkach, w chondrytowym tle, występują trzy odmiany klastów achondrytopodobnych – mikroporfirycznych i mikrokryształicznych.

**Tło chondrytowe.** Tło zawiera liczne okrągławe, rzadko kuliste chondry (od 200–500  $\mu\text{m}$  do ok. 1,3 mm) oliwinowe i ortopiroksenowe, o mikro- lub pełnokryształicznym mezo-stazis. Kryształy oliwinu (50–400  $\mu\text{m}$ ) w matriks mają drobne wrostki troilitu, faliście wygaszają światło i są spękanne; kryształy większe (700  $\mu\text{m}$ ) posiadają zespoły spękań planarnych. Kryształy hiperstenu/bronzytu (tab. 2) oraz

**Tab. 2. Skład chemiczny analizowanych faz mineralnych chondrytu Ghubara w poszczególnych jego częściach**  
Table 2. Chemical composition of mineral phases in the different parts of Ghubara chondrite

Mineral <i>Mineral</i>		Tło chondrytowe <i>Chondritic host</i>		Klasty achondrytopodobne <i>Achondritic-like clasts</i>									
				odmiana pierwsza <i>first variety</i>				odmiana druga <i>second variety</i>		odmiana trzecia <i>third variety</i>			
				klast <i>clast</i>		kieszń stopowa <i>melt pocket</i>				klast <i>clast</i>	granica <i>boundary</i>		
Ol [% mol] [mol%]	Fo	73,2	n = 5	74,9	n = 5	74,6	n = 3	73,3	n = 5	73,4	n = 5	72,7	n = 1
	Fa	26,7 $\pm$ 0,4		25,1 $\pm$ 0,5		25,4 $\pm$ 0,8		26,7 $\pm$ 0,3		26,6 $\pm$ 0,3		27,3	
Opx [% mol] [mol%]	En	76,6 $\pm$ 3,4	n = 4	74,1 $\pm$ 0,1	n = 2	n.o.	n = 4	75,9 $\pm$ 0,6	n = 4	76,1 $\pm$ 0,3	n = 3	n.o.	n = 3
	Fs	21,9 $\pm$ 2,9		22,5 $\pm$ 0,4		22,7 $\pm$ 0,6		22,0 $\pm$ 0,3					
	Wo	1,4 $\pm$ 0,5		1,4 $\pm$ 0,2		1,4 $\pm$ 0,1		1,9 $\pm$ 0,6					
Cpx [% mol] [mol%]	En	52,1 $\pm$ 0,3	n = 4	n.o.	n = 4	n.o.	n = 2	69,5	n = 2	n.o.	n = 2	n.o.	n = 2
	Fs	12,4 $\pm$ 0,4		n.o.		20,8							
	Wo	34,5 $\pm$ 0,5		n.o.		8,6							
Ka [% wag.] [wt%]	Ni	6,5 $\pm$ 0,3	n = 3	5,7 $\pm$ 0,5	n = 2	n.o.	n = 2	n.o.	n = 2	n.o.	n = 2	n.o.	n = 2
	Co	0,62–0,84		0,36		n.o.		n.o.					
Tae [% wag.] [wt%]	Ni	18,7 $\pm$ 0,5	n = 1	15,1–15,6	n = 3	17,1–23,8	n = 7	15,6 $\pm$ 0,2	n = 3	n.o.	n = 3	8,5–9,9	n = 4
	Co	0,36 $\pm$ 0,2		0,71		0,26–0,73		0,22–0,82		0,6–0,84			
Chr [% wag.] [wt%]	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	56,9 $\pm$ 1,7	n = 4	n.o.	n.o.	n.o.	n = 2	54,5 $\pm$ 3,6	n = 2	59,4	n = 1	57,2 $\pm$ 1,2	n = 3
	FeO	29,1 $\pm$ 0,8						27,7 $\pm$ 1,3		26,17		28,6 $\pm$ 1,6	
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,69 $\pm$ 0,4						5,4		5,52		7,0 $\pm$ 1,4	
	MgO	4,17 $\pm$ 0,85						4,4 $\pm$ 1,3		4,68		2,9 $\pm$ 0,1	
	TiO <sub>2</sub>	2,16 $\pm$ 0,51						2,6		1,48		2,2 $\pm$ 0,2	
	MnO	0,56 $\pm$ 0,1						0,99		1,65		1,0 $\pm$ 0,2	
	SiO <sub>2</sub>	1,28 $\pm$ 1,1						3,2 $\pm$ 2,9		1,05		0,8 $\pm$ 0,4	
Szklwiwa <i>Glass</i>	n.o.	n.o.	n = 1	Ca <sub>0,82</sub> Na <sub>0,42</sub> Mg <sub>0,89</sub> Fe <sub>0,3</sub> Al <sub>0,43</sub> Si <sub>3,51</sub> O <sub>10</sub>	n = 5	Ol: Mg <sub>3,41</sub> Fe <sub>1,25</sub> Al <sub>0,22</sub> Si <sub>2,47</sub> O <sub>10</sub> , Pl: Ca <sub>0,44</sub> Na <sub>0,73</sub> K <sub>0,06</sub> Mg <sub>0,27</sub> Fe <sub>0,15</sub> Al <sub>1,23</sub> Si <sub>3,41</sub> O <sub>10</sub>	n = 3	Ca <sub>0,18</sub> Na <sub>0,65</sub> Al <sub>1,08</sub> Si <sub>2,81</sub> O <sub>8</sub>	n = 3	Ca <sub>0,15–0,24</sub> Na <sub>0,75–0,9</sub> K <sub>0,06–0,09</sub> Al <sub>0,96–1,23</sub> Si <sub>3,63–3,69</sub> O <sub>10</sub>	n = 4		

n – liczba analiz, n.o. – nie występuje, Ol – oliwin, Opx – piroksen rombowy, Cpx – piroksen jednoskośny, Pl – plagioklaz, Ka – kamacyt, Tae – taenit, Chr – chromit, Fo – forsteryt, Fa – fajalit, En – enstatyt, Fs – ferrosilit, Wo – wollastonit  
n – number of analyses, n.o. – do not occur, Ol – olivine, Opx – orthopyroxene, Cpx – clinopyroxene, Pl – plagioclase, Ka – kamacite, Tae – taenite, Chr – chromite, Fo – forsterite, Fa – fayalite, En – enstatite, Fs – ferrosilite, Wo – wollastonite

augitu pigeonitowego (10–50  $\mu\text{m}$ ) są nieregularnie splekane. Agregaty kamacytu-taenitu i troilitu (600  $\mu\text{m}$ –1,2 mm) są rzadkie, zdominowane przez troilit oraz siarczek żelaza i niklu (tab. 2).

**Klasy achondrytopodobne.** Dominują klasty o strukturach mikroporfirowych (odmiana pierwsza), o wielkości 10 mm  $\times$  6 mm, zbudowane z subhedralnych i anhedralnych oliwinów osadzonych w szklistym, zbliżonym do diopsydowego matriks (ryc. 2A, tab. 2) oraz pojedyncze agregaty piroksenowe (fragment chondry promienistej). Faza metaliczno-siarczkowa to przerosty taenitowo-troilitowe tworzące sferulki (10–150  $\mu\text{m}$ ). W tle chondrytowym i w klastach oraz wzdłuż ich granic z tłem występują amorficzne krzemianowe żyłki szokowe. W jednym z klastów znaleziono tzw. kieszeń stopową (ang. *melt pocket*) (ok. 1 mm  $\times$  250  $\mu\text{m}$ ), w szkliwie o zmiennym składzie (tab. 2) rozproszone są ziarna taenitu (< 1  $\mu\text{m}$ ) (tab. 2) oraz pojedyncze relikty chondr oliwinowych, lamelkowej i porfirowej (ryc. 2A), o szkliwie skaleniowym (tab. 2).

Mikrokrystaliczne klasty odmiany drugiej, o wielkości 2–4,7 mm, budują anhedralne kryształy oliwinu (2–20  $\mu\text{m}$ ) (ryc. 2B), hiperstenu/bronzytu (tab. 2), pigeonitu, chromitu i ziarna taenitu (ok. 8  $\mu\text{m}$ ) o jednakowej zawartości Ni (tab. 2), choć zmiennej zawartości Co. Przestrzeń pomiędzy kryształami wypełnia skaleniowe szklivo (tab. 2). Klasty mają ostre granice z tłem chondrytowym, podkreślone przerostami kamacytowo-taenitowymi (plessytowymi) (odpowiednio 6,4 i 21,7% wag. Ni) oraz mocno, nieregularnie splekanymi kryształami oliwinu (ryc. 2B). Klasty pocięte są równoległymi magnetytowymi (minerał wtórny, terygeniczny, zastępujący żelazonikiel) żyłkami, które kontynuują się w tle chondrytowym (ryc. 2B).

