

玄武岩微生物分解过程中的矿物表面效应

周跃飞, 王汝成, 陆现彩

(南京大学地球科学系内生金属成矿机制研究国家重点实验室, 江苏南京 210093)

摘要: 通过玄武岩微生物风化的模拟实验, 探讨了造岩矿物表面特征对微生物风化的影响, 发现在细菌 *Paenibacillus polymyxa* (多粘芽孢杆菌) 及其代谢产物的作用下, 玄武岩的分解作用显著增强, 其中橄榄石最易分解, 辉石次之, 长石则相对最稳定。根据实验溶液的成分变化, 认为橄榄石在初始阶段的分解主要受控于表面化学特征, 随着比表面积增大, 表面控制作用进一步增强, 分解更为快速。

关键词: 玄武岩, 微生物风化, *Paenibacillus polymyxa*, 表面特征, 模拟实验

中图分类号: P588.14⁺5, P579, Q939.9

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2008)01-0059-08

The effects of mineral surface properties on bacteria-mediated dissolution of basalt

ZHOU Yue-fei, WANG Ru-cheng and LU Xian-cai

(State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, China)

Abstract: Bacteria-related decomposition of minerals and rocks is an important geological process. In the same environment, different minerals usually weather in different ways, and the weathering characteristics of the same kind of mineral can also be different due to diverse surface properties. Based on experiments of the dissolution of bacteria-related basalt, this paper deals with the effects of surface properties of diagenetic minerals on their dissolution. The result shows that *Paenibacillus polymyxa* and its metabolites can remarkably promote the dissolution of basalt. Under the bacterial condition, olivine is the most dissolvable mineral, followed by augite, and feldspar is most stable. The dissolution of olivine is controlled mainly by chemical properties at the initial stage, and by the ratio of surface area to weight at subsequent stages.

Key words: basalt; bacterial-related weathering; *Paenibacillus polymyxa*; surface properties; simulative experiment

矿物、岩石的微生物风化分解是地球表层普遍存在的地质作用过程。相关的微生物风化模拟实验也多有开展, 但前人研究多关注单矿物的微生物溶解, 这是由于单矿物的成分、结构均一, 实验现象相对容易解释; 而岩石由于其矿物种类、成分、结构特征等较为复杂, 因此相关实验研究报道较少 (Staudigel *et al.*, 1995, 1998; Taunton *et al.*, 2000; Daughney *et al.*, 2004; Song *et al.*, 2006; Wu *et*

al., 2007)。作为自然界中微生物风化的地质对象, 岩石中不同矿物的风化进程可能存在着相互制约的现象, 某种矿物的优先风化分解可能改变风化环境, 从而影响其他矿物的风化分解, 如在玄武岩风化过程中, 辉石及长石中的 Al 有可能进入橄榄石表面的风化层, 形成含 Al 蒙脱石, 从而在一定程度上影响橄榄石的风化 (Banfield *et al.*, 1991)。

岩石的矿物组合及矿物表面元素组成、活性位

收稿日期: 2007-05-29; 修订日期: 2007-11-10

基金项目: 教育部博士点基金项目 (20050284044; 20050284043)

作者简介: 周跃飞 (1977-), 男, 博士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业, 通讯作者: 王汝成, E-mail: rcwang@nju.edu.cn。

(晶格缺陷、位错等)等往往被认为是影响岩石微生物风化的重要因素。对于单一矿物,当溶解发生时,其表面性质发生改变,进而影响溶解速率。已有研究表明,在矿物溶解过程中往往在矿物表面形成淋滤层,阻止矿物的进一步溶解(Muir and Nesbitt, 1992, 1997; Oelkers, 2001; Benzerara *et al.*, 2004, 2005; Song *et al.*, 2006; Chardon *et al.*, 2006)。但对于岩石,各成岩矿物分解的总和构成了岩石的风化,各矿物的表面特征是岩石风化的主要内因。在微生物的参与下,矿物的溶解与无菌条件下明显不同(Wilson and Jones, 1983; Santelli *et al.*, 2001; Hutchens *et al.*, 2003; Benzerara *et al.*, 2004),但对于岩石的微生物风化,关于矿物表面特征的影响研究的还不够深入。

本文通过模拟实验,对比研究了有菌和无菌条件下玄武岩的风化作用,探讨了矿物表面特征对岩石微生物风化行为的影响。

1 实验材料及方法

1.1 实验材料

实验使用的样品为山东昌乐碱性橄榄玄武岩,矿物组成主要为橄榄石、普通辉石和斜长石,此外还含少量的钛铁矿、尖晶石、碳酸盐等。全岩化学成分分析采用电感耦合等离子光谱(ICP-AES)方法,分析条件为:焦距 1 m,分辨率 0.005 nm,护套气 0.2 L/min,冷却气 12 L/min,载气 0.3 L/min,载气压力 0.3 MPa。矿物化学成分分析采用电子探针方法,仪器型号 JEOL JXA-8800M,工作条件为:加速电压 15 kV,束流 10 nA,束斑直径 1 μm 。两种测试均在南京大学内生金属成矿机制研究国家重点实验室进行。全岩 ICP-AES 分析和矿物的电子探针成分分析结果如表 1(7~12 个点取平均)。据 CIPW 标准矿物计算法及矿物电子探针成分算得玄武岩中橄榄石、

