

POLITECHNIKA WARSZAWSKA

NAUKI FIZYCZNE
DZIEDZINA NAUK ŚCISŁYCH I PRZYRODNICZYCH

Rozprawa doktorska

mgr inż. Patrycja Bogusz

**Spektroskopia mössbauerowska jako metoda odróżniania
prawdziwych meteorytów od niesklasyfikowanych
próbek meteorytopodobnych**

Promotor

dr hab. Jolanta Gałązka-Friedman

Promotor pomocniczy

dr inż. prof. ucz. Przemysław Duda

WARSZAWA 2022 r.

Streszczenie

Celem niniejszej rozprawy doktorskiej jest omówienie wybranych zagadnień dotyczących zastosowań spektroskopii mössbauerowskiej do badania meteorytów. W tej pracy przedstawione zostały wyniki badań meteorytów przeprowadzonych w ostatnim czasie w Pracowni Spektroskopii Mössbauerowskiej Wydziału Fizyki Politechniki Warszawskiej. Badania te dotyczyły opracowania sposobu odróżniania za pomocą spektroskopii mössbauerowskiej meteorytów od niezidentyfikowanych próbek, będących przypuszczalnie meteorytami.

Widma mössbauerowskie chondrytów zwyczajnych składają się z dwóch dubletów związanych z obecnością żelaza paramagnetycznego w oliwinach i piroksenach oraz dwóch sekstetów pochodzących od żelaza uporządkowanego magnetycznie obecnego w fazach metalicznych (kamacyt, taenit, tetrataenit) i fazach siarczkowych (troilit, pirotyn). Powierzchnie spektralne poszczególnych faz mineralnych w meteorytach, zmierzone za pomocą spektroskopii mössbauerowskiej, są proporcjonalne do liczby atomów żelaza w danej fazie mineralnej

Opracowana metoda identyfikacji typu chondrytu zwyczajnego, tzw. 4M opiera się jedynie na procentowości pól powierzchni spektralnych widm mössbauerowskich. Wartości tych procentowości analizowane są za pomocą wielowymiarowej analizy dyskryminacyjnej i odległości Mahalanobisa w celu określenia poziomu podobieństwa badanego chondrytu do jednego z typów: H, L lub LL. Udoskonalenie metody klasyfikacji opiera się na rozszerzeniu bazy danych o nowe widma mössbauerowskie oraz ich dokładniejszej analizie.

Weryfikacji podlegały 4 próbki meteorytopodobne: fragment skały, która spadła w okolicy Leoncina (próbka nr 1), kamień znaleziony w okolicach Pułtusa (próbka nr 2), obiekt kupiony na giełdzie meteorytów (próbka nr 3) oraz obiekt, którego spadek, według znalazcy, zaobserwowano w Europie (próbka nr 4). Z czterech badanych próbek tylko o dwóch (próbce nr 1 i próbce nr 3) można bez wątpliwości powiedzieć, że są autentycznymi meteorytami. Próbka nr 1 to już oficjalnie sklasyfikowany chondryt zwyczajny Leoncin, a próbka nr 3 to oficjalnie sklasyfikowany achondryt enstatytowy NWA 13266. Jak dotąd sklasyfikowano zaledwie 10 meteorytów, które zostały zidentyfikowane jako achondryty enstatytowe.

Słowa kluczowe: spektroskopia mössbauerowska, meteoryty, chondryty zwyczajne, metoda 4M, chondryt zwyczajny Leoncin, achondryt enstatytowy NWA 13266.

Abstract

The aim of this dissertation is to discuss selected issues concerning the applications of Mössbauer spectroscopy to the study of meteorites. This paper presents the results of meteorite research carried out recently at the Mössbauer Spectroscopy Laboratory of the Faculty of Physics, Warsaw University of Technology. The research concerned the development of a way to distinguish using mössbauer spectroscopy meteorites from unidentified samples, which are presumably meteorites.

The mössbauer spectra of ordinary chondrites consist in most cases of two doublets related to the presence of paramagnetic iron in olivines and pyroxenes and two sextets derived from magnetically ordered iron present in metallic phases (kamacite, taenite, tetrataenite) and sulphide phases (troilite, pyrotite). The spectral surfaces of individual mineral phases in meteorites, measured by mössbauer spectroscopy, are proportional to the number of iron atoms in a given mineral phase.

The developed method identification the type of the ordinary chondrite type, the so-called 4M is based only on the percentages of areas of the mössbauer spectra. The values of these percentage are analyzed by means of multivariate discriminant analysis and Mahalanobis distance in order to determine the level of similarity of the examined chondrite to one of the following types: H, L or LL. The improvement of the classification method is based on the extension of the database with new mössbauer spectra and their more detailed analysis.

4 meteorite-like samples were subject to verification: a fragment of a rock that fell near Leoncin (sample no. 1), a stone found near Pułtusk (sample no. 2), an object bought at the meteorite exchange (sample no. 3) and an object whose fall, according to the finder, was observed in Europe (sample no. 4). Out of the four samples tested, only two (sample no. 1 and sample no. 3) can be clearly said to be genuine meteorites. Sample no 1 is now officially classified ordinary chondrite Leoncin and sample no 3 is officially classified enstatite achondrite NWA 13266. So far, only 10 meteorites have been classified that have been identified as enstatite achondrites.

Keywords: mössbauer spectroscopy, meteorites, ordinary chondrites, 4M method, ordinary chondrite Leoncin, enstatite achondrite NWA 13266.

Spis treści

1. Wstęp	9
2. Meteoryty	12
2.1 Procesy prowadzące do tworzenia różnego typu meteorytów	12
2.2 Klasyfikacja meteorytów	15
2.3 Omówienie niektórych rodzajów meteorytów	19
2.3.1 Chondryty zwyczajne	19
2.3.2 Aubryty	21
2.3.3 Meteoryty marsjańskie	22
3. Spektroskopia mössbauerowska	26
3.1 Naturalna szerokość linii widmowej	26
3.2 Odrzut jądra	28
3.3 Efekt Mössbauera	29
3.4 Czynniki Debye'a-Wallera	30
3.5 Efekt Dopplera	30
3.6 Struktura nadsubtelna linii promieniowania γ	31
3.6.1 Przesunięcie izomeryczne linii rezonansowej	32
3.6.2 Rozszczepienie kwadrupolowe linii rezonansowej	33
3.6.3 Rozszczepienie magnetyczne (zeemanowskie) linii rezonansowej	34
3.6.4 Przesunięcie izomeryczne i rozszczepienie zeemanowskie	35
3.7 Zastosowania spektroskopii mössbauerowskiej	36

4. Materiał i metoda badań	37
5. Wyniki i analiza pomiarów mössbauerowskich	38
5.1 Zastosowanie spektroskopii mössbauerowskiej do badania chondrytów zwyczajnych	39
5.1.1 Widma mössbauerowskie chondrytów zwyczajnych	39
5.1.1.1 Baza danych	51
5.1.2 Niepewności wyznaczenia powierzchni spektralnych	60
5.1.2.1 Powtarzalność wyznaczania powierzchni spektralnych i ich analizy w obrębie jednej grupy badawczej	61
5.1.2.2 Powtarzalność wyznaczania powierzchni spektralnych i ich analizy pomiędzy grupami badawczymi	64
5.1.3 Klasyfikacja chondrytów zwyczajnych na podstawie widm mössbauerowskich	71
5.1.3.1 Metoda 4M	73
5.1.3.1.1 Przykłady klasyfikacji metodą 4M	76
5.1.3.2 Klasyfikacja chondrytów zwyczajnych w odniesieniu do różnych baz danych i różnych metod klasyfikacji	80
6. Metoda rozróżniania fragmentów meteorytów od ziemskich kamieni	82
7. Podsumowanie i wnioski	92
8. Załącznik nr 1 – Widma mössbauerowskie, parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych chondrytów zwyczajnych typu H	93
9. Załącznik nr 2 – Widma mössbauerowskie, parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych chondrytów zwyczajnych typu L	104

10. Załącznik nr 3 – Widma mössbauerowskie, parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych chondrytów zwyczajnych typu LL	118
11. Załącznik nr 4 – Odległość Mahalanobisa	133
12. Załącznik nr 5 – Średnia wariancja	136
13. Bibliografia	138

1. Wstęp

Spektroskopia mössbauerowska to doświadczalna metoda badawcza, która polega na wykorzystaniu zjawiska bezdrutowej emisji i absorpcji promieniowania gamma, a jego obserwacja polega na wykorzystaniu rezonansowej absorpcji lub rezonansowego rozproszenia promieniowania (Bolewski i Żabiński 1979). Metoda ta została odkryta w roku 1957 przez Rudolfa Mössbauera, a w 1961 roku dokonanie to zostało nagrodzone Nagrodą Nobla. Spektroskopia mössbauerowska pozwala uzyskać informację o występujących w badanej próbce oddziaływaniach nadsubtelnych jąder izotopu mössbauerowskiego z otoczeniem. Jak dotąd efekt Mössbauera został zaobserwowany w ponad 100 przejściach gamma dla ponad 40 pierwiastków chemicznych, które zostały określone pierwiastkami mössbauerowskimi. Najbardziej popularnym w zastosowaniach izotopem jest żelazo ^{57}Fe .

Spektroskopia mössbauerowska znalazła zastosowanie w niezwykle rozległej tematyce badań w takich dziedzinach jak: fizyka, chemia, mineralogia, biologii, medycyna oraz materiałoznawstwo. Badania dotyczące efektu Mössbauera realizowane są na całym świecie. Liczba konferencji międzynarodowych (np. ICAME – International Conference on the Applications of the Mössbauer Effect, bądź MECAME – Mediterranean Conference on the Applications of the Mössbauer Effect) i regionalnych (np. OSSM – Ogólnopolskie Seminarium Spektroskopii Mössbauerowskiej organizowane w Polsce) związanych z efektem Mössbauera świadczy o dużej popularności, użyteczności i ciągłym rozwoju spektroskopii mössbauerowskiej.

Niniejsza rozprawa naukowa jest skromnym wkładem do prężnie rozwijającej się techniki badawczej wykorzystującej spektroskopię mössbauerowską. Celem tej pracy jest omówienie wybranych zagadnień dotyczących zastosowań spektroskopii mössbauerowskiej do badania meteorytów. W ramach przeprowadzonych prac badawczych w niniejszej pracy został zaprezentowany opis składu chondrytów zwyczajnych na podstawie analizy widm mössbauerowskich.

Wybór chondrytów zwyczajnych związany jest z powszechnością ich występowania oraz przede wszystkim z faktem, że to właśnie chondryty zwyczajne były świadkami tworzenia się naszego układu słonecznego. Analiza ich składu może pozwolić znaleźć odpowiedzi na podstawowe pytania dotyczące tworzenia się naszego układu słonecznego.

Powszechnie uznanym sposobem postępowania do badania meteorytów jest metoda mikrosondy elektronowej. Dostarcza ona szczegółowych informacji na temat składu danej próbki. Niedogodnością tej metody jest potrzeba dużej ilości czasu poświęconego na analizę

pod okiem badacza. Natomiast w przypadku badań wykonywanych za pomocą spektroskopii mössbauerowskiej nie jest wymagana stała obecność badającego. Analiza uzyskanych tym sposobem danych trwa kilkanaście minut. Badacz wprowadza wstępne parametry, a w kolejnym kroku analiza uzyskanych danych odbywa się komputerowo.

Niniejsza praca oparta jest na własnych badaniach, odzwierciedla wyniki badań naukowych uzyskanych w latach 2017 – 2021.

Określenie i możliwość analizy faz mineralnych za pomocą spektroskopii mössbauerowskiej są wykonalne dzięki występowaniu w meteorytach związków żelaza. Analiza obecności siarczków żelaza w chondrytach zwyczajnych jednego z typów została opisana w publikacji:

- Duda P., **Rzepecka P.**, Jakubowska M., Woźniak M., Karwowski Ł., Gałązka-Friedman J., Badania mössbauerowskie siarczków żelaza w chondrytach zwyczajnych typu LL, *Acta Societatis Metheoriticae Polonorum* 2017, 8, 30–39.

Kolejne publikacje dotyczyły sposobu wykonywania pomiarów za pomocą spektroskopii mössbauerowskiej. W artykułach:

- Jakubowska M., Czarnecki A., Robak M., Zagrobelna A., **Bogusz P.**, Woźniak M., Gałązka-Friedman J., Karwowski Ł., Duda P., Badania mössbauerowskie 3 chondrytów zwyczajnych typu L (Beni M'hira, Hyattville, Saratov) – wyznaczenie niepewności powierzchni spektralnych, *Acta Societatis Metheoriticae Polonorum* 2019, 10, 29–33,
- **Bogusz P.**, Brzózka K., Górka B., Szumiata T., Woźniak M., Gałązka-Friedman J., Classification of Meteorites – Mössbauer Comparative Studies of Three Ordinary Chondrites Measured in Different Laboratories, *Acta Physica Polonica* 2018, 134, 1070-1075

została oceniona rzetelność i powtarzalność wyznaczania powierzchni spektralnych i ich analizy w obrębie jednej grupy badawczej oraz pomiędzy grupami badawczymi.

Na podstawie pomiarów widm mössbauerowskich meteorytów oraz analizy ich składu mineralogicznego została opracowana metoda klasyfikacji chondrytów zwyczajnych do konkretnych typów, tzw. metoda 4M, która została opisana w następujących pracach:

- Gałązka-Friedman J., Woźniak M., Duda P., **Rzepecka P.**, Jakubowska M., Mössbauer spectroscopy - a useful method for classification of meteorites?, *Hyperfine Interactions* 2017, 238:67,
- Woźniak M., Gałązka-Friedman J., Duda P., Jakubowska M., **Rzepecka P.**, Karwowski Ł., Application of Mössbauer spectroscopy, multidimensional discriminant analysis,

and Mahalanobis distance for classification of equilibrated ordinary chondrites, *Meteoritics and Planetary Science* 2019, 54, 1828–1839,

- Woźniak M., Karwowski Ł., Gałązka-Friedman J., Duda P., Jakubowska M., **Bogusz P.**, Metoda 4M – nowe zastosowanie spektroskopii mössbauerowskiej w klasyfikacji zrównoważonych chondrytów zwyczajnych, *Acta Societatis Metheoriticae Polonorum* 2020, 11, 125-140,
- Gałązka-Friedman J., Jakubowska M., Woźniak M., **Bogusz P.**, Karwowski Ł., Duda P., 4M method – new application of Mössbauer spectroscopy to classification of meteorites. How it works?, *Hyperfine Interaction* 2021, 242:55.

Temat klasyfikacji chondrytów zwyczajnych w odniesieniu do różnych baz danych i różnych metod klasyfikacji został przedstawiony w publikacji:

- Gałązka-Friedman J., Woźniak M., **Bogusz P.**, Jakubowska M., Karwowski Ł., Duda P., Application of Mössbauer spectroscopy for classification of ordinary chondrites—different database and different methods, *Hyperfine Interactions* 2020, 241:11.

Spektroskopia mössbauerowska przydatna jest do weryfikacji czy dana próbka jest meteorytem, czy nie, co zostało opisane w pracy:

- Gałązka-Friedman J., Woźniak M., Duda P., Jakubowska M., **Bogusz P.**, Karwowski Ł., Próby klasyfikowania chondrytów zwyczajnych przez zastosowanie spektroskopii mössbauerowskiej, *Acta Societatis Metheoriticae Polonorum* 2019, 10, 23–28,
- **Bogusz P.**, Gałązka-Friedman J., Brzózka K., Jakubowska M., Woźniak M., Karwowski Ł., Duda P., Mössbauer spectroscopy as a useful method for distinguishing between real and false meteorites, *Hyperfine Interactions* 2019, 240: 126,
- Jakubowska M., Gałązka-Friedman J., Woźniak M., **Bogusz P.**, Karwowski Ł., Duda P., Can Mössbauer methods of classifying ordinary chondrites help to identify non-representative samples of these meteorites?, *Hyperfine Interaction* 2021, 242:50.

Układ niniejszej rozprawy doktorskiej jest następujący: na wstępie przedstawiony jest cel zainteresowania się daną tematyką. Następnie przedstawiona jest klasyfikacja meteorytów i omówienie niektórych ich rodzajów (rozdział 2). W dalszej kolejności opisane są podstawy spektroskopii mössbauerowskiej i przykłady jej zastosowania (rozdział 3). Ważną część pracy stanowią zgromadzone widma mössbauerowskie chondrytów zwyczajnych (rozdział 5.1.1, załącznik nr 1, 2 i 3). W dalszej części pracy omówione są wyniki badań meteorytów uzyskane za pomocą spektroskopii mössbauerowskiej (rozdział 5.1.2) z uwzględnieniem warunków

wykonywania pomiarów takich jak powtarzalność pomiarów w jednej grupie badawczej i pomiędzy grupami badawczymi. Znaczna część pracy poświęcona jest klasyfikacji chondrytów zwyczajnych na podstawie widm mössbauerowskich (rozdział 5.1.3) z wykorzystaniem metody 4M omówionej w rozdziale 5.1.3.1. W dalszej kolejności w rozdziale 6 opisana jest metoda odróżniania prawdziwych meteorytów od niesklasyfikowanych próbek meteorytopodobnych. W części końcowej zostały podsumowane wyniki badań opisywanych próbek za pomocą spektroskopii mössbauerowskiej oraz zostały przedstawione wnioski (rozdział 7).

2. Meteoryty

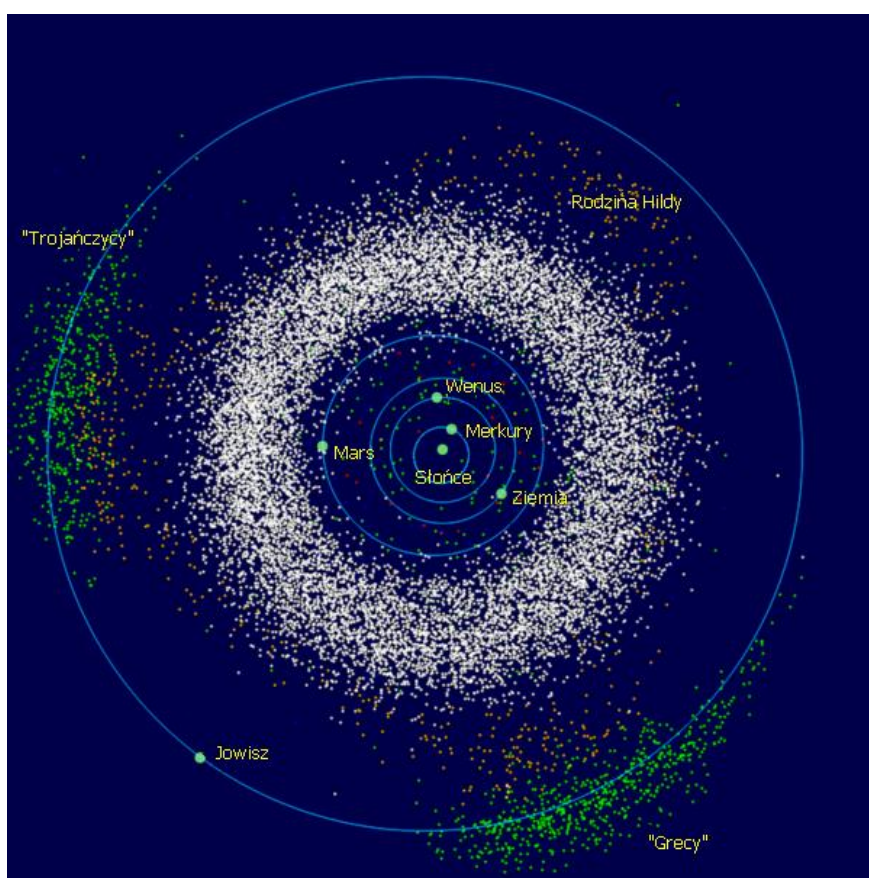
Meteoryt jest to część meteoru, która spadła na powierzchnię Ziemi po przejściu przez jej atmosferę (Cach i in. 2017). Meteoryty zbudowane są w większości z materiału, który powstawał w wyniku akrecji pyłu oraz częściowo późniejszej dyferencjacji substancji, będącej składnikiem planetoid (Artymowicz 1995, MCSween 1996). Większość z nich ma około 4,5 miliarda lat (Artymowicz 1995, Li 2000), według innych danych nawet 4,7 miliardów (Maneck 1972). Wśród nich wyjątkiem są jedynie meteoryty marsjańskie, mające nie więcej niż 1,3 miliarda lat (Artymowicz 1995).

2.1 Procesy prowadzące do tworzenia różnego typu meteorytów

Na początku Układ Słoneczny składał się z protogwiazdy zanurzonej w obłoku pyłowo-gazowym. To początkowe stadium nazywamy mgławicą protosłoneczną. Z biegiem czasu pod wpływem grawitacji ziarna pyłu zaczęły podlegać akrecji. Zlepiając się w większe agregaty, stopniowo były stapiane i schładzane przez fale termiczne, które wstrząsały formującym się układem planetarnym. Powstałe w wyniku tych procesów charakterystyczne obiekty o kształcie małych kulek nazywamy chondrami. Z czasem większość cząstek gazu, pyłu, ziaren minerałów i żelaza oraz chondry zaczęły łączyć się w większe ciała, nazywane planetozymalami. Następnie w procesie scalania planetozymali powstały obecne planety oraz drobne ciała kosmiczne, jak planetoidy, będące ciałami macierzystymi większości meteorytów.

Planetoidy, nazywane również asteroidami, to niewielkie skaliste obiekty poruszające się po orbitach eliptycznych wokół Słońca. Według stanu na 31 sierpnia 2021 roku znanych jest 1123569 asteroid, z których 585962 zostało ponumerowanych (https://ssd.jpl.nasa.gov/?body_count, dostęp: 31.08.2021). Średnio co miesiąc przybywa sto nowo odkrytych asteroid. Przypuszcza się, że w Układzie Słonecznym występuje ich wiele milionów. Według jednej z hipotez planetoidy powstały z rozpadu jednej dużej planety. Według

innej, bardziej prawdopodobnej hipotezy, są one resztkami, pozostałymi po utworzeniu planet z obłoku gazowo-pyłowego. Największy pas asteroid, nazywany pasem głównym znajduje się pomiędzy orbitami Marsa i Jowisza. Ze względu na występujące w tym miejscu zaburzenia grawitacyjne, planetozymale nie mogły się połączyć w wyniku akrecji w planetę. Silne zderzenia planetozymali doprowadziły do ich pokruszenia. Powstałe w ten sposób odłamki skał miały inne orbity niż ciała przed zderzeniem, często spadające potem na wewnętrzne planety Układu Słonecznego w postaci meteorytów (Cach i in. 2017, Chambers i Mitton 2018, https://pl.wikipedia.org/wiki/Planetoida#Występowanie_planetoid, dostęp: 31.08.2021).



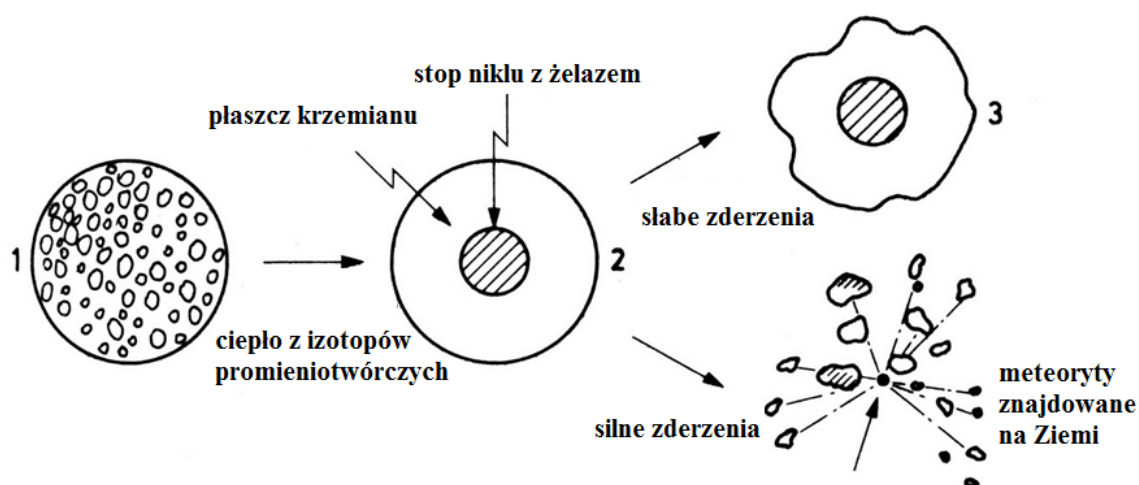
(https://pl.wikipedia.org/wiki/Planetoida#Występowanie_planetoid, dostęp: 31.08.2021)

Rys. 2-1 Obrazowe przedstawienie usytuowania planetoid w wewnętrznej części Układu Słonecznego do okolic orbity Jowisza. Zaznaczono planetoidy z pasa planetoid (białe punkty), dwie grupy planetoid trojańskich (obóz trojański i grecki; zielone), rodzinę planetoidy Hilda (pomarańczowe) i inne.

Choć przeważająca większość (około 870 tysięcy) znanych asteroid krąży wokół Słońca między orbitami Marsa i Jowisza, to znane są również planetoidy znajdujące się w innych miejscach Układu Słonecznego. Ponad 20 tysięcy należy do grupy asteroid bliskich Ziemi (Atiry, Atena, Apolla, Amora). Kolejne prawie 8 tysięcy należy do grupy planetoid trojańskich, krążących po orbitach planet, w pobliżu tzw. punktów Lagrange'a. Najwięcej takich planetoid towarzyszy Jowiszowi, znane są także obiekty na orbitach Neptuna, Marsa, Ziemi i Uranu.

Około 500 asteroid należy do grupy Centaury. Przeważnie krążą one pomiędzy orbitami Saturna i Neptuna. Ponad 3300 asteroid to obiekty transneptunowe, obiegające Słońce po orbitach, znajdujących się poza trajektorią Neptuna. Wyróżniamy wśród nich obiekty z pasa Kuipera i dysku rozproszonego. Pozostałe około 80 planetoid nie zostało zakwalifikowane do żadnej z grup ze względu na poruszanie się po nietypowych orbitach (https://pl.wikipedia.org/wiki/Planetoida#Występowanie_planetoid, dostęp: 31.08. 2021).

Pomimo ogromnej liczby asteroid stanowią one zdumiewająco niewielką w skali kosmicznej masę. Masa całkowita wszystkich ponumerowanych planetoid wynosi 10^{-3} masy Ziemi (Cach i in. 2017, Chambers i Mitton 2018), czyli mniej niż Księżyc Ziemi.



(Knudsen 1989: 3-31)

Rys. 2-2 Ewolucja asteroidy do meteorytu. (1) Nowo utworzone asteroidy. (2) Asteroida podzielona na jądro żelazno-niklowe i płaszcz krzemianowy z powodu rozgrzania. (3) Asteroida częściowo lub całkowicie zniszczona w wyniku zderzeń z innymi ciałami.

Rozmiary asteroid są bardzo zróżnicowane: od kilku metrów do 1000 km.. W asteroidach o dużych rozmiarach, większych niż 700 km, może dojść do całkowitego przetopienia pierwotnej materii pod wpływem ciepła wydzielanego przez krótkożyciowe izotopy promieniotwórcze, które powstały podczas wybuchów supernowych. Po stopieniu ciężkie stopy żelazo-nikiel zostają przyciągnięte do środka obiektu przez grawitację, tworząc jądro żelazne asteroidy, podczas gdy lżejsze materiały krzemianowe wypływają z płaszcza. Powszechnie uważa się, że meteoryty żelazne są fragmentami jądra żelaznego asteroid, które zostało rozbite przez zderzenia z innymi asteroidami. Achondryty są fragmentami gruzu utworzonego z rozbitego płaszcza krzemianowego takiej asteroidy. Podczas gdy chondryty są fragmentami asteroid, które miały mniejsze rozmiary i w których nie doszło do całkowitego przetopienia pierwotnej materii (Knudsen 1989).

Chondryty należą do jednych z najbardziej pierwotnych ciał Układu Słonecznego. Powstały w wyniku osiadania ziaren na macierzystej planetoidzie, a późniejsze ogrzewanie prowadziło tylko do cementowania skały i częściowej rekrystalizacji bez topnienia, zachowując pierwotną strukturę skały (Żbik 2020, <http://www.woreczko.pl/meteorites/features/glossary-Chondrules.htm>, dostęp: 31.08.2021).

Achondryty stanowią najbardziej liczny typ meteorytów zróżnicowanych (inaczej zdyferencjonowanych), które formowały się w późnym okresie planetogenezy wewnątrz ciał protoplanetarnych i planet, a obecnie pochodzą z rozdrobnienia ciał kosmicznych ze sfery planetoid oraz z ciał planetarnych, jak Księżyc czy Mars. Achondryty są to skały, które uległy całkowitemu przetopieniu i frakcjonowaniu ciekłej magmy z następującą po tym krystalizacją nowego typu skały. Te wtórne procesy, jak przetapianie pierwotnej skały, jej rafinacja wewnątrz zbiorników ciekłej magmy i końcowa rekrystalizacja minerałów z roztworów magmowych, zatarły kompletnie ślady pierwotnego oblicza tej najbardziej pierwotnej materii chondrytowej, z której powstały (Żbik 2020).

Achondryty pierwotne, inaczej zwane metachondrytami, stanowią typ pomiędzy chondrytami a achondrytami. Meteoryty te mają prawie chondrytowy skład chemiczny i mineralny, ale nie posiadają widocznych chondr. Ich ciała nie w pełni przekształcone zostały z materii pierwotnej chondrytów przez ich przetopienie i wtórną rekrystalizację (Żbik 2020).

Meteoryty żelazno-kamienne są typem meteorytów pierwotnych (inaczej niezdyferencjonowanych, czyli niezmiennionych). Powstały w partiach granicznych między krzemianowym płaszczem a żelaznym jądrem planetoid lub planet (Żbik 2020).

Meteoryty żelazne pochodzące z wewnętrznych części większych planetoid i planet skalistych stanowią wynik akumulacji i dyferencjacji frakcjonalnej najbardziej prymitywnej materii dysku protoplanetarnego, jakim są skały chondrytów (Żbik 2020).

2.2 Klasyfikacja meteorytów

Według tradycyjnej klasyfikacji najczęściej stosowanym podziałem meteorytów ze względu na cechy fizyczne jest podział na trzy podstawowe grupy (Knudsen 1989, <http://www.woreczko.pl/meteorites/features/glossary-Chondrules.htm>, dostęp: 31.08.2021):

- żelazne,
- kamienne,
- żelazno-kamienne.

Według najnowszej klasyfikacji stosowanym podziałem meteorytów ze względu na stopień i charakter ewolucji, jaką przeszło ciało macierzyste meteoroidu, jest podział na dwie podstawowe grupy (<http://www.woreczko.pl/meteorites/features/glossary-Chondrules.htm>, dostęp: 31.08.2021, <http://www.ptmet.org.pl/old/kat-3-kla.htm>, dostęp: 31.08.2021):

- pierwotne
 - chondryty – ich ciała macierzyste zachowały swoją pierwotną strukturę. Powstały one w wyniku osiadania ziaren na macierzystej planetoidzie. Ich późniejsze lekkie ogrzanie doprowadziło do scementowania skały i częściowej rekrytalizacji bez topnienia.
 - achondryty pierwotne, określane również terminem metachondryty - powstały w wyniku krystalizacji stopionej magmy, która była zbyt gęsta i/lub rekrytalizacja przebiegała na tyle szybko, że nie zdążyło dojść do dyferencjacji magmy.
- zróżnicowane
 - achondryty - skały utworzone z krystalizacji magmy lub powstałe w wyniku połączenia okruchów skał magmowych. Stopiona materia ciała macierzystego podlegała procesowi dyferencjacji przed jej krystalizacją,
 - meteoryty żelazno-kamienne - bardzo rzadko spotykany typ meteorytów, ale jeden z najładniejszych. Powstały w partiach granicznych między krzemianowym płaszczem, a żelaznym jądrem planetoid lub planet.
 - meteoryty żelazne - stanowią najłatwiejszy do rozpoznania typ meteorytów. Pochodzą z wewnętrznych części planetoid lub planet, w których płynna magma w wyniku dyferencjacji rozwarstwiła się na metaliczne jądro, płaszcz i krzemianową skorupę. Składają się z metalicznego żelaza o dużej zawartości niklu. Część meteorytów żelaznych należy do grupy żelaznych achondrytów pierwotnych, które krystalizują z magmy, tak jak inne meteoryty żelazne, ale przed krystalizacją magma nie uległa dyferencjacji.

Tabela 2-1 Schemat klasyfikacji meteorytów (kamienne – oznaczone kolorem jasnoszarym, żelazno-kamienne – oznaczone kolorem ciemnoszarym, żelazne – oznaczone kolorem czarnym).

Klasyfikacja meteorytów				
meteoryty pierwotne (materia niezdyferencjonowana)	obecność chondr	chondryty	węgliste	CI (węgliste typu Ivuna)
				CM (węgliste typu Mighei)
				CV (węgliste typu Vigarano)
				CO (węgliste typu Ornans)
				CK (węgliste typu Karoonda)
				CR (węgliste typu Renazzo)
				CH (węgliste typu high-iron)
				CB (benkubinity)
			zwyczajne	H (oliwinowo-bronzytowe)
				L (oliwinowo-hiperstenowe)
				LL (amfoteryty)
			enstatytowe	EH (enstatytowe typu high-iron)
				EL (enstatytowe typu low-iron)
			rumuruty	
			kakangarity	
	homogenizacja chondr	achondryty pierwotne (metachondryty)	acapulcoity	
			loadranity	
			winonaity	
			IAB	
			IIICD	
			brachnity	
			ureility	

meteoryty zróżnicowane (materia zdyferencjonowana)	strefy zdyferencjonowanych planetoid i planet	zewnątrzna	achondryty	meteoryty marsjańskie	SNC	shergottyty
						nakhlity
						chassignity
					ortopirokseny	
				aubryty		
				angryty		
				HED achondryty	howardyty	
					eukryty	
					diogenity	
				lunaity, meteoryty księżycowe		
		pośrednia	meteoryty żelazno- kamienne	pallasyty		
				mezosyderyty		
		wewnętrzna	meteoryty żelazne	IC (grubokrystaliczne oktaedryty)		
				IIAB (heksaedryty i bardzo grubokrystaliczne oktaedryty)		
				IIC (plesytowe oktaedryty)		
				IID (średniokrystaliczne i drobnokrystaliczne oktaedryty)		
				IIE (bardzo grubokrystaliczne, średniokrystaliczne i drobnokrystaliczne oktaedryty)		
				IIIAB (średniokrystaliczne oktaedryty)		
				IIIE (grubokrytaliczne oktaedryty)		
				IIIF (grubokrystaliczne i średniokrystaliczne oktaedryty)		
				IVA (drobnokrystaliczne oktaedryty)		
				IVB (ataksyty)		

(Knudsen 1989: 3-31, Weisberg i in. 2006: 19-52, Żbik 2020, <http://www.ptmet.org.pl/old/kat-3-kla.htm>, dostęp: 31.08.2021)

2.3 Omówienie niektórych rodzajów meteorytów

2.3.1 Chondryty zwyczajne

Chondryty zwyczajne stanowią najbardziej liczną klasę meteorytów spadających na Ziemię. Według stanu na 30 kwietnia 2020 roku znanych jest 56203 chondrytów zwyczajnych (<https://www.lpi.usra.edu/meteor/metbull.php>, dostęp: 31.08.2021). Nazwa chondrytów pochodzi od stosunkowo małych i kulistych lub czasem elipsoidalnych agregatów nazywanych chondrami. Są to ziarenka wielkości od ułamka milimetra do centymetra składające się z krzemianów. Według dzisiejszej wiedzy chondry są fragmentami materii, która stworzyła nasz układ planetarny (Artymowicz 1995, Manecki 1972, Manecki 1975, McSween 1996).

Ze względu na zawartość żelaza możemy wyróżnić trzy typy chondrytów zwyczajnych (Weisberg 2006, Żbik 2020, <http://www.ptmet.org.pl/old/kat-3-kla.htm>, dostęp: 31.08.2021):

- H zawierające dużo żelaza,
- L zawierające mało żelaza,
- LL zawierające bardzo mało żelaza.

Zawartość żelaza w meteorytach typu H waha się w granicach 25-30% wagowych, z czego 15-19% przypada na żelazo metaliczne, a reszta uwięziona jest w sieci krystalicznej oliwinu, piroksenu i w siarczku. Całkowita zawartość żelaza w meteorytach typu L zawiera się w przedziale 20-25% wagowych. Na przeciętej powierzchni chondrytu metalicznie błyszczących ziaren żelaza jest niewiele. Zawartość żelaza w meteorytach typu LL zawiera się w granicach 19-22% wagowych, z czego ok.1-3% przypada na żelazo metaliczne. Na świeżo przeciętej powierzchni tego typu ziarenka metalu występują bardzo rzadko (Weisberg 2006).

Chondryty zwyczajne typu H (oliwinowo-bronzytowe) składają się głównie z oliwinu i ortopiroksenów (bronzyt), ale także z żelaza niklowego (w postaci kamacytu, taenitu) oraz oligoklazu. Występują w nich też składniki takie jak troilit, chromit, apatyt, czasami diopsyd oraz drobne ilości augitów (Maneck 1972). Skład chondrytów zwyczajnych typu L (oliwinowo-hiperstenowe) to głównie oliwin i ortopirokseny (hipersen). W mniejszym stopniu występuje w ich składzie także kamacyt i taenit, plagioklasy oraz troilit. Chondryty zwyczajne typu LL (amfoteryty) składają się z oliwinu i piroksenu. Występuje w nich plagioklaz i troilit a także żelazo nikłonośne w większości w postaci taenitu, kamacytu i tetrataenitu (<http://www.ptmet.org.pl/old/kat-3-kla.htm>, dostęp: 31.08.2021).



(https://www.lpi.usra.edu/meteor/get_original_photo.php?recno=5637084, dostęp: 31.08.2021)

Rys. 2-3 Zdjęcie chondrytu zwyczajnego z grupy H Bassikounou (spadek w 2006 r. w Mauretanii).



(https://www.lpi.usra.edu/meteor/get_original_photo.php?recno=5662543, dostęp: 31.08.2021)

Rys. 2-4 Zdjęcie chondrytu zwyczajnego z grupy L Beni M'hira (spadek w 2001 r. w Tunezji).



(https://www.lpi.usra.edu/meteor/get_original_photo.php?recno=5662107, dostęp: 31.08.2021)

Rys. 2-5 Zdjęcie chondrytu zwyczajnego z grupy LL Chelyabinsk (spadek w 2013 r. w Rosji).

2.3.2 Aubryty

Aubryty to grupa meteorytów zaliczana do achondrytów. Ich nazwa pochodzi od zaobserwowanego spadku meteorytu Aubres w 1836 roku w Rodan-Alpy we Francji (<https://www.lpi.usra.edu/meteor/metbull.php>, dostęp: 31.08.2021). Według stanu na 31 sierpnia 2021 roku znanych jest 75 aubrytów (<https://www.lpi.usra.edu/meteor/metbull.php>, dostęp: 31.08.2021).



(https://www.lpi.usra.edu/meteor/get_original_photo.php?recno=5638842, dostęp: 31.08.2021)

Rys. 2-6 Zdjęcie meteorytu należącego do grupy aubrytów Aubres (spadek w 1836 r. we Francji).

Aubryty zbudowane są w większości z nieposiadającego w swym składzie żelaza enstatytu. Ze względu na nieobecność żelaza wewnątrz meteorytu charakteryzuje się prawie białą barwą, a warstwa obtopieniowa jest lśniąca w kolorze kremowym. Inną cechą charakterystyczną aubrytów jest wyjątkowo redukcyjny charakter materii i występowanie niezwykle dla innych meteorytów minerałów, jak siarczek wapnia, powstający w niezwykle redukcyjnych warunkach środowiska, w którym tworzyła się materia tej grupy meteorytów. Litofilne elementy (pierwiastki znajdujące się w litosferze ziemi), jak wapń czy chrom tworzą siarczki, choć zwykle tworzą tlenki. Podstawową cechą wyróżniającą aubryty od pozostałych grup meteorytów należących do chondrytów jest wyższa wartość stosunku FeS/Fe,Ni, mają one wyższą zawartość tytanu w troilicie i znaczną zawartość diopsydu.

Ciasto skalne aubrytów zawiera drobnoziarniste fragmenty enstatytu, między którymi znajdują się niewielkie ilości siarczków, fosforków i metali. Silnie rozdrobniona natura skał większości aubrytów i ślady wiatru słonecznego w ich cieście skalnym sugerują, że skały te były przypowierzchniową brekcją w ciałach macierzystych. Krzemiany w aubrytach są wyraźnie zubożone w metal i siarczek żelaza (Żbik 2020).

2.3.3 Meteoryty marsjańskie

Meteoryty marsjańskie zaliczamy do typu achondrytów. Większość meteorytów marsjańskich należy do klanu SNC łączącego trzy grupy: Shergottyty, Nakhility i Chassignity. Ponadto do meteorytów marsjańskich zaliczono ortopiroksenit ALH 84001 (Weisberg 2006, Żbik 2020, <http://www.woreczko.pl/meteorites/features/glossary-Chondrules.htm>, dostęp: 31.08.2021, <http://www.ptmet.org.pl/old/kat-3-kla.htm>, dostęp: 31.08.2021).



(https://www.lpi.usra.edu/meteor/get_original_photo.php?recno=5630898, dostęp: 31.08.2021)

Rys. 2-7 Zdjęcie meteorytu marsjańskiego Nakhla (spadek w 1911 r. w Egipcie).



(https://www.lpi.usra.edu/meteor/get_original_photo.php?recno=5631913, dostęp: 31.08.2021)

Rys. 2-8 Zdjęcie meteorytu marsjańskiego Shergotty (spadek w 1865 r. w Indiach) oraz meteorytu Chassigny (spadek 1815 r. w Francji).



(https://www.lpi.usra.edu/meteor/get_original_photo.php?recno=5627956, dostęp: 31.08.2021)

Rys. 2-9 Zdjęcie meteorytu marsjańskiego ALH84001(znaleziony w 1984 r. na Antarktydzie).

Shergottity są meteorytami bazaltowymi zestalonymi lawami całkiem podobnymi do tych, które wydostają się z wulkanów na Hawajach lub tworzą dna oceanów. Meteoryt, od którego shergottity wzięły nazwę, spadł w 1865 roku w Shergotty, małej wiosce w Indiach. Nakhlitę wzięły swą nazwę od deszczu około czterdziestu kamieni, który spadł na wieś El Nakhla el Baharia w Egipcie w 1911 roku. Grupa chassignitów pochodzi od meteorytu Chassignit, który spadł w miejscowości Chassigny we Francji w 1815 roku (McSween 1996, Pilski 1995, <https://www.lpi.usra.edu/meteor/metbull.php>, dostęp: 31.08.2021).

Nakhlitę i chassignity są ściśle związane z shergottytami, ale każda z tych grup meteorytów zawiera różne minerały. Shergottity składają się z plagioklastów i piroksenu podobnie jak ziemskie bazalty. Pochodzą ze stopionej magmy znajdującej się niezbyt głęboko pod powierzchnią planety. Nakhlitę są to marsjańskie odpowiedniki ziemskich piroksenitów składające się głównie z augitu i oliwinu. Są skałami dosyć gruboziarnistymi, ponieważ pochodzą z głębszych warstw Marsa. Chassignity składają się głównie z krzemianu żelaza i magnezu, zwanego oliwinem. Są bardzo podobne do ziemskiej skały – dunitu. Są skałami gruboziarnistymi, co wskazuje na ich pochodzenie z bardzo głębokich warstw planety (Pilski 1995, <http://www.ptmet.org.pl/old/kat-3-kla.htm>, dostęp: 31.08.2021).

Według stanu na 31 sierpnia 2021 roku znanych jest 313 meteorytów marsjańskich (<https://www.lpi.usra.edu/meteor/metbull.php>, dostęp: 31.08.2021). Meteoryty z grupy SNC różnią się od innych rodzajów meteorytów wiekiem. Meteoryty marsjańskie są skałami magmowymi. Badając taką skałę można zazwyczaj wyznaczyć, jak dawno się zestaliła. Można wówczas określić jej wiek krystalizacji. W tym celu mierzy się zawartość produktów rozpadu różnych izotopów promieniotwórczych w skale magmowej. Do wyznaczania wieku krystalizacji meteorytów SNC użyto kilku niezależnych metod. Każda metoda wykorzystywała rozpad innego izotopu. Wiek krystalizacji nakhlitów oraz chassignitu jest taki sam i wynosi około 1,3 miliarda lat. Jeżeli chodzi o shergottity przypuszcza się, że zestaliły się od 1,3 miliarda do zaledwie 180 milionów lat (Artymowicz 1995). Stosunkowo młody wiek krystalizacji sugeruje, że meteoryty SNC pochodzą z Marsa. Nie znamy żadnej możliwości wytworzenia się magmy w małych ciałach miliardy lat po ich powstaniu. Nawet jeśli te małe ciała były gorące na początku, 4,5 miliarda lat temu, to stygłyby tak szybko, że 1,3 miliarda lat temu ich ledwo ciepłe wnętrza nie mogłyby zawierać płynnej skały. Tylko duże planety zachowują przez wieki wysoką temperaturę wewnętrzną, która jest niezbędna dla stopienia skał. Meteoryty marsjańskie powstały w ciągu ostatnich 1,3 miliarda lat. Dla porównania inne rodzaje meteorytów mają około 4,5 miliarda lat (Li 2000). Wyjątek stanowi meteoryt ALH84001 mający ok. 4 miliardów lat należący do grupy ortopiroksenitów meteorytów

marsjańskich. Najprawdopodobniej został oderwany od powierzchni Marsa wskutek uderzenia innego meteorytu. Został wyrzucony w przestrzeń kosmiczną wskutek kolejnego zderzenia, mającego miejsce około 15 milionów lat temu.

Większość meteorytów należących do klanu SNC to skały, które powstały w wyniku nagromadzenia się kryształów o większej gęstości. Kryształy te tonęły w mniej gęstej magmie i osiadały na dnie zbiornika magmowego. Na podstawie znajomości gęstości i lepkości magmy shergottytowej oraz masy kryształów została określona minimalna siła grawitacji, konieczna do tego, by ziarna minerałów tonęły w magmie. Uznano, że konieczne jest ciało przynajmniej wielkości Księżycy, aby kryształy w shergottytach osiadały w oczekiwany sposób. Potrzebę odpowiednio silnego pola grawitacyjnego do spowodowania osiadania kryształów odkrył w 1981 roku Robert Grimm – student Uniwersytetu Stanu Tennessee (McSween 1996).

Lądowanie na Marsie w roku 1976 dwóch sond kosmicznych Viking (McSween 1996, Nawara 1978, Pilski 1995) pozwoliło uczonym upewnić się, czy istotnie zebrane na Ziemi meteoryty mają pochodzenie marsjańskie. Uderzenie, które odłupało skały od powierzchni Marsa, musiało spowodować ich częściowe stopienie, a w powstałym szkliwie zostały uwiecznione niewielkie ilości gazów z marsjańskiej atmosfery. Okazało się, że skład chemiczny tych gazów jest zgodny z tym, co zmierzyły Vikingi na Marsie. Ta zgodność dostarczyła przekonującego argumentu, że meteoryty SNC pochodzą z Marsa.

Najobficiej występującym pierwiastkiem zarówno w meteorytach i skałach ziemskich jest tlen. W warunkach ziemskich dozwolone są tylko pewne kombinacje trzech stabilnych izotopów tlenu. Wszystko na Ziemi, co zawiera tlen, spełnia ten warunek. Skład izotopowy tlenu w meteorytach SNC jest jednak odmienny od ziemskiego i ta izotopowa różnica świadczy o tym, że meteoryty pochodzą spoza Ziemi.

Lądowniki sond Viking wykonały chemiczne analizy gruntu marsjańskiego. Okazało się, że skład gleby powierzchni Marsa jest bardzo podobny do składu meteorytów - shergottytów. Ponadto w meteorytach tych stwierdzono obecność minerałów powstałych w wyniku wietrzenia bazaltu, które nastąpiło przed ich spadkiem na Ziemię.

Lądowanie na Marsie sond Viking było przełomem w upewnieniu się, czy istotnie zebrane na Ziemi meteoryty przybyły z Marsa. Naukowcy nadal próbują dokładniej poznać budowę i historię Marsa wykorzystując do tego coraz doskonalsze sondy kosmiczne.

3. Spektroskopia mössbauerowska

Spektroskopia mössbauerowska polega na wykorzystaniu efektu Mössbauera, czyli zjawiska bezdrutowej emisji i absorpcji promieniowania gamma przez jądra atomowe, a obserwacja widma polega na wykorzystaniu rezonansowej absorpcji lub rezonansowego rozproszenia promieniowania dla wybranego zakresu energii (Bolewski i Żabiński 1979).

Absorpcja rezonansowa zachodzi wskutek dostarczenia do układu dokładnie takiej ilości energii, jaka pozwoli na przejście układu z niższego na wyższy poziom energetyczny. Najczęściej spotykane są przejścia układu z poziomu podstawowego na którykolwiek z jego poziomów wzbudzonych. Zjawisko rezonansowej absorpcji jądrowej może wystąpić wówczas, gdy zbiór jąder atomowych zostanie naświetlony wiązką promieniowania gamma o energii wzbudzenia któregoś z wyższych poziomów jąder. Wzbudzony układ jest stanem niestabilnym. Po pewnej chwili następuje powrót układu ze stanu wzbudzonego do niższego stanu energetycznego przez emisję promieniowania gamma. Podczas powrotu wzbudzonych jąder do stanu podstawowego emitowane są fotony o tej samej energii, lecz zazwyczaj w innym kierunku niż kierunek wiązki padającej promieniowania gamma. Występujące zjawisko nazywamy rozpraszaniem rezonansowym. (Bolewski i Żabiński 1979, Vértes, Korecz i Burger 1979).

Sekwencja powyższych zjawisk może nastąpić, gdy straty energii związane z odrzutem są pomijalnie małe. Masa rozpatrywanego układu powinna być bardzo duża w stosunku do energii absorbowanego i rozpraszanego promieniowania. W przypadku przemian jądrowych, masa układu (izotopu) jest krotnością masy nukleonu $1 \text{ GeV}/c^2$ czyli rzędu dziesiątek GeV/c^2 , a emitowane promieniowanie ma energię rzędu keV. Osiągnięcie rezonansu w takich warunkach jest dosyć trudne bez spełnienia dodatkowych warunków. Wynika to ze zbyt małej energii promieniowania ze względu na duże straty energii na odrzut jądra.

W dalszym ciągu tego rozdziału zostaną podane i omówione podstawy fizyczne spektroskopii mössbauerowskiej i zasady pomiaru widm mössbauerowskich.

3.1 Naturalna szerokość linii widmowej

Zasada nieoznaczoności Heisenberga mówi, że pęd i położenie cząstki nie mogą być jednocześnie dobrze określone. Im lepiej określone jest położenie cząstki, tym mniej precyzyjnie możemy przewidzieć jej pęd i odwrotnie (Baker 2007, Dragan 2016, Przystawa 2011):

$$\Delta x \cdot \Delta p \geq \frac{\hbar}{2}, \quad (3.1)$$

gdzie: Δx – nieokreśloność pomiaru położenia, Δp – nieokreśloność pomiaru pędu, $\hbar = 6,6 \cdot 10^{-16}$ eV·s jest stałą Plancka $h = 4,14 \cdot 10^{-15}$ eV·s podzieloną przez 2π .

