

第4回
南極隕石シンポジウム講演要旨

The Fourth Symposium
on Antarctic Meteorites

Programme and Abstracts

昭和54年2月21日～2月22日

February 21 and 22, 1979

国立極地研究所

National Institute of Polar Research

Tokyo, Japan

第 4 回 南 極 隕 石 シ ン ポ ジ ウ ム

プ ロ グ ラ ム

日 時 昭和 5 4 年 2 月 2 1 日 (水)
 1 0 時 ~ 1 7 時
 昭和 5 4 年 2 月 2 2 日 (木)
 1 0 時 ~ 1 7 時

会 場 国 立 極 地 研 究 所 講 義 室

主 催 国 立 極 地 研 究 所

2 月 2 1 日 (水 曜 日) 1 0 : 0 0 ~ 1 7 : 0 0

挨 拶 国 立 極 地 研 究 所 長 永 田 武
(1 0 : 0 0 ~ 1 0 : 1 5)

座 長 小 沼 直 樹 (筑 波 大)
(1 0 : 1 5 ~ 1 2 : 0 0)

1. 1 9 7 8 - 9 年 度 西 南 極 隕 石 探 査 報 告 (1 0 : 1 5 ~ 1 0 : 3 5)

極 地 研 西 尾 文 彦

" 船 木 実

" 白 石 和 行

2. Antarctic meteorite processing and curation at Johnson
Space Center, Houston, Texas (1 0 : 3 5 ~ 1 0 : 5 5)

N A S A E. K. Gibson, Jr

" D. D. Bogard

" J. Annexstad

3. カ タ ロ グ 作 成 の た め の や ま と - 7 4 , - 7 5 隕 石 の 再 検 討
(1 0 : 5 5 ~ 1 1 : 1 5)

東 大 (理) 武 田 弘

極 地 研 矢 内 桂 三

茨 城 大 (理) 池 田 幸 雄

N A S A M. B. Duke

神 戸 大 (理) 宮 本 正 道

4. 南 極 産 や ま と 隕 石 の 分 類 (I) (1 1 : 1 5 ~ 1 1 : 3 5)

秋 田 大 (鉱 山) 松 枝 大 治

" 加 納 博

極 地 研 矢 内 桂 三

5. 2, 3 のやまと隕石 (コンドライト) の分類と記載岩石岩
(11:35~11:55)

北大 (理)	木村 真
北星大	八木健三
北大 (理)	大沼晃助

~~~~~ 休 憩 ~~~~~  
(12:00~13:15)

座 長 久 城 育 夫 (東大 (理))  
(13:15~15:00)

6. 南極産のユニークなエコンドライトについて  
(13:15~13:35)

|          |      |
|----------|------|
| 東大 (理)   | 武田 弘 |
| 東大 (海洋研) | 石井輝秋 |
| 極地研      | 矢内桂三 |

7. “平衡”コンドライト。Yamato 74190, 74354,  
74362, 74115, 74646 の岩石学的研究  
(13:35~13:55)

|        |      |
|--------|------|
| 東大 (理) | 永原裕子 |
|--------|------|

8. “平衡”コンドライトの岩石学的研究  
—その非平衡現象について (13:55~14:15)

|        |      |
|--------|------|
| 東大 (理) | 永原裕子 |
|--------|------|

9. やまと74442隕石の岩石学的研究 (14:15~14:35)

|         |      |
|---------|------|
| 茨城大 (理) | 池田幸雄 |
| 東大 (理)  | 武田 弘 |

10. やまとー75 小隕石及びやまとー74 小コンドライトの鉱物学  
(14:35~14:55)

|          |      |
|----------|------|
| 神戸大 (理)  | 宮本正道 |
| 東大 (理)   | 武田 弘 |
| 極地研      | 矢内桂三 |
| 長崎大 (教養) | 松本徭夫 |

~~~~~ 休 憩 ~~~~~  
(15:00~15:20)

座 長 武 田 弘 (東大 (理))
(15:20~17:00)

11. やまと隕石 (Yamato 7308) の斜長石 (15:20~15:40)

| | |
|--------|------|
| 名大 (理) | 諏訪兼位 |
| 北星大 | 八木健三 |

12. ヤマトコンドライト (74354) の融解実験 (15:40~16:00)

| | |
|--------|-------------|
| 東大 (理) | 久城育夫 |
| " | 永原裕子 |
| カーネギー研 | B. O. Mysen |

13. やまと隕石中の希土類元素 (16:00~16:20)

| | |
|---------|------|
| 神戸大 (理) | 増田彰正 |
| " | 中村 昇 |
| " | 清水 洋 |
| " | 和気坂健 |

14. A survey of total carbon and sulfur abundances in Antarctic Meteorites (16:20~16:40)

| | |
|---------|----------------|
| N A S A | K. Gibson , Jr |
| 極地研 | 矢内桂三 |

15. Search for amino acids in the Yamato meteorite 74662. 23
(16:40~17:00)

| | |
|---------|----------------|
| メリーランド大 | C. Ponnampaiya |
| " | A. Shimoyama |
| 極地研 | 矢内桂三 |

~~~~~

懇	親	会	(於 極地研究所)
			17:30 ~ 19:00

~~~~~

2月22日(木曜日) 10:00~17:00

| | | | |
|---|---|------|---------------|
| 座 | 長 | 増田彰正 | (神戸大(理)) |
| | | | (10:00~11:40) |

16. コントロールとマトリックスの化学組成 (10:00~10:20)

| | |
|---------|------|
| 筑波大(化学) | 小沼直樹 |
| "(分析) | 西田憲正 |
| "(地球科学) | 大塚芳郎 |

17. 南極隕石の希ガス同位体研究 (10:20~10:40)

| | |
|-------|------|
| 阪大(理) | 高岡宣雄 |
| " | 長尾敬介 |

18. Yamato 隕石及び Allende 隕石中の Mg 同位体比測定
(10:40~11:00)

| | |
|--------|------|
| 阪大(教養) | 西村 宏 |
| " | 岡野 純 |

19. Sm — Nd and Rb — Sr isotopic systematics of Yamato meteorites (11 : 00 ~ 11 : 20)

神戸大 (理) 中村 昇

" 増田彰正

米国地質調査所 立本光信

20. 南極隕石中の宇宙線生成放射性核種と Radiation History (11 : 20 ~ 11 : 40)

東大 (核研) 今村峯雄

東大 (物性研) 本田雅健

カリフォルニア大 西泉邦彦

" J. R. Arnold

~~~~~ 休 憩 ~~~~~  
( 11 : 40 ~ 13 : 00 )

座 長 本 田 雅 健 (東大 (物性研) )  
( 13 : 00 ~ 15 : 00 )

21. Metallographic properties of Antarctic Iron meteorites ( 13 : 00 ~ 13 : 20 )

U. S. スチール研 R. M. Fisher

極地研 永田 武

22. Yamato 隕石の熱的性質 ( 13 : 20 ~ 13 : 40 )

東大 (理) 松井孝典

" 大迫正弘

23. 南極産 Achondrite の磁氣的性質 ( 13 : 40 ~ 14 : 00 )

極地研 船木 実

" 永田 武

24. 石質隕石の Fusion Crust 残留磁気 (14:00~14:20)  
                                 極地研                                永田 武
25. 石質隕石の磁気的分類 (IV) (14:20~14:40)  
                                 極地研                                永田 武
26. 隕石残留磁気と原始太陽系磁場 (14:40~15:00)  
                                 極地研                                永田 武

~~~~~ 休

憩 ~~~~~

(15:00~15:20)

総 合 討 論

座 長 永 田 武 (極地研)

(15:20~17:00)

◎ 講演時間 15 分, 質疑 5 分です。時間を厳守してください。

1978-9年度西南極隕石探査報告 (その1) 隕石探査

白石和行 (極地研)
船木 実 ()
西尾文彦 ()

オ3回目の日米協同隕石探査が、1978年11月から1979年1月にかけて、Victoria Land南部において実施された。今回はアメリカ側から W. Cassidy (Univ. of Pittsburgh), J. Annexstad (NASA), U. Marvin (Smithsonian Astrophysical Observatory), D. Clauser (Univ. of Pittsburgh) の4氏が参加した。

今回の主な調査目的は、1) Allan Hills のように大量の隕石が集中している地域を新たに発見すること。2) 隕石集積機構解明のための雪氷学的調査をおこなうこと。にあった。渡者は1)の探査結果について報告する。

[探査地域・方法・期間]

(1) Allan Hills 周辺: 11月10日より27日、12月26日より1月15日の2期に分けて探査がおこなわれた。更に12月の雪氷学的調査のあい間にも探査した。

当初、北方の Reckling Peak, Mawson 氷河上流部の裸氷帯をも対象としたが、天候・設営の面からの制約で計画を放棄した。行動は主にスノーモビルにより、昨年とほぼ同じ地域を探査した。

(2) Darwin 氷河周辺: 氷河地質調査等のため設けられた Darwin 氷河上のキャンプを基地として、ヘリコプターによる偵察を12月2日より30日までの間におこなった。北は、Boomerang Range (78°20'S) から南は Lonewolf Nunataks (81°30'S) までの大陸側裸氷地域をくまなく探索した。また、Derrick Peak と Darwin 氷河上流において徒歩による探索をおこなった。

[採集方法]

今回もアメリカ側の用意した用具とサンプル袋を利用した。袋は3種類 (テフロン: 一般用, ポリエチレン: 隕鉄用, アルミホイル: 炭素質コンドライト用)。サンプルは冷凍保存しているが、実際には、太陽の輻射熱のため、発見時既に水滴が付着しているものも少なくない。12ヶの比較的大きなコンドライトについて、発見時の位置を示す orientation

を記録した。

[成果]

表に示すように、総計310試料を入手した。の中には、他の地質調査隊によって採集された6ヶを含む。

今回の探査で特筆すべき事柄を2・3挙げる。

1. Derrick Peak における隕鉄の大量発見。

Waikato 大学の Low らは、地質調査中に Derrick Peak の山腹から6ヶの隕鉄を発見した。その後の数々の探査により、更に10ヶ発見された。裸氷上又は新しいモレーン以外からの最初の発見であろう。

2. Allan Hills における大量発見。

昨年と同じ地域から、250ヶ以上の隕石が発見された。大部分は5cm以下の破片である。これらの大部分は、裸氷上の積雪が移動することによって現われたと考えられる。

3. 南極隕石が有名になり、他の調査隊によって偶然に発見されるケースが出てきた。

Ohio State Univ. の Kyle らは Reckling Peak ふきんで、5ヶのコンドライトを発見、寄贈を受けた。

4. 結局、Allan Hills に匹敵する集中域は発見されなかったが、Darwin 氷河上流のように、徒歩による探索によって、小さな隕石を大量に見つけられる可能性はある。

Preliminary Tabulation of Specimens Found during Field Season 1978-1979

| | around
Darwin Glacier | around
Allan Hills | total |
|--------------------------------------|--------------------------|-----------------------|-------|
| Iron meteorites | 10 | 1 | 11 |
| Achondrites | | 4 | 4 |
| Chondrites except
Carbonaceous c. | 34 | 256 | 290 |
| Carbonaceous
chondrites | | 2 | 2 |
| Possible
meteorites | | 3 | 3 |
| | 44 | 260 | 310 |

1978-79 年度 西南極 隕石探査報告 (その2) 氷河調査

西尾文彦 (極地研) John O. Annexstad (NASA)

白石和行 (〃)

船木 実 (〃)

1. はじめに

やまと山脈周辺の広大な裸氷帯で大量の隕石の発見に端を発して、マクマードサウンド周辺で南極横断山脈の東南極氷床がつか当る上流側にも広大な裸氷帯が存在し、大量の隕石が発見されつつある。

NAGATA は、やまと山脈周辺の氷河学的調査の結果にもとづいて、氷河流動による隕石集積機構の可能性を定量的に示した。また、もう一回南極隕石シンポジウムでは、やまと山脈周辺の裸氷帯の氷床流動の特性や、裸氷帯での気象学的特性などが報告されている。

日本は世界に先がけて、南極氷床上の裸氷域での隕石探査および氷河流動による隕石の集積機構の研究に着手し、世界中の関連する研究者の注目をあびている。また氷河学を中心として、さらに興味ある問題が提出されるものと思う。しかし、隕石の集積機構を真に実証するためには、多大の労力と時間がかかることと、関連した分野の総合的な研究が要請される。

筆者らは、予察的な調査ではあるが、今回マクマードサウンド周辺の裸氷帯で、隕石が大量に発見されている ALLAN HILLS において隕石の集積機構に関連した氷河調査を行なったので報告したい。

2. 調査地域

マクマード基地から約 230 Km の距離にあり、東南極氷床が南極横断山脈につく当る ALLAN HILLS NUNATAK の上流側の裸氷帯では、3 年間(今回の隕石探査も含む)の隕石探査で、約 580 個の隕石が発見されている。隕石がみつかっている裸氷帯の面積は約 150 Km² で、やまと山脈周辺の裸氷帯(約 4,000 Km²)に比して小さい。しかし、大多数の隕石は、裸氷上の非常に狭い範囲に集中して発見されている。また、マクマード基地から、ヘリコプターで行くことができるので、隕石の集積機構を調べには適した地域である。

12月7日より1月2日にかけて、西尾(極地

研), John O. Annexstad (NASA) の二人は、この地域に入り、隕石探査を行ないながら、氷河の流動測定、氷河水の採集を行なった。

3. 流動測定

ドライバレー周辺で、東南極氷床の氷河調査(特にアイスレーダーを用いたの基盤地形調査)は行なわれているが、ALLAN HILLS 周辺はまったくの空白部である。そこで今回は、まず氷床の流動状況を知るために、ALLAN HILLS NUNATAK に不動点をもうけ、隕石の集中して発見される裸氷帯を通過して、上流側に約 15 Km にわたる三角鎖の設置、測量を行った。三角鎖の再測を実施することによって、裸氷域の氷床の水平、垂直流動量、歪み速度およびスレークの長さの読みとりから、裸氷の昇華量が明らかにさるはずである。しかし、隕石の集積機構において、氷床流動による輸送集積を考へる際、集積域の面積の確定が必要であるが、この確定は将来に残される大きな問題である。

4. 氷試料の採集

裸氷域の氷は山脈にさえぎられて収斂し、上昇して、氷床深部の古い氷が露出しているかどうかは非常に興味深い問題である。

氷の物理的性質を利用してこの問題を解明するには難しい点が多い。しかし、地球化学的な手法に依って、古い氷か新しい氷かの判断はつく可能性がある。今回は、C¹⁴, Al²⁶, Si³², Pb²¹⁰ を用いて年代を推定する試みで氷試料の採集を行った。

ANTARCTIC METEORITE PROCESSING AND CURATION

Everett K. Gibson, Jr., Donald D. Bogard, and John Annestad, Lunar and Planetary Sciences Division, Johnson Space Center, Houston, Texas 77058

Meteorites collected near Allan Hills, Antarctica in the 1977-1978 field season were packaged in specially prepared containers and were returned to the Curatorial Facility of the NASA Johnson Space Center (JSC) at temperatures below 0°C. The meteorites were unpackaged, photographed, and processed at the Curatorial Facility by procedures which drew on experience gained from the processing of lunar samples.

The JSC Curatorial Facility supplied the U.S.-Japanese field party, led by Dr. W.A. Cassidy, with metal boxes and an assortment of cleaned teflon bags, aluminum foil, numbered aluminum tags and teflon tape. Cleaned metal cans with airtight seals were also supplied in case particularly rare or friable meteorites were found. The teflon bags, aluminum, and cans were cleaned to the same specifications used in processing lunar samples. All of these materials were tested in a cold room at -23°C before they were sent to McMurdo Station.

As the meteorites were discovered in the field, they were wrapped in teflon bags sealed with tape, and packed into padded metal boxes. Many of the smaller specimens were packaged several to a bag, but most of the larger ones were placed in individual bags. The carbonaceous chondrites were sealed inside the metal cans. Efforts were made to keep the meteorites at temperatures below freezing. Most of the meteorites did not thaw; snow was still present in fissures in several specimens. The meteorites were returned to the U.S. in the refrigerated locker of a ship. Inside a cold room the meteorites were repacked into a larger number of metal boxes and dry ice was added. These boxes were flown air freight to J.S.C. where the meteorites were unpacked and placed inside a cold storage room at -10°C. Ice placed in one of the boxes in Antarctica was unmelted, which indicates that the meteorites did not thaw after initial packing.

Each individual bag containing one or several meteorites was transferred from the cold storage room to the processing laboratory in the JSC Curatorial Facility, was placed inside a chilled stainless steel can on a laminar flow bench, and the bag was opened. The specimens were repackaged in teflon, field photographs were compared with actual specimens, and identification numbers assigned. For the detailed processing, each meteorite was weighed, photographed, described, and a small chip was taken for a thin section to classify petrographically. This provided a rapid characterization of each specimen that was reported to the meteoritical community via the Antarctic Meteorite Newsletter. The processing was done in a cleaned, stainless steel glove box with a controlled nitrogen atmosphere using cleaned tools generally limited to stainless steel, aluminum, and teflon (similar to those used for lunar sample processing). Attempts were made to keep many meteorites cold throughout these operations. For example, photographs were taken while the meteorite lay on a specially

prepared stage which was kept chilled by directing a small stream of liquid nitrogen onto its underside. The meteorite was always returned to this cold plate between operations such as weighing or chipping.

