

# 南极中山站区高级片麻岩中蠕英石的形成

任留东<sup>1</sup> 韩景仪<sup>2</sup>

(1. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; 2. 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037)

**摘要:** 南极中山站区(拉斯曼丘陵)高级片麻岩中多发育蠕英石即斜长石+石英, 蠕英石的出现表明岩石中往往同时存在斜长石和钾长石。通常还有一些相关现象与蠕英石相伴, 如矿物颗粒周围的斜长石±石英边、钾长石边。蠕英斜长石比主斜长石牌号更高和更低的现象均可发生, 而且蠕英斜长石的成分比主斜长石变化范围更大。蠕英石的形成主要涉及长英质矿物的变化, 不仅涉及到钾长石的分解, 可能还与钾长石的出溶、石英、黑云母的分解, 甚至斜长石的出溶和分解有关。析出的组分对先存矿物(主要是钾长石)溶蚀和交代, 同时出现蠕英石。变形有利于蠕英石的形成, 但不是必要条件, 长英质岩石中蠕英石的形成意味着降压过程的发生。形成蠕英石的组分主要源于体系自身, 而不是外部环境。结合与相关结构的对比和分析, 蠕英石的产生主要是长英质组分晚期分异的结果; 由于 K, Na (Ca) 的分异, Na(Ca)<sup>2+</sup> 沉淀, K<sup>+</sup> 组分活动, SiO<sub>2</sub> 亦可有一定的迁移; 释放、迁移的组分更偏碱性。这种分异是岩石内部的成分和结构调整的产物, 但相关组分活动的空间非常有限, 一般限于若干个矿物颗粒的尺度。蠕英斜长石的形成可能代表着斜长石-石英之间的一种共结, 并对新生斜长石的成分起到一种缓冲作用, 其过程更接近溶液而不是岩浆性质, 同时表示除 H<sub>2</sub>O 外各种组分活动的基本结束。

**关键词:** 蠕英石; 形成机制; 组分活动; 南极拉斯曼丘陵

**中图分类号:** P588.34<sup>+</sup>5      **文献标识码:** A      **文章编号:** 1000-3657(2006)06-1226-10

蠕英石是 Michel-Lévy<sup>[1]</sup>最早注意到, Sederholm<sup>[2]</sup>所命名的一种岩石结构, 多出现于中酸性岩浆岩或中-高级变质岩, 尤其是混合岩中。其后, Phillips<sup>[3]</sup>根据人们的研究积累和报道, 对蠕英石作出如下定义: 它是蠕虫状石英与钠质斜长石交生的岩石结构, 二者与钾长石接触或呈钾长石假象。其他的交生一般称为“蠕虫状-”(mymekite-like)或“-后成合晶”(symplectite)。常见于均匀或斑状花岗岩-花岗闪长岩和长英质片麻岩, 而浅色钠长-正长花岗岩等碱性岩中不发育蠕英石<sup>[4-5]</sup>。

蠕英石主要是斜长石-石英的共生。根据其形状可分为瘤状或花状, 由其产出位置有粒间、粒内和孤立产出等<sup>[3, 6-7]</sup>。蠕英石亦可呈脉状或裂隙状充填。Hopson et al<sup>[8]</sup>根据阴极发光和电镜分析, 指出蠕英石中的石英蠕虫以树枝状、相互连接的薄板状和扭曲了的蠕虫状产出。

蠕英石的成因主要有如下模型<sup>[9]</sup>: 同时或直接结晶<sup>[8, 9]</sup>; 石英重结晶并有斜长石变晶形成<sup>[10]</sup>; 钾长石对斜长石的交

代<sup>[11, 12]</sup>; 斜长石对钾长石的交代, 即富 Ca, Na 的溶液对 Kfs 的交代作用<sup>[13-15]</sup>和固溶体出溶模型<sup>[4-5, 16]</sup>。Phillips<sup>[3]</sup>指出, 前 3 种模型适用范围非常局限, 或假设的前提有错误, 一般不予考虑, 较有影响的是交代和出溶模型。其中“出溶说”的关键在于假定的 CaAl<sub>2</sub>Si<sub>6</sub>O<sub>16</sub> 分子是否存在, 以及石英的比例是否维持一固定值。“交代说”的问题在于活动组分的性质和来源。

南极拉斯曼丘陵高级区内花岗质岩类及片麻岩类, 尤其是长英质片麻岩中往往发育蠕英石和与之相关的结构, 通过对其详细的镜下观察和成分分析, 结合类似结构的对比研究, 笔者对蠕英石的形成过程和机制进行了分析, 并对其所代表的岩石学意义进行了探讨。

## 1 区域地质概要

在大地构造上, 南极拉斯曼丘陵位于冈瓦纳古陆的泛非构造带, 大约 550 Ma 前的泛非构造运动在此表现得十分强烈<sup>[7]</sup>。区内主要出露一套高角闪岩相-麻粒岩相的高级变质

收稿日期: 2006-04-15; 改回日期: 2006-08-31

基金项目: 国家自然科学基金(40172065, 40572041)、中国地质调查局地质大调查项目(2004 13000023)和国土资源部百名优秀青年科技人才项目联合资助。

