BIULETYN MIŁOŚNIKÓW METEORYTÓW

METEORYT

Nr 1 (21) Marzec 1997

Stacja Gibeon w Namibii (Afryka) Końcowy przystanek pewnej grupy międzyplanetarnych podróżników

(patrz str. 10)

Meteoryt – biuletyn dla miłośników meteorytów wydawany przez Olsztyńskie Planetarium i Obserwatorium Astronomiczne, Muzeum Mikołaja Kopernika we Fromborku i Pallasite Press – wydawcę kwartalnika „Meteorite!" z którego pochodzi większa część publikowanych materiałów.

Redaguje Andrzej S. Pilski

Skład: Jacek Drążkowski

Adres redakcji:
skr. poczt. 6,
14-530 Frombork,
tel. (0-55-43) 73-92.

Biuletyn wydawany jest kwartalnie i dostępny wyłącznie w prenumeracie. Roczna prenumerata wynosi w 1997 roku 10 zł. Zainteresowanych prosimy o wpłacenie tej kwoty na konto Olsztyńskiego Planetarium i Obserwatorium Astronomicznego nr:

15401072-3724-36001-00-01

w BOŚ SA O/Olsztyn,
zaznaczając cel wpłaty.

Wcześniejsze roczniki powielane są na zamówienie za opłatą równą wysokości aktualnej prenumeraty.

Meteorite! Online

Visit us on the web for...

- Contents of back issues.
- Latest news.
- Subscription information.
- Selected features.
- Links to related siters.
- Advertising information.

http://www.meteor.co.nz

Od redaktora:

Z ogromną przyjemnością informuję, że ten numer został przygotowany pod względem graficznym przez Jacka Drążkowskiego, redaktora technicznego „Postępów Astronomii" i kolekcjonera meteorytów. Mam nadzieję, że jest to początek stałej współpracy.

Pierwszy tegoroczny numer „Meteorite!" zaskoczył mnie mile ciekawymi artykułami i kolorową wkładką ze zdjęciami chondr. Niestety wprowadzenie koloru do „Meteorytu" w obecnym kształcie byłoby zbyt kosztowne, podobnie jak powiększenie objętości biuletynu. Można ewentualnie zmieścić nieco więcej informacji używając mniejszej czcionki, takiej jak w dziale "Spytaj Geologa". Zwolenników takiego rozwiązania proszę o listy. Przeniesienie całej zawartości "Meteorite!" do "Meteorytu" nie będzie jednak możliwe. Czytelników radzących sobie z językiem angielskim zachęcam więc do prenumeraty "Meteorite!" Szczegóły niżej.

Chciałbym zwrócić uwagę na artykuł o badaniach prowadzonych na Uniwersytecie Otwartym w Milton Keynes w Wielkiej Brytanii. Artykuł pochodzi z kwartalnika „Impact!" sprzed 5 lat, ale jego „starość" bardziej podkreśla fakt, że ostatnie rewelacje o życiu na Marsie nie spadły z nieba, lecz są wynikiem wieloletnich żmudnych badań. Sądzę, że pokazanie naukowej „kuchni" będzie ciekawe zwłaszcza dla tych, którzy czytali „Od gwiezdnego pyłu do planet". Uniwesytet Otwarty jest otwarty dla mieszkańców krajów Unii Europejskiej. Gdy Polska do nich dołączy, będzie otwarty także dla nas.

Wszystkich czytelników zapraszam do Olsztyńskiego Planetarium, gdzie 2 i 3 maja odbędzie się VII Seminarium Meteorowo Meteorytowe. Zapowiadający się ciekawie program jest podany wewnątrz numeru.

Dotąd nie udało się znaleźć w Polsce firmy, która byłaby skłonna zaopatrywać w meteoryty członków Klubu Kolekcjonerów. Doszły mnie natomiast wieści, że na giełdach minerałów na południu Polski pojawił się człowiek oferujący meteoryty i nowe wydanie „Field Guide of Meteorites" Roberta A. Haaga. Posiadacze poprzedniego wydania znajdą w nim nowe przygody i nowe meteoryty. Na wypadek, gdyby udało mi się ten katalog sprowadzić, proszę o sygnały od czytelników zainteresowanych nabyciem. Ponadto na giełdach coraz częściej Rosjanie, lub Polacy oferują Sikhote-Alin po przystępnych cenach. Także coraz częściej oferowane są tektyty.

Andrzej S. Pilski

Meteorite! iis published quarterly by Pallasite Press, P.O. Box 33-1218, Takapuna, Auckland, New Zealand. One year subscription is $US27. Payment may be made by check, VISA, MasterCard, or American Express.

Badanie płytek cienkich meteorytów

O. Richard Norton

(Artykuł z kwartalnika Meteorite! Vol. 3 No. 1. Copyright © 1997 Pallasite Press)

Część I: Chondryty zwyczajne

„Możliwość wzięcia do ręki kawałka Układu Słonecznego, kamienia z Kosmosu starszego niż sama Ziemia — oto urok meteorytu."

Ten cytat z mojej książki „Kamienie z Kosmosu" sugeruje, że to jest powód, dla którego prawdziwi kolekcjonerzy zbierają meteoryty. (Tych, którzy traktują meteoryty jako lokatę kapitału, nie uważam za prawdziwych kolekcjonerów). Nadal uważam, że to prawda i większość kolekcjonerów nie wykracza poza to. Pójście dalej oznacza wtargnięcie do wewnętrznego sanktuarium okazu. Wszyscy mamy płytki meteorytów, które cenimy za interesującą strukturę wnętrza meteorytu. Wszyscy wiemy jak wyglądają chondry w chondrytach i jak zmienia się ich wygląd z typem petrologicznym. Mając dziesięciokrotną lupę możemy zobaczyć, że składają się one z kryształów różnych minerałów, ale nasze wątpliwości rosną, gdy próbujemy zidentyfikować te minerały. Znaczenie ich składu i struktury jest przed nami ukryte ponieważ mało kto z nas jest zaznajomiony z zawiłościami mineralogii optycznej. Jednak to właśnie tu badanie meteorytów staje się naprawdę ważne i pasjonujące.

W tym artykule chcę odkryć przed wami fascynujący świat znajdujący się tuż pod powierzchnią waszych meteorytów, świat, który większość kolekcjonerów rzadko ogląda, ale jeśli tam zajrzymy, ukaże on waszą kolekcję w zupełnie nowym świetle. Wejść do tego świata można dzięki płytkom cienkim i mikroskopowi polaryzacyjnemu.

Przygotowanie płytek cienkich

Płytki cienkie to po prostu bardzo cienkie kawałki kamienia, które zeszlifowano do takiej grubości, że światło może przechodzić przez kryształy tworzące kamień. Przygotowanie płytki cienkiej rozpoczyna się zwykle od odcięcia z kamienia płytki o grubości 1 do 2 mm przy pomocy jak najcieńszej piły diamentowej. Jest to szczególnie istotne, gdy przygotowuje się płytkę cienką rzadko spotykanego meteorytu, gdzie strata każdego grama jest stratą wielu dolarów. Ta płytka jest następnie szlifowana coraz drobniejszym proszkiem karborundowym aż do uzyskania półpołysku. Zwykle wystarczy zakończenie polerowania proszkiem 400 do 600 (wielkość ziaren 5 do 10 mikronów. Płytkę przyklejamy następnie polerowaną stroną do szkiełka mikroskopowego przy pomocy żywicy epoksydowej pilnując, by między płytką a szkiełkiem nie pozostały pęcherzyki powietrza. Żywica epoksydowa ma współczynnik załamania około 1,55 czyli zbliżony do współczynnika załamania szkła. Następnie płytka jest dalej szlifowana coraz drobniejszymi proszkami. Gdy osiągnie grubość 0,2 mm zacznie być przezroczysta. Szlifowanie jest kontynuowane, aż płytka osiągnie grubość 0,03 mm. Polerowanie kończy się proszkiem o ziarnach 10 mikronowych. Jest niezwykle istotne, aby płytka cienka miała wszędzie jednakową grubość, czyli jej obie powierzchnie muszą być równoległe. Standartowa grubość 0,03 mm jest szczególnie ważna przy badaniu pod mikroskopem w świetle spolaryzowanym prostopadle (skrzyżowane polaroidy). Pojawiają się wtedy specyficzne barwy interferencyjne, które pozwalają na rozpoznanie różnych minerałów.

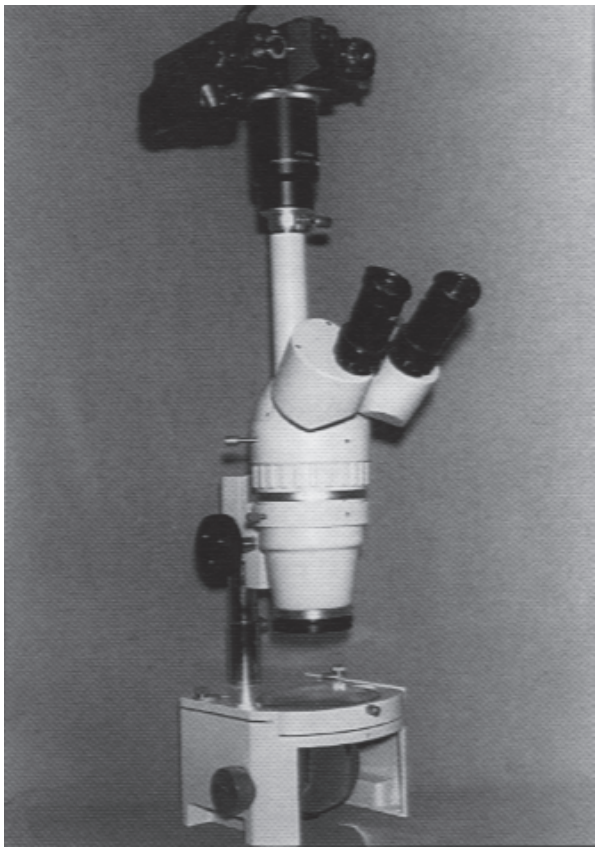
Jednym ze sposobów stwierdzenia czy płytka ma właściwą grubość, jest obserwowanie kryształów skalenia lub kwarcu, które powinny być białe lub w różnych stopniach szarości bez śladu żółtego zabarwienia. Jest to dobry test dla ziemskich skał magmowych, w których zwykle skaleń lub kwarc obficie występuje, ale nie dla większości meteorytów, które zwykle zawierają znikome ilości kwarcu i tylko małe ziarna skalenia.

Wypolerowana powierzchnia jest zwykle przykrywana cienkim szkiełkiem nakrywkowym przyklejanym tą samą żywicą epoksydową. Jeśli płytka ma być badana mikrosondą, nie stosuje się szkiełka nakrywkowego, a płytkę poleruje się do wysokiego połysku stosując tlenek ceru lub róż polerski (wielkość ziaren 0,8 do 0,4 mikrona). Większość minerałów w płytce cienkiej jest przezroczysta i w świetle przechodzącym jest blada lub bezbarwna. W chondrytach zwyczajnych żelazo niklonośne, siarczek żelaza (troilit) i magnetyt pozostają nieprzezroczyste. W świetle odbitym płytka cienka ma wyraźniej widoczną strukturę i łatwo dostrzec kryształy minerałów zarówno w chondrach jak i w cieście skalnym.

To krótkie omówienie ma zapoznać ze sposobem przygotowywania płytek cienkich, ale nie stanowi zachęty do robienia tego samemu. Jest szereg laboratoriów, które przygotowują płytki cienkie. Niektórzy handlarze meteorytów sprzedają obecnie płytki cienkie najczęściej spotykanych typów meteorytów oraz niektórych rzadziej spotykanych. Ich lista jest podana na końcu artykułu.

Mikroskop

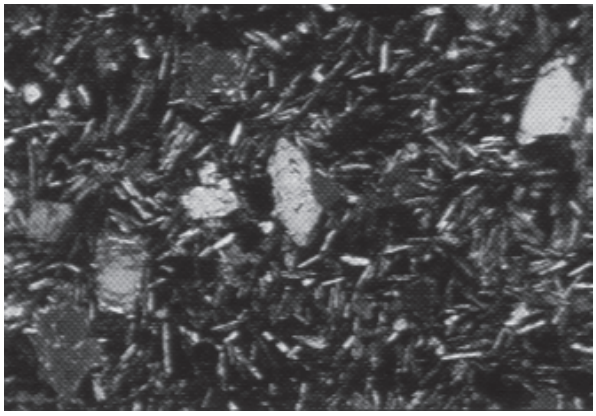
Podstawowym przyrządem do badania płytek cienkich meteorytów jest oczywiście mikroskop. Profesjonalne mikroskopy polaryzacyjne kosztują tysiące dolarów, co prawdopodobnie zniechęci większość kolekcjonerów. W rzeczywistości na początek wystarczy stosunkowo niedrogi mikroskop binokularowy o powiększeniach od 10 do 40 razy. Zazwyczaj nie ma on filtrów polaryzacyjnych, ale łatwo je dodać. Na ogół korzystam z trójokularowego mikroskopu Olympus (trzeci okular jest do aparatu fotograficznego) (Fot. 1), w którym pod szklanym stolikiem umieściłem filtr polaryzacyjny o średnicy 73 mm, który działa jako polaryzator, a przed obiektywem mikroskopu umieściłem obrotowy filtr polaryzacyjny od apa-



Fot. 1. Trójokularowy, stereoskopowy mikroskop Olympus zaopatrzony w polaroidy ponad i pod stolikiem. Do mikroskopu pasuje dowolny aparat fotograficzny. Możliwość płynnej zmiany powiększenia od 7x do 80x.

ratu fotograficznego, o średnicy 58 mm, który działa jako analizator. Oba są polaroidami liniowymi. Istotne jest to, że analizator łatwo usunąć, gdyż niektóre okazy trzeba badać w świetle spolaryzowanym równolegle przy jednym polaroidzie.

Nowe mikroskopy takie jak ten kosztują od 2000 do 3000 dolarów. Na targach w Tucson oferowano jednak zupełnie dobre rosyjskie mikroskopy z przystawką do aparatu fotograficznego za mniej niż 1000 dolarów. Rozprowadzane są przez Excaliber/Cureton Minerals z Peekskill w stanie Nowy Jork. Ogłoszenia o sprzedaży dobrych używanych mikroskopów można także spotkać w miesięczniku „Starry Mesenger" (P.O. Box 6552-J, Ithaca, NY14851), w którym miłośnicy astronomii sprzedają i wymieniają teleskopy i inny sprzęt optyczny.



Fot. 2. Ziemski bazalt widziany przy skrzyżowanych polaroidach (XP). Duże, jasne kryształy oliwinu usadowiły się wśród długich listewek plagioklazu. Powiększenie 20x.