表 1 玄武岩及其主要矿物的化学分析结果

$w_B/\%$

Table 1 Electron microprobe analyses of major minerals in basalt

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
橄榄石	37.62	0.03	0.04	24.81	0.33	36.44	0.32	0.01	0.004	99.60
离差	0.68	0.01	0.01	4.24	0.10	3.66	0.08	0.004	0.001	
普通辉石	45.73	3.04	6.96	8.16	0.11	11.64	22.97	0.31	0.01	98.93
离差	1.22	0.50	1.09	0.38	0.04	0.87	0.48	0.05	0.002	
斜长石	52.29	0.20	29.64	1.02	0.02	0.79	10.43	2.76	1.61	98.76
离差	4.31	0.10	3.00	0.68	0.02	0.04	4.55	0.75	0.31	
玄武岩	44.66	2.48	14.04	12.45*	0.17	11.23	8.91	2.45	1.81	98.56

* 全岩的铁含量为全铁含量(TFe₂O₃)。

辉石、长石的质量比为 1:1:2.23。将新鲜玄武岩粉碎后过筛,选取 100~200 目(粒径 0.075~0.15 mm)部分进行溶解实验,此外,制备单面抛光的玄武岩光片若干(0.8 cm×0.8 cm×0.3 cm),用于观察实验前后的表面形貌。

实验前,先用酒精将玄武岩粉末和光片超声清洗 5 次(每次 10 min),然后在 pH=4.0 的盐酸溶液中浸泡 2 h,最后用去离子水超声清洗,直至清洗液澄清并且 pH 值为 7.0。

实验选用细菌为 *Paenibacillus polymyxa*(多粘芽孢杆菌),购自中国普通微生物菌种保藏管理中心(CGMCC)。该菌为化能营养型兼性厌氧菌,在代谢过程中能产生大量的有机酸(如甲酸、乙酸、乳酸、柠檬酸等),并以能大量产生多聚糖为主要特征(Mankad and Nauman, 1992; Santhiya *et al.*, 2002)。细菌经牛

肉蛋白培养基(牛肉膏 0.3%、蛋白胨 1%、NaCl 0.5%)进行活化和多次连续培养后保存使用。

1.2 实验方法

为探讨矿物表面特征对玄武岩微生物溶解的影响,本研究设计了无菌和有菌两组实验。实验过程中,采取脱附和清洗的方法,将经溶解过(有菌和无菌)的样品脱附和清洗后,在同一条件下进行下一次溶解。其具体实验方法及过程为:①将配制好的细菌培养基[蔗糖 5 g/L, (NH₄)₂SO₄ 1 g/L, 酵母膏 0.15 g/L]玄武岩粉末、光片连同一定量的二次水,在 121℃ 条件下灭菌 20 min;②将灭菌后的培养基和二次水装入经紫外灭菌的聚乙烯瓶中,每瓶 100 mL,培养基和二次水各装 3 瓶(每个实验做 3 个重复样),随后分别放入 2 g 玄武岩粉末和 1 片光片;③量取 3 mL 经牛肉蛋白培养基培养的处于对数生长

期(生长 18 h)的菌液(每次接种前均对使用的菌液稀释 1 000 倍后进行血球计数板计数,结果表明使用的菌液浓度差别不大,均在 $2 \times 10^9 \sim 3 \times 10^9$ 个/mL 量级,而且活性也相似)在 10 000 r/min 的条件下离心 10 min 后去除上清液,再以无菌二次水离心清洗 4 遍后,接入含培养基的瓶中,二次水瓶中不接种。将两组(每组 3 个瓶)置于 30°C、100 r/min 的恒温摇床中进行 10 d 实验。

实验结束后,抽取瓶中溶液 5 mL,经 10% HNO₃ 酸化 0.5 h 后,在高速离心机上以 10 000 r/min 离心 10 min,抽取上清液测定离子浓度(Fe、Mg、Mn、Si、Al、Ca)。将 3 组实验中的残余固体(玄武岩粉末和光片)在 pH=12 的条件下静置 0.5 h 后,用去离子水进行多次超声清洗(约 50 遍,每遍 5 min)进行下一次实验。Yee 等(2000)认为,细菌在碱性条件下可以完全从矿物表面脱附;Berne(1981)认为,超声清洗能去除矿物表面形成的沉淀物,并且不影响其表面的成分。基于此,本研究采用碱脱附和超声清洗的方法清洗样品,使得每次实验均不受上一次实验产物的影响。Barker 等(1998)曾使用相

似的异养菌,在连续培养条件下对长石进行了 50 d 的溶解实验,对黑云母进行了 80 d 的溶解实验;而 Wu 等(2007)曾在连续培养条件下使用细菌对玄武岩进行了 35 d 的溶解实验。基于此,本实验拟进行 6 次共 60 d 的培养,实验完毕后,将光片冷冻干燥后进行扫描电镜观察。

1.3 分析测试

溶液离子浓度测试采用 JY38S 型电感耦合等离子体发射光谱仪(ICP-AES)完成,测试条件及测试单位如前,形貌观察采用 LEO 1530vp 型扫描电子显微镜完成,测试条件为:加速电压 20 kV,束流 80 μ A;采用扫描电镜自带能谱仪(Oxford INCA-sight)进行样品表面成分半定量分析,在中国科学院南京地质古生物研究所进行。

