

西南天山托云盆地新生代玄武岩中巨晶的研究*

吕勇军 罗照华** 任忠宝 梁 涛 柯 珊

(中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京 100083)

摘要 西南天山托云盆地新生代玄武岩中同时产出有深源岩石包体和辉石、角闪石、长石、金云母等高压巨晶. 巨晶主要产于火山活动早期形成的锥状岩席中, 辉石巨晶主要产于剖面下部, 角闪石、金云母以及深源岩石包体主要分布在中部, 长石巨晶主要分布在上部. 晶体的完整性、缺乏变形组构及其与寄主岩的关系表明, 它们是从寄主岩浆中晶出并快速上升到地表的. 矿物学研究表明, 辉石巨晶为铝质普通辉石, Al_2O_3 含量高(>9%); 角闪石 TiO_2 含量很高(>4.5%), 为钛闪石; 长石巨晶主要为歪长石, 双晶发育. 部分普通辉石和钛闪石巨晶发育磁黄铁矿包裹体. 巨晶辉石结晶温度为 1185~1199 , 压力约为 1.53~1.64 GPa, 为壳幔边界晶出的产物; 巨晶角闪石结晶压力约为 0.85 GPa, 温度约为 1000 , 大致于 30 km 处晶出. 巨晶歪长石结晶压力在 0.8~1 GPa, 温度为 900 左右. 角闪石巨晶中没有金红石等富钛包裹体, 反映了岩浆的快速上升. 辉石巨晶和斑晶成分计算的温压条件位于玄武岩液相线附近, 其大致的 P - T 轨迹斜率较大, 也可以作为岩浆快速上升的证据之一. 但是, 角闪石巨晶形成温度明显低于同等压力条件下的辉石巨晶, 可能暗示角闪石巨晶形成于岩浆活动前锋温度较低且富含挥发分的环境. 因此, 托云新生代玄武岩应当形成于拉张环境中, 巨晶的形成和上升具有较为复杂的历史.

关键词 托云盆地 巨晶 单斜辉石 角闪石 歪长石 碱性玄武岩 天山

1 引言

岩石圈的深部物质组成及其携带的岩石圈-软流圈深部过程信息是地球动力学研究的重要约束参数之一, 因此幔源原生岩浆及其中所携带的深源物质成为广泛关注的对象^[1~5]. 幔源原生岩浆中常常含有各种深源岩石包体和高压巨晶^[6~9], 包括刚玉、石榴

石、辉石、角闪石、金云母、钛铁矿等, 是反演区域岩石圈结构特征及岩浆的成因与上升流体动力学的重要依据. 大量关于巨晶的研究表明它们记录了碱性玄武岩岩浆的高压结晶过程^[7~15]. 对碱性玄武岩岩浆的高压实验研究也表明单斜辉石、角闪石和金云母是许多碱性玄武岩岩浆在上地幔和下地壳条件下的近液相线相矿物^[16,17]. 然而, 对于巨晶的成因却历来存在

收稿日期: 2005-05-20; 接受日期: 2005-09-14

* 国家自然科学基金(批准号: 40472038, 40272033)、中国地质大学“创新杯”重点项目资助

** 联系人, E-mail: luozh@cugb.edu.cn

较多的争议, 焦点是巨晶是寄主岩浆高压结晶的产物还是捕虏晶。Irving将碱性玄武岩中的巨晶划分为两类: A类巨晶(Al-普通辉石、Al-古铜辉石、橄榄石、钛闪石质角闪石、镁铝榴石石榴石、镁铁尖晶石和斜长石)为高压巨晶, 与寄主玄武岩同源; B类巨晶(包括歪长石、Ti-云母、Fe-Na次透辉石、磷灰石、钛铁矿、刚玉、金红石和榍石)很可能是从进化程度较高的岩浆中结晶形成的, 后来被上升的基性岩浆所捕获^[18]。雅库特金伯利岩中的锆石巨晶则被认为是在交代地幔橄榄岩中结晶的^[19]。某些巨晶也可能具有更复杂的历史, 例如, 东澳大利亚碱性玄武质岩石中的刚玉巨晶可能是从花岗质岩浆中结晶的, 进入玄武质岩浆中之后又获得了再生长的机会^[20]。许多巨晶与其寄主岩的主微量元素数据表明两者具有平衡关系^[15], 因而可以用来追索寄主岩浆的演化路线, 反演岩浆起源条件和岩浆流体动力学特征^[21]。近年来很多学者通过对高压巨晶中同位素的研究来反演地幔地球化学, 壳幔相互作用, 地幔的起源与演化等问题^[22~27]。