作者简介: 任留东, 男, 1965 年生, 博士, 研究员, 主要从事南极地质和变质地质研究; E-mail: ldren@cags.net.cn。

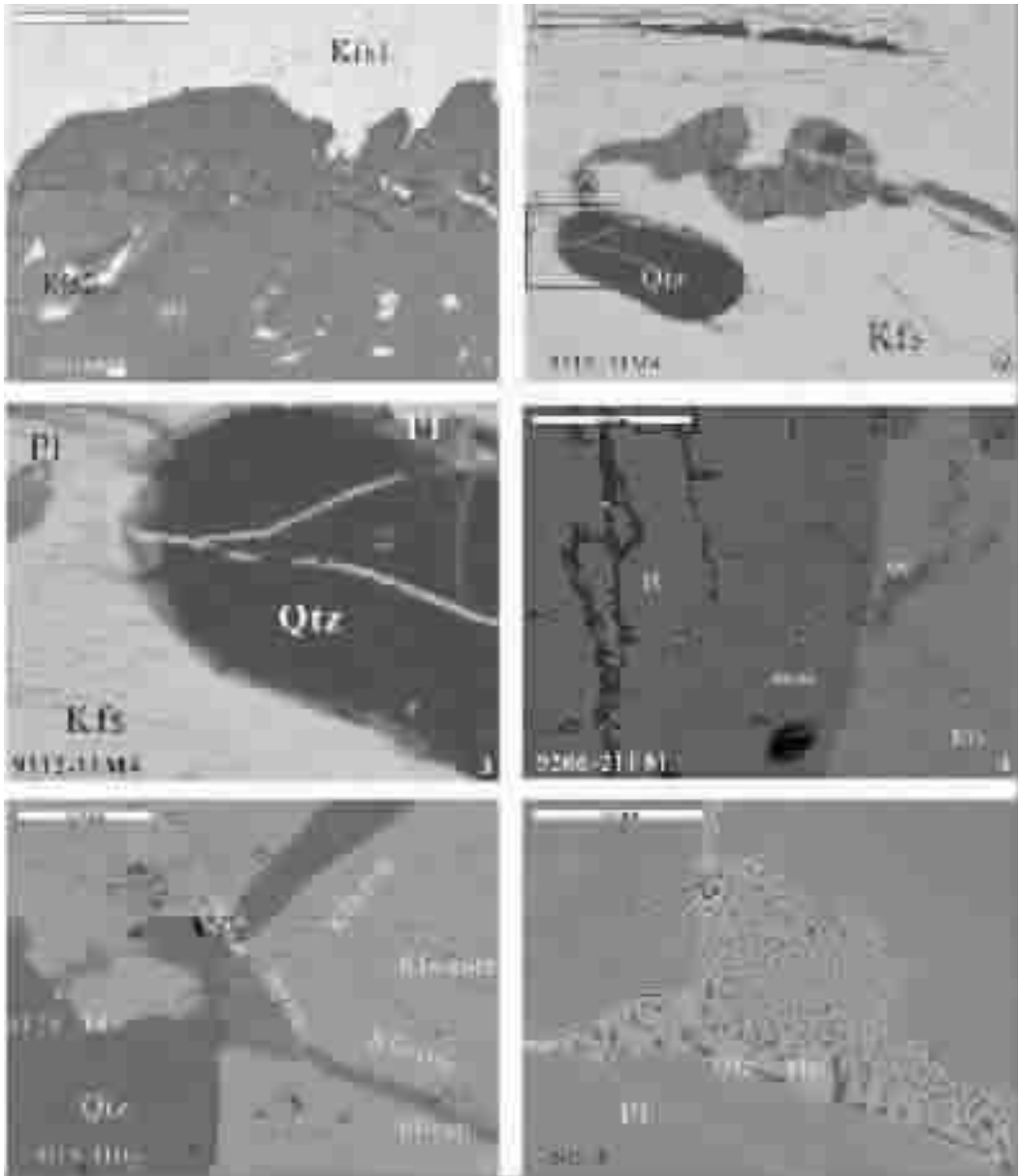


图 1 蠕英石及相关结构的背散射图像

- 1—斜长石(Pl)中有补片状钾长石(Kfs2),早期钾长石(Kfs1)蠕英化时可有 Kfs2 残留,蠕英石向钾长石略微变暗;
- 2—蠕英石溶蚀钾长石(Kfs)和石英;3—图 2 的局部放大;4—蠕英石附近钾长石(Kfs)中可有石英;
- 5—钾长石(Kfs)粒间的蠕英石,斜长石(Pl2-An27)和石英;钾长石核部 Pl 1.6%-An5.9,边缘 Pl 0.8%-An3.3;
- 6—基性麻粒岩中斜长石(Pl)粒间的蠕英石(Pl-Qtz),蠕英斜长石亮度更大(成分上富 An)

Fig.1 BSE images of myrmekite and related textures

- 1-Patches of K-feldspar (Kfs2) are present in plagioclase (Pl) and some Kfs2 residues are present when earlier K-feldspar (Kfs1) is myrmekitized; towards Kfs myrmekite is darkened;
- 2-Myrmekite corrodes Kfs and earlier ellipsoid quartz (Qtz); the left end is serrated;
- 3-Inset map of Fig. 1-2, Quartz is serrated at the left end;
- 4-Quartz is present in Kfs near myrmekite;
- 5-Myrmekite (Pl-An27) in the interstices of Kfs grains, rim plagioclase (Pl2-An27) and quartz; the core and rims of Kfs are composed of Pl 1.6%- An5.9 and Pl 0.8%-An3.3, respectively;
- 6-Myrmekite (Pl-Qtz) in the interstices of plagioclase (Pl) grains in basic granulite; the myrmekitic Pl is in the same optical orientation as the primary Pl (lower left) but more anorthic in composition (brighter)

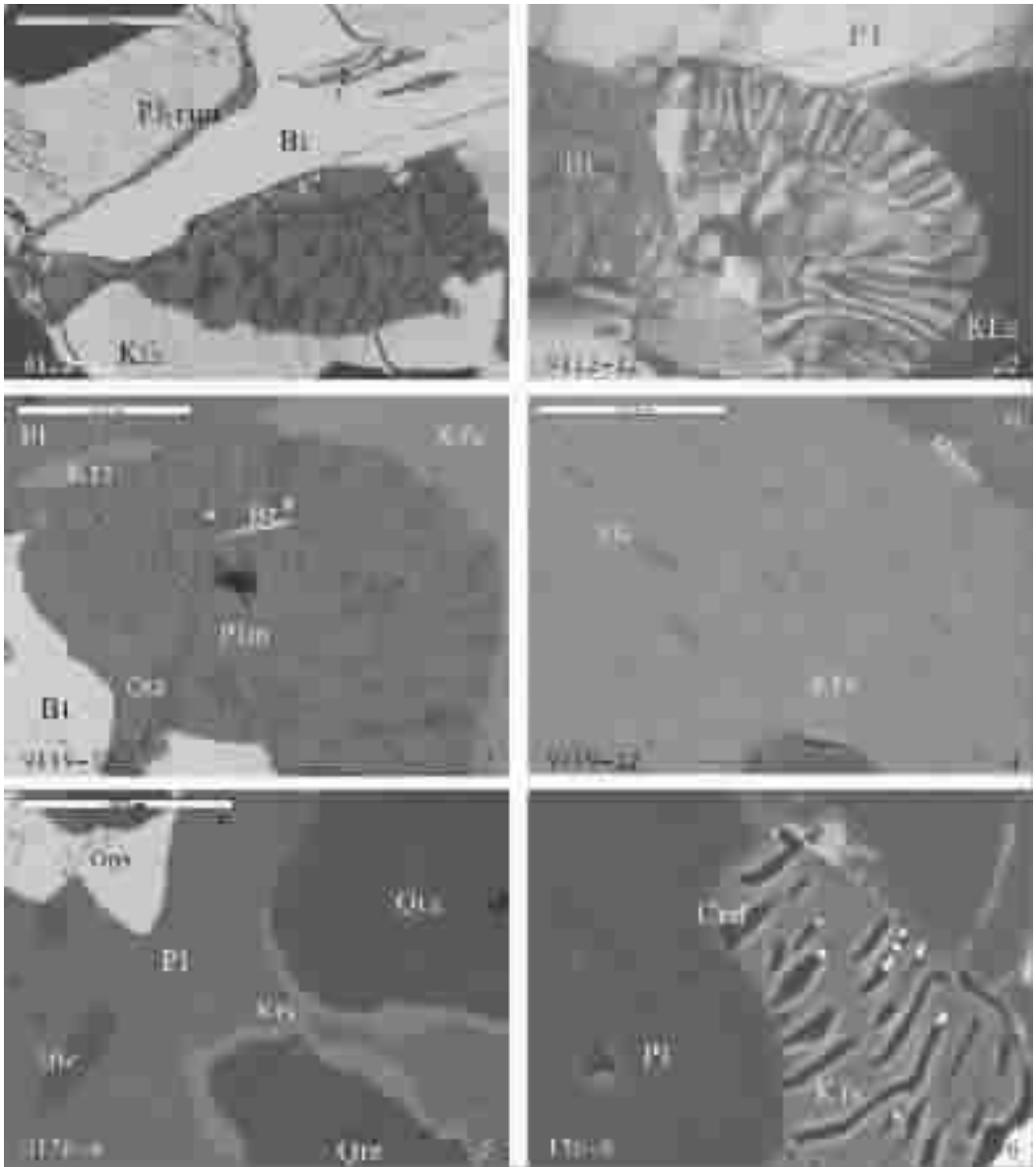


图 2 蠕英石和相关结构(除 2-B 为显微照片外,其余均为背散射图像)

- 1—黑云母-斜长石-钾长石之间的蠕英石,主要溶蚀钾长石和黑云母,少量的斜长石分解;2—黑云母-斜长石-钾长石之间的蠕英石,主要溶蚀钾长石(K, Na, Si 高)和黑云母,少量的斜长石分解,同时可见黑云母和钾长石(Mg, Fe, Ca 高)的残留;
- 3—钾长石(Kfs)中有斜长石(Pl-An34.7)出溶片晶和边缘蠕英石(Pl-An31.4);4—钾长石(Kfs)中有斜长石(Pl2 An34.7)出溶片晶和边缘蠕英石(Pl-An31.4);5—紫苏辉石麻粒岩中斜长石和石英粒间的钾长石(Kfs);
- 6—富磷酸盐矿物岩石中斜长石粒间的钾长石-堇青石后成合晶,其中钾长石为背景,堇青石呈蠕虫

Fig.2 Myrmekite and related textures (all are BSE images except microphotograph 2-B)