Niektóre własności minerałów w płytkach cienkich

Studiowanie budowy meteorytów w płytkach cienkich najlepiej rozpocząć od zapoznania się z minerałami w typowych ziemskich skałach magmowych, o których wiadomo, z jakich minerałów się składają. Takie płytki można otrzymać od Ward's Natural Science Establishment w Rochester, w stanie Nowy Jork. Ponieważ podstawowym minerałem znajdującym się we wszystkich typach chondrytów zwyczajnych i większości innych meteorytów jest oliwin, zaczniemy od zapoznania się z typową ziemską skałą, bazaltem, który często zawiera dobrze ukształtowane kryształy oliwinu. Kryształy widoczne na zdjęciu (Fot. 2) pierwsze utworzyły się z magmy. Są one otoczone przez drobne igiełki skalenia bogatego w wapń. Oliwin ma liczne płaskie boki, które są krawędziami ścianek kryształów. Jeśli kryształ ma płaskie ścianki z każdej strony, mówimy, że jest to kryształ euhedralny (własnokształtny). Jeśli wcale nie ma płaskich ścianek, mówimy że jest to kryształ anhedralny. W naszym przykładzie duże sześciokątne kryształy są euhedralne, a mniejsze są anhedralne. Wszystkie minerały mają określone kształty kryształów, co jest odbiciem ich wewnętrznej struktury atomowej. Przyczyną dla której nie wszystkie mają kryształy o wyraźnych ściankach, był nadmierny tłok w czasie ich formowania się, który uniemożliwił swobodne kształtowanie się ścianek kryształów. Kryształy, które mają płaskie ścianki tylko z niektórych stron, a nie mają z innych, nazywane są subhedralnymi.

Minerały często uwidoczniają płaszczyzny łupliwości, to znaczy płaszczyzny wzdłuż których kryształ może łatwo rozszczepić się lub pęknąć. Najczęściej płaszczyzny łupliwości układają się równolegle do ścianek kryształów, gdzie siła wiązań atomowych jest najsłabsza. Płaszczyzny łupliwości często widać jako proste linie przecinające kryształ i często biegnące równolegle do ścianki kryształu. Wiele kryształów ma więcej niż jedną płaszczyznę łupliwości. Na przykład pirokseny mają dwa kierunki łupliwości tworzące kąt 90°. Jeśli płytka cienka była cięta prostopadle do tych płaszczyzn łupliwości, będą one widoczne jako ciemne proste linie przecinające się pod kątem prostym. Te kierunki łupliwości często pozwalają rozpoznać poszczególne minerały. Trzeba jednak podchodzić do tego ostrożnie, ponieważ w niektórych minerałach widać w płytkach cienkich skomplikowane spękania, które mogą być mylone z płaszczyznami łupliwości. Dobre przykłady przypadkowych spękań daje często oliwin, który ma bardzo słabą łupliwość. Na zdjęciu widać wyraźnie przypadkowe spękania oliwinu.

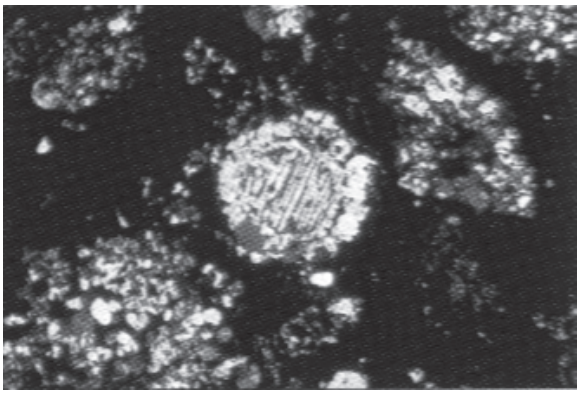
Inną ciekawą cechą charakterystyczną minerałów w płytce cienkiej jest relief. Minerały mające wysoki współczynnik załamania w porównaniu ze szkłem mają wysoki relief. Minerały te zdają się wystawać w trzech wymiarach ponad inne. Do tych minerałów należy oliwin mający współczynnik 1,65. Kwarc ma niski relief mając współczynnik 1,54. Relief jest najlepiej widoczny w świetle spolaryzowanym równolegle przy małym powiększeniu.

Na koniec najbardziej fascynującą i ładną pod względem estetycznym własnością optyczną minerałów

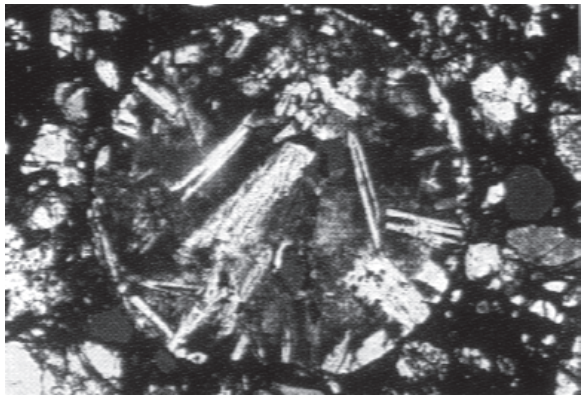
jest ich dwójłomność. W świetle spolaryzowanym prostopadle płytki cienkie są tak oszołomiająco kolorowe, że rozprasza to uwagę i trzeba walczyć z chęcią podziwiania tego tylko jako dzieła sztuki. W końcu nauka bierze górę i można zająć się identyfikacją minerałów, ale radość obcowania z pięknem nigdy do końca ciebie nie opuści.

Zobaczmy dlaczego kolory pojawiają się i co one znaczą. Większość minerałów ma więcej niż jeden współczynnik załamania, niektóre mają nawet trzy. Kryształ kalcytu jest klasycznym przykładem minerału o dwóch współczynnikach załamania. Gdy światło wchodzi do kryształu, jest rozszczepiane na dwa oddzielne, niezależnie spolaryzowane promienie. Promienie te drgają pod kątem prostym do siebie wzajemnie, co łatwo pokazać obracając filtr polaryzacyjny i obserwując jak kolejno każdy promień jest wygaszany po obrocie polaryzatora o kolejne 90°. Różnica między tymi dwoma współczynnikami załamania (która jest w rzeczywistości różnicą prędkości rozchodzenia się światła w krysztale w tych dwóch promieniach) jest liczbowo dwójłomnością minerału. Gdy spolaryzowane promienie przechodzą przez kryształ, interferują ze sobą, ponieważ nie są ze sobą w fazie. Ta interferencja jest widoczne jako barwy interferencyjne, gdy oba promienie przechodzą przez analizator.

Minerały, które posiadają więcej niż jeden współczynnik załamania i dlatego mają barwy interferencyjne, są nazywane minerałami anizotropowymi. Istnieje klasa minerałów (klasa izometryczna), których sieć krystaliczna wykazuje tak wysoki stopień symetrii, że światło przechodzi przez kryształ we wszystkich kierunkach z tą samą prędkością. Minerały te mają tylko jeden współczynnik załamania i dlatego nie mają barw interferencyjnych przy skrzyżowanych polaroidach. Światło z polaryzatora przechodzi przez takie kryształy bez zakłóceń, tak że gdy dociera do analizatora, jest całkowicie pochłaniane. Minerały takie nazywamy izotropowymi. Oprócz tych minerałów także szkliwa bez struktury krystalicznej oraz ciecze, które nie mają uporządkowanej struktury atomów także przepuszczają światło z tą samą prędkością w każdym kierunku. Taka materia również jest izotropowa. Trzeba o tym koniecznie pamiętać, ponieważ szkliwo często występuje w chondrach wraz z minerałami anizotropowymi. Szkliwo to widoczne jest przy skrzyżowanych polaryzatorach jako czarne, więc najlepiej jest widoczne w świetle spolaryzowanym równolegle przy wyjętym analizatorze. Oczywiście szkiełko podstawkowe jest czarne z tego samego powodu.



Fot. 3a. Pasiasta chondra oliwinowa, której paski i obwódka tworzą jeden kryształ. XP. Średnica chondry 1,0 mm. Powiększenie 25x. Chondryt CV3 Allende.

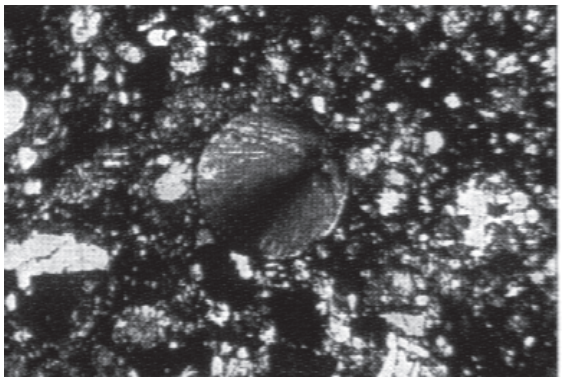


Fot.3b. Pasiasta chondra oliwinowa z nielicznymi słupkami oliwinu tkwiącymi w szkliwie. XP. Średn. 0,8 mm. 98x. Chondryt H5 Faith.

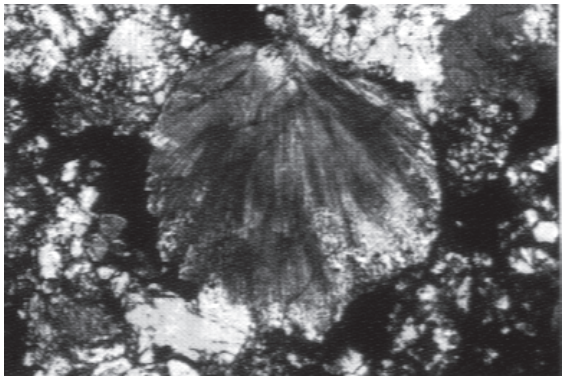
Barwy intereferencyjne minerałów anizotropowych zależą od współczynników załamania minerału (dwójłomności), grubości płytki cienkiej (ponieważ określa to długość drogi promieni w krysztale) i orientacji kryształu w płytce cienkiej. Nadawanie wszystkim płytkom cienkim grubości 0,03 mm eliminuje zależność od grubości więc diagnostyczne barwy minerału zawsze są takie same. Ponieważ jednak kryształy zorientowane są w płytce przypadkowo, dany minerał będzie miał wiele różnych barw interferencyjnych zależnie od położenia jego osi krystalograficznych. Aby rozpoznać badany minerał, szuka się zwykle najwyższej barwy w kryształach. Ta barwa jest diagnostyczną dla danego minerału. W praktyce do identyfikacji minerału i jego dwójłomności na podstawie barwy interferencyjnej najwyższego rzędu używa się tablicy barw interferencyjnych zwanej tablicą barwną Michel-Levy'ego.

To, co dotąd napisałem, jest pewnym uproszczeniem i aby rozpoznać minerały używa się często innych testów optycznych, niekiedy bardzo wymyślnych. Na szczęście podstawowe minerały chondrytów, to znaczy

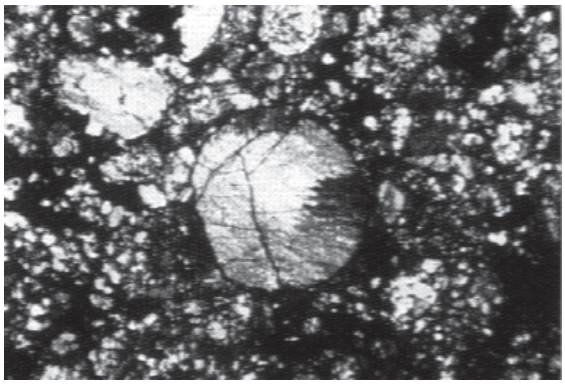
TABELA 1	Typ	Tekstura	Obfitość (%)
Grupa 1	C RP BO	skrytokrystaliczna piroksenowa promienista pasiasta oliwinowa	5 7 4
Grupa 2	PO PP POP	porfirowa oliwinowa porfirowa piroksenowa porfirowa oliwinowo–piroksenowa	23 10 48
Grupa 3	GOP	ziarnista oliwinowo–piroksenowa	3



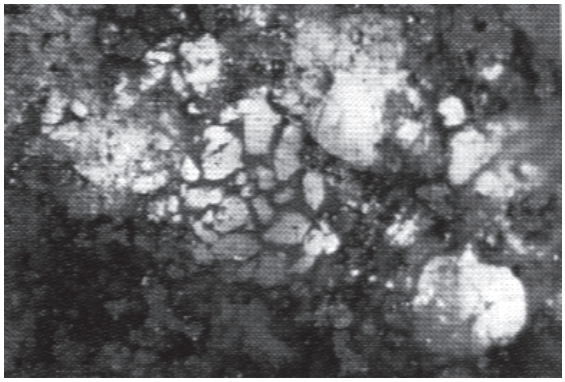
Fot. 4a. Kulista, promienista chondra piroksenowa z cienkimi listewkami wychodzącymi promieniście z punktu umieszczonego niecentralnie. Cieńsze listewki są nierozróżnialne. XP. Średn. 1,0 mm. 25x. Chondryt H4-5 Gao.



Fot. 4b. Bardzo drobnoziarnista promienista chondra piroksenowa. Zwraca uwagę wachlarzowaty kształt. Pierwotny brzeg chondry widać u góry z lewej. XP. Średn. 0,6 mm. 98x. Chondryt H4-5 Gao.



Fot. 5. Skrytokrystaliczna chondra utworzona z mikrokryształów piroksenu. Miejscami widoczna jest orientacja kryształów jako ciemne łatki. XP. Średn. 1,0 mm. 39x. Chondryt H4-5 Gao.



Fot. 6a. Porfirowa chondra oliwinowa widziana w świetle odbitym. Widać szare szkliwo otaczające ziarna oliwinu w tej pozbawionej obwódki chondrze. Średn. 1,3 mm. 25x. Chondryt H4-5 Gao.

oliwiny i pirokseny, łatwo dają się odróżnić na podstawie kształtu kryształów i barw interferencyjnych, tak że dalsze testy na ogół nie są potrzebne.

Jeśli to wszystko wydaje się bardzo skomplikowane, muszę dodać, że istotnie tak może być. Na szczęście teoria mineralogii optycznej jest znacznie trudniejsza niż praktyczne meteody używane do identyfikacji minerałów. Gdy raz zaczniemy pracować z płytkami cienkimi i ćwiczyć rozpoznawanie minerałów na podstawie różnych kryteriów wspomnianych wyżej, okaże się wkrótce, że rozpoznawanie minerałów występujących najczęściej w skałach magmowych i metamorficznych jest stosunkowo prostą sprawą. Jest dostępnych kilka dobrych książek zawierających tabele barw diagnostycznych i liczne piękne barwne zdjęcia minerałów w świetle spolaryzowanym równolegle i prostopadle. Mogą one znacznie ułatwić ich rozpoznawanie. Pozycje te są wymienione na końcu artykułu. Teraz nadeszła wreszcie pora, aby przyjrzeć się przez mikroskop płytkom cienkim chondrytów.

Chondryty zwyczajne w postaci płytek cienkich

Płytki cienkie chondrytów zwyczajnych pozwalają na studiowanie tekstur i mineralogii kilku typów chondr. John Wasson, meteorytyk z Uniwersytetu Kalifornijskiego w Los Angeles, wymienia w swej publikacji „Constraints on Chondrule Origins" opublikowanej w Meteoritics w 1993 r. (dostępna w bibliotece Olsztyńskiego Planetarium — przyp. red.) siedem typów chondr występujących w chondrytach zwyczajnych. Te typy teksturalne i względna częstość ich występowania, są zestawione w tabeli.

Uwaga: na kilku zdjęciach w tym artykule są chondry z chondrytów węglistych CV3. Chociaż ich mineralogia różni się znacznie od chondrytów zwyczajnych, tekstury chondr są bardzo podobne.

