

# 大同火山群新生代火山岩 成因相平衡实验约束

秦大军

邓晋福 莫宣学 林培英

(北京大学地质系, 北京 100871)

(中国地质大学, 北京 100083)

主题词  $f_{O_2}$  TAS图 火山岩成因

**提 要** 通过常压控制氧逸度熔融相平衡实验结果可探讨一些火山岩岩石学的基本问题及火山岩成因机制问题。在  $O1-Di-Ne$  三元相图上, 不同大地构造环境中产出的碱性玄武岩的  $O1+CPx-P1$  饱和同结线不重合, 相同构造环境中产出的碱性玄武岩的  $O1+CPx+P1$  饱和同结线随  $f_{O_2}$  升高只是简单地朝  $O1$  端移动。在 Le BaS (1986) TAS 图内火山岩低压结晶作用硅-碱演化趋势呈正斜率并近似与 TAS 图内火山岩系列分界线相近。由低压液相成分演化线与大同火山群岩石化学变异趋势对比, 以及高压控制下的结晶作用特点的分析, 大同火山群中更新世早期岩浆向中更新世晚期岩浆的演化不能用简单的低压结晶作用解释, 而高压控制下的结晶作用可能是主要的控制因素。

为了研究玄武岩低压结晶分离作用过程中液相成分演化规律, 探讨矿物、熔浆之间元素的分配, 于1989年8月至1991年4月在中国地质大学(北京)地质矿产系实验室进行了常压控制氧逸度 ( $f_{O_2} = NNO$ ) 熔融相平衡实验。实验温度  $1100^{\circ}C-1300^{\circ}C$ , 实验样品(采自山西大同新生代火山群)共四个。

实验设备为钢铁研究总院制造的立式高温淬火炉, 发热元件为铂铑丝 ( $Pt_{90}Rh$ ), 配有  $Pt_{10}Rh$  热电偶。使用前用金熔点 ( $1064^{\circ}C$ ) 标定热电偶。温度控制精度  $\pm 5^{\circ}C$ 。Pt环为样品容器, Pt丝直径为  $0.2\text{ mm}$ , 环直径为  $3-5\text{ mm}$ 。采用Pt环预饱和技术有效地减少了实验过程中容器对实验样品总成分的影响, 尤其是铁的损失。

$CO-CO_2$  混合气体控制炉内  $f_{O_2}$ , 用IW缓冲剂定期标定炉内  $f_{O_2}$ 。 $CO-CO_2$  在炉内产生的  $f_{O_2}$  值与理论计算值仅差  $0.1-0.2\text{ lg}$  单位, 炉内  $f_{O_2}$  值略高是由于  $CO_2$  气体内含杂质(如  $O_2, H_2O$  等)。

实验方法, 实验结果及讨论另有专文论述(秦大军等, 待发表)。本文主要结合实验结果重点讨论如下三个方面的问题。1.  $f_{O_2}$  对碱性玄武岩区内液相线的影响; 2. 通过常压控制氧逸度的玄武岩熔融实验产生的对火山岩系列及岩石组合的一些新的认识和理解; 3. 应用常压熔融实验结果探讨山西大同火山群中更新世早期与中更新世晚期火山岩成因演化机制。

国家自然科学基金项目。

本文于1992年6月收到, 1993年3月改回。

## 1 $f_{O_2}$ 对碱性玄武岩区内液相线的影响

Kennedy (1990) 在 1-atm 下对 Lihir 岛碱性玄武岩的熔融实验中曾利用两种不同  $f_{O_2}$

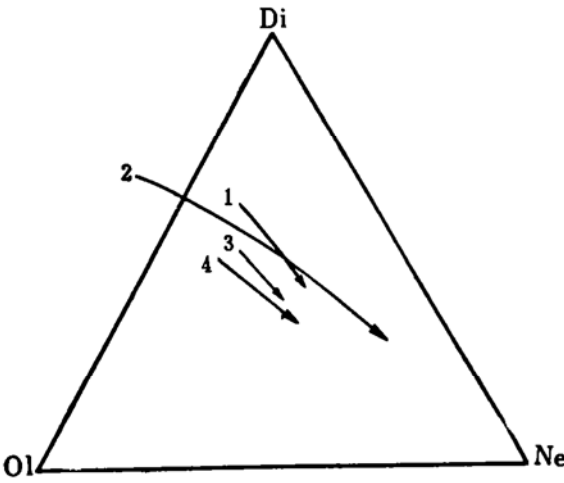


图 1 Di—Ol—Ne 相图  
Fig. 1 Di—Ol—Ne phase diagram  
(据 Kennedy et al., 1990)