All photography of meteorites was made with color film in a large format camera which produced 4 x 5 inch negatives. Color prints made from these negatives may be obtained from the National Space Science Data Center. The six orthogonal views taken of the larger meteorites record many details of the surface features (ablation marks, fusion crust, coloration, etc.) as they appeared before the specimens were divided and distributed. Photographs also record features on sawed faces of the meteorites. Generally, the sizes and shapes of chondrules and clasts, the extent of internal fracturing, and the degree of oxidation of the interior metal can be readily discerned in these color photographs.

Sawing of the stony meteorites in the Curatorial Facility was done with a cleaned band saw which was contained in a nitrogen cabinet and which was furnished with a diamond encrusted, stainless steel blade either 0.010 or 0.020 inch thick. Sawing was done dry; no lubricants were used. Between specimens the blade and sample stage were cleaned and the entire saw cabinet was flushed with freon to remove meteorite dust. A portion of the meteorite dust produced during sawing was swept up, labeled as bandsaw fines, and retained.

The meteorites were subdivided according to guidelines prepared by the Meteorite Working Group. By prior agreement between the Division of Polar Programs of the National Science Foundation and the National Institute of Polar Research of Japan, each specimen collected by joint U.S.-Japanese field parties would be shared equally between the two nations. Thus, after the preliminary examinations and descriptions, each of the larger stones was sawed or cleaved in half for division with the Japanese. Allocations based upon requests from the scientific community for material were filled from the U.S. portion.

カタログ作成のためのやまと-74, -75隕石の再検討

矢内桂三 (国立極地研究所)

武田弘 (東大・理・鉱物)

池田幸雄 (茨城大・理・

地球科学) M. B. Duke (NASA ジョンソン宇宙センター)

宮本正道 (神戸大・理・

地球科学) 原村寛 (東大・理・地質)*

研究用隕石配分のための予備的研究については、やまと-74および一部-75コンドライトについて (Yanai et al., 1978) とエコンドライトについて (Takeda et al., 1978) 既に発表された。しかし、この作業は溶融皮殻すぐ近くの風化したごく少量の試料について行われたものが多く、なお検討すべき多くの問題点を残していた。今回カタログを出版するにあたり、より大きく新鮮な試料にもとづき、再検討が行われたので報告する。

少量の試料では、少数の鉱物片やコンドロールにもとづく片寄った結論になるとともに大きなスケールでの組織を観測できないので、角レキ岩化したものなどは検出されがたい。これらについてはより大きな岩石薄片がつけられたのでその一部を検討した。カンラン石、輝石の化学組成が非平衡的な分布をするものではバルク化学組成が必要なので、原村により標準的方法による湿式分析が行われた。なお少量の試料しか得られなかったエコンドライトについては溶融ビーズ法によりエレクトロニクマイクログローブでバルク化学組成を得た。

一般的な結果として、岩石学的タイプの低く出ていたものは用いられた量がごく少く、鉄の酸化した物質が細部にわたり鉱物中に浸透しているためFeが多い組成を与えたもの (Y-74001), 角レキ岩化したもの (Y-75028, Y-75258, Y-74445) などがある。

角レキ岩化したコンドライトは、その母天体に落下してくる隕石タイプの関係、母天体表面近くに存在する岩石タイプの関係、異種隕石タイプの合体の可能性など、惑星形成過程を研究する上で重要な情報を与えてくれる。

Y-75028 はオ1図にみるように、バルク組成はHとLの中間の値を与える。しかもその組織は、H6タイプの *clast* ($Fa_{1.6}$ % M.D. 1.9) がもっと低い岩石タイプ (3位) のコンドロールとH6の破片の混合したトリックス中にある特異な組織をしめす。H6

とL3のポリミクト角レキ岩とも解釈でき、HとL母天体の関係を知る上で興味ある。

このような角レキ岩のコンドライトには、Y-75258と74445があるが、これらはモノミクト・コンドライトである。Y-75258は $Fa_{32.1}$ (% M.D. 0.56) のカンラン石と $Ca_{2.4} Mg_{72.5} Fe_{25.1}$ の輝石よりなるLL6コンドライトであるが、その化学組成は最もCコンドライトに近い。またY-74642はC2のうちではもっともLLに近い。

エコンドライトのうち、Y-74013, -74136, Y-74648 はダイオジェナイトのバルク組成を与え、Y-75015 はポリミクトであるが、ユークライト組成を与える。Y-74450 は前記載より、よりポリミクト的であり、粗粒結晶質の *clast* を含む。Y-74123 は Fredriksson によりコンドライトといわれ、そのFe組成分布はH的であったが、鉱物組成、組織、バルク組成は酸化したユレーライトに近い SiO_2 は低い値を与える。

*化学分析については東大・理・久城育夫教授の御好意に、またRoy Brown & C. Dandano の助力に感謝します。

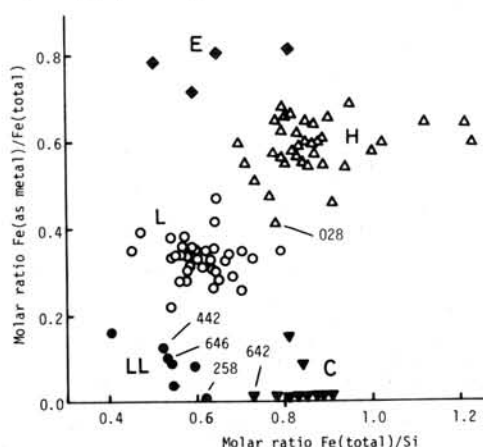


Fig.1. 442, 642 and 646 are Yamato-74, and 028 and 258 are Yamato-75; analyses by H. Haramura. Other data after Urey and Craig, 1953.

南極産やまと隕石の分類 (I)

松枝大治・加納 博 (秋田大・鉱山)
矢内桂三 (国立極地研)

やまと隕石の研究試料選択配布のための予備的カタログ作成の目的で化学的・岩石学的分類を行った。この目的のため隕石の分類は迅速かつ最少限の試料を用いて行われる必要があり、一方原試料の contamination を防がねばならないという制約がある。

今回行った予備的分類の試料は10試料で研磨薄片1個・研磨片9個である。各試料とも約0.01~0.5 grと極く少量のチップであり、それらのうち一部のものは前述の制約のため fusion crust に近い試料もある。これらの試料(チップ)をエポキシ系樹脂に包埋し、エクスリー紙による準備研磨およびダイヤモンド・ペースト(粒度3 μ , 1 μ , 1/4 μ)による仕上げ琢磨を行いEPMA試料とした。

EPMAによる分析方法は以下の通りである。使用したEPMAは秋田大学JEOL-5型(取り出し角40°)で励起電圧15 kVの条件下で定量分析を行った。分析試料は標準物質と同時に炭素による真空蒸着を行っている。測定は各試料中のolivine および orthopyroxene について約100ポイントを任意に選り、Fe, Mg, Caについて行った。測定では標準物質として合成CaSiO₃ (CaO), 合成MgO (MgO), 天然Fe₂O₃ (FeO)を用い、その標準物質と試料の相対強度比を求めた。補正法としては、湯佐(1975)による簡易迅速分析法に基づいて行ったがこの分析法は彼によって論じられている様に迅速かつ極めて高い精度が得られるために本研究の様な多数試料の迅速分析には好適であると言える。この方法によれば両鉱物における各成分の相対強度比を求めればダイヤグラム上で各端成分比が得られ、Fe atm.% を容易に求めることができる。

Dodd et al. (1967) は各種の ordinary chondrite 中の主要構成鉱物である olivine および orthopyroxene 中の Fe wt.% を用いてそれらの不均質度を "percent mean deviation" を用いて検討した。Yanai et al. (1978) はこの方法に基づいて同様に両鉱物中の Fe atm.% に

より南極産 ordinary chondrite の分類を試み上述の目的に対する有効性を示した。本報告でもその方法に基づいて分類を行っている。一方、大部分の試料は薄片ではなくその組織の観察が困難であるためそれを補うために EPMA 化学組成像(二次電子像)を撮影しその組織の検討を行った。さらに単斜輝石および斜長石の有無等の検討も併せて岩石学的タイプ (Van Schmus & Wood, 1967) の分類を行った。その結果を Table 1 にまとめて示している。また Table 2 には分析結果に基づいて各試料中の olivine および orthopyroxene の平均組成 (Fe atm.%) および percent mean deviation を示している。隕石中に伴われる金属および硫化鉱物についての検討結果も報告する。

Table 1. Distribution of the analyzed meteorites among the chemical-petrologic types.

| | |
|---|------------------------------------|
| Equilibrated ordinary chondrite (Type 5-6) | |
| H: 1 | 74187. |
| Moderately unequilibrated ordinary chondrites (Type 4 or 4-5) | |
| L: 2 | 74144, 74174. |
| L(?): 1 | 694. |
| H: 1 | 74364. |
| Unequilibrated chondrites (Type 3 or 4) | |
| H(?): 5 | 74111, 74348, 74202, 74379, 74166. |
| * : Total number for each chemical group. | |

文 献

- Dodd, R.T., Jr., Van Schmus, W.R. and Koffman, D.M. (1967): *Geochim. Cosmochim. Acta*, **31**, 921-951.
Van Schmus, W.R. & Wood, J.A. (1967): *Geochim. Cosmochim. Acta*, **31**, 747-765.
Yanai, K., Miyamoto, M. and Takeda, H. (1978): *Mem. Natnl. Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **8**, 110-120.
湯佐泰久 (1975): *岩鉱誌*, **70**, (5), 141-156.

Table 2. Mean compositions and percent mean deviations of iron concentrations of olivines and orthopyroxenes in the analyzed chondrites.

| Sample No. | Wt. | OLIVINE | | | | ORTHOPYROXENE | | | | Remarks |
|--------------|---------------------|---------|-----|------|--------|---------------|-----|------|--------|---------|
| | | Fe | No. | M.D. | % M.D. | Fe | No. | M.D. | % M.D. | |
| Yamato-74187 | 0.022 ^{gr} | 18.0 | 43 | 0.13 | 0.72 | 17.1 | 48 | 0.55 | 3.2 | H5-6 |
| 74144 | 0.028 | 24.8 | 77 | 0.53 | 2.1 | 21.7 | 23 | 0.83 | 3.8 | L5-6 |
| 694 * | | 21.5 | 8 | 0.94 | 4.4 | 18.5 | 60 | 0.88 | 4.7 | L(?)4-5 |
| 74364 | 0.095 | 17.7 | 54 | 0.85 | 4.8 | 16.0 | 43 | 0.65 | 4.1 | H4 |
| 74174 | 0.084 | 24.9 | 67 | 1.25 | 5.0 | 21.9 | 26 | 1.65 | 7.6 | L4-5 |
| 74111 | 0.501 | 19.4 | 53 | 1.28 | 6.2 | 18.3 | 42 | 1.35 | 7.4 | H(?)4 |
| 74348 | 0.112 | 19.6 | 49 | 1.36 | 6.9 | 18.4 | 37 | 2.22 | 12.0 | H(?)4 |
| 74202 | 0.186 | 20.0 | 47 | 1.68 | 8.4 | 18.3 | 46 | 1.97 | 10.7 | H(?)4 |
| 74379 | 0.123 | 20.5 | 46 | 2.09 | 10.2 | 19.7 | 41 | 2.23 | 11.3 | H(?)3 |
| 74166 | 0.010 | 19.0 | 45 | 3.36 | 17.7 | 20.8 | 32 | 2.14 | 10.3 | H(?)3 |

* : Polished thin-section

M.D.: Mean Deviation

やまとコンドライト隕石の分類と記載

木村 真

八木 健三

大石 晃助 (北大・理)

いくつかの未分類やまとコンドライト隕石の分類を行った。また Yanai et al. (1978) によりすでに分類されている数個の試料についても分類上の検討を行った。これらの試料中のいくつかのものと Kimura et al. (1978) により報告されている試料により、コンドライトの熱変成作用及び衝激による変化に関する岩石記載を行った。

1. 分類

Yanai et al. (1978) や橋本 S (1978) はカンラン石、輝石の組成の5つから岩石学的タイプを決定した。この方法は簡便ではあるが、後述のように必ずしも薄片観察により得られるタイプとは一致しない。それゆえやまと隕石の岩石学的タイプを正確に決定するためには Van Schmus and Wood (1967) の基準に従って薄片観察を行うことが望ましい、と考える。

したがってわれわれはマトリックスの再結晶度、コンドリュールの輪郭、輝石の種類、斜長石あるいはガラスの存在等に着目して薄片観察を行ない、岩石学的タイプを決定した。化学的グループはカンラン石の組成を光学的あるいはX線回折により推定し、Van Schmus (1969) の図に基づいて決定した。これにより決定された従来の全く未分類だった試料の分類は以下の通り：

H5: 74607, 6906 (f), 6908 (R)

L6: 74650, 74663, 6909 (i)

3つのやまと隕石は Yoshida et al. (1971) により採集されて以来、分類が行われていたもののである。

また以下の試料は配分された量が少なく薄片製作が不可能であったため、カンラン石の組成から化学的グループのみを決定したものである。

H: 74384, 74389, 74392, 74409, 74613, 74620, 74624, 74633

L: 75045, 75051

また Yanai et al. がすでに前述の方法により

分類を行った数個の試料についてもわれわれは薄片を製作してここに検討した。

| | Present | Yanai et al. |
|-------|---------|--------------|
| 74001 | H5 | H4-5 |
| 74082 | H5 | H4 |
| 74445 | L6 | L6-5 |
| 74492 | H6 | H3-4 |

特に 74492 のタイプの違いは著しいが、Yanai et al. の認めた同隕石におけるカンラン石、輝石の組成のなすつきも明かであるのでこの違いの原因は現在のところはっきりしない。しかしながらタイプの3のコンドライトは岩石学的、地球化学的研究において最も重要な試料であるので、Yanai et al. の方法でタイプ3と決定されたものについても薄片をつくってそれをここに詳しく記載岩石学的な検討及び分類を祈望することが望ましい、と考える。

2. 熱変成作用

やまと隕石についての熱変成作用の程度を示す岩石学的鉱物学的性質については Kimura et al. によりすでに報告されているが、今回は新たに得られた2つの知見について報告する。一つは主に富む輝石の形態が熱変成作用の進行につれて変化するということである。これより輝石はコンドリュール中のガラスの結晶化の産物である。またコンドリュールのタイプについては昨年報告したが各タイプの相対的存在度は熱変成作用の進行とともに変化し、タイプ6でタイプ3で最も多く認められる Porphyritic Chondrule が主となる。これは上述のガラスの結晶化と関係がある。

3. 衝激による変化

今回研究した試料中では 74445, 6908 が著しい衝激による変化を受けている。これらにおいては黒色ガラスと溶融した球粒状あるいは細脈状のトロイライトよりなる Veining が発達している。

Some unique achondrites found in Antarctica.

Hiroshi Takeda (Mineralogical Institute, Faculty of Science, University of Tokyo)
Teruaki Ishii (Ocean Research Institute, University of Tokyo)
Keizo Yanai (National Institute of Polar Research)

It has been anticipated that some meteorites similar to some terrestrial rocks will be recognized easily on a bare ice in Antarctica. Diogenite-howardite-eucrite family and ureilites are characterized by the presence of low-Ca pyroxenes. Occurrence of augite (with olivine in most cases) as a dominant mineral has been known only for rare members. We report five unique achondrites containing augite found in the Antarctic meteorites collected by JARE in 1974 and a joint U.S.-Japan Team for Meteorite Search in Antarctica.

Yamato-74160 is a 31.4g individual with a black fusion crust and olive yellow to pale gray interior. The meteorite is composed of sub-angular clasts of recrystallized olivine $\text{Fa}_{30.4}$ (0.44 %M.D.), Opx $\text{Ca}_{43}\text{Mg}_{72}\text{Fe}_{24}$, augite $\text{Ca}_{43}\text{Mg}_{46}\text{Fe}_{11}$, and opaque minerals (troilite etc.). The silicate minerals exhibiting a glauoblastic texture have rounded grain boundaries. Metal has not been detected. The brecciated matrix itself appears to be recrystallized and became transparent. The compositions and textures are suggestive of an extensively recrystallized LL chondrite. The temperature of the last equilibration of the Opx-Aug pair (Fig.1) estimated from the improved Wood-Banno pyroxene geothermometer (Ishii et al., 1976), 1090°C is considerably higher than 970°C of ordinary chondrites.

Yamato-74130 is a 17.9g fragment similar to the Y-74123 ureilite (Takeda et al., 1978). A thin section made from a small fragment about 5mm in diameter show all characteristics of the ureilite textures. The unique features of this achondrite is the occurrence of augite $\text{Ca}_{33}\text{Mg}_{53}\text{Fe}_{13}$ (15 vol. %) instead of pigeonite, and the olivine composition which is the most Fe-rich one (Fa_{24}) found among the known ureilites (Fig.2). The Antarctic ureilites provided us with the extreme ends of the chemical variation. Y-74659 is the most Mg-rich one, and Allan Hills ALHA77257 is the 2nd Mg-rich one. Very similar textures of Y-74130 and known ureilites poses some problems for the cumulate origin from a common magma as was previously proposed (e.g. Berkley et al., 1978).