Pierwsza grupa (C, RP, BO) charakteryzuje się tym, że były one całkowicie stopione podczas tworzenia się; to znaczy skondensowały one prawdopodobnie w mgławicy słonecznej jako puszyste pyłki podobne do płatków śniegu, a następnie zostały gwałtownie ogrzane i stopione przyjmując postać kulek cieczy. Te kulki zostały szybko oziębione krystalizując jako kuliste chondry. Druga grupa (PO, PP, POP) to chondry porfirowe, to znaczy chondry składające się z dość dużych, dobrze wykształconych kryształów oliwinu i piroksenu o kształtach euhedralnych i subhedralnych, które mogły być niecałkowicie stopione i utworzyły się wokół małych okruchów służących za jądra kondensacji. Ostatnia grupa zawierająca tylko typ teksturalny GOP, składa się z bardzo małych kryształków oliwinu i piroksenu, co nadaje tym chondrom wygląd ziarnisty. Uważa się, że te chondry również nie były całkowicie stopione.

Jest duża szansa, że w jakimś chondrycie typu petrologicznego 3 do 5 uda się odnaleźć wszystkie siedem typów chondr w jednej płytce cienkiej. Jednak do tego artykułu przejrzałem 6 różnych chondrytów, aby znaleźć najbardziej czytelne przykłady chondr. Chondry BO są niewątpliwie jednymi z najbardziej interesujących. Składają się często z pojedynczego kryształu oliwinu z płytkami lub paskami ułożonymi równolegle i osadzonymi w szkliwie. Często taka chondra jest otoczona obwódką tej samej materii. Ponieważ patrzymy na przekrój chondry, obwódka jest w rzeczywistości kulistą otoczką chondry (Fot. 3a). Na zdjęciu płytki oliwinu i obwód-

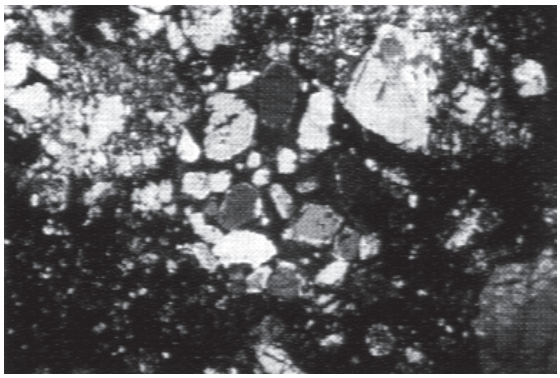
ka mają ten sam kolor przy skrzyżowanych polaroidach, co wskazuje, że tworzą one jeden kryształ i są zorientowane w jednym kierunku. Inne chondry BO mogą składać się z pojedynczego zbliźniaczonego kryształu oliwinu z bliźniaczymi składnikami ustawionymi pod różnymi kątami. Tworzą one piękne kombinacje barw przy skrzyżowanych polaroidach. Niektóre chondry BO mają tylko nieliczne słupki oliwinu tkwiące w szarym szkliwie (Fot. 3b). Mogły one zostać bardzo szybko oziębione, co nie pozwoliło na dalszą krystalizację.

Promieniste chondry piroksenowe (RP) mają cienkie listewki ortopiroksenu rozchodzące się promieniście z położonego niecentralnie punktu nukleacji (Fot. 4a). Ortopiroksen zwykle ma niskie barwy dwójłomności w różnych ocieniach szarości i brązu. W niektórych listewki są tak cienkie, że niełatwo je odróżnić. Inne mają szerokie listwy piroksenu. Czasem te listewki nie rozciągają się wyraźnie przez całe pole chondry. Często sama chondra nie jest kulista, ale ma osobliwe wachlarzowate struktury z wcięciami na brzegach (Fot. 4b); prawdopodobnie skutek erozji chondry.

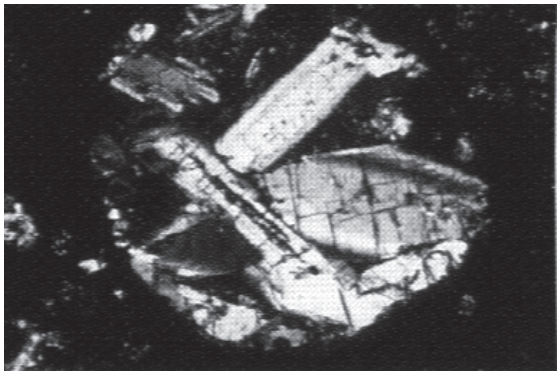
Ostatnim typem chondry w tej grupie jest typ skrytokrystaliczny, czyli C. Określenie skrytokrystaliczny oznacza, że chondra składa się z bardzo małych kryształów, zwykle zbyt małych, by były widoczne w mikroskopie optycznym. Takie chondry łatwo dostrzec w płytce cienkiej, ponieważ są one jednorodnie brązowe lub szare bez wyraźnej tekstury (Fot. 5). Na zdjęciu widać chondrę typu C składającą się z bardzo drobnoziarnistego piroksenu. Te chondry powiązane są z promienistymi chondrami piroksenowymi, chociaż nie mają struktury promienistej.

Do grupy 1 należy tylko około 16% chondr spotykanych w chondrytach zwyczajnych. Grupa 2 zawiera 81% wszystkich chondr. Geologiczne określenie porfirowy używane jest do opisania skał, które zawierają duże kryształy zwykle osadzone w skale macierzystej złożonej z mniejszych kryształów. Wszystkie z tych chondr zawierają dość duże euhedralne lub subhedralne kryształy oliwinu lub ortopiroksenu. Chondry porfirowe oliwinowe (PO) są zdecydowanie najładniejsze, o najjaśniejszych barwach interferencyjnych. Kryształy są często niemal doskonałe; wiele z nich ma płaskie ścianki ze wszystkich stron. Oliwin jest zwykle osadzony w izotropowym szkliwie. Szkliwo wydaje się szare w świetle odbitym lub płasko spolaryzowanym, ale staje się czarne przy skrzyżowanych polaroidach (Fot. 6ab). Porfirowe chondry piroksenowe łatwo odróżnić dzięki ich niskim barwom interferencyjnym, zwykle odcieniom szarości. W takiej chondrze zwykle dominują ciasno upakowane przeplatające się kryształy piroksenu.

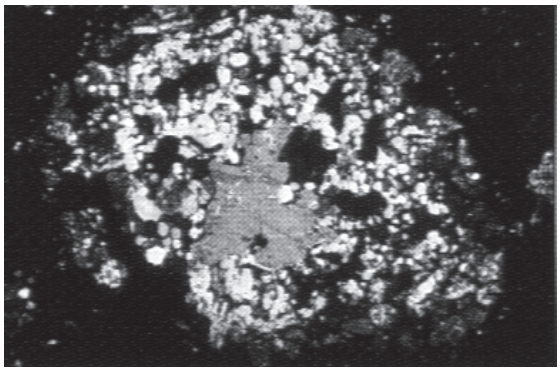
Często w piroksenach widoczne są utwory szokowe (Fot. 7). Na zdjęciu w dużym krysztale piroksenu po prawej stronie chondry widać ciemne pasmo w pobliżu górnej krawędzi. To pasmo przesuwa się faliście przez kryształ, gdy obracamy analizator, co jest wskaźnikiem przeobrażeń szokowych. Większość chondr porfirowych składa się z mieszaniny oliwinu i piroksenu i oznaczana jest POP (Fot. 8). W przykładzie na zdjęciu większość chondry zajmują małe subhedralne i anhedralne kryształy oliwinu. W kilku kryształach widać małe, czarne kryształki magnetytu. Duży nieregularny kryształ oliwinu, z kilkoma wcięciami wypełnionymi szkliwem, dominuje w środku. Otaczają chondrę ciemnoszare ziarna piroksenu, a kilka z nich jest wśród oliwinu. Część piroksenu ukazuje naprężenia.



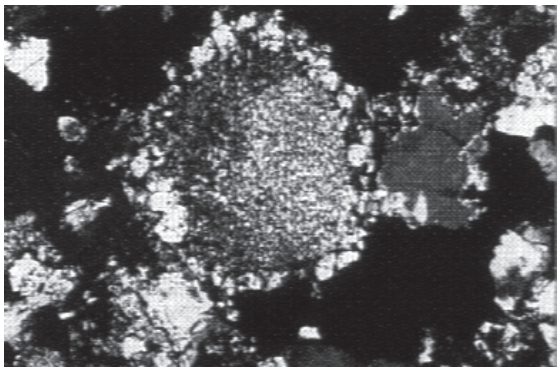
Fot. 6b. Ta sama chondra ze zdjęcia 6a w jednorodnym szkliwie widziana przy skrzyżowanych polaroidach. Zaokrąglony ciemniejszy kryształ oliwinu na górze został przeobrażony chemicznie. 39x.



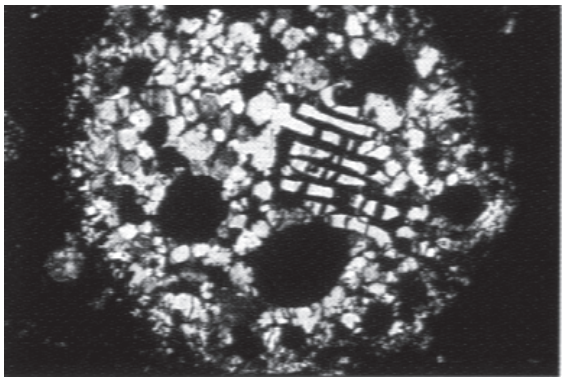
Fot. 7. Porfirowa chondra piroksenowa. Duży szary kryształ z prawej i mniejszy z lewej ukazują ślady szoku. Zauważ prostopadłe płaszczyzny łupliwości. XP. Średn. 1,0 mm. 98x. Chondryt CV3 Allende.



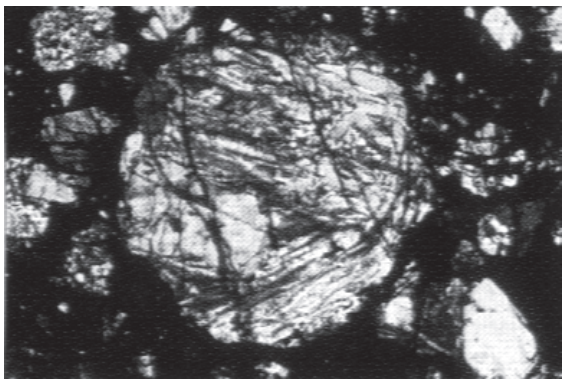
Fot. 8. Porfirowa chondra oliwinowo-piroksenowa z widocznymi małymi kryształami oliwinu wewnątrz chondry otoczonymi większymi ziarnami piroksenu tworzącymi obwódkę. Środek zajmuje duże, ciemniejsze ziarno oliwinu. XP. Średn. 2,6 mm. 39x. Chondryt CV3 Allende.



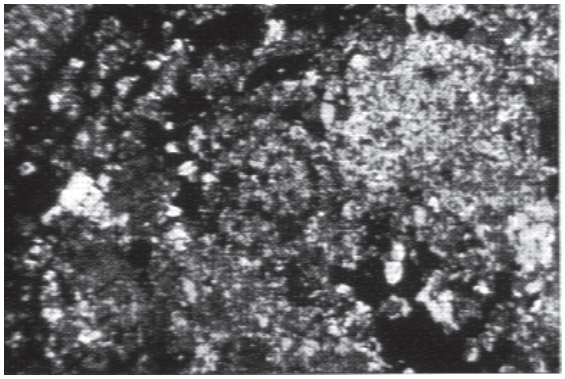
Fot. 9. Ziarnista chondra oliwinowo-piroksenowa złożona z mieszaniny niemal jednakowych ilości obu minerałów. Jaśniejsze kryształy, to oliwin. Duże, subhedralne kryształy obu minerałów tworzą obwódkę. XP. Średn. 0,5 mm. 98x. Chondryt H5 Nuevo Mercurio.



Fot. 10a. Złożona (?) chondra. Tworzą ją subhedralne kryształy oliwinu. Pasiasta struktura oliwinu blisko środka wydaje się pozostałością chondry BO. XP. Średn. 1,1 mm. 98x. Chondryt CV3 Allende.



Fot. 10b. Złożona chondra o cechach BO i RP. Po lewej duży kryształ oliwinu ze spękaniami. Średn. 0,7 mm. 98x. Chondryt H5 Faith.



Fot. 11. Chondra reliktowa w chondrycie typu petrologicznego 6. Część obwódki zrekrystalizowała. Przez chondrę biegną żyłki szokowe. XP. Średn. 1,1 mm. 14x. Chondryt L6 Forrest 002.

Ostatni typ chondr, ziarniste chondry oliwinowo-piroksenowe (GOP), stanowi tylko 3% chondr więc należy do najrzadziej spotykanych. Chondry te składają się z mieszaniny małych kryształków oliwinu i piroksenu. Są one tak małe, że kształt kryształów widać dopiero przy dużych powiększeniach. W ziemskich skałach taka tekstura nazywana jest afanitową, to znaczy mikrokrystaliczną, złożoną z małych kryształów jednakowej wielkości widocznych dopiero pod mikroskopem (Fot. 9). Na zdjęciu widać małe anhedralne kryształki otoczone obwódką większych, spękanych kryształów oliwinu. Między nimi rozrzucone są ciemne ziarna siarczku żelaza.

Gdy już zaczynasz czuć się pewnie w tym schemacie klasyfikacyjnym, muszę przestrzec, że chociaż chondry są podzielone na te 7 typów i większość istotnie do nich pasuje, to wiele z nich ma cechy pośrednie. Jest niesamowite mnóstwo chondr, które mają cechy więcej niż jednego typu. To właśnie między innymi sprawia, że badanie chondr jest tak ciekawe. Te chondry mówią nam coś o swej złożonej przeszłości.

Zdjęcie przedstawia chondrę, którą sklasyfikowałbym jako porfirową oliwinową, gdyby nie osobliwa struktura w pobliżu środka (Fot. 10a). Wygląda na to, że jest to złożona chondra typu PO i BO, która być może powstała w wyniku więcej niż jednego wydarzenia ogrzewającego albo wskutek zderzenia dwóch chondr. Ciemne obszary to bąble troilitu.

Niektóre chondry przybierają wszelkie kształty, tylko nie kuliste. Są wśród nich silnie eliptyczne sugerujące, że otaczający ośrodek ograniczał jakoś chondry podczas krystalizacji. Inne chondry mają kształty opływowe, jakby płynęły będąc w stanie ciekłym. Chondra ze zdjęcia sprawia wrażenie, że nie wiedziała, czym chce być (Fot. 10b). Listewki przecinające chondrę zdają się wychodzić z punktu blisko prawego brzegu. Mają one niskie barwy co wskazuje na piroksen. Rozbija to wszystko jednak duży kryształ oliwinu z przecinającymi go żyłkami szokowymi. Inny okruch oliwinu przerywa promienisty wzór z prawej u góry. Te przykłady to jedynie mała próbka różnych osobliwości.

