

浙江普陀花岗杂岩体中的石英闪长质包体： 斜长石内部复杂环带研究与岩浆混合史记录*

谢磊 王德滋 王汝成** 邱检生 陈小明

XIE Lei, WANG DeZi, WANG RuCheng, QIU JianSheng and CHEN XiaoMing

南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京大学地球科学系, 南京 210093

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

2004-03-12 收稿, 2004-11-04 改回.

Xie L, Wang DZ, Wang RC, Qiu JS and Chen XM. 2004. Complex zoning texture in plagioclases from the quartz diorite enclave in the Putuo granitic complex, Zhejiang province: record of magma mixing. *Acta Petrologica Sinica*, 20(6):1397-1408

Abstract Three types of plagioclases with distinct zoning texture have been recognized from the recent investigation of the quartz-diorite enclave at Putuo, Zhejiang Province: normally zoned plagioclase, sieve-textured plagioclase and "reverse-zoned" plagioclase. Based on the evidences from the components and textures of the plagioclase, the following scenario about the magma evolution is tentatively suggested. The initial basic magma in the deeper chamber injected into the host acid magma, in which the crystallization of oligoclase had already started. Then the sieve texture was formed after the plagioclases were incorporated into the mafic magma. In the later stage of the mixing process, the rough-interface was produced between acid plagioclase and melt. In addition, a normal zone was directly formed from the equilibrium mixing magma as a single crystal or the mantle. By comparing with the special sieved plagioclases in Pingtan complex, we suggest that the textures and chemical compositions of plagioclases record the features of magma sources and reflect the history of the magma evolution.

Key words Magma mixing, Quartz-diorite enclave, Plagioclase, Sieve texture, Putuo

摘要 浙江普陀花岗杂岩体包含若干石英闪长质包体, 该类包体中存在三种不同类型的斜长石: 正常环带的斜长石、筛孔构造的斜长石和酸性斜长石为核的“反环带”斜长石。根据斜长石的环带构造特征和成分分析, 认为本区的岩浆演化过程大致如下: 下部基性岩浆注入到上覆酸性岩浆中并进行混合作用, 酸性岩浆中已结晶的富钠质斜长石晶体进入偏基性的混合岩浆中, 部分熔融形成筛孔构造; 随着端员岩浆的进一步混合, 富钠质斜长石晶体与中性混合熔体仅形成粗糙的边界, 而保留原先构造特征; 同时混合岩浆可以直接结晶出正常环带斜长石, 呈单颗粒或以膜的形式包围其它环带构造的长石。本文还通过与平潭角闪辉长岩杂岩体内筛孔斜长石的对比, 认为斜长石的环带构造和成分可以反映岩浆源区特征和岩浆演化历史。

关键词 岩浆混合; 石英闪长岩包体; 斜长石; 筛孔构造; 浙江普陀

中图法分类号 P588.121; P575.1; P534.5

岩浆混合作用是很多酸性和中性侵入岩(如安山岩和钙碱性花岗岩类)的主要形成过程之一(Kuhn, 1970; Vernon, 1990), 一直以来受到了众多学者的关注, Wilcox(1999)曾对此做过详尽的评述。通常认为, 岩浆混合作用(magma mingling)以机械混合为主, 且伴有不同程度的扩散混合。然而有研究表明, 岩浆混合过程(magma mixing)并不是端员成

分简单的一步作用, 例如许多花岗岩中的包体研究表明了先前共存的混合岩浆都经受了后期作用。岩浆的多期混合和演化使得同化作用产生, 因而仅仅从元素和同位素地球化学角度来重建岩浆的混合过程已难以完全奏效。事实上, 某些矿物(如角闪石、辉石、黑云母和斜长石等; Kusku, 2001), 特别是矿物的结构, 完全可以示踪整个混合岩浆演化过程。

* 本项目受到国家自然科学基金资助(资助号:40272036, 40221301 和 40025209)

第一作者简介: 谢磊, 女, 1982年10月生, 南京大学地球科学系矿物岩石矿床学博士研究生, E-mail: xielei1028@sina.com

** 通讯联系人: 王汝成, E-mail: rcwang@nju.edu.cn

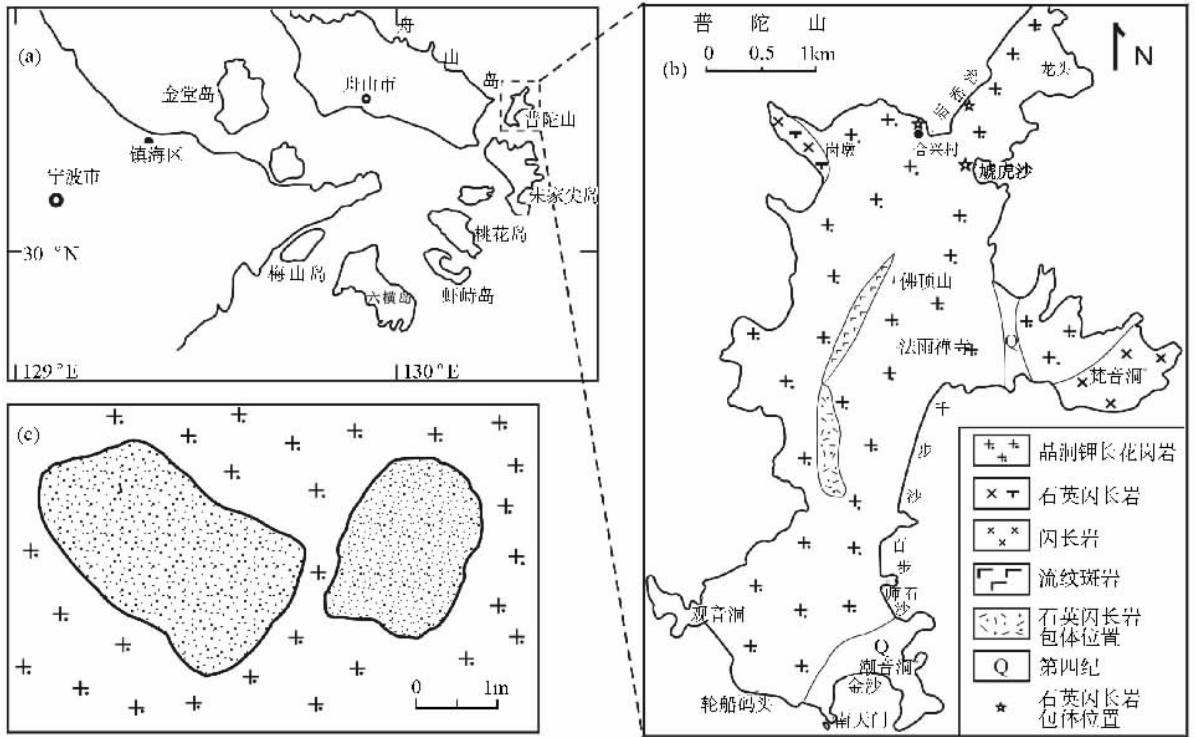


图1 普陀花岗质杂岩体地质简图(a, b), 据浙江省地矿局宁波地质大队1992浙江省海岛地质矿产调查报告(1:50000)修改;
(c)普陀山钾长花岗岩中的石英闪长岩质包体(用细点表示)出露形式示意图(根据野外照片绘制)

Fig. 1 (a) (b) Simplified geological map of the Putuo granitic complex, (c) Sketch map of the quartz-diorite enclave (fine dots) in the K-feldspar granite (crosses) at Putuo (drawn based on field observation).