Allan Hills ALHA77005 is a unique achondrite composed of olivine, pyroxene, maskelynite and opaques (chromite etc.). A preliminary petrographic description given by B. Mason (Antarctic Meteorite Newslett. 1, No.2, p.9) reported only one kind of pyroxene. We found Opx-Pig-Aug assemblages by a electron microprobe. Opx-like phases ($\text{Ca}_{2.7}\text{Mg}_{77.7}\text{Fe}_{19.6}$) are present in light-colored portion with small amounts of Mg-rich olivines (Fa_{25}). The chemical zoning (Fig.3) is from $\text{Ca}_{6}\text{Mg}_{72}\text{Fe}_{22}$ to $\text{Ca}_{14}\text{Mg}_{66}\text{Fe}_{20}$ in a low-Ca pyroxene. The Opx-like phase was found to be pigeonite by the single crystal diffraction method. The presence of diffuse streaks where Opx-reflections are expected suggests inversion from Opx by the high temperature shock effect. The augite ($\text{Ca}_{36}\text{Mg}_{51}\text{Fe}_{13}$)-pigeonite ($\text{Ca}_{7}\text{Mg}_{51}\text{Fe}_{13}$) pair is present in dark olivine-rich portion. The three-pyroxene assemblage may not represent an equilibrated pair and the temperature estimated by the Pig-geothermometer is the minimum one.

Yamato-74356 is a common eucrite like the Juvinas eucrite and is unlike eucritic polymict breccias found commonly in the Yamato achondrites. This eucrite contains a pigeonite-augite pair with uniform compositions, but it is shocked. ALHA77256 is a monomict diogenite with orthopyroxene $\text{Ca}_{1.7}\text{Mg}_{74.3}\text{Fe}_{24.0}$ and Al-rich chromite. Many unbrecciated clasts of Opx with 120° triple point junctures have been preserved. Some Opx crystals have abundant small augite inclusions (Fig. 4).

The unique achondrites reported here may provide us with good evidence that there are other 'thermarized asteroids than the known howardite parent body or bodies.

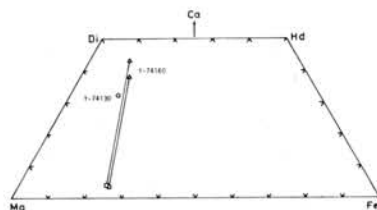


Fig. 1. Pyroxenes in Yamato-74160.

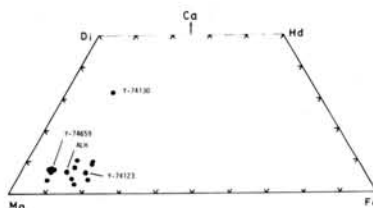


Fig. 2. Pyroxenes in Y-74130 and other ureilites.

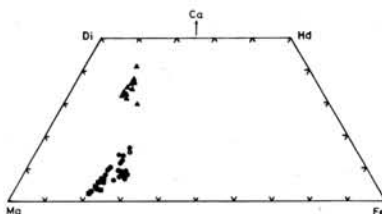


Fig. 3. Pyroxenes in ALHA77005.

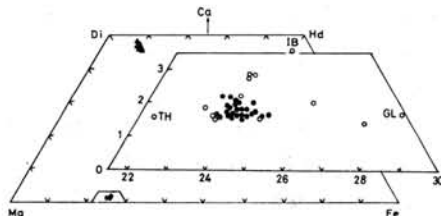


Fig. 4. Pyroxenes in ALHA77256 and diogenites.

"平衡" chondrite, Yamato 7479C, 74354, 74362, 74115, 74646 の岩石学的研究

永原 祐子 (東大 理)

"平衡" chondrite の熱変成作用の条件、熱史を明らかにするため、Yamato 7479C (L6), 74354 (L6), 74362 (L6), 74115 (H5), 74646 (LL6) について岩石学的研究をおこなった。構成鉱物はいずれも、olivine, orthopyroxene, clinopyroxene (Ca-rich), plagioclase, chromite, troilite, Ni-Fe metal である。

7479C は再結晶のすすんだ組織を示し、chondrule であったと思われる部分が一部に識別されるが、その外形ははっきりしない。silicate minerals および chromite は粒子内および粒子間でほぼ均質で、olivine は Fa_{24-26} , orthopyroxene Fs_{20-22} , clinopyroxene は $Wo_{45-47}Fs_{4-6}$, plagioclase $Ab_{80-88}Or_{2-9}$, chromite $FeO/(FeO+MgO)$ 0.92-0.93, $Cr_2O_3/(Cr_2O_3+Al_2O_3)$ 0.82-0.90 の組成を示す。cpx-cpx, ol-cpx 対から, Wood & Banno (1973) Ohta, Banno & Mori (1974), Well (1978), Mori (1978) らの温度計を用いて求められる"平衡"温度は 900-1000°C である。一方 ol-chromite 対から Evans & Frost (1975) を用いて求められる温度は 750°C である。一部は SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O を主とする, nepheline, feldspar 成分に富む glass からなる chondrule 凝の部分がみられ、内部に自形の chromian spinel が存在している。これは上記成分よりなる鉱物が衝突の際にショックで選択的にガラス化したものと考えられる。Matrix 中の plagioclase がガラス化していること、olivine, pyroxene がこまかく破碎されていることも、これを支持している。

74354 は再結晶の程度が弱く、chondrule を容易に識別することができる。粒間、barred-olivine のあいだにはきれいな plagioclase が存在する。Olivine Fa_{24-27} , orthopyroxene Fs_{20-22} , clinopyroxene $Wo_{44-46}Fs_{6-7}$, plagioclase $Ab_{83-86}Or_{4-7}$, chromite $FeO/(FeO+MgO)$ 0.91-0.92, $Cr_2O_3/(Cr_2O_3+Al_2O_3)$ 0.88-0.91 の組成を示す。"平衡"温度は、900-1000°C 及び 750°C である。

74362 は再結晶の程度は前二者の中間で、chondrule を識別することはできるが、外形ははっきりしない。Olivine Fa_{24-27} , orthopyroxene $Fs_{20.5-22.5}$, clinopyroxene $Wo_{45-46.5}Fs_{7.5-9}$, plagioclase $Ab_{80-84}Or_{6-8}$, chromite $FeO/(FeO+MgO)$ 0.93-1.0, $Cr_2O_3/(Cr_2O_3+Al_2O_3)$ 0.82-0.90 の組成を示す。"平衡"温度は 900-1000°C 及び 800°C である。

74115 は再結晶度がきわめて弱く、chondrule が明瞭に、多量に識別できる。粒間は茶褐色の微晶鉱物の集合からなるが、細粒の plagioclase も存在する。chondrule はみらゆるタイプのものが存在するが、chondrule 間、chondrule 内の粒子間、粒子内で鉱物組成はほぼ均質である。Olivine $Fa_{16.5-18.5}$, orthopyroxene Fe_{17-18} , clinopyroxene $Wo_{47-48}Fs_{4-7}$, plagioclase $Ab_{80-93}Or_{3-14}$, chromite $FeO/(FeO+MgO)$ 0.90-0.97, $Cr_2O_3/(Cr_2O_3+Al_2O_3)$ 0.82-0.89 の組成を示す。"平衡"温度は 750-850°C と前者より低く、再結晶の弱いことと調和的である。

74646 は LL-chondrite に特徴的な Dark-Light texture を有し、両者の境界は顕微鏡下の観察では不規則かつ漸移的である。鉱物組成はどちらにも含まれるものも均質かつ等しい。Olivine $Fa_{28-29.5}$, orthopyroxene $Fs_{22-26.5}$, clinopyroxene $Wo_{45-47}Fs_{8-10}$, plagioclase $Ab_{74-92}Or_{2-9}$, chromite $FeO/(FeO+MgO)$ 0.93-0.95, $Cr_2O_3/(Cr_2O_3+Al_2O_3)$ 0.90-0.93 の組成を示す。"平衡"温度は 900-1000°C 及び 700°C である。

“平衡”chondriteの岩石学的研究 — その非平衡現象について

永原 裕子(東大・理)

“平衡”chondrite中のNi-Feはいちじるしい zoning を示し、silicate minerals が均質なことは対照的である。金属中の元素の拡散は silicate mineral 中のそれに比して速いことから、silicate mineral が 800-1000°C という高温の“平衡”状態を記録しているにもかかわらず、金属はそれ以下の温度変化を記録している。Wood (1963 ほか)、Goldstein (1967 ほか) は Iron meteorite の冷却速度を求め、500°C 前後を冷却するのに 1-10°C/m.y. という値を得、Wood はさらにそれにもとづき“平衡”chondrite の冷却速度を 1-10°C/m.y. と推定した。

こうしたゆっくりした冷却速度に対して、高温型の斜長石の存在から疑問が出されており、冷却速度をはじめ“平衡”chondrite の歴史を再検討するため、やまと chondrite 中の5個のサンプル(H-1, L-3, LL-1)について Ni-Fe を詳細に観察し分析をおこなった。

これまでに得られた結果およびそれから導かれる結論を列挙する：

1) Kamacite と taenite の産状は、①両者がそれぞれ独立に存在するか、あるいは数々の grain が互いに接している場合、②1-数μ程度の intergrowth をし、plessite になっている場合、とがある。この差は冷却速度の違いによるものと考えられる。

2) Taenite, plessite, kamacite の産状を知るため、EPMA のビームを 10μ 程度にひろげ、薄片中の各 grain の化学組成を測定したところ、L-chondrite では Ni 10-20 wt% にピークをもつ unimodal な分布に、H-chondrite では Ni 5-7 wt% と 26-30 wt% にピークをもつ bimodal な分布になった。この差は前者が後者にくらべて冷却速度が大きかったために生じたと解釈される。

3) Taenite は極端な場合、中心部で Ni 20%、縁で 40-60% という zoning を示す。いくつかの grain について zoning pattern を調べると、中心部で Ni に乏しく縁で Ni に富みほぼ結晶の外形に支配された pattern を示し、その場で形成されたものであることがわかる。このことから、zoning は chondrite 形成後、金属 grain 相互間の拡散によりつくられたといえる。

4) 各 grain の zoning の巾は変化に富み、中心部の組成、縁の組成ともに多様であり、Wood (1967) の示したような、Ni 濃度と鉱物境界面との距離との相関関係はみられない。

5) Taenite はしばしば FeS と共存し、接する部分で特に Ni の濃集がいちじるしいことがしばしば見られる。FeS と共存する kamacite は今のところみつかっていない。このことは金属の一部が低温で H₂S と反応し FeS になった、とする凝縮説を支持する。

6) Kamacite, taenite 中の P の含有量はほぼ等しく、zoning と無関係に grain 内で均質な分布を示す。

7) 化学分析値を統計処理した結果、岩石学的タイプ 3-6 のみで Fe-FeO-FeS の量比に変化はなく、chondrite 形成後 O₂, S₂ の出入りはなかったと考えられる。

やまと74442隕石の岩石学的研究

茨城大学理学部 池田幸雄
 東京大学理学部 武田 弘

やまと74442隕石(LL group コンドライト)は角礫岩の構造を示し、コンドリュールは極めて少ない。この隕石の構成単位として、次の7つをtextureにより識別した。

Rock fragment A (又は high K fragment)
 Rock fragment B (又は normal K fragment)
 Rock fragment C
 Opaque mineral fragment
 Chondrule
 Silicate mineral fragment
 Matrix

Rock fragment Aは porphyritic textureを示し、自形のオリビンと唯一の鉱物として含む。石基は black to brown (devitrified) glassである。石基の量は20~50%である。オリビンの化学組成は For_{71-74} で一般に均質である。石基の化学組成は K_2O に著しく富んでいる(3.0~5.5 wt%)のが特徴である。X. M.A.の defocused beam による bulk 組成は $SiO_2 = 41 \sim 50$ wt%, $K_2O = 1.0 \sim 2.5$ wt%の組成域を示す。この組成域は olivine-fractionation trend にほぼ一致する。

Rock fragment Bはこの隕石中にもっとも多くみられるもので、porphyritic textureを示すものが多い。fragment Aとは異なり、石基の量が少ない。多くの fragment Bは再結晶作用を受けたために石基が完晶質化して、かなり粗粒になっている場合が多い。完晶質の fragment Bの構成鉱物はオリビン、斜方輝石、オーグサイト、斜長石、不透明鉱物で、化学組成は均一である。Wood and Banno の two pyroxene geothermometer によると $900^\circ \sim 1100^\circ C$ の温度を示すものがある。再結晶作用を強くは受けなかった fragment Bの構成鉱物は主にオリビンと斜方輝石で石基の鉱物は識別できないほどに細粒である。

Rock fragment Cは devitrified glass 又は fine grained aggregate で、それらは均一である。Bulk 組成は種々で、オリビ

ンの組成に近いものや、fragment B の石基の組成に近いものなどがある。

Opaque mineral fragmentはテーナイト、カマサイト又はトロイライトからなり、その中にシリケート鉱物(オリビン、斜方輝石、オーグサイト、斜長石)を含むことが多い。シリケート鉱物の化学組成は均一で、two pyroxene geothermometer によると、完晶質の fragment B の場合と同じような温度を示す。

コンドリュール(比較的球形に近いもの)は極めて少数である。化学組成と texture とが、fragment B に属するものと同一のものがあり、これらは droplet liquid より結晶したものではなく、fragment B かにまた球形になり、たものと思われる。

Silicate mineral fragment (数μ以上)の鉱物はオリビンや斜方輝石が多い。化学組成は rock fragment 中にあるものと同じである。

Matrix (数μ以下の鉱物や非晶質の集合)の化学組成は、rock fragment の化学組成域に一致する。

やまと-75 小隕石及びやまと-74 リコンドライトの鉱物学

宮本正道(神戸大・理・地球科学)・武田 弘(東大・理・鉱物)

矢内桂三(国立極地研究所)・松本 隆夫(長崎大・教養)

やまと隕石全体の分布、隕石シャワーの可能性、南極産隕石の集積機構などを解明するための基礎的データとして、小隕石がどのようなものであるかを知る事が不可欠である。今回は以下の小隕石について鉱物学的に検討した。(カッコ内は original mass)。やまと-74183(3.0g), 74187(6.5g), 74198(5.7g), 74202(8.1g), 74234(25.9g), やまと-75260(4.0g), 75295(8.8g), 75296(8.6g), 75307(7.9g)。今回もごく少量のサンプルで行なった。

コンドライトは、今まで我々が報告した(Yanai et al., 1978, 1979)と同様、E.P.M.A.による化学分析に基づき、olivine と pyroxene の組成分布 (Fig. 1), plagioclase の有無、小薄片の観察をもとに、鉱物学的研究を行った。この結果、平衡コンドライトは 74183(L6), 74187(H6), 74198(H6), 74202(H4-5), 非平衡コンドライトは 74234(H3-4)である。又 75260 は *Frédéricson* に依ると *ureilite* であると言われていたが我々の結果では C コンドライト (C2) である可能性が高い。この分類法によると、E.P.M.A. の分析のばらつき、grain 内の小さな inclusion の影響のため岩石学的タイプの低いコンドライトほど全粒に分布がばらつく傾向がある。さらに我々がエコンドライトについて報告した (Takeda et al., 1978, Miyamoto et al., 1978) ように、母天体表面は impact による *polymict breccia* が形成されている可能性がある。コンドライト母天体にも同様の過程が考えられるので、このような *polymict* 的なコンドライトがあれば、必然的に olivine や pyroxene の組成分布は散らばる結果となり、見かけ上、岩石学的タイプは低くなる。

ところで、小惑星の反射スペクトルの詳細研究の結果 (Gaffey & McCord, 1977)、隕石と小惑星との対応が試みられ、アポロ群はコンドライト組成のものが多い事がわがわがっている。酸素同位体組成の結果 (Clayton et al., 1976) から H 及び LL にそれぞれ母天体を考えるのが適当とされている。一方コンドライトの岩石学的タイプは一般に熱変成度の程度の差と考えられている場合が多い。

しかしながら、ある小さな母天体で、内部からの放射性元素による発熱と、表面からの radiation による冷却を考えると、この岩石学的タイプの差を作る程の温度差とかなりの深さに渡って、長時間保持することはあつかい。従って、この岩石学的タイプの差はどの母天体での深さにだけいて、軌道の差(太陽からの距離)による温度差も考慮した方がよいのではないかと考えられる。

やまと-75295, 75296, 75307 はいずれも 74159 や 75011 と同様な *eucrite* である。より詳しく言えば我々が提唱した (Miyamoto et al., 1978) *eucritic polymict breccia* である。これは今般の普通の *monomict* 的な *eucrite* とそれぞれに含まれている組成の pyroxene の破片や、比較的早く冷えて形成のある pyroxene を含み、*brecciated texture* を示すので、これらはエコンドライト母天体の最も表面近くに存在して、物質であろうと推察される。一才、小惑星 Vesta の表面反射スペクトルが満たすべき条件 (Le Bertret & Zellner, 1978) をこれらの *eucritic polymict breccia* が満足する。南極産隕石には同様な *eucritic polymict breccia* が多い。隕石全体の分布から見て、これらは隕石シャワーであった可能性もなくはない。

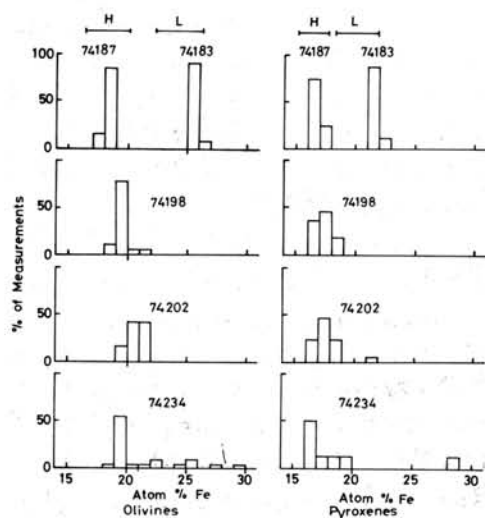


Fig. 1.

