

第5回
南極隕石シンポジウム講演要旨

The Fifth Symposium
on Antarctic Meteorites

Programme and Abstracts

昭和55年 2月21日～2月22日
February 21 and 22, 1980

国立極地研究所

National Institute of Polar Research
Tokyo, Japan

第 5 回 南 極 隕 石 シ ン ポ ジ ウ ム

プ ロ グ ラ ム

日 時 昭和 5 5 年 2 月 2 1 日 (木)
 1 0 時 ~ 1 7 時
 昭和 5 5 年 2 月 2 2 日 (金)
 1 0 時 ~ 1 7 時 3 0 分

会 場 国 立 極 地 研 究 所 講 堂

主 催 国 立 極 地 研 究 所

2月21日（木曜日） 10:00～17:00

挨 拶 国立極地研究所長 永 田 武
(10:00~10:15)

座長 松本 徂 夫

1. サウスビクトリアランドの雪氷学的調査 (仮題)
(10:15~10:30)
極地研 西尾文彦
2. U. S. Antarctic search for meteorites (tentative)
(10:30~10:45)
NASA J. Annexstad
3. 東クイーンモードランドの裸氷帯分布について
(10:45~11:00)
極地研 楠 宏
" 森脇喜一
" 吉田栄夫

座長 武田 弘

4. やまとー75コンドライトの化学的・岩石学的
分類(Ⅱ) (11:00~11:20)
山口大(理) 松本 亘夫
九大(生産研) 林 正雄

5. やまとー74 隕石の分類と金属-硫化物平衡 (II)

(11:20~11:40)

秋田大 (鉾山) 松枝大治

" 今井育也

" 加納 博

極地研 矢内桂三

6. "平衡"コンドライト岩石学的研究 (II)

(11:40~12:00)

東大 (理) 永原裕子

~~~~ 休 憩 (12:00~13:00) ~~~~

座 長      八 木 健 三

7. コンドリュールの結晶作用 (13:00~13:20)

茨城大 (理)      池田幸雄

東大 (理)      武田 弘

8. コンドリュール組織の実験的研究

—コンドリュール形成時の冷却速度について

(13:20~13:40)

東大 (理)      土山 明

"      永原裕子

"      久城育夫



9. コンドリュール中の不透明鉱物

(13:40~14:00)

|        |      |
|--------|------|
| 北大 (理) | 木村 真 |
| 北星大    | 八木健三 |
| 北大 (理) | 大沼晃助 |

10. Yamato - 74354, 74371 の olivine の単結晶

X 線回折実験 (14:00~14:20)

|         |      |
|---------|------|
| 金沢大 (理) | 松本崧生 |
|---------|------|

11. Yamato - 74354 の olivine, troilite の

X 線回折実験 (14:20~14:40)

|         |      |
|---------|------|
| 金沢大 (理) | 山路基洋 |
|---------|------|

~~~~ 休 憩 (14:40~15:00) ~~~~

座 長 久 城 育 夫

12. やまと隕石の反射分光学的研究と母天体モデル

(15:00~15:15)

L. McFadden

M. J. Gaffey

| | |
|--------|------|
| 東大 (理) | 武田 弘 |
|--------|------|

13. アランヒルズ (ALHA) エコンドライトの鉱物
学的研究 (15:15~15:30)
- | | |
|--------|------|
| 東大 (理) | 武田 弘 |
| ・ | 森 寛志 |
| 極地研 | 白石和行 |
| ・ | 矢内桂三 |
14. ALHA 77302 共同研究の進展状況 (15:30~15:45)
- | | |
|----------|------|
| 学習院大 (理) | 福岡孝昭 |
| 東大 (海洋研) | 石井輝秋 |
| 東大 (理) | 武田 弘 |
| 神戸大 (理) | 中村 昇 |
| 地質調査所 | 松久幸敬 |
| 学習院大 (理) | 長沢 宏 |
15. Some features of the Yamato - 74013
diogenite (15:45~16:05)
- | | |
|--------|---------|
| ワルシャワ大 | B. Lang |
|--------|---------|
16. Yamato - 74044 オリビン中に見られる転移
構造 (16:05~16:25)
- | | |
|---------|-------|
| 東大 (理) | 松井孝典 |
| ・ (海洋研) | 唐戸俊一郎 |
| ・ (理) | 横倉隆伸 |
17. コンドリュールの化学組成 (16:25~16:45)
- | | |
|------------|------|
| 筑波大 (化学) | 小沼直樹 |
| ・ (分析センター) | |
| | 西田憲正 |
| ・ | 平野真孝 |

18. イオンマイクロアナライザーによるやまと隕石
の研究 (16:45~17:00)

阪大 (教養)

西村 宏

,

岡野 純

~ . ~ . ~ . ~ . ~ . ~ . ~ . ~ . ~

懇 親 会 (於 極地研究所)

17:30 ~ 19:00

~ . ~ . ~ . ~ . ~ . ~ . ~ . ~ . ~

2 月 2 2 日 (金 曜 日) 10:00~17:30

座 長 小 沼 直 樹

19. 炭素質コンドライト中の new phyllosilicate,
enstatite - disorder の高分解能電顕観察
(10:00~10:20)

新潟大 (理)

赤井純治

20. マーチソン隕石マトリクス鉱物の化学組織と構造
(10:20~10:40)

| | |
|----------|-------|
| 名大 (理) | 野呂春文 |
| 静大 (理) | 長沢敬之助 |
| 阪大 (産業研) | 床次正安 |

21. マーチソン隕石中のフィロシリケートの選択傾向とその生成条件

(10:40~11:00)

| | |
|--------|------|
| 名大 (理) | 藤村彰夫 |
| " | 加藤 学 |
| " | 熊沢峰夫 |

22. Allan Hills No. 5 隕石のセリウムの異常性の不均一性について
(11:00~11:20)

| | |
|---------|------|
| 神戸大 (理) | 増田彰正 |
| " | 中村 昇 |

23. コンドライト (Y-74190), エイコンドライト (AH-5) の比較的若い Rb-Sr, Sm-Nd 年代
(11:20~11:40)

| | |
|-------------|-------------|
| 神戸大 (理) | 伊藤彰洋 |
| " | 中村 昇 |
| " | 増田彰正 |
| U. S. G. S. | 立本正信 |
| " | D. Coffrant |

24. I - Xe 相対年代と絶対年代の相関性について
(11:40~12:00)

| | |
|---------|------|
| 神戸大 (理) | 中村 昇 |
|---------|------|

～～～ 休 憩 (12:00～13:00) ～～～

座 長 増 田 彰 正

25. 南極隕石の $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代
(13:00～13:20)

| | |
|--------|-------|
| 東大 (理) | 兼岡 一郎 |
| " | 小嶋 稔 |

26. K - 40 等による南極隕石の照射年代
(13:20～13:40)

| | |
|----------|------|
| 東大 (物性研) | 仁藤 修 |
| " | 本田雅健 |
| " | 今村峯雄 |

27. 南極隕石中の宇宙線生成放射性核種
(13:40～14:00)

| | |
|----------|------|
| 東大 (物性研) | 今村峯雄 |
| カリフォルニア大 | 西泉邦彦 |

28. Neutron - capture effects on Kr and Xe
isotopes in Y-74191 chondrite
(14:00～14:20)

| | |
|---------|------|
| 山形大 (理) | 高岡宣雄 |
| 岡山理大 | 長尾敬介 |

～～～ 休 憩 (14:20～14:40) ～～～

座 長 本 田 雅 健

29. Magnetic classification of Antarctic
achondrites (14:40~15:00)

極地研 永田 武

30. Paleomagnetism of Antarctic meteorites, (I)
achondrites (15:00~15:20)

極地研 永田 武

31. Viscous magnetization and ferromagnetic
composition in stony meteorites and lunar
materials (15:20~15:40)

極地研 永田 武

32. 隕石の固結状態の研究 (I) (15:40~16:00)