Rzadkie klasty porfirowe (odmiana trzecia), o rozmiarach 3  $\times$  2 mm, zawierają euhedralne kryształy oliwinu (40–120  $\mu\text{m}$ ) oraz subhedralne kryształy hiperstenu/bronzytu (tab. 2) rozmieszczone w masie skaleniowej (ryc. 2C). Sporadycznie występują troilit i chromit, a na granicy z częścią chondrytową (ryc. 2D) liczne są nieregularne przerosty kamacytowo/taenitowo-troilitowe. Wzdłuż ich granic z krzemianami tkwią subhedralne kryształy chromitu (tab. 2).

**Klasyfikacja i zapis wydarzeń deformacyjnych.** Chondryt Ghubara zaliczono do grupy L5 (Binns, 1968). Taką klasyfikację potwierdza zawartość Ni i Co w kamacycie tła chondrytowego (tab. 2; por. Rubin, 1990), choć nie odpowiada jej zawartość fajalitu (Fa) i ferrosilitu (Fs) w krzemianach (ryc. 2E), wskazująca raczej na przynależność tego meteorytu do chondrytów grupy LL. Niemniej klasty achondrytopodobne są stopami impaktowymi o charakterystyce chemicznej podobnej do tła chondrytowego (ryc. 2E). Pomierzona zmienność składu (tab. 2) i różne wykształcenie strukturalne (ryc. 2A–C) poszczególnych odmian odzwierciedlają różnice w stopniu topienia i tempie stygnięcia. Mikroporfirowe klasty pierwszej odmiany doznały częściowego frakcyjnego topienia, a faza metaliczna uległa całkowitemu stopieniu ( $T > 950^\circ\text{C}$ ) i remobilizacji. Powstanie kieszeni stopowej wiązało się z lokalnie wyższymi wartościami ciśnień i temperatur poudzeniowych podczas tego epizodu. Tempo stygnięcia stopu w kieszeni musiało być także większe niż w otoczeniu, gdyż nie doszło do przejścia fazowego taenit-kamacyt. Klasty odmiany drugiej są ciałami stopowymi i gwałtownie przechłodzo-

nymi (ang. *quenched*), a klasty typu trzeciego przejawiają cechy związane z powolnym odmieszaniem stopów krzemianowego i metaliczno-siarczkowego i powolną równowagową krystalizacją. Nie można jednoznacznie określić, czy różnice te związane są z różnymi wydarzeniami impaktowymi i różną siłą fali uderzeniowej w ich trakcie, czy też wynikają wyłącznie z różnic w reologii deformowanego materiału.

Zapewne jednak chondryt doświadczył kilkakrotnie wpływu metamorfizmu uderzeniowego – zapisane są w nim wyraźnie co najmniej trzy wydarzenia impaktowe. Przejawem jednego ze starszych, kiedy materia uległa stopieniu i gwałtownemu ochłodzeniu, są klasty odmiany drugiej. Następnie doszło do rozwoju żyłek kamacytowych (obecnie magnetytowych) (ryc. 2B). Przypuszczalnie jeszcze młodszymi strukturami są pozostałe klasty, nieprzecięte przez sieć równoległych żył magnetytowych. Te ostatnie wydarzenia impaktowe były najprawdopodobniej odpowiedzialne za powstanie przerostów metaliczno-siarczkowych na granicach klastów. Z nimi też zapewne związana jest obserwowana deformacja tła chondrytowego (S4). Brak zrównoważenia składu klastów odmiany drugiej i tła można wytłumaczyć gwałtownym przebiegiem procesów impaktowych, co zapisało się także podwyższeniem zawartości Ni w troilicicie tła chondrytowego (szybkie, poudzeniowe chłodzenie stopu Fe-Ni-S).

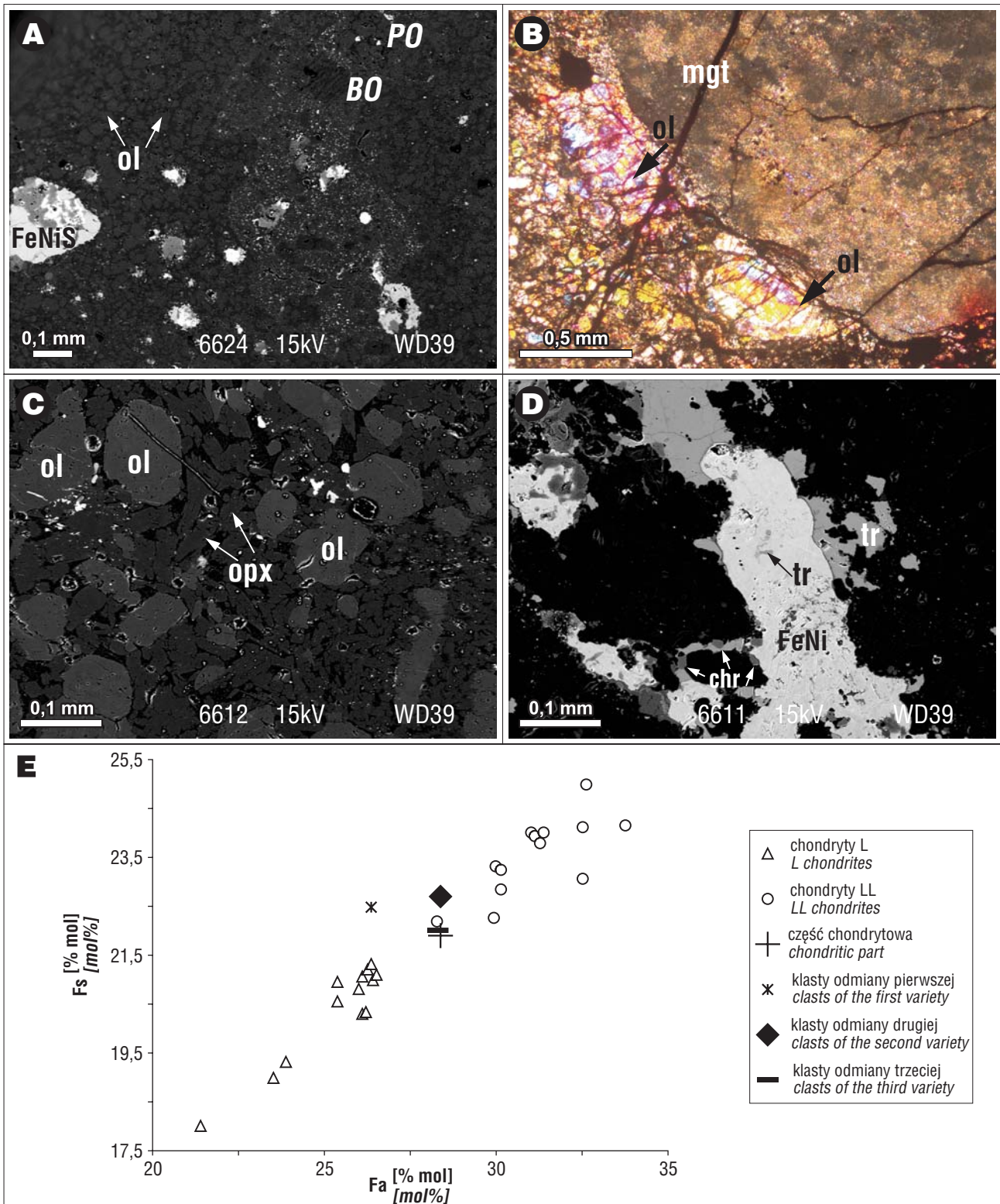
W badanej płytce nie znaleziono noduli metaliczno-siarczkowych, których należałoby oczekiwać w związku z sugerowanymi epizodami uderzeniowego powolnego odmieszania stopów. O obecności takich noduli w chondrycie Ghubara wspominają Lorenz i in. (2009), jednakże opisane przez nich występowanie struktury Widmannstättena wskazuje na chłodzenie powolne, sprzeczne z charakterystyką obserwowanego tu procesu uderzeniowego.

### Chondryt Tsarev (L5 S5).

Chondryt, znaleziono w 1968 r. w pobliżu wsi Carewo (ang. Tsarev; obwód Wołgogradzki, Rosja), a spadł on prawdopodobnie w 1922 r. W badanej płytce cienkiej, w skale chondrytowej, widoczna jest anastomozująca żyła kataklazytowa, stanowiąca ok. 22% badanej powierzchni.

**Tło chondrytowe.** W tle nieliczne, dobrze zachowane chondry mają drobnokrystaliczne mezostazis. Minerale siarczkowe oraz żelazoniklowe o amebowatym pokroju (20–150  $\mu\text{m}$  i sporadycznie 400–600  $\mu\text{m}$ ) kontynuują się jako krótkie, nieregularne żyłki. Nie spotkano samodzielnie występującego kamacytu, zawartość Ni w taencie jest prawie stała (tab. 3). Matriks tła stanowią pokruszone fragmenty chondr i rozdrobniony materiał krzemianowy: subhedralne, faliście lub mozaikowo wygaszające światło kryształy oliwinu (40–450  $\mu\text{m}$ ) z zespołami planarnych splekań i wrostkami troilitu oraz faliście wygaszające światło kryształy ortopiroksenów (40–170  $\mu\text{m}$ ) (ryc. 3A). Chondryt jest pocięty nieregularnymi splekaniami i żyłkami, wzdłuż których widoczne są ślady nieznacznych przemieszczeń.