Zasada nieoznaczoności jest uogólniona na inne pary (kanonicznie sprzężonych) wielkości fizycznych, np. czas i energię:

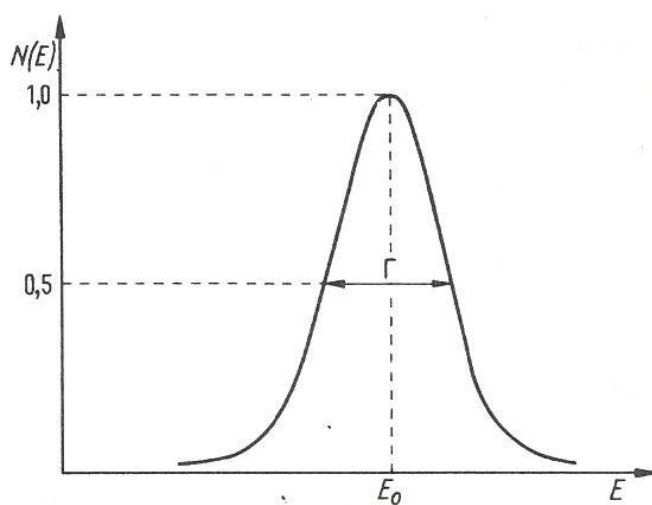
$$\Delta E \cdot \Delta t \geq \frac{\hbar}{2}. \quad (3.2)$$

gdzie: ΔE – nieokreśloność pomiaru energii, Δt – nieokreśloność pomiaru czasu.

Z zasady nieoznaczoności Heisenberga wynika, że fotony emitowane przez zbiór tego samego rodzaju jąder i z tego samego stanu wzbudzenia nie będą posiadały tej samej ściśle określonej energii. Rozmycie energetyczne poziomu jądrowego jest odwrotnie proporcjonalne do jego średniego czasu życia τ . Rozmyciu energetycznemu poziomu jądrowego odpowiada rozmycie linii widmowej emitowanego promieniowania gamma. Rys. 3-1 przedstawia zależność liczby emitowanych fotonów N od ich energii E . Uzyskany wykres linii widmowej ma kształt krzywej Lorentza:

$$N(E) = \frac{\Gamma^2}{(E-E_0)^2 + \left(\frac{\Gamma}{2}\right)^2}, \quad (3.3)$$

gdzie: Γ - szerokość połówkowa konturu krzywej linii widmowej, E_0 – najbardziej prawdopodobna energia fotonów emitowanych w danym przejściu (Bolewski i Żabiński 1979).



(Bolewski i Żabiński, 1979: 444-475)

Rys. 3-1 Kształt linii widmowej – krzywa Lorentza.

Szerokość połówkowa jest to różnica między energiami fotonów tych punktów na krzywej, których natężenia są równe 1/2 liczby fotonów w maksimum. Innymi słowy jest to szerokość konturu krzywej mierzona w połowie jej wysokości (Kęcki 1975).

3.2 Odrzut jądra

W wyniku rozpadu promieniotwórczego jądro atomowe emituje foton gamma o pewnej energii E . W konsekwencji jądro doznaje odrzutu, w wyniku którego uzyskuje pęd o takiej samej wartości co wyemitowany foton, lecz przeciwnym zwrocie (Zagórski red. 1998, Bolewski i Żabiński 1979):

$$p = \frac{E_\gamma}{c}, \quad (3.4)$$

gdzie: p - pęd odrzutu, $\frac{E_\gamma}{c}$ - pęd emitowanego fotonu gamma.

Związek pomiędzy energią odrzutu E_R a pędem p ma postać (Zagórski red. 1998, Bolewski i Żabiński 1979):

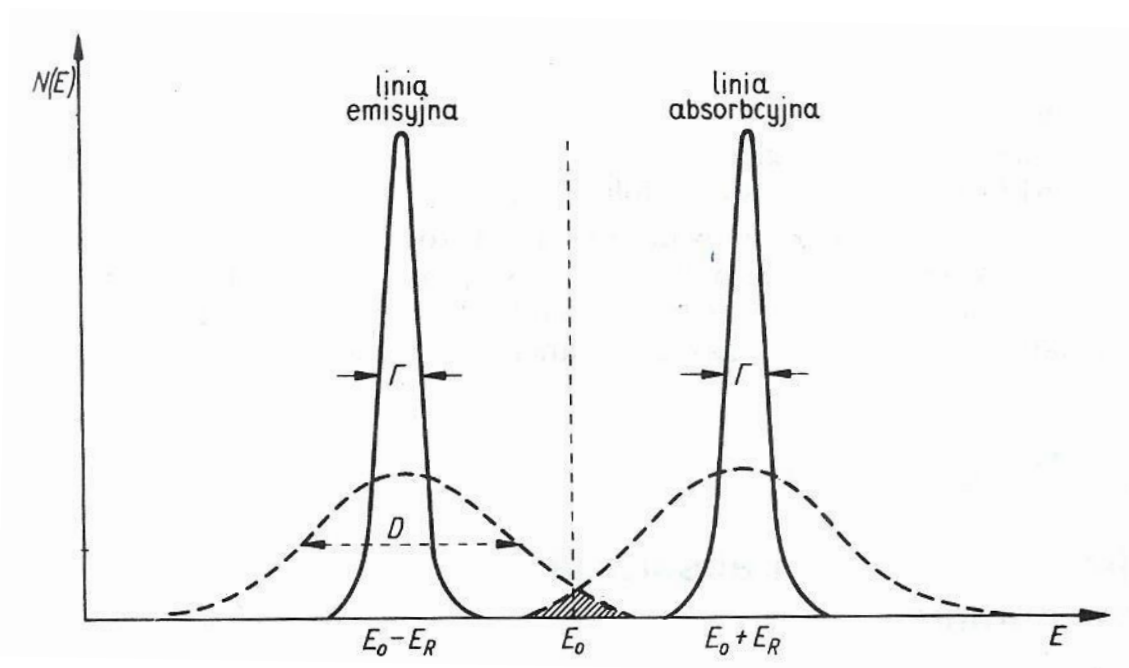
$$E_R = \frac{p^2}{2M}, \quad (3.5)$$

gdzie: M – masa odrzuconego atomu.

Wstawiając związek (3.4) do wzoru (3.5) otrzymujemy:

$$E_R = \frac{E_\gamma^2}{2Mc^2}. \quad (3.6)$$

Zgodnie z zasadą zachowania energii, która mówi, że całkowita suma energii w danym układzie ciał jest zawsze zachowana, emitowany foton ma energię mniejszą o energię odrzutu E_R od energii wzbudzenia E_0 , gdyż część energii przejścia zostaje zużyta na odrzut. Podobnie w procesie absorpcji jądro pochłania kwant γ również doznając odrzutu. Foton, który mógłby być rezonansowo zaabsorbowany, musi mieć energię wyższą o energię odrzutu E_R od energii wzbudzenia E_0 . Występujące niedopasowanie energetyczne między fotonami emitowanymi a absorbowanymi wynosi $2E_R$ (rys. 3-2). W przypadku przejść jądrowych niedopasowanie to jest wielokrotnie większe od naturalnej szerokości linii widmowej, co powoduje, że rezonansowa absorpcja promieniowania nie jest obserwowalna.



(Bolewski i Żabiński, 1979: 444-475)

Rys. 3-2 Rozsunięcie energetyczne linii emisyjnej i absorpcyjnej jąder swobodnych (krzywa ciągła), poszerzenie temperaturowe linii widmowych umożliwiające obserwację absorpcji rezonansowej (linia przerywana).

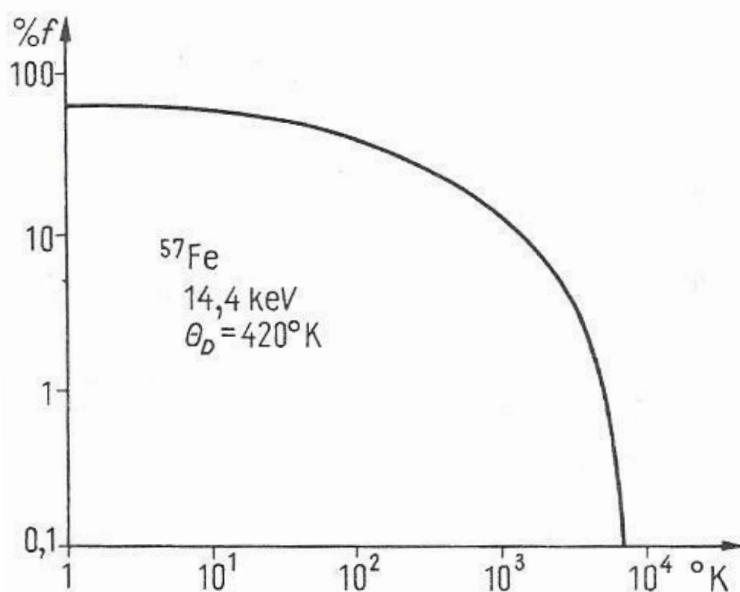
Dla izotopu ^{57}Fe energia odrzutu przy przejściu 14,4 keV wynosi $2 \cdot 10^{-3}$ eV. Niedopasowanie energetyczne fotonów emitowanych i absorbowanych jest około miliona razy większe od naturalnej szerokości linii ($\Gamma = 4,7 \cdot 10^{-9}$ eV). W takich warunkach zaobserwowanie absorpcji rezonansowej promieniowania jest niemożliwe (Bolewski i Żabiński 1979).

3.3 Efekt Mössbauera

W przypadku przejść jądrowych rezonans można osiągnąć w sytuacji, kiedy atom emitujący promieniowanie gamma znajduje się w sieci krystalicznej. Fotony gamma zostają wówczas wyemitowane bez pobudzania atomów sieci do drgań. Energia odrzutu zostaje przejęta, nie tylko przez jeden atom, ale wiele atomów lub przez cały kryształ. Masa odrzuconego atomu M występująca w mianowniku we wzorze (6) staje się bardzo duża, jednocześnie związana z nią energia odrzutu staje się bardzo mała. Obserwowane zjawisko nazywamy efektem Mössbauera. Odkrył je niemiecki fizyk Rudolf Ludwig Mössbauer w 1957 roku dla próbek ^{191}Ir przy niskich temperaturach. W 1961 roku za to odkrycie została mu przyznana Nagroda Nobla (Hrynkiewicz 1983).

3.4 Czynniki Debye'a-Wallera

Prawdopodobieństwo bezdrutowej absorpcji promieniowania γ w badanej próbce zależy od własności krystalochemicznych absorbentu oraz temperatury, w której wykonywane są pomiary. Czynniki Debye'a – Wallera f to prawdopodobieństwo zaobserwowania efektu Mössbauera (Zagórski red. 1998). Rys. 3-3 ilustruje zależność czynnika f od temperatury dla przejść 14,4 keV ^{57}Fe w sieci krystalicznej metalicznego żelaza ($\alpha - \text{Fe}$).



(Bolewski i Żabiński, 1979: 444-475)

Rys. 3-3 Zależność czynnika Debye'a-Wallera od temperatury dla przejścia 14,4 keV jądra ^{57}Fe związanego w sieci krystalicznej metalicznego żelaza ($\alpha - \text{Fe}$).

Z analizy rys. 3-3 zauważamy, że im mniejsza temperatura, tym większa wartość czynnika Debye'a-Wallera. Prawdopodobieństwo obserwacji efektu Mössbauera rośnie ze spadkiem temperatury i zmniejszaniem energii przejścia γ , dlatego oczekiwana wartość czynnika Debye'a-Wallera powinna być dostatecznie duża.

3.5 Efekt Dopplera

Spektroskopia mössbauerowska wykorzystuje zjawisko wzbudzenia jąder atomowych badanej próbki. Zjawisko to uzyskuje się w wyniku absorpcji promieniowania pochodzącego z bliźniaczego izotopu pierwiastka promieniotwórczego w stanie wzbudzonym, powstałym po wcześniejszym rozpadzie izotopu stanowiącego źródło mössbauerowskie. Energia emitowana ze źródła nieznacznie różni się od energii wzbudzenia badanej próbki. Wpływ na te różnice ma otoczenie chemiczne prekursora i absorbentu. Chcąc wywołać zjawisko

rezonansu, wprawia się źródło promieniowania w ruch wzdłuż osi wiązki. Podczas, gdy emitujący atom porusza się z pewną prędkością $\vec{v}$ względem próbki, to obserwowana energia fotonu wysyłanego w kierunku osi x ulega zmianie o (Bolewski i Żabiński 1979):

$$\Delta E = E \frac{v_x}{c}, \quad (3.7)$$

gdzie: E - energia fotonu w układzie poruszającego się atomu, v_x - składowa prędkości v w kierunku x , c - prędkość światła.

Zmiana względnej prędkości pomiędzy źródłem a absorbentem powoduje zmianę energii promieniowania (tzw. zjawisko Dopplera). Dla promieniowania γ o energii 14,4 keV zmiana prędkości o 1 mm/s powoduje zmianę energii o $4,5 \cdot 10^{-8}$ eV.

Niedopasowanie energetyczne linii emisji i absorpcji wynikające z odrzutu można skompensować poprzez nadanie źródłu promieniowania γ dostatecznie dużej prędkości w kierunku próbki. Wówczas linia emisji pokryje się z linią absorpcji i nastąpi zjawisko rezonansu (Bolewski i Żabiński 1978).

3.6 Struktura nadsubtelna linii promieniowania γ

Spektroskopia mössbauerowska wykazuje niezwykłą czułość na oddziaływania jądra atomowego z najbliższym otoczeniem. W niniejszym podrozdziale zostały omówione trzy rodzaje oddziaływań nadsubtelnych mogących wpłynąć na rejestrowane widma mössbauerowskie (Bolewski i Żabiński 1979, Hryniewicz i Wick 1988, Zagórski 1998):

1. Oddziaływanie kulombowskie występujące pomiędzy ładunkiem jądra i ładunkiem elektronów. Oddziaływanie to przejawia się w widmie mössbauerowskim w postaci przesunięcia izomerycznego (IS – ang. Isomer Shift) pojedynczej linii rezonansowej względem jej położenia przy zerowej prędkości źródła.
2. Oddziaływanie elektryczne kwadrupolowe występujące pomiędzy momentem kwadrupolowym jądra a gradientem pola elektrycznego. Oddziaływanie to powoduje kwadrupolowe rozszczepienie linii rezonansowej (QS – ang. Quadrupole Splitting). W przypadku izotopu ^{57}Fe jest to rozszczepienie na dwa poziomy, czyli tzw. dublet.
3. Oddziaływanie magnetyczne dipolowe występujące pomiędzy dipolowym momentem magnetycznym jądra i efektywnym polem magnetycznym wytwarzanym głównie przez moment magnetyczny elektronów. Oddziaływanie to powoduje rozszczepienie poziomu energetycznego, tzw. zeemanowskie rozszczepienie linii rezonansowej.

W przypadku izotopu ^{57}Fe jest to rozszczepienie linii na sześć podpoziomów, czyli tzw. sekstet.

3.6.1 Przesunięcie izomeryczne linii rezonansowej

Przesunięcie izomeryczne (IS) linii rezonansowej związane jest z oddziaływaniem kulombowskim występującym pomiędzy ładunkiem jądra i ładunkiem elektronów. Zależy ono od rozmiarów i od gęstości elektronów w miejscu jądra. Wkład oddziaływania elektrostatycznego do energii poziomu jądrowego jest tym większy, im większe są rozmiary jądra oraz gęstość elektronów. Zazwyczaj rozmiar jądra w stanie podstawowym różni się od rozmiaru jądra w stanie wzbudzonym. Przesunięcie energetyczne poziomów jądrowych będzie różne dla tych dwóch stanów z powodu różnych promieni jądra w tych stanach. W przypadku jądra kulistego o promieniu R_p w stanie podstawowym i R_w w stanie wzbudzonym różnica energii oddziaływania wynosi (Bolewski i Żabiński 1979):

$$\Delta E = \frac{2\pi}{5} Z e^2 (R_w^2 - R_p^2) |\Psi(0)|^2, \quad (3.8)$$

gdzie: Ze – ładunek jądra, $|\Psi(0)|^2$ – gęstość ładunku elektrycznego w obszarze jądra.

Przesunięcie energetyczne poziomów jądrowych będzie także inne dla jąder w źródle (*źr*) i absorbencie (*abs*), jeżeli różnice otoczenia krystalochemicznego powodują różnice gęstości elektronów (Bolewski i Żabiński 1979):

$$|\Psi_{\text{źr}}(0)|^2 \neq |\Psi_{\text{abs}}(0)|^2. \quad (3.9)$$

Energię przejścia gamma w źródle określa wzór (10):

$$E_{\text{źr}} = E_0 + \frac{2\pi}{5} Z e^2 (R_w^2 - R_p^2) |\Psi_{\text{źr}}(0)|^2. \quad (3.10)$$

Natomiast energia przejścia gamma w absorbencie wynosi:

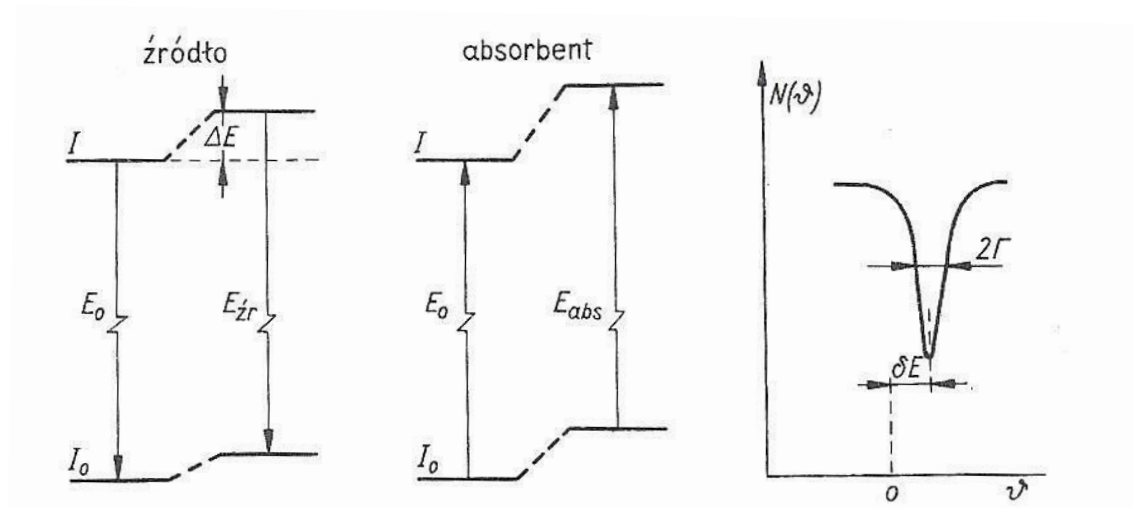
$$E_{\text{abs}} = E_0 + \frac{2\pi}{5} Z e^2 (R_w^2 - R_p^2) |\Psi_{\text{abs}}(0)|^2. \quad (3.11)$$

Różnica energii fotonu absorbowanego (3.11) i emitowanego (3.10) wyraża się wzorem:

$$IS = \delta E = E_{\text{abs}} - E_{\text{źr}} = \frac{2\pi}{5} Z e^2 (R_w^2 - R_p^2) (|\Psi_{\text{abs}}(0)|^2 - |\Psi_{\text{źr}}(0)|^2). \quad (3.12)$$

Wielkość IS nazywana jest przesunięciem izomerycznym lub chemicznym, a jej wpływ na kształt widma mössbauerowskiego ilustruje rys. 3-4. Przesunięcie izomeryczne widoczne

jest jako przesunięcie linii absorpcji w stosunku do jej położenia przy zerowej prędkości źródła. Pomiar IS dostarcza informacji o charakterze wiązań chemicznych oraz wartościowości i koordynacji przestrzennej badanego atomu.



(Bolewski i Żabiński, 1979: 444-475)

Rys. 3-4 Przesunięcie izomeryczne.

3.6.2 Rozszczepienie kwadrupolowe linii rezonansowej

Rozszczepienie kwadrupolowe linii rezonansowej związane jest z oddziaływaniem elektrycznym kwadrupolowym występującym pomiędzy momentem kwadrupolowym jądra, a gradientem pola elektrycznego. Oddziaływanie to powoduje rozszczepienie poziomu jądrowego na poziomy o energii (Bolewski i Żabiński 1979):

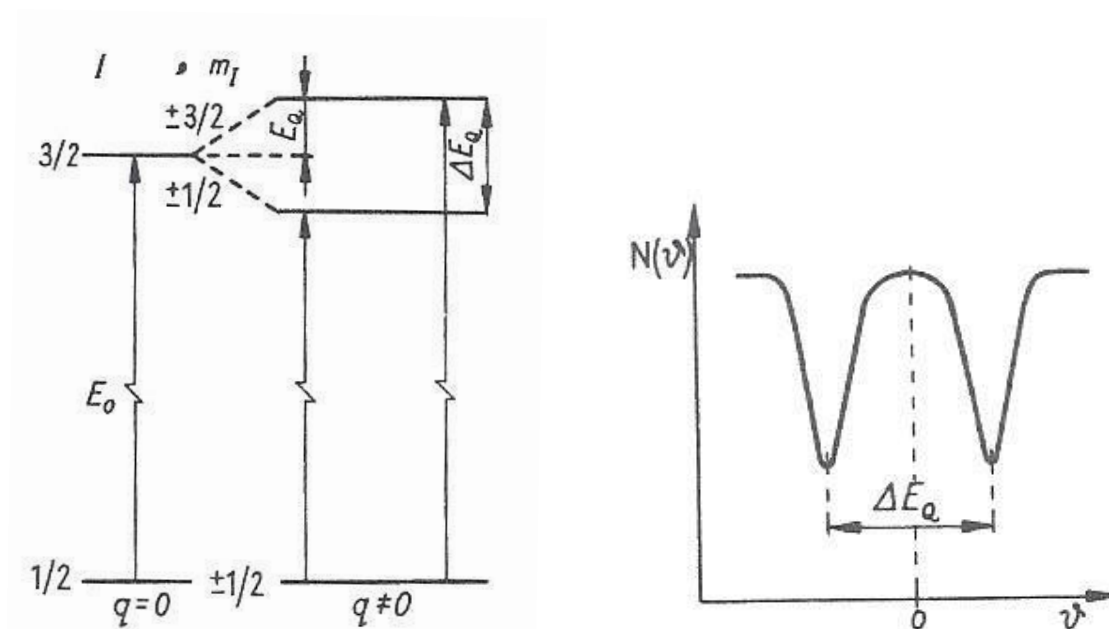
$$E_Q = -\frac{e^2 Q q}{4I(2I-1)} [2m^2 - I(I+1)], \quad (3.13)$$

gdzie: Q – moment kwadrupolowy jądra, e – ładunek elementarny, q – gradient pola, I – spin jądra, m – magnetyczna liczba kwantowa.

Jądro izotopu ^{57}Fe w stanie podstawowym o spinie $1/2$ nie ma momentu kwadrupolowego, tzn. ten stan jądra nie ulega rozszczepieniu. Natomiast w stanie wzbudzonym $14,4 \text{ keV}$ o spinie $3/2$ występuje oddziaływanie kwadrupolowe, które powoduje rozszczepienie tego poziomu na dwie składowe odpowiadające magnetycznym liczbom kwantowym $m = \pm 1/2$ i $m = \pm 3/2$. W przypadku, gdy gradient pola charakteryzuje się symetrią osiową, to odstęp energetyczny między dwiema liniami w widmie ^{57}Fe wynosi (Bolewski i Żabiński 1979):

$$\Delta E_Q = \frac{e^2 Q q}{2}. \quad (3.14)$$

Rys. 3-5 ilustruje rozszczepienie wzbudzonego poziomu energetycznego i linii gamma w widmie mössbauerowskim.



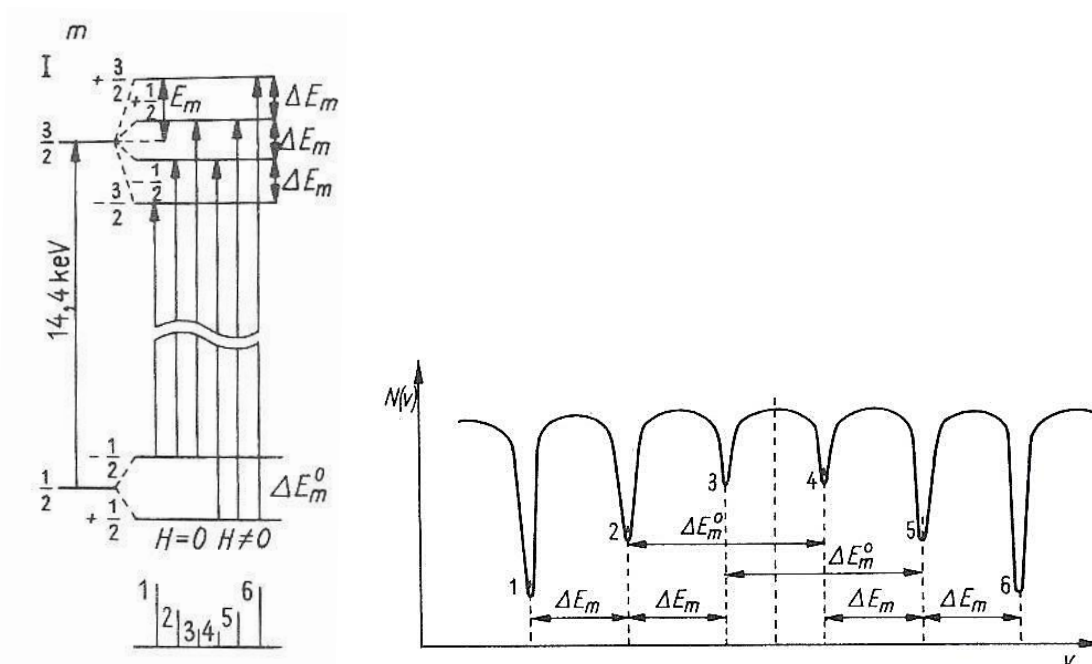
(Bolewski i Żabiński, 1979: 444-475)

Rys. 3-5 Rozszczepienie kwadrupolowe w widmie mössbauerowskim ^{57}Fe .

3.6.3 Rozszczepienie magnetyczne (zeemanowskie) linii rezonansowej

Rozszczepienie magnetyczne linii rezonansowej związane jest z oddziaływaniem magnetycznym dipolowym występującym pomiędzy momentem magnetycznym jądra, a efektywnym polem magnetycznym od momentów magnetycznych elektronów. Energetyczny poziom jądrowy o spinie I ulega rozszczepieniu na $2I+1$ podpoziomów pod wpływem obecności pola magnetycznego (Bolewski i Żabiński 1979).

Jądro izotopu ^{57}Fe w stanie podstawowym o spinie $1/2$ ulega rozszczepieniu na dwa podpoziomy, natomiast w stanie wzbudzonym $14,4 \text{ keV}$ o spinie $3/2$ rozszczepia się na cztery podpoziomy. Sytuacja ta schematycznie przedstawiona jest na rys. 3-6.



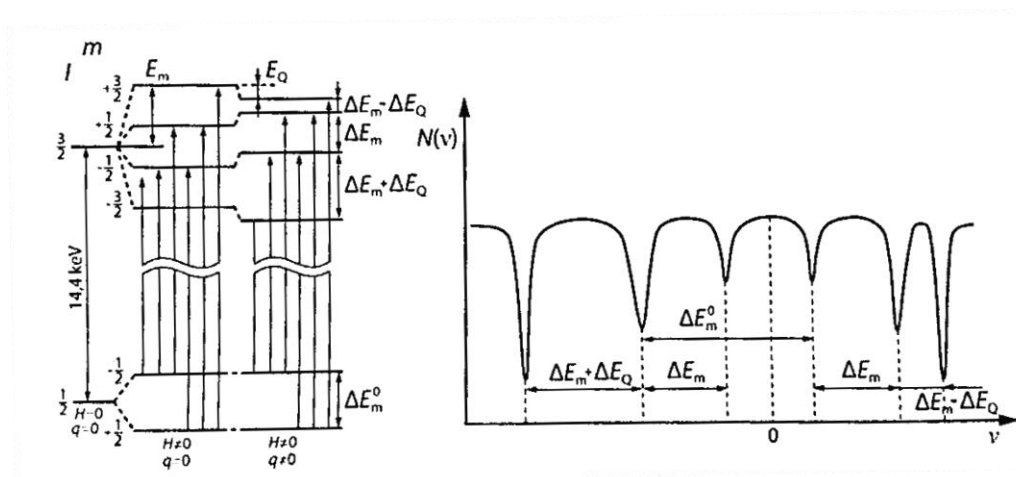
(Bolewski i Żabiński, 1979: 444-475)

Rys. 3-6 Rozszczepienie zeemanowskie w widmie mössbauerowskim ^{57}Fe .

W wyniku rozszczepienia poziomów linia promieniowania γ ulega rozczepieniu na 6 składowych odpowiadających przejściom między takimi podpoziomami stanu podstawowego i wzbudzonego, dla których spełniona jest reguła wyboru $\Delta m = 0, \pm 1$. W przypadku izotropowego rozkładu pól magnetycznych, stosunek intensywności kolejnych składowych linii $14,4 \text{ keV } ^{57}\text{Fe}$ powinien być równy $3:2:1:1:2:3$, co zostało zilustrowane na rys. 3-6.

3.6.4 Przesunięcie izomeryczne i rozszczepienie zeemanowskie

Istnieje możliwość występowania równoczesnego oddziaływania gradientu pola elektrycznego i pola magnetycznego na jądro atomowe. W takiej sytuacji linie absorpcyjne zostają rozszczepione i przesunięte. W przypadku izotopu ^{57}Fe widmo mössbauerowskie będzie składało się z sześciu asymetrycznych linii składowych γ . Schematycznie zostało to przedstawione na rys. 3-7 (Hryniewicz 1988).



(Bolewski i Żabiński, 1979: 444-475)

Rys. 3-7 Rozszczepienie linii 14,4 keV ^{57}Fe przy równoczesnym oddziaływaniu magnetycznym i elektrycznym kwadrupolowym.

3.7 Zastosowania spektroskopii mössbauerowskiej

Spektroskopia mössbauerowska znalazła zastosowanie w niezwykle rozległej tematyce badań. Wykorzystywana jest w takich dziedzinach nauki jak: fizyka, chemia, mineralogia, biologia i medycyna oraz materiałoznawstwo.

Efekt Mössbauera posłużył do sprawdzenia przewidywań ogólnej i szczególnej teorii względności. W 1960 roku Robert Pound i Glen Rebka potwierdzili pomiarem przewidywania płynące z ogólnej teorii względności o zmianie częstotliwości wiązki fotonów przy przechodzeniu tej wiązki przez pole grawitacyjne Ziemi. To jedno z najbardziej znanych i znaczących zastosowań efektu Mössbauera (Pound i Rebka 1959, Pound i Rebka 1960).

Zastosowanie spektroskopii mössbauerowskiej w badaniach kosmicznych zapoczątkowane zostało w ramach misji MER (Mars Exploration Rover 2003) realizowanej przez NASA. W ramach tej misji na powierzchnię Marsa zostały wysłane dwa identyczne łaziki o nazwach Spirit i Opportunity wyposażone w spektrometry mössbauerowskie. Celem misji było zbadanie planety pod kątem geologicznym. Głównym zadaniem spektrometrów było wykrywanie obecności związków żelaza znajdujących się w skałach i glebie (Bogusz i in. 2020, Klingelhöfer 1998).

Spektroskopia mössbauerowska stanowi narzędzie do badania struktury elektronowej, właściwości wiązań, symetrii molekularnej, właściwości magnetycznych czy przejść fazowych w ciałach stałych, co daje możliwość charakteryzowania i rozpoznawania materiałów (Gütlich, Schröder i Schünemann 2012).

Zastosowanie w biologii i medycynie wynika z faktu, że najpopularniejszym nuklidem stosowanym w tej metodzie jest izotop żelaza ^{57}Fe , a żelazo jest pierwiastkiem wchodzącym w skład wielu układów biologicznych i gra ważną rolę w różnych procesach życiowych (Hryniewicz i Tomala 1999).

Użyteczność, uniwersalność i ciągły rozwój spektroskopii mössbauerowskiej potwierdzają cykliczne konferencje poświęcone tej dziedzinie. Są to Międzynarodowe Konferencje Zastosowań Spektroskopii Mössbauerowskiej (ICAME – *International Conference on the Applications of the Mössbauer Effect*), Międzynarodowe Konferencje Zastosowań Spektroskopii Mössbauerowskiej w Przemysle (ISIAME – *International Symposium on the Industrial Application of the Mössbauer Effect*), Latinoamerykańskie Konferencje Zastosowań Spektroskopii Mössbauerowskiej (LACAME – *Latin American Conference on the Applications of the Mössbauer Effect*) oraz Śródziemnomorskie Konferencje Zastosowań Spektroskopii Mössbauerowskiej (MECAME – *Mediterranean Conference on the Applications of the Mössbauer Effect*). Tym międzynarodowym konferencjom towarzyszą konferencje regionalne organizowane przez kraje, w których badania mössbauerowskie prowadzone są w wielu laboratoriach. W Polsce organizowane jest Ogólnopolskie Seminarium Spektroskopii Mössbauerowskiej (OSSM).

4. Materiał i metoda badań

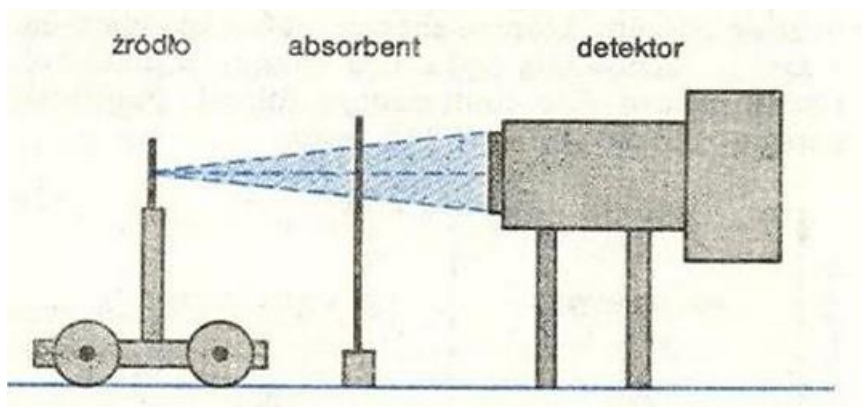
W niniejszej pracy zostały przedstawione wyniki badań meteorytów przeprowadzonych od 2017 roku do 2020 roku w Pracowni Spektroskopii Mössbauerowskiej na Wydziale Fizyki Politechniki Warszawskiej. Tematyka badań dotyczyła przede wszystkim opracowania metody pozwalającej na odróżnianie prawdziwych meteorytów od niesklasyfikowanych próbek meteorytopodobnych.

Do badań użyto próbek meteorytów o masie około 100 mg każda. Ze względu na niewielką ilość badanego materiału bardzo ważne jest staranne wybranie reprezentatywnego fragmentu meteorytu do analizy. Próbkę meteorytów zostały sproszkowane w agatowym moździerzku w obecności alkoholu izopropylowego i umieszczone w specjalnych pojemnikach przystosowanych do wykonywania pomiarów widm mössbauerowskich próbek sproszkowanych w tak zwanych holderkach mössbauerowskich. Średnica aktywnego obszaru próbki wynosiła 14 mm. Pomiary zostały wykonane w temperaturze pokojowej przy użyciu standardowego spektrometru mössbauerowskiego. Aktywność źródła wynosiła od ok. 30 mCi do ok. 100 mCi, w zależności od okresu, w którym wykonywane były pomiary. Liczba zliczeń w kanale była rzędu kilku milionów. Czas pomiaru wynosił kilka dni. Skale prędkości zostały

skalibrowane przy użyciu absorbentu z folii α -Fe w temperaturze pokojowej. Pomiaru zbierano w 512 kanałach (po złożeniu 256) oraz w 2048 kanałach (po złożeniu 1024). Zarejestrowane widma mössbauerowskie zostały poddane analizie za pomocą programu Recoil. Zastosowano standardową procedurę Full Static Hamiltonian.

5. Wyniki i analiza pomiarów mössbauerowskich

Badania zostały przeprowadzone przy wykorzystaniu standardowego spektrometru mössbauerowskiego. Składa się on ze źródła promieniowania gamma $^{57}\text{Co/Rh}$ umieszczonego w urządzeniu (drive) nadającym mu pewną prędkość, uchwytu do próbek, detektora promieniowania gamma i przedwzmacniacza. Całość układu dla bezpieczeństwa znajduje się za ołowianą osłoną. Schemat przedstawiający zasadę działania spektrometru mössbauerowskiego ilustruje rys. 5-1.



(Hryniewicz 1983)

Rys. 5-1 Schemat spektrometru mössbauerowskiego.

Umieszczenie źródła $^{57}\text{Co/Rh}$ w drive'ie pozwala na poruszanie nim względem absorbentu. Na skutek ruchu źródła i związanego z nim efektu Dopplera kwanty emitowane przez źródło mają zmienioną energię. W związku z tym do badanej próbki docierają fotony o różnych energiach, których wartości pokrywają się z poziomami energetycznymi badanego jądra atomowego. Prowadzi to do możliwości powstania szeregu aktów rezonansowej absorpcji kwantów gamma. Jeżeli źródło i absorbent posiadają jednakową strukturę chemiczną oraz znajdują się w tej samej temperaturze, to energie linii emisji i absorpcji są do siebie najlepiej dopasowane dla zerowej prędkości względnego ruchu. W tym przypadku absorpcja rezonansowa jest maksymalna, a detektor rejestruje najmniejszą liczbę fotonów przechodzących przez badaną próbkę. Jeżeli źródło porusza się z pewną prędkością v , wtedy efekt Dopplera psuje dopasowanie energii zgodnie ze wzorem (3.7) z podrozdziału 3.5. W tym przypadku absorpcja rezonansowa maleje, dzięki czemu więcej fotonów dociera do detektora

(Hryniewicz 1983). W ten sposób można wyznaczyć liczbę zliczeń zależną od prędkości źródła względem absorbentu. Uzyskana zależność utworzy krzywą ilustrującą kształt linii absorpcji promieniowania gamma. W spektroskopii mössbauerowskiej mamy do czynienia z prędkościami rzędu mm/s. Zmiana prędkości poruszającego się źródła o 1 mm/s powoduje zmianę energii kwantów gamma 14,4 keV o wartość $4,8 \cdot 10^{-8}$ eV (Gałązka-Friedman 1998).

5.1 Zastosowanie spektroskopii mössbauerowskiej do badania chondrytów zwyczajnych

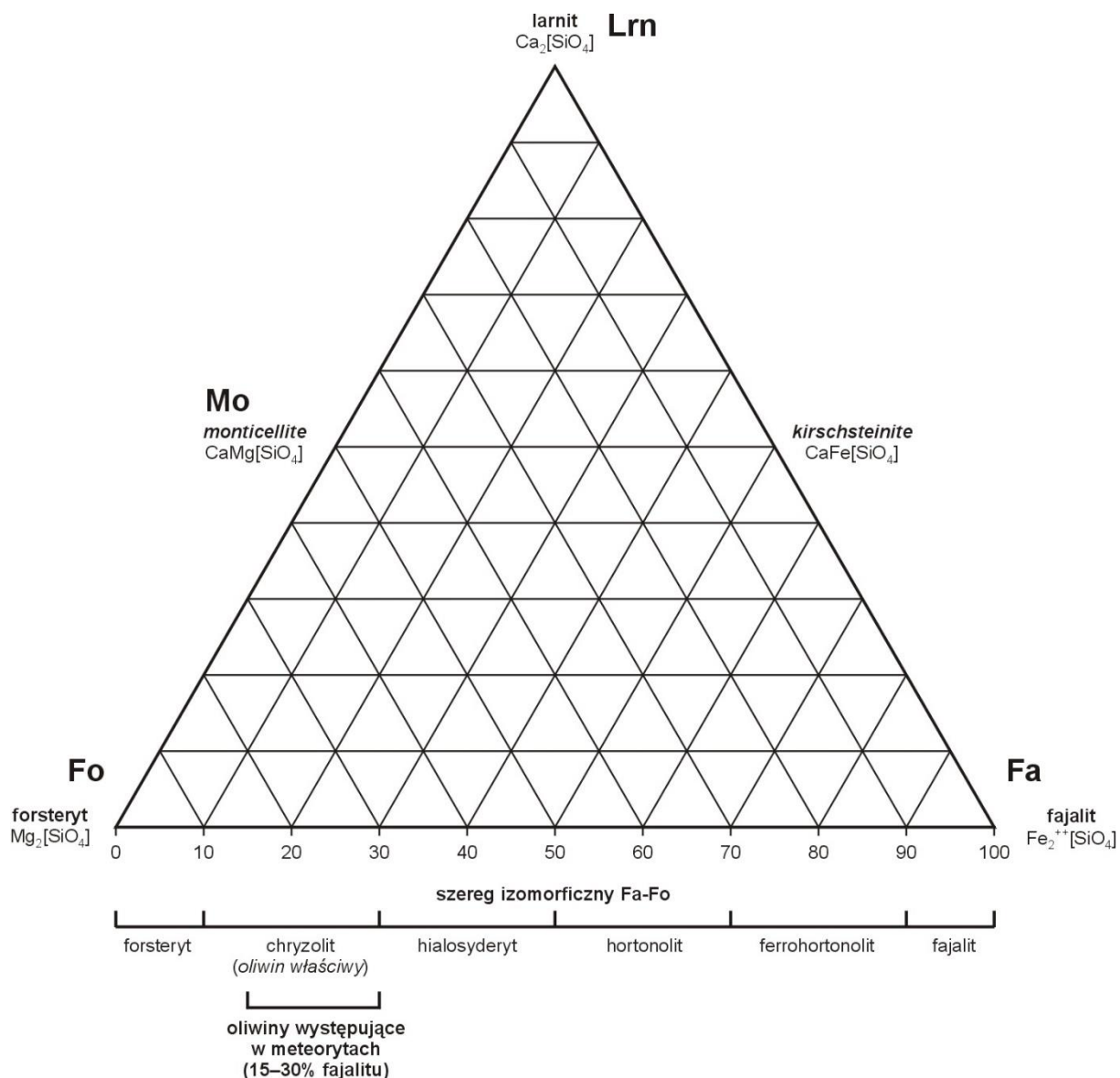
5.1.1 Widma mössbauerowskie chondrytów zwyczajnych

Widmo mössbauerowskie chondrytów zwyczajnych składa się głównie z czterech faz mineralnych: dwóch dubletów pochodzących od oliwinu i piroksenu i dwóch sekstetów odpowiadających fazie metalicznej i fazie siarczkowej.

Oliwiny to grupa krzemianów o składzie chemicznym $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$. Tworzą szereg izomorficzny (rys. 5-2), którego skrajnymi członami są: krzemian magnezu Mg_2SiO_4 (forsteryt) i krzemian żelaza Fe_2SiO_4 (fajalit). Oliwiny należą do grupy krzemianów wyspowych, których podstawową jednostką struktury jest czworościan krzemowo-tlenowy, w którym jon krzemu Si^{4+} jest otoczony przez cztery duże jony tlenu O^{2-} na wierzchołkach. W strukturze oliwinów każdy ligand tlenowy jest związany tylko z jednym atomem krzemu, tworząc dyskretne czworościany SiO_4 . Te niemościkowe atomy tlenu tworzą dwa nierównoważne oktaedrycznie skoordynowane miejsca w strukturze oliwinu, oznaczone jako M1 i M2 (M oznacza metal), w których mogą się zmieścić kationy dwuwartościowe (rys. 5-3).

W widmie mössbauerowskim próbki meteorytu obserwujemy dwa różne podwidma oliwinu (oliwin 1, oliwin 2). Jest to wynikiem występowania dwóch różnych pozycji kationów żelaza i magnezu w oliwinach (Żbik 2020, www.encyklopedia.pwn.pl, dostęp: 04.11.2021).

Miejsce M1 jest mniejsze od miejsca M2 o 0,03-0,05 Å i jest bardziej zniekształcone (Sklute 2006). Miejsce M1 jest w przybliżeniu zniekształcone do tetragonalnie wydłużonego ośmiościanu, natomiast miejsce M2 przypomina wydłużony trygonalnie ośmiościan (Sklute 2006). Rozkład kationów zależy od wielu czynników. Jest wrażliwy na różnice w wielkości i zniekształceniu miejsca M1 i M2, ponadto jest zależny od temperatury, ułatniania się tlenu, składu i ciśnienia (Sklute 2006). Badania oliwinów pokazują, że istnieje wyraźne uporządkowanie w oliwinach Mn-Fe^{2+} , Ni-Mg oraz Ni-Fe^{2+} . Wątpliwe jest uporządkowanie Mg i Fe^{2+} (Sklute 2006).

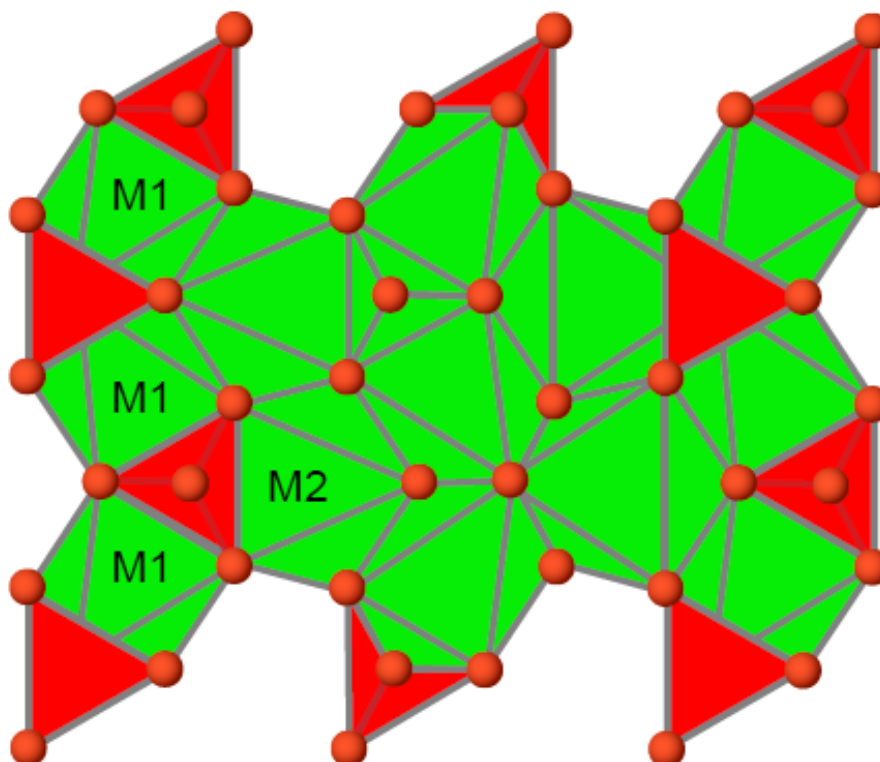


(Gałązka-Friedman 2020)

Rys. 5-2 Szereg izomorficzny oliwinów.

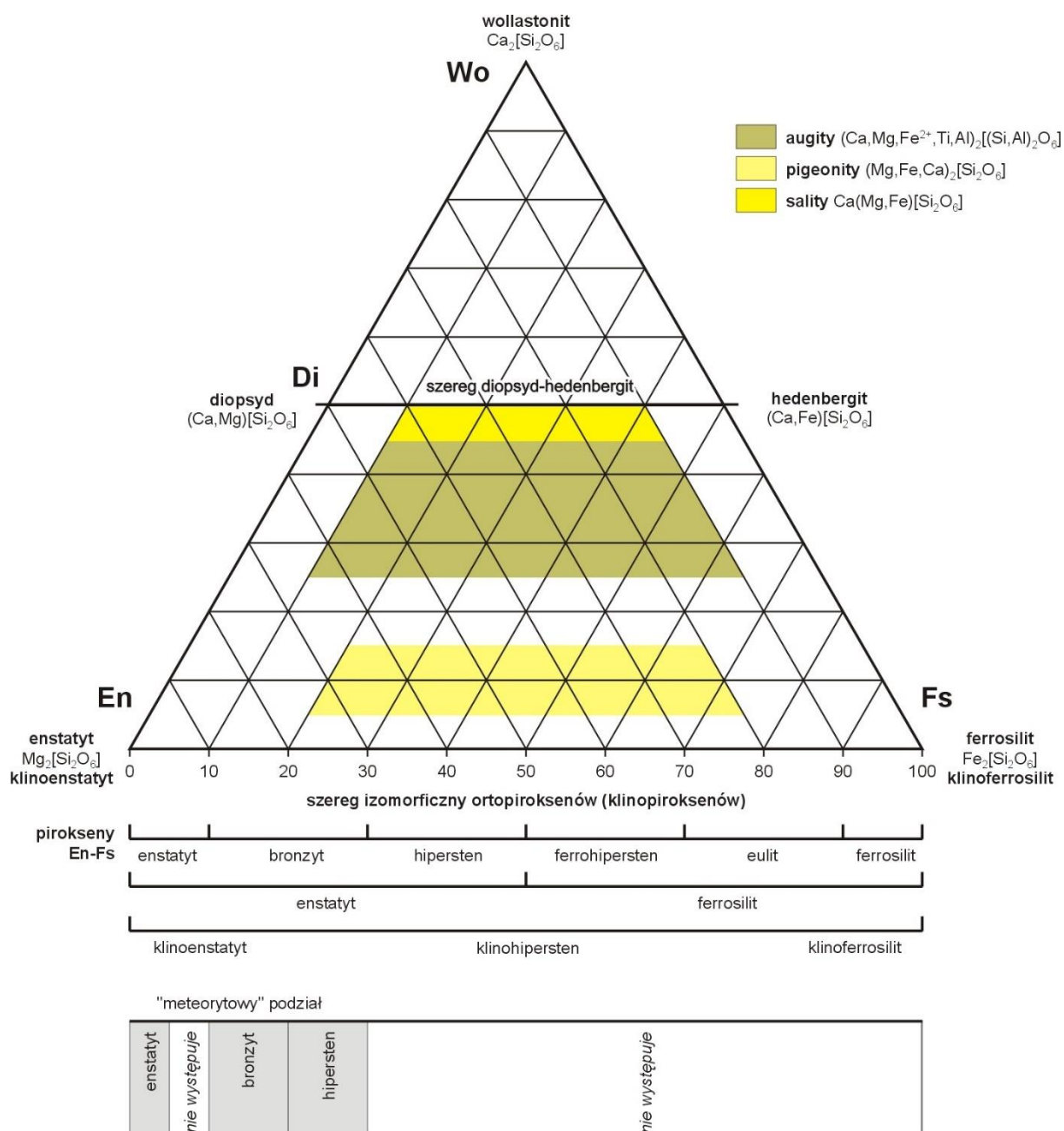
Obecnie dwóch dubletów (oliwin 1 i oliwin 2) nie można przypisać konkretnie do miejsc M1 i M2 i mogą w ogóle nie być powiązane z tymi miejscami. Zasadniczo parametry lokalizacji M1 i M2 są całkowicie uśrednione (Sklute 2006).

Badanie oliwinu za pomocą spektroskopii mössbauerowskiej wykazało, że potrzebne są dwa dublety, aby uzyskać akceptowalne dopasowanie dla oliwinu w widmie mössbauerowskim (Sklute 2006). Dwa dublety są niezbędne do skutecznego modelowania danych o wysokiej rozdzielczości.



Rys. 5-3 Struktura oliwinowa przedstawiająca czworościany (czerwone) oraz oktaedry M1 i M2.

Pirokseny to obszerna grupa minerałów, są to krzemiany o ogólnym wzorze $M_2M_1[T_2O_6]$, gdzie pozycję M_2 może zajmować Fe, Mg, Mn, Li, Ca, Na, pozycję M_1 - Al, Fe, Ti, Cr, pozycję T - Si, częściowo podstawiony przez Al, rzadziej Fe. Pirokseny obejmują wiele izomorficznych szeregów kryształów mieszanych (rys. 5-4). Ze względu na skład chemiczny wśród piroksenów rozróżnia się między innymi serię piroksenów magnezowo-żelazowych, np. enstatyt $Mg_2[Si_2O_6]$, ferrosilit $Fe_2[Si_2O_6]$. Pirokseny należą do grupy krzemianów łańcuchowych. Nadają się do analizy mössbauerowskiej, ponieważ istnieją dwa możliwe miejsca oktaedryczne dla Fe^{3+} i Fe^{2+} : miejsce M1 jest małym, regularnym oktaedronem, podczas gdy miejsce M2 jest dużym, złożonym z 6-8 części wielościanem (rys. 5-5) (Darby i in. 2013). Geometria miejsc zmienia się w zależności od składu i grupy przestrzennej. W widmie mössbauerowskim próbki meteorytu obserwujemy dwa różne podwidma piroksenu (piroksen 1, piroksen 2). Jest to wynikiem występowania dwóch różnych pozycji kationów żelaza w piroksenach (Żbik 2020, www.encyklopedia.pwn.pl, dostęp: 04.11.2021).