Efekty ogrzewania w chondrach

Kolekcjonerzy i meteorytycy wiedzą powszechnie, że w chondrytach zwyczajnych widać skutki ogrzewania. Ogrzewanie to nie było wystarczające, by stopić ciało macierzyste, ale dostateczne by spowodować jego rekrystalizację, co najlepiej widać przy mikroskopowym badaniu chondr. Meteoryty są klasyfikowane petrologicznie i chemicznie. Klasyfikacja petrologiczna opiera się częściowo na wyglądzie chondr. W typach petrologicznych 3 i 4 chondry są wyraźne i nie widać znacznych przeobrażeń cieplnych. W typach 5 i 6 chondry są coraz słabiej odróżnialne od ciasta skalnego, aż w końcu mogą przestać być odróżnialne. Porównując gołym okiem płytki chondrytów różnych typów łatwo to zauważyć, ale najlepszy sposób studiowania metamorfizmu termicznego to badanie płytek cienkich chondrytów wysokich typów petrologicznych. Widać wtedy wyraźną rekrystalizację chondr prowadzącą do ich zniszczenia.

Ktoś, kto spojrzy przez mikroskop na chondryt typu 6, ma początkowo wrażenie, że całe pole widzenia jest równomiernie pokryte kryształami oliwinu i piroksenu rozrzuconymi mniej lub bardziej przypadkowo, ale z okrągłymi koncentracjami tu i ówdzie. Dopiero gdy przyjrzeć się uważniej, można zauważyć „duchy" chondr dobrze ukryte w cieście skalnym. Gdy minerały tworzące chondry rekrystalizują, to albo odsuwają obwódkę, albo sama obwódka rekrystalizuje stając się trudną do odróżnienia masą kryształów w wyniku czego powstają chondry reliktowe pozbawione obwódki. Kryształy samych chondr stopniowo wtapiają się w ciasto skalne (Fot. 11). Zdjęcie pokazuje płytkę cienką chondrytu L6 Forrest 002 przy skrzyżowanych polaroidach. Widać tu chondrę reliktową wypełnioną drobnymi kryształami oliwinu. Obwódka jest wciąż nietknięta z prawej strony, ale znika z lewej. Przez chondrę biegnie pęknięcie wypełnione czerwonawym iddyngsytem. W prawo od chondry jest inna drobnoziarnista masa mająca z grubsza okrągły kształt z roz-

proszonymi ziarnami oliwinu. Niewątpliwie była to inna chondra, być może typu skrytokrystalicznego.

Pora zacząć

W tym krótkim artykule mogłem tylko zacząć opisywać niemal nieskończoną różnorodność tekstur i struktur, jakie widać w płytkach cienkich. Kolejne artykuły pozwolą przyjrzeć się meteorytom innych typów. Celem jest wprowadzenie was, kolekcjonerzy, w tę fascynującą dziedzinę badań. Wasze okazy mogą dać wam niezliczone godziny przyjemnego studiowania. Jest nawet możliwe, że odkryjecie nowe struktury nieznane dotąd, co może przyczynić się do postępu nauki. Zachęcam wszystkich kolekcjonerów do pozyskiwania płytek cienkich swych meteorytów. Takie kolekcje, obojętnie jak skromne, staną się czymś więcej niż statyczne wystawy. Przemienią się one w kolekcje badawcze pozwalając na lepsze zrozumienie waszych okazów i ukrytych w nich tajemnic początków naszego Układu Słonecznego.

Ciąg dalszy nastąpi...

Literatura

Mackenzie, W.S. and A.E. Adams, 1994. *A Color Atlas of Rocks and Minerals in Thin Section,* New York, John Wiley and Sons, Inc.

Mackenzie, W.S., C.H. Donaldson, and C. Guilford, 1982. *Atlas of Igneous Rocks and Their Textures*, New York, John Wiley and Sons, Inc.

Hurlbut, Jr. Cornelius S. and Cornelius Klein, 1977. *Manual of Mineralogy*, 19th Edition, New York, John Wiley and Sons, Inc.

Dodd, Robert T, 1981. *Meteorites: A Petrologic-Chemical Synthesis,* New York, Cambridge University Press.

Shelley, David, 1985. *Optical Mineralogy*, 2nd Edition, New York, Elsevier Science Publishing Co., Inc.

Dostawcy

Burnham Petrographics, 846-1S Myrtle Avenue, Monrovia, CA 91016 (wykonuje płytki cienkie z waszych meteorytów).

David New, P.O. Box 278, Anacortes, WA 98221 (oferuje płytki cienkie meteorytów).

Robert A. Haag, Meteorites, P.O. Box 27527, Tucson AZ 85726 (oferuje ograniczoną liczbę płytek cienkich).

Meteoryty Słowacji — uzupełnienie

Wszystkie znane dotąd słowackie meteoryty pochodzą z XIX wieku i w międzynarodowych katalogach noszą często obce dla Słowaków nazwy. Słowacy nazywają je przeważnie zgodnie z obecnym nazewnictwem geograficznym w ich kraju i takie nazwy były użyte w artykule w poprzednim "Meteorycie". W uzupełnieniu podaję listę słowackich meteorytów z komputerowego katalogu Swiss Meteorite Laboratory, który jest dostępny w Olsztyńskim Planetarium. W nawiasach podane są nazwy użyte w artykule:

Gross-Divina (Divina), chondryt H5, spadł 24 lipca 1837 r.

Lenarto (Lenartov), oktaedryt średnioziarnisty IIIA, znaleziony w 1814 r.

Magura (Oravska Magura), oktaedryt gruboziarnisty IA, znaleziony w 1840 r.

Nagy-Borove (Vel'ka Borova), chondryt L5, spadł 9 maja 1895 r.

W sierpniu 1994 roku, podczas żniw, znaleziono piąty słowacki meteoryt. Znalazł go J. Tehlar, ok. 1,2 km na północny zachód od wsi Rumanova, położonej ok. 15 km na zachód od miasta Nitra w zachodniej części Słowacji, niedaleko granicy z Czechami. Był to kamień ważący ok. 4,3 kg bez charakterystycznej skorupy. Zanim trafił do naukowców, został rozbity na 3 większe i 4 mniejsze kawałki. Dwa większe fragmenty trafiły do Słowackiego Muzeum Narodowego, trzeci do Instytutu Astronomii Słowackiej Akademii Nauk. Meteoryt został przebadany w Instytucie Geologii Słowackiej Akademii Nauk.

Meteoryt został sklasyfikowany jako chondryt zwyczajny H5. Jego powierzchnia jest stosunkowo gładka, pokryta wodorotlenkami żelaza, co świadczy, że meteoryt leży w ziemi od pewnego czasu. Ślady wietrzenia widać także wewnątrz meteorytu. Część metalicznego żelaza niklonośnego przekształciła się w goethyt. Chondry mają przeważnie wielkość od pół do jednego milimetra. Największa ma 2,5 mm średnicy. Stwierdzono obecność niemal wszystkich typów chondr opisanych w poprzednim artykule. Między chondrami występują ziarna żelaza niklonośnego i troilitu.

Podane współrzędne miejsca znalezienia meteorytu (17,87°E, 48,35°N) są dość bliskie współrzędnym miejsca spadku chondrytu H5, Wesely, 9 września 1831 r., już na terenie dzisiejszych Czech (17,38°E, 48,95°N). W publikacjach nie rozważano jednak możliwości pochodzenia meteorytu Rumanova z tego spadku.

Bliższe informacje o tym meteorycie zawierają:
Contrib. Astron. Obs. Skalnate Pleso 26, (1996), 31-36
Mineralia Slovaca 27 (1995), 331

Meteoryt Rumanova

Meteoryt żelazny Gibeon w postaci doskonałych kryształów

Roland Dietrich & Stefan König

(Artykuł z kwartalnika Meteorite! Vol. 3 No. 1. Copyright © 1997 Pallasite Press)

W ciągu ostatnich kilku lat na międzynarodowym rynku pojawiła się spora liczba niedawno odnalezionych okazów meteorytu Gibeon najróżniejszej wielkości dzięki intensywnym poszukiwaniom w Namibii. Ostatnio wśród dużej liczby małych okazów tego meteorytu znaleziono kilka, które niespodziewanie miały kształty idealnych kryształów. Dotąd nie spotykano dobrze ukształtowanych kryształów oktaedrytów centymetrowej wielkości.

Fot. 1. Kolekcja dużych meteorytów Gibeon w Windhoek w Namibii.

Większość tych okazów ma kształt ośmiościanu, czasem nieco wydłużonego. Niektóre krzyształy mają ostre krawędzie, inne nieco zaokrąglone. Większość okazów kilkucentymetrowej wielkości to pojedyncze kryształy, chociaż są też zespoły kryształów złożone z kilku kryształów różnej wielkości zrośniętych razem.

W niektórych okazach można zaobserwować bardzo interesujące zjawisko, które może prowadzić do lepszego zrozumienia występowania tych kryształów meteorytowych. Na niektórych powierzchniach kryształów widać kilka cienkich blaszek metalu oddzielających się od powierzchni jak kartki ze stosu papieru. Większość tych okazów ma dość ostry i doskonały kształt z jednej strony , podczas gdy ich „tył" jest bardziej zaokrąglony z zagłębieniami jak na typowej powierzchni meteorytów.

Jak pokazują figury Widmanstättena w oktaedrytach, przy bardzo powolnym stygnięciu wewnątrz ciała planetarnego, żelazo wędruje od pierwotnej siatki taenitowej tworząc wzbogacone w żelazo płytki kamacytu jako dodatek do bogatego w nikiel taenitu, ułożone w strukturę ośmiościenną. Powstaje wtedy duży kryształ złożony z przerastających się warstw na przemian kamacytu i taenitu. Podczas gdy zasada jest ta sama we wszystkich oktaedrytach, siatka Gibeona przynajmniej lokalnie wydaje się dysponować niezwykłym dodatkowym czynnikiem faworyzującym rozszczepianie sieci wzdłuż tych oktaedrytowych płytek.

Wiadomo, że heksaedryty, składające się z czystego kamacytu, podczas pękania w ziemskiej atmosferze, tworzą czasem fragmenty o kształcie sześcianu, które docierają do Ziemi jako dość dobrze ukształtowane pojedyncze kryształy z mniej lub bardziej zaokrąglonymi krawędziami. O. Richard Norton [1] opisuje taki meteoryt z Calico Rock, Arkansas, U.S.A., który jest pojedynczym kryształem kamacytu w kształcie solidnej cegły. W takich przypadkach fragmentacja ciał będących dużymi pojedynczymi kryształami następuje wzdłuż naturalnych płaszczyzn łupliwości.

Nasza pierwsza interpretacja tworzenia się ośmiościennych kryształów była taka, że ciśnienie spowodowało spękanie części meteorytu podczas przelotu przez ziemską atmosferę. Nacisk wywołał pęknięcia wzdłuż płytek oktaedryty tworząc ośmiościenne fragmenty, które w większości zachowały orientację nie obracając się podczas lotu. Skutkiem tego jest kontrast między przednią stroną bez struktury i krawędzi, a resztą kryształu, która ma regularne płaskie powierzchnie i ostre krawędzie.

Cenna dyskusja z Rolfem Bühlerem ze Swiss Meteorite Laboratory doprowadziła do lepszego zrozumienia zjawiska. Według tej interpretacji, część meteorytu Gibeon musiała doznać bardzo silnych naprężeń podczas zderzeń w Kosmosie, lub przynajmniej przed osiągnięciem powierzchni naszej planety. Po wylądowaniu chemiczne i fizyczne czynniki dekompozycji, jak gradient temperatury, wilgoć, utlenianie, korozja elektrochemiczna itd. zależnie od lokalnej sytuacji, działające prawdopodobnie przez bardzo długi czas, mogły spowodować rozpad wzdłuż wcześniej wytworzonych pęknięć umiejscowionych na granicach między kamacytem i taenitem. Tak więc kryształy powstały z masy meteorytowej jakiś czas po wylądowaniu na Ziemi. Nie ma przy tym sprzeczności z istnieniem zaokrąglonej skorupy obtopieniowej na niektórych kryształach, ponieważ dekompozycja zaczy-

[1] O. Richard Norton, *Rocks from Space*, Mountain Press Publ. Co., Missoula, Montana, U.S.A. 1994, p. 217.

na się na powierzchni fragmentów meteorytu i postępuje ku środkowi wzdłuż płytek kamacytu, wskutek czego część pierwotnej powierzchni pozostaje.

Metalurdzy i eksperci od korozji wątpią jednak, czy korozja i procesy wietrzenia na Ziemi byłyby w stanie działać przez siatkę krystaliczną od powierzchni nie tylko w jednym głównie kierunku, ale we wszystkich jednocześnie, tak aby uformowały się wyraźne, dobrze ukształtowane kryształy o płaskich powierzchniach. Jeśli więc znajdzie się trochę więcej okazów, planuje się bardziej szczegółowe badania metalochemiczne i fizyczne, które mogłyby lepiej wyjaśnić to interesujące zjawisko.

Jeden z okazów jest niemal idealnym czworościanem, natomiast jeden większy okaz ma kształt sześcianu z mniejszymi powierzchniami ośmiościanu.

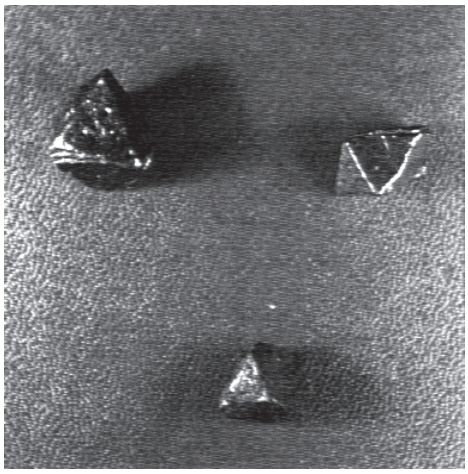
Fot. 2. Typowy wygląd terenu, na którym znajdowane są meteoryty.

Według Rolfa Bühlera istnieje kilka okazów meteorytu Sikhote-Alin, które mają kształt sześcianu. Sikhote-Alin jest bardzo gruboziarnistym oktaedrytem, z którego część składa się niemal z czystego kamacytu, więc tworzenie się sześciennych fragmentów wydaje się uzasadnione. Byłoby bardzo ciekawe stwierdzenie, czy zaobserwowano centymetrowej wielkości wyraźne kryształy żelaza w innych meteorytach żelaznych.

Wkrótce po zebraniu powyższych obserwacji jeden z nas (S.K.) miał sposobność pojechania do Namibii i odwiedzenia Windhoek, gdzie jest plenerowa wystawa dużych meteorytów (Fot. 1), oraz przebywania przez tydzień na terenie spadku meteorytu Gibeon (Fot. 2 i okładka). Kontakt z kilkoma zbieraczami meteorytów dał sposobność nabycia kilku niedawno znalezionych okazów . Wśród mniejszych znów znalazło się kilka mających kształt ośmiościennych kryształów.

Po dokładnym przejrzeniu materiału udało się znaleźć nie tylko kilka ładnie ukształtowanych ośmiościennych kryształów podobnych do tych opisanych wcześniej (Fot. 3), ale także szereg tabliczkowych, płaskich i poskręcanych ośmiościennych kształtów. Szczególnie było parę okazów z łuszczącymi się powierzchniami kryształów.

