

岩浆包裹体挥发组分的研究*

夏林圻 徐培苍 王之海**

(地质矿产部西安地质矿产研究所)

内容提要 对浙江省桐庐、寿昌中生代火山杂岩石英晶屑及斑晶中单个岩浆包裹体收缩气泡内的挥发组分,借助激光喇曼探针进行分析,定量给出的有 CO_2 、 CH_4 、 H_2O 、 N_2 、 CO 、 H_2 、 H_2S 、 SO_2 。

结合岩浆包裹体显微测温、测压和化学成分数据,计算了单个包裹体被捕获时的 P_{g} 、 f_{O_2} 、 f_{CO_2} 、 f_{CH_4} 、 $f_{\text{H}_2\text{O}}$ 、 f_{CO} 和 f_{H_2} 等物理化学参数。并据此讨论了桐庐、寿昌中生代火山岩浆演化中的某些物理化学条件。

研究表明,此类研究已经成为现代岩浆岩石学,特别是现代火山岩石学研究中一个必不可少的新兴领域,它可以帮助我们重溯天然岩浆结晶演化的物理化学历史。

主题词 岩浆包裹体 激光喇曼探针 挥发组分 火山杂岩 桐庐 寿昌

一、引言

查明天然岩浆结晶演化过程中挥发组分的丰度和变化,对于现代理论岩浆岩石学研究具有重要意义。鉴于岩浆包裹体是岩浆岩矿物结晶生长过程中所捕获的天然岩浆样本,未失去密封性的岩浆包裹体均有效地保存了有关天然岩浆中挥发性物质实际浓度的珍贵信息,它们乃是一种直接研究天然岩浆挥发组分演化变异特点最理想、最可靠的对象(Xia Linqi, 1984; 夏林圻, 1985)。

虽然,群体包裹体挥发组分的破坏性萃取分析技术目前已被普遍采用,但是,实践证明,这种技术存在着若干重大而难以克服的缺点:(1)无论是采取高温真空热爆技术还是球磨压碎技术提取收集包裹体中的挥发组分,由于样品为单矿物,所分析的对象只能是包裹体“群体”。一方面单矿物本身不可能 100% 提纯,另一方面提取包裹体所含的挥发组分时,既不可能将不同世代、期次的包裹体加以区分,也无法避免非包裹体来源(裂隙、空洞,单矿物样品本身及矿物中所含其他固体包裹体的分解……)组分的污染。(2)当用高温热爆法提取包裹体中的挥发组分时,高温下(一般均高于包裹体的均一温度)会使相当一部分挥发组分分解,从而造成实际测出挥发组分的种类和性质不能完全相当于其初始状态。因此,十余年来世界岩浆包裹体研究界已转向致力于探索单个包裹体挥发组分测试技术。目前比较成熟的有如下三种方法:(1)利用电子探针测定玻璃包裹体成分时不

第一作者简介:夏林圻 男 46岁 副研究员 岩石学矿物包裹体专业

* 国家自然科学基金资助项目。

** 陶奎元、谢家莹、张建中、任有祥、张诚曾参加野外采样。

能定量测出的亏损量估测溶解于包裹体玻璃充填物中的挥发组分(主要为 H_2O) 总量(Clocchiatti, 1975; Massare, 1979; Xia Linqi, 1984; 夏林圻, 1985, 1988); (2) 利用电子探针测定溶解于岩浆包裹体硅酸盐充填物(目前为玻璃相)中的 F、Cl、S、P 等挥发性元素的含量(Clocchiatti 等, 1984; Metrich, 1986; 夏林圻, 1988); (3) 最理想的方法是选择火成岩矿物内与岩浆包裹体同生的流体包裹体及岩浆包裹体本身所含的收缩气泡作为研究对象。尤其是演化型岩浆包裹体, 初始溶解于硅酸盐玻璃相中的挥发组分随着玻璃相结晶化已大部分或全部转移到了包裹体的收缩气泡之中。这种情况下, 利用激光喇曼探针测出各种挥发组分的相对含量(mol%), 基本上可以代表包裹体形成时岩浆中挥发组分的初始性状(夏林圻, 1988)。

