

湘东北幕阜山含绿帘石花岗闪长岩岩浆的上升速率:岩相学和矿物化学证据

邹慧娟,马昌前,王连训

地质过程与矿产资源国家重点实验室,中国地质大学地球科学学院,武汉,430074

内容提要:出露于扬子地块东南缘的幕阜山复式岩体侵位年龄约为145Ma。该复式岩体的花岗闪长岩及其暗色微粒包体都含有独特的岩浆绿帘石。这些绿帘石呈自形晶,普遍发育熔蚀结构,部分具褐帘石核。微粒包体及花岗闪长岩中绿帘石的Ps值($(100\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Al}))$)均集中在26~28, TiO_2 含量小于0.2%,为典型的岩浆成因。岩相学的观察显示,主岩与包体中角闪石与绿帘石为同期产物,其后依次结晶的是黑云母、斜长石等矿物。利用角闪石全铝压力计,获得的花岗闪长岩主岩和包体的结晶压力大约为4.05kbar。黑云母矿物化学资料表明,花岗闪长岩和微粒包体的黑云母形成时氧逸度在NNO缓冲附近,结合实验岩石学成果,这一条件下绿帘石与斜长石共存的压力值应不低于8.5kbar。由于岩浆绿帘石的熔解时间与熔蚀宽度具有一定的函数关系,通过统计岩浆绿帘石的最大熔蚀宽度,本文估算幕阜山花岗闪长岩岩浆的上升速率超过170m/year,暗示岩体可能以裂隙的方式上升。根据花岗闪长岩体条带状分布的特征,可反映岩浆上升时该区正处于北东向拉张的构造环境中。

关键词: 岩浆绿帘石;扬子地块;岩浆上升速率;花岗闪长岩

岩浆的上升速率是揭示岩浆运移历史、重现岩浆上升和地表剥蚀夷平过程的重要指标。但由于研究手段的缺乏,岩浆上升速率的研究一直是岩浆动力学中的薄弱环节,没有得到应有的重视。一项对花岗质岩石进行的绿帘石稳定性实验和绿帘石熔融动力学试验表明,岩浆绿帘石的结构特征可以用来估算岩浆上升速率及岩体结晶深度(Schmidt et al., 1996; Brandon et al., 1996)。结合岩浆绿帘石的熔融结构特征和稳定性特点, Sial et al. (2008)首次对巴西东北部多个含绿帘石岩体的岩浆上升速率进行了成功的估算。

目前,国际上报道的岩浆绿帘石多产于中酸性的钙碱性花岗闪长岩、英云闪长岩及花岗岩中,集中在欧洲和北美、南美山脉,非洲亦有分布,而亚洲关于岩浆绿帘石的报道较少。我国已有的岩浆绿帘石的报道仅见于胶东中生代昆崙山花岗杂岩体(陈光远等, 1996), 庐山“星子杂岩”(李显武等, 1998)及西昆仑大同岩体(廖世勇等, 2009)。

本文报道了位于湘东北的幕阜山含绿帘石花岗

闪长岩体中的岩浆绿帘石及其所含褐帘石。花岗闪长岩中大量产出的暗色微粒包体,也包含有自形的绿帘石,而目前国际上有关基性岩中含原生岩浆绿帘石的报道还很罕见。本文的主要目的是,结合主岩体和微粒包体中岩浆绿帘石的研究,在深入的岩相学观察和矿物化学分析基础上,初步推测岩石成因,估算幕阜山花岗闪长岩的岩浆上升速率,讨论岩体侵位的动力环境。

1 区域地质概况及岩体地质

幕阜山复式岩体位于湘东北地区,属扬子地块东南缘江南隆起带中段(图1),靠近扬子地块和华夏地块的结合部位。湘东北地区是研究华南区域构造演化的关键地域,区内燕山期岩浆活动强烈且期次多,岩体产出众多,与湘东南地区构成统一的华南陆内北东向岩浆活动带,发育有大型有色金属、铀、稀有矿床(贾大成等, 2003)。幕阜山复式岩体至少发生了四期岩浆侵入活动^①,按侵入先后顺序依次为辉长闪长岩、二云母二长花岗岩、黑云母二长花岗

注:本文为湖北省高等学校省级教学研究项目(编号2009108项)和湖北省自然科学基金重点项目(编号2009CDA004)研究成果的一部分。研究工作为国家科学技术部国际科技合作项目(编号2007DFA21230)及教育部和国家外国专家局高等学校学科创新引智计划(编号B07039)资助的成果。

收稿日期:2010-02-20;改回日期:2010-07-15;责任编辑:郝梓国。

作者简介:邹慧娟,女,1987年生。硕士。岩石地球化学专业。Email: huijuanzou@gmail.com。通讯作者:马昌前,男。教授。岩石学与地球化学专业。Email: cqma@cug.edu.cn。

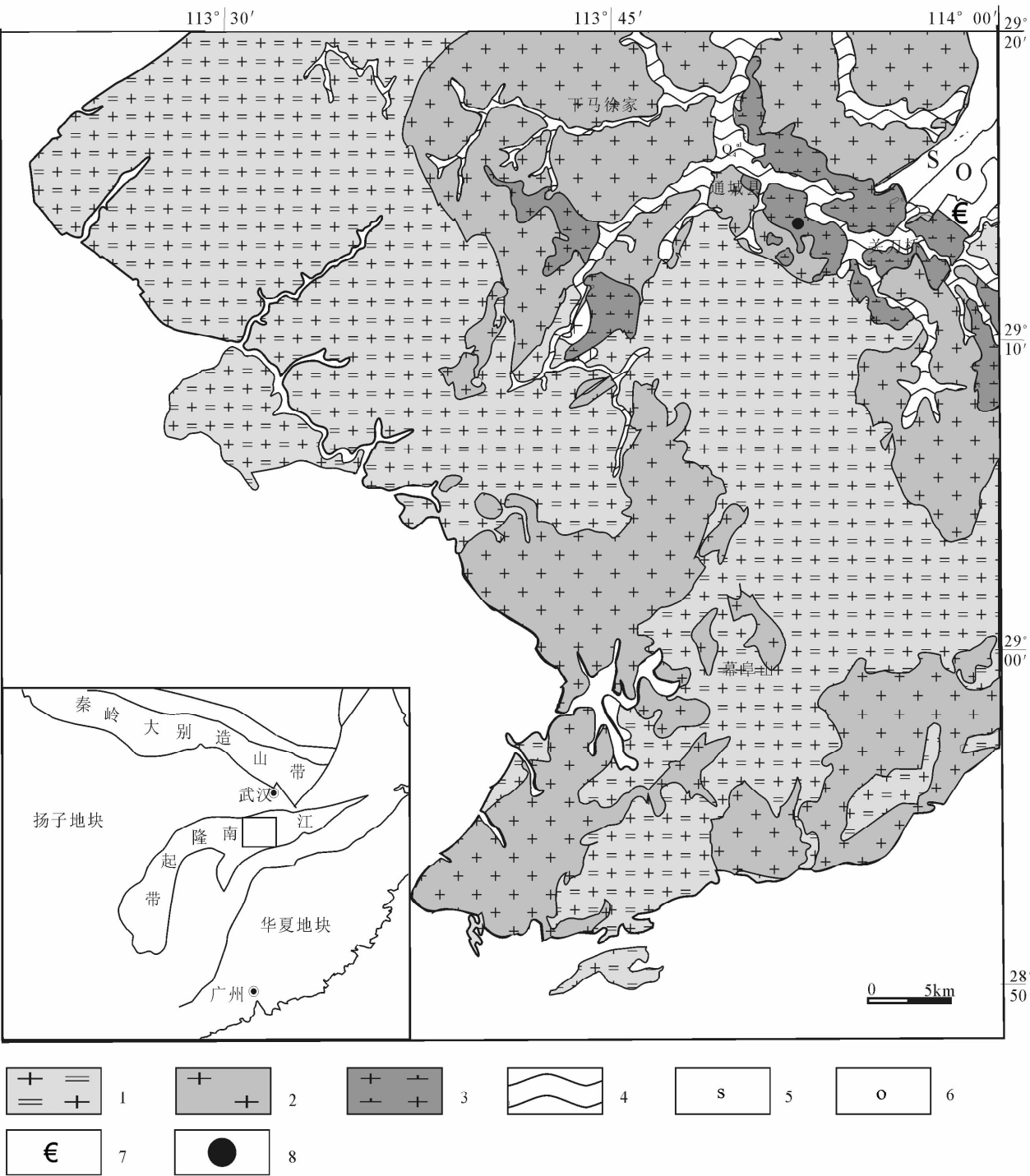


图 1 幕阜山复式岩体西南部地质简图

Fig. 1 Geological map of SW Mufushan complex batholith

1—二云母二长花岗岩; 2—黑云母二长花岗岩; 3—含绿帘石黑云母花岗闪长岩; 4—全新统; 5—志留系; 6—奥陶系; 7—寒武系; 8—采样点; 插图据文献(程裕洪等, 1994)修改, 插图中方框表示了研究区位置