中国东部及世界范围内新生代碱性玄武岩中出现的巨晶组合及深源捕虏体为研究岩石圈与软流圈系统以及岩浆作用的深部过程提供了十分宝贵而有意义的资料^[3,5,28,29,30]。在中国东部很多地方都发现了高压巨晶, 如辽宁宽甸, 河北汉诺坝, 安徽女山, 福建明溪, 广东普宁, 雷州半岛等。国内很多学者对东部巨晶的主微量元素及同位素特征进行了大量的研究, 对巨晶的形成条件、机制和岩浆作用深部过程等问题取得了丰厚的成果^[26,28,29,30~35]。

但在我国西部, 至今没有发表有关高压巨晶的系统研究成果。近年来, 随着西部大开发国家计划的实施, 陆续在西南天山、青藏高原北缘一些地方的新生代玄武质火山岩中发现了高压巨晶, 其中以新疆托云盆地最为引人注目^[36,37]。这不仅填补了西部地区发现高压巨晶的空白, 也为造山带深源物质的研究提供了一个难得的机会。此外, 大多数玄武质岩浆中的高压巨晶组合的巨晶种类都比较单一(如我国东部裂谷区), 托云盆地玄武质岩石中则含有种类繁多的巨晶, 包括有辉石、角闪石、长石、金云母等, 有时巨晶含量可达岩石体积的60%以上, 同时产出的

巨晶含量如此丰富是很少见的, 对研究巨晶的成因及玄武质岩浆的演化具有重要意义。本文的目的在于对产于托云盆地碱性玄武岩中的歪长石、单斜辉石、角闪石巨晶的矿物学特征进行初步研究, 以期对西南天山新生代玄武质岩浆起源与演化提供矿物学约束。

2 地质背景

托云盆地位于中国-吉尔吉斯国境线附近中国一侧, 费尔干纳断裂以东, 南天山早-中古生代活动边缘与塔里木盆地北缘喀拉铁热克晚古生代陆坡的接合部位, 是在晚古生代碰撞造山带基础上发展起来的陆内裂陷盆地^[38,39]。火山岩产于白垩纪-古近纪山间盆地红层中, 其形成时代主要属于古近纪, 部分火山岩测年数据显示形成于晚白垩纪^[36,40]。前人一般将托云盆地的火山岩分为上玄武岩和下玄武岩, 认为火山岩与红色沉积层互层, 下部为红层夹火山岩, 上部为火山岩夹红层。新的观察表明, 所谓的下玄武岩实际上是侵入于白垩纪砂砾岩中的岩席, 与围岩具有清楚的侵入接触关系。

位于托云乡东南沿喀什-托云公路500 m处的玄武岩剖面厚约11 m, 含有大量普通辉石、金云母、角闪石、歪长石等高压巨晶以及深源岩石包体, 包括橄榄岩类、辉石岩类、尖晶石二辉岩类、麻粒岩类、斜长岩类等。根据深源物质的相对数量, 可以大致将玄武岩划分为四层, 从下到上依次为含辉石巨晶(平均粒径1 cm左右)玄武岩(厚约1.8 m)、含角闪石、金云母巨晶(平均粒径4 cm左右)玄武岩(厚约2 m)、含深源岩石包体(平均直径10 cm左右)玄武岩(厚约3 m)和含碱性长石巨晶(平均直径8 cm左右)玄武岩(厚约4 m)(图1)。值得注意的是分层只是人为的, 几种巨晶往往一起产出, 只是含量有所不同。火山岩一般为钢灰色-深灰色, 斑状结构, 基质为间粒结构或间粒间隐结构, 块状构造, 属于SiO₂不饱和的碱性玄武岩类, 对剖面底部和顶部的样品进行了全岩分析(见表1)。可以看出剖面顶部和底部的岩石主微量元素都差异很小, 在TAS分类图上, 剖面底部玄武岩样品014C₂为碱玄岩, 顶部样品S014F为响岩质碱玄岩, 标准Ne分子大于13%。Mg[#]分别为0.61和0.62。稀土



