

浙江洋滨黄玉花岗质斑岩的包裹体研究

郝艳丽

陈培荣 刘昌实 沈渭洲

(中国地质科学院地质所, 北京 100037)

(南京大学地球科学系, 南京 210093)

主题词 黄玉花岗质斑岩 包裹体 形成机制

提要 浙江洋滨黄玉花岗质斑岩的石英斑晶中含有大量原生包裹体, 作者对其进行了大量的均一温度、盐度、化学成分等方面的测试工作, 在此基础上, 将这些包裹体划分为熔融包裹体、羟基化硅酸盐熔体-流体包裹体、不均一捕获多相包裹体、液相包裹体(包括高盐度液相包裹体和低盐度液相包裹体)、气相包裹体等五大类型。并按岩浆阶段、岩浆解聚阶段、岩浆/流体不混溶阶段、热液为主阶段探讨了本区包裹体的形成机制, 为本区黄玉花岗质斑岩的岩浆成因解释提供了有力的依据。

1 地质概况

洋滨斑岩锡矿位于浙江沿海中生代火山活动带的中段, 犀溪-诏安火山基底隆起与宁波-泰顺火山凹陷的交接部位。矿区出露地层为上侏罗世的西山头组, 以酸性火山熔岩、火山碎屑岩为主, 夹少量河湖相沉积的火山碎屑岩(图1)。侵入岩略晚于火山岩, 均呈脉状产出, 以花岗斑岩为主。其次为闪长玢岩, 与围岩呈突变接触, 具有次火山岩的特征。花岗斑岩又可根据穿插关系分为含锡的黄玉花岗质斑岩和无矿化的二长花岗斑岩(不含黄玉), 分为早、晚两期。浙江省地矿局第十一地质大队将黄玉花岗质斑岩的两条岩脉编为I号和IV号脉。I号脉深部以富F、 Al_2O_3 岩浆结晶的黄玉二长花岗斑岩为主, 向上逐渐过渡为黄英斑岩^[2]。本文所研究的包裹体即赋存于I号脉上部的黄英斑岩中。黄英斑岩

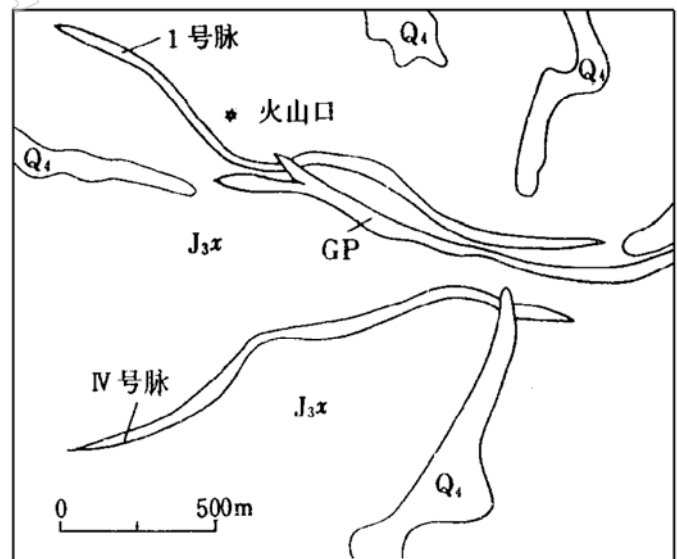


图1 浙江洋滨黄玉斑岩地质略图
(据温州地质大队简化)

Fig. 1 Geological sketch map of topaz porphyry from Yangbin, Zhejiang Province
GP—不含黄玉的二长花岗斑岩; J_{3x}—上侏罗统西山头组
Q₄—第四系; I号脉、IV号脉—黄玉花岗质斑岩岩脉