1—Two-mica monzogranite; 2—biotite monzogranite; 3—biotite granodiorite which contains epidote; 4—Holocene; 5—Silurian; 6—Ordovician; 7—Cambrian; 8—sampling point. Insert shows the location of the study area in relation to the simplified tectonic map, according to Cheng et al. , (1994)

岩和黑云母花岗闪长岩。根据对黑云母花岗闪长岩的锆石 U-Pb 定年,其年龄为 $145.8 \pm 0.9 \text{Ma}^\bullet$ 。

含有自形绿帘石的第四期侵入的花岗闪长岩体,主要分布于幕阜山复式岩体东部的关刀桥一带,

呈北西向条带状分布,出露面积约 100 km²。该侵入体主体部分与黑云母二长花岗岩接触,局部与二云母二长花岗岩接触,接触关系多为突变。岩体东北部与上寒武统、下奥陶统及志留系下、中统呈侵入接触,接触界线较弯曲,接触面倾角大。岩体剥蚀较浅,部分地段见围岩残留体。该花岗闪长岩呈灰白色,具中-细粒花岗结构,块状构造,岩性以黑云母花岗闪长岩为主,主要矿物有中粗粒的钾长石、斜长石、石英、黑云母以及中细粒的自形绿帘石,角闪石含量较少。部分绿帘石含有褐帘石的核。岩体中常见暗色微粒包体(以下简称包体)。包体以闪长质为主,呈椭圆状或压扁拉长状分布于花岗闪长岩中,与岩体的接触界面截然。所有包体中均含有大量细粒绿帘石、黑云母和角闪石,其所含主要矿物种类与主岩体基本相同。

2 分析方法

分别选取花岗闪长岩及其包体的样品在中国地质大学(武汉)磨片室制片。单矿物常量元素的分析工作在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室电子探针室完成,所用仪器为日本电子公司生产的 JEOL-JXA-8100 电子探针分析仪。分析元素包括 Mg、Al、Si、Ca、Cr、Mn、Fe、Co 和 Ni,采用标样来自美国 SP 公司,其中 Mg、Al、Si、Ca、Cr、Mn 和 Fe 采用标样 SPI# 02753-AB,Co 和 Ni 采用标样 SPI# 02757-AB。实验采用测试条件如下:加速电压 15 kV,探针电流 20 nA,电子束直径 1 μm。

褐帘石微量元素分析在中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室激光等离子质谱室完成,实验采用的激光剥蚀系统为德国 MicroLas 公司生产的波长为 193nm 的 GeoLas2005 系统,ICPMS 使用美国 Agilent 公司生产的 Agilent7500a 来对离子的信号强度进行检测。实验采用激光斑束直径大小为 32 μm,以 He 作为剥蚀物质的载气。数据处理采用 ICPMSDataCal (5.5) 软件(Liu et al., 2008)。绿帘石及褐帘石微量元素含量的计算采用 GSE-1G 作外标,以电子探针分析获得的 Si 含量作内标对相应样品的测试分析值进行校正。

3 结果

3.1 岩相学特征

黑云母花岗闪长岩中主要矿物有中粗粒钾长石(15%左右)、斜长石(An₃₄₋₄₄, 45%左右)、石英(15%~20%)、黑云母(含量 12%左右)和中细粒绿

帘石(5%~10%),角闪石含量较少(1%)。副矿物有钛铁矿、榍石、独居石、磷灰石、锆石、金红石等。包体中暗色矿物较多(超过 50%),主要为黑云母、角闪石和细粒的绿帘石,浅色矿物主要为石英、斜长石和钾长石。包体尤其富含磷灰石,其副矿物种类与主岩体基本一致。

无论是黑云母花岗闪长岩还是微粒包体,绿帘石均是主要的副矿物之一,其成分均比较均匀,无环带。寄主黑云母花岗闪长岩中的绿帘石多被新鲜斜长石、石英包裹或紧邻这些长英质矿物分布,少数被黑云母包裹或接触,普遍发育强烈熔蚀结构(图 3,4)。由于暗色矿物较多,包体中的绿帘石多被黑云母包裹或相互接触,所受熔蚀程度相对较弱。绿帘石按颗粒大小、是否含褐帘石核及自形程度可分为三类。第一类是颗粒很大(1~2cm 左右,可达 3~4cm)、含较大褐帘石核的自形绿帘石(图 2)。这类绿帘石基本仅见于黑云母花岗闪长岩中。岩体中的绿帘石所含的褐帘石罕见环带结构,镜下多为规则的六边形,大小在 0.2cm 到 0.7cm 不等。包体中仅见一例超大的褐帘石,镜下为长条状,长度接近 2cm(图 2)。第二类是颗粒较大,熔蚀程度比较严重而不含褐帘石核的自形绿帘石(图 3,4)。这类绿帘石在黑云母花岗闪长岩中占主导地位,颗粒大小约为(0.7~1.3mm)×(0.8~1.6mm),在包体中也较为常见,颗粒大小在 0.5mm×0.8mm 左右。第三类是颗粒较小、自形和半自形混杂的不含褐帘石核的绿帘石。这类绿帘石在包体中尤为多见,部分见熔蚀结构,这类绿帘石中部分自形的颗粒中出现从中间裂开并发生相对位移的现象。矿物的包裹关系研究表明:包体及岩体中的长石、石英、黑云母结晶时间均晚于角闪石和绿帘石。角闪石和绿帘石没有明显包裹关系,可能为同期结晶产物。

3.2 绿帘石及褐帘石的矿物化学特征

3.2.1 绿帘石

绿帘石与斜黧帘石在化学成分上成完全类质同像,绿帘石端员 Ca₂FeFe₂[SiO₄][SiO₇]O(OH)和斜黧帘石端员 Ca₂AlAl₂[SiO₄][SiO₇]O(OH)之间由 Al 和 Fe 相互替代而形成连续的组分,因此绿帘石的化学成分通常用 Ps(100Fe³⁺/(Fe³⁺+Al))表示。岩体和包体中不同类型的绿帘石的电子探针分析(表 1)显示:幕阜山花岗闪长岩和包体中的绿帘石 Ps 值(表 1)范围均位于 26~30 之间,集中于 26~28;完全被斜长石包裹、同时被斜长石和黑云母包裹以及褐帘石外围的绿帘石,其 Ps 差别不大;包体及岩体中绿帘石的 TiO₂含量均小于 0.2%。

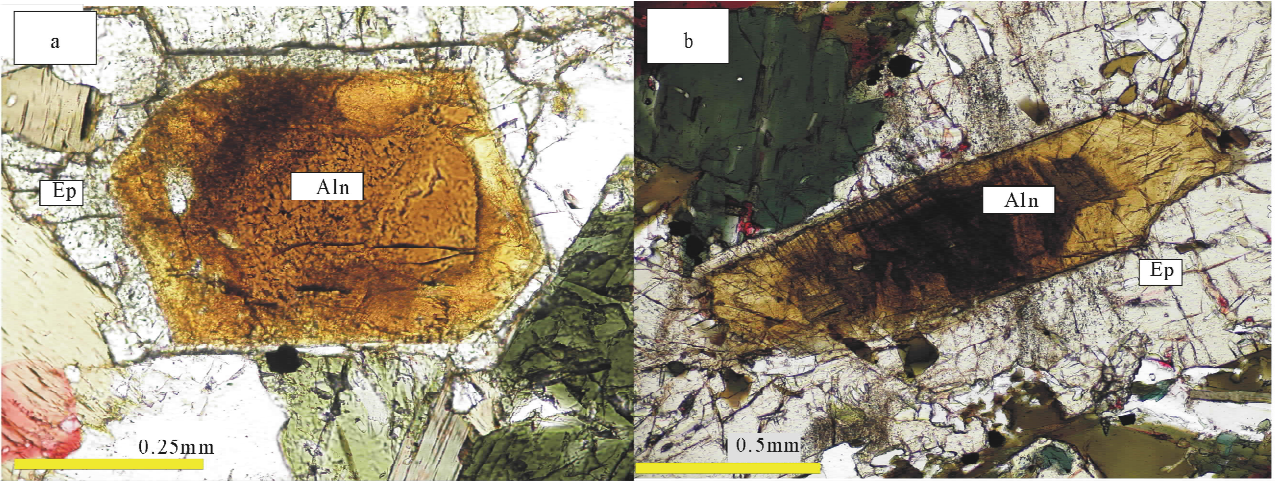


图 2 花岗闪长岩(a)和微粒包体(b)中绿帘石(Ep)核部的褐帘石(Aln)