图 1 含巨晶层位野外剖面图

1. 辉石巨晶层位; 2. 角闪石、金云母巨晶层位; 3. 深源岩石包体层; 4. 碱性长石巨晶层位

表 1 托云玄武岩全岩化学成分(wt%)及微量元素丰度(μg/g)^{a)}

样品号	014C_2	S014F	样品号	014C_2	S014F	样品号	014C_2	S014F
SiO ₂	45.29	47.24	La	62.55	47.30	Ba	582.73	719.93
TiO ₂	2.10	1.91	Ce	110.09	105.55	Rb	45.95	33.99
Al ₂ O ₃	16.12	16.25	Pr	12.70	11.33	Th	9.94	7.36
Fe ₂ O ₃	4.80	4.21	Nd	46.87	40.68	Nb	106.28	103.53
FeO	5.67	5.13	Sm	8.75	7.94	Ta	7.94	7.95
MnO	0.19	0.19	Eu	2.78	2.43	Sr	1349.16	1164.64
MgO	5.06	4.69	Gd	7.20	6.91	Zr	370.71	366.50
CaO	7.09	6.42	Tb	1.07	1.03	Hf	7.59	7.80
Na ₂ O	5.21	4.97	Dy	5.73	5.52			
K ₂ O	3.23	3.93	Ho	1.16	1.11			
P ₂ O ₅	0.75	0.75	Er	2.85	2.73			
烧失量	3.83	3.80	Tm	0.42	0.42			
总量	99.34	99.49	Yb	2.54	2.42			
Mg#	0.61	0.62	Lu	0.39	0.38			
			Y	27.62	24.39			

a) 样品 014C_2 采自剖面底部, S014F 采自剖面顶部; Mg[#]=Mg/(Mg+Fe); 中国科学院地质与地球物理研究所元素分析实验室 XRF 分析, 分析人: 曹杰, FeO 为化学溶样分析

元素配分型式是典型的轻稀土富集, 重稀土亏损的碱性玄武岩配分模式. 顶底部主微量元素差异很小表明岩浆没有经过强烈的分异, 同时说明不同类型的巨晶在玄武岩不同层位相对富集是岩浆上升搬运的结果. 剖面底部 SHRIMP 锆石测年年龄 48.1 ± 1.6 Ma, 为始新世. 往北, 至少还有 8 条类似的锥状岩席, 单个玄武岩岩席厚度从十几厘米到大于一米, 偶尔可见细粒高压巨晶, 但未见深源岩石包体.

3 矿物学特征

3.1 单斜辉石巨晶

手标本上呈黑色, 一般长为 1 cm, 肉眼不见解理, 贝壳状断口, 玻璃-油脂光泽. 巨晶多为短柱状、次圆-次棱角状外形, 常呈单个产出.

镜下无色透明, 无多色性, 能见{110}解理, 成分及光性均一. 有的晶体内部发育有定向排列的磁

黄铁矿等硫化物包裹体。巨晶边部普遍发育熔蚀现象, 熔蚀边外发育一圈新生单斜辉石及黑色不透明矿物(增生边), 成分见表 2, 与熔岩的接触界线清晰, 为浅褐色, 多呈锯齿状, 在消光位上与巨晶主体一致, 如同一个颗粒, 表明反应是在固态条件并保持原来晶体结构下进行交代的, 同时说明巨晶的反应与熔蚀同步或略为滞后。

辉石巨晶电子探针分析代表性成分列于表 3。三个样品中心 10 个探针点分析结果表明, 托云辉石巨晶中心部位主元素变化很小, SiO₂ 48.12%~48.54%; Al₂O₃ 9.07%~9.36%; MgO 12.85%~13.11%; CaO 17.42%~17.86%; Mg[#]值为 75.58~75.71。成分落在国内外其它知名产地单斜辉石巨晶的变化范围之内^[32,33]。在辉石分类图(图 2(a))中, 均落入普通辉石区或普通辉石区与次透辉石区交界处。因此, 托云盆地玄武岩中的辉石巨晶主要属于铝质普通辉石, 这与中国东部新生代玄武质火山岩和世界上大多数火山岩中的辉石巨晶都属于富铝的镁普通辉石、只有少量属于次透辉石和镁透辉石的结论是一致的^[33]。与托云橄榄岩捕虏体中单斜辉石相比^[39], 辉石巨晶有更高的TiO₂、Al₂O₃和FeO, 而MgO、SiO₂和CaO相对较低, Mg[#]明显低于橄榄岩中单斜辉石。部分辉石巨晶中还含有磁黄铁矿集合体, 呈圆柱状线状平行排列。柱体两端呈弧形或半圆形, 暗示硫化物是呈液态被捕获进入辉石晶体中的。代表性磁黄铁矿分子