2 实验结果

2.1 离子浓度

由图 1 可看出,在无菌条件下,Mg、Ca 和 Si 是玄武岩中比较容易溶出的元素,其他元素的溶出量

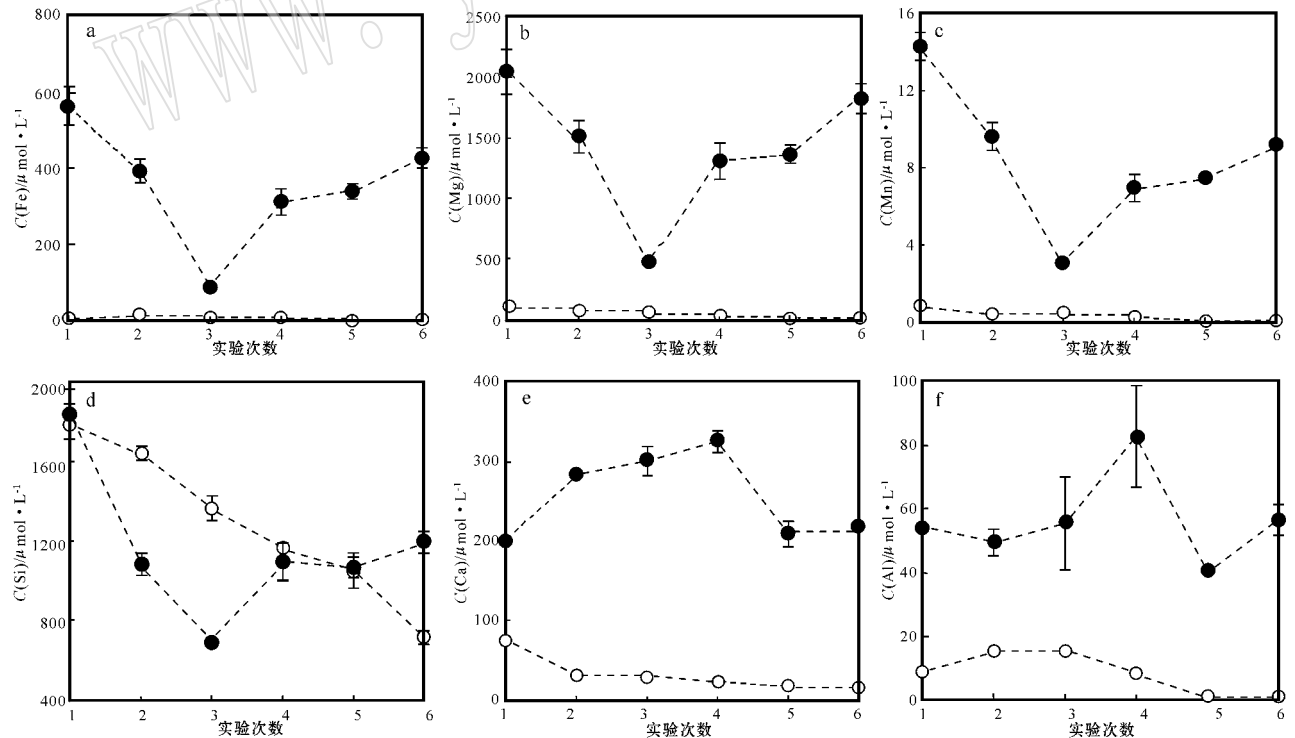


图 1 实验溶液的离子浓度变化

Fig. 1 Variations in ion concentration of the experimental solution

○—无菌, ●—有菌
○—control; ●—with bacteria

较低,与有菌实验相差很大。在 6 次实验中,所有元素的溶出趋势具有相似的特征,均随实验次数的增加溶出量减少。在有菌条件下,大部分元素的溶出能力均大大增强,但 Si 是个例外,其溶出能力低于无菌条件。在有菌条件下,Fe、Mg、Mn、Si 的溶出具有相似性,均为先降低后升高。第 1 次溶解时,几个元素溶出的量都最大,在第 2 和 3 次则连续减小,第 4 次以后又有所增加,曲线特征总体呈近“V”形。Al、Ca 的溶出特征具有一定的相似性,在无菌条件下均逐渐降低,在有菌条件下尽管二者溶出的规律性不是很明显,但总体仍表现出先升高后降低的特点,与 Fe、Mg、Mn、Si 的溶出规律正好相反。

2.2 矿物形貌特征

对比图 2a 和图 2b 可看出,在无菌条件下,经过 6 次溶解,斜长石和辉石的表面无明显变化,橄榄石发生了一定程度的溶解,表面变得较粗糙,但由于实验开始前采用了酸溶解处理样品,因此比较难判定是 6 次溶解的结果还是初始时酸溶解的结果。而在有菌条件下,经过 6 次溶解,橄榄石、辉石均发生强烈溶解(图 2c、d、e)。在细菌作用下,辉石和橄榄石的表面溶解特征有所不同,橄榄石表面多形成凹槽(图 2e、f)(在图 3a(图 2e 中橄榄石的放大)中,可发现橄榄石除形成表面凹槽外,还形成了不同尺度的孔洞,这与 Welch 和 Banfield(2002)发现的橄榄石在