这是因为,产生混合作用的端元岩浆组分的化学成分强烈地不平衡,且岩浆中已结晶的低温组分(如长英质岩浆)遇到高温组分(如基性岩浆)之后会受到热熔解或发生反应(Anderson *et al.*, 1994),因此岩体中形成多种不同矿物结构是极其自然的(如D' Lemos, 1996; Cole *et al.*, 2000, Janoušek *et al.*, 2004),其中,又尤以斜长石成分与结构(指岩相学上的结构,下同)的变化受到周围岩浆影响最为明显(Hibbard, 1981)。

岩浆混合作用形成的特殊斜长石环带构造多见于火山岩和次火山岩以及浅层侵入岩中(Janoušek *et al.*, 2004),近期有研究表明深成侵入岩中的斜长石也具有很复杂的结构(如福建平潭角闪辉长岩中的筛孔状斜长石捕虏晶, Dong *et al.*, 1998; 爱尔兰 Connemara 地区 Galway 花岗岩中的多种不同结构斜长石, Baxter *et al.*, 2002; 捷克波西米亚深成岩体岩的钙碱性花岗岩中微粒包体内也包含有多种形式的斜长石, Janoušek *et al.*, 2004),但迄今为止,源于较深下地壳部位花岗岩的斜长石的报道尚比较少见。在利用斜长石来恢复岩浆历史方面, Vance (1962), Weibe (1968) 和 Hibbard (1981) 都曾做过出色的工作; Grove *et al.* (1984) 认为, 保留在斜长石中的复杂环带与 $\text{NaSiCa}_{-1}\text{Al}_{-1}$ 置换有很大的关联, 而且很低的扩散速率可以使化学环带构造得以保存; Tsuchiyama (1985 a, b, c) 以及 Tsuchiyama 和 Takahashi

(1983) 也通过大量实验研究了斜长石结晶、融化和溶解的动力学因素。所有这些都为我们提供了良好的研究基础。

最近,作者在对浙江普陀岛花岗岩杂岩体开展研究的过程中也发现了具有环带构造的斜长石,这种斜长石赋存于主体钾长花岗岩的石英闪长岩质包体内,并且较之前人所研究的斜长石而言,这种斜长石具有更复杂的环带结构。我们在野外所观测到的现象(如包体的形状,边界等特征)表明,该地区发生了比较明显的岩浆混合作用。因此,这种具有复杂环带结构的斜长石可能指示了本区复杂的岩浆结晶历史,本文所开展的研究即是在系统描述和详细分析斜长石微区岩相学结构和成分特征的基础上,结合与福建平潭角闪辉长岩杂岩体内的斜长石的对比,对此进行探讨。普陀岛位于丽水-海丰断裂以东的中生代火山活动区内,是讨论中国东部沿海岩浆活动的一个不可缺少的重要组成部分,本文所获得的相关结果将为本区的基础地质研究提供重要的参考信息。

1 普陀山花岗岩岩石学特征

普陀岛位于浙江省舟山地区东部,岛上出露岩浆多次活动的杂岩体(图1a, b),主要是钾长花岗岩侵入早期的闪长岩,后者被分割成零星块体出露于钾长花岗岩边缘,露头主要集中在普陀岛的北部和最东部,同时石英闪长岩也呈岩石包体散布在花

岗岩中(图 1c)。岛上局部地区还出露有燕山晚期第二次侵入的黑云母花岗岩,具中粒花岗结构。主体的晶洞钾长花岗岩中单颗粒锆石 U-Pb 定年得出的结果为 $93.6 \pm 0.4\text{Ma}$,是区内花岗岩浆活动最晚阶段的产物(邱检生,2002)。

普陀岛的主体岩石为肉红色钾长花岗岩,中粒等粒结构,显微镜下观察表明其特征矿物包括:钾长石(微纹长石)(65%~75%),有出溶钠长石的现象,偶见格子双晶;斜长石(约 8%),聚片双晶明显,测得 An 值约 20%~35%;石英(20%~25%),半自形,多充填于长石的空隙之中,仅有少量晶体颗粒较大;铁镁质矿物含量很低,主要是黑云母(2%~5%)及很少量的角闪石,副矿物可见黑色不透明的磁铁矿等。岩石普遍发育晶洞构造,晶洞中常充填有各种矿物,如长石、石英和锰铝榴石等。

在灰白色的微粒石英闪长质包体中,斜长石和石英占了总量的 80%,而铁镁矿物大约 10%,钾长石和副矿物约占 10%;其中铁镁矿物以角闪石为主,黑云母则很少见。几乎

所有的斜长石都是自形的环带晶体,大部分长度小于 1 mm,偶见具有宽核的 2~3 mm 左右的大颗粒。角闪石多呈近菱形的自形和半自形颗粒,但并不似其它典型的包体(Baxter et al, 2002)中呈团块状及聚集体,长度一般也都小于 1 mm,有的局部蚀蚀严重,被后期的长石和/或石英所充填。与寄主岩中常见的斑晶或是捕虏晶形式不同的是,钾长石呈微小颗粒,表明其源于包体岩浆。这些细粒结构和斜长石的环带很明确地表明了岩石的火成起源。包体中主要的副矿物是磷灰石、绿帘石和锆石。磷灰石多呈针状,可能是在淬冷的条件下形成的(如 Wyllie, 1962)。

表 1 中列出了普陀主体钾长花岗岩和石英闪长质包体的全岩地球化学数据,主体花岗岩和闪长岩包体的成分有很明显的差异,包体的 SiO_2 含量为 60wt. % 左右($\text{Al}_2\text{O}_3 > 17\text{wt. \%}$),而主体花岗岩 SiO_2 含量则约为 75wt. %,根据里特曼指数,结合莱特碱度率图解,闪长岩属于钙碱性岩系。主体岩石的 A/NKC 值略小于 1,属于准铝质或弱过铝质岩石。

表 1 普陀山主体钾长花岗岩和石英闪长质包体全岩分析数据

Table 1 The whole rock chemical composition of the K-feldspar granite and quartz diorite enclave at Putuo

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Loss	Total	A. R.	A/NKC
主体	77.10	0.06	12.25	0.73	0.43	0.10	0.08	0.54	3.84	4.76	0.00	0.40	99.18	5.105	0.982
	76.50	0.10	12.38	0.63	0.12	0.03	0.24	0.39	4.00	4.71	0.04	0.04	99.98	5.291	0.998
包体	60.52	0.69	17.20	2.93	2.49	0.16	1.95	4.90	4.74	2.36	0.38	1.66	100.29	1.947	0.888

2 样品和分析方法

斜长石研究样品取自普陀北部钾长花岗岩内的石英闪长质包体中(图 1),所有样品都进行了偏光显微镜和电子探针背散射电子像观察,取典型的斜长石进行了系统的成分分析。定量分析和面分析使用南京大学成矿作用国家重点实验室 JEOL JXA-8800M 电子探针完成,工作条件为:加速电压 15kV,加速电流 10nA,束斑直径 $< 1\mu\text{m}$,所有测试数据都进行了 ZAF 处理。定量分析使用的标样均为美国国家标准局的矿物标样, SiO_2 使用钠长石标样,其它元素均使用角闪石标样。为了突出显示斜长石的成分的变化,选择部分典型单颗粒斜长石从核心到边缘,垂直于边界的方向设定了一条或两条剖面,进行了系统的定量分析,点间距约 $8\mu\text{m}$ 。

3 斜长石内部结构特征

斜长石是本区石英闪长质包体中的主要造岩矿物,它可以存在于岩浆演化的整个时期,镜下和电子探针成分相、面分析结果皆显示其普遍具有环带构造,又根据内部构造特征可进一步划分为三类:核心为基性斜长石的正常环带斜长石、核部为酸性斜长石的“反环带”斜长石以及筛孔状斜长石。

正常环带斜长石是石英闪长质包体中最常见的一类(约占所有斜长石的 70%),既可以斑晶形式存在(粒径约为 $500 \sim 800\mu\text{m}$),也可以在基质中出现(粒径 $100 \pm \mu\text{m}$)。电子背散射像(图 2a、b)和 Ca、Na 元素面分析图像(图 2c、d)都清晰表明,单个颗粒从核心到边缘成分变化很明显;定量分析进一步表明钙长石组分(An%)相差很大,整体趋势是由基性的培长石(最高值可达 An75%)向酸性更长石(最低值 An13%)变化(表 2,图 3a)。如图 3a 所示,沿着 E-K-F 方向从中心向边缘,斜长石的 An 含量逐渐下降,并且可以明显分出内外两部分:内环带(E-K)以培长石和拉长石为主(An = 50~74%),An 值很缓慢地下降,而且成分上有一些高高低低的小波动;外环带(K-F)的 An 值则连续而又快速地下降(An = 13-50%)。内环带中还夹有一圈不连续的酸性长石(An25~29%),从 Na 元素面分析图中可以看出(图 2d),贫 Na 斜长石(蓝色)内环带中夹有富 Na 成分(绿色)的斜长石,但这种现象并不是普遍存在于该类长石中。此外,正常环带斜长石的核心还经常包裹有一些其它矿物(图 2b),包括钾长石、白云母、绿帘石,以及透辉石和榍石等富钙矿物。斜长石的正常环带一般被视为由在中—基性岩浆中结晶的,高 An 含量的斜长石在混合岩浆中快速生长而形成(周珣等,1987,详见“不同结构斜长石的成因”一节)。