运用激光喇曼探针于单个流体包裹体成分测定始于本世纪七十年代中期(Rosasco 等, 1975; Dhamelincour 等, 1979)。这种微区微量无损伤分析的新技术, 目前同样也成为测定单个岩浆包裹体收缩气泡中挥发组分的主要手段。本研究主要利用激光喇曼探针测定火山岩矿物中岩浆包裹体收缩气泡内的挥发组分, 并借助热力学方法, 计算包裹体被捕获时(即包裹体形成时)周围岩浆的若干物理化学参数。

二、研究样品简介

七个研究样品选自浙江省桐庐和寿昌两个中生代(上侏罗世一下白垩世)火山杂岩, 均为石英中的岩浆包裹体(图1)。除进行激光喇曼探针测试之外, 还分别利用 Leitz 1350 显微热台及电子探针测定了岩浆包裹体的均一温度和化学成分。对于形成于低压火山环境中的岩浆包裹体, 由于硅酸盐熔体的相对不可压缩性, 其均一温度的压力校正一般可以忽略(Roedder, 1979, 1984; 夏林圻, 1984, 1985, 1987)也就是说火山岩矿物中岩浆包裹体的均一温度与捕获温度相当, 一般可以代表其主矿物的结晶温度。同时又根据所测岩

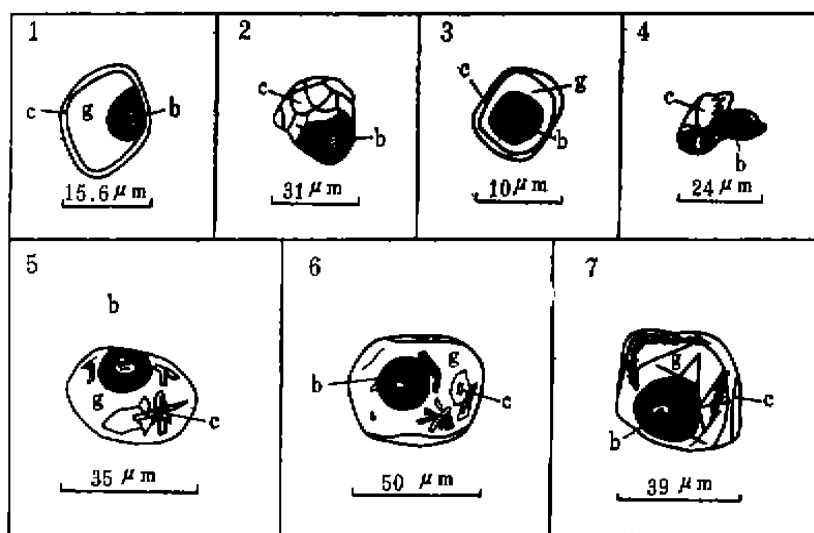


图1 利用激光喇曼探针分析的单个岩浆包裹体素描图

b. 收缩气泡 g. 玻璃 c. 子矿物(编号同表1)

浆包裹体的均一温度和化学成分,利用图解方法(夏林圻,1985)估算了所研究的岩浆包裹体被捕获时的压力 (P_{H_2O}),以便于利用激光喇曼探针分析结果计算 f_{O_2} 、 f_{CO_2} 、 f_{CH_4} 、 f_{H_2O} 、 f_{CO} 、 f_{H_2} 等物理化学参数。现将各研究样品简介如下。

(一) 桐庐地区

1. 流纹质弱熔结晶屑玻屑凝灰岩石英晶屑中的弱演化型岩浆包裹体。火山灰流相。岩浆包裹体的均一温度 (T_h) 为 894°C , 岩浆包裹体被捕获时的压力 (P) 为 700bar 。

2. 玻质碎斑英安岩石英斑晶中的演化型岩浆包裹体。火山侵出体边缘相。 $T_h = 963^{\circ}\text{C}$, $P = 650\text{bar}$ 。

3. 霏细碎斑英安岩石英斑晶中的演化型岩浆包裹体。火山侵出体中心相。 $T_h = 922^{\circ}\text{C}$, $P = 800\text{bar}$ 。

4. 石英二长闪长岩石英斑晶中的演化型岩浆包裹体。火山侵入相。 $T = 779^{\circ}\text{C}$, $P \approx 3000\text{bar}$ 。