やまと隕石 (Yamato 7308) の斜長石

名古屋大学 理学部
北星大学諏訪兼位
八木健三

本隕石は Yagi et al (1978) によって詳細に記述されたように、不均質な howardite である。直径 2~3mm に達する rock clast と基地からなる。rock clast は eucrite と diogenite である。基地は中粒で、輝石、斜長石、不透明鉱物よりなり、eucrite および diogenite の fragment の分解物である。

本隕石中には、全体として 13% の斜長石が含まれる (表1表)。

第1表 Yamato 7308 の構成物の量比

| | Howardite
Yamato(I) |
|-------------------|------------------------|
| Matrix | 100.0 |
| Chondrule | - |
| Total | 100.0 |
| Olivine | 0.4 |
| Orthopyroxene | 69.6 |
| Clinopyroxene | 12.8 |
| Plagioclase | 13.1 |
| Opaque Phase | 2.3 |
| Silica minerals | 0.1 |
| Devitrified glass | 0.7 |
| Others | 1.0** |
| Total | 100.0 |

**Dark underterminate phase with minute pyroxene grains.

この斜長石について、双晶法、光軸角、Köhler 角、消光状態などの光学的諸性質を測定した。測定した斜長石の多くは、長さ 0.1~0.5mm 大であるが、双晶の幅は小さく、常法によって双晶法を決定することはむずかしい。そのため、Suwa et al (1974) による接合面 (010) に垂直な zone での消光角法と、Suwa (1977) による接合面 Rhombic section に垂直な zone での消光角法とを併用して双晶法を決定した。常法を適用できる場合には可能な限り、常法を併用し、Köhler 角などの測定を行なった。測定数が少なく、未だ予察的段階であるが、報告した。

(1) 斜長石は An 90 前後の anorthite である (表2表)。

第2表 Yamato 7308 中の斜長石の化学組成と屈折率 (Yagi et al, 1978)

| | Howardite
Yamato (I) | | | | |
|--------------------------------|-------------------------|-------|---------------|--------|-------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| SiO ₂ | 45.18 | 44.98 | 45.78 | 45.34 | 45.63 |
| TiO ₂ | 0.04 | 0.05 | 0.03 | 0.00 | 0.00 |
| Al ₂ O ₃ | 35.22 | 35.22 | 33.60 | 34.36 | 34.49 |
| FeO | 0.11 | 0.07 | 0.17 | 0.32 | 0.01 |
| MnO | 0.01 | 0.03 | 0.03 | 0.01 | 0.03 |
| MgO | 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.02 |
| CaO | 19.42 | 18.70 | 18.10 | 19.05 | 18.83 |
| Na ₂ O | 0.73 | 0.73 | 1.24 | 0.91 | 0.91 |
| K ₂ O | 0.03 | 0.05 | 0.08 | 0.07 | 0.08 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | - | - | 0.02 | 0.00 |
| NiO | 0.00 | - | - | 0.00 | 0.00 |
| BaO | 0.00 | - | - | 0.00 | 0.00 |
| Total | 100.77 | 99.86 | 99.06 | 100.09 | 99.99 |
| Or | 0.2 | 0.3 | 0.5 | 0.4 | 0.5 |
| Ab | 6.2 | 6.4 | 11.0 | 8.3 | 8.3 |
| An | 93.6 | 93.3 | 88.5 | 91.3 | 91.2 |
| αD | | | 1.567 ± 0.003 | | |
| γD | | | 1.585 ± 0.003 | | |
| 2V(-) | | | - | | |
| An | | | 79-95 | | |

1), 2) and 3) Anorthites 4) and 5) Maskelynites

斜長石 (34) は An 88.5, 93.3, 93.6 であり、衝撃によって生じた maskelynite (24) は An 91.2, 91.3 である。

(2) Eucrite fragment (A) は pigeonite 大晶 (1mm 大前後) と anorthite lath (0.3~0.5 mm 大) とが ophitic texture を示すものである。この場合、anorthite は, albite-Carlsbad 双晶や Carlsbad 双晶を示すものが多く、ときに pericline 双晶を示すものも出現する。累帯構造はみられず、shadow extinction もみられない。

(3) Eucrite fragment (B) は, pyroxene と anorthite とが等粒状の adcumulus (付加集積岩的) 組織を示すものである。この場合、anorthite (0.3 mm 大前後) は, albite 双晶を示すものが多く、pericline 双晶を示すものも出現する。累帯構造はみられず、shadow extinction もみられない。

(4) 基地 (matrix) 中の anorthite 破片は、頻度はきわめて低い。

0.1~0.8 mm 程度の大きさであり、pericline 双晶を示すものが多い、ついで albite 双晶がみられる。maskelynite の縁部が anorthite に変化していることがある。この現象は、衝突によって生じた maskelynite が、大気突入時の加熱によって annealing し、縁部で再び元の anorthite に変化したと考えられる (Yagi et al., 1978)。

このほか、kink band がみられ、破砕化がおこり、顕著な shadow extinction を示すものもある。このことは、eucrite fragment (A)・(B) 中の斜長石にはみられない顕著な特徴である。

(5) Eucrite fragment (A)・(B) および基地中の斜長石双晶を概括すると、eucrite fragment (A)・(B) 中の斜長石双晶では接合面 (010) の頻度が高い。これとは対照的に、基地中の斜長石双晶では接合面 (010) の頻度は低い。

第3表 (Suwa, 1977) は、各種火成岩・変成岩中の斜長石双晶の接合面 (010) の頻度と、斜長石の組成との関係を示してある。An 75-100 の斜長石は、火山岩では斑晶・石英とともに、接合面 (010) の頻度が高いが、結晶片岩・片麻岩・ある種の斜長岩では接合面 (010) の

Eucrite (A)・(B) は第3表の火山岩に、接合面 (010) の頻度のうえでは類似し、基地中の斜長石はその点では第3表の結晶片岩などの斜長石に類似している。このことは eucrite の生成環境と基地の生成環境のちがいを暗示しているように思われる。

(6) 光軸角は、 $(\rightarrow 2V = 73^\circ \sim 78^\circ)$ である。

(7) Kähler 角は、

albite 双晶に關しては、 $\widehat{XX} = 111^\circ$, $\widehat{YY} = 135^\circ$, $\widehat{ZZ} = 88^\circ$ である。

pericline 双晶に關しては、 $\widehat{XX} = 102.5^\circ$, $\widehat{YY} = 127^\circ$, $\widehat{ZZ} = 104^\circ$, $\widehat{AA} = 53^\circ$, $\widehat{BB} = 170^\circ$ である。

Carlsbad 双晶に關しては、 $\widehat{XX} = 76^\circ$, $\widehat{YY} = 172.5^\circ$, $\widehat{ZZ} = 105^\circ$, $\widehat{AA} = 11^\circ$, $\widehat{BB} = 158^\circ$ である。

(8) 光学測定の数が不十分であるため、測定数をふやし、同時に、光学測定を行なったものについての化学組成をすべて決定しなければならぬ。これは残された実験課題である。

第3表 Frequency percentages of the composition plane (010) of plagioclase in various igneous and metamorphic rocks

| | An 0-24 | An 25-49 | An 50-74 | An 75-100 |
|--|---------|----------|----------|-----------|
| Group I anorthosite ⁽¹⁾ | | | 69 | |
| Plutonic rocks ⁽²⁾ | 91 | 77 | 73 | |
| Volcanic rocks (phenocryst) ⁽²⁾ | 80 | 77 | 80 | 83 |
| Volcanic rocks (groundmass) ⁽²⁾ | 100 | 91 | 94 | 89 |
| Group II anorthosite ⁽¹⁾ | | | 66 | |
| Group III anorthosite ⁽¹⁾ | | | | 36 |
| Granulite ⁽³⁾ | | 62 | 69 | |
| Charnockite ⁽⁴⁾ | | 63 | 64 | |
| Schist and gneiss ⁽²⁾ | | 75 | 75 | 33 |
| Hornfels ⁽²⁾ | | 77 | 76 | 65 |
| Paragneiss ⁽⁵⁾ | | 89 | | |
| Amphibolite ⁽⁵⁾ | | 88 | 87 | 73 |
| Crystalline schist ⁽⁶⁾ | 100 | | | |

やまと chondrite 74354 の融解実験

久城 育夫 (東大理)

永原 裕子 (東大理)

B. O. Mysen (カーネギー研究所)

Chondrite の生成条件, とくに平衡 chondrite の平衡の温度と P_{O_2} (酸素の分圧), および olivine, pyroxene を含む chondrule の生成条件を明らかにする目的で, やまと chondrite 74354 (L6) について高温実験を行なった。実験は CO_2-CO 混合気体により P_{O_2} を制御して行なった。実験条件は, 温度 $1125^\circ, 1200^\circ$, および $1275^\circ C$, また P_{O_2} $10^{-8} \sim 10^{-16}$ atm である。この実験条件でつねに存在する相は olivine と液で, その他に Ca-poor pyroxene, Ca-rich pyroxene, Cr-rich spinel, および Fe-Ni metal が条件に応じて安定に存在する。これらの相はそれぞれ温度と P_{O_2} の変化に応じて化学組成を変化させる。すなわち一定の温度では, P_{O_2} が低くなるにしたがって olivine, pyroxene の Mg/Fe 比が大きくなり, metal 中の Ni が減少する。例えば, $1125^\circ C$ では olivine は Fe_{87} ($P_{O_2} = 10^{-16}$ atm) から Fe_{62} (10^{-12} atm) まで変化し, metal は Fe 0.93 Ni 0.07 (原子比) ($P_{O_2} = 10^{-16}$ atm) から Fe 0.20 Ni 0.80 (10^{-12} atm) まで変化する。一方 P_{O_2} が一定の場合には, 温度が低下するに従って olivine, pyroxene の Mg/Fe 比が小さくなり, metal 中の Ni が増加する。例えば, $P_{O_2} = 10^{-14}$ atm では, olivine は Fe_{97} ($1275^\circ C$) から Fe_{66} ($1125^\circ C$) まで, また metal は Fe 0.84 Ni 0.16 ($1275^\circ C$) から Fe 0.40 Ni 0.60 ($1125^\circ C$) まで変化する。これらの実験結果から, olivine, pyroxene, metal および glass (液) が平衡に共存する chondrules の各相の化学組成が分れば, その平衡の温度と P_{O_2} が推定できる。また, olivine, pyroxene および metal が平衡に共存する chondrite の各相の化学組成が分り, また平衡温度が推定できれば, その平衡の P_{O_2} を推定できる。本実験に用いた, やまと 74354 chondrite の平衡温度は, pyroxene 温度計によると $900-1000^\circ C$ である。本実験のデータをこの温度範囲まで外そうして求めた平衡の P_{O_2} は $10^{-20} \sim 10^{-17.5}$ atm である。

本実験において chondrite の部分融解によって生じた液の化学組成はやはり温度と P_{O_2} により変化する。温度 $1200^\circ - 1275^\circ C$, P_{O_2} $10^{-14} - 10^{-12}$ atm の条件下で生じた液は, SiO_2 50-52 % (重量), Al_2O_3 9-12 %, FeO 15-20 %, MgO 8-12 %, CaO 7.5-11 % で, basaltic achondrite (とくに eucrite や howardite) に近い化学組成を有している。このことは, basaltic achondrite のあるものが chondrite の部分融解で生じた可能性を示唆している。また, 本実験では, olivine と共存する液との間の Ni の分配を β -truck 法により決定した。その分配係数 $K_D ((Ni/Mg)_{ol} / (Ni/Mg)_{liq})$ は温度と P_{O_2} によって変化する。すなわち, $1200^\circ C$ では P_{O_2} 10^{-14} atm の 1.79 から 10^{-8} atm の 2.59 まで, また $1275^\circ C$ では 10^{-14} atm の 1.80 から 10^{-8} atm の 2.93 まで変化する。この変化は主として液の Mg/Fe 比の変化によると考えられる。この結果は地球や月の玄武岩質マagma と olivine の Ni の分配を取り扱う上に有用である。

やまと隕石中の希土類元素

増田 彰正・中村 昇・清水 洋・和気坂 健 (神戸大・理学部)

74362 (L6), Allan Hills 9 (L6) のコンドライトおよび 74010 (diogenite), 74013 (diogenite) の 2 つのエイコンドライトについて主として希土類元素による研究を行った。

① 74362 (L6), Allan Hills 9 (L6) の希土類元素存在度

Seedey コンドライトで規格化した値を図 1 に示す。これらの REE パターンは LREE (軽希土) は直線的なパターンであるが、HREE (重希土) はやや下に凸の REE パターンとなり Masuda et al. (1973) による L6 の REE パターンとはやや異なる。また、

Eu の濃度は Masuda et al. (1973) の L6 では 0.085 ppm 程度に集中しているが、それに比べて Allan Hills 9 の Eu の濃度は約 10% 低い。74362, Allan Hills 9 のように Seedey コンドライトで規格化した REE パターンにおいて、HREE が下に凸になるパターンはヤマト隕石では、693 (C3), 7301 (H4) においても見られ、その曲率も類似している。(Masuda et al. (1977), Masuda and Tanaka (1978))。一方、ヤマト隕石 691 (E), 7304 (L5), 7305 (L5) は、LREE, HREE ともに直線的な REE パターンであり、74362, Allan Hills 9 などとは若干異なっている。

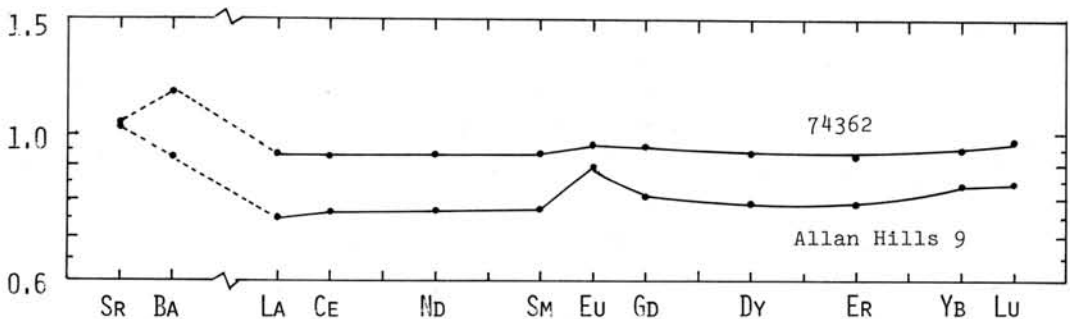


図 1. Seedey コンドライトで規格化した REE パターン (L6 コンドライトに比べ)

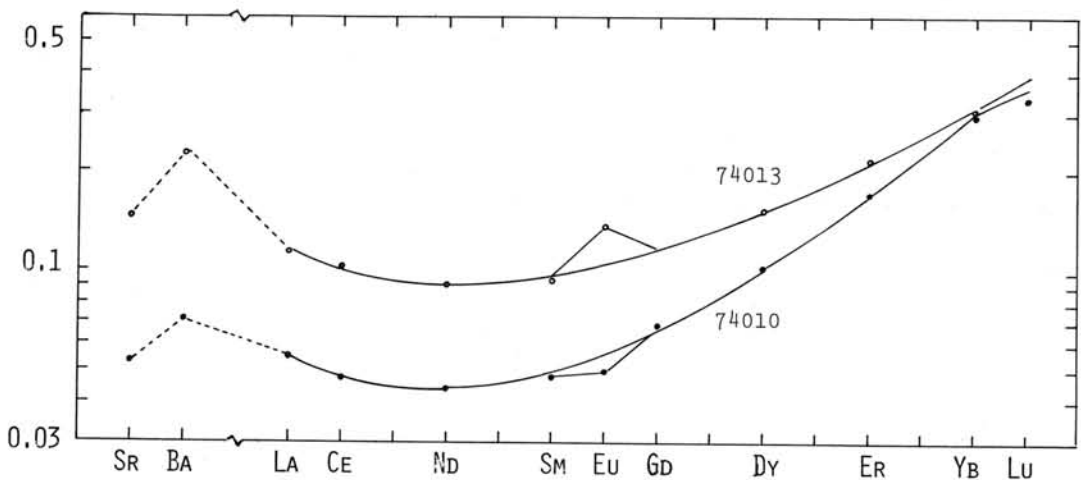


図 2. Seedey コンドライトで規格化した REE パターン (diogenite に比べ)

② 74010 (diogenite), 74013 (diogenite) の希土類元素存在度

Leedley コンドライトで規格化したREEパターンを図2に示す。74010, 74013ともに, Masuda and Tanaka (1978) により報告された 692, 74037, 74136 の diogenite とほぼ同じREEパターンである。特に, 74010 は 692 と, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb, Lu の各元素については 1~6% の範囲内で濃度が一致する。しかし 74013 は LREE の濃度が高い点, Eu の正の異常がある点で上述 diogenite と異なっている。74037, 74136 に見られた Ce の正の異常は 74010, 74013 では認められなかった。

74010 の割の chip を粗粉砕後, 微細粒部分, 中粒部分, 粗粒部分と粒の大きさで, 分別し, そのうちの微細粒部分と粗粒部分についてのREEパターンを図3に示す。この図で顕著なことは微細粒部分では Eu の大きな正の異常が見られ, それとは対照的に粗粒部分では, Eu の大きな負の異常が見られることである。その他の元素の濃度は比較的近い値である。さらに, この微細粒部分と粗粒部分の濃度は,

ともに, bulk と測定した 74010 の 84n chip 中の濃度よりも高い。これは, この diogenite の不均一さの表われであろう。

Allan Hills 9 の出発物質とした高圧実験 (20 kb) ののがらす-結晶固の希土類元素の分配についても報告が予定である。

文献

- Masuda, Nakamura and Tanaka (1973) GCA, 37, 239-248.
 Masuda, Tanaka, Asakura and Shimizu (1977) The Antarctic Record, 58, 197-203.
 Masuda and Tanaka (1978) Proc. 2nd Symposium on Yamato Meteorites, 229-232.