**Żyła kataklazytowa.** Żyła ma bardzo wyraźną, choć nieregularną granicę z częścią chondrytową. W obrazie płytki cienkiej tworzy podobną do pseudotachylitu strukturę o szerokości do 1,5 cm, która zwężając się i wcina w tło chondrytowe siecią drobnych (szerokość 20–50  $\mu\text{m}$ ) żyłek, zamykając rozkruszone fragmenty matriks tła.



W żyłach występują skataklazowane minerały i ich agregaty osadzone w skrytokrystalicznej masie krzemianowej o niestechiometrycznym składzie (tab. 3, ryc. 3B). Nielicznie występujące kryształy oliwinów wygaszają światło mozaikowo (podziarna rozmiarów ok. 5 µm), a ziarna o składzie bronzytu/hiperstenu wykazują nadzwyczajnie wysoką dwójłomność. W przypadku niektórych agregatów mineralnych można przypuszczać, że są relikami chondr (promieniste piroksenowe, lamelkowe oliwinowe, porfirowe oliwinowe) (ryc. 3B). Część ta jest zubożona w minerały (ok. 1–5 µm

krople) zarówno żelaza i niklu, jak i siarczkowe, które są rozproszone w szklanym matryksie.

**Klasyfikacja i zapis wydarzeń deformacyjnych.** Zbadany skład krzemianów, ich homogeniczność oraz krystaliczność mezostazis potwierdzają (ryc. 3C) przynależność chondrytu do grupy L typu 5 (Migdicowa i in., 1982; Britt i in., 1989). Tło chondrytowe doznało wysokociśnieniowego metamorfizmu uderzeniowego (stopień S5 w klasyfikacji Stöfflera i in., 1991 z uzupełnieniem Rubina, 1992), który spowodował powstanie znaczących deformacji sieci kry-



←

**Ryc. 2.** Chondryt Ghubara. **A** – struktura klastu pierwszej odmiany oraz kieszeń stopowa w kłaście: BO – relikty chondry beleczkowej oliwinowej, PO – relikty chondry porfirowej oliwinowej; **B** – klast mikrokrystaliczny drugiej odmiany oraz spękanie ziarna oliwinu na granicy, w części chondrytowej; **C** – euhedralne kryształy oliwinu i subhedralne kryształy niskowapniowego piroksenu w kłaście trzeciej odmiany; **D** – przerosty kamacytowo-troilitowe oraz ziarna chromitu w części chondrytowej na granicy z klastem trzeciej odmiany; **E** – średnia zawartość molowa fajalitu (Fa) w oliwinie i ferrosilitu (Fs) w niskowapniowym piroksenie w wyróżnionych klastach i tle chondrytowym. Dane dotyczące chondrytów L i LL za Brearleyem & Jonesem (1998). A–D – fotografie mikroskopowe: światło przechodzące, skrzyżowane polaryzatory (B) oraz obrazy BSE (A, C, D). Pozostałe skróty: ol – oliwin, opx – ortopiroksen, mgt – magnetyt, tr – troilit, chr – chromit, FeNi – minerały żelaza i niklu, FeNiS – przerosty żelazoniklu i troilitu

**Fig. 2.** Ghubara chondrite. **A** – texture of the first variety clast and melt pocket in the clast: BO – barred olivine chondrule's relict, PO – porphyritic olivine chondrule's relict; **B** – microcrystalline clast of the second variety and fractured olivine crystals at the boundary, in the chondritic host; **C** – euhedral olivine crystals and subhedral low-Ca pyroxene crystals in the clast of the third variety; **D** – kamacite-troilite intergrowths and chromite grains in chondritic part near the boundary with clast of the third variety; **E** – mean mol content of fayalite (Fa) in olivine crystals and ferrosilite (Fs) in low-Ca pyroxene crystals in different clasts and the host. Data for L and LL chondrites after Brearley & Jones (1998). A–D – photomicrographs: transmitted light, crossed polars (B) and BSE images (A, C, D). Other abbreviations: ol – olivine, opx – orthopyroxene, mgt – magnetite, tr – troilite, chr – chromite, FeNi – minerals of Fe and Ni, FeNiS – FeNi and troilite intergrowths

**Tab. 3.** Skład chemiczny analizowanych faz mineralnych chondrytu Tsarev w poszczególnych jego częściach

Table 3. Chemical composition of mineral phases in the different parts of Tsarev chondrite

Mineral <i>Mineral</i>		Część chondrytowa <i>Chondritic part</i>		Żyła kataklazytowa <i>Cataclastic vein</i>	
Ol [% mol] [mol%]	Fo	74,6±0,3	n = 4	75,0±0,2	n = 5
	Fa	25,3		25,0	
Opx [% mol] [mol%]	En	74,6±0,4	n = 5	75,2±0,3	n = 3
	Fs	22,1±0,3		21,9±0,4	
	Wo	3,3±0,4		2,9±0,2	
Ka/Tae [% wag.] [wt%]	Ni	12,4±0,3	n = 6	18,2±0,4	n = 4
	Co	0,6±0,1		0,2±0,1	
Chr [% wag.] [wt%]	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	58,1±0,05	n = 3	n.o.	
	FeO	29,5±0,01			
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,9±0,04			
	MgO	3,5±0,02			
	TiO <sub>2</sub>	2,9±0,01			
Szklwiwa <i>Glass</i>	n.o.			Mg <sub>0-0,15</sub> Ca <sub>0,14-0,23</sub> Na <sub>0,63-0,78</sub> K <sub>0,05</sub> Fe <sub>0,07-0,31</sub> Al <sub>1,08-1,19</sub> Si <sub>2,77</sub> O <sub>8</sub> suma [% wag.] tlenków = 92,5 total [%wt] oxides = 92.5	n = 3

n – liczba analiz, n.o. – nie występuje, Ol – oliwin, Opx – piroksen rombowy, Ka – kamacyt, Tae – taenit, Chr – chromit, Fo – forsteryt, Fa – fajalit, En – enstatyt, Fs – ferrosilit, Wo – wollastonit  
n – number of analyses, n.o. – do not occur, Ol – olivine, Opx – orthopyroxene, Ka – kamacite, Tae – taenite, Chr – chromite, Fo – forsterite, Fa – fayalite, En – enstatite, Fs – ferrosilite, Wo – wollastonite

stalicznej krzemianów, spękań, żył i inkluzji metalu/troilitu wzdłuż spękań w ziarnach oliwinu (ryc. 3A). Jednolita zawartość Ni w minerałach żelazoniklowych świadczy o szybkim stygnięciu powstałego podczas impaktu stopu metalicznego (Grochowski i in., 1982; Smith & Goldstein, 1977; Bennett & McSween, 1996; Leroux i in., 2000).

W zbadanej płytce wyraźnie jednak zapisane jest kolejne wydarzenie uderzeniowe nieuwzględnione podczas zaliczania chondrytu do klasy S5. W tle chondrytowym widoczne

są liczne spękania i mikrouskoki – często z dobrze widocznym przemieszczeniem. Są to ślady deformacji o udziale składowej ścinającej i szybkim tempie niszczenia, wywołanej najprawdopodobniej przez kolizję skośną i towarzyszące jej niskie ciśnienia.

O niskociśnieniowym wydarzeniu deformacyjnym z wysokim tempem niszczenia świadczy także kataklazytowa tekstura żyły. Witryfikację matriksu żyły i odmieszanie stopów krzemianowego od metaliczno-siarczkowego należy jednak wiązać z wysoką temperaturą towarzyszącą impaktowi, a nie z działaniem naprężeń ścinających. Znaczne podobieństwo mineralne i chemiczne krzemianów (ryc. 3C) żyły i tła chondrytowego może świadczyć o jedynie mechanicznej deformacji ziaren, bez topienia podczas epizodu wysokociśnieniowego lub osiągnięciu przez nie równowagi pomiędzy wysokociśnieniowym i niskociśnieniowym epizodem deformacyjnym.