1—大陆裂谷碱性玄武岩的Ol + CP<sub>x</sub> + Pl饱和同结线(Mahood, et al., 1986); 2—MORB Ol + CP<sub>x</sub> + Pl饱和同结线(Walker et al., 1979); 3、4—岛弧碱性玄武岩Ol + CP<sub>x</sub> + Pl饱和同结线(Kennedy, et al., 1990)。图中1, 2, 3均为1-atm,  $f_{O_2}$  = QFM条件下的实验结果, 1和3平行, 而1和2斜交, 可能与样品成分有关, 也可能和两个样品所处的构造环境不同有关

值分别对同一样品进行实验, 发现当  $f_{O_2}$  由 QFM 转变为 NNO 时, Ol + CP<sub>x</sub> + Pl 饱和同结线只是简单地朝 Ol 端平移 (图 1)。可能因为  $f_{O_2}$  升高使残余熔体中  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  比值增大。从熔体结构上讲,  $Fe^{3+}$  一般为成网阳离子,  $Fe^{3+}$  增加时, 熔体中桥氧亦增加。为了保持熔体—矿物之间的平衡熔体中多的桥氧向含桥氧多的矿物 (CP<sub>x</sub>) 中转移, 扩大了含桥氧多的矿物首晶区, 相界则朝含桥氧少的矿物端移动。

由图 1 可以看出, 不同构造环境中产出的碱性玄武岩的 Ol + CP<sub>x</sub> + Pl 同结线不同, 而相同构造环境中产出的碱性玄武岩随  $f_{O_2}$  升高其同结线只是简单地朝 Ol 端移动。

近来有关  $f_{O_2}$  对含铁硅酸盐熔浆的影响方面的研究已很广泛, 人们发现  $f_{O_2}$  对岩浆生成及演化有重要作用。 $f_{O_2}$  不仅可影响结晶路径, 而且

决定着源岩形成熔浆的性质。Osborn (1959) 认为岩浆在结晶过程中是保持总成分不变还是保持  $f_{O_2}$  不变决定着岩浆演化的两个不同路径。在含铁硅酸盐体系中  $f_{O_2}$  决定矿物生成顺序、残余熔体成分, 并影响结晶矿物的形态和岩石的结构 (Lofgren et al., 1974)。

## 2 火山岩系列及岩石组合

为了了解熔体在低压结晶作用过程中残余熔体成分演化规律及探讨与其对应的岩石类型, 采用 Le Bas (1986) 火山岩分类命名方案将实验玻璃成分进行了划分 (国际地科联岩浆岩分类委员会推荐使用的化学分类)。该分类方案只采用  $SiO_2$  和全碱 (TA) 两个简单的化学参数。

实验玻璃含量列于表 1, 将每一个样品的硅碱含量投入 Le Bas (1986) TAS 图。由图 2 可见岩浆的低压结晶作用使残余液体富硅或富碱, 富硅或富碱程度取决于  $SiO_2$  的含量。初始样品  $SiO_2 > 52\%$ ,  $TA < 6\%$  时, 低压结晶残余液体硅、碱演化曲线在 TAS 图上为正斜

表 1 实验玻璃化学成分分类命名表 (据 Le Bas, 1986)

