

花岗质岩石中铁质球粒的成因探讨*

徐惠芳

(美国Hopkins大学地球和行星科学系)

徐宁

(南京大学固体微结构物理实验室, 南京 210008)

徐洪武

(南京化工学院硅酸盐工程系, 南京 210009)

王玉明

(南京大学地球科学系, 南京 210008)

主题词: 花岗质岩石; 铁质球粒; 地内成因

提 要: 本文从晶体化学和热力学的角度, 对产于花岗质岩石中铁质球粒的成因进行了探讨。作者认为, 这些铁质球粒完全有可能是地内成因的产物, 而不一定都是人们通常所认为的地外物质。球粒内部的铁质核可能是含铁矿物在变质过程中的还原产物, 也可能是含铁玄武质基底岩石中的残留铁, 还可能是侵位并同熔基底岩石的含铁玄武岩浆中的自然铁。随着花岗质岩浆的演化, 逐渐形成 $Fe \rightarrow FeO \rightarrow Fe_3O_4$ 的反应系列, 从而导致以自然铁为核心, 方铁矿和磁铁矿为壳层的球状颗粒的产生。花岗质岩石中铁质球粒的数量与特征取决于花岗质岩浆源区的物质成分、岩浆的氧逸度及岩浆温度的变化规律等因素。

最近, 相继报道在二云母花岗岩、白云母花岗岩、混合花岗岩以及与斑岩铜矿有关的二长花岗岩和花岗斑岩中发现了铁质球粒, 并认为这些铁质球粒是地外成因的宇宙尘。^[1-3]铁质球粒具壳层结构, 核的成分为自然铁, 壳的成分为方铁矿和磁铁矿。其中在自然铁质核中还含有约为0.2%的镍和极少量的钴、锰。

一、Fe-Ni系列矿物的晶体化学

α -Fe (即自然铁) 在约928℃以下稳定存在 (图1), 具体心立方结构, 空间群为 $Im\bar{3}m$ 。在约928℃以上, α -Fe发生同质多象转变 (图1), 形成面心立方的 γ -Fe, 其空间群为 $Fm\bar{3}m$ 。 γ -Ni在镍的熔点 (1462℃) 以下均稳定存在 (图1)。

已知铁和镍的原子半径十分相近 ($\gamma_{Fe} = 1.26 \text{ \AA}$; $\gamma_{Ni} = 1.24 \text{ \AA}$), 因此两者可形成固溶体。但由于它们在低温下的结构类型不同, 所以 α -Fe和 γ -Ni并不能形成无限混溶的固溶体系列。由图1可以看出, 在高温下 (α -Fe和 γ -Ni的固溶度曲线以上) 所形成的均一相 γ -(Fe, Ni), 随着温度的下降, 便发生固溶体分解, 形成呈规则交生的 α -(Fe, Ni) (铁纹石) 和 γ -(Fe, Ni) (镍纹石), 这就是所谓的铁陨石中的韦氏结构 (Widmanstätten pattern)。其中铁纹石的镍含量最低值约为5.5%^[6], 而镍纹石的镍含量则为24—77%^[7]。显然这可从图1得到圆满的解释。一般认为, 韦氏结构是陨石中的特征结构。

* 南京大学固体微结构物理实验室资助课题。

● 王吉瑞、卓肇瑞, 1987, 花岗岩中宇宙尘的发现及其地质意义, 《国际花岗岩成岩成矿学术讨论会论文摘要》, 208—209。

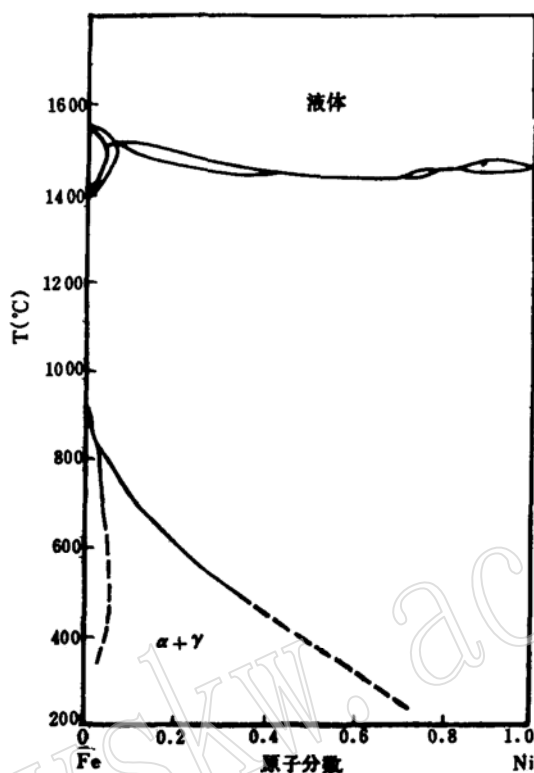
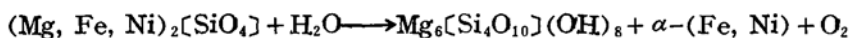
图 1 Fe-Ni体系的二元相图^[5]