Jeden z tabliczkowych okazów z ładną większą powierzchnią (111) został oszlifowany, wypolerowany i wytrawiony ukazując figury Widmastättena ułożone równolegle do brzegów kryształu. (Fot. 4) Badanie pod lupą czy mikroskopem ujawniło, że blisko powierzchni płytki kamacytu często odłupują się! (strzałki); czasem wykrzywiają się. Im bliżej powierzchni, tym częściej się to zdarza. Pęknięcia występują wzdłuż małych płytek taenitu i są wypełnione ciemnym tlenkiem, podczas gdy kamacyt wciąż ma świeży, srebrzysty blask. Pęknięcia wypełnione tlenkami biegną wzdłuż figur Widmanstättena zwężając się coraz bardziej, ale są widoczne są na dość długich odcinkach czasem zakręcając pod dość ostrym kątem i biegnąc wzdłuż innego kierunku struktury oktaedrytu. To rozszczepianie się czasem występuje przy kilku sąsiednich płytkach kamacytu, dając w rezultacie płatkową strukturę widoczną na niektórych okazach. Częściej bloki kamacytu pozostają nietknięte, tak że tworzą się okazy tabliczkowe. To właśnie ten efekt najwidoczniej jest przyczyną powstawania mniejszych ośmiościennych kryształów z większych okazów Gibeona.

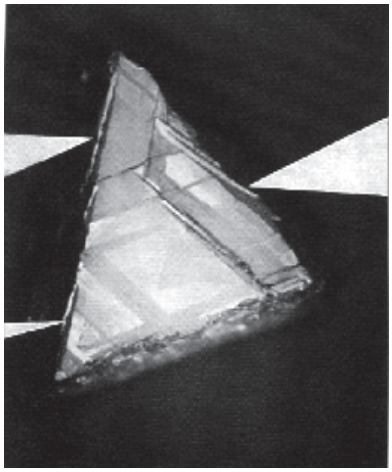


Fot. 3. Okazy meteorytu Gibeon w postaci ośmiościennych kryształów.

Chociaż zazwyczaj korozja postępuje w jednym kierunku, opisane obserwacje wraz z propozycją Rolfa Bühlera pęknięć w meteorycie wywołanych zderzeniami, pozwalają na wytłumaczenie tworzenia się niezwykłych kryształów meteorytów żelaznych.

Dr. R. Dietrich, Schlesierstraße 101, D-65205 Wiesbaden, Germany
Stefan König, Bergische Straße 42, D-45529 Hattingen, Germany

Zdjęcia: 1-2 i okładka: S.K. 3-4: R.D.



Fot. 4. Płytkowy okaz polerowany i wytrawiony. Powierzchnia (111).

D.M. Barringer i słynny Krater

James Tobin

(Artykuł z kwartalnika Meteorite! Vol. 3 No. 1. Copyright © 1997 Pallasite Press)

Minęło prawie sto lat od rozpoznania po raz pierwszy ziemskiego krateru uderzeniowego. Dziś geolodzy znają wiele cech rozpoznawczych pomocnych w identyfikacji i mają przyrządy, o których nie śniło się pierwszym badaczom wędrującym po zboczach Coon Mountain w środkowej Arizonie. Musiały minąć ponad dwa dziesięciolecia, zanim uderzeniowe pochodzenie krateru zyskało powszechną akceptację, ale pod koniec lat dwudziestych zarówno rzetelne argumenty naukowe jak i niektóre błędne koncepcje były wykorzystywane gdzieindziej. Informacje rozchodziły się od krateru do krateru.

Gdy Groves Karl Gilbert prowadził badania krateru w 1891 roku dla U.S. Geological Survey, dotarcie z Flagstaff przy pomocy konia i wozu zajęło mu trzy dni. Tyle samo czasu zajęło mu dojechanie pociągiem z Waszyngtonu. Arizona wciąż była pod wieloma względami niezasiedlonym Dzikim Zachodem. D.M. Barringer, który wykupił cztery działki, był nękany przez trudności i niegościnność tego regionu przez cały okres pracy.

Podczas pierwszych lat w Arizonie Barringer opisał wszystkie główne cechy krateru. Znalazł skały i warstwy przeobrażone przez uderzenie, zmierzył dokładnie nachylenie i przesunięcie tych warstw. Fotografował i opisywał swe znaleziska.

W 1908 roku, zaledwie pięć lat po nabyciu własności, Barringer przekształcił Krater Meteorowy w potężne przedsięwzięcie. Oryginalne mapy i szkice krateru były reprodukowane wiele razy. Przedstawiam znów jedną z nich ze względu na ilość informacji, jaką Baringer na niej umieścił. Ta mapa była na pierwszej stronie jego pracy dla Narodowej Akademii Nauk, którą przedstawił na jesiennej konferencji w Princeton University 16 listopada 1909 roku.

Jak wskazuje mapa, były dwa obozy, każdy z kilkoma budynkami. Górny obóz był na północnym zboczu, a dolny na dnie krateru. Koń wykorzystywany początkowo do drążenia pierwszego szybu został zastąpiony przez maszyny i dużą wieżę wyciągową. Zapomina się czasem o kuźni, która była obok wieży. Większość maszyn i zaopatrzenia była spuszczana do krateru przy pomocy urządzenia linowego z napędem parowym, jak większość wyposażenia. Woda i ropa do kotła parowego była dostarczana rurami ze zbiorników na brzegu krateru. Wodę doprowadzał rurociąg z Canyon Diablo. Na rzece postawiono tamę i przekształcono ją w zbiornik wody, która była pompowana stamtąd do krateru. Jak wskazuje notatka na mapie, jeden ze zbiorników wody miał objętość 54000 galonów. W samym kraterze były przynajmniej trzy zbiorniki na wodę i dwa zbiorniki na ropę.

W 1909 roku było na północnym brzegu krateru muzeum, które było jednym z trzech miejsc na świecie mających kompletny zbiór okazów z krateru. Innym miejscem, jak się okazało, było Laboratorium Guyota w Princeton. Barringer nakłaniał słuchaczy swego wykładu do obejrzenia zgromadzonych tam materiałów. Ostatnim miejscem było Narodowe Muzeum U.S.A. w Waszyngtonie. Tam właśnie pracował G.P. Merill i tam były przeprowadzone badania do jego pracy z 1908 r. Praca ta stała się powszechnie znana i wykorzystywana przez badaczy innych kraterów. Powoływano się na nią w pracy po ekspedycji zorganizowanej przez Uniwersytet Adelaidy dla zbadania kraterów Henbury w 1932 r. Opisowe informacje o Kraterze Meteorowym Merill czerpał obficie z publikacji Barringera i Tilghmana.

Prace w arizońskim kraterze były kontynuowane przez ponad dwadzieścia lat, nawet po śmierci Barringera w 1929 r. Już w momencie opublikowania jego pracy w 1909 r. w dnie krateru wywiercono 28 otworów. W czternastu z nich na różnych głębokościach poniżej 450 stóp znaleziono utlenione żelazo niklonośne. W tym samym czasie liczba numerowanych wież wiertniczych w kraterze przekroczyła czterdziestkę. Ponadto niemal bez przerwy kopano dziesiątki rowów i dołów w pokrywach wyrzutowych. Było to więc ogromne przedsięwzięcie.

Swego celu, którym było znalezienie ogromnej bryły cennej rudy niklu, Barringer nigdy nie osiągnął. Już w momencie opublikowania swej pracy w 1909 r. (drugiej z jego czterech głównych publikacji o kraterze) znał on doskonale argumenty za wyparowaniem spadającego ciała przy uderzeniu. Być może to ogromna chęć znalezienia meteorytu zaćmiewała jego rozsądek, ale ze swej błędnej koncepcji nigdy nie zrezygnował. Było także kilku innych badaczy, którzy mogliby również zatrzymać swe badania. Dwa z trzech wniosków A.R. Aldermana z Uniwersytetu Adelaidy dotyczących kontynuowania prac przy kraterach Henbury proponują zlokalizowanie, nawiercenie i wydobycie znalezionych brył.

Alderman pisał:

(2) Należy zastosować metody geofizyczne do określenia położenia brył meteorytowego żelaza w każdym kraterze. Umiejscowienie, rodzaj skał na tym terenie i charakter poszukiwanej materii nadają się idealnie do zastosowania takich metod.

(3) Po zlokalizowaniu metodami geofizycznymi brył żelaza korzystne byłoby przeprowadzenie prac wiertniczych. Wiercenia byłyby z pewnością cenne przy badaniu głównych kraterów. W niektórych mniejszych jest możliwe, że materię meteorytową można wydobyć poprzez kopanie.

Większość prac prowadzonych w Kraterze Meteorowym zakończyła się klęską pod względem finansowym, ale poza tym przyniosła odkrycia naukowe. Szyb wiertniczy firmy U.S. Smelting na południowym brzegu był pod każdym względem kata-

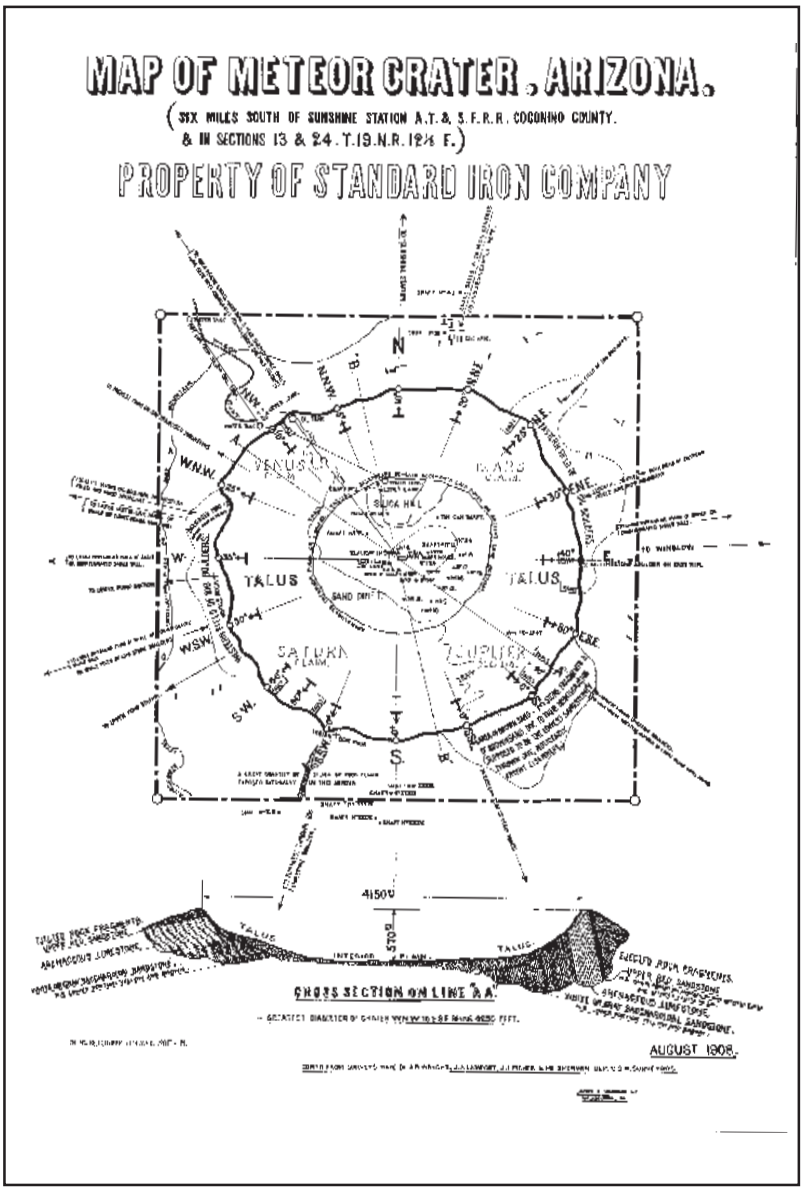
strofą finansową pochłaniając około 175000 dolarów. Jego los jest dobrze znany — strata urządzeń wiertniczych, strata miesięcy pracy na ich wydobywanie i strata dwóch lat na wiercenie jednego otworu. Jednak w końcu Barringer był zadowolony, że wwiercono się głęboko w część dużej bryły materii meteorytowej. Stwierdził on w swej ostatniej pracy dla Akademii Nauk Przyrodniczych w marcu 1923 r., że świder przeszedł przez „około trzydziestu stóp niewątpliwej materii meteorytowej". Trudno, by przy czytaniu historii tego wiercenia nie pojawiało się wciąż to samo pytanie: „Co przewierciło U.S. Smelting (przemianowane na Crater Mining Company)?" Próbki z ostatnich stu stóp podobno „wykazywały wysoką zawartość niklu". Jednak po stwierdzeniu obecności niklu doniesiono, że jakiś „twardy obiekt" osunął się z boku na wiertło i zaklinował je na amen. Te urządzenia wiertnicze pozostawiono i ominięto. Wkrótce potem dowiercono się materiału tak twardego, że posuwano się tylko o kilka cali podczas jednej zmiany. Wiertła tępiły się i niszczyły. Jedynymi skałami podłoża w kraterze były piaskowce i wapień i nie mogły one uszkodzić wierteł. Tajemnica tej materii pozostaje niewyjaśniona, ponieważ nigdy nie pobrano rdzeni wiertniczych z tego otworu. Materia wynoszona przez świder była „bardzo czarna, bardzo ciężka z widocznymi kawałkami zielonkawego metalu." Na głębokości 1376 stóp świder utknął ostatecznie w tym materiale. Tygodnie prób jego uwolnienia nie dały rezultatu i 15 listopada 1922 r. otwór został porzucony.

Jest oczywiste, że w kraterach wybuchowych następuje odparowanie materii i tak też się stało w Kraterze Meteorowym. Magnes umieszczony w glebie wokół krateru wyraźnie pokazuje, gdzie podziała się większość masy meteorytu. Obficie występują mikroskopijne kuleczki i okruchy metalu i tlenków. Jednak coś **jest** tam w ziemi według mnie na końcu otworu U.S. Smelting, tak jak było według Barringera. Nie jestem tak jak on pewien, co, ale z pewnością w jakimś sensie jest to meteorytowe.

W Kraterze Meteorowym w Arizonie ryto, wiercono i kopano jak w żadnym innym utworze na naszej planecie. Dziś pozostało niewiele śladów tych dawnych badań. Trochę szalunków na osypiskach, fragmenty porzuconych maszyn na dnie. Jednak wiedza uzyskana siedemdziesiąt do dziewięćdziesięciu lat temu rozprzestrzeniła się szybko i pozostaje do dziś. W kraterach Henbury, Odessa, Wabar i innych, gdzie budowano krok za krokiem teorię zderzeń, budowanie to opierało się na pracach prowadzonych w początkach wieku w Kraterze Meteorowym.

James Tobin jest redaktorem naukowym „The South Bay Magazine" i napisał książkę o Kraterze Meteorowym.

Od redaktora: W wydawanych ostatnio polskich publikacjach każdy nazywa Krater jak chce. Zgodnie z zasadami języka angielskiego, gdzie rzeczownik umieszczony przed rzeczownikiem pełni funkcję przymiotnika, nazwa powinna brzmieć Meteorowy Krater. Za to, że jest to bzdura, odpowiadają Amerykanie, którzy taką nazwę nadali. Przypuszczam, że gdyby nazwa brzmiała „Meteorite Crater", nikt nie wahałby się tłumaczyć tego, jako „Krater Meteorytowy". Tak więc proponuję lansowanie nazwy używanej w powyższym artykule. W końcu amerykańskie określenie „asteroidy" w świetle obecnej wiedzy jest równie bzdurne (w czym przypominają one gwiazdy?), a jakoś wszyscy chętnie go używają. Dlaczego więc nie może być Krater Meteorowy?