Table 1 Chemical classification and nomenclature of experimental glass

项目 样号	区号	Norm	Norm	Norm	SiO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	岩石名称
		O1	Nc	Q	(%)	(%)	(%)	
D-004	B	5.49			47.70	1.24	1.12	Hy-碱性玄武岩
004-1200	S <sub>1</sub>	10.40	1.82		48.43	2.12	1.76	夏威夷岩 (中长玄武岩)
-1160	S <sub>1</sub>	10.70			48.99	2.01	1.81	夏威夷岩 (中长玄武岩)
-1130	S <sub>2</sub>	15.84	0.96		49.67	2.17	2.68	O1 安粗岩 (K 质玄武岩)
-1100	S <sub>2</sub>	19.62		2.07	51.15	1.43	3.32	O1 安粗岩 (K 质玄武岩)
D-028	U <sub>1</sub>	13.91	6.73		45.41	2.17	2.13	碧玄岩
028-1200	U <sub>1</sub>	13.07	11.30		46.51	2.85	2.50	碧玄岩
-1160	U <sub>1</sub>	10.03	8.20		47.11	2.71	2.84	碧玄岩
-1130	U <sub>1</sub>	6.31	10.70		47.10	2.74	2.69	碱玄岩
-1100	U <sub>2</sub>	8.7	2.70		49.19	1.43	3.71	响岩质碱玄岩
D-059	S <sub>1</sub>			1.16	51.95	1.97	1.50	Q-夏威夷岩
059-1200	S <sub>2</sub>	6.80			51.11	1.91	1.52	夏威夷岩
-1175	S <sub>2</sub>	3.95			50.80	1.87	1.58	O1 粗安岩
-1160	S <sub>2</sub>	4.42			51.11	2.02	1.54	O1 粗安岩
-1140	S <sub>2</sub>			3.02	52.39	1.91	1.81	O1 粗安岩
-1130	S <sub>2</sub>			2.52	51.70	1.92	1.72	O1 粗安岩
-1100	S <sub>2</sub>			6.47	54.74	1.44	2.53	O1 安粗岩 (K 质玄武岩)
D-080	B			0.41	51.48	1.29	1.01	Q-拉斑玄武岩
080-1200	O <sub>1</sub>							
-1160	O <sub>1</sub>	0.82			51.85	1.77	1.12	玄武安山岩
-1140	O <sub>1</sub>			5.18	53.76	1.82	1.52	玄武安山岩
-1130	O <sub>1</sub>			6.65	54.47	1.43	1.68	玄武安山岩

样品由中国地质大学 (北京) 电子探针室分析。

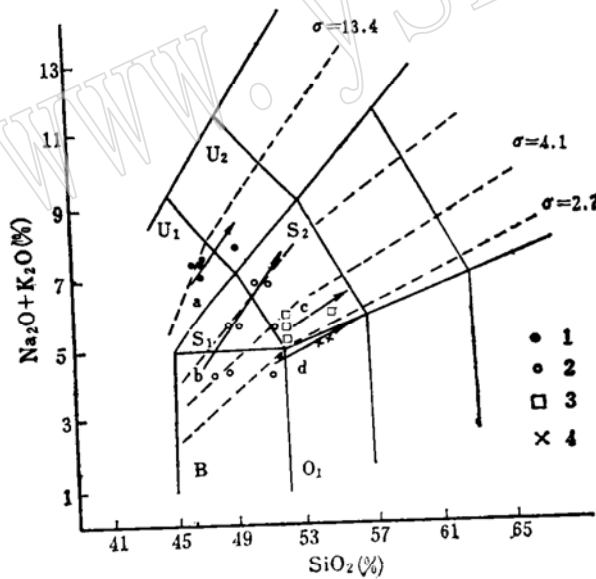


图 2 实验样品玻璃成分 TAS 演化图

Fig. 2 TAS evolution diagram of glass composition of experimental samples

(据 Le Bas, 1986)

1-碧玄岩; 2-Hy-夏威夷岩; 3-Q-夏威夷岩; 4-Q-拉斑玄武岩, a, b, c, d 所示箭头线为 1, 2, 3, 4 代表的岩石样品在 TAS 图上演化趋势

率,与 $\text{SiO}_2$ 过饱和和 $\text{SiO}_2$ 饱和火山岩分界线有相近的斜率。初始样品 $\text{SiO}_2 < 52\%$ ,  $\text{TA} > 6\%$ 时,实验玻璃中 $\text{SiO}_2$ -TA曲线呈正斜率,斜率值与 $\text{SiO}_2$ 饱和和 $\text{SiO}_2$ 不饱和火山岩分界线相近。显然后者斜率在TAS图上大于前者。低压结晶作用使 $\text{SiO}_2$ 饱和—过饱和岩浆更富硅,而 $\text{SiO}_2$ 饱和—不饱和岩浆更富碱。

由表1可见四个实验样品 $\text{SiO}_2$ 、TA有较大差异,低压熔融实验产生的玻璃对应的岩石及组合亦有差异。因此我们可以得到下列四个不同的岩石组合:

- (1) 碧玄岩—碱玄岩—响岩质碱性岩(图2,a)
- (2) Q夏威夷岩—Ol粗安岩—Ol安粗岩(图2,b)
- (3) 碱性玄武岩—夏威夷岩—Ol安粗岩(图2,c)
- (4) 拉斑玄武岩—玄武安山岩(图2,d)