的平均化学成分为: SiO_2 79.89%, Al_2O_3 15.19%, Fe_2O_3 0.36%, FeO 0.05%, MnO 0.03%, CaO 0.46%, Na_2O 0.10%, K_2O 0.16%, F 4.55%, H_2O 0.52%。IV号脉由黄玉钾长花岗斑岩组成,岩性较为均一。两条岩脉与围岩均呈明显的侵入接触关系,围岩蚀变主要是云英岩化、萤石化、黄玉化、硅化和高岭土化等。含锡矿体呈串珠状、透镜状赋存于这两条岩脉中。据岩体的全岩 Rb-Sr 同位素定年结果推定其成岩年龄为 $101.7 \pm 2.1 \text{Ma}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值等于 $0.71208 - 0.71507^{[3]}$ 。

2 包裹体特征

I号脉岩体顶部黄英斑岩的石英斑晶中,多种类型包裹体共存,为揭示岩石成因提供了重要信息。包裹体的类型分述如下:

2.1 熔融包裹体

熔融包裹体偶见,但成岩意义重大。一般个体较大,常含一两个多为亚圆形的气孔或气泡,稍加温气泡不移动。可见玻璃质或脱玻化硅酸盐雏晶或子晶(照片 1, 2, 3, 16)。外形多不规则,冷冻时各相均无变化。笔者测定熔融包裹体的初熔温度为 $500 - 660^\circ\text{C}$ (接近熊小林所测在 $2 \times 10^8 \text{Pa}$ 下

含 6% F 花岗岩体系固相线温度 475°C)^①, 均一温度高于 $850 - 990^\circ\text{C}$ (照片 16)。

2.2 羟基化硅酸盐熔体—流体包裹体

这类包裹体通常大于 $20\mu\text{m}$ (照片 4, 5, 15), 在主晶内随机分布,相态组合为:子矿物(α 石英±云母)+液相(以 H_2O 为主)+气相(以 CO_2 为主)。子矿物除个别有浅色云母外,多数为 α 石英。个别石英子晶与主晶石英通过包裹体壁相连,呈现以主晶石英壁成核生长的特征,但大多数石英子晶独立成核生长,光性方位与主晶不同。

表 1 包裹体激光拉曼光谱成分分析结果

Table 1 laser Raman spectral of inclusions

包裹体类型	羟基化硅酸盐熔体—流体包裹体		不均一捕获包裹体	高盐度液相包裹体
样品号	TY1-2	TY I-1-4	TY-0-3b	TY I-1-4'
赋存矿物	石英斑晶			
大小(μm)	25×25	45×25	15×25	15×25
子晶数目	3	6	6	5
气相成分 (%)	CO_2	96.5	54.1	41.0
	H_2O	1.0		27
	H_2S	0.4	12.5	14.1
	CH_4	0.4	17.3	
	N_2		16.1	13.0
	H_2			4.9
液相成分 (%)	H_2O	61	56	65
	CO_2	32	24	21
	H_2S	7	14	10
	SO_2		6	4
子晶成分	均为 α -石英 照片 5) (图 2-b)	均为 α 石英 (图 2-a)	1—石英 2, 4—石盐晶体 5—含 Na、Ca 的架状 硅酸盐矿物 3, 6—? (图 2-C, 照片 6)	1, 2—氯化物 3, 4—Ca 含量较高的 硫酸盐 5—? (图 2-d)

① 熊小林, 1995, 南京大学地球科学系博士论文。

这类包裹体不同于前人定义的不均一捕获包裹体,刘昌实等(1993)称之为羟基化硅酸盐熔体—流体包裹体,是硅酸盐熔体强烈解聚的产物。为防止爆烈和亚稳平衡,对这类包裹体的加温采用 5℃/min 的速率缓慢加热并长时间恒温(4—5 小时)。当温度上升至 300—340℃时,气液均一成液相,回温时复原。当继续边恒温边加温时,通常在 475—550℃时子晶还未能完全溶解,由于体内蒸气压力过大而发生爆裂。笔者做了约 40 个这类包裹体的加温实验测定,其结果十分一致,因此有理由推断这类包裹体应在高于 550℃温度时捕获,高于熊小林测定 2×10^8 Pa 下 6% F 花岗岩体系固相线温度(475℃),显然是在岩浆阶段捕获的。

