

DOI:10.13232/j.cnki.jnju.2021.06.005

GRV 050202: 一块含难熔包体与小行星表土角砾的 普通球粒陨石

沈德汗^{1,2}, 王葆华^{3,4*}, 宋光明⁵, 李世杰^{1,4}

(1. 月球与行星科学研究中心, 中国科学院地球化学研究所, 贵阳, 550081; 2. 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京, 100049; 3. 中国地质大学(武汉)地球科学学院, 武汉, 430074; 4. 广西隐伏金属矿产勘查重点实验室, 桂林理工大学地球科学学院, 桂林, 541004; 5. 北京卫星环境工程研究所, 北京, 100094)

摘要: GRV 050202 是中国南极科考队在南极格罗夫山地区发现的一块普通球粒陨石, 为了了解其性质特征, 对该陨石光薄片进行了光学显微镜、扫描电子显微镜观察及电子探针分析。结果显示, 该陨石由非平衡区域和平衡区域组成, 非平衡区域岩石类型为 3.6 型, 平衡区域为 5 型, 两区域均为 L 群, 该陨石冲击变质程度和风化等级分别为 S1 和 W1。此外, 该陨石非平衡区域包含有混染外来物质的表土角砾及普通球粒陨石中罕见的两个富钙铝难熔包体(Calcium-Aluminum Refractory Inclusions, CAIs)和一个蠕虫状橄榄石集合体(Amoeboid Olivine Aggregate, AOA)。GRV 050202 中的表土角砾在基质粒度、碎屑矿物特征、结构成分及表面撞击产物等方面与非平衡型普通球粒陨石中的基质及其他角砾具有差异。难熔包体中方钠石、霞石及磷灰石等次生矿物相指示, L 群普通球粒陨石母体经历过含 P 流体蚀变。

关键词: 南极陨石, GRV 050202, 岩石矿物学, 表土角砾, 难熔包体

中图分类号: P691

文献标志码: A

GRV 050202: An ordinary chondrite contains refractory inclusions and regolith breccia

Shen Dehan^{1,2}, Wang Baohuang^{3,4*}, Song Guangming⁵, Li Shijie^{1,4}

(1. Center for Lunar and Planetary Sciences, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang, 550081, China;
2. College of Earth and Planetary Science, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100049, China;
3. School of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan, 430074, China; 4. Guangxi Key Laboratory of
Exploration for Hidden Metallic Ore Deposits, Guilin University of Technology, Guilin, 541004, China;
5. Beijing Institute of Spacecraft Environment Engineering, Beijing, 100094, China)

Abstract: GRV 050202 is an ordinary chondrite collected by the Chinese Antarctic Research Expedition (CHINARE) in the Grove Mountains, Antarctic. In order to understand its properties, we have conducted research on the thin section of this meteorite using optical microscopy, scanning electron microscopy and electron probe microanalysis. The results show that GRV 050202 is composed of an unequilibrated area and an equilibrated area. The petrologic type of the unequilibrated area is type 3.6, while the equilibrated area is type 5, and both of which are divided into L group. The shock stage and weathering grade of GRV 050202 are S1 and W1, respectively. In addition, the unequilibrated area contains regolith breccia contaminated with foreign materials, two calcium-aluminum refractory inclusions (CAIs) and an amoeboid olivine aggregate (AOA) which are rare in ordinary chondrites. The regolith breccia in GRV 050202 differs from the matrix and other breccias in

基金项目: 桂林理工大学广西隐伏金属矿产勘查重点实验室开放基金(桂科隐2018-K06), 民用航天预研项目(D020304)

收稿日期: 2021-08-25

* 通讯联系人, E-mail: wangbaohua@glut.edu.cn

unequilibrated ordinary chondrites in terms of its matrix particle size, detrital mineral characteristics, structure, composition, and surface impact products. Secondary mineral phases such as sodalite, nepheline, and apatite in the refractory inclusions indicates that the parent body of the L group chondrites has experienced P-bearing fluid alteration.

Key words: Antarctic meteorite, GRV 050202, petrology and mineralogy, regolith breccia, refractory inclusions

GRV 050202 陨石是中国南极科考队 2007 年 10 月在南极格罗夫山阵风悬崖 ($72^{\circ}58'59''\text{S}$, $75^{\circ}15'7''\text{E}$) 收集到的一块普通球粒陨石, 总重量为 51.2 g, 具有完整的黑褐色熔壳. GRV 050202-1 薄片中有两个区域的岩石类型呈现较大差异, 主要由非平衡型普通球粒陨石部分及平衡型普通球粒陨石部分构成. 其中, 非平衡型普通球粒陨石具有原始性, 保存了太阳星云凝聚吸积的信息, 平衡型普通球粒陨石的拼接可揭示小行星母体后期碰撞及热变质过程. 同时, 非平衡区域观察到可能形成于小行星表面的复矿碎屑角砾及包含次生矿物相的难熔包体, 这些性质反映该普通球粒陨石母体的表土特征、形成机制及其经历的流体蚀变作用. 因此, 本文通过研究 GRV 050202 的岩石矿物学、矿物化学特征等, 探讨 L 群普通球粒陨石母体所经历的流体蚀变作用, 以及其母体小行星的表土特征和形成机制.

1 样品分析方法

该陨石薄片由中国极地研究中心提供. 通过扫描电子显微镜 (Scanning Electron Microscope, SEM) 拍摄其全域及局部背散射电子 (Back-Scattered Electron, BSE) 图像, 相关矿物的识别研究主要采用能谱 (Energy Dispersive Spectrometer, EDS) 及电子探针分析 (Electron Probe Micro-Analysis, EPMA).

非平衡区域 II 型球粒橄榄石及难熔包体矿物化学分析在中国科学院地球化学研究所矿床国家重点实验室 JXA8530F-plus 型场发射电子探针上完成, 采用加速电压 25 kV、束流 10 nA, 分析标准采用硅酸盐矿物及氧化物, 分析结果用 ZAF 方法进行校正, 检测限为 0.04 wt%. 其余橄榄石及低钙辉石矿物化学分析在桂林理工大学地球科学学院广西隐伏金属矿产勘查重点实验室 JXA-8230 电子探针上完成, 采用加速电压 15 kV、束流 20

nA, 硅酸盐采用天然矿物标样, 分析结果采用 ZAF 方法进行校正, 检测限为 0.04 wt%. 此次分析了非平衡区域球粒中及独立的橄榄石颗粒 32 个, 低钙辉石颗粒八个 (表 1); 平衡区域橄榄石颗粒七个, 低钙辉石颗粒六个 (表 2).

此外, 复矿碎屑角砾由不同碎屑矿物组成且其基质具有细粒结构, 很难用 EPMA 进行相应研究. 所以, 本研究采用 EDS 对具有代表性的非平衡区域、复矿碎屑角砾及非平衡型普通球粒陨石原生基质进行了 EDS 面分析, 为了检测 EDS 面分析时分析面积变化导致的误差, 分别对烧结的均质玻璃在放大倍数为 125~1200 的情况下进行了不同面积的 EDS 面分析, 分析结果显示 (表 3): 在三种不同放大倍数下 (分析面积比最大达 292 倍), 均质玻璃各元素含量差值小于 0.2 wt%, 证明了 EDS 在所取放大倍数范围内面分析的可靠性.

2 岩石矿物学特征

2.1 岩石学特征 本研究光薄片编号为 GRV 050202-1, 该光薄片形状呈近似长方形, 由非平衡区域和近似三角形的平衡区域拼接而成 (图 1). 非平衡区域主要由橄榄石、低钙辉石、铁镍金属、陨硫铁及球粒内部的长石等矿物组成 (图 2a), 具有明显球粒结构, 球粒主要类型为斑状橄榄石球粒 (PO)、斑状橄榄石-辉石球粒 (POP)、炉条状橄榄石球粒 (BO)、斑状嵌晶辉石球粒 (PPP) 等 (图 2b). 大多数球粒结构轮廓清晰, 呈现圆形或似圆形, 部分则为球粒碎片. 经统计的 315 个球粒粒径分布为 0.09~2.19 mm, 平均 0.52 mm, 球粒与基质接触边界清晰, 基质无重结晶现象, 未经历明显热变质. 此外, 非平衡区域球粒间可见较多粒径不一碎屑矿物, 并包含有较大富集碎屑矿物的复矿碎屑角砾 (图 2c), 这与该区域的球粒陨石基质有明显差异 (图 2d). 该复矿碎屑角砾与非平衡型普通

球粒陨石基质同样包含大量的细粒物质,但复矿碎屑角砾中细粒物质的粒径更大,两者在光学显微镜下均具有基质不透明的特征(图3a和图3b)。非平衡型普通球粒陨石基质中粒度均匀,少见碎屑矿物及金属颗粒;而复矿碎屑角砾中常见粒径不一、无定向碎屑矿物及金属颗粒分布,且部分可见机械破碎所致尖锐边缘和冲击裂痕(图4a和图4c)。此外,该角砾中含有大小不一,尺寸分布约8~80 μm 的硅酸盐或玻璃质球体以及部分碎屑矿物边缘出现百纳米至微米级的成分环带(图4)。