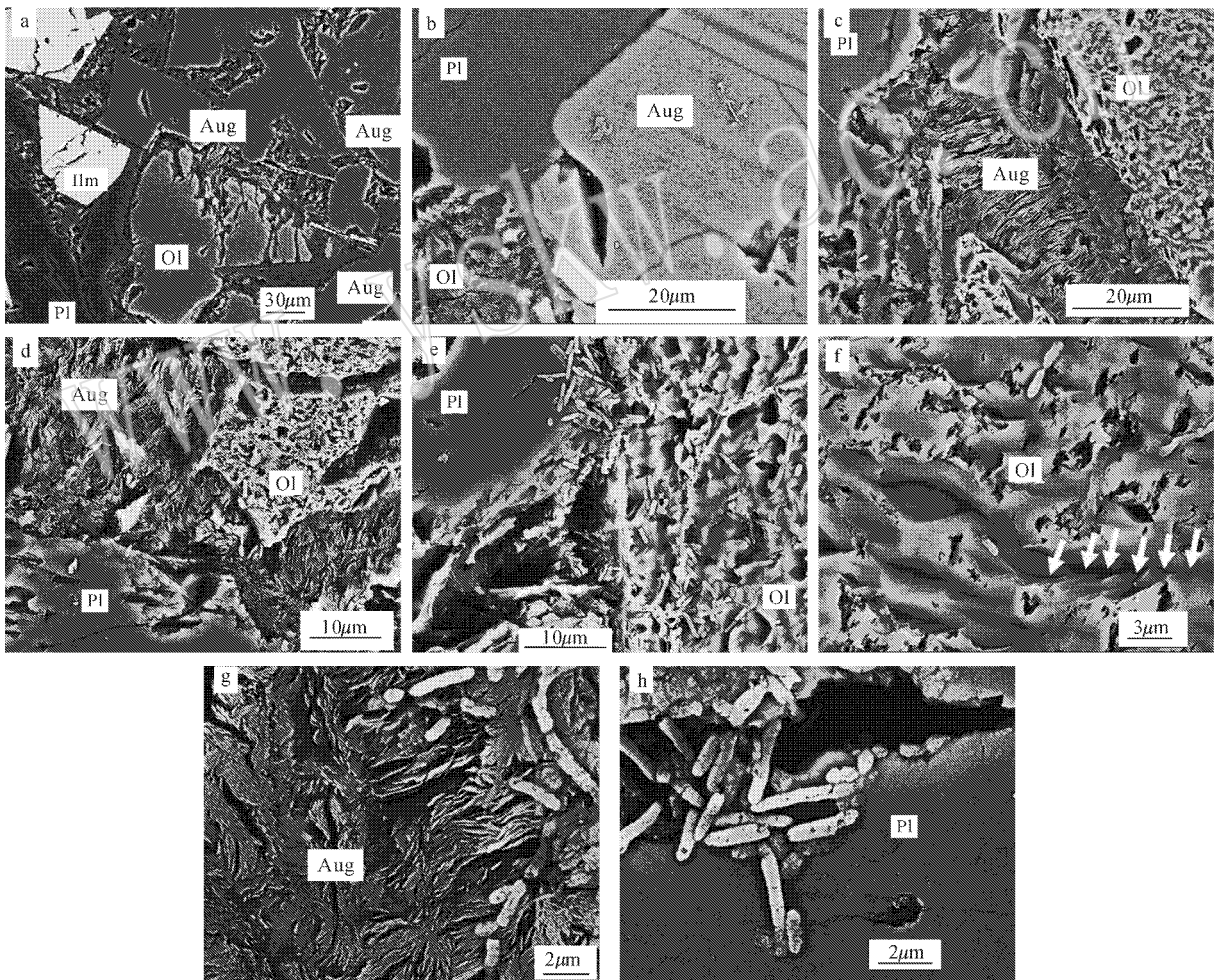


图 2 玄武岩非生物及生物溶解后的表面微形貌特征

Fig. 2 SEM images of rock after abiotic and biotic dissolutions

Ol—橄榄石;Aug—辉石;Pl—斜长石;a、b—水溶 6 次后的玄武岩;c、d、e—细菌溶解 6 次后的玄武岩;f—细菌溶解 6 次后的橄榄石;g—细菌溶解 6 次后的辉石;h—细菌溶解 6 次后的长石

Ol—olivine; Aug—augite; Pl—plagioclase; a, b—basalt after six times of water dissolution; c, d, e—basalt after six times of bacterial dissolution; f—olivine after six times of bacterial dissolution; g—augite after six times of bacterial dissolution;

h—feldspar after six times of bacterial dissolution

非生物、酸性条件下形成的透镜状凹坑具有相似性。而辉石表现出很好的韵律溶解(图 2g),在更高放大倍数下观察,可以看出辉石表面因溶解而形成具有良好方向性的片状结构(图 3b),其能谱特征表明这些片状物质基本不含 Ca,但仍然含有大量的 Mg、Fe、Al,表明在溶解过程中 Ca 被优先溶出。关于片状溶解残余,Wilson和 Jones(1983)曾通过使用曲霉菌对辉石进行溶解,得到相似的溶蚀形貌。在细菌作用下,长石表面发生的溶解现象不明显,6 次溶解后仍表现得较为光滑,只有边部高能位置可能发生了一定的溶解(图 2e、h)。