表2 普陀石英闪长质包体中斜长石电子探针成分

Table 2 Electron-microprobe compositions of plagioclase from the quartz-diorite enclave at Putuo

	氧化物含量 (wt%)							端员组份 (mole%)			
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO *	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	Total	An	Ab	Or
正常环带斜长石(选取测定的部分数据列出)											
中心(E)	50.49	32.73	0.54	14.50	2.74	0.08	0.09	101.18	74.14	25.35	0.51
	51.81	29.98	0.36	13.53	3.37	0.13	-	99.20	68.36	30.83	0.81
	50.44	31.76	0.61	14.17	3.35	0.09	-	100.42	69.70	29.80	0.51
	51.48	31.11	0.52	13.91	3.14	0.12	-	100.27	70.51	28.76	0.73
	51.95	30.50	0.48	12.97	3.87	0.12	0.12	100.02	64.47	34.80	0.73
	52.81	28.90	0.58	12.34	4.03	0.18	-	98.84	62.14	36.78	1.08
	55.56	28.00	0.52	9.78	5.51	0.19	0.21	99.77	48.96	49.90	1.14
	52.77	31.47	0.54	13.64	3.75	0.09	0.08	102.34	66.39	33.07	0.53
	46.45	29.83	0.64	13.11	3.43	0.12	-	93.58	67.36	31.90	0.74
	63.02	23.83	0.24	5.24	7.95	0.47	0.11	100.86	25.96	71.25	2.80
	56.40	27.08	0.58	9.77	5.39	0.21	-	99.42	49.45	49.31	1.24
	55.33	28.27	0.39	10.43	5.66	0.24	0.01	100.33	49.76	48.88	1.36
	53.50	29.81	0.49	12.49	3.89	0.13	0.13	100.42	63.46	35.77	0.77
	53.70	29.77	0.38	11.67	4.71	0.17	-	100.39	57.24	41.77	0.99
	54.11	29.16	0.34	11.41	4.66	0.16	0.07	99.90	56.97	42.10	0.92
	54.41	29.01	0.24	11.21	5.00	0.22	-	100.09	54.63	44.07	1.29
	56.42	28.31	0.28	10.22	5.50	0.24	-	100.97	49.95	48.67	1.38
	56.46	27.56	0.32	9.23	5.92	0.28	0	99.78	45.50	52.85	1.65
	56.73	27.01	0.41	8.47	6.31	0.28	0.22	99.43	41.89	56.49	1.62
	59.71	25.39	0.22	7.27	6.95	0.36	-	99.90	35.84	62.02	2.14
	59.76	24.98	0.23	5.99	8.20	0.44	0.13	99.72	28.08	69.49	2.43
	61.89	24.33	0.23	5.68	8.21	0.44	0.11	100.89	26.97	70.52	2.51
	62.42	22.85	0.13	4.66	7.58	0.64	0.02	98.30	24.34	71.69	3.97
	64.41	22.41	0.13	3.33	8.86	0.73	0.02	99.91	16.47	79.24	4.28
	63.55	22.28	0.17	2.91	9.18	0.75	-	98.82	14.25	81.40	4.35
	64.93	22.23	0.10	3.73	8.44	0.53	-	99.96	18.99	77.79	3.22
	64.15	21.37	0.07	3.73	9.11	0.21	-	98.65	18.23	80.52	1.25
	63.62	21.57	0.09	3.31	9.28	0.24	-	98.10	16.24	82.38	1.38
边缘(F)	66.22	21.72	0.06	2.67	9.76	0.26	-	100.68	12.93	85.58	1.49
“反环带”斜长石 剖面 G-H											
中心(G)	62.60	23.16	0.11	4.58	8.70	0.33	0.11	99.60	22.10	76.00	1.90
	61.90	23.50	0.07	5.11	8.48	0.56	0.11	99.73	24.19	72.65	3.16
	61.80	24.31	0.23	5.06	8.14	0.57	0.01	100.11	24.72	71.98	3.30
	62.61	22.37	0.21	4.90	8.77	0.57	0.09	99.50	22.84	74.01	3.15
	61.84	23.06	0.15	4.84	8.61	0.58	0.11	99.21	22.94	73.78	3.29
	61.46	23.73	0.31	5.06	8.29	0.52	0.03	99.40	24.45	72.55	3.00
	61.93	23.87	0.28	4.98	8.48	0.47	0.09	100.09	23.82	73.51	2.67
	61.81	23.59	0.28	4.66	8.67	0.50	-	99.52	22.24	74.93	2.84
	61.27	23.75	0.22	4.88	8.26	0.47	0.15	99.10	23.95	73.31	2.75
	61.45	23.52	0.07	4.96	8.60	0.51	0.07	99.20	23.49	73.66	2.85
	61.22	23.73	0.13	4.93	8.37	0.55	0.28	99.22	23.77	73.07	3.16
	63.08	23.57	0.17	4.72	7.97	0.27	0.10	99.89	24.23	74.11	1.66
	61.97	23.13	0.25	5.15	8.28	0.53	0.22	99.51	24.79	72.15	3.06
	60.26	24.92	0.25	5.51	7.73	0.57	-	99.25	27.30	69.32	3.38
交界(L)	62.02	22.60	0.12	4.93	8.56	0.53	0.10	98.88	23.40	73.58	3.02
	53.96	28.88	0.66	11.50	4.79	0.15	-	99.97	56.53	42.58	0.89
	56.09	27.60	0.56	10.62	4.95	0.16	0.15	100.14	53.73	45.30	0.98
	55.70	27.30	0.47	10.54	5.78	0.17	-	99.96	49.73	49.33	0.95
	55.75	27.12	0.43	10.06	5.68	0.20	0.15	99.38	48.90	49.96	1.13