选取两个这类包裹体进行了拉曼光谱成分分析^①,结果见表 1。

2.3 不均一捕获多相包裹体

这类包裹体含量多,个体较大,一般在 10μm 以上(照片 6, 7, 8),多呈半自形—它形负晶形,其相态组成为:多个固体矿物相+少量气液相。显微镜下可鉴别出的固体矿物相有石盐(立方体)、黑云母(具明显多色性)、黄玉(自形—半自形柱体,低双折射率)、锡石(红色)等,其中石盐子矿物普遍存在,以区别于前两类包裹体。有时一个包裹体内可含多达 7—8 个固体矿物,一般含 2—3 个。气液相体积一般小于固体矿物体积。这类包裹体升温时气液相和盐类子矿物多在 200—350℃均一成液相,继续升温,其他固体子矿物无变化,至 500℃左右爆裂,无法均一。

一个这类典型包裹体的成分分析结果列于表 1(TY-0-3b, 图 2-c)。

2.4 气相包裹体

广泛存在。气相百分数一般为 50—95%(照片 12),个别几乎全由气相组成,形状一般为自形—半自形负晶形,少数不规则状。个体一般较大,大于 10μm 的占优势,分布不均匀。升温时在 404—537℃时均一成单一气相,盐度为 6.9%—21.4% NaCl(图 3)。

2.5 液相包裹体

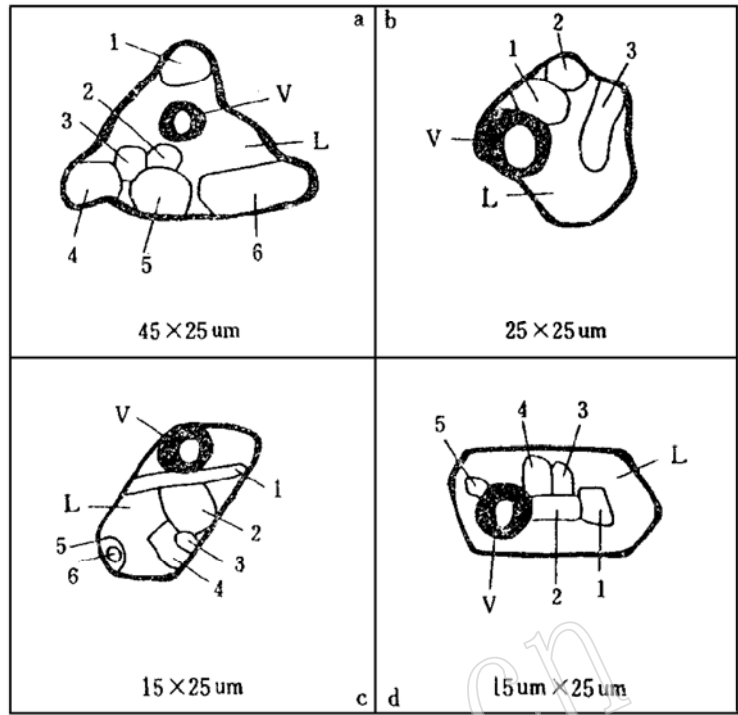


图 2 包裹体形态素描示意图

Fig. 2 Sketch of shapes of inclusions

① 包裹体化学成分由西安地质矿产研究所拉曼光谱室分析,仪器型号为 Jobin Yvon 仪器公司 RAMANOR U1000 型激光拉曼光谱仪及激光拉曼探针,实验条件为: Ar+ 激光器,激光波长 514.5nm,激光功率 400mW; 双单色狭缝 400um,色散率 $9.2\text{cm}^{-1}/\text{mm}$,光电倍增管高压 1530v; 微区样品室; 波数扫描范围 $200-1400\text{cm}^{-1}$; 扫描速度 $3\text{cm}^{-1}/\text{sec}$; 实验室温度 20℃,湿度 65%。