(二) 寿昌地区

5. 沉凝灰岩石英晶屑中的演化型岩浆包裹体。 $T_h = 879^{\circ}\text{C}$, $P = 500\text{bar}$ 。

6. 流纹质熔结凝灰岩石英晶屑中的演化型岩浆包裹体。火山灰流相。 $T_h = 978^{\circ}\text{C}$, $P < 500\text{bar}$ 。

7. 流纹质未一弱熔结凝灰岩石英晶屑中的弱演化型岩浆包裹体。火山灰流相。 $T_h = 998^{\circ}\text{C}$, $P < 500\text{bar}$ 。

三、分 析 方 法

于室温(20°C)条件下,利用 RAMANOR U-1000 激光喇曼探针进行测试。由氩离子激光器发射单色光(514.5nm),功率为 400mW 。双单色器狭缝宽 $400\mu\text{m}$ 和 $500\mu\text{m}$ 。扫描速度: $6\text{cm}^{-1}/\text{min}$ 。以石英中密度已知 ($\sim 0.25\text{g}/\text{cm}^3$) 的纯 CO_2 包裹体作标样。用于计算每一组分摩尔百分数的喇曼散射相对有效截面系根据 Fenner 等 (1973)、Lapps 等 (1977) 和 Schrötter 等 (1979) 的结果。

四、激光喇曼探针分析结果

所测岩浆包裹体收缩气泡中的流体相在室温 (20°C) 下为气相,分析结果列于表 1。由表 1 可见 CO_2 和 H_2O 是气相中最主要的组分,约占整个气相的 $56-87\%$ ($\text{mol}\%$)。与寿昌地区相比,桐庐地区火山杂岩样品中 CO_2 和 N_2 的 $\text{mol}\%$ 明显偏高, H_2O 和 H_2 的 $\text{mol}\%$ 相对偏低, SO_2 仅出现于寿昌样品之中。上述挥发组分相对含量上的差异,可能是造成桐庐地区火山杂岩中爆发相火山灰流凝灰岩所占比重甚少,相反寿昌地区则以爆发相灰流凝灰岩为主的主要原因。

所测样品中各气相的实际浓度很低,对比样品和标样的相对喇曼散射强度,可以判断样品中气相的密度应小于 $0.02\text{g}/\text{cm}^3$ 。因此,当利用 CHAIXMECA 冷热台进行冷冻试验

表 1 岩浆包裹体收缩气泡中气相的化学成分* (mol%)

序号	产地	岩石类型	主矿物	CO ₂	N ₂	CH ₄	H ₂ O	CO	H ₂	H ₂ S	SO ₂
1	浙江 桐庐	弱熔结晶-玻屑凝灰岩	石英	63.4	5.8	5.4	11.5	—	6.5	7.4	—
2		玻质碎斑英安岩		70.5	—	8.7	16.5	—	4.3	—	—
3		霏细碎斑英安岩		50.8	9.0	8.2	11.7	—	10.1	10.2	—
4		石英二长闪长岩		58.3	3.0	—	12.9	8.3	10.0	7.5	—
5	浙江 寿昌	沉凝灰岩	石英	44.3	—	13.5	31.7	—	—	10.5	—
6		流纹质熔结凝灰岩		57.0	2.4	6.6	17.1	—	10.0	—	6.9
7		流纹质未-弱熔结凝灰岩		41.4	—	3.9	14.8	25.2	11.7	—	3.0

* 激光拉曼探针测定。

时,降温至 -180°C 也未见到收缩气泡中出现任何变化。

五、若干物理化学参数的计算和讨论

利用单个包裹体激光喇曼探针分析数据进行物理化学参数计算时有两个基本假设:
(1)包裹体被捕获后冷却时其成分保持恒定。根据 Holloway (1981) 和 Dubessy (1984) 对于 $\text{CO}_2\text{-CH}_4\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体的研究,认为在捕获后不与石墨平衡的 C-O-H 流体,冷却时可以基本上保持其摩尔体积-成分性质,即流体的总成分保持恒定。(2)包裹体捕获后全成分未发生变更。这一假设对于未发生“卡脖子”(necking-down) 作用和没有泄漏的包裹体基本适用。至于氢扩散作用的影响, Dubessy (1984) 认为即便有很大程度的氢扩散作用发生,它对于包裹体中挥发组分种类的影响也是很微小的。但是,关于包裹体捕获后的氢扩散作用究竟会引起包裹体成分发生多大程度的变更,还需要进一步研究。