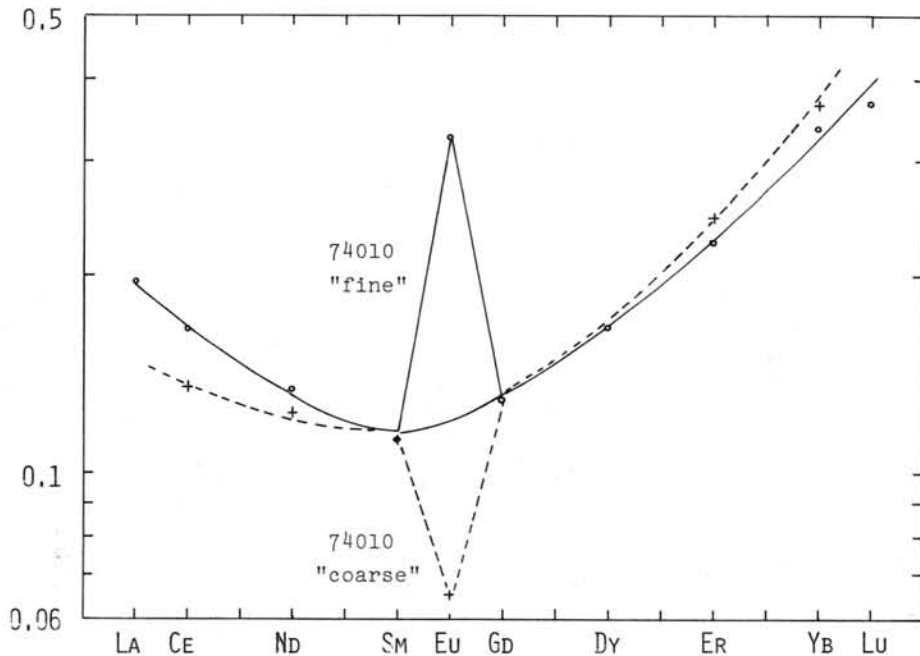


図 3. Leedley コンドライトで規格化した REE パターン (74010 の微細粒部分と粗粒部分について)

TOTAL CARBON AND SULFUR ABUNDANCES IN ANTARCTIC METEORITES

Everett K. Gibson, Jr., SN7, Geochemistry Branch, NASA Johnson Space Center, Houston, Tx. 77058
and Keizo Yanai, National Institute of Polar Research 9-10, Kaga 1 Chome Itabashiku, Tokyo 173, Japan

The recently discovered Antarctic meteorites offer an opportunity to study meteorites which have been kept in one of the cleanest and most sterile environments of the Earth. Since their recovery, attempts have been made to keep the samples as uncontaminated as possible. It is well known that carbon abundances in meteorites which are finds are greater because of contamination and weathering as compared to specimens recovered immediately after their fall (Moore and Lewis, 1967). Recently, Gibson and Bogard (1978) showed the effects of chemical alterations on the ordinary chondrite Holbrook resulting from terrestrial weathering over a period of 56 years. In a semi-arid region of Arizona the weathering caused the carbon abundances to increase three fold in as short period of time as 19 years. The weathering environment of the Antarctic ice is certainly different from those which the Holbrook chondrite experienced and the study of trace elements such as carbon should be useful in understanding the effects of weathering and potential contamination for the Antarctic meteorites. It has been shown that the terrestrial ages range from approximately 200 years to 1.7 My for the Antarctic specimens studied to date. We have recently measured total carbon and sulfur abundances for five Antarctic meteorites: two C2 and one C3 carbonaceous chondrite, one enstatite chondrite and one ureilite.

Total carbon and sulfur abundances found for the Antarctic meteorites are given in Table 1. The two C2 chondrites (Allan Hills 77306 and Yamato 74662) have carbon contents of 1.324 ± 0.040 and $1.514 \pm 0.050\%$ respectively. Their sulfur contents are 3.863 ± 0.050 and $3.490 \pm 0.040\%$. The total carbon and sulfur abundances are similar to values reported previously for C2 chondrites. The C3 Yamato 693 carbonaceous chondrite has a carbon abundance of $0.061 \pm 0.004\%$ which is considerably below the range of 0.27 to 2.49% previously reported C3 chondrites (Moore, 1971). However, the sulfur abundance for Yamato 693 is similar to other C3 chondrites. The depletion in carbon at this time is not fully understood but may be related to the weathering processes occurring in the Antarctic. The carbon abundances measured for the E4 enstatite chondrite Yamato 691 are identical to previously reported values but the total sulfur content of $6.606 \pm 0.080\%$ is 10 percent greater than previously reported sulfur abundances for E4 chondrites (Moore, 1971). Analysis of the ureilite (Yamato 74659) indicated that it contained similar carbon and sulfur abundances to previously analyzed ureilites (Gibson, 1976).

The correlation between total carbon and sulfur abundances for the Antarctic carbonaceous chondrites is shown in Figure 1. Total carbon and sulfur abundances for the five Antarctic meteorite along with other carbonaceous chondrite and ureilites previously analyzed in our laboratory have been compared. Examination of the data in Figure 1 indicates that the three Antarctic carbonaceous chondrites lie at the bottom of the

C2 and C3 groupings. Apparently the environment of the Antarctic ice results in the selective depletion of carbon in the carbonaceous chondrites. Gibson and Bogard (1978) found that terrestrial weathering in Holbrook chondrite resulted in increasing the total carbon contents of the chondrite. Moore and Lewis (1967) noted that C abundance for ordinary chondrite finds were greater than C abundances, in falls. They suggested contamination of the finds. As noted by Moore (1971) the distribution of carbon is very susceptible to the conditions of the environment under which the samples have been subjected. Obviously, additional studies of other trace elements must be made on the collected Antarctic meteorites and only further studies will decode the nature of the enrichment or depletions of selected trace elements—namely the organogenic elements.

REFERENCES

- Gibson E.K. Jr. (1976) *Geochim. Cosmochim. Acta* 40, 1459-1464; Gibson E.K. Jr. and Bogard D.D. (1978) *Meteoritics* 13, 277-289; Gibson E.K. Jr. and Moore G.W. (1974b) *E.O.S. Trans. A.G.U.* 55, 333; Moore C.B. (1971) *In Handbook of Elemental in Meteorites*, (edited by B. Mason), pp. 81-91 and 137-142; Moore C.B. and Lewis C.F. (1967) *J. Geophys. Res.* 72, 6289-6295.

TABLE 1
CARBON AND SULFUR ABUNDANCES IN ANTARCTIC METEORITES

| Specimen | Classification | Carbon Abundances, % | | Sulfur Abundances, % | |
|-------------------|----------------|----------------------|-------------------|----------------------|-------------------|
| | | Replicates | Mean Value | Replicates | Mean Value |
| Allan Hills 77306 | C2 | 1.317, 1.353, 1.299 | 1.324 ± 0.040 | 3.810, 3.920, 3.858 | 3.863 ± 0.050 |
| Yamato 74662 | C2 | 1.472, 1.508, 1.541 | 1.514 ± 0.050 | 3.511, 3.402, 3.557 | 3.490 ± 0.040 |
| Yamato 693 | C3 | 0.062, 0.058, 0.064 | 0.061 ± 0.004 | 1.620, 1.610, 1.588 | 1.604 ± 0.015 |
| Yamato 691 | E4 | 0.435, 0.407, 0.412 | 0.419 ± 0.020 | 6.698, 6.514, 6.612 | 6.606 ± 0.080 |
| Yamato 74659 | Ureilite | 3.020, 3.003, 3.042 | 3.022 ± 0.020 | 0.503, 0.517, 0.533 | 0.518 ± 0.020 |

Data for Comparison

| Class | Number | Carbon Abundances, % | | Sulfur Abundances, % | |
|----------|--------|----------------------|-------|----------------------|--------|
| | | Range | Mean | Range | Mean |
| C2 | 9 | 1.30 - 4.00 | 2.115 | 2.80 - 5.44 | 3.365 |
| C3 | 7 | 0.27 - 2.49 | 0.505 | 1.31 - 2.66 | 2.325 |
| E4 | 4 | 0.36 - 0.56 | 0.395 | 5.65 - 6.12 | 5.895 |
| Ureilite | 5 | 2.07 - 4.10 | 2.495 | 0.179 - 0.58 | 0.2945 |

Data Sources:
Gibson et al. (1971)
Gibson (1976)
Moore (1971)
Gibson and Moore (1974)
Gibson (unpublished data)

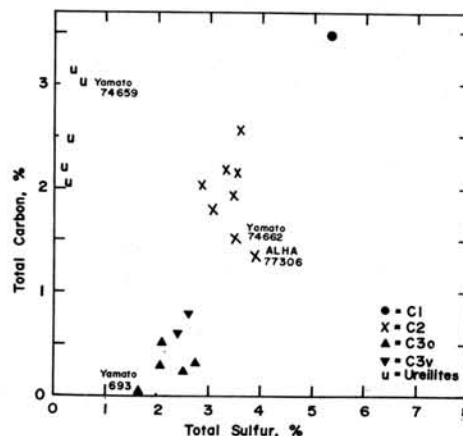


Fig. 1. Total C and S abundances for carbonaceous chondrites and ureilites.

SEARCH FOR AMINO ACIDS IN THE YAMATO METEORITE 74662.23

Cyril Ponnamperna and Akira Shimoyama (University of Maryland)
and
Keizo Yanai (National Institute of Polar Research)

The Yamato meteorite 74662.23, a carbonaceous chondrite (C2), has been examined for amino acids. The meteorite fragment we received was separated into exterior and interior portions. Each portion was pulverized and refluxed with water for the extraction of amino acids. Each extract was then processed for analyses by an amino acid analyzer and by a gas chromatograph.

The preliminary result shows that both the exterior and interior portion were relatively similar. The major amino acids found are glycine (the most abundant amino acid with concentration approximately at 30 nanomoles per gram meteorite), α -alanine, β -alanine, α -aminobutyric acid, glutamic acid, and sarcosine.

A number of other amino acids also appear in less than one nanomole per gram meteorite. Acid hydrolyzed amino acids constitute about two-thirds of total amino acids recovered. However, there is no remarkable difference in relative abundance between the hydrolyzed and unhydrolyzed fractions.

The abundance of simpler molecules of both protein and non-protein amino acids indicates that the meteorite contains amino acids as well as other organic molecules synthesized abiotically. Since the amino acid concentration of the meteorite is similar to that of the Murchison meteorite, the study of organic material of the meteorite will provide very useful information for the study of organic synthesis in the early solar system.

コンドロールとマトリックスの化学組成

筑波大学 化学系 小沼直樹
分析センター 西田豪正
地球科学系 大塚孝郎

1. 序 本報告では, Yamato-74 Ordinary Chondrites (O Chondrites) の Chondrules と Matrix (Chondrule 以外の部分) の化学組成にみられる奇妙な規則性を提示し, この規則性についての宇宙化学的な意義を論ずる。

2. O Chondrites (H, L, 4~6) の Groundmass

われわれは, Yamato 隕石の EPMA 分析に基づく隕石分類作業の過程で, O Chondrites (H, L, 4~6) の Groundmass (Matrix 中の Olivine, Pyroxenes, Fe-Ni, FeS 以外の部分) の Na, Al 含有量が, 規則的な変動を示すことに気付いた。7個の O Chondrites の Groundmass の分析結果を図1に示す。Groundmass の Na, Al 含有量には, H, L, Chondrites を問わず, 明確な随伴関係が認められる。Na と Al の電荷とサイズ ($\text{Na}^+ 1.02 \text{ \AA}$, $\text{Al}^{3+} 0.53 \text{ \AA}$) および揮発性 (Na volatile, Al refractory) には, 大きな差があるため, この規則性は, いさゝか奇妙なものであるといえよう。

3. 斜長石混合モデル

この規則性を説明するための単純なモデルとして, 2成分混合モデルが考えられる。1つの端成分は, O (6) Chondrites に含まれる斜長石 (Abso), もう1つの端成分は, 斜長石以外の鉱物 (Olivine, Pyroxenes, Fe-Ni, FeS) である。この規則性は, O Chondrites の Groundmass に細粒

Groundmass of Yamato 74 Chondrites

H (△): Y-74001, Y-74193, Y-74498, Y-74507
L (▲): Y-74035, Y-74454, Y-74603

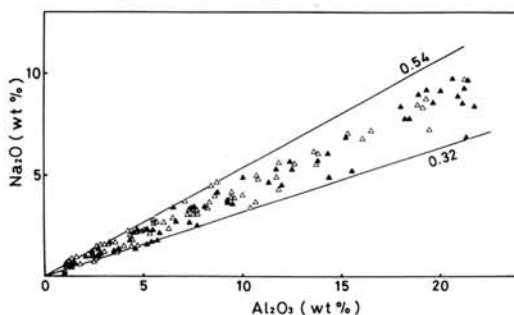


図1 やまと74コンドライト隕石のグラウンドマスの化学組成

の斜長石がランダム分布しているために生じたと考えればよい。図1に, Abso の Na_2O , Al_2O_3 含有量は, それぞれ, ~10%, ~20% である。

4. O Chondrites (H4~5, L3) の Chondrules

この規則性は, 岩石学的タイプ 4~5 Chondrites に残存する Chondrule 中の Groundmass (glass) にも成立している。図2は, Y-74001 Chondrite の Groundmass と1個の Chondrule 中の glass の Na, Al 含有量を示したものである。この隕石は, H4~5 である (Yanai et al., 1978)。この隕石では, Groundmass と Chondrule 中の glass の化学組成変動に違いが認められない。大部分の Groundmass は, Chondrules の一部が破砕されて作られたものである。

しかし, この規則性は, 岩石学的タイプ 3 Chondrite の Chondrules 中の glass では, 成立していない。図3に, Y-74191 Chondrite の18個の Chondrules 中の glass の分析結果を示した。この隕石は L3 (Yanai et al., 1978) である。前者と比較すると, 後者の Chondrules 中の glass の Na, Al は, その量および比とも, 大きく変化する。図1および2に示した規則性は, 岩石学的タイプ 4~6 に特有のものであった。

5. Chondrule の結晶分化

図3は, Chondrule 形成直後に, バルク組

Groundmass & Chondrule of Y-74001(H)

△: Groundmass
▲: Chondrule

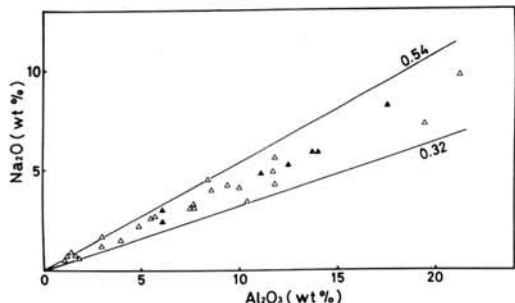


図2 Y-74001(H4~5) コンドライト隕石のグラウンドマスとコンドロール

成の異なるメルトからの結晶分化過程が存在したことを示唆する。勾配 (Na/Al) の違いは、バルク組成の差を反映し、 Na , Al 含有量の多寡は、晶出鉱物 (Olivine, Orthopyroxene) と残液 (Glass) の量比を反映しているであろう。メルトから晶化する Olivine, Orthopyroxene には、 Na も Al も取り込まれず、両者はともに残液に濃縮される (Matsui et al., 1978)。

6. Chondrule と Groundmass の熱変成

岩石学的タイプ3に存在する Chondrules の Na/Al は幅広い (図3)。一方、タイプ4~6の Chondrule と Groundmass の Na/Al は、タイプ3の幅広い Na/Al の中心付近に収斂している (図1, 2)。このことは、両者の系における熱変成作用によって説明できよう。熱変成を受けると、もともとバラバラだった化学組成が、平均組成に収斂する (Wood, 1962)。こうして、 Na/Al が熱変成度の指標として有用であることがわかった。