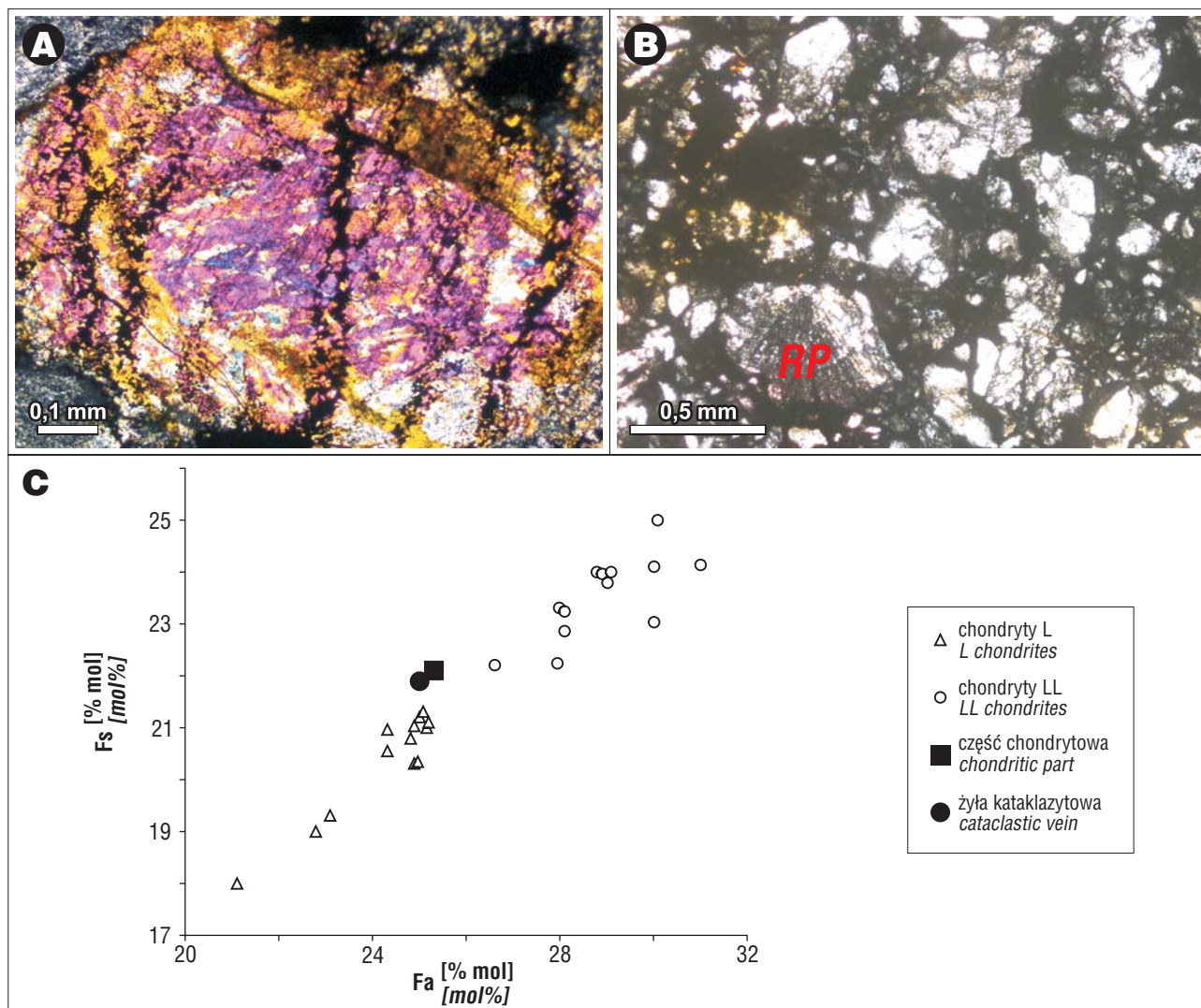
### Chondryt Zag (H3-6 S3).

Meteoryt spadł (spadek obserwowany) w 1998 r. niedaleko miejscowości Zak (fr. Zag) w Maroku (Grady, 2000; Rubin i in., 2002). W badanej płytce cienkiej z chondrytową częścią graniczy fragment achondrytopodobny (ok. 20% badanej powierzchni). Objętość fragmentu achondrytopodobnego jest tu niespotykanie duża (na ogół stopy impaktowe stanowią nie więcej niż 5% objętości chondrytów; Rubin i in., 2002).

**Część chondrytowa.** Chondry w części chondrytowej (150–1100 μm) są liczne i różnicowane strukturalnie. Ich mezostazis jest szkliste lub mikrokrystaliczne. Kryształy oliwinów i ortopiroksenów (50–500 μm), zarówno w chondrach, jak i izolowane w matriks, są euhedralne lub subhedralne, faliście wygaszają światło, posiadają jeden lub dwa zespoły planarnych spękań. W matriksie występują także ziarna enstatytowych diopsydów (5–10 μm) (tab. 4). Ziarna chromitu są silnie spękanie, pokruszone, ale nie zaobserwowano śladów ich nadtopienia.

Minerały nieprzezroczyste są równomiernie rozłożone w chondrytowej części meteorytu, tworzą nieregularne, amebowate przerosty (250–500 μm), w których elipsoidalne ziarna kamacytu zamknięte są w troilicie (ryc. 4A). Występują też kuliste ziarna taenitu (5–10 μm) oraz troilitowe dendryty (10–20 μm) w obrębie równoległych, krótkich (do 500 μm) i wąskich (do 80 μm) żył wypełnionych szklwym skaleniom bogatym w Na (tab. 4, ryc. 4B).





**Ryc. 3.** Chondryt Tsarev. **A** – mozaikowo wygaszający światło kryształ oliwinu osadzony w matriks, zawierający liczne wrostki troilitu wypełniające spękania; **B** – żyła kataklazytowa i widoczne w niej czarne, szkliste tło skalne oraz agregaty przypominające relikty chondr promienistych piroksenowych (RP); **C** – średnia zawartość molowa fajalitu (Fa) w oliwinie i ferrosylitu (Fs) w niskowapniowym piroksenie w tle chondrytowym i żyłce kataklazytowej. Dane dla chondrytów grup L i LL za Brearleyem & Jonesem (1998) oraz Rubinem, 1990. A–B – fotografie mikroskopowe, skrzyżowane polaryzatory

**Fig. 3.** Tsarev chondrite. **A** – mosaic olivine crystal in matrix with plenty of troilite inclusions filling the fractures; **B** – cataclastic vein: dark, glassy matrix and radial pyroxene-like mineral aggregates (RP); **C** – mean mol content of fayalite (Fa) in olivine crystals and ferrosilite (Fs) in low-Ca pyroxene crystals in different clasts and the host. Data for L and LL chondrites after Brearley & Jones, 1998 and Rubin, 1990. A–B – photomicrographs, crossed polars

Część achondrytopodobna. Część tę stanowi drobno-kryształiczna, a miejscami mikrokryształiczna masa oliwinowo-piroksenowo-skaleninowa. Kryształy są subhedralne (do 700  $\mu\text{m}$ ), mają inkluzje minerałów nieprzezroczystych (1–2  $\mu\text{m}$ ) i dwa zespoły planarnych spękań. Wykazują mozaikowe wygaszanie światła i obecność licznych podziarn (ok. 20  $\mu\text{m}$ ). Napotkano jeden agregat mineralny, który może być reliktem piroksenowej chondry promienistej (ryc. 4C). Minerale żelaza i niklu oraz troilit w tej części grupują się w sferulkach (ryc. 4C) o średnich rozmiarach 100–300  $\mu\text{m}$  i bardzo nieregularnych, „zazębionych” granicach z tłem krzemianowym, wzdłuż których występują subhedralne (2–5  $\mu\text{m}$ ) kryształy apatytu i whitlockitu.

Nodula metaliczno-siarczkowa. W części achondrytowej znajduje się pojedyncza nodula kamacytowo/taenitowo-troilitowa (średnica 3 mm – nodula *sensu stricto*; Scott, 1973; Widom i in., 1986; Kong i in., 1998). W jej otoczeniu

występują pojedyncze ziarna żelazoniklu i minerałów siarczkowych, ale nie spotyka się sferulek. Stop żelazoniklowy w obrębie noduli wykazuje martenzytową strukturę z obszarami o średniej zawartości Ni równej 18,3% wag. (przerosty kamacytowo-taenitowe) i 6,1% wag. (kamacyt) (tab. 4, ryc. 4D, E). Miedź jest jednolicie rozproszona w obrębie zestalonego żelazoniklu (stowarzyszona z taenitem; ryc. 4E) i nigdzie nie zaobserwowano jej koncentracji na granicach faz mineralnych. Na kontakcie z fazą krzemianową tła znaleziono pojedynczy subhedralny kryształ apatytu (80  $\mu\text{m}$ ).