Fig. 2 Allanite-rich core of epidotes in both the granodiorite (a) and mafic microgranular enclaves (b)

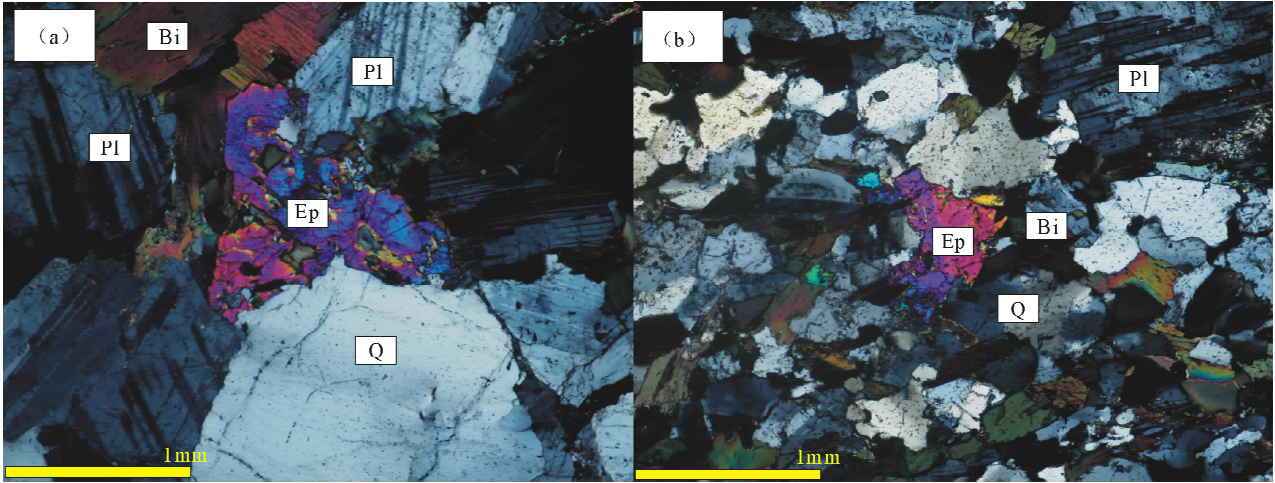


图 3 花岗闪长岩(a)和包体(b)中具熔蚀结构的绿帘石(Ep)

Fig. 3 Partially resorbed epidotes in both the granodiorite (a) and mafic microgranular enclaves (b)

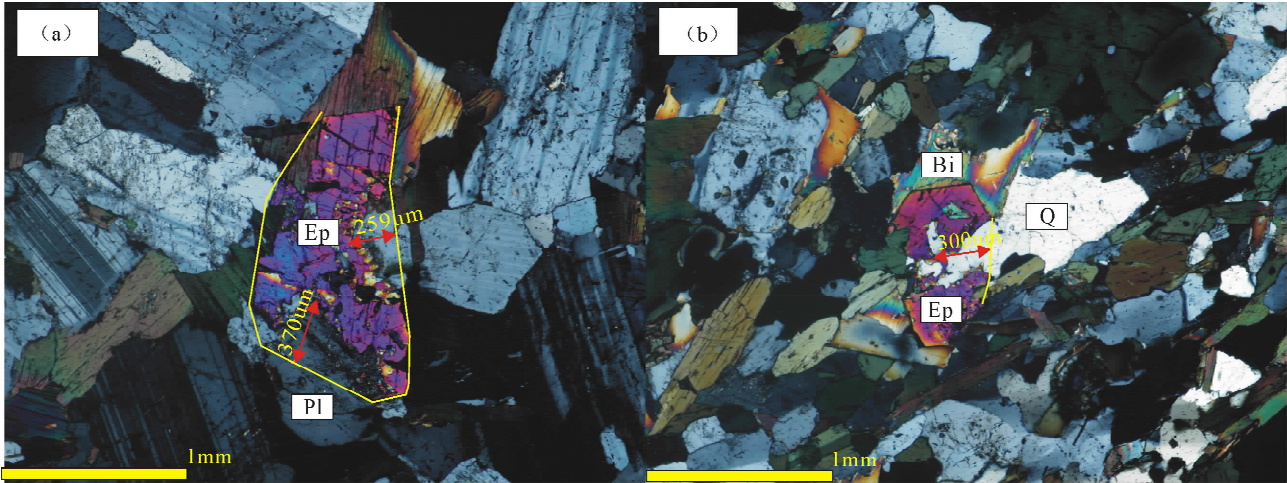


图 4 花岗闪长岩(a)和包体(b)中具熔蚀结构待测的绿帘石(Ep)

Fig. 4 Selected partially resorbed epidotes in both granodiorite (a) and mafic microgranular enclaves (b)

表 1 幕阜山花岗闪长岩体及包体中绿帘石的电子探针分析结果(%)及计算的晶体化学式
Table 1 Major element compositions of epidotes in enclaves and their host gnaodiorite (%)

寄主岩石 样品号 点位	暗色微粒包体中绿帘石								花岗闪长岩中绿帘石				
	3-1a-3-1	3-1a-3-2	3-1a-3-3	3-1a-3-4	3-1a-4-1	3-1a-4-2	3-1a-4-3	3-1a-4-4	3-2b-1-1	3-2b-1-2	3-2b-1-3	3-2b-1-4	3-2b-1-12
	core	core	rim	rim	core	core	rim	rim	core	core	rim	rim	core(1*)
SiO ₂	38.62	38.60	38.00	38.48	38.58	38.76	38.38	38.41	38.46	38.62	38.74	38.54	38.30
TiO ₂	0.18	0.20	0.15	0.11	0.09	0.12	0.11	0.08	0.16	0.14	0.19	0.14	0.19
Al ₂ O ₃	22.70	22.73	22.30	22.80	22.69	22.78	22.76	22.53	23.02	22.91	23.01	23.10	22.99
FeO _t	13.24	13.13	13.47	13.14	13.03	12.79	13.20	13.26	12.66	12.79	12.71	12.60	12.74
MnO	0.24	0.21	0.21	0.22	0.20	0.25	0.19	0.18	0.17	0.19	0.20	0.17	0.16
MgO	0.07	0.08	0.08	0.05	0.06	0.07	0.02	0.03	0.06	0.06	0.04	0.04	0.05
CaO	23.17	23.21	23.27	23.20	23.24	22.80	23.15	23.08	23.24	23.20	23.12	23.16	23.37
Na ₂ O	0.07	0.04	0.08	0.05	0.03	0.01	0.10	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02
K ₂ O	0.03	0.04	0.02	0.05	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
total	98.33	98.29	97.60	98.12	97.97	97.60	97.95	97.60	97.79	97.90	98.03	97.79	97.84
Si ⁴⁺	3.01	3.01	3.00	3.01	3.02	3.03	3.00	3.02	3.01	3.01	3.02	3.01	3.00
Ti ²⁺	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al ³⁺	2.09	2.09	2.07	2.10	2.09	2.10	2.10	2.09	2.12	2.11	2.11	2.13	2.12
Fe _{tot}	0.86	0.89	0.86	0.85	0.84	0.86	0.87	0.83	0.84	0.83	0.82	0.83	0.82
Fe ³⁺	0.82	0.81	0.90	0.83	0.80	0.73	0.84	0.81	0.77	0.76	0.74	0.75	0.80
Mn ²⁺	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg ²⁺	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Ca ²⁺	1.94	1.94	1.97	1.94	1.95	1.91	1.94	1.94	1.95	1.94	1.93	1.94	1.96
Na ⁺	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
total	7.94	7.97	7.94	7.94	7.92	7.94	7.96	7.90	7.93	7.92	7.91	7.93	7.92
Ps	0.28	0.28	0.30	0.28	0.28	0.26	0.29	0.28	0.27	0.27	0.26	0.26	0.27