该区域还观察到三个尺寸分别为240 $\mu\text{m} \times 230 \mu\text{m}$, 90 $\mu\text{m} \times 130 \mu\text{m}$, 160 $\mu\text{m} \times 150 \mu\text{m}$ 的难熔包体:CAI#1、CAI#2及AOA#1(图5a,图5c和图5e)。CAI#1为左上角凸起的次圆形态,是所研究难熔包体中面积最大的(图5a和图5b),整个包体被细粒基质包裹。其内部为尖晶石颗粒分布于霞石基底上,左上角分布透辉石与方钠石,高亮度部分为铁的金属氧化物。其中,透辉石包含一块粒径约为25 μm 的磷灰石。CAI#2中整体以 $\leq 8 \mu\text{m}$ 的透辉石颗粒分布于方钠石中,外层包裹一圈衬度差别明显的透辉石(图5c和图5d),值得注意的是,与CAI#1相比,其内部包含的尖晶石相对稀少,只有在右下侧存在较大颗粒。AOA#1(蠕虫状橄榄石集合体)呈现不规则形态,由外层的橄榄石及被透辉石所包裹的尖晶石颗粒组成,在上半部分的孔隙结构附近观察到3~5 μm 的方钠石和霞石,高亮度颗粒为样品之前镀膜残留的金颗粒(图5e~f)。

平衡区域矿物组成与非平衡区域相似,以橄榄石、低钙辉石、铁镍金属、陨硫铁及斜长石为主(图2e),在光学和电子显微镜下仍可辨认球粒结构。该区域中的球粒类型主要为斑状橄榄石-辉石球粒(POP)、斑状橄榄石球粒(PO)及斑状辉石球粒(PP)(图2f),其轮廓及边界较为模糊,基质大量重结晶,明显经历过热变质事件。

2.2 矿物化学特征 通过对代表性的橄榄石及低钙辉石进行电子探针分析,在非平衡区域(表1),橄榄石和低钙辉石的组成极不均一,橄榄石的 Fa 值分布范围为1.0 mol%~51.3 mol%,平均值为21.0 mol%,相对平均偏差 PMD 为49.4%;低钙辉石 Fs

值分布范围为1.1 mol%~12.4 mol%,平均值为7.7 mol%, PMD 为44.8%。与此形成鲜明对比的是,在平衡区域(表2),橄榄石 Fa 值分布范围为24.5 mol%~24.9 mol%,平均值为24.7 mol%, PMD 为0.4%;低钙辉石 Fs 值分布范围为20.6 mol%~21.1 mol%,平均值为20.9 mol%, PMD 为0.9%。

为了确定该球粒陨石非平衡区域的岩石类型亚型,对区域中的三个II型球粒中的橄榄石也进行了电子探针分析(表1),其 Fa 值范围为24.2 mol%~51.3 mol%, Cr_2O_3 含量分布范围为0.008 wt%~0.090 wt%,平均值为0.045 wt%,标准偏差 σ 为0.032%。本次分析的II型球粒橄榄石颗粒成分均较为均匀,其BSE图像中无成分环带及铬铁矿出溶特征,避免了对岩石亚型划分的干扰^[1]。

EDS元素面分析结果显示,GRV 050202两个复矿碎屑角砾区域的平均元素含量(图6a和图6b)以Mg,Fe,Si元素为主,含量分别为19.4 wt%~20.0 wt%,19.1 wt%~19.4 wt%,19.1 wt%~20.6 wt%,平均19.7 wt%,19.3 wt%,19.9 wt%;对应的五个非平衡区域(图6c至图6g)平均元素含量中Mg,Fe,Si含量分别为16.2 wt%~17.4 wt%,18.4 wt%~20.5 wt%,19.5 wt%~20.9 wt%,平均16.8 wt%,19.6 wt%,20.1 wt%;基质区域(图6h)平均元素含量中Mg,Fe,Si含量分别为15.3 wt%,35.6 wt%,16.1 wt%(表4)。BSE图像中基质区域亮度变化较小,而复矿碎屑角砾区域亮度变化较大(图6a、图6b和图6h)。

三个难熔包体的电子探针数据(EPMA)显示:CAI#1内部尖晶石颗粒FeO含量约为20.44 wt%、透辉石 Al_2O_3 含量为0.20 wt%~1.89 wt%;FeO为2.78 wt%~8.00 wt%(图5a和图5b)。CAI#2中透辉石FeO含量变化较大,外层FeO含量为2.81 wt%~6.16 wt%;内层FeO为11.97 wt%~15.50 wt%(图5c和图5d)。AOA#1外层橄榄石较为富铁, Fa 值约为24.7 mol%;透辉石 Al_2O_3 含量为4.05 wt%~8.27 wt%;尖晶石 Cr_2O_3 含量为2.88 wt%~7.90 wt%,FeO约为16.15 wt%(图5e和图5f)。

表 1 非平衡区域橄榄石、低钙辉石的电子探针分析结果

Table 1 Electron microprobe analyses of olivines and low-Ca pyroxenes in unequilibrated area

| 编 号 | 氧化物含量(wt%) | | | | | | | | | | | | | | Fa 或 Fs (mol%) |
|----------|-------------------|-------|--------------------------------|------------------|-------------------------------|------------------|-------|------------------|-------------------------------|--------------------------------|-------|-------|-------|--------|-------------------|
| | Na ₂ O | MgO | Al ₂ O ₃ | SiO ₂ | P ₂ O ₅ | K ₂ O | CaO | TiO ₂ | V ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | MnO | FeO | NiO | 总计 | |
| Ⅱ型球粒 A-1 | <0.04 | 21.91 | — | 34.51 | \ | — | — | — | \ | 0.09 | 0.76 | 41.56 | — | 98.84 | 51.3 |
| Ⅱ型球粒 A-2 | — | 22.61 | <0.04 | 34.89 | \ | — | <0.04 | — | \ | 0.05 | 0.83 | 40.32 | — | 98.71 | 49.8 |
| Ⅱ型球粒 A-3 | <0.04 | 22.14 | — | 34.95 | \ | — | — | — | \ | 0.06 | 0.77 | 41.40 | — | 99.34 | 51.0 |
| Ⅱ型球粒 B-4 | 0.04 | 30.45 | <0.04 | 36.80 | \ | — | <0.04 | — | \ | 0.09 | 0.31 | 30.96 | — | 98.69 | 36.1 |
| Ⅱ型球粒 B-5 | <0.04 | 31.66 | 0.04 | 37.07 | \ | — | <0.04 | — | \ | <0.04 | 0.32 | 30.02 | 0.07 | 99.23 | 34.5 |
| Ⅱ型球粒 C-6 | — | 37.94 | 0.04 | 38.18 | \ | <0.04 | <0.04 | 0.11 | \ | <0.04 | 0.46 | 21.81 | <0.04 | 98.58 | 24.2 |
| Ⅱ型球粒 C-7 | <0.04 | 37.21 | 0.06 | 38.47 | \ | — | <0.04 | 0.14 | \ | <0.04 | 0.46 | 22.03 | <0.04 | 98.43 | 24.7 |
| Ⅱ型球粒 C-8 | <0.04 | 37.70 | 0.05 | 38.43 | \ | — | <0.04 | 0.15 | \ | <0.04 | 0.44 | 21.98 | <0.04 | 98.82 | 24.5 |
| 9 | — | 41.30 | <0.04 | 39.06 | — | 0.05 | 0.04 | <0.04 | — | 0.04 | 0.43 | 19.93 | <0.04 | 100.90 | 21.1 |
| 10 | <0.04 | 51.30 | <0.04 | 41.90 | — | <0.04 | 0.13 | — | — | 0.34 | 0.27 | 7.27 | <0.04 | 101.29 | 7.3 |
| 11 | <0.04 | 40.18 | — | 39.19 | 0.06 | <0.04 | 0.07 | <0.04 | — | — | 0.53 | 20.56 | <0.04 | 100.68 | 22.1 |
| 12 | <0.04 | 50.08 | — | 41.35 | <0.04 | — | 0.07 | — | 0.05 | 0.08 | 0.23 | 8.51 | <0.04 | 100.43 | 8.6 |
| 13 | 0.04 | 39.98 | <0.04 | 39.19 | <0.04 | — | 0.08 | — | <0.04 | 0.05 | 0.44 | 20.81 | — | 100.65 | 22.4 |
| 14 | <0.04 | 39.34 | — | 39.11 | 0.06 | — | 0.06 | — | — | — | 0.45 | 21.79 | — | 100.82 | 23.5 |
| 15 | 0.04 | 41.66 | <0.04 | 39.50 | <0.04 | <0.04 | 0.05 | — | <0.04 | — | 0.38 | 18.99 | <0.04 | 100.71 | 20.2 |
| 16 | <0.04 | 35.07 | <0.04 | 37.70 | 0.11 | <0.04 | 0.05 | — | <0.04 | 0.05 | 0.48 | 27.00 | <0.04 | 100.56 | 30.0 |
| 17 | 0.05 | 34.72 | <0.04 | 37.76 | 0.10 | <0.04 | 0.05 | <0.04 | 0.08 | <0.04 | 0.42 | 27.49 | <0.04 | 100.76 | 30.6 |
| 18 | <0.04 | 39.03 | — | 39.05 | — | <0.04 | 0.08 | <0.04 | 0.08 | 0.04 | 0.52 | 21.79 | — | 100.67 | 23.7 |
| 19 | 0.04 | 39.22 | <0.04 | 39.08 | — | <0.04 | 0.10 | <0.04 | — | 0.05 | 0.52 | 21.78 | — | 100.84 | 23.6 |
| 20 | 0.09 | 36.71 | 0.30 | 35.95 | 0.06 | <0.04 | 0.18 | 0.24 | 0.08 | 3.02 | 0.42 | 22.30 | — | 99.35 | 25.2 |
| 21 | 0.04 | 41.18 | <0.04 | 39.63 | <0.04 | 0.04 | 0.05 | <0.04 | <0.04 | 0.05 | 0.48 | 19.51 | 0.07 | 101.09 | 20.8 |
| 22 | 0.05 | 39.65 | <0.04 | 39.08 | — | — | <0.04 | <0.04 | — | <0.04 | 0.53 | 21.81 | <0.04 | 101.23 | 23.4 |
| 23 | — | 39.62 | <0.04 | 39.00 | — | <0.04 | 0.06 | <0.04 | — | <0.04 | 0.55 | 21.33 | — | 100.63 | 23.0 |
| 24 | <0.04 | 52.90 | <0.04 | 41.95 | <0.04 | — | 0.08 | — | — | 0.13 | 0.21 | 4.52 | <0.04 | 99.86 | 4.5 |
| 25 | <0.04 | 51.77 | — | 41.61 | — | <0.04 | 0.10 | <0.04 | <0.04 | 0.42 | 0.30 | 4.60 | — | 98.88 | 4.7 |
| 26 | 0.06 | 43.55 | 0.05 | 39.54 | <0.04 | <0.04 | 0.11 | 0.04 | <0.04 | 0.13 | 0.39 | 15.64 | 0.07 | 99.62 | 16.6 |
| 27 | <0.04 | 53.31 | 0.10 | 41.63 | 0.05 | 0.04 | 0.44 | 0.07 | — | 0.05 | <0.04 | 2.65 | 0.25 | 98.61 | 2.7 |
| 28 | 0.04 | 51.02 | — | 41.03 | <0.04 | — | 0.07 | — | <0.04 | <0.04 | 0.19 | 6.60 | — | 99.03 | 6.7 |
| 29 | <0.04 | 54.11 | 0.09 | 41.93 | <0.04 | — | 0.13 | <0.04 | — | 0.18 | 0.09 | 2.66 | 0.06 | 99.28 | 2.7 |
| 30 | 0.05 | 48.67 | <0.04 | 40.33 | <0.04 | <0.04 | 0.06 | — | <0.04 | 0.19 | 0.50 | 9.10 | <0.04 | 98.99 | 9.4 |
| 31 | <0.04 | 54.88 | — | 42.12 | — | — | 0.09 | — | — | 0.15 | 0.09 | 1.03 | <0.04 | 98.41 | 1.0 |
| 32 | <0.04 | 54.28 | 0.07 | 41.66 | 0.04 | — | 0.36 | <0.04 | 0.06 | 0.18 | 0.12 | 1.53 | <0.04 | 98.34 | 1.5 |
| 1 | 0.93 | 38.36 | 6.90 | 44.04 | — | 0.14 | 4.12 | 0.14 | — | 0.24 | 0.10 | 6.60 | 0.08 | 101.65 | 8.7 |
| 2 | 0.13 | 41.59 | 0.37 | 55.95 | <0.04 | <0.04 | 0.29 | — | — | 0.68 | 0.04 | 0.86 | <0.04 | 99.97 | 1.1 |
| 3 | <0.04 | 32.48 | 0.14 | 57.48 | — | <0.04 | 0.40 | <0.04 | — | 0.69 | 0.67 | 8.26 | — | 100.19 | 12.4 |
| 4 | <0.04 | 34.75 | 0.08 | 58.28 | <0.04 | <0.04 | 0.31 | — | <0.04 | 0.53 | 0.44 | 5.40 | — | 99.87 | 8.0 |
| 5 | 0.05 | 32.82 | 0.20 | 57.68 | <0.04 | <0.04 | 0.47 | — | <0.04 | 0.66 | 0.71 | 7.61 | 0.05 | 100.33 | 11.4 |
| 6 | — | 37.08 | 0.22 | 58.69 | — | — | 0.21 | 0.06 | <0.04 | 0.52 | 0.25 | 2.55 | <0.04 | 99.60 | 3.7 |
| 7 | 0.12 | 32.52 | 0.30 | 55.96 | — | 0.09 | 0.61 | — | — | 0.40 | 0.33 | 7.75 | — | 98.06 | 11.7 |
| 8 | — | 36.79 | 0.45 | 57.44 | 0.05 | 0.04 | 0.40 | <0.04 | 0.05 | 0.54 | 0.09 | 3.08 | 0.45 | 99.38 | 4.4 |