续表 2

Continued Table 2

	氧化物含量 (wt%)							端员组份 (mole%)			
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	Total	An	Ab	Or
	57.08	26.43	0.32	9.45	6.24	0.22	0.08	99.81	44.97	53.80	1.23
	57.95	26.06	0.22	8.18	6.86	0.24	0.11	99.77	39.17	59.44	1.38
	60.97	24.86	0.09	5.59	7.35	0.35	0.17	99.38	28.93	68.92	2.16
	61.00	24.76	0.21	6.02	8.38	0.37	0.10	100.84	27.85	70.13	2.02
	63.27	22.74	0.20	3.91	8.75	0.46	0.10	99.49	19.27	78.03	2.70
	61.71	24.14	0.20	4.82	8.27	0.39	-	99.52	23.78	73.91	2.31
	61.79	23.95	0.18	4.88	8.68	0.44	0.03	99.96	23.12	74.40	2.48
	60.80	24.87	0.17	4.38	8.52	0.36	0.06	99.15	21.66	76.24	2.11
	62.77	22.35	0.02	4.55	9.12	0.36	0.05	99.24	21.19	76.80	2.01
	61.70	23.89	0.07	4.96	8.27	0.37	-	99.24	24.36	73.50	2.15
	63.50	22.94	0.25	4.21	8.57	0.37	-	99.84	20.87	76.95	2.18
	62.06	23.52	0.21	3.76	9.47	0.32	-	99.33	17.65	80.55	1.80
	66.42	20.51	0.14	1.99	10.01	0.23	0.10	99.42	9.75	88.93	1.32
	66.88	20.94	-	1.51	9.98	0.21	0.03	99.56	7.64	91.12	1.23
边缘(H)	65.41	22.53	0.15	2.49	8.65	0.23	-	99.45	13.51	84.98	1.51
剖面 I-J											
中心(I)	63.08	23.55	0.19	4.73	8.44	0.55	0.08	100.63	22.90	73.93	3.17
	61.07	24.63	0.11	4.34	8.46	0.57	0.14	99.34	21.36	75.32	3.32
	59.49	25.17	0.21	6.82	7.49	0.38	-	99.55	32.75	65.07	2.18
	60.03	24.61	0.27	5.10	8.36	0.54	0.05	99.00	24.43	72.47	3.10
	62.57	23.90	0.18	4.90	8.10	0.50	0.01	100.16	24.31	72.71	2.97
	60.26	24.94	0.21	4.94	8.39	0.52	-	99.26	23.80	73.19	3.01
	59.32	24.96	0.38	5.56	8.17	0.52	0.25	99.17	26.52	70.51	2.97
	61.10	24.10	0.30	4.89	8.46	0.53	0.05	99.42	23.49	73.49	3.02
	61.60	23.60	0.19	4.76	8.57	0.61	0.03	99.37	22.69	73.86	3.45
	60.91	23.61	0.37	5.30	8.48	0.48	0.07	99.22	24.98	72.31	2.70
	62.32	23.55	0.19	4.67	8.56	0.48	0.11	99.89	22.51	74.74	2.75
交界(M)	62.63	23.55	0.21	4.47	7.99	0.43	0.14	99.45	22.99	74.40	2.61
	55.61	27.27	0.27	10.12	5.81	0.17	0.08	99.38	48.58	50.44	0.98
	56.12	27.52	0.24	9.58	5.59	0.19	-	99.27	48.09	50.77	1.14
	58.27	26.15	0.30	8.71	6.73	0.20	0.17	100.55	41.25	57.62	1.13
	58.94	25.70	0.24	8.07	6.18	0.21	-	99.37	41.36	57.36	1.28
	59.81	25.25	0.11	7.10	7.52	0.19	0.03	100.04	33.92	64.98	1.10
	62.48	23.41	0.23	5.57	8.40	0.32	0.16	100.57	26.34	71.85	1.82
	61.63	23.93	0.13	5.43	8.36	0.36	0.07	99.93	25.86	72.08	2.06
	60.35	24.50	0.21	5.27	8.40	0.37	0.18	99.30	25.19	72.70	2.11
	63.18	22.90	0.20	3.68	9.16	0.39	0.18	99.71	17.77	80.00	2.23
	61.49	24.75	0.24	4.76	8.39	0.35	0.11	100.10	23.39	74.55	2.06
	63.42	22.62	0.21	3.97	9.27	0.51	0.18	100.21	18.62	78.57	2.82
边缘(J)	67.34	19.79	0.06	1.31	10.29	0.25	-	99.04	6.47	92.04	1.49
具筛孔结构的长石											
点号 1	52.64	29.62	0.38	12.19	4.36	0.13	0.02	99.34	60.30	38.94	0.76
2	64.71	18.08	0.19	0.08	0.70	12.53	0.54	96.82	0.51	7.80	91.69
3	62.86	23.31	0.28	5.05	8.50	0.42	0.02	100.43	24.17	73.46	2.38
4	51.68	29.75	0.47	14.05	3.51	0.10	0.00	99.56	68.52	30.90	0.58
5	61.70	23.43	0.32	4.94	8.68	0.53	0.04	99.64	23.23	73.78	2.99
6	55.16	27.87	0.39	9.54	5.55	0.23	0.06	98.79	48.07	50.57	1.36
7	64.71	22.17	0.26	3.21	9.39	0.61	0.12	100.45	15.34	81.19	3.47
8	60.27	23.97	0.33	5.15	8.37	0.49	0.03	98.60	24.68	72.50	2.81
9	60.85	24.39	0.21	6.26	7.34	0.38	0.08	99.51	31.37	66.37	2.26
10	56.64	27.51	0.42	9.23	6.29	0.25	0.10	100.43	44.20	54.39	1.40

注:FeO* 表示全铁; -:低于检测限。

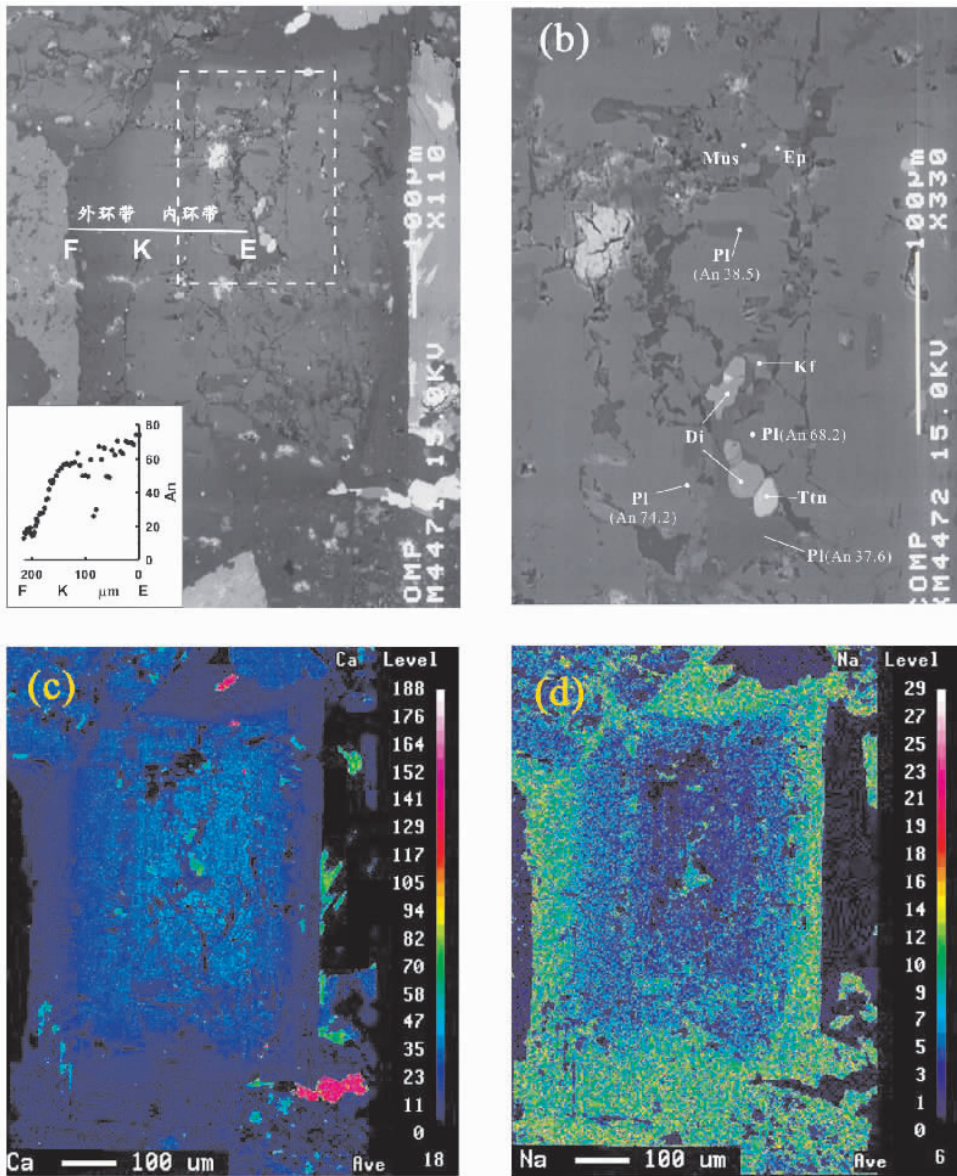


图2 普陀石英闪长质包体中正常环带斜长石的背散射图像(a)(b)和Ca、Na元素分布图(c)(d);

a图左下角表示从核心(E)到边缘(F)的An%变化图; b图为a图方框内放大的背散射图像;

图c, d中颜色表示该元素的相对计数; Pl-斜长石, Kf-钾长石, Di-透辉石, Ep-绿帘石, Mus-白云母, Ttn-榍石。

Fig. 2 Back-scattered electron images (BSE) and Ca, Na distribution maps of normally zoned plagioclase in the quartz-diorite enclave at Putuo. Relative concentrations of Ca and Na are indicated with the color scales in the figures c and d.