寄主岩石 样品号 点位	花岗闪长岩中绿帘石晶体化学计算											
	3-2b-1-13	3-2b-1-14	3-2b-1-15	3-2i-2-4	3-2i-2-5	3-2g-1-1	3-2g-1-2	3-2g-1-3	3-2c-4-1	3-2c-4-2	3-2c-5-1	3-2c-5-2
	core(1*)	rim(1*)	rim(1*)	core	rim	core(2*)	core(2*)	rim(2*)	core(3*)	rim(3*)	core(3*)	rim(3*)
SiO ₂	38.74	38.37	38.21	37.81	37.50	38.42	38.30	38.31	38.35	38.10	38.29	38.23
TiO ₂	0.17	0.12	0.13	0.19	0.19	0.11	0.12	0.11	0.09	0.08	0.15	0.08
Al ₂ O ₃	23.10	22.76	22.87	22.37	21.93	22.95	22.71	22.78	23.64	23.07	22.89	22.87
FeO _t	12.63	12.95	12.65	12.68	13.21	12.63	12.58	12.68	12.13	12.27	12.71	12.73
MnO	0.18	0.17	0.23	0.27	0.20	0.21	0.20	0.18	0.24	0.18	0.30	0.24
MgO	0.06	0.04	0.06	0.05	0.07	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04
CaO	23.14	22.71	23.29	23.19	23.21	23.35	23.05	23.06	23.38	23.06	23.37	23.26
Na ₂ O	0.03	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04
K ₂ O	0.03	0.07	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00
total	98.09	97.21	97.46	96.58	96.34	97.72	97.01	97.18	97.87	96.83	97.79	97.47
Si ⁴⁺	3.01	3.02	3.00	3.00	3.00	3.01	3.02	3.01	2.99	3.00	3.00	3.00
Ti ²⁺	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al ³⁺	2.12	2.11	2.12	2.09	2.06	2.12	2.11	2.11	2.17	2.14	2.11	2.12
Fe _{tot}	0.85	0.83	0.84	0.84	0.88	0.83	0.83	0.83	0.79	0.81	0.83	0.84
Fe ³⁺	0.75	0.76	0.80	0.82	0.88	0.78	0.76	0.77	0.76	0.76	0.82	0.81
Mn ²⁺	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02
Mg ²⁺	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca ²⁺	1.93	1.91	1.96	1.97	1.99	1.96	1.95	1.94	1.95	1.95	1.96	1.96
Na ⁺	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
K ⁺	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
total	7.95	7.90	7.94	7.94	7.96	7.93	7.92	7.93	7.92	7.93	7.94	7.94
Ps	0.26	0.27	0.27	0.28	0.30	0.27	0.27	0.27	0.26	0.26	0.28	0.28

注:本文表格中数据多使用 geokit 处理(路远发,2004);3-1a:寄主岩石是包体,3-2b(c,g,i):寄主岩石是花岗闪长岩,3-1a-4-2 中 a 表示薄片编号,4 和 2 分别表示矿物和测试点编号;1*:褐帘石外围绿帘石;2*:同时被斜长石和黑云母包住;3*:仅被斜长石包住;绿帘石阳离子数根据 12 个氧原子为单位计算出。

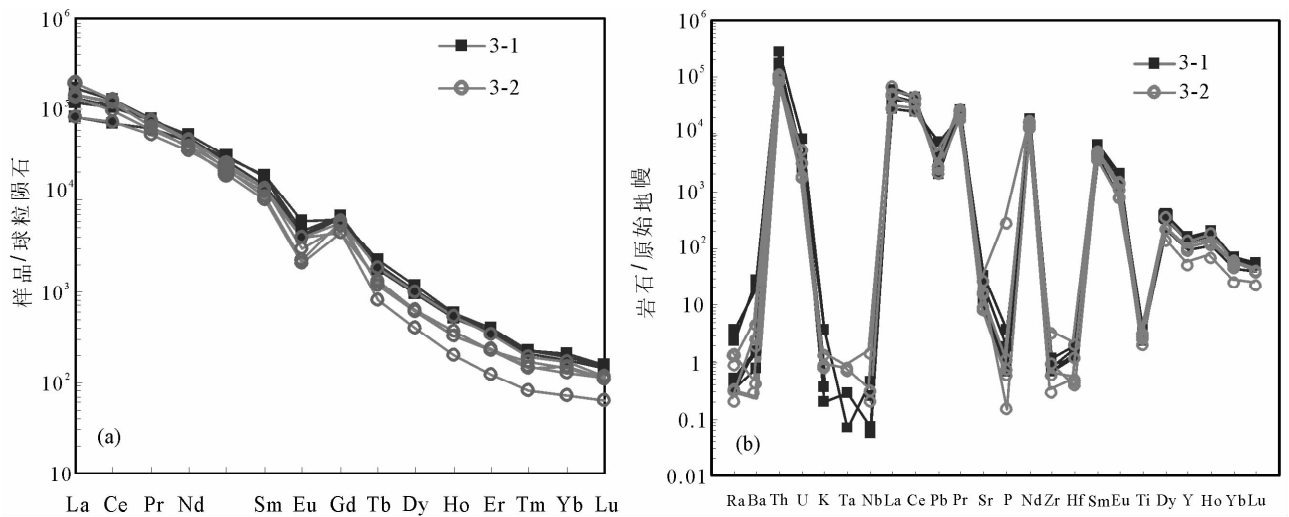


图 5 包体和主花岗闪长岩中绿帘石核部褐帘石稀土元素球粒陨石标准化分布型式图 (a)及微量元素原始地幔标准化蛛网图(b)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized spidergrams (b) of trace elements of allanites in both mafic microgranular enclaves and their host granodiorite(Sun et al. , 1989; Lu yuanfa. , 2004)

3-1:包体中褐帘石; 3-2:主花岗闪长岩中褐帘石)

3-1:Allanites in enclave; 3-2:allanites in host granodiorite

3.2.2 褐帘石

幕阜山花岗闪长岩和包体绿帘石所含褐帘石的主量元素分析显示其从中心到边缘均呈现出明显的成分环带,总体上 Si 和 Al 呈递增趋势,Ti、Fe、Mn 和 Mg 呈递减趋势(表 2)。对两种褐帘石的微量元素分析结果进行比较,发现两种褐帘石的微量元素总体分布特征非常的一致(图 5(b));其稀土元素分布特征为:轻稀土富集,总量变化范围为 80000×10^{-6} 到 140000×10^{-6} ;重稀土亏损,总量变化范围为 1000×10^{-6} 到 2000×10^{-6} ;以及铈负异常, δEu 值介于 0.26 到 0.47 之间(表 3)。对比褐帘石的核部和边部的稀土含量(表 3):无论是包体还是岩体褐帘石,边部重稀土的含量($9000 \times 10^{-6} \sim 127000 \times 10^{-6}$)都比核部($133000 \times 10^{-6} \sim 153000 \times 10^{-6}$)要少,反映了在褐帘石的成长过程中岩浆中的重稀土含量在不断减少。轻重稀土的比值(LREE/HREE)(表 3)呈现出边缘(50.7~73.3)低于核部(71.3~123.0),包体褐帘石整体(50.7~84.7)低于岩体褐帘石(73.0~123.0)的特征。包体褐帘石边部和核部轻重稀土比值差别不大,与岩体边部的相当。两种单颗粒褐帘石微量元素分布特征均显示 Th 和 U 含量从核部到边缘递增,而 La、Ce 和 Nd 则相反(表 3,包体的见图 6)。Oberli 等(2004)认为褐帘石在岩浆的演化过程中对岩浆中 Th 和 U 的含量影响很大,单颗粒的褐帘石从核部到边部应当具

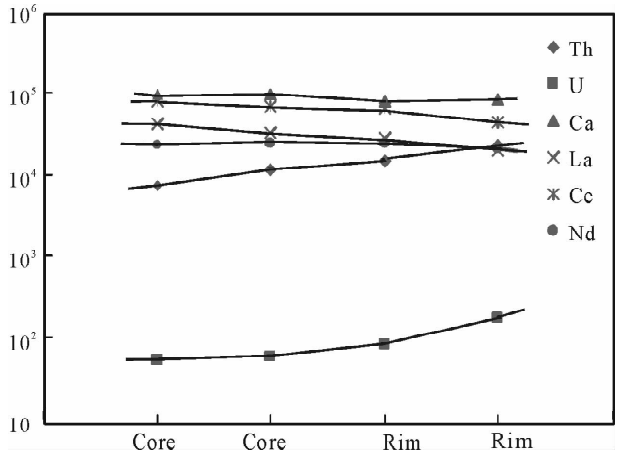


图 6 包体单颗粒褐帘石 Th-U-Ca-La-Ce-Nd 核边含量变化图

Fig. 6 Diagram of Th-U-Ca-La-Ce-Nd variations from core to rim in the only observed allanite of the enclaves

有 Th 含量递减,U 含量递增的特征。但是,其他学者也发现了 Th 含量具相反特征的褐帘石(Vazquez et al. , 2001, 2003; Gromet et al. , 1983)。Gromet 和 Silver(1983)对此的解释是:由于存在 $\text{Ca}^{2+} + \text{Th}^{4+} = 2\text{REE}^{3+}$ (其中稀土为 La+Ce)的平衡,岩浆演化过程中褐帘石中的(Th+Ca)与(La+Ce)便存在此消彼长的关系。但是这种变化关系并没有延续到外围绿帘石,绿帘石与褐帘石之间无论是结构还是成分仍是截然的关系。

表 2 褐帘石电子探针分析结果(%)

Table. 2 Major element compositions of allanites in enclaves and their host granodiorite (%)