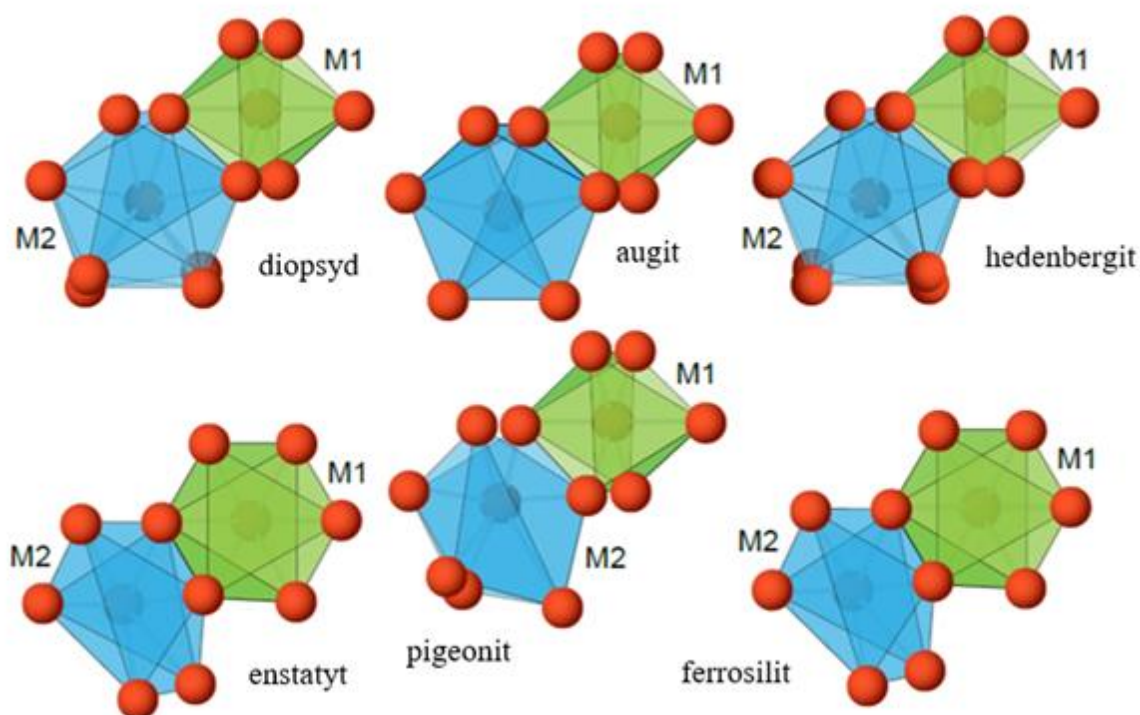


(Gałązka-Friedman 2020)

Rys. 5-4 Szereg izomorficzny piroksenów.

W czworobocznych piroksenach bez domieszek, Ca^{2+} jest największym kationem, więc zajmuje miejsce M2, pozostawiając pozostałą przestrzeń w M2 i całe miejsce M1 dla Fe^{2+} i Mg^{2+} . Te dwa ostatnie kationy są tak podobne pod względem wielkości (odpowiednio 0,78 i 0,72 Å), że można przewidywać, że zajmują dowolne miejsce. Jednakże Fe^{2+} ma silną energię preferencji miejsca oktaedrycznego wynikającą ze zniekształcenia w miejscu M2 (Darby i in. 2013), powodując, że Fe^{2+} faworyzuje miejsce M2, jeśli nie jest wypełnione Ca^{2+} . Ta preferencja nie jest całkowita, a ilość Fe^{2+} podzielonego na miejsca M1 i M2 zależy

od ogólnego składu piroksenu, temperatury i ciśnienia formowania, szybkości chłodzenia i późniejszego metamorfizmu (Darby i in. 2013).



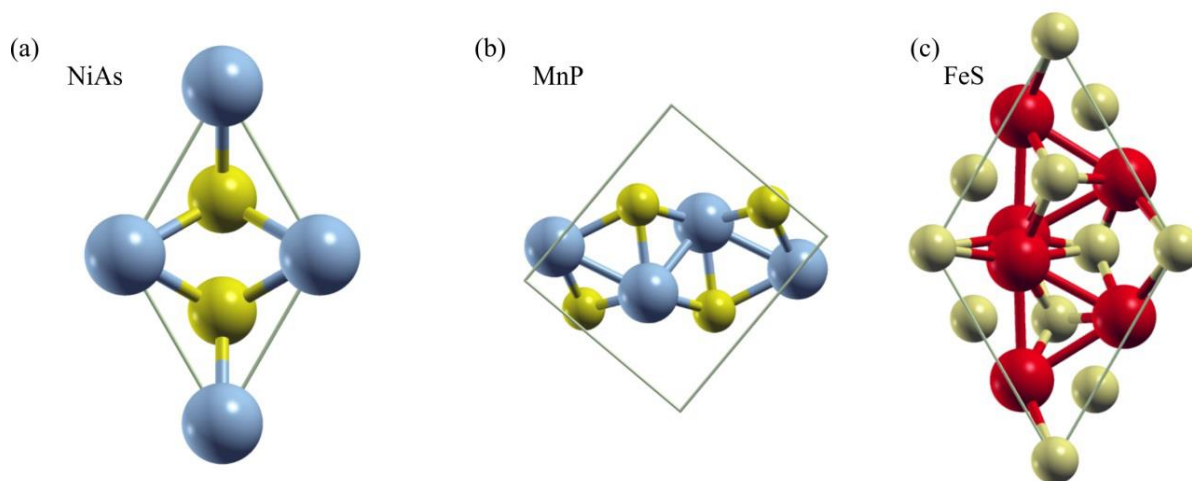
Rys. 5-5 Struktura piroksenów, ilustrująca zmiany średniej geometrii miejsc M1 i M2 w piroksenach w funkcji grupy przestrzennej i składu.

Ponieważ pirokseny są prawdopodobnie jedną z najczęstszych grup mineralnych występujących na ziemskich powierzchniach planet, badania uporządkowania kationów w piroksenach są szczególnie ważne, ponieważ pozwalają lepiej zrozumieć historię krystalizacji.

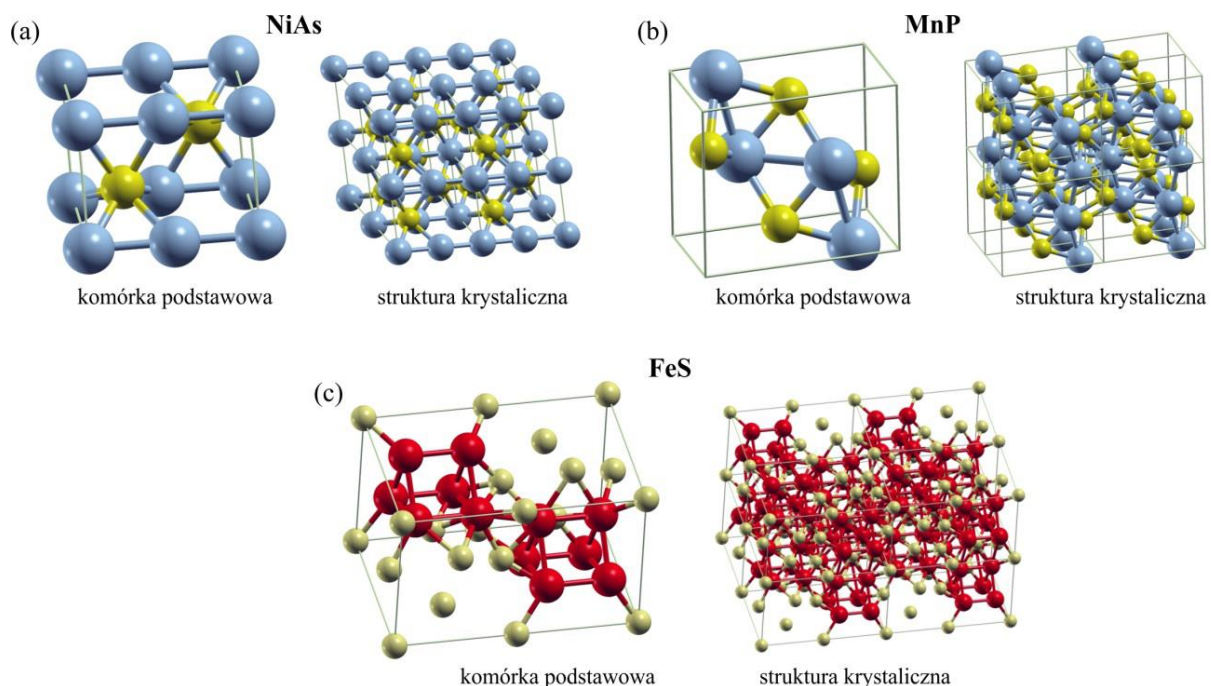
Kamacyt to minerał żelaza spotykany powszechnie w meteorytach, będący stałym roztworem niklu w żelazie. Stanowi główny minerał w meteorytach żelaznych, żelazno-kamiennych, jak również większości meteorytów kamiennych. Posiada on strukturę α -Fe. Należy nadmienić, że formy krystaliczne jakie tworzą żelazo i nikiel i ich podobieństwo umożliwiają tworzenie kilku charakterystycznych struktur: kamacyt, taenit, tetrataenit i antytenit, które w zależności od warunków powstania można podzielić na dwa rodzaje: żelazo rodzime (telluryczne), czyli takie które powstało na Ziemi oraz kamacyt, będący składnikiem meteorytów. Kamacyt od żelaza tellurycznego (ziemskiego) różni się jedynie podstawieniami Fe przez Ni (Duda i in. 2017).

Monosiarczki z grupy pirotynu o ogólnym wzorze Fe_{1-x}S (gdzie $0 < x < 0,125$) charakteryzują się zmiennymi własnościami magnetycznymi oraz mają struktury krystaliczne analogiczne do struktury nikielinu (NiAs, arsenku niklu – podwójna piramida diheksagonalna), rombową lub jednoskośną. W grupie monosiarczków żelaza znajdują się różne odmiany pirotynu i troilit. Pirotyny cechuje niestechiometryczny skład (bertolid) spowodowany występowaniem wakansów (pustowęzłów) w strukturze kryształów. Troilit to heksagonalna odmiana pozbawiona wakansów, która krystalizuje w podwójnej piramidzie diheksagonalnej (Duda i in. 2017).. Wyróżnia się własnościami antyferromagnetycznymi, a zobaczyć go można prawie we wszystkich typach meteorytów. W chwili obecnej panuje przekonanie, że troilit jest minerałem, który może powstawać tylko w warunkach kosmicznych.

Monosiarczki żelaza krystalizują w trzech typach struktur (polimorfizm): heksagonalnej typu NiAs, rombowej typu MnP i heksagonalnej typu troilitu (rys. 5-6). Najwyższą symetrią struktury charakteryzuje się, otrzymywana syntetycznie, wysokotemperaturowa postać typu NiAs. Wzdłuż prostej równoległej do osi krystalograficznej usytuowane są atomy żelaza, a każdy otoczony jest sześcioma atomami siarki ułożonymi w dwa równoboczne trójkąty odwrócone o 180° względem siebie (rys. 5-6 (a), rys. 5-7 (a)). Przy takim ułożeniu przestrzennym parametr asymetrii ma wartość 0, natomiast główna oś gradientu pola elektrycznego położona jest równoległe do osi krystalograficznej (Duda i in. 2017).



Rys. 5-6 Podstawowe struktury monosiarczków żelaza typu a) NiAs, b) MnP i c) troilitu.



Rys. 5-7 Struktura monosiarczków żelaza typu NiAs (z lewej komórka podstawowa, z prawej widok odpowiadającej struktury krystalicznej) (a); Struktura monosiarczków typu MnP (z lewej komórka podstawowa, z prawej widok odpowiadającej struktury krystalicznej) (b); Struktura monosiarczków typu troilitu (z lewej komórka podstawowa, z prawej widok odpowiadającej struktury krystalicznej) (c).

Druga ze struktur typu MnP (rys. 5-6 (b), rys. 5-7 (b)) ukazuje większą stabilność w niskich temperaturach. W strukturach tego rodzaju atomy żelaza ułożone są w „zygzak”, tj. odcinki pomiędzy atomami Fe nachylone są pod kątem $3,5^\circ$ do osi krystalograficznej. Natomiast w heksagonalnej strukturze troilitu, odcinki łączące atomy żelaza są na przemian równoległe do osi krystalograficznej lub do niej pod kątem 11° (rys. 5-6 (c), rys. 5-7 (c)). Szacunkowo komórkę troilitu stanowi połączenie dwóch komórek podstawowych typu NiAs ułożonych pionowo i ukośnie przesuniętych (Duda i in. 2017).

Ziaren troilitu i pirotynu nie jesteśmy w stanie odróżnić w badaniach meteorytów za pomocą mikrosondy lub mikroskopu optycznego. Umożliwia to dopiero wykorzystanie spektroskopii rentgenowskiej, mössbauerowskiej lub Ramana.

Fazą mineralnym przypisywane są podwidma na podstawie porównania parametrów widma mössbauerowskiego badanej próbki meteorytowej z widmami mössbauerowskimi czystych minerałów. Porównywane są trzy parametry mössbauerowskie: przesunięcie izomeryczne (IS), rozszczepienie kwadrupolowe (QS) i wartość indukcji wewnętrznego efektywnego pola magnetycznego (B).

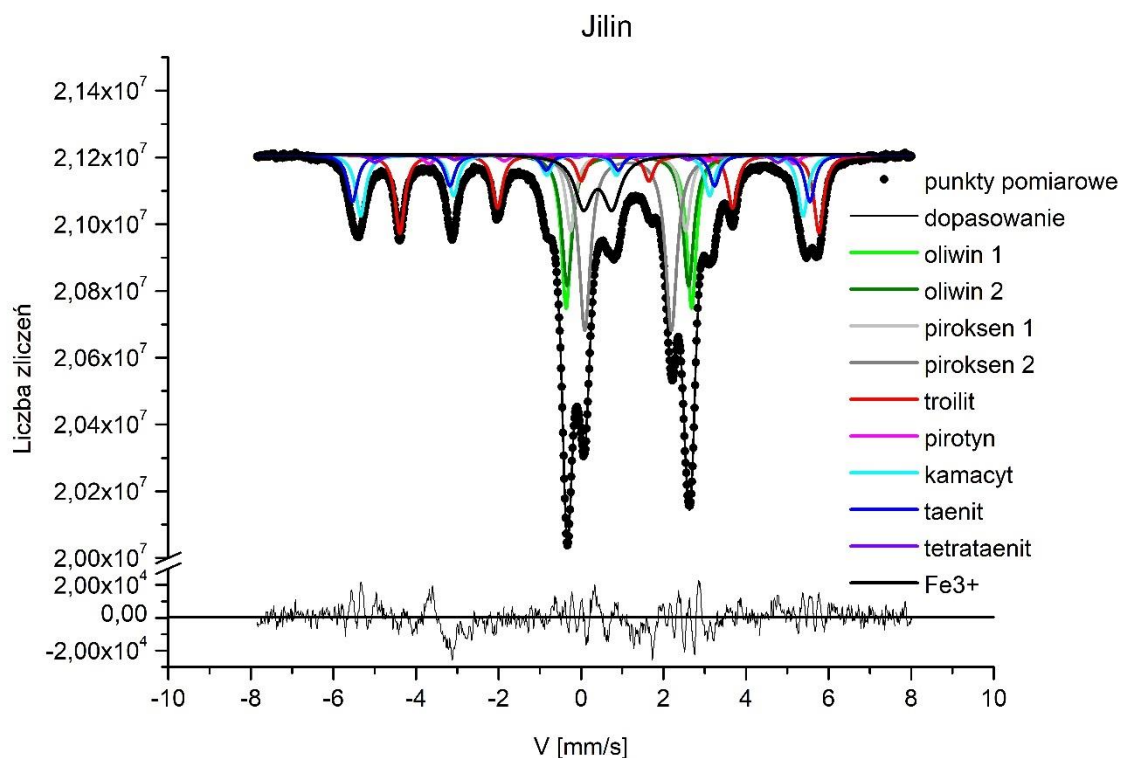
Wyróżniamy trzy typy chondrytów zwyczajnych: H (duża zawartość żelaza), L (mała zawartość żelaza) i LL (bardzo mała zawartość żelaza). Zagadnienie to zostało dokładniej omówione w rozdziale 2.3.1. Określenie typu chondrytu zwyczajnego możliwe jest na podstawie informacji o wartości powierzchni pod danymi podwidmami i proporcji podstawowych faz mineralogicznych.

Na rys. 5-8, 5-9 i 5-10 zostały przedstawione trzy przykładowe widma chondrytów zwyczajnych każdego z podstawowych typów:

- H - meteoryt Jilin – chondryt zwyczajny typu H5. Spadek 8 marca 1976 w Chinach. Całkowita masa zebranych fragmentów meteorytu to ok. 4 t.
- L - meteoryt Campos Sales – chondryt zwyczajny typu L5. Spadek 31 stycznia 1991 roku w Brazylii. Całkowita masa zebranych fragmentów meteorytu to ok. 24 kg.
- LL - meteoryt Kheneg Ljouâd – chondryt zwyczajny typu LL5/6. Spadek 12 lipca 2017 roku w Maroku. Całkowita masa zebranych fragmentów meteorytu to ok. 10 kg (<https://www.lpi.usra.edu/meteor/metbull.php>, dostęp: 06.09.2021).

Aktywność źródła wynosiła ok. 100 mCi. Liczba zliczeń w kanale była rzędu od kilkunastu do kilkudziesięciu milionów. Wysoka aktywność źródła pozwoliła na zebranie pomiarów w 2048 kanałach (po złożeniu 1024) przy zachowaniu rozsądnego czasu pomiaru (ok. tygodnia).

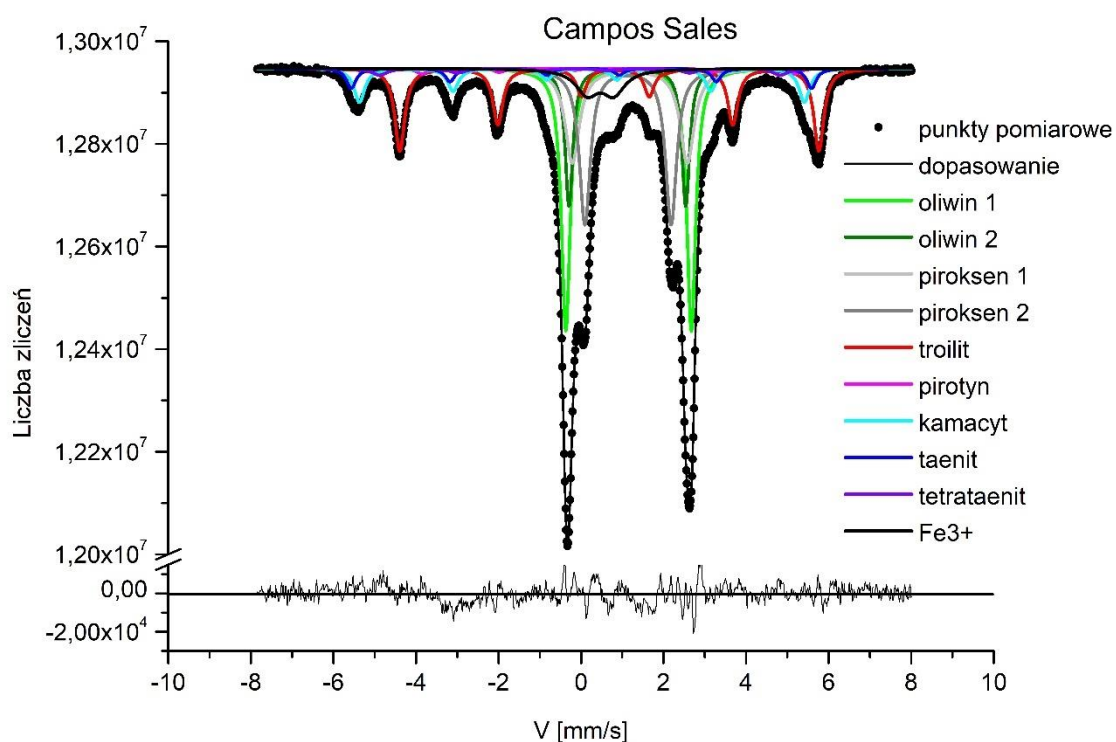
Widma zaprezentowane na rys. 5-8, 5-9 i 5-10 ilustrują wyniki nowo zmierzonych i nowo opracowanych próbek meteorytów, które będą włączane do starej bazy danych (informacje na temat baz danych znajdują się w rozdz. 5.1.1.1).



Rys. 5-8 Widmo mössbauerowskie meteorytu Jilin typu H.

Tabela 5-1 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Jilin typu H.

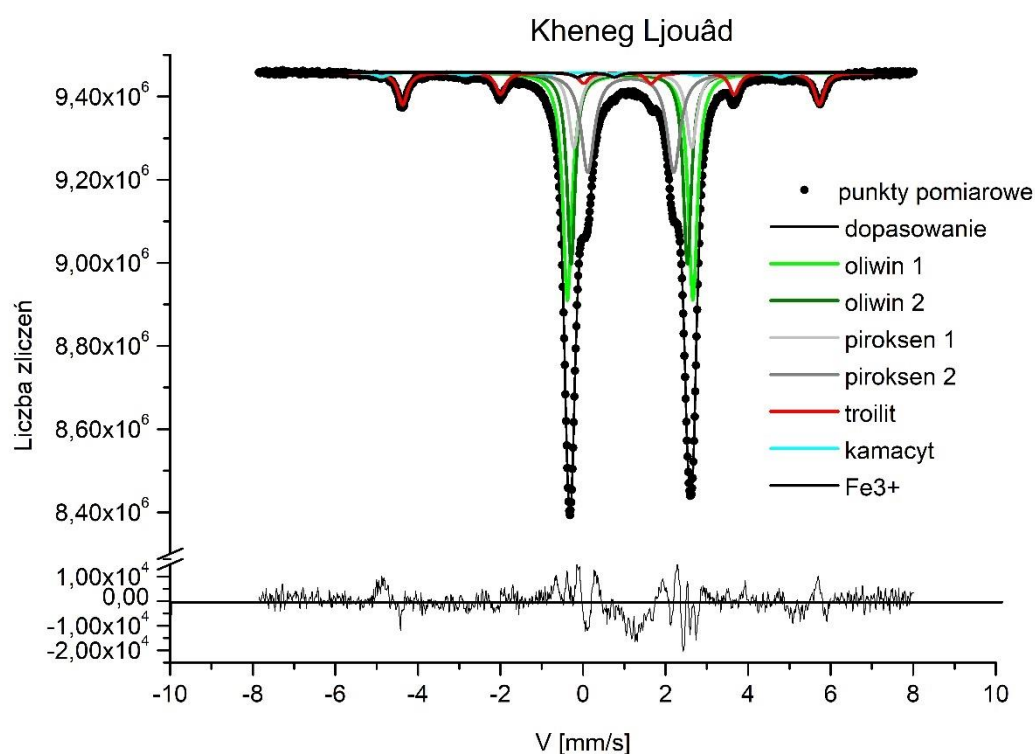
Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
Jilin	oliwin 1 (położenie M1)	1,16	-	3,04	-	0,14	13,7
	oliwin 2 (położenie M2)	1,14	-	2,95	-	0,16	13,3
	piroksen 1 (położenie M1)	1,14	-	2,79	-	0,14	7,0
	piroksen 2 (położenie M2)	1,14	-	2,10	-	0,17	19,0
	troilit	0,76	30,89	1,04	60,8	0,14	14,5
	pirotyn	0,68	27,08	0,70	48,0	0,15	1,9
	kamacyt	0,02	33,25	0,00	-	0,14	11,6
	taenit	0,02	34,36	-0,02	-	0,15	8,9
	tetrataenit	-0,16	30,27	0,11	-	0,17	1,8
	Fe3+	0,41	-	0,69	-	0,25	8,3



Rys. 5-9 Widmo mössbauerowskie meteorytu Campos Sales typu L.

Tabela 5-7 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Campos Sales typu L.

Meteoryt	Faza mineralna	IS	B	QS	Θ	w	A
		[mm/s]	[T]	[mm/s]	[°]	[mm/s]	[%]
Campos Sales	oliwin 1 (położenie M1)	1,15	-	3,04	-	0,13	23,0
	oliwin 2 (położenie M2)	1,12	-	2,83	-	0,11	10,7
	piroksen 1 (położenie M1)	1,18	-	2,79	-	0,21	13,4
	piroksen 2 (położenie M2)	1,14	-	2,09	-	0,16	17,0
	troilit	0,76	30,89	1,05	61,1	0,15	16,5
	pirotyn	0,62	27,78	0,60	49,4	0,15	1,1
	kamacyt	0,02	33,43	0,00	-	0,16	7,2
	taenit	0,03	34,58	-0,04	-	0,14	3,7
	tetrataenit	-0,10	30,12	0,16	-	0,22	1,9
	Fe3+	0,47	-	0,65	-	0,33	5,4



Rys. 5-10 Widmo mössbauerowskie meteorytu Kheneg Ljouâd typu LL.

Tabela 5-3 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Kheneg Ljouâd typu LL.

Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
Kheneg Ljouâd	oliwin 1 (położenie M1)	1,14	-	3,04	-	0,13	32,0
	oliwin 2 (położenie M2)	1,12	-	2,82	-	0,12	24,0
	piroksen 1 (położenie M1)	1,21	-	2,85	-	0,15	11,8
	piroksen 2 (położenie M2)	1,16	-	2,08	-	0,19	20,2
	troilit	0,76	30,69	1,06	61,6	0,14	9,8
	kamacyt	-0,05	29,98	0,01	-	0,15	1,4
	Fe3+	0,31	-	0,90	-	0,15	0,7

Analiza wykresów 5-8, 5-9 i 5-10 pokazuje różnice pomiędzy widmami mössbauerowskimi chondrytów zwyczajnych typu H, L i LL. Jednakże, na wszystkich rysunkach można bez trudu zaobserwować podstawowe fazy mineralne obecne w chondrytach zwyczajnych: dublety związane z żelazem obecnym w oliwinach i piroksenach oraz sekstety związane z fazą

siarczkową i fazą metaliczną. Analizując widmo mössbauerowskie za pomocą programu Recoil możemy wyróżnić obecność dwóch dubletów pochodzących od oliwinu (położenie M1 i M2) i dwóch dubletów pochodzących od piroksenu (położenie M1 i M2). W skład fazy metalicznej wchodzi powierzchnie spektralne pochodzące od kamacytu, taenitu i tetrataenitu. Natomiast w składzie fazy siarczkowej możemy wyróżnić troilit i pirotyt. Obecność dubletu związanego z żelazem trójwartościowym (Fe^{3+}), będącego wynikiem początkowego wietrzenia oraz singletu związanego z chromitem, można potwierdzić nie prędzej niż w czasie dopasowywania krzywych teoretycznych do punktów eksperymentalnych. Tworząc bazę danych do metody 4M potrzebujemy informacji o wartościach procentowych powierzchni spektralnych oliwinu, piroksenu, fazy metalicznej i fazy siarczkowej.

W tabelach 5-1, 5-2 i 5-3 zostały przedstawione parametry mössbauerowskie: przesunięcie izomeryczne (IS), rozszczepienie kwadrupolowe (QS), wartość indukcji wewnętrznego efektywnego pola magnetycznego (B) oraz kąt Θ będący kątem pomiędzy kierunkiem magnetycznego pola nadsubtelnego obecnego wewnątrz atomów żelaza a kierunkiem głównej osi gradientu pola elektrycznego. Dla dubletów podstawowe parametry mössbauerowskie to: przesunięcie izomeryczne (IS) oraz rozszczepienie kwadrupolowe (QS), a dla sekstetów dodatkowym parametrem jest wielkość wewnętrznego pola magnetycznego (B). Dublet mössbauerowski otrzymujemy mierząc próbki paramagnetyczne. Sekstet mössbauerowski jest sygnałem pochodzącym od związku uporządkowanego magnetycznie. Ponadto w tabelach została przedstawiona: procentowa wartość obszarów widmowych poszczególnych faz mineralnych (A) oraz wartość połowy szerokości w połowie maksimum (w).

Parametry mössbauerowskie (IS, QS, B, Θ) poszczególnych faz mineralnych wymienione w tabelach 5-1, 5-2 i 5-3 są podobne w różnych meteorytach. Natomiast pola powierzchni podwidm (A) (tab. 5-1, 5-2 i 5-3) są proporcjonalne do zawartości żelaza w poszczególnych fazach mineralnych znajdujących się w badanych meteorytach. Znajomość rodzajów faz mineralnych występujących w meteorycie pozwala nam na stwierdzenie, czy badana próbka jest chondrytem zwyczajnym. Natomiast na podstawie proporcji podstawowych faz mineralnych możemy określić typ chondrytu zwyczajnego. Przedstawione podejście charakterystyki i próby klasyfikacji meteorytu jest podejściem jakościowym. W dalszej części pracy zostanie przedstawione podejście ilościowe przy zastosowaniu tak zwanej metody 4M (rozdział 5.1.3.1).

5.1.1.1 Baza danych

Pierwsza wersja bazy danych zawierająca informacje o wartościach procentowych powierzchni spektralnych obszarów oliwinu, piroksenu, faz metalicznych i troilitu została skonstruowana w oparciu o 59 widm mössbauerowskich chondrytów zwyczajnych: 22 typu H (tab. 5-4), 20 typu L (tab. 5-5) i 17 typu LL (tab. 5-6). Baza ta została opublikowana w 2019 roku w czasopiśmie *Meteoritic & Planetary Science* (Woźniak i in. 2019).

W skład 22 chondrytów zwyczajnych typu H wchodzi dane pochodzące z literatury dla 13 meteorytów: Allegan, Diwana, Gujargaon, Kocice, Noblesville, Ochansk, Richardton, Torino, Vengerov, Wuan, Xingyang 1, Xingyang 2 i Zvonkov oraz dane uzyskane z pomiarów dla 9 meteorytów: Bassikounou, Buzzard Coulee, Carancas, Grzempach, Juancheng, Kidairat, Pułtusk, Tamdakht i Zag.

W skład 20 chondrytów zwyczajnych typu L wchodzi dane pochodzące z literatury dla 2 meteorytów: New Halfa i Kunashak oraz dane uzyskane z pomiarów dla 18 meteorytów: Barwell, Battle Mountain, Beni M'hira, Colby, Elenovka, Farmington, Hyatviyville, Katagum, Katol, Mount Tazerzait, Mreïra, New Concord, Ohuma, Saratov, Shisr 176-a, Shisr 176-b, Sołtmany i Xining.

W skład 17 chondrytów zwyczajnych typu LL wchodzi dane pochodzące z literatury dla 3 meteorytów: Bandong, Bhawad i Tuxtuac oraz dane uzyskane z pomiarów dla 14 meteorytów: Benguerir, Chelyabinsk-a, Chelyabinsk-b, Kilabo Mahbas Arraid, NWA 4841, NWA 4883, NWA 6287, NWA 7313, NWA 7314, NWA 7733, NWA 8590, NWA 8602 i Oued el Hadjar.

Na podstawie danych o wartościach procentowych powierzchni spektralnych obszarów oliwinu, piroksenu, faz metalicznych i troilitu pochodzących z 59 widm mössbauerowskich została dokonana próba klasyfikacji meteorytów (zrównoważonych chondrytów zwyczajnych). Temat ten został szerzej opisany w rozdziale 5.1.3.

Tabela 5-4 Wartości procentowe podwidm mössbauerowskich (oliwin, piroksen, faza metaliczna, troilit) dla pomierzonych meteorytów typu H.

L.p.	Meteoryt	Typ	Oliwin [%]	Piroksen [%]	Faza metaliczna [%]	Troilit [%]
1	Allegan	H5	38,0	33,0	10,0	19,0
	(Verma i in. 2003)					
2	Bassikounou	H5	41,3	22,0	18,1	16,3

3	Buzzard Coulee	H4	34,3	18,5	27,8	16,3
4	Carancas	H4/5	34,6	21,9	26,6	13,2
5	Diwana	H5	33,0	24,0	19,0	23,0
	(Verma i in. 2003)					
6	Grzempach	H5	31,0	21,0	29,0	16,0
7	Gujargaon	H5	37,0	27,0	24,0	12,0
	(Verma i in. 2003)					
8	Juancheng	H5	28,7	20,5	29,1	14,6
9	Kidairat	H6	46,7	23,3	11,1	18,9
10	Kocice	H5	36,0	18,0	29,0	12,0
	(Lipka i in. 2013)					
11	Noblesville	H4/6	48,0	22,0	11,0	19,0
	(Verma i in. 2002)					
12	Ochansk	H4	40,7	28,9	10,7	17,4
	(Oshtrakh i in. 2008)					
13	Pultusk	H5	38,2	23,4	17,0	16,6
14	Richardton	H5	37,4	32,6	11,0	14,7
	(Oshtrakh i in. 2008)					
15	Tamdakht	H5	41,6	25,2	10,7	20,3
16	Torino	H6	47,0	28,0	9,0	16,0
	(Ortalli i in. 2008)					
17	Vengerovo	H5	40,3	24,8	14,8	15,1
	(Oshtrakh i in. 2008)					
18	Wuan	H6	41,0	23,0	10,0	19,0
	(Verma i in. 2020)					

19	Xingyang	H6	43,0	24,0	15,0	16,0
	(Verma i in. 2002)					
20	Xingyang	H6	46,0	29,0	11,0	15,0
	(Zhang i in. 1994)					
21	Zag	H3/6	36,5	20,0	20,6	16,7
22	Zvonkov	H6	39,8	23,7	17,6	15,8
	(Oshtrakh i in. 2008)					
Średnia ± błąd standardowy średniej			39,2±1,1	24,3±0,9	17,3±1,5	16,5±0,6
(Woźniak i in. 2019)						

Tabela 5-5 Wartości procentowe podwładm mössbauerowskich (oliwin, piroksen, faza metaliczna, troilit) dla pomierzonych meteorytów typu L.

L.p.	Meteoryt	Typ	Oliwin [%]	Piroksen [%]	Faza metaliczna [%]	Troilit [%]
1	Barwell	L5	48,2	24,9	6,5	15,2
2	Battle Mountain	L6	49,0	22,7	10,6	16,4
3	Beni M'hira	L6	51,5	22,9	6,6	16,0
4	Colby	L6	46,4	21,9	5,4	22,4
5	Elenovka	L5	53,6	25,0	2,6	16,9
6	Farmington	L5	45,6	21,3	12,6	15,0
7	Hyattville	L6	47,4	21,1	9,7	17,5
8	Katagum	L6	54,6	16,5	8,3	18,6
9	Katol	L6	40,7	18,7	16,4	18,5
10	Kunashak	L6	59,8	19,2	9,1	10,6
	(Oshtrakh i in. 2008)					
11	Mount Tazerzait	L5	49,4	25,2	6,9	14,7
12	Mreïra	L6	53,9	21,4	7,4	15,6
13	New Concord	L6	49,4	21,7	9,9	16,3

14	New Halfa	L4	51,1	24,2	8,5	16,2
	(Abdu i in. 1997)					
15	Ohuma	L5	47,7	23,4	6,4	19,0
16	Saratov	L4	45,5	19,9	13,0	17,4
17	Shisr 176-a	L6	65,1	23,2	2,9	7,9
18	Shisr 176-b	L6	53,7	18,9	6,7	19,1
19	Sołtmany	L6	59,5	26,0	4,5	10,0
20	Xining	L5	54,2	21,4	13,0	10,9
Średnia ± błąd standardowy średniej			51,3±1,3	22,0±0,6	8,4±0,8	15,7±0,8

(Woźniak i in. 2019)

Tabela 5-6 Wartości procentowe podwładów mössbauerowskich (oliwin, piroksen, faza metaliczna, troilit) dla pomierzonych meteorytów typu LL.

L.p.	Meteoryt	Typ	Oliwin [%]	Piroksen [%]	Faza metaliczna [%]	Troilit [%]
1	Bandong	LL6	64,0	21,0	0,0	14,0
	(Verma i in. 2003)					
2	Benguerir	LL6	55,9	26,3	2,0	13,7
3	Bhawad	LL6	64,0	21,0	0,0	15,0
	(Verma i in. 2003)					
4	Chelyabinsk-a	LL5	61,0	24,0	1,0	11,0
5	Chelyabinsk-b	LL5	58,9	29,2	2,2	8,5
6	Kilabo	LL6	64,8	24,6	0,0	9,8
7	Mahbas Arraid	LL6	68,5	19,2	0,3	12,0
8	NWA 4841	LL5	64,1	28,5	1,0	3,7
9	NWA 4883	LL6	66,1	19,6	0,7	10,8
10	NWA 6287	LL5	58,2	19,6	5,5	12,6
11	NWA 7313	LL6	64,6	24,2	0,0	6,5
12	NWA 7314	LL6	59,5	21,4	0,2	13,5

13	NWA 7733	LL5/6	65,8	27,0	0,2	6,7
14	NWA 8590	LL6	56,1	24,0	0,3	15,0
15	NWA 8602	LL4	53,7	24,7	4,7	13,5
16	Oued el Hadjar	LL6	63,2	28,6	1,3	4,8
17	Tuxtuac	LL5	61,0	29,0	0,0	10,0

(Verma i in. 2003)

Średnia ± błąd standardowy średniej	61,7±1,0	24,2±0,8	1,2±0,4	10,6±0,9
-------------------------------------	----------	----------	---------	----------

(Woźniak i in. 2019)

Nasza grupa badawcza pracuje i będzie w dalszym ciągu pracowała nad odróżnianiem prawdziwych meteorytów od niesklasyfikowanych próbek meteorytopodobnych. W celu ulepszenia tej weryfikacji tworzona jest nowa baza z większą liczbą meteorytów porównywanych. W tej pracy znajduje się propozycja nowej bazy danych składająca się z 78 widm mössbauerowskich chondrytów zwyczajnych: 29 typu H (tab. 5-7), 29 typu L (tab. 5-8) i 20 typu LL (tab. 5-9). Baza danych z 2019 roku została rozbudowana o dołączenie 22 wyników. Skład bazy danych chondrytów zwyczajnych:

- typu H został poszerzony o 7 meteorytów, w tym dane 3 z nich zostały uzyskane z pomiarów: Aiquile, Jilin oraz Oued Sfayat, natomiast 5 pochodzi z literatury: Ochansk, Richardton, Vengerovo, Zvonkov,
- typu L został rozbudowany o dodatkowe 10 meteorytów, dane 2 z nich pochodzą z pomiarów: Campos Sales, Gueltat Zemmour a dane 8 z nich pochodzą z literatury: Farmington (2 wyniki), Kunashak, Mbale (2 wyniki), Mount Tazerzait (2 wyniki), Ozerki,
- typu LL został zwiększony o dane pochodzące z literatury dla 2 meteorytów: NWA 6286, NWA 7857 oraz dane uzyskane z pomiarów dla 3 meteorytów: Kheneg Ljouâd, Leoncin i NWA 4383.

Ponadto oprócz rozbudowania bazy danych w tej pracy znajduje się propozycja jej modyfikacji. Nieznaczne różnice w wynikach procentowości powierzchni spektralnych składowych widm mössbauerowskich (tab. 5-4 i tab. 5-7, tab. 5-5 i tab. 5-8, tab. 5-6 i tab. 5-9) wynikają z różnej analizy danych pomiarowych. Widma mössbauerowskie, parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych zostały przedstawione w załączniku nr 1 (rozdz. 8)

dla meteorytów typu H, załączniku nr 2 (rozdz. 9) dla meteorytów typu L oraz w załączniku nr 3 (rozdz. 10) dla meteorytów typu LL.

Tabela 5-7 Wartości procentowe podwładm mössbauerowskich (oliwin, piroksen, faza metaliczna, troilit) dla pomierzonych meteorytów typu H.

L.p.	Meteoryt	Typ	Oliwin [%]	Piroksen [%]	Faza metaliczna [%]	Troilit [%]
1	Aiquile	H5	32,3	17,4	26,5	17,5
2	Allegan	H5	38,0	33,0	10,0	19,0
	(Verma i in. 2003)					
3	Bassikounou	H5	38,9	22,5	18,3	16,9
4	Buzzard Coulee	H4	34,4	18,3	27,1	17,0
5	Carancas	H4/5	30,7	23,1	27,2	13,2
6	Diwana	H5	33,0	24,0	19,0	23,0
	(Verma i in. 2003)					
7	Grzempach	H5	29,0	26,2	30,3	13,0
8	Gujargaon	H5	37,0	27,0	24,0	12,0
	(Verma i in. 2003)					
9	Jilin	H5	27,0	26,0	22,3	16,4
10	Juancheng	H5	30,9	15,9	28,7	15,3
11	Kidairat	H6	46,7	23,3	11,1	18,9
12	Košice	H5	36,0	18,0	29,0	12,0
	(Lipka i in. 2013)					
13	Noblesville	H4/6	48,0	22,0	11,0	19,0
	(Verma i in. 2002)					
14a	Ochansk	H4	40,7	28,9	10,7	17,4
	(Oshtrakh i in. 2008)					

14b	Ochansk	H4	43,3	26,6	10,2	18,1
	(Maksimova i in. 2017)					
15	Oued Sfayat	H5	32,3	15,9	35,8	13,2
16	Pułtusk	H5	34,2	26,4	17,0	17,2
17a	Richardton	H5	37,4	32,6	11,0	14,7
	(Oshtrakh i in. 2008)					
17b	Richardton	H5	39,9	31,0	9,3	15,9
	(Maksimova i in. 2017a)					
18	Tamdakht	H5	36,9	28,4	12,6	18,8
19	Torino	H6	47,0	28,0	9,0	16,0
	(Ortalli i in. 2008)					
20	Vengerovo	H5	40,3	24,8	14,8	15,1
	(Oshtrakh i in. 2008)					
21	Vengerovo	H5	41,6	23,6	13,9	15,8
	(Maksimova i in. 2017a)					
22	Wuan	H6	41,0	23,0	10,0	19,0
	(Verma i in. 2020)					
23a	Xingyang	H6	43,0	24,0	15,0	16,0
	(Verma i in. 2002)					
23b	Xingyang	H6	46,0	29,0	11,0	15,0
	(Zhang i in. 1994)					
24	Zag	H3/6	34,4	19,4	22,9	16,7
25a	Zvonkov	H6	39,8	23,7	17,6	15,8
	(Oshtrakh i in. 2008)					
25b	Zvonkov	H6	40,8	22,5	16,8	16,4
	(Maksimova i in. 2017a)					

Tabela 5-8 Wartości procentowe podwładm mössbauerowskich (oliwin, piroksen, faza metaliczna, troilit) dla pomierzonych meteorytów typu L.

L.p.	Meteoryt	Typ	Oliwin [%]	Piroksen [%]	Faza metaliczna [%]	Troilit [%]
1	Barwell	L5	48,2	24,9	6,5	15,2
2	Battle Mountain	L6	42,8	29,5	10,1	16,3
3	Beni M'hira	L6	46,3	27,6	6,7	16,3
4	Campos Sales	L5	33,7	30,4	12,8	17,6
5	Colby	L6	46,4	21,9	5,4	22,4
6	Elenovka	L5	51,9	22,5	4,7	17,0
7a	Farmington	L5	45,6	21,3	12,6	15,0
7b	Farmington	L5	43,4	24,3	15,2	14,8
	(Oshtrakh i in. 2008)					
7c	Farmington	L5	45,7	21,4	15,5	14,8
	(Maksimova i in. 2017a)					
8	Guelat Zemmour	L4	47,9	27,3	8,0	15,5
9	Hyattville	L6	42,7	24,6	9,5	18,2
10	Katagum	L6	49,1	20,6	7,9	19,7
11	Katol	L6	38,9	19,1	17,7	18,2
12a	Kunashak	L6	59,8	19,2	9,1	10,6
	(Oshtrakh i in. 2008)					
12b	Kunashak	L6	60,5	18,0	9,5	10,4
	(Maksimova i in. 2017a)					
13a	Mbale	L5/6	51,9	22,6	6,4	14,8
	(Oshtrakh i in. 2008)					
13b	Mbale	L5/6	53,1	20,8	6,4	14,9
	(Maksimova i in. 2017a)					

14a	Mount Tazerzait	L5	49,4	25,2	6,9	14,7
14b	Mount Tazerzait	L5	49,9	26,7	5,7	13,1
	(Oshtrakh i in. 2008)					
14c	Mount Tazerzait	L5	52,5	23,4	5,8	13,4
	(Maksimova i in. 2017a)					
15	Mreïra	L6	50,7	23,6	7,6	16,1
16	New Concord	L6	44,7	25,4	10,8	16,3
17	New Halfa	L4	51,1	24,2	8,5	16,2
	(Abdu i in. 1997)					
18	Ohuma	L5	47,7	23,4	6,4	19,0
19	Ozerki	L6	49,2	19,0	13,0	15,8
	(Maksimova i in. 2020)					
20	Saratov	L4	41,7	22,5	13,1	17,8
21	Shisr 176-b	L6	48,3	23,9	6,5	19,7
22	Softmany	L6	54,2	31,8	3,3	8,8
23	Xining	L5	49,8	25,5	12,3	11,6

Tabela 5-9 Wartości procentowe podwładm mössbauerowskich (oliwin, piroksen, faza metaliczna, troilit) dla pomierzonych meteorytów typu LL.

L.p.	Meteoryt	Typ	Oliwin [%]	Piroksen [%]	Faza metaliczna [%]	Troilit [%]
1	Bandong	LL6	64,0	21,0	0,0	14,0
	(Verma i in. 2003)					
2	Benguerir	LL6	60,8	19,1	5,2	14,0
3	Bhawad	LL6	64,0	21,0	0,0	15,0
	(Verma i in. 2003)					
4	Chelyabinsk	LL5	59,0	24,5	3,2	9,4

5	Kheneg Ljouâd	LL5/6	56,0	32,0	1,4	9,8
6	Kilabo	LL6	63,0	25,5	1,4	9,8
7	Leoncin	LL4/6	48,8	34,8	2,1	13,9
8	Mahbas Arraid	LL6	63,3	23,2	2,7	10,6
9	NWA 4383	LL6	56,0	28,6	2,1	10,4
10	NWA 4841	LL5	57,8	33,4	1,4	3,6
11	NWA 6286	LL6	58,8	17,5	4,6	13,4
(Maksimova i in. 2017b)						
12	NWA 6287	LL5	49,9	27,1	6,2	12,6
13	NWA 7313	LL6	74,1	14,3	1,1	7,5
14	NWA 7314	LL6	55,2	23,1	4,3	11,2
15	NWA 7733	LL5/6	61,0	28,9	1,6	6,5
16	NWA 7857	LL6	60,3	17,1	6,5	11,8
(Maksimova i in. 2017b)						
17	NWA 8590	LL6	55,4	32,3	1,4	17,3
18	NWA 8602	LL4	49,6	25,7	6,5	13,9
19	Oued el Hadjar	LL6	49,6	39,4	1,2	6,0
20	Tuxtuac	LL5	61,0	29,0	0,0	10,0
(Verma i in. 2003)						

(<http://4m.woreczko.pl/all.php>, dostęp: 07.09.2021)

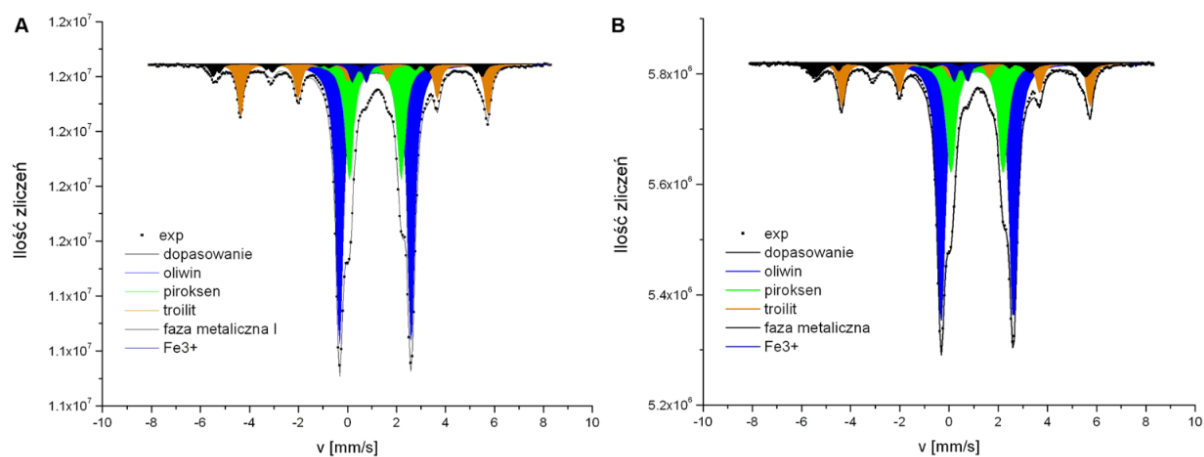
5.1.2 Niepewności wyznaczenia powierzchni spektralnych

Różnice mogące występować w wartościach powierzchni podwidm mössbauerowskich otrzymywanych w jednym laboratorium bądź pomiędzy różnymi laboratoriami stanowią bardzo ważny element porównywania wyników badań. To również istotna kwestia przy włączaniu wyników mössbauerowskich z danych otrzymanych w innym laboratorium do stworzonej bazy chondrytów zwyczajnych.

5.1.2.1 Powtarzalność wyznaczania powierzchni spektralnych i ich analizy w obrębie jednej grupy badawczej

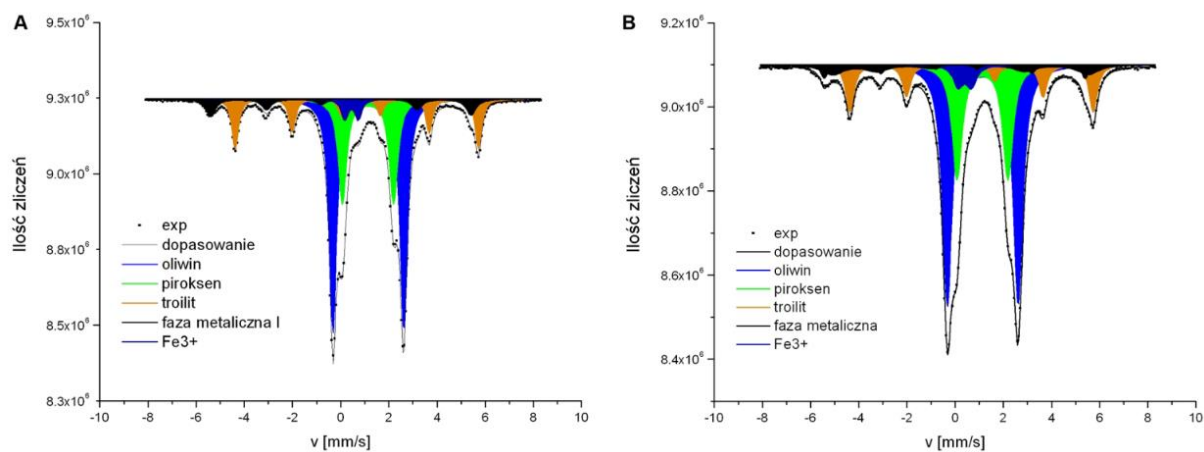
Analizując widma mössbauerowskie uzyskane w kilku pomiarach tej samej próbki danego meteorytu, oczekujemy powtarzalności pomiarów wykonywanych wewnątrz jednej grupy badawczej w tym samym laboratorium. W celu sprawdzenia, jakie różnice procentowe występują w powierzchniach podwidm mössbauerowskich, zostały wykonane dwukrotne pomiary tej samej próbki danego meteorytu w takich samych warunkach eksperymentalnych. Do badań wybrano trzy chondryty zwyczajne typu L: Beni M'hira, Hyattville, Saratov. Pomiary zostały przeprowadzone w Pracowni Spektroskopii Mössbauerowskiej na Wydziale Fizyki Politechniki Warszawskiej. Dopasowanie podwidm i ich analiza zostały przeprowadzone za pomocą programu Recoil. Rysunki 5-11, 5-12 i 5-13 przedstawiają widma mössbauerowskie zmierzonych meteorytów. Na wszystkich widmach obserwujemy podstawowe fazy mineralne charakterystyczne dla chondrytów zwyczajnych typu L: dwa dublety odpowiadające oliwinowi i piroksenowi oraz dwa sekstety związane z fazą metaliczną i troilem. W widmie dopasowany został również dublet związany z żelazem trójwartościowym świadczący o początkowym wietrzeniu zachodzącym w próbce meteorytu.