2.5.1 高盐度液相包裹体 此类包裹体最为发育,而且盐类子矿物种类繁多,成分复杂(照片 9, 10, 11),除了钠石盐外,还有少量钾石盐和硬石膏等。在同一包裹体中,多数只含一个石盐子矿物,也有的含两个以上子矿物。气相百分数大小不等,甚至相差很悬殊。升温过程中大小不等的子晶或早或晚或同时于气相消失,在 200—500 °C 之间均一成单一液相。含一个石盐子矿物的包裹体盐度为 29.28%—43.10% NaCl,而同时含其他盐类子矿物的包裹体,经镜下观察及冰点测量,估计大致属于 NaCl—KCl(—CaCl₂)—H₂O 体系,盐度很高,在 50%—62% NaCl 之间。包裹体的拉曼光谱成分分析也证实了这一点(表 1, TYF-1-4'; 图 2-d)。

2.5.2 低盐度液相包裹体 比较常见。大小变化范围为 2—30 μm,气相百分数 < 50%,多呈半自形负晶形,分布不均匀(照片 13, 14)。升温时在 167—460 °C 时均一成单一液相,盐度为 1.7%—21.4% NaCl,范围较大。在测试中发现了冰点低于 -20.8 °C 的个别包裹体,说明流体中除 NaCl 外还有其他盐类出现,估计可能受 Ca²⁺、Fe²⁺ 等其他离子的影响。这一现象与高盐度液相包裹体中出现多种盐类子矿物的现象相符。

气相包裹体和液相包裹体均一温度范围很大,但主要以 240—360 °C 和 400—460 °C 两个变化区间为主,并且至少在后一区间流体发生了沸腾(图 3)。因为只有当流体发生沸腾时,才可能在同一温度下捕获到不同气相百分数、不同盐度的流体包裹体。沸腾导致包裹体内流体密度变化复杂,有利于矿质的沉淀和富集,是找矿的重要标志。

3 包裹体的形成机制及其成岩意义

综合上述实验结果,本区包裹体的捕获过程可分为四个阶段:

岩浆阶段(> 660 °C)

由测温可知,本区熔融包裹体的初熔温度为 500—660 °C(相当于富 F 花岗岩固相线温度),在 850—990 °C 以上均一(相当于液相线温度),说明在 900 °C 左右时岩浆房中存在大量岩浆,随温度降低,石英斑晶首先晶出并捕获岩浆形成了熔融包裹体。该阶段相当于岩浆作用的早期。

岩浆解聚阶段(660—540 °C)

岩浆作用早—中期,结晶分异继续进行,由于长石、石英斑晶等无水矿物相继晶出,残余岩浆中挥发份浓度逐渐增加,促使岩浆解聚。Manning 等(1980)^[4]所做的 Q—Or—Ab—F—H₂O 体系高温高压实验指出,干体系铝硅酸盐熔体中,Al 和 Si 都是四次配位,并形成短程有序的四面体网络。当 F—H₂O 含量增加时(F=1%—4%),一方面氟化作用会使岩浆解聚,这一作用表现为:F 替代网络中的桥氧,部分 Si—O[°]键变为 Si—F 键,桥氧数目减少;F 增