(一) 热力学基础

气体间的化学平衡反应可用下式表示:



上述平衡反应的平衡常数 (K) 为:

$$K = \frac{f_C^c f_D^d}{f_A^a f_B^b} = \frac{P_C^c P_D^d \gamma_C^c \gamma_D^d}{P_A^a P_B^b \gamma_A^a \gamma_B^b} \quad (2)$$

f_i ——气体逸度, P_i ——气体分压, γ_i ——气体逸度系数。

式(2)又可表示为:

$$K_f = K_p K_r \quad (3)$$

$$K_p = K_f / K_r \quad (4)$$

$$\lg K_f = -\Delta G_{T_{反应}}^0 / 2.3026RT \quad (5)$$

$$\lg K_p = -\Delta G_{T_{反应}}^0 / 2.3026RT - \lg K_r \quad (6)$$

因为:

$$P_i = X_i P_{\Sigma} \quad (7)$$

$$f_i = X_i P_{\Sigma} \gamma_i \quad (8)$$

X_i ——气体摩尔分数, P_{Σ} ——总压

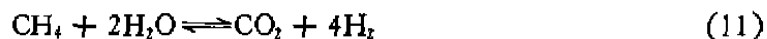
所以有:

$$\lg K_p = c \lg X_c + d \lg X_D - a \lg X_A - b \lg X_B + (c + d - a - b) \lg P_A \quad (9)$$

$$\lg f_c = [\lg K_p + a \lg X_A + b \lg X_B - d \lg X_D + a \lg \gamma_A + b \lg \gamma_B - d \lg \gamma_D - (d - a - b) \lg P_A] / c \quad (10)$$

(二) P_A 的计算

如前所述,对于本研究中各样品,我们已将所测岩浆包裹体的均一温度和化学成分投于“Q—Ab—Or”系实验相图之中,用图解法估算出岩浆包裹体被捕获时的压力(表2)。其中6、7号样品,所估算的岩浆包裹体捕获压为<500bar。由于该数值不够精确,我们可以进一步根据激光喇曼探针测出的气相成分加以计算。考虑到样品中 CO_2 、 H_2O 、 H_2 、 CH_4 等构成了气相的主体(表1),包裹体被捕获时 P_A 的计算可依据下列反应进行:



各种 T 、 P 条件下气体平衡反应(11)的 $\lg K_p$ 值可根据式(6)进行计算,所得结果列于表3。计算中需要的有关气体组分的 ΔG_f° 值及逸度系数(γ_i)可以在某些文献中(Булах等,1985)查到。此外,由式(9)还可以得到:

$$\lg K_p = \lg X_{\text{CO}_2} + 4 \lg X_{\text{H}_2} - \lg X_{\text{CH}_4} - 2 \lg X_{\text{H}_2\text{O}} + 2 \lg P_A \quad (12)$$

表2 岩浆包裹体中挥发组分的逸度

序 号	$T_h(^{\circ}\text{C})$	$P_h(\text{bar})$	挥发组分的逸度 (bar)					
			f_{O_2}	f_{CO_2}	f_{CH_4}	$f_{\text{H}_2\text{O}}$	f_{CO}	f_{H_2}
1	894	700	$10^{-13.77}$	$10^{1.75}$	$10^{1.67}$	$10^{1.81}$	—	$10^{1.71}$
2	963	650	$10^{-14.28}$	$10^{1.76}$	$10^{1.84}$	$10^{2.01}$	—	$10^{1.49}$
3	922	800	$10^{-15.59}$	$10^{2.72}$	$10^{1.92}$	$10^{1.94}$	—	$10^{2.96}$
4	779	3000	$10^{-10.29}$	$10^{2.66}$	—	$10^{2.47}$	$10^{7.64}$	$10^{2.13}$
5	879	500	$10^{-10.7}$	$10^{1.42}$	$10^{1.80}$	$10^{2.17}$	—	—
6	978	287*	$10^{-14.51}$	$10^{2.27}$	$10^{1.32}$	$10^{2.68}$	—	$10^{2.48}$
7	998	196*	$10^{-14.86}$	$10^{1.96}$	$10^{0.92}$	$10^{2.45}$	$10^{8.72}$	$10^{2.37}$