- 1—Myrmekite corrodes Kfs, strongly and biotite slightly; 2—Myrmekite between biotite-plagioclase-K-feldspar; Kfs and Bt corroded severely and Pl slightly; 3—Myrmekite between biotite-plagioclase-K-feldspar, Kfs and Bt corroded severely and Pl slightly, and some residual Bt and Kfs found; the residues are in the same optical orientation as that of the adjacent primary minerals; BSE image;
- 4—Exsolved plagioclase lamellae (Pl-An34.7) in Kfs and marginal myrmekite (Pl-An31.4); BSE image; 5—Interstitial K-feldspar (Kfs) between plagioclase and quartz in hypersthene granulite; 6—Symplectite of K-feldspar-cordierite between plagioclase grains (the background is Kfs) in phosphate-rich quartzofeldspathic gneiss

岩系,主要有辉石黑云斜长片麻岩、黑云斜长片麻岩、(含)夕线石片麻岩等长英质副片麻岩,相当于传统意义上的孔兹岩系,以及少量长英质和镁铁质的正片麻岩<sup>[18]</sup>,其间可见花岗岩体和伟晶岩脉。

## 2 蠕英石的相关结构及成分

### 2.1 蠕英石的产出

南极拉斯曼丘陵高级区长英质片麻岩或花岗片麻岩中,钾长石(Kfs)/斜长石(Pl)比例较大时可有蠕英石,钾长石很多或较少时则少见或不见蠕英石,这一点与前人的认识相一致<sup>[14,15]</sup>。变泥质岩中,若不透明或暗色矿物较多时往往无或少蠕英石,色率较低(浅色)的长英质片麻岩中易含蠕英石。在相对富钾长石区,蠕英石基本上形成于粗大的钾长石集合体或颗粒边缘,尤其是与斜长石、石英相邻之处,形成粗大的蠕英石带,Kfs-Kfs之间的蠕英石较细小;同一蠕英石结构发育过程中,往往记录了早、晚的变化:早期阶段的蠕英石较为宽大,而较晚期的蠕英石带较细小。蠕英石中的斜长石光性方位与紧邻的早期斜长石颗粒相同或Kfs-Kfs之间与相对的、无溶蚀的钾长石颗粒光性方位相近,但与被溶蚀的钾长石光性方位差别较大;相对钾长石而言,蠕英石多位于切割条纹长石的部位,似乎出溶条纹在先、蠕英石化在后。

在蠕英石附近的主斜长石有时也可发生轻微溶蚀(图2-2~3),蠕英石在靠同方位的斜长石一侧石英“蠕虫”较为粗大而稀疏,向钾长石方向逐渐变细(图1-1)。

在蠕英石附近,早期石英可被溶蚀,使其边缘呈锯齿状(图1-2),甚至蠕英石中的粗粒石英边缘亦可有一定的溶蚀,且围以斜长石。

黑云母(Bt)附近的蠕英石往往较小,黑云母也可有轻度溶蚀(图2-1~3),在同时有黑云母和钾长石分解所致蠕英石中偶尔可见部分钾长石残留(图2-3)。Hopson et al<sup>[18]</sup>也注意到蠕英石可取代黑云母。黑云母溶蚀常伴随斜长石和磁铁矿、钛铁

矿等不透明金属氧化物(Opq),Bt→Pl+Qtz,Bt→Pl+Opq,大多数情况下这里的斜长石(Pl)和石英相互分离。

基性麻岩中偶尔可见斜长石-石英蠕英状结构,溶蚀周围的主斜长石(图1-6)。

蠕英石中蠕状石英的含量并不固定,且有相当的波动范围(表1)。

### 2.2 与蠕英石相关的一些现象

有一些与蠕英石有着直接或间接关联的现象,如石英微细颗粒、两种长石的补丁或窄边(图1-1~5)。石英微细颗粒(非蠕虫状)既可位于斜长石内,与Collins<sup>①</sup>所描述的幽灵状蠕英石相当,也可位于主晶钾长石内(图1-4);也有Pl,Qtz同时形成,但Qtz呈乳滴状,不能形成典型的蠕英石结构,在其边缘局部可见蠕英石。有的后生斜长石呈多个颗粒的镶嵌结构,其中夹有钾长石残留,但是附近并未见石英产出。次生Kfs反应边基本上出现在长石(钾长石、斜长石)的边缘或斜长石内的其他矿物包裹体的周围。在夕线片麻岩中,于堇青石之后可形成Kfs薄边,或在斜长石中出现Kfs的补丁状颗粒,二者光性方位相同,表明同时形成;之后的Pl又溶蚀Kfs,但无石英相伴:Kfs+Spl→Crd→Kfs<sub>2</sub>...Pl<sub>2</sub>即先有钾长石后有斜长石。两期钾长石相比,早期Kfs<sub>1</sub>富Al, Ca, Na, Fe, P等组分,而Kfs<sub>2</sub>更富K,即晚期Kfs<sub>2</sub>更接近钾长石端元。

Pl边缘则主要出现在钾长石和其他非长石类矿物周围:Sil, Spl, Bt, Opx, Grt, Trn, Opq周围均可出现Pl±Qtz,如Kfs<sub>1</sub>+Spl→Pl<sub>2</sub>, Pl<sub>2</sub>可位于Kfs<sub>1</sub>-Qtz、Kfs<sub>1</sub>-Crd之间,且对Kfs<sub>1</sub>有溶蚀。不透明矿物(Opq)边缘的斜长石与附近的蠕英石中的斜长石相连,且光性方位相同,表明同时形成;斜长石出现的同时,石英被轻微溶蚀,而附近或稍远的钾长石颗粒中形成相对粗粒的石英,即石英边溶蚀边结晶:Opq→Pl-Qtz(Kfs),因此,有如下顺序:Pl→Kfs(Pl)→Pl-Qtz(Kfs),最后的组合即与蠕英石形成阶段一致(其中斜体表示形成其他矿物时这些矿物趋于分解)。

表 1 主斜长石、蠕英斜长石与边缘斜长石 An%成分变化范围(ΔAn)

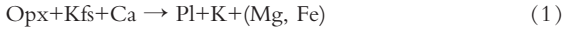
Table 1 An% contents of main, myrmekite and rim plagioclases and their ranges(ΔAn)

样品	主斜长石		蠕英斜长石		主-蠕斜长石差(平均)	蠕英石中蠕状石英含量(%)		边缘斜长石
	An 成分	Δ An	An 成分	Δ An		主-蠕	计算(c)	
20618	32.3~35.0	2.7	27.8~34.0	6.2	2.75	23.4	22.4(An34)	43.0(Grt 边缘) 34.7(Kfs 内片晶) 28.9(Kfs 间)
9112-11	30.5~32.3	1.8	24.8~27.9	3.1	5.05	20.0	18.7(An27)	
204-4	35.1~36.2	1.1	33.6~38.2	4.6	-0.25	18.2	14.8(An24.8)	
9119-2	40.8	-	36.8~37.1	0.3	3.85			
9119-12	28.2	-	31.4	-	-3.2	22.0	14.6(An31.4)	
9126-1	27.9	-	26.8	-	1.1			
9206-20	28.9-29.6	0.7	30.9~28.4	2.5	-0.4			
202-5	50.3	-	81.8~86.2	4.4	-33.7	7.1	11.9(An85.5)	

注:由中国地质科学院矿产资源研究所电子探针实验室余静测得;部分样品只有一处测点,故无法估计其成分变化范围;负值表示蠕英斜长石比主斜长石 An 牌号更高。

①Collins L G, Myrmekite formed by exsolution? ISSN 1526-5757,1997, No.5. Electronic Internet Publication, <http://www.csun.edu/~vcgeo005/revise5.htm>.