Granica między częścią chondrytową i achondrytopodobną. Granica jest niejednolita: wyraźna lub przejściowa, gdzie widoczne są nadtopione chondry w obrębie części chondrytowej. W jej pobliżu stopień rekryształizacji chondr jest większy i bardziej zaznacza się mozaikowe wygaszanie światła przez lamelki oliwinu w chondrach. W części

Tab. 4. Skład chemiczny analizowanych faz mineralnych chondrytu Zag w poszczególnych jego częściach

Table 4. Chemical composition of mineral phases in the different parts of Zag chondrite

Mineral <i>Mineral</i>		Część chondrytowa <i>Chondritic part</i>			Część achondrytopodobna <i>Achondritic-like part</i>			
		tło <i>matrix</i>	agregaty kamacytowo – troilitowe <i>kamacite-troilite aggregates</i>	żyły <i>veins</i>	tło skalne <i>matrix</i>	nodula <i>nodule</i>		
Ol [% mol] [mol%]	Fo	81,1±0,1	n = 6	n.o.	80,1±0,6		n = 7	
	Fa	19,1±0,3			19,7±0,5			
Opx [% mol] [mol%]	En	81,8±0,1	n = 4	n.o.	81,1±0,8		n = 5	
	Fs	16,8±0,1			16,7±0,3			
	Wo	1,4±0,1			2,1±0,6			
Cpx [% mol] [mol%]	En	48,8±0,9	n = 2	n.o.	n.o.			
	Fs	6,7±0,4						
	Wo	44,6±1,2						
Ka [% wag.] [wt%]	Ni	6,2±0,6	n = 4	6,1	n = 7 (ot)	5,1±1,1	n = 4	+ P, Si, Zn
	Co	–		0,4		–		
Tae [% wag.] [wt%]	Ni	n.o.	n = 5	26,6	n = 5	18,3±1,3	n = 5	
	Co			0,3		–		
Chr [% wag.] [wt%]	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	58,6±0,2	n = 2	n.o.	n.o.	n.o.		
	FeO	26,2						
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,5						
	MgO	4,2						
	TiO <sub>2</sub>	2,3						
	MnO	1,2						
Pl/Szkliwa <i>Pl/Glass</i>		n.o.		Ab <sub>76-87,9</sub> An <sub>3,42-17,1</sub> Or <sub>6,9-8,7</sub>		Ca <sub>3,3-3,6</sub> Al <sub>0,7-0,9</sub> Fe <sub>0,1-0,5</sub> Mg <sub>0,4-1,7</sub> Ca <sub>0,02-0,4</sub> Na <sub>0,4-0,6</sub> K <sub>0,1-0,3</sub> Si <sub>3,3-3,6</sub> O <sub>10</sub>	n = 4	

n – liczba analiz, n.o. – nie występuje, Ol – oliwin, Opx – piroksen rombowy, Cpx – piroksen jednoskośny, Ka – kamacyt, Tae – taenit, Chr – chromit, Pl – plagioklaz, Fo – forsteryt, Fa – fajalit, En – enstatyt, Fs – ferrosilit, Wo – wollastonit, Ab – albit, An – anortyt, Or – ortoklaz, kolor jasnoszary – analizy dotyczą minerałów FeNi wewnątrz agregatów kamacytowo-troilitowych, kolor ciemnoszary – analizy dotyczą minerałów tworzących nodulę i sferulki

n – number of analyses, n.o. – do not occur, Ol – olivine, Opx – orthopyroxene, Cpx – clinopyroxene, Ka – kamacite, Tae – taenite, Chr – chromite, Pl – plagioclase, Fo – forsterite, Fa – fayalite, En – enstatite, Fs – ferrosilite, Wo – wollastonite, Ab – albite, An – anorthite, Or – orthoclase, light grey – analyses of FeNi grains in kamacite-troilite aggregates, dark grey – analyses of minerals of nodule and spherules

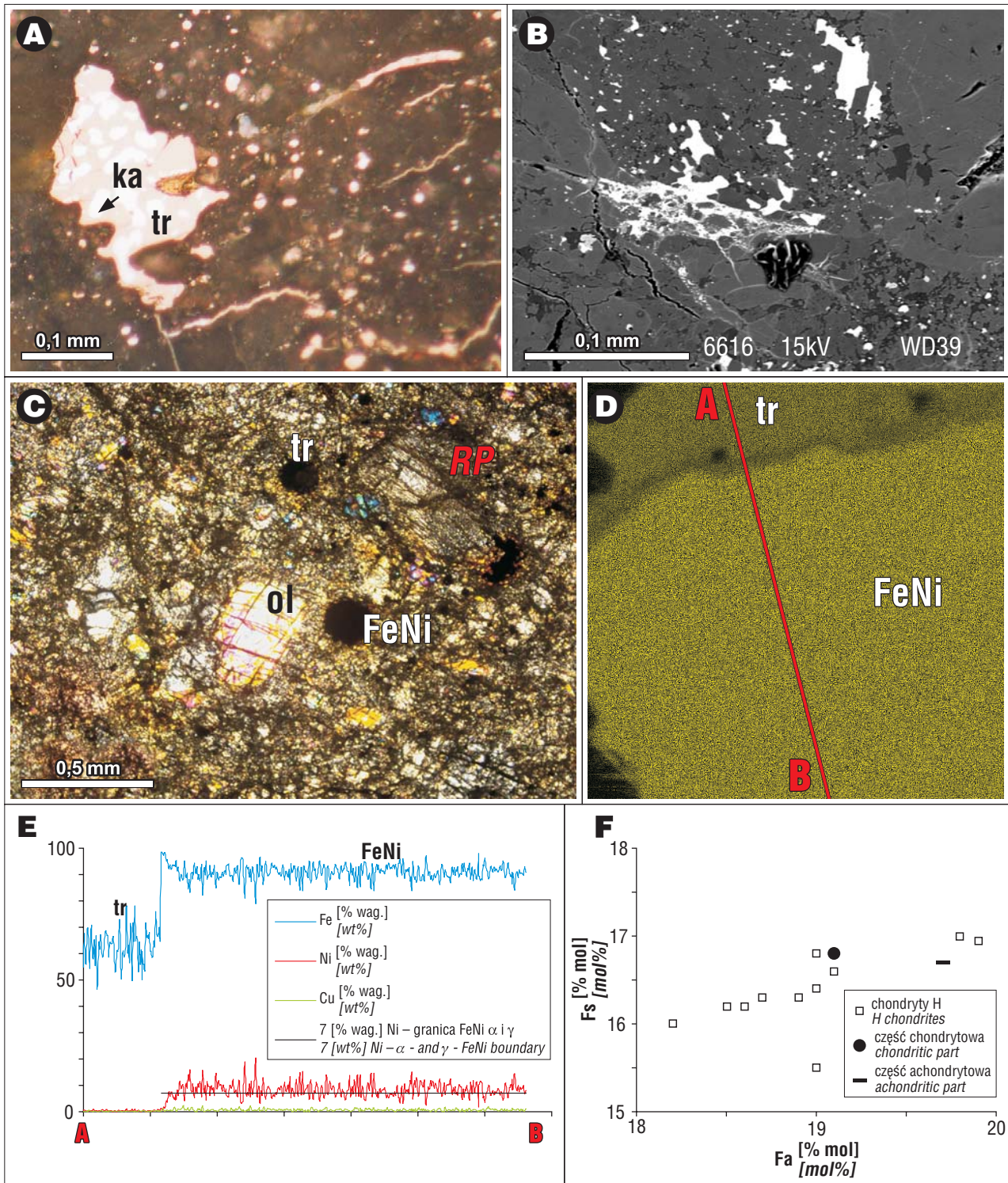
achondrytopodobnej tło w pobliżu kontaktu jest bardziej drobnoziarniste i liczniej występują tu sferulki (również drobniejsze).

**Klasyfikacja i zapis wydarzeń deformacyjnych.** Skład analizowanych faz mineralnych odpowiada przyjętej klasyfikacji meteorytu Zag jako chondrytu H (ryc. 4F). Krystaliczność mezostazis, homogeniczność krzemianów i obecność ziaren diopsydu świadczy o stopniu zrównoważenia składu właściwym dla typu petrograficznego 5/6. Deformacje sieci krystalicznej krzemianów oraz spękanie, lecz nienadtopione ziarna chromitu w części chondrytowej pozwalają wnioskować o umiarkowanym udziale ciśnień uderzeniowych (S3) w deformacji tego fragmentu meteorytu. Wpływ wydarzenia deformacyjnego jest jednak bardzo zmienny w poszczególnych częściach chondrytu.

O uderzeniowym, lokalnym przetopieniu materiału w części chondrytowej świadczy kilka jego cech. Występowanie żelazoniklu i szkliw krzemianowych wiąże się z eutektycznym topieniem, wzrostki elioidalnych ziaren kamacytowych wewnątrz troilitu wskazują na gwałtowny przebieg procesu uderzeniowego (Taylor & Heymann, 1971), podobnie jak wysokosodowy skład szkliwa skaleniowego (Ruzicka i in., 1998). Przetopiony materiał tworzy obserwowane żyły i kieszenie stopowe.