寄主岩石	样品号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
暗色微粒包体	3-1b-1	30.75	0.84	13.75	15.03	0.31	1.09	12.37	0.09	0.03	74.25
	3-1b-2	31.34	0.73	14.27	14.77	0.27	1.06	13.07	0.02	0.03	75.55
	3-1b-3	32.38	0.59	15.47	14.22	0.23	0.92	13.66	0.06	0.04	77.57
	3-1b-4	32.17	0.51	15.76	14.08	0.22	0.96	14.46	0.04	0.01	78.21
花岗岩 闪长岩	3-2a-1	30.87	0.83	13.89	14.82	0.34	1.21	12.35	0.00	0.03	74.33
	3-2a-2	31.39	0.74	14.20	14.82	0.27	1.09	12.90	0.00	0.00	75.42
	3-2a-3	31.80	0.82	13.93	12.30	0.27	0.90	11.98	0.05	0.02	72.05
	3-2a-4	32.56	0.89	14.07	11.93	0.24	0.73	11.96	0.13	0.03	72.53
	3-2a-5	33.84	0.53	16.14	11.27	0.23	0.61	13.83	0.11	0.08	76.63
	3-2a-6	35.54	0.18	19.12	13.70	0.23	0.55	18.70	0.00	0.02	88.05
	3-2b-3	30.50	0.74	13.89	14.42	0.32	1.29	11.70	0.02	0.05	72.90
	3-2b-4	32.33	0.63	15.43	13.20	0.33	0.77	13.69	0.11	0.03	76.50
	3-2b-5	33.32	0.46	15.53	11.13	0.55	0.77	12.37	0.11	0.06	74.30
	3-2b-6	33.08	0.60	15.38	11.82	0.23	0.73	13.25	0.11	0.08	75.28

注:样品编号同上表;3-2b-6 中 6 褐帘石的第六个点,点从 1 到 n 为依次从中心到边缘。

表 3 褐帘石微量元素测试结果($\times 10^{-6}$)

Table 3 Trace element compositions of allanites in enclaves and their host granodiorite ($\times 10^{-6}$)

样品号点位	3-1b-1	3-1b-2	3-1b-3	3-1b-4	3-2b-1	3-2b-2	3-2a-1	3-2a-2	3-2a-3
	rim	core	core	rim	core	rim	small	core	core
Rb	1.51	0.319	0.216	2.40	0.803	0.204	0.550	0.188	0.125
Ba	187	10.9	5.23	134	2.81	12.9	31.4	1.62	17.8
Th	23113	11479	7405	14647	8371	9055	8636	7970	6984
U	172	58.3	52.4	81.5	34.8	63.7	107	37.0	61.6
K	957	87.6	48.7	929	220	191	333	0.000	202
Ta	0.003	0.000	0.012	0.000	0.000	0.000	0.031	0.000	0.027
Nb	0.325	0.039	0.053	0.175	0.000	0.138	0.997	0.000	0.218
Sr	674	265	254	469	195	351	557	174	320
P	360	67.5	65.1	178	70.8	14.1	25954	54.4	103
Zr	13	7.70	7.56	9.16	10.1	10.2	34.94	3.13	6.59
Hf	0.609	0.453	0.391	0.544	0.361	0.118	0.624	0.133	0.151
Ti	3273	3113	4065	4934	3606	3239	2525	3644	3968
La	19082	31893	40873	28215	46267	32316	19360	34416	35240
Ce	43296	67186	77376	64066	77419	58989	45304	76424	73299
Pr	5752	7054	7364	7196	6941	5681	4904	7206	6207
Nd	20877	24351	22818	24282	20610	18314	16149	21935	17568
Sm	2858	2735	2289	2736	1689	2108	1941	2031	1530
Eu	344	269	245	230	132	230	226	171	121
Gd	1303	1385	1357	1310	1218	1166	905	1072	915
Tb	85.2	75.3	65.5	72.6	42.6	67.3	49.1	46.4	30.5
Dy	292	265	236	251	155	248	160	160	100
Ho	33.0	31.0	28.3	29.4	18.6	29.6	20.6	18.1	11.1
Er	65.0	61.4	57.4	57.5	38.6	56.5	37.0	37.7	20.5
Tm	5.73	5.67	5.30	5.66	3.84	4.97	3.65	4.33	2.09
Yb	32.3	32.0	30.2	34.8	21.5	29.3	25.7	24.1	12.2
Lu	3.84	3.89	3.67	4.02	2.83	2.97	2.85	2.75	1.61
Y	734	695	626	632	420	615	445	398	229
ΣREE	94029	135347	152747	128490	154558	119243	89089	143547	135059
LREE	92209	133488	150964	126725	153057	117638	87884	142182	133966
HREE	1820	1859	1783	1764	1501	1605	1205	1365	1093
LREE/HREE	50.7	71.8	84.7	71.8	102	73.3	73.0	104	123
LaN/YbN	423	714	972	581	1546	792	541	1023	2073
δEu	0.474	0.376	0.392	0.327	0.268	0.407	0.455	0.318	0.289
δCe	1.00	1.05	1.01	1.07	0.943	0.983	1.11	1.13	1.12

注:样品编号同上。

4 讨论

4.1 岩浆绿帘石的判别

Zen and Hammarstrom(1984)最早提出从结构上区别侵入岩中的岩浆绿帘石和次生绿帘石,并提出了一套标准。Schmidt 和 Poli(2004)在总结前人经验(Hammarstrom et al., 1986; Zen et al., 1986; Moench, 1986; Tulloch, 1986; Zen, 1988)的基础上,提出了新的标准:①绿帘石具有成分环带,并发育有褐帘石核;②发育蠕虫状结构或熔蚀结构——即与长石、石英及黑云母接触呈港湾状;③缺乏黑云母转变成的绿泥石的现象,且斜长石的表面是新鲜的(排除了变质成因的可能)。其中第一、三条标准并不是鉴定岩浆绿帘石的必要条件,即不具有成分环带、没有褐帘石核或与绿泥石共存的绿帘石也不排除其岩浆成因的可能。

在成分上,岩浆绿帘石与次生绿帘石的 Ps 值略有重叠,但仍然有重要的差别。主要表现为:岩浆绿帘石的 Ps 值与氧逸度相关,变化于 19~33 之间,而由斜长石变质而来的绿帘石 Ps 值范围为 0~24,黑云母变质得到的绿帘石 Ps 值范围为 36~48(张华锋等, 2005);岩浆绿帘石 TiO_2 通常小于 0.2%,而由黑云母变质的绿帘石 TiO_2 则大于 0.6%(Evans et al., 1987);Ce 和其他稀土元素的富集也同樣成为绿帘石岩浆成因的一个重要证据(Schmidt et al., 2004)。

幕阜山花岗闪长岩主岩及包体中的绿帘石普遍发育港湾状熔蚀结构,包裹绿帘石的斜长石和黑云母均较新鲜,岩体中的绿帘石还发育有褐帘石核;两类绿帘石 Ps 值范围均介于 26~30 之间,集中在 26~28, TiO_2 含量均小于 0.2%。无论从结构上还是成分上,幕阜山花岗闪长岩主岩及包体中的绿帘石都符合岩浆绿帘石的特点。因此,该岩体及暗色微粒包体中的自形绿帘石均应为岩浆绿帘石。

4.2 角闪石全铝压力计与氧逸度

Hammarstrom 和 Zen(1986)最早发现钙碱性中酸性岩石中的钙质角闪石所含全铝含量与接触变质晕压力计所得的压力成正线性关系,并在此基础上提出了角闪石压力计最原始的经验公式。他们认为角闪石压力计成立的一个必要条件是:存在石英+碱性长石+斜长石+角闪石+黑云母+钛铁矿(磁铁矿)+榍石的组合。Johnson 和 Rutherford(1989)以及 Thomas 和 Ernst(1990)对这一经验公式进行了实验校正,并通过实验证明了矿物组合:石

英+碱性长石+斜长石+角闪石+黑云母+钛铁矿(磁铁矿)+榍石+熔体+液体对角闪石中全铝含量具有重要的影响。Anderson 和 Smith(1995)以及 Anderson(1996)指出了温度、氧逸度的变化同样严重影响着角闪石中全铝的含量。他们认为温度偏高、水不饱和的环境下会导致压力偏高,从而导致全铝含量偏高,而 Ti 含量增加则会导致全铝含量偏低。同样,氧逸度偏低会导致 Fe/Mg 和 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 偏低,以致铝含量增高。Anderson 和 Smith(1995)在此基础上提出了新的钙质角闪石全铝压力计实验校正公式,并提出了正确使用该公式需要的条件:角闪石中 $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})$ 在 0.25 左右,对不富铁的矿物这个值为 0.20; $\text{Fe}_{\text{tot}}/(\text{Fe}_{\text{tot}}+\text{Mg})$ 应在 0.40~0.65 范围内;斜长石边部具较大 An 端员(超过 25~35 的范围)或者低碱性长石具活泼的 Or 端员会增加角闪石中与压力不成正比的铝含量;该压力计使用的温度不可超过 800℃,因为这个温度已经超过实验校正的温度,可能会导致整个缓冲体系(九相)不稳定;该计算公式应用范围为 1~10kbar。