实验残余液相 $\text{SiO}_2$ -TA演化特征在一定范围和程度上可以反映火山岩的成因及岩石组合。低压液相演化趋势与对应岩石组合的Rittman指数曲线一致(见图2)。Rittman指数( $\sigma$ )能较好地反映火山岩及其组合的性质和特点,同一火山岩组合,其 $\sigma$ 值大致相等(Rittman, 1962), $\sigma$ 值越大表明岩石组合的碱性程度大, $\sigma$ 值小则碱性程度也小。因此利用Rittman指数可以确定火山岩组合,区分不同火山岩组合,分析岩浆是否同源。

低压熔融实验证实了Rittman指数对确定火山岩碱性程度,分析岩浆成因演化的作用,同时亦更明确地指出Rittman指数反映出岩石组合为低压结晶作用的结果。

图2中实验样品玻璃成分在 $\text{SiO}_2$ -TA图上呈正斜率主要是因为晶出的矿物相以橄榄石为主。橄榄石内 $\text{SiO}_2 < 40\%$ ,其析出会使残余液体中 $\text{SiO}_2$ 增加。 $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ 不进入橄榄石晶格,所以在残余液体中的相对含量也增加。 $\text{SiO}_2$ 饱和岩浆低压结晶作用富硅趋势明显,呈较小的正斜率。 $\text{SiO}_2$ 不饱和的碱性玄武岩,如果结晶相以橄榄石为主, $\text{SiO}_2$ -TA呈较大正斜率;如果 $\text{CP}_x$ , Lc或黄长石为主要析出相时,液相成分变化复杂,同一岩石组合 $\sigma$ 变化较大。

由于控制岩浆演化的因素较多,在研究火山岩成因和岩石组合时,一定要结合尽可能多方面的资料从整体上全面地分析,利用单一的模式得出的结论往往会带有片面性。

### 3 大同火山群中更新世早期与中更新世晚期火山岩成因演化机制讨论

#### 3.1 大同火山群地质概况

大同新生代火山群位于华北地台的山西台背斜,山西地堑最北部的大同盆地内。由30座大小不等的火山锥组成。火山群是汉诺坝—大同火山裂谷盆地内最晚期产物。最新的13座火山的K-Ar年龄为0.34—0.37 Ma。该地区玄武岩主要为火山碎屑岩和熔岩流。前者占重要地位,组成了大小不等的孤立火山锥;后者多呈水平层状或斜层状,个别地段亦呈低而缓的小火山锥包。熔岩相中拉斑玄武岩比碱性玄武岩结晶程度高,具显微斑状结构,斑晶为橄榄石±斜长石±辉石。

此次实验共有四个玄武岩样品。其简单的岩石学特征为: D-028, 碧玄岩, 采于狼窝山, 含有上地幔橄榄岩包体。Mg值0.64, NiO 0.02%,  $\text{SiO}_2$  45.41%。斑晶为Ol+ $\text{CP}_x$ +Pl, 占总体积5%—10%, 基质矿物主要为斜长石, 板条状, 伴有少量细粒橄榄石。代表中更新世晚期大同火山群原生岩浆。D-059, Q夏威夷岩, 采于小牛头山。含石英标准分子, Mg

值 0.60, SiO<sub>2</sub> 51.95%。斑晶为 Ol+CPx+Pl, 占总体积 10%。代表大同新生代火山群中更新世晚期进化程度最高的岩浆。D-004, 为 Hy 碱性玄武岩, 采于金山黄土层中, Mg 值 0.58, SiO<sub>2</sub> 47.70%, 斑晶为 Ol+Pl, 占岩石总体积 8%—10%。代表中更新世早期玄武岩。D-080, Q 拉斑玄武岩, Mg 值 0.56, SiO<sub>2</sub> 51.48%。斑晶为 Q+Pl, 斜长石斑晶呈厚大板状。代表中更新世早期玄武岩。

### 3.2 火山岩演化机制的讨论

在氧化物—MgO 图上 (图 3) 四个实验样品低压结晶作用形成了四条不同的演化曲线, 它们之间无明显衍生关系, 天然样品在该图内的投点亦是如此。按一般的分离结晶作用无法