神戸大 (理) 藤井直之

東大 (教養) 宮本正道

神戸大 (理) 伊藤敬祐

33. ALHA-76009, 77231 の密度, 空隙率,
弾性波速度 (16:00~16:20)

東大 (理) 松井孝典

" 浜野洋三

" 本田勝彦

~~~~ 休                      憩 (16:20~16:30) ~~~~

総 合 討 論                  座 長      永 田                  武  
(16:30~17:30)

Distribution of bare-ice areas in Eastern Queen Maud Land, Antarctica

Kou KUSUNOKI, Kiichi MORIWAKI and Yoshio YOSHIDA\*, National Institute of Polar Research

Bare-ice areas of the ice sheet in Eastern Queen Maud Land are preliminarily surveyed on Landsat images to examine their distribution and some characteristics for future planning of the meteorite search. The bare-ice fields in this region can be classified into three types according to their locality which may reflect their origins and properties relating to occurrence of meteorite fragments.

The first type is situated along the coast facing to north-northwest to northwest, indicating remarkable influence of solar radiation during sunny season. Alternation of bare-ice and snow drift is often seen in this area, showing undulation of step-like topography. The greater part of this area is subject to rather intense thawing during midsummer. In particular, formation of cryoconite holes and superimposed ice on the ice sheet prevent the accumulation of meteorite fragments on ice surface. Most of meteorites may occur only in a shear moraine zone close to the coastline.

The second type is a bare-ice field considered to be formed by direct "lee side effect" of mountain protrusion. It

locates contiguously to the exposed mountain foot on the downstream side of ice flow. Flowline pattern is recognized on its surface in many places. "Lee side effect" includes ablation over sluggish flow of ice and interruption of snow deposition behind a mountain barrier. Distribution and extent of a bare-ice field are controlled by the dimensions of the mountain obstacles and their situation to predominant wind. These fields yield collectable meteorite specimens, but co-existent moraine fragments may disturb the finding of meteorites.

The third type is an inland bare-ice area more or less detached from the exposure of mountains. Subglacial relief may be primarily responsible for the bare-ice occurrence. Bare-ice condition also appears to be maintained by local relief of the bare-ice field related to condition of snow accumulation and by the situation of the field to regional topography of the ice sheet which controls ice supply. This type of bare-ice field may be most promising for the meteorite search, because very few materials other than meteorite may exist on this ice field.

## A classification of several Yamato-75 chondrites

Yukio MATSUMOTO

Department of Mineralogical Science and Geology, Faculty  
of Science, Yamaguchi University

Masao HAYASHI

Research Institute of Industrial Science, Kyushu University

The Yamato 75108 to 75257 chondrites are considered that one original meteorite (MATSUMOTO, 1978; MATSUMOTO et al., 1979). Electron microprobe studies have been made of olivines and orthopyroxenes in ten chondrites which are weighing more than 100g in these chondrites. Histograms of iron contents, in atomic percent, of olivines and orthopyroxenes for analyzed Yamato-75 chondrites are given in Table 1. Mean composition of olivines and orthopyroxenes, mean deviation, and percent mean deviation of their iron concentration in the analyzed Yamato-75 chondrites are given in Tables 2 and 3. These analyzed Yamato-75 chondrites are tentatively classified as an L 4-5 type.

Table 1 Iron contents of olivines and orthopyroxenes in  
moderately equilibrated L group ordinary chondrites

|               | olivine                 |      |      |      |      | orthopyroxene           |      |       |      |      |      |      |  |
|---------------|-------------------------|------|------|------|------|-------------------------|------|-------|------|------|------|------|--|
| Atomic % Fe   | 22                      | 23   | 24   | 25   | 26   | 18                      | 19   | 20    | 21   | 22   | 23   | 24   |  |
| sample No.    | percent of measurements |      |      |      |      | percent of measurements |      |       |      |      |      |      |  |
| Yamato-75108* | -                       | -    | 18.2 | 63.6 | 18.2 | -                       | -    | -     | 57.1 | 28.6 | 14.3 | -    |  |
| -75110*       | -                       | 18.2 | 45.5 | 18.2 | 9.1  | -                       | 11.1 | 11.1  | 22.2 | 33.3 | 11.1 | 11.1 |  |
| -75109        | 7.1                     | 35.7 | 57.1 | -    | -    | -                       | -    | 92.9  | 7.1  | -    | -    | -    |  |
| -75110        | 13.3                    | 60.0 | 20.6 | 6.7  | -    | -                       | 40.0 | 53.3  | -    | 6.7  | -    | -    |  |
| -75111        | -                       | 6.7  | 46.7 | 40.0 | 6.7  | -                       | -    | 28.6  | 64.3 | 7.1  | -    | -    |  |
| -75112        | 6.7                     | 80.0 | 6.7  | 6.7  | -    | -                       | 68.8 | 31.2  | -    | -    | -    | -    |  |
| -75113        | -                       | 35.3 | 54.7 | -    | -    | -                       | -    | 100.0 | -    | -    | -    | -    |  |
| -75114        | 7.1                     | 57.1 | 35.7 | -    | -    | -                       | 6.7  | 86.7  | 6.7  | -    | -    | -    |  |
| -75115        | -                       | 35.7 | 54.3 | -    | -    | -                       | 6.7  | 20.0  | 73.3 | -    | -    | -    |  |
| -75129        | 13.3                    | 46.7 | 33.3 | -    | 6.7  | -                       | 11.8 | 52.9  | 29.4 | 5.9  | -    | -    |  |
| -75131        | -                       | 28.6 | 64.3 | 7.1  | -    | -                       | 46.7 | 53.3  | -    | -    | -    | -    |  |
| -75139        | -                       | 7.1  | 42.9 | 50.0 | -    | -                       | 14.3 | 71.4  | 14.3 | -    | -    | -    |  |

\* MATSUMOTO et al., (1979)

Table 2. Mean compositions of olivines and percent mean deviations of their iron concentrations in the analyzed Yamato-75 chondrites.

| sample No.    | Mean composition |       |       | No. of measurements | Mean deviation | % mean deviation | Remarks |
|---------------|------------------|-------|-------|---------------------|----------------|------------------|---------|
|               | Ca               | Mg    | Fe    |                     |                |                  |         |
| Yamato-75108* | 0.00             | 74.49 | 25.51 | 11                  | 0.409          | 1.61             | L4-5    |
| -75110*       | 0.00             | 75.69 | 24.31 | 11                  | 0.878          | 3.61             | L4-5    |
| -75109        | 0.00             | 76.09 | 23.91 | 14                  | 0.440          | 1.84             | L4-5    |
| -75110        | 0.00             | 76.42 | 23.58 | 15                  | 0.546          | 2.32             | L4-5    |
| -75111        | 0.00             | 75.08 | 24.92 | 15                  | 0.396          | 1.59             | L4-5    |
| -75112        | 0.00             | 76.44 | 23.56 | 15                  | 0.293          | 1.24             | L4-5    |
| -75113        | 0.01             | 75.81 | 24.18 | 17                  | 0.269          | 1.11             | L4-5    |
| -75114        | 0.00             | 76.16 | 23.84 | 14                  | 0.385          | 1.62             | L4-5    |
| -75115        | 0.01             | 75.77 | 24.22 | 14                  | 0.319          | 1.32             | L4-5    |
| -75129        | 0.00             | 75.99 | 24.01 | 15                  | 0.479          | 2.00             | L4-5    |
| -75131        | 0.00             | 75.80 | 24.20 | 14                  | 0.357          | 1.48             | L4-5    |
| -75139        | 0.00             | 76.08 | 23.92 | 14                  | 0.290          | 1.21             | L4-5    |

\* MATSUMOTO et al., (1979)

Table 3. Mean compositions of orthopyroxenes and percent mean deviations of their iron concentration in the analyzed Yamato-75 chondrites.

| sample No.    | Mean composition |       |       | No. of measurements | Mean deviation | % mean deviation | Remarks |
|---------------|------------------|-------|-------|---------------------|----------------|------------------|---------|
|               | Ca               | Mg    | Fe    |                     |                |                  |         |
| Yamato-75108* | 0.21             | 77.77 | 22.02 | 7                   | 0.479          | 2.17             | L4-5    |
| -75110        | 0.00             | 77.96 | 22.04 | 9                   | 1.161          | 5.27             | L4-5    |
| -75109        | 0.81             | 78.73 | 20.46 | 14                  | 0.196          | 0.96             | L4-5    |
| -75110        | 1.20             | 78.47 | 20.33 | 15                  | 0.453          | 2.23             | L4-5    |
| -75111        | 0.95             | 77.72 | 21.33 | 14                  | 0.486          | 2.28             | L4-5    |
| -75112        | 0.81             | 79.44 | 19.75 | 16                  | 0.225          | 1.14             | L4-5    |
| -75113        | 1.35             | 78.29 | 20.36 | 15                  | 0.171          | 0.84             | L4-5    |
| -75114        | 0.77             | 78.71 | 20.52 | 15                  | 0.274          | 1.34             | L4-5    |
| -75115        | 1.13             | 78.64 | 20.23 | 15                  | 0.441          | 2.18             | L4-5    |
| -75129        | 1.42             | 77.91 | 20.67 | 17                  | 0.555          | 2.68             | L4-5    |
| -75131        | 0.96             | 78.95 | 20.09 | 15                  | 0.249          | 1.24             | L4-5    |
| -75139        | 0.93             | 78.50 | 20.57 | 14                  | 0.296          | 1.44             | L4-5    |

\* MATSUMOTO et al., (1979)

やまと -74 隕石の分類と金属-硫化物平衡 (II)

松枝大治・今井育也・  
加納 博 (秋田大・鉱山)  
矢内桂三 (国立極地研)

やまと-74 隕石 28 試料について岩石学的・化学的分類を試み、それら隕石中の硫化物-金属間の分配および共生・組織間係について検討を行った。

分類は Yanai et al. (1978) に準じ、化学グループは主として olivine および orthopyroxene

の組成をもとに、また岩石学的タイプの決定には薄片による組織の観察結果も併用した。EPMA による分析方法の詳細については Matsued et al. (1979) に述べてある。補正計算は珪酸塩相については迅速分析法 (湯佐, 1975)、硫化物・金属鉱物相については ZAF 法を用いている。

分類結果については Table 1. に示してある。表には併せて original および sample の重量 (gr), Mean Deviation (M.D.), % Mean Deviation (% M.D.) を示してある。

今回の結果では equilibrated type 11 (H2, L6, LL3), moderately unequilibrated type 13 (H10, L3), unequilibrated type 4 (H4) となった。

Table 1. Mean compositions and percent mean deviations of iron concentrations of olivines and orthopyroxenes in the analysed chondrites.

| Sample No. | Weight  |       | OLIVINE |    |      |       | ORTHOPYROXENE |    |      |       | Group | Type   |
|------------|---------|-------|---------|----|------|-------|---------------|----|------|-------|-------|--------|
|            | Origin. | Samp. | Fe      | N  | M.D. | %M.D. | Fe            | N  | M.D. | %M.D. |       |        |
| Y-74012,2  | 75.4    | 0.149 | 19.6    | 71 | 0.29 | 1.47  | 17.6          | 35 | 0.42 | 2.41  | H     | 5-6    |
| 476,1      | 91.8    | 0.105 | 18.8    | 43 | 0.47 | 2.50  | 17.4          | 38 | 0.39 | 2.23  | H     | 5-6(?) |
| 539,1      | 68.1    | 0.109 | 19.3    | 60 | 0.58 | 3.02  | 17.7          | 44 | 0.63 | 3.53  | H     | 4-5    |
| 073,2      | 29.9    | 0.040 | 19.5    | 40 | 0.60 | 3.08  | 17.6          | 49 | 0.56 | 3.19  | H     | 4-5    |
| 467,1      | 61.2    | 0.464 | 19.0    | 49 | 0.67 | 3.51  | 17.5          | 55 | 0.46 | 2.61  | H     | 4-5    |
| 461,2      | 49.7    | 0.515 | 19.4    | 59 | 0.75 | 3.84  | 17.8          | 49 | 0.62 | 3.45  | H     | 4-5    |
| 550,1      | 80.9    | 0.173 | 19.9    | 42 | 0.77 | 3.85  | 18.2          | 55 | 1.03 | 5.65  | H     | 4-5    |
| 466,1      | 81.7    | 0.600 | 19.1    | 51 | 0.81 | 4.24  | 17.4          | 43 | 0.82 | 4.72  | H     | 4-5    |
| 021,1      | 39.3    | 0.673 | 19.9    | 83 | 0.82 | 4.13  | 18.1          | 19 | 0.93 | 5.12  | H     | 4      |
| 547,1      | 38.7    | 0.410 | 19.6    | 65 | 0.85 | 4.32  | 17.5          | 41 | 0.29 | 1.63  | H     | 4      |
| 494,1      | 80.5    | 0.190 | 19.6    | 31 | 0.91 | 4.65  | 17.6          | 28 | 0.49 | 2.76  | H     | 4      |
| 106,4      | 146.6   | 0.028 | 19.0    | 44 | 0.97 | 5.10  | 17.2          | 49 | 0.58 | 3.39  | H     | 4      |
| 070,2      | 58.7    | 0.580 | 20.6    | 40 | 1.11 | 5.37  | 18.7          | 50 | 1.01 | 5.38  | H(?)  | 4-3    |
| 236,2      | 12.6    | 0.124 | 21.1    | 45 | 1.56 | 7.40  | 18.9          | 38 | 1.10 | 5.81  | H(?)  | 4-3    |
| 081,2      | 102.5   | 0.070 | 20.7    | 56 | 2.02 | 9.73  | 17.9          | 37 | 0.91 | 5.07  | H     | 4-3    |
| 110,3      | 90.1    | 0.059 | 21.4    | 35 | 1.71 | 8.00  | 19.2          | 46 | 1.81 | 9.42  | H(?)  | 3-4    |
| Y-74117,3  | 80.2    | 0.033 | 25.5    | 54 | 0.15 | 0.57  | 22.1          | 53 | 0.51 | 2.30  | L     | 5-6    |
| 028,2      | 90.2    | 0.101 | 25.4    | 51 | 0.28 | 1.09  | 22.2          | 38 | 0.73 | 3.28  | L     | 5-6    |
| 158,2      | 91.5    | 0.557 | 25.5    | 67 | 0.35 | 1.39  | 22.0          | 42 | 0.50 | 2.27  | L     | 5-6    |
| 120,3      | 90.5    | 0.159 | 25.6    | 48 | 0.40 | 1.55  | 22.2          | 38 | 0.64 | 2.86  | L     | 5-6    |
| 376,2      | 120.0   | 0.313 | 24.7    | 51 | 0.51 | 2.08  | 21.3          | 32 | 0.36 | 1.67  | L     | 5-6(?) |
| -355,2     | 82.9    | 0.473 | 24.9    | 42 | 0.56 | 2.26  | 21.4          | 49 | 0.27 | 1.25  | L     | 5-6(?) |
| 039,2      | 47.6    | 0.321 | 25.8    | 61 | 0.52 | 2.03  | 22.5          | 41 | 0.52 | 2.33  | L     | 4-5    |
| 015,2      | 88.0    | 0.338 | 25.6    | 65 | 0.56 | 2.20  | 22.1          | 27 | 0.66 | 2.99  | L     | 4-5    |
| 372,2      | 84.6    | 0.224 | 25.2    | 36 | 0.64 | 2.55  | 21.8          | 51 | 0.49 | 2.24  | L     | 4-5    |
| Y-74022,1  | 34.7    | 0.203 | 27.6    | 62 | 0.23 | 0.85  | 23.8          | 15 | 0.58 | 2.42  | LL    | 5-6    |
| 048,2      | 67.1    | 0.094 | 30.3    | 50 | 0.44 | 1.44  | 25.6          | 38 | 0.40 | 1.55  | LL    | 5-6    |
| 002,2      | 69.7    | 0.242 | 29.8    | 68 | 0.55 | 1.84  | 25.4          | 13 | 0.43 | 1.68  | LL    | 5-6    |

一方、硫化物-金属においては珪酸塩相に比べ平衡達成速度が速いことが期待でき、珪酸塩相における分配平衡とともにこれらの硫化物-金属相間の平衡関係を検討することはその隕石の熱史を詳細に解明していく上で重要な情報が得られると考えられる。

今回および前回 (Matsueda et al., 1979) の分類済みの同一試料について共存する硫化物 (troilite, pentlandite) および金属鉱物 (kamacite, taenite) について EPMA による組成・組織の検討の結果、コンドライトの平衡

度に比例して興味ある傾向が存在することが判った。硫化物・金属相の EPMA による検討結果を以下に列挙する。

1. 非平衡・準非平衡型のものに含 Ni-troilite および pentlandite の存在が認められ、それら硫化物の研磨面は見かけ上極めて粗雑で、細粒の grain の集合体からなる場合が多い。非平衡のものでは sulfide-metal pair が比較的少なく、それぞれ独立 grain としての産出が少なく特に kamacite grain が L ば認められる。