式(Fe_{0.9711}Co_{0.0101}Ni_{0.0091}As_{0.0005}Te_{0.0015}S, Fe_{0.9444}Co_{0.0051}-Ni_{0.0080}As_{0.0007}S)。

特别应指出的是, 本区普通辉石巨晶与我国东部地区及世界各地一样, 普遍有增生边(或称为与岩浆之间的反应边)。与它们不同的是中间发生熔蚀现象, 形成一圈熔蚀边。熔蚀边辉石较巨晶辉石更富Ca, Ti, 而贫Na, Mg, Al, Fe, Al^{VI}/Al^{IV}比值低, 反映其可能是在更低压下的产物。

巨晶增生边部分在显微镜下明亮干净, 呈浅褐色, 并与熔岩的接触界限清晰, 呈条带状或锯齿状。增生边内侧和外侧成分有差异, 外侧较内侧更富TiO₂, FeO, 而贫Al₂O₃, MgO, Na₂O。这种成分的变化可能是岩浆上侵的环境不稳定而造成的。增生边的次透辉石与巨晶辉石, 熔蚀边辉石及单斜辉石斑晶相比, 化学成分也有一定的差异, 成分见表 2。边部次透辉石较巨晶普通辉石富Ca, Ti, Fe, 而贫Na, Mg, Al, Si, 其成分与寄主岩中单斜辉石斑晶成分相似, 与巨晶形成条件差异较大。

3.2 角闪石巨晶

手标本上呈黑色, 长 1~4 cm 不等, 玻璃光泽, 肉眼可见{110}解理, 易沿解理破碎。多数可见平直边界, 也有次棱角状外形, 单个产出。镜下有明显的多色性, 红褐色-黄褐色-浅褐色。晶体无环带, 光性均一, 无出溶及变形结构。少数有港湾状熔蚀形状, 巨

表 2 各类辉石成分对比表

成分	巨晶辉石	熔蚀边辉石	增生边内侧辉石	增生边外侧辉石	斑晶辉石
点号	1	2	3	4	—
SiO ₂	48.61	48.71	47.06	47.07	46.57
TiO ₂	1.20	2.53	1.77	3.18	3.03
Al ₂ O ₃	9.41	6.70	7.57	7.04	7.49
FeO	7.44	5.90	6.08	8.54	7.72
MnO	0.13	0.31	0.19	—	0.09
MgO	12.64	12.12	13.03	11.36	12.38
CaO	19.05	23.19	22.49	22.25	22.93
Na ₂ O	1.89	0.74	1.01	0.35	0.64
K ₂ O	—	0.14	0.06	0.19	—
总量	100.37	100.34	99.26	99.98	100.85
Mg ⁺	0.75	0.79	0.79	0.70	0.74
Al /Al	0.76	0.46	0.27	0.33	0.20
Wo:En:Fs	44.8:41.3:13.9	51.6:37.6:10.8	49.4:39.8:10.8	49.8:35.3:14.9	48.7:37.9:13.4
辉石种属	普通辉石	深绿辉石	次透辉石	次透辉石	次透辉石