“—”表示低于检测限;“\”表示未进行检测;橄榄石中包括选自三个Ⅱ型球粒A,B,C的八个橄榄石颗粒,以“Ⅱ型球粒A-X、Ⅱ型球粒B-X、Ⅱ型球粒C-X”表示

表2 平衡区域橄榄石、低钙辉石的电子探针分析结果

Table 2 Electron microprobe analyses of olivines and low-Ca pyroxenes in equilibrated area

| 编号 | 氧化物含量(wt%) | | | | | | | | | | | | | | | <i>Fa</i> 或 <i>Fs</i> |
|------|-------------------|-------|--------------------------------|------------------|-------------------------------|------------------|-------|------------------|-------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------|--------|-----------------------|
| | Na ₂ O | MgO | Al ₂ O ₃ | SiO ₂ | P ₂ O ₅ | K ₂ O | CaO | TiO ₂ | V ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | MnO | FeO | NiO | 总计 | (mol%) | |
| 橄榄石 | 1 | <0.04 | 38.10 | <0.04 | 37.96 | 0.09 | — | 0.12 | <0.04 | <0.04 | <0.04 | 0.45 | 22.52 | — | 99.33 | 24.7 |
| | 2 | <0.04 | 38.99 | <0.04 | 38.67 | <0.04 | <0.04 | 0.12 | 0.16 | 0.10 | 0.12 | 0.52 | 22.77 | — | 101.53 | 24.5 |
| | 3 | <0.04 | 38.26 | — | 38.22 | <0.04 | — | 0.12 | 0.04 | — | 0.28 | 0.42 | 22.84 | <0.04 | 100.23 | 24.9 |
| | 4 | <0.04 | 38.68 | <0.04 | 38.77 | 0.04 | — | 0.11 | — | <0.04 | 0.04 | 0.46 | 22.72 | 0.05 | 100.93 | 24.6 |
| | 5 | 0.06 | 38.48 | <0.04 | 38.97 | — | — | 0.11 | — | 0.05 | <0.04 | 0.46 | 22.72 | — | 100.87 | 24.7 |
| | 6 | 0.05 | 38.68 | — | 38.40 | <0.04 | — | 0.11 | <0.04 | <0.04 | 0.04 | 0.46 | 22.79 | <0.04 | 100.61 | 24.7 |
| | 7 | 0.08 | 38.73 | — | 38.45 | 0.08 | <0.04 | 0.09 | <0.04 | <0.04 | 0.06 | 0.44 | 22.61 | <0.04 | 100.62 | 24.5 |
| 低钙辉石 | 1 | 0.04 | 28.59 | 0.18 | 55.12 | <0.04 | — | 1.02 | 0.22 | <0.04 | 0.26 | 0.46 | 13.73 | <0.04 | 99.65 | 21.1 |
| | 2 | 0.06 | 28.42 | 0.20 | 54.53 | — | — | 1.00 | 0.18 | <0.04 | 0.51 | 0.47 | 13.70 | 0.04 | 99.12 | 21.1 |
| | 3 | 0.04 | 28.70 | 0.15 | 55.11 | 0.07 | <0.04 | 0.96 | 0.13 | — | 0.13 | 0.51 | 13.61 | — | 99.43 | 20.9 |
| | 4 | 0.05 | 28.23 | 0.10 | 54.65 | — | — | 1.06 | 0.11 | — | 0.12 | 0.50 | 13.23 | <0.04 | 98.08 | 20.7 |
| | 5 | 0.04 | 28.45 | 0.17 | 54.98 | <0.04 | — | 1.04 | 0.15 | <0.04 | 0.19 | 0.43 | 13.28 | 0.04 | 98.78 | 20.6 |
| | 6 | 0.08 | 28.06 | 0.16 | 55.03 | 0.04 | <0.04 | 1.68 | 0.15 | 0.05 | 0.63 | 0.45 | 13.43 | 0.04 | 99.82 | 21.0 |

“—”表示低于检测限

表3 均质玻璃元素面分析结果

Table 3 Element area analysis of homogeneous glass

| 元素(wt%) | 均质玻璃 | | |
|---------|------|------|------|
| | 区域1 | 区域2 | 区域3 |
| O | 35.9 | 35.8 | 35.7 |
| Na | 2.1 | 2.2 | 2.2 |
| Mg | 5.2 | 5.2 | 5.1 |
| Al | 19.9 | 19.9 | 19.9 |
| Si | 21.3 | 21.3 | 21.4 |
| K | 0.7 | 0.7 | 0.6 |
| Ca | 9.2 | 9.1 | 9.1 |
| Ti | 4.4 | 4.4 | 4.4 |
| Fe | 1.3 | 1.4 | 1.5 |
| 总计 | 100 | 100 | 99.9 |

区域1、区域2及区域3的面积比为1:6:292

表4 表土角砾、非平衡区域和基质的元素面分析结果

Table 4 Elemental mapping results of regolith breccia, unequilibrated area, and matrix