在辉石斜长片麻岩中沿 Kfs-Qtz 和 Opx-Qtz 之间可有平直的 Pl±Mica 类,未见石英。钾长石中的辉石包裹体周围亦见斜长石边;



与蠕英石相比,这里石英对斜长石的比例较低,甚至无石英。

紫苏辉石麻粒岩中在斜长石、石英相对集中的地方,沿斜长石-石英粒间可有少量的粒间钾长石(图 2-5),主要溶蚀石英,斜长石溶蚀较少,偶尔在斜长石-斜长石之间亦可有钾长石边,但在石英-石英之间无。

与蠕英石有关的最晚期矿物为附近的白云母,偶尔可见方解石。

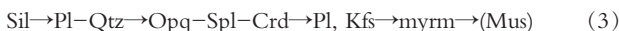
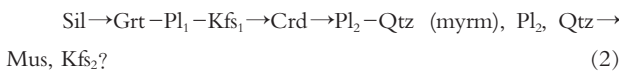
总之,对于斜长石和钾长石,钾长石的出现与先存主体成分有关;斜长石的出现与先存主体的成分关系不大,关键是需要一个供之结晶成核的“客体”。蠕英石的形成基本与斜长石、钾长石、石英、白云母等长英质矿物有关,偶尔涉及黑云母,但极少与其他镁铁质矿物有关。另外,蠕英石包括斜长石窄边形成时常有石英出现,而钾长石边形成时很容易溶蚀石英。

2.3 与蠕英石类似的一些现象

与蠕英石(Pl-Qtz)结构的形成需溶蚀 Kfs, Pl, Qtz 和 Bt 相类似,本区可见 Crd-Qtz 及 Kfs-Crd 的后成合晶(symplectite)(图 2-6)<sup>[9]</sup>,以及 Pl-Qtz-Bt 组成的筛状结构,其中 Crd-Qtz 溶蚀 Pl, Bt, Kfs-Crd 溶蚀 Pl,筛状结构的形成溶蚀 Bt,花岗质片麻岩内的正长花岗岩脉(宽度 1 m 左右)中 Grt, Pl, Kfs, Bt 均可转换形成 Crd-Qtz 合晶或类似蠕英石的结构,Crd-Qtz 合晶甚至可以溶蚀石英;该岩石中同时可见到蠕英石,但是时间上蠕英石出现比 Crd-Qtz 合晶要晚。

2.4 综合矿物世代

综上所述,通过岩相结构的观察及矿物世代分析得知,本区常见矿物之间有如下递变顺序:



从结构上看,蠕英石形成过程中与其相邻的主晶斜长石也可受到溶蚀;早期长石局部发生了重结晶,产物为斜长石-石英,在主晶斜长石中可出现孤立的石英,有学者注意到了这一点<sup>[9]</sup>,即蠕英石形成时可溶蚀斜长石,当蠕英斜长石比主斜长石更富钙长石时尤其如此。基性麻粒岩中的蠕英石更是在早期斜长石的基础上发展而来(图 1-6)。

总而言之,一般认为蠕英石的形成是溶蚀钾长石而成,也有少数人认为溶蚀斜长石而成<sup>[11,12]</sup>,实际上,这两种溶蚀可以同时发生,只是发生的程度有所不同,通常情况下钾长石的溶蚀最为明显;而且,除长石外还可溶蚀石英、黑云母等其他造岩矿物。

2.5 蠕英斜长石与主斜长石的成分关系

长英质片麻岩中的蠕英斜长石与主斜长石(多为更长

石、中长石,An25~36)的成分关系较为复杂(表 1,图 3);同一样品中,主斜长石成分较为稳定,而蠕英斜长石的成分波动范围较大;与主斜长石相比,蠕英斜长石既可更富 An,高 2 号左右,也可相对贫 An,低 5 号左右,且以贫 An 为主。即使在同一蠕英石结构内,愈靠近钾长石方向,蠕英斜长石牌号逐渐降低(图 1-4;表 1 中样品 9206-20)。似乎有这样的趋势:蠕英石周边以斜长石为主时蠕英斜长石比主斜长石更富钙长石(此时似乎更容易发生蠕英石溶蚀斜长石的现象),以钾长石为主时蠕英斜长石往往稍富钠长石。此外,P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>组分在主斜长石(0.28%~0.50%)中比蠕英斜长石(0~0.26%)中含量稍多。而据 Widenfalk<sup>[2]</sup>的报道:An>14 时蠕英石中的斜长石(以下简称蠕英斜长石)比造岩矿物中的主晶斜长石(简称主斜长石)更富 Ca,而 An<14 时则相反。本区的情况则要复杂得多。

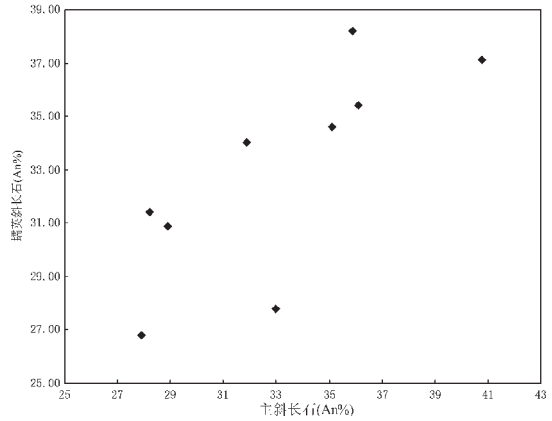


图 3 蠕英斜长石与邻近主斜长石的成分关系  
Fig.3 Composition relationship between myrmekite plagioclase and adjacent main plagioclase

作为一个特例,在含辉石、无钾长石的基性麻粒岩中可见蠕英状结构溶蚀周围的主斜长石(An50 左右)(图 1-6),其蠕英状斜长石(An82~86)明显富钙长石(表 1)。根据折光率及双折率与斜长石牌号呈正相关,与主斜长石(An50 左右)相比,少量发育的边缘斜长石既可更富 An(尤其在 Bt 边缘),亦可更富 Ab(主要在斜长石边缘)。

据 Widenfalk<sup>[2]</sup>,Kfs-Pl 或 Kfs-Kfs 之间的斜长石几乎为纯的钠长石,表现为 Ab 净边,但在本区未见产出。

3 蠕英石的形成过程分析

3.1 关于蠕英石形成的交代-出溶模型

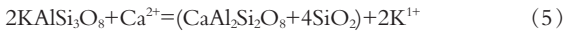
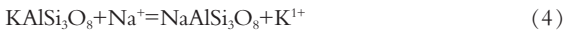
通过观察,石英蠕虫基本垂直于钾长石的界面(图 1-1~2;图 2-2~3),显示了蠕英石形成时的确交代过钾长石,有时也存在蠕英石轻微交代斜长石的现象(图 2-2~3)。Hippert et al<sup>[23]</sup>所强调的钾长石交代斜长石而形成蠕英石实际上仍是早期的钾长石被交代形成蠕英石,只是后期又发生了钾长石斑晶取代蠕英石的过程。Hibbard<sup>[23]</sup>认为蠕英石直接从岩浆流



体结晶,尽管几何上蠕英石“替换”钾长石,并未发生交代钾长石的现象,随后的流体结晶钾长石,对已形成的蠕英石有溶蚀作用,形成石英残留体。

Phillips<sup>[9]</sup>先是倾向于 Schwantke<sup>[10]</sup>的出溶-空位模型,但是经过分析和比较之后 Phillips<sup>[24]</sup>又认为,未变形岩体中的蠕英石有较平直的边界或舒缓的曲线,易有钠长石边,适用 Schwantke<sup>[10]</sup>的出溶模型;而片麻岩中的蠕英石易出现向前突出的舌形,常有白云母相伴,少见钠长石薄边,适用 Becke<sup>[13]</sup>的交代模型。即两种过程都可以存在。Ashworth<sup>[25]</sup>也提出“出溶+交代”模型,并认为 Schwantke 分子不是形成蠕英石的必要条件。

按照交代观点,蠕英石的出现是由含 Ca 流体的交代作用所致:



Kfs. . . . . myrmekite

则如同前人指出的那样<sup>[7]</sup>,需要深部有含钙的钠质汽液向上运移,由于构造的控制,随着距离裂隙远近的不同,应有蠕英石的强弱变化<sup>[19]</sup>,实际上,除了有些情况下蠕英石受构造控制,沿裂隙密布外<sup>[26-28]</sup>,绝大多数情形蠕英石形成于静应力环境,分布颇为均匀。变形并不能导致蠕英石的直接成核<sup>[29-30]</sup>,未见变形时蠕英石亦可出现,当然变形有利于蠕英石的形成,但不是必要条件。

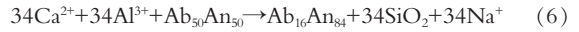
关于蠕英石中斜长石与石英含量的关系,按照反应式(5),根据实际斜长石的成分、石英与斜长石的密度和分子量之间的换算关系,可有斜长石与石英的体积比值为:

$$Pl:Qtz=r=(斜长石分子量/斜长石密度)/(4*An%*石英分子量/石英密度)$$

假定反应后的斜长石和石英保持封闭,可以计算出斜长石牌号为 An18 时石英的理论(体积)含量应为 1/(1+r)=13.9%,显然高于测量统计值。本区亦有类似的情况:假定薄片面积比相当于体积比,据背散射图像面积统计,除个别样品蠕英石中石英含量(22.4%)接近理论计算含量(23.4%,图 1-1;表 1),大部分样品均为实际测量值(measuring)低于理论计算值(calculating),如 m.14.8%<c.18.2%(图 1-2)、m.14.6%<c.22%(图 2-3),说明蠕英石形成过程中,相对于斜长石,SiO<sub>2</sub>组分有一定的迁出。蠕英石中蠕状石英的含量既与蠕英斜长石的牌号有关,也受到 SiO<sub>2</sub>迁移量的影响。

这种结果,既不像 Hopson et al<sup>[18]</sup>所认为的蠕英石(An18)中石英的含量大致固定在 11%,也不同于 Widenfalk<sup>[21]</sup>所说的蠕英石中石英的含量与斜长石牌号线性正相关。

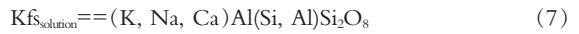
基性岩中蠕英石的形成较少见,但是其所涉及的组分变化则复杂得多。主斜长石为 An50,而蠕英斜长石 An84 更富 An 组分(表 1),其可能的变化如下:



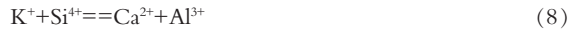
该蠕英石形成过程中有 Al、Ca 组分的加入,同时向外释放的有 Na,发生的反应主要是 Ca 对 Na 的交代过程。

长英质岩石中蠕英石形成时交代作用是存在的,但主要应是限于岩石内部的组分活动。蠕英斜长石与主斜长石牌号基本一致,也不支持外来汽液的解释<sup>[21]</sup>。若是大规模交代,如一些花岗岩的 K、Si 交代<sup>①</sup>,蠕英石形成过程中为何深部汽液主要表现为 Na、Ca 质,而很少有富 K 质活动?

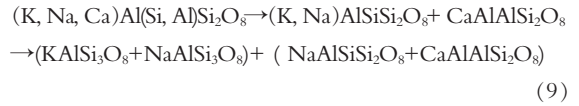
至于出溶-空位模型,Na、Ca、Si 组分应源于钾长石的降温分解,如在 Kfs 斑晶的外围,可有细小(触角状)Kfs,充填于(或切割)Pl 和 Qtz 间隙。在细小 Kfs 边缘可见蠕英石,可能的原因:Kfs 冷却过程中析离出 Na、Ca:



其中存在如下类质同象代换:



降温时,Kfs<sub>solution</sub> 固溶体分解:



其中(KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>+NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>)形成条纹长石,[(NaAlSi<sub>2</sub>O<sub>8</sub>+CaAlAlSi<sub>2</sub>O<sub>8</sub>)+SiO<sub>2</sub>]形成蠕英石。

根据三元长石的相图,高温下钾长石内可溶入较多的 Na、Ca 组分,在较低的温度条件下,正长石或微斜长石中所能容纳的 Na、Ca 组分则很少,降温过程中即可有较多的 Na、Ca 和 Al 出溶,沿钾长石解理缝所结晶的斜长石片晶(Pl<sub>2</sub>-An34.7)甚至比基质中的斜长石(Pl<sub>1</sub>-An28.2)还要富 Ca(图 2-4;表 1 中样品 9119-12);晚期钾长石(Kfs<sub>2</sub>, 样品 9206-20)所析出的斜长石片晶(An6.4)则比主斜长石(Pl<sub>1</sub>-An29,表 1)更贫钙。也可看到钾长石自核部(其所含 Na、Ca 的量相当于斜长石 1.6%-An5.9)向边缘(相当于斜长石 0.8%-An3.3)的 Na、Ca 成分的降低(图 1-5),与 Widenfalk<sup>[21]</sup>靠近蠕英石钾长石中 Na、Ca 组分减少的观察一致。若 SiO<sub>2</sub> 剩余,形成石英,并导致蠕英石(Pl-An31.4,图 2-4)的出现。

已有的学者意识到蠕英石和条纹长石之间的密切联系<sup>[7,31]</sup>,蠕英石的形成不应早于条纹长石的出现,与本研究见到的现象一致,而与 Hopson et al<sup>[18]</sup>提出“蠕英石形成于岩浆结晶的末期、亚固相出溶之前、钾长石中的钠长石条纹晚于蠕英石”的认识有所不同。岩石中钙含量达一定浓度时,降温时才可

①Collins L G. Origin of myrmekite and metasomatic granite, ISSN 1526-5757,1997, No.1, Electronic Internet Publication, http://www.csun.edu/~vcgeo005/revise1.htm.  
②Collins L G. The mobility of iron, calcium, magnesium, and aluminum during K- and Si-metasomatism, ISSN 1526-5757, 1997, No.7, Electronic Internet Publication, http://www.csun.edu/~vcgeo005/mobility.htm.  
③Collins L G. Scientific errors that can result when myrmekite and geologic evidence are ignored: Myrmekite,ISSN 1526-5757, Electronic Internet Publication,2001, No.39, http://www.csun.edu/~vcgeo005/SciErrors.htm.

出溶形成一定量的蠕英石,如二长花岗岩;若钾长石含量很低,如闪长岩,或者即使钾长石含量很高,但Ca组分很低,如碱性花岗岩,蠕英石也很少发育。

降温时,斜长石同样也分解,游离出K组分,当K组分的浓度达一定量时,结晶出钾长石(图1-1),在斜长石内部形成钾长石小方块或沿斜长石外缘形成局部镶边。若有一定的H<sub>2</sub>O组分存在,则可形成云母尤其白云母类。

因此,出溶作用在一定程度上解释了形成蠕英石的成分来源。

但是,在实际中常常见到这样的情形:蠕英石中只残留少量的钾长石,考虑到钾长石结构中可能容纳的CaAl<sub>2</sub>Si<sub>6</sub>O<sub>16</sub>分子比例,很容易解释蠕英石中Pl-Qtz共生,并有固定的比例,但是单靠钾长石的分解很难解释Na、Ca、Si的量,至少不是由某一个钾长石颗粒所提供的。Shelley<sup>[23]</sup>对石英/斜长石比例的可靠性也提出质疑。还有一个间接的说明:蠕英石形成的温度往往很低,400~600℃<sup>①</sup>,根据二长石温度计<sup>[23]</sup>估算本区蠕英石的温度为300~500℃;蠕英斜长石可形成倒转双晶,或受控于解理缝<sup>[2]</sup>,均表明其较低的温度。若钾长石中的确曾含有大量的Schwantke分子,但决不至于温度降到如此低的时候才分解而形成蠕英石。由于石英蠕虫相互连通,且可有不正一期的蠕英石存在,从而Hopson et al<sup>[8]</sup>也认为出溶模型不大可能。也就是说,单靠钾长石的出溶作用也不能解决蠕英石的成分问题。