Część achondrytopodobna pochodzi z przetopienia materiału chondrytowego (ryc. 4E) w tym samym wydarzeniu impaktowym. Świadczą o tym zachowany relikty chondry i spękanie kryształy oliwinów. Topienie w tym przypadku musiało być jednak bardziej intensywne i doprowadziło do powstania szkliw bogatych w składniki trudniej





**Ryc. 4.** Chondryt Zag. **A** – eutektyczne przerosty kamacytowo-troilitowe w części chondrytowej; **B** – żyła wypełniona krzemianowym szkliwem z metaliczno-siarczkowymi agregatami – kieszeń stopowa w części chondrytowej; **C** – struktura części achondrytopodobnej. Widoczne są: chondra promienista piroksenowa (RP), spękanie ziarna oliwiny i sferulki kamacytowo-troilitowe; **D** – zawartość Fe na kontakcie troilitu i żelazoniklu w obrębie noduli w części achondrytopodobnej (AB – linia profilu przedstawionego na ryc. 4E); **E** – profil zawartości Fe, Ni i Cu w obrębie noduli żelazoniklowej wykonany wzdłuż ścieżki AB zaznaczonej na ryc. 4D; **F** – średnia zawartość molowa fajalitu (Fa) w oliwinie i ferrosylitu (Fs) w niskowapniowym piroksenie w tle chondrytowym i części achondrytopodobnej chondrytu Zag. Dane dotyczące chondrytów H za Brearleyem & Jonesem (1998) oraz Rubinem, 1990. A–C – fotografie mikroskopowe: światło odbite (A), światło przechodzące, skrzyżowane polaryzatory (C) oraz obraz BSE (B). Pozostałe skróty: ka – kamacyt, tr – troilit, ol – oliwin

**Fig. 4.** Zag chondrite. **A** – eutectic kamacite-troilite intergrowths in chondritic part; **B** – vein filled with silicate glass and metal-sulfide blebs – melt pocket in chondritic part; **C** – texture of achondritic part: radial pyroxene chondrule (RP) and fracture olivine relicts are visible as well as troilite and kamacite globules; **D** – Fe content at the boundary of troilite and FeNi in nodule in achondritic part (AB – line for spectral profile shown in the fig. 4E); **E** – Fe, Ni and Cu content profile across the nodule, pointed by line AB marked on fig. 4D; **F** – mean content of fayalite (Fa) in olivine crystals and ferrosilite (Fs) in low-Ca pyroxene crystals in the chondritic host and achondritic-like part of the Zag chondrite. Data for H chondrite group after Brearley & Jones, 1998 and Rubin, 1990. A–C – photomicrographs: reflected light (A), transmitted light, crossed polars (C) and BSE image (B). Other abbreviations: ka – kamacite, tr – troilite, ol – olivine

topliwe (tab. 4) oraz do całkowitego stopienia i odmieszania stopów krzemianowego i metaliczno-siarczkowego. Krystalizacja stopionego materiału w żyłach-kieszzeniach stopowych musiała następować już po ustąpieniu ciśnień uderzeniowych, czego dowodem jest obecność wyłącznie niskociśnieniowych polimorfów minerałów w obrębie kieszeni. Stygnięcie skały po uderzeniu musiało być jednak szybkie. W części achondrytopodobnej świadczą o tym zarówno martenzytowa struktura noduli, jak i równomierne rozproszenie w niej miedzi. W przypadku wolnego stygnięcia stopu żelazoniklowego wraz ze spadkiem stabilności taenitu miedź gromadziłaby się na granicach metalu i krzemianów lub metalu i siarczków (Rubin, 1992). Wytrącenia minerałów fosforanowych na granicach sferulek i krzemianowego tła są także powszechnym skutkiem metamorfizmu uderzeniowego – podczas tego procesu łatwotopliwe pierwiastki uwolnione z fosforanów i plagioklazów wchodziły w skład stopu metaliczno-siarczkowego (Chen & Xie, 1996), z którego zostają uwolnione podczas stygnięcia i tworzą własne minerały.

Z wyjątkiem wspomnianych wyżej obszarów (kieszni) lokalnego topienia, część chondrytowa uległa deformacji i rekrystalizacji w stanie stałym. Musiała ona być chłodna podczas stygnięcia stopu achondrytopodobnego (Siemiątkowski, 2005). Różnica temperatur doprowadziła do powstania drobnokrystalicznego obrzeża części achondrytopodobnej, a miejscami do topienia i rekrystalizacji chondrytów w części chondrytowej. Wraz z odległością od kontaktu rośnie wielkość ziarna minerałów krzemianowych i skupień metaliczno-siarczkowych.

Obecność metastabilnych struktur martenzytowych oznacza, że badana skała nie była metamorfizowana po powstaniu stopu impaktowego. Było to zatem ostatnie wydarzenie, którego badany fragment doświadczył na ciele macierzystym.

### Podsumowanie

- W brekcjach chondrytowych obserwować można różnicowanie klastów wynikające z pierwotnych, synakrecyjnych procesów równoważenia termalnego oraz syn- i postakrecyjnych zmian impaktowych. Procesy impaktowe musiały zachodzić już w epoce akrecyjnej i prowadzić np. do plastycznej deformacji w obrębie niezrównoważonych fragmentów meteorytów (NWA-869).
- NWA-869, Ghubara i Tsarev należą do zrównoważonych mineralogicznie chondrytów L. Jak się przyjmuje (np. Alexeev, 1998), pochodzą one z jednego ciała macierzystego, ale różnią się znacznie zapisem deformacji uderzeniowej.
- Skutkiem impaktów powstały struktury związane z: (1) przejściem fali uderzeniowej i wyzwolonymi przez nią ciśnieniem i temperaturą (topienie impaktowe i schładzanie powstałych stopów), (2) ścinaniem i wysokim tempem niszczenia (kataklaza), (3) heterogenicznością i zmianami ciśnienia uderzeniowego oraz temperatur poudzeniowych (kieszenie stopowe).
- Klasty achondrytopodobne w obrębie badanych skał chondrytowych są do nich pokrewne, mają zbliżony do tła chondrytowego skład mineralny i chemiczny,

a w wielu przypadkach zachowane relikty struktur chondrytowych. Nieznaczne różnice składu fazowego minerałów tworzących klasty (szczególnie mikroporfirowe) i otaczających tło chondrytowe wskazują, że procesy impaktowe mogą być odpowiedzialne za obserwowane zaburzenia w zrównoważeniu składu chemicznego i mineralnego chondrytów.

- Stopy impaktowe różnych odmian obserwowane w obrębie chondrytów NWA-869 i Ghubara różnią się między sobą mineralogicznie i formą występowania. Głównymi czynnikami wpływającymi na takie zróżnicowanie są reologia deformowanego ośrodka, a także temperatura topienia protolitu i tempo stygnięcia stopu. Czynniki te zależne są od siły i rodzaju kolizji, a cechy obserwowanych klastów raczej wykluczają ich powstanie w jednym epizodzie uderzeniowym.
- Obecność stopionych uderzeniowo fragmentów o znacznych rozmiarach (np. Zag) świadczy o potencjalnej zdolności procesów impaktowych do wytworzenia pokaźnej ilości stopu. Uprawnia to do przypuszczenia, że lokalnie zachodząca dyferencjacja stopów możliwa jest także na małych, chondrytowych ciałach macierzystych.
- Właściwe rozpoznanie w meteorytach procesów wielokrotnego metamorfizmu uderzeniowego i tworzenia się brekcji ma istotne znaczenie w poprawnym rozwiązywaniu problemów związanych z pierwotnym składem, akrecją i ewolucją ich ciał macierzystych.

Prezentowane wyniki pochodzą z badań wykonanych w ramach zadania statutowego ING PAN *Opis petrograficzny meteorytów z kolekcji J. Siemiątkowskiego* realizowanego w 2009 r. Autorzy składają szczególne podziękowania prof. dr. hab. Andrzejowi Żelaźniewiczowi za koordynację zadania, liczne sugestie i dyskusje, dr. Ryszardowi Orłowskiemu za pomoc w wykonaniu analiz oraz recenzentom – prof. dr. hab. Łukaszowi Karwowskiemu i prof. dr. hab. Tadeuszowi Przylibskiemu za cenne uwagi, które ulepszyły końcową wersję artykułu.