对幕阜山花岗闪长岩和包体中的角闪石均进行了电子探针的测试,结果表明,所有的角闪石全部属于钙质角闪石,而且矿物特征满足使用角闪石全铝压力计的条件:具标准的矿物组合;花岗闪长岩中 3 组斜长石边部牌号范围为 34~38,取最大值 38,核部牌号最大值为 44,包体斜长石的边部牌号范围为 35~39,牌号取最大值 39,核部牌号最大值为 41(表 5);角闪石 $\text{Fe}_{\text{tot}}/(\text{Fe}_{\text{tot}}+\text{Mg})$ 范围为 0.549~0.592; $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})$ 范围为 0.06~0.15,比要求的 0.20 要小。

由于岩体中斜长石牌号偏高,同时 $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})$ 的值偏低,说明角闪石形成时环境氧逸度较低,会导致所测岩体侵位压力值偏高。但是,岩体侵位压力值的偏高只会导致估算的上升速度的偏低(参考 4.3 节岩浆上升速率计算公式),因此,我们使用 Anderson 和 Smith(1995)压力计来估算幕阜山花岗闪长岩的最小上升速率。计算得到包体角闪石压力值为 4.15~5.69kbar,岩体中角闪石核部成分估算的压力值为 5.77kbar,角闪石边缘成分估算的值为 4.05kbar。包体和岩体角闪石成分计算得到的压力范围基本一致。通常,为了防止含 Al 矿物对角闪石的影响,多选用与石英接触的角闪石边缘成分来进行估算,即 4.87kbar 作为岩体侵位深度的上限。但是,由于本文中斜长石牌号偏高,铝含量明显偏高,不存在降低角闪石的压力值的可能性。因

表 4 角闪石电子探针分析结果(%)及计算的晶体化学式

Table 4 Major element compositions of amphibolites in enclaves and their host granodiorite (%)

样品号点位	3-1a-5-1	3-1a-6-4	3-1e-2-3	3-1e-2-7	3-1e-2-8	3-1e-2-9	3-1e-2-10	3-2g-2-1	3-2g-2-2
	core ²	rim ²	core ²	rim ³	rim ³	rim ¹	rim ¹	core ¹	rim ¹
SiO ₂	41.87	42.50	43.96	41.26	42.30	41.64	41.54	41.77	44.20
TiO ₂	0.70	0.95	1.40	1.38	1.28	0.89	1.03	0.93	1.03
Al ₂ O ₃	11.74	10.97	9.84	11.19	11.25	11.52	11.49	11.78	9.71
FeO	21.22	20.77	18.94	19.88	19.69	20.27	20.04	20.45	19.03
MnO	0.55	0.58	0.52	0.53	0.51	0.54	0.50	0.56	0.54
MgO	8.31	8.83	9.55	8.46	8.78	8.32	8.39	8.06	9.66
CaO	11.46	11.47	11.58	11.66	11.73	11.80	11.79	11.53	11.65
Na ₂ O	1.49	1.42	1.30	1.37	1.33	1.25	1.34	1.33	1.29
K ₂ O	1.38	1.33	1.31	1.58	1.53	1.47	1.59	1.57	1.18
Si	6.39	6.46	6.63	6.37	6.43	6.40	6.39	6.40	6.67
Al ^{IV}	1.61	1.54	1.37	1.63	1.57	1.60	1.61	1.60	1.33
Al ^{VI}	0.50	0.42	0.38	0.41	0.45	0.49	0.47	0.53	0.40
Al _{tot}	2.11	1.96	1.75	2.04	2.02	2.09	2.08	2.13	1.73
Ti	0.08	0.11	0.16	0.16	0.15	0.10	0.12	0.11	0.12
Fe ³⁺	0.17	0.21	0.35	0.19	0.24	0.22	0.19	0.23	0.35
Fe ²⁺	2.54	2.43	2.04	2.38	2.26	2.39	2.38	2.40	2.05
Fe _{tot}	2.71	2.64	2.39	2.57	2.50	2.61	2.58	2.62	2.40
Mn	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06	0.07	0.07
Mg	1.89	2.00	2.15	1.95	1.99	1.91	1.92	1.84	2.17
Ca	1.87	1.87	1.87	1.93	1.91	1.94	1.94	1.89	1.88
Na	0.44	0.42	0.38	0.41	0.39	0.37	0.40	0.39	0.38
K	0.27	0.26	0.25	0.31	0.30	0.29	0.31	0.31	0.23
total	15.83	15.79	15.65	15.81	15.76	15.78	15.81	15.77	15.65
P/kbar	5.70	5.07	4.15	5.38	5.30	5.60	5.58	5.78	4.06

注:样品编号同表 1;点位上标 1:边缘与斜长石接触;2:边缘与石英接触;3:边缘与斜长石 a 接触;4:边缘与斜长石 b 接触。

表 5 斜长石电子探针分析结果(%)及计算的端员组分

Table 5 Major element compositions of plagioclases in enclaves and their host granodiorite (%)

样品号点位	3-2i-3-5	3-2i-3-6	3-2c-4-4	3-2c-1-1	3-2c-2-1	3-1e-2-6	3-1e-2-11	3-1e-2-12	3-1e-4-1
	rim	rim	rim	core	core	rim3	rim4	rim4	core
SiO ₂	60.18	60.39	59.56	57.19	58.02	59.32	60.47	58.79	59.02
Al ₂ O ₃	25.00	25.01	25.3	26.70	26.04	25.13	24.52	25.53	25.63
CaO	7.09	6.94	7.84	9.25	8.60	7.86	7.21	7.90	8.30
Na ₂ O	7.22	7.20	6.76	6.39	6.86	6.81	7.19	7.17	6.54
K ₂ O	0.17	0.18	0.14	0.12	0.15	0.16	0.12	0.19	0.12
Si	2.69	2.69	2.66	2.57	2.61	2.66	2.70	2.64	2.64
Al	1.31	1.31	1.33	1.42	1.38	1.33	1.29	1.35	1.35
Ca	0.34	0.33	0.38	0.45	0.41	0.38	0.34	0.38	0.40
Na	0.63	0.62	0.59	0.56	0.60	0.59	0.62	0.62	0.57
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
An	34.81	34.39	38.75	44.14	40.58	38.58	35.40	37.44	40.95
Ab	64.18	64.53	60.42	55.21	58.59	60.49	63.91	61.49	58.37
Or	1.01	1.09	0.84	0.65	0.83	0.92	0.68	1.07	0.69
XAb						0.60	0.64	0.61	

注:样品编号同表 1;点位上标 3:斜长石 a;4:斜长石 b。

此,我们选择了花岗闪长岩中与斜长石接触的角闪石边缘成分估算的压力,即 4.05kbar 来代表岩浆的侵位压力。

Liou(1973)认为,绿帘石的 Ps 值与其形成时的氧逸度有一定的对应关系,其中 Ps25 对应氧逸度在 NNO 缓冲附近,而 Ps33 对应氧逸度在 HM 缓冲附

近。幕阜山花岗闪长岩主岩和包体的 Ps 值集中在 26~28 之间,其反映的氧逸度是在 NNO 缓冲附近。通过对黑云母(包体及岩体)电子探针成分投图(Wones et al., 1965)(图 7),显示的氧逸度同样是在 NNO 缓冲附近。

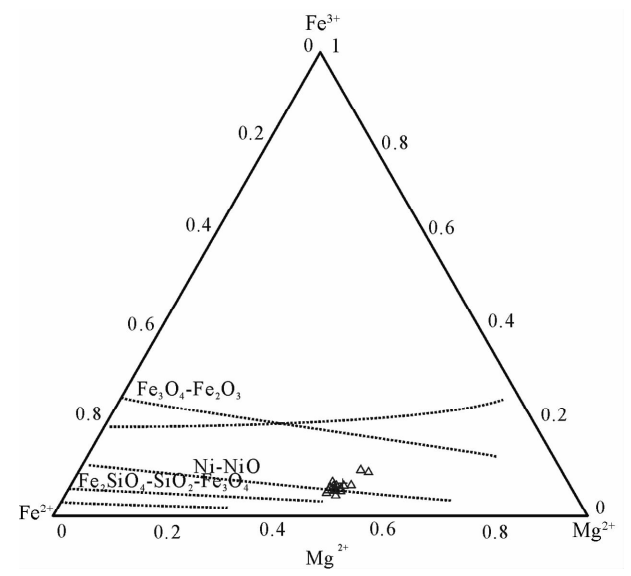


图 7 包体及岩体的黑云母 $\text{Fe}^{3+}-\text{Fe}^{2+}-\text{Mg}^{2+}$ 图解(据 Wones et al., 1965)