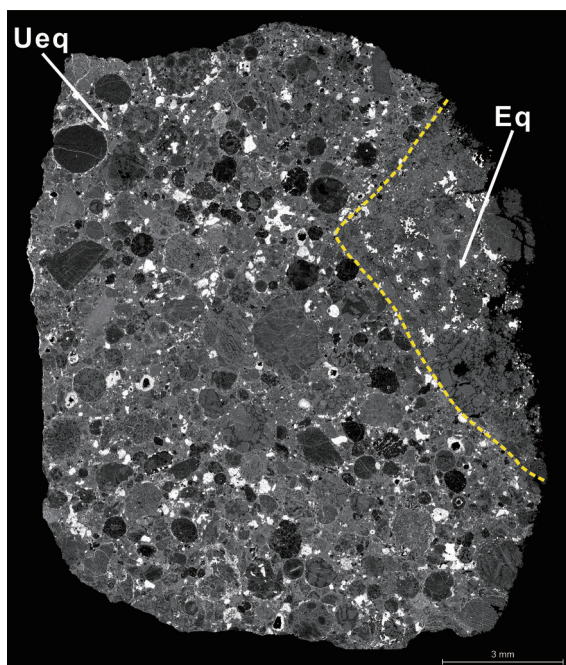
| 元素 (wt%) | 表土角砾 | | 非平衡代表性区域 | | | | | 基质 |
|-------------|-------|-------|----------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 区域1 | 区域2 | 区域3 | 区域4 | 区域5 | 区域6 | 区域7 | |
| O | 36.2 | 34.5 | 38.2 | 37.1 | 38.6 | 38.0 | 37.9 | 32.2 |
| Mg | 19.4 | 20.0 | 16.8 | 16.9 | 16.6 | 17.4 | 16.2 | 15.3 |
| Al | 1.6 | 1.9 | 1.8 | 1.8 | 1.8 | 1.7 | 1.8 | 1 |
| Si | 19.1 | 20.6 | 19.9 | 19.9 | 19.5 | 20.3 | 20.9 | 16.1 |
| S | 1.5 | 1.0 | 1.8 | 1.8 | 1.4 | 1.7 | 2.5 | — |
| Ca | 1.7 | 1.8 | 1.6 | 1.6 | 1.6 | 1.6 | 1.5 | — |
| Fe | 19.4 | 19.1 | 19.9 | 20.0 | 20.5 | 18.4 | 19.2 | 35.6 |
| Ni | 1.1 | 1.2 | — | 1.0 | — | 0.9 | — | — |
| 总计 | 100.0 | 100.1 | 100.0 | 100.1 | 100.0 | 100.0 | 100.0 | 100.2 |

“—”为未检测到相应元素谱峰

3 讨论

3.1 陨石类型划分 GRV 050202 中的非平衡区域的球粒结构清晰、边界明显、基质尚未发生重结晶,长石仅填充于球粒内部,且发现三个难熔包体,具有三型非平衡陨石的典型特征^[2-3]. Sears et al^[4]的研究指出,橄榄石 *Fa* 值的 *PMD* 可以有效划分岩石亚型为 3.5~3.9 型的非平衡球粒陨石,但本次研究非平衡区域橄榄石 *Fa* 值的 *PMD*

为 49.4%,通过缪秉魁等^[3]与 Sears et al^[4]分别得出的 *Fa* 值岩石亚型分类结论差异较大,我们尚不知这是否由统计样本数量不足或样本选取的随机误差所造成. 但结合非平衡区域低钙辉石数据,根据 Sears et al^[5]的研究可以发现,非平衡区域橄榄石 *Fa* 值相对标准偏差 *PSD*=65.2% 及低钙辉石 *Fs* 值 *PSD*=51.0% 有相似于 L 群 3.5 型普通球粒陨石的特征,考虑到低钙辉石热力学平衡能力弱于橄榄石^[6],导致其所确定的岩石类型通常



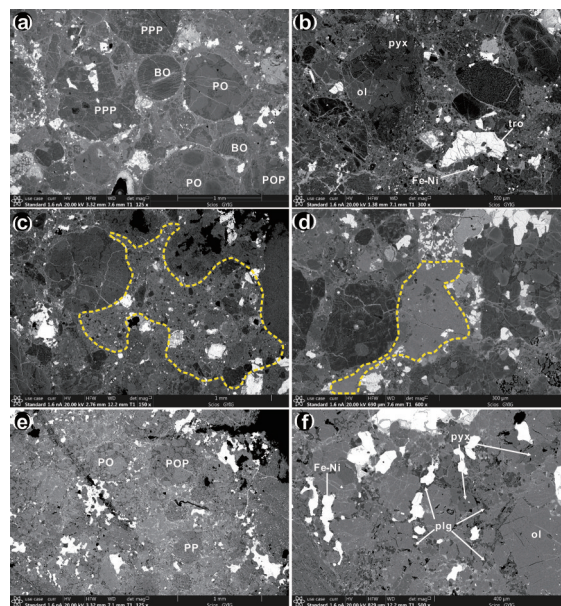
该光薄片由非平衡区域和平衡区域组成,图中黄色虚线段所围近似三角形区域为平衡区域.Ueq:非平衡区域,Eq:平衡区域

图 1 GRV 050202-1 光薄片 BSE 图像拼图

Fig. 1 BSE mosaic image of GRV 050202-1 thin section

比橄榄石所确定的略低^[3],可以认为该陨石非平衡区域岩石类型 ≥ 3.5 型.同时普通球粒陨石非平衡区域 II 型球粒中橄榄石的 Cr 含量具有随着热变质程度升高而降低的性质^[1],本研究中与之对应的橄榄石 Cr_2O_3 平均含量(wt%)及标准偏差(wt%)分别为 0.045 wt% 和 0.032 wt%(为避免数据量不足导致平均值结果偏大、标准偏差结果偏小,计算所采用的 Cr_2O_3 含量包括 <0.04 wt% 的数据),与 3.6 型普通球粒陨石 Tieschitz(图 7)非常接近^[1,4].综上所述,GRV 050202 中非平衡区域的岩石类型为 3.6 型.平衡区域热变质程度较高,对于高岩石类型,橄榄石 Fa 值是较好的分类参数^[7],电子探针数据显示(表 2):平衡区域橄榄石成分均一,低钙辉石也已经达到相当程度的热力学平衡,可同时参考其 Fa 及 Fs 值. Vanschmus et al^[8] 的研究认为,4 型以上的陨石其橄榄石 Fa 值或低钙辉石 Fs 值的 PMD 应低于 5%,本次研究平衡区域橄榄石 Fa 值 PMD 为 0.4%,低钙辉石 Fs 值 PMD 为 0.9%,矿物成分极为均匀.同时,平衡区域 BSE 图像(图 2f)中仍可辨认出较

为明显的球粒边界,光学显微镜下无不透明基质,长石以小于 $50\text{ }\mu\text{m}$ 粒径的微晶形式大量填充于橄榄石及辉石间隙之中(图 2e).综合以上条件分析,可以认为平衡区域的岩石类型为 5 型^[7-8].



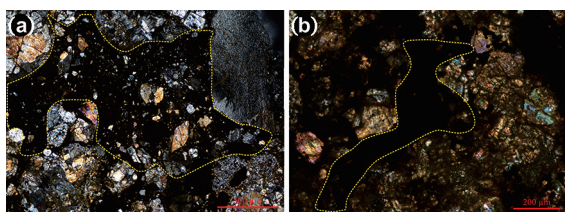
(a)非平衡区域主要球粒类型;(b)非平衡区域矿物组成;(c)非平衡区域复矿碎屑角砾,由黄色虚线段框出;(d)非平衡区域中的基质,由黄色虚线段框出;(e)平衡区域主要球粒类型;(f)平衡区域矿物组成.ol:橄榄石;pyx:低钙辉石;tro:陨硫铁;Fe-Ni:铁镍金属;plg:长石;PO:斑状橄榄石球粒;PP:斑状辉石球粒;POP:斑状橄榄石-辉石球粒;BO:炉条状橄榄石球粒;PPP:斑状嵌晶辉石球粒

图 2 非平衡区域及平衡区域的 BSE 图像

Fig. 2 BSE images of unequilibrated and equilibrated areas

非平衡型普通球粒陨石的橄榄石及低钙辉石化学成分不均匀,按其进行化学群分类可能会导致错分,而普通球粒陨石的化学群与其球粒平均直径具有显著的相关性^[9],根据非平衡区域球粒平均直径 0.52 mm ,将非平衡区域划分为 L 群.对于平衡区域,H、L 及 LL 群氧化等级的差异可以从橄榄石的 Fa 值得到区分^[7-8,10],其 Fa 平均值为 $24.7\text{ mol}\%$,符合 L 群普通球粒陨石橄榄石的 Fa 值.