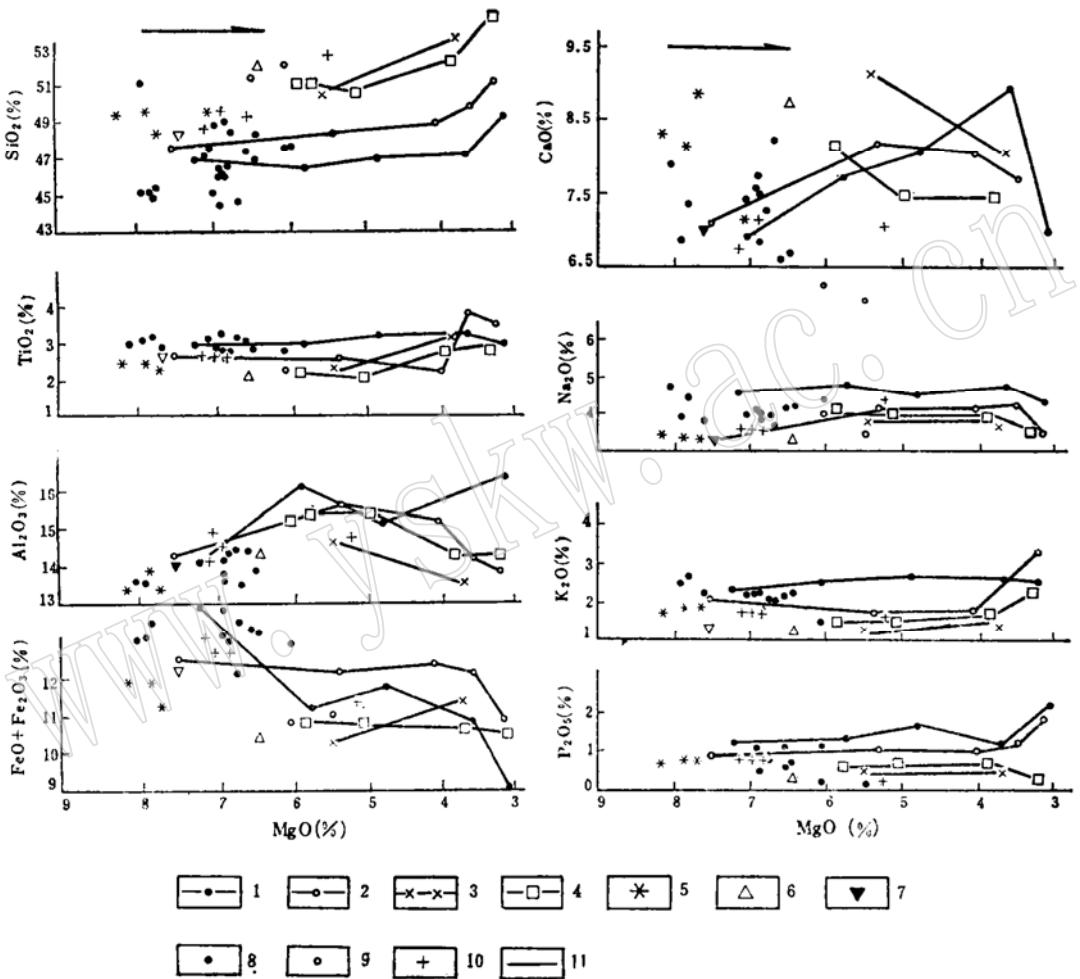


图 3 常压液相成分演化线及其与中更新世早期和晚期天然岩石成分对比图

Fig. 3 The 1-atm experimental liquid lines of descent and the comparison with the composition of natural rocks from the early stage to the late stage of Middle Pleistocene

1—碧玄武岩演化线; 2—Hy-碱性玄武岩演化线; 3—Q-拉斑玄武岩演化线; 4—Q-夏威夷岩演化线; 5, 6, 7—分别为中更新世早期 Hy-夏威夷岩, Q-拉斑玄武岩, Hy-碱性玄武岩; 8, 9, 10—分别为中更新世晚期碧玄武岩, Q-夏威夷岩, Hy-夏威夷岩; 11—液相线演化方向

解释这种现象。因为如果早期火山岩与晚期火山岩是同一母岩浆结晶分异产物，那么，二者应在同一条演化线上。在 AFM 图上 (图 4)，低压结晶作用产生的液相玻璃成分具清楚的