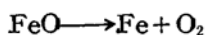
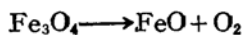
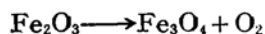
Fig. 1 Binary phase diagram of the system Fe-Ni

二、自然铁的成因

自然铁在地球上的分布较为少见。其成因有：①因玄武岩浆结晶作用而成。如产于格陵兰西海岸Disco岛的玄武岩中的自然铁就属于这种成因，其镍的含量为5.34%^[7]。②由含铁矿物（如橄榄石、赤铁矿等）在变质过程中还原而成，其镍的含量取决于原来含铁矿物的成分。如含镍橄榄石发生蛇纹石化时，就可伴随着含镍自然铁的形成，其反应式为：

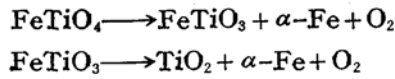


而由赤铁矿还原所成的自然铁，则几乎不含镍，其反应式为：



一般而言，第①种成因自然铁的镍含量比第②种成因自然铁的镍含量高。

自然铁在月球上的分布较为普遍^[8-10]。其成因有：①为月球玄武岩浆较晚期的结晶产物。同地球上的自然铁不同，它常与陨硫铁共生，而不是与方铁矿和磁铁矿共生，这是由于月球上缺氧的环境所造成的。②由含铁氧化物矿物在还原条件下发生固溶体分解而成^[11]。如钛铁尖晶石中钛铁矿的出溶以及钛铁矿中金红石的出溶，都伴随着细小的自然铁晶体析出于出溶条纹的边缘，其反应式为：



这种成因的自然铁在地球上是不可能形成的。

值得指出，上述的地球和月球中的自然铁与陨石中的铁纹石是有明显差别的。后者的镍含量一般较高，且常与镍纹石构成出溶结构或者与之共生；而前者的镍含量较低，也不存在这种出溶结构或共生现象。

三、花岗质岩石中铁质球粒的成因

关于花岗质岩石中铁质球粒的研究工作，以产于东北辽西的与钼多金属矿化有关的复式花岗岩以及太古代的混合花岗岩中的铁质球粒的研究程度最高^[2-4]。在这些岩体中，从早期的粗粒二长花岗岩到晚期的花岗斑岩都有铁质球粒的产出，但在晚期的高侵位石英斑岩中却没有发现^①。这些球粒的核部均为自然铁，其镍含量约为0.12—0.50%，不具韦氏结构。因此，从前述的讨论可以得知，它们应属地内成因的自然铁，这些自然铁的物质基础来源于形

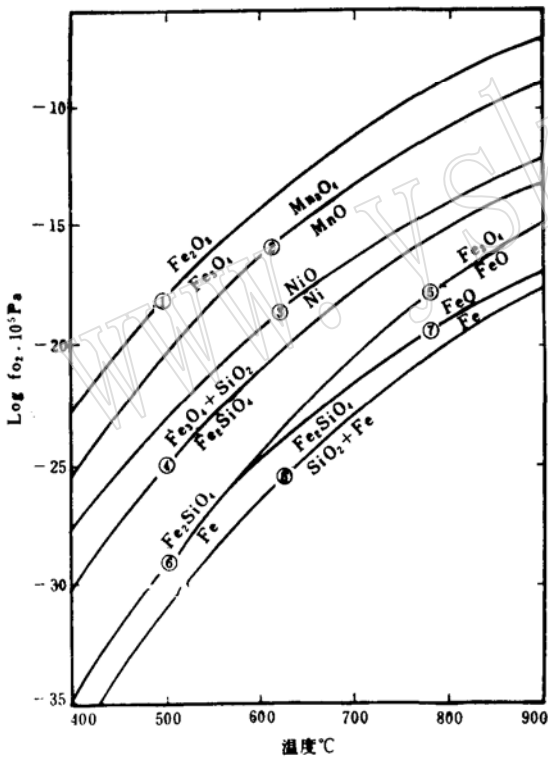


图 2 Fe-O、Fe-SiO₂体系的logf_{O₂}-T相图^[12]
Fig. 2 The logf_{O₂}-T phase diagram of the system Fe-O and Fe-SiO₂