### 3.2 与蠕英石类似现象的启示

通过对一些合晶结构的形成来借鉴、分析蠕英石成分的转化关系。如长英质片麻岩中Crd-Qtz合晶可由溶蚀Pl、Bt而成,Pl-Qtz-Bt筛状结构系溶蚀Bt,富磷酸盐矿物岩石中斜长石粒间的钾长石-堇青石Kfs-Crd后成合晶因溶蚀Pl(图2-6),可以看出,合晶及随后蠕英石的形成基本上是不同的阳离子组合如Mg、Fe或Na、Ca或K、Ca之间的相互取代过程,或者说,被溶蚀矿物提供可迁移的阳离子,新形成后成合晶或蠕英石矿物的阳离子可来自被溶蚀矿物自身,也可源于反应域之外。通过这种类比,可以推论,形成蠕英石的Na、Ca可能源于被溶蚀矿物(通常为钾长石)自身的分解,也可能来自于其周边的环境,如斜长石、石英、黑云母或石榴子石,集中体现在Na、Ca对K的取代;基性岩中辉石、角闪石提供的组分更富Ca,其蠕英斜长石更富An组分,是Ca对Na的取代。这两种情况均表现为被重新活化、迁移的阳离子碱性逐渐增强。

### 3.3 蠕英石形成时的组分活动

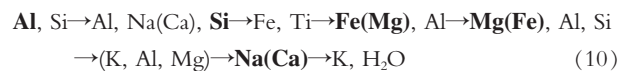
由黑云母转化形成的斜长石,与紧邻的蠕英石Kfs→Pl+Qtz中的Pl一致,说明蠕英石形成时既有钾长石,也可有黑云母的分解。当两种矿物同时分解时,K<sup>+</sup>的浓度足够大,钾长石

的溶蚀不是很彻底,在蠕英石中可见少量残余(图2-3)。蠕英石形成时可轻微溶蚀石英(图1-2~3),据Ashworth<sup>[24]</sup>报道,蠕英石亦可溶蚀钠长石。斜长石在后期的降温或变形过程中可释放出较多的Ca、Na组分,使得斜长石边缘或裂隙附近斜长石牌号降低<sup>②</sup>。在较富钙长石的斜长石周边的富钠长石斜长石中,含石英部分(即蠕英石)与无石英部分之间无界线<sup>[8]</sup>。

蠕英石位于Kfs-Pl或Kfs-Kfs之间的Kfs颗粒边缘或内部,凸端指向Kfs,蠕虫状石英一般垂直于界面,晚期形成的石英棒较细,此时蠕英石的形成与Kfs的分解直接相关,石英与斜长石共生,由Kfs→Pl时所释放的SiO<sub>2</sub>可能是其主要来源,SiO<sub>2</sub>可以迁移形成石英,并与外部的石英相连;若SiO<sub>2</sub>比例不足,可溶解先存石英来补充(图1-2)。

据反应(4)、(5),蠕英石的形成实际上是Na(Ca)<sup>2+</sup>沉淀结晶、K<sup>+</sup>组分活动迁移的过程,受迁移、释放的组分更偏碱性,从而发生了Na(Ca)与K之间的分异;按照前面的分析,蠕英石形成过程中,相对于斜长石,SiO<sub>2</sub>组分亦有一定的迁出;若SiO<sub>2</sub>明显迁移时斜长石、石英分离结晶而不再形成蠕英石。矿物变化过程中可能只有Al组分基本保持稳定。也就是说,从成分上看,蠕英石的形成不仅仅是钾长石的分解、斜长石-石英的结晶,它可能涉及到钾长石,根据反应结构分析,可能还有黑云母,甚至斜长石的出溶和分解。分解出的组分进一步交代先存矿物,被交代物主要是钾长石时则形成蠕英石。Hopson et al<sup>[8]</sup>认为,蠕英石形成于岩浆结晶的末期、亚固相出溶之前;变质岩中蠕英石的形成可以出现在进变质过程中<sup>[24]</sup>,或变质晚期但与部分熔融有关<sup>[25]</sup>。

通过矿物的世代演化、组分及温度条件分析得知,蠕英石的出现是岩石内部的成分和结构调整的产物。根据片麻岩中矿物演变顺序(1)、(2),主要组分的沉淀与结晶,有如下次序(主要组分以黑体表示):



从组分活动的角度来看,当岩石中镁铁质组分(Mg、Fe、Ti)较多时,体系内的变化基本表现为镁铁质-长英质组分(K、Na、Ca、Si、Al)间的分异和变化,如镁铁质的不透明金属氧化物、尖晶石、堇青石、黑云母和石榴子石等与长英质的长石、石英和白云母等矿物之间的演替。形成较多蠕英石的岩石中往往以长英质矿物为主,而镁铁质或金属氧化物较少。岩石的活动主要表现为长英质矿物内部之间的变化和调整:Si1→(Grt)-Pl-Kfs→Pl-Qtz→±Mus,蠕英石的形成主要是晚期Na(Ca),K±H<sub>2</sub>O的活动变化所致,即浅色组分内的分异。长英质岩石中分别出现斜长石和钾长石,而在中性的辉石麻粒岩中可见钾长石(图2-5),可能是由于钾质组分迁移较远的缘故。巴西Niteroi眼球状片麻岩中钾长石斑晶取代

①Collins L G. Contrasting characteristics of magmatic and metasomatic granites and the myth that granite plutons can be only magmatic, ISSN 1526-5757, 1997, No.19. Electronic Internet Publication, <http://www.csun.edu/~vcge005/myth.htm>. 1997.

②Collins L G. Replacement of primary plagioclase by secondary K-feldspar and myrmekite, ISSN 1526-5757, 1997, No.2, Electronic Internet Publication, <http://www.csun.edu/~vcge005/revise2.htm>.

蠕英石<sup>[2]</sup>则反映了 Na(Ca)之后 K 的进一步活动。

在长英质片麻岩中,蠕英石的出现通常意味着钾长石的被溶蚀和斜长石-石英的结晶,因此,蠕英石的产出一方面标志着 Pl-Kfs 组合的存在,另一方面,碱性长石和斜长石不能同时结晶,而是先后出现,说明了蠕英石形成于低共结之后的分离结晶阶段,此时,钾长石逐渐分解,而斜长石趋于稳定。钾长石分解后有一些析出组分基本离开溶蚀(反应)点。有时没有钾长石,在石英内部或边缘亦可形成这种蠕英石<sup>[2]</sup>。由于斜长石的量大大超过石英,一般蠕英斜长石呈单个晶体或干脆在先存主斜长石基础上重结晶,极偶然的情形也可见到斜长石-石英呈镶嵌结构,石英蠕虫体产于蠕英斜长石粒间<sup>[12]</sup>。

有学者指出,即使在岩浆晚期,钠质组分与钾质组分之间的分离并不彻底,钠质组分趋于熔体,而钾质组分趋于溶液中形成<sup>[9]</sup>,Hibbard<sup>[23]</sup>认为蠕英石代表流体活动性质的转折时期,蠕英石的形成更接近溶液而不是岩浆阶段的特征,较低的形成温度(400~600℃)也基本排除了典型熔体成因的可能性。本区高级变质晚期发生了强烈的深熔作用,部分接近熔体状态,在主要的结晶过程基本结束时,由于溶液流体介质性质的不断变化,矿物成分也伴随着一定的调整,钾长石的不稳定性加剧而发生部分分解,在钾长石-斜长石之间,SiO<sub>2</sub>组分弱迁移,Na、Ca(沉淀),活动组分 K 沿溶蚀面(前锋)侧向(粒间缝隙)迁移时蠕英斜长石依主斜长石成核而重结晶;若 SiO<sub>2</sub>同时迁移,则溶蚀处仅有斜长石,附近才有石英(图 1-5)。蠕英石之后可有极少量的长石边或白云母,组分活动已非常微弱,因此,蠕英石的出现表示除 H<sub>2</sub>O 外各种组分活动的基本结束。当然,这种认识还有待于通过包裹体的研究来验证。