2.3 细菌的粘附特征

从图 2b 可见,在无菌实验中,样品表面并无细菌的附着,这表明在该实验中确实没有细菌的参与。从图 2e 到图 2h 可以看出,在有菌实验中,橄榄石和辉石是最容易发生细菌粘附的矿物,长石表面则不容易有细菌粘附,只是在边部有聚集现象(图 2h)。在橄榄石和辉石表面,细菌尽管粘附作用强,但规律性较差,均杂乱地分布于两种矿物的表面。对橄榄

石而言,细菌粘附越多,溶解越强烈(图 2e、3a);反之细菌粘附越少,溶解越弱(图 2f)。

3 讨论

3.1 影响玄武岩溶解的微生物因素

通常认为,微生物对矿物的非氧化还原溶解主要包括两种机理:质子交换和配体络合。前者指微生物通过代谢产生酸,其中的 H^+ 与矿物中的阳离子发生交换,使之进入溶液,从而促进矿物的溶解;后者则是指微生物的代谢产物如有机酸、多聚糖等通过同矿物或溶液中的阳离子络合的方式促进矿物溶解的行为。在本研究中,细菌由于生长产生大量有机酸或无机酸,其 pH 值可以降到 4.5 以下(周跃飞等,另文发表),在这个 pH 值范围,玄武岩中的橄榄石和辉石均能很好地发生溶解(Luce *et al.*, 1972; Siegel and Pfannkuch, 1984; Wogelius and Walther, 1991; Chen and Brantley, 2000; Duro *et al.*, 2005);另外,细菌 *Paenibacillus polymyxa* 在生长过

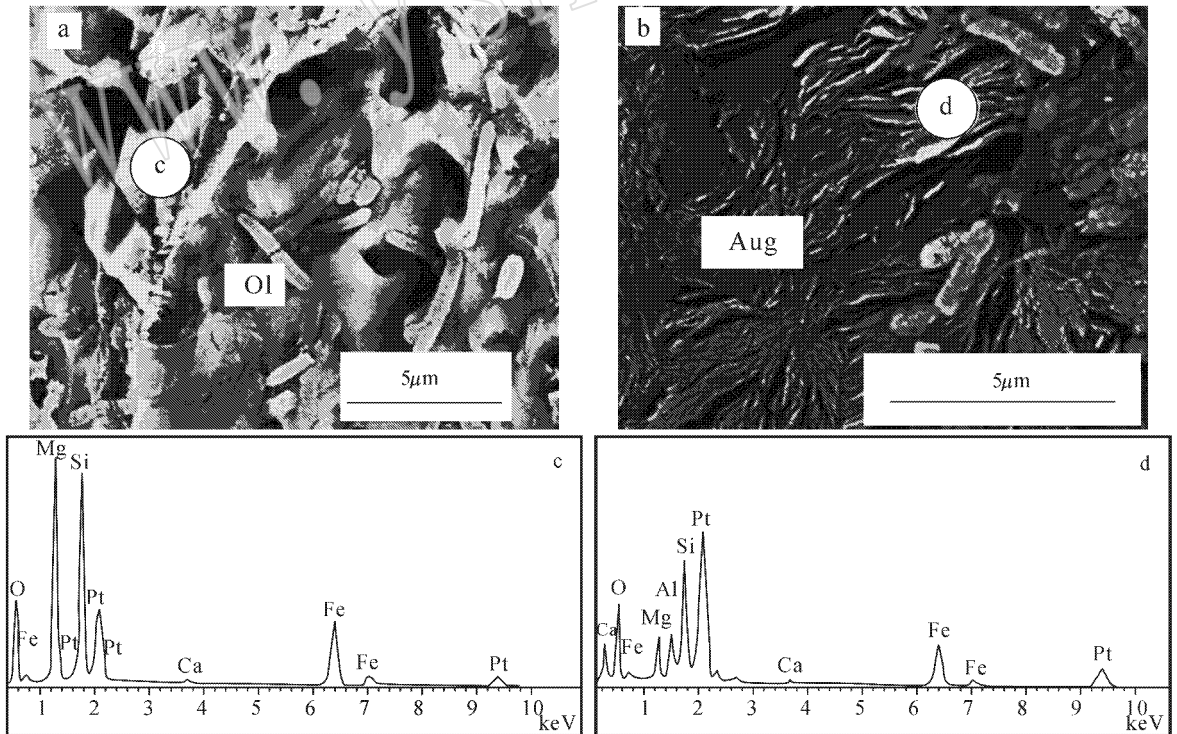


图 3 细菌溶解后的橄榄石和辉石的表面微形貌及元素能谱分析结果

Fig. 3 SEM images and element spectrum analytic results of olivine and augite after bacterial dissolution

a—细菌溶解后的橄榄石表面;b—细菌溶解后的辉石表面;c—细菌溶解后的橄榄石表面成分;d—细菌溶解后的辉石表面成分

a—olivine surface after bacterial dissolution;b—augite surface after bacterial dissolution;c—olivine surface composition after bacterial dissolution;