- (1) 4Fe₃O₄ + O₂ = 6Fe₂C··
- (2) 6MnO + O₂ = 2Mn₃O₄
- (3) 2Ni + O₂ = 2NiO
- (4) 3Fe₂SiO₄ + O₂ = 2Fe₃O₄ + 3SiO₂
- (5) 6FeO + O₂ = 2Fe₃O₄
- (6) 3Fe + 2O₂ = Fe₃O₄
- (7) 2Fe + O₂ = 2FeO
- (8) 2Fe + SiO₂ + O₂ = Fe₂SiO₄

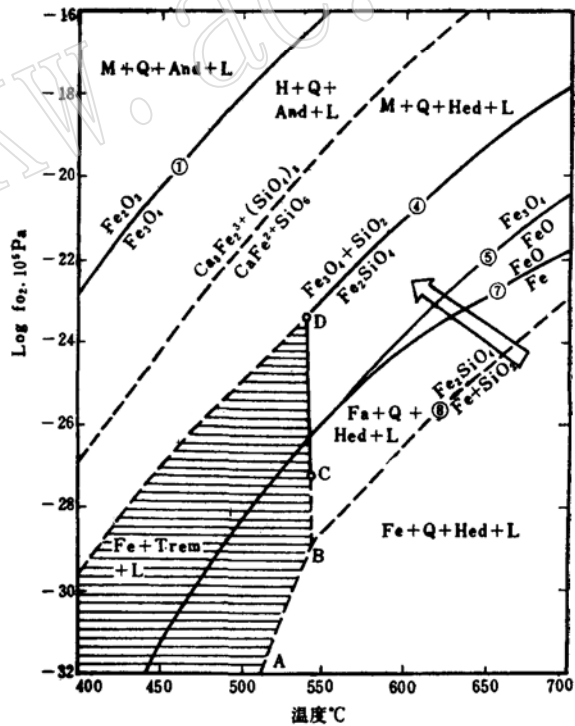


图 3 CaO-FeO-SiO₂-H₂O体系的logf_{O₂}-T相图^[12]
Fig. 3 The logf_{O₂}-T phase diagram of the system CaO-FeO-SiO₂-H₂O

图中反应线(1)、(4)、(5)、(7)、(8)来自图2，箭头表示α-Fe在花岗质岩浆中的演化方向；And—钙铁榴石；Hed—钙铁辉石；Fa—铁橄榄石；Trem—铁透闪石；H—赤铁矿；Q—石英；M—磁铁矿；L—液体相

① 傅成义，1987，硕士学位论文，南京大学地球科学系。

成花岗质岩浆的基底母岩中的自然铁质或含铁矿物。也就是说,铁质球粒内部的自然铁质核可能是含铁矿物在变质过程中的还原产物,也可能是含铁玄武质基底岩石中的残留铁,还可能是侵位并同熔基底岩石的含铁玄武岩浆中的自然铁。

从Fe-O、Fe-SiO₂体系和CaO-FeO-SiO₂-H₂O体系的 logf_{O₂}-T 相图(图2.3)中可以看出,α-Fe在一定的氧逸度(f_{O₂})和温度(T)范围内是稳定存在的,随着f_{O₂}的增大和T的下降,α-Fe依次氧化成FeO、Fe₃O₄、Fe₂O₃。图2中缓冲线(8)代表反应:2Fe+SiO₂+O₂⇌Fe₂SiO₄,在非平衡结晶的情况下,考虑到非平衡结晶的动力学效应,反应平衡线是可以移动的,自然铁可以不与SiO₂反应完毕而残留下来。从图2还可以看出,随着α-Fe中Ni、M含量的增加,α-Fe的稳定区域也随之增大。多数花岗质岩浆的logf_{O₂}值分别在图2中的线(4)附近。随着花岗质岩浆温度的逐渐降低和氧逸度的逐渐增大,自然铁发生Fe→FeO的反应,形成以未反应的自然铁为核心的方铁矿壳层,进一步的氧化又使FeO反应形成Fe₃O₄,从而构成以自然铁为核心,方铁矿和磁铁矿为壳层的球状颗粒。其演化趋势如图3的箭头方向所示。显然,花岗质岩浆的温度越低氧逸度越大,所形成的铁质球粒中自然铁质核就越小而方铁矿尤其是磁铁矿壳层就越厚。