Fig. 7 $\text{Fe}^{3+}-\text{Fe}^{2+}-\text{Mg}^{2+}$ plot for biotite in enclaves and their host granodiorite(Wones et al., 1965)

4.3 岩浆上升速率的限定

Brandon et al. (1996)提出了利用绿帘石熔蚀宽度计算岩浆上升速率的公式: $dz=[(D_{app}\times t)^{1/2}]$ (其中, dz 为熔蚀宽度; D_{app} 为表面扩散系数; t 为整个绿帘石熔融过程经历的时间),因此可以得到绿帘石熔解时间(t)的计算公式: $t=dz^2/D_{app}$ 。幕阜山花岗闪长岩中绿帘石早于斜长石结晶,氧逸度在 NNO 缓冲附近,因此绿帘石与斜长石共存的压力值应不低于 8.5kbar(图 8)。结合岩体最大侵位压力,幕阜山花岗闪长岩岩浆形式上升的最小速率可由如下公式(Sial et al., 2008)得到:

$$Tr=(P_{source}-P_e)\times 10^4/3(m)/t$$

其中, Tr 为岩浆上升速率; P_{source} 为绿帘石与斜长石共存压力; P_e 为岩体侵位压力。

Blundy 和 Holland(1990)提出了一套角闪-斜长温度计计算方法,该方法适用于与角闪石共生的斜长石牌号低于 An92、平衡温度区间为 500℃到 1100℃的条件下。计算公式为: $T=(0.677P-48.98+Y)/(-0.0429-0.008314\ln K)$;其中, $K=((Si-4)/(8-Si))X_{Ab}$, X_{Ab} 为斜长石的摩尔分数, Si

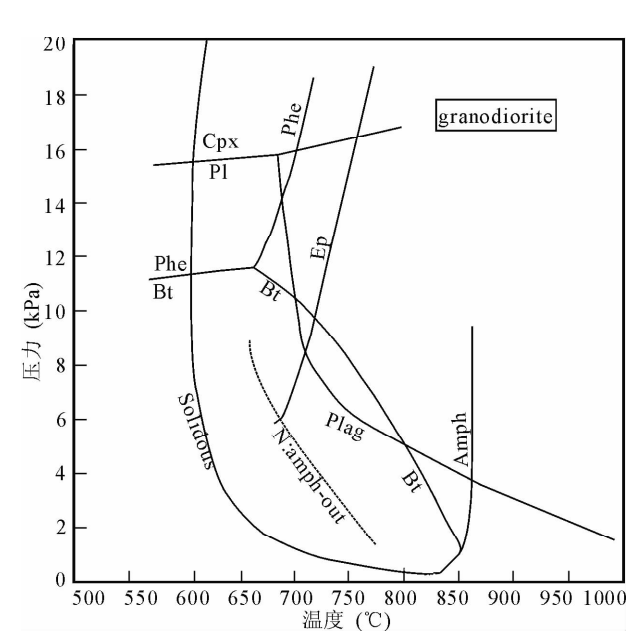


图 8 NNO 缓冲下饱和水花岗闪长岩熔融相图(据 Schmidt et al., 1996)

Fig. 8 Pressure-temperature diagram for tonalite melting at water saturation condition with $f(\text{O}_2)$ buffered by NNO(Schmidt et al., 1996)

为单位体积角闪石所含 Si 的个数, $P(\text{kbar})$ 为平衡压力, T 的单位为 K, Y 的值取决于 X_{Ab} ,当 X_{Ab} 大于 0.5 时 Y 取 0。我们选择了两对紧邻的角闪石和斜长石,分别用电子探针测定其接触界限的成分(表 3 和表 4 中角闪石 3,4 和斜长石 3,4),每对数据取均值,计算得到的 X_{Ab} 超过 0.6,因此 Y 取零。压力值使用 Anderson 和 Smith(1995)角闪石压力计的计算结果(取平均值)。最终得到两组温度值分别为 802.2℃和 798.2℃,在误差范围内一致。因此,幕阜山花岗闪长岩中角闪石和斜长石平衡时的温度约为 800℃。

为了计算岩浆上升速率,在计算机上用绿帘石的显微照片进行了熔蚀宽度的细致测量,统计得到的岩体和包体的绿帘石最大熔蚀宽度分别约为 370 μm 和 300 μm (图 4)。同时,计算了 800℃下绿帘石的表面扩散系数为 $5.00\times 10^{-17}\text{ m}^2\text{ s}^{-1}$ (Brandon et al., 1996; Baker, 1991)。一方面,由于包体中暗色矿物含量较多,会对绿帘石形成一定的保护作用,另一方面,由于尚不能确定包体在岩体中的停留时间以及包体中的绿帘石是否是从包体对应的岩浆中直接结晶,故选用岩体中绿帘石的最大熔蚀宽度来进行岩浆上升速率的估算。最终得到幕阜山花岗闪长岩岩浆上升速率至少为 170m/a,即自绿帘石与斜

长石共存直至岩体侵位,时间最多为 86 年。

4.4 岩石成因和构造意义

岩浆绿帘石在高温下易熔解,因而不易存于基性岩中(图 8)。目前为止,全球罕见含岩浆绿帘石的基性岩的报道(Korinevskii, 2008; 张华锋等, 2005)。幕阜山花岗闪长岩中基性^①。暗色微粒包体中发现有大量岩浆绿帘石,但与花岗闪长岩相比,包体中的绿帘石个体偏小。包体和岩体绿帘石 Ps 值均集中在 26~28 之间,反映形成两种绿帘石形成环境的氧逸度比较接近;同时岩体褐帘石和包体褐帘石的微量元素分布特征非常一致,因此笔者初步推测两种绿帘石可能是在同一种环境下形成后发生分离,是岩浆混合作用的反映。Schmidt(2004)认为岩浆绿帘石的稳定温度区间一般低于 800℃,而角闪-斜长温度计的测定结果却表明更晚形成的斜长石其结晶温度已经达到了 800℃。这可能暗示了从绿帘石到斜长石之间生成期间应有比花岗质岩浆更高温的热源供应。更深入的了解还需要进行更多的研究工作。

绿帘石在低压下也易熔解,这一特性决定了它的出现是岩浆快速上升的($\leq 10^3$ 年)标志(Brandon et al., 1996)。目前所知,在花岗质岩浆的两种上升机制中,底劈方式的岩浆上升速率一般为 ~ 0.3 myear⁻¹,最大达到 50myear⁻¹,上升所需的时间为 10^4 到 10^5 年(Mahon et al., 1988; Weinberg and Podladchikov, 1994);而以裂隙或岩墙方式上升,其速率可高达底劈方式的 10^5 倍(Brandon et al., 1996)。前人的研究表明,含岩浆绿帘石的岩浆岩多分布于活动陆缘和碰撞后伸展构造环境(Brandon et al., 1996; Sial et al., 2008; Dawes et al., 1991; Cerredo et al., 1998; Sial et al., 1999; Bea et al., 1997; Ferreira et al., 1998; Helmy, 2004; 廖世勇等, 2009)。幕阜山花岗闪长岩最小上升速率达 170m/year 的速率,显然反映了岩浆并非为底劈式上升,很可能是通过裂隙式上升的,可能反映了拉张的构造环境。结合幕阜山花岗闪长岩北西向的分布特征,因此,在 145Ma 左右,华夏地块和扬子地块的结合部位应处于北东向伸展的构造环境之中。

5 结论

岩相学和矿物化学的研究表明,幕阜山花岗闪长岩及其暗色微粒包体中均含有岩浆绿帘石。两类岩石中的岩浆绿帘石均呈自形,发育褐帘石核和熔蚀结构,不具成分环带;该绿帘石的 Ps 值主要集中

在 26~28 之间, TiO₂ 含量较低($< 0.2\%$)。使用角闪石全铝压力计和角闪-斜长温度计,估算得到幕阜山花岗闪长岩侵位深度不小于 4.05kbar,斜长石与角闪石平衡温度约为 800℃。绿帘石熔蚀速率计算的结果显示,幕阜山花岗闪长岩是岩浆快速上升侵位的产物,应形成于北东向的拉张环境。

致谢:王艳,刘劲松在野外调查过程中提供了帮助,中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室的郑署老师及其他测试人员在测试过程中提供了很多帮助,匿名评审专家和地质学报编辑部在初稿评审中提出了建设性意见,在此一并表示感谢!

注 释

① 王连训. 2009. 中国地质大学(武汉)矿物学岩石学矿床学专业硕士学位论文.