熱変成を受けた場所は、星雲内ではなく、恐らく、隕石母天体の内部であろう。両者の系において、コンドライト隕石を加熱熔融すると、 Na は同時に散逸し、 Na/Al は著しく小さくなる (Notou et al., 1978)。熱変成を受けた O Chondrites の Na/Al は、そうならない。

図1, 2に示される規則性は、主として、Chondrule 内の結晶分化、ひきつづいて起こった一部の Chondrules の破砕による Groundmass の形成、次いで、母天体内部における熱変成

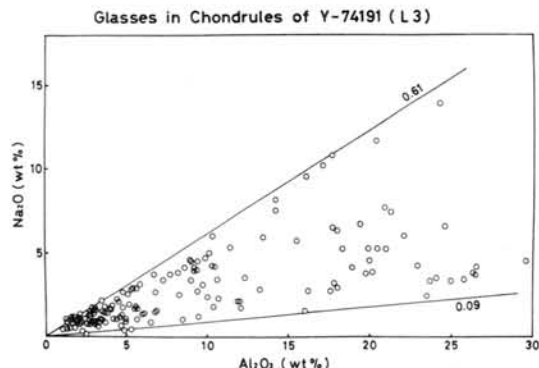


図3 Y-74191(L3)コンドライト隕石のコンドラール中のガラス

という諸過程を経て確立したものと考えられる。この一連のプロセスを総合した結果が、見かけ上、斜長石混合モデルで説明できるといふわけである。

なお、図4に、岩石学的タイプ3 Chondrite とタイプ4~6 Chondrites の Na/Al (atomic) の出現頻度を示した。この図は、O Chondrites の Olivine, Orthopyroxene の $\text{Fe}/\text{Mg} + \text{Fe}$ ヒストグラム (Van Schmus and Wood, 1967) によく似ている。

7. O Chondrites と地球・月

図4に示した地球・月のバルク Na/Al は、Ganapathy and Anders (1974), Cosmic Na/Al は、Cameron (1973) から引用した。O Chondrites の平均 Na/Al は、Cosmic Na/Al に一致する。しかし、地球・月の Na/Al は、O Chondrites および Cosmic のそれとは、一致しない。地球と月の母物質は、O Chondrites とは異なり、 Na の欠損が著しい。

仮に、地球と月の母物質が O Chondrites の Chondrules に似たものであったとすると、その Chondrules は、集積以前に、両者の系 (ガス中) で二次的に加熱されたに違いない。あるいは、地球と月は、O Chondrites の母天体とは異なり、もともと Na に乏しい "Chondrule" を選択的に集積した可能性もある。ともあれ、図4は、地球の O Chondrite モデルが成立しない (Gast, 1960) ことを明示する。

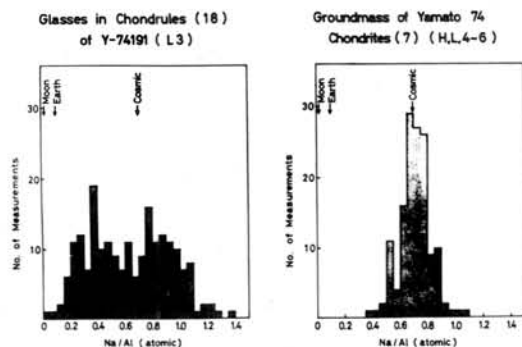


図4 やまと74コンドライト隕石の岩石学タイプと Na/Al 比

(I) ^{80}Kr and ^{82}Kr -excesses in Yamato-74191 chondrite.

Unequibrated chondrite (L3), Yamato-74191 contains large amounts of trapped Ar, Kr and Xe. Isotopic composition of Xe is identical with the AVCC-Xe composition, except for small excesses at ^{126}Xe and ^{128}Xe (Nagao and Takaoka, 1978). Kr in this chondrite shows great enrichment at ^{80}Kr and ^{82}Kr compared with AVCC-Kr. The isotopic ratio of excessive ^{80}Kr to ^{82}Kr is 2.7. These excesses can be understood in terms of epithermal (30-300 eV) neutron capture by Br. Cosmic-ray irradiation produces high energy neutrons in meteorites. Their mean energy is 3.7 MeV. Such high energy neutrons are moderated by elastic collision with atoms of chondritic constituents. To reduce the energy from 3.7 MeV to 30-300 eV, the neutrons travel the mean square distance,

$$\overline{r^2} = 6 \tau \approx 1800 \text{ cm}^2,$$

where τ is the Fermi age. In slowing-down of cosmic-ray produced neutrons, the slowing-down density q is calculated by the following equation:

$$[^{80}\text{Kr}^*] = \sigma [^{79}\text{Br}] q T / \xi \sum_{i=1}^n \sigma_i,$$

where $\sigma = 110$ barns, $\xi \sum_{i=1}^n \sigma_i = 0.0354 \text{ cm}^{-1}$ and T is the exposure age.

Mezö Madaras chondrite (L3) contains appreciable amounts of ^{80}Kr and ^{82}Kr -excesses which were attributed to the epithermal neutron capture by Br. (Eugster, Eberhardt and Geiss, 1969) Table 1 shows a comparison between Y-74191 and Mezö Madaras. On the assumption of 1.92 ppm Br in Y-74191, an integrated slowing-down density $Q=qT$ for Y-74191 is about 3 times higher than Mezö Madaras. Since the cosmic-ray exposure age for Y-74191 is shorter by a factor of 4, the slowing-down density q in Y-74191 must be very high. A simple calculation gives $q = 0.82 \text{ neutrons/cm}^3/\text{sec}$. This means a large pre-atmospheric size of this stone.

Table 1

| | Y-74191 | Mezö Madaras |
|---------------------------------|------------------------------------|-----------------------------------|
| ^{80}Kr -excess | $140 \times 10^{-12} \text{ cc/g}$ | $50 \times 10^{-12} \text{ cc/g}$ |
| ^{82}Kr -excess | 52×10^{-12} | 19×10^{-12} |
| $^{80}\text{Kr}/^{82}\text{Kr}$ | 2.7 | 2.6 |
| $T(^{21}\text{Ne})$ | 6.5 M.y. | 26 M.y. |
| Br | 1.92 ppm | 1.92 ppm |
| q | $0.82/\text{cm}^3/\text{sec}$ | $0.073/\text{cm}^3/\text{sec}$ |
| pre-atm. size | | 28 cm (320Kg) |

(II) He, Ne and Ar in metal phases of some Antarctic chondrites.

A two-stage irradiation model has been proposed to explain low activities of cosmic-ray produced ^{53}Mn , ^{10}Be and ^{26}Al determined in Y-7301(j) and Allan Hills #8. Because a long-term irradiation by low-energy particles with heavy shielding might result in difference in the spallogenic $^{38}\text{Ar}/^{21}\text{Ne}$ ratio between meteorites suffered in the two-stage and a single stage irradiations, He, Ne and Ar in Fe-Ni phases separated from Y-7301(j), Y-7304(m), A.H.#1 and A.H.#9 were analysed. Part of results is listed in Table 2, along with the bulk meteorite data.

Table 2.

| | Y-7301-m | Y-7304-m | A.H.#1-m | A.H.#9-m | Y-7301-b | Y-7304-b | A.H.#1-b | A.H.#9-b | Iron |
|---|-----------------------|----------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|-------------|
| $(^3\text{He}/^{21}\text{Ne})_{\text{cos}}$ | 23.1, 59.9
67.6 | 51.1
94.9 | 65.4 | 85.0 | 3.54 | 4.03 | 4.35 | --- | 90 \pm 20 |
| $(^{38}\text{Ar}/^{21}\text{Ne})_{\text{cos}}$ | 0.733, 2.68
2.42 | 3.06
4.33 | 2.70 | 3.76 | 0.118 | 0.0990 | 0.112 | --- | 5 \pm 0.5 |
| $(^{21}\text{Ne})_{\text{cos}}^*$ | 0.708, 0.407
0.369 | 0.464
0.353 | 0.900 | 0.220 | 5.72 | 8.19 | 13.1 | --- | |
| $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{meas}}$ | 790, 299
281 | 22.5
14.9 | 93.6 | 232 | 3270 | 240 | 3400 | --- | |

m : metal phase; b : bulk meteorite

Yamato 隕石および Allende 隕石中の Mg 同位体比測定

西村 宏, 岡野 純
(大阪大学・教養部)

炭素質コンドライト Allende に含まれる白い inclusion の中で、 $^{26}\text{Mg}/^{24}\text{Mg}$ の異常が見い出された。¹⁾ この過剰な ^{26}Mg は、初期の太陽系において作られた ^{26}Al (半減期 = 7.2×10^5 年) の崩壊によってできた、放射性起源の $^{26}\text{Mg}^*$ であることがはつきりして来た。

われわれは、消滅核種 ^{26}Al についての情報を得るため、隕石および地上物質中のマグネシウム同位体比を、二次イオン質量分析計を用いて測定した。

Yamato 隕石、Allende 隕石、および地上試料の苦土カンラン石(愛媛県産)について、得られた予備的結果を報告する。

装置は二次イオン質量分析計で、固体試料の表面を一次イオンビームで衝撃し、スパッタリングによって放出された二次イオンを質量分析するものである。

実験条件は下表のとおりである。

| | |
|----------------------|--------------------------------------|
| 一次イオン種 | O_2^+ |
| " エネルギー | 8 keV |
| " ビーム径 | $\sim 100 \mu\text{m}$ |
| " 電流 | $\sim 3 \times 10^{-7} \text{ A}$ |
| 二次イオン加速電圧 | 500 V |
| 質量分析計分解能 | ~ 100 |
| " 真空度 | $\sim 3 \times 10^{-7} \text{ Torr}$ |
| " 動作中 O_2 圧 | $\sim 3 \times 10^{-5} \text{ Torr}$ |

分析結果を下表に掲げた。ただし、($^{26}\text{Mg}/^{24}\text{Mg}$)_N は $^{25}\text{Mg}/^{24}\text{Mg} = 0.12663$ (標準試料についての NBS の報告²⁾) となるように、 $^{26}\text{Mg}/^{24}\text{Mg}$ の測定値に対して、mass fractionation の補正を行った値である。

Mg 同位体比測定の予備的結果

| 試 料 | ($^{26}\text{Mg}/^{24}\text{Mg}$) _N |
|------------------|--|
| 苦土カンラン石(愛媛県産) | 0.14018 |
| Yamato 74445 | 0.14005 |
| Allende { matrix | 0.14020 |
| inclusion | 0.14095 |

★参考文献

- 1) G. J. Wasserburg, T. Lee and D. A. Papanastassiou, Geophys. Res. Lett., 4 (1977) 299-302.
- 2) E. J. Catanzaro, T. J. Murphy, E. L. Garner and W. R. Shields, J. Res. NBS., 70A (1966) 453.

SM-Nd AND Rb-Sr ISOTOPIC SYSTEMATICS OF THE YAMATO METEORITES

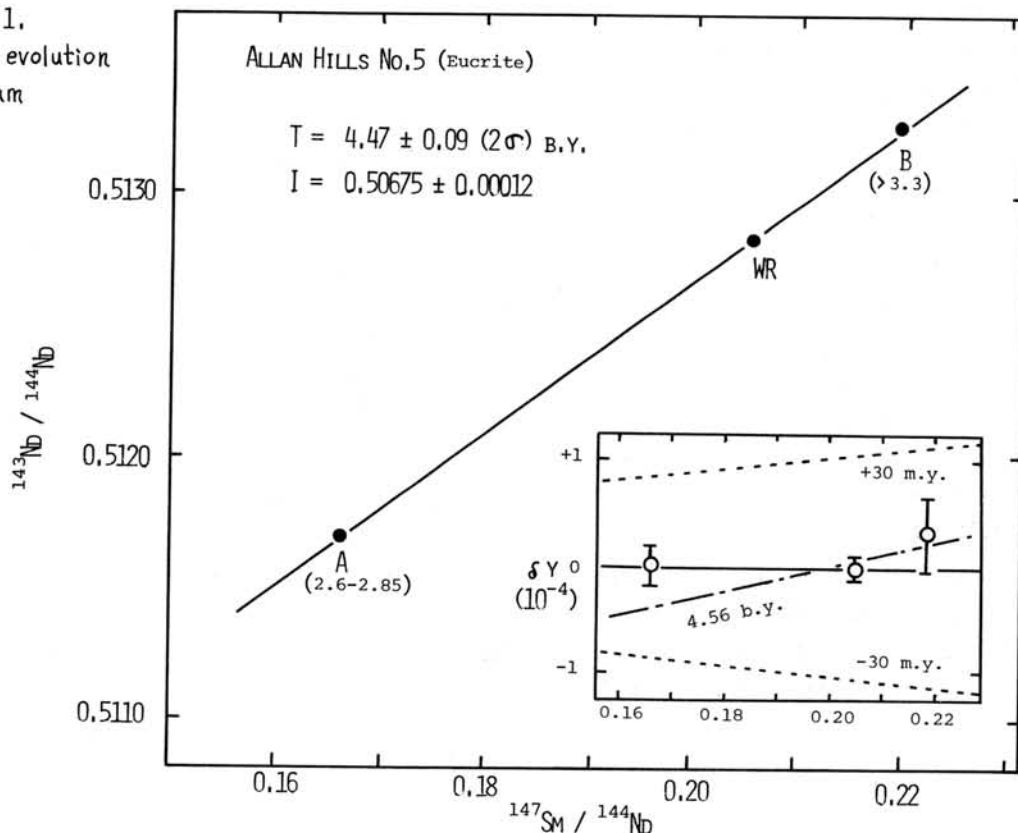
中村 昇、増田彰正(神戸大.理), 立本光信(U.S.G.S.)

Allan Hills No. 5 隕石 (Eucrite) の Sm-Nd 年代、希土類元素存在度の精密測定および Yamato 74013、74037、74097 隕石 (Diogenite) の Rb-Sr、Sm-Nd 同位体年代の決定を試みた。

Allan Hills No. 5 隕石の重液分離試料 A ($2.6 < P < 2.85 \text{ g/cm}^3$)、B ($P > 3.3 \text{ g/cm}^3$) および全岩中の Nd 同位体比を精密に測定し、図 1 の結果を得た。A、B および全岩 (WR) の 3 点はかなり小さな誤差内で直線上にのっており、アイソクロンを仮定するとその傾きより 44.7 ± 0.9 (2 σ) 億年が得られた。その年代値は誤差範囲内で Eucrite の形成年代と一致している。この隕石は角レキ岩化した組織を有しており (1)、ここで得られた

見かけ上やや若い年代は、その母天体上における impact によって斜長石中の Sm-Nd 同位体系がわずかに攪乱されたことを反映している可能性がある。(図 1 の中の挿入図を参照)。(Nd 143/Nd 144) 初生比は Moore County (2) や Juvinas (3) によく一致している。このような例として角レキ岩化した Eucrite Stannern が知られている (4)。その年代は 44.8 ± 0.7 億年でここで得られた値によく一致している。なおエイコントライト母天体上で、44~45 億年頃に激しい impact があつたことは他の例からも推察される; Serra de Magè 44.1 ± 0.2 , Ibitira 44.2 ± 0.25 , Kapoeta (clast C) 44.5 ± 1.2 , Norton County 43.9 ± 0.4 (単位: 億年)。

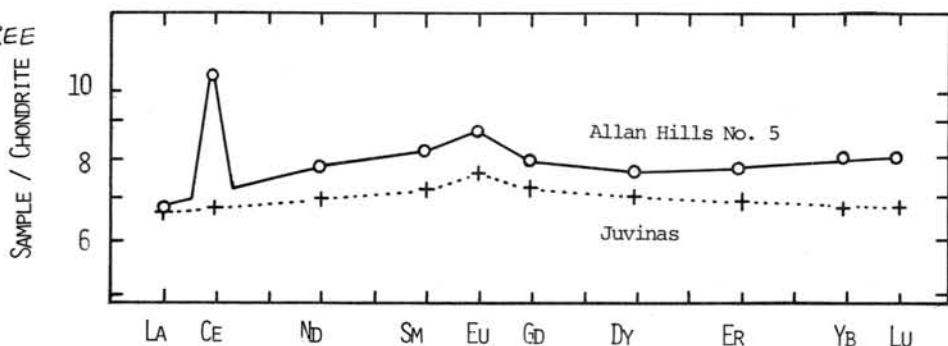
図 1.
Sm-Nd evolution
diagram



Allan Hills No. 5 隕石中の希土類元素の分析結果を図2に示す。全岩中の希土の存在度パターンには約50%のセリウムの正の異常が存在する。また試料A、Bについても分析した結果、試料によってセリウムの異常の程度に差が見られた。このことはこの

隕石中にさらに大きなセリウムの異常を有する成分が存在する可能性を示唆しているように思われる。Eucrite についてセリウムの異常はこれが初めての例である。現在その構成鉱物の分析を進めつつある。