2. taenite-kamacite pair は L, H 型に



多く認められ、一方 troilite-taenite pair および taenite single-grain は平衡・準非平衡型に特徴的である。一般にこれらの場合、taenite はその外形に調和的に rim で  $Ni$  rich, core で  $Ni$  poor となる組成累帯構造が著しい。累帯構造を示さないものでは結晶の破碎構造が目立つ傾向がある。

3. 3 相共存例は平衡・準非平衡型に認められ非平衡型には存在しない。

4. Fig. 1 に示される様に各タイプ(平衡度)において同一試料でほぼ一定の温度(400~600℃)を示す集中型と同一試料中でかなり温度に関して広がり示す分散型の2種類が存在する事実が認められる。

5. それらにおいて非平衡型に分散型を示すものが頻度が高く、逆に平衡型では集中型が頻度が高いことが判る。また分散型において全体としての温度のバラツキが平衡度が高くなるに伴い高温側まで分布する傾向がある。

6. 一般に平衡・準非平衡型では共存する硫化物-金属相に破碎構造が認められる事が多く、また taenite が kamacite 中に、troilite が taenite 中に包有され、見かけ上交代または離溶状組織を示すものが存在する。

以上の事実を総合すると、

1. 珪酸塩相と硫化物-金属間における生成指示温度の差は平衡達成速度の差に基づき高温型斜長石の存在から指摘された平衡型コンドライトの“急冷現象”は硫化物-金属平衡が維持される程度であったと推定される。

2. 分散型を示すものは impact 時の急速加熱と急冷による激しい局所的な温度勾配に原因が求められるかも知れない。また非平衡分散型ではこのほかに硫化物-金属間が非平衡状態で形成された可能性も否定できない。

3. 平衡・準非平衡型コンドライトの金属相中の  $Ni$  は非平衡型コンドライト中にしほしは含  $Ni$ -troilite および pentlandite が認められ、炭素質コンドライト中にも pentlandite を認め

ていることから変成作用による温度上昇過程でのそれら硫化物の分解または  $Ni$  の分離に起源が求められる。

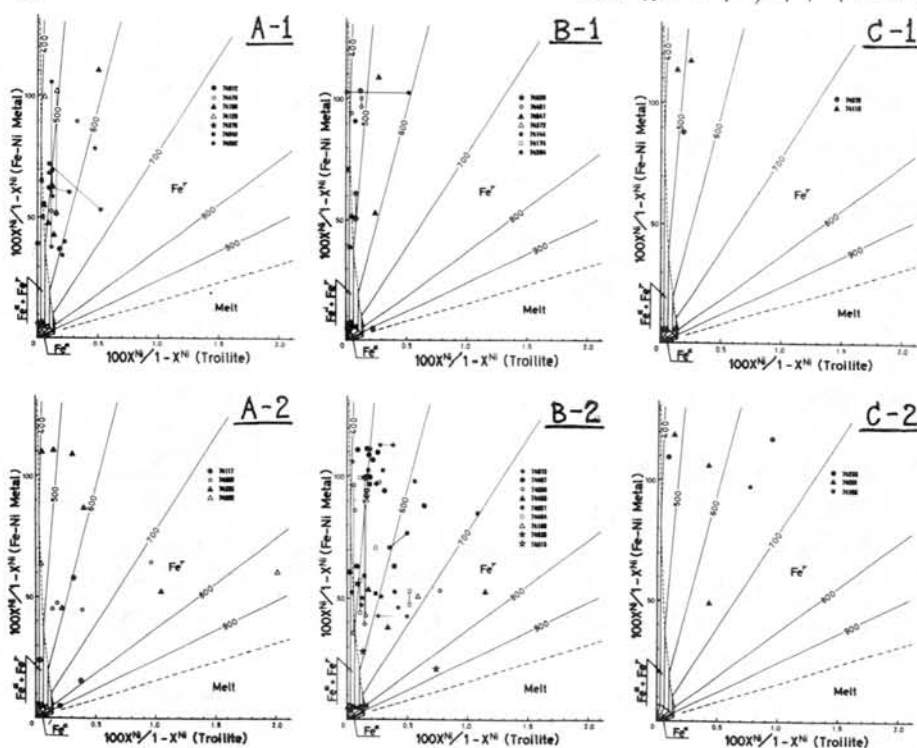


Fig. 1. 硫化物-金属平衡

- A-1: 平衡集中型
- A-2: 平衡分散型
- B-1: 準非平衡集中型
- B-2: 準非平衡分散型
- C-1: 非平衡集中型
- C-2: 非平衡分散型

# “平衡”コンドライトの岩石学的研究 (その2)

永原 裕子 (東大・理)

“平衡”コンドライトの岩石学的検討をおこなない。変成作用・その条件・冷却史に関する考察をおこなった。用いた資料は、H3個 (Yamato 74155, ALHA 77148, Yamato 74155), L5個 (Yamato 74354, 74007, 74362, 74445, 74190) および LL1個 (Yamato 74646) で、非平衡コンドライト (ALHA 77015-L, ALHA 77033-LL) の検討結果も利用した。

“平衡”コンドライトの変成の程度は Olivine, orthopyroxene の組成で表わせない。変成作用により結晶化した Ca-clinopyroxene, plagioclase, spinel の組成により表わすことができる。特に共存する Cpx-pl の組成が有効である。

種々の地質温度計から求めらるる“平衡”温度は、必ずしも組織の再結晶度と一致しない。Cpx-Cpx 温度計はほとんどの場合 900℃前後の値を与え、Ol-Sp 温度計ははるかに低温 (700~800℃) を与える。これは拡散速度の差を考慮する。

“平衡”コンドライトは“非平衡”コンドライトより再結晶したものである。鉱物の均質化は周囲にある拡散のみによる。と仮定すると、Olivine, orthopyroxene の均質化に要した時間を推定できる。上記の“平衡”温度における拡散方程式を解くと、Olivine はそれぞれ短時間 (数千年), Cpx では  $10^5$  yr のオーダー以内で均質化される。従って、組織の再結晶度と無関係に、Ol, Cpx の組成が一定であり、“平衡”温度が等しい、ということ、変成作用の経過時間が短いと考えてもよい。

それ以下の温度における冷却過程は Ni-Fe により示すことができることは前回述べた。HとLの metal の産状が異なることから、その冷却速度異なる可能性を指摘した。これは化学組成の差によるものと考えざるを得ない。すなわち、Fig. 1 に示したように、HとLでは異なる相の共存のしかたに違いがあり、Hでは2相のそれぞれ独立して存在

し、Lでは併って産することから。平均的なH中のNi-Feは8~12%, L中のものは15~20%のNiを含む。鉄隕石では前者の組成のものは coarse-medium octahedrite に、後者の組成のものは fine octahedrite-plagiorite を形成する。従ってこうした産状の差は冷却速度の差ではなく、組成の差によるものと考えられる。

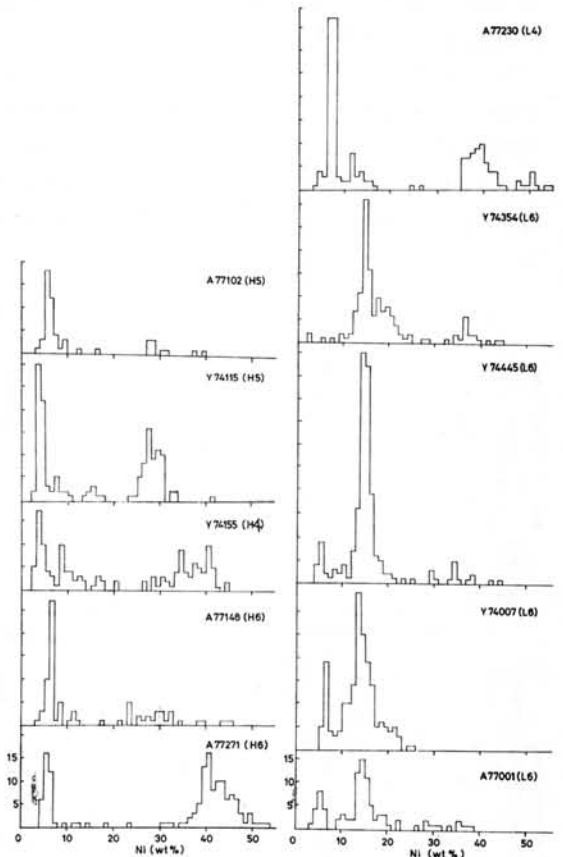


Fig. 1 Ni-Feの化学的プロファイルによる産状の違い。  
(1粒を1ポイントとして測定し、量は無視してある)

## コンドリュールにおける過冷却結晶作用

茨城大学 池田 幸雄  
東京大学 武田 弘

コンドリュールは高温の液滴が急冷されてできたものなので、その結晶作用は過冷却結晶作用となっている。地球や月での岩石も過冷却結晶作用を経て固結したのであるが、コンドリュールの場合は、それらと比べてはるかに過冷却の程度が大きい結晶作用であり、そのためにコンドリュールに特徴的な現象がみられる。それは、液滴中の液とオリビン又はオリビンと輝石の Mg-Fe 分配が異常であるということ、 $\text{SiO}_2$  に乏しい液から輝石が過度に析出することである。

オリビンと液との Mg-Fe の平衡分配では常にオリビンが Mg に富んでいる (Roeder and Emslie 1970)。しかし、コンドリュールでは、輝石やコンドリュール中の石基の Mg-Fe の比とくらべて、オリビンが異常に Fe に富んでいる場合が知られており、これは Diffusion Border 説 (Blander and Abdel-Gawad, 1969) などによって説明されている。しかし、我々はそれとは全く異った次のような考え方で説明した方がよいと考えている。□ コンドリュールの過冷却結晶作用において、液の  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$  の比が 0.7 以上の場合には液よりも Mg に富んだオリビンが析出するが、その比が約 0.7 の場合には液とオリビンの Mg-Fe 分配はほぼ 1 であり、液の比が 0.7 以下の場合には、逆にオリビンの方が Fe に富むような分配が行われる。ただし、液と輝石とは平衡分配の Mg-Fe の比に比較的近い。□ このように考えると、コンドリュール中のオリビン、輝石又は石基の Mg-Fe 比が無理なく説明することができる。

ALHA-76004 コンドライト (LL3) には、Ca に富んだ斜長石やネフェリンを含むコンドリュールがみられ、かつ、Ca に乏しい輝石も多く析出している。平衡状態ではネフェリンと Ca に乏しい輝石とは共存しないので、これらのコンドリュールの場合には非平衡共存ということになる。即ち、液

滴の化学組成はオリビンと輝石と Ca に富んだ斜長石とがある比で混合したときの化学組成に等しく、この液滴から、まずオリビンが析出し、それに続いて Ca に乏しい輝石が析出する。この際に Ca に乏しい輝石が多く析出しすぎると、残液中の斜長石成分に  $\text{SiO}_2$  が不足する。このために、残液が結晶するときに斜長石成分中のアルバイト成分がネフェリンとして析出することになる。

以上のような特徴的な現象は、多くのコンドリュール中にみられるものであり、高温で、かつ、過冷却度の大きい結晶作用によって説明しうる。

## コンドリュール組織の実験的研究

—コンドリュール形成時の冷却速度について—

土山 明・永原裕子・久成育夫(東大・理)

コンドリュールの組織は多様性に富み、その特徴から多くのものは液体が急冷された際に生じたと考えられている。一般に組織はこの時の冷却速度に依存するが、一方組織とコンドリュールの化学組成との間にも関連があることが知られており(例えば永原1980)、組織は化学組成の制約も受けていることが考えられる。

このような組織と化学組成、冷却速度との関係を理解する為、3つのコンドリュール組成の物質について Pt-wire loop法を用いて冷却実験を行なった。結果を Fig. 1 に示す。(出発物質の組成は  $\text{SiO}_2$  量で代表させた。) この結果は天然のコンドリュールの組織と化学組成の関係に良く一致し、組織は主として化学組成の制約を受けていることがわかる。一方調べた冷却速度の範囲内で冷却速度は結晶の形態や大きさに系統的な影響を及ぼし、50-120°C/min の冷却速度で得られた組織は天然のものに類似する。(特に barred olivine, Sample No. 2)。従ってコンドリュール組織の多くは  $10^2$ °C/min 程度の冷却速度で形成されたと考えられる。

この冷却速度の値は従来考えられていたよりもはるかにゆっくりとしたものであり、コンドリュール成因論に大きな制約を与える。コンドリュール成因論は大きく再熔融説と凝縮説とに分かれる。

再熔融説では、低密度の星雲と局所的に加熱された高密度のコンドリュールとの間の熱輻射からコンドリュールの冷却速度が推定できる。(コンドリュール内の熱伝導は熱輻射よりも1桁以上速いので無視できる。) この時冷却速度はコンドリュール表面の相対黒度と比例しコンドリュールの半径に逆比例する。今、星雲が希薄であったとすると相対黒度は約0.8 (Blander et al. 1976) であり、液体コンドリュールから結晶が晶出する温度範囲では冷却速度は  $10^4$ °C/min 程度となり(半径 = 0.1 cm) 大きすぎる。このことは星雲の密度がもっと濃厚

で星雲自体が保溫槽の役割を果たした(即ち、相対黒度が相当に小さかった)か、或いは冷却過程で何らかの熱が供給されたかを示している。熱の供給源として結晶潜熱や原始太陽からの輻射熱が考えられるが、こちらは冷却速度を2桁下げたことはできないと考えられる。池田(1980)はコンドリュール液滴が飛散する際の星雲との摩擦熱によつて  $10^2$ °C/min の冷却速度が得られる可能性を指摘している。

一方凝縮説では、中沢(1968)によって原始星雲の熱輻射から原始星雲の(即ちコンドリュールの)冷却速度が推定されている。この時の冷却速度は原始星雲の厚さによつて大きく左右されるが、平衡原始星雲モデルを仮定すると  $1 \sim 10$  AU の位置での冷却速度は  $10 \sim 10^3$ °C/min となり実験結果に矛盾しない。

このような今回実験的に推定された冷却速度は、保溫槽としての原始星雲あるいは冷却時のコンドリュールへの熱の供給を仮定すると、再熔融説・凝縮説のいずれとも矛盾しない。冷却速度のみからコンドリュール形成の具体的な機構を決定することはできないが、コンドリュールの組織が従来考えられていたよりもかなりゆっくりとした冷却速度で形成されるという実験事実が重要であり、今後のコンドリュール成因論に一つの大きな制約を与えるものである。

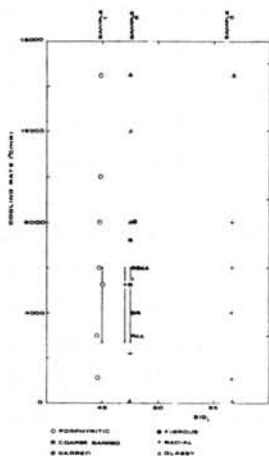


Fig. 1.  
約  $1200^\circ\text{C}$  で急冷したものに  
ついての結果。  
結晶相はすべて  
olivine.  $P_0 = 10^{-9}$   
( $1600^\circ\text{C}$ )  $\sim 10^{-12}$   
( $1200^\circ\text{C}$ ) atm.

## コンドリュール中の不透明鉱物

木村 眞 (北大・理)

八木 健三

大沼 晃助

普通コンドライト中の不透明鉱物としては金属鉄、トロイライト及びクロマイトが普遍的に認められるものであるが、それらは珪酸塩鉱物と同様にコンドライトの生成に関する重要な情報を荷っている。例えば原始太陽系における *Siderophile Element* の分別金属鉄の凝縮・集積と関係づけられて論じられてきた (Larimer and Anders, 1970)。しかしながら不透明鉱物とコンドリュールの成因的関係やその鉱物学的検討は十分行われていない。そこで今回は YAMATO-74191 (L3) を試料として用いて、不透明鉱物の記載を行ない、これに基づいてコンドリュール中におけるそれらの生成過程や鉱物学的特徴を論じる。YAMATO-74191 中のおよそ 40% のコンドリュールが、水かき不透明鉱物を含んでいるが、このうちの A13 コンドリュールは前述の三種を含めて含み、コンドリュール中の不透明鉱物の産状の特徴を最も典型的に示しているりで、以下では主としてこのコンドリュールについての観察に基づいて検討を行なう。

A13 コンドリュールはカンラン石、輝石、ガラス及び不透明鉱物よりなる。輝石は単斜エンスタタイトと石に乏しいヒ・ジョン輝石である。珪酸塩部分の Melting Temperature は  $1578^{\circ}\text{C}$  と計算される。唯一認められる金属鉄は細粒で球形を呈する。トロイライトは A13 全体の 70 vol.% を占め他形でカンラン石を囲む。なお一般にコンドリュール中ではトロイライトの方が金属鉄よりも普遍的である。クロマイトはトロイライトと共生し半自形である。その組成は Bunch et al. (1967) による L3 コンドライト中のクロマイトの平均組成に近い。なおこれを含め多くの隕石中のクロマイトは Stoichiometry から推された組成を持つが、これは  $2\text{Cr}^{3+} + \square_{\text{vacancy}} \rightleftharpoons \text{Fe}^{2+}$  の置換によると考えられる。

以上に加えてこの他のコンドリュール中の不透明鉱物の観察もあわせて行。たが、それらに基づいて不透明鉱物の生成時期について考

察した。カンラン石がトロイライトを含んだリ、輝石がトロイライトと調和的に共生していることからみて、不透明鉱物が珪酸塩鉱物の結晶作用中以降にコンドリュール中に侵入したとは考えられぬ。不透明鉱物はカンラン石の晶出以前にすでに immiscible liquid としてコンドリュール中に存在していたであろう。一方 Apollo 11 の試料中では金属鉄-トロイライトの共生が認められるが、両者は Fe-S 組成の共通の liquid に由来すると考えられている (Skinner, 1971)。しかしながらコンドリュール中ではこのような共生はきわめて希である。このことは珪酸塩鉱物の晶出前にコンドリュールとなった液滴にそれらが別々に捕獲されたことを示唆している。

以上の議論に基づいて A13 コンドリュールを例として不透明鉱物を含むコンドリュールの結晶作用を推定すると次のようになる。

- (1). 珪酸塩液滴が生じた。
- (2). 金属鉄、トロイライトが別個にこの液滴に捕獲され、immiscible liquid と存した。なおトロイライトの存在はコンドリュールの生成環境が月表層のように高真空ではなかったことを示している。
- (3). カンラン石が  $1578^{\circ}\text{C}$  以下で、ついでプロト輝石が晶出した。前後して金属鉄も固化した。
- (4). クロマイトはカンラン石とは平衡に達していない。これが単に非平衡晶出を反映したものの、別に生じたクロマイトが液滴内で溶け残ったということを示すのは明らかではない。
- (5).  $1216^{\circ}\text{C}$  以上でヒ・ジョン輝石が生じ、その後 A13 コンドリュールは無液化していった。そして  $1195^{\circ}\text{C}$  以下に存した時点でトロイライトが固化した。



## ヤマト-74354, 74371 中のかんらん石の単結晶X線回折実験

金沢大学, 理学部地学

松本崧生, 山路基洋

ヤマト隕石 74354, 74371 から得られたかんらん石の単結晶を用いX線回折により得られたデータから、最小二乗法により、結晶構造の精密化を行なった。そしてかんらん石の構造中のM1席とM2席への、FeとMgの席占有率を求めた。従来行なわれてきた席占有率の結果では、2種の席の内、より小さいM1席へのFeの濃集を示すものや(Finger 1970, Smyth and Hazen 1973), 逆にFeのM2席への濃集を示すもの(Burns 1970)や、全くの無秩序分配(Wenk and Raymond 1973)を示すものが出されており、用いる試料によりかなり結果が異なっている。現在、かんらん石の席占有率についての地質学的な指標となる性質は未だ確認されていない。しかし近年、地球上の各種かんらん石や月の玄武岩中のかんらん石(Finger 1970, Wenk and Raymond 1973)などでFeのM1席濃集が報告されている。隕石に関しては、Modac meteorite (chondrite) 中のかんらん石(Hafner and Virgo 1972)について、Xスバウア実験によって、完全無秩序であることを報告している。

今回試料に使用した74354 (L6), 74371 (H5) はchondriteで、それぞれ $Fo_{75}$ ,  $Fo_{80}$  (KIMURA, YAGI and OBA 1977)である。74371は結晶質の部分が少なく

結晶も小さなものが少量得られただけで、単結晶は1個のみであった。大きさは0.1mm未満で、球整形、吸収補正は行なっていない。また消衰効果は、隕石中の他の結晶の状態から試料のX線写真から、多少構造に歪があると思われるので考慮していない。またデータにもその影響は見られない。一方74354からの結晶については、球整形を行い、吸収補正を行なった。消衰効果は考慮していない。しかしこの結晶は逆格子点が分離している部分が見られ完全性に欠ける。そのため計算結果が、一方に比べて精度が少し落ちる。分配定数 $K_D$ は、前者が0.92, 後者が1.09となり、Feの席占有率はHタイプとLタイプの隕石の間で逆の結果を示した。これをまとめて表1に示す。これが先に述べたように74354隕石のデータの質の悪さがよくわかるのか、それとも本質的なものなのか現在模索中である。

表1.

| Yamato        | 74354 (L6)       | 74371 (H5)       |
|---------------|------------------|------------------|
| Chem. Compo.  | $Fo_{75}Fa_{25}$ | $Fo_{80}Fa_{20}$ |
| $d_{130}$ (Å) | 2.783            | 2.781            |
| R-factor      | 0.041            | 0.028            |
| $K_D$         | $1.09 \pm 0.01$  | $0.92 \pm 0.01$  |

$$K_D = \frac{[Mg]_{M2}}{[Fe]_{M2}} / \frac{[Mg]_{M1}}{[Fe]_{M1}}$$

$$R = \Sigma |(|F_O| - |F_C|)| / \Sigma |F_O|$$

## ヤマト-74354, 74371中の構成鉱物のX線回折

金沢大学, 理学部, 地学

山路基洋, 松本英生

今回ヤマト隕石中に含まれる鉱物について単結晶X線解析の方面からの研究を試みた。用いた試料は、YAMATO-74354(L6)及び、74371(H5)である。これらの岩石学的記載はすでに存されている。(74371…KIMURA, YAGI and OBA 1977, 74354…永原1978)。

記載されている構成鉱物中、輝石、斜長石は、実体顕微鏡による観察では全く得られなかった。X線回折実験に使用できた結晶は、かんらん石と不透明鉱物のみである。かんらん石は、74354中では、直径約5mmのコンドリュール(?)状の内部に0.5mm程度の隕石中では粗粒のかんらん石が多く得られた。74371は、74354のようなかんらん石の集合体が見られず、得られた結晶はすべて、0.1mm以下の小さな結晶であった。

両隕石からのかんらん石のX線回折線より、これらの結晶状態は、微結晶集合状のものや格子点広がっているものなどが多く見られ結晶粒の大きな結晶ではすべて不完全である。この例を図1に示す。今回X線回折によって調べた結晶約80個のうち、単結晶実験に使用できたものは、74354で4個、74371では1個である。

第1図



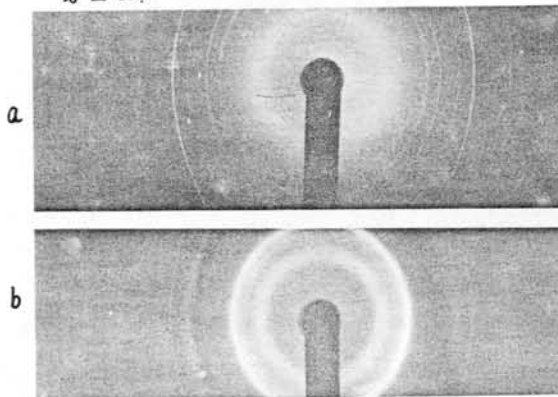
かんらん石のX線回折写真  
微結晶の集合を示している。

不透明鉱物は、74354ではほとんどが黒色で、鈍い金属光沢を持つ。わずかに銀色のものが見られるが、単体として取り出すことができません。X線回折では確認できていない74371も同様であるが、銀色とした鉱物が比較的多いように思われる。記載では不透明鉱物はトロイライト、Ni-Fe鉱物とされている。磁性は、磁石を用いて調べた結果では黒色鉱物は磁性を持っていないようだが、銀色鉱物は反応を示す。

X線回折では、不透明鉱物はすべて粉末結晶であることを示した。従って鉱物の同定には粉末カメラ、及び4軸自動回折計を用いた後者による実験は現在進行中である。

粉末写真の結果では、この試料はトロイライトであると思われる。なお写真では試料によって個々の回折線の幅が広がるものが見られ、明確な回折線を持つものは少ない(第2図)

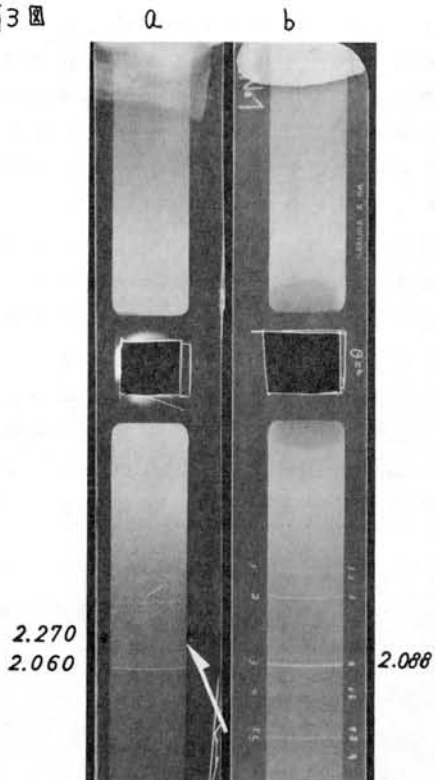
第2図



aは明確な回折線を持つ。bは幅が広がった回折線を持つ。隕石中では、bのような写真を示す試料が多い。

またトロイライト以外に4Cタイプ磁硫鉄  
 鉱と思われる回折線を持つ試料をも見出した  
 その写真を第3図に示す。

第3図



aは4Cタイプ磁硫鉄鉱と思われる試料の  
 粉末写真, bはトロイライトの粉末写真。白  
 の矢印は、4Cタイプに特有な回折線の位置  
 を示している。

# やまと隕石の反射分光学的研究と母天体モデル

L. McFadden, M. J. Gaffey (ハワイ大学天文学教室)

武田 弘 (東京大学理学部鉱物学教室)

小惑星と隕石の母天体を関連づけることは、隕石の研究を通じて太陽系の起源と進化を考える上で重要である。両者の表面反射スペクトルを比較することで小惑星の表面構成鉱物の隕石種別の分類はかなり進んできたが、小惑星のスペクトルに合うものか隕石にはないものがある。このようなものを南極隕石の中に発見することの一連の研究の始めに、4ベスタの反射スペクトルにもっとも合うものと期待されるポリミクト角レキ岩であるユークライト Yamato-74159 とユークライト、ダイオジェナイトの中間的隕石、Yamato-75032の反射スペクトルを測定した。測定にはベスタと比較を厳密にするためハワイ大学天文学教室の小惑星観測用の赤外分光器を使用し、波長0.64 から2.5 $\mu\text{m}$ までの反射率をハイロンを標準として測定した。規格化した値を、他の同種の隕石と比較して図1に示す。

ユークライト、ホワルダイトおよびダイオジェナイトのスペクトルは、0.9および2.0 $\mu\text{m}$ 付近に中心を持つ深い輝石の吸収によって特徴づけられ、1.5 $\mu\text{m}$ 付近に山を持つ。斜

長石を多く含むユークライトでは、1.3 $\mu\text{m}$ 付近に折れ曲りを持つスペクトルを示す。

これらの結晶質ユークライトおよびダイオジェナイトにくらべ、Y-74159、Y-75032ともに、1.5 $\mu\text{m}$ の山はつ3れ、輝石吸収の谷は浅くなっている。Y-75032は輝石を多く含むのでその吸収は、Y-74159よりも深い。が、ダイオジェナイトほど深くはない。モノミクト角レキ岩であるのに谷が深いのは、一部ガラス化したマトリックスおよび析出層として含まれるオージェイトの存在によるのかもしれない。Y-74159も普通のユークライトにくらべてより吸収が弱くなっているし、斜長石の折れ曲りも顕著でない。LeBerre と Zellmerによる種々のユークライトを粉にして混合しているものがベスタの反射スペクトルによく一致するといわれているが、この測定でみるかぎり、同じく種々のユークライトのポリミクト的混合物であるY-74159は必ずしもユークライトとホワルダイトの間ではなく逆の方向に移動する。ダイオジェナイトのようなものもY-75032のようなものであれば、かなりホワルダイト的スペクトルを示すことができる。今後

同じ装置でのベスタのスペクトルの再測定が期待される。

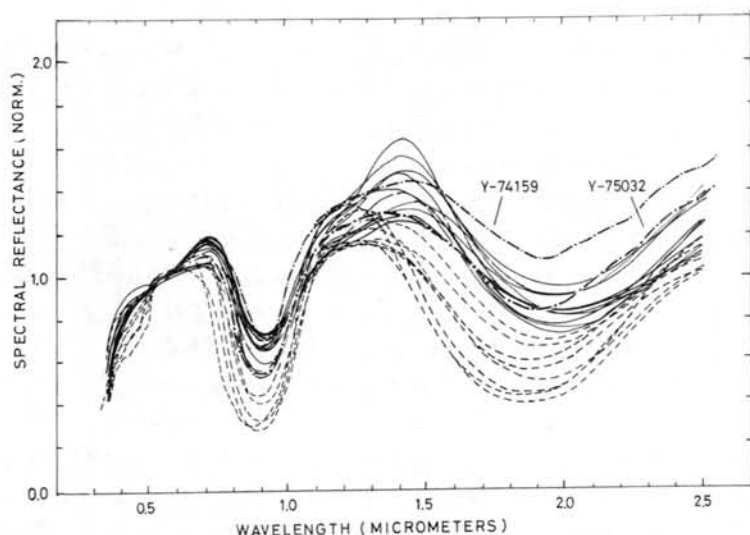


図1 ユークライト(実線)およびホワルダイト、ダイオジェナイト(点線)の規格化された反射スペクトル図とのY-74159とY-75032の比較。他のデータは Gaffey M.J. (1976) J. Geophys. Res. 81, p. 905-920 による。

# アラン・ヒルズ(ALHA) エコンドライトの鉱物学的研究

武田 弘<sup>1,2</sup>・森 寛志<sup>1</sup>・白石 和行<sup>2</sup>・矢内 桂三<sup>2</sup>

<sup>1</sup>東京大学理学部鉱物学教室, <sup>2</sup>国立極地研究所

やまと隕石中には、ダイオジェナイト30個、ユークライト8個、ホワルダイト1個、ユレイライト3個が発見研究され、エコンドライトの母天体モデルを再構築する上で、その果たした役割は大きい(1, 2等)。30個のダイオジェナイトのうち29個はやまとダイオジェナイトに特有な再結晶化した組織を示し、一つはもっともFe, Caに富むもので、ユークライトとの中間的性質を示す。8個のユークライトのうち、結晶質のものは微小なもので一つを除いてすべてユークライト組成をもつポリミクト角レキ岩であった。ユレイライトももっともMgに富むものと、オーチャイトを含む特異なものであった。

このようなやまと隕石の特徴が、同じ南極産隕石であるアラン・ヒルズ隕石にどのようにあらわれるかは興味のある問題である。アラン・ヒルズ産エコンドライトのうちユニークなものALHA 77005 およびやまとユークライトと同じポリミクト角レキ岩的組織を示すALHA 76005と77302については、すでに研究され公表されている(3, 4)。今回はALHA 77256, 77257 および筆者の一人白石が予備的研究のためNASAより持ち帰ったALHA 78006と78019およびALHA 78132, 78158 および78165の鉱物学的・結晶学的研究を行った。これらはやまと隕石と同じく特異なものが多く、とくに多くみつけたユークライト的ポリミクト角レキ岩(EPB)は、やまと隕石中のものと同じ種類のものであり、しかもこれら母天体の層状地殻モデル(1)より期待されるバウイエティに富んだ鉱物組成、結晶組織を示す。

今まで発見されていたユークライト的ポリミクト角レキ岩(EPB)は、Y-74450, Y-74159, ALHA 76005, 77302などのように層状地殻モデルの表層、上層部分の成分を含むものが多かった。Y-75011とY-75015は、ビンダ型(BD)の転移ピジョン輝石の破片を含む集積岩的ユークライト成分も少し含む

のであった。今まで南極以外で多く発見されている、ダイオジェナイト成分をかなり含む普通ホワルダイトと、南極産EPBの中間の角レキ岩は、ホワルダイト母天体の層状地殻モデルからその存在が期待されるにもかかわらず、発見されないうでいた。今回発見されたALHA 78006は、まさにこの種のものであり、しかも今までEPBの中になかったムアカウンティ型(MC)転移ピジョン輝石を含むことでも注目される。なおALHA 78132, 78158 および78165は、76005などと同じ表層部、中間部の成分を持つEPBであったので、ここではとくに詳しくは述べない。

ALHA 78006は8gしかない小さい隕石であるので、平均化学組成はまだ分析されていない。長さ0.8mmに達する輝石の破片と0.3mmに達する斜長石の破片が、もっと細かい破片のマトリックス中にある。岩石破片としてはオーチャイト融溶ラメウツ明瞭に見えるピジョン輝石を含む普通ユークライト(JV型)の破片、微晶質で再結晶化したもの、および暗色マトリックスよりなる包有破片がある。直径数mmの破片の表面にはJV型の破片が多く見られる。バサモンテ(PM)型の表層成分のものは少ない。

薄片ALHA 78006, 5 中にある輝石包有破片の化学組成は図1に示すような化学組成分布を示す。その中少数のものは $\text{Ca}_3\text{Mg}_{26}\text{Fe}_{21}$ に達するMgに富み、Caに乏しいもので、ダイオジェナイト組成を持つ。この種のもので岩石片の一部に観察された淡青色を帯びる0.5mm位の輝石結晶は、X線単結晶回折法でダイオジェナイトの斜方輝石であることが確認された。MC型の輝石はもっとも大きい破片のものに多く、20 $\mu\text{m}$ に達する(001)共有のオーチャイトラメウツがある。中には一つの結晶が方位の異なる二つの斜方輝石に転移しているものがあり、さらにその中に(100)方位のラメウツを含む。これらの融溶相を持つ輝石の平均化学組成(白丸)、ホスト相



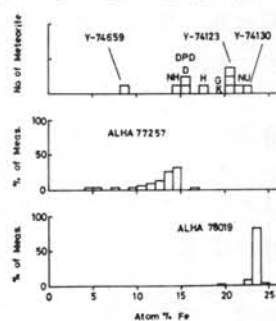
(黒丸) および融溶相(三角)の化学組成は図2に示されている。もっともFeに富むJV型の輝石のラメの周縁はかなり広いものが多く、しかも単結晶X線回折法で、一部斜方輝石に転移しているようにX線方向に線と引く回折図形を示すので、冷却はゆっくりしたものか、後で再加熱を受けた可能性がある。

これらの輝石の転移融溶組織と化学組成は、このEPBがホルズバーク母天体表面で、隕石の衝突により、ダイオジェナイト層のごく一部をかすめる、かなり深い部分が掘り起され、攪乱されてきたものであり、層状地殻モデルの妥当性を証明するものであろう。ALHA 77256は、やまとダイオジェナイトとは異なる普通タイプのもので考えられていたが、今回その平均化学組成(原村嘉氏分析)はカンラン石組成に富むものであり、(Silica 39.4%, Oliv. 58.7%, An 1.9%)単結晶X線回折法でFa 28のカンラン石の4nmに達する結晶が確認された。ユーグライトの部分溶融説、分化結晶説を論ずる上で、そ

のソースの化学組成に近いものとして注目される。

アランヒルズで見つかった2つのユレイライトのうちALHA 77257は、Y-74659につきMgに富むものであり、ALHA 78019はもっともFeに富む(図3)。これと同じ化学組成のカンラン石を持つY-74130はピジョン輝石でなくオージェイトを含む。カンラン石のうちの部分のMgに富む方向へのゾーニングは、図4のように78019は77257にくらべて著しく少ない。薄片中の金鉱物結晶(カンラン石90%、ピジョン輝石5%)の化学組成の平均値Fa<sub>23.5</sub>, Ca<sub>10</sub>Mg<sub>71</sub>Fe<sub>19</sub>よりのばらつきは小さい(Oliv.の% MO. 0.7%)。Undulose extinction およびショックによる双晶は少く、ユレイライトのうちでは、もっとも母天体内部で形成された時の状態を保っているものと思われる。輝石中のMnOとFeOの分布は、この種の隕石はメルトより結晶の分離したものでないことを示す。

文献(1) Takeda H., Miyamoto M., Ishii T., Yanai K. & Matsumoto Y. (1979) Mem. Natn. Inst. Polar Res. Spec. Issue 12, 82-108 (2) Takeda H. (1979) Icarus 44, 445.



(3) Miyamoto M., Takeda H., Yanai K., Hara-mura H. Ibid. 59-71.  
(4) in prep.  
図4. (左) ユレイライト。カンラン石の化学組成。南極産以外のデータは Baskely's (1978) Lunar & Planet. Sc. IX, p. 73-75, LPI, Houston にある。

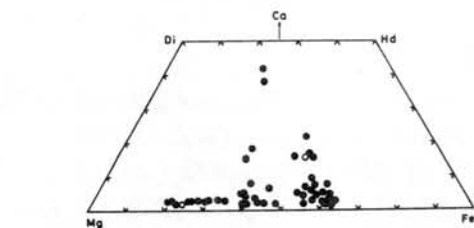


図1. ALHA 78006中の輝石破片の化学組成

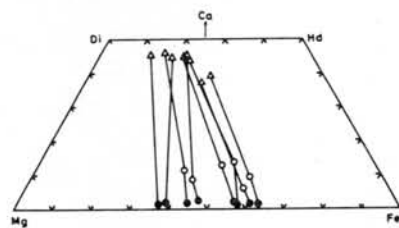


図2. 同じ融溶組織を持つ輝石の組成

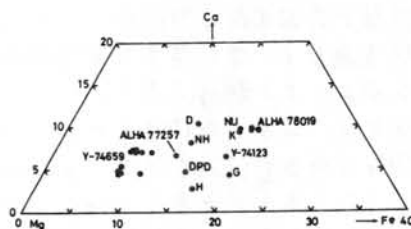


図3. 南極産ユレイライト輝石の化学組成

# A L H A 7 7 3 0 2 共同研究の進展状況

福岡孝昭(学習院大・理), 石井輝秋(東大・海洋研), 武田弘(東大・理),  