样品序号同表1。 T_h ——岩浆包裹体均一温度; P_h ——岩浆包裹体均一时的压力;*号者据包裹体中挥发组分和均一温度计算求得;其余根据包裹体化学成分和均一温度估算。 $P_h = P_A$ 。

表3 不同 T 、 P 条件下气体反应 $\text{CH}_4 + 2\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{CO}_2 + 4\text{H}_2$ 的 $\lg K_p$ 值

$P(\text{bar})$	$\lg K_p$						
	700 $^{\circ}\text{C}$	750 $^{\circ}\text{C}$	800 $^{\circ}\text{C}$	850 $^{\circ}\text{C}$	900 $^{\circ}\text{C}$	950 $^{\circ}\text{C}$	1000 $^{\circ}\text{C}$
1	1.300	1.835	2.259	2.687	3.063	3.456	3.746
500	0.991	1.572	2.008	2.450	2.852	3.254	3.566
1000	0.714	1.330	1.801	2.271	2.687	3.111	3.421
2000	0.291	0.930	1.452	1.949	2.373	2.818	3.158
3000	-0.038	0.637	1.175	1.690	2.151	2.599	2.944

(1) 6 号样品 设包裹体均一时 ($T_b = 978^\circ\text{C}$) 气相间达到化学平衡, 由表 3 求得:

$$P_b = 1\text{bar}, \lg K_p = 3.6129;$$

$$P_b = 500\text{bar}, \lg K_p = 3.4239;$$

$$P_b = 1000\text{bar}, \lg K_p = 3.2785。$$

由上述数据可以建立如下线性回归方程:

$$\lg K_p = 3.619075 - 0.095084 \lg P_b \quad (13)$$

将本样品的气相化学成分测定值 (mol%) (表1)换算成摩尔分数,代入式(12)中,又得到:

$$\lg K_p = 2 \lg P_b - 1.5296613 \quad (14)$$

联立(13)和(14),得:

$$P_b = 287\text{bar}_0$$

(2) 7 号样品 $T_b = 998^\circ\text{C}$ 。用前述方法计算求得本样品中岩浆包裹体的捕获压 (P_b) 为 196bar。

(三) 氧逸度的计算

当岩浆包裹体的捕获温度、捕获压及包裹体中的挥发组分已知时,计算岩浆包裹体被捕获时的氧逸度可根据下述三个反应进行:



上述各气体平衡反应的 $\lg K_f$ 值可利用式(5)计算求得,计算中所需各气体组分的 ΔG_f° 值从文献 (Булах 等,1985)查出,计算值列于表 4。根据式(10),对于反应(15)、(16)、(17)分别有:

$$\lg f_{\text{O}_2} = 2 \times (\lg K_f + \lg X_{\text{H}_2\text{O}} - \lg X_{\text{H}_2} + \lg \gamma_{\text{H}_2\text{O}} - \lg \gamma_{\text{H}_2}) \quad (18)$$

$$\lg f_{\text{O}_2} = 2 \times (\lg K_f + \lg X_{\text{CO}_2} - \lg X_{\text{CO}} + \lg \gamma_{\text{CO}_2} - \lg \gamma_{\text{CO}}) \quad (19)$$

$$\begin{aligned} \lg f_{\text{O}_2} = & \lg P_b + 0.5 \lg K_f + 0.5(\lg X_{\text{CO}_2} + 2 \lg X_{\text{H}_2\text{O}} - \lg X_{\text{CH}_4}) \\ & + 0.5(\lg \gamma_{\text{CO}_2} + 2 \lg \gamma_{\text{H}_2\text{O}} - \lg \gamma_{\text{CH}_4}) \end{aligned} \quad (20)$$

表 4 不同温度下气体反应的 $\lg K_f$ 值

反 应	$\lg K_f$						
	700℃	750℃	800℃	850℃	900℃	950℃	1000℃
$\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}_2 + 0.5\text{O}_2$	-10.41	-9.74	-9.15	-8.61	-8.13	-7.67	-7.26
$\text{CO}_2 \rightleftharpoons \text{CO} + 0.5\text{O}_2$	-10.61	-9.86	-9.19	-8.57	-8.09	-7.60	-7.04
$\text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{CH}_4 + 2\text{O}_2$	-42.93	-40.78	-38.87	-37.14	-35.59	-34.14	-32.80