Oryginalna mapa terenu Krateru Meteorowego

O Weście i HED w Houston

Paolo Farinella

(Artykuł z kwartalnika Meteorite! Vol. 3 No. 1. Copyright © 1997 Pallasite Press)

Nauka o planetach jest wiedzą historyczną, pokrewną bardziej biologii ewolucyjnej niż „czystej fizyce". Tak zwane prawa pojawiające się w niej miały prawie zawsze charakter empiryczny i wynikały bardziej z historii niż z podstawowych praw fizycznych, tak że szczególne przypadki i wyjątki występują obficie nawet gdy zawdzięczamy tym prawom pewne możliwości przewidywania. Najlepszym przykładem jest chyba „prawo" Titiusa-Bodego, prosty wzór wyrażający quasi-geometryczny postęp rozmiarów orbit planet od Merkurego do Urana (włącznie z planetoidami, ale niestety bez Neptuna i Plutona). Innym podobnym przypadkiem jest „prawo" wiążące ślady wewnętrznej aktywności widoczne na stałej powierzchni planety (lub księżyca) z jej wielkością: zgodnie z tym „prawem" stosunkowo małe ciała, takie jak Księżyc czy Merkury, mają stare powierzchnie nasycone kraterami, podczas gdy na większych planetach (Wenus, Ziemia) widać oznaki rozległej aktywności wulkanicznej i tektonicznej (średniej wielkości ciała jak Mars mieszczą się w środku). Powód? **Jeśli** pierwotne (z promieniotwórczości lub akrecji) wewnętrzne ciepło planety jest jej głównym źródłem energii, to jej zbiornik musi być proporcjonalny do masy ciała (i objętości), podczas gdy energia wypromieniowywana w jednostce czasu jest proporcjonalna do jego powierzchni. Tak więc czas potrzebny do znacznego wystygnięcia jest mniej więcej proporcjonalny do objętości/pole powierzchni = rozmiar.

Badania zewnętrznej części Układu Słonecznego przez Voyagera dostarczyły aż nadto dowodów, że „jeśli" poprzedzające powyższe wyjaśnienie, jest bardzo istotne: na wielu księżycach poczynając od trzech galileuszowych księżyców Jowisza, a na małym Enceladusie i Mirandzie kończąc powierzchnia wyraźnie została przeobrażona przez długotrwałe procesy wewnętrzne zasilane przez zewnętrzne źródła energii takie jak pływy, czy wielkie zderzenia. Często jest to przedstawiane jako jedno z wielkich odkryć naukowych dokonanych dzięki Voyagerom i z pewnością tak jest. Ale... dla naukowców zajmujących się meteorytami i planetoidami nie powinno to być żadną niespodzianką. Fałszywość rzekomego „prawa" została już wykazana wcześniej.

Specjaliści od meteorytów wiedzą od kilkudziesięciu lat, że około 5% meteorytów spadających na powierzchnię Ziemi (tzw HED czyli howardyty, eukryty i diogenity) jest skałami magmowymi, które powstały w wyniku zakrzepnięcia magmy na powierzchni ich ciała macierzystego. Prawie wszystkie meteoryty (w tym oczywiście HED) pochodzą z pasa planetoid, gdzie największy obiekt (planetoida 1 Ceres) ma średnicę mniejszą niż 1000 km i masę ok. 1% masy Księżyca. W rzeczywistości od początku lat siedemdziesiątych większość meteorytyków i specjalistów od planetoid sądzi, że wie, która planetoida jest źródłem HED: najlepszym kandydatem jest 4 Westa, ciało o średnicy 500 km, którego widmo odbiciowe i inne własności powierzchni doskonale pasują do tego, czego oczekuje się od obiektu, który uległ dyferencjacji i ma bazaltową skorupę(1). Kilka lat temu zarówno badania dynamiczne jak i spektroskopowe (2) pokazały, że zderzenia tworzące kratery wyrzuciły w kosmos spore fragmenty bazaltowej skorupy Westy, które stały się członkami „dynamicznej rodziny" planetoid związanej z Westą. Rodzina ta rozciąga się aż do rezonansowych kanałów dynamicznych (3), które pozwalają na dostarczanie fragmentów planetoid na Ziemię, gdzie są one zbierane jako meteoryty — także typu HED.

Jak dotąd wszystko jest w porządku. Dlaczego jednakWesta jest wyjątkiem od korelacji między aktywnością wewnętrzną a wielkością ciała? •ródłem jej energii nie mogą być pływy, a zderzenia mogły odłupać kawałki jej skorupy, ale nie mogły spowodować stopienia całej planetoidy. Poza tym to samo musiałoby się przydarzyć innym planetoidom podobnej wielkości jak 2 Pallas i 10 Hygiea, które również są największymi członkami dynamicznych rodzin planetoid, ale mają „pierwotne" powierzchnie bez śladów dyferencjacji. Z drugiej strony w głównym pasie planetoid jest przynajmniej kilkadziesiąt obiektów typu M, których powierzchnie uważa się (na podstawie danych spektroskopowych i radarowych) za bogate w metaliczne żelazo niklonośne: te planetoidy są przypuszczalnie ciałami macierzystymi meteorytów żelaznych i są powszechnie uważane za bogate w metal jądra planetoid, które uległy dyferencjacji, a potem zostały rozbite w katastrofalnych zderzeniach. Jeśli jednak to prawda, to dlaczego Westa uniknęła podobnego losu i zachowała do dziś niemal nietkniętą bazaltową skorupę (poza kilkoma dużymi kraterami potrzebnymi do wyjaśnienia obecności małych członków jej rodziny)?

Problem ten był tematem seminarium naukowego w Lunar and Planetary Institute w Houston, 16 — 18 października 1996 r. (4). Mimo intesywnych badań nie ma jak dotąd zgody co do prawdopodobnych rozwiązań. Z drugiej strony mało kto wątpi w prawdziwość wyjściowej tezy o genetycznym powiązaniu Westy i HED. Widać to było z wyników głosowania przeprowadzonego wśród słuchaczy po początkowej dyskusji między R. Binzelem opowiadającym się za „ortodoksyjnym" poglądem, a J. Wassonem broniącym konkurencyjnej tezy, że HED mogą pochodzić z pewnej liczby mniejszych planetoid (które uległy stopieniu i dyferencjacji, a potem zostały rozbite niezależnie od Westy). Około 80% (w tym autor tego artykułu) głosowało za Binzelem, a prawie wszyscy pozostali wstrzymali się od głosu.

Podczas seminarium były prezentowane i szczegółowo dyskutowane zarówno fizyczne badania samej Westy (włącznie z ostatnimi obserwacjami z teleskopu kosmicznego Hubble) jak i szczegółowe analizy meteorytów HED. Powierzchnia Westy sprawia wrażenie złożonej pod względem geologicznym z rozległymi wylewami lawy i dużymi basenami uderzeniowymi podobnymi do mórz księżycowych, w których mogła pojawić się na powierzchni materia płaszcza. Ten scenariusz jest zgodny zarówno z utworzeniem się rodziny jak i z różnicami chemicznymi i petrologicznymi między eukrytami, diogenitami i howardytami (które mogą być próbkami z różnych głębokości pod powierzchnią Westy). Jednak szereg problemów pozostaje do wyjaśnienia.

Po pierwsze symulacje dużych zderzeń nie zdołały wytworzyć stosunkowo dużych (5 do 10 km średnicy) i szybkich (0,3 do 1 km/s) wyrzucanych fragmentów potrzebnych do utworzenia obserwowanej rodziny (i, w przypadku szybkości, mogących dotrzeć do kanałów rezonansowych). Po drugie wiek ekspozycji na promieniowanie kosmiczne meteorytów HED jest przważnie o rząd wielkości większy niż dynamiczny czas życia (1 do 10 mln lat) fikcyjnych cząstek startujących w rezonansach i badanych przez numeryczne całkowanie ich orbit. Po trzecie nie jest jasne, jak skorupa Westy mogła uniknąć pogruchotania i całkowitego usunięcia w wyniku zderzeń, podczas gdy inne ciała podobnej wielkości (jak ciało macierzyste 16 Psyche, planetoidy typu M, o średnicy 260 km, która może być właśnie jego dużym jądrem) zostały gruntownie rozbite i odarte z płaszcza i skorupy. Wreszcie tajemnicą pozostaje wciąż początkowy mechanizm ogrzewania, który był źródłem energii do stopienia i dyferencjacji Westy. Obaj proponowani kandydaci: rozpad promieniotwórczy krótko żyjących izotopów (takich jak ^{26}Al) i elektromagnetyczna indukcja podczas okresów zwiększonej magnetycznej aktywności Słońca, są odpowiedni w ogólnym sensie, ale wciąż nie wiadomo, dlaczego niektóre planetoidy (jak Westa) mogły ulec stopieniu i dyferencjacji, podczas gdy innym udało się uniknąć silnego ogrzewania i pozostały „pierwotnymi", jak większość meteorytów (chondryty). Ani wielkość, ani położenie w pasie planetoid nie wydaje się być odpowiednim kryterium podziału.

Jak wspomniałem, trudności te nie skłoniły większości uczestników seminarium w Houston do odrzucenia ortodoksyjnego modelu powiązania Westy i HED. Generalnie uważano, że dyskutowane problemy znajdą konkretne rozwiązania zgodne z modelem, gdy tylko będą prowadzone dalsze prace w kilku różnych dziedzinach. Trzy główne obszary (wszystkie licznie prezentowane na seminarium), w których takie prace trwają, to: (I) astronomiczne obserwacje Westy i innych magmowych planetek, (II) laboratoryjne badania HED i (III) teoretyczne prace nad modelami procesów ewolucji zderzeniowej i dynamicznej oraz mechanizmami ogrzewania i dyferencjacji. Jednak w końcowej dyskusji podkreślono, że największe nadzieje związane są ze specjalną misją kosmiczną do Westy, zwłaszcza gdyby był możliwy powrót orbitera i próbek, tak jak w planowanych misjach NEAR i Rosetta. Poza zrozumieniem przeszłości Westy i HED, taka misja pozwoliłaby zobaczyć po raz pierwszy potężne wulkany, kaldery i potoki lawy na planetce mniejszej niż Nowa Zelandia (czy Włochy). Czyż można się temu oprzeć?

Uwagi

1. Więcej szczegółów zawierają publikacje: McCord i in. 1970, *Science* 168, 1445; Drake 1979, w *Asteroids*, str. 765-782, Univ. of Arizona Press, Tucson; Cellino i in. 1987, *Icarus* 70, 546.
2. Zappala i in. 1990, *Astronomical Journal*, 100, 2030; Binzel and Xu 1993, *Science* 260, 186.
3. Zob. Farinella, *Meteorite!*, Maj 1996 str. 8-10
4. Program seminarium i streszczenia referatów są dostępne w internecie: http://cass.jsc.nasa.gov/lpi.html

Specjalne wydanie *Meteoritics and Planetary Science* zawierające wiele prac prezentowanych na seminarium, będzie opublikowane pod koniec 1997 r.

Uniwersytet w Pizie, Włochy

Olszty□skie Planetarium i Obserwatorium Astronomiczne oraz Sekcja Meteorów i Meteorytów PTMA

zapraszaj[1] na

VII Seminarium Meteorowo-Meteorytowe Olsztyn, 2-3 maja 1997 r.

Początek 2 maja, godz. 14. W programie

2 maja: M. Stępniewski — Niezwykły meteoryt Baszkówka
J.W. Kosinski — Geograf a meteoryty czyli o kraterach meteorytowych i nie tylko
Komunikaty: Saharyjski krewny Baszkówki
Programy obserwacji rojów meteorów
Program obserwacji meteorów sporadycznych
Radiowe obserwacje śladów meteorów
Propozycja obserwacji rojów planetoidalnych
Oglądanie komety Hale-Bopp (jak pogoda pozwoli) i nowego teleskopu w Obserwatorium

3 maja: B. i H. Hurnik — Problemy pyłu meteorytowego w Morasku
W.I. Cwietkow — Sichote-Alinski deszcz meteorytów

Szczegółowy program zostanie rozesłany zainteresowanym. Zgłoszenia udziału i prośby o rezerwacje noclegów prosimy kierować pod adresem: Olsztyńskie Planetarium i Obserwatorium Astronomiczne, Al. Piłsudskiego 38, 10-450 Olsztyn. Mile widziane propozycje krótkich wystąpień.

Spytaj geologa

odpowiada Bernhard Spörli

Publikacja z kwartalnika Meteorite! Vol. 3 No. 1.
Copyright © 1997 Pallasite Press

Jak wyjaśnia zagładę dinozaurów hipoteza Dekańskiego trappu i jak to się ma do hipotezy uderzenia planetoidy?

Gdy w XIX wieku utworzono skalę względnego czasu geologicznego opartą na skamieniałościach, geolodzy zauważyli wielką przerwę, w której na całej Ziemi zniknęły wszystkie amonity i dinozaury, wraz z innymi grupami zwierząt i roślin, występującą we wszystkich rodzajach skał osadowych. Przy podziale czasu geologicznego na cztery główne części (Pierwszorzęd, Drugorzęd, Trzeciorzęd i Czwartorzęd) wykorzystali to ważne wydarzenie do oznaczenia granicy między Drugorzędem a Trzeciorzędem. Ten wskaźnik przyjął się wśród geologów, chociaż nie zachowało się określenie Drugorzęd i używamy teraz nazwy jego najmłodszej części, Kredy nazywając ten wskaźnik granicą Kredy i Trzeciorzędu (lub K/T). Odkąd zaczęto stosować datowanie radiometryczne wiadomo, że absolutny wiek tego okresu wynosi 65 mln lat. Dowiedzieliśmy się też, że zagłada dotknęła w istotny sposób warstwy planktonu w światowych oceanach i nastąpił drastyczny spadek produktywności biologicznej. Dyskusja na temat natury tej granicy ożywiła się dopiero po roku 1980, po odkryciu anomalii irydowej w iłach z tej granicy w Gubbio, we Włoszech, a potem w innych miejscach i postawieniu hipotezy zderzeniowej dla wyjaśnienia zagłady.