中村昇(神戸大・理), 松久幸敬(地調), 長沢宏(学習院大・理)

原始惑星母天体上で火成作用を受けて形成された *achondrite* は, 原始惑星の生成過程の研究にかかせない試料である。しかしながら, *achondrite* 隕石の数は, *chondrite* 隕石のそれと比較して大変少なく, 試料の数という面からも, *achondrite* 関係の研究は制限を受けている。*achondrite* のうちの *howardite* は多量・多数の *eucrites*, *diogenites* 隕石が, *polymict eucrite* は多量・多数の *eucrites* 隕石が, それぞれ機械的に混合された複合隕石である。そしてこれら複合隕石中には *chondrite* 質の成分も含まれていることが, これまでの研究から明らかにされている。したがって, これら各成分を独立に取り出して, 研究を行えば, 一度に多数の *eucrite* 隕石あるいは *diogenite* 隕石の研究が出来る上に, それらが同一の母天体を形成していたと考えられることから, その母天体の生成過程を明らかにする上で大きな利点となる。また *chondritic* な成分の研究から, 原始惑星生成当時の組成を知り得る可能性がある。

ごく最近, *polymict eucrite* の一つである A L H A 7 6 0 0 5 の希土類元素の研究から, Ce に大きな正の異常が存在することが報告されるとともに<sup>2)</sup>, 酸素同位体もこれまでの *achondrite* とは異なることが報告されている<sup>3)</sup>。これらの異常がこの隕石に, どのようにしてもたらされたかを明らかにすることは, 原始惑星の生成過程を明らかにする上で大変有効である。本研究に用いられる *achondrite* 隕石, A L H A 7 7 3 0 2 も *polymict eucrite* であり, 原始惑星形成過程に関する新しい情報が見出される可能性がある。そして本研究を通じて, 原始惑星の生成過程が明らかにされることが期待される。

本研究では, 出来るだけ多くの *eucrite*, *chondritic* な成分 (*clast*) 及び *phenocryst* を独立して取り出し, それぞれについて, ①光学及び電子顕微鏡下での観察, ②中性子放射線分析による希土類元素, Ni, Co, Ir.

等の微量元素を含む化学組成の決定, ③マイクロプローブによる主成分鉱物の化学組成の決定, ④酸素同位体比の測定, ⑤同位体希釈法による質量分析器による希土類元素含有量の決定, ⑥ Rb-Sr 法, Sm-Nd 法による年代測定, 等を行なう計画である。これらの研究結果から, ①原始惑星が酸素同位体も含め, どのような化学組成から構成されたのか, ②その後どのような火成作用及び機械的な混合を受けたかといった上記の問題を明らかにしたい。

現在, 本研究では試料が配布されてまだ間もないこともあって, 配布された板状試料の両面のコンタミネーション(試料隕石を板状に切り出す時に, ノコギリとの摩擦により生じた)を除去したのち, 接写を行ない, 試料の両面に見える *clast*, *phenocryst* 等の位置を明確にするといったごく基礎的な段階が進められているが, 間もなく試料中より, 各 *clast*, *phenocryst* 等が取り出され, 上記の計画にしたがって研究が進められる予定である。

## 文献

- 1) Fukuoka, Boynton, Ma, and Schmitt (1977)  
Proc. Eighth Lunar Sci. Conf. P.187.
- 2) 中村昇, 増田彰正, 立本克信 (1979)  
オタ回南極隕石シンポジウム講演要旨, P.24.
- 3) Clayton, Mageda, and Oruma (1979)  
Lunar Planet. Sci. X, P.221.

## YAMATO-74044 オリビンの転位構造について

東京大学 理学部 松井孝典  
 東京大学 理学部 横倉隆伸  
 東京大学 海洋研 唐戸俊一郎

Yamato-74044 は石鉄隕石の一種パラサイトである。この隕石はほぼ等量の  $\text{Fe-Ni}$  合金とオリビンから成り、オリビンは金属中に溶け込んでいるように見える。一般に、パラサイトのオリビンの fayalite content はほぼ一定で、Main group の場合約 12%、Eagle Station Trio group の場合約 18% である。金属中の  $\text{Ni}$  含有量も両者で異なり、酸素同位体比も異なる。Yamato-74044 のオリビンの fayalite content は約 12% であるから (Takeda et al., 1978)、これは main group に属すると考えられる。パラサイトはどのようにに化学、鉱物学的には単純な組成にもかわらず、オリビンと金属が共存するということと、両者の密度差から考えれば物理的には説明がつけにくく、両者の分離が何故起こったのかという、いわゆるパラサイト問題をさげす。パラサイトの生成環境、すなわち合金に過程を明らかにすることは、隕石の起源を探るうえで重要なものである。一般に惑星の分化過程を明らかにするうえで多くの情報を提供すると考えられる。我々はこのような観点からオリビンの転位構造に注目し、その観察からオリビンのうけた変形の歴史や熱史を推測することを計画した。その最初の実験として Yamato-74044 のオリビンの転位構造の観察結果を報告する。

転位構造の観察は通常、酸化デモレーション法によって観察可能になる転位を顕微鏡で光学的に見ることを行なうが、Yamato-74044 オリビンはすでに十分に酸化しているため、何の処理も行なわずに転位が見えた。

Yamato-74044 オリビンの転位構造には2つの特徴が見られた。ひとつは free は転位の観察を妨げることに、ひとつは転位が3次元的な網目構造をしていることである(写真1参照)。これは Yamato-74044 オリビンが完全に anneal されていると考えられることである。この他に特徴的なことは、band 構造が見られることである(写真2参照)。これは、幅  $10 \sim 40 \mu\text{m}$  で、(110)、あるいは (120) 面

に平行な方向を持つ。パラサイトのオリビンの *fine boundaries* は、(100)面に平行 (Kostermark-Buseck, 1973) であると知られているが、この band 構造は、impact の影響によるものと考えられる。この他興味ある問題として、パラサイトのオリビンの酸化状態が2つある。転位構造とオリビンの形状との関係が興味深い。Yamato-74044 の観察可能な断面は存在しないことが不可能である。断面があると選択配向の決定も可能はな、早い機会に切断と実行してほしいものである。

講演では Yamato-74044 の他に、Admire, Brenham, Dorn の転位構造についてを紹介し、Yamato-74044 との比較を行なう。

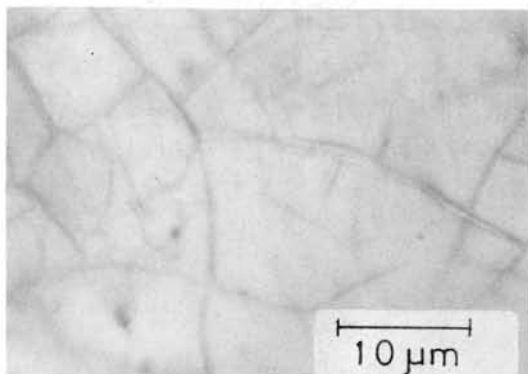


写真 1.

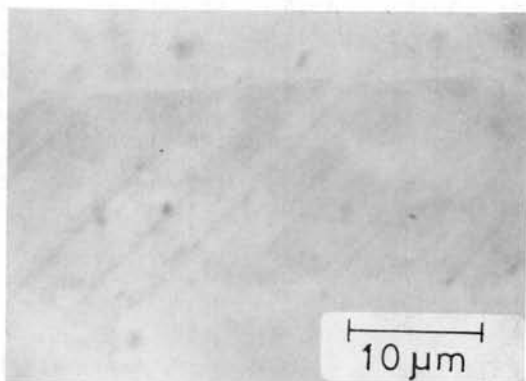


写真 2.

# コンドロールの化学組成

筑波大学 化学系 小沼直樹 平野真孝  
分析センター 西田 泰正

コンドロール, および, コンドライト隕石の化学組成を決めるために, プラズマ発光分析による多元素同時定量法の応用を検討した。この分析法は, 中性子放射化分析法に比べると, 感度が低いので, 各々のコンドロールの構成元素を定量するには適さない。しかし, 100~300mgのコンドロールを用意することができれば, Fe, Mg, Ca, Ni, Al, Na, Cr, Mn, P, Ti, Co, Zn, Cu, V, Sc, Sr, Ba, Y など, 主成分元素から微量元素まで16元素を精度よく定量することができる。ここでは, この分析法による南極産コンドライト隕石, および Allende (C3V) 隕石のコンドロールの分析結果を報告し, あわせて, コンドロールの形成機構についての予備的な考察を述べる。

プラズマ発光分析は, 溶液試料を約 8000°C の Ar プラズマ中に噴霧し, 光源からの光を回折格子で選別し, 各元素に対応する光の強度を同時に測定する方法である。試料の溶液化に HF-HClO<sub>4</sub> 分解法を採用したので, この分析法では Si を定量することができない。一方は, この分析法ではほとんど感度が低く, また, コンドライト隕石に多量に含まれる Fe, Cu, しかも, Fe, Mg からの妨害が大きいので, Mg が若干の微量元素 (P, Zn, Co など) に妨害を与えるので, その補正をほとんど必要がある。

Table 1 Comparison of elemental abundances of Allende (C3V) chondrite

|     | Clarke et al (1970) | Wakita & Schmitt (1970) | This work |
|-----|---------------------|-------------------------|-----------|
| Fe  | 23.85%              | 21.9%                   | 24.1%     |
| Mg  | 14.85               | -                       | 14.1      |
| Ca  | 1.87                | 2.0                     | 1.60      |
| Ni  | 1.39                | -                       | 1.46      |
| Al  | 1.73                | 1.71                    | 1.64      |
| Na  | 0.33                | 0.34                    | 0.38      |
| Mn  | 0.14                | 0.15                    | 0.15      |
| P   | 1000 ppm            | - ppm                   | 870 ppm   |
| Ti  | 900                 | -                       | 800       |
| Co  | 600                 | 640                     | 650       |
| Zn* | 25                  | -                       | 140       |
| V   | 70                  | 130                     | 110       |
| Sr  | 13                  | -                       | 15        |
| Sc  | 11                  | 11                      | 11        |
| Ba  | 5                   | -                       | 7         |
| Y   | 2                   | 3.0                     | 3         |

\* Wolf et al (1979) : 134 ppm Zn

Table 2 Elemental abundances of Antarctic chondrites

|    | Y-75028 (H3) | Y-74001 (H5) | Range of* H chondrites | Y-74191 (L3) | Y-74035 (L6) | ALHA-76009 (L6) | Range of* L chondrites |
|----|--------------|--------------|------------------------|--------------|--------------|-----------------|------------------------|
| Fe | 24.9 %       | 26.2 %       | 24.6~30.9 %            | 19.4 %       | 21.5 %       | 22.4 %          | 20.2~23.6 %            |
| Mg | 13.4         | 13.5         | 13.3~14.9              | 14.7         | 14.3         | 14.0            | 14.1~16.0              |
| Ca | 1.09         | 1.15         | 1.15~1.22              | 1.27         | 1.21         | 1.24            | 1.22~1.35              |
| Ni | 1.66         | 1.65         | 1.21~2.06              | 1.04         | 1.23         | 1.51            | 0.39~1.41              |
| Al | 1.66         | 1.20         | 0.89~1.12              | 1.26         | 1.18         | 1.21            | 1.00~1.31              |
| Na | 0.72         | 0.71         | 0.50~0.64              | 0.80         | 0.70         | 0.80            | 0.57~0.72              |
| Mn | 0.24         | 0.24         | 0.21~0.24              | 0.28         | 0.27         | 0.26            | 0.23~0.26              |
| P  | 980 ppm      | 1100 ppm     | 1000~1100 ppm          | 730 ppm      | 830 ppm      | 720 ppm         | 800~1100 ppm           |
| Ti | 580          | 570          | 510~780                | 620          | 590          | 610             | 460~810                |
| Co | 690          | 750          | 440~1260               | 450          | 590          | 670             | 290~870                |
| Zn | 96           | 96           | 28~89                  | 99           | 71           | 91              | 8~100                  |
| V  | 83           | 87           | 44~88                  | 89           | 81           | 87              | 45~94                  |
| Sr | 10           | 10           | 9~11                   | 10           | 11           | 10              | 10~11                  |
| Sc | 9            | 9            | 6~9                    | 9            | 9            | 10              | 7~9                    |
| Ba | 6            | 6            | 3~10**                 | 6            | 6            | 6               | 4~9**                  |
| Y  | 3            | 3            | 2                      | 3            | 3            | 3               | 2                      |

\* Mason (1971)

\*\* Laeter & Hosie (1978)

現時点では、正確な値を求めることができなかった。上述の諸元素は、いずれも5%以内の精度で定量することができる。

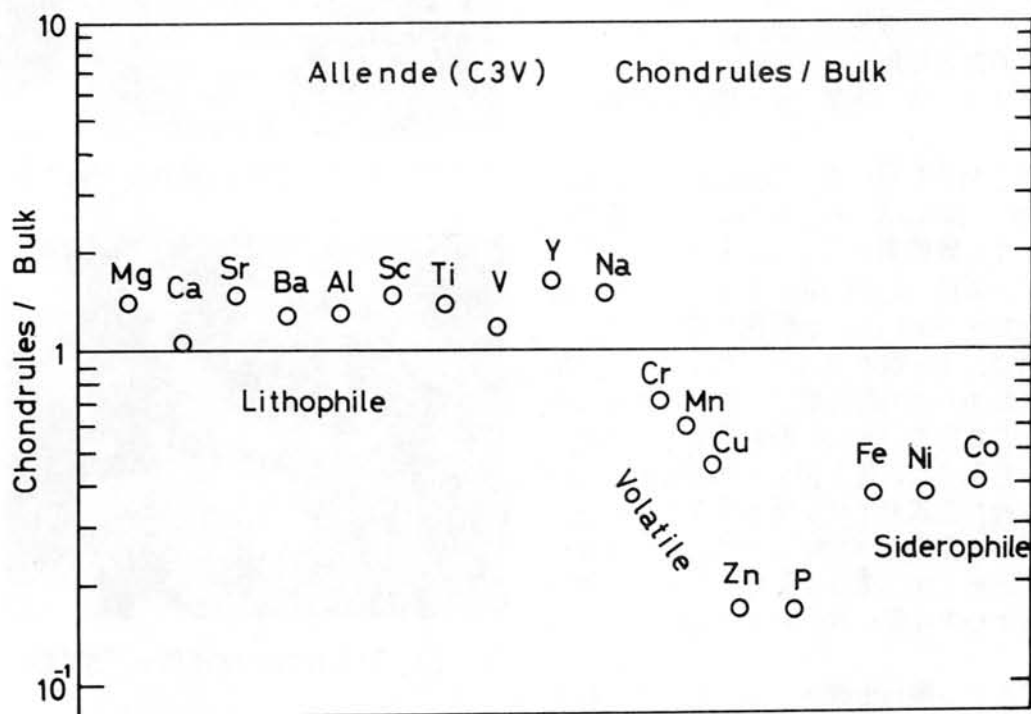
この分析法の正確さを検討するために、Allende (C3V) 隕石を分析し、その結果を文献値と比較してみた。これを Table 1 に示す。Clarke et al (1970) は湿式分析法とスパークソース質量分析法を併用し、Wakeita & Schmitt (1970) は非破壊放射化分析法を採用している。これらの文献値とプラズマ発光分析による定量値の一致はよい。なお、 $Zn$  の値に不一致がみられるが、Wolf et al (1979) による化学分離を併用する放射化分析法の結果とは、よく一致する。

この分析法を南極産コンドライト隕石の全岩組成の定量に応用してみた。得られた結果の一部を Table 2 に示す。従来報告されている H chondrites と L chondrites の文献値との一致もよい。

そこで、この分析法を Allende 隕石から分離した 462 個 (0.30 g) のコンドラールの化学組成の決定に適用した。得られた結果を

Figure 1 に示す。Allende 隕石の Bulk 組成に比べると、そのコンドラールの化学組成は親石元素に富み、親鉄元素に乏しい。これらの元素は、いずれも一称濃縮 (X1.5) または一称欠損 (X0.5) のパターンを示す。一方、揮発性元素は、その揮発性の違いを反映したパターンを示す。揮発性の Na が失なわれておらず、難揮発性の Fe, Ni, Co が一称に失なわれている。

このパターンは、すでに報告した Allende 隕石の DC アークによる高温加熱実験 (Notsu et al, 1978) の残渣が与えるパターンに似ている。しかし両者には重要な違いがある。高温加熱実験 ( $\sim 2000^{\circ}\text{C}$ ,  $< 10 \text{ min}$ ) では、Na の欠損が大きい。Na の欠損を抑えるためには、瞬間的な高温加熱が必要とされよう。あるいは、一度完全にガス化された可能性も否定できない。この高温ガスからまず金属鉄が凝縮し、残りのガスからコンドラールが液滴として直接凝縮したのかもしれない。もっともこの直接凝縮機構で、揮発性元素パターンをうまく説明できるか否かは不明である。





## イオンマイクロアナライザによるヤマト隕石の研究

阪大 教養 西村 宏・岡野 純

イオンマイクロアナライザ (IMA) を用いた、地球外物質の研究は、Andersen ら<sup>1)</sup>、および Meyer<sup>2)</sup> により、月の石試料について、また、Bradley ら<sup>3)</sup> および Shimizu ら<sup>4)</sup> により、隕石試料について、それぞれ行われ、再現性のあるデータが報告されている。特に、Andersen らの、鉛同位体比法による月の石の年代決定、Bradley らの、炭素質コンドライト、アレンデの白色包有物中の Mg 同位体比変動の測定など、著るしい成果が得られた。

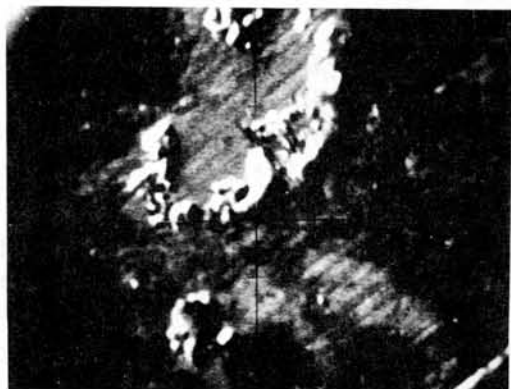
今回、固体試料の局所同位体分析を目的として、日立製作所製 IMA が設置された。IMA の概要は以下の通りである。

|                    |                               |
|--------------------|-------------------------------|
| 一次イオン種             | $O_2^+$                       |
| “ ビーム径             | 最小 $\sim 1 \mu m$             |
| “ ビーム電流            | $0.9 \mu A$ ( $500 \mu m^2$ ) |
| “ 加速電圧             | $0 \sim 20 kV$                |
| 二次イオン加速電圧          | $0 \sim 3 kV$                 |
| “ 検出限界             | 20 ppb (Si 中 B)               |
| 質量分析計分解能           | 300                           |
| 二次全イオン像、特定イオン像表示可能 |                               |

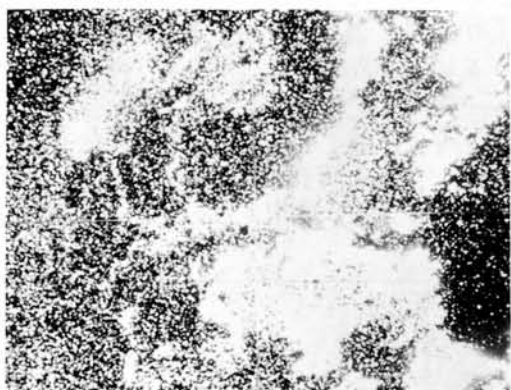
上記 IMA を用いて、Yamato-74082, 74155, 74445, および 74495 の表面の二次イオン像観察を行った。条件は、一次イオンビーム径、約  $50 \mu m$  エネルギー  $12 keV$  で、 $900 \times 900 \mu m$  の範囲を掃引した。

試料は、1～数グラムのブロックとして配布されたものの一部を壊し、約 0.5 グラムのブロックを作り、その一面を研磨し、イオンビームを当てた。オ1図に、74082 について得られた二次全イオン像の写真を示した。また、その部分の  $^{24}Mg^+$ ,  $^{28}Si^+$  および  $^{56}Fe^+$  のイオン像は、各々、オ2図、オ3図、およびオ4図に示されている。

二次イオン像の比較により、カンラン石や金属鉄の存在する部分が推定できる。また、



オ1図 Yamato-74082 の二次全イオン像



オ2図 オ1図に対応する場所の  $^{24}Mg^+$  像



オ3図 オ1図に対応する場所の  $^{28}Si^+$  像

像を観察しながら、分析に適した場所を選択することができる。今後は、二次イオン像をもとに、微量成分元素の分布を調べ、その同位体比測定を行うつもりである。

#### 文献

- 1) C.A. Andersen and J.R. Hinthorne, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **14** (1972) 195-200.
- 2) C. Meyer, Jr., *Proc. 9th Lunar Sci. Conf.*, **2** (1978) 1551-1570.
- 3) J.G. Bradley, J.C. Huneke and G.J. Wasserburg, *J. Geophys. Res.*, **83** (1978) 244-254.
- 4) N. Shimizu, M.P. Semet and C.J. Allègre, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42** (1978) 1321-1334.

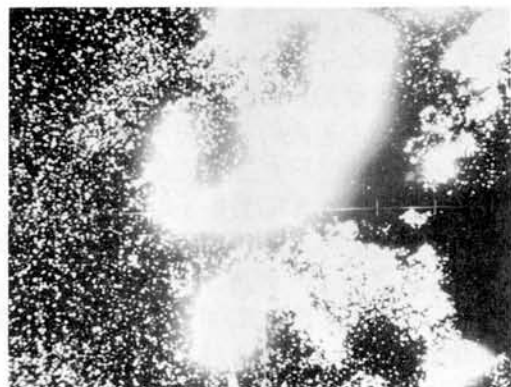


図4 図1に対応する場所の  $^{56}\text{Fe}^+$  像

# 炭素質コンドライト中の“new phyllosilicate”の高分解能電顕による観察 赤井純治(新潟大・理)

地球以外の場で生成した片状珪酸塩鉱物としては隕石中のものが知られている。この片状珪酸塩鉱物を含む炭素質コンドライトは太陽系の最も始源的な情報を含んでいると考えられ、これら片状珪酸塩鉱物及びその他の造岩鉱物の鉱物学的特長を知ることで隕石の生成とその起源に関する重要な手がかりも得られることが期待される。ここでは、Murchison隕石(C.C. II)中の、主に片状珪酸塩鉱物の微細構造・組織の検討の結果、地球上にみられない“新構造タイプ”の片状珪酸塩鉱物(Mackinnon & Buseck, 1978; 赤井, 1979)と、これまで報告のないこの新構造タイプの管状(パイプ状)形態をした鉱物を見いだしたので、これらについて主に報告する。

試料はFuchsら(1973)によると、77%の片状珪酸塩鉱物を含んでいる。彼らはこれをAl-poor, Fe-richのChamositeの2種のPolytypeからなると記載している。光学顕微鏡観察では、コンドライトがわずかに高温鉱物の破片状の結晶片が多くマトリックス中に散在している。マトリックスは大部分片状珪酸塩鉱物からなるが、この中から0.3 mm程度のかんらん石の自形結晶がとりだせた。もう一つの特長な片状珪酸塩鉱物の存在のし方として、amygdal状の空隙状部分をうめるようにして比較的純粋な片状珪酸塩鉱物の集合体と考えられる鉱物が生成している。これは中央部(A)とその他の部分(B)の2種が光学性のちがいとして区別される。またこのamygdal状空隙部の内壁はごくわずかdiopsideにふちどられている。さらにかんらん石の鉱物片の一部のみ片状珪酸塩鉱物に交代されている組織を示すものもある。

EPMAによるamygdal状部分の片状珪酸塩鉱物の分析値はTable 1に示してある。これは後の電顕観察から、必ずしも単一鉱物の組成をあらわしてはいないと考えられるが、この組成はchamosite (serpentine構造)とbruciteの中間組成とほぼ解釈できる。

高分解能電顕観察: 試料の調整は主にイオン研磨法により、JEM 100C 高分解能電顕( $C_s=1.4\text{mm}$ 及び $0.7\text{mm}$ )により観察を行った。まずマトリックス部分のtextureとして、 $\mu$ 程度のかんらん石、輝石等の高温鉱物の間をうめるように片状珪酸塩鉱物が生成していることがあり、また電顕オーダーで、マトリックスの部分部分に特長な構造及び形態が卓越するという不均質さがみられる。片状珪酸塩鉱物は形態的には大きく3種に区分される。それは(a)、極めて結晶度の低いもの、(b)板状のもの、(c)管状形態を示すものである。(a)は片格子数枚だけのstrings状へball状粒子であり(Fig. 1)、これは形態及び低結晶性という点だけからはかんらん石と型本変質で生成させたserpentineに似ている。(b)は(i)7Å構造、(ii)17Å構造、(iii)11Å構造の3種が見いだされた。(ii)、(iii)はよそ(i)と平行連晶をしている。(i)はchamositeと考えられ、密度の高いstacking disorderが著しい特長とあり、Fig. 2にこのdisorderを直接解像した電顕像を示す。(ii)の17Å構造は電顕像において、7Åの片状格子と5Å片状格子の2層からなっている(Fig. 3)。これは分析値を参考にし、また5Å片状格子

Table 1.

|                                | Chemical Compositions |      |                  |      |
|--------------------------------|-----------------------|------|------------------|------|
|                                | Phyllosilicate A      |      | Phyllosilicate B |      |
| SiO <sub>2</sub>               | 23.7                  | 23.9 | 15.8             | 16.9 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.1                   | 0.1  | 0.2              | 0.8  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4.9                   | 3.8  | 20.8             | 21.4 |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.0                   | 0.0  | 0.1              | 0.0  |
| FeO                            | 47.3                  | 41.6 | 18.0             | 22.2 |
| MnO                            | 0.2                   | 0.2  | 0.1              | 0.1  |
| MgO                            | 9.8                   | 13.3 | 20.8             | 15.1 |
| CaO                            | 0.2                   | 0.1  | 0.6              | 0.2  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.1                   | 0.2  | 0.0              | 0.0  |
| K <sub>2</sub> O               | 0.0                   | 0.0  | 0.0              | 0.0  |
| Total                          | 86.3                  | 83.2 | 76.4             | 76.7 |



と7Å層が disorder 構造をつくること、さらに電子像のシミュレーション像による検討から、7Å chamosite (serpentine)-layer と5Å brucite-layer 2層が規則的に積層した「混合層構造」をなしていると解釈される。これは従来の片状珪酸塩鉱物の構造型の記載法によれば 1:1:1x2 型とでも示されるものである (Fig. 4)。 (iii) の11Å構造については現在検討中である。

(C). 図1, 1:1:1x2型の構造のものに一部、層状(葉巻型)の形態もつていて、その方が見えた (Fig. 5)。このような形態をつくるものは軸方向への厚さが板状のものには大きくなく、板状結晶生成後、管状形態になる、と考えられる。

以上の結果について、amygdal状での生成は、片状珪酸塩鉱物の生成時期について、この岩石(隕石)の生成後に水の存在下で片状珪酸塩鉱物が生成したかに推定されるが、母形のかんらん石結晶の存在はこの点と矛盾するようにも考えられる。しかし Mackinnon & Busec (1979) が考察したように、1:1:1x2型のこの鉱物は、Serpentine と Brucite の生成条件や中間の条件下で生成したことはたしからしい。又片状珪酸塩鉱物自体一つの条件下で平衡を保って生成したのではなく不均一に生成したらしい事も推定される。

文 Fuchs et al. (1973) Smithsonian Contrib. to Earth Sci. No. 10  
献 Mackinnon & Busec (1979) Nature vol. 280, p. 219

著者 (1979) 粘土学会 23回討論会要旨集 p. 69



Fig. 1

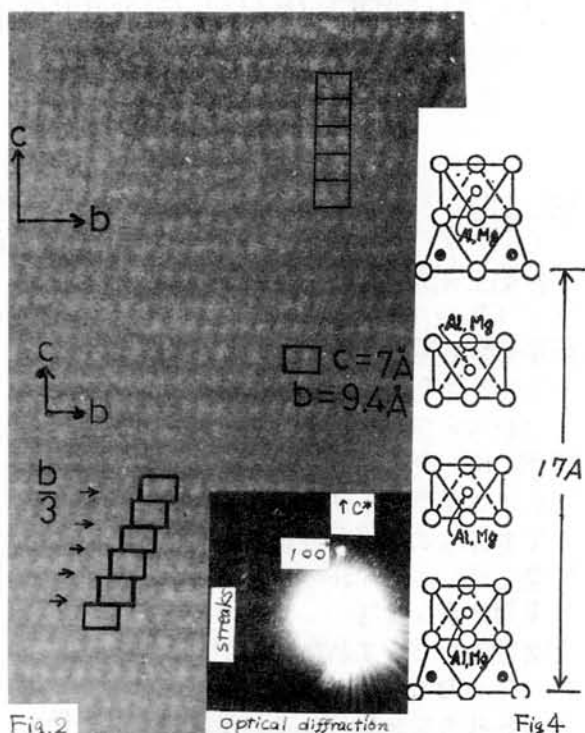


Fig. 2

Fig. 4



Fig. 3

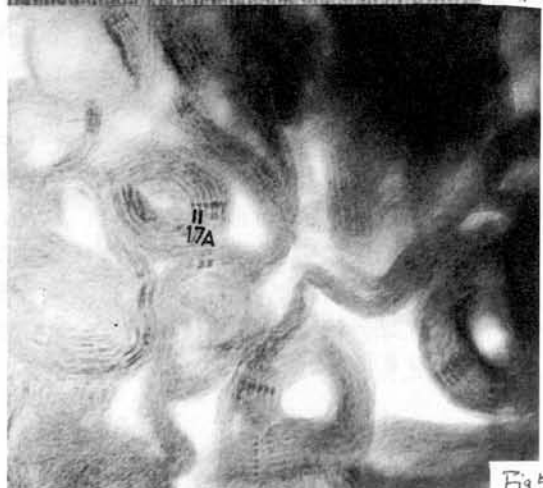


Fig. 5

# マージソン隕石マトリクス鉱物の化学組成と結晶構造

名大・理 野呂 春文  