図2. REE pattern



Diogenite はほとんど斜方輝石(O-Px)のみから成る隕石であるが斜長石やクロム鉄鉱もわずかに含まれている(5)。Rb-Sr、希土の濃度はコンドライトの数十分の一程度(6)であり、従来実験上の困難さのため同位体年代はほとんど報告がない。ここではYamato 74013 隕石からハンドピッキングによりクロム鉄鉱、O-Px、また重液分離により試料 PL-1 ($2.85 < \rho < 3.3 \text{ g/cm}^3$)、PL-2 ($\rho < 2.85 \text{ g/cm}^3$)を分離し、Rb-Sr について分析した。その他の diogenites については全岩の分析をした。PL-1, PL-2 の同位体比 ($\text{Sr}87/\text{Sr}86$) は 0.69963 で最小値、クロム鉄鉱は最大値 0.7032 ± 3 、O-Px はその中間の値となった。これらの測定値はアイソクロン図においてバラツいており、Rb-Sr 同位体は開放系と見なせる。

Sm-Nd の分析結果では ($\text{Sm}147/\text{Nd}144$) 比は最少0.21、最大0.27 でいずれも "chondritic" な値より高い。(Nd143/Nd144) 比の差は最大0.30%であり、もしこれらの diogenites が同じ隕石あるいは同一の母天体であった(7)とすれば全岩アイソクロン年代が期待される。しかし、これらのデータはアイソクロン図において直線からは大きくずれており、Sm-Nd 同位体系も平衡にはなかったことを示している。

Yamato 74097 に関する Ar-Ar 年代決定の結果によると(8)、この隕石は11億年頃において K-Ar 系を完全にリセットさせる強い impact に遭遇したようである。このようは event(s) によって Rb-Sr, Sm-Nd 同位体系も攪乱された可能性が考えられる。もしも Rb-Sr, Sm-Nd 同位体のデータについて可能な二点アイソクロン年代を仮定すると11, 16, 17億年という値が計算される。その意味についてはさらに検討を要する。

文献

- (1) Miyamoto et al. (1979) Proc. 3rd Symposium on Yamato Meteorites. (in press)
- (2) Nakamura et al. (1977) Lunar Sci. VIII, p.712
- (3) Lugmair et al. (1976) Proc. Lunar Sci. 7th, p.2009
- (4) Lugmair & Scheinin (1975) Meteoritics 10, p.447
- (5) Takeda et al. (1978) Proc. 2nd Symposium on Yamato Meteorites. p.170
- (6) Masuda et al. (1978) Proc. 2nd Symposium on Yamato Meteorites. p.229.
- (7) Yanai (1978) Proc. 2nd Symposium on Yamato Meteorites. p.1
- (8) Kaneoka et al. (1979) Proc. 3rd Symposium on Yamato Meteorites. (in press)

南極隕石中の宇宙線生成放射能核種と Radiation History

今村孝雄 (東大・核研)
 本田雅彦 (東大・物性研)
 西果邦彦 (カリフォルニア大)
 J.R. Arnold ()

前回および前々回のやまとシンポジウムで報告したように、放射能測定を行なった17個の南極隕石のうち Yamato-7301(j) と Allan Hills-76008 (ALHA-76008) の2例について非常に特異な宇宙線照射の歴史を考へざるを得ない結果を得た。これらの2個の隕石はいずれも放射能の結果から見て短い照射年代をもつが、希ガスによる照射年代はこれよりも1桁近く長い照射年代を与えるのが特徴である。これらの結果を確認するため ^{26}Al の測定 (Yamato-7301, 7304) を行ない、また metal phase 中の ^{53}Mn の測定を行なった。後者の実験は、南極隕石 (特に H-chondrite) で特に weathering の激しい、metal の酸化された隕石では、水又は氷の作用で ^{53}Mn が metal oxide から leach out されるのではないかという議論 (Kirsten, 1978, 私言) に答えるために行なった。これらの結果は、前に報告した結果と共に Table 1. に示した。(Yamato-7304 の data は reference として示した)。またこうした特異な照射の例を統計的に考察する目的から新たに13個の南極隕石について ^{53}Mn の測定を行なった。(Table 2, 3)。

Weathering による ^{53}Mn の leaching は化学的には考えにくいことであるが、Yamato-7301 では約半分の metal が酸化されており、もし完全に oxide 相から Mn がとけ出したとすると、bulk での値から metal 中には $\sim 150 \text{ dpm } ^{53}\text{Mn}/\text{kg Fe}$ が予想される。未だ preliminary な結果しか得られていないが leaching の効果は大きくないと考えられる。したがって Yamato-7301, ALHA-76008 の結果を通常の照射のモデルで説明することはできない。

^{53}Mn の飽和放射能は通常 $430 \pm 60 \text{ dpm/kg}$, ^{10}Be は $20 \pm 2 \text{ dpm/kg}$, ^{26}Al は H-chondrite で $58 \pm 3 \text{ dpm/kg}$, L-chondrite で $64 \pm 3 \text{ dpm/kg}$ と推定されるので Yamato-7301, ALHA-76008 ではいずれもこれらの放射能が飽和に達しておらず非常に短い照射年代をもつことが推定される。我々は希ガスによる年代との矛盾を説明するため、2段階照射モデル (2 stage irradiation model) を考え、I の data を説明できることを示した (オ3回やまとシンポジウム)。この場合隕石は最初大きな母体のかなり表面下深く宇宙線の照射を長期間受け ($\Delta t = T_1$)、次にフレーク作用などにより母天体からとび出し短い期間 ($\Delta t = T_2$) 宇宙線の照射にさらされたあと南極に落下すると考えられる。南極に落下して発見されるまでの時間, terrestrial age, も変数として

入ってくるので時間 scale についてはかなり中を考へないといけないが、Yamato-7301 の場合 $T_1 > 10^8 \text{ y}$, $T_2 \approx 1.1 \sim 1.6 \times 10^6 \text{ y}$ 、また ALHA-76008 の場合 $T_1 \sim 10^8 \text{ y}$, $T_2 \sim 0.2 \text{ my}$ が得られる。

こうしたオ1の stage での照射は深い位置での宇宙線の照射となり

Table 1. ^{53}Mn , ^{10}Be and ^{26}Al in ALHA-76008, Yamato-7301 and Yamato-7304.

| Meteorite | ALHA-76008 | Yamato-7301(j) | Yamato-7304(m) |
|-------------------------------------|----------------------------|------------------------------|----------------|
| Class | H6 | H4 | L5 |
| $^{53}\text{Mn}(\text{dpm/kgFe})$ | 22 ± 3
$27 \pm 3^*$ | 101 ± 6
$123 \pm 7^*$ | 412 ± 21 |
| $^{10}\text{Be}(\text{dpm/kg})$ | - | 9 ± 1 | 19 ± 2 |
| $^{26}\text{Al}(\text{dpm/kg})$ | $11.2 \pm 0.4^\#$ | 29 ± 2
$26 \pm 3^\#$ | 62 ± 3 |
| ^{21}Ne exposure age(m.y.) | 1.4** | 13** | 18** |

* Evans & Rancicelli (1979), preprint.

^\# Measurements in metal phase (preliminary) ** 高岡・長尾(1977); 長尾・高岡(1978)

希ガスの同位体にも、もしこの model が実際にこれらの隕石で起った厂史であるならば、その影響が見られるはずである。この意味で metal 中の宇宙線生成 $^{38,36}\text{Ar}$, ^{21}Ne , $^3,^4\text{He}$ 等がそうした深い場所での照射に対応しているか興味深い。

一方 O1 stage に対応する pre irradiation がかなり古い時期、例えばイン石母体の生成の段階又はその後のイン石母天体表面の地質過程の間に行なわれた可能性も、否定できない。このため我々は現在 metal phase 中の宇宙線生成 ^{40}K の測定を注

みている。 ^{40}K は 1.3×10^9 年の半減期をとつため、 10^9 年 order での照射の chronology に利用することができる。

Table 3 には新しく測定した 13 個の隕石の ^{53}Mn data (duplicate analysis) が示してある。上に述べた 2 つの例に相当すると思われる隕石はないようである。但し希ガスの照射年代がほとんどないので、やや低い ^{53}Mn の測定値を示すものが上の例に相当する照射の厂史をもつことは否定できない。

なお今まで 5 個の diogenite

の ^{53}Mn を測定してきたが (Yamato-692, -74013, -74037, -74097, -74136)、いずれも $425 \pm 25 \text{ dpm } ^{53}\text{Mn}/\text{kg Fe}$ の範囲にあり、化学組成と合わせて考えると同一隕石である可能性が高い。

(reference)

K. Nishiizumi, M. Imamura and M. Honda;
Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue, 2, 209-219.
(1978)

K. Nishiizumi, M. Imamura and M. Honda;
Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue, 12, in press
(1979)

Table 2. Chemical composition of antarctic meteorites.

| Meteorite | Class | Al(%) | Mn(ppm) | Fe(%) | Co(ppm) | Ni(%) |
|-------------|-------|-------|---------|-------|---------|--------------|
| Yamato-692 | D | 0.39 | 4100 | 14.1 | 35 | ≤ 0.006 |
| -74014 | H6-5 | 1.16 | 2590 | 25.5 | 770 | 1.60 |
| -74037 | D | 0.50 | 4100 | 13.3 | 36 | ≤ 0.006 |
| -74118 | L5-6 | 1.20 | 2720 | 22.6 | (790) | 1.40 |
| -74136 | D | 0.41 | 4180 | 12.6 | 32 | ≤ 0.006 |
| -74190 | L5-6 | 1.29 | 2750 | 22.7 | 600 | 1.24 |
| -74354 | L6-5 | 1.23 | 2760 | 21.8 | 540 | 1.15 |
| -74362 | L6 | 1.22 | 2670 | 24.6 | (770) | 1.40 |
| -74371 | H5-6 | 1.18 | 2480 | 28.9 | 890 | 1.76 |
| -74445 | L4-5 | 1.25 | 2700 | 22.2 | 620 | 1.13 |
| -74640 | H6-5 | 1.12 | 2400 | 26.9 | 850 | 1.68 |
| -74646 | L15-6 | 1.29 | 2830 | 19.0 | 440 | 0.86 |
| ALHA -76002 | Iron | - | - | 90.1 | 4730 | 7.23 |

Errors: 2.5% for Mn and Fe, 3% for Al and Ni and 5% for Co.

Table 3. ^{53}Mn in 13 antarctic meteorites.

| Sample | Mn-53(dpm/kg Fe) # |
|-------------|--------------------|
| Yamato-692 | 447+25, 416+21 |
| -74014 | 389+20, 393+20 |
| -74037 | 443+23, 420+22 |
| -74118 | 348+18, 354+19 |
| -74136 | 459+26, 438+25 |
| -74190 | 433+21, 435+22 |
| -74354 | 488+23, 480+23 |
| -74362 | 321+16, 333+17 |
| -74371 | 298+16, 312+17 |
| -74445 | 330+18, 315+17 |
| -74640 | 482+24, 504+25 |
| -74646 | 290+17, 289+16 |
| ALHA -76002 | 606+27* |

* Preliminary.

After Ni and Mn corrections.

Metallographic Properties of Antarctic Iron Meteorites

R.M. Fisher, U.S. Steel Corp., Research Laboratory, Monroeville, Pa. 15146, USA
and T. Nagata, National Institute of Polar Research, Tokyo, Japan

The metallographic properties of two irons and one stony-iron meteorite found near the Yamato Mountains and one iron from the 1976-77 Transantarctic Mountain search have been investigated by x-ray fluorescence analysis, optical metallography, density measurements, and scanning and transmission electron microscopy. Preliminary reports of some of these studies have been presented previously.

As indicated in the summaries, the three Yamato samples are much smaller than iron meteorites found in other parts of the world presumably because the origin of such small pieces is not easily recognized and atmospheric weathering is more destructive.

All three of the small Yamato irons show evidence of reheating throughout the cross-section, whereas the larger Allan Hill meteorite exhibits the usual 3-4 mm reheated rim but otherwise is not heated significantly during passage through the earth's atmosphere.

Composition and Description

Yamato 74044 - 51.8% gms (5.083 gms/cm^3)
10.6%Ni, 0.75%Co, 0.1%P

Pallasite - 0.5 mm bands of taenite - plessite encased in a kamacite matrix surrounding pools of manganese-rich olivine veined with iron sulphide. Reheating evident.

Yamato 75031 - 6.02 gms (7.470 gms/cm^3)
15.3%Ni, 0.76%Co, ~1.7%P

Plessitic octahedrite - coarse and very fine schreibersite particles are encased with swathing kamacite and embedded in a plessite matrix. Light reheating.

Yamato 75105 - 17.6 gms (6.868 gms/cm^3)
5.6%Ni, 0.52%Co, ~1.7%P

Hexahedrite - kamacite matrix containing schreibersite grains enveloped with a high-P kamacite phase which formed during extensive heating on entry.

Allan Hill #2 (ALHA 76002) - 1,510 gms
(7.812 gms/cm^2)

7.2%Ni, 0.6%Co, 0.4%P

Coarse octahedrite - well annealed kamacite encasing comb plessite, grain boundary schreibersite and numerous rhabdites. All phosphides are surrounded by a very thin narrow ragged rim of taenite. This structure has not been reported before.

Preliminary accounts were presented at the First, Second and Third Symposia on Yamato Meteorites.

Yamato 隕石の熱的性質

東京大学 理学部 地球物理学教室

松井孝典 大迫正弘

Yamato隕石 (Yamato-J, L-A, 74-647, 74-371, 74-191) の熱拡散率, 比熱の測定結果について報告する。

熱拡散率

改良 Angstrom 法 (概略図を Fig. 1 に示す) を用いて測定した。周期的に変化する温度波の距離による振幅の減衰, 位相差を, $\alpha (= \kappa / \rho C_p)$, m_g を使用し, 測定温度範囲は 280 K から $\Delta\phi$ とすると, 図のような場合熱拡散率 κ は $\kappa = \omega l^2 / \Delta\phi \ln(\alpha/2)$ で計算される。ここで, ω は角周波数, l は試料の長さである。試料の dimension はいづれも約 $0.3 \times 0.3 \times 0.3$ (cm \times cm \times cm) である。測定条件は, 温度が 150 K から 500 K まで, 雰囲気は真空中 (10^{-3} mmHg 以下) である。Porosity の大きな試料の場合熱拡散率は大気圧に依存するが, 1 mmHg 以下ではそれに依存しなくなることを報告されている。

測定結果の一部を Table 1 に示す (その他, 74-371, 191 についても報告できる予定である)。表には測定結果を, 最小自乗法的に $\kappa = A + B/T + CT^3$ という関係式で近似した値が示されている。L-A (Achondrite) は月岩石試料と良く似た低い値をもつ。Type

比熱

理学電機 thermoflex 低温型 DSC 装置を用いて測定した。試料は粉状に砕いたもの (~ 20 μ m) を使用し, 測定温度範囲は 280 K から 420 K までである。測定結果を, $C_p = A + BT + CT^2$ という関係式で最小自乗法的に近似した値を Table 2 に示す。一部, 温度の上昇と共に比熱の値が下がる, という点, これは近似式が適当ではないことによると考えられる。なお, 比熱の測定に関しては理学電機 桃田道彦氏に御協力いただいた。

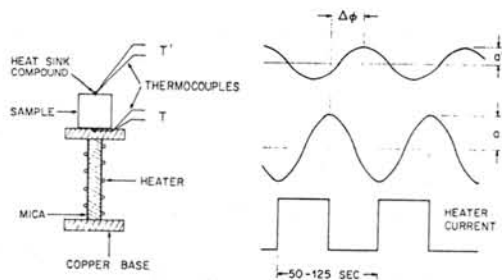


Fig. 1 測定法の概略図

Table 1. Thermal diffusivity (10^{-3} cm²/sec)

| Temp. (K) | 160 | 200 | 240 | 280 | 320 | 360 | 400 | 440 | 480 | 520 |
|-----------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Sample | | | | | | | | | | |
| J | 16.3 | 13.4 | 11.5 | 10.0 | 8.83 | 7.81 | 6.89 | 6.00 | | |
| L-A | 4.55 | 3.69 | 3.14 | 2.77 | 2.52 | 2.36 | 2.27 | 2.24 | 2.26 | 2.33 |
| 74-647 | 11.4 | 8.97 | 7.38 | 6.32 | 5.59 | 5.13 | 4.86 | 4.75 | 4.79 | 4.97 |

Table 2. Specific heat (10^{-1} cal g⁻¹ K⁻¹)

| Temp. (K) | 270 | 290 | 310 | 330 | 350 | 370 | 390 | 410 | 430 | 450 |
|-----------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Sample | | | | | | | | | | |
| J | 0.35 | 0.73 | 0.99 | 1.15 | 1.24 | 1.28 | 1.27 | 1.22 | 1.14 | 1.04 |
| L-A | 1.35 | 1.44 | 1.53 | 1.60 | 1.67 | 1.74 | 1.80 | 1.86 | 1.92 | 1.97 |
| 74-647 | 1.30 | 1.39 | 1.48 | 1.55 | 1.61 | 1.67 | 1.72 | 1.77 | 1.81 | 1.85 |
| 74-191 | 1.08 | 1.34 | 1.53 | 1.66 | 1.76 | 1.81 | 1.85 | 1.86 | 1.85 | 1.83 |
| 74-371 | 1.02 | 1.21 | 1.34 | 1.44 | 1.50 | 1.53 | 1.55 | 1.55 | 1.54 | 1.51 |