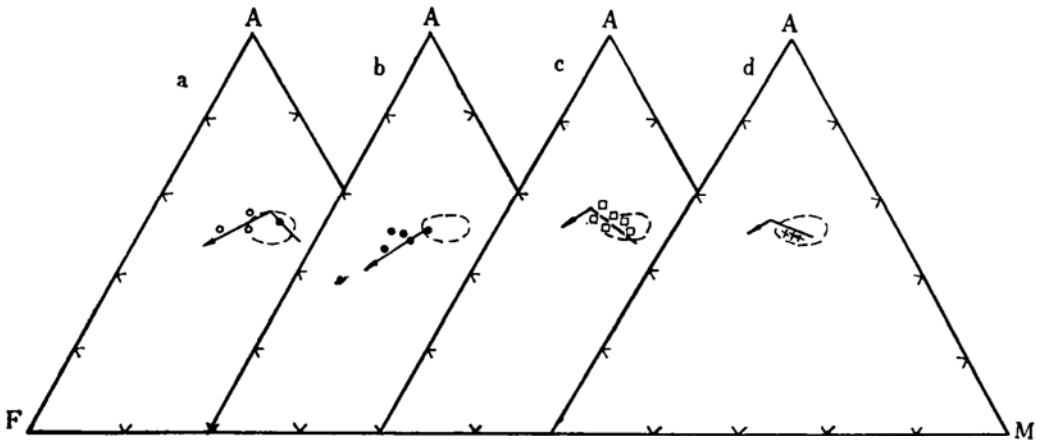


图 4 实验玻璃成分 AFM 图，并与大同中更新世早期和晚期火山岩成分对比

Fig. 4 AFM diagram of experimental glass composition and its comparison with the composition of volcanic rocks in the early and the late stage of Middle Pleistocene  
虚线圈定范围据邓晋福等 (1987)，箭头线为实验玻璃常压结晶演化趋势，其余符号同图 2

演化路径。而自然岩石样品在 AFM 图内投影集中在一起与低压结晶分离作用演化方向不同。SiO<sub>2</sub>-TA 图上 (图 5) 自然样品不具低压结晶组合特征，呈分散状。

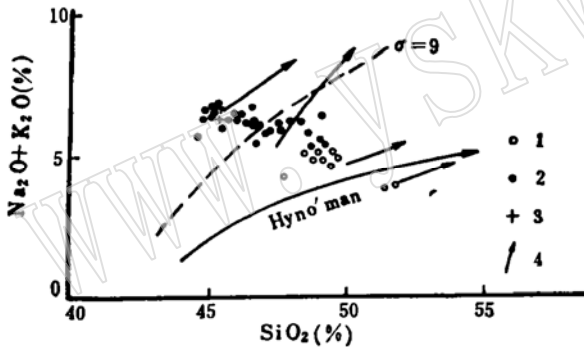


图 5 实验玻璃成分硅-碱图

Fig. 5 Silica-alkali diagram of experimental glass composition  
符号含义同图 3

大同中更新世早期火山岩比晚期火山岩更富 SiO<sub>2</sub>、MgO、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>，而 Na<sub>2</sub>O、K<sub>2</sub>O、CaO 低 (邓晋福等, 1987)，低压结晶分离作用不能解释火山岩这种化学成分的差异。那么是什么机制控制早期火山岩与晚期火山岩这种差异？高压下的结晶分离作用能否使硅高、碱低的岩浆产生硅低，碱高的岩浆？

已发现在大同新生代火山岩及中国东部新生代火山岩中 (尤其是碱性玄武岩中) 有单斜辉石巨晶产出，它是高温、高压产物。如河北汉诺坝碱性玄武岩中单斜辉石巨晶形成温度为 1371—

1419℃，压力为 (21—26) × 10<sup>8</sup> Pa。高压下的单斜辉石与低压下的单斜辉石具有不同的 CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 比值。如 1-atm 结晶出的单斜辉石，CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 2.10—5.20；8 × 10<sup>8</sup> Pa 时，CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 2.16—2.61 (Mahood et al., 1986)。大同火山群火山岩 1-atm 熔融实验产出的单斜辉石，CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 3.14—13.80，D-059，D-080 中 CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 4.94 (见表 2)。

经计算华北地区碱性玄武岩中单斜辉石巨晶的 CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 1.60—2.09。Mahood

表 2 实验玻璃(gl)与单斜辉石(CPx)的 CaO 和 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 分配系数计算

Table 2 Calculated distribution coefficients of experimental glass and clinopyroxene