W tabeli 5-10 zostały podane wartości procentowe podwidm mössbauerowskich otrzymane dla dwóch pomiarów meteorytów: Beni M'hira, Hyattville, Saratov oraz różnice występujące pomiędzy uzyskanymi danymi. Z analizy otrzymanych wyników wiemy, że największa różnica pomiędzy wartością procentową powierzchni podwidm mössbauerowskich wynosi około 3%. Wynik ten odnosi się do faz metalicznych meteorytów Beni M'hira i Hyattville. Najmniejsze różnice pomiędzy wartością procentową powierzchni podwidm mössbauerowskich wynoszą od 0,1% do 1%. Wyniki te odnoszą się do wszystkich faz mineralogicznych meteorytu Saratov, piroksenów w meteorycie Beni M'hira oraz oliwinów i piroksenów w meteorycie Hyattville. Pozostałe różnice nie przekraczają 2,1%. Wyniki uzyskane za pomocą metody wyznaczania niepewności procentowej powierzchni podwidm mössbauerowskich opartej na metodzie niezależnej analizy dwukrotnego pomiaru tej samej próbki meteorytu są zgodne z oczekiwaniami a metoda wydaje się być wystarczająca.



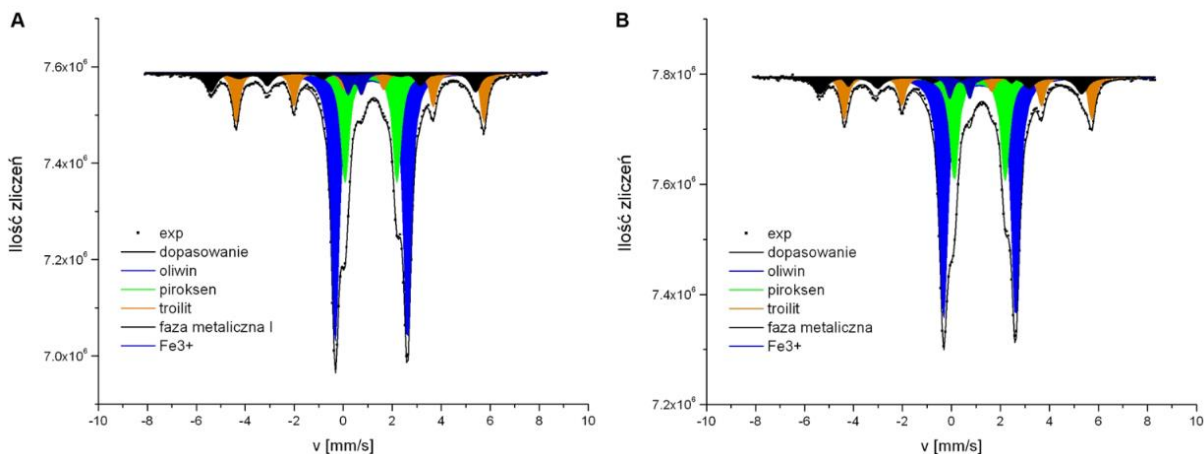
(Jakubowska i in. 2019)

Rys. 5-11 Widmo mössbauerowskie meteorytu Beni M'hira z pomiaru I (A) i pomiaru II (B).



(Jakubowska i in. 2019)

Rys. 5-12 Widmo mössbauerowskie meteorytu Hyattville z pomiaru I (A) i pomiaru II (B).



(Jakubowska i in. 2019)

Rys. 5-13 Widmo mössbauerowskie meteorytu Satatov z pomiaru I (A) i pomiaru II (B).

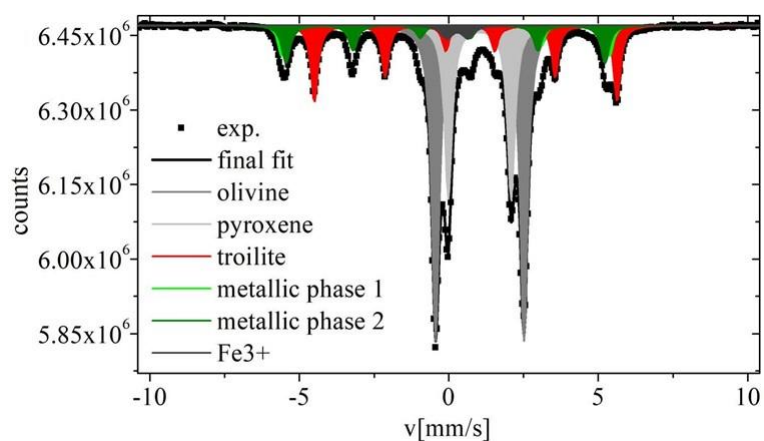
Tabela 5-10 Procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytów: Beni M'hira, Hyattville, Saratov. W fazach metalicznych znajdują się dwie składowe: faza z kamacytem oraz faza z taenitem.

Meteoryt	Faza mineralna	Indeks pomiaru		
		Pomiar I	Pomiar II	Pomiar I-II
		A [%]	A [%]	A [%]
Beni M'hira	oliwin	51,6	50,1	1,5
	piroksen	23,2	23,9	-0,7
	fazy metaliczne	6,8	9,8	-3,0
	troilit	15,8	13,7	2,1
	Fe ³⁺	2,6	2,5	0,1
Hyattville	oliwin	46,5	46,0	0,5
	piroksen	23,2	22,5	0,7
	fazy metaliczne	9,4	12,1	-3,3
	troilit	17,1	15,1	2,0
	Fe ³⁺	3,8	4,3	-0,5
Saratov	oliwin	48,4	48,9	-0,5
	piroksen	20,0	20,9	-0,9
	fazy metaliczne	12,9	12,6	0,3
	troilit	15,3	14,3	1,0
	Fe ³⁺	3,4	3,3	0,1

5.1.2.2 Powtarzalność wyznaczania powierzchni spektralnych i ich analizy pomiędzy grupami badawczymi

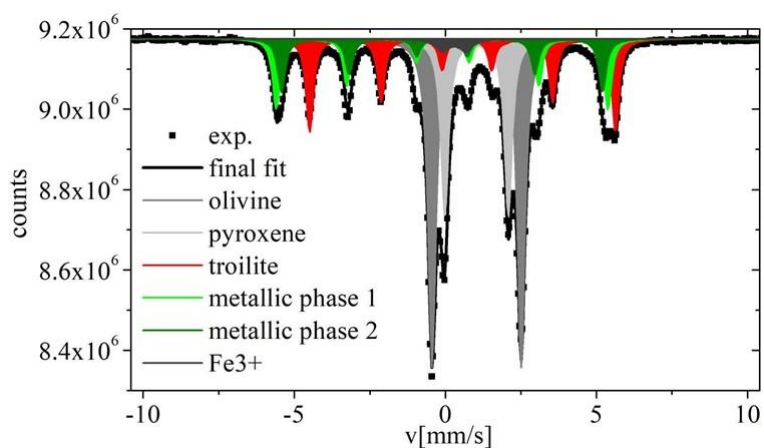
W poprzednim rozdziale 5.1.2.1 zostało wykazane, że pomiary meteorytów prowadzone przez jedną grupę badawczą w tym samym laboratorium są powtarzalne i obarczone niewielką niepewnością pomiarową. W tym rozdziale 5.1.2.2 odpowiemy sobie na pytanie, jak wyglądają wyniki pomiarów w przypadku wykonywania ich przez różne grupy badawcze. Omówiony zostanie wpływ różnych warunków doświadczalnych, np. różnej statystyki pomiarów, zakresu prędkości i różnych sposobów dopasowania widm na rozbieżności w wynikach wartości procentowej podwidm mössbauerowskich. Zagadnienie to jest kluczowe w przypadku tworzenia bazy danych zawierającej informacje o parametrach mössbauerowskich meteorytów. Zakładamy, że bazę danych można by rozbudować dodając do własnych danych pomiarowych dane uzyskane przez inne grupy badawcze oraz dane literaturowe. W celu sprawdzenia wpływu różnych warunków eksperymentalnych i różnych metod dopasowania podwidm mössbauerowskich zostały wykonane badania trzech chondrytów zwyczajnych typu H: Bassikounou, Buzzard Coulee i Zag, które zostały zmierzone w dwóch różnych laboratoriach i poddane analizie przez dwie różne grupy badawcze. Pomiary zostały przeprowadzone w Laboratorium Materiałów Magnetycznych w Katedrze Fizyki na Wydziale Mechanicznym Uniwersytetu Technologiczno-Humanistycznego w Radomiu oraz w Laboratorium Spektroskopii Mössbauerowskiej na Wydziale Fizyki Politechniki Warszawskiej.

Na rys. 5-14, 5-15 i 5-16 zostały przedstawione widma mössbauerowskie uzyskane przez grupę badawczą z Radomia, natomiast na rys. 5-17, 5-18 i 5-19 przez grupę badawczą z Warszawy. Pierwsza z grup podczas dopasowywania podwidm korzystała z programu Normos oraz PolMöss, druga grupa korzystała z programu Recoil. We wszystkich widmach (rys. 5-14 – 5-19) wyróżniamy 5 faz mineralogicznych związanych z: oliwinem, piroksenem, troilem i dwoma fazami metalicznymi. W każdym widmie występuje również dublet związany z żelazem trójwartościowym. Identyfikacja faz mineralogicznych została oparta na parametrach oddziaływań nadsubtelnych uzyskanych przez dopasowanie krzywych teoretycznych do punktów doświadczalnych (tab. 5-11 i 5-12). Parametry uzyskane w Warszawie i Radomiu są bardzo zbliżone. Jedyną istotną różnicą są poszerzone szerokości linii w widmach warszawskich. Powodem tego rozszerzenia jest umiejscowienie Wydziału Fizyki Politechniki Warszawskiej w otoczeniu intensywnego ruchu samochodów, tramwajów i autobusów.



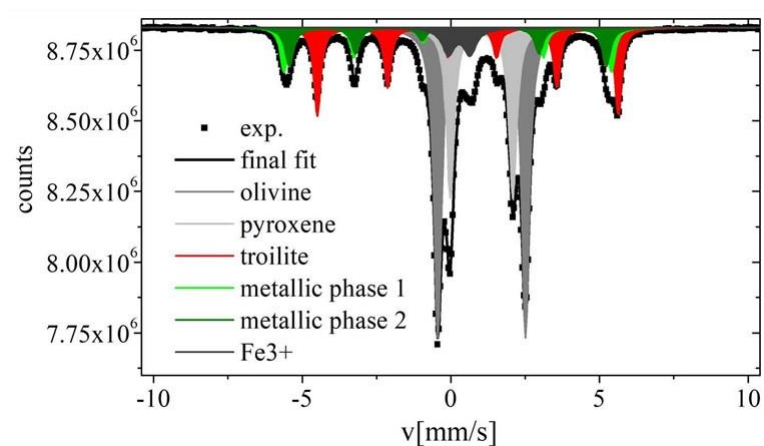
(Bogusz i in. 2018)

Rys. 5-14 Widmo mössbauerowskie meteorytu Bassikounou uzyskane w Radomiu.



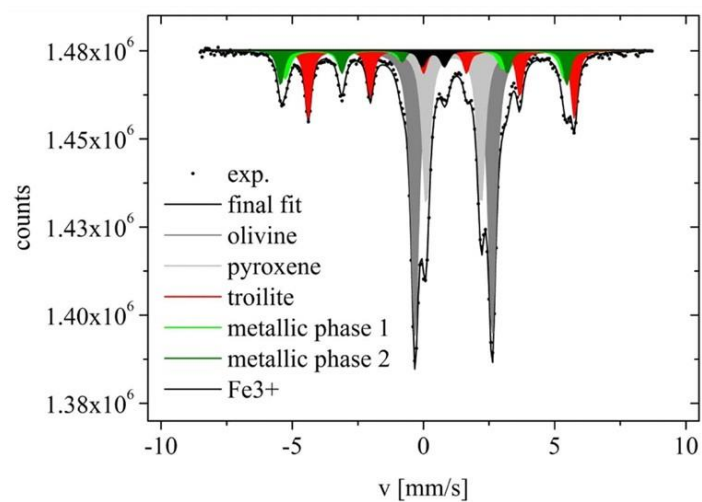
(Bogusz i in. 2018)

Rys. 5-15 Widmo mössbauerowskie meteorytu Buzzard Coulee uzyskane w Radomiu.



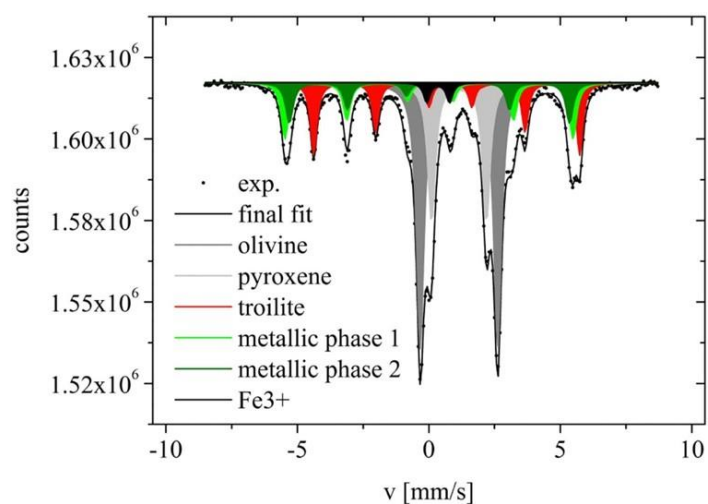
(Bogusz i in. 2018)

Rys. 5-16 Widmo mössbauerowskie meteorytu Zag uzyskane w Radomiu.



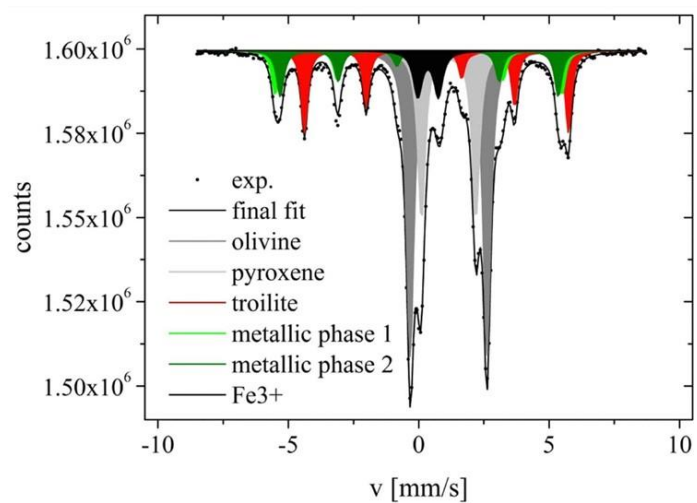
(Bogusz i in. 2018)

Rys. 5-17 Widmo mössbauerowskie meteorytu Bassikounou uzyskane w Warszawie.



(Bogusz i in. 2018)

Rys. 5-18 Widmo mössbauerowskie meteorytu Buzzard Coulee uzyskane w Warszawie.



(Bogusz i in. 2018)

Rys. 5-19 Widmo mössbauerowskie meteorytu Zag uzyskane w Warszawie.

Tabela 5-11 Parametry poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytów: Bassikounou, Buzzard Coulee oraz Zag (pomiar i dopasowanie wykonane w Radomiu).

Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]
Bassikounou	oliwin	1,14	-	2,96	-	0,15
	piroksen	1,15	-	2,10	-	0,15
	troilit	0,75	30,8	1,03	61,3	0,14
	faza metaliczna 1	0,02	34,1	-0,04	-	0,14
	faza metaliczna 2	0,00	33,1	0,02	-	0,17
	Fe ³⁺	0,40	-	0,71	-	0,23
Buzzard Coulee	oliwin	1,15	-	2,95	-	0,15
	piroksen	1,14	-	2,10	-	0,15
	troilit	0,75	30,8	1,03	61,1	0,14
	faza metaliczna 1	0,01	34,0	-0,02	-	0,14
	faza metaliczna 2	0,01	32,9	-0,01	-	0,15
	Fe ³⁺	0,41	-	0,76	-	0,26
Zag	oliwin	1,15	-	2,95	-	0,15
	piroksen	1,15	-	2,10	-	0,15
	troilit	0,75	30,8	1,01	61,4	0,14
	faza metaliczna 1	0,02	34,2	-0,03	-	0,15
	faza metaliczna 2	0,01	33,1	0,00	-	0,17
	Fe ³⁺	0,39	-	0,73	-	0,25

Tabela 5-12 Parametry poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytów: Bassikounou, Buzzard Coulee oraz Zag (pomiar i dopasowanie wykonane w Warszawie).

Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]
Bassikounou	oliwin	1,14	-	2,96	-	0,18
	piroksen	1,15	-	2,10	-	0,17
	troilit	0,75	30,9	1,01	61,1	0,14
	faza metaliczna 1	0,03	33,8	-0,04	-	0,15
	faza metaliczna 2	-0,01	33,0	0,10	-	0,20
	Fe3+	0,38	-	0,85	-	0,17
Buzzard Coulee	oliwin	1,15	-	2,95	-	0,18
	piroksen	1,15	-	2,09	-	0,18
	troilit	0,75	30,8	1,01	61,1	0,15
	faza metaliczna 1	0,03	34,0	-0,05	-	0,17
	faza metaliczna 2	0,01	33,0	0,03	-	0,17
	Fe3+	0,36	-	0,87	-	0,15
Zag	oliwin	1,14	-	2,95	-	0,18
	piroksen	1,15	-	2,09	-	0,18
	troilit	0,75	30,9	1,01	61,5	0,15
	faza metaliczna 1	0,03	34,1	-0,06	-	0,17
	faza metaliczna 2	0,01	33,1	0,02	-	0,17
	Fe3+	0,36	-	0,79	-	0,21

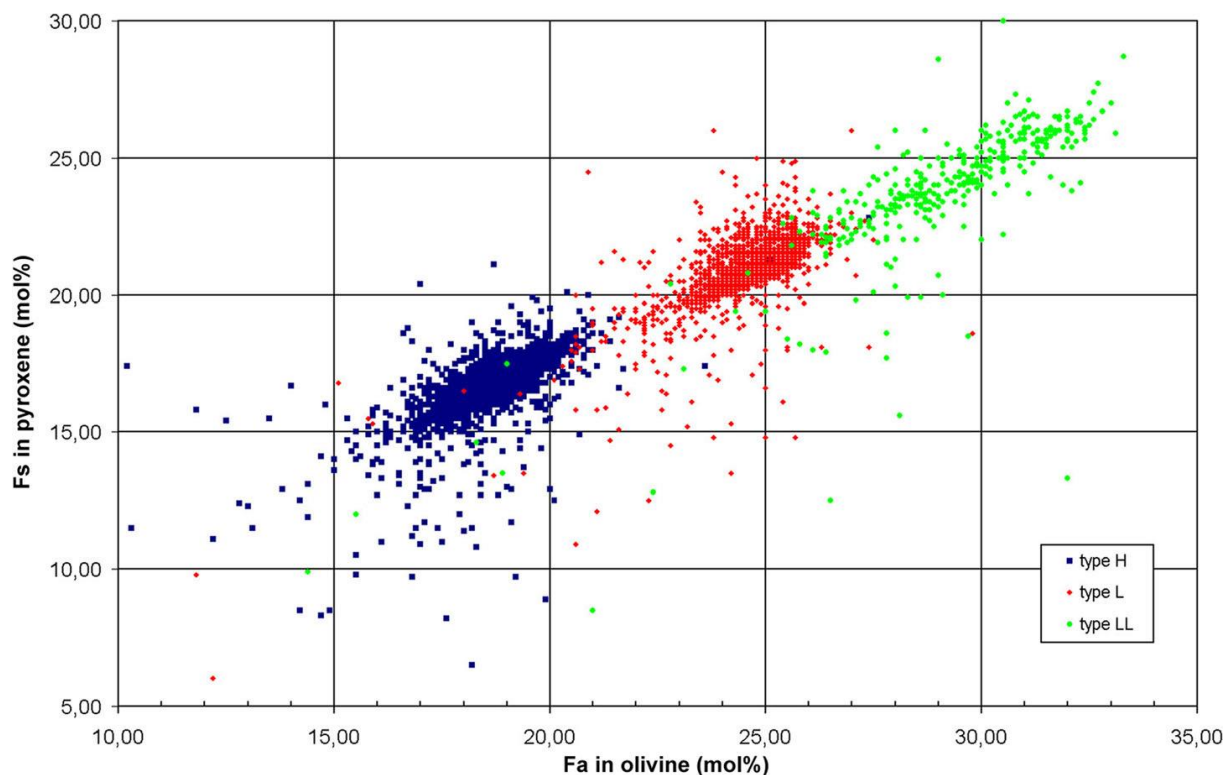
Tabela 5-13 zawiera wartości procentowe podwidm czterech faz mineralogicznych (i Fe³⁺) obecnych w meteorytach Bassikounou, Buzzard Coulee, Zag (widma uzyskane przez grupę badawczą z Radomia i Warszawy). W pierwszej kolumnie tabeli 5-13 zostały przedstawione wyniki uzyskane w Radomiu poprzez dopasowanie podwidm przy użyciu programu Normos, przy założeniu, że parametr kąta theta dla fazy mineralnej troilitu jest różny od zera. W drugiej kolumnie zostały przedstawione wyniki uzyskane również w Radomiu, ale podwidma zostały dopasowane za pomocą programu Polmöss, przy założeniu, że kąt theta dla podwidma troilitu jest równy zero. W kolumnach trzeciej i czwartej znajdują się wyniki uzyskane w Warszawie. Dopasowanie podwidm zostało wykonane w programie Recoil przy założeniu, że kąt theta jest różny od zera (kolumna III) oraz założeniu, że kąt theta jest równy zero (kolumna IV). Analiza wyników z tabeli 5-13 pokazuje, że dwie różne metody dopasowania podwidma troilitu (metoda zakładająca, że kąt $\theta=0$ lub metoda zakładająca, że kąt $\theta \neq 0$) nie wpływają na procentową wartość powierzchni tego podwidma. W kolumnach piątej i szóstej możemy odczytać różnice pomiędzy wynikami (wartości powierzchni podwidm odpowiadających poszczególnym fazom mineralogicznym) uzyskanymi przez grupę badawczą z Radomia i Warszawy. Zakres zaobserwowanych różnic (od 0 do 1,7) w wynikach jest na poziomie 1 punktu procentowego, co jest całkowicie akceptowalne. Każde nowe dopasowanie, nawet to wykonywane przez jedną grupę badawczą, wiąże się z różnicami wyników. Zagadnienie to zostało opisane w poprzednim rozdziale 5.1.2.1. Nie została zauważona żadna systematyka, która mogłaby potwierdzić hipotezę wpływu różnych warunków doświadczalnych i różnych sposobów dopasowania widm na rozbieżności w wynikach wartości procentowej podwidm mössbauerowskich. Tym samym nie ma powodu, aby nie tworzyć baz danych łącząc wyniki własne z wynikami innych grup badawczych oraz danymi literaturowymi.

Tabela 5-13 Procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytów: Bassikounou, Buzzard Coulee, Zag.

Widma zmierzone w		Radom, program Normos	Radom, program PolMöss	Warsaw, program Recoil	Warsaw, program Recoil	Różnica I-III	Różnica II-IV
		I	II	III	IV	V	VI
Meteoryt	Faza mineralna	A with $\Theta \neq 0$ [%]	A with $\Theta = 0$ [%]	A with $\Theta \neq 0$ [%]	A with $\Theta = 0$ [%]		
Bassikounou	oliwin	39,8	39,8	41,3	41,3	-1,5	-1,6
	piroksen	22,0	22,2	22,0	22,2	0	0
	troilit	16,6	16,7	16,3	16,7	0,3	0
	faza metaliczna	17,9	17,9	18,1	17,7	-0,2	0,2
	Fe3+	3,6	3,4	2,3	2,1	1,3	1,3
Buzzard Coulee	oliwin	35,0	35,1	36,3	36,3	-1,3	-1,2
	piroksen	19,1	19,2	19,0	19,1	0,1	0,1
	troilit	16,6	17,6	17,0	17,2	0,8	0,4
	faza metaliczna	17,9	24,6	25,4	25,3	-1,1	-0,7
	Fe3+	3,6	3,5	2,3	2,1	1,5	1,4
Zag	oliwin	35,7	35,8	36,4	37,0	-0,7	-1,2
	piroksen	20,0	20,1	20,2	20,3	0	-0,2
	troilit	16,8	17,0	16,7	17,3	0,1	-0,3
	faza metaliczna	19,8	19,5	20,5	19,5	-0,7	0
	Fe3+	7,9	7,6	6,3	5,9	1,6	1,7

5.1.3 Klasyfikacja chondrytów zwyczajnych na podstawie widm mössbauerowskich

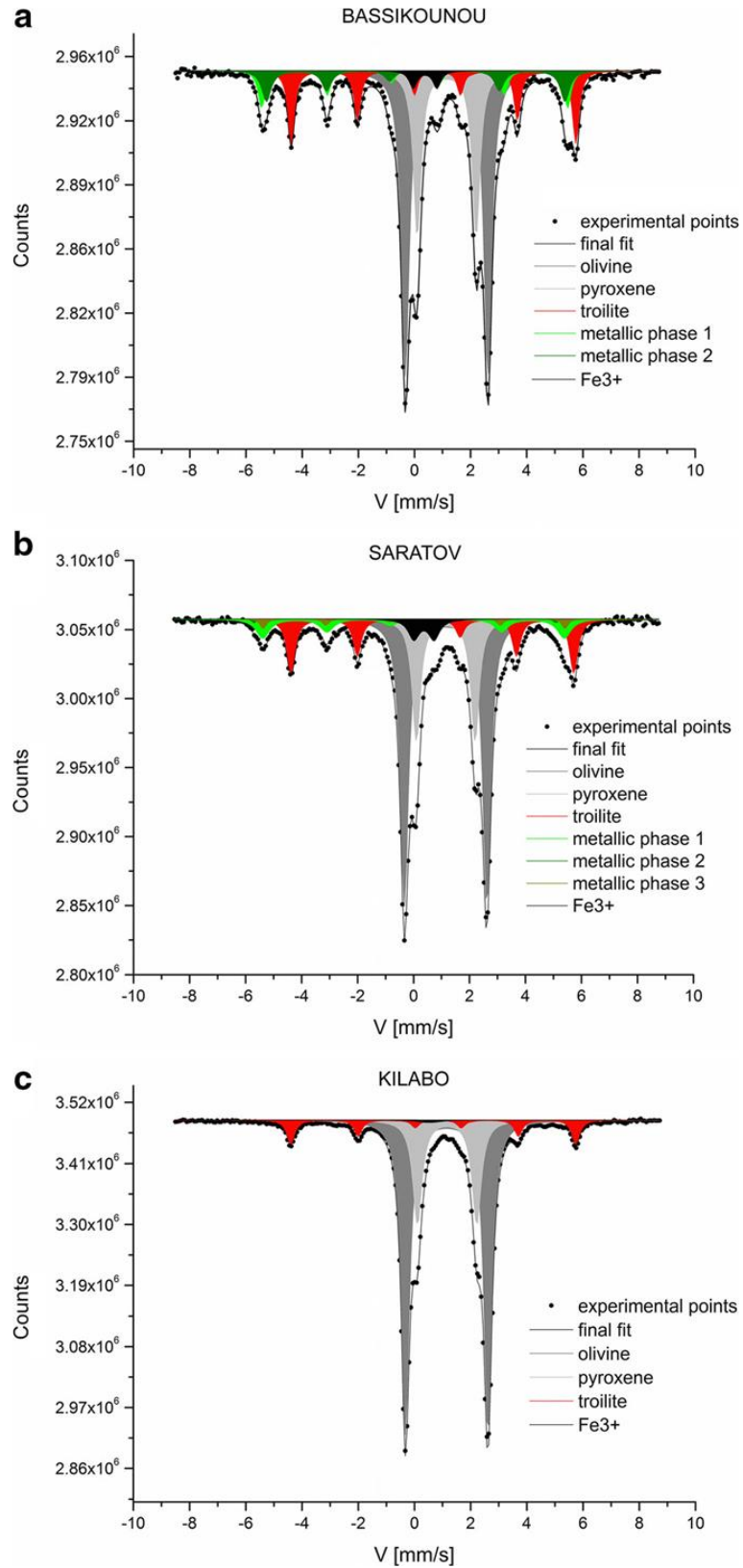
Klasyczna metoda klasyfikacji chondrytów zwyczajnych opiera się na wyznaczaniu stosunku zawartości fajalitu w oliwinie do zawartości ferrosilitu w piroksenie za pomocą sondy elektronowej (rys. 5-20).



(Gałązka-Friedman i in. 2020)

Rys. 5-20 Zależność ilości fajalitu w oliwinie względem ilości ferrosilitu w piroksenie.

Na podstawie rys. 5-21 przedstawiających widma mössbauerowskie chondrytów zwyczajnych typu H, L i LL można łatwo zauważyć występujące różnice pomiędzy polami powierzchni pod podwidmami poszczególnych faz mineralnych. Pola te są proporcjonalne do zawartości żelaza w poszczególnych fazach mineralnych obecnych w badanym chondrycie zwyczajnym. Dzięki istnieniu tej własności widma pojawia się możliwość zastosowania spektroskopii mössbauerowskiej do badania i klasyfikowania meteorytów. Na podstawie proporcji podstawowych faz mineralnych możemy określić typ chondrytu zwyczajnego. Jednakże taka klasyfikacja jest jedynie jakościowa. Może stanowić pomoc w zidentyfikowaniu typu chondrytu zwyczajnego, jednak nie stanowi stuprocentowej gwarancji.



(Gałązka-Friedman i in. 2020)

Rys. 5-21 Widma mössbauerowskie chondrytów zwyczajnych: meteorytu Bassikounou typu H, meteorytu Saratov typu L i meteorytu Kilabo typu LL.

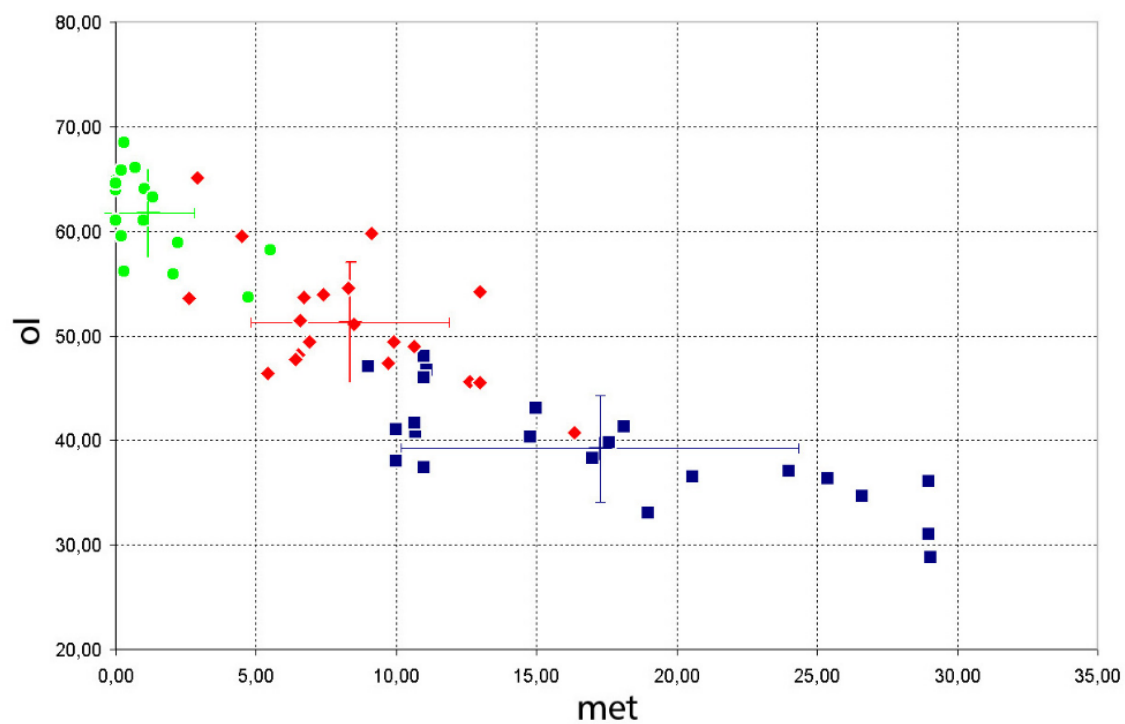
5.1.3.1 Metoda 4M

Obiektywną metodą identyfikacji typu chondrytu zwyczajnego jest metoda 4M. Jest to metoda ilościowa, wykorzystująca wartości powierzchni widmowych czterech podstawowych faz mineralnych: oliwinu, piroksenu, fazy metalicznej i fazy siarczkowej. Opiera się ona na wielowymiarowej analizie dyskryminacji i odległości Mahalanobisa. Celem metody 4M jest określenie poziomu podobieństwa badanego chondrytu do jednego z typów H, L lub LL. Swoją nazwę wzięła od czterech angielskich słów: meteorites, Mössbauer, multidimensional oraz Mahalanobis.

Ważnym elementem poprawności działania metody 4M jest dobrze stworzona baza danych (rozdz. 5.1.1.1). Zgromadzone dane pomiarowe oraz dodatkowe dane zaczerpnięte z literatury przedstawione w rozdziale 5.1.1.1 pozwoliły nam na skonstruowanie metody 4M. Nasza baza danych składa się ze zrównoważonych, niezwiędzonych chondrytów zwyczajnych i służy do klasyfikowania wyłącznie tego rodzaju meteorytów. Oczekiwane jest powiększanie bazy danych o kolejne nowe pomiary. W miarę możliwości staramy się dołączać nowe wyniki, co zostało pokazane w rozdziale 5.1.1.1. Analiza danych otrzymanych za pomocą spektroskopii mössbauerowskiej (tab. 5-4, 5-5 i 5-6) posłużyła do próby określenia typu chondrytu zwyczajnego przez zastosowanie analizy dyskryminacyjnej (Krzanowski 2000).

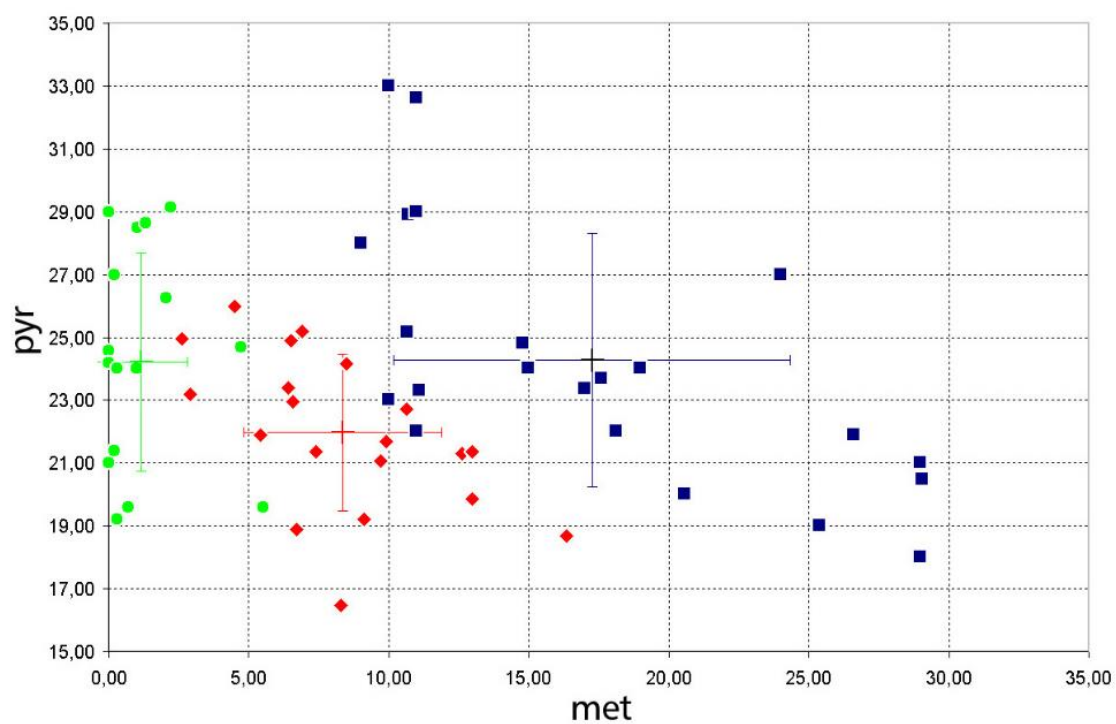
Przedstawiany w pracy model składa się z trzech klastrów, odpowiadającym trzem typom zrównoważonych chondrytów zwyczajnych: H, L i LL. Na klastery składa się ponad 20 próbek meteorytów danego typu opisanych zestawem czterech parametrów dopasowania odpowiadających oliwinowi (ol), piroksenowi (pyr), fazie metalicznej (met) i troilitowi (tr). Tworzą one 4-wymiarową zmienną $x = (ol, pyr, met, tr)$.

Zakresy wartości parametrów (x) dla poszczególnych typów są różne. Na rysunkach 5-22 – 5-25 można zaobserwować wyraźną korelację pomiędzy parametrami. W tabelach znajdujących się w załączniku nr 4 (rozdz. 11) zostały przedstawione wyliczone wartości korelacji. Ze względu na istniejące korelacje pomiędzy wartościami powierzchni spektralnych widm mössbauerowskich wykorzystujemy odległość Mahalanobisa, która określa odległość między dwoma punktami w n -wymiarowej przestrzeni oraz różnicuje wkład poszczególnych zmiennych i uwzględnia korelacje pomiędzy nimi (załącznik nr 4).



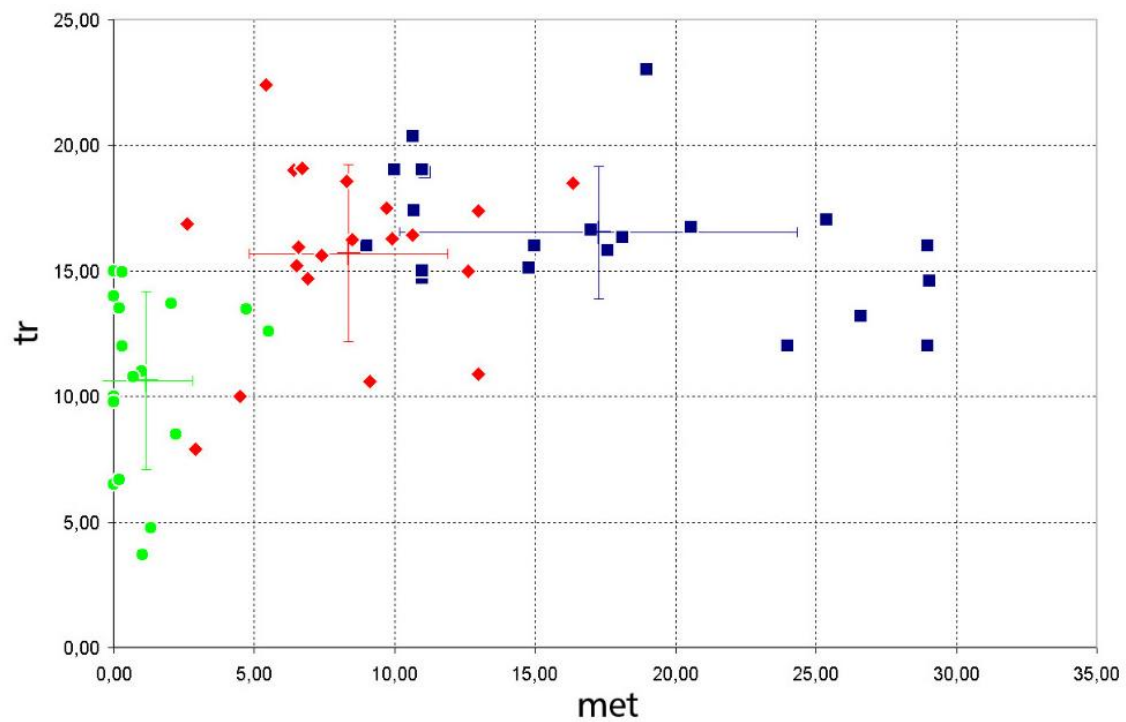
(Woźniak i in. 2020)

Rys. 5-22 Zależność procentowości pola powierzchni podwidma oliwinu względem fazy metalicznej. Dane zaczerpnięte z bazy danych (tab. 5-4).



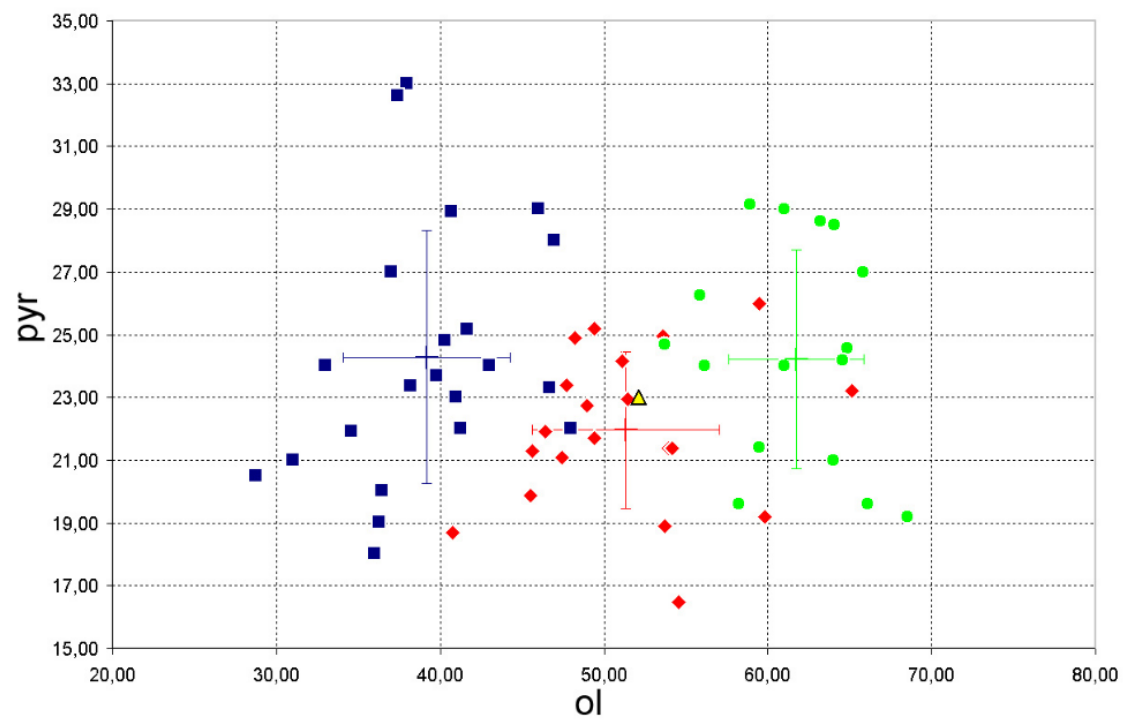
(Woźniak i in. 2020)

Rys. 5-23 Zależność procentowości pola powierzchni podwidma piroksenu względem fazy metalicznej. Dane zaczerpnięte z bazy danych (tab. 5-4).



(Woźniak i in. 2020)

Rys. 5-24 Zależność procentowości pola powierzchni podwidma troilitu względem fazy metalicznej. Dane zaczerpnięte z bazy danych (tab. 5-4).



(Woźniak i in. 2020)

Rys. 5-25 Zależność procentowości pola powierzchni podwidma piroksenu względem oliwinu. Dane zaczerpnięte z bazy danych (tab. 5-4).

Dla każdego z niesklasyfikowanych meteorytów można obliczyć odległość Mahalanobisa od środków ciężkości trzech klastrow. Na podstawie wyboru najmniejszej odległości między punktem reprezentującym niesklasyfikowany meteoryt, a środkiem ciężkości klastra można ustalić przynależność do właściwego klastra. Ponadto zastosowanie do klasyfikacji odległości Mahalanobisa umożliwia określenie poziomu podobieństwa ($S_{cluster}$) badanej próbki meteorytu do poszczególnych klastrow. Określamy w jakim procencie badany meteoryt jest podobny do innych meteorytów typu H, L czy LL. Podobieństwo ($S_{cluster}$) zależy od odległości Mahalanobisa do środków ciężkości klastrow oraz powinno zależeć od kształtu i wielkości poszczególnych klastrow. Zestaw wybranych zmiennych charakteryzuje się zazwyczaj złożoną formą. Klastry cechujące się wydłużonym lub asymetrycznym kształtem mają tendencję do przechwytywania sąsiednich punktów.

Na podstawie funkcji prawdopodobieństwa można zdefiniować poziom podobieństwa niesklasyfikowanego meteorytu do jednego z trzech klastrow, jeżeli założymy, że zbiór zmiennych w poszczególnych klastrach podlega rozkładowi Gaussa (bądź nie odbiega znacząco od tego rozkładu). Dodatkowo zakłada się, że zmienna określająca położenie (y) jest mniejsza lub równa odległości Mahalanobisa (d_M). W następnej kolejności na podstawie wzoru (5-1) obliczone zostaje prawdopodobieństwo, że dana wartość znajdzie się poniżej odległości Mahalanobisa dla rozkładu wartości klastra o średniej wariancji ($s_{aver.}$).

$$P(y \leq d_M; s_{aver.}) = \int_0^{d_M} \frac{1}{s_{aver.} \sqrt{2\pi}} e^{\frac{-y^2}{2s_{aver.}^2}} dy, \quad (5-1)$$

gdzie: d_M – odległość Mahalanobisa badanych punktów od konkretnego klastra, $s_{aver.}$ - „średnia wariancja” wielowymiarowego klastra.

Procentową miarę podobieństwa $S_{cluster}$ określimy korzystając ze wzoru:

$$S_{cluster}([\%]) = (1 - 2 \cdot P(y \leq d_M; s_{aver.})) \cdot 100\%. \quad (5-2)$$

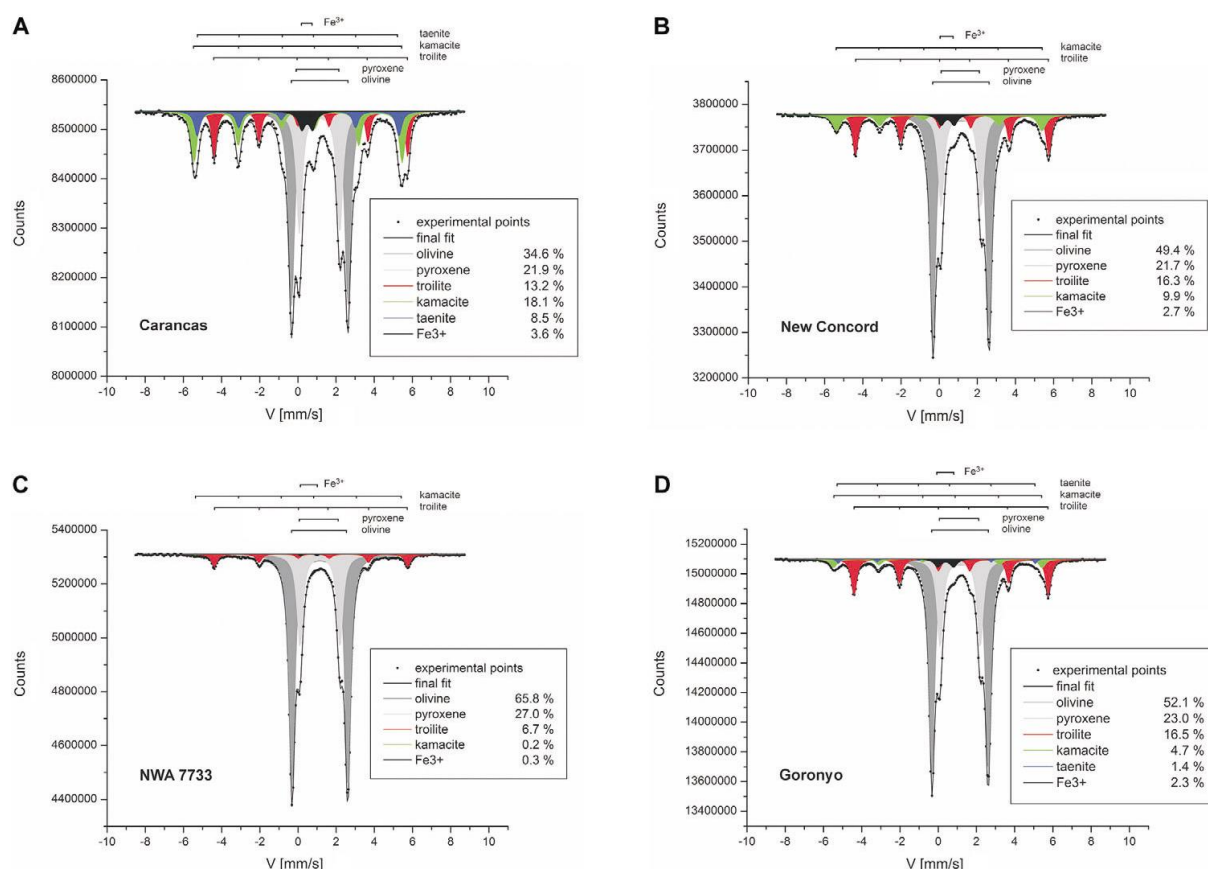
Definicja i sposób wyznaczania „średniej wariancji” ($s_{aver.}$) zostały opisane w załączniku nr 5.

5.1.3.1.1 Przykład klasyfikacji metodą 4M

W celu sprawdzenia poprawności działania metody 4M, klasyfikującej nieznanne chondryty zwyczajne w oparciu o dane mössbauerowskie zostały wybrane trzy próbki, których typ jest znany:

- meteoryt Carancas typu H (rys. 5-26 A),
- meteoryt New Concord typu L (rys. 5-26 B),
- meteoryt NWA7733 typu LL (rys. 5-26 C).

Powierzchnie spektralne widm mössbauerowskich (tab. 5-14, 5-15, 5-16) powyżej wymienionych meteorytów zostały porównane ze średnimi wartościami powierzchni widmowych meteorytów obecnych w bazie danych (opisanej w rozdziale 5.1.1.1, tab. 5-4, 5-5, 5-6). Obliczenia (tab. 5-18, 5-19, 5-20) metodą 4M dla widm mössbauerowskich meteorytów: Carancas, New Concord, NWA 7733 wykazały, że każdy z nich został poprawnie zaklasyfikowany do swojego typu.



(Woźniak i in. 2020)

Rys. 5-26 Przykładowe widma mössbauerowskie zrównoważonych chondrytów zwyczajnych. A. Widmo mössbauerowskie chondrytu zwyczajnego Carancas typu H; B. Widmo mössbauerowskie chondrytu zwyczajnego New Concord typu L; C. Widmo mössbauerowskie chondrytu zwyczajnego NWA 7733 typu LL; D. Widmo mössbauerowskie chondrytu zwyczajnego Goronyo.

Tabela 5-14 Procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Carancas typu H.

Faza mineralna	oliwin	piroksen	faza metaliczna	troilit
A [%]	34,6	21,9	26,6	13,2

Tabela 5-15 Procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu New Concord typu L.

Faza mineralna	oliwin	piroksen	faza metaliczna	troilit
A [%]	49,4	21,7	9,9	16,3

Tabela 5-16 Procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu NWA 7733 typu H.

Faza mineralna	oliwin	piroksen	faza metaliczna	troilit
A [%]	65,8	27,0	0,2	6,7

Tabela 5-17 Procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Goronyo.