静大・理 長沢 敬之助  
阪大産研 床次 正守

## はじめに

C1, C2コンドライトのマトリクスの主成分は粘土鉱物であり、蛇紋石類とされている。(Bass, 1971 Fuchs et al 1973) 最近、高分解能電顕観察によつて地上では未だ知られていない粘土鉱物も報告されている。

これらの結果に基づいて、Cコンドライトの成因に関して多くが論じられている。しかしこれらの鉱物学的研究には、記載レベルにおいても以下の問題点が指摘される。

1. 全くcharacterizationされていない鉱物が多量に存在する

2. X線的に同定された鉱物でも化学組成が判っていない。

3. マトリクスを構成している鉱物の存在量は、全く判っていない。

筆者らは、正確な鉱物学的記載こそが、まず第一になされるべきことと考え、マトリクスパルクのEPMAによる化学分析、鉱物名々1 grain毎の分析電顕による化学分析、電子線回折による構造解析を総合的に行つて、これらの問題点の解明を試みた。今回は主に分析電顕を用いて得た結果を報告する。

## 方法

X線回折は、Al板に塗布した粉末試料(分離したマトリクス)を用いて行つた。電顕用には粉末をマイクログリッドに分散させて用いた。分析電顕はKEVEX-製SSDを組み込んだ日立HV12A電顕で加速電圧は100kVとした。測定に際しては透過像回折像を見てできるだけ孤立した単結晶に近い粒を選び詳しく調べた。しかし特に微細で分散していない鉱物については集合体の縁の単相と思われる部分を調べた。化学分析は、Z=11(Na)からZ=29(Cu)までの全元素について行つた。

## 結果と討論

(1) X線粉末回折図を図1に示す。X線粉末回折より判ることは以下の通りである。

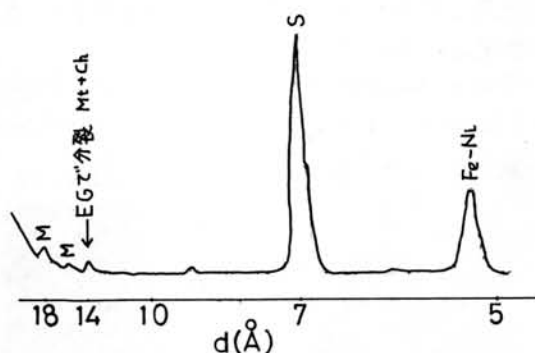
1. 最も大きな7Åのピークはその高次の反射、特に(060)の反射より、蛇紋石類( $\text{FeO}/\text{FeO}+\text{MgO} = 0.2 \sim 0.4$ )の底面反射に相当する。

2. 16Åと18Åのピークは向うがの混合層鉱物の底面反射と考えられる。この鉱物の含有量は少い。

3. 14Åピークの強度は場所によつて著しく異なり、又EG処理によつてこのピークは分裂ないし中を広げる。このことから、EGで膨潤する鉱物(スメクタイト等)と膨潤しない鉱物(クローライト等)の二種が少量含まれている、と推定される。

(2) 分析電顕による化学分析値は濃度比として求められる。そこでここでは特に、量が多、しかも粘土鉱物を構成する主要な元素であるSi, Mg, Feについて $\text{MgO}/\text{SiO}_2 - \text{FeO}/\text{SiO}_2$  図上に分析結果をプロットした。(図2)

図1 X線粉末回折図



1° 蛇紋石類(S)は  $\text{FeO}/\text{MgO}+\text{FeO} \sim 0.3$  であり  
X線分析に求めた値と一致する。粒径は一般  
に大きく( $\sim 1\mu$ ) (図3A) 回折像は明瞭で超  
子等が見られ (図3B) 蛇紋石の特徴をあらわ  
している。

2°  $\text{MgO}$  の極めて多い粘土鉱物が含まれる。  
粒径は  $\sim 0.1\mu$  回折斑点は Diffuse している。  
これは Maccannon and Buseck (1979) の報告した  
蛇紋石-ブル-サイト混合層に相当する。

3°  $\text{CaO}$  に富む粘土鉱物が含まれる。この鉱  
物の地球上での存在はまだ報告がない。

4° 回折像、分析値ともにス멕タイトに似  
た鉱物が存在する。

以上は今までに見出された粘土鉱物である。  
他に、粘土鉱物でない2種の相が認められた。

5° Fe-Ni-S 相: 極めて微粒 ( $\sim 100\text{\AA}$ ) である。

6° S を含まない Fe-Ni-X 相: S を含まな  
い点で S と異なすが、存在形態は共にブドウ  
状、又は粘土鉱物の表面に付着している。

#### おわりに

本研究で明らかになった中で特筆すべきは  
①マトリクス中に最も多く含まれるのは蛇紋  
石である。他の粘土鉱物は少ない。

②次に多く含まれるのは Fe-Ni-S, Fe-Ni-X  
の二相である。これらの一部は粘土鉱物に付  
着して見出される。

③  $\text{MgO}$  に富む粘土鉱物,  $\text{CaO}$  に富む粘土鉱物  
著しく

は地上では見出されていない。コンドライ  
トマトリクスの成因として地上でのような単  
純な Alteration を考えるのは早計であろう。

本研究で用いた試料を快く提供して下さい  
た筑波大学の小田直樹氏、御討論していただ  
いた名古屋大学熊沢峰夫氏、鈴木和博氏に  
御礼申し上げます。

図2. 分析電顕による分析値

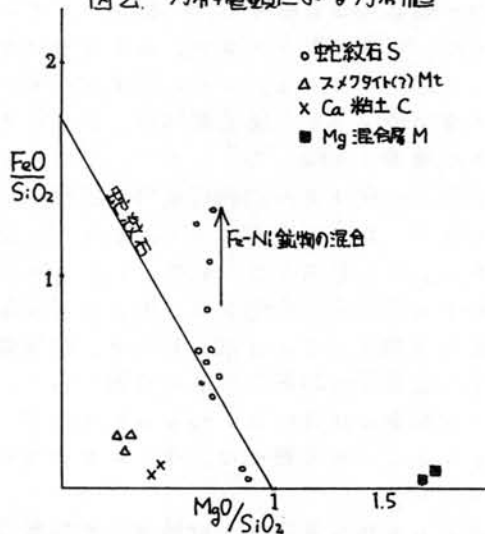
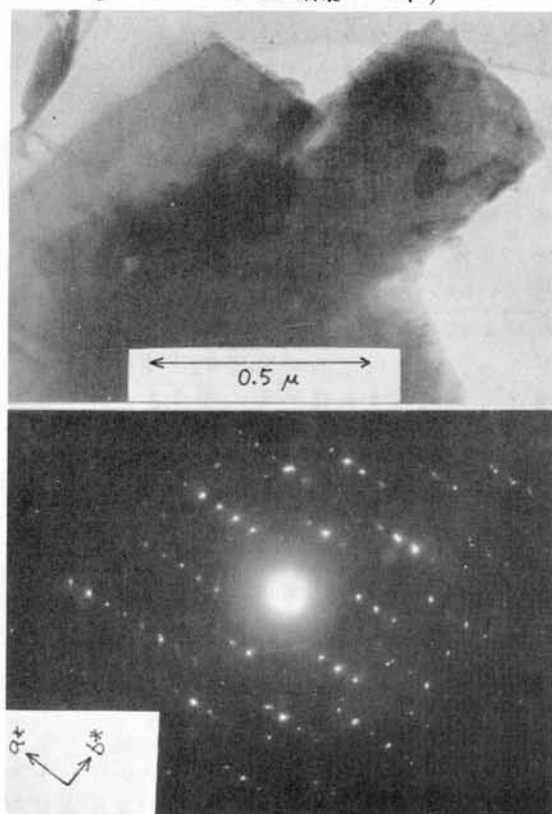


図3A 蛇紋石 透過電顕像 (上)  
B 回折像 (下)



# マーチソン隕石中のシリケートの選別配向とその生成条件

名古屋大学 理学部 地球科学教室

藤村彰夫・加藤 淳・熊沢峰夫

## はじめに

鉱物の結晶軸は岩石中で、一般にランダムではなく、程度の差こそあれ、ある方位にたまって配列している。これを選別配向とか鉱物の定向性という。選別配向は、岩石の成因とその履歴を反映しているので、これを測定して岩石の受けとれた物理条件や組織内部で生じたプロセスを明らかにしようという試みがある。また岩石をコントロールされた外的条件下で実験的に変形させ、生じた選別配向との関係を知ろうという試みもある。地質学や工学（金属学や材料科学）の分野では、こういった研究は比較的良く知られているが、プラネトロジーの分野では、ほとんど行われていない。

地球上の天然の變成岩や堆積岩中の板状鉱物（雲母や粘土鉱物）の選別配向は、詳しく調べられている(1,2)。さらに実験的研究もいくつか行われている(3)。それらの結果によると、選別配向をもたらす機構はいくつかあり、夫々によって異なる選別配向が実現される。多くの場合、板状鉱物の面に垂直な方位（一般に結晶の $\langle 001 \rangle$ に対応）は、これを包む岩石の受けとれたテフニック応力の圧縮軸方位に平行に配列する。静かに沈澱堆積した場合には、 $\langle 001 \rangle$ 方位は堆積面の垂直方位を示すと解釈されている。もし選別配向が見られなかったら、それは岩石が等方位的環境にあったか、あるいは経験した非等方位的環境を記憶できない条件が存在したことを意味する。

## マーチソン隕石(C2)中のシリケート

マーチソン隕石は約2/3体積%がマトリックスで残りがインクルージョンである。マトリックスの大部分の物質は、細粒のシリケートである(4)。シリケートは一般に板状で、その面に垂直な方位が結晶の $\langle 001 \rangle$ に対応する。マーチソン隕石のマトリックス中(Fig.1)で板状鉱物の存在が確認される。

炭素質コンドライト中のシリケートの $\langle 001 \rangle$ が選別配向を示すか否か、また選別配

向が見られるなら、それが何を意味するかを検討することは重要な課題と言えよう。



## X線による選別配向の測定

シリケートの粒径が小さいため、通常の光学的手段（偏光顕微鏡＋ユニバーサルステージ）ではなく、X線回折法を採用した。それには、回転対陰極6kW型X線発生装置、ディフラクトメータとポール・ラギアール・ゴニオメータを使用した。ポール・ラギアール・ゴニオメータは、COUNTING STATISTICS 向上のため角度振動装置が付けられている。計測は新たに開発したコンピュータ・コントロールデータ集積システムで行なった。

厚さ約100 μmの隕石薄片2枚(165 mm<sup>2</sup> × 12.5 mm<sup>2</sup>)について、 $d = 7.2 \text{ \AA}$ を持つ回折面(シリケートの $\langle 001 \rangle$ 、恐らくジピート石の $\langle 001 \rangle$ )の積分強度分布（方位分布密度に対応する）を、透過法と反射法の組み合わせで、全立体角4πにわたって測定し、必要な校正を行なった。

## 測定結果と討論

測定された結晶軸方位分布密度を最大値が10になる様に規格化して、Figs. 2, 3にステレオ(等角)投影で示した。Fig. 3はFig. 2の試料と異なる方位に切断した薄片について少し異なる測定条件で得た結果である。炭素質コンドライトの様なやわらかい試料では、薄片準備（切断・表面研磨など）の段階で、選別配向が変化する可能性があるが、Fig. 2とFig. 3の比較

により今回の測定結果の再現性は確認された。

これらの図の特徴的な点は、次の通りである。(A)隕石中のシリケートの(001)は、確実に選抜配向している。(B)選抜配向のパターンは、一軸対称型である。(C)対称軸方向の選抜配向の程度は、地球上のテクトニックな成因を持つ岩石の場合に比べてはるかに弱い。(D)海底の静かな環境で堆積した粘土鉱物のいくつかの例(2)と比較すると、最も微弱な選抜配向の場合と同程度である。

Fig.2が一軸対称型である事実は、(1)テクトニック応力や、(2)衝突応力による配向の可能性を否定しはしけれども、最ももっともらしい配向の原因として、(3)弱い重力場での静かな堆積及び、(4)堆積埋没による圧密に伴う一軸圧縮変形の二つが考えられる。その他にも一軸圧密状態での再結晶(エピタキシーやトポタキシーを含む)も可能性としてはあり得る。

(3)の場合には、重力の大きさ等の堆積環境を、(4)の場合には、圧密量や埋没深度などを推定することができるかも知れない。将来は(3)や(4)の reality を調べ、夫々の寄与の程度を明らかにしてしまいたいと考える。またここで決定された選抜配向の対称軸方位と他の方向性(例えば、magnetization の方向、各種インクルージョンの形状など)との関連も今後の研究課題となるであろう。もう一つの課題は、選抜配向の均質性の問題である。今回の結果では、 $\sim 10\text{mm}$ スケールでの均質性は確認されるが、 $100\text{mm}$ 以上のスケールでどうなっているかを調べることは重要な意味がある。またコンドリュールの様なインクルージョンのスケール( $0.1\sim 1\text{mm}$ )での不均質性も、この隕石の集積様態を明らかにするのに重要な情報を提供すると考えられる。

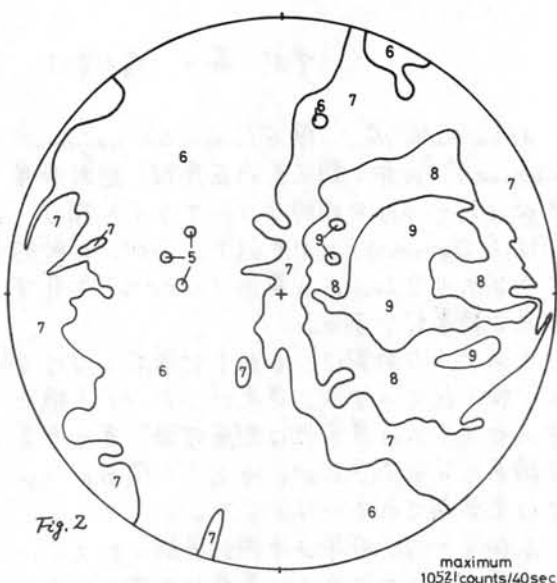


Fig.2

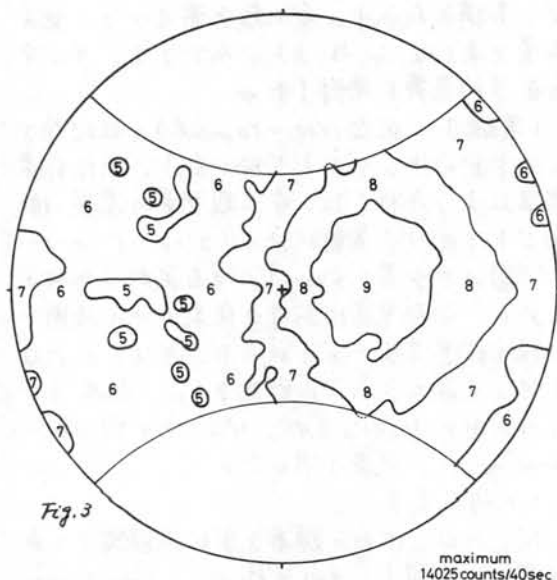


Fig.3

Fig.2とFig.3の方位は合致させてある。  
Fig.3の一部は測定データの無い領域である。  
最大値10は示してあり。

#### References

- (1) Oertel, G., and C.D. Curtis, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **83**, 2597-2606, 1972.
- (2) Tchalenko, J.S., et al., *Clay Minerals*, **9**, 47-70, 1971.
- (3) Means, W.D., and H.S. Paterson, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **13**, 108-133, 1966.
- (4) Fuchs, L.H., et al., *Smithsonian Contrib. Earth Sci.*, **10**, P.39, 1973.



## Allan Hills No. 5 隕石のセリウムの異常性の不均一性について

中村 昇・増田彰正 神戸大学・理学部

Allan Hills No. 5 隕石 (eucritic polymict breccia)<sup>1,2</sup> の希土類元素存在度は、絶対濃度及びパターンは平均的なユークライト隕石 (例えば Jurinas) にやや似ているが、比較的大きなセリウムと正の異常 (~50%) を有する点で特異的である<sup>3</sup>。

このような特徴は、分化した隕石ではほとんど知られていない。従来コンドライト隕石中のセリウムと異常性は凝縮理論<sup>4</sup> 等で重要な論点になってきたが、分化した隕石については重要視されていなかった。

本研究では、昨年の予備的実験に加えて、この隕石中のセリウムと異常性を確かめるべく、各構成成分中の希土類元素及びその他の微量元素 (Ba, Sr, Rb, K) の分析をし、その宇宙化学的意義を検討した。

〔実験〕 粗粒 (100~50 mesh) の鉱物粒をハンドピッキングにより拾い出し、同位体希釈法により分析した。希土類元素の濃度は鉱物ごとにかなり変動がある (コンドライトの 1~10 倍) ので少量 (~mg) の隕石試料の分析のために、当研究室における従来の分析技術を一段と改良することを試みた。そのためにはイオン交換カラムの小形化をし、Blank を下げるために  $HClO_4$ ,  $HF$ ,  $HCl$  を 4 回 sub-boiling した試薬を用いた。

## 〔分析結果〕

図 1 には、粗粒の輝石を実体顕微鏡下で色の違いで分類し、それぞれ 1~2.5 mg について分析した結果を示した。いずれの試料もユークライトの輝石に特徴的な大きな負のユーロピウムと異常があり、幾分分化したパターンとなっている。しかし、比較的大きな正・負のセリウムと異常は他に創がない。またセリウムと異常性の程度は試料ごとに変動している。

図 2 には斜長石の粒 (white) の希土とパターンを示す。輝石の場合と異なり、セリウムと異常性は極端に小さい。

以上のようにセリウムと異常性は本実験に

おける分析上の不確実をはるかに越えている。また、南極隕石に関するこれまでの研究例からしてもこのような微量元素の特徴を生ずるような地球上における汚染や変質を示唆するものとは考え難いように思われる。

そのため、ここに示した希土とパターンの特徴はこの隕石の成因に深くかかわっているものと考えられる。鉱物粒中の希土と分布についてはさらに詳細な特徴を調べるために、酸による leaching の実験も現在進めている。

## 〔意義〕

Allan Hills No. 5 隕石の希土とデータを総合すると、通常の液相-固相間の分配係数から予想される分配平衡は成立していない。

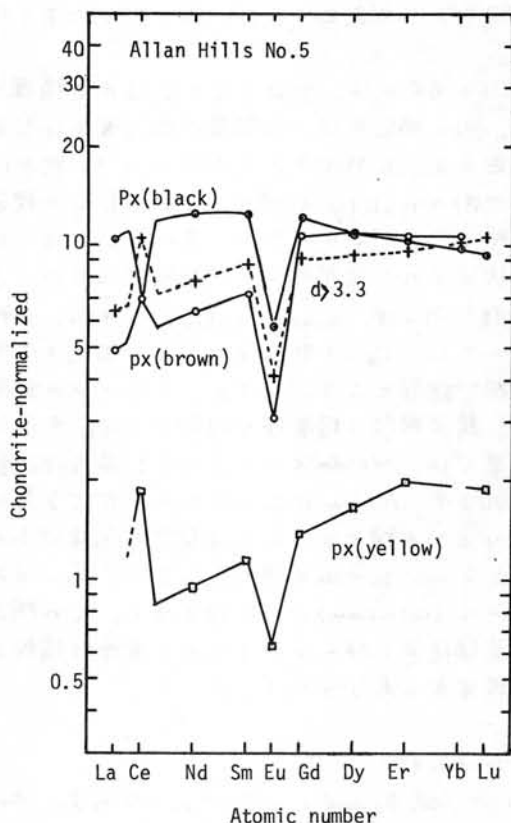


図 1. AH-5 隕石中の希土類元素存在度パターン

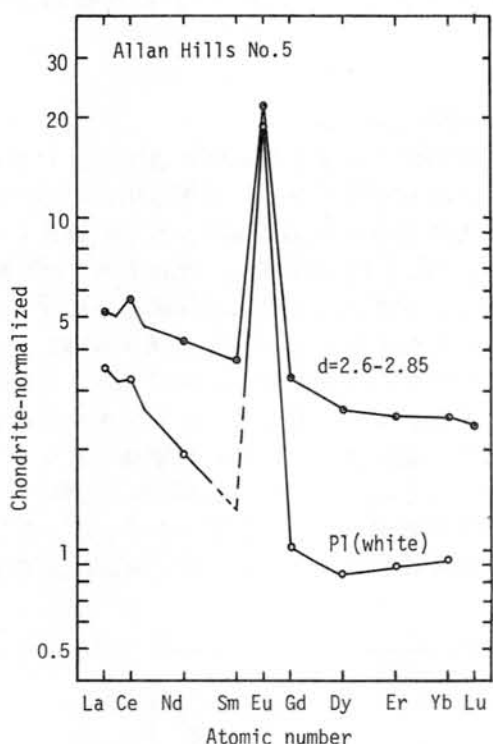


図2. AH-5 斜長石中の希土類元素存在度パターン

これは希土のゼネラルパターンに關しても、セリウムの異常性の点でも明瞭である。この結果は、この隕石に關する鉱物学的・岩石学的記載や酸素同位体組成の特性<sup>5</sup>とも矛盾していない。また  $Sm-Nd$  年代<sup>6</sup> が相対的に若い ( $4.47 \pm 0.07$  b.y.) ことより、この隕石は起源の異なる惑星物質が母天体形成後 100 Ma 頃に激しい *impact* によって生じたものと推論される。

一方、セリウムの異常性とその不均一性、特に正と負の異常性が同種類の鉱物中に共存することは、他の *eucritic polymict breccia* あるいは分化した隕石にはない特徴であり、*impact* の効果だけでは説明し難いと思われる。セリウムの異常性を生じさせた事件が、凝縮・蒸発等、いずれにしても、この隕石物質の歴史上に相対的に酸素分圧の高い物理化学的条件があったとしなければならぬ。そのような条件が隕石母天体上における火成作用の過程にあったとは考え難いので、ここで見られたセリウムの異常性は母天体形成前の、

*solar nebula* における事件を反映したものである。

この研究にご協力いただいた、極地研、永田 武・矢内桂三、および東大・武田 弘、宮本正道の諸先生方に、感謝いたします。

## 文 献

- 1). Miyamoto, M. et al. (1979) Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue, 12, 59.
- 2). Olsen, E. J. et al. (1978) Meteoritics 13, 209.
- 3). 中村(昂)・他 (1979) 第4回南極隕石シンポジウム要旨集 19.
- 4). Boynton, W. V. (1978) Lunar Planet. Sci. IX 120.
- 5). Clayton, R. N. et al. (1979) Lunar Planet. Sci. X 221.
- 6). 伊藤(彰)・他 (1980) 第5回南極隕石シンポジウム要旨集

コンドライト (Y 74190), イイコンドライト (A H 5) の比較的若い

Rb-Sr年代, Sm-Nd年代

伊藤彰洋, 中村昇, 増田彰正, 神戸大・理

立本光信, Denis Coffin, U. S. Geological Survey

Y-74190 (L6) コンドライトは粗 平均 1.3% である。E and A\* の値は  $n=6$  で  $0.7078$  織的によく再結晶した隕石 (1) であるが、K-  $\pm 0.0005$  (2) である。試葉は HCl, HF, HClO<sub>4</sub> Ar年代  $2.1 \pm 0.5$  b.y. (2), Ar-Ar年代  $3574 \pm 32.4$  m.y. (3) である事が知られている。Rb-Sr系を調べるために Y-74190 のアイソクロンを得る事を試みた。試料約 3g を 200 mesh 以下の細粉にし、磁石で金属部分その他を除去したのち、重炭 (プロパホルム, ヨウ化メチレン) で鉱物分離を行なった。(フランチを一部使用) Sr同位体比及び Rb-Sr濃度の測定は神戸大理学部の質量分析計により、その測定精度は  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  が 20m で  $\sim 0.1\%$ ,  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  が 20で

それぞれ 4 回 subboiling をして使用しており、Blank は Sr  $< 5$  ng, Rb はその  $1/10$  程度である。(中には 2 回 subboiling の試葉で分析したものもある。) whole rock の BABI 法りのモデル年代は  $4.42 \pm 0.11$  (20) b.y. ( $\lambda = 1.42 \times 10^{-11}$ ) である。図 1 に得られたアイソクロン図を示した。図において比較的相関性のよい 4 つのデータ (w.r.,  $2.7 < P < 2.8$ ,  $3.2 < P < 3.3$ ,  $P < 3.3$ ) より年代を求めると、 $3.38 \pm 0.18$  b.y. となり、全測定値を用いると  $3.13 \pm 0.63$  b.y. となる。

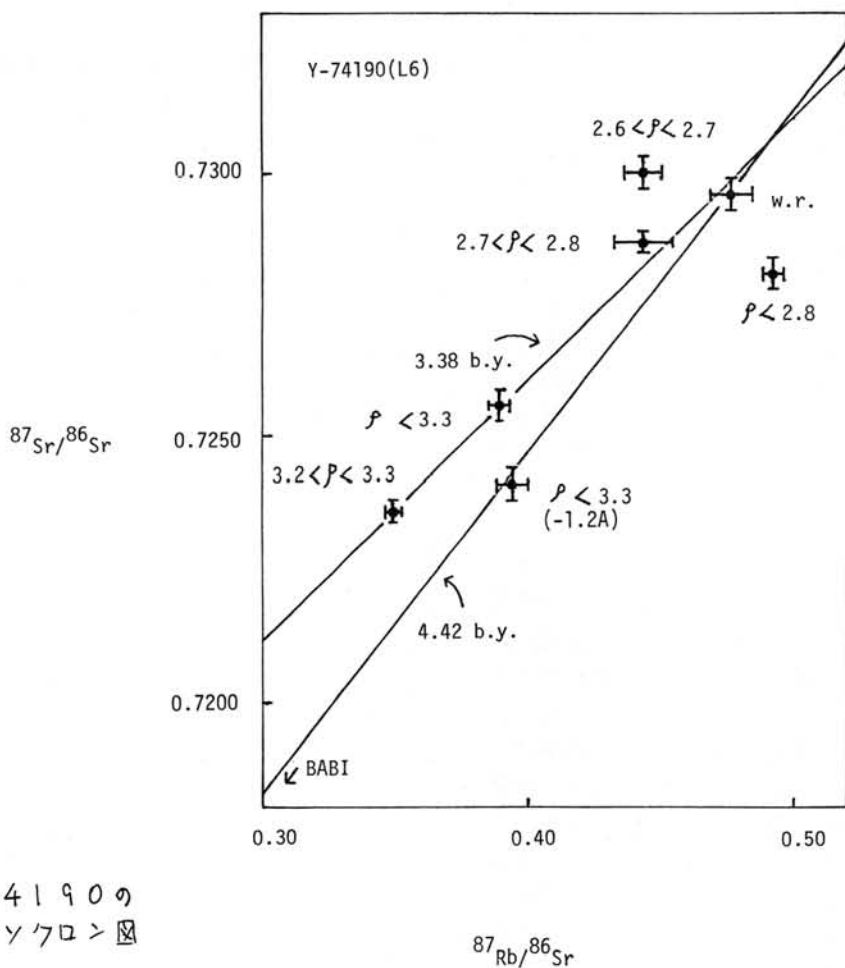


図 1  
Y-74190 の  
アイソクロン図



全岩のモデル年代が相対的に若いことや、全データ点の示す年代がある程度測定上の不確かさを考慮しても若いことより、少なくとも  $474 \pm 190$  歳石は  $3.4 \text{ b.y.}$  頃に Rb-Sr 同位体系の disturbance を受けたと思われる。L-コンドライトの K-Ar 年代は数多く知られていゝが、ここで得られたように若い Rb-Sr アイソクロン年代の例は極めて少ない。これは L-コンドライトの歴史を知る上で非常に興味深い結果であると思われる。

4.5

Allan Hills No. 5 歳石 (eucritic polymict breccia)

6  
昨年の予備的測定に引き続き、この歳石の重炭酸分離試料の Sm-Nd 同位体の分析をし、その年代を検討した。

分析は全岩及び重炭酸分離試料 (62) について行なった。この分析は USGS においてなされた。類似アイソクロンの可能性を調べるために  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})$  比と  $1/(\text{Nd 濃度})$  の関係を検討したが 2 成分混合線について予想される直線関係は見られなかった。三つの試料は、他の試料と異なり新たに取付けた振動容量電位計を用いて測定されたが、その時の標準試料の同位体比はかなり変動することから得られた。そのため三組のデータは装置のバイアスの補正が不可能となり、ニこでの議論には用いないことにした。残りの 4 組のデータは見かけ上正常なアイソクロン関係を与え、その傾きより年代が  $4.47 \pm 0.07 \text{ b.y.}$  と計算された。

また全岩のモデル年代 (Moore County の初生比に対して) は  $4.48 \pm 0.02 \text{ b.y.}$  となり、その歳石は相対的に若い event により同位体系がリセットされたと思われる。一方希土類元素のゼネラルパターン及びセリウムの異常性からすると、これらの成分間には希土の分配平衡が成立していないことを示している。

従って、厳密な意味において、ニこで得られたアイソクロン年代は直接にはこの歳石の

brecciation の年代も formation の年代のいずれをも示さず、おそらくその中間に相当するものと思われる。

### 参考文献

- 1) Kimura, M. et al. (1978) Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue, 8, 142.
- 2) Kamaguchi, A. (1979) Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue, 8, 225.
- 3) Kaneoka, I. et al. (1979) Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue, 12, 186.
- 4) Miyamoto, M. et al. (1979) Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue, 12, 59.
- 5) Olsen, E. J. et al. (1978) Meteoritics 13, 209.
- 6) 中村 (昇) 他 (1979) 第 4 回南極歳石シンポジウム要旨集 19
- 7) 中村 (昇), 増田 (彰) (1980) 第 5 回南極歳石シンポジウム要旨集

E and  $A^*$  Sr 同位体標準試料  
 $P_{\text{Sr}}/P_{\text{Sr}} = 0.170800$

A possible correlation of the I-Xe relative and the absolute ages for "equilibrated" chondrites and iron (IAB) meteorites.

Noboru Nakamura

Faculty of Science, Kobe University

In view of contradictory situation of I-Xe chronology for meteorites, the validity of the ages defined by the  $^{128}\text{Xe}^*$ - $^{129}\text{Xe}^*$  apparent isochrons is still an open question, and a serious re-evaluation of the meanings of the I-Xe ages should be performed with use of independent evidences.

In this work, a possible correlation of the I-Xe ages with the absolute ages deduced from Rb-Sr, Ar-Ar, Sm-Nd and Pb-Pb methods has been examined. Close examinations of the absolute age data suggests that the time differences of 50~100 Ma in the ages of ~4 Gy are now barely resolvable for meteorites with a critical evaluation of the age data under the following criteria:

(1) The ages with the precisions of about one percent or better, (2) Well-defined isochron ages for Rb-Sr, Sm-Nd and Pb-Pb methods, (3) Well-defined plateau ages for the Ar-Ar release patterns, (4) The ages which can be assigned to the metamorphic events rather than initial accretion or formation of meteorite parent bodies.

For the present purpose, the Pb-Pb and Rb-Sr model and Sm-Nd ages are first discarded from employment because of a possible contradiction to the criteria (4) or of scarcity of the Sm-Nd age data for meteorites dated by I-Xe method.

The consistency of age values of Rb-Sr with Ar-Ar methods is attainable at least one percent, although even both methods have some latent ambiguities in methodology.

Consequently, the main consideration is weighed on the Ar-Ar and Rb-Sr ages of "equilibrated" chondrites and the iron (IAB) meteorites which have been much more investigated systematically than other types of meteorites. Anyway, the face values of Rb-Sr isochron and the Ar-Ar plateau ages for the meteorites under consideration which cover the criteria (1)~(4) were subjected to comparison with the I-Xe ages.

In Fig. 1, on abscissa are plotted the absolute ages of Rb-Sr isochron ages against the I-Xe ages on ordinate for "equilibrated" chond-

rites. The solid bars indicate uncertainties of the ages which do not have enough qualities in view of the criteria mentioned above but may be useful for considerations.

In this diagram, the absolute ages show small but distinctly differences for some chondrites if the solid data points are considered, and both ages are positively correlated. Assuming that the observed correlation is true, the regression line (expressed by solid line) is defined as a apparent correlation line and the dotted line starting from the possible upper limit I-Xe age at 4.55 Gy is defined as a expected correlation line which is expected assuming that I-Xe system had been initially closed at 4.55 Gy ago and was re-equilibrated in proceeding time.

In Fig. 2, the same plotting is shown for silicate inclusions of the iron (IAB) meteorites. Surprisingly, the similar trend is also clearly observed in this diagram. Because the absolute (Ar-Ar) ages and the I-Xe<sup>\*</sup> laboratory, the observed correlation might have much significance. The apparent correlation line is almost the same as that for chondrites or slightly less steep, and the age differences between the "apparent" and "expected" are not too large but considered to be still significant in view of high quality analysis. The original author noted the absolute age differences up to 90 Ma but not for the surficial correlation with the I-Xe ages under consideration.

The ages for "equilibrated" chondrites are generally considered to represent the time of the last isotopic equilibration established during metamorphism. It is assumed that the time differences (up to 200 Ma in Fig. 1 and 2) of the absolute ages from the meteorite formation age of  $4.55 \pm 0.02$  Gy indicated the time duration of metamorphic activities in meteorite parent bodies. Therefore, the surficial correlation of the absolute and the I-Xe relative ages observed in Fig. 1 and 2 may be explained in terms of metamorphism. Hence, combining the

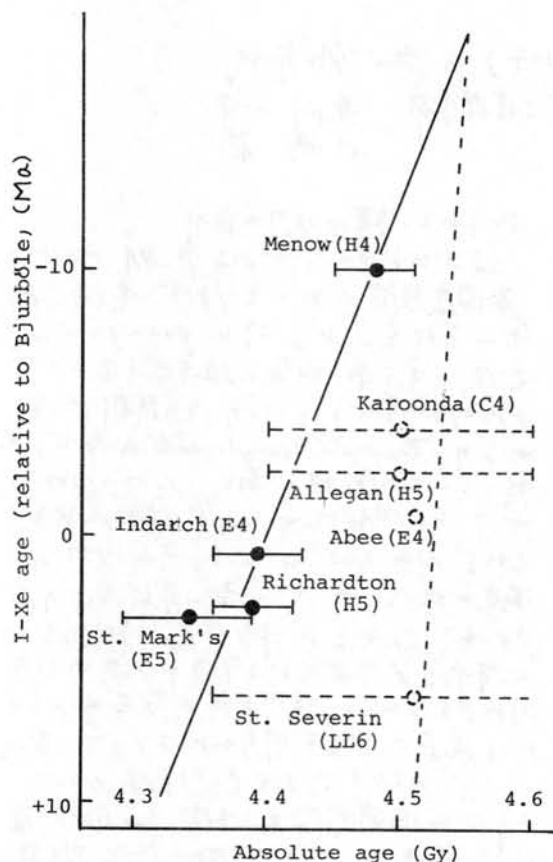


Fig. 1. Plottings of I-Xe and the absolute ages for "equilibrated" chondrites. The data from the references (10-14).

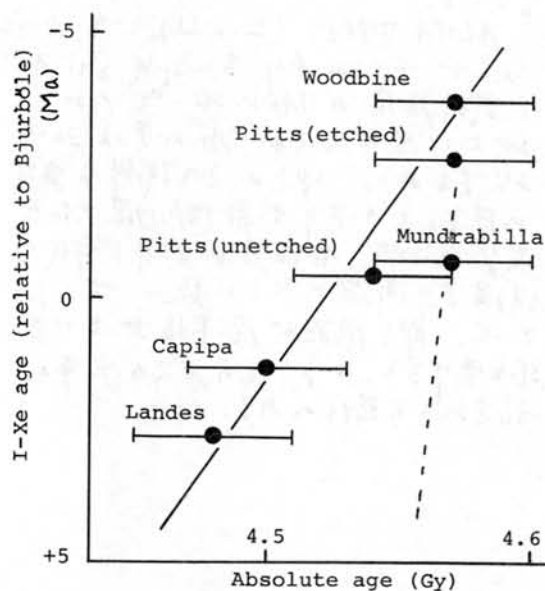


Fig. 2 Plottings of I-Xe and Ar-Ar ages for the silicate inclusions of iron (IAB) meteorites. The data are from the references (7, 8).