核部为酸性斜长石的“反环带”斜长石较为特殊(图3), 约占斜长石总数的10%, 一般以斑晶($400 \pm \mu\text{m}$)出现。这种斜长石实际上可以分为两部分。核部(图3中所示的I-M, G-L)成分很均一, 边角浑圆, 呈熔蚀状, 但保留有自形的形态, 电子探针分析表明其An值在20-30%之间变化, 表明核部以酸性更长石为主(表2)。外部覆盖的环带(图3中所示的I-H, M-J)并不连续, 具有和上述正常环带斜长石相同的结构, 也可以分为富Ca的内环带和相对富Na质的外环带, 其成分由拉长石(An57%)变化至钠长石(An6%), 这部分与正常环带外圈环带成分变化相一致, 可以认为是在相同的环

境下形成的。边部环带一般较核部窄许多, 有时仅呈一薄膜状覆盖在酸性斜长石之外。环带和酸性核部之间的界限很清晰, 但是靠近核部的一边较为粗糙, 呈港湾状, 表现出明显的熔蚀现象, 该粗糙交界处成分并不是斜长石, 而是后期岩浆与核部反应的产物。因此, 我们认为在该类型斜长石中, 核部酸性斜长石可能代表了在较酸性岩浆中结晶的产物, 而边部则是混合岩浆的正常结晶产物。

筛孔状斜长石一般以斑晶的形式出现(图4a, b, c), 显微镜下一般仅能看到斑点结构(图4a), 可以观察到是成分差别很大的两种斜长石——富钠质和富钙的。但在电子探

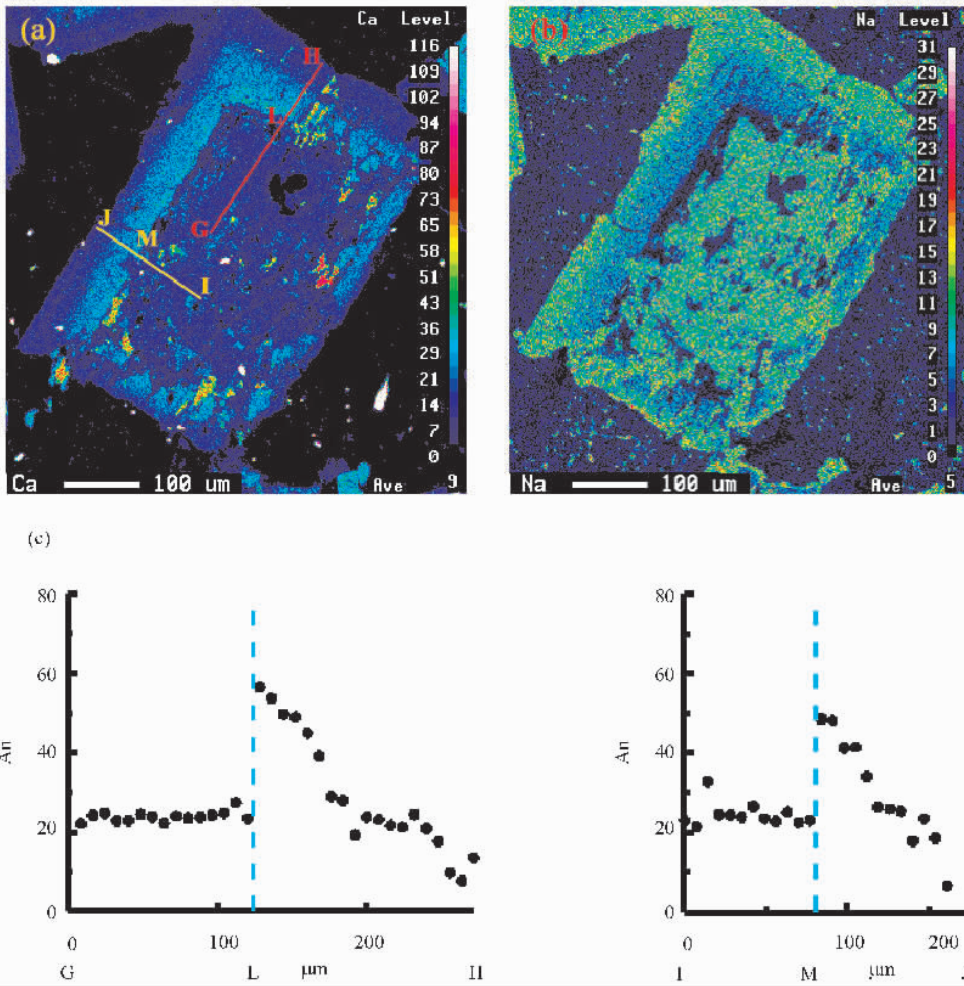


图3 普陀石英闪长质包体中均一核部的斜长石的Ca、Na元素分布图和剖面成分变化图。

a, b中颜色表示该种元素的相对数目

Fig. 3 Element distribution patterns and compositional variations of plagioclase with oligoclase core in the quartz diorite at Putuo. Relative concentrations of Ca and Na are indicated with the color scales in the figures a and b.

针背散射像中(图4b),可以清楚地看到核部以酸性为主(图中颜色较深者为富Na),筛孔(图中呈灰白色,相对偏亮者)呈岛状或絮状分布在整个核心中,形状很不规则,大小也不等,一般在5~20 μm之间变化。筛孔状核部的外层覆盖有没有筛孔的“干净”环带(厚度0.03~0.2 mm,一般在0.1 mm左右),呈连续分布,厚薄也较均一,二者之间的界限不甚明显,相互交错。虽然环带厚薄与切片方位有一定的关系,但核部总体上比外部边缘宽是毋庸置疑的。电子探针定量分析结果表明(表2),筛孔状斜长石的核部酸性长石成分为更长石(An₂₁~27%),筛孔成分主要是富钙基性拉长石(图4c点1,4)和少量正长石(图4c点2)。环带部分斜长石的成分是由富钙的中长石(An₄₈%)向边部变化至富Na的更长石(An₁₅%),同样与上述的两类斜长石的外部环带相类似。该种结构斜长石中的筛孔是酸性长石部分熔融之后,富钙熔体进入其中发生过冷之后形成的,外部的正常环带同样是在混合岩浆中正常结晶而成。

4 讨论

4.1 不同构造斜长石的成因

形成斜长石的复杂环带构造的根本因素是晶体生长时周围成分的变化(Hibards, 1981),由此可以通过各阶段的不同成分来推断出整个岩浆的演化过程。图5给出了NaAlSi₃O₈(Ab)-CaAl₂Si₂O₈(An)二元体系温度与成分关系的示意相图,它是我们判断斜长石成因的基础。

正常环带斜长石表现为核部至边缘由基性斜长石向酸性斜长石的渐变,分析认为,该类斜长石是直接由混合岩浆结晶演化形成(图6a)。如图5a,岩浆温度下降,不断晶出的斜长石晶体来不及与岩浆充分反应,就会被后来晶出的含Ab较多的斜长石所包裹。因此,如果初始熔体的成分偏向基性一侧,则斜长石的核部将肯定是以An组分为主,而随着

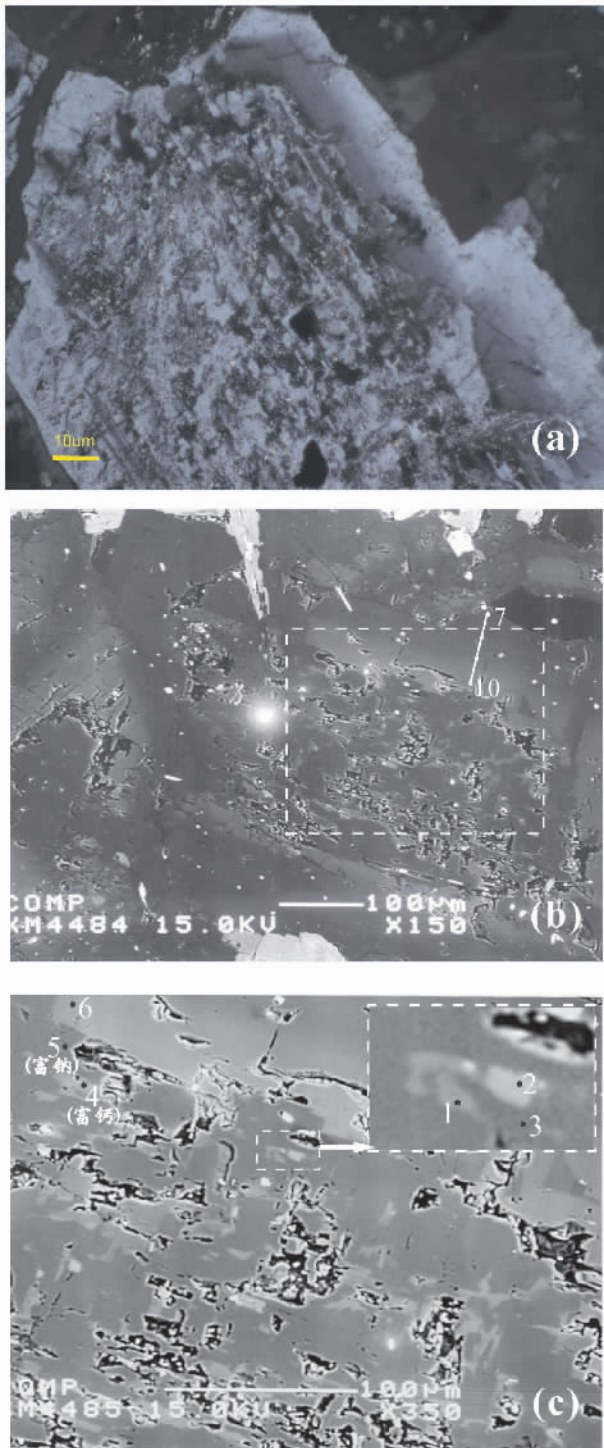


图4 普陀石英闪长质包体中筛孔状斜长石(a)显微照片(正交偏光);(b)另一颗筛孔结构斜长石的背散射图象(图中数字表示探针测试点号,与表2相对应),(c)是(b)中方框内的放大