Faza mineralna	oliwin	piroksen	faza metaliczna	troilit
A [%]	52,1	23,0	6,1	16,5

Tabela 5-18 Odległość Mahalanobisa d_M i miara podobieństwa $S_{cluster}$ do trzech klastrow odpowiadających chondrytom typu H, L i LL dla meteorytu Carancas.

Typ meteorytu	H	L	LL
Odległość Mahalanobisa d_M	1,29	6,64	16,89
Poziom podobieństwa $S_{cluster}$	68,2%	0,5%	0,0%

Tabela 5-19 Odległość Mahalanobisa d_M i miara podobieństwa $S_{cluster}$ do trzech klastrow odpowiadających chondrytom typu H, L i LL dla meteorytu New Concord.

Typ meteorytu	H	L	LL
Odległość Mahalanobisa d_M	2,69	0,56	5,80
Poziom podobieństwa $S_{cluster}$	39,1%	81,2%	0,8%

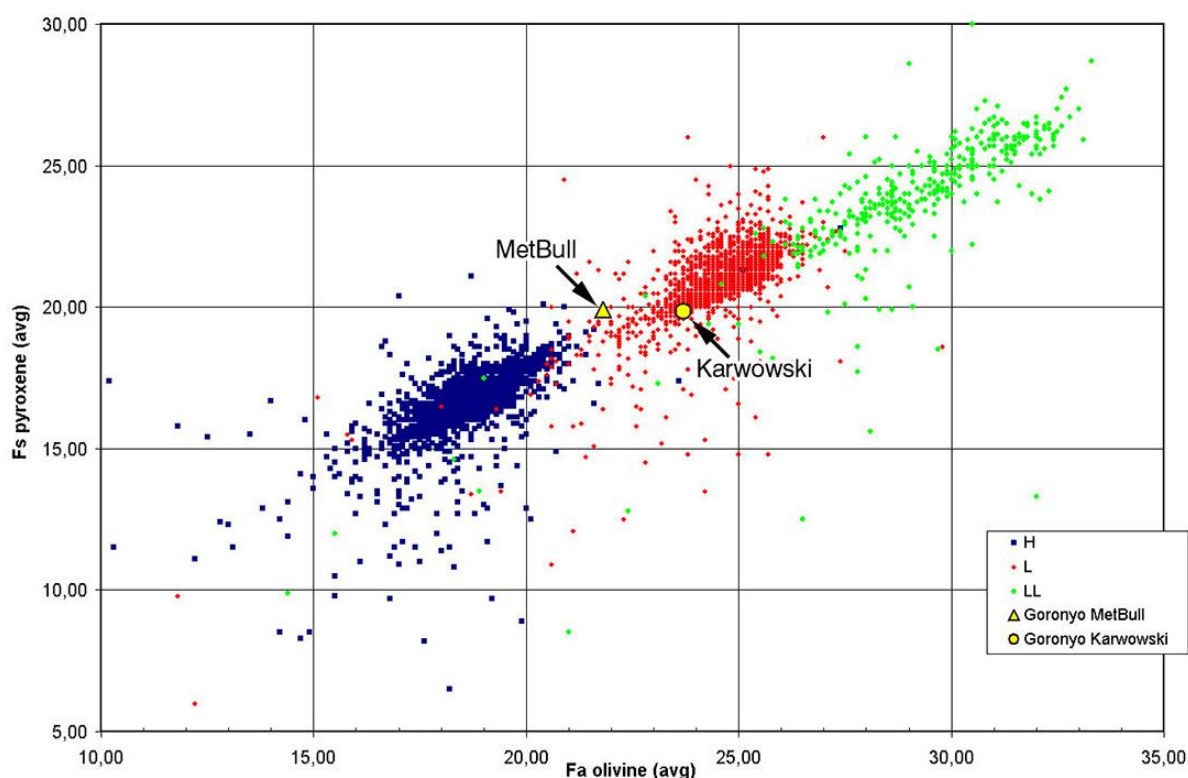
Tabela 5-20 Odległość Mahalanobisa d_M i miara podobieństwa $S_{cluster}$ do trzech klastrow odpowiadających chondrytom typu H, L i LL dla meteorytu NWA 7733.

Typ meteorytu	H	L	LL
Odległość Mahalanobisa d_M	7,65	3,45	1,59
Poziom podobieństwa $S_{cluster}$	1,5%	14,4%	46,9%

Tabela 5-21 Odległość Mahalanobisa d_M i miara podobieństwa $S_{cluster}$ do trzech klastrow odpowiadających chondrytom typu H, L i LL dla meteorytu Goronyo.

Typ meteorytu	H	L	LL
Odległość Mahalanobisa d_M	3,14	0,75	3,58
Poziom podobieństwa $S_{cluster}$	31,8%	75,1%	10,4%

Następnie takie porównanie zostało przeprowadzone dla meteorytu Goronyo (rys. 5-26 D), który nie jest reprezentatywny dla żadnej z grup, co można stwierdzić na podstawie wcześniejszych prób klasyfikacji (Bogusz i in. 2019, Gałazka-Friedman i in. 2017). Według oficjalnej bazy meteorytów (Meteoritical Bulletin Database) chondryt zwyczajny Goronyo należy do grupy chondrytów typu H4. Jednakże pojawiły się przypuszczenia, wynikające z przeprowadzonych badań mössbauerowskich, że może być to chondryt zwyczajny typu L.



(Woźniak i in. 2020)

Rys. 5-27 Zależność zawartości ferrosylitu (Fs) w ortopiroksenach od zawartości fajalitu (Fa) w oliwinach w zrównoważonych chondrytach zwyczajnych z zaznaczeniem pozycji meteorytu Goronyo.

Na wykresie 5-27 przedstawiającym klasyczną klasyfikację mineralogiczną punkt reprezentujący meteoryt Goronyo (MetBull) znajduje się na granicy typów H i L. Natomiast odnosząc się do danych pochodzących ze spektroskopii mössbauerowskiej meteoryt Goronyo (Karwowski) jest położony bardzo blisko typu L. Charakterystyczną cechą widma mössbauerowskiego meteorytu Goronyo jest dość mały procent powierzchni spektralnej związanej z fazami metalicznymi: 6,1% (tab. 5-17) w porównaniu ze średnią wartością uzyskaną dla chondrytów zwyczajnych typu H: $17,3 \pm 1,5\%$ (tab. 5-4). Występuje również duża różnica w procentach powierzchni spektralnych związanych z oliwinem: 52,1% (tab. 5-17) w porównaniu z $39,2 \pm 1,1\%$ (tab. 5-4) uzyskanych dla chondrytów zwyczajnych typu H. Wartości procentowe powierzchni spektralnych dla piroksenu: 23,0% i dla troilitu: 16,5% (tab. 5-17) są typowe zarówno dla typu H, jak i dla typu L. Obliczenia z wykorzystaniem metody 4M dla widma mössbauerowskiego meteorytu Goronyo ukazały, że jest w 32% podobny do typu H, 75% do typu L i 10% do typu LL (tab. 5-21). Wyniki uzyskane za pomocą metody 4M oraz dodatkowe analizy mineralogiczne sugerują, że meteoryt Goronyo jest typu L, chociaż pierwotnie został on zgłoszony jako typ H w bazie Meteoritical Bulletin Database.

5.1.3.2 Klasyfikacja chondrytów zwyczajnych w odniesieniu do różnych baz danych i różnych metod klasyfikacji

Wykorzystanie spektroskopii mössbauerowskiej do klasyfikacji meteorytów po raz pierwszy zostało zasugerowane przez Herr i Skerra w 1969 roku (Herr i Skerra 1969). Początkowo metodę tę stosowano do identyfikacji różnych faz mineralnych i badania procesów atmosferycznych wpływających na ich zmieniający się skład (Bland i in. 1998).

Badania nad możliwością zastosowania spektroskopii mössbauerowskiej do klasyfikacji chondrytów zwyczajnych zapoczątkowała w roku 2000 grupa badawcza z Indii z Kanpur. Ich pierwsza baza danych składała się z 13 widm mössbauerowskich chondrytów zwyczajnych, w tym 8 typu H, 4 typu L i 1 typu L/LL. 7 z tych widm zostało uzyskane przez własne pomiary, pozostałe zostały zapożyczone z literatury. Druga baza danych składała się z pierwszej bazy danych i 10 nowych widm mössbauerowskich, w tym 3 typu H, 3 typu L i 4 typu LL. Na podstawie posiadanych danych grupa stworzyła różnego rodzaju wykresy: zależności powierzchni faz metalicznych od powierzchni faz niemetalicznych, zależności powierzchni faz metalicznych od powierzchni faz krzemianowych oraz zależności powierzchni piroksenu od powierzchni oliwinu. Poprzez analizę wymienionych wykresów zostały ustalone rejony, w których znajdowały się tylko chondryty typu H, L lub LL (Paliwal i in. 2000, Verma i in. 2002, Verma i in. 2003).

Zastosowaniem spektroskopii mössbauerowskiej do klasyfikowania chondrytów zwyczajnych zajmowała się również grupa badawcza z Rosji z Jekaterinburga. Dwie bazy danych tej grupy badawczej składają się wyłącznie z ich własnych pomiarów. Pierwsza z baz zawiera 7 chondrytów zwyczajnych typu L i 4 typu H. Natomiast w drugiej z baz znajdują się 4 chondryty zwyczajne typu H, 5 typu L i 5 typu LL. Na podstawie pierwszych uzyskanych widm zostały stworzone wykresy 2D przedstawiające różne kombinacje zależności powierzchni faz: oliwinów, piroksenów, faz metalicznych i troilitu. Autorzy tych wykresów próbowali wyodrębnić rejony typowe dla meteorytów typu H i L poprzez oddzielenie ich prostą linią, jednakże nie podjęli się klasyfikacji żadnego obiektu w ten sposób. Natomiast na podstawie drugiej bazy danych został stworzony wykres zależności powierzchni fazy metalicznej i tlenków żelaza od powierzchni oliwinu. Na tym wykresie naukowcy zaznaczyli dwie linie dzielące przestrzeń na trzy obszary typowe dla chondrytów zwyczajnych typu H, L i LL. Na podstawie wyznaczonych rejonów grupa sklasyfikowała 2 meteoryty: NWA 6286 oraz NWA 7857.

Kolejną grupą zainteresowaną powyższą tematyką była grupa badawcza z Australii z Canberry (Elewa i Cadogen 2017). Grupa ta zdecydowała się wykorzystać do klasyfikacji meteorytu Lynch 001 tylko niektóre widma mössbauerowskie z bazy danych stworzonej przez grupę badawczą z Indii. Zbiór danych został przedstawiony na 3 wykresach: dwóch wykresach 2D, jeden przedstawiający zależność fazy metalicznej do niemetalicznej, drugi przedstawiający zależność fazy metalicznej do krzemianowej, a także jeden wykres 1D przedstawiający stosunek powierzchni oliwinów do powierzchni piroksenów. Na wykresach 2D dwie ukośne linie dzieliły przestrzeń na trzy rejony: w pierwszym rejonie znajdowały się meteoryty tylko typu H, w drugim rejonie meteoryty typu H i L, a w trzecim rejonie tylko typu L. Na pierwszym wykresie 2D meteoryt Lynch 001 znalazł się w trzecim rejonie. Na drugim wykresie 2D meteoryt Lynch 001 został zlokalizowany w drugim rejonie. Natomiast wykres 1D przedstawia meteoryt Lynch 001 w trzecim rejonie wraz z meteorytami L i LL. Zdaniem grupy badawczej z Australii meteoryt Lynch 001 należy do typu L, jednakże przypisanie to jest subiektywne i raczej pogładowe, niż ostateczne.

Grupa badawcza z Warszawy od 2014 roku publikuje prace dotyczące klasyfikacji chondrytów zwyczajnych (Gałązka-Friedman i in. 2014, Szlachta i in. 2014, Gałązka-Friedman i in. 2017, Bogusz i in. 2018, Gałązka-Friedman i in. 2019, Jakubowska i in. 2019a, Jakubowska i in. 2019b, Woźniak i in. 2019). Baza danych składająca się z 59 widm mössbauerowskich (22 typu H, 20 typu L i 17 typu LL) (rozdz. 5.1.1.1) została wykorzystana do stworzenia nowej, ilościowej metody klasyfikacji chondrytów zwyczajnych nazwanej metodą 4M (patrz rozdz. 5.1.3.1). W laboratorium uzyskano 41 widm, inne pochodziły z przeglądu literatury. W bazie danych znajdują się tylko niezwiętrzałe lub słabo zwiętrzałe chondryty zwyczajne. Wartości procentowe pól powierzchni spektralnych związanych z oliwinem, piroksenem, fazą metaliczną i troilem znajdują się w tabelach 5-4, 5-5 i 5-6 w rozdziale 5.1.1.1.

Metoda 4M została przetestowana na meteorycie Goronyo. Otrzymane wyniki przedstawiono w rozdziale 5.1.3.1.1.

Przegląd metod stosowanych przez cztery różne laboratoria Mössbauera do klasyfikacji chondrytów zwyczajnych doprowadził do wniosku, że sformułowanie obiektywnego kryterium nie jest łatwe. Metoda ilościowa zaproponowana przez grupę warszawską z pewnością ma przewagę nad metodami jakościowymi.

Warto podkreślić, że w każdej metodzie fizycznej badany obiekt powinien mieć takie same właściwości jak baza danych, z którą jest porównywany. Z tego powodu podejście wykorzystania bazy danych z Kanpur do klasyfikacji silnie zwiętrzałego meteorytu Lynch 001 nie było naukowo uzasadnione i należałoby spróbować innej metody. Metoda 4M stworzona

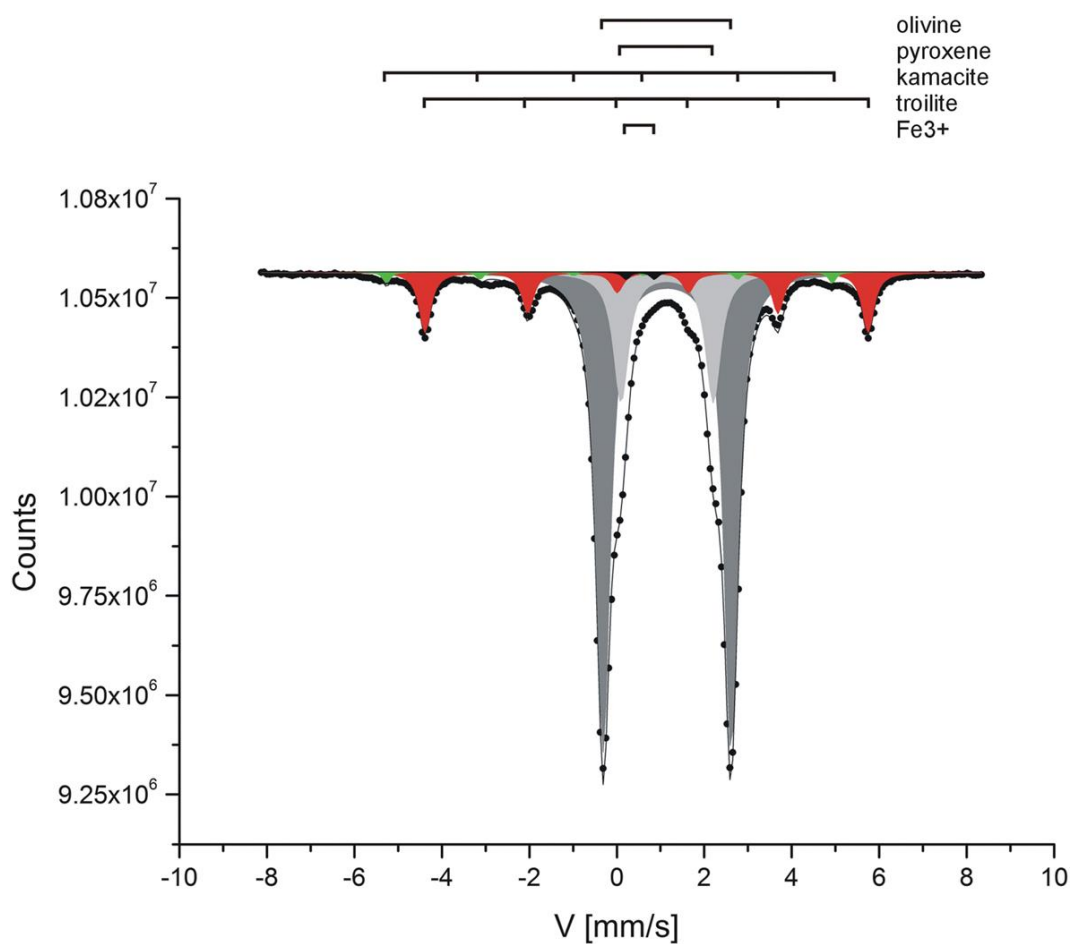
przez grupę badawczą z Warszawy może być obecnie stosowana do klasyfikacji chondrytów zwyczajnych o niewielkim stopniu zwiętrzenia. Metoda ta jest uniwersalna, co oznacza, że można nią badać chondryty zwyczajne mierzone i opracowywane we wszystkich laboratoriach mössbauerowskich.

6. Metoda rozróżniania fragmentów meteorytów od ziemskich kamieni

W przeciągu ostatnich 3 lat do Pracowni Spektroskopii Mössbauerowskiej Wydziału Fizyki Politechniki Warszawskiej zostały dostarczone próbki skał z prośbą o wydanie opinii (na podstawie badań mössbauerowskich), czy to mogą być fragmenty meteorytów. W niniejszym rozdziale zostały przedstawione wyniki pomiarów mössbauerowskich niesklasyfikowanych (w momencie dostarczenia) następujących próbek meteorytopodobnych:

- fragmentu skały, która spadła w okolicy Leoncina (próbka nr 1):
rys. 5-28 i tab. 5-22,
- kamienia znalezione w okolicach Pułtuska (próbka nr 2):
rys. 5-29 i tab. 5-23,
- obiektu kupionego na giełdzie meteorytów (próbka nr 3):
rys. 5-30 i tab. 5-24,
- obiektu, którego spadek (według znalazcy) zaobserwowano w Europie (próbka nr 4):
rys. 5-31 i tab. 5-25.

Próbki meteorytopodobne zostały sproszkowane i umieszczone w holderkach zgodnie z procedurami omówionymi w rozdziale 4. Średnica aktywnego obszaru próbki wynosiła 14 mm. Pomiary zostały wykonane w temperaturze pokojowej przy użyciu standardowego spektrometru mössbauerowskiego. Aktywność źródła wynosiła 0,9 GBq. Skale prędkości zostały skalibrowane przy użyciu absorbentu z folii α -Fe o grubości 0,05 mm. Pomiary zostały zebrane w 512 kanałach (po złożeniu 256). Liczba zliczeń na kanał wahała się od 3 milionów do 10 milionów. Zarejestrowane widma mössbauerowskie zostały poddane analizie za pomocą programu Recoil. Została zastosowana standardowa procedura Full Static Hamiltonian. Stosunek natężenia linii w sekstecie wynosił 3:2:1 i został wyznaczony za pomocą opcji Powder Crystal Site.

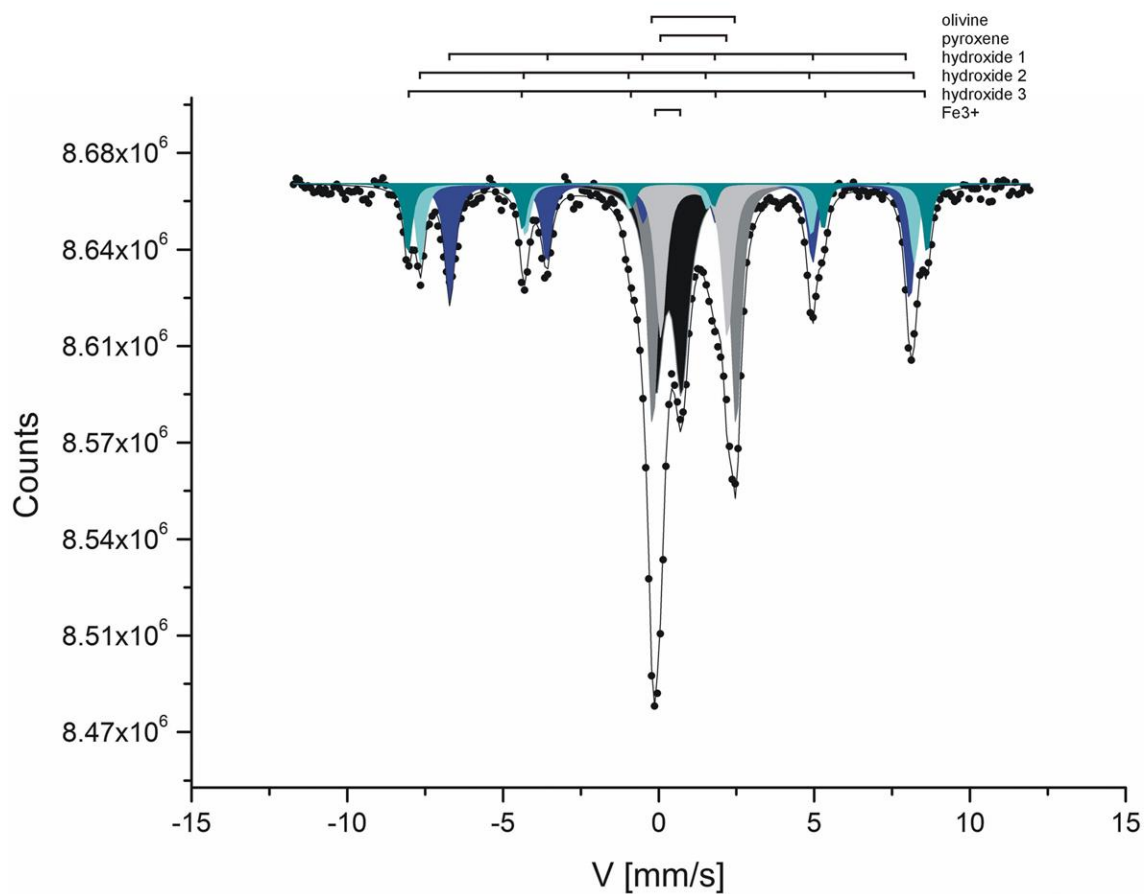


(Bogusz i in. 2019)

Rys. 5-28 Widmo mössbauerowskie fragmentu skały, która spadła w pobliżu Leoncina (próbka nr 1).

Tabela 5-22 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim próbki nr 1.

Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
Próbka nr 1	oliwin	1,15	-	2,93	-	0,19	65,1
	piroksen	1,15	-	2,11	-	0,21	18,9
	troilit	0,75	31,0	0,93	61,8	0,16	13,9
	kamacyt	-0,18	31,6	0,02	-	0,10	1,6
	Fe3+	0,54	-	0,65	-	0,10	0,5

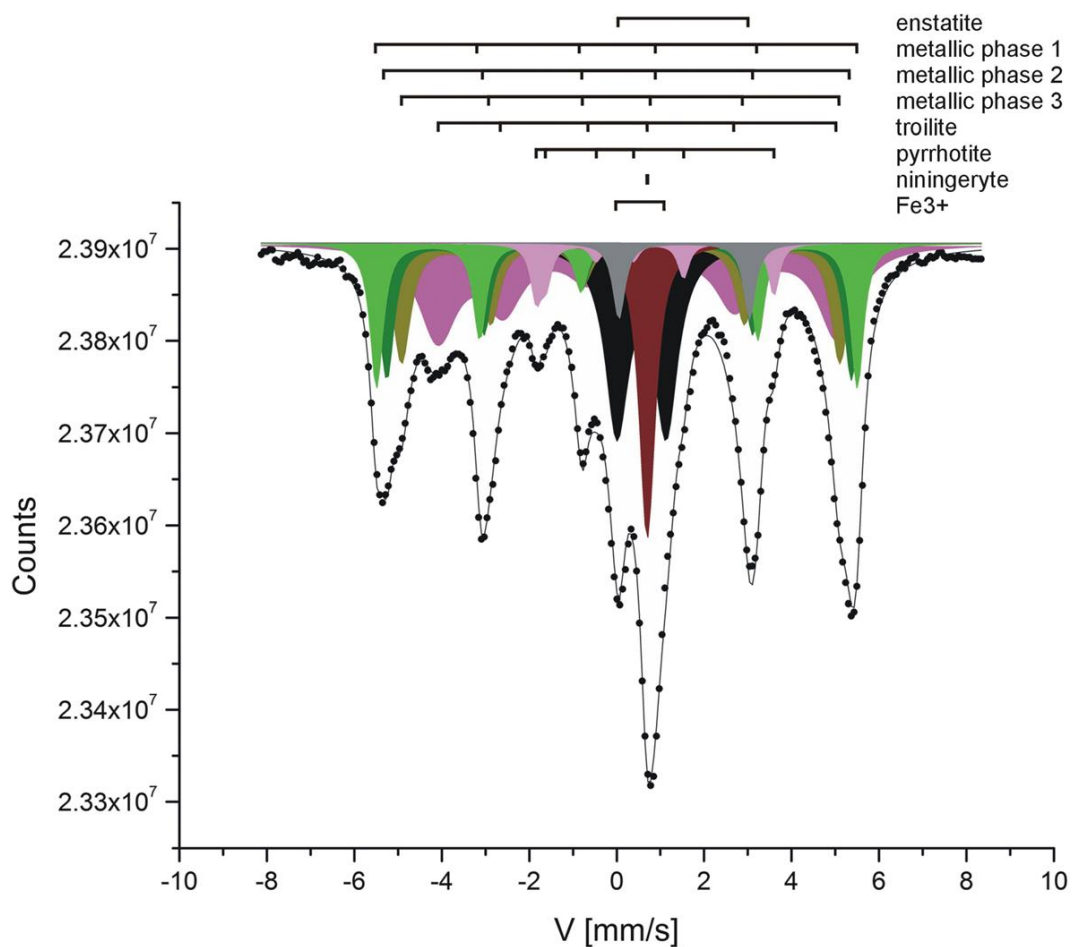


(Bogusz i in. 2019)

Rys. 5-29 Widmo mössbauerowskie próbki nr 2.

Tabela 5-23 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim próbki nr 2.

Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
Próbka nr 2	oliwin	1,15	-	2,69	-	0,20	20,9
	piroksen	1,14	-	2,14	-	0,20	13,5
	Fe3+	0,32	-	0,84	-	0,30	24,8
	wodorotlenek 1	0,68	45,8	0,01	-	0,19	19,6
	wodorotlenek 2	0,30	49,2	-0,04	-	0,17	11,6
	wodorotlenek 3	0,37	51,7	-0,18	-	0,16	9,7

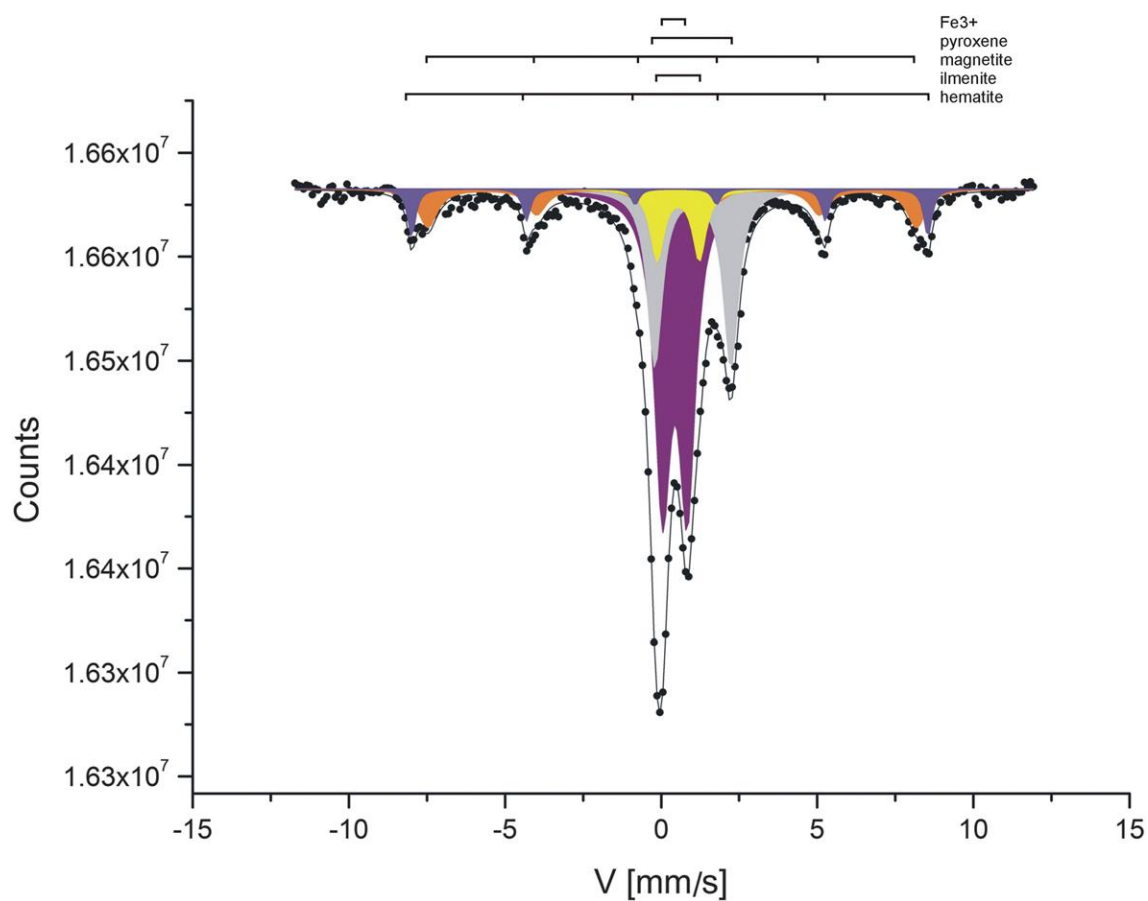


(Bogusz i in. 2019)

Rys. 5-30 Widmo mössbauerowskie próbki nr 3.

Tabela 5-24 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim próbki nr 3.

Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
Próbka nr 3	troilit	0,27	28,4	0,43	0,0	0,53	25,9
	faza metaliczna 1	0,03	34,1	-0,04	-	0,18	13,2
	faza metaliczna 2	0,05	33,0	0,02	-	0,20	14,3
	faza metaliczna 3	0,06	31,1	0,07	-	0,25	15,3
	Fe3+	0,57	-	1,13	-	0,33	15,5
	niningeryt	0,70	-	-	-	0,22	8,4
	pirotyn	0,42	16,9	0,92	1,2	0,15	4,1
	enstatyt	1,55	-	2,99	-	0,17	3,3



(Bogusz i in. 2019)

Rys. 5-31 Widmo mössbauerowskie próbki nr 4.

Tabela 5-25 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim próbki nr 4.

Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
Próbka nr 4	piroksen	1,02	-	2,44	-	0,29	24,6
	Fe3+	0,44	-	0,79	-	0,32	45,6
	magnetyt	0,45	48,5	-0,19	-	0,37	13,7
	ilmenite	0,55	-	1,36	-	0,26	8,9
	hematyt	0,38	51,3	-0,20	-	0,16	7,2

Widma mössbauerowskie czterech próbek, wobec których istniało przypuszczenie, że są fragmentami meteorytów (rys. 5-28 – rys. 5-31) zostały porównane z widmami mössbauerowskimi czterech chondrytów zwyczajnych już oficjalnie sklasyfikowanych za pomocą klasycznej metody klasyfikacji opierającej się na wyznaczaniu stosunku zawartości fajalitu w oliwinie do zawartości ferrosilitu w piroksenie za pomocą sondy elektronowej. Sklasyfikowane meteoryty to:

- Pułusk (chondryt zwyczajny typu H5):
rys. 5-32 i tab. 5-27,
- Grzempach (chondryt zwyczajny typu H5):
rys. 5-33 (a) i tab. 5-28,
- Hyattville (chondryt zwyczajny typu L6):
rys. 5-33 (b) i tab. 5-29,
- NWA 6287 (chondryt zwyczajny typu LL5):
rys. 5-33 (c) i tab. 5-30.

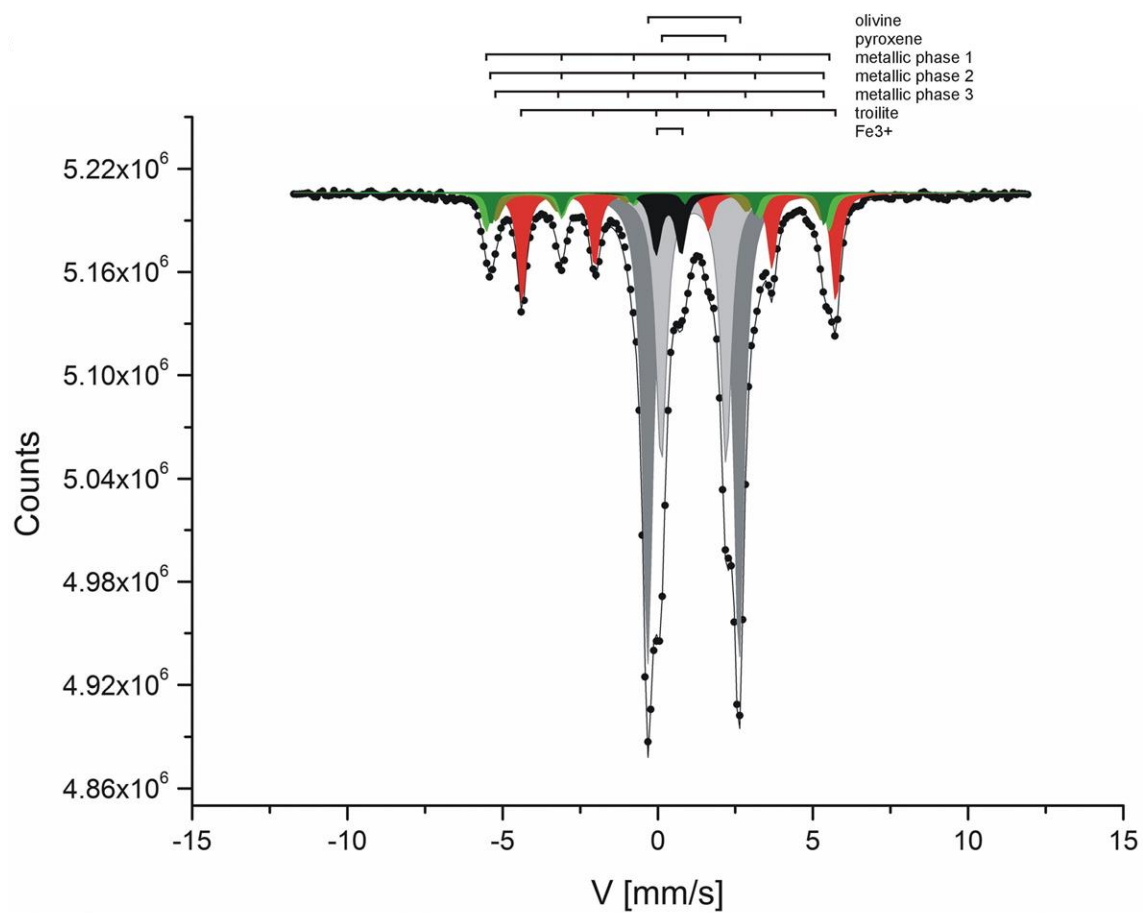
Widmo mössbauerowskie próbki 1 (rys. 5-28), będącej fragmentem skały, która spadła w pobliżu Leoncina jest bardzo podobne do widma chondrytu zwyczajnego typu LL (rys. 5-33 c). Na podstawie porównania rodzajów faz mineralnych występujących w meteorycie NWA 6287 (tab. 5-30) i próbce nr 1 (tab. 5-22) oraz proporcji tych faz możemy określić typ chondrytu zwyczajnego. Obserwacja dużego podobieństwa została potwierdzona przy użyciu metody 4M. Na podstawie uzyskanych wyników (tab. 5-26) można stwierdzić, że próbka nr 1 (fragment skały, która spadła w okolicach Leoncina) jest prawdopodobnie chondrytem zwyczajnym typu LL.

Tabela 5-26 Odległość Mahalanobisa d_M i miara podobieństwa $S_{cluster}$ do trzech klastrow odpowiadających chondrytom typu H, L i LL dla próbki nr 1.

Typ meteorytu	H	L	LL
Odległość Mahalanobisa d_M	6,4	3,5	2,2
Poziom podobieństwa $S_{cluster}$	3,5%	13,6%	32,2%

(Bogusz i in. 2019)

Widmo mössbauerowskie próbki nr 2 (rys. 5-29), będącej fragmentem skały znalezionym w okolicy Pułuska znacząco różni się od widma meteorytu Pułusk (rys. 5-32). Analiza rodzajów oraz procentowości poszczególnych faz mineralnych występujących w tych widmach (tab. 5-23 i tab. 5-27) ukazuje znaczące różnice w składzie badanych próbek. Brak fazy metalicznej i troilitu sugeruje, że próbka nie posiada pozaziemskiego pochodzenia. Obserwacja braku podobieństwa próbki nr 2 do klastrow odpowiadających chondrytom typu H, L i LL została potwierdzona przy użyciu metody 4M.

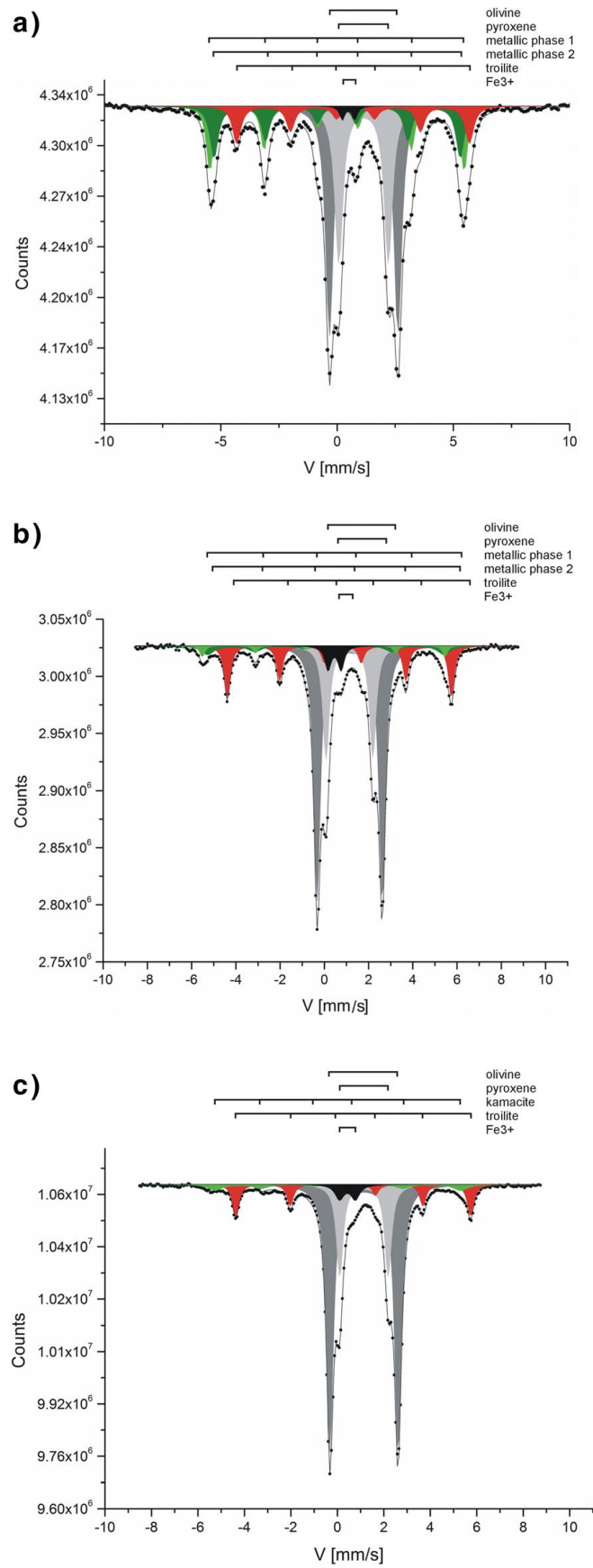


(Bogusz i in. 2019)

Rys. 5-32 Widmo mössbauerowskie meteorytu Pułtusk typu H.

Tabela 5-27 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Pułtusk.

Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
Pułtusk	oliwin	1,15	-	2,95	-	0,20	39,8
	piroksen	1,15	-	2,10	-	0,21	23,8
	troilit	0,75	30,9	0,95	61,7	0,17	16,1
	faza metaliczna 1	0,06	34,3	-0,11	-	0,18	5,8
	faza metaliczna 2	0,01	33,3	-0,03	-	0,13	3,6
	faza metaliczna 3	-0,07	32,6	0,21	-	0,25	6,0
	Fe3+	0,35	-	0,82	-	0,19	4,9



(Bogusz i in. 2019)

Rys. 5-33 Widmo mössbauerowskie meteorytu Grzempach typu H (a). Widmo mössbauerowskie meteorytu Hyattville typu L (b). Widmo mössbauerowskie meteorytu NWA 6287 typu LL (c).

Tabela 5- 28 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Grzempach.

Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
Grzempach	oliwin	1,14	-	2,95	-	0,20	31,9
	piroksen	1,14	-	2,13	-	0,21	23,3
	troilit	0,74	30,4	1,04	59,2	0,22	11,4
	faza metaliczna 1	0,01	33,9	-0,03	-	0,18	16,3
	faza metaliczna 2	-0,004	32,8	0,02	-	0,22	15,8
	Fe3+	0,49	-	0,54	-	0,13	1,3

Tabela 5-29 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Hyattville.

Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
Hyattville	oliwin	1,15	-	2,94	-	0,18	47,6
	piroksen	1,13	-	2,11	-	0,18	21,0
	troilit	0,76	30,8	1,02	61,9	0,16	17,5
	faza metaliczna 1	0,01	34,0	-0,09	-	0,14	3,2
	faza metaliczna 2	0,01	33,1	0,12	-	0,36	6,4
	Fe3+	0,45	-	0,59	-	0,17	4,2

Tabela 5-30 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu NWA 6287.

Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mms]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
NWA 6287	oliwin	1,14	-	2,93	-	0,18	58,2
	piroksen	1,15	-	2,09	-	0,18	19,6
	troilit	0,75	30,9	0,94	62,0	0,16	12,6
	kamacyt	-0,10	32,8	0,25	-	0,38	5,5
	Fe3+	0,43	-	0,68	-	0,23	4,1

Analizując widmo mössbauerowskie próbki nr 3 (rys. 5-30) oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych występujących w widmie (tab. 5-24), możemy stwierdzić jej pozaziemskie pochodzenie ze względu na obecność podwidma fazy metalicznej ($A = 43,8\%$) i troilitu ($A = 25,9\%$). W badanej próbce nie została zaobserwowana obecność oliwinu. Brak tej fazy sugeruje, że próbka nr 3 nie jest chondrytem zwyczajnym. Obecność podwidm niningerytu oraz enstatytu mogą sugerować, przynależność badanego obiektu do grupy aubrytów.

Analiza widma mössbauerowskiego próbki nr 4 (rys. 5-31) (tab. 5-25) wskazuje na brak sygnału pochodzącego od fazy metalicznej i troilitu. Próbka jest dosyć mocno zwietrzała, gdyż powierzchnia podwidma związanego z żelazem trójwartościowym stanowi aż $45,6\%$. Analiza widma próbki nr 4 nie określa jednoznacznie jej pochodzenia. Podobne widma mössbauerowskie mogą mieć fragmenty skał magmowych występujących na powierzchni Ziemi lub powierzchni Marsa.

Z czterech weryfikowanych próbek tylko dwie okazały się prawdziwymi meteorytami. Bez wątpliwości próbka nr 1 (fragment skały, która spadła w okolicy Leoncina) oraz próbka nr 3 (obiekt kupiony na giełdzie meteorytów) są autentycznymi meteorytami. Obecność fazy metalicznej FeNi i troilitu FeS w badanych próbkach jest przekonującym dowodem ich pozaziemskiego pochodzenia. Zostało zasugerowane zaklasyfikowanie próbki nr 1 do grupy chondrytów zwyczajnych typu LL oraz próbki nr 3 do grupy aubrytów. Ponadto został określony poziom podobieństwa próbki nr 1 do poszczególnych typów za pomocą metody 4M.

Próbka nr 1 została 11 października 2019 r. oficjalnie zatwierdzona jako próbka meteorytu Leoncin. Potwierdzone zostało zakwalifikowanie tej próbki do chondrytów zwyczajnych typu LL. Natomiast meteoryt z którego pochodziła próbka nr 3 otrzymał oficjalnie 9 maja 2020 r. nazwę NWA 13266. Przyporządkowanie tej próbki do grupy aubrytów okazało się niepewne. Meteoryt ten został sklasyfikowany jako achondryt enstatytowy (Meteoritical Bulletin Database).

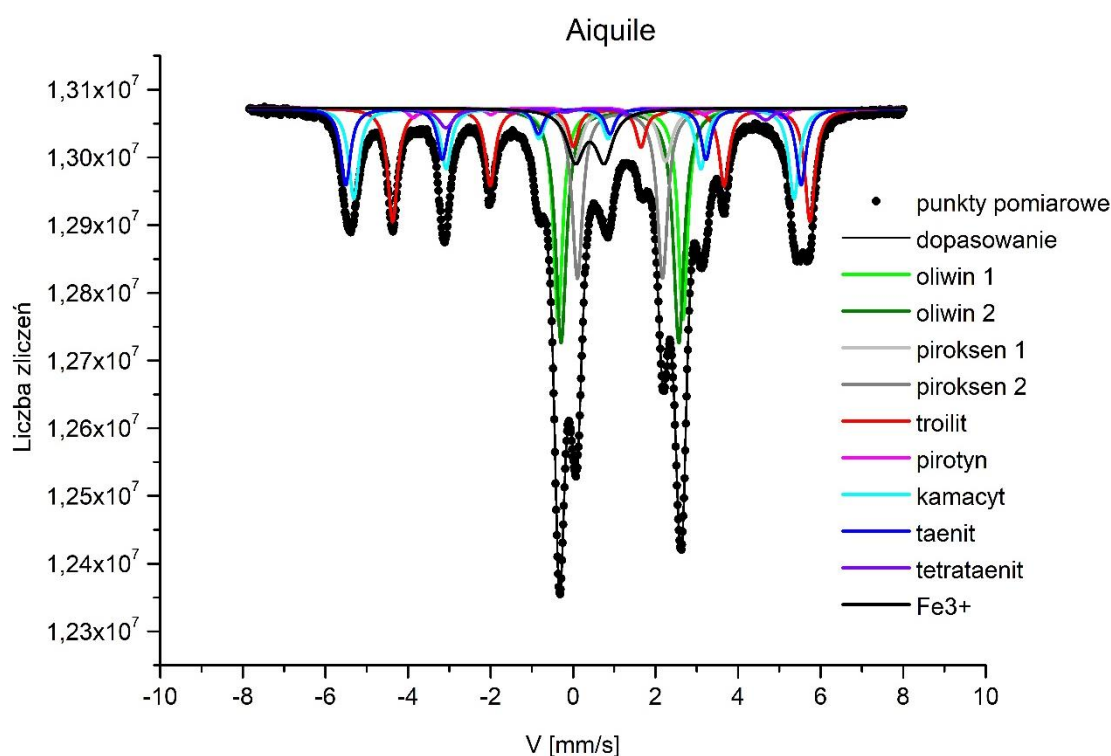
Spektroskopia mössbauerowska pozwala na jednoznaczną identyfikację fazy metalicznej i troilitu, co czyni ją użytecznym narzędziem do rozróżniania prawdziwych meteorytów od niesklasyfikowanych próbek meteorytopodobnych. Trudności w analizie sprawiają meteoryty niebędące chondrytami zwyczajnymi. W przypadku prowadzenia badań nad nimi konieczne są dodatkowe pomiary innymi technikami.

7. Podsumowanie i wnioski

Podstawowym sposobem określania składu mineralogicznego chondrytów zwyczajnych i przyporządkowywania ich do poszczególnego typu jest badanie mikrosondą, natomiast innowacyjną propozycją jest badanie za pomocą spektroskopii mössbauerowskiej. Analiza widm mössbauerowskich pozwala na odróżnienie prawdziwych meteorytów od niesklasyfikowanych próbek meteorytopodobnych. Spektroskopia mössbauerowska daje możliwość określenia typu chondrytów zwyczajnych odstępując od wymagającej czasu analizy wykonywanej przez człowieka, jak ma to miejsce w przypadku badań mikrosondą. W dodatku jest metodą bardziej obiektywną ze względu na to, że podaje wynik w postaci liczby mówiącej o poziomie podobieństwa. Metoda 4M służąca do klasyfikacji niezrównoważonych chondrytów zwyczajnych do danego typu jest metodą ilościową. Za pomocą spektroskopii mössbauerowskiej wyznacza się parametry ilościowe opisujące koncentrację żelaza w próbce. Każdy z trzech typów chondrytów zwyczajnych różni się rozkładem żelaza w poszczególnych fazach mineralnych. Dane zgromadzone w stworzonej bazie danych dostarczyły dwóch parametrów numerycznych: odległości Mahalanobisa i miary podobieństwa, które pozwalają rozróżnić różne typy chondrytów zwyczajnych. W przypadku próbek meteorytów, które nie są chondrytami zwyczajnymi warto stosować równocześnie dwie komplementarne metody: metodę badań mikrosondą i za pomocą spektroskopii mössbauerowskiej.

Prawidłowo stworzona baza danych składająca się z wartości powierzchni spektralnych widm mössbauerowskich badanych próbek stanowi ważny element poprawnej klasyfikacji meteorytów. Istotny jest dobór próbek dodawanych do bazy danych. Do pomiarów metodą spektroskopii mössbauerowskiej wystarcza ok. 100 mg materiału meteorytowego. Ta niewielka ilość umożliwia badania meteorytów, które są trudno dostępne i wartościowe. Wskazane jest rozszerzanie bazy danych o nowe próbki. Istnieje możliwość dodawania wyników pochodzących z literatury, gdyż na wynik klasyfikacji nie ma istotnego wpływu rodzaj używanego oprogramowania do analizy widm mössbauerowskich. Wyniki pomiarów mössbauerowskich z laboratorium powinny być jednoznaczne i powtarzalne.

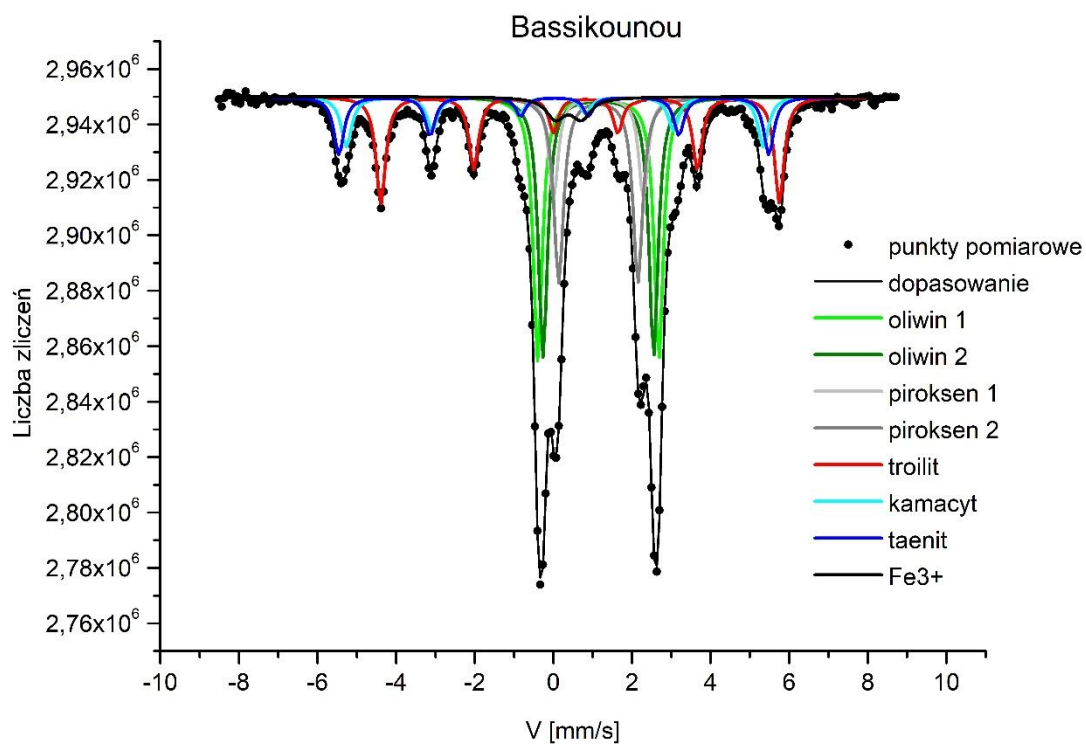
8. Załącznik nr 1 – Widma mössbauerowskie, parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych chondrytów zwyczajnych typu H



Rys. 7-1 Widmo mössbauerowskie meteorytu Aiquile typu H.