该陨石中的不透明矿物多由铁镍金属、陨硫铁、基质及复矿碎屑角砾组成,除含有较大复矿碎屑角砾的区域外,其余部分橄榄石未见波状消光,呈现不规则断裂,冲击变质程度符合 S1 的特



(a)复矿碎屑角砾正交光图像,黄色虚线段所围区域为较大复矿碎屑角砾,在光学显微镜下表现为不透明的基质及具有光性的碎屑矿物;(b)非平衡型普通球粒陨石基质正交光图像,黄色虚线段所围区域为非平衡型普通球粒陨石基质,在光学显微镜下全消光

图3 复矿碎屑角砾及基质光学显微镜照片

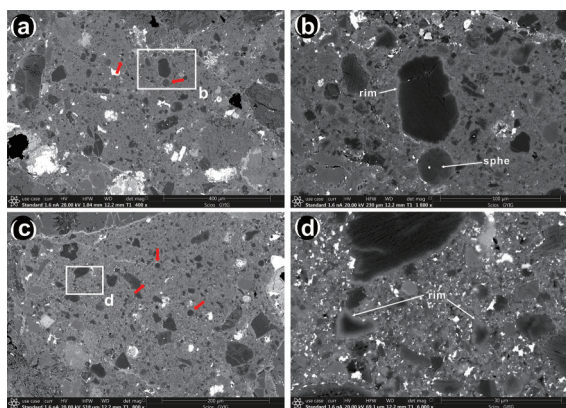
Fig. 3 Optical microphotographs of polymict breccia and matrix

征^[11]. 此外,仅少量铁镍金属具有氧化环带,且未见明显氧化脉,受风化作用影响很小,其风化程度为W1^[12].

3.2 表土角砾与基质 与该复矿碎屑角砾中硅酸盐或玻璃质球体类似的现象(图4a至图4c)最早在阿波罗样品79035的表土角砾岩中发现^[13],被认为是月球上广泛发生的撞击事件所致. 随后,Noble et al^[14]在Kapoeta(howardite)中同样发现类似的玻璃球体,证明产生飞溅熔体微小液滴的冲击过程同样发生在小行星表面. 而对于部分碎屑矿物边缘的环带(图4b和图4d),若该环带是由于碎屑矿物与周围细颗粒状基质在高温下发生熔融而形成,则周围基质应具有熔融结晶的粗粒特征,但周围细颗粒状基质并未有明显的重熔结晶现象,因此排除热反应边的可能性. 前人研究认为在行星表面发生撞击时,表面物质的摩擦压实作用会导致矿物颗粒接触界面发生熔融,进而产生相应微量的熔体,该现象也被认为出现在阿波罗样品79035的表土角砾岩中. Bogert et al^[15]的实验指出,小行星表面在非常低速的撞击事件下,这种摩擦所致熔融暗化相当普遍. 而与之相关的是矿物颗粒表面相互摩擦挤压所产生的高应变率而非高温,且具有一定粒径差异的颗粒(大颗粒矿物碎屑与细粒基质)能形成更加剧烈的摩擦挤压作用. 这也证实了为什么该角砾中细粒基质没有发生大量的重熔结晶. 随后在光学显微镜下,也观察到了相应的暗化边界. 实际上,根据光学显微镜和BSE图像,这种摩擦压实作用所导

致在矿物颗粒边界发生熔融所产生的熔体应是较大颗粒矿物表面与相接触细粒基质混熔的结果,并经历了快速冷却的过程. 这体现在大颗粒矿物边界环带亮度明显高于其内部,且在光学显微镜下该环带表现出暗化的特征上. 此外,本研究还讨论关于该环带的另一可能成因,即冲击时部分机械破碎的矿物在其矿物边界发生熔融,随后被溅射至较冷的表土中淬火,这种可能性同样可以解释为何该角砾中细粒基质没有发生明显重结晶,且具有环带的碎屑矿物仍较好地保留了机械破碎的特征,以及环带快速冷却的原因. 另一方面,不仅区别于非平衡型普通球粒陨石原生基质,相较于其他类似性质的角砾,如碎块角砾或冲击熔融角砾^[16],该角砾基质粒径更为细粒且未经历明显热事件所致重熔结晶,橄榄石 Fa 值和低钙辉石 Fs 值具有较大差异. 这一特征与Jäckel and Bischoff^[17]对LL群陨石中表土角砾与碎块角砾之对比相一致. 考虑碎屑矿物的特征、冲击所溅射熔融液滴而形成的球体及角砾中细粒基质与非平衡区域基质间的差异,该角砾应属于表土角砾. 针对L群非平衡普通球粒陨石基质、表土角砾及其他非平衡区域的区分对比本文在表3中进行了总结. 其中某些特征:如冲击溅射熔融液滴而形成的球体、碎屑矿物的成分环带,也许在识别月球陨石、howardite及其他群普通球粒陨石的表土角砾中,同样有重要意义.

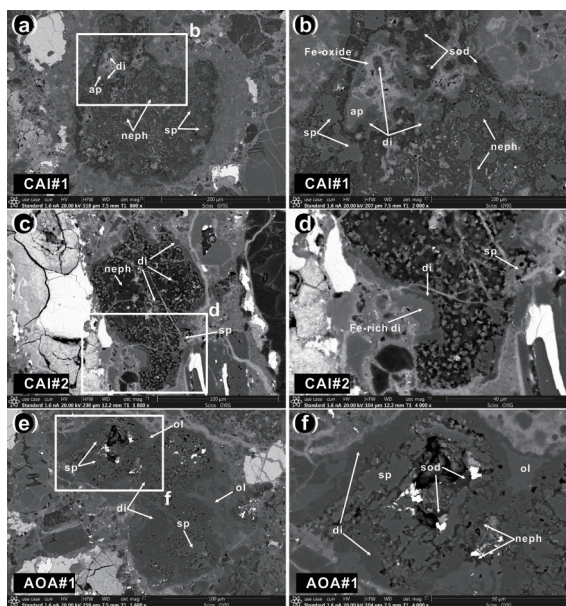
由于难以从结构和单一矿物组分的电子探针数据解读该表土角砾前体的来源,考虑到若非混染外来物质,该表土角砾则为非平衡区域原生物质机械破碎的混合,其成分应与未明显包含表土角砾的非平衡代表性区域平均成分相似. GRV 050202的分析结果显示(表5):所选取的五个非平衡区域Mg含量为16.2 wt%~17.4 wt%,平均含量为16.8 wt%;两个表土角砾区域Mg含量为19.4 wt%~20.0 wt%,平均含量为19.7 wt%;非平衡型普通球粒陨石基质区域的Mg含量为三者中最低,仅为15.3 wt%,但其明显富集Fe元素,含量达35.6 wt%. 我们发现,表土角砾的Mg含量均落在具有代表性的非平衡区域和基质含量范围之外,由于表土角砾被认为来自不同位置前体的混合,且考虑到碰撞破碎的随机性,撞击所产生



(a) 该区域分布粒径不一碎屑矿物, 部分碎屑可见机械破碎特征; (b) a 区域的局部放大; (c) 与 a 区域具有相同的表征; (d) c 区域的局部放大. 红色箭头所指为角砾中分布的硅酸盐或玻璃质球体. rim: 环带; sphe: 球体

图 4 复矿碎屑角砾的 BSE 图像

Fig. 4 BSE images of polymict breccia



(a~b) CAI#1; (c~d) CAI#2; (e~f) AOA#1. ap: 磷灰石; di: 透辉石; Fe-rich di: 富铁透辉石; neph: 霞石; ol: 橄榄石; sod: 方钠石; Fe-oxide: 铁氧化物

图 5 GRV 050202 中难熔包体 BSE 图像及其局部放大

Fig. 5 BSE images of refractory inclusions with its local enlargement in GRV 050202

的碎屑矿物均来自一个相对富 Mg 的非平衡区域的可能性较小. 因此推测该表土角砾混染了不属于 L 群普通球粒陨石母体的外来物质, 该外来物质相对于 L 群普通球粒陨石母体更为富集 Mg, 其通过与 GRV 050202 母体碰撞, 进而与本地物质

发生破碎混合, 产生大量碎屑矿物及飞溅的熔体微小液滴, 在小行星表面形成表土角砾.

但如之前所提到的, 表土角砾区域碎屑矿物呈现不规则破碎, 在正交光下部分碎屑矿物可见波状消光而未见马赛克消光, 基质未重结晶, 表明其冲击程度较弱, 推测该表土角砾的组成物质来源于冲击体破碎的溅射物与本地物质的混合, 而非直接来源于冲击点中心的物质.

3.3 难熔包体的蚀变 GRV 050202 陨石的非平衡区域中有三个出现蚀变现象的难熔包体: CAI#1、CAI#2 和 AOA#1. 相较于碳质球粒陨石, 难熔包体在普通球粒陨石中相当罕见^[18-22]. 目前通常认为难熔包体是在相同源区由太阳星云冷凝形成, 随后传输分布至不同化学群的球粒陨石吸积形成区域^[23-31]. 虽然一般认为普通球粒陨石中水含量很低, 但无论是流体蚀变产生的层状硅酸盐、磁铁矿、铁橄榄石及方解石等矿物^[32-38], 还是与其相关的氧同位素异常等^[39-40], 均有在非平衡型普通球粒陨石中观察到.

对于 CAI#1、CAI#2, 其形状不规则加之缺少黄长石, 与粗粒火成型 (Compact Type A; Type B; Type C, CTA; B; C) 区别较大. 同时, 其中透辉石 TiO_2 含量分别仅为 0.182 wt% 和 <0.04 wt%, 远低于 CTA 或经历过部分熔融的 CAI 中透辉石 (~13.5 wt%^[39]) 或深绿辉石 (~17 wt%^[41]) 中 TiO_2 含量, 加之 AOA#1 同样具有不规则的细粒松散状形态, 且未在三个难熔包体中发现透辉石存在从熔体中分离结晶所造成的化学环带^[42-43]. 我们认为这三个难熔包体未在星云环境中经历过加热熔融, 均属于细粒松散状难熔包体 (Fluffy Type A; Spinel-Pyroxene-rich inclusion; Amoeboid Olivine Aggregate, FTA; Sp - Px; AOA). 而前两者原生相以尖晶石和透辉石为主, 未见黑腹铝矿或钙钛矿, 尖晶石中 V_2O_5 含量仅有 ~0.346 wt% 和 ~0.281 wt%, 属于富尖晶石-辉石包体 (Sp-Px)^[44].