### Literatura

- ALEXEEV V.A. 1998 – Parent bodies of L and H chondrites. Times of catastrophic events. *Meteorit. Planet. Sci.*, 33: 145–152.
- BENNETT M.E. & MCSWEEN H.Y. JR. 1996 – Shock features in iron-nickel metal and troilite of L-group ordinary chondrites. *Meteorit. Planet. Sci.*, 31: 255–264.
- BINNS R.A. 1968 – Cognate xenoliths in chondritic meteorites. Examples in Mezö-Madras and Ghubara. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32: 299–317.
- BISCHOFF A. & STÖFFLER D. 1992 – Shock metamorphism as a fundamental process in the evolution of planetary bodies. *Information from meteorites. Eur. J. Mineral.*, 4: 707–755.
- BOGERT C.H. VAN DER, SCHULTZ P.H. & SPRAY J.G. 2003 – Impact-induced frictional melting in ordinary chondrites. A mechanism for deformation, darkening, and vein formation. *Meteorit. Planet. Sci.*, 38: 1521–1531.
- BOGERT C.H. VAN DER, SCHULTZ P.H. & SPRAY J.G. 2008 – Differences between impact-induced veining and darkening in H and L ordinary chondrites as investigated by high strain-rate deformation experiments. *European Planetary Science Congress Abstracts*, 3: EPSC2008-A-00587.
- BOSLOUGH M.B. 1991 – Shock modification and chemistry and planetary geologic processes. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 19: 101–130.
- BREARLEY A.J. & JONES R.H. 1998 – Chondritic meteorites. [W:] J.J. Papike (red.) *Planetary Materials, Rev. Min. Geochem.*, 36: 398.
- BRIDGES J.C., FRANCHI I.A., HUTCHISON R., MORSE A.D., LONG J.V.P. & PILLINGER C.T. 1995 – Cristobalite- and trydimite-bearing clasts in Parnallee (LL3) and Farmington (L5). *Meteoritics*, 30: 715–727.