参 考 文 献

- 陈光远,孙岱生,邵岳. 1996. 胶东昆崙山二长花岗岩副矿物成因矿物学研究. 现代地质, 10(2):175~186.
- 程裕淇. 主编. 1994. 中国区域地质概论. 北京:地质出版社, 458.
- 贾大成,胡瑞忠,赵军红,谢桂青. 2003. 湘东北中生代望湘花岗岩体岩石地球化学特征及其构造特征. 地质学报, 77(1):98~103.
- 李武显,徐夕生,周新民. 1998. 庐山“星子杂岩”中绿帘石花岗岩的定年和成因. 地质论评, 44(2):143~148.
- 廖世勇,姜耀辉,杨万志. 2009. 西昆仑大同岩体岩浆成因绿帘石矿物学研究及其对岩体形成构造环境的制约. 矿物学报, 29:49~55.
- 路远发. 2004. Geokit:一个用 VBA 构建的地球化学工具软件包. 地球化学, 33(5):459~464.
- 张华锋,叶青培,翟明国. 2005. 岩浆绿帘石特征及其地质意义研究进展. 地球科学进展, 20:442~448.
- Anderson J L, Smith D R. 1995. The effects of temperature and fO₂ on the Al-in hornblende barometer. American Mineralogist, 80:549~559.
- Anderson J L. 1996. Status of thermobarometry in granitic batholiths. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences, 87:125~138.
- Baker D R. 1991. Interdiffusion of hydrous dacitic and rhyolitic melts and the efficacy of rhyolite contamination by dacitic enclaves. Contributions to Mineralogy and Petrology, 106: 462~473.
- Bea F, Fershtater G, Montero P, Smirnov V, Zin'kova E. 1997. Generation and evolution of subduction-related batholiths from the Central Urals: Constraints on the P-T history of the Uralian Orogen. Tectonophysics, 276:103~116.
- Blundy J D, Holland T J B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, 104, 208~224.
- Brandon A D, Creaser R A, Chacko T. 1996. Constraints on rates of granitic magma transport from epidote dissolution kinetics. Science, 271:1845~1848.

- Cerrodo M E, Lopez M G, de Luchi. 1998. Mamil Choique Granitoids, southwestern North Patagonian Massif, Argentina; Magmatism and metamorphism associated with a ployphasic evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 5:499~515.
- Dawes R L, Evans B W. 1991. Mineralogy and geothermometry of magmatic epidote bearing dikes, Front Range, Colorado. *Geological Society of America Bulletin*, 103:1017~1031.
- Evans B W, Vance J A. 1987. Epidote phenocrysts in dacitic dikes, Boulder County, Colorado. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1987, 96:178~185.
- Ferreira V P, Sial A N, Jardim E F. 1998. Geochemical and isotopic signatures of Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema structural province, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(5): 429~455.
- Gromet L P, Silver L T. 1983. Rare earth element distributions among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47:925~939.
- Hammarstrom J M, Zen E-An. 1986. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71: 1297~1313.
- Helmy H M. 2004. Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline. *Journal of African Earth Sciences*, 38:255~268.
- Johnson M C, Rutherford M J. 1989. Experimental calibration of the aluminum-in hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17:837~841.
- Korinevskii V G. 2008. Magmatic epidote from gabbro. *Russian Geology and Geophysics*, 49:159~164.
- Liou J G. 1973. Synthesis and stability relations of epidote, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$. *Petrol*, 14:381~413.
- Liu Y S, Hu Z C, G S, Gunther D, Xu J, Gao C G, Chen H H. 2008. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. *Chemical Geology*, 257: 34~43.
- Moench R H. 1986. Comment on "Implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestern North America" and "Magmatic epidote and its petrologic significance". *Geology*, 14: 187~188.
- Mahon K I, Harrison T M and Drew D A. 1988. Ascent of a granitoid diapir in a temperature varying mmedium. *Jour. Geophys. Res.*, 93:1174~1188.
- Oberli F, Meier M, Berger A, Rosenberg C, Gieré R. 2004. U-Th-Pb and $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ disequilibrium isotope systematics: precise accessory mineral chronology and melt evolution tracing in the Alpine Bergell intrusion. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68:2543~2560.
- Schmidt M W, Poli S. 2004. Magmatic epidote. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 56:399~430.
- Schmidt M W, Thompson A B. 1996. Epidote in calc-alkaline magmas: an experimental study of stability, phase relationships, and the role of epidote in magmatic evolution. *American Mineralogist*, 81:424~474.
- Sial A N, Vasconcelos Paulo M. d, Ferreira V P, Pessoa R R, Brasilino R G, Morais-Neto Joao M. 2008. Geochronological and mineralogical constraints on depths of emplacement and ascencion rates of epidote-bearing magmas from northeastern Brazil. *Lithos*, 105:225~238.
- Sial A N, Toselli A J, Saavedra J, Parada M A, Ferreira V P. 1999. Emplacement, petrological and magnetic susceptibility characteristics of diverse magmatic epidote-bearing granitoid rocks in Brazil, Argentina and Chile. *Lithos*, 46: 367~392.
- Sun S S, McDonough W F, Saunders A D, Norry M J. 1989. Magmatism in the ocean basins. *Geological Society of London*.
- Thomas W M, Ernst W G. 1990. The aluminium content of hornblende in calc-alkaline granitic rocks: a mineralogic barometer calibrated experimentally to 12 kbar. In: Spencer, R. J., Shou, I-Ming (Eds.) . *J. Fluid Mineral Interactions: A Tribute to H. P. Eugster*. *Geochemical Society*, 2: 59~63.
- Tulloch A J. 1986. Comment on "Implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestern North America" and "Magmatic epidote and its petrologic significance". *Geology*, 14:187~188.
- Vazquez J A, Reid M R. 2001. Time scales of magmatic evolution by coupling core-to-rim ^{238}U - ^{230}Th ages and chemical compositions of mineral zoning in allanite from the youngest Toba Tuff. *EOS Trans, Am Geophys Union*, 82/47, Fall Meeting Supplement, Abstract V32D-1019.
- Vazquez J A, Reid M R. 2003. The protracted history of magmatic evolution recorded by zoning in allanites. *EOS Trans, Am Geophys Union*, 84/46, Fall Meeting Supplement, Abstract V11F-08.
- Weinberg R F and Podladchikov Y. 1994. Diapiric Ascent of Magmas through Power Law Crust and Mantle. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 99(B5): 9543~9559.
- Wones D R, Eugster H P. 1965. Stability of biotite: experiment, theory, and application. *American Mineralogist*, 50:1228~1272.
- Zen E-An, Hammarstrom J M. 1984. Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology*, 12:515~518.
- Zen E. 1988. Tectonic significance of high-pressure plutonic rocks in the western cordillera of North America, in Ernst W G, ed., *Metamorphism and Crustal Evolution of the Western United States*. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, VII: 41~67.
- Zen E, Hammarstrom J M. 1986. Reply on the comments on "implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestern North America" and "Magmatic epidote and its petrologic significance" by AJ Tulloch and by RH Moench. *Geology*, 14: 187~188.

A Magma Ascent Rate of Epidote-Bearing Granodioritic Magma in the Mufushan Complex Batholith of NE Hunan Province: Evidence from Petrography and Mineral Chemistry

ZOU Huijuan, MA Changqian, WANG Lianxun

Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan, 430074

Abstract

Exposed in the southeastern margin of Yangtze Block, Mufushan complex batholith has an emplacement age of 145 Ma (Zircon U-Pb). Granodiorite and its mafic microgranular enclaves from the batholith contain characteristic monocrystalline epidotes. Most of these epidotes are idiomorphic, featured frequently with melting corrosion structure and occasionally with allanite-rich cores. The Ps values ($(100Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al))$) of both kinds of epidotes mainly fall between 26 and 28, while TiO_2 contents of these epidotes are less than 0.2%. It is suggested that these epidotes are magmatic genesis. Results from petrographic study suggest that the crystallization order in both granodiorite and mafic microgranular enclaves begins with amphibole and epidote, and then comes biotite, plagioclase and other minerals. Mineral assemblage and the compositional analysis of calcic amphibolites from granodiorite and mafic microgranular enclaves show that these calcic amphiboles are suitable for the Anderson and Smith's Al-in-hornblende barometer, and the barometer gives a crystallization pressure of about 4.05 kbar for the host granodiorite. Mineral Chemistry shows that biotites in the host granodiorite and mafic microgranular enclaves are formed around the NNO buffer, meaning the coexisting pressure of epidote and plagioclase is higher than 8.5 kbar. Since the melting time of magmatic epidote is related to its dissolution width, we calculated the dissolution width of these epidotes, and based on maximum dissolution width, the minimum ascent rate of the Mufushan granodiorite is 170m/year, implying a quick ascent along fissures. Taken the stripped distribution of the granodiorite into consideration, a northeast tensional tectonic environment is suggested during the emplacement of the magma.

Key words: magmatic epidote; Yangtze block; magma ascent rate; granodiorite