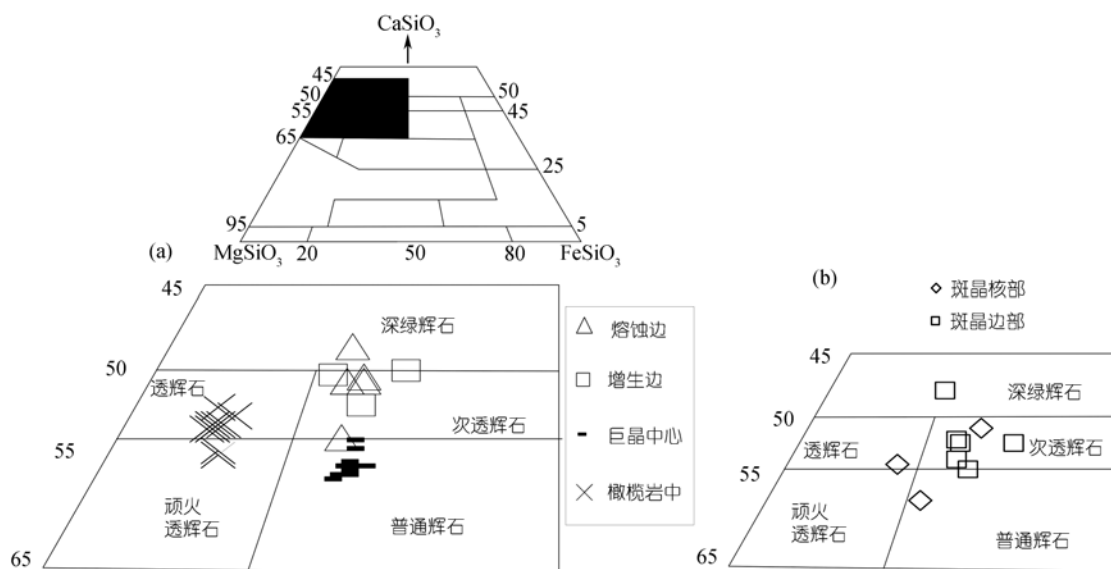


图 2

(a) 巨晶; (b) 斑晶辉石分类图解(据 Morimoto, 1988)

晶边部有一圈深色窄带, 成分上没有大的变化, 可能是挥发份出溶的结果. 部分巨晶内部发育束状或定向排列的磁黄铁矿等硫化物包裹体.

有意思的是在很多薄片中都可见到粒径达几个毫米的不透明矿物集合体, 电子探针分析表明其主体是角闪石, 其余还有钛铁矿, 黑云母, 单斜辉石组成, 这被认为是角闪石分解的产物^[41](表 4). 集合体外围则发育了一圈无色透明的单斜辉石, Al 含量很低表明其在低压下晶出的.

对 7 个巨晶颗粒进行了 30 个点的电子探针分析, 其平均成分如表 5 所示. 根据国际矿物协会(IMA)角闪石小组委员会提出的分类命名方案, 托云角闪石巨晶为钛闪石. 总体上, 托云角闪石巨晶具有高钛富铝的特征, TiO_2 含量变化为 4.24%~5.49%, 平均达 4.87%; Al_2O_3 含量介于 12.83%~14.45% 之间, 平均为 14.01%. 大部分 $\text{Mg}^\#$ 为 60~62, 与寄主岩 $\text{Mg}^\#$ 一致, 表明它们与寄主岩有同源关系, 是在大致相似的高温高压条件下晶出的, 且角闪石巨晶具有幔源成分特征(图 3), 表明其晶出于幔源岩浆中. 在钙质角闪石的 Al_2O_3 和 TiO_2 等值线图上^[44](图 4), 样品投点表明角闪石巨晶的形成压力小于 1 GPa, 温度高于 1000 °C.

从成分上(表 5)看, 托云角闪石巨晶与我国东部新生代碱性玄武岩中的角闪石巨晶^[33]类似, 主要氧化物含量与吉林辉南的角闪石巨晶^[33]更为接近, 但相对富 FeO, K_2O 而贫 TiO_2 , Al_2O_3 , MgO. 此外, 有些晶体内部发育定向平行排列或束状排列的磁黄铁矿.

角闪石巨晶成分变化很小, 单个巨晶内部是很均一的, 而边部的深色边角闪石在化学成分上有小的变化, SiO_2 , TiO_2 , CaO, FeO 增多, Al_2O_3 减少, 但仍为钛闪石. 角闪石斑晶成分与巨晶角闪石边部成分相似, 也为钛闪石. 但遭分解的角闪石团块与其他角闪石明显不同, 具有最低的 TiO_2 , MgO, $\text{Mg}^\#$, 最高的 FeO 含量, 为低铁非闪石. 表明其与巨晶角闪石形成条件有较大差异(表 4).

3.3 碱性长石巨晶

如上所述, 碱性长石巨晶主要产于锥状岩席的上部层位, 含量达岩石总体积的 10% 左右. 巨晶颗粒粗大, 粒径可达 5 cm, 多呈长方形柱状, 肉眼观察边缘有明显的白色边. 在显微镜下碱性长石巨晶为无色透明, I 级灰干涉色, 聚片双晶发育, 有时可见格子双晶(双晶夹角 83°). 巨晶边部及内部裂隙处常常被交生的钠长石和钾长石取代.