设岩浆包裹体内的挥发组分在捕获时的 T 、 P 条件下达到平衡,将各样品中挥发组分的相对含量(表 1)以摩尔分数表示,随同相应 T 、 P 条件下从表 5 中查得的各组分的逸度系数 (γ_i),和从表 4 中查得的 $\lg K_f$ 值分别代入方程式(18)、(19)、(20)中,即可计算出岩浆包裹体被捕获时的氧逸度。同一样品利用不同方程式计算出的 f_{O_2} 值略有差异,取平均值后列于表 2。

(四) 其他物理化学参数的计算

由于岩浆包裹体被捕获时的 T 、 P 条件已知,岩浆包裹体中挥发组分的相对含量 (mol%) 已由激光喇曼探针测出,各挥发组分在相应 T 、 P 条件下逸度系数可以从表 5 中查得。因此,能够很容易地用式(8)计算出所研究的岩浆包裹体在捕获时的 f_{CO_2} 、 f_{CH_4} 、 f_{H_2O} 、 f_{CO} 、 f_{H_2} 值。各计算值列于表 2。

表 5 不同 T 、 P 条件下 H_2O 、 CO_2 、 CO 、 CH_4 、 H_2 和 O_2 的逸度系数(据 Булах 等,1985)

气体 $T(^{\circ}C)$ $P(bar)$	H_2O				CO_2				CO			
	700	800	900	1000	700	800	900	1000	700	800	900	1000
1	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
500	0.86	0.91	0.94	0.96	1.18	1.19	1.19	1.19	1.19	1.17	1.16	1.15
1000	0.76	0.85	0.91	0.94	1.37	1.38	1.38	1.37	1.42	1.39	1.36	1.33
1500	0.70	0.81	0.88	0.93	1.63	1.63	1.61	1.60	1.71	1.65	1.59	1.54
2000	0.67	0.79	0.88	0.93	1.92	1.89	1.86	1.83	2.06	1.95	1.83	1.77
2500	0.66	0.79	0.88	0.94	2.27	2.21	2.15	2.10	2.48	2.30	2.18	2.05
3000	0.66	0.80	0.90	0.96	2.73	2.61	2.51	2.42	2.96	2.71	2.50	2.36
3500	0.68	0.82	0.92	0.99	3.29	3.12	2.96	2.83	3.53	3.20	2.92	2.71
4000	0.70	0.84	0.95	1.02	3.98	3.72	3.50	3.31	4.25	3.71	3.37	3.11
4500	0.73	0.87	0.99	1.06	4.82	4.44	4.12	3.87	5.02	4.45	3.92	3.57

气体 $T(^{\circ}C)$ $P(bar)$	CH_4				H_2				O_2			
	700	800	900	1000	700	800	900	1000	700	800	900	1000
1	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
500	1.19	1.18	1.17	1.16	1.11	1.10	1.09	1.08	1.13	1.12	1.11	1.10
1000	1.41	1.38	1.36	1.33	1.23	1.20	1.18	1.16	1.31	1.28	1.26	1.24
1500	1.68	1.63	1.58	1.53	1.35	1.32	1.28	1.25	1.50	1.46	1.43	1.39
2000	2.01	1.92	1.83	1.76	1.48	1.42	1.39	1.34	1.73	1.67	1.61	1.56
2500	2.40	2.27	2.13	2.02	1.62	1.55	1.49	1.44	2.02	1.91	1.82	1.75
3000	2.89	2.68	2.49	2.33	1.78	1.68	1.60	1.54	2.32	2.19	2.06	1.96
3500	3.45	3.16	2.89	2.69	1.94	1.81	1.72	1.64	2.70	2.49	2.32	2.20
4000	4.16	3.77	3.38	3.09	2.11	1.96	1.85	1.75	3.10	2.84	2.62	2.46
4500	4.96	4.39	3.92	3.55	2.29	2.12	1.98	1.87	3.60	3.28	2.96	2.74