observed surficial correlation and the metamorphism model under consideration, it is suggested that the I-Xe relative ages are interpreted as secondary thermal effects not as initial accretion or formation of the meteoritic materials.

It might be prudent not to rule out another possibilities of interpretations for the surficial correlation pointed out in this work with further data accumulation, because the age data employed in this work are inevitably limited.

The full evaluation of such correlation should be rest on future precise age determinations, especially by the absolute dating methods, for meteorites.

At present stage, however, it might be remarkable to suggest that I-Xe apparent isochrons for high temperature release Xe fractions in some meteoritic materials may be results of differential  $^{129}\text{Xe}^*/^{127}\text{I}$  diffusion and/or constant  $^{129}\text{Xe}^*/^{127}\text{I}$  loss in the meteorite parent bodies or in the nebula.

The author thanks Profs. M. Honda and F.A. Podosek for helpful discussions.

#### References

- 1) Honhenberg, C.M., et al., Science 156, 202-206 (1967).
- 2) Drozd, R.J. and Podosek, F.A., Geochim. J. 11, 231-237 (1977).
- 3) Lewis, R.S. and Anders, E.A., Proc. Nat. Acad. Sci. USA 72, 268-273 (1975).
- 4) Clayton, D.D., Astrophys. J. 199, 765-769 (1975).
- 5) Huneke, J.C., Earth Planet. Sci. Lett. 28, 407-417 (1976).
- 6) Niemeyer, S., Geochim. Cosmochim. Acta 43, 843-860 (1979).
- 7) Niemeyer, S., Geochim. Cosmochim. Acta 43, 1829-1840 (1979).
- 8) Wasserburg, G.J., et al., Earth Planet. Sci. Lett. 7, 33-43 (1969).
- 9) Minster, J.-F. and Allegre, C.J., Earth Planet. Sci. Lett. 42, 333-347 (1979).
- 10) Podosek, F.A., Geochim. Cosmochim. Acta 35, 341-356 (1971).
- 11) Jordan, J., et al., Meteoritics 12, 269-270 (1977).
- 12) Turner, G., et al., Lunar Planet. Sci. Conf. 9th, 989-1025.
- 13) Minster J.F., et al., Earth Planet. Sci. Lett. 44, 420-440.
- 14) Evenson et al., Earth Planet. Sci. Lett. 42, 223-236 (1979).

# 新極隕石 (ALHA 77015, 77214, 77304) の $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ 年代

東京大学理学部 兼岡 一郎  
小嶋 裕

隕石に  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  法を用いてその年代を調べると、単なる Ar の保持年代のみでなくその試料自体中の Ar の影響も及ぼす。2次の影響も相殺することからできる。ここで保持の非平衡と云われている隕石に対する2次の影響の存在を調べる目的で、3個の新極隕石に  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  法を適用した。

用いた隕石は、ALHA 77015 (L3), ALHA 77034 (LL3) の2つの非平衡エンドライトおよび ALHA 77214 (L or LL) エンドライトで、いずれも地球研究所から提供を受けた。

ALHA 77214 の試料はかきり圓化を受けた形跡を示し、酸化が進んでいる。この試料は他の2つの非平衡エンドライトとその Ar の分布状態を比較する目的で、同一条件下で中性子照射を受けた。

試料は東北大学金属材料研究所附属材料試験機 (JMT-R) で、48時間、 $10^{18}\text{ nvt/cm}^2$  の中性子照射を受けた。隕石は 9mm 以下の薄片として Al 箔に包み、内径 9mm、長さ 70mm の石英管につめて、水カラビットで照射された。年代を計算可能な Ar の含有とされる標準試料として、MMhb-1 (普通角閃石、K:1.56%, 年代  $519.5 \pm 25\text{ Ma}$ ) を用い、中性子束の強度による差を補正してゆく。隕石試料3個を上下で1ずつ計測して2個用いた。標準試料の結果から判断すると、今回の照射では約 1%/ann 程度の中性子束の変動が、石英管の長軸方向に存在する可能性はある。

中性子照射後の17月の冷却期間において、試料中の Ar の抽出、精製を行い、Ar ガスはスパイフ管に封入して、質量分析計で同位体比を測定した。

得られた結果は以下の通り。

L3 エンドライトである ALHA 77015 は、各温度段階において Ar/F 4.0 Ga 以下の年代を示し、特に 900~1200°C では 4.5 Ga 前後の値を示している。若くは Ar の量より少く、この試料にはかきり trapped components の一部が残っている可能性があり、1200~1300°C では  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  比は ~15 程度になる。しかし 1300~1650°C では、それ以下の温度の場合 Ar/F や、若くは年代を示す。これは、Ca や K に伴う Ar の補正が不十分である結果生じる Ar/F の人為的な原因によるものか、試料自体の原因にあるのかは現在のところ明らかになっていない。

一方 ALHA 77304 (LL3) は 1100°C 以下の温度段階で Ar/F 4.5 Ga 前後の値を示す。しかし 700~800°C 付近では 2 Ga 以下の年代を示して、この試料は少く Ar 損失があったことを示唆している。

ALHA 77214 (L or LL) では、1100°C 以上で 4.0 Ga 以下の年代を示す。試料全体の  $^{39}\text{Ar}$  比は 1100°C 以上で脱ガスされた Ar の量は 30% 以下である。これはこの試料は変質に伴ってかきり放射性起源の Ar を失っており、各温度に対する年代が低温より高温になるに従って、若くは、遅く。即ち隕石の落下後地上で風化を受けると、かきり元の Ar の分布が乱される可能性がある。

## K-40等による南極隕石の照射年代

に藤 修, 本田 雅健 (東大物性研)  
今村 峯雄 (東大核研)

前回の本シンポジウムで報告したように、た照射年代とともに下表に示す。

我々は南極隕石中の宇宙線生成核種を測定して来ているが、今回は特に $^{40}\text{K}$ をとりあげて紹介したい。 $^{40}\text{K}$ は半減期 $1.3 \times 10^9$ 年の長半減期放射性核種であるが、宇宙線生成核種としても知られており、鉄隕石および石質隕石の数種のものについて測定されている。

$^{40}\text{K}$ は $^{53}\text{Mn}$ (半減期 $3.7 \times 10^6$ 年)、 $^{26}\text{Al}$ ( $7.2 \times 10^5$ 年)、 $^{36}\text{Cl}$ ( $3.0 \times 10^5$ 年)等と比べ半減期ははるかに長く、一方安定同位体である希ガスの測定結果からは照射の時期を特定することができないので、この間の事象を知る橋かけの核種として重要である。

実験 試料を粉末とし、磁氣的に金属部分をより分けたのちフッ化水素酸で付着しているフッ酸塩をetchし、洗浄したのち試料とした。金属部分(10 mg程度)を秤量後、濃

塩酸(+ $\text{H}_2\text{O}_2$ )に溶解し、 $^{39}\text{K}$ enriched spikeを加え、イソプロピルエーテルで鉄を除き、さらに陰イオン交換を行なって精製した。試料溶液(数ngK)をタンブステンフィラメント上で乾固させ、表面電離型質量分析計で同位体比の測定を行なった。(イオンビーム強度 $\geq 10^{-12}$  amp.)  $^{40}\text{K}$ は $^{39}\text{K}$  spikeから希釈法によりカリウムの含量を求め、 $^{40}\text{K}$  excess( $\geq 10^{-10}$  g/g metal)からその絶対量を算出することにより求めた。得られた結果を他の核種から求め

Yamato 7301は多段照射の效果を受け、大部分の安定核種と $^{40}\text{K}$ とは $10^8$ 年におよぶ深部(数m)における照射の産物であることを示している。今回の $^{40}\text{K}$ のデータはこのことを裏づけており、その含量がNe等と比較して約60%に落ちていることからdepth effectのあったことがわかる。一方、Neがearly stageの照射効果と考えられないこともないが、 $^{40}\text{K}$ が相当量存在することからこの機構は考えにくいことになる。

Yamato 7301等の深部照射については、高岡氏らと共同して $\text{Br} \rightarrow ^{80}\text{Kr}$ の效果を検討する予定で準備中である。

| Meteorite                 | Cosmogenic $^{40}\text{K}$<br>( $10^{10}$ atoms/g) | Exposure Age ( $P_{40}$ )*<br>(my) | Ne Age<br>(my)                                                        |
|---------------------------|----------------------------------------------------|------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------|
| <u>Yamato</u>             |                                                    |                                    |                                                                       |
| -7301 (H4)                | 15.7 $\pm$ 1.9                                     | 7.9 $\pm$ 0.9                      | 13 <sup>#</sup>                                                       |
| -7304 (L5)                | 32 $\pm$ 5                                         | 16 $\pm$ 2                         | 18 <sup>#</sup>                                                       |
| <u>ALHA</u>               |                                                    |                                    |                                                                       |
| -761 (L6)                 | 1. 67.5 $\pm$ 5.3<br>2. 67.6 $\pm$ 3.7             | 34 $\pm$ 3<br>34 $\pm$ 2           | 29 <sup>#</sup>                                                       |
| -76009 (L6)               | 1. 30.3 $\pm$ 5.1<br>2. 29.6 $\pm$ 4.8             | 15 $\pm$ 3<br>15 $\pm$ 2           | 15 <sup>#</sup>                                                       |
| -76002 (iron)             | 564 $\pm$ 10                                       | 410 $\pm$ 8 (1.5 <sup>**</sup> )   | 540 ( $^{53}\text{Mn}$ - $^{54}\text{Cr}$ age)                        |
| -----                     |                                                    |                                    |                                                                       |
| Peace River (L)           | 60.7 $\pm$ 1.8<br>[59 $\pm$ 7]                     | 30 $\pm$ 1                         | 38                                                                    |
| Bruderheim (L)            | 1. 54 $\pm$ 10<br>2. 55 $\pm$ 5<br>[53 $\pm$ 4]    | 24 $\pm$ 5<br>24 $\pm$ 2 (2.2)     | 24                                                                    |
| Udei Station (stony-iron) | 214 $\pm$ 2                                        | 139 $\pm$ 1 (1.6)                  | 130 $\pm$ 10 ( $^{36}\text{Cl}$ - $^{36}\text{Ar}$ age) <sup>##</sup> |
| Crab Orchard (stony-iron) | 88 $\pm$ 1                                         | 64 $\pm$ 1 (1.4)                   | 64 $\pm$ 7 ( " ) <sup>##</sup>                                        |

\*  $P_{40}$ :  $^{40}\text{K}$  production rate ( $10^{10}$  atoms/g my).  $P_{40} = 2.0 \times 10^{10}$  atoms/g my was assumed unless otherwise noted.

\*\* Assumed. [ ]: K. Imamura et al. (1975).

# Takaoka/Nagao (1978, 1979) ## Begemann et al. (1976)

南極隕石中の宇宙線生成  $^{53}\text{Mn}$ 西泉邦彦  
今村肇雄Univ. of Calif. (San Diego)  
東大・核研

我々は南極隕石中の宇宙線生成放射性核種の系統的な研究を進めて来たが、これまでの研究からいくつかの興味ある事実がわかってきている。

1. 南極隕石の terrestrial age は  $10^5 \sim 10^6$  年で  $10^5$  年程度のものが多いらしい。
2. diogenite は似がよった宇宙線生成核種の含有量を示し、少くとも shower として落下した一群が存在する。
3. 複雑な照射記録 (2段階宇宙線照射) を有する隕石が少くとも 2 個見つかり、これらは小隕石となる前の隕石母天体表面での宇宙線照射を  $10^8$  年以上にわたって受けている。

3 の結果は特に興味のあるものでこれら 2 個の隕石の母天体が、 $10^8$  年以上破壊に対して安定であったことを示しその大きさは数十 m を越すものであったことが示唆される。

これまでの研究を更に統計的に意味のある形にするため、できるだけ数多くの南極隕石について宇宙線生成核種の分析を進める計画であるが、今回は新たに 21 個の隕石について  $^{53}\text{Mn}$  を測定した結果について報告する。現在一部の試料についてなお測定中のものがあり、口頭発表では全ての結果について報告できる予定である。

## (文献)

- K.Nishiizumi et al., Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue 8 (1978) 209.  
K.Nishiizumi et al., *ibid.*, 12 (1979) 161.  
M.Imamura et al. *ibid.* (1980) (in press).  
K.Nishiizumi et al., EPSL 45 (1979) 285.



Unequilibrated hypersthene chondrite Yamato-73191 contains appreciable amounts of neutron-produced  $^{80}\text{Kr}$  and  $^{82}\text{Kr}$  isotopes.<sup>1)</sup> The chondrite was studied mass-spectrometrically for rare gases released at various temperatures. A grain-size fraction (0.427 g) finer than  $147\ \mu\text{m}$  (100 mesh) was used. The sample was heated at successively higher temperature of 700, 900, 1100, 1300, and 1750 °C. Each temperature was kept constant for 25 minutes, and evolved gases were analysed with a high-sensitivity mass-spectrometer.

Cosmogenic gases dominate in He and Ne. The present sample released more He and Ne of cosmic-ray origin, compared with our previous work<sup>1)</sup>. The concentrations of trapped Ar, Kr and Xe are practically same in two samples, whereas radiogenic  $^{40}\text{Ar}$  and  $^{129}\text{Xe}$ , and neutron-produced  $^{80}\text{Kr}$ ,  $^{82}\text{Kr}$  and  $^{128}\text{Xe}$  are enhanced in this sample.

Fig. 1 shows release patterns of rare gas components. Neutron-produced  $^{80}\text{Kr}$  gives two peaks at 700 °C and 1100 °C, while trapped  $^{84}\text{Kr}$  does a single peak at 1300 °C. The release patterns of neutron-produced  $^{128}\text{Xe}$  and radiogenic  $^{129}\text{Xe}$  are quite similar to each other, but different from the pattern of trapped  $^{132}\text{Xe}$ , which has a single peak at 1300 °C, similar to trapped  $^{84}\text{Kr}$ .

Fig. 2 shows a correlation diagram between  $^{80}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$  and  $^{82}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$ . Enrichment of neutron-produced component is striking in the 900 °C fraction. Spallogenic and fissiogenic contributions were so small that we could consider a two-component mixture of trapped Kr and neutron-produced Kr. The production ratio of neutron-produced  $^{80}\text{Kr}$  to  $^{82}\text{Kr}$  is given as 2.66. This value agrees well with our previous result<sup>1)</sup>.

Fig. 3 shows a correlation plot between  $^{128}\text{Xe}/^{132}\text{Xe}$  and  $^{129}\text{Xe}/^{132}\text{Xe}$ . Data define a correlation line. The slope is 263 and the intercept at the  $^{128}\text{Xe}/^{132}\text{Xe}$  ratio for AVCC-Xe is  $1.12 \pm 0.29$ . This value is regarded as the trapped  $^{129}\text{Xe}/^{132}\text{Xe}$  ratio in this meteorite. Fig. 3 reveals definite evidence that the  $^{128}\text{Xe}$  excess in Yamato-74191 was produced in-situ by the neutron-capture on  $^{127}\text{I}$ . Production of  $^{126}\text{Xe}$  by  $^{127}\text{I}(n, 2n\beta)^{126}\text{Xe}$  is suggested for an explanation to the occurrence of  $^{126}\text{Xe}$  in this chondrite.

With neutron-produced  $^{80}\text{Kr}$ , the neutron slowing-down density was estimated to be  $0.14 \pm 0.03$ . A minimum mass and preatmospheric radius were estimated as 470 Kg and 32 cm, respectively.

Rare gas compositions and cosmic-ray exposure age for Yamato-75258 will be given.

Reference. 1) K. Nagao and N. Takaoka, Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Iss. No. 12, 207 (1979).



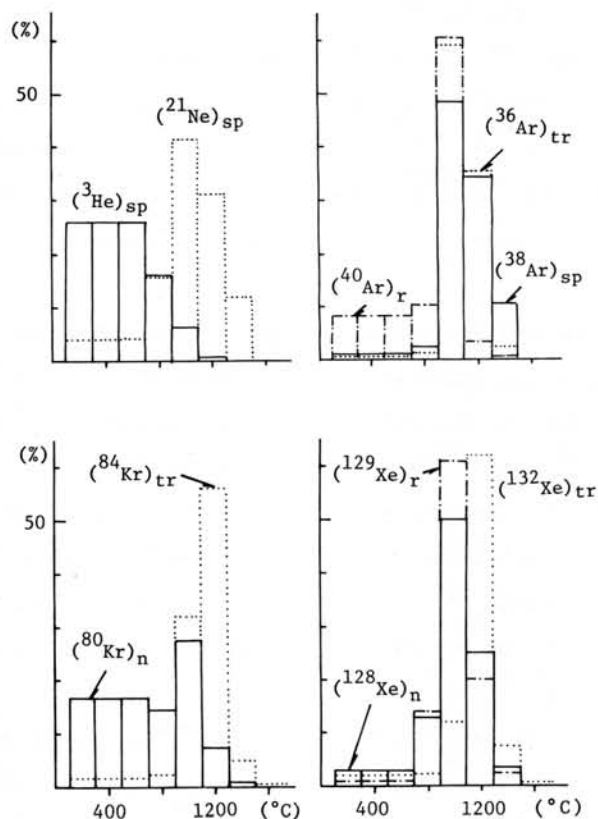


Fig. 1. Release patterns of rare gas components.

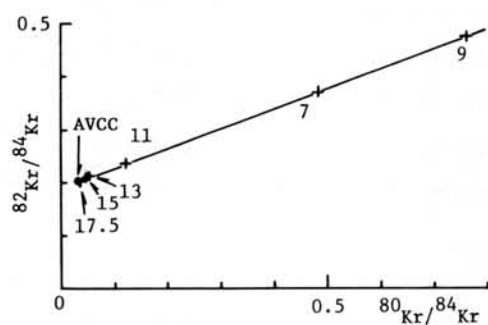


Fig. 2. Correlation diagram between  $^{80}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$  and  $^{82}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$ . Data define a correlation line passing through AVCC-Kr.

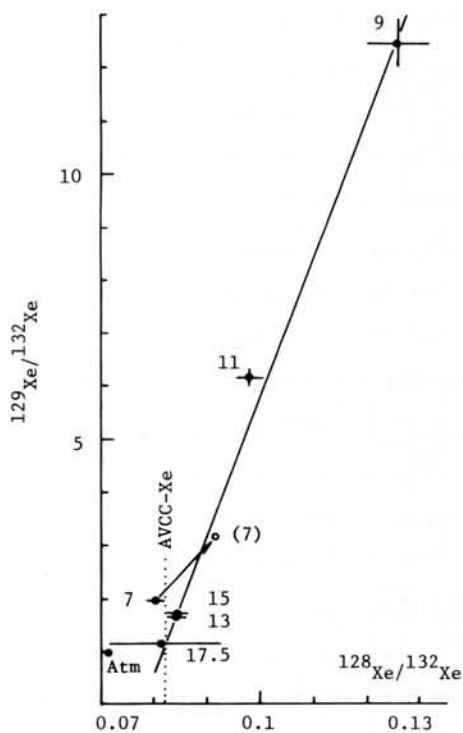


Fig. 3. Correlation plot between  $^{128}\text{Xe}/^{132}\text{Xe}$  and  $^{129}\text{Xe}/^{132}\text{Xe}$ . Trapped  $^{129}\text{Xe}/^{132}\text{Xe}$  is found to be  $1.12 \pm 0.29$ .

## MAGNETIC CLASSIFICATION OF ANTARCTIC ACHONDRITES

Takesi NAGATA

National Institute of Polar Research

A magnetic method to classify stony meteorites into 6 groups of E-, H-, L-, LL- and C-chondrites and achondrites (Nagata and Sugiura 1976, Nagata 1978, 1979a, 1979b) on an  $I_s$  versus  $I_s(\alpha)/I_s$  diagram appears to be sufficiently reasonable and useful, where  $I_s$  and  $I_s(\alpha)$  denote respectively the total saturation magnetization of a meteorite and saturation magnetization of its kamacite-phase alone. In the magnetic classification scheme, all kinds of achondrite are put altogether into a group which is characterized by the smallest value of  $I_s$  ranging from 0 to 0.6 emu/gm.

A more number of new Antarctic achondrites including an ureilite and a shergottite have recently been magnetically analyzed. These 16 achondrites, which are magnetically examined to date, are petrographically and chemically classified into 8 diogenites, 5 eucrites, 1 howardite, 1 ureilite and 1 shergottite. Since the content of metallic iron is extremely small in achondrites except ureilites, very little has been known so far in regard to characteristic features of metallic components in achondrites.

The observed values of  $I_s$ ,  $I_s(\alpha)$  and paramagnetic susceptibility at 300°K ( $\chi_p(300K)$ ) of the 16 achondrites are summarized in Table 1 as their representative magnetic parameters.

(a) As shown in the table,  $I_s$ -values of diogenites, eucrites, a howardite and a shergottite are smaller than 0.53 emu/gm, which indicates that the content of metallic iron in these achondrites is smaller than 0.3 wt%, whereas  $I_s$  of an ureilite amounts to 3.14 emu/gm, which is within the  $I_s$ -value range of LL-chondrites.

(b) A remarkable difference between the diogenites and the pyroxene-plagioclase achondrites (i.e. eucrites and howardite) can be observed in their values of  $I_s(\alpha)/I_s$  in Table 1. For diogenites,  $I_s(\alpha)/I_s \leq 0.40$ , whereas  $I_s(\alpha)/I_s \geq 0.79$  for eucrites and a howardite. In the case of diogenites, the ferromagnetic phase of a larger occupation in addition to  $\alpha$ -phase (kamacite) is either  $\beta$ -phase (taenite) and/or  $(\alpha + \beta)$ -phase