此外,自然铁在经过氧化而形成方铁矿和磁铁矿的过程中,其反应往往首先沿着存在于原来自然铁晶体中的某些缺陷(位错、层错等)上进行,并使之保留了下来,这就是所谓的铁质球粒的表面花纹。

综上所述,花岗质岩石中地内成因的铁质球粒的形成是完全可能的。其数量与特征取决于花岗质岩浆的物质来源成分、岩浆氧逸度及岩浆温度的变化规律等诸因素。

参 考 文 献

- [1] 胡雄伟,孙恭安,1988,大吉山花岗岩中宇宙尘的初步研究。岩石矿物学杂志,7卷,221—227。
- [2] 傅成义,1987,花岗岩中宇宙尘的发现及其意义。南大青年地质学家,创刊号,8—12。
- [3] Fu Chengyi and Liu Xiaoshan, 1988, Discovery of cosmic dust in granite and its significance. Kexue Tongbao, Vol. 33, No. 23, 1974-1978.
- [4] Mueller, R. F. and Saxena, K., 1977, Chemical petrology with application to the terrestrial Planets and meteorites, Springer-Verlag, New York, 62-73.
- [5] Frye, K., 1981, The encyclopedia of mineralogy. Hutchinson Ross Publishing Company, Stroudsburg, 641-642.
- [6] Berry, L. G., Mason, B. and Dietrich, R. V., 1983, Mineralogy, 2nd edition, W. H. Freeman 2nd Company, San Francisco, p. 239.
- [7] El Goresy, A., Ramdohr, P. and Taylor, L. A., 1971, The opaque minerals in the lunar rocks from oceanus procellarum. Proc. Second Lunar Science Conf., Geochim. Acta Suppl. 2, 1, 219-235.
- [8] Taylor, L. A., Kullerud, G. and Bryan, W. B., 1971, Opaque mineralogy and textural features of apollo 12 samples and a comparison with apollo 11 rocks, Proc. Second Lunar Science Conf., Geochim. Cosmochim. Acta Suppl. 2, 1, 855-871.
- [9] El Goresy, A., Ramdohr, P. and Taylor, L. A., 1971, The Geochemistry of the opaque minerals in apollo 14 crystalline rocks. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 13, 121-129.
- [10] Taylor, L. A., Williams, R. J. and McCallister, R. H., 1972, Stability relations of ilmenite and Uivospinel in the Fe-Ti-O system and application of these data to lunar mineral assemblages. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 16, 282-288.
- [11] rEnst, W. G., 1976, 岩石相平衡(中译本), 科学出版社(1985年), 16—24, 128—136。

Discussion on the Genesis of Iron-Spherules in Granitoid Rocks

Xu Huifang

(Department of Earth and Planetary Sciences, the Johns Hopkins University, U. S. A.)

Xu Hongwu

(Department of Silicate Engineering, Nanjing Institute of Chemical Technology, Nanjing)

Xu Ning

(Lab. of Solid State Microstructures, Nanjing University, Nanjing)

Wang Yuming

(Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing)

Key words: granitoid rocks; iron-spherule; terrestrial genesis

Abstract

The genesis of iron-spherules in granitoid rocks has been studied from the angles of crystallochemistry and thermodynamics. The authors hold that the iron-spherules are probably the terrestrial materials, and not all the extraterrestrial cosmic dust as considered by earlier workers. The iron core of the iron-spherule may be the reduced product of iron-bearing minerals in the course of metamorphism, or the remained iron of the iron-bearing basaltic basement rocks, or the native iron in iron-bearing basaltic magma having assimilated basement rocks. With the evolution of granitoid magma, the reaction series of $\text{Fe} \rightarrow \text{FeO} \rightarrow \text{Fe}_3\text{O}_4$ is gradually formed, and the sphericity which has the core of Fe and the rims of FeO and Fe_3O_4 is produced. The amount and characteristics of iron-spherules in granitoid rocks depend on the composition of the material source of granitoid magma, the oxygen fugacity and the temperature of granitoid magma, etc.