Tabela 7-1 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Aiquile typu H.

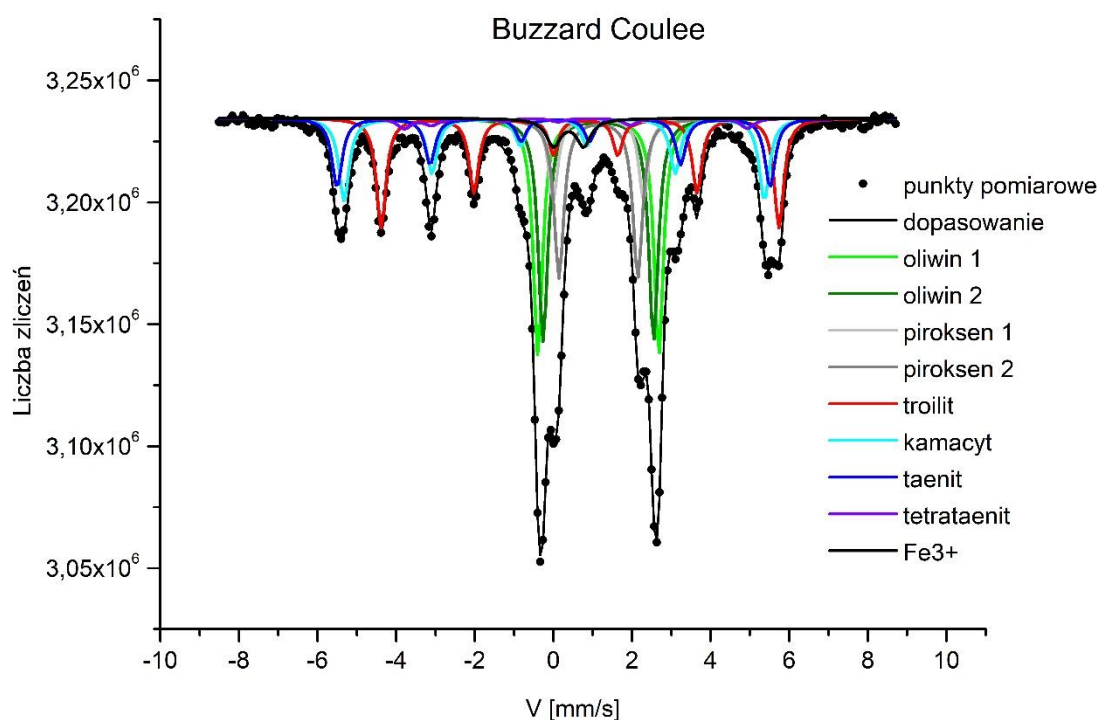
Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
Aiquile	oliwin 1 (położenie M1)	1,15	-	3,03	-	0,14	14,1
	oliwin 2 (położenie e M2)	1,14	-	2,86	-	0,16	18,2
	piroksen 1 (położenie M1)	1,14	-	2,20	-	0,19	4,9
	piroksen 2 (położenie M2)	1,14	-	2,07	-	0,15	12,5
	troilit	0,76	30,76	1,05	61,0	0,14	16,1
	pirotyn	0,60	27,72	0,15	51,8	0,15	1,4
	kamacyt	0,02	33,07	0,01	-	0,15	13,2
	taenit	0,02	34,22	-0,02	-	0,14	10,7
	tetrataenit	-0,01	24,07	1,60	-	0,23	2,6
	Fe3+	0,41	-	0,70	-	0,25	6,2



Rys. 7-2 Widmo mössbauerowskie meteorytu Bassikounou typu H.

Tabela 7-2 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Bassikounou typu H.

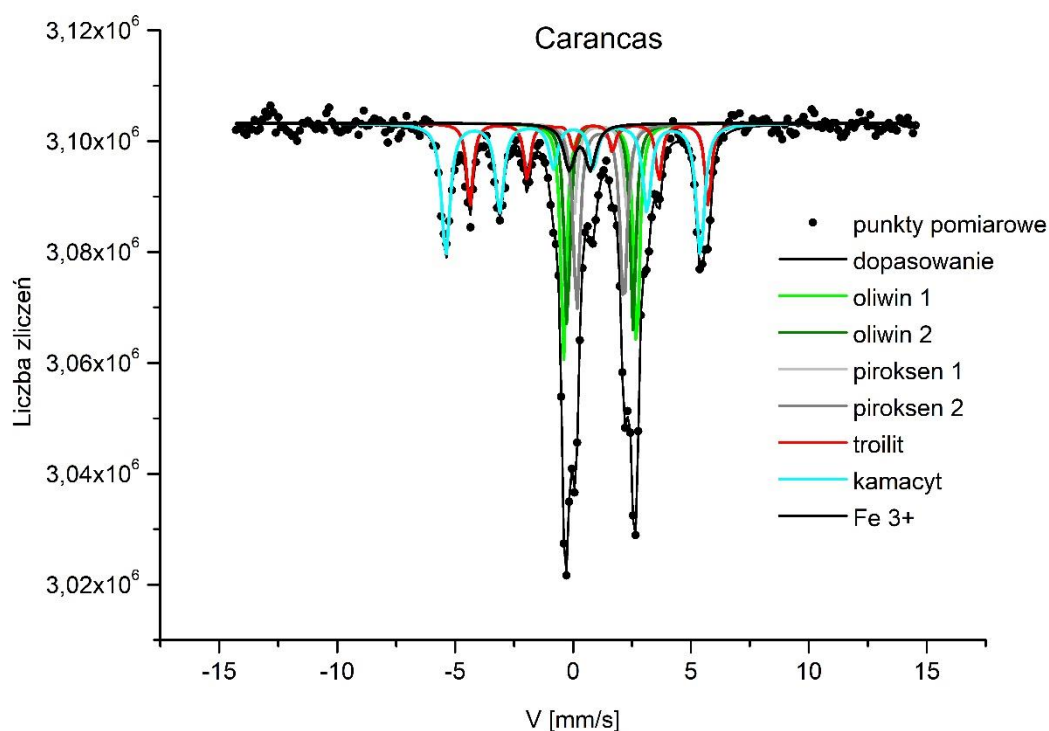
Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
Bassikounou	oliwin 1 (położenie M1)	1,15	-	3,09	-	0,14	19,5
	oliwin 2 (położenie M2)	1,14	-	2,82	-	0,14	19,4
	piroksen 1 (położenie M1)	1,15	-	2,29	-	0,14	7,7
	piroksen 2 (położenie M2)	1,14	-	2,02	-	0,15	14,8
	troilit	0,75	30,87	1,04	60,9	0,15	16,9
	kamacyt	0,01	32,89	0,05	-	0,16	8,7
	taenit	0,02	33,92	-0,01	-	0,15	9,6
	Fe3+	0,38	-	0,66	-	0,29	3,3



Rys. 7-3 Widmo mössbauerowskie meteorytu Buzzard Coulee typu H.

Tabela 7-3 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Buzzard Coulee typu H.

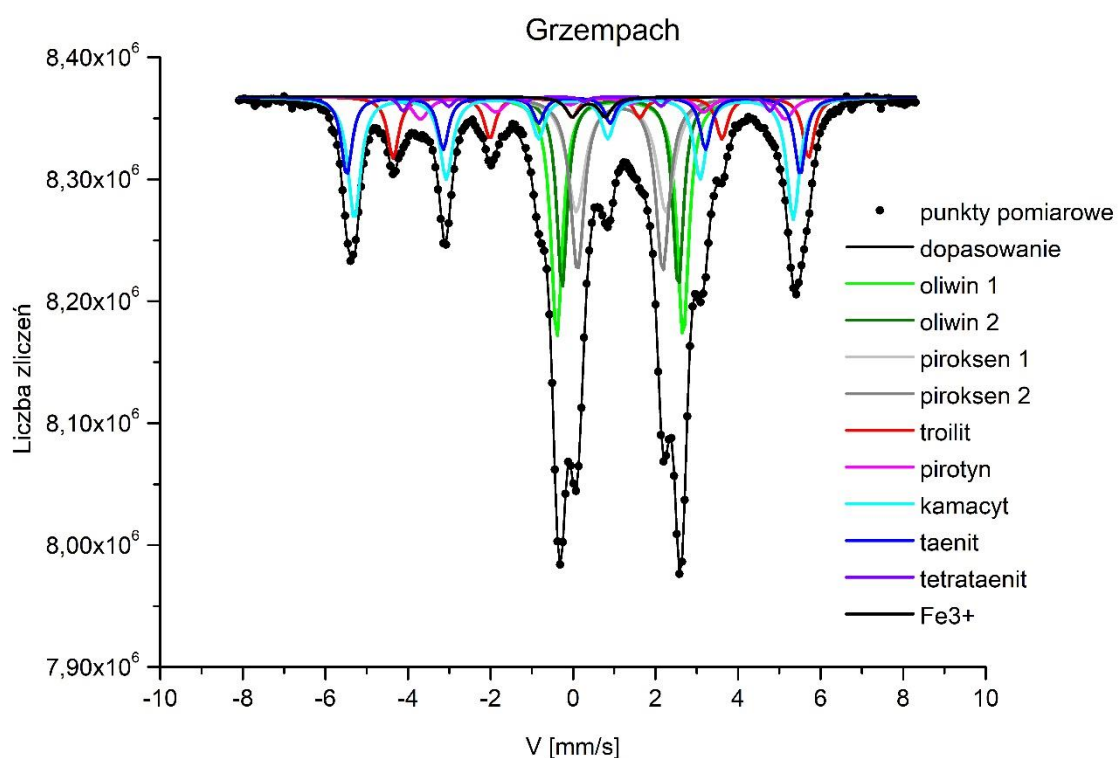
Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
Buzzard Coulee	oliwin 1 (położenie M1)	1,15	-	3,08	-	0,14	17,5
	oliwin 2 (położenie M2)	1,14	-	2,82	-	0,15	16,9
	piroksen 1 (położenie M1)	1,14	-	2,31	-	0,14	6,0
	piroksen 2 (położenie M2)	1,15	-	2,01	-	0,15	12,3
	troilit	0,75	30,80	1,04	60,8	0,15	17,0
	kamacyt	0,01	33,16	0,02	-	0,16	13,6
	taenit	0,03	34,16	-0,04	-	0,16	11,2
	tetrataenit	-0,00	27,07	1,14	-	0,21	2,3
	Fe3+	0,39	-	0,7	-	0,22	3,1



Rys. 7-4 Widmo mössbauerowskie meteorytu Carancas typu H.

Tabela 7-4 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Carancas typu H.

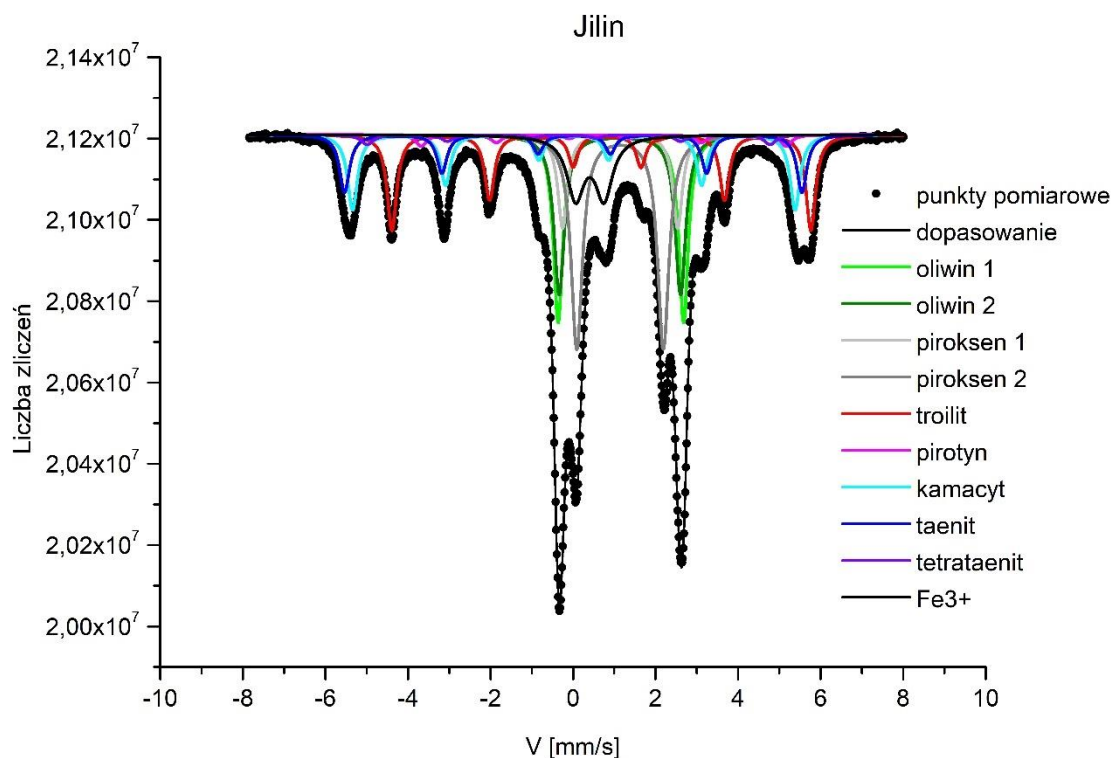
Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
Carancas	oliwin 1 (położenie M1)	1,15	-	3,10	-	0,15	16,4
	oliwin 2 (położenie M2)	1,15	-	2,81	-	0,14	14,3
	piroksen 1 (położenie M1)	1,17	-	2,30	-	0,17	7,7
	piroksen 2 (położenie M2)	1,15	-	2,00	-	0,17	15,4
	troilit	0,77	30,48	1,27	61,2	0,16	13,2
	kamacyt	0,01	33,48	-0,01	-	0,22	27,2
	Fe3+	0,29	-	0,91	-	0,27	5,8



Rys. 7-5 Widmo mössbauerowskie meteorytu Grzempach typu H.

Tabela 7-5 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Grzempach typu H.

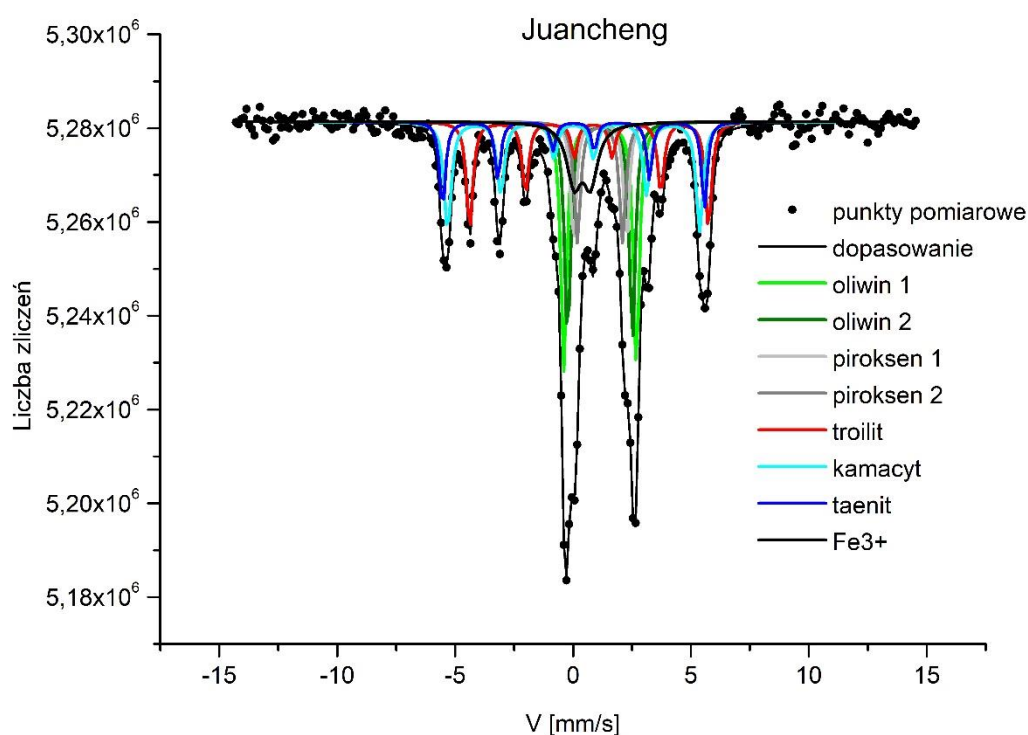
Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
Grzempach	oliwin 1 (położenie M1)	1,14	-	3,07	-	0,17	16,8
	oliwin 2 (położenie M2)	1,14	-	2,82	-	0,15	12,2
	piroksen 1 (położenie M1)	1,16	-	2,17	-	0,26	12,2
	piroksen 2 (położenie M2)	1,14	-	2,07	-	0,20	14,0
	troilit	0,74	30,58	1,06	60,1	0,17	8,5
	pirotyn	0,69	27,22	0,53	49,1	0,24	4,5
	kamacyt	0,01	32,97	0,02	-	0,18	18,5
	taenit	0,02	34,06	-0,02	-	0,16	10,2
	tetrataenit	-0,06	27,56	0,77	-	0,13	1,6
	Fe3+	0,39	-	0,80	-	0,19	1,6



Rys. 7-6 Widmo mössbauerowskie meteorytu Jilin typu H.

Tabela 7-6 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Jilin typu H.

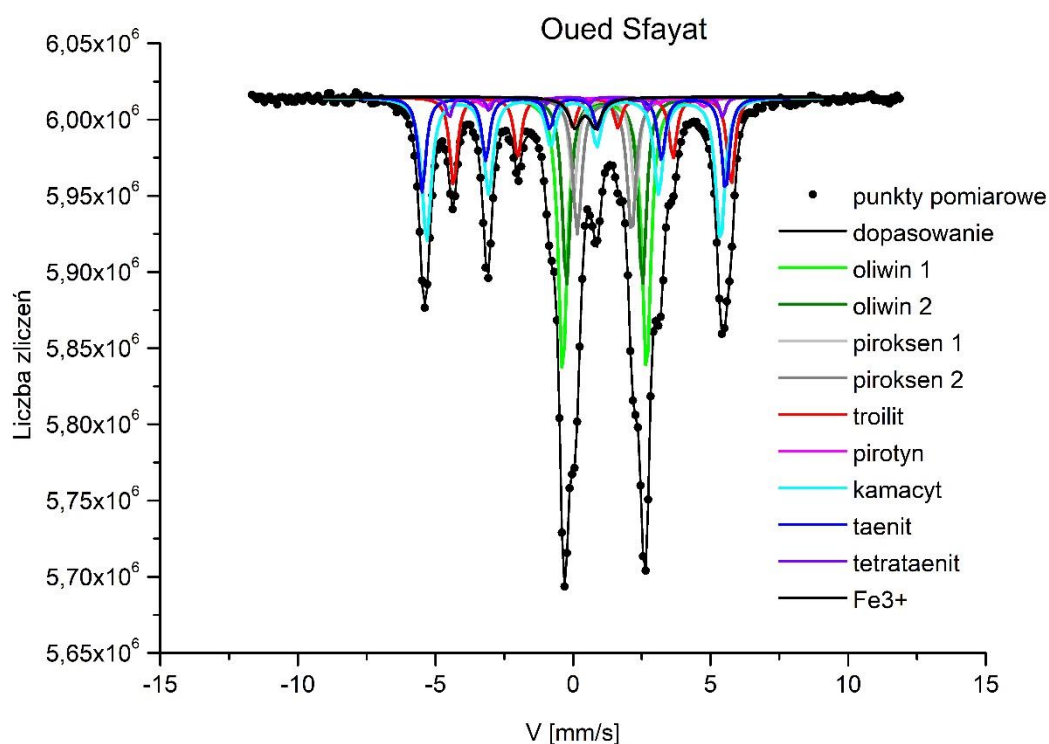
Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
Jilin	oliwin 1 (położenie M1)	1,16	-	3,04	-	0,14	13,7
	oliwin 2 (położenie M2)	1,14	-	2,95	-	0,16	13,3
	piroksen 1 (położenie M1)	1,14	-	2,79	-	0,14	7,0
	piroksen 2 (położenie M2)	1,14	-	2,10	-	0,17	19,0
	troilit	0,76	30,89	1,04	60,8	0,14	14,5
	pirotyn	0,68	27,08	0,70	48,0	0,15	1,9
	kamacyt	0,02	33,25	0,00	-	0,14	11,6
	taenit	0,02	34,36	-0,02	-	0,15	8,9
	tetrataenit	-0,16	30,27	0,11	-	0,17	1,8
	Fe3+	0,41	-	0,69	-	0,25	8,3



Rys. 7-7 Widmo mössbauerowskie meteorytu Juancheng typu H.

Tabela 7-7 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Juancheng typu H.

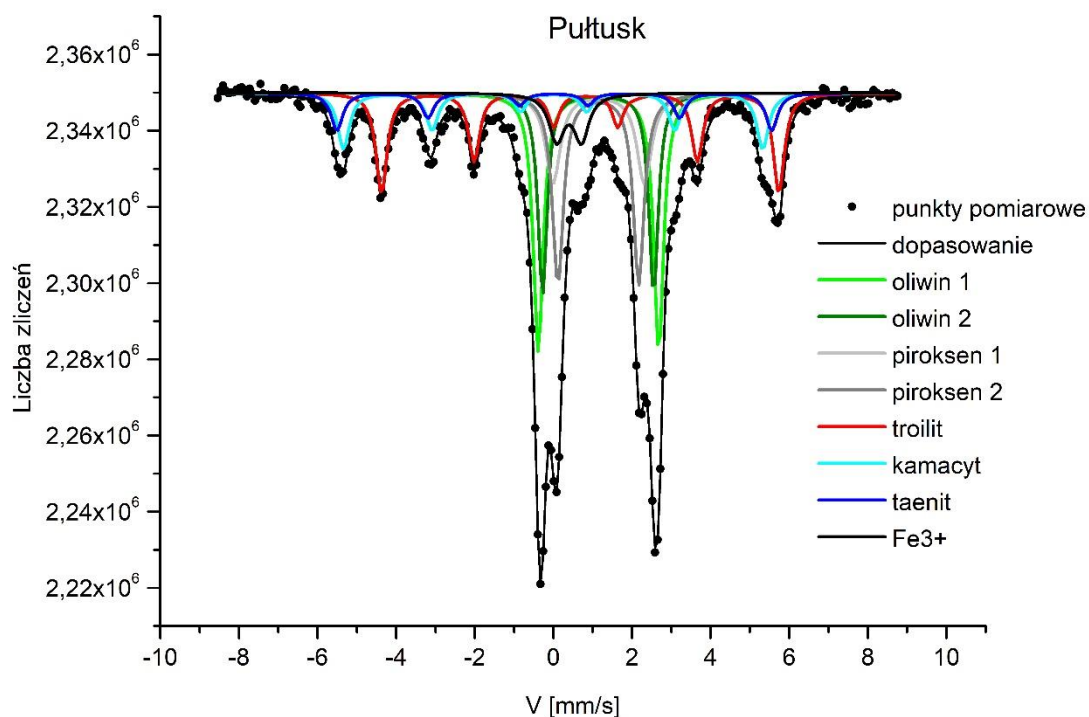
Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
Juancheng	oliwin 1 (położenie M1)	1,15	-	3,08	-	0,15	16,4
	oliwin 2 (położenie M2)	1,14	-	2,75	-	0,15	14,5
	piroksen 1 (położenie M1)	1,14	-	2,25	-	0,14	7,5
	piroksen 2 (położenie e M2)	1,14	-	1,93	-	0,16	8,4
	troilit	0,77	31,01	0,88	63,7	0,16	15,3
	kamacyt	0,03	33,14	-0,00	-	0,18	17,5
	taenit	0,02	34,44	-0,01	-	0,15	11,2
	Fe3+	0,39	-	0,70	-	0,37	9,3



Rys. 7-8 Widmo mössbauerowskie meteorytu Oued Sfayat typu H.

Tabela 7-8 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Oued Sfayat typu H.

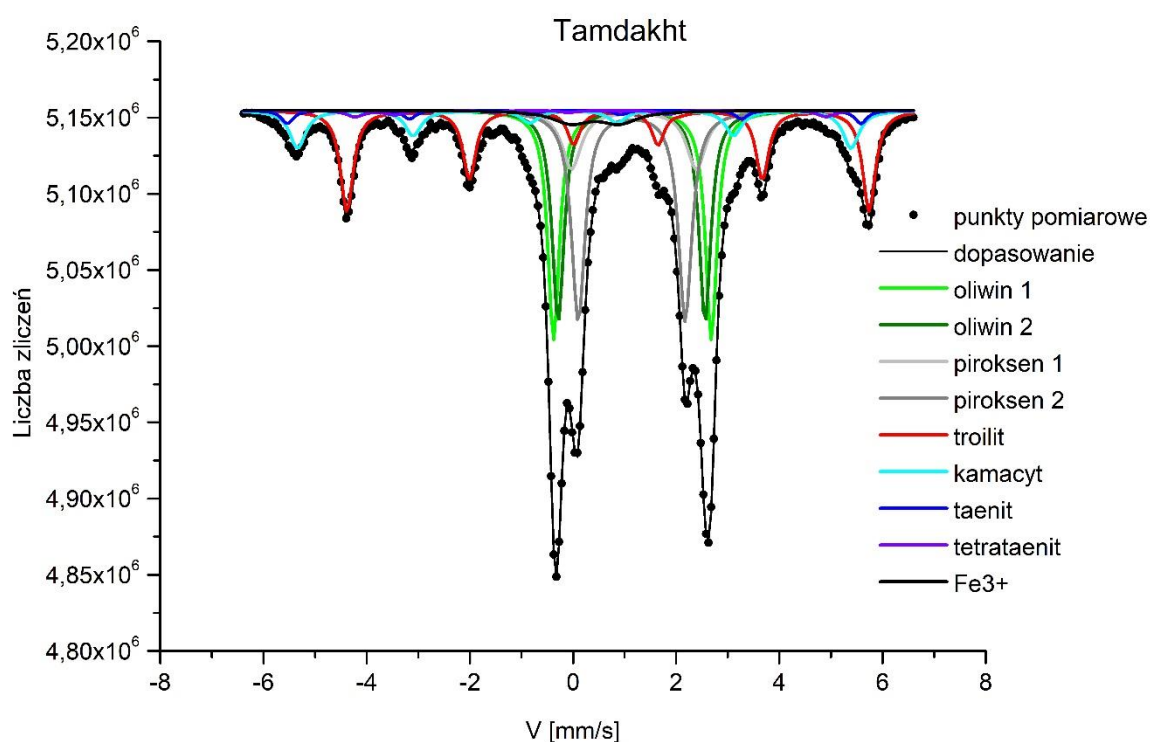
Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
Oued Sfayat	oliwin 1 (położenie M1)	1,15	-	3,05	-	0,19	19,9
	oliwin 2 (położenie M2)	1,14	-	2,77	-	0,17	12,4
	piroksen 1 (położenie M1)	1,14	-	2,25	-	0,17	6,3
	piroksen 2 (położenie M2)	1,14	-	1,98	-	0,19	9,6
	troilit	0,76	30,67	1,04	59,7	0,16	11,2
	pirotyn	0,79	24,70	0,14	51,8	0,28	2,0
	kamacyt	0,02	33,11	-0,00	-	0,20	22,0
	taenit	0,03	34,21	0,00	-	0,17	11,9
	tetrataenit	0,14	30,82	0,64	-	0,12	1,9
	Fe3+	0,44	-	0,76	-	0,27	2,9



Rys. 7-9 Widmo mössbauerowskie meteorytu Pułtusk typu H.

Tabela 7-9 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Pułtusk typu H.

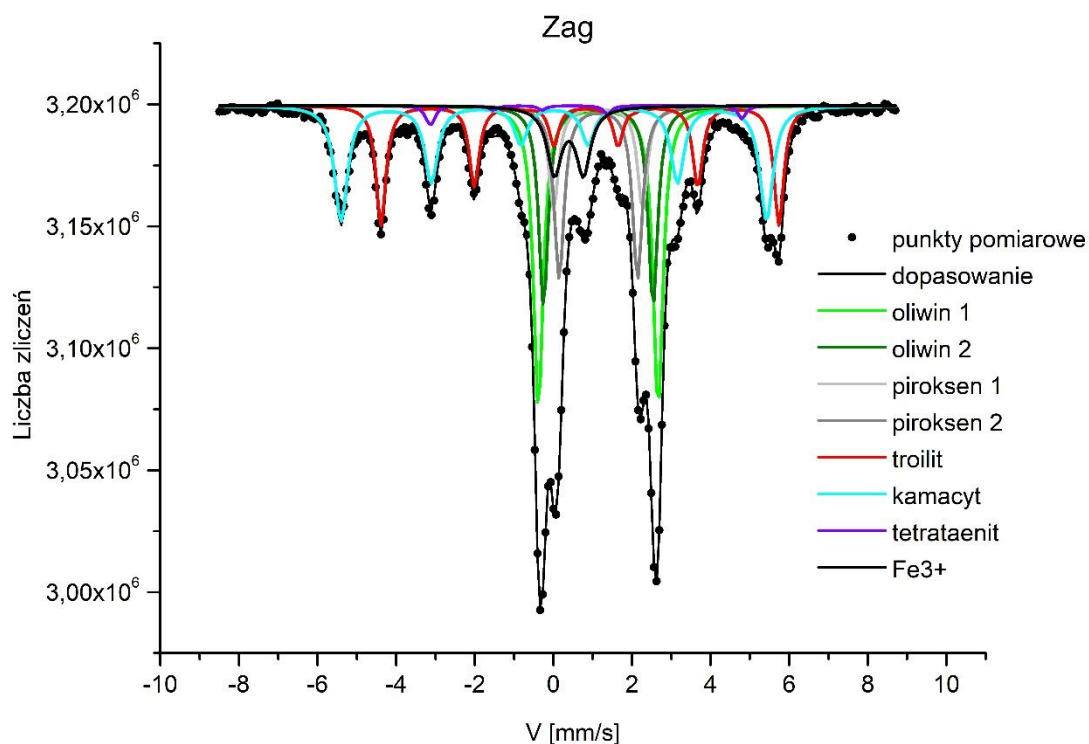
Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
Pułtusk	oliwin 1 (położenie M1)	1,15	-	3,07	-	0,15	19,8
	oliwin 2 (położenie M2)	1,14	-	2,83	-	0,14	14,4
	piroksen 1 (położenie M1)	1,15	-	2,33	-	0,23	10,3
	piroksen 2 (położenie M2)	1,14	-	2,06	-	0,17	16,1
	troilit	0,75	30,78	1,02	61,0	0,17	17,2
	kamacyt	-0,00	33,07	-0,01	-	0,18	10,2
	taenit	0,02	34,31	0,01	-	0,18	6,8
	Fe3+	0,39	-	0,63	-	0,23	5,3



Rys. 7-10 Widmo mössbauerowskie meteorytu Tamdakht typu H.

Tabela 7-10 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Tamdakh typu H.

Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
Tamdakh	oliwin 1 (położenie M1)	1,15	-	3,06	-	0,14	18,9
	oliwin 2 (położenie M2)	1,14	-	2,85	-	0,14	18,0
	piroksen 1 (położenie M1)	1,18	-	2,42	-	0,22	8,1
	piroksen 2 (położenie M2)	1,14	-	2,07	-	0,16	20,3
	troilit	0,75	30,79	1,05	61,5	0,15	18,8
	kamacyt	0,02	33,27	0,02	-	0,19	8,7
	taenit	0,03	34,47	-0,02	-	0,14	2,3
	tetrataenit	-0,23	28,32	1,14	-	0,20	1,6
	Fe3+	0,43	-	0,94	-	0,44	3,3

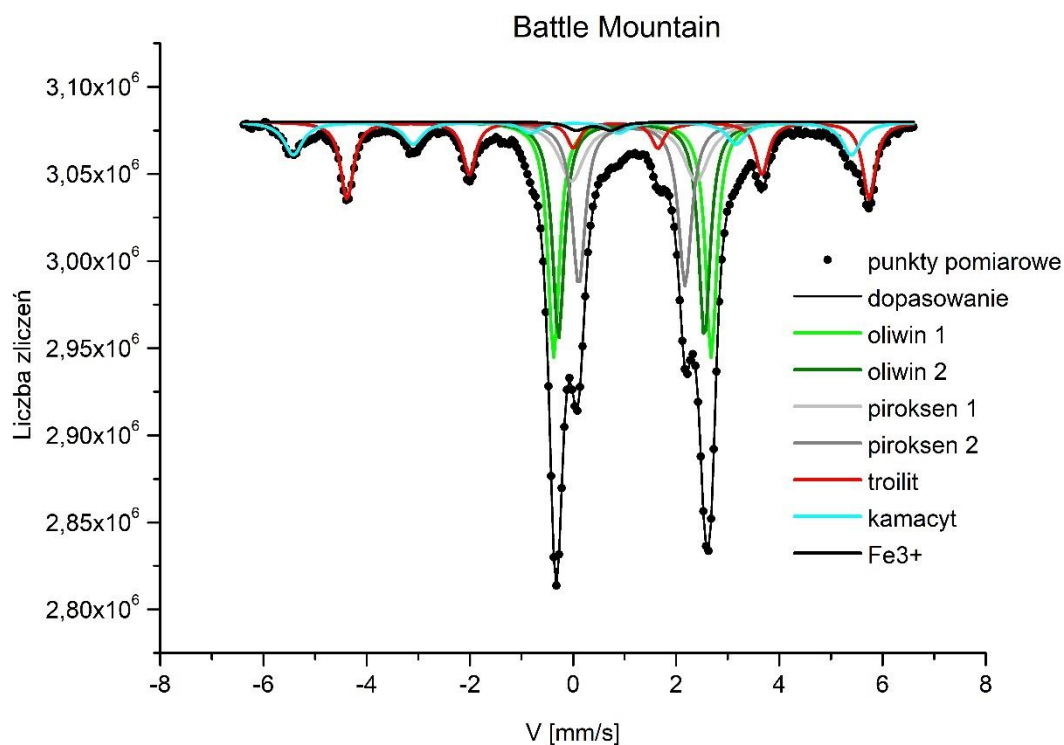


Rys. 7-11 Widmo mössbauerowskie meteorytu Zag typu H.

Tabela 7-11 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Zag typu H.

Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
Zag	oliwin 1 (położenie M1)	1,14	-	3,05	-	0,15	21,1
	oliwin 2 (położenie M2)	1,14	-	2,79	-	0,14	13,3
	piroksen 1 (położenie M1)	1,14	-	2,27	-	0,15	7,3
	piroksen 2 (położenie M2)	1,15	-	2,00	-	0,15	12,1
	troilit	0,75	30,81	1,04	61,6	0,15	16,7
	kamacyt	0,02	33,57	-0,01	-	0,20	21,4
	tetrataenit	-0,03	24,48	1,76	-	0,12	1,5
	Fe3+	0,40	-	0,74	-	0,22	6,8

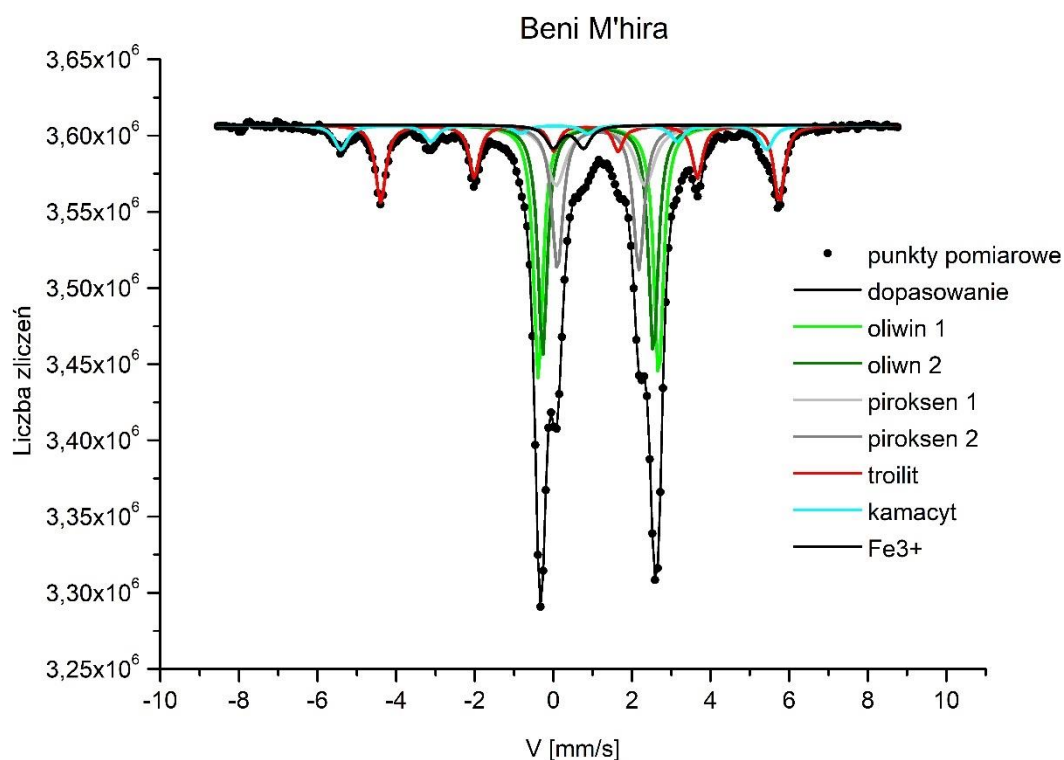
9. Załącznik nr 2 – Widma mössbauerowskie, parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych chondrytów zwyczajnych typu L



Rys. 8-1 Widmo mössbauerowskie meteorytu Battle Mountain typu H.

Tabela 8-1 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Battle Mountain typu L.

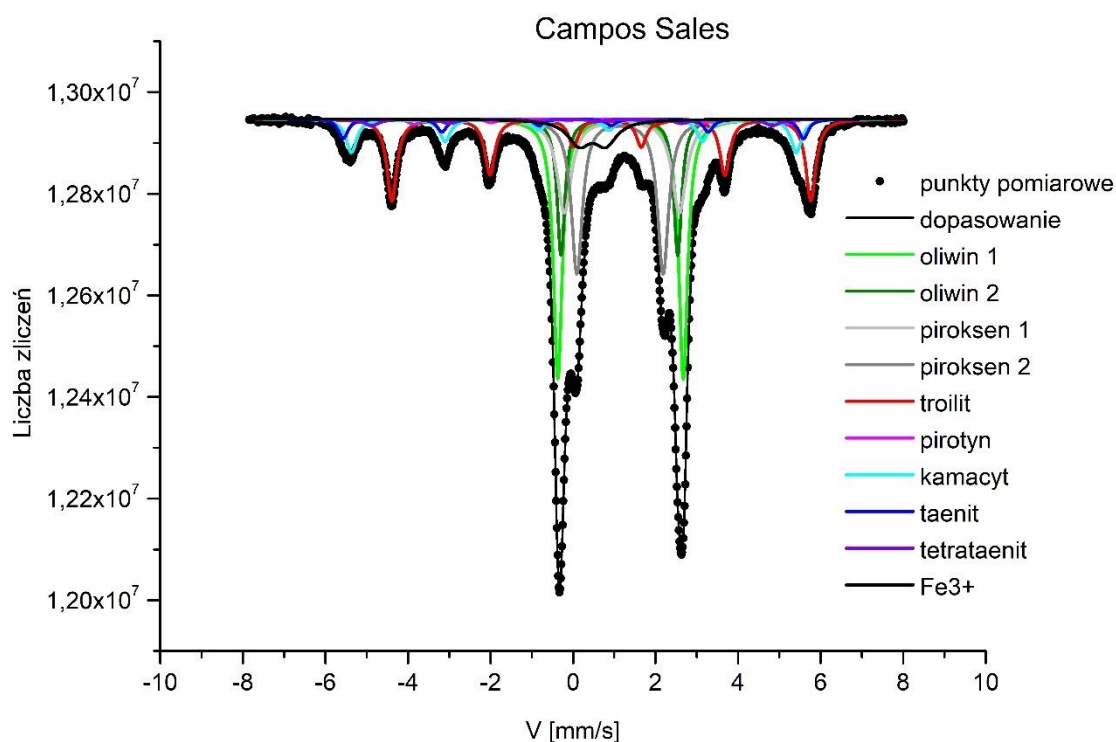
Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
Battle Mountain	oliwin 1 (położenie M1)	1,15	-	3,06	-	0,13	22,0
	oliwin 2 (położenie M2)	1,13	-	2,83	-	0,14	20,8
	piroksen 1 (położenie M1)	1,18	-	2,42	-	0,29	12,0
	piroksen 2 (położenie M2)	1,14	-	2,06	-	0,15	17,5
	troilit	0,75	30,78	1,05	61,2	0,15	16,3
	kamacyt	0,01	33,54	-0,04	-	0,22	10,1
	Fe3+	0,40	-	0,68	-	0,23	1,2



Rys. 8-2 Widmo mössbauerowskie meteorytu Beni M'hira typu L.

Tabela 8-2 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Beni M'hira typu L.

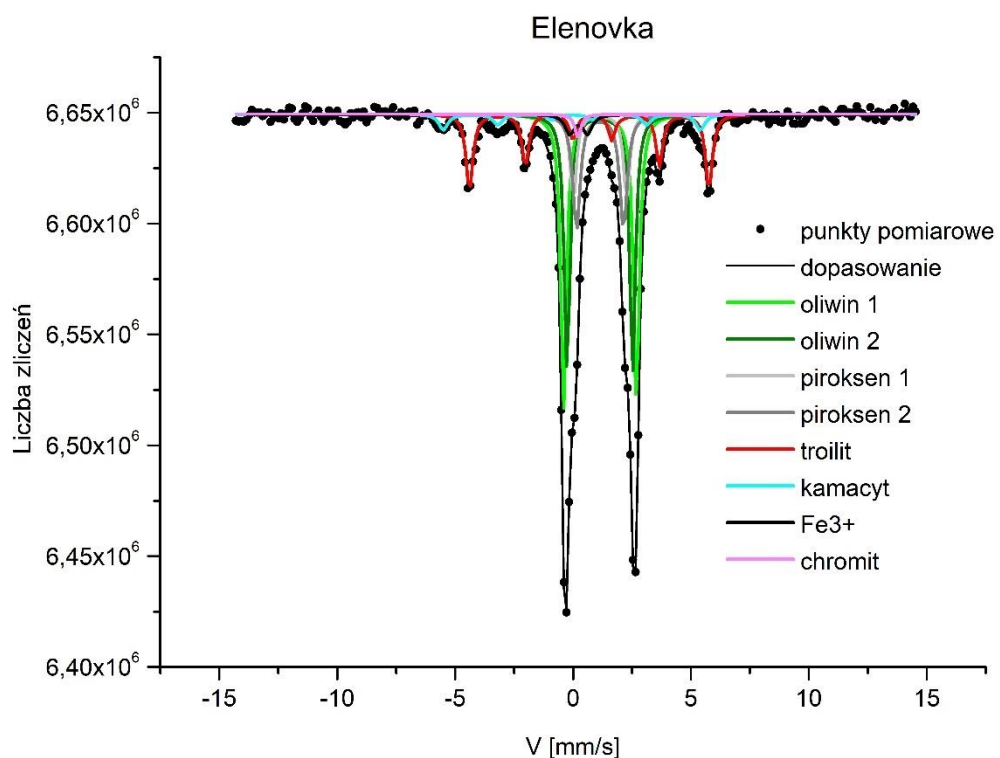
Meteoryt	Faza mineralna	IS	B	QS	Θ	w	A
		[mm/s]	[T]	[mm/s]	[°]	[mm/s]	[%]
Beni M'hira	oliwin 1 (położenie M1)	1,15	-	3,07	-	0,14	24,1
	oliwin 2 (położenie M2)	1,14	-	2,82	-	0,15	22,2
	piroksen 1 (położenie M1)	1,20	-	2,27	-	0,29	11,6
	piroksen 2 (położenie M2)	1,14	-	2,07	-	0,17	16,0
	troilit	0,75	30,82	1,07	61,3	0,16	16,3
	kamacyt	0,01	33,57	-0,01	-	0,20	6,7
	Fe3+	0,38	-	0,77	-	0,22	3,2



Rys. 8-3 Widmo mössbauerowskie meteorytu Campos Sales typu L.

Tabela 8-3 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Campos Sales typu L.

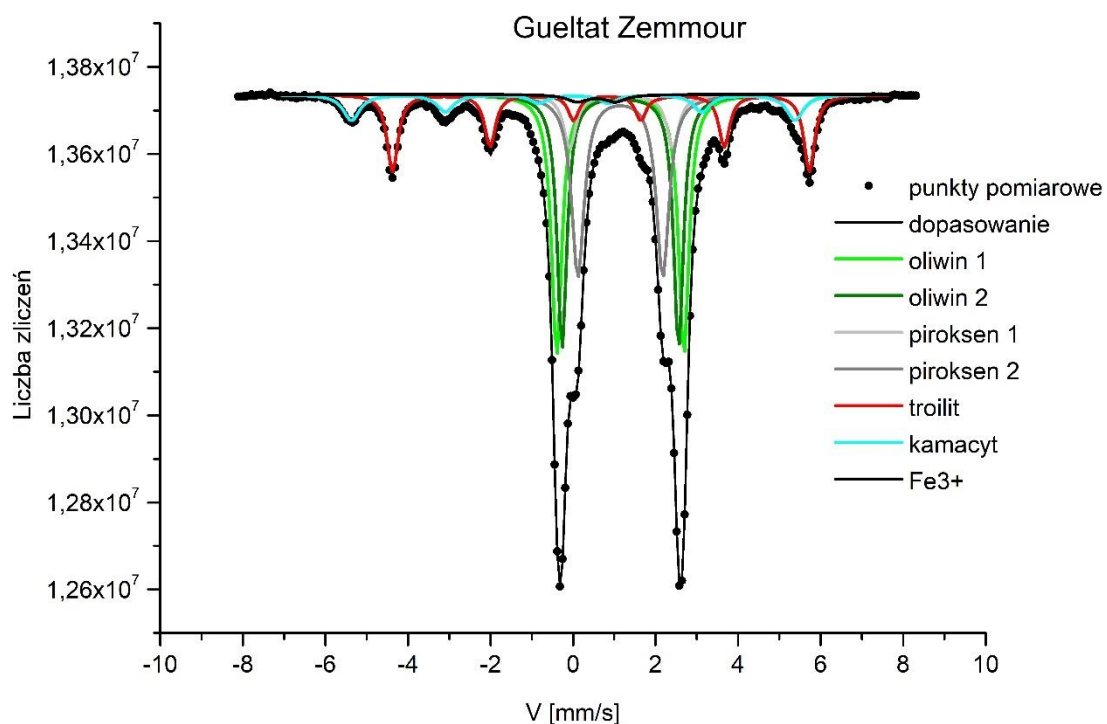
Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
Campos Sales	oliwin 1 (położenie M1)	1,15	-	3,04	-	0,13	23,0
	oliwin 2 (położenie M2)	1,12	-	2,83	-	0,11	10,7
	piroksen 1 (położenie M1)	1,18	-	2,79	-	0,21	13,4
	piroksen 2 (położenie M2)	1,14	-	2,09	-	0,16	17,0
	troilit	0,76	30,89	1,05	61,1	0,15	16,5
	pirotyn	0,62	27,78	0,60	49,4	0,15	1,1
	kamacyt	0,02	33,43	0,00	-	0,16	7,2
	taenit	0,03	34,58	-0,04	-	0,14	3,7
	tetrataenit	-0,10	30,12	0,16	-	0,22	1,9
	Fe3+	0,47	-	0,65	-	0,33	5,4



Rys. 8-4 Widmo mössbauerowskie meteorytu Elenovka typu L.

Tabela 8-4 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Elenovka typu L.

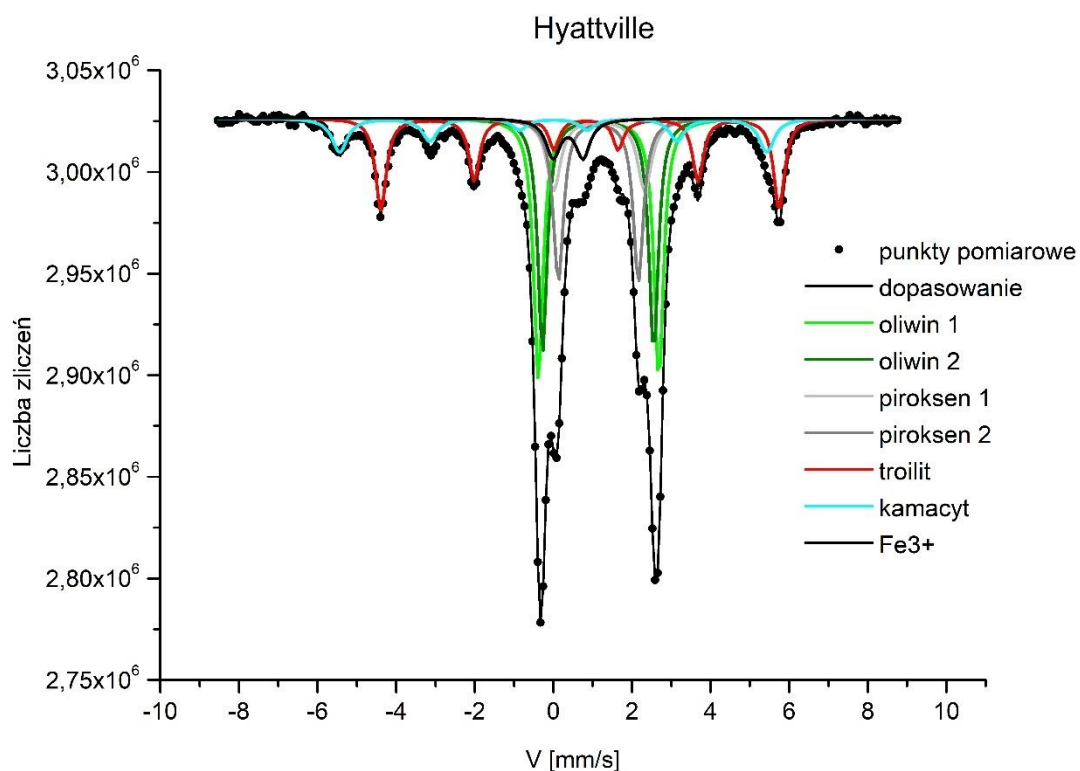
Meteoryt	Faza mineralna	IS	B	QS	Θ	w	A
		[mm/s]	[T]	[mm/s]	[°]	[mm/s]	[%]
Elenovka	oliwin 1 (położenie M1)	1,15	-	3,09	-	0,15	27,7
	oliwin 2 (położenie M2)	1,14	-	2,78	-	0,15	24,2
	piroksen 1 (położenie M1)	1,14	-	2,27	-	0,15	8,5
	piroksen 2 (położenie M2)	1,14	-	2,00	-	0,19	14,0
	troilit	0,76	30,89	1,06	60,6	0,17	17,0
	kamacyt	-0,04	33,80	-0,02	-	0,23	4,7
	Fe ³⁺	0,24	-	0,75	-	0,24	2,9
	chromit	0,20	-	-	-	0,15	1,1



Rys. 8-5 Widmo mössbauerowskie meteorytu Gueltat Zemmour typu L.

Tabela 8-5 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Gueltat Zemmour typu L.