样号	CPx			gl			$K_D \frac{CPx-gl}{CaO-Al_2O_3}$
	CaO%	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO%	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	
004-1100	21.43	3.95	2.425	6.76	13.71	0.49	11.00
028-1130	22.30	7.09	3.14	8.89	15.92	0.56	5.65
028-1100	21.49	6.73	3.19	6.96	16.13	0.43	7.43
059-1100	18.9	1.37	13.80	6.71	14.05	0.48	28.87
080-1140	21.30	2.31	9.22	7.96	13.26	0.60	15.37
080-1130	20.41	3.36	6.07	7.29	13.70	0.53	6.07
*D-059	18.67	3.78	4.94	10.26	12.99	0.79	6.25
*D-080	18.04	0.92	19.61	1.36	13.55	0.10	196.10

\* 为初始样品数据。

et al. (1986) 对大陆裂谷碱性玄武岩的低压和高压 ( $8 \times 10^8$  Pa) 实验结果表明, 压力升高使单斜辉石中 CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 降低。中国东北地区单斜辉石巨晶低于 Mahood et al. (1980)  $8 \times 10^8$  Pa 下单斜辉石中 CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 比值, 推测前者形成压力应大于  $8 \times 10^8$  Pa。高压下液相线矿物为单斜辉石 (Mahood et al., 1986) 与低压下液相线矿物为橄榄石有明显区别。高压下单斜辉石结晶作用对液相成分的改变与低压下橄榄石结晶作用对液相成分的改变不相同。一般单斜辉石巨晶 SiO<sub>2</sub> 约 46%—52%, 接近或高于碱性玄武岩 SiO<sub>2</sub> 含量, 而且远高于低压下结晶出的橄榄石中 SiO<sub>2</sub> 含量 (35%—41%)。因此高压下的结晶作用会形成比母岩浆贫 SiO<sub>2</sub> 的残余岩浆。不同比例的单斜辉石巨晶成分分离后对玄武岩成分影响见表 3。由表 3 可见 SiO<sub>2</sub> 含量高的岩浆在高压下通过单斜辉石的不断结晶可以产生 SiO<sub>2</sub> 低的岩浆, 并使派生岩浆中碱的含量增加。

因此, 大同中更新世早期岩浆 (富硅, 贫碱) 高压下可以派生出中更新世晚期的岩浆 (贫硅, 富碱)。大同地区的火山岩可能经历了高压控制下的结晶作用。高压结晶作用是控制该地区中更新世早期岩浆向中更新世晚期岩浆转化的主要因素。

大同地区玄武岩常压熔融实验结果为我们提供了有关岩浆演化的重要信息。玄武岩成分总体上受结晶分异作用控制, 上升过程中物化条件不断发生变化, 总趋势为由高压控制下的结晶作用向低压控制下的结晶作用转化, 液相线矿物由单斜辉石转化为橄榄石。通过分离结晶作用计算可知单一的结晶作用不改变玄武岩所属系列, 地表岩石产状表现为岩石组合单一, 成分相差不大, 具低分异程度特征。这种现象可以用高压控制下的结晶分异作用解释。

火山岩中玄武岩占的体积最大, 各地质时代都有广泛发育。各时期玄武岩主要成分相似说明其有相似的较均一的源区。玄武岩可能从深处即开始发生分离结晶作用, 并一直延续至地表固结, 所以玄武岩从深处上升到地表过程是由高压结晶作用转为低压结晶作用的过程。大陆裂谷碱性玄武岩主要元素化学特征可能受高压结晶作用控制 (Mahood et al., 1986), 低压结晶作用次之。大洋中脊玄武岩则以底压结晶为主, 初始岩浆与晚期分异岩浆之间可能有混合作用 (Walker et al., 1979)。大洋岛弧碱性玄武岩可能受多压结晶作用控制 (Ken-

表 3 大同火山群D-004, Hy-碱性玄武岩分离出不同比例 CPx 后派生岩浆成分

Table 3 Derivative magma composition after the separation of different proportions of CPx from Hy-alkaline basalt(D-004) of the Tatong volcanic cluster

项 目	岩浆中含量	原生岩浆 (D-004)	*CPx 巨 晶	派 生 岩 浆	
				1	2
				分离CPx 8%	分离CPx 30%
SiO <sub>2</sub>		48.03	49.73	47.88	47.30
TiO <sub>2</sub>		2.66	0.54	2.84	3.57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		14.26	8.93	14.72	16.54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		3.87	1.77	4.05	4.77
FeO		9.66	6.43	9.94	11.04
MnO		0.16	0.19	0.16	0.15
MgO		7.54	15.44	6.84	4.15
CaO		7.13	14.94	6.45	3.78
Na <sub>2</sub> O		3.26	2.01	3.37	3.80
K <sub>2</sub> O		1.13		1.23	1.61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0.95		1.03	1.36
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>		1.32		1.43	1.89
Σ		99.99		99.94	100.14