除星云冷凝的矿物外, 次生相在 CAI#1、CAI#2 中占有相当大的比例, AOA#1 中也发现 (图 5b, 图 5d 和图 5f). 通常, 难熔包体变质及次生蚀变产物包括层状硅酸盐、磁铁矿、霞石、方钠石、钛铁矿、钙长石和铁橄榄石等^[45-49]. 其中, 方钠

表5 非平衡型普通球粒陨石基质、表土角砾及碎块角砾区分总结

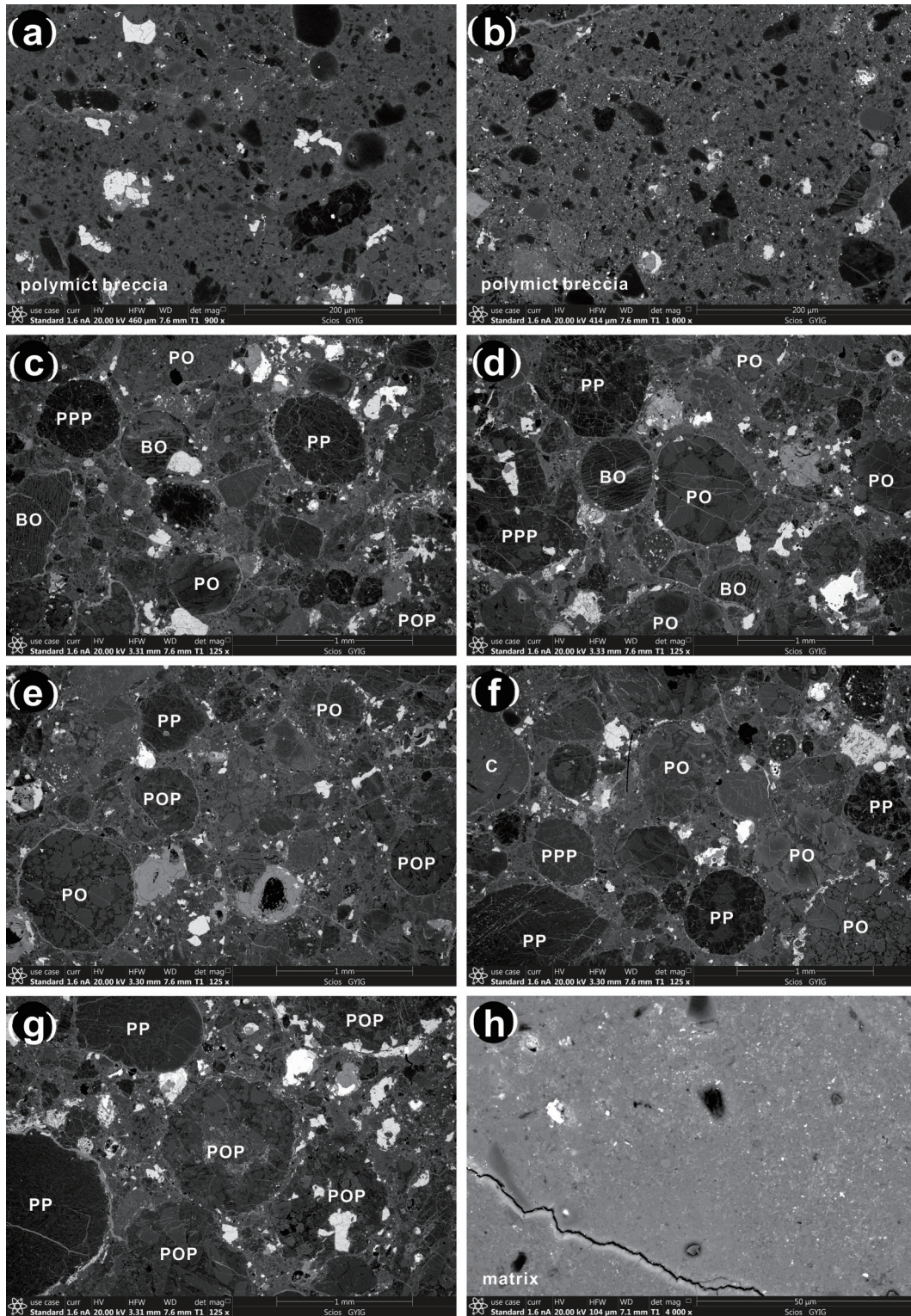
Table 5 Summary of differences in matrix, regolith breccia and fragmental breccia of unequilibrated ordinary chondrite

| 研究手段 | 基质及角砾类型 | | | |
|--------|---------------|---|--|--|
| | 基质 | 表土角砾 | 碎块角砾 | |
| 表观 | 扫描电镜 | 总体较为均匀,粒度区分不明显,少有金属颗粒分布其中 | 粒度区分明显,较大颗粒碎屑矿物无定向分布于较小颗粒基质之中,常见机械破碎所致尖锐边缘及冲击裂痕,常见金属颗粒以粒径不一分布其中 | 原位破碎产物居多,粒径分布不均匀,常见较大颗粒矿物碎片,较基质与表土角砾缺乏细粒物质 |
| | 光学显微镜 | 不透光黑色不规则形状 | 不透光黑色基质中分布粒径不一的透明矿物 | 未发生熔融的矿物碎块角砾依然具有光学性质,由于冲击作用,可能具有波状消光 |
| 粒度 | 扫描电镜 | BSE图像下呈现均匀细粒,通常粒径 $\leq 3\ \mu\text{m}$ | 颗粒大小不均一,粒径分布从几微米至几十微米 | 粒度不均,较少细粒基质 |
| 结构 | 扫描电镜 | 非平衡型L群普通球粒陨石中呈现松散堆积状,无或轻微的压实成岩作用,可能其成因与星云吸积相关 | 非平衡型L群普通球粒陨石中呈现不同粒径颗粒混合堆积,相较于基质,由于其可能经历了一定的压实成岩作用,密实度应该高于基质 | 细粒填充物少,矿物碎块间隙较多 |
| 成分 | 电子探针 扫描电镜 | 金属及其氧化物模式含量少,区域Fe元素含量可达30 wt%以上 | 相较基质,金属及其氧化物模式含量较多,碎屑矿物如橄榄石、低钙辉石, Fa 值与 Fs 值差异加大,区域Fe元素含量一般在20 wt%左右 | 相邻矿物碎块化学成分较为均一或有过渡趋势 |
| 碎屑矿物特征 | 扫描电镜 | 偶见碎屑矿物,其边缘无明显风化或熔融环带 | 部分碎屑矿物边缘可见环带,形成原因可能是太空风化、摩擦熔融或冲击时碎屑矿物边界熔融,与周围物质接触关系认为是机械混合(位于非平衡区域,且细粒矿物未见重熔结晶,排除热反应边) | 矿物碎块较多,其边缘无明显风化或熔融化带 |
| 其他特征 | 光学显微镜 扫描电镜 | — | 表土角砾中常见一种大小不一的硅酸盐或玻璃质球体,直径分布约从8~80 μm | — |

“—”表示未在该方面观察到具有判别性质的特征;表土角砾中矿物的太空风化特征描述引自 Noble et al.^[13-14],碎块角砾的特征描述引自 Bischoff et al.^[16]及 Jäckel and Bischoff^[17]

石、霞石、磁铁矿和铁橄榄石在 NWA3358, Semarkona 及其他微弱变质的 L3 和 LL3 型球粒陨石上被认为是与流体蚀变作用密切相关^[36,38-39]. 且包裹 CAI#2 的透辉石呈现明显富铁的外层,这与来源于富铁基质中流体蚀变造成的镁橄榄石-铁橄榄石、镁尖晶石-铁尖晶石趋势相一致. 同时,GRV 050202 难熔包体中除上述蚀变产物外,在 CAI#1 中观察到的磷灰石目前主要在 Allende (CV3)^[50-51]、Maralinga (CK)^[52] 及 Dar al Gani 978 (未分群)^[53-54] 等碳质球粒陨石中有过具

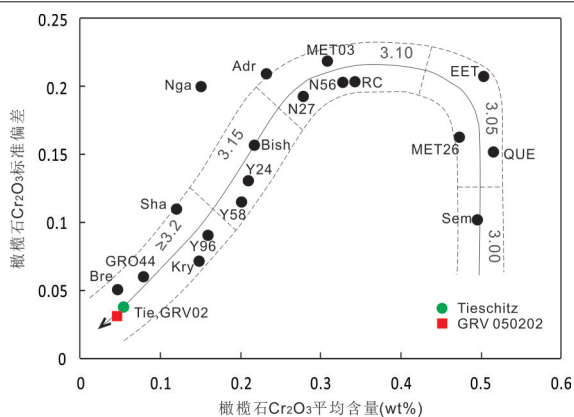
体的报道(图 5a~b). 根据 Ma et al.^[50-51] 和 Kurat et al.^[52] 的研究,磷灰石可能来自于经过某些演化过程的磷化物前体,虽然该过程目前尚不明确,但磷灰石作为终端产物,演化期间极有可能经历了还原状态的磷化物发生氧化的过程. 而对于该前体, Ma et al.^[50-51] 认为其是来自富集金属元素(如: Mo, Fe, Ni 等)和 P 的不混溶熔体,随后从金属熔体中结晶出磷化物或是在冷凝后磷化物从合金中出溶. 而 Kurat et al.^[52] 的研究表明,由于 MaTroc (Maralinga 中的 CAI) 中大部分难熔矿物尚未达