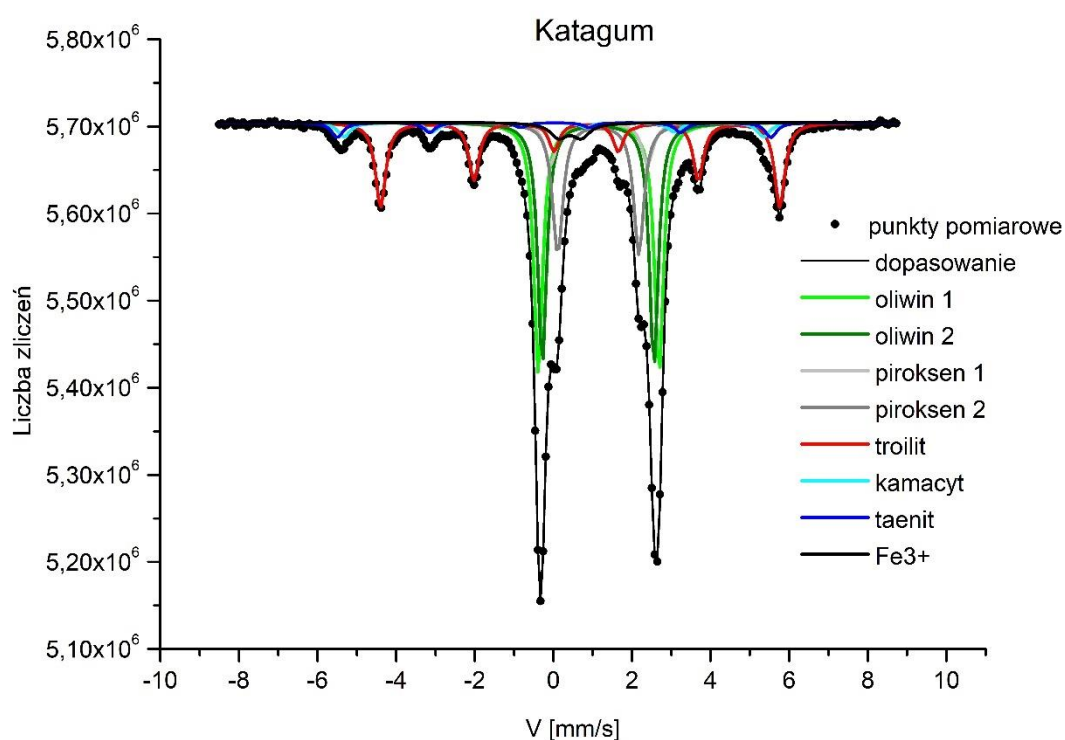
Meteoryt	Faza mineralna	IS	B	QS	Θ	w	A
		[mm/s]	[T]	[mm/s]	[°]	[mm/s]	[%]
Gueltat Zemmour	oliwin 1 (położenie M1)	1,14	-	3,09	-	0,15	24,9
	oliwin 2 (położenie M2)	1,15	-	2,83	-	0,14	23,0
	piroksen 1 (położenie M1)	1,17	-	2,50	-	0,18	6,1
	piroksen 2 (położenie M2)	1,15	-	2,06	-	0,18	21,2
	troilit	0,75	30,76	1,02	61,5	0,16	15,5
	kamacyt	0,01	33,33	-0,01	-	0,24	8,0
	Fe3+	0,56	-	0,93	-	0,30	1,3



Rys. 8-6 Widmo mössbauerowskie meteorytu Hyattville typu L.

Tabela 8-6 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Hyattville typu L.

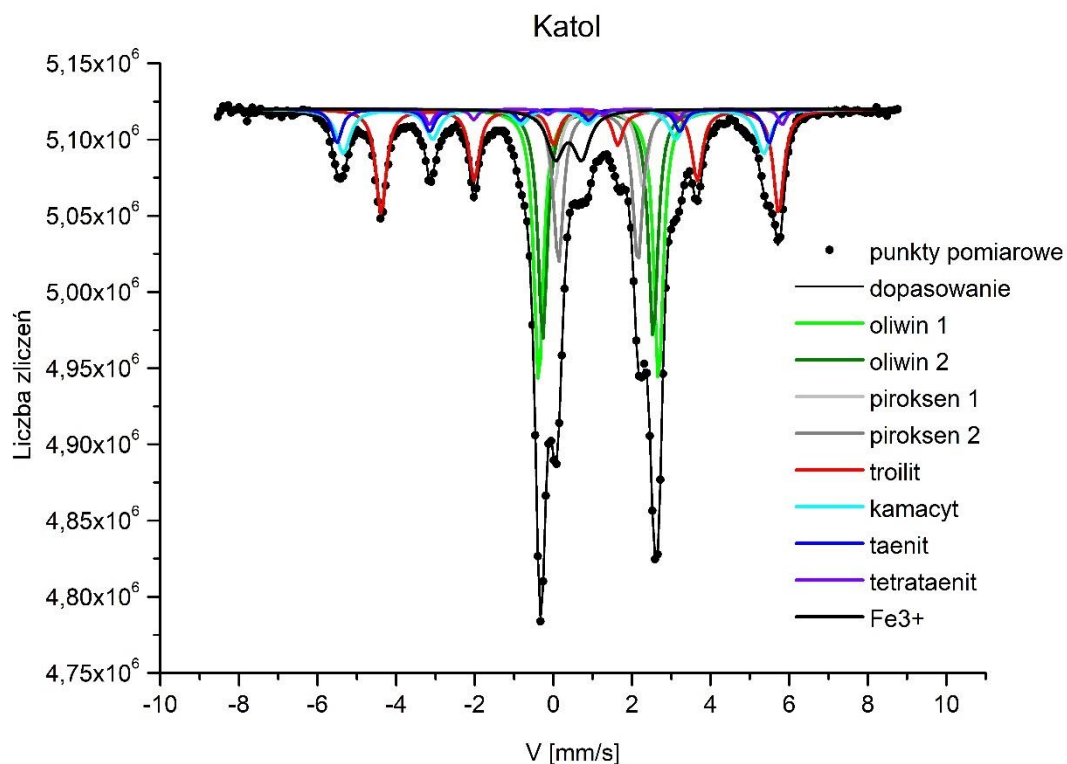
Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
Hyattville	oliwin 1 (położenie M1)	1,15	-	3,07	-	0,15	22,8
	oliwin 2 (położenie M2)	1,14	-	2,83	-	0,14	19,9
	piroksen 1 (położenie M1)	1,16	-	2,32	-	0,22	9,3
	piroksen 2 (położenie M2)	1,15	-	2,04	-	0,16	15,3
	troilit	0,76	30,86	1,03	61,7	0,16	18,2
	kamacyt	-0,00	33,69	-0,01	-	0,23	9,5
	Fe3+	0,37	-	0,76	-	0,22	5,1



Rys. 8-7 Widmo mössbauerowskie meteorytu Katagum typu L.

Tabela 8-7 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Katagum typu L.

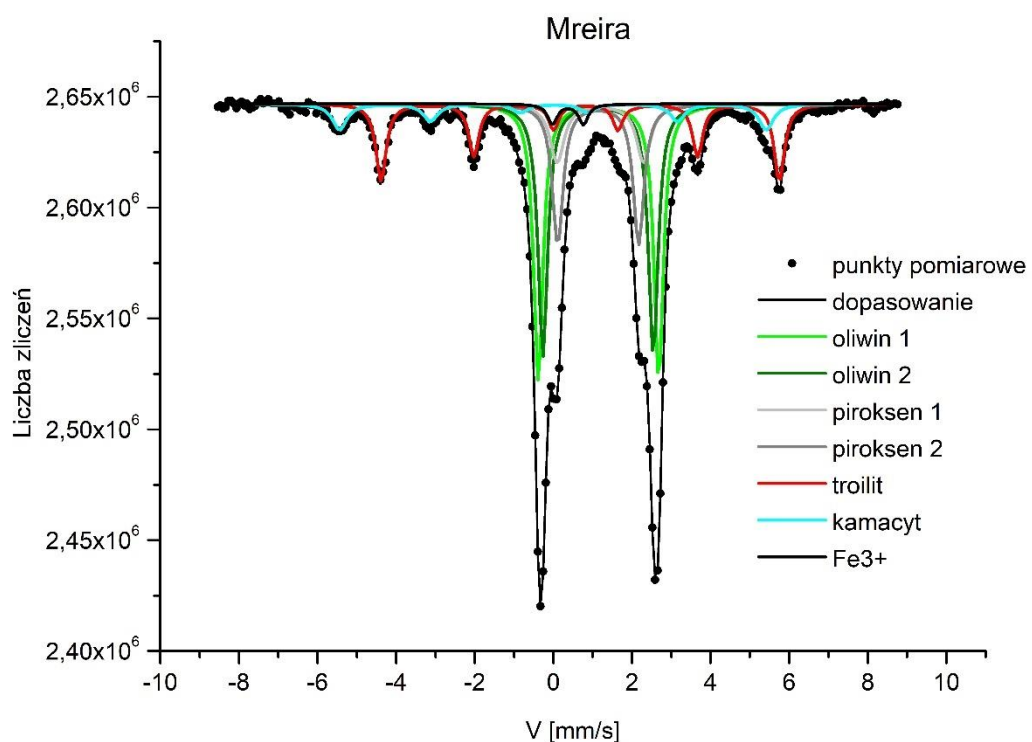
Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
Katagum	oliwin 1 (położenie M1)	1,15	-	3,08	-	0,14	25,1
	oliwin 2 (położenie M2)	1,14	-	2,84	-	0,14	24,0
	piroksen 1 (położenie M1)	1,16	-	2,47	-	0,18	5,4
	piroksen 2 (położenie M2)	1,14	-	2,07	-	0,16	15,2
	troilit	0,76	30,94	1,02	61,7	0,16	19,7
	kamacyt	0,00	33,10	0,02	-	0,19	4,0
	taenit	0,03	34,21	-0,02	-	0,18	3,9
	Fe3+	0,42	-	0,57	-	0,27	2,7



Rys. 8-8 Widmo mössbauerowskie meteorytu Katol typu L.

Tabela 8-8 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Katol typu L.

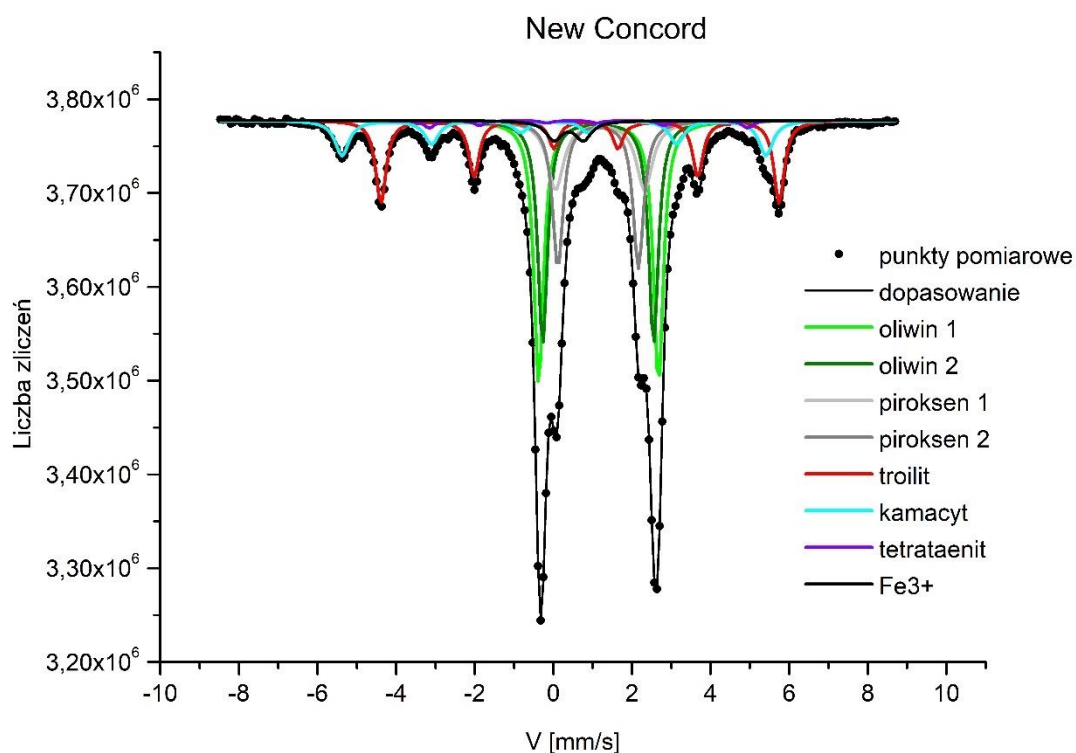
Meteoryt	Faza mineralna	IS	B	QS	Θ	w	A
		[mm/s]	[T]	[mm/s]	[°]	[mm/s]	[%]
Katol	oliwin 1 (położenie M1)	1,15	-	3,06	-	0,14	21,1
	oliwin 2 (położenie M2)	1,14	-	2,82	-	0,14	17,8
	piroksen 1 (położenie M1)	1,15	-	2,27	-	0,15	6,6
	piroksen 2 (położenie M2)	1,14	-	2,02	-	0,15	12,5
	troilit	0,75	30,78	1,05	61,3	0,16	18,2
	kamacyt	0,02	33,16	-0,02	-	0,21	10,1
	taenit	0,01	34,09	-0,05	-	0,15	5,6
	tetrataenit	0,95	27,82	0,76	-	0,11	2,0
	Fe3+	0,39	-	0,67	-	0,25	6,3



Rys. 8-9 Widmo mössbauerowskie meteorytu Mreira typu L.

Tabela 8-9 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Mreira typu L.

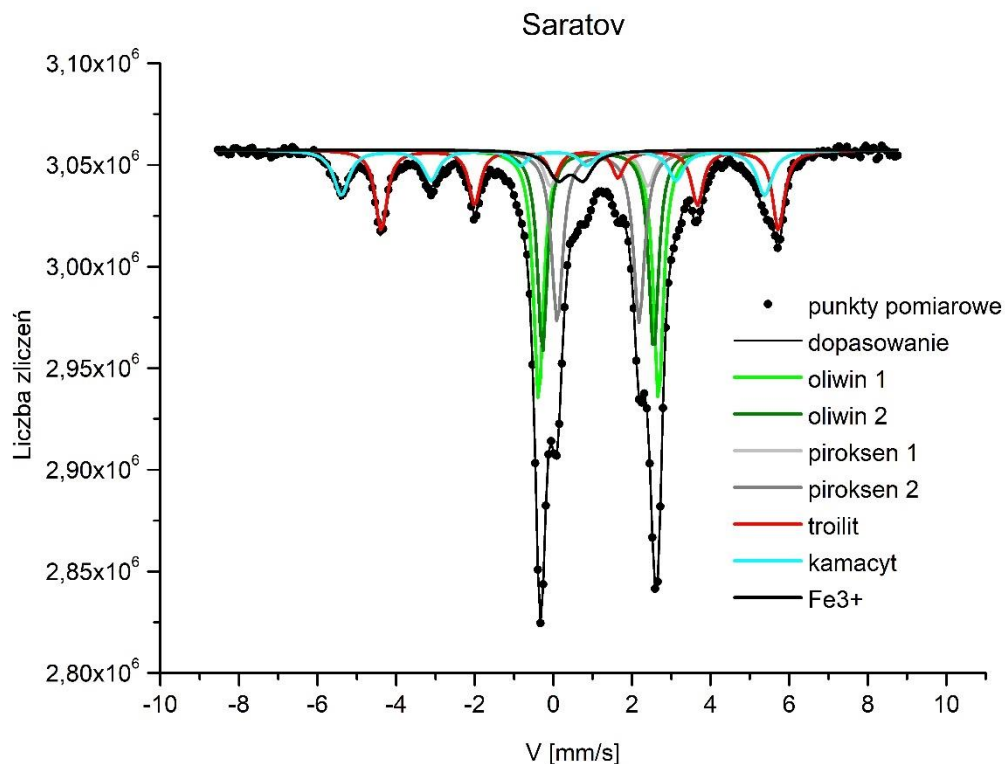
Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
Mreira	oliwin 1 (położenie M1)	1,15	-	3,07	-	0,14	26,2
	oliwin 2 (położenie M2)	1,14	-	2,81	-	0,15	24,5
	piroksen 1 (położenie M1)	1,20	-	2,20	-	0,22	8,3
	piroksen 2 (położenie M2)	1,14	-	2,06	-	0,17	15,3
	troilit	0,75	30,87	1,02	61,1	0,16	16,1
	kamacyt	0,00	33,66	-0,03	-	0,22	7,6
	Fe3+	0,37	-	0,79	-	0,14	2,0



Rys. 8-10 Widmo mössbauerowskie meteorytu New Concord typu L.

Tabela 8-10 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu New Concord typu L.

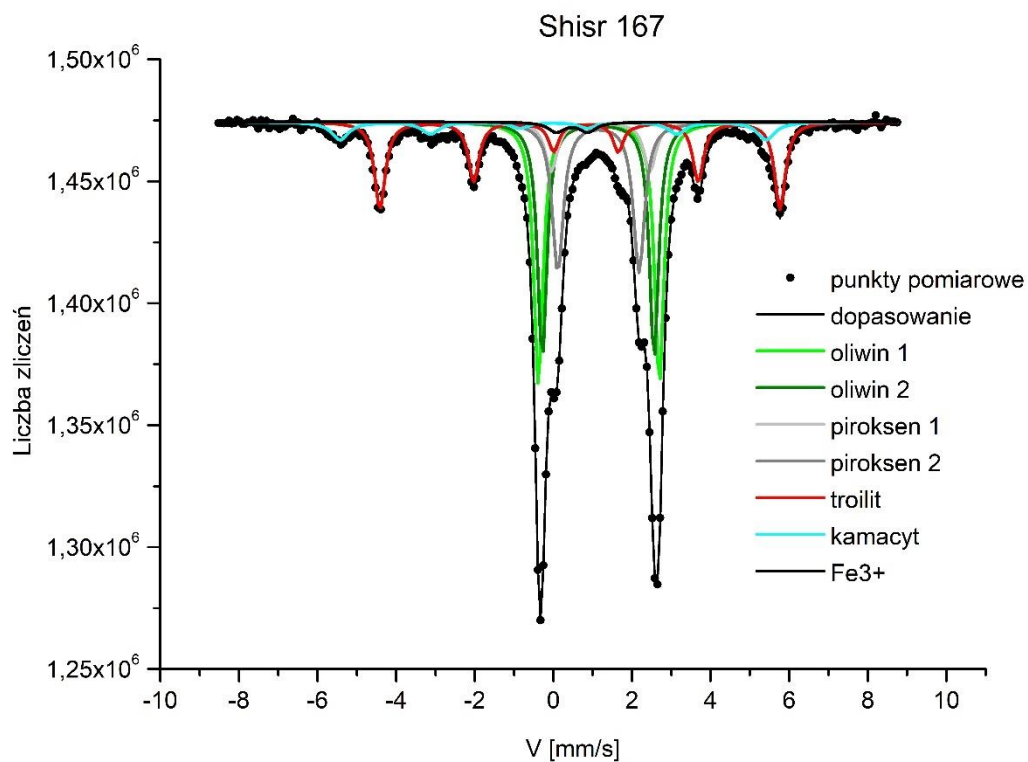
Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
New Concord	oliwin 1 (położenie M1)	1,15	-	3,05	-	0,15	24,4
	oliwin 2 (położenie M2)	1,14	-	2,83	-	0,15	20,3
	piroksen 1 (położenie M1)	1,19	-	2,27	-	0,25	10,7
	piroksen 2 (położenie M2)	1,14	-	2,05	-	0,16	14,7
	troilit	0,75	30,87	1,01	61,5	0,16	16,3
	kamacyt	0,02	33,45	-0,00	-	0,22	9,3
	tetrataenit	0,68	25,11	0,43	-	0,16	1,5
	Fe3+	0,39	-	0,76	-	0,25	2,9



Rys. 8-11 Widmo mössbauerowskie meteorytu Saratov typu L.

Tabela 8-11 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Saratov typu L.

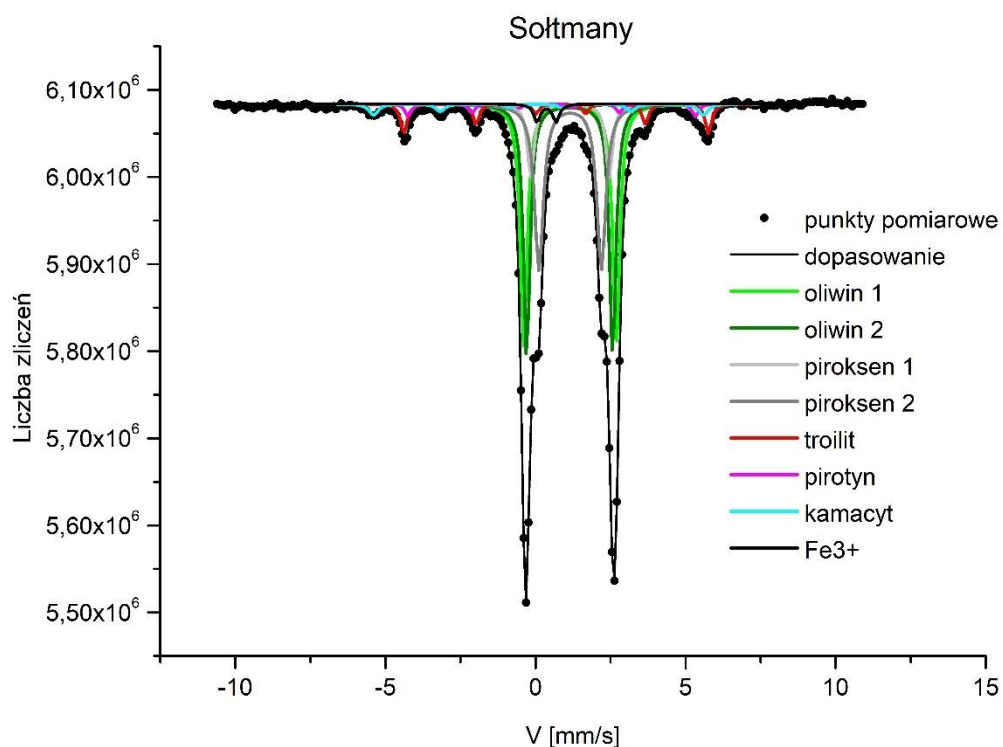
Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
Saratov	oliwin 1 (położenie M1)	1,15	-	3,06	-	0,15	23,2
	oliwin 2 (położenie M2)	1,14	-	2,83	-	0,15	18,5
	piroksen 1 (położenie M1)	1,17	-	2,48	-	0,20	4,5
	piroksen 2 (położenie M2)	1,14	-	2,09	-	0,17	18,0
	troilit	0,75	30,74	1,06	61,6	0,18	17,8
	kamacyt	-0,00	33,38	-0,02	-	0,24	13,1
	Fe3+	0,44	-	0,64	-	0,29	4,9



Rys. 8-12 Widmo mössbauerowskie meteorytu Saratov typu L.

Tabela 8-12 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Saratov typu L.

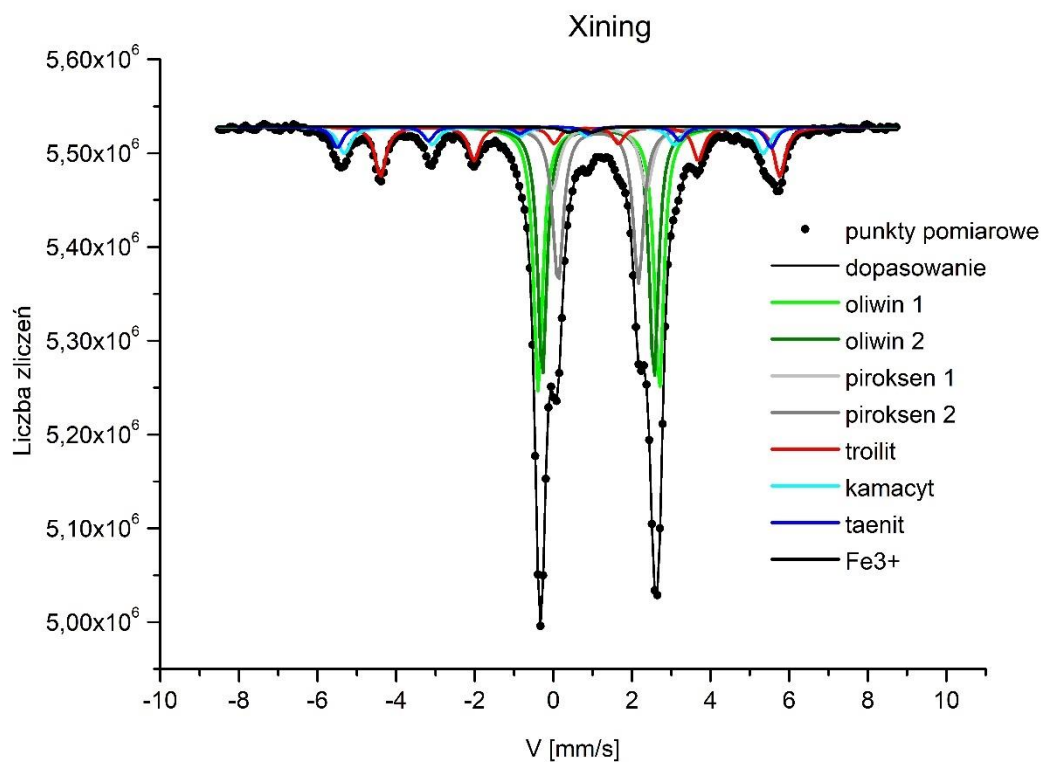
Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
Saratov	oliwin 1 (położenie M1)	1,16	-	3,08	-	0,14	25,5
	oliwin 2 (położenie M2)	1,14	-	2,85	-	0,14	22,8
	piroksen 1 (położenie M1)	1,20	-	2,52	-	0,19	6,3
	piroksen 2 (położenie M2)	1,15	-	2,07	-	0,17	17,6
	troilit	0,75	30,97	1,05	61,4	0,16	19,7
	kamacyt	0,00	33,61	-0,01	-	0,27	6,5
	Fe3+	0,48	-	0,80	-	0,25	1,7



Rys. 8-13 Widmo mössbauerowskie meteorytu Sołtmany typu L.

Tabela 8-13 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Sołtmany typu L.

Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
Sołtmany	oliwin 1 (położenie M1)	1,15	-	3,09	-	0,14	27,3
	oliwin 2 (położenie M2)	1,14	-	2,87	-	0,13	26,9
	piroksen 1 (położenie M1)	1,15	-	2,62	-	0,14	8,0
	piroksen 1 (położenie M2)	1,16	-	2,08	-	0,18	23,8
	troilit	0,76	30,71	1,19	60,7	0,13	6,2
	pirotyn	0,44	28,10	1,60	48,4	0,12	2,6
	kamacyt	0,05	34,08	0,10	-	0,18	3,3
	Fe3+	0,37	-	0,63	-	0,13	1,9

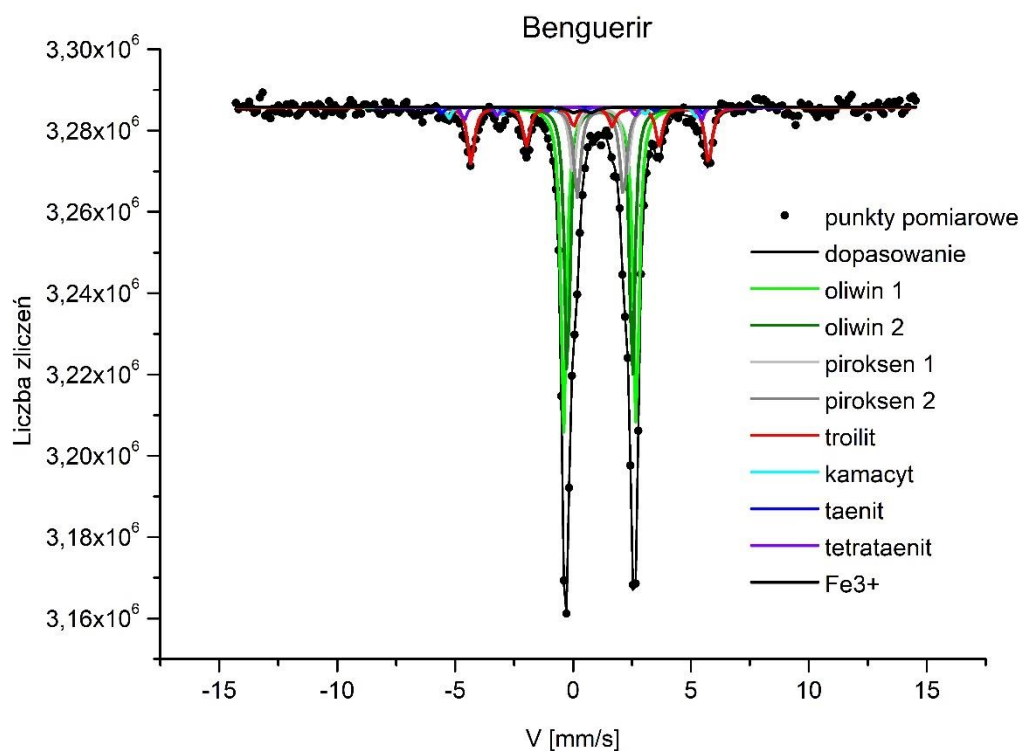


Rys. 8-14 Widmo mössbauerowskie meteorytu Xining typu L.

Tabela 8-14 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Xining typu L.

Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
Xining	oliwin 1 (położenie M1)	1,15	-	3,08	-	0,14	25,9
	oliwin 2 (położenie M2)	1,14	-	2,84	-	0,14	23,9
	piroksen 1 (położenie M1)	1,18	-	2,39	-	0,19	8,3
	piroksen 2 (położenie M2)	1,14	-	2,05	-	0,16	17,2
	troilit	0,76	30,93	1,03	61,6	0,17	11,6
	kamacyt	0,01	33,04	0,01	-	0,20	7,4
	taenit	0,02	34,21	0,01	-	0,16	4,9
	Fe3+	0,61	-	0,92	-	0,34	1,1

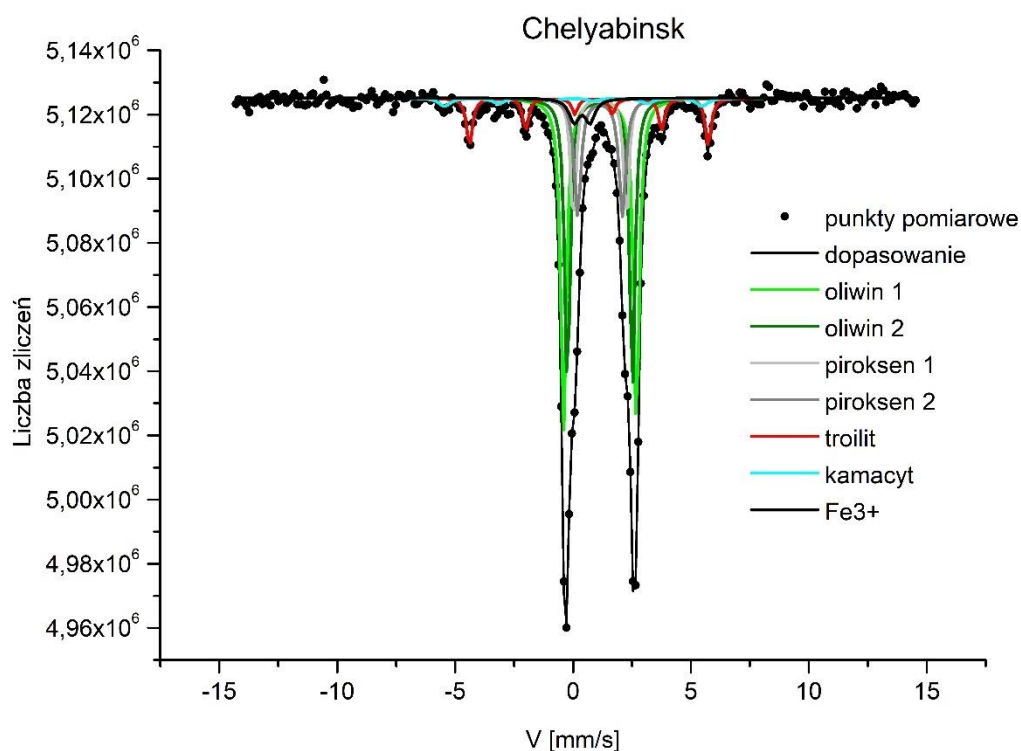
10. Załącznik nr 3 – Widma mössbauerowskie, parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych chondrytów zwyczajnych typu LL



Rys. 9-1 Widmo mössbauerowskie meteorytu Benguerir typu LL.

Tabela 9-1 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Benguerir typu LL.

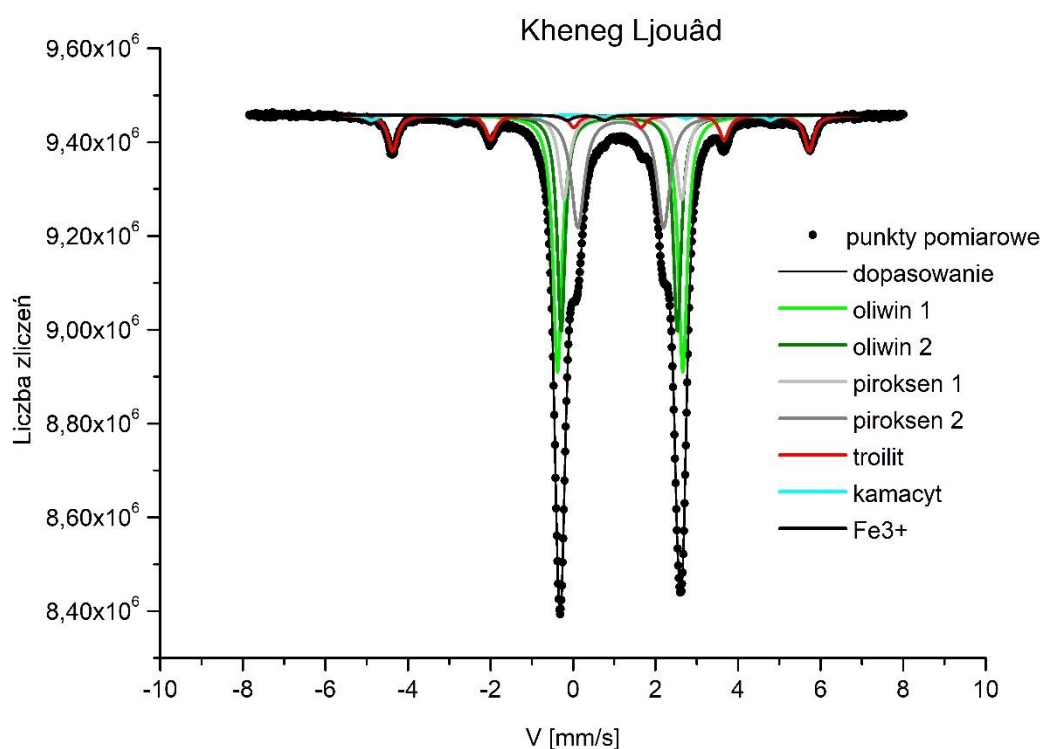
Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	H [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
Benguerir	oliwin 1 (położenie M1)	1,15	-	3,08	-	0,15	34,1
	oliwin 2 (położenie M2)	1,14	-	2,76	-	0,13	26,7
	piroksen 1 (położenie M1)	1,14	-	2,30	-	0,16	7,9
	piroksen 2 (położenie M2)	1,16	-	1,96	-	0,18	11,2
	troilit	0,78	30,62	1,08	60,1	0,17	14,0
	kamacyt	0,01	32,50	-0,05	-	0,12	2,0
	taenit	0,14	34,30	-0,32	-	0,11	1,0
	tetrataenit	0,07	31,23	0,71	-	0,11	2,2
	Fe3+	0,40	-	0,75	-	0,25	0,9



Rys. 9-2 Widmo mössbauerowskie meteorytu Chelyabinsk typu LL.

Tabela 9-1 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Chelyabinsk typu LL.

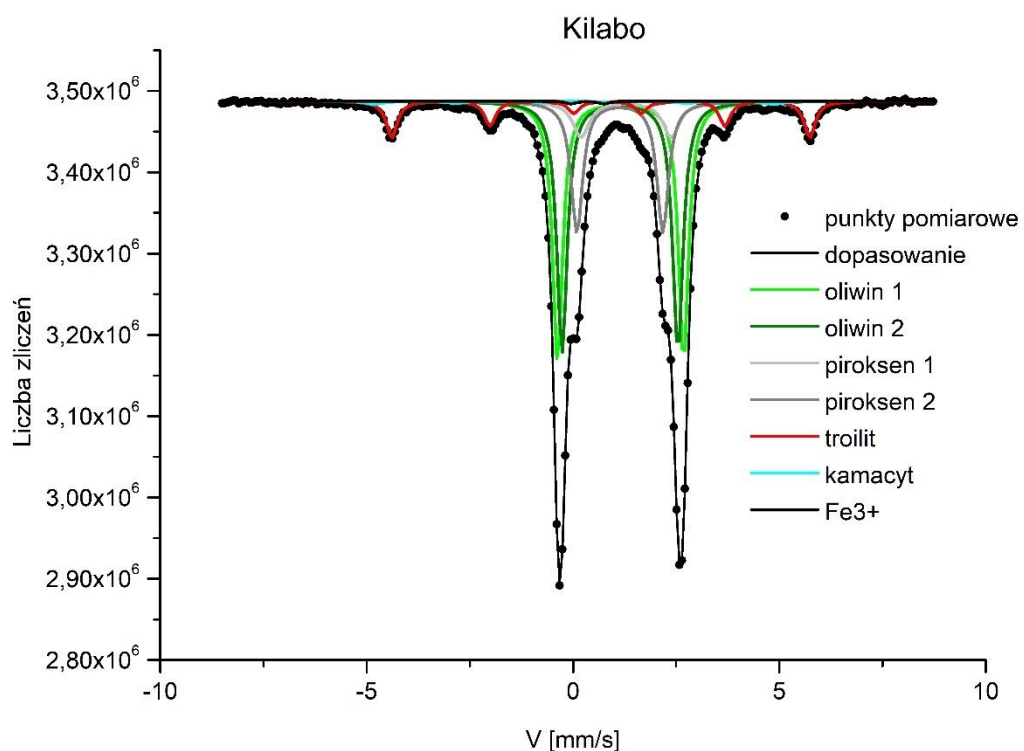
Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
Chelyabinsk	oliwin 1 (położenie M1)	1,15	-	3,09	-	0,15	32,7
	oliwin 2 (położenie M2)	1,14	-	2,76	-	0,13	26,3
	piroksen 1 (położenie M1)	1,14	-	2,26	-	0,13	11,0
	piroksen 2 (położenie M2)	1,14	-	1,91	-	0,17	13,5
	troilit	0,78	31,06	0,85	65,7	0,15	9,4
	kamacyt	0,01	33,85	0,02	-	0,29	3,2
	Fe3+	0,38	-	0,67	-	0,26	3,9



Rys. 9-3 Widmo mössbauerowskie meteorytu Kheneg Ljouâd typu LL.

Tabela 9-3 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Kheneg Ljouâd typu LL.

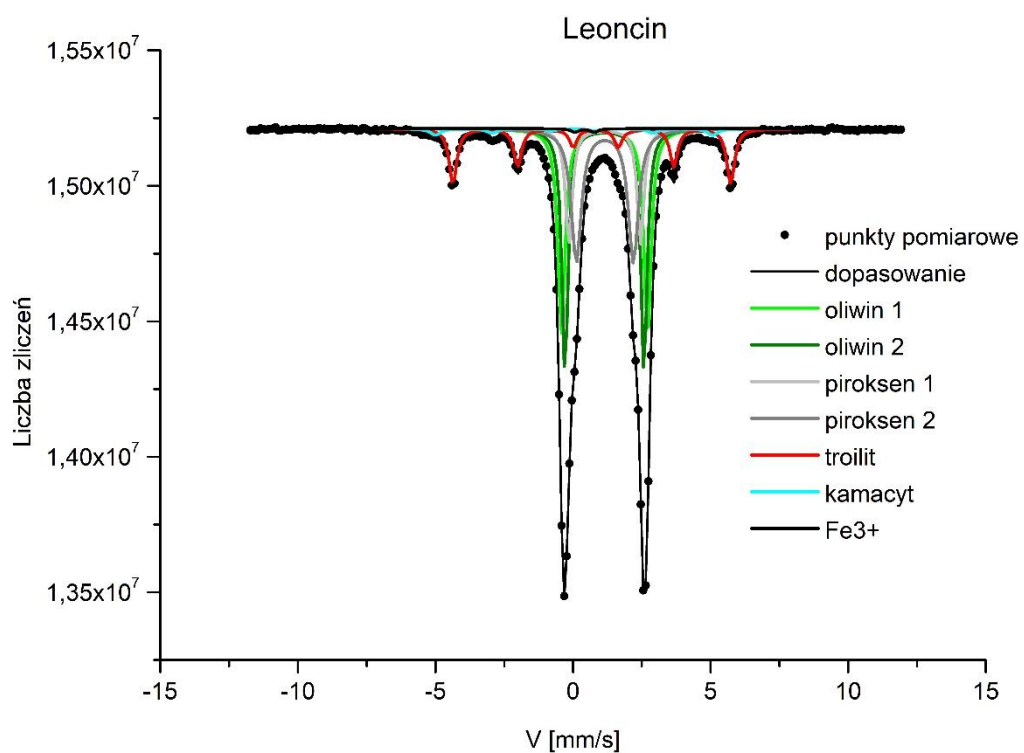
Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
Kheneg Ljouâd	oliwin 1 (położenie M1)	1,14	-	3,04	-	0,13	32,0
	oliwin 2 (położenie M2)	1,12	-	2,82	-	0,12	24,0
	piroksen 1 (położenie M1)	1,21	-	2,85	-	0,15	11,8
	piroksen 2 (położenie M2)	1,16	-	2,08	-	0,19	20,2
	troilit	0,76	30,69	1,06	61,6	0,14	9,8
	kamacyt	-0,05	29,98	0,01	-	0,15	1,4
	Fe3+	0,31	-	0,90	-	0,15	0,7



Rys. 9-4 Widmo mössbauerowskie meteorytu Kilabo typu LL.

Tabela 9-4 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Kilabo typu LL.

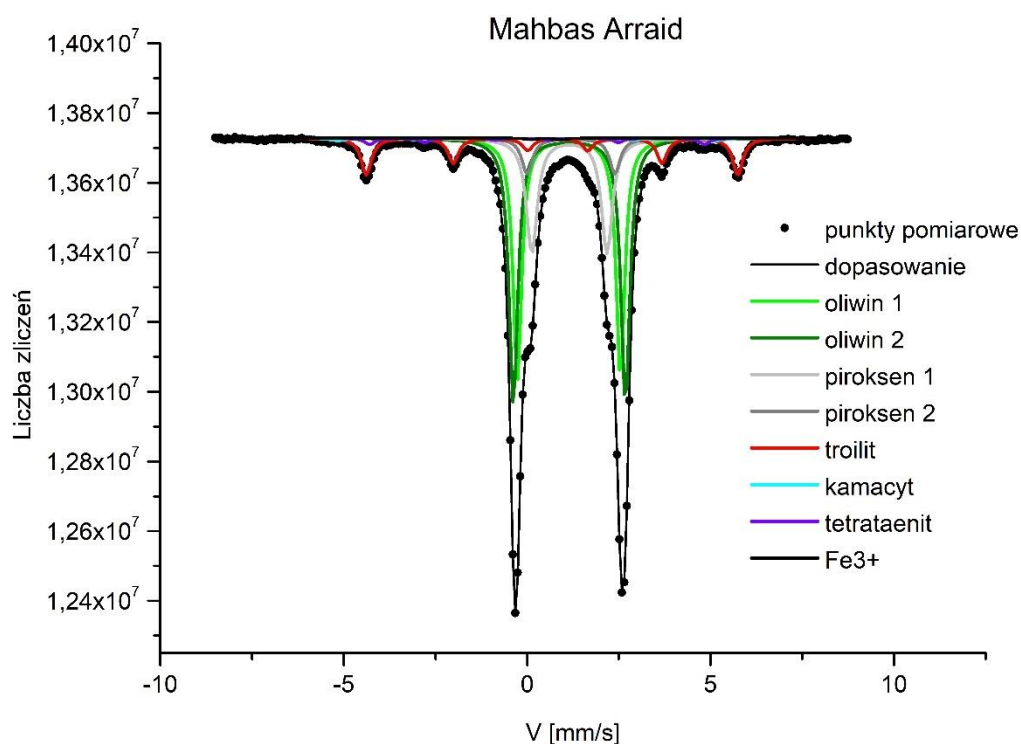
Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
Kilabo	oliwin 1 (położenie M1)	1,15	-	3,06	-	0,15	31,5
	oliwin 2 (położenie M2)	1,14	-	2,81	-	0,15	31,5
	piroksen 1 (położenie M1)	1,29	-	2,19	-	0,24	7,2
	piroksen 2 (położenie M2)	1,13	-	2,08	-	0,17	18,3
	troilit	0,75	30,82	1,04	62,0	0,16	9,8
	kamacyt	-0,01	30,05	0,07	-	0,27	1,4
	Fe3+	0,35	-	0,80	-	0,15	0,3



Rys. 9-5 Widmo mössbauerowskie meteorytu Leoncin typu LL.

Tabela 9-5 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Leoncin typu LL.

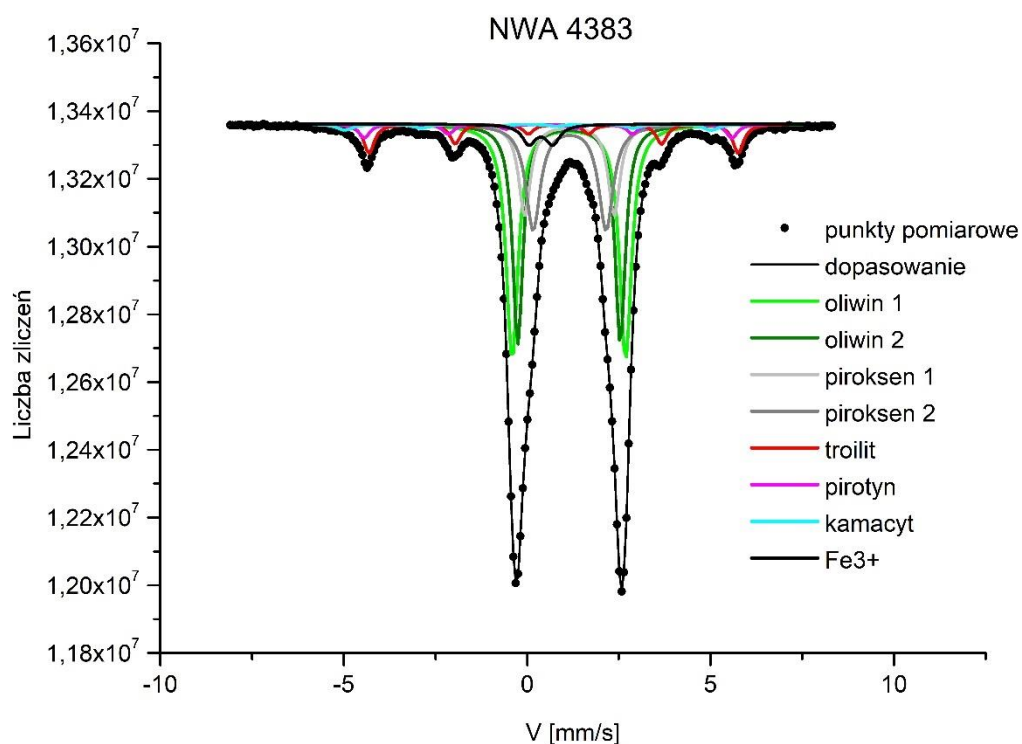
Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
Leoncin	oliwin 1 (położenie M1)	1,15	-	3,13	-	0,16	24,0
	oliwin 2 (położenie M2)	1,15	-	2,87	-	0,14	24,8
	piroksen 1 (położenie M1)	1,15	-	2,61	-	0,15	12,7
	piroksen 2 (położenie M2)	1,16	-	2,07	-	0,22	22,1
	troilit	0,76	30,73	1,01	61,2	0,17	13,9
	kamacyt	0,01	31,24	0,06	-	0,22	2,1
	Fe3+	0,42	-	0,71	-	0,15	0,4



Rys. 9-6 Widmo mössbauerowskie meteorytu Mahbas Arraid typu LL.

Tabela 9-6 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Mahbas Arraid typu LL.

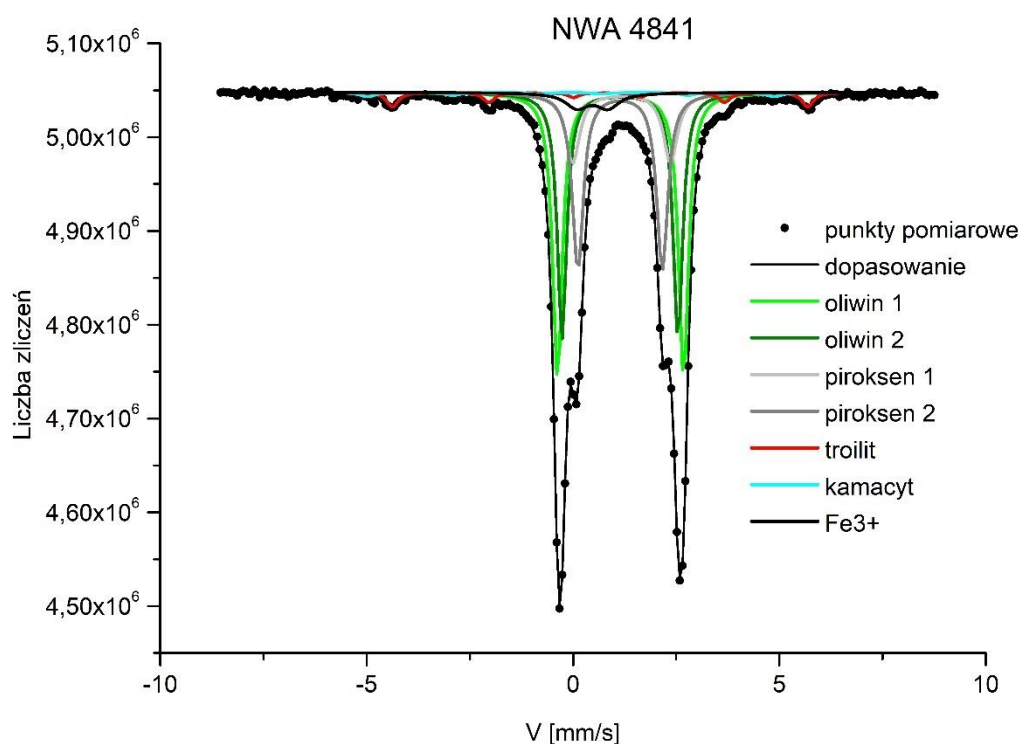
Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
Mahbas Arraid	oliwin 1 (położenie M1)	1,15	-	3,06	-	0,14	33,7
	oliwin 2 (położenie M2)	1,14	-	2,81	-	0,14	29,6
	piroksen 1 (położenie M1)	1,20	-	2,40	-	0,17	5,3
	piroksen 2 (położenie M2)	1,15	-	2,05	-	0,18	17,9
	troilit	0,76	30,83	1,03	61,6	0,16	10,6
	kamacyt	-0,02	32,01	0,05	-	0,25	1,0
	tetrataenit	0,06	28,29	0,42	-	0,15	1,7
	Fe3+	0,51	-	0,80	-	0,15	0,2



Rys. 9-7 Widmo mössbauerowskie meteorytu NWA 4383 typu LL.

Tabela 9-7 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu NWA 4383 typu LL.