d—augite surface composition after bacterial dissolution

程中还能产生大量的多聚糖类 (Mankad and Nauman, 1992; Santhiya *et al.*, 2002), 这些物质不仅能促进质子交换作用的进行, 更重要的是能通过配体络合作用促进矿物的溶解, 而这些矿物中的 Fe、Mg、Mn 等也是容易与有机络合物络合的元素 (Hersman *et al.*, 1995; Liermann *et al.*, 2000; Brantley *et al.*, 2004)。因此, 对橄榄石和辉石的微生物溶解, 既存在质子交换作用, 也有配体络合作用, 两种作用的结果使得有菌实验中 Fe、Mg、Mn 离子的浓度均大大高于无菌实验。至于有菌实验中 Si 的浓度比无菌实验中低, 可能是由于细菌及高分子量的代谢物容易络合溶液中的 Si, 而这些有机/无机络合物会以沉淀的形态附着于玄武岩样品表面, 或以絮状物的形态悬浮于溶液中 (实验中曾观察到大量的此类絮状物), 由此降低了溶液中的可溶性 Si。因此, 即便有菌实验中 Si 的浓度低于无菌实验, 也不能据此推断有菌实验阻碍了玄武岩中 Si 的溶出。

Al 和 Ca 主要存在于辉石和长石中, 二者在有菌条件下的溶出量也比无菌条件高得多。通常长石也被认为是酸性条件下容易溶解的矿物 (Amrhein and Suarez, 1988; Schweda, 1990; Oxburgh *et al.*, 1994), 但从表面形貌变化及细菌粘附情况看, 长石的溶解相对橄榄石和辉石弱得多。

3.2 玄武岩微生物溶解的矿物表面效应

在本实验中, Mn 在各种矿物中的含量比可用其在矿物中的含量和矿物在岩石中的含量的乘积进行表征, 因此其在橄榄石、辉石和长石中的含量比值为 $0.33 \times 1 : 0.11 \times 1 : 0.02 \times 2.23 \approx 6 : 2 : 1$ 。当假设 Mn 仅存在于这 3 种矿物中时, 可看出玄武岩中的 Mn 主要赋存于橄榄石中。另外, 综合图 2d 及图 2e 的溶解形貌特征, 可以看出橄榄石是比辉石和长石更容易溶解的矿物。因此, 可以大致认为溶液中的 Mn 主要是从橄榄石中溶出的, Mn 浓度大小也就指示了橄榄石溶解的强弱。

Mn 浓度变化的特征是先降低后升高 (图 1c), 这一变化表明了橄榄石的溶解特征是开始时强烈, 随之减弱, 最后又增强。对这一溶解特征, 可能的解释是: 通常认为, 对特定矿物, 影响其溶解的矿物学因素主要包括表面化学组成、活性位 (能量高、容易发生溶解的位置如缺陷、位错、高晶面指数的晶面等) 的多少和比表面积的大小 (Holdren and Speyer, 1985)。随着实验的进行, 表面活性位会减少, 同时会形成易溶元素亏损的淋滤层 (Casey *et al.*, 1988;

Hellmann *et al.*, 1989; Oelkers, 2001), 二者变化的结果均会使溶解速率降低。而从图 1 可看出, 这一溶解特征在非生物条件下也是具有的。

一般情况下, 由于非生物条件下矿物溶解速率低, 因此非生物溶解不容易使比表面积发生较大改变, 但是在微生物作用下, 由于凹坑、孔洞等的形成会使矿物的比表面积成倍乃至成数量级地增大 (Staudigel *et al.*, 2004), 使单位质量的矿物反应面积显著增加, 因此溶解加速。以图 2f 为例, 随着实验次数增加, 橄榄石凹槽中的阶梯逐渐增多, 而其表面积也逐渐增大; 从图 3a 可看出, 到实验结束时橄榄石表面变得极粗糙, 因此即便此时有淋滤层的形成及活性位的减少使单位面积的反应溶解速率降低, 但由于比表面积的迅速增加, 总的溶出速率仍有所提高, 由此也出现 Mn 等的浓度先降低后升高的现象, 这表明在细菌作用下, 橄榄石随后的溶解可能是受比表面积控制的。在非生物条件下, 由于橄榄石的溶解速率较低, 比表面积无增加或增加较少, 因此不具有比表面积控制这一溶解阶段, 这也是玄武岩的生物和非生物溶解的又一差别。

由图 1 可见, Fe、Mg 和 Si 离子浓度变化与 Mn 具有相似性, 均为先降低后升高, 这可能表明相对于辉石和长石的溶解, 橄榄石中这 3 种元素的溶出量在总溶出量中占主要部分, 因而橄榄石表面特征控制了这 3 种元素的微生物溶出。而在非生物条件下, 与 Mn 相似, 这 3 种元素同样很少出现受比表面积控制的情况。

溶液中 Al 和 Ca 的浓度变化主要与辉石和长石的溶解有关。从形貌上看, 辉石是比长石容易溶解的矿物, 但由于玄武岩中长石的含量大大高于辉石, 因此离子浓度变化对矿物的溶解特征不具有指示意义, 从而也就难以探讨表面特征是如何影响矿物的微生物溶解的。另外, 从 Al、Ca 的离子浓度与 Fe、Mg、Mn、Si 离子浓度具有相反的变化特征可以看出, 微生物作用下辉石和长石的溶解可能与橄榄石的溶解具有相互制约性, 但目前无进一步的证据证明这一相关性。推测其可能的相互制约关系为: 在最初的溶解实验中, 由于橄榄石是相对辉石容易溶解的矿物, 因此其溶解行为抑制了辉石的溶解, 随着实验次数增加, 橄榄石的溶解能力减弱到不如辉石, 此时辉石的溶解反过来抑制了橄榄石的溶解; 随着辉石的溶解程度加强, 其溶解能力也随之减弱, 直到降低到不如橄榄石的溶解能力, 此时岩石的溶解复