南極産 Achondrite の 磁氣的性質

国立極地研究所

船 木 廣

永 田 武

Yamato-74136・-74097・-75032・-74450 の4個の Achondrite の磁氣的試験を行なった。Vibrating Sample Magnetometerで常温での Hysteresis Loop と、常温から 800 °C までの Thermomagnetic Curve (Js-T Curve) も得、また Super Conducting Magnetometer で自然残留磁気 (NRM) の大きさと、交流消磁に対する安定性も調べた。

1) 74136・74097 は Orthopyroxene を主体とする Diogenite で Yamato 6902・74010・74011・74013……などと化学組成・鉱物組成のよく似た Achondrite である。Orthopyroxene は再結晶し、普通の Diogenite とは異なると考えられている。

74136 と 74097 の Js-T Curve は非常によく似た形を示し、磁性粒子の性質はほとんど同じと考えられる。しかし飽和磁化 (I_s) は 74136 が 74097 の $1/10$ と小さく、この隕石の主な磁性粒子である Kamacite の量が異なるためと考えられる。主な Curie Temperature は 770 °C ~ 790 °C にあり、この隕石は純鉄あるいは Co を少量含む鉄 (Kamacite) の存在が考えられる。74136 と 74097 の Js-T Curve は Yamato

-6902 - 74013 の Js-T Curve と 1st run Heating で似ているが、1st run Cooling で異なった曲線を示す。これは この種の一連の Diogenite が再結晶後遡った環境の所にあったことが考えられる。

2) 75032 (Diogenite) の Hysteresis Loop は $I_s = 0.04 \text{ emu/gm.}$ と非常に小さく、ほとんどが Paramagnetic Component であることを示す。Js-T Curve は Reversible で Curie Temp. から 金属鉄の存在は否定され、わずかの Titanomagnetite の存在が考えられる。この隕石の NRM は $4.2 \times 10^{-6} \text{ emu/gm.}$ と非常に弱いですが、交流消磁に対し、強さ・方向とも安定で信頼できる古地磁気情報を持っていると考えられる。

3) 74450 (Eucrite) の Js-T Curve の主な Curie Temp. は 770 °C ~ 800 °C にあり、少量の Co を含む Kamacite の存在が考えられる。また 1st run において Irreversible であるが、これは真空中 ($2 \times 10^{-4} \text{ Torr}$) での加熱で 純粋の金属鉄が形成されるためである。この隕石の NRM は 交流消磁に対し、方向強さとも安定で、正しい古地磁気情報を持っていると考えられる。

Magnetic properties of Yamato -74136 -74097 -75032 and -74450

| | Ym74136 | Ym74097 | Ym75032 | Ym74450 | Unit |
|----------|-----------------------|----------------------|-----------------------|----------------------|-----------|
| I_s | 3.8×10^{-2} | 3.2×10^{-1} | 4.2×10^{-2} | 5.0×10^{-2} | emu/gm |
| I_R | 3.7×10^{-3} | 4.0×10^{-3} | 6.5×10^{-3} | 5.0×10^{-4} | emu/gm |
| Hc | 56 | 13 | 93 | 15 | Oe |
| H_{RC} | 320 | 210 | 320 | - | Oe |
| X_p | 2.47×10^{-5} | 2.4×10^{-5} | 2.65×10^{-5} | 2.5×10^{-5} | emu/gm/Oe |

石質隕石の FUSION CRUST 残留磁気

NRM of Fusion Crust of Stony Meteorites

Takesi NAGATA

National Institute of Polar Research

The surface of meteorites is generally covered by a fusion crust layer. It has been clarified that the fusion crust is produced by heating the surface of a meteorite to melt by the friction with the atmospheric air on its entry with an extremely high speed into the earth's atmosphere. The anomalously large natural remanent magnetization (NRM) of a fusion crust layer of meteorite is therefore attributable to TRM acquired during its cooling from high temperature in the presence of the geomagnetic field.

In the present study, NRM of 5 Yamato-achondrites and 2 Yamato ordinary chondrites is examined as a function of depth from their surface through the fusion crust into the apparently undisturbed interior. Fig. 1 shows an example of measured changes in direction and intensity of NRM caused by a continuous scraping of a meteorite surface. By a vector-differentiation of such observed curves of the changes, the distribution of NRM with depth from the meteorite surface is

determined, as shown for examples in Fig. 2.

Approximately speaking, the direction of fusion crust NRM is nearly constant throughout the crust layer, but the NRM intensity sharply changes with depth as shown by examples in Fig. 2. The fusion crust NRM intensity generally decreases inward from the surface or a certain depth from the surface down to 0.4 ~ 0.8 mm in depth for stony meteorites. The meteorite interior below the anomalously magnetized skin layer has generally a weaker and uniform NRM. The following table summarizes the maximum intensity of fusion crust NRM (I_n^{\max}), thickness of anomalously magnetized fusion crust (d), intensity of interior NRM (I_n^0), and an angle between I_n and the fusion crust NRM direction (θ) for 5 achondrites.

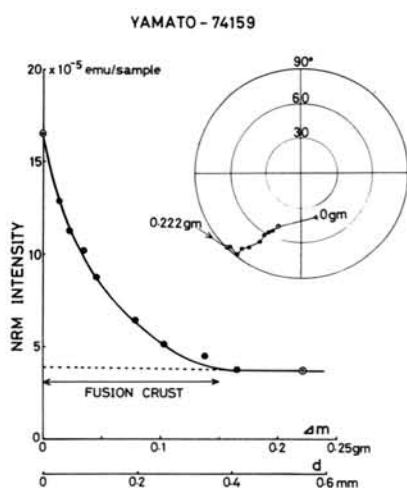


Fig. 1

NRM OF FUSION CRUST OF ACHONDRITE

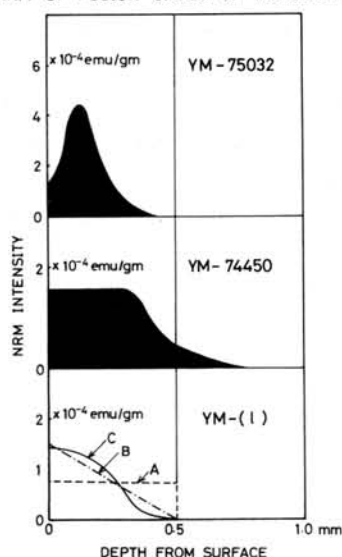


Fig. 2

| Meteorite | I_n^{\max}
($\times 10^{-4}$
emu/gm) | d
(mm) | I_n^0
($\times 10^{-6}$
emu/gm) | Θ
(degree) |
|-----------------------------|---|-----------|--|----------------------|
| Yamato-7307
(Howardite) | 1.5 | 0.5 | 6.3 | 130 |
| Yamato-74037
(Diogenite) | 0.34 | 0.6 | 2.3 | ~ 0 |
| Yamato-74159
(Eucrite) | 35.0 | 0.4 | 18.0 | 55 |
| Yamato-74450
(Eucrite) | 1.7 | 0.8 | 1.3 | 45 |
| Yamato-75032
(Diogenite) | 4.3 | 0.4 | 5.3 | ~ 0 |

It will be obvious in these results that the paleomagnetic studies of stony meteorites must deal only with their uniformly magnetized interior part after completely removing their fusion crust. Possible mechanisms of the TRM acquisition by the fusion crust layer will be theoretically discussed.

A theoretical approach to mechanisms of a formation of the fusion crust and its TRM acquisition is much complicated, because the kinetic energy of a falling meteorite is converted into (i) heating of the body, (ii) surface melting, (iii) vaporization and ionization of vapor, (iv) heating and translation of the air mass in front of the meteorite, (v) formation of the shock wave, (vi) rotation of the meteorite and (vii) fragmentation of the meteorite.

The results of several theoretical studies on this problem indicate that, in general, the surface layer of a falling meteorite is lost by the ablation with a rate of 1 - 4 mm per second of the flight. Noting the ablation speed by u and representing the surface melting temperature by T_0 , temperature T at a distance x from the initial surface in the one-dimensional model of heat conduction within a meteorite may be approximately given by solving the heat conduction equation with a moving boundary as

$$\frac{\partial T}{\partial t} = K^2 \frac{\partial^2 T}{\partial x^2}, \quad [T]_{x=ut} = T_0,$$

where $K^2 = k/C\rho$ with k = thermal conductivity ($k = 4.7 \times 10^{-3}$ cal.sec $^{-1}$, cm $^{-1}$, deg $^{-1}$ for stony meteorite), C = heat capacity ($C = 0.175$ cal. gm $^{-1}$, deg $^{-1}$ for stony meteorite) and ρ = density ($\rho = 3.3$ gm/cm 3 for stony meteorite). If u assumes 2 mm/sec, then d becomes less than 1 mm. If a thin surface skin is remainder of vaporized materials, then NRM of this part can be smaller than its immediate interior NRM.

石質隕石の磁気的分類(IV)

Magnetic Classification of Stony Meteorites (IV)

Takesi NAGATA

National Institute of Polar Research

Basic magnetic properties of a E-chondrite, 8 H-chondrites, 10 L-chondrites, 3 LL-chondrites, 8 C-chondrites, 6 diogenites, 2 howardites and 2 eucrites are summarized. Among 40 meteorite samples examined, 20 were retrieved from Yamato meteorite ice-field and 3 were from Victoria Land.

As already discussed in the previous reports, the six chemical groups of stony meteorites, i.e. E-, H-, L-, LL- and C-chondrites and the achondrite group, can be well separately represented in a I_s versus $I_s(\alpha)/I_s$ diagram, as shown in Fig. 1 where I_s and $I_s(\alpha)$ denote respectively the total saturation magnetization and the saturation magnetization of α -phase FeNi component. The I_s value represents the content of metallic phase in respective stony meteorites, while $1 - (I_s(\alpha)/I_s)$ represents the Ni content in the metallic phase (or in the ferromagnetic phase).

Summarizing these results, a magnetic classification of stony meteorites can be expressed as follows.

| Meteorite group | I_s (emu/gm) | $I_s(\alpha)/I_s$ (%) |
|-----------------|----------------|-----------------------|
| E-chondrites | $40 <$ | $90 <$ |
| H-chondrites | 23 - 40 | 80 - 95 |
| L-chondrites | 8 - 22 | 60 - 90 |
| LL-chondrites | 3 - 6 | 20 - 45 |
| C-chondrites | 0.5 - 12 | 0 - 5 |
| Achondrites | < 1 | 50 - 100 |

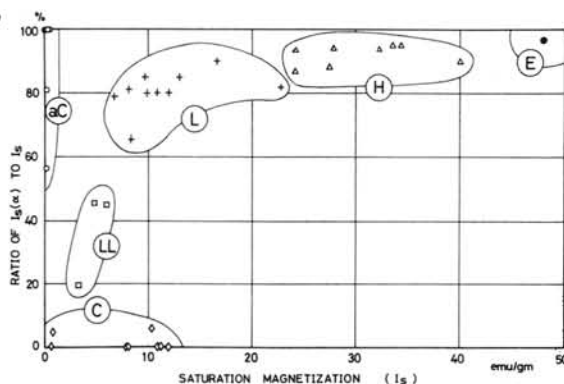


Fig. 1

In the I_s versus $I_s(\alpha)/I_s$ diagram, C-chondrites could be classified into two groups, i.e. (a) a group of $I_s = (8 \sim 12)$ emu/gm and (b) the other group of $I_s < 1$ emu/gm. C₁-chondrites belong to (a) group, the ferromagnetic constituent of which is magnetite. The ferromagnetic constituent of (b) group seems to be Ni-rich taenite.

It seems difficult to magnetically classify achondrites into subgroups. However, eucrites and howardites are always represented by $I_s < 1$ emu/gm and $I_s(\alpha)/I_s \sim 100\%$.

隕石残留磁気と原始太陽系磁場

Meteorite Remanent Magnetization and the Early Solar System Magnetic Field

Takesi NAGATA

National Institute of Polar Research

(1) NRM's of examined 8 Yamato achondrites are reasonably stable against the AF-demagnetization test as represented by $I_n(0)$ and $I_n(100)$ given in the following table, where $I_n(0)$ and $I_n(100)$ denote respectively the original NRM intensity of uniformly magnetized interior of achondrite and the residual NRM after AF-demagnetizing up to 100 Oe. peak. The paleointensity (F_o) for Yamato-74013 diogenite is determined by the standard NRM/ARM method as $F_o = 0.093$ Oe. F_o for Yamato-7307 howardite is determined by the Königsberger-Thellier method as $F_o = 0.07$ Oe. For the other achondrites, the order of magnitude of F_o is evaluated by the Fuller's method as given in the table.

| Achondrite
Yamato- | $I_n(0)$
(emu/gm) | $I_n(100)$
(emu/gm) | F_o
(Oe) |
|-----------------------|-----------------------|------------------------|---------------|
| 7307 (Ho) | 6.3×10^{-6} | 5.9×10^{-3} | 0.07 |
| 74013 (Di) | 3.4×10^{-6} | 3.2×10^{-3} | 0.093 |
| (b) (Di) | 15.4×10^{-6} | 23.5×10^{-3} | (0.15) |
| 74097 (Di) | 4.0×10^{-6} | 3.2×10^{-3} | (0.03) |
| 74648 (Di) | 36.5×10^{-6} | 32.5×10^{-3} | (0.16) |
| 75032 (Di) | 4.2×10^{-6} | 3.8×10^{-3} | (0.02) |
| 74150 (Eu) | 22.6×10^{-6} | 23.2×10^{-3} | (0.19) |
| 74450 (Eu) | 1.3×10^{-6} | 0.83×10^{-3} | (0.01) |

Thus, the average paleointensity for achondrites is given by $F_o = (0.090 \pm 0.025)$ Oe.

(2) Carbonaceous chondrites also have a stable NRM in general. Particularly, Allende C₃-chondrite has an extremely stable NRM as indicated by $I_n(500)/I_n(0) = 0.83$. The paleointensity for Allende is given by $F_o = 1.09$ Oe (Banerjee et al.), $F_o = 1.11$ Oe (Butler), $F_o = 0.73$ Oe (Nagata et al.), $F_o = 1.00$ Oe (Gus'kova) and $F_o = 0.95$ Oe (Brecht et al.), the average value being $F_o = (0.98 \pm 0.07)$ Oe.

For other reasonably stable NRM's of C-chondrites,

the paleointensity is determined as $F_o = 1.00$ Oe (Orgueil), $F_o = 1.24$ Oe (Mighei), $F_o = 0.97$ Oe (Leoville) and $F_o = 0.89$ Oe (Karoonda). It may be concluded therefore that the paleointensity for C-chondrites is represented by $F_o = 1$ Oe.

(3) Ordinary chondrites have a less stable NRM so that the estimated paleointensity for ordinary chondrites is less reliable. The paleointensity for comparatively reliable ordinary chondrites ranges from 0.1 to 0.4 Oe.

(4) Early solar system magnetic field $F_o \sim 0.1$ Oe for achondrites could represent a magnetic field due to a dynamo within the core of their parent planet. However $F_o \sim 1$ Oe for C-chondrites may represent the early solar nebula magnetic field about 4.5×10^9 years ago.

Levy and Sonett (1978) have recently discussed possible sources for a strong magnetic field during the formation of the solar system. They examined 4 possibilities; namely, (1) magnetic fields generated in very large meteorite parent bodies, (2) the interstellar magnetic field compressed to a high intensity by the inflowing gas, (3) a strong solar magnetic field permeating the early solar system, and (4) a hydromagnetic dynamo field produced in the gaseous nebula itself. Possibilities of (1) and (2) have been rejected, while (3) and (4) seem to offer possible explanations.

In model (3), a solar magnetic field of 10^3 Oe on the protosolar surface can be extended by the primordial solar wind to $F_o = 1$ Oe magnetic field at 3 A.U distance. Independently estimated values of the solar nebula's nonuniform rotation, solar nebula's helical and cyclonic convection and its electrical conductivity, being adopted, $F_o = 5 - 10$ Oe is obtainable in model (4).

SIMILARITIES AND DIFFERENCES BETWEEN THE YAMATO MOUNTAINS
AND VICTORIA LAND METEORITE CONCENTRATIONS

William A. Cassidy
(University of Pittsburgh)

The types of meteorites falling in Antarctica are presumed to reflect the abundances of the various types of meteorites in space. A mature concentration of meteorites is defined therefore as a concentration that has been accumulating long enough or has accumulated over a large enough area so that its members reflect the true abundances of the various types in space. The maturity of a residual concentration of Antarctic meteorites can be tested in two ways: by comparison with the worldwide falls ratio and by degree of convergence between it and other Antarctic meteorite concentrations. In the first case we assume the modern worldwide falls ratio to be correct, not only for the Present but for the Past as well. In the second case this assumption is not necessary. In this case we assume only that, given enough time or a large enough collecting surface,

the same ratio of types will be approached. For the Antarctic meteorites there is evidence of long accumulation times, therefore it should be possible to deduce the correct ratio of types by finding convergence on the same value at two or more major accumulation sites. When this has been done the Present falls ratio can be tested for consistency with the (Present + Past) cumulative ratio to determine if the nature of the meteorite flux at the earth has changed during time. When degree of maturity of a given meteorite accumulation has been established it will have value as a measure of the relative length of time the given ice conditions that produced it have prevailed. The Yamato Mountains and Victoria Land accumulations are discussed in light of these concepts.

memo