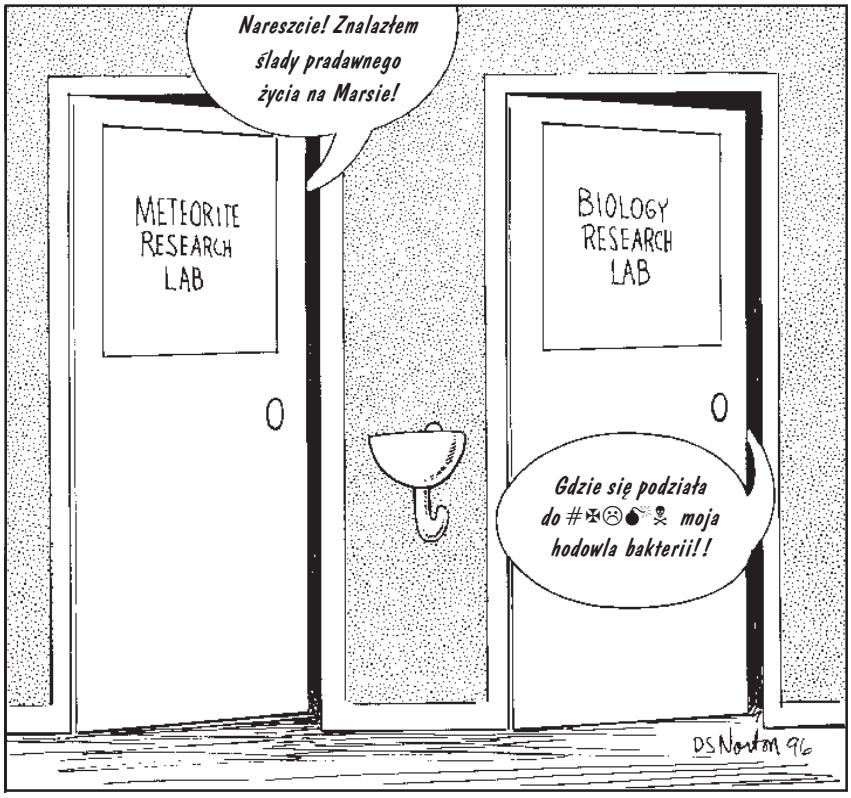
W przeciwieństwie do hipotezy zderzeniowej wyjaśnienie Trappu Dekańskiego postuluje, że zagłada była spowodowana przez szczególny rodzaj wulkanizmu. Oprócz zwykłych wulkanów bezpośrednio związanych z tektoniką płyt, których magma pochodzi z górnych warstw ziemskiego płaszcza, istnieje inny rodzaj pochodzący z fontann w płaszczu. Mogą one sięgać do zbiorników aż na granicy płaszcza i jądra, a więc do obszarów zawierających iryd. Fontanna w płaszczu wznosi się na kształt grzyba, którego głowa ma często ponad tysiąc kilometrów szerokości. Za nim idzie ogon o średnicy kilkuset kilometrów. Dlatego dotarcie fontanny na powierzchnię Ziemi jest widowiskowym, obejmującym ogromny obszar zjawiskiem wulkanicznym. W dalszym stadium do akcji wkracza ogon i aktywność wulkaniczna staje się skromniejsza, przejawiając się jednym z typowych wulkanów nad gorącą plamą rozrzuconych po całym globie.

Trapp dekański znajduje się w północno zachodniej części subkontynentu indyjskiego i składa się z bardzo grubych pokładów lawy rozciągających się na dużym obszarze (bazalty wylewne nazywane trappami w starszej literaturze). Wulkany dekańskie wybuchły około 65 mln lat temu i wytworzyły przynajmniej 1,5 mln kilometrów sześciennych bazaltu w ciągu zaledwie pół miliona lat. Gdyby przesunąć kontynenty do ich położenia w owym czasie, trapp dekański znalazłby się nad aktywną wciąż plamą gorąca, nad którą dziś jest wulkan La Reunion na Oceanie Indyjskim, co wskazuje, że jest on przejawem głowy fontanny, której ogon jest wciąż w La Reunion.

Zwolennicy wyjaśnienia Trappu Dekańskiego argumentują, że intensywny wulkanizm tamtych czasów wywołał ekologiczną niestabilność i zmiany środowiskowe. Z jednej strony uwolnienie ogromnych ilości dwutlenku węgla doprowadziło do efektu szklarniowego i globalnego ocieplenia, ale z drugiej strony zaciemnienie nieba wskutek wyrzucenia pyłu i innych aerozoli do stratosfery spowodowało ochłodzenie. Emisja dużych ilości kwasu solnego i siarkowego wywołała kwaśne deszcze. Niektórzy autorzy utrzymują, że zauważony spadek poziomu mórz na granicy K/T był także spowodowany przez wulkanizm dekański, gdy ogromna ilość materii skorupy w postaci lawy została przeniesiona z terenu oceanu na kontynent indyjski.

Obecnie większość naukowców zgadza się, że krater Chicxulub na Jukatanie jest śladem zderzenia na granicy K/T. Niektóre szczególne twory szokowego kwarcu w warstwach z granicy K/T z różnych miejsc mogły powstać tylko w wyniku uderzenia, chociaż inne struktury szokowe mogły powstać być może w wyniku szczególnej aktywności wulkanicznej.

Przedmiotem dyskusji jest, czy to zderzenie było odpowiedniego rodzaju i dostatecznie silne, aby spowodować całą obserwowaną zagładę. Koncepcja, że było ono dostatecznie silne by zaburzyć głębsze warstwy płaszcza i spowodować zjawiska wulkaniczne, nie jest powszechnie akceptowana. Wydaje się jednak pojawiać zgoda, że być może procesy wulkaniczne i zderzeniowe działały łącznie w już zakłóconej ekologii. W tym przypadku planetoida odpowiedzialna za krater Chicxulub mogła być słomką, której dodanie złamało kark dinozaurom.



Rysunek obok pochodzi z kwartalnika Meteorite! Vol. 3 No. 1.
Copyright © 1997 Pallasite Press

Badania meteorytów na Uniwersytecie Otwartym

Monica M. Grady

Uniwersytet Otwarty w Milton Keynes posiada największy zespół badawczy w Wielkiej Brytanii zajmujący się badaniem meteorytów: Zespół Nauk o Planetach wydziału Nauk o Ziemi kierowany jest przez profesora C.T. Pillingera i składa się obecnie (1991 r.) z około dwudziestu pięciu pracowników i studentów. Główny nacisk w badaniach zespołu kładziony jest na lepsze poznanie ewolucji ciał macierzystych meteorytów. Badania prowadzone są na kilku frontach obejmujących różne aspekty problemu.

W badaniach wykorzystywanych jest wiele różnorodnych urządzeń. Większość z nich, to typowe przyrządy analityczne spotykane w większych instytutach zajmujących się naukami o Ziemi: mikroskopy (w tym skaningowy i transmisyjny mikroskop elektronowy), mikrosonda elektronowa i urządzenia do analizy związków organicznych. Specjalnością Zespołu jest określanie zawartości i stosunków izotopowych lekkich pierwiastków (wodoru, węgla, azotu, tlenu i siarki) metodą połączenia stopniowego spalania i spektrometrii masowej. Ze względów organizacyjnych większość naszych wysiłków koncentruje się na badaniach węgla i azotu. Korzystając z przyrządów zaprojektowanych i wykonanych na Uniwersytecie Otwartym jesteśmy w stanie zanalizować próbki pozaziemskiej materii znacznie dokładniej niż inni członkowie naukowej społeczności korzystający z typowych przyrządów naukowych dostępnych w handlu. Możemy zanalizować normalnie 1 ng gazowego azotu i 0,5 ng węgla w postaci dwutlenku węgla. Ostatnio otrzymaliśmy mikrosondę jonową jako dodatek do naszego spektrometru masowego. Ten przyrząd powinien być cennym narzędziem uzupełniającym w naszych obecnych badaniach, ponieważ pozwoli na precyzyjną analizę zawartości pierwiastków i ich izotopów w poszczególnych fazach, zarówno w pozostałościach odpornych na działanie kwasów jak i umiejscowionych na polerowanej powierzchni całego okazu.

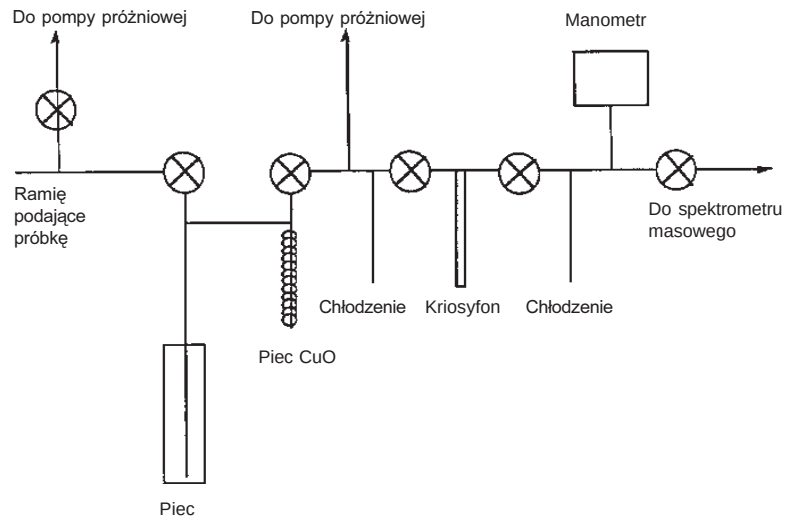
Metodologia

1. Stopniowe spalanie

Stopniowe spalanie jest techniką, która umożliwia rozdzielenie różnych składników meteorytu zawierających lotne pierwiastki na bazie odporności termicznej. Okazy (którymi mogą być sproszkowane fragmenty całej skały, pozostałości odporne na kwasy lub wydzielone minerały) są dokładnie ważone w kopertach z platynowej folii, a następnie umieszczane w próżniowym urządzeniu. Każdy spektrometr masowy ma swój własny przewód szklany lub metalowy, tak że gazy wytwarzane podczas spalania mogą być kierowane bezpośrednio do przyrządu. Schemat układu do uwalniania gazów jest pokazany na rysunku (Rys. 1).

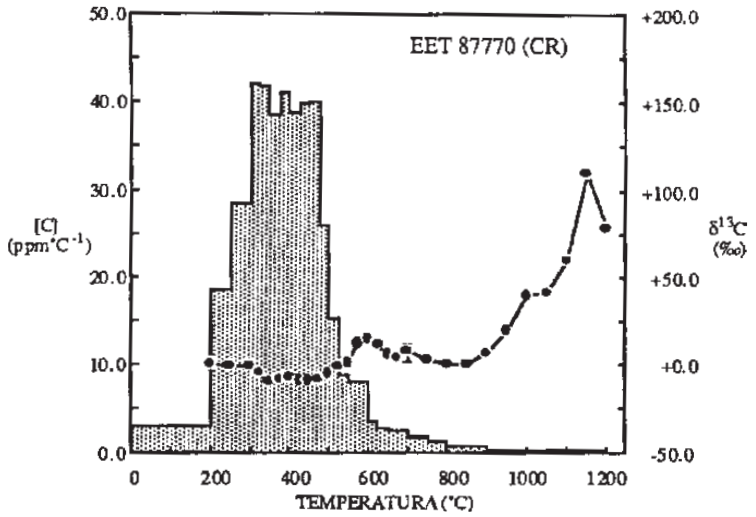
Po opróżnieniu, aby usunąć zanieczyszczenia atmosferyczne, temperaturę pieca podwyższa się do pierwszego poziomu w eksperymencie, na ogół do 200°C; tlen do spalania otrzymuje się przez ogrzewanie CuO do 900°C. Pierwszy krok zwykle usuwa wszelkie pochłonięte ziemskie zanieczyszczenia, takie jak N, CO_2 i H_2O z powietrza. Luźno związane sole, takie jak dwuwęglany utworzone w wyniku ziemskich procesów wietrzenia, także zaczynają rozpadać się w tej temperaturze. Po upłynięciu wymaganego czasu, zwykle 30 minut, temperatura CuO jest kolejno zmniejszana do 600°C, potem 450°C, aby pochłonąć nadwyżkę O_2, a produkty spalania są zamrażane poza piecem z próbką. Temperatura próbki jest następnie zwiększana (o 100°C, 50°C, 25°C lub 10°C, zależnie od rodzaju badanego materiału), temperatura CuO wzrasta znów do 900°C i zaczyna się kolejny krok. Jednocześnie gaz wytworzony w poprzednim etapie jest oczyszczany przy użyciu kriosyfonu o regulowanej temperaturze zanurzonego w ciekłym azocie. Porcja wytworzonego gazu jest mierzona czułym manometrem, po czym czysty gaz (lub jego część) przechodzi bezpośrednio do spektrometru masowego do analizy izotopowej.

Analiza pojedynczego okazu może zająć do trzech dni, zależnie od



Rys. 1. Schematyczny rysunek pokazujący układ do uwalniania gazów. Taki układ próżniowy można użyć do oczyszczenia N_2, CO_2 czy SO_2 przed analizą w spektrometrze masowym. Dodanie pieca zawierającego cynk, aby przekształcić H_2O w H_2 pozwala na analizę H_2. Ciśnienie w układzie powinno być ok, $5x10^{-6}$ mb lub niższe.

wybranego sposobu zwiększania temperatury, chociaż najczęściej doświadczenia trwają 15 – 18 godzin. Wyniki analizy chondrytu węglistego typu CR, Elephant Moraine (EET) są pokazane na rysunku (Rys. 2), aby zilustrować zasadę stopniowego spalania, ze wskazaniem, jakie składniki są obecne i w jakiej temperaturze spalają się. Jednym z najbardziej cennych aspektów tej techniki jest to, że pozwala ona na oddzielenie zanieczyszczeń ziemskimi związkami organicznymi (kurz itp), które na ogół spalają się poniżej 450°C, od właściwego węgla meteorytowego.



Rys. 2.

Temperatura (°C)	Składnik
< 200	Atmosfera, luźno związane dwuwęglany
200 – 450	Organiczne, drobnoziarnisty diament, amorficzny węgiel
500 – 700	Węglany
> 750	Grafit, węglik krzemu

2. Spektrometria masowa

Schemat spektrometru masowego jest pokazany na rysunku 3. W zasadzie czysta próbka badanego gazu jest wprowadzana do obszaru źródłowego spektrometru masowego, gdzie jest jonizowana przez bombardowanie elektronami (np do N_2+, lub CO_2+). Jon cząsteczkowy jest następnie przyspieszany przez pole magnetyczne, w którym jego droga jest określona przez stosunek masy do ładunku (m/z), np $^{14}N^{14}N^+$ (m/z = 28) jest oddzielany od $^{15}N^{14}N^+$ (m/z = 29). Rozproszone jony są zbierane i zliczane, a sygnał wzmacniany. Cała procedura jest zautomatyzowana i pod kontrolą komputera.

Obliczany jest stosunek częściej występujących izotopów (masa 28 dla N_2, 44 dla CO_2) do rzadziej występujących, po czym tę samą procedurę stosuje się do gazu odniesienia. Nasze przyrządy są przystosowane do określania względnej różnicy stosunków izotopowych między próbką a materiałem porównawczym a nie absolutnego stosunku w próbce, z dokładnością ±0,05% zarówno dla azotu jak i węgla. Odpowiednie programy komputerowe wyliczają następnie z uzyskanych danych skład izotopowy próbki gazu. Wszystkie systemy obróbki danych i programy zostały przygotowane przez członków Zespołu Nauk o Planetach.

Zastosowania

Badania materii pozaziemskiej w Zespole Nauk o Planetach obejmują tak wiele różnych dziedzin, że nie sposób je wszystkie omówić. Skoncentruję się więc na trzech dziedzinach, w których ostatnio byliśmy najbardziej aktywni.