(五) 讨 论

从表 1 和表 2 可以看出, 桐庐中生代火山杂岩中, 火山爆发灰流相与火山侵入相石英晶屑(和斑晶) 结晶时 ($T = 894^{\circ} - 963^{\circ}\text{C}$, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 650 - 800\text{bar}$) 的 $f_{\text{O}_2}(10^{-14.28} - 10^{-15.77}\text{bar})$ 、 $f_{\text{CO}_2}(10^{2.72} - 10^{2.78}\text{bar})$ 、 $f_{\text{H}_2\text{O}}(10^{1.87} - 10^{2.01}\text{bar})$ 、 $f_{\text{H}_2}(10^{1.49} - 10^{1.96}\text{bar})$ 值比较相近。而火山侵入相的石英斑晶则是在相对高压 ($P_{\text{H}_2\text{O}} = 3000\text{bar}$) 低温 ($T = 779^{\circ}\text{C}$) 的条件下结晶的, 相应 $f_{\text{O}_2}(10^{-15.23}\text{bar})$ 明显偏低, $f_{\text{CO}_2}(10^{3.66}\text{bar})$ 、 $f_{\text{H}_2\text{O}}(10^{2.47}\text{bar})$ 和 $f_{\text{H}_2}(10^{2.74}\text{bar})$ 偏高。这正是火山岩浆房内深层分异演化, 而后顺次喷发—侵入—侵入的反映。即火山岩浆房上层分异岩浆偏酸性, f_{O_2} 相对较高, $P_{\text{H}_2\text{O}}$ 较低, 先行喷发—侵入, 形成流纹质灰流凝灰岩和英安质侵入相碎斑熔岩。由于位置很浅或已露出地表, 因此, 挥发组分逸失较多, 从而造成矿物结晶温度偏高, f_{CO_2} 、 $f_{\text{H}_2\text{O}}$ 、 f_{H_2} 等相对偏低。下层偏中性分异岩浆 (f_{O_2} 相对较低, $P_{\text{H}_2\text{O}}$ 较高) 继之上升形成闪长岩质火山侵入体, 由于位置较深未露出地表, 岩浆中挥发组分保存良好, 因而导致矿物结晶温度偏低, f_{CO_2} 、 $f_{\text{H}_2\text{O}}$ 、 f_{H_2} 等相对偏高。

与桐庐中生代火山杂岩相比, 寿昌中生代火山岩岩浆中含 CO_2 和 N_2 相对较低, 含 H_2O 和 H_2 明显相对较高, 并出现 SO_2 。石英的结晶温度偏高 ($T = 978 - 998^{\circ}\text{C}$), 结晶时的 $P_{\text{H}_2\text{O}}(196 - 287\text{ bars})$ 偏低, f_{O_2} 偏高 ($10^{-14.16} - 10^{-14.53}\text{bar}$), f_{H_2} 偏低 ($10^{1.37} - 10^{1.48}\text{bar}$)。由此可以推论, 相对于桐庐地区而言, 寿昌中生代火山岩浆房位置较浅, 且由于水(蒸气)含量明显偏高, 从而造成寿昌地区中生代火山活动以爆发型喷发为主, 尚未发现有火山侵入和火山侵入事件的地质记录。

六、结 语

本研究表明, 应用激光喇曼探针分析并结合显微热台测温及电子探针分析等技术, 可以较为完满地查明单个岩浆包裹体形成时所捕获的天然岩浆的化学成分和挥发组分, 并同时能获得它们被捕获时(亦即其主矿物结晶时)的温度、压力和氧逸度、二氧化碳逸度、甲烷逸度、氢逸度、一氧化碳逸度、水(蒸汽)逸度等物理化学参数。此类研究已经成为现代理论岩浆岩石学, 特别是火山岩石学研究中一个必不可少的新兴领域, 它可以帮助我们重溯天然岩浆的结晶演化历史, 并有效地查明发生诸种演化的物理化学条件。