(plessite). It may thus be concluded that the bulk Ni-content in metallic component in eucrites and howardites is considerably smaller than that in diogenites. As pointed out by Ringwood (1961), petrological compositions of aubrites, pyroxene-plagioclase achondrites and diogenites have many similarities to those of E-, H- and L-chondrites respectively. If the Prior rule for metallic component in chondrites is taken into consideration and

Table 1. Magnetic parameters of Antarctic achondrites

| Achondrites               | $I_s$<br>(emu/gm) | $I_s(\alpha)/I_s$ | $\chi_p(300^\circ K)$<br>(emu/gm/Oe) |
|---------------------------|-------------------|-------------------|--------------------------------------|
| YM-692 (Di)               | 0.19              | 0.40              | $2.8 \times 10^{-5}$                 |
| YM-74013 ( " )            | 0.17              | 0.37              | 3.0 "                                |
| YM-74037 ( " )            | 0.22              | 0.38              | 2.68 "                               |
| YM-74097 ( " )            | 0.32              | 0.29              | 2.40 "                               |
| YM-74136 ( " )            | 0.038             | 0.40              | 2.47 "                               |
| YM-74648 ( " )            | 0.20              | 0.29              | 2.35 "                               |
| YM-75032 ( " )            | 0.042             | 0.05              | 2.65 "                               |
| AH-77256 ( " )            | 0.16              | 0.17              | 2.50 "                               |
| YM-74159 (Eu)             | 0.061             | 1.00              | 3.09 "                               |
| YM-74450 ( " )            | 0.22              | 1.00              | 2.94 "                               |
| AH-7605 ( " )             | 0.076             | 1.00              | 3.23 "                               |
| AH-77302 ( " )            | 0.012             | 1.00              | 3.0 "                                |
| AH-78040 ( " )            | 0.083             | 0.79              | 2.83 "                               |
| YM-7307 (Ho)              | 0.53              | 1.00              | 3.3 "                                |
| AH-77005<br>(Shergottite) | 0.085             | 1.00              | 2.45 "                               |
| AH-77257<br>(Ureilite)    | 3.14              | 0.95              | 2.85 "                               |

(Remarks: YM = Yamato, AH = Allan Hills)

the compositional correspondence between H-chondrites and eucrites and howardites and between L-chondrites and diogenites also is taken into account, the observed difference of  $I_s(\alpha)/I_s$  between eucrite and howardite group and diogenite group could be reasonably justified.

(c) Both  $I_s$  and  $\chi_p(300^\circ K)$  of YM-7307 howardite are the largest among the eucrite-howardite group. This means that the content of total Fe of this howardite is the largest among these 6 pyroxene-plagioclase achondrites. It is not certain yet, however, whether this result is a characteristic feature of howardites in comparison with eucrites

or simply a particular behaviour of this individual howardite.

(d) The paramagnetic susceptibility ( $\chi_p$ ) of achondrites can be measured with probable errors of  $\pm 5\%$  from their magnetic hysteresis curves for magnetic field between  $-15\text{ kOe}$  and  $+15\text{ kOe}$  at room temperature. Practically,  $\chi_p$  can represent the content of FeO. The average  $\chi_p(300^\circ\text{K})$  value for all measured achondrites is given by  $(2.78 \pm 0.25) \times 10^{-5} \text{ emu/gm}$ . If  $\chi_p$  is assumed to be entirely due to FeO, a possible small contribution of MnO being neglected, then theoretically  $\chi_p(T^\circ\text{K}) = 5.02 \times 10^{-2} \cdot C(\text{FeO})/T \text{ emu/gm/Oe}$  (Nagata et al. 1972), where  $C(\text{FeO})$  denotes the weight content of FeO. Then,  $C(\text{FeO})$  is given by  $C(\text{FeO}) = \chi_p(300^\circ\text{K})/(1.673 \times 10^{-4})$ .  $\chi_p(300^\circ\text{K}) = 2.78 \times 10^{-5} \text{ emu/gm/Oe}$  corresponds to  $C(\text{FeO}) = 16.6 \text{ wt\%}$ , which is almost equal to the average value of FeO content in eucrites, howardites and diogenites.

It appears in Table 1 that  $\chi_p$ -values of pyroxene-plagioclase achondrites are statistically larger than those of diogenites. It is not certain yet, however, whether the apparent difference of  $\chi_p$  between the two groups is significant or not.

(e) A unique achondrite AH 77005 has recently been identified to the so-called shergottite (McSween et al. 1979a, 1979b) because it contains a fair amount of Maskelynites which are exactly identical to these in Shagottite achondrite. Magnetically, however, its  $I_s$  and  $I_s(\alpha)/I_s$  values are in their respective ranges for eucrites, though its  $\chi_p(300^\circ\text{K})$  value is considerably smaller than the average value of  $\chi_p$  of eucrites.

(f) As expected, the  $I_s$ -value of AH-77257 ureilite amounts to an unusually high value as an achondrite, namely,  $3.14 \text{ emu/gm}$ , which is in the  $I_s$ -value-range of LL-chondrites. However,  $I_s(\alpha)/I_s$  of AH-77257 ureilite is almost unity, which is distinctly larger than the  $I_s(\alpha)/I_s$ -value range for LL-chondrites, i.e.  $[I_s(\alpha)/I_s]_{\text{LL}} \lesssim 0.60$ .

(g) A magnetic classification diagram for achondrites.

Summarizing the magnetic characteristics of achondrite, described in (a)~(f) in the above, it appears that achondrites listed in Table 1 can be magnetically classified, at least, into three groups, i.e., diogenites, ureilites and pyroxene-plagioclase achondrites (eucrites and howardites) on an  $I_s$

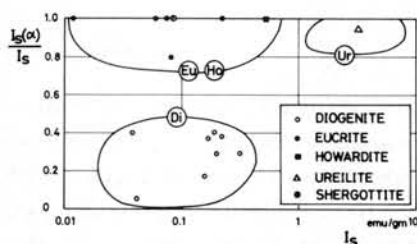


Fig. 1

versus  $I_s(\alpha)/I_s$  diagram too. Fig. 1 shows an  $I_s$  versus  $I_s(\alpha)/I_s$  diagram to graphically separate 16 achondrites into the three groups. As Takeda et al pointed out (1978), the mineral compositions of 6 diogenites from YM-692 through YM-74648 in Table 1 are very similar to one another, suggesting that all of them or several of them are broken fragments of a single diogenite piece. In this sense, too much significance may not be able to be put on the statistical weight of magnetic characteristics of the diogenite group in comparison with other kinds of achondrites.

## References

- McSween, Jr., M.Y., Tayler, L.A. and Stolper, E.M. (1979). *Science* **204**, 1201-1203.
- McSween, Jr., H.Y., Stolper, E.M., Tayler, L.A., Muntean, R.A., O'Kelley, G.D., Eldridge, J.S., Biswas, S., Ngo, H.T. and Lipschutz, M.E. (1979). *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **45**, 275-284.
- Nagata, T. (1978). *Mem. Nat'l. Inst. Polar Res. Special Issue* **8**, 240-247.
- Nagata, T. (1979a). *Mem. Nat'l. Inst. Polar Res. Special Issue* **12**, 223-237.
- Nagata, T. (1979b). *Mem. Nat'l. Inst. Polar Res. Special Issue* **15**, 273-279.
- Nagata, T., Fisher, R.M. and Schwerer, F.C., (1972). *Moon* **4**, 160-186.
- Nagata, T. and Sugiura, N. (1976). *Mem. Nat'l. Inst. Polar Res. Ser C* **10**, 30-58.
- Ringwood, A.E. (1961). *Geochim et Cosmochim. Acta.*, **24**, 159-197.
- Takeda, H., Miyamoto, M., Yanai, K. and Haramura, H. (1978). *Mem. Nat'l. Inst. Polar Res. Special Issue* **8**, 170-184.

PALEOMAGNETISM OF ANTARCTIC METEORITES, (I) ACHONDRITES

Takesi NAGATA

National Institute of Polar Research

In a previous paper (Nagata 1979), the paleointensity ( $F_p$ ) of two Antarctic achondrites was estimated to be 0.093 Oe for Yamato-74013 and 0.07 Oe for Yamato-7307. NRM's of 2 diogenites (Allan Hills 77219 and 77256), 3 eucrites (Allan Hills 77005, 77302 and 78040) and an ureilite (Allan Hills 77257) have been newly examined for the purpose of estimating their paleointensity. NRM's of the two diogenites are not sufficiently stable against the AF-demagnetization test for the paleomagnetic purpose, whereas NRM's of the other four Antarctic achondrites are sufficiently stable after AF-demagnetizing up to 100 Oe.peak. In Table 1, the original NRM intensity,  $I_n(0)$ , and the residual NRM after AF-demagnetizing up to 100 and 200 Oe.peak respectively,  $I_n(100)$  and  $I_n(200)$ , are summarized.

The paleointensity was estimated by comparing the AF-demagnetization curve of NRM with that of ARM acquired in a steady magnetic field( $h$ ). That is, the standard NRM/ARM method was adopted.

ascertained that NRM which can be AF-demagnetized by  $\tilde{H} \leq \tilde{H}_0$  is mostly due to the viscous remanent magnetization (VRM) acquired in the geomagnetic field. Denoting the NRM-lost and ARM-lost corresponding to alternating field range  $\Delta \tilde{H}$  by  $\Delta \text{NRM}$  and  $\Delta \text{ARM}$  respectively, the paleointensity ( $F_p$ ) is estimated by

$$F_p = h \cdot \Delta \text{NRM} / f_0 \cdot \Delta \text{ARM},$$

where  $f_0$  is experimentally determined as  $f_0 \approx 1.3$ .

In Table 1,  $F_p$ -values thus determined for the four achondrites are summarized together with 2 previously obtained  $F_p$ -values of achondrites. Except for AH-77005 eucrite (Shergottite),  $F_p$ -values of 5 achondrites range from about 0.05 Oe to 0.09 Oe. We may provisionally conclude therefore that the paleomagnetic field intensity when these achondrites were formed was about  $(0.07 \pm 0.02)$  Oe. As for the considerably smaller value of  $F_p$  for AH 77005, a suggestion by McSween et al. (1979) that this achondrite might be seriously metamorphosed and recrystallized about 1 AE ago can be taken into consideration.

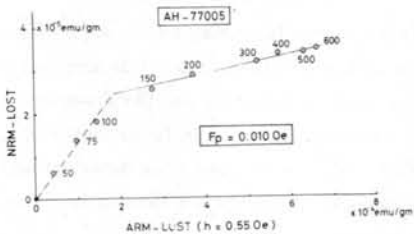


Fig. 1

As illustrated in Fig. 1 for example, the NRM-lost resulting from AF-demagnetization is approximately proportional to the ARM-lost resulting from the AF-demagnetization of the same alternating field range, from  $\tilde{H} = \tilde{H}_0$  to  $\tilde{H} = \tilde{H}_0 + \Delta \tilde{H}$ .

The ratio of NRM-lost to ARM-lost for a field range from 0 to  $\tilde{H}_0$  is considerably larger than the same ratio for  $\tilde{H} > \tilde{H}_0$ . It has been experimentally

| Table 1. NRM and paleointensity of Antarctic achondrites |                       |                        |                       |               |
|----------------------------------------------------------|-----------------------|------------------------|-----------------------|---------------|
| Achondrites                                              | $I_n(0)$              | $I_n(100)$<br>(emu/gm) | $I_n(200)$            | $F_p$<br>(Oe) |
| AH-77005(Sh)                                             | $3.61 \times 10^{-5}$ | $1.95 \times 10^{-5}$  | $0.72 \times 10^{-5}$ | 0.010         |
| AH-77257(Ur)                                             | $5.38 \times 10^{-4}$ | $1.57 \times 10^{-4}$  | $0.94 \times 10^{-4}$ | 0.089         |
| AH-77302(Eu)                                             | $4.14 \times 10^{-6}$ | $2.26 \times 10^{-6}$  | $1.40 \times 10^{-6}$ | 0.049         |
| AH-78040(Eu)                                             | $6.36 \times 10^{-6}$ | $4.17 \times 10^{-6}$  | $2.41 \times 10^{-6}$ | 0.060         |
| YM-7307 (Ho)                                             | $6.3 \times 10^{-6}$  | $5.9 \times 10^{-6}$   |                       | 0.07          |
| YM-74013(Di)                                             | $3.4 \times 10^{-6}$  | $3.2 \times 10^{-6}$   |                       | 0.093         |

References

Nagata, T. (1979) Mem. Nat'l. Inst. Polar Res. Special Issue 15  
McSween, Jr., H.Y., Tayler, L.A. and Stolper, E.M.(1979) Science 204, 1201-1203.

# VISCOUS MAGNETIZATION AND FERROMAGNETIC COMPOSITION IN STONY METEORITES AND LUNAR MATERIALS

Takesi NAGATA  
National Institute of Polar Research

Ferromagnetism in both meteorites (except carbonaceous chondrites) and lunar materials is essentially due to the presence of native irons which consist of Ni, Co and P on the base of Fe. However, both the intrinsic and structure-sensitive magnetic properties of meteorites are considerably different from those of lunar materials.

## (a) Viscous magnetization

The superparamagnetic and/or pseudo-superparamagnetic fine grains of metal have been often found in lunar fines and lunar breccias. In terms of the viscous remanent magnetization (VRM) in comparison with the stable isothermal remanent magnetization (IRM), lunar materials have been classified into two groups, i.e. Type-(I) group which contains a small portion of fine metallic grains, resulting in  $(VRM) \ll (IRM)$  or at least  $(VRM) < (IRM)$ , and Type-(II) group, in which  $(VRM) \gg (IRM)$  (Nagata et al. 1972). Schwerer and Nagata (1976) have experimentally shown that the observed large magnetic viscosity of Type (II) lunar materials is due to the presence of an assemblage of very fine metallic grains whose volume distribution spectrum is approximately given by  $N(v) \propto v^{-2}$  for diameter range from  $30\text{\AA}$  to  $150\text{\AA}$ . In Table 1, VRM types of stony meteorites and lunar materials are summarized. It will be obvious in Table 1 that no Type (II) stony meteorites have ever been found to date, whereas all lunar fines and most lunar breccias possess Type (II) Viscous magnetization. It has been experimentally and theoretically ascertained that fine metallic grains less than  $150\text{\AA}$  in mean diameter in lunar materials were formed by explosive fragmentation of lunar surface by repeated

severe meteoritic impacts. Table 1 may suggest, therefore, that stony meteorites were never subjected to such an explosive fragmentation.

## (b) Ferromagnetic composition

The thermomagnetic analysis of stony meteorites and lunar materials can estimate the abundances of various ferromagnetic phases of Fe-Ni alloy. The distinguishable phases are as follows;

- ( $\alpha_0$ -phase) : Pure iron or kamacite of less than 3wt% in Ni-content.
- ( $\alpha$ -phase) : Kamacite phase of Ni-content between 3 and 7wt%.
- ( $\alpha_2$ -phase) : Quenched phase of  $\alpha$ -structure of FeNi alloy of more than 7wt% in Ni-content.
- ( $\alpha + \beta$ -phase) : Plessite phase in which fine grains of kamacite ( $\alpha$ -phase) and taenite ( $\beta$ -phase) coexist. The bulk content of Ni is mostly between 7 and 30wt%.
- ( $\beta$ -phase) : Taenite phase of Ni-rich FeNi alloy. The bulk content of Ni is generally larger than 30wt%.

In Table 2, the ferromagnetic composition of stony meteorites and lunar materials are summarized. As seen in Table 2, no ( $\alpha + \beta$ )-phase nor  $\beta$ -phase has been detected in lunar materials, while no ( $\alpha + \alpha_0$ )-phase has been detected and only one example of ( $\alpha + \alpha_2$ )-phase is found in stony meteorites.