变为受橄榄石的溶解控制。据此可以进一步推断:玄武岩的微生物溶解可能受橄榄石和辉石溶解的交替制约。但是要证明这个假想,还需做进一步的实验。

4 结论

(1) 与无菌条件相比,在细菌 *Paenibacillus polymyxa* 作用下,玄武岩中的橄榄石、辉石的溶解均大大增加,其中橄榄石溶解增加最多,辉石次之。相对于这两种矿物,细菌及其代谢物对长石溶解的促进作用在形貌上表现得不明显,反映了微生物风化作用的效应存在矿物差异性。

(2) 在非生物条件下,橄榄石的溶解主要受其表面化学特征的影响,但在微生物条件下,橄榄石的溶解先是受其表面化学特征控制,随后则主要受比表面积的控制。对辉石和长石的溶解,由于无特殊离子的浓度变化可以指示其溶解特征,因此难以通过本实验探讨其表面特征对溶解的影响。

致谢 玄武岩样品由南京大学地球科学系陈小明教授提供,电子探针分析由南京大学地球科学系董泽龙完成,特此致谢。

References

- Amrhein C and Suarez D L. 1988. The use of a surface complexation model to describe the kinetics of ligand-promoted dissolution of anorthite[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52: 2785~2793.
- Banfield J F, Jones B F and Veblen D R. 1991. An AEM-TEM study of weathering and diagenesis, Abert Lake, Oregon: I. Weathering reactions in the volcanics[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55: 2781~2793.
- Barker W W, Welch S A, Chu S, et al. 1998. Experimental observations of the effects of bacteria on aluminosilicate weathering[J]. *Am. Miner.*, 83: 1551~1563.
- Benzerara K, Barakat M, Menguy N, et al. 2004. Experimental colonization and alteration of orthopyroxene by the pleomorphic bacteria *Ramlibacter tataouinensis*[J]. *Geomicrobiol. J.*, 21: 341~349.
- Benzerara K, Menguy N, Guyot F, et al. 2005. TEM study of a silicate-carbonate-microbe interface prepared by focused ion beam milling[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 69(6): 1413~1422.
- Berner R A. 1981. Kinetics of weathering and diagenesis[J]. *Rev. Miner.*, 8: 111~134.
- Brantley S L, Liermann L J, Guynn R L, et al. 2004. Fe isotopic fractionation during mineral dissolution with and without bacteria[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 68(15): 3189~3204.
- Casey W H, Westrich H R and Arnold G W. 1988. Surface chemistry of labradorite feldspar reacted with aqueous solutions at pH = 2, 3, and 14[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52: 2795~2807.
- Chardon E S, Livens F R and Vaughan D J. 2006. Reactions of feldspar surfaces with aqueous solution[J]. *Earth-Sci. Rev.*, 78: 1~26.
- Chen Y and Brantley S L. 2000. Dissolution of forsteritic olivine at 65°C and 2 < pH < 5[J]. *Chem. Geol.*, 165: 267~281.
- Daughney C J, Rioux J P, Fortin D, et al. 2004. Laboratory investigation of the role of bacteria in the weathering of basalt near deep sea hydrothermal vent[J]. *Geomicrobiol. J.*, 21: 21~31.
- Duro L, Aamrani F E, Rovira M, et al. 2005. The dissolution of high-FeO olivine rock from the Lovasjarvi intrusion (SE-Finland) at 25°C as a function of pH[J]. *Appl. Geochem.*, 20: 1284~1291.
- Hellmann R, Eggleston C M, Hochella J M F, et al. 1989. Altered layers on dissolving albite: I. Results. Proc. 6th Int. Symp[A]. Miles D L and Balkema R. *Water-Rock Interaction[C]*. Netherlands, 293~296.
- Hersman L, Lloyd T and Sposito G. 1995. Siderophore-promoted dissolution of hematite[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59: 3327~3330.
- Holdren G R and Speyer P M. 1985. Reaction rate-surface area relationship during the early stages of weathering— I. Initial observations[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49: 675~681.
- Hutchens E, Valsami-Jones E, McEldowney S, et al. 2003. The role of heterotrophic bacteria in feldspar dissolution—an experimental approach[J]. *Miner Mag*, 67(6): 1157~1170.
- Liermann L J, Kalinowski B E, Brantley S L, et al. 2000. Role of bacterial siderophores in dissolution of hornblende[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 64(4): 587~602.
- Luce R W, Bartlett R W and Parks G A. 1972. Dissolution kinetics of magnesium silicates[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36: 35~50.
- Mankad T and Nauman E B. 1992. Effect of oxygen on steady state product distribution in *Bacillus polymyxa* fermentation[J]. *Biotechnol Bioeng*, 40: 413~426.
- Muir I J and Nesbitt H W. 1992. Controls on differential leaching of calcium and aluminium from labradorite in dilute electrolyte solutions[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56: 3979~3985.
- Muir I J and Nesbitt H W. 1997. Reactions of aqueous cations at the labradorite-water interface: coupled effect of surface processes and diffusion[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61: 265~274.
- Oelkers E H. 2001. General kinetic description of multioxide silicate mineral and glass dissolution[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65: 3703~3719.
- Oxburgh R, Drever J I and Sun Y. 1994. Mechanism of plagioclase dissolution in acid solutions at 25°C[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58: 661~669.
- Santelli C M, Welch S A, Westrich H R, et al. 2001. The effect of Fe-oxidizing bacteria on Fe-silicate mineral dissolution[J]. *Chem.*