表 3 托云辉石巨晶电子探针分析结果^{a)}

样品	014D1-2*	014D1-3*	014D1-4
点数	2	4	4
SiO ₂	48.42	48.54	48.12
TiO ₂	1.71	1.59	1.82
Al ₂ O ₃	9.36	9.07	9.32
FeO	7.52	7.53	7.39
MnO	0.03	0.16	0.22
MgO	13.11	13.05	12.85
CaO	17.42	17.86	17.73
Na ₂ O	1.69	1.53	1.58
K ₂ O	0	0.03	0.04
P ₂ O ₅	0.25	0.18	0.18
总量	99.48	99.52	99.24
阳离子数(以 6 个氧原子为基础)			
Si	1.785	1.79	1.781
Al	0.215	0.21	0.219
Al	0.191	0.185	0.187
Ti	0.047	0.044	0.051
Fe	0.231	0.232	0.229
Mg	0.72	0.718	0.709
Mn	0.001	0.005	0.007
Ca	0.688	0.706	0.703
Na	0.12	0.109	0.113
K	0	0.001	0.002
Σ	4	3.999	3.998
若干计算参数			
Jd	10.483	9.546	9.987
Wo	41.919	42.504	42.664
En	43.908	43.227	43.036
Fs	14.173	14.269	14.3
Mg#	75.71	75.58	75.59
p/GPa	1.63	1.56	1.58
t/	1198.85	1190.85	1193.85

a) $Mg^{\#}=100 \times Mg/(Mg+Fe)$; P.T 计算采用 Putirka(2003)提供的方法; 带*的是含有磁黄铁矿的辉石巨晶样品, FeO 为全铁含量

对 6 个长石巨晶作了 27 个点的电子探针分析, 代表性测试结果如表 6 和图 5 所示. 在长石分类图上(图 5), 四个成分点落在透长石区, 四个成分点落在高钠长石区, 大部分(≈75%)巨晶投在歪长石区, 说明该区的长石巨晶与中国东部新生代玄武岩中的长石巨晶一样, 主要为歪长石^[33]. 中国东部裂谷区玄武质岩石中的长石巨晶, 华南富 An, 平均成分为钙歪长石; 华北富 Ab, 平均成分为歪长石; 东北富 Or, 平均成分为钠透长石^[33]. 而托云玄武岩中的长石巨晶大多数

Ab=61.1~66.4, 平均为 63.24, Or=25.9~34.1, 平均为 30.88, 平均成分为歪长石, 与华北相近.

表 4 各类角闪石成分对比表

成分	巨晶角闪石核部	巨晶角闪石边部	巨晶角闪石边部	角闪石斑晶	角闪石团块
SiO ₂	39.38	40.03	39.92	40.89	40.12
TiO ₂	4.6	4.7	5.72	4.57	3.4
Al ₂ O ₃	14.21	12.76	12.66	12.17	12.28
FeO	11.62	12.28	11.05	12.25	16.04
MnO	0.36	0.12	0	0.08	0
MgO	11.44	11.17	11.71	11.83	8.56
CaO	9.8	11.83	11.86	11.78	11.93
Na ₂ O	2.95	2.68	2.97	3.1	2.83
K ₂ O	1.95	1.54	1.54	1.3	1.39
总量	96.31	97.11	97.43	97.97	96.55
Ti	0.522	0.532	0.642	0.511	0.393
Mg#	63.69	61.86	65.40	63.26	48.74
矿物种属	钛闪石	钛闪石	钛闪石	钛闪石	低铁韭闪石

尽管如此, 从图 5 可以看出, 托云的长石巨晶还是显示出极大的成分变化范围, 从几乎纯的钾长石到纯钠长石. 这种极端成分变化表明了长石巨晶成因的复杂性. 根据相平衡原理, 对于一个成分均一的岩浆体系, 不可能同时晶出富钠和富钾的碱性长石, 这两种碱性长石只有通过低于固相线的固溶体分解才能得到. 这要求矿物形成后有一个较长时间的结构调整, 因而不适应于新生代玄武岩, 况且大量歪长石的存在本身也否定了这样的低于固相线变化.