(a~b)复矿碎屑角砾;(c~g)非平衡代表性区域;(h)非平衡区域基质.polymict breccia:复矿碎屑角砾;PO:斑状橄榄石球粒;PP:斑状辉石球粒;POP:斑状橄榄石-辉石球粒;BO:炉条状橄榄石球粒;PPP:斑状嵌晶辉石球粒;C:隐晶质球粒;matrix:基质

图 6 EDS 元素面分析区域的 BSE 图像

Fig. 6 BSE images of EDS elemental mapping areas



关于橄榄石中 Cr_2O_3 平均含量 (wt%) 与其标准偏差做相关变量, GRV 050202 与 Tieschitz (3.6) 数据最为接近, 因此 GRV 050202 被划分为 3.6 型; 其他数据引自 Jeffrey et al.^[1]

图7 非平衡型普通球粒陨石岩石亚型分类

Fig. 7 Petrologic subtype classification of unequilibrated ordinary chondrite

到化学平衡, 因此被认为是未经历过熔融事件的星云冷凝产物。不同的是, Zhang et al.^[53] 指出, 难熔包体中磷灰石的 P 来自于流体活动而非难熔包体本身, 与之类似的含 P 流体活动同样也被认为发生在 Bo Xian (LL3.9), Bjurböle (L/LL4) 等普通球粒陨石母体上^[55]。值得注意的是, MaTroc 中仅有磷灰石与难熔包体核部在痕量元素上达到化学均一性, 这被认为与富集稀土元素及 Sr 的流体相关^[52]。CAI#1 中磷灰石被透辉石所包裹, 未显示出与金属及其氧化物伴生的形态, 该难熔包体含有的铁的氧化物作为流体蚀变产物之一, 在 CAI#2 中同样被观察到。此外, 考虑难熔包体起源于同一源区, 若 CAI#1 中的磷灰石前体来自于富集金属元素和 P 的熔体且与其余矿物达到一定程度化学平衡, 则应该不会出现 CAI#1 中透辉石 TiO_2 ($<0.04 \text{ wt}\%$)、尖晶石 V_2O_3 ($\sim 0.35 \text{ wt}\%$)、无富钒特征的铁氧化物及无富钼特征的磷灰石, 与 ACM-2 (Allende 中的 CAI) 中透辉石 TiO_2 ($\sim 7.0 \text{ wt}\%$)、尖晶石 V_2O_3 ($\sim 2.6 \text{ wt}\%$)、具有富钒特征的磁铁矿及具有富钼特征的磷灰石存在较大成分差异的现象^[50]。与金属相及其氧化物存在密切接触关系的磷灰石与 CAI#1、MaTroc 及 Dar al Gani 978 难熔包体中观察到的磷灰石在尺寸方面存在较大差异, 前者粒径约为数百纳米, 后者可达数十微米。因此, CAI#1 中磷灰石不太可能是从

经历熔融事件的宿主 CAI 熔体中结晶分离出的前体所演化而来, 这与对 CAI#1 为细粒松散状难熔包体的结论一致。同时, 考虑到普通球粒陨石中 P 等亲铁元素主要来源于吸积时球粒、基质及难熔包体所包含的金属相, 而早期星云环境相对较为还原, 可能不具备将包含还原态 P 的金属相氧化的条件^[56], 因此 CAI#1 中所观察到铁的氧化物及磷灰石的磷酸根是在星云蚀变作用下形成的可能性较小, 推测该氧化及蚀变过程主要发生在普通球粒陨石母体上^[55]。至于流体蚀变作用在磷灰石的形成过程中扮演何种程度的角色, 因 MaTroc 中磁铁矿、富铁橄榄石 ($\text{Fa} \sim 33.2 \text{ mol}\%$) 和富铁尖晶石等次生相的出现, 加之 Dar al Gani 978 难熔包体和 CAI#1 中方钠石、霞石等蚀变产物, 表明含有磷灰石的难熔包体大部分经历过蚀变作用^[52-53]。同时, 考虑到 Bo Xian et al 等 LL 群普通球粒陨石中磷灰石的蚀变成因及早期星云环境可能不具备氧化条件等因素^[55-56], 本研究认为在未发生熔融变质的情况下, GRV 050202 的母体经历了与碳质球粒陨石母体及 LL 群普通球粒陨石母体类似的流体蚀变, 对于磷灰石, L 或 LL 群普通球粒陨石及其他碳质球粒陨石母体上的流体可能承担其附加阴离子及 P 的提供或输送作用。与之相对比的是, 若难熔包体中存在作为磷灰石前体的磷化物, P 的提供或输送就并非流体所必须承担的任务, 而 Ca^{2+} 的机动条件则成为关注的重点^[50-51], 这也指示难熔包体中的磷灰石可能存在两种不同的形成机制。

4 结 论

(1) GRV 050202 属于普通球粒陨石, 由非平衡区域和平衡区域组成。非平衡区域化学群为 L 群, 岩石类型为 3.6 型。平衡区域化学群为 L 群, 岩石类型为 5 型。该陨石未经历明显冲击变质及风化作用, 冲击变质程度为 S1, 风化程度为 W1。

(2) GRV 050202 中包含混染外来物质的表土角砾, 其可能形成于距离撞击中心较远处的撞击溅射物与本地物质的混合, 该角砾在基质粒度、碎屑矿物特征、结构成分及表面撞击产物 (如硅酸盐或玻璃质球体) 等方面与非平衡型普通球粒陨石基质及其他角砾具有差异。根据文中所总结差

异,或许可以提供一种通过光学显微镜或扫描电镜便能快速识别表土角砾的方法.

(3) GRV 050202 中三个难熔包体 CAI#1、CAI#2 及 AOA#1 均包含与流体蚀变相关的方钠石、霞石等矿物,其中 CAI#1 与碳质球粒陨石 Maralinga 及 Dar al Gani 978 的难熔包体中包含有性质相似的磷灰石,表明 L 群普通球粒陨石母体经历过与碳质球粒陨石及 LL 群普通球粒陨石母体类似的含 P 流体蚀变作用,该流体在磷灰石的形成过程中可能承担附加阴离子及 P 的提供及输送作用. 与 Allende 难熔包体 ACM-2 中磷灰石的对比,指示难熔包体中磷灰石可能存在不同的形成机制.

致 谢 感谢中国科学院地球化学研究所月球与行星科学研究中心文愿运工程师提供扫描电镜分析的帮助;感谢中国科学院矿床国家重点实验室李响助理工程师及广隐伏金属矿产勘察重点实验室谢兰芳博士提供电子探针分析的帮助;感谢中国科学院地球化学研究所月球与行星科学研究中心范焱博士及杜科硕士提供的写作指导!

参考文献

- [1] Grossman J N, Brearley A J. The onset of metamorphism in ordinary and carbonaceous chondrites. *Meteoritics & Planetary Science*, 2005, 40(1): 87—123.
- [2] Lin Y, Kimura M, Hiyagon H, et al. Unusually abundant refractory inclusions from Sahara 97159 (EH3): A comparative study with other groups of chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2003, 67(24): 4935—4948.
- [3] 缪秉魁, 林杨挺, 欧阳自远等. 南极格罗夫山陨石岩石学特征 I: 非平衡 L3 型普通球粒陨石. 极地研究, 2002, 14(4): 276—287. (Miao B K, Lin Y T, Ouyang Z Y, et al. Petrology of Grove Mountains Meteorites I: L3 ordinary chondrites. *Chinese Journal of Polar Research*, 2002, 14(4): 276—287.)
- [4] Sears D W, Grossman J N, Melcher C L, et al. Measuring metamorphic history of unequilibrated ordinary chondrites. *Nature*, 1980(287): 791—795.
- [5] Sears D W, Grossman J N, Melcher C L. Chemical and physical studies of type 3 chondrites - I: Metamorphism related studies of Antarctic and other type 3 ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1982(46): 2471—2481.
- [6] Freer R. Diffusion in silicate minerals and glasses: A data digest and guide to the literature. contributions to mineralogy and petrology, 1981(76): 440—454.
- [7] 缪秉魁, 林杨挺, 欧阳自远等. 南极格罗夫山陨石岩石学特征 II: 平衡型普通球粒陨石. 极地研究, 2002, 14(4): 288—299. (Miao B K, Lin Y T, Ouyang Z Y, et al. Petrology of grove mountains meteorites II: Equilibrated ordinary chondrites. *Chinese Journal of Polar Research*, 2002, 14(4): 288—299.)
- [8] Schmus W R V, Wood J A. A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1967(31): 747—769.
- [9] 王道德, 王桂琴. 普通球粒陨石的物理和岩石学性质及其分类参数. 地球化学, 2011, 40(1): 35—44. (Wang D D, Wang G Q. Physical and petrology properties of ordinary chondrites and their taxonomic parameters. *Geochimica*, 2011, 40(1): 35—44.)
- [10] 李世杰, 王世杰, 刘燊等. 100 块南极格罗夫山陨石的类型及其岩石学特征. 极地研究, 2008, 20(2): 177—188. (Li S J, Wang S J, Liu S, et al. The classification of 100 Grove Mountains ordinary meteorites. *Chinese Journal of Polar Research*, 2008, 20(2): 177—188.)
- [11] Stöffler D, Keil K, Scott E R D. Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1991(55): 3845—3867.
- [12] Wlotzka F. A weathering scale for the ordinary chondrites. *Meteoritics*, 1993(28): 460.
- [13] Noble S K, Keller L P, Pieters C M. Evidence of space weathering in regolith breccias I: Lunar regolith breccias. *Meteoritics & Planetary Science*, 2005, 40(3): 397—409.
- [14] Noble S K, Keller L P, Pieters C M. Evidence of space weathering in regolith breccias II: Asteroidal regolith breccias. *Meteoritics & Planetary Science*, 2010, 45(12): 2007—2015.
- [15] van der Bogert C H, Schultz P H, Spray J G. Impact-darkening via high strain-rate deformation during impact: Spectral and chemical analyses. 32nd Lunar and Planetary Science Conference. Houston, TX, USA: 2001, abstract 2167.
- [16] Bischoff A, Scott E R D, Metzler K, et al. Nature and origins of meteoritic breccias. In meteorites and the