1. Ziarna pyłu międzygwiezdnego w pierwotnych chondrytach

Chondryty węgliste są powszechnie uważane za najbardziej pierwotne rodzaje meteorytów, które uległy niewielkim przeobrażeniom od chwili akrecji w ciała macierzyste. Chondryty węgliste są aglomeratami minerałów wysokotemperaturowych (krzemiany, spinele itd) osadzonych w drobnoziarnistym cieście skalnym pochodzenia niskotemperaturowego (minerały ilaste, związki organiczne itd). Chondryty CI i CM były w pewnym okresie przedmiotem przeobrażeń wewnątrz ciał macierzystych, czego dowodem jest obecność węglanów i siarczanów w żyłkach przecinających ciasto skalne i występowanie uwodnionych minerałów takich jak smektyt. Zarówno składniki wysokotemperaturowe jak i niskotemperaturowe łatwo powiązać z formowaniem się Układu Słonecznego. Ich współistnienie jest odbiciem złożonej historii nawet tej „pierwotnej" materii. Ponadto jednak ukryte są w chondrytach węglistych składniki pochodzące spoza Układu Słonecznego: diamenty, grafit i węglik krzemu. Stanowią one tylko kilka ppm (części na milion) w składzie całego meteorytu, ale na szczęście mają etykietki w postaci odmiennego izotopowo węgla, azotu i gazów szlachetnych, co pozwala je rozpoznać. Na Uniwersytecie Otwartym, pracując wspólnie z dr Johnem Ardenem z Uniwersytetu Oksfordzkiego, pracowicie przygotowywaliśmy odporne na kwasy pozostałości z wielu chondrytów węglistych mając nadzieję, że metoda stopniowego spalania pozwoli na ostateczne rozróżnienie poszczególnych typów ziaren międzygwiezdnych. Analizy węgla i azotu z tej materii, szczególnie diamentów, pokazały, że istnieją wyraźne różnice tych ziaren między różnymi typami meteorytów. Z tych niejednorodności ilości azotu, stosunku C/N i składu izotopowego węgla wynika, że diamenty w meteorytach pochodzą z kilku źródeł i nie wymieszały się dokładnie w mgławicy słonecznej. Celem naszych dalszych badań jest zidentyfikowanie wielu pomniejszych składników pierwotnych chondrytów i rozwikłanie natury ziaren międzygwiezdnych i ich powiązań zarówno z innymi egzotycznymi tworami jak i z całą skałą, w której się znajdują.

2. Badania Marsa

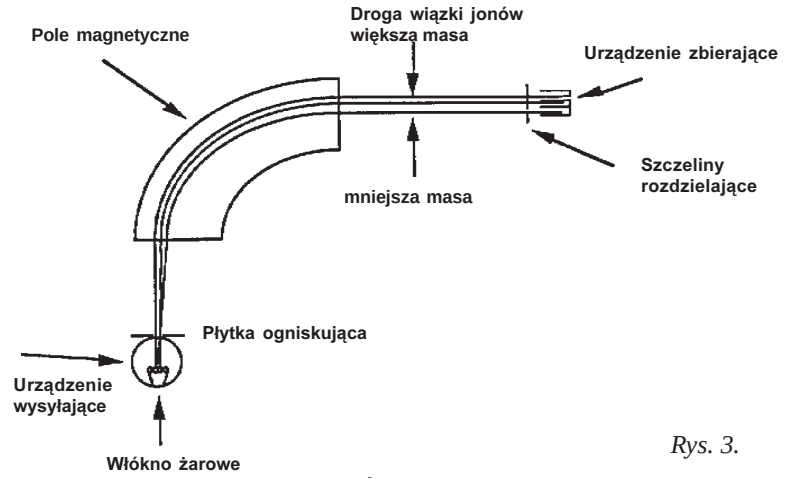
Istnieje grupa meteorytów podejrzewana na podstawie różnych dowo-

dów o to, że pochodzi z Marsa. Meteoryty SNC (od Shergotty, Nakhla i Chassigny) mają młody wiek krystalizacji i podobny skład izotopów tlenu. Pomiary izotopów i względnej ilości schwytanych gazów szlachetnych i azotu pokazały podobieństwo do wyników analiz marsjańskiej atmosfery przez Wikingi. Meteoryty SNC są kumulatywnymi skałami magmowymi, które powstały w płytkich zbiornikach lub wypłynęły na powierzchnię jako lawy. Mimo ich magmowego pochodzenia te meteoryty są w szerokim zakresie badane na Uniwersytecie Otwartym, aby rzucić pewne światło na procesy zachodzące w atmosferze i na powierzchni Marsa. Rysunek 4 pokazuje schematycznie jakiego rodzaju informacje są uzyskiwane dzięki analizie stabilnych izotopów w marsjańskich skałach magmowych.

W wyniku naszych badań meteorytu Nakhla metodą spalania i rozpuszczania w kwasach odkryliśmy, że ten okaz zawiera znaczne ilości kalcytu (węglanu wapnia). Odkrycie to zostało następnie potwierdzone petrograficznie. Analizy kilku dalszych meteorytów SNC pokazały, że węglany są rozproszone w cieście skalnym wszystkich tych meteorytów, i że istnieją przynajmniej dwie generacje węglanów z odmiennym składem izotopów tlenu i węgla. Część węglanów powstała prawdopodobnie w wyniku reakcji gazu ze skałą na powierzchni planety (w atmosferze Marsa jest ponad 90% CO_2). Jest więc produktem wietrzenia. Druga grupa węglanów powstała w wyższej temparaturze niż pierwsza i prawdopodobnie została wytworzona w środowisku wodnym, co wspiera dowody rozległego występowania wody na Marsie. Obecnym celem naszych „marsjańskich" badań na Uniwersytecie Otwartym jest zrozumienie zależności między schwytanymi składnikami atmosferycznymi, produktami wietrzenia i lotnymi składnikami magmy, aby uzyskać globalny obraz geochemicznej cyrkulacji lotnych składników na Marsie.

3. Euromet

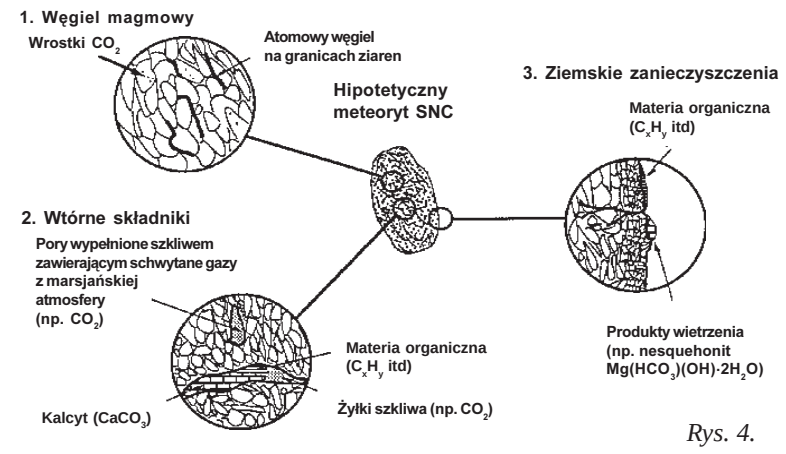
„Euromet" oznacza współpracę ponad czterdziestu europejskich laboratoriów z dwunastu krajów powołaną przez Unię Europejską dla poszukiwania meteorytów, głównie na Antarktydzie. Koordynatorem jest Uniwersytet Otwarty i wszystkie okazy znajdowane przez zespoły Eurometu trafiają do Uniwersytetu Otwartego w celu wstępnej klasyfikacji i przechowania, zanim zostaną przekazane międzynarodowej społeczności naukowej do badania i analizy. Pierwsza wyprawa Eurometu odbyła się w rejon Frontier Mountain, w północnej części Ziemi Wiktorii na Antarktydzie i przywiozła 264 meteoryty — piękny początek programu, który mamy nadzieję kontynuować. Zwracamy uwagę nie tylko na zimne pustynie Antarktydy, ale i na gorące pustynie: w ciągu ostatnich kilku lat zauważono, że tereny takie jak Nullarbor Plain w Australii Zachodniej i Sahara w Północnej Afryce są bogate w meteoryty. Program Eurometu pozwoli na uzyskanie nowych okazów znanych typów meteorytów, okazów dotąd nieznanych rodzajów i szczególnie czystego materiału ułatwiającego odróżnienie ziemskich zanieczyszczeń od węgla meteorytowego.



Rys. 3.

Podsumowanie

Mam nadzieję, że ten artykuł dał pewien obraz badań materii pozaziemskiej prowadzonych na Uniwersytecie Otwartym. Jest to jedynie fragment naszej działalności. Nie wspomniano tu o badaniu próbek księżycowych, pyłu kosmicznego, badaniu ureilitów, anomalnych chondrytów i achondrytów, meteorytów żelaznych, niezrównoważonych chondrytów zwyczajnych, organicznych składników chondrytów węglistych.....lista może być jeszcze długa. Dzięki naszym unikalnym przyrządom jesteśmy często proszeni o włączenie się do międzynarodowych zespołów badających szczególnie interesujące meteoryty. Wyniki naszych badań publikujemy regularnie w czasopismach takich jak *Meteoritics, Geochimica & Cosmochimica Acta* oraz *Planetary Science Letters,* tak że można śledzić na bieżąco nasze aktualne zainteresowania.



Rys. 4.

Nowiny

Targi Monachijskie

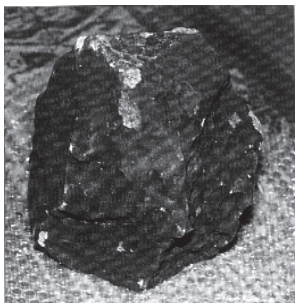
Targi Monachijskie były otwarte dla publiczności w sobotę i niedzielę 2 i 3 listopada 1996 r. Odbywały się w Monachijskim Centrum Targowym, gdzie sześć dużych sal było wypełnionych głównie minerałami i wyrobami jubilerskimi. Tylko jednak z pół tuzina wystawców, głównie z USA, rzeczywiście koncentrowało się na meteorytach, tektytach i impaktytach. Kilku innych miało duże okazy Gibeona wystawione dla przyciągnięcia oka, ale oferowali głównie ziemskie minerały. Kilku specjalizowało się w moldawitach.

Kilka wrażeń: było sporo czerwono-brązowych okazów Sikhote-Alin i po Gibeonie ten meteoryt widywano najczęściej. Wśród meteorytów żelazno-kamiennych najczęściej wystawiano Esquel i Vaca Muerta, podczas gdy meteoryty kamienne zdominował Gao. Jak się spodziewano, kupienie SNC było prawie niemożliwe — ceny wzrosły ostatnio dziesięciokrotnie.

Następne Targi Monachijskie odbędą się 22 i 23 listopada 1997 r.

Dr Christian Pinter, Wiedeń, Austria

Nowy włoski meteoryt



Meteoryt spadł w środkowych Włoszech 25 września 1996 r., około godz. 3.30 po południu czasu miejscowego, w pobliżu miasta Fermo w prowincji Ascoli Piceno. Jest to chondryt ważący 10,2 kg. Oczekuje na dokładniejsze sklasyfikowanie.

Maurizio Eltri,
Lido di Venezia, Włochy

Saharyjski kuzyn Baszkówki

Ekspedycja poszukująca w ubiegłym roku meteorytów w południowej części Sahary na terytorium Nigru napotkała w obozie Tuaregów fragmenty meteorytu. Spadł on 21 sierpnia 1991 r. w dzień. Datę zapamiętano dzięki temu, że był to dzień urodzin syna Tuarega, który znalazł meteoryt. Tuaredzy rozbili ważący ponad 100 kg kamień, a ponieważ nie zauważyli w nim nic ciekawego, pozostawili jego fragmenty.

Wszystkie fragmenty trafiły do Swiss Meteorite Laboratory i instytutów badawczych w Niemczech. Wstępnie sklasyfikowano meteoryt jako chondryt zwyczajny L5 i nadano mu nazwę Mt. Tazerzait. Uwagę zwróciła wyjątkowa porowatość nie spotykana w innych chondrytach z wyjątkiem Baszkówki. Dr Stępniewski uzyskał z Niemiec informację, że również wiek ekspozycji tego meteorytu na promieniowanie kosmiczne jest wyjątkowo długi i zbliżony do wieku Baszkówki. Nasuwa to podejrzenie, że oba meteoryty są fragmentami tego samego ciała.

W porównaniu z Baszkówką meteoryt Mt. Tazerzait jest nieco mniej kruchy, gdyż jego pory przeważnie nie są połączone ze sobą, jak w Baszkówce. Poza tym zawiera liczne podobne elementy, m. in porowate chondry, achondrytowe okruchy oliwinu i duże okruchy metalicznego żelaza niklonośnego połączone z troilitem. Mimo suchego klimatu Sahary widoczne są w nim rdzawe ślady wietrzenia.

Red.

Śmiertelnie mały kąt

Nowe badania wskazują, że planetoida, która uderzyła w Ziemię 65 mln lat temu i zniszczyła dinozaury, była szczególnie zabójcza dla Ameryki Północnej, ponieważ uderzyła w półwysep Jukatan z południowego wschodu pod kątem 20–30 stopni kierując niszczącą energię na północny zachód.

Z badań tych wynika, że mały kąt zetknięcia się planetoidy z Ziemią był przyczyną wyrzucenia zgodnie z kierunkiem jej lotu fal kul ognistych unoszących materię odparowaną w miejscu uderzenia. Skutkiem tego największe zniszczenia powstały w Ameryce Północnej na przedłużeniu toru lotu uderzającego ciała. Badania sugerują pewne wyjaśnienie straszliwych skutków takiego zderzenia: Ogrom zniszczeń spowodowanych uderzeniem obiektu w Ziemię może odzwierciedlać kąt uderzenia tego obiektu.

„To stwierdzenie może pomóc nam określić, co spowodowały inne uderzenia w Ziemię w przeszłości i co mogą spowodować w przyszłości.” stwierdził Peter Schultz, profesor geologii z Uniwersytetu Browna. On i Steven D’Hondt, profesor oceanografii na Uniwersytecie Rhode Island są autorami pracy opublikowanej w listopadowym numerze Geology z 1996 r.

Badacze sugerują, że stosunkowo mały kąt uderzenia w Półwysep Jukatan spowodował wyrzucenie ognistej kuli w kierunku Ameryki Północnej. Uniosła ona ponad trzykilometrową warstwę odparowanych skał i innej materii zdartej z Jukatanu. Zabójcza strefa materii przeleciała z prędkością bliską orbitalnej nad Ameryką Północną i w końcu dokoła globu.

Za dowód badacze uznają fakt, że mający kształt podkowy krater na Jukatanie jest bardzo podobny do kraterów na Księżycu i Wenus, które powstały wskutek uderzeń obiektów pod małymi kątami. Gęsta atmosfera Wenus zatrzymuje gazy wyrzucane z krateru po zderzeniu. Badacze studiowali obrazy tych kraterów, z których wynika, że ta gazowa materia jest wyrzucana falami po uderzeniu obiektu.

Schultz użył działa o dużej mocy do odtworzenia dynamiki obiektu uderzającego w powierzchnię Ziemi pod kątem 20 — 30 stopni. Wynikiem doświadczenia były podkowiaste kratery, a na zwolnionym filmie zarejestrowano gaz i materię wyrzucone zgodnie z kierunkiem uderzenia.

Biuro informacyjne Uniwersytetu Browna