Fig. 4 (a) Microphotographs of sieved plagioclase from the quartz-diorite enclave at Putuo (polar-crossed); (b) (c) Back-scattered electron images (BSE) of the sieved plagioclase phase

结晶作用的发生,边部将越来越富 Ab 组分,从而在斜长石中形成“中间基性、边部酸性”的正常环带,核部至边缘 An 含量的差距达 60% 之高。而我们所观测到的斜长石核部成分上出现的一些波动可能是由于结晶岩浆不稳定导致的,如岩浆中水压,成分变化等因素。颗粒的中间部分还有一圈细小的不连续的酸性的中长石,认为是在混合过程中周围带入的局部酸性岩结晶形成的,由于量较少,所以并不会影响整个颗粒的结晶趋势。同时,基性岩浆在主体岩浆中淬冷,基质矿物和副矿物开始结晶,所以在正常环带斜长石的核部可以见到一些很小的矿物颗粒,如透辉石、钾长石和楣石等。楣石和透辉石等富钙质矿物,也认为是直接在基性岩浆结晶后带入到混合的岩浆中。

筛孔状斜长石一般都是基性斜长石成分的筛孔分布在主体为酸性斜长石的核部中。长英质岩浆温度缓慢下降,结晶出无环带的酸性斜长石。当该晶体被脉冲的温度较高的基性岩浆包围之后,使得已结晶的酸性斜长石发生部分熔融,形成了液相和固相两部分,液体岩浆的成分处于 Ab-An 固液相共存区内(图 5b),液相部分相对于固体部分的酸性长石更富钙质,结晶为拉长石成分的筛孔。Castro (1999) 也通过实验证实,酸性长石在进入了周围温度较高的基性岩浆后,由于巨大的温度差异,可以发生部分熔融,产生不平衡的熔体;成分相对富钙的熔体进入温度相对较低的酸性岩浆之后造成了组分过冷,形成了筛孔状的富钙斜长石(图 6b)。这种不平衡熔体与已经结晶的酸性斜长石的成分梯度使得成分扩散和物质的交换的增大了可能性。此外如果原先形成的酸性斜长石存在微裂纹,那么富钙熔体的酸性斜长石中的扩散速率也会相应增加,基性斜长石筛孔就更富钙。周围的混合熔体继续结晶,形成正常的斜长石环带状晶体,包围在核部周围,并在扩散生长的过程中保留了筛孔状的核部。

“反环带”斜长石较为特殊,核部为均一的富钠质斜长石,外层覆盖结晶了正常环带,该种类型认为是在较酸性的斜长石中结晶后带入到混合岩浆中形成的。核部的酸性斜长石自形且颗粒较大,成分均一,是在长英质岩浆中稳定缓慢的结晶的产物(图 5c),进入到混合岩浆之后发生反应的结果。此时岩浆已经混合比较完全,混合岩浆成分不至于使均一的酸性核部熔融,仅在固相线位置处发生了反应。在任何温度下,晶体与熔体的接触面都是不稳定的,成分也很复杂,接触的界面会表现得很粗糙,(Tsuchiyama, 1985),所以在均一成分的斜长石核部与外围环带之间形成的粗糙界面成分可以认为是反应之后形成的复杂熔体,以粘土矿物的形式结晶出来(图 6c)。实验表明(Castro, 2001)表明,这些复杂的熔体与周围的热力学环境再次平衡之后,原先形成的酸性斜长石所记录的形态,在化学成分的再次平衡时期保留了下来。在周围的熔体继续结晶的过程中,核部的成分可能会经过交换而变得更富钠质,外部的混合岩浆随着温度的下降,晶出的斜长石又由富 An 向富 Ab 的变化,形成了正环带在周围结晶。

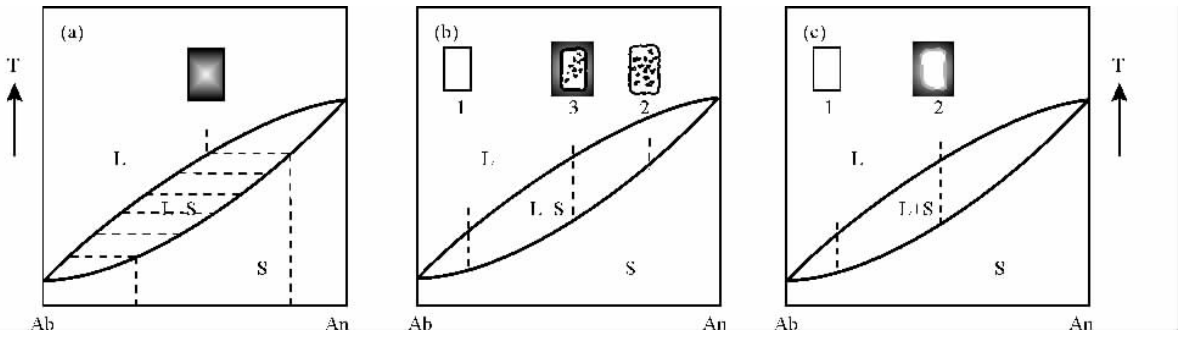


图5 钠长石-钙长石二元示意相图,斜长石颗粒分别为对应下方的状态下所形成(根据 Castro, 1999 修改)。a-正常环带斜长石,b-筛孔结构斜长石,c-“反环带”斜长石; L-液相,S-固相,L+S-固液共存。图中数字代表结晶顺序

Fig.5 Schematic phase diagram for the binary system Ab-An showing the formation of the plagioclase in the quartz diorite at Putuo (modified after Castro, 1999)

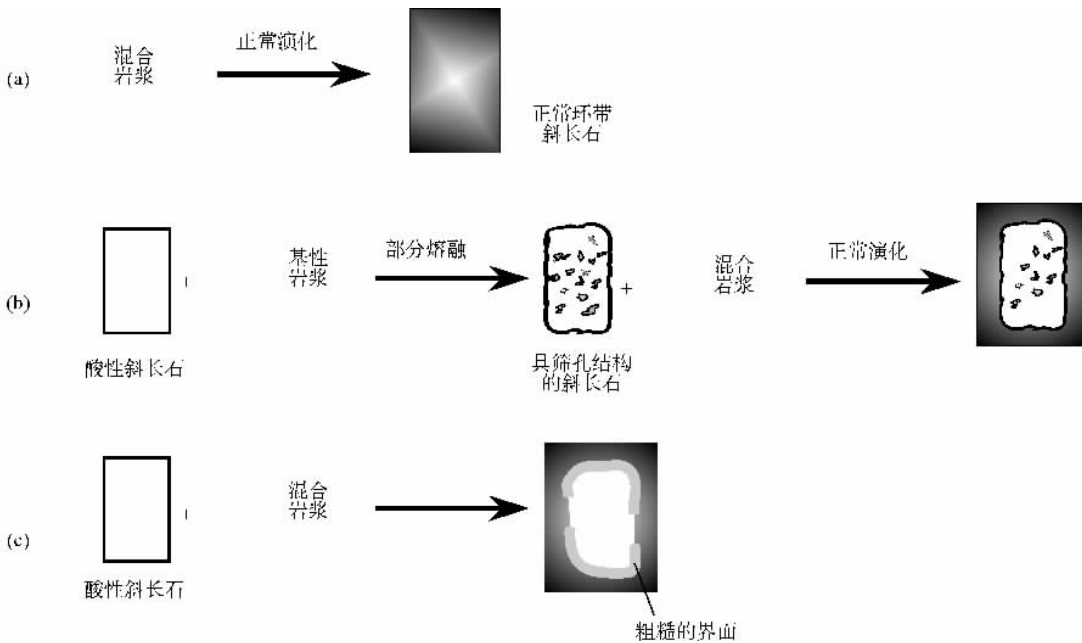


图6 普陀石英闪长质包体中斜长石结构记录的岩浆演化素描图(根据 Baxter, 2002 修改)