### 3.4 蠕英石形成的机制分析

从结构上看,蠕英石的形成大致是一个原位空间置换过程(图 1-2),主要是 Na、Ca 对 K 的置换(见反应(4)、(5)),因此,SiO<sub>2</sub>组分的迁出表明总体上发生了体积扩大,原有空间不能容纳全部产物,岩石体积的增加往往与降压和/或加热有关,蠕英石的形成在岩浆或变质的晚期发生,应处于降温阶段,从而增容反应的发生必然是由降压所引起的,这与本区广泛的深熔作用发生在降压阶段<sup>[18,30]</sup>是一致的。从结构的形态来看,一般生长在钾长石边缘的蠕英石与石榴辉石麻粒岩中的石榴子石周围的降压结构<sup>[7]</sup>是十分相似的,尽管前者所代表的温度和压力比后者低得多。Casale et al<sup>[20]</sup>也指出,蠕英石在垂直于压应力的方向更容易生长,故可认为长英质岩石中蠕英石的形成意味着降压过程的发生。

岩浆中蠕英斜长石与主斜长石差别较大,蠕英石斜长石较富 Na,而变质岩中原生斜长石-蠕英斜长石成分基本一致<sup>[21]</sup>。本区长英质片麻岩中两种斜长石的晶体光性方位相同,折光率、双折率均一致,说明二者成分相同或近似。此外,与主斜长石相比,蠕英斜长石成分波动较大,说明蠕英石的形成受局部小范围(如数个颗粒)内组分域的制约,也表明蠕英石的发生范围非常局限。

因此,蠕英石的形成(主要涉及到 Na、Ca 组分的来源)主要受岩石自身,而不是外部控制。碱性岩中尽管可有两种长石但仍不发育蠕英石<sup>[14]</sup>,可能与自身 Ca 组分明显不足有关。

蠕英石的形成可能与长英质矿物之间的组分调整有关,使得蠕英斜长石成分在主斜长石牌号附近徘徊。基性麻粒岩中蠕英石的形成可能牵涉到辉石、角闪石等镁铁质矿物的成分变化,使其斜长石牌号与主斜长石牌号明显不同(表 1)。另一方面,尽管在长英质片麻岩中蠕英斜长石有一定的成分波动,但这种变化仍限定在较小的范围内(表 1);可以认为,蠕英石形成时先存斜长石作为晶核可能在一定程度上决定了新生斜长石的成分。

蠕英石可能代表了斜长石-石英之间的某种共结。成分上,蠕英石中斜长石/石英的比例十分接近 Qtz-Ab-Or 三元相图中的 Qtz-Ab 共结点<sup>[30]</sup>。这种共结可能限定着蠕英斜长石的成分非常接近主斜长石,另一方面,其中的石英比例也控制在一定数值(表 1),当然,由于主斜长石成分和介质条件的复杂性,这一数值可有一定的变化。长英质片麻岩中新生成的 SiO<sub>2</sub>可能偏多,从而向附近迁移形成散布的颗粒或乳滴状石英;基性岩中则相反,需要从周围汲取一定的 SiO<sub>2</sub>才能形成蠕英石(表 1)。

相反,作为蠕英石附近的斜长石窄边或边缘斜长石,伴随的石英数量往往较少,即不再属于这种共结,其 An 牌号可比主斜长石高许多(表 1)或更低<sup>[21]</sup>,说明局部介质性质已影响到斜长石-石英的共生,蠕英石不再出现而代以斜长石边缘(成分、光性方位均与主斜长石不同)。

当然,蠕英石的形成还受到 PT 条件、PH<sub>2</sub>O<sup>[30]</sup>及矿物的(局部)组合制约,使得即便在同一岩石中,蠕英斜长石的成分仍有所不同。可以说,蠕英石是对斜长石成分的一种缓冲:当蠕英石形成完毕,新生斜长石的成分就可以不受主斜长石影响,而基本与供给组分有关,从而使得边缘斜长石的成分变化较大:既可远高于主斜长石牌号(表 1),也可以形成钠长石薄边<sup>[30]</sup>。

## 4 结 论

蠕英石即斜长石+石英的形成,蠕英石的出现表明岩石中往往同时存在斜长石和钾长石;与蠕英石的形成相伴,通常还有其他的相关现象,如矿物颗粒周围斜长石±石英边、钾长石边的形成。

斜长石成分,蠕英斜长石比主斜长石牌号既可更高,亦可更低;相对而言,在同一岩石内,主晶斜长石成分相对稳定,而蠕英斜长石的变化范围较大。

前人所提出的蠕英石是钾长石交代斜长石,也有相反的认识。而笔者认为,蠕英石的形成不仅仅是钾长石的分解、斜长石-石英的结晶,它可能涉及到钾长石的出溶,同时伴随钾长石+黑云母±石英的分解,甚至斜长石的出溶和分解。分解出的组分对先存矿物,尤其钾长石的溶蚀和交代导致蠕英石的形成;这里尤须强调,蠕英石形成过程中组分活动的范围



非常有限,一般限于若干个矿物颗粒的尺度,组分主要源于体系自身,而不是外部环境。变形有利于蠕英石的形成,但不是必要条件;长英质岩石中蠕英石的形成意味着降压过程的发生。

在花岗岩或长英质片麻岩中蠕英石的形成基本与斜长石、钾长石、石英、白云母等长英质矿物有关,偶尔涉及黑云母,但极少与其他镁铁质矿物有关,系 Mg、Fe、Al 质组分和/或活动较少时,发生 K、Na、Ca、Si 浅色组分内活动性的差异所造成的; Na(Ca)<sup>2+</sup>沉淀, K<sup>+</sup>组分活动,导致 K、Na(Ca)的分异, SiO<sub>2</sub>或多或少亦有一定的迁移,迁移、释放的组分更偏碱性。

蠕英石的形成是岩石内部的成分和结构调整的产物,可能代表着斜长石-石英之间的一种共结,并对新生斜长石的成分起到一种缓冲作用;与前人认识相似<sup>[2]</sup>,蠕英石的形成过程更接近溶液而不是岩浆阶段的性质,笔者认为,蠕英石的出现表示除 H<sub>2</sub>O 外各种组分活动基本结束。

**致谢:**在本文写作过程中,美国加利福尼亚州立大学地质科学系的 Lorence G. Collins 慷慨提供其毕生收集的关于蠕英石的资料,对本文有极大帮助,中国地质科学院地质研究所伍家善研究员提供了指导性的意见,核工业北京地质研究院的戎嘉树研究员和审稿人对论文初稿给出了大量建设性修改意见,特此感谢。

#### 参考文献 (References):

- [1] Michel-Lévy A M. Structure microscopique des roches acides anciennes[J]. Société Française de Minéralogie et de Crystallographie Bulletin, 1874,3,201~222.
- [2] Sederholm J J. Über eine archaische Sedimentformation im südwestlichen Finnlande [J]. Commission géologique de Finnlande, Bulletin, 1897,6,254.
- [3] Phillips E R. Myrmekite - One hundred years later[J]. Lithos, 1974, 7, 181~194.
- [4] Hubbard F H. Myrmekite in charnockite from southwest Nigeria[J]. American Mineralogist, 1966,51,762~773.
- [5] Phillips E R. Myrmekite and albite in some granites of the New England Batholith, New South Wales [J]. Journal of Geological Society of Australia, 1964,11,49~60.
- [6] 陈跃志. 皖西霍邱地区混合岩中的蠕英石特征 [J]. 地质论评, 1980,26(6):499~504.  
Chen Yuezhi. The characteristics of myrmekite from the migmatites in Huoqiu District, western Anhui [J]. Geological Review, 1980,26 (6):499~504(in Chinese).
- [7] 戎嘉树. 蠕英石的成因[J]. 岩石矿物学杂志, 1992,11(4):324~330.  
Rong Jiashu. Origin of myrmekite [J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 1992,11(4):324~330(in Chinese with English abstrat).
- [8] Hopson R F, Ramseyer K. Cathodoluminescence microscopy of myrmekite[J]. Geology, 1990,18,336~339.
- [9] Sugi K. On the granitic rocks of Tsukuba District and their associated injection-rocks[J]. Japanese J. Geol. Geog. 1930,13,29~112.
- [10] Shelley D. On myrmekite[J]. American Mineralogist, 1964,49,41~52.