- early solar system II . USA, Tucson: University of Arizona Press, 2006, 679—712.
- [17] Jäckel A, Bischoff A. Textural and mineralogical differences between LL - chondritic fragmental and regolith breccias (abstracts). *Meteoritics & Planetary Science*, 1998(33):A77—A78.
- [18] Bischoff A, Keil K. Ca-Al-rich chondrules and inclusions in ordinary chondrites. *Nature*, 1983(303):588—592.
- [19] Bischoff A, Keil K. Catalog of Al-rich chondrules, inclusions, and fragments in ordinary chondrites. Institute of Meteoritics. Albuquerque: Special Publication, 1983(22):1—33.
- [20] Bischoff A, Keil K. Al - rich objects in ordinary chondrites: Related origin of carbonaceous and ordinary chondrites and their constituents. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1984(48):693—709.
- [21] Bischoff A, Keil K, Stöffler D. Perovskite-Hibonite-Spinel-Bearing, Refractory Inclusions and Ca-Al-rich chondrules in Enstatite Chondrites. *Meteoritics*, 1984(19):193—194.
- [22] Hinton R W, Bischoff A. Ion microprobe magnesium isotope analysis of plagioclase and hibonite from ordinary chondrites. *Nature*, 1984(308):169—172.
- [23] Shu F H, Shang H, Lee T. Toward an astrophysical theory of chondrites. *Science*, 1996(271):1545—1552.
- [24] McKeegan K D, Chaussidon M, Robert F. Incorporation of short-lived ^{10}Be in a calcium - aluminum-rich inclusion from the Allende Meteorite. *Science*, 2000(289):1334—1337.
- [25] MacPherson G J, Huss G R, Davis A M. Extinct ^{10}Be in type A calcium-aluminum-rich inclusions from CV chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2003, 67(17):3165—3179.
- [26] Brownlee D, Tsou T, Alen J, et al. Comet 81P/Wild 2 under a microscope. *Science*, 2006(314):1711—1716.
- [27] Chaussidon M, Robert F, McKeegan K D. Li and B isotopic variations in an Allende CAI: Evidence for the in situ decay of short-lived ^{10}Be and for the possible presence of the short-lived nuclide ^7Be in the early solar system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2006, 70(1):224—245.
- [28] Ciesla F J. Outward transport of high-temperature materials around the midplane of the solar nebula. *Science*, 2007, 318:613—615.
- [29] Krot A N, Amelin Y, Bland P, et al. Origin and chronology of chondritic components: A review. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2009, 73(17):4963—4997.
- [30] Wielandt D, Nagashima K, Krot A N, et al. Evidence for multiple sources of ^{10}Be in the early solar system. *The Astrophysical Journal*, 2012, 748(2):L25—L31.
- [31] Mishra R K, Marhas K K. Meteoritic evidence of a late superflare as source of ^7Be in the early solar system. *Nature Astronomy*, 2019, 3(6):498—505.
- [32] Nagahara H. Matrices of type 3 ordinary chondrites - primitive nebular records. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1984, 48:2581—2595.
- [33] Hutchison R, Alexander C M O'D, Barber D J. The Semarkona meteorite: First recorded occurrence of smectite in an ordinary chondrite, and its implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1987(51):1875—1882.
- [34] Alexander C M O'D, Barber D J, Hutchison R. The microstructure of Semarkona and Bishunpur. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1989(53):3045—3057.
- [35] Krot A N, Zolensky M E, Wasson J T, et al. Carbide-magnetite assemblages in type-3 ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1997, 61(1):219—237.
- [36] Choi B G, McKeegan K D, Krot A N, et al. Extreme oxygen - isotope compositions in magnetite from unequilibrated ordinary chondrites. *Nature*, 1998(392):577—579.
- [37] Grossman J N, Alexander C M O'D, Wang J, et al. Bleached chondrules: Evidence for widespread aqueous processes on the parent asteroids of ordinary chondrites. *Meteoritics & Planetary Science*, 2000(35):467—486.
- [38] Doyle P M, Jogo K, Nagashima K, et al. Early aqueous activity on the carbonaceous and ordinary chondrite parent asteroids recorded by secondary fayalite. *Nature Communications*, 2015(6):1—10.
- [39] Ebert S, Nagashima K, Krot A N, et al. Oxygen-isotope heterogeneity in the Northwest Africa 3358 (H3.1) refractory inclusions - Fluid-assisted isotopic exchange on the H - chondrite parent body. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2020(282):98—112.
- [40] Russell S S, Itoh S, Salge T, et al. A CAI in the highly unequilibrated ordinary chondrite Northwest

- Africa 8276: Implications for CAI formation and processing. The 47th Lunar and Planetary Science Conference. The Woodlands, TX, USA: LPI Contribution, 2016: 1903—1989.
- [41] Simon S B, Davis A M, Grossman L. Origin of compact type A refractory inclusions from CV3 carbonaceous chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999, 63(7—8): 1233—1248.
- [42] Aléon J. Oxygen isotopes in the early protoplanetary disk inferred from pyroxene in a classical type B CAI. *Earth and Planetary Science Letters*, 2016(440): 62—70.
- [43] Kawasaki N, Simon S B, Grossman L, et al. Crystal growth and disequilibrium distribution of oxygen isotopes in an igneous Ca-Al-rich inclusion from the Allende carbonaceous chondrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2018(221): 318—341.
- [44] Macpherson G J, Grossman L. "Fluffy" type A Ca-, Al-rich inclusions in the Allende meteorite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1984(48): 29—46.
- [45] Mcsween H Y. Carbonaceous chondrites of the Ornans type: A metamorphic sequence. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1977(41): 477—491.
- [46] Krot A N, Petaev M I, Bland P A. Multiple formation mechanisms of ferrous olivine in CV carbonaceous chondrites during fluid-assisted metamorphism. *Antarc Meteorite Research*, 2004(17): 153—171.
- [47] Fagan T J, Guan Y, Macpherson G J. Al-Mg isotopic evidence for episodic alteration of Ca-Al-rich inclusions from Allende. *Meteoritics & Planetary Science*, 2007, 47(7/8): 1221—1240.
- [48] Chizmadia L J, Rubin A E, Wasson J T. Mineralogy and petrology of amoeboid olivine inclusions in CO3 chondrites: Relationship to parent-body aqueous alteration. *Meteoritics & Planetary Science*, 2002 (37): 1781—1796.
- [49] Fintor K, Park C, Nagy S, et al. Hydrothermal origin of hexagonal $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (dmisteinbergite) in a compact type A CAI from the Northwest Africa 2086 CV3 chondrite. *Meteoritics & Planetary Science*, 2014, 49(5): 812—823.
- [50] Ma C, Beckett J R, Rossman G R. Monipite, MoNiP , a new phosphide mineral in a Ca-Al-rich inclusion from the Allende meteorite. *American Mineralogist*, 2014, 99(1): 198—205.
- [51] Ma C, Beckett J R. Majindeite, $\text{Mg}_2\text{Mo}_3\text{O}_8$, a new mineral from the Allende meteorite and a witness to post-crystallization oxidation of a Ca-Al-rich refractory inclusion. *American Mineralogist*, 2016, 101(5): 1161—1170.
- [52] Kurat G, Zinner E, Brandstätter F. A plagioclase-olivine-spinel-magnetite inclusion from Maralinga (CK): Evidence for sequential condensation and solid-gas exchange. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2002, 66(16): 2959—2980.
- [53] Zhang A C, Li Q L, Yurimoto H, et al. Young asteroidal fluid activity revealed by absolute age from apatite in carbonaceous chondrite. *Nat Commun*, 2016(7): 12844.
- [54] Choe W H, Huber H, Rubin A E, et al. Compositions and taxonomy of 15 unusual carbonaceous chondrites. *Meteoritics & Planetary Science*, 2010, 45 (4): 531—554.
- [55] Jones R H, McCubbin F M, Dreeland L, et al. Phosphate minerals in LL chondrites: A record of the action of fluids during metamorphism on ordinary chondrite parent bodies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2014(132): 120—140.
- [56] Hsu W B, Guan Y B, Hua X, et al. Aqueous alteration of opaque assemblages in the Ningqiang carbonaceous chondrites: Evidence from oxygen isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 2006 (243): 107—114.

(责任编辑 杨 贞)