- Geol. , 180(1~4):99~115.
- Santhiya D, Subramanian S and Natarajan K A. 2002. Surface chemical studies on sphalerite and galena using extracellular polysaccharides isolated from *Bacillus polymyxa*[J]. J. Colloid. Interf. Sci. , 256 : 237~248.
- Schweda P. 1990. Kinetics and mechanisms of alkali feldspar dissolution at low temperature[D]. Stockholm University.
- Siegel D I and Pfannkuch H O. 1984. Silicate mineral dissolution at pH 4 and near standard temperature and pressure[J]. Geochim. Cosmochim. Acta , 48 : 197~201.
- Song W, Ogawa N, Oguchi C T, *et al.* 2006. Effect of *Bacillus subtilis* on granite weathering : A laboratory experiment , Catena.
- Staudigel H, Chastain R A, Yayanos A, *et al.* 1995. Biologically mediated dissolution of glass[J]. Chem. Geol. , 126(2): 147~154.
- Staudigel H, Yayanos A, Chastain R, *et al.* 1998. Biologically mediated dissolution of volcanic glass in seawater[J]. Earth Planet Sci. Lett. , 164(1~2): 233~244.
- Staudigel H, Tebo B, Yayanos A, *et al.* 2004. The ocean crust as a bioreactor[A]. Wilcock W S D. The Subseafloor Biosphere at Mid-ocean Ridges[C]. Washington D. C. : American Geophysical Union Monograph , 144 , 325~341.
- Taunton A E, Welch S A and Banfield J F. 2000. Microbial controls on phosphate and lanthanide distributions during granite weathering and soil formation[J]. Chem. Geol. , 169(3~4): 374~382.
- Welch S A and Banfield J F. 2002. Modification of olivine surface morphology and reactivity by microbial activity during chemical weathering[J]. Geochim. Cosmochim. Acta , 66(2): 213~221.
- Wilson M J and Jones D. 1983. Lichen weathering of minerals : Implications for pedogenesis[A]. Residual Deposits : Surface Related Weathering Processes and Materials[C]. Special Issue of the Journal of the Geological Society , 5~12.
- Wogelius R A and Walther J V. 1991. Olivine dissolution at 25°C : Effects of pH, CO₂, and organic acids[J]. Geochim. Cosmochim. Acta , 55 : 943~954.
- Wu L L, Jacobson A D, Chen H C, *et al.* 2007. Characterization of elemental release during microbe-basalt interactions at $T=28^{\circ}\text{C}$ [J]. Geochim. Cosmochim. Acta , 71 : 2224~2239.
- Yee N, Fein J B and Daughney C J. 2000. Experimental study of the pH, ionic strength, and reversibility behavior of bacteria-mineral adsorption[J]. Geochim. Cosmochim. Acta , 64(4): 609~617.

2006 年度部分地质学类期刊主要计量指标一览表

序号	刊名	影响因子	总被引频次	他引率	序号	刊名	影响因子	总被引频次	他引率
1	岩石学报	2.649	2279	0.59	16	地球科学	1.023	1351	0.95
2	地质学报	2.326	1651	0.81	17	岩石矿物学杂志	0.867	600	0.91
3	地质科学	2.212	1287	0.77	18	岩矿测试	0.782	446	0.78
4	中国科学 D	2.062	2760	0.94	19	地球学报	0.776	934	0.90
5	大地构造与成矿学	1.906	548	0.60	20	矿物岩石地球化学通报	0.758	448	0.87
6	中国地质	1.576	658	0.69	21	西北地质	0.681	330	0.71
7	地质论评	1.495	1512	0.92	22	沉积与特提斯地质	0.676	269	0.87
8	地球化学	1.487	1434	0.84	23	吉林大学学报地球科学版	0.667	636	0.78
9	地学前缘	1.447	1993	0.91	24	矿物岩石	0.603	474	0.85
10	地质通报	1.398	1400	0.77	25	地质与勘探	0.500	611	0.71
11	高校地质学报	1.388	672	0.93	26	矿物学报	0.433	562	0.88
12	矿床地质	1.213	992	0.84	27	地质科技情报	0.421	547	0.88
13	现代地质	1.191	845	0.92	28	世界地质	0.404	247	0.91
14	沉积学报	1.142	1615	0.71	29	新疆地质	0.403	621	0.90
15	地球科学进展	1.105	1718	0.84	30	矿产与地质	0.235	289	0.81

本表数据引自《2007 年版中国科技期刊引证报告(核心版)》(中国科学技术信息研究所编)