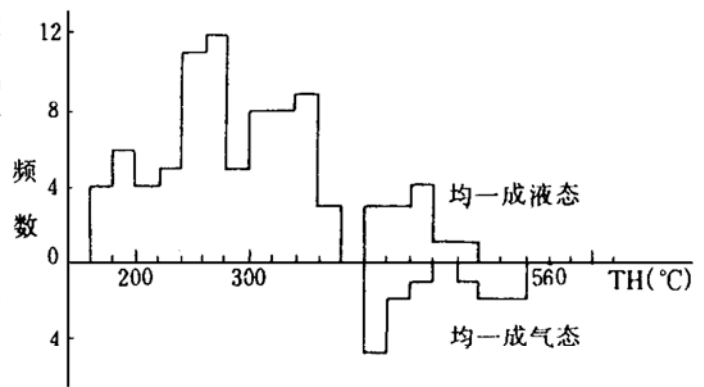


图3 流体包裹体均一温度直方图

Fig. 3 Histogram showing homogenization temperatures of fluid inclusions

加还可以促使 Al 从铝氧四面体中迁出,与 F 形成六次配位的络合物 AlF_6^{3-} ,并占据网络的空隙位置,使网络进一步解聚。在富 F 熔体淬冷产物中曾鉴定出冰晶石(Manning, 1980),并且在黄玉熔融包裹体中发现有 Na_3AlF_6 — $\text{Na}_5\text{Al}_3\text{F}_{14}$ (chrysolite)系列矿物(Naumov et al., 1991),这些事实均证实了上述氟化作用。但笔者在羟基化硅酸盐熔体—流体包裹体中尚未找到冰晶石,因此,对岩浆解聚阶段的论述还有待进一步研究。氟对铝硅酸盐的影响还表现在降低体系固相线温度,从而使结晶时间延长,这和本区熔融包裹体具有较低的初熔温度相吻合。另一方面, H_2O 增加引起的羟基化作用也使熔体解聚。Mysen(1980)采用富水钠长石、硬玉、二硅酸钠和三硅酸钠作为实验初始材料做了高温高压熔融实验,发现淬冷后熔体结构发生了变化,均出现了羟基化硅酸盐单元 $\text{Si}_4\text{O}_{8-x}(\text{OH})_{2x}$,这是一种解聚产物^[5]。羟基化程度高低($X=8-2$)与熔体内水溶解度及熔体本身结构有关。本区黄玉花岗质岩浆富氟、水,结晶早—中期挥发份增高时易于发生羟基化作用。羟基化熔体被捕获后在封闭条件下随温度缓慢下降产生脱羟基作用,结晶出子矿物并分离出水质流体,这样就形成了羟基化硅酸盐熔体—流体包裹体。这种包裹体是硅酸盐熔体强烈解聚的产物,它分离出的水数量与被捕获的原熔体羟基化程度有关,因而各相比例不恒定,一般气液相比较少。

岩浆/流体不混溶阶段(540—300℃)

岩浆结晶作用中—晚期(近固相线),残余岩浆继续上升到高侵位位置,因围压骤减,挥发份达到过饱和状态,导致岩浆分离出超临界的气相(London, 1986),在岩浆/流体不混溶阶段的初期,不断生长的石英斑晶可捕获出溶的气相,形成均一温度 480—540℃的气相包裹体(图3);在不混溶峰期,均一温度 400—460℃的出溶水质流体发生沸腾作用,产生由高密度液相包裹体和低密度气相包裹体组成的包裹体群。前者在冷却至室温时,形成含多种盐类子矿物的高盐度液相包裹体。在这一阶段,可能因残余岩浆脉动式上升,造成脉动式沸腾,因而均一温度跨度较大;在不混溶作用末期,由于温度下降,体系进入基质熔体结晶状态,晶出许多除石英以外其他矿物的微晶体,它们与出溶流体(大约 350℃)一起被石英斑晶捕获,形成上文所述的不均一捕获多相包裹体,其爆裂温度不代表捕获温度。

热液为主阶段(< 300℃)

不混溶阶段结束后的卤水热液,温度和盐度随热液演化而缓慢降低,且末期可能有大气水渗入,形成低温低盐度混合热液。本区均一温度低于 300℃、盐度低于 8% NaCl 的液相包裹体可看作这种流体的代表。这种液相包裹体除在石英斑晶中,在基质石英和黄玉中也有发现。

基于上述包裹体研究,结合区域地质、岩石学、矿物学、地球化学等多方面研究成果,笔者认为洋滨黄玉花岗质斑岩是岩浆结晶的。

本文是在笔者硕士论文工作的基础上完成的,在成文过程中,得到了南京大学地球科学系博士研究生熊小林、吴长年等人的大力帮助,中国地质科学院地质研究所李兆鼐、王碧香研究员也给予了鼓励和支持,在此表示衷心的感谢。