- [11] Drescher-Kaden F K. Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung [M]. Berlin: Springer-Verlag. 1948.
- [12] Augustithis S S. Atlas of the textural patterns of granites, gneisses and associated rock types [M]. Elsevier Scientific Pub. Co., TX, United States. 1973.
- [13] Becke F. Über Myrmekit[J]. Min. Pet. Mitt. 1908,27,377~390.
- [14] Sederholm J J. On synantectic minerals and related phenomena[J]. Bull. Comm. Geol. Finnlande 1916, 48.
- [15] Barker D S. Compositions of granophyre, myrmekite, and graphitic granite[J]. Bull. Geol. Soc. Am. 1970,81,3339~3350.
- [16] Schwantke A. Die Beimischung von Ca im Kalifeldspat und die Myrmekitbildung[J]. Zentralblatt für Mineralogie, 1909,311~316.
- [17] Zhao Y, Song B, Wang Y, et al. Geochronology of the late granite in the Larsemann Hills, East Antarctica [A]. In: Yoshida Y, Kaninuma K, Shiraiishi K(eds.), Recent Progress in Antarctic Earth Science [C]. Tokyo: Terra Scientific Publishing Company, 1992, 155~161.
- [18] Carson C J, Dirks P H G M, Hand M, et al. Compressional and extensional tectonics in low-medium pressure granulites from the Larsemann Hills, East Antarctica[J]. Geological Magazine, 1995,132, 151~170.
- [19] 任留东, 熊明, Grew E S, 等. 拉斯曼丘陵变质岩中氟磷镁石新多型 (wagnerite-Ma5bc) 的岩石学意义 [J]. 自然科学进展, 2004,14(10):1128~1134.  
Ren Liudong, Xiong Ming, Grew E S, et al. Petrological implication of wagnerite-Ma5bc in the high-grade quartzofeldspathic gneiss, Larsemann Hills, East Antarctica [J]. Progress in Natural Science, 2005,15,523~529.
- [20] Ashworth J R. Myrmekite replacing albite in prograde metamorphism[J]. American Mineralogist, 1986,71,895~899.
- [21] Widenfalk L. Electron micro-probe analyses of myrmekite plagioclase and coexisting feldspars[J]. Lithos, 1969,2,295~309.
- [22] Hippert J F, Valarelli J V. Myrmekite: constraints on the available models and a new hypothesis for its formation[J]. European Journal of Mineralogy, 1998,10,317~331.
- [23] Hibbard M J. Myrmekite as a marker between preaqueous and postaqueous phase saturation in granitic systems [J]. Geological Society of America Bulletin, 1979,90:1047~1062.
- [24] Phillips E R. On polygenetic myrmekite [J]. Geological Magazine, 1980,117:29~36.
- [25] Ashworth J R. Myrmekites of exsolution and replacement origins [J]. Geological Magazine, 1972,109:45~62.
- [26] Simpson C, Wintsch R P. Evidence for deformation-induced potassium feldspar replacement by myrmekite [J]. Journal of Metamorphic Geology, 1989,7:261~275.
- [27] Tsurumi J, Hosonuma H, Kanagawa K. Strain localization due to a positive feedback of deformation and myrmekite-forming reaction in granite and aplite mylonite along the Hatagawa Shear Zone of NE Japan[J]. Journal of Structural Geology, 2003,25:557~574.
- [28] Casale G M, Teysier C, Whitney D L. The origin of myrmekite in sheared granitoids, Seattle Annual Meeting, Geological Society of

- America Abstracts with Programs, 2003,35:180.
- [29] Vernon R H. Questions about myrmekite in deformed rocks [J]. *Journal of Structural Geology*, 1991,13:979~985.
- [30] Vernon R H. Flame perthite in metapelitic gneisses at Cooma, SE Australia [J]. *American Mineralogist*, 1999,84:1760~1765.
- [31] Spencer E. Myrmekite in graphic granite and in vein perthite [J]. *Mineralogical Magazine*, 1945,27:79~98.
- [32] Shelley D. The proportionality of quartz in myrmekite: a discussion [J]. *American Mineralogist*, 1969,54:982~984.
- [33] Whitney J A, Stormer J C Jr. The distribution of  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  between coexisting microcline and plagioclase and its effect on geothermometric calculations [J]. *American Mineralogist*, 1977,62:687~691.
- [34] Cesare B, Marchesi C, Connolly J A D. Growth of myrmekite coronas by contact metamorphism of granitic mylonites in the aureole of Cima di Vila, Eastern Alps, Italy [J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 2002, 20:203~213.
- [35] Jahns R H, Burnham C W. Experimental studies of pegmatite genesis: I. A model for the derivation and crystallization of granite pegmatites [J]. *Economic Geology*, 1969,64:843~864.
- [36] Carson C J, Powell R, Wilson C J L, et al. Partial melting during tectonic exhumation of a granulite terrane: an example from the Larsemann Hills, East Antarctica [J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 1997,15:105~126.
- [37] Thost DE, Hensen B J, Motoyoshi Y. Two-stage decompression in garnet-bearing mafic granulites from Sφstrene Island, Prydz Bay, East Antarctica [J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 1991,9:245~256.
- [38] Winkler H G F. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks* [M]. Springer-Verlag, 4th edition, New York-Berlin, 1976.
- [39] Ramberg H. Intergranular precipitation of albite formed by unmixing of alkali feldspar [J]. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 1962,98.

## Origin of myrmekite in high-grade gneiss in the Zhongshan Station area, East Antarctica

REN Liu-dong<sup>1</sup>, HAN Jing-yi<sup>2</sup>

(1. *Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China;*

2. *Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China*)

**Abstract:** Myrmekite is commonly developed in the high-grade gneisses of the Chinese Antarctic Zhongshan Station area (Larsemann Hills). The occurrence of myrmekite is usually the symbol of the association of plagioclase and K-feldspar. Some plagioclase-quartz rims and K-feldspar rims along mineral grains are generally related to the texture. The anorthite content of the plagioclase in myrmekite may be lower or higher than the content of the main plagioclase in the rock, and the former shows a wider composition range than the latter. The origin of myrmekite is mainly related to the change of felsic minerals. Others factors like the decomposition and exsolution of K-feldspar, decomposition of quartz and biotite and even decomposition and exsolution of plagioclase sometimes may be involved. The exsolved components corrode and replace the preexisting minerals (predominantly K-feldspar) and myrmekite is produced simultaneously. Although not a necessary condition, deformation is favorable for the formation of myrmekite. The formation of myrmekite in felsic rocks also implies the decompression process in PT evolution. The components responsible for the formation of myrmekite were mainly derived from the system itself, rather than from the outside environment. In combination with its correlation with related textures and analysis, the formation of myrmekite is the result of differentiation of felsic components in the late stage: the differentiation of K and Na (Ca) resulted in the precipitation of  $\text{Na (Ca)}^{2+}$  and mobilization of  $\text{K}^+$  as well as migration of  $\text{SiO}_2$  to some degree. The released and migrating components tend to be more alkaline. This differentiation is the result of adjustment of the composition and textures inside the rocks, but the activity of the components is confined to the scale of several grains. The presence of myrmekite may represent cotectic crystallization between plagioclase and quartz and exerts a buffering effect on the composition of neogenic plagioclase. The process approaches the solution feature rather than the magma feature. In addition, the presence of myrmekite suggests the essential end of the activities of all the components except that of  $\text{H}_2\text{O}$ .

**Key words:** myrmekite; genetic mechanism; component activity; Antarctic Zhongshan Station; east Antarctica; Larsemann Hills

**About the first author:** REN Liu-dong, born in 1965, doctor and senior researcher, mainly engages in Antarctic geology and metamorphic geology; E-mail: ldren@cags.net.cn.