参 考 文 献

- 夏林圻(1985), 岩浆包裹体的成因和意义, 中国地质科学院院报, 11 号, 55—75 页。
 夏林圻(1985), 论岩浆包裹体测压研究, 中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊, 10 号, 15—28 页。
 夏林圻(1987), 岩浆包裹体研究在火山岩岩石学中的地位, 岩石学报, 2 期, 51—63 页。
 夏林圻(1988), 岩浆包裹体化学成分研究, 岩石矿物学杂志, 7 卷, 1 期, 1—11 页。
 Clocchiatti, R. (1975), Les inclusions vitreuses des cristaux de quartz. étude optique, thermo-optique, et chimique, Applications géologiques, Mem. Soc. Géol. Fr. N.122, pp. 1—96.
 Clocchiatti, R. et Metrich, N. (1984), La cristallisation des pyroclastes des éruptions Etnéennes de 1669(MT. Rossi) et 1892(MT. Silvestri), Témoignages de contamination Bull. PIRPSEV, N.92, pp. 1—20.
 Dhamelincour, P., Beny, J. M., Dubessy, J. et Poty, B. (1979), Analyse d'inclusions fluides à la microsonde MOLE à effet Raman, Bull. Minéral, T. 102, pp. 600—610.

- Dubessy, J. (1984), Simulation des équilibres chimiques dans le système C-O-H, Conséquences méthodologiques pour les inclusions fluides, *Bull. Minéral.*, T. 107, pp. 155—168.
- Holloway, J. R. (1981), Compositions and volumes of supercritical fluids in the earth's crust, In: L. S. Hollister and M. L. Crawford (Editors), *M. A. C. Short course on fluid inclusions: Application to petrology*, Mineralogical Association of Canada, Calgary, Alta, pp. 13—38.
- Massare, D. (1979), Etude des inclusions vitreuses de quelques minéraux de roches volcaniques acides: thermométrie, barométrie, compositions chimiques et éléments volatils dissous, Thèse de doctorat, Université de Paris 6, p. 156.
- Metrich, N. (1986), Abondance et comportement du soufre et des halogènes dans les magmas, une approche par l'étude des inclusions vitreuses, *Bull. PIRPSEV*, N. 117, pp. 1—28.
- Roedder, E. (1979), Origin and significance of magmatic inclusions, *Bull. Mineral.* T. 102, pp. 487—510.
- Roedder, E. (1984), Occurrence and significance of magmatic inclusions and silicate liquid immiscibility, *Acta Geol. Pol.*, Vol. 34, No. 1—2, pp. 139—178.
- Roasaco, G. J. and Roedder, E., Simmons, J. H. (1975), Laser-Excited Raman spectroscopy for nondestructive partial analysis of individual phases in fluid inclusions in minerals, *Science*, Vol. 190, pp. 557—560.
- Xia Linqi (夏林圻) (1984), Contribution à l'étude des inclusions vitreuses dans différents minéraux des laves: thermométrie optique, barométrie, composition chimique, Thèse de Doctorat Université de Paris sud, p. 316.
- Булах, А. Г. и Кривовицев, В. Г. (1985), Расчет минеральных равновесий, *Л. Недра*, стр. 183.

STUDIES OF VOLATILE COMPONENTS IN MAGMATIC INCLUSIONS

Xia Linqi Xu Peican Wang Zhihai

(Xi'an Institute of Geology and Mineral Resources, Ministry of Geology and Mineral Resources)

Abstract

Laser Raman microprobe has been applied to the analysis of volatile components in shrinkage gas bubbles of individual magmatic inclusions in quartz crystal fragments and phenocrystals from the Mesozoic volcanic complexes of Tonglu and Shouchang, Zhejiang Province. Quantitative analyses are given for CO_2 , CH_4 , H_2O , CO , H_2 , N_2 , H_2S , and SO_2 . In conjunction with the microthermometry and microbarometry data and the chemical compositions of magmatic inclusions, the results permit one to calculate the physico-chemical parameters P_{total} , f_{O_2} , f_{CO_2} , f_{CH_4} , $f_{\text{H}_2\text{O}}$, f_{CO} , and f_{H_2} at the time individual magmatic inclusions were trapped. Based on the data obtained, some physico-chemical conditions for the Mesozoic volcanic magma evolution in the Tonglu and Shouchang areas are discussed.

This work shows that this type of studies has become an indispensably new and rising domain in modern magmatic petrology, especially modern volcanic petrology. It can help us to reconstruct the physico-chemistry of the crystallization evolution of a natural magma.