注: \* CPx 巨晶成分取自鄂莫岚等人的资料 (1987)。

nedý et al., 1990), 这可能是因为地壳较薄的缘故。

过去, 对岩石的熔融和结晶作用只注重温度的影响, 而近代高温、高压实验结果给我们一个重要启示, 那就是压力不仅可以影响到岩浆的产生, 而且对岩浆结晶、矿物生成顺序及矿物共生组合亦有重要作用。

#### 4 结束语

本文利用低压相平衡实验结果讨论了火山岩岩石学的若干问题, 论述了大同火山群火山岩主要元素的变异趋势及控制玄武岩演化的主要机制。火山熔岩达地表附近或喷出地表时发生不同程度的低压结晶作用, 结晶程度较高的熔岩中含有一定数量的 Ol、CP<sub>x</sub>、Pl, 其成分和特征与常压实验产生的 Ol、CP<sub>x</sub>、Pl 相似。常压熔融实验结果表明低压结晶作用不是大陆裂谷碱性玄武岩主要元素化学成分差异的控制因素, 而高压下的结晶作用可能起主导作用。现在还不可能准确地确定发生结晶作用的深度。由熔岩特征及与高压实验结果比较后推测高压结晶作用可能发生在 8—26 km 深的范围内。

#### 参 考 文 献

- 1 王人镜, 岩石化学, 武汉地质学院岩石教研室, 1984.
- 2 邓晋福, 莫宣学, 林培英, 大同火山群地质及岩石学特征, 地球科学, 1987, 12(3): 233-239.
- 3 鄂莫岚, 赵大升, 中国东部玄武岩及深源包体, 科学出版社, 1987.
- 4 Le Bas M J, Le Maitre R W, Sreckeisen A and Zanettin B A chemical classification of volcanic



- rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal Petrology*, 1986, 27: (3), 745-750.
- 5 Lofgren G. An experimental study of Pl crystal morphology isothermal crystallization. *Am. J. Sci.* 1974, 274: 243-273.
  - 6 Kennedy A K, Grove T L and Jonson. Experimental and major element constraints on the evolution of lavas from Lihir island, Papua New Guinea. *Contrib Mineral Petrol*, 1990, 104: 722-734.
  - 7 Mahood G A and Baker D R. Experimental constraints on depths of fractionation of mildly alkalic basalts and associated felsic rocks, Pantelleria, Strail of Sicily, *Contrib Mineral Petrol*, 1986, 93: 251-246.
  - 8 Osborn E F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation *Am. J. Sci.* 1959, 257: 609-647.
  - 9 Walker D, Shibata T, DeLong S E. Abyssal tholeiites from the oceanographer fracture zone. *Contrib Mineral Petrol*, 1979, 70: 111-125.

## Constraints of Phase Equilibrium Experiments on the Origin of Cenozoic Volcanic Rocks in the Datong Volcanic Cluster

Qin Dajun

(Department of Geology, Peking University, Beijing 100871)

Deng Jinfu Mo Xuanxue Lin Peiyang

(China University of Geosciences, Beijing 100083)

**Key words:** TAS diagram, genesis of volcanic magma

### Abstract

Petrology and genetic mechanism of volcanic magma can be studied through low pressure experiments. The Ol-Di-Ne tertiary phase diagram shows that the Ol-CPx-Pl saturated cotectic lines of alkaline basalts formed in different geotectonic environments do not coincide with each other, and Ol-CPx-Pl saturated cotectic lines of alkaline basalts formed in the same tectonic environment simply move toward the Ol vertex with the increasing oxygen fugacity. The silica-alkali evolution trend of low pressure crystallization fractionation of volcanic magma exhibits positive slope and is approximately parallel to the boundary of volcanic series in the TAS diagram (Le Bas, 1986). The 1-atm experimental liquid lines of descent are different from the evolution trend of the natural rocks, implying that low-pressure crystallization fractionation could not be the major mechanism for the magmatic evolution of the Datong volcanic cluster. It seems that high pressure crystallization fractionation was the major factor controlling the evolution of the volcanic magma from the early stage to the late stage of Middle Pleistocene.