( $\alpha + \alpha_0$ )-phase, which means the coexistence of  $\alpha$ - and  $\alpha_0$ -phase, can not be produced in an equilibrium condition.  $\alpha_0$ -component in ( $\alpha + \alpha_0$ )-phase is attributable either to a production of pure metallic iron by the subsolidus reduction of fayalites and other iron-oxide minerals by severe impacts or an exsolution of schreibersites from Fe-Ni-P system by reheating up to about  $1000^\circ\text{C}$  followed by a rapid cooling. Therefore ( $\alpha + \alpha_0$ )-phase in lunar materials suggests results of serious thermal metamorphism probably caused by repeated meteorite impacts.

Table 1. VRM characteristics of stony meteorites and lunar materials

| VRM Type | Meteorites(n=14) |   |   |             | Lunar materials(n=21) |       |         |
|----------|------------------|---|---|-------------|-----------------------|-------|---------|
|          | E                | H | L | Achondrites | Rock                  | Fines | Breccia |
| (I)      | 1                | 2 | 6 | 5           | 5                     | 0     | 2       |
| (II)     | 0                | 0 | 0 | 0           | 1                     | 5     | 8       |
| Total    | 1                | 2 | 6 | 5           | 6                     | 5     | 10      |

Table 2. Composition of metallic phase in stony meteorites and lunar materials.

| Metal phase               | Meteorites(n=38) |    |    |            |       | Lunar materials(n=36) |       |         |
|---------------------------|------------------|----|----|------------|-------|-----------------------|-------|---------|
|                           | Chondrite        |    |    | Achondrite |       | Rock                  | Fines | Breccia |
|                           | H                | L  | LL | Di         | Eu+Ho |                       |       |         |
| $\alpha$ -phase           |                  |    |    |            |       |                       |       |         |
| $\alpha_0$ only           | 0                | 0  | 0  | 8          | 7     | 7                     | 6     | 2       |
| $\alpha$ only             | 8                | 10 | 4  | 0          | 0     | 0                     | 1     | 2       |
| $\alpha + \alpha_0$       | 0                | 0  | 0  | 0          | 0     | 3                     | 0     | 11      |
| $\alpha + \alpha_2$       | 0                | 1  | 0  | 0          | 0     | 2                     | 0     | 2       |
| $(\alpha + \beta)$ -phase | 8                | 9  | 4  | 4          | 0     | 0                     | 0     | 0       |
| $\beta$ -phase            | 0                | 1  | 2  | 4          | 0     | 0                     | 0     | 0       |
| Total                     | 8                | 11 | 4  | 8          | 7     | 12                    | 7     | 17      |

$\alpha_2$ -component in  $(\alpha + \alpha_2)$ -phase also is a result of reheating followed by a rapid cooling. On the other hand, the co-existence of  $\beta$ - or  $(\alpha + \beta)$ -phase with  $\alpha$ -phase in chondrites and achondrites indicates their slow cooling down to about 450°C.

Generally speaking, therefore, lunar materials should have been subjected to serious thermal metamorphism during their history in comparison with stony meteorites.

### (c) Thermal histories of meteorites and lunar materials

Meteorites also should have been subjected to thermal metamorphism to a certain extent. However, the grade of their metamorphism should be much lower than that of lunar surface breccias and fines, which contain a large number of very fine grains of metal probably resulted from explosive fragmentation caused by serious meteorite impacts and  $(\alpha + \alpha_0)$ - or  $(\alpha + \alpha_2)$ -phase of metal which may have been produced by serious reheating and rapid recooling.

### References

- Nagata, T., Fisher, R.M. and Schwerer, F. C. (1972) *Moon* 4, 160-186.  
 Schwerer, F.C. and Nagata, T. (1976) *Proc. Lunar Sci. Conf.* 7th, 759-778.



# 隕石の固結状態に関する研究 (I)

神戸大・理 藤井 直之・伊東敬祐  
東京大・教養 宮本 正道

現在手にすることのできる隕石の固結状態から、母天体及びその内部での存在状態とか衝突・破壊の過程に関する情報をくみとる手がかりが得られるはずである。しかし、隕石の固結状態に関する研究は、今までほとんど注目されてこなかった。最近、コンドリュールに関して、そのsize distributionやtextureなどについての報告が少しなされてはいるが、まだまだ散発的である。我々は既に、微惑星の固結状態に関連した実験を行ってきた(Fuji et al. 1978; 1979)が、今回はそれをふまえて実際の物質(隕石)について、その固結状態をcharacterizeしたいと考えた。

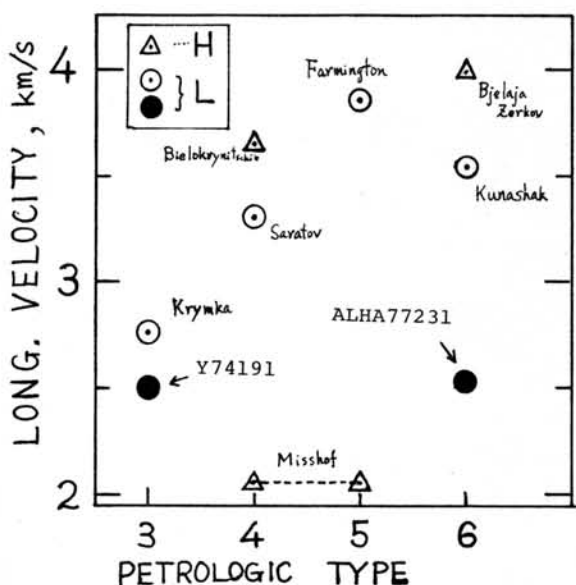
本報告では、まずその手始めとして、ミクロン・オーダーで固結状態をcharacterizeする一方法として、SEM(走査型電子顕微鏡)によるコンドリュールとマトリックスの境界(表面)の観察と、マクロな力学的特性を反映する物性量の一つである弾性波速度の測定結果について述べたい。試料はY74191(L3)とALHA77231(L6)を用いた。熱変成度の違いが、どう現われるかに注目したからである。

(SEM): L3, L6のマトリックスは、10~数10 $\mu$ の粗粒同志がある程度clusterをなしていて、その間に数 $\mu$ 以下の細粒な鉱物が埋まっている。L6のマトリックス中の粗粒な部分は、比較的角がとれかかっているような形態をしている。またcluster全体としての輪郭もはっきりせず、なんとなく“つるとした”状態である。これに対し、L3では、細粒の部分も多く、角がはっきりしている。したがって熱変成による再結晶の程度差が現われているようにも考えられる。

(弾性波速度) 固有振動数5MHzのPZTにより、常温常圧で測定したたて波速度( $V_p$ )の結果を図に示した。またAlexeyeva (1960)の $V_p$ の測定結果も同時に図に示した。Y74191(L3)は、同じL3のKrymkaの値

よりやや小さな $V_p$ を与えるが、ALHA77231(L6)はKunashak(L6)やBjelaja Zerkov(H6)に比してずっと小さく、L3と同程度の $V_p$ しか与えない。一般に、隕石の弾性波速度は地球上の新鮮な火成岩に比べて著しく低速度で、地球表面の堆積岩やTuffと同程度である。これは、地上に落下した後の風化・衝突破壊時や大気突入時の衝撃・母天体上での履損などの種々の要因によるためであろう。また、Alexeyevaの測定例ではtype 3→6にいくにつれて、 $V_p$ が増大するように見えないこともないが、測定例も少なく、常圧下での測定なので、大まかな目安しか得られない。今回測定したALHA77231が他のtype 6に比べて著しく小さな $V_p$ を与える理由については、今のところ不明である。少なくとも数kbぐらゐの静水圧下まで $V_p$ や空隙率の変化を測定すれば、試料内のcrackや粒界のmissfitについての情報が得られると考えられる。

今後、その他の物理量(反射率・空隙率など)に関する測定を加えて、固結状態のcharacterizationを行っていく必要がある。





東京大学 理学部

隕石の物理的性質に関する研究は、残留磁化に関するものを除くと数少ない。弾性的性質に関する研究は、Alexeyeva (1960) 以外知られていない。超的性質に関しては Matsui and Osako (1977) と Alexeyeva (1958, 1960) くらいと思われる。しかし、隕石の起源や惑星形成論との関連を探るうえで、隕石の物性、特に弾性的性質と超的性質を知ることは極めて重要である。故に今回は、ALHA-76009 と ALHA-77231 についてのその密度、空隙率、弾性波速度を測定したのでここに報告する。なおこれは、隕石の上記の物性を系統的に調べる試みの第一回目であり、preliminary である。

密度、空隙率の測定

真密度,  $\rho_0$  はヘリウム比重計(島津ヘリウム比重計1302-01型)を用いて測定した。この装置による測定値の再現性は0.06%以下であった。その密度,  $\rho_{bulk}$  は試料の体積,  $V_1$  と重さ,  $M_1$  から求めた。試料の形状がirregularなので、体積の測定は以下のようにした。(試料,  $V_1$  + 粘土,  $V_2$ ) の体積と重さ,  $M_1 + M_2$  と粘土の量を変えて測り,  $M_1 + M_2$  と  $V_1 + V_2$  をplotした図から粘土の重さ,  $M_2 = 0$  での体積  $V_1$  を推定する。

空隙率,  $\phi$  は  $\phi = 1 - \rho_{bulk} / \rho_0$  から求めた。  
結果は表 1 に示してある。

## 弹性波厚度、測定

水銀 delay を用いて弾性波の到達時間を精密 ( $10^{-7}$  sec) に測定し、試料の長さとお過に要した時間で割るとで弾性波速度を得た。それぞれ垂直な方向について測定し、その異方性も調べた。現在  $\alpha$  と  $\beta$  の測定は縦波速度のみであるが、横波についても近日中に測定する予定である。測定法自体の精度は4桁であるが、波の減衰が大きいので立ち上がり部分のめりとしており、夏の立ち上がり部分を決定するのはむづかしく、データのバツキが大きい。現在  $\alpha$  と  $\beta$  のデータとしては2桁の精度が精一杯といえる。結果を表2に示す。 参考のため、Alexeyeva (1960) による測定結果を表3に示しておく。

附記 ALHA-76009 は整形中に直径約 4mm のコンドリュールらしきもの(球形、白色)の試料から分離した。ALHA-76009 は ALHA-77231 と L6 と分類されるが、岩石学的に分類する上でもこのようにして区別する必要がある。

Table 1. Real density, bulk density and porosity

|            | $V_1$ (cm <sup>3</sup> ) | $M_1$ (g) | Density (g/cm <sup>3</sup> ) |      | Porosity (%) |
|------------|--------------------------|-----------|------------------------------|------|--------------|
|            |                          |           | bulk                         | real |              |
| ALHA-76009 | 8.30                     | 24.00630  | 2.89                         | 3.59 | 19.4         |
| ALHA-77231 | 6.30                     | 19.32535  | 3.07                         | 3.58 | 14.3         |

Table 2. Elastic wave velocity

| ALHA-76009  |              | ALHA-77231  |              |
|-------------|--------------|-------------|--------------|
| Length (mm) | $V_p$ (km/s) | Length (mm) | $V_p$ (km/s) |
| 11.45       | 2.307        | 9.35        | 3.800        |
|             | 2.318        |             | 3.937        |
| 14.15       | 2.457        | 11.45       | 3.545        |
|             | 2.457        |             | 3.517        |
| 15.05       | 2.383        | 12.10       | 3.188        |
|             | 2.296        |             | 3.139        |

Table 3. Elastic wave velocity  
(Alexeyeva (1960))

| NAME              | R.T.B.<br>SYM-<br>BOL | ELASTIC WAVE VELOCITY<br>(M/SEC) |                          |
|-------------------|-----------------------|----------------------------------|--------------------------|
|                   |                       | Longi-<br>tudinal<br>Waves       | Trans-<br>verse<br>Waves |
| Bielaya Zerkov.   | Cc                    | 3990                             |                          |
| Bielokeynitschie. | Cca                   | 3660                             | 1220                     |
| Farmington.       | Cab                   | 3850                             | 1000                     |
| Krymka.           | C                     | 2760                             | 830                      |
| Kunashak.         | Ckb                   | 3570                             |                          |
| Misshov.          | Cc                    | 2050                             | 900                      |
| Saratov.          | Cgc                   | 3300                             | 1130                     |
| Sevrukovo.        | Cs                    | 4200                             | 600                      |
| Average.          |                       | 3420                             | 950                      |

## Hunting for Meteorites in Antarctica

J.O. Annexstad, NASA Johnson Space Center, Houston, Texas 77053

W.A. Cassidy, Department of Geology and Planetary Science, University of Pittsburgh, Pittsburgh PA 15260

The great Antarctic ice sheet which contains approximately  $28 \times 10^6$  cubic kilometers of ice acts as a collector, concentrator, and preserver of meteorites. Although a meteorite was discovered near Adelie Land by Mawson's party in 1912, it was not until recent years that large concentrations were found. The Japanese since 1969 in the Yamato Mountains, and joint U.S.-Japanese parties since 1976 in the Trans-Antarctic Mountains, have found over 1600 meteorite pieces. Meteorites that have fallen on the Antarctic ice sheet during the last million or more years appear to have been transported by the ice towards coastal areas. Mountain ranges form a natural blockage to ice flow and these coastal barriers create regions of stagnant ice. Meteorites contained in the ice are brought to the surface as the ice ablates by the action of katabatic winds. The mechanism which concentrates meteorites in "blue ice" fields is not clearly understood at present. Meteorite searches by joint Japanese/American field parties along the Trans-Antarctic Mountains have been concentrated in the Allan Hills and Darwin Glacier ice fields. The Allan Hills region was searched during 1977, 1978 and 1979 while Darwin Glacier area was visited in 1978. Over 600 meteorite pieces have been discovered to date along the Trans-Antarctic Mountains. A brief visit to a "blue ice" field near Reckling Peak by an American team in 1979 produced a few specimens from two locations. These new areas of concentration appear to be promising as future collection sites. The collection of meteorites in Antarctica is a controlled process designed to preserve and document the specimens. Field parties are supplied with clean lunar type collection materials and special shipping containers. Specimens are assigned field numbers and photographed in situ with a grey and centimeter scale. They remain frozen and are returned to U.S. under locked refrigerated storage to preserve their original environmental state. Meteorites collected under the sponsorship of National Science Foundation are curated, stored, characterized and distributed for scientific analysis by Johnson Space Center and Smithsonian Institution. The curation program at JSC is similar to the lunar program, so the more valuable and rare specimens receive careful handling. Meteorites are handled in a dry  $N_2$  environment where they are photographed, assigned a permanent number, chipped for thin section analysis, weighed and described. Initial characterization and descriptive information is published periodically in a Newsletter. A special committee called the Meteorite Working Group meets regularly to review requests for sample and recommend to the NSF the distribution of Antarctic meteorite samples for scientific analysis. The discovery of meteorites in large numbers in Antarctica has resulted in a new resource of extraterrestrial material for space scientists. The excitement of these finds is also shared by glaciologists studying ice movement and biochemists interested in amino acids in carbon-bearing specimens.

Metallographic and Magnetic Properties of Antarctic Meteorites, Allan Hills 77255, Derrick Peak 78003 and a Russian Meteorite, Sikhote-Alin.

R.M.Fisher and A. Szirmai, U.S. Steel Research, U.S.A.

and

Takesi Nagata, National Institute of Polar Research, Japan.

The main chemical compositions of 2 Antarctic iron meteorites, ALHA-77255 and DPRA-78003, and a Russian iron meteorite, Sikhote-Alin are as follows:

| Iron meteorites | Density | Main elements on the base of Fe (wt%) |      |       |
|-----------------|---------|---------------------------------------|------|-------|
|                 |         | Ni                                    | Co   | P     |
| ALHA-77255      | 7.863   | 12.2                                  | 0.61 | 0.026 |
| DPRA-78003      | 7.3706  | 5.4                                   | 0.51 | 0.40  |
| Sikhote-Alin    | 7.2267  | 5.94                                  | 0.38 | 0.46  |

(ALHA-77255) The boomerang-like sample exhibits a moderate very dark brown fusion crust with patches of iridescent golden brown. Regmaglypts on the flat surface are rather small (~1mm). The microstructure consists of a Widmannstätten pattern of kamacite lamellae about 0.02 mm in width and 0.25 mm in length on the cross section. Occasional very fine rhabdites are visible. The probable designation of this iron meteorite is fine medium octahedrite.

(DPRA-78003) The oblong sample (7.5 cm in length x ~3 cm in cross section) exhibits a very thin fusion crust on the top and sides and an orange stain on the bottom -- presumably due to contact with soil during weathering. Some schreibersite bands -- 0.04 mm in width -- occur with interpenetrating patches of oxide. Numerous Neumann bands and very fine rhabdites are present. The tentative classification is Group IIB - structure class H.

(Sikhote-Alin) The general description of this iron meteorite may be found in Buchaevskiy vol.3, p.1125. It is a coarsest octahedrite with a kamacite bandwidth of ~9 mm and heavily cracked schreibersite zones about 0.06 mm in width. The sample examined contains Neumann bands and other evidence of extensive deformation and a wide dispersion of rhabdites.

#### Magnetic properties

Corresponding to Ni-content, the thermomagnetic curves of the three irons exhibit respective magnetic transition points.