参 考 文 献

- 1 刘昌实等. 羟基化硅酸盐熔体—流体包裹体. 科学通报, 1993, 38(22): 2067—2068.
- 2 刘昌实, 沈渭洲等. 浙江泰顺洋滨含锡黄玉花岗质斑岩成因. 南京大学学报(自然科学), 1993, 29(3): 448—459.
- 3 沈渭洲, 刘昌实等. 浙江洋滨黄玉花岗质斑岩的 Nd、Sr、Pb 同位素研究. 南京大学学报(自然科学), 1994, 30(2): 314—321.
- 4 Manning D A C et al. The probable occurrence of interstitial Al in hydrous, F-bearing and F-free aluminosilicate melts, *Contrib. Mineral. Petrol.* 1980, 75: 257—262.
- 5 Mysen B O et al. Solubility mechanisms of water in silicate melts at high pressures and temperature: a Raman spectroscopic study. *Am. Miner.* 1980, 65: 900—914.
- 6 Naumov V B et al. The crystallization of topaz, potash feldspar, mica and columbite from an ongonite magma, *Geochemistry International*, 1991, 33: 120—123.
- 7 London D. Magmatic-hydrothermal transition in the Tanco rare-element pegmatite: Evidence from fluid inclusions and phase-equilibrium experiments. *Am. Miner.* 1986, 71: 376—395.

Studies of Inclusions in Topaz Granitic Porphyry from Yangbin, Zhejiang Province

Hao Yanli

(Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037)

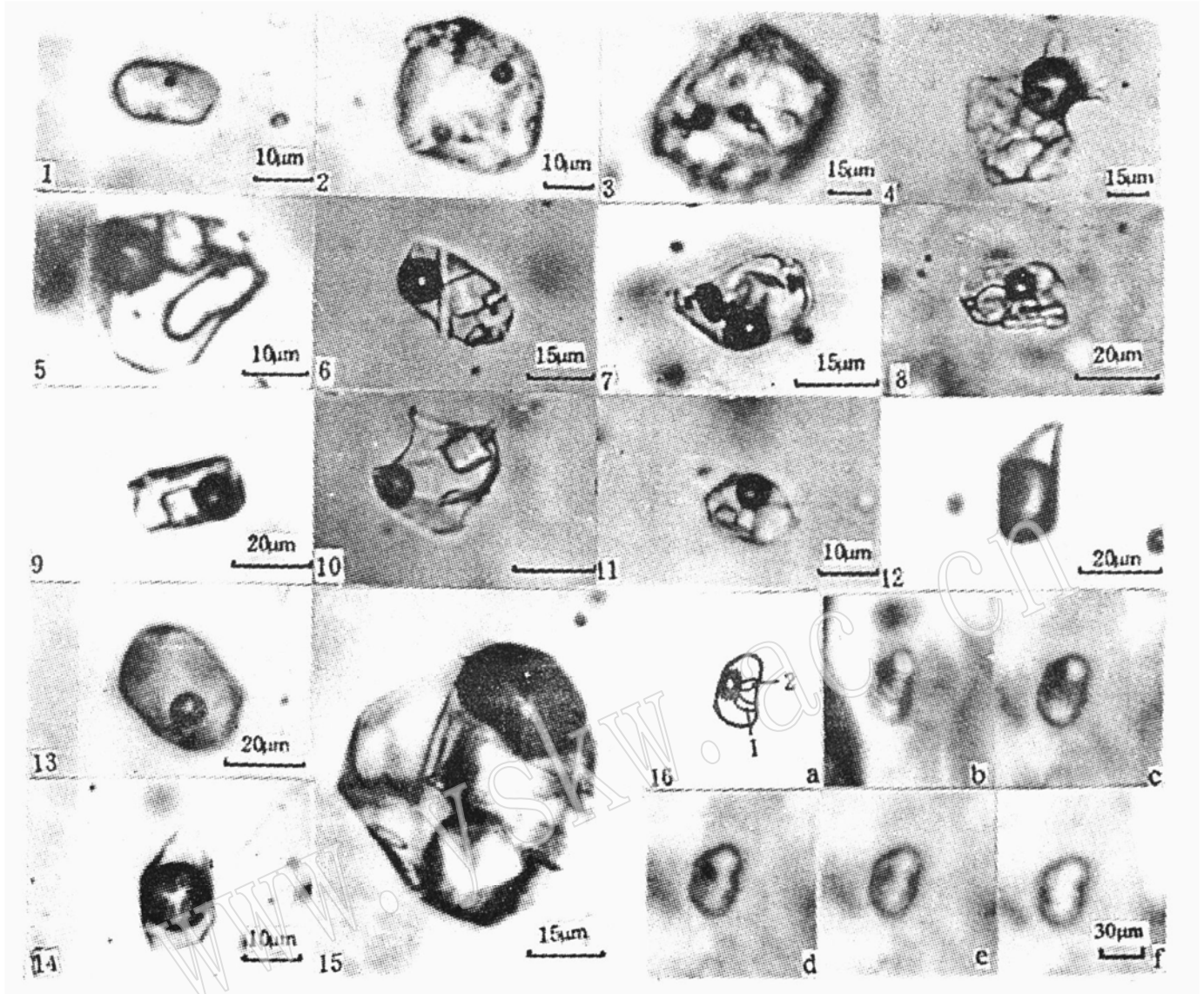
Chen Peirong, Liu Changshi, Shen Weizhou

(Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093)

Key words topaz granitic porphyry, inclusions, formation mechanism

Abstract

There exist large numbers of primary inclusions in quartz phenocrysts within topaz granitic porphyry from Yangbin, Zhejiang Province. Based on large quantities of analytical work in such aspects of the inclusions as their homogenization temperature, salinity and chemical composition, the authors have classified these primary inclusions into five major types, namely melt inclusions, hydroxylated silicate melt-fluid inclusions, nonhomogeneous captured polyphase inclusions, liquid inclusions (including high-salinity liquid inclusions and low-salinity liquid inclusions), and gas inclusions. In addition, the formation mechanism of inclusions in this area are studied with respect to magmatic stage, magmatic disaggregation stage, magma/fluid immiscible stage, and hydrothermal dominant stage, thus convincingly supporting the opinion of magmatic origin for topaz granitic porphyry.



1 熔融包裹体,薄片号TY-I-1-1a; 2 熔融包裹体,薄片号TY-I-1-5a; 3 熔融包裹体,薄片号TY-I-9-3b; 4 羟基化硅酸盐熔体—流体包裹体,薄片号TYI-2.子矿物多达十几个,有石英、黄玉及其他低双折射率的未知矿物; 5 羟基化硅酸盐熔体—流体包裹体,三颗子晶均为石英,薄片号TY-I-2; 6 不均一捕获多相包裹体,子矿物有石英、石盐、含Na、Ca的架状硅酸盐矿物等,薄片号TY-0-3b; 7 不均一捕获多相包裹体,内含石盐、锡石(?)及其他暗色不透明未知子矿物,薄片号TYI-2(N)-9; 8 不均一捕获多相包裹体,子矿物多达6个,为石英、黄玉(?)、石盐等,薄片号TY-I-1-1a; 9 高盐度液相包裹体,其中立方子矿物为石盐,薄片号TY-I-5-1a; 10 高盐度液相包裹体,薄片号TY-3-1; 11 高盐度液相包裹体,含两个以上盐类子矿物,薄片号TY-I-9-3b; 12 气相包裹体,薄片号TYI-1-1b; 13 低盐度液相包裹体,薄片号TY-I-5-2a; 14 低盐度液相包裹体,薄片号TY-I-1-1a; 15 羟基化硅酸盐熔体—流体包裹体,子晶有石英、云母针状黄玉等,薄片号TYI-2; 16 一个熔融包裹体的均一过程:a:包裹体初始状态素描图;b:初始状态;c:660℃时包裹体暗化,子晶2明显缩小;d:继续加温,770℃时子晶1局部熔化,气泡缩小;e:至818℃时,子晶继续熔化,气泡进一步缩小;f:863℃包裹体达到的一状态 薄片号TY-I-1-5