Fig.6 Schematic diagrams (modified after Baxter, 2002) illustrating possible magma evolution in which the recorded plagioclase textures in quartz-diorite enclave at Putuo have formed

4.2 与福建平潭杂岩体内斜长石的对比

我国东南沿海地区分布的诸多岛屿是中、基性-酸性岩浆岩所组成的杂岩体,其中,我国的第五大岛——福建平潭岛主要出露角闪辉长岩、石英闪长岩、花岗闪长岩和花岗岩,构成花岗岩质岩石为主体的钙碱性火成岩。石英闪长岩主要呈岩石包体散布在花岗岩中,花岗闪长岩则分布在角闪辉长岩和花岗岩之间,二者可能是岩浆储源中辉长岩与花岗岩两端元岩浆,经不同程度的混合作用所产生的(Dong *et al.*, 1998)。在石英闪长岩和花岗闪长岩中,斜长石捕虏晶亦很发育,其中也有结构很相似的两类筛孔状斜长石,一种源自酸性端元,具有筛孔状核部,是酸性岩浆中已经结晶的斜长

石由于部分融化,又经过了不同源岩浆的扩散形成的;另一种表现为基性端元形成的捕虏晶进入了温度较低的低钙花岗闪长岩浆中,边缘被侵蚀(Dong *et al.*, 1998)。李武显等(1999)认为,斜长石捕虏晶的形成是岩浆混合作用的直接结果:该区的岩浆混合主要是机械混合,主量元素未发生均一化,但伴有同位素、微量元素的扩散迁移。筛孔状捕虏晶中筛孔成分为富钙斜长石和富钠斜长石,为酸性斜长石被较高温度的基性岩浆捕获之后,因过热发生不稳定,发生了部分熔融,又经不均匀扩散,分解为固相和液相两部分。

在普陀闪长质包体中,存在有结构类似的筛孔状斜长石,不同的是筛孔中并没有同时出现富钠和富钙质的两种不同成分,而仅仅是以富钙斜长石为筛孔,主体成分为富钠质

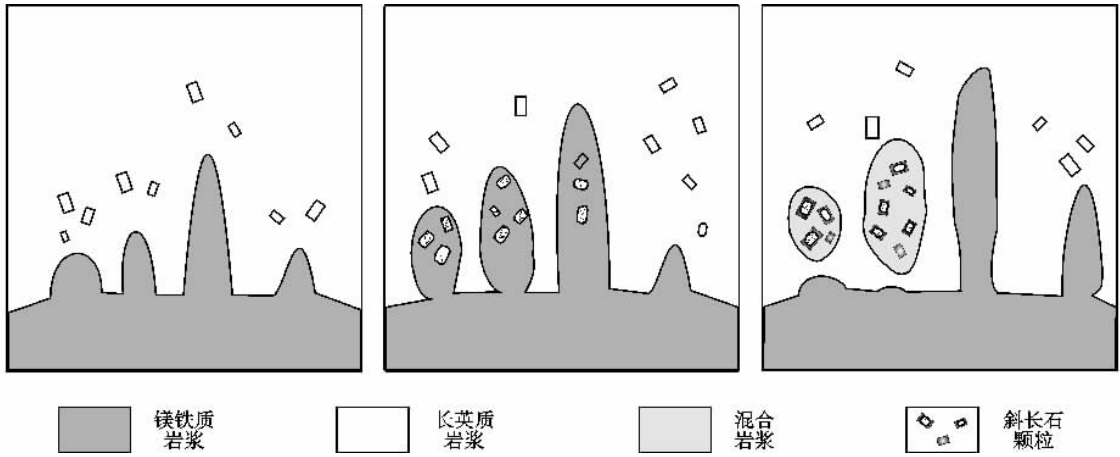


图7 普陀杂岩体中的石英闪长质包体的岩浆演化示意图,小方框为放大表示的各种不同结构的自形斜长石
Fig.7 Simplified diagram illustrating the magma evolution of the quartz-diorite enclave at Putuo

的斜长石。上述关于平潭的分析表明,它存在角闪辉长岩的基性组分的露头,可能代表了中国东部沿海有基性端员的存在。我们综合认为,普陀混合作用的两个端员岩浆可能与平潭是相同的。

4.3 斜长石示踪的岩浆混合过程

通过上述普陀杂岩体中石英闪长质包体内斜长石结构的研究及其成因探讨,表明正常环带的斜长石可以直接从混合岩浆中结晶演化出来,其特殊性在于核部高钙的细小矿物的出现;其次,筛孔构造斜长石和“反环带”斜长石,都是由寄主酸性岩浆中结晶出来的酸性的更长石晶体,在混合的不同阶段进入混合岩浆中所形成;嵌在酸性斜长石核部的基性斜长石成分(成分为拉长石)的筛孔,应当是由较基性的岩浆结晶作用形成的,同时筛孔构造也是岩浆混合作用的典型特征(如李武显等,1999)。因此,本区存在岩浆混合作用是无疑问的。Weibe(1996)认为基性玄武岩浆注入到酸性花岗岩中,可能两种情况发生:一是当玄武岩浆大量注入时,就会形成基性与酸性交互的粗韵律层,二是当玄武岩浆少量注入的情况下,就会形成不连续的枕状包体。从本区闪长岩的产状来看,酸性岩浆中注入的基性岩浆较少。主体的花岗岩可视为由酸性端元岩浆结晶而成,但其中的闪长质包体并不代表基性的端元岩浆,它可能是混合岩浆形成的一个过渡性组分。

综上所述,本区岩浆混合作用大致经历了以下三个阶段(图7):

第一阶段,下部的基性岩浆受到强大的动力之后形成了脉冲,呈脉状向上注入到酸性岩浆中,与上部的酸性寄主岩浆相混合,形成一定比例的混合岩浆。基性岩浆中结晶的矿物有可能被在混合岩浆形成的正常环带的斜长石所包裹。

第二阶段,基性岩浆上升过程中,先结晶的酸性斜长石晶体,有机会进入到混合的岩浆之中,此时混合岩浆中局部基性岩浆的量占有一定的优势,而酸性斜长石处于与其成分

不平衡环境中部分熔融,因而形成了典型的筛孔构造。

随后,周围的熔体继续结晶,形成正常的斜长石环带状晶体,包围在核部周围,并在扩散生长的过程中保留了筛孔状的核部结构。

第三阶段:主要形成了具有均一核部的“反环带”斜长石。由于周围动力学环境的不稳定,脉体受到扰动,脱离了原本所属的基性岩浆体系,而以包体的形式存在于酸性寄主岩浆当中。随着酸性岩浆与基性岩浆不断发生混合作用,包体岩浆在成分上不断变化,而且岩浆温度不断下降。当然该阶段进行了物质交换后周围富钙质的混合岩浆同样是周围形成正常斜长石环带,与第二阶段形成的筛孔状斜长石外圈的斜长石环带相似。主要的化学熔体交换和扩散,如活动的元素和水等物质交换也都是在该阶段进行。

经过以上几个阶段岩浆的作用之后,包体岩浆随着主体岩浆上侵至地表,所以地表未能见到基性端员的露头。但是根据沿海的平潭岛存在基性角闪辉长岩的露头,以及相似的岩浆混合的矿物特征,可以推断普陀岛的深部可能有基性岩浆的存在。

5 结论

(1)普陀杂岩中的闪长质包体中的斜长石反映了本区岩浆经历了多期演化过程,源于酸性岩浆已经结晶的斑晶经常通过迁移到混合岩浆中,进入了成分温度都不尽相同的混合岩浆中继续生长,形成环带。普陀与平潭地区的比较可见,斜长石可以作为岩浆演化史的可靠证据。

(2)混合岩浆的两个端元组分,基性和酸性岩浆各自所占比例的不同影响了其中矿物的化学成分。基性和酸性岩浆之间反复的侵入混合使得其中矿物成分有很大的变化。本区整体上酸性岩浆占主导地位,基性岩浆相对较少,大多数的捕虏晶来自长英质成分岩浆,具有相对酸性成分。

(3)下地壳产生大量的熔体需要可观的热量,而同期的

高温基性岩浆的底侵作用恰恰可以提供这些热量。这些成分不同的岩浆在上升的过程中如果使用同一通道, 那么混合现象极易发生。本区岩体未见基性端元的露头, 基性岩浆可能是在深部进入酸性岩浆房中发生混合作用, 混合之后的岩浆再侵位至浅部。石英闪长质包体即为过渡岩浆演化形成的产物。