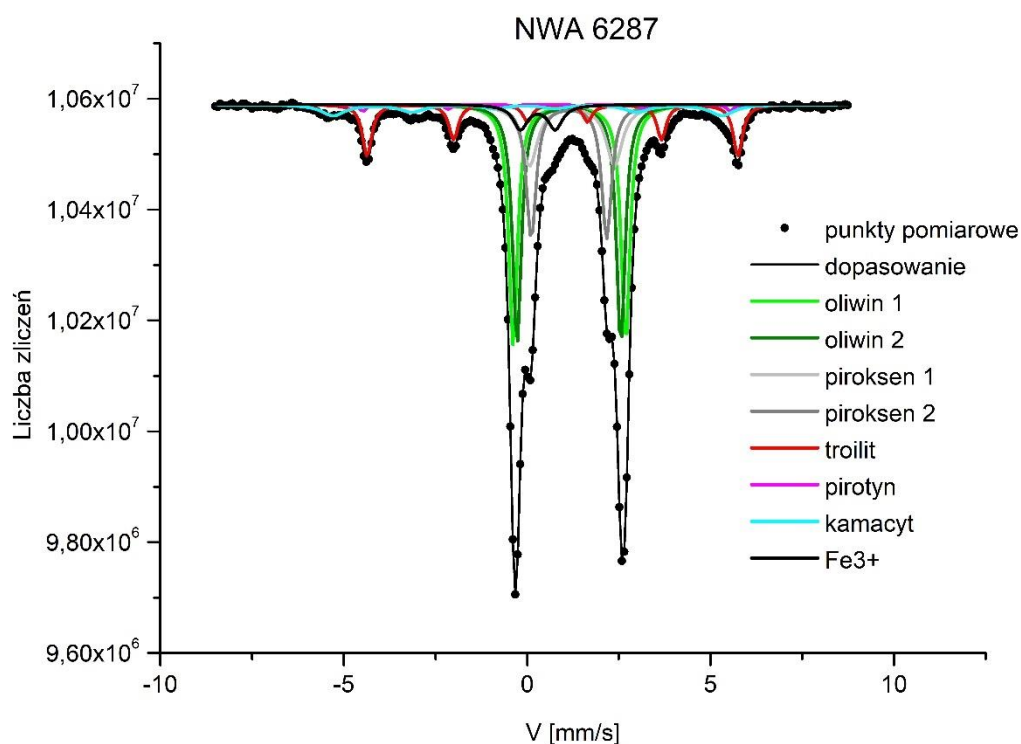
Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
NWA 4383	oliwin 1 (położenie M1)	1,14	-	3,10	-	0,20	31,0
	oliwin 2 (położenie M2)	1,14	-	2,80	-	0,17	25,0
	piroksen 1 (położenie M1)	1,15	-	2,45	-	0,19	11,8
	piroksen 2 (położenie M2)	1,16	-	1,99	-	0,24	16,8
	troilit	0,79	30,58	1,07	60,3	0,17	6,9
	pirotyn	0,47	29,04	1,86	48,9	0,18	3,5
	kamacyt	0,02	30,97	0,02	-	0,26	2,1
	Fe3+	0,37	-	0,65	-	0,23	3,0



Rys. 9-8 Widmo mössbauerowskie meteorytu NWA 4841 typu LL.

Tabela 9-8 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu NWA 4841 typu LL.

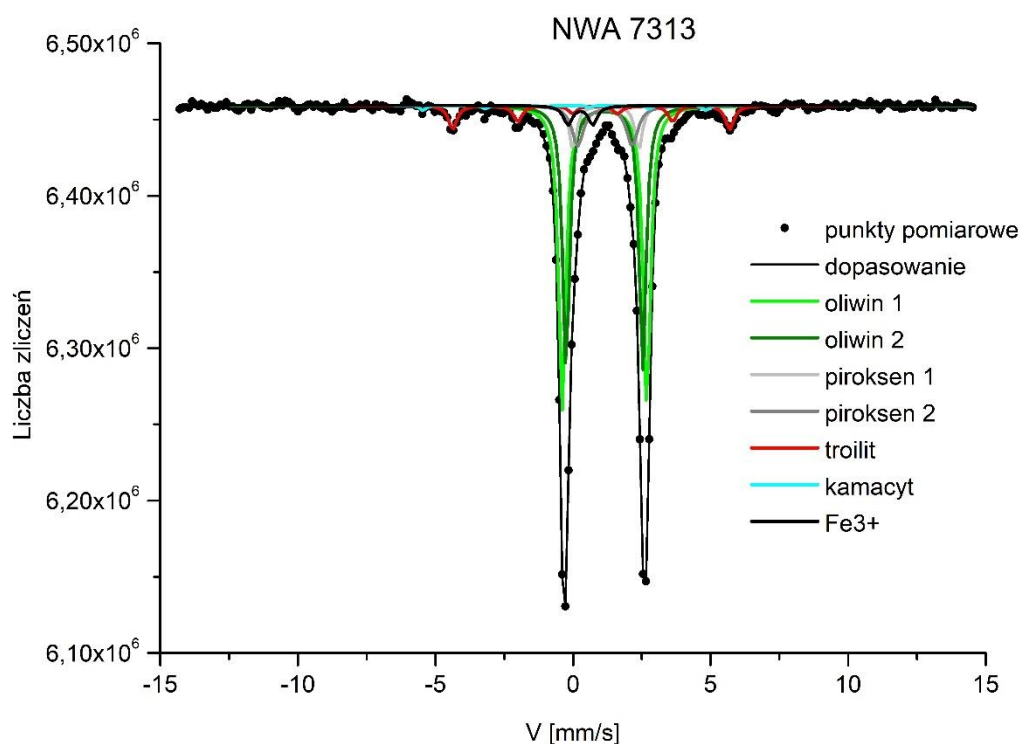
Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
NWA 4841	oliwin 1 (położenie M1)	1,15	-	3,06	-	0,14	31,5
	oliwin 2 (położenie M2)	1,14	-	2,81	-	0,14	26,3
	piroksen 1 (położenie M1)	1,18	-	2,37	-	0,21	11,2
	piroksen 2 (położenie M2)	1,14	-	2,05	-	0,16	22,2
	troilit	0,74	30,82	0,86	63,2	0,16	3,6
	kamacyt	-0,06	30,55	0,01	-	0,21	1,4
	Fe3+	0,47	-	0,76	-	0,33	3,8



Rys. 9-9 Widmo mössbauerowskie meteorytu NWA 6287 typu LL.

Tabela 9-9 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu NWA 6287 typu LL.

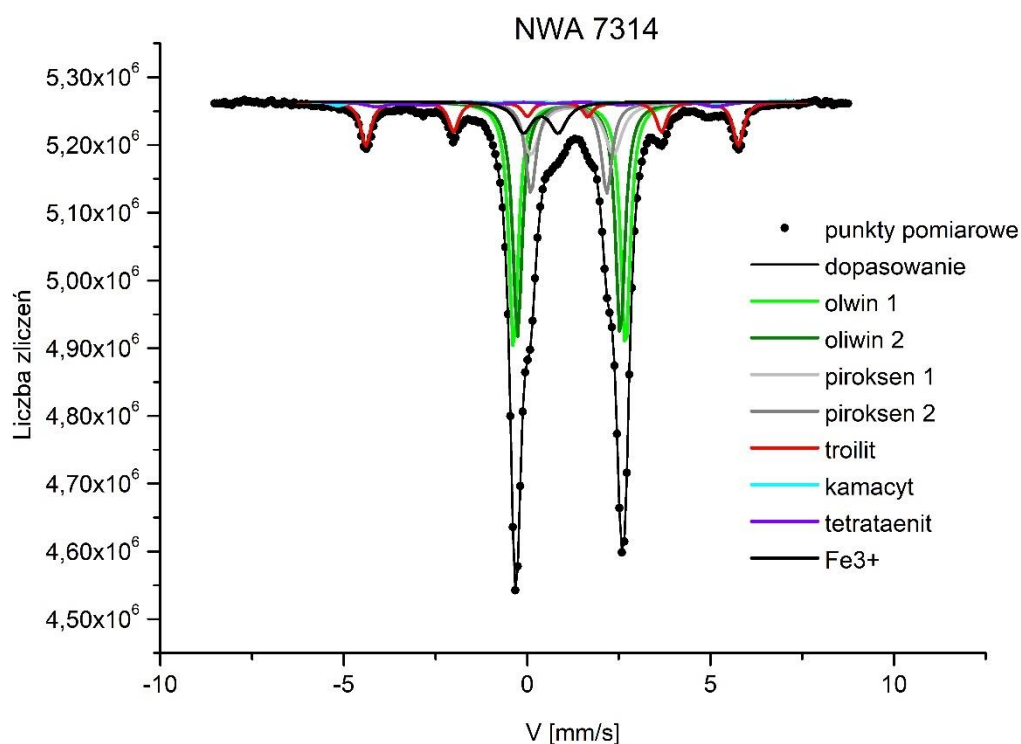
Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
NWA 6287	oliwin 1 (położenie M1)	1,15	-	3,07	-	0,14	25,0
	oliwin 2 (położenie M2)	1,14	-	2,83	-	0,14	24,9
	piroksen 1 (położenie M1)	1,22	-	2,32	-	0,26	11,6
	piroksen 2 (położenie M2)	1,14	-	2,06	-	0,16	15,5
	troilit	0,76	30,76	1,03	60,8	0,15	11,4
	pirotyn	0,53	29,82	1,44	54,7	0,11	1,2
	kamacyt	-0,03	32,86	0,08	-	0,39	6,2
	Fe3+	0,29	-	0,94	-	0,24	4,2



Rys. 9-10 Widmo mössbauerowskie meteorytu NWA 7313 typu LL.

Tabela 9-10 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu NWA 7313 typu LL.

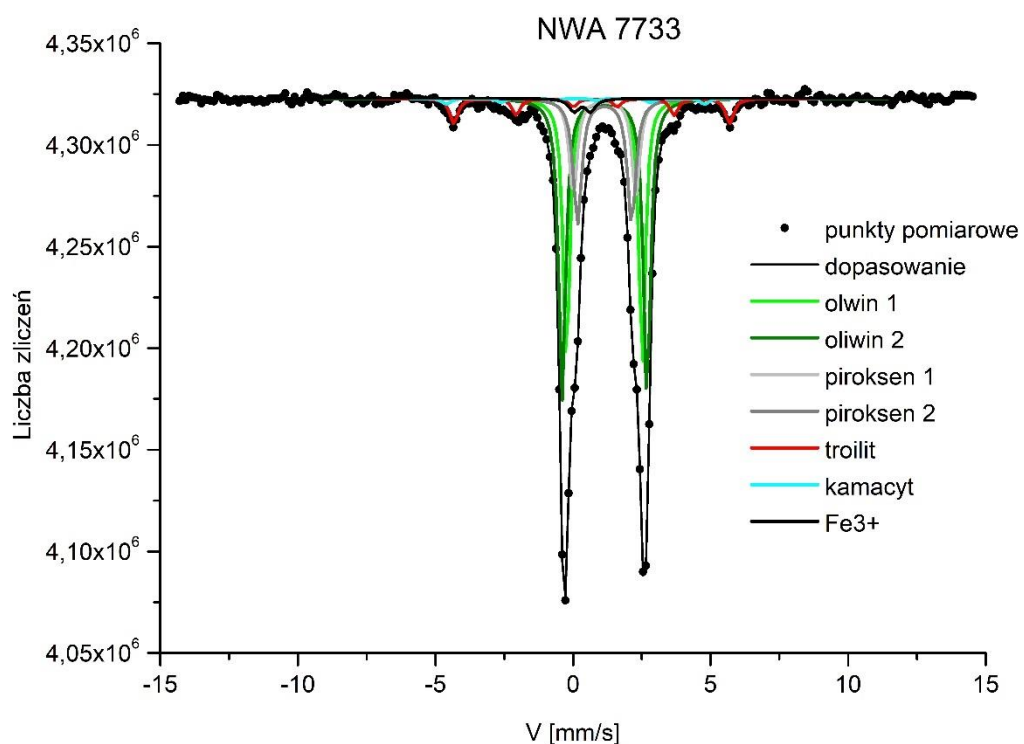
Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
NWA 7313	oliwin 1 (położenie M1)	1,15	-	3,08	-	0,16	40,8
	oliwin 2 (położenie M2)	1,14	-	2,78	-	0,15	33,3
	piroksen 1 (położenie M1)	1,19	-	2,39	-	0,16	5,9
	piroksen 2 (położenie M2)	1,16	-	1,98	-	0,25	8,4
	troilit	0,73	30,58	1,09	60,8	0,18	7,5
	kamacyt	-0,26	31,91	-0,10	-	0,12	1,1
	Fe3+	0,27	-	0,91	-	0,19	3,1



Rys. 9-11 Widmo mössbauerowskie meteorytu NWA 7314 typu LL.

Tabela 9-11 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu NWA 7314 typu LL.

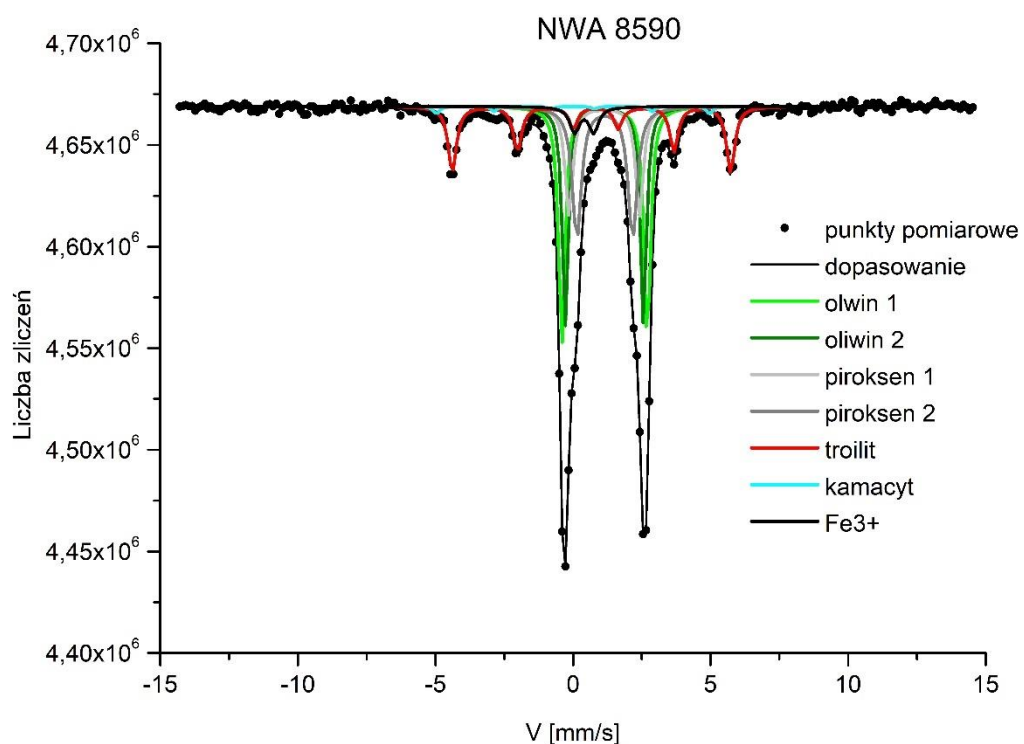
Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
NWA 7314	oliwin 1 (położenie M1)	1,16	-	3,06	-	0,15	28,2
	oliwin 2 (położenie M2)	1,14	-	2,81	-	0,16	27,0
	piroksen 1 (położenie M1)	1,23	-	2,25	-	0,29	11,2
	piroksen 2 (położenie M2)	1,14	-	2,07	-	0,18	11,9
	troilit	0,75	30,82	1,11	61,0	0,17	11,2
	kamacyt	-0,09	31,22	-0,06	-	0,22	1,4
	tetrataenit	0,21	28,69	0,61	-	0,39	2,9
	Fe3+	0,37	-	0,95	-	0,28	6,1



Rys. 9-12 Widmo mössbauerowskie meteorytu NWA 7733 typu LL.

Tabela 9-12 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu NWA 7733 typu LL.

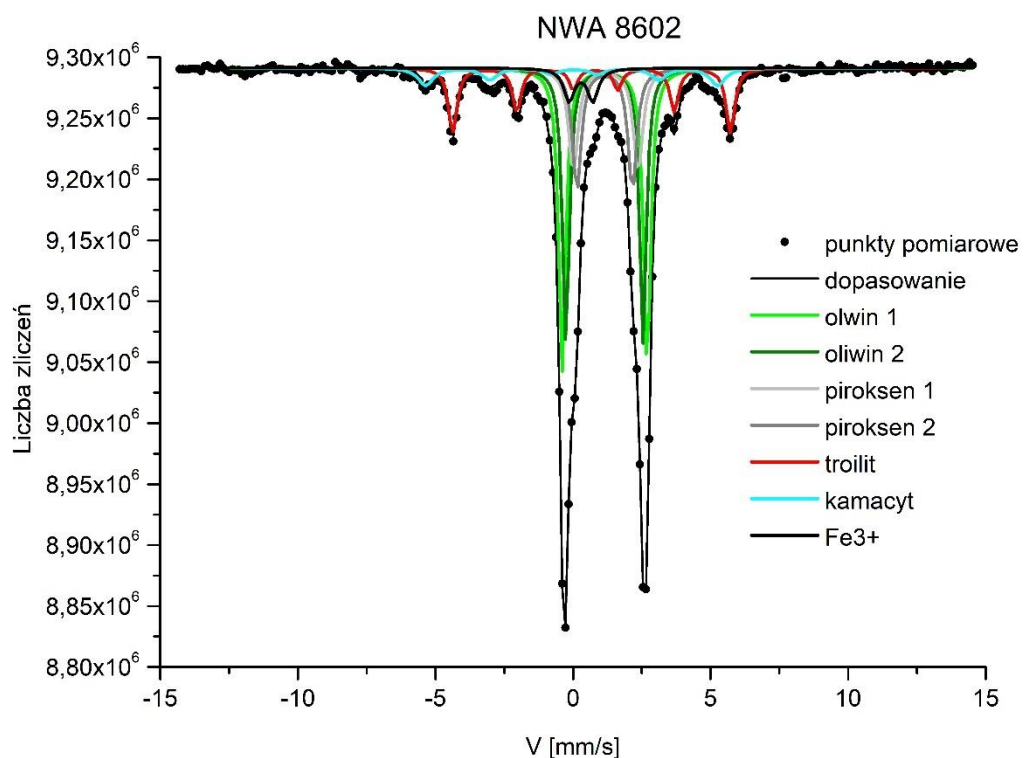
Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
NWA 7733	oliwin 1 (położenie M1)	1,15	-	3,08	-	0,15	33,5
	oliwin 2 (położenie M2)	1,14	-	2,76	-	0,14	27,5
	piroksen 1 (położenie M1)	1,15	-	2,29	-	0,17	12,2
	piroksen 2 (położenie M2)	1,15	-	1,97	-	0,18	16,7
	troilit	0,74	30,88	0,64	63,2	0,18	6,5
	kamacyt	0,10	29,10	-0,01	-	0,18	1,6
	Fe3+	0,34	-	0,60	-	0,22	2,0



Rys. 9-13 Widmo mössbauerowskie meteorytu NWA 8590 typu LL.

Tabela 9-13 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu NWA 8590 typu LL.

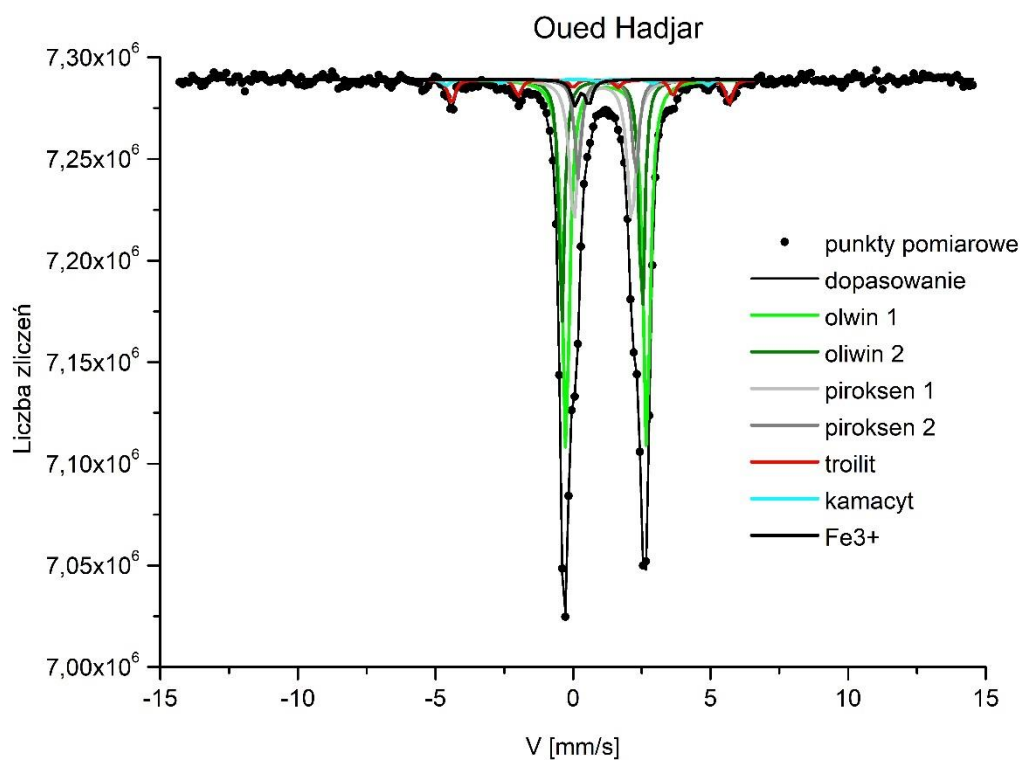
Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
NWA 8590	oliwin 1 (położenie M1)	1,15	-	3,11	-	0,14	24,5
	oliwin 2 (położenie M2)	1,14	-	2,84	-	0,13	20,9
	piroksen 1 (położenie M1)	1,14	-	2,57	-	0,17	13,3
	piroksen 2 (położenie M2)	1,15	-	2,03	-	0,20	19,0
	troilit	0,75	30,83	1,02	61,6	0,18	17,3
	kamacyt	0,00	30,81	-0,00	-	0,12	1,4
	Fe3+	0,40	-	0,70	-	0,21	3,9



Rys. 9-14 Widmo mössbauerowskie meteorytu NWA 8602 typu LL.

Tabela 9-14 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu NWA 8602 typu LL.

Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
NWA 8602	oliwin 1 (położenie M1)	1,15	-	3,09	-	0,15	26,5
	oliwin 2 (położenie M2)	1,14	-	2,81	-	0,15	23,1
	piroksen 1 (położenie M1)	1,19	-	2,36	-	0,21	12,3
	piroksen 2 (położenie M2)	1,15	-	2,02	-	0,19	13,4
	troilit	0,75	30,90	0,87	62,2	0,19	13,9
	kamacyt	0,00	32,92	-0,09	-	0,33	6,5
	Fe3+	0,29	-	0,86	-	0,23	4,3



Rys. 9-15 Widmo mössbauerowskie meteorytu Oued el Hadjar typu LL.

Tabela 9-15 Parametry oraz procentowość poszczególnych faz mineralnych w widmie mössbauerowskim meteorytu Oued el Hadjar typu LL.

Meteoryt	Faza mineralna	IS [mm/s]	B [T]	QS [mm/s]	Θ [°]	w [mm/s]	A [%]
Oued el Hadjar	oliwin 1 (położenie M1)	1,16	-	3,13	-	0,15	27,1
	oliwin 2 (położenie M2)	1,14	-	2,88	-	0,11	22,5
	piroksen 1 (położenie M1)	1,14	-	2,56	-	0,13	14,5
	piroksen 2 (położenie M2)	1,14	-	2,05	-	0,18	24,9
	troilit	0,73	30,60	1,25	61,6	0,17	6,0
	kamacyt	0,05	33,40	-0,01	-	0,15	1,2
	Fe3+	0,32	-	0,45	-	0,26	3,7

11. Załącznik nr 4 – Odległość Mahalanobisa

Odległość Mahalanobisa to miara odległości pomiędzy punktem w wielowymiarowej przestrzeni a rozkładem. W przypadku gdyby nie istniała korelacja pomiędzy zmiennymi odległość Mahalanobisa równałaby się odległości euklidesowej. W regularnej przestrzeni euklidesowej zmienne są reprezentowane przez osie narysowane względem siebie pod kątem prostym, a odległość między dwoma dowolnymi punktami jest odległością geometryczną. Natomiast jeśli co najmniej dwie zmienne są ze sobą skorelowane, to osie przestają być ustawione pod kątem prostym, a pomiary stają się niemożliwe poprzez wyznaczenie odległości geometrycznej. Dzięki temu, że odległość Mahalanobisa jest ważona macierzą kowariancji, możemy porównywać obiekty opisane wzajemnie skorelowanymi cechami. Ta podstawowa korzyść pozwala na stosowanie odległości Mahalanobisa w wykrywaniu anomalii wielowymiarowych, klasyfikacji na wysoce niezerównoważonych danych i klasyfikacji jednej klasy.

Odległość Mahalanobisa d_M wyznacza dystans, w jakim znajduje się dany punkt w odniesieniu do środka klastra. Rys. 11-1 ilustruje schemat wyliczenia tego dystansu. Zmienne nr 1 i nr 2 są równo oddalone od środka klastra o σ , natomiast zmienna nr 3 jest oddalona o 2σ . Świadczy to o tym, że $d_{M1} = d_{M2} < d_{M3}$. W przypadku zmierzenia odległości geometrycznych uzyskali byśmy zależność $d_1 < d_3 < d_2$.

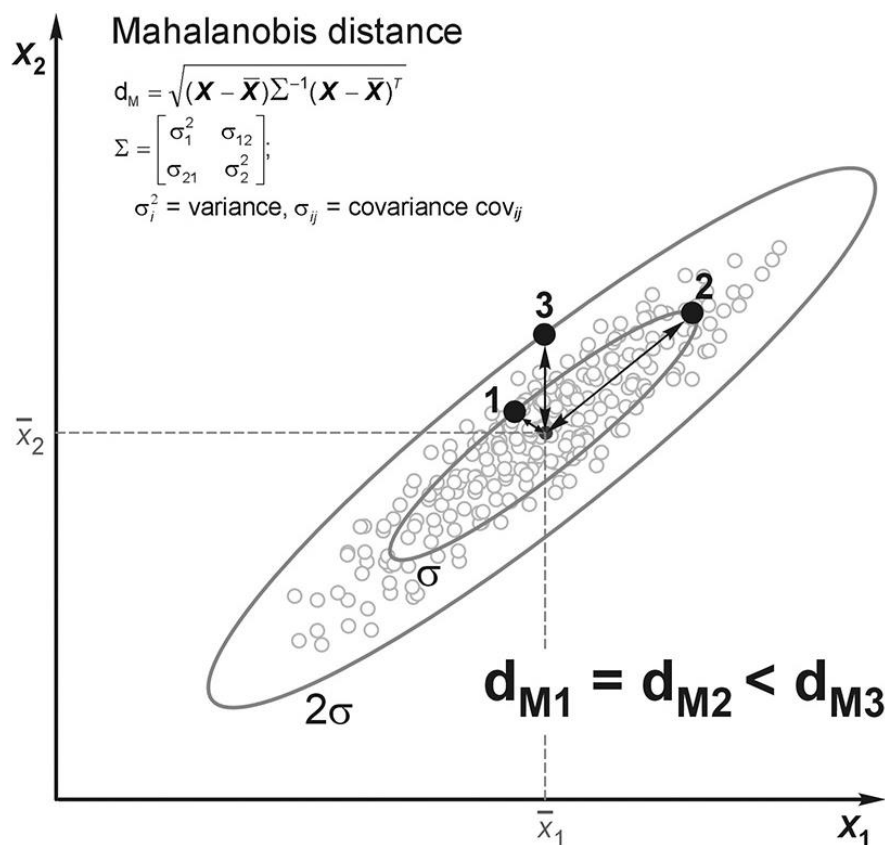
Odległość Mahalanobisa, czyli odległość pomiędzy danym punktem X (będącym n -wymiarowym wektorem zmiennych), a środkiem klastra opisanym za pomocą średnich wartości $\bar{X}$ oraz macierz kowariancji Σ , zdefiniowana jest wzorem:

$$d_M = \sqrt{(X - \bar{X})\Sigma^{-1}(X - \bar{X})^T} \quad (11-1)$$

gdzie $\bar{X}$ to wektor średnich wartości wszystkich zmiennych, tzw. centroida, natomiast Σ to macierz kowariancji danego klastra (Mahalanobis 1936).

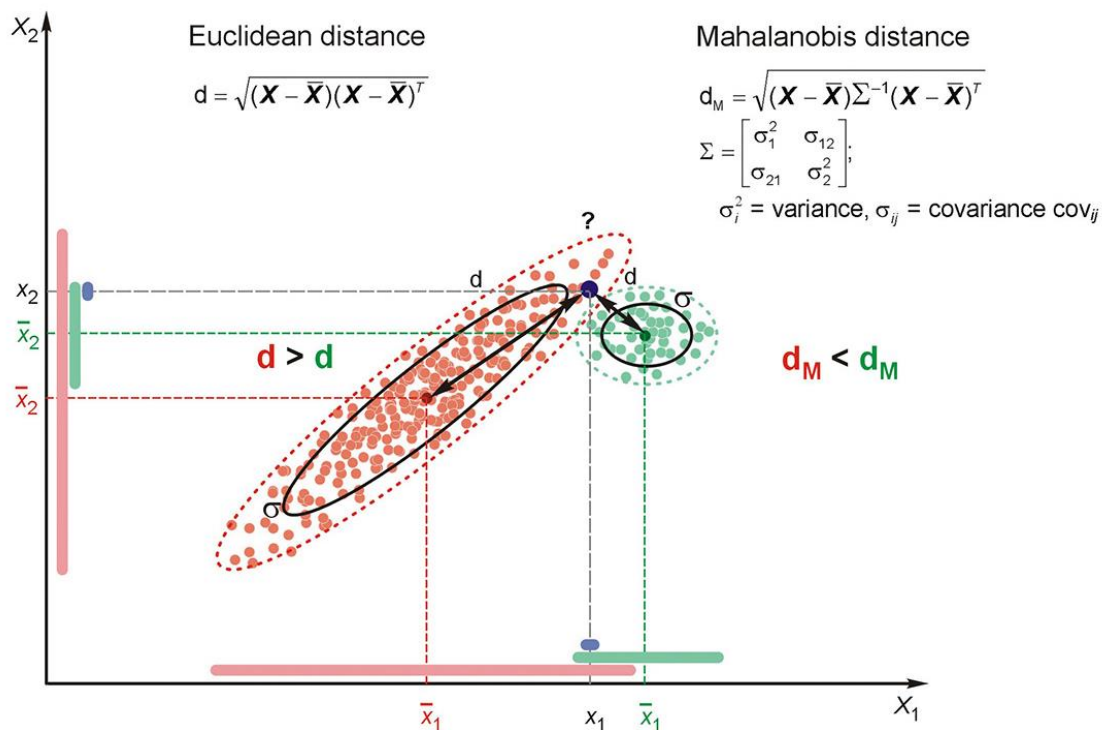
Różnica pomiędzy odległością euklidesową a odległością Mahalanobisa w przypadku dwuwymiarowej przestrzeni została przedstawiona na rys. 11-2. Odległość euklidesowa zdefiniowana jest wzorem:

$$d = \sqrt{(X - \bar{X})(X - \bar{X})^T} \quad (11-2)$$



(Woźniak i in. 2020)

Rys. 11-1 Schemat wyliczenia odległości Mahalanobisa d_M w przypadku przestrzeni dwuwymiarowej.



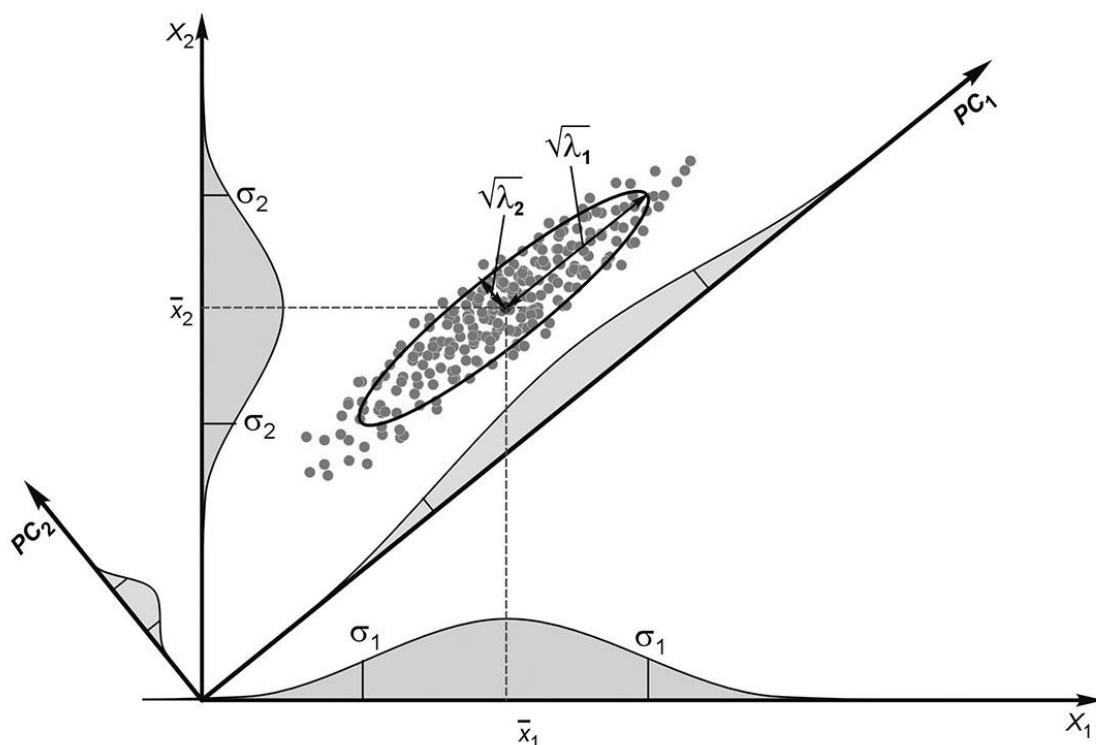
(Woźniak i in. 2020)

Rys. 11-2 Różnica pomiędzy odległością euklidesową (d) a odległością Mahalanobisa (d_M) w przypadku przestrzeni dwuwymiarowej.

Można zauważyć, że kształt klastra ma wpływ na wartość odległości wyznaczanych za pomocą powyższych dwóch metod (rys. 11-2). Zaprezentowany przykład dotyczy dwóch klastrów o różnych kształtach. Klaster oznaczony kolorem czerwonym ma wydłużony kształt, natomiast klaster oznaczony kolorem zielonym jest okrągły. Analizując rys. 11-2 zauważamy, że odległość euklidesowa punktu zaznaczonego czarną kropką do środka klastra czerwonego jest większa, niż do środka klastra zielonego. Podczas gdybyśmy policzyli odległość Mahalanobisa okazałoby się, że otrzymujemy odwrotny wynik (mniejszą odległość do klastra czerwonego, niż do zielonego).

12. Załącznik nr 5 – Średnia wariancja

Czterowymiarowy klastery może zostać scharakteryzowany za pomocą macierzy kowariancji Σ . Jednakże z uwagi na występujące korelacje między parametrami, nie będzie to macierz diagonalna. Wskutek tego kształt czterowymiarowej elipsoidy nie jest znany, co oznacza, że wartości wariancji na przekątnych kowariancji Σ nie są wartościami, które są szukane. Poszukiwane są wariancje w układzie będącym liniową kombinacją zmiennych, w którym wariancje nie są skorelowane (rys. 12-1).



(Woźniak i in. 2020)

Rys. 12-1 Przykład klastra o niediagonalnej macierzy kowariancji (zmienne x są skorelowane) w pierwotnym układzie współrzędnych (X) i jego opis w przestrzeni składowych głównych (PC, ang. principal components), gdzie przetransformowane zmienne nie są już skorelowane.

W celu zdefiniowania „średniej wariancji” ($\sigma_{\text{aver.}}$), należy wykorzystać własności macierzy kowariancji oraz analizy składowych głównych (PCA, ang. principal component analysis). Macierz kowariancji jest macierzą symetryczną, w związku z tym można ją zdiagonalizować, ponieważ zachodzi równość:

$$\Lambda = A^T \Sigma A, \quad (12-1)$$

gdzie A to macierz ortonormalna, natomiast Λ to macierz diagonalna (Krzyszowski 2000, Morrison 1990).

Wartości na przekątnej macierzy Λ odpowiadają składowym głównym i są równe wartościom własnym (λ_i) macierzy kowariancji Σ . Jest możliwe, więc wykorzystanie właściwości wyznacznika macierzy Λ :

$$\det(\Lambda) = \lambda_1 \cdot \lambda_2 \cdot \lambda_3 \cdot \lambda_4 = \det(\Sigma), \quad (12-2)$$

gdzie λ_i to wartości własne zdiagonalizowanej macierzy Σ , które są proporcjonalne do wariancji wzdłuż składowych głównych (Krzanowski 2000) (rys. 12-1).

Miara podobieństwa S_{cluster} obliczana jest za pomocą średniej wariancji n-wymiarowego klastra. Zakłada się, że klastry o nietypowym kształcie powinny mieć mniejszą wartość „średniej wariancji” ($\sigma_{\text{aver.}}$), niż klastry regularne, np. klastry w formie n-wymiarowej strefy. Weźmy pod rozwagę przykłady dwóch 3-wymiarowych klastrów. Jeden o kształcie podobnym do dysku o wariancjach wzdłuż głównych osi o wartościach np. $\lambda_1 = 1$, $\lambda_2 = 4$, $\lambda_3 = 4$. Drugi o kształcie sferycznym z $\lambda_1 = \lambda_2 = \lambda_3 = 3$. Klastr w kształcie dysku powinien cechować się mniejszą wartością wariancji. Jeżeli zdefiniujemy „średnią wariancję” jako średnią arytmetyczną z λ_i , wtedy dla obu przykładowych klastrów wartość będzie taka sama, równa 3. Średnia geometryczna wydaje się opisywać sytuację w korzystniejszy sposób. Średnia ta dla dowolnego zbioru liczb dodatnich $a = (a_1, \dots, a_n)$ spełnia zależność, że geometryczna średnia jest mniejsza bądź równa średniej arytmetycznej. Równość zachodzi tylko wtedy, gdy wszystkie liczby są równe (dla każdego i oraz j , $a_i = a_j$), czyli dla sferycznego klastra. Dla pierwszego klastra z przykładu o kształcie dysku otrzymujemy średnią geometryczną równą 2,52, natomiast dla drugiego o kształcie sferycznym 3,00. Zatem do dalszych obliczeń wybrano średnią geometryczną, gdyż jest ona proporcjonalna do n-wymiarowego klastra.

W związku z powyższym definiowana „średnia wariancja” ($\sigma_{\text{aver.}}$) (dla przestrzeni n-wymiarowej) jest równa średniej geometrycznej wartości własnych macierzy kowariancji Σ :

$$\sigma_{\text{aver.}} = \sqrt[n]{\lambda_1 \cdot \lambda_2 \cdot \lambda_3 \cdot \lambda_4} = \sqrt[n]{\det(\Sigma)}. \quad (12-3)$$

Dlatego też jest to pierwiastek 2n-tego stopnia z wyznacznika macierzy kowariancji $\det(\Sigma)$, gdzie n jest wymiarem przestrzeni parametrów (tutaj $n = 4$).

13. Bibliografia

Abdu Y. A., Ericsson T., Mössbauer spectroscopy, x-ray diffraction, and electron microprobe analysis of the New Haifa meteorite, *Meteoritics & Planetary Science* 1997, 32, 373-375

Artymowicz, P., *Astrofizyka układów planetarnych*. Wydaw. Naukowe PWN 1995

Baker J., 50 teorii fizyki. Warszawa, Wydaw. Naukowe PWN 200, rozdz. 26

Bland, P. A., Sexton, A. S., Jull, A. T., Bevan, A. W. R., Berry, F. J., Thornley, D. M., Pillinger, C. T., Climate and rock weathering: A study of terrestrial age dated ordinary chondritic meteorites from hot desert regions, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 1998, 62, 3169-3184

Bogusz P., Brzózka K., Górka B., Szumiata T., Woźniak M., Gałązka-Friedman J., Classification of Meteorites – Mössbauer Comparative Studies of Three Ordinary Chondrites Measured in Different Laboratories, *Acta Physica Polonica* 2018, 134, 1070-1075

Bogusz, P., Gałązka-Friedman, J., Brzózka, K., Jakubowska, M., Woźniak, M., Karwowski, Ł., Duda, P., Mössbauer spectroscopy as a useful method for distinguishing between real and false meteorites, *Hyperfine Interactions* 2019, 240:126

Bogusz P., Maliszewski A., Woźniak M., Duda P., Z efektem Mössbauera na Marsie, *Acta Societatis Metheoriticae Polonorum* 2020, 11

Bolewski A., Żabiński W. (red.), *Metody badań minerałów i skał*. Warszawa, Wydaw. Geologiczne 1979, 444-475

Cach R., Ciszewski A., Kołaczekiewicz J., Styrcowicz R., *Słownik Fizyka*. Wydaw. Europa 2017, s. 175

Chambers J., Mitton J., *Od pyłu do Życia*. Wydaw. Naukowe PWN 2018

Darby Dyar M., Klima R., Fleagle A., Peel S., Fundamental Mössbauer parameters of synthetic Ca-Mg-Fe pyroxenes, *American Mineralogist* 2013, 98, 1172-1186

Dragan A., *Kwantechizm czy klatka na ludzi*. Fabuła Fraza 2016

Duda P., Rzepecka P., Jakubowska M., Woźniak M., Karwowski Ł., Gałązka-Friedman J., Badania mössbauerowskie siarczków żelaza w chondrytach zwyczajnych typu LL, *Acta Societatis Metheoriticae Polonorum* 2017, 8, 30-39

Elewa Nancy N. Cadogan J. M., An ^{57}Fe Mössbauer study of the ordinary chondrite meteorite Lynch 001, *Hyperfine Interaction* 2017, 238:4

Gałązka-Friedman J., Zastosowanie spektroskopii mössbauerowskiej do identyfikacji związków zawierających żelazo oraz do określenia stopnia jego utlenienia. W: *Laboratorium zaawansowanych technik pomiarowych*. Red. A. Zagórski. Warszawa, Wydaw. TEMPUS 1998

Gałązka-Friedman, J., Szlachta, K., Karwowski, Ł., Woźniak, M., Mössbauer studies of Soltmany and Shisr 176 meteorites—comparison with other ordinary chondrites, *Hyperfine Interact* 2014, 226, 593–600

Gałązka-Friedman, J., Woźniak, M., Duda, P., Rzepecka, P., Jakubowska, M., Karwowski, Ł., Mössbauer spectroscopy—a useful method for classification of meteorites?, *Hyperfine Interaction* 2017, 238:67

Gałązka-Friedman, J., Woźniak, M., Duda, P., Jakubowska, M., Bogusz, P., Karwowski, Ł., Próby klasyfikowania chondrytów zwyczajnych przez zastosowanie spektroskopii mössbauerowskiej, *Acta Societatis Meteoriticae Polonorum* 2019, 10, 23–28

Gałązka-Friedman J., Woźniak M., Bogusz P., Jakubowska M., Karwowski Ł., Duda P., Application of Mössbauer spectroscopy for classification of ordinary chondrites—different database and different methods, *Hyperfine Interactions* 2020, 241:11

Gałązka-Friedman J., Jakubowska M., Woźniak M., Bogusz P., Karwowski Ł., Duda P., 4M method – new application of Mössbauer spectroscopy to classification of meteorites. How it works?, *Hyperfine Interaction* 2021, 242:55

Gütlich, P., Schröder, C., Schünemann, V., Mössbauer spectroscopy-an indispensable tool in solid state research, *Spectroscopy Europe* 2012, 24:4

Herr, W., Skerra, B., Mössbauer spectroscopy applied to the classification of stone meteorites. In: Millman, P. M. (ed.) *Meteorite Research. Astrophysics and Space Series. Science Library*, D. Reidel Pub. Co, Dordrecht 1969, 12, 106-122

Hryniewicz A., *Encyklopedia fizyki współczesnej. Zjawisko Mössbauera*. Warszawa, Wydaw. Naukowe PWN 1983, s. 339.

Hryniewicz, A., i Wick, A., *On Mossbauer Spectroscopy* 1988

Hryniewicz A. Z., Tomala K., Fizyczne metody badań w biologii, medycynie i ochronie środowiska. Warszawa, Wydaw. Naukowe PWN 1999, rozdz. 3

Jakubowska, M., Buczek, A., Gwiżdziel, K., Djellouli, A., Nowak, F., Woźniak, M., Gałązka-Friedman, J., Karwowski, Ł., Duda, P., Badania mössbauerowskie trzech chondrytów zwyczajnych typu H i trzech chondrytów zwyczajnych typu LL – wyznaczanie niepewności powierzchni spektralnych, *Acta Societatis Metheoriticae Polonorum* 2019a, 10, 34–39

Jakubowska, M., Czarnecki, A., Robak, M., Zagrobelna, A., Bogusz, P., Woźniak, M., Gałązka-Friedman, J., Karwowski, Ł., Duda, P., Badania mössbauerowskie 3 chondrytów zwyczajnych typu L (Beni M'hira, Hyattville, Saratov) – wyznaczanie niepewności powierzchni spektralnych, *Acta Societatis Metheoriticae Polonorum* 2019b, 10, 29–33

Jakubowska M., Gałązka-Friedman J., Woźniak M., Bogusz P., Karwowski Ł., Duda P., Can Mössbauer methods of classifying ordinary chondrites help to identify non-representative samples of these meteorites?, *Hyperfine Interaction* 2021, 242:50

Krzanowski J., Principles of multivariate analysis: A user's perspective. Oxford: Oxford University Press 2000

Li, Y. H., A compendium of geochemistry: from solar nebula to the human brain. Princeton University Press 2000

Lipka J., Sitek J., Pegmová J., Porubčan V., Mössbauer study of Slovak meteorites, *Hyperfine Interactions* 2013, 218:107

Mahalanobis P. C., On the generalized distance in statistics, *Proceeding of the National Onstitute of Sciences of India* 1936, 2, 49-55

Maksimova A.A., Oshtrakh M.I., Petrova E.V., Grokhovskya V.I., Semionkina V.A., Comparison of iron-bearing minerals in ordinary chondrites from H, L and LL groups using Mössbauer spectroscopy with a high velocity resolution, *Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy* 2017a, 172, 65–76

Maksimova A.A., Oshtrakh M.I., Felner I., Chukin A.V., Karabanalov M.S., Semionkin V.A., Mössbauer spectroscopy of NWA 6286 and NWA 7857 ordinary chondrites, *Journal of Molecular Structure* 2017b, 1140, 122-126

- Maksimova A.A., Petrova E. V., Chukin A. V., Karabanalov M. S., Felner I., Gritsevich M., Oshtrakh M. I., Characterization of the matrix and fusion crust of the recent meteorite fall Ozerki L6, *Meteoritics & Planetary Science* 2020, 55, 231-244
- Maneck A., Studium mineralogiczno-petrograficzne meteorytu Pułtusk, *Prace mineralogiczne PAN* 1972, 27, 53-65
- Maneck A., Meteoryty, pyły kosmiczne i skały księżycowe, Państwowe Wydaw. Naukowe 1975, 251
- McSween H. Y., Od gwiazdnego pyłu do planet: geologiczna podróż przez Układ Słoneczny. Prószyński i S-ka 1996
- Morrison D. F., Multivariate statistical methods. New York, NY, McGraw-Hill 1990
- Nawara K., O wynikach badań Marsa przez stacje automatyczne typu Viking, *Kwartalnik Geologiczny* 1978, 22, 653–663
- Kęcki Z., Podstawy spektroskopii molekularnej. Warszawa, Wydaw. Naukowe PWN 1975, rozdz. 1
- Klingelhöfer G., In-Situ analysis of planetary surfaces by Mössbauer spectroscopy, *Hyperfine Interactions* 1998, 113, 369-374
- Knudsen, J. M., Mössbauer spectroscopy of ^{57}Fe and the evolution of the solar system, *Hyperfine Interactions* 1989, 47, 3-31
- Krzanowski, W., Principles of multivariate analysis. OUP Oxford 2000, 23
- Ortalli I., Pedrazzi G., Study of the Torino meteorite, *Hyperfine Interactions* 1990, 57, 2275-2278
- Oshtrakh M. I., Petrova E. V., Grokhovsky V. I., Semionkin V. A., A study of ordinary chondrites by Mössbauer spectroscopy with high-velocity resolution, *Meteoritics & Planetary Science* 2008, 43, 941-958
- Paliwal, B. S., Tripathi, R. P., Verma, H. C., Sharma, S. K., Classification of the Didwana-Rajod meteorite: A Mössbauer spectroscopic study, *Meteoritics Planetary Science* 2000, 35, 639-642

- Pilski A. S., Szarozielone kamienie z Czerwonej Planety, *Wiedza i Życie* 1995, 8, 16-19
- Pound, R. V., i Rebka Jr, G. A., Gravitational red-shift in nuclear resonance, *Physical Review Letters* 1959, 3, 439-441
- Pound, R. V., i Rebka Jr, G. A., Apparent weight of photons, *Physical Review Letters* 1960, 4, 337-341
- Przystawa J., Odkryj smak fizyki. Warszawa, Wydaw. Naukowe PWN 2011, rozdz. 3, 103-106
- Sklute E., Mössbauer Spectroscopy of Synthetic Olivine across the Mg-Fe Solid Solution. Department of Astronomy, Mount Holyoke College 2011
- Szlachta, K., Gałazka-Friedman, J., Woźniak, M., Porównawcze badania mössbauerowskie meteorytów: Sołtmany (L6), Chelyabinsk (LL5) i Grzemy (H5), *Acta Societatis Metheoriticae Polonorum* 2014, 5, 115–120
- Verma H. C., Rawat A., Paliwal B. S., Tripathi R. P., Mössbauer spectroscopic studies of an oxidized ordinary chondrite fallen at Itawa-Bhopji, India, *Hyperfine Interactions* 2002, 141, 643-652
- Verma H. C., Jee Kavi, Tripathi R. P., Systematics of Mössbauer absorption areas in ordinary chondrites and applications to a newly fallen meteorite in Jodhpur, India, *Meteoritics & Planetary Science* 2003, 38, 963-967
- Vértes A., Korecz L., Burger K., Mössbauer spectroscopy. Amsterdam, New York, Elsevier Scientific Pub. Co. 1979
- Weisberg M. K., McCoy T. J., Krot A. N., Meteorites and the early solar system II. Wydaw. University of Arizona Press 2006, 19–52
- Woźniak M., Gałazka-Friedman J., Duda P., Jakubowska M., Rzepecka P., Karwowski Ł., Application of Mössbauer spectroscopy, multidimensional discriminant analysis, and Mahalanobis distance for classification of equilibrated ordinary chondrites, *Meteoritics & Planetary Science* 2019, 54, 1828-1839

Woźniak M., Karwowski Ł., Gałązka-Friedman J., Duda P., Jakubowska M., Bogusz P., Metoda 4M – nowe zastosowanie spektroskopii mössbauerowskiej w klasyfikacji zrównoważonych chondrytów zwyczajnych, *Acta Societatis Metheoriticae Polonorum* 2020, 11, 126 – 140

Zagórski A. (red.), *Laboratorium zaawansowanych technik pomiarowych*. Warszawa, TEMPUS Series In Applied Physics 1998, rozdz. 2.2.

Zhang Y., Stevens J. G., Li Y., Li Z., Mössbauer study of the Jilin and Xinyang meteorites, *Hyperfine Interactions* 1994, 91, 547-550

Żbik, M., *Meteory i meteoryty*. Wydaw. Naukowe PWN 2020

Baza danych meteorytów, <https://www.lpi.usra.edu/meteor/metbull.php>, dostęp 31.08.2021

Chondry, <http://www.woreczko.pl/meteorites/features/glossary-Chondrules.htm>, dostęp 31.08.2021

Meteoryty w zbiorach polskich/Klasyfikacja meteorytów, <http://www.ptmet.org.pl/old/kat-3-kla.htm>, dostęp 31.08.2021

Obiekty Układu Słonecznego, https://ssd.jpl.nasa.gov/?body_count, dostęp 31.08.2021

Oliwiny/Pirokseny, <https://www.encyklopedia.pwn.pl>, dostęp 31.08.2021

Planetoida, https://pl.wikipedia.org/wiki/Planetoida#Występowanie_planetoid, dostęp 31.08.2021