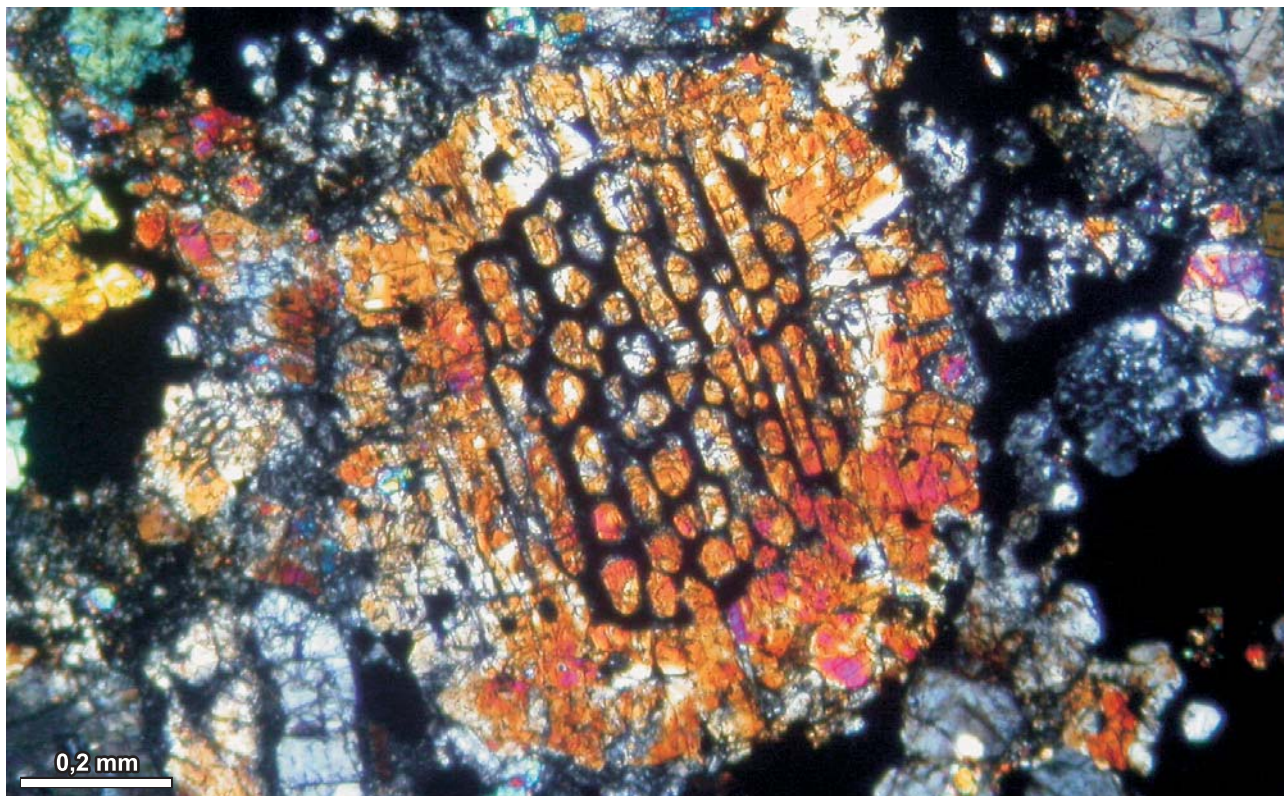


- BRITT D.T., PIETERS C.M., PETAEV M.I. & ZASLAVSKAYA N.I. 1989 – The Tsarev meteorite. Petrology and bidirectional reflectance spectra of a shock-blackened L chondrite. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, 19: 537–545.
- CHEN M. & XIE X. 1996 – Na behaviour in shock-induced melt phase of the Yanzhuang (H6) chondrite. *Eur. J. Mineral.*, 8: 325–333.
- DODD R.T. & JAROSHEWICH E. 1976 – Olivine microporphyry in the St. Mesmin chondrite. *Meteoritics*, 11: 1–20.
- FISKE P.S., NELLIS W.J., LIPP M., LORENZANA H., KIKUCHI M. & SYONO Y. 1995 – Pseudotachylites generated in shock experiments. Implications for impact cratering products and processes. *Nature*, 270: 281–283.
- FODOR R.V. & KEIL K. 1976 – Carbonaceous and non-carbonaceous lithic fragments in the Plainview, Texas, chondrite. Origin and history. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40: 177–189.
- FREDRIKSSON K., DUBE A., JAROSHEWICH E., NELEN J.A. & NOONAN A.F. 1975 – The pulsora anomaly – a case against metamorphic equilibration in chondrites. *Smithson. Contrib. Earth Sci.*, 14: 41–53.
- GRADY M.M. 2000 – Catalogue of meteorites. Fifth edition. Cambridge Univ. Press, Cambridge: 689.
- GROCHOWSKI W.I., GORIELOWA E.A. & ZASLAWSKAJA H.I. 1982 – Sostaw i struktura nikielistogo zieliezza w chondricie Carew. *Meteoritika*, 41: 37–40.
- HEWINS R.H., JONES R.H. & SCOTT E.R.D. (red.) 1996 – Chondrules and the protoplanetary disk. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- HUSS G.R., RUBIN A.E. & GROSSMAN J.N. 2006 – Thermal metamorphism in chondrites. [W:] Lauretta D.S. & McSween H.Y. (red.) *Meteorites and the Early Solar System II*. Univ. of Arizona Press, Tucson: 567–586.
- HUTCHISON R., WILLIAMS C.T., DIN V.K., CLAYTON R.N., KIRSCHBAUM C., PAUL R.L. & LIPSCHUTZ M.E. 1988 – A planetary, H-group pebble in the Barwell, L6, unshocked chondritic meteorite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90: 105–118.
- KONG P., EBIHARA M. & XIE X. 1998 – Reevaluation of formation of metal nodules in ordinary chondrites. *Meteorit. Planet. Sci.*, 33: 993–998.
- LAURETTA D.S., LODDERS K., FEGLEY B. JR & KREMSER D.T. 1997 – The origin of sulfide-rimmed metal grains in ordinary chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 151: 289–301.
- LEROUX H., DOUKHAN J.C. & PERRON C. 2000 – Microstructures of metal grains in ordinary chondrites. Implications for their thermal histories. *Meteorit. Planet. Sci.*, 35: 569–580.
- LESHIN L.A., RUBIN A.E. & MCKEEGAN K.D. 1997 – The oxygen isotopic composition of olivine and pyroxene from CI chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61: 835–845.
- LORENZ C.A., TEPLYAKOVA S.N., KOROCHANSTEV A.V., KONONKOVA N.N., ROSHINA I.A. & SADILENKO D.A. 2009 – The structure and composition of large metal nodule from the Ghubara L5 chondrite. 40th Lunar and Planetary Science Conference, Woodlands, Texas 23–27.03.2009.
- MCCOY T.J., KEIL K., BOGARD D.D., GARRISON D.H., CASANOVA I., LINDSTROM M.M., BREARLEY A.J., KEHM K., NICHOLS R.H. JR. & HOHENBERG C.M. 1995 – Origin and history of impact-melt rocks of enstatite chondrite parentage. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59: 161–175.
- MCSWEEN H.Y. & PATCHEN A.D. 1989 – Pyroxene thermobarometry in LL-group chondrites and implications for parent body metamorphism. *Meteoritics*, 24: 219–226.
- MCSWEEN H.Y., SEARS D.W.G. & DODD R.T. 1988 – Thermal metamorphism. [W:] Kerridge J.F. & Mathews M.S. (red.) *Meteorites and the Early Solar System*. Univ. of Arizona Press, Tucson: 102–113.
- METZLER K., OTT U., WELTEN K., CAFFEE M.W. & FRANKE L. 2008 – The L3-6 regolith breccia Northwest Africa 869. Petrology, noble gases, and cosmogenic radionuclides. 39th Lunar and Planetary Science Conference, League City, Texas 10–14.03.2008.
- MIGDICOWA L.F., ZAŁAWSKAJA N.I., IVANOW A.W., SZCZERBOWSKI E.A. & LEWSKI L.K. 1982 – Osobjenosti sostawa i struktury meteorita Carew. *Meteoritika*, 41: 13–30.
- MITTLEFEHLDT D.W. & LINDSTROM M.M. 2001 – Petrology and geochemistry of Patuxent Range 91501, a clast-poor impact melt from the L-chondrite parent body and Lewis Cliff 88663, an L7 chondrite. *Meteorit. Planet. Sci.*, 36: 439–457.
- PIERAZZO E. & MELOSH H.J. 2000 – Understanding oblique impacts from experiments, observations, and modelling. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 28: 141–167.
- REISENER R.J. & GOLDSTEIN J.I. 2003 – Ordinary chondrite metallography. Part I. Fe-Ni taenite cooling experiments. *Meteorit. Planet. Sci.*, 38: 1669–1678.
- RUBIN A.E. 1990 – Kamacite and olivine in ordinary chondrites. Intergroup and intragroup relationships. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54: 1217–1232.
- RUBIN A.E. 1992 – A shock-metamorphic model for silicate darkening and compositionally variable plagioclase in CK and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56: 1705–1714.
- RUBIN A.E., KEIL K., TAYLOR G.J., MA M.S., SCHMITT R.A. & BOGARD D.D. 1981 – Derivation of a heterogeneous lithic fragment in the Bovedy L-group chondrite from impact-melted porphyritic chondrules. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45: 2213–2228.
- RUBIN A.E., ZOLENSKY M.E. & BODNAR R.J. 2002 – The halite-bearing Zag and Monahans (1998) meteorite breccias. Shock metamorphism, thermal metamorphism and aqueous alteration on the H-chondrite parent body. *Meteorit. Planet. Sci.*, 37: 125–141.
- RUZICKA A., SNYDER G.A. & TAYLOR L.A. 1998 – Mega-chondrules and large, igneous-textured clasts in Julesberg (L3) and other ordinary chondrites. Vapor-fractionation, shock-melting, and chondrule formation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62: 1419–1442.
- SCOTT E.R.D. 1973 – Large metal nodules in ordinary chondrites. *EOS*, 54: 1125–1126.
- SIEMIĄTKOWSKI J. 2005 – Rzadki kontakt chłodnego chondrytu z gorącym stopionym achondrytem. *Meteoryt*, 1: 27–28.
- SMITH B.A. & GOLDSTEIN J.I. 1977 – The metallic microstructures and thermal histories of severely reheated chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41: 1061–1072.
- STÖFFLER D., KEIL K. & SCOTT E.R.D. 1991 – Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55: 3845–3867.
- TAYLOR G.J. & HEYMANN D. 1971 – Postshock thermal histories of reheated chondrites. *J. Geophys. Res.*, 76: 1879–1893.
- VAN SCHMUSS W.R. & WOOD J.A. 1967 – A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31: 747–765.
- WADHWA M., AMELIN Y., DAVIS A.M., LUGMAIR G.W., MEYER B., GOUNELLE M. & DESCH S.J. 2007 – From dust to planetesimals. Implications for the solar protoplanetary disk from short-lived radionuclides. *Protostars and Planets V*. Univ. of Arizona Press, Tucson: 835–850.
- WASSERBURG G.J. 1985 – Short-lived nuclei in the early Solar System. [W:] Black D.C. & Mathews M.S. (red.) *Protostars and Planets II*. Univ. of Arizona Press, Tucson: 703–737.
- WIDOM E., RUBIN A.E. & WASSON J.T. 1986 – Composition and formation of metal nodules and veins in ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50: 1989–1995.
- WOOD J. 1967 – Chondrites. Their metallic minerals, thermal histories and parent bodies. *Icarus*, 6: 1–7.
- XIE X., CHEN M., DAI C. & EL GORESY A. 2000 – Characteristics in naturally and experimentally shocked chondrites. A clue to P-T conditions of impacted asteroids. *Science in China, Series D*, 43: 480–486.
- ZOLENSKY M., BARRETT T. & BROWNING L. 1993 – Mineralogy and composition of matrix and chondrule rims in carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 3123–3148.

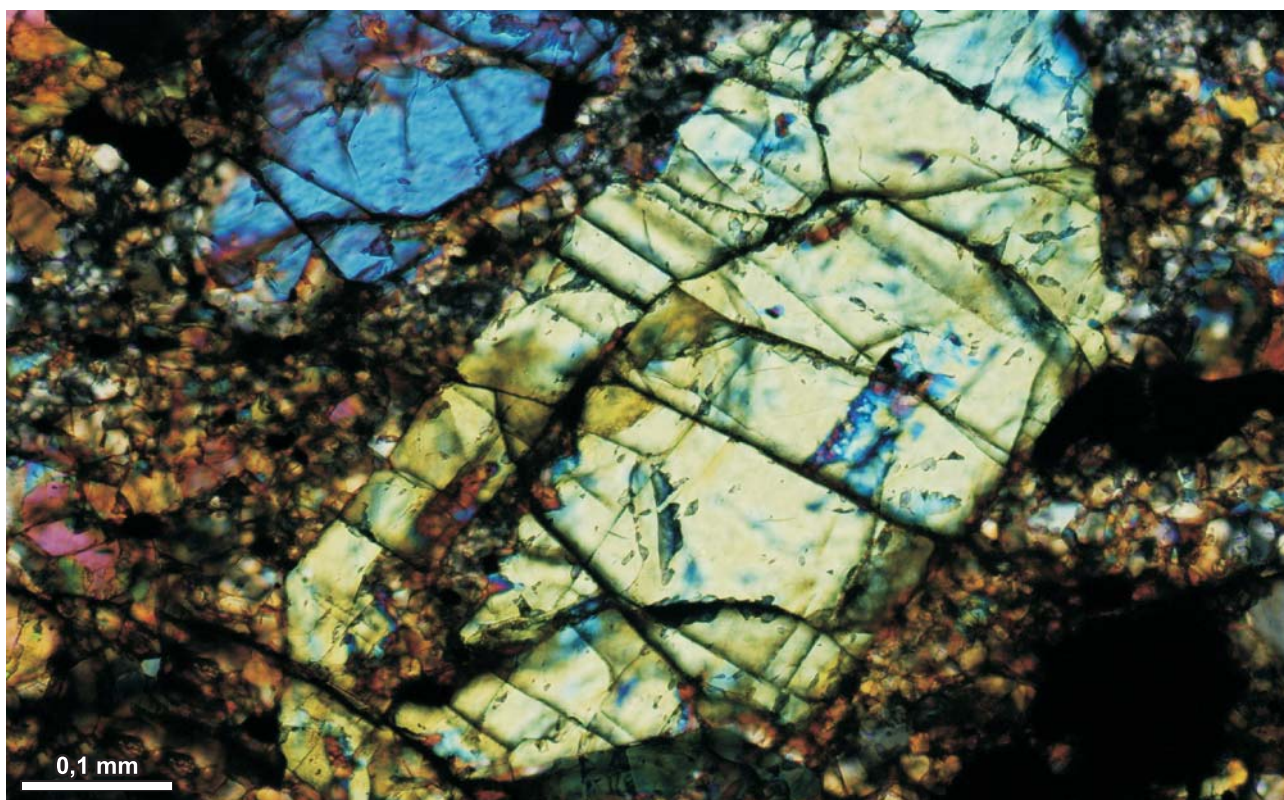
Praca wpłynęła do redakcji 1.04.2010 r.  
Akceptowano do druku 3.09.2010 r.



**Procesy wielokrotnego brekcjonowania deformacyjnego  
i powstawania stopów impaktowych w chondrytach  
na przykładzie meteorytów z kolekcji Jacka Siemiątkowskiego (patrz str. 576)**



**Ryc. 5.** Chondra lamelkowa oliwinowa w chondrycie NWA-869, wypełniona szklistym, skaleniowym mezostazis  
**Fig. 5.** Barred-olivine chondrule in the NWA-869 chondrite filled with glassy feldspatic mesostasis



**Ryc. 6.** Zdeformowane uderzeniowo kryształy oliwinu w chondrycie Ghubara. Widoczne planarne spękania wzdłuż (001) i (010) i rozwijające się podziarna. Oba zdjęcia wykonane za pomocą mikroskopu polaryzacyjnego (skrzyżowane polaryzatory)  
**Fig. 6.** Shock-deformed olivine crystal in the Ghubara chondrite. Planar fractures are visible along (001) and (010) as well as development of subgrains. Both photos performed under polarizing microscope (crossed polars)