致谢 南京大学周新民教授和周金城教授对本工作给予了热情鼓励, 中科院地质与地球物理研究所周新华研究员以及两位审稿人对原稿提出了非常中肯和有益建议, 作者深表谢意。

References

- Anderson U B, Eklund O. 1994. Cellular plagioclase intergrowths as a result of crystal-magma mixing in the Proterozoic Å land Rapakivi batholith, SW Finland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 117:124–136
- Bateman R. 1995. The interplay between crystallization, replenishment and hybridization in large felsic magma chambers. *Earth Science Reviews*, 39: 91–106
- Baxter S, Feely M. 2002. Magma mixing and mingling textures in granitoids: examples from the Galway Granite, Connemara, Ireland. *Mineralogy and Petrology*, 76:63–74
- Bogoch R, Avigad D, Weissbrod T. 2002. Geochemistry of the quartz diorite-granite association, Roded area, southern Israel. *Journal of African Earth Sciences*, 35:50–60
- Castro A, Stephens W E. 1992. Amphibole polycrystalline clots in calc-alkaline granitic rocks and their enclaves. *Can. Mineral.*, 30:1093–1112
- Castro A, Patiño Douce A E, Corretg LG, de la Rosa JD, El-Biad M, El-Hmidi H. 1999. Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif, Spain: An experimental test of granite petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 135: 255–276
- Castro A. 2001. Plagioclase morphologies in assimilation experiments: Implications for disequilibrium melting in the generation of granodiorite rocks. *Mineralogy and Petrology*, 71:31–49
- Chen X M, Tan Q Q, Zhao G T. 2002. Plagioclase from the basalt of Okinawa Trough and its petrogenesis significance. *Acta Petrologica Sinica*, 18(4): 482–488 (in Chinese with English abstract)
- Chen X M, Zhao L Z, Lu JJ, Liu CS, Wang D. 1999. A comparative study of the feldspar from two types of acid volcanic-intrusive complexes in Tonglu and Xiangshan areas. *Acta Petrologica Sinica*, 15(2): 279–285 (in Chinese with English abstract)
- Cole J W, Gamble J A, Burt R M, Carrol L D, Shelley D. 2001. Mixing and mingling in the evolution of andesite-dacite magmas: evidence from co-magmatic plutonic enclaves, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Lithos*, 59:25–46
- D'Lemos R S. 1996. Mixing between granitic and dioritic crystal mushes, Guernsey, Channel Islands, UK. *Lithos*, 38:233–257
- Dong C W, Xu X S, Chen X M, Zhou X M. 1997. Mineralogical record of crystallization process of Pingtan hornblende gabbro, Fujian. *ACTA Mineralogica Sinica*, 17:285–290 (in Chinese with English abstract)
- Dong C W, Li W X, Chen X M, Xu X S, Zhou X M. 1998. Late Mesozoic magma mixing in the southeast area of Fujian: petrological record of Pingtan igneous complexes. *Progress in Natural Science*. 8(5):581–586 (in Chinese)
- Eichelberger J C. 1978. Andesitic volcanism and crustal evolution. *Nature*, 275:21–27
- Hibbard M J. 1981. The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76:158–170
- Izbekov P V, Eichelberger J C, Patino L C, Vogel T A, Ivanov B V. 2002. Calcic cores of plagioclase phenocrysts in andesite from Karymsky volcano: Evidence for rapid introduction by basaltic replenishment. *Geology*, 30(9): 799–802
- Janoušek V J, Braithwaite C JR, Bowes D R, Gerdes A. 2004. Magma-mixing in the genesis of Hercynian calc-alkaline granitoids: an integrated petrographic and geochemical study of the S zava intrusion, Central Bohemian Pluton, Czech Republic. *Lithos*, 78: 67–99
- Kuhn TS. 1970. The structure of scientific revolutions (2d ed.). *International Encyclopedia of Unified Science* (vol. 2, no. 2), Chicago, University of Chicago Press, 310p.
- Kuşu G G, Floyd P A. 2001. Mineral compositional and textural evidence for magma mingling in the Saraykent volcanics. *Lithos*, 56: 207–230
- Li W X, Dong C W, Zhou X M. 1999. Plagioclase xenocryst and magma mingling in Pingtan and Zhangzhou Complexes. *Acta Petrologica Sinica*, 15(2): 286–290 (in Chinese with English abstract)
- Murphy M D, Sparks R S, Barclay J, Carroll M R, Brewer T S. 2002. Remobilization of andesite magma by intrusion of mafic magma at Soufriere Hills volcano, Montserrat, West Indies. *J. Petrology*, 41: 21–42
- Qiu J S, Wang D Z and Shen W Z. 2002. Late-Mesozoic A-type granite in the coast area of Zhejiang and Fujian Province. In: Wang D Z and Zhou X M (ed). *The petrogenesis of Late-Mesozoic granitic volcanic-intruded complex and crustal evolution*. Beijing: Science Press, 160–173. (in Chinese)
- Snyder D, Crambes C, Tait S, Wiebe R A. 1997. Magma mingle in dikes and sills. *J. Geol.*, 105:75–86
- Tegner C. 1997. Iron in plagioclase as a monitor of differentiation of the Skaergaard intrusion. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 128:45–51
- Tsuchiyama A. 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89:1–16
- Vance J A. 1962. Zoning in igneous plagioclase: normal and oscillatory zoning. *Am. Jour. Sci.*, 260:746–760
- Vance J A. 1965. Zoning in igneous plagioclase: patchy zoning. *J. Geol.*, 73: 636–651
- Vernon R H. 1990. Crystallisation and hybridism in microgranitoid enclave magmas: microstructural evidence. *J. Geophys. Res.*, 95(B11): 17849–17859
- Wiebe R A. 1996. Mafic silicic layered intrusions: the role of basaltic injections on magmatic processes and the evolution of silicic magma chamber. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 87: 233–242
- Wilcox R E. 1999. Ideas of magma mixing: history of a struggle for acceptance. *J. Geol.*, 107:421–432
- Wyllie P J, Cox K G, Biggar G M. 1962. The habit of apatite in synthetic

systems and igneous rocks. *J. Petrology*, 3(2): 238 – 243

Zhou X R, Wang F Z. 1987. *Physics and chemistry of the rocks*. Henan: Henan Science and Technology Press, 191 – 197 (in Chinese)

Zhu Y F. 1994. Petrological significance of zoned plagioclase in Eldjurti granite and mafic microgranular enclaves, North Caucasus, Russia. *Chinese Journal of Geochemistry*, 13(2): 142 – 154

Zhu Y F. 1995. Plagioclase phenocrysts from Eldjurti granite and mafic microgranular enclave. *Acta Scientiarum Naturalium, Universitatis Pekinensis*, 31(3): 366 – 372 (in Chinese)

附中文参考文献

陈小明, 谭清泉, 赵广涛. 2002. 海底玄武岩斜长石研究及其岩石学意义. *岩石学报*, 18(4): 482 – 488

陈小明, 赵连泽, 陆建军, 王德滋. 1999. 桐庐和相山两类酸性火山-侵入杂岩中长石的对比研究. *岩石学报*, 15(2): 279 – 285

董传万, 李武显, 陈小明, 徐夕生, 周新民. 1998. 闽东南晚中生代岩浆混合作用: 平潭火成杂岩的岩石学证据. *自然科学进展*, 8(5): 581 – 586

董传万, 徐夕生, 陈小明, 周新民. 1997. 福建平潭角闪辉长岩结晶过程的矿物学记录. *矿物学报*, 17(3): 285 – 290

李武显, 董传万, 周新民. 1999. 平潭和漳州深成杂岩中斜长石捕虏晶与岩浆混合作用. *岩石学报*, 15(2): 286 – 290

邱检生, 沈渭洲, 王德滋. 2002. 浙闽沿海晚中生代 A 型花岗岩. 见: 王德滋, 周新民等著. 中国东南部晚中生代花岗质火山-侵入杂岩成因于地壳演化. 北京: 科学出版社, 160 – 173

周珣若, 王方正. 1987. *岩石物理化学*. 河南: 河南科学技术出版社, 191 – 197

朱永峰. 1995. 埃提哲尔花岗斑岩及其暗色微粒包体中的斜长石斑晶. *北京大学学报(自然科学版)*, 31(3): 366 – 372