另一种可能性是岩浆的不同部位分别被注入了特别富钾和富钠的熔浆, 在它们没有与主岩浆充分混合之前, 可以晶出具有极端成分的近液相线相碱性长石. 但是, 这与巨晶形成的环境不符, 在高温高压条件下, 很难想象小股岩浆可以长期保持其成分的特殊性以保证长石巨晶的平衡结晶.

第三种可能性是部分长石巨晶是玄武质岩浆捕获的下地壳矿物, 而大部分巨晶(歪长石)则是在上升岩浆前锋部位晶出的. 图 5 中的虚线大致相当于长石三元系相图的 900 等温线^[45], 歪长石的成分点主要聚集在其附近, 暗示其结晶温度可能远远低于辉石巨晶(见下文). 由于岩浆运动前锋直接与较冷的岩石圈接触, 即可以在岩浆体周边形成一个“冷壳”, 类似于对流岩浆房的热边界层, 因此这种设想看来是合理的.

表 5 托云角闪石巨晶的电子探针分析结果^{a)}

样品	014D1-1	014F1-1C*	014F1-1R	014F1-2	014M1	014M2	014M3*	B014E
点数	4	4	2	4	4	4	4	4
SiO ₂	40.11	39.83	39.22	39.75	39.83	39.81	40.21	39.87
TiO ₂	4.84	4.77	4.69	4.97	4.64	4.83	5.20	4.98
Al ₂ O ₃	14.25	14.04	13.27	14.18	13.84	14.05	14.24	13.83
FeO	11.59	13.03	13.53	12.35	13.80	12.58	10.93	13.26
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.14	0.06	0.22	0.13	0.06	0.09	0.14	0.11
MgO	12.11	11.27	11.17	11.27	10.59	11.16	12.15	10.99
CaO	9.59	9.68	10.97	9.85	9.70	9.70	9.70	9.49
Na ₂ O	2.73	2.52	2.60	2.48	2.62	2.56	2.56	2.62
K ₂ O	2.00	2.29	1.55	2.23	2.17	2.17	2.09	2.14
P ₂ O ₅	0.20	0.19	0.19	0.10	0.08	0.11	0.05	0.31
总量	97.33	97.48	97.21	97.20	97.24	96.95	97.22	97.28
以氧为 23 计算的阳离子系数								
T	Si	6.00	6.00	5.94	6.00	6.04	6.03	6.03
	Al	2.00	2.00	2.06	2.00	1.96	1.97	1.97
	Al	0.51	0.49	0.31	0.52	0.52	0.53	0.49
	Fe ³⁺	0.25	0.22	0.11	0.15	0.17	0.17	0.22
C	Ti	0.54	0.54	0.53	0.56	0.53	0.55	0.57
	Mg	2.70	2.53	2.52	2.53	2.40	2.52	2.48
	Fe ²⁺	0.99	1.21	1.51	1.22	1.39	1.23	1.25
	Mn	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
B	Fe ²⁺	0.21	0.20	0.09	0.18	0.20	0.20	0.21
	Mn	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
	Ca	1.54	1.56	1.78	1.59	1.58	1.57	1.54
	Na	0.25	0.23	0.12	0.22	0.22	0.23	0.25
A	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Na	0.55	0.50	0.65	0.51	0.55	0.53	0.52
	K	0.38	0.44	0.30	0.43	0.42	0.42	0.41
	Mg [#]	65.08	60.67	59.55	61.91	57.78	61.27	59.66
压力估计/GPa								
	0.87	0.86	0.80	0.88	0.85	0.87	0.87	0.85
	0.94	0.93	0.86	0.95	0.92	0.94	0.94	0.91
	0.72	0.71	0.65	0.72	0.70	0.71	0.72	0.70
	0.89	0.88	0.83	0.90	0.88	0.89	0.89	0.87
平均	0.85	0.85	0.78	0.86	0.84	0.85	0.85	0.83

a) 带*的是含有磁黄铁矿的角闪石巨晶样品, 带 C 的是巨晶中心部位, 带 R 的是巨晶边缘成分. 压力估计使用文献: () Hammarstrom 和 Zen (1986); () Hollister (1987); () Johnson (1989); () Schmidt (1992)

表 6 长石巨晶电子探针成分分析结果(wt%)

样品编号	014D1-5	014F1-3	014F1-4	014F1-5	D014-1	D014-2	014F1-3-2	D014-2-3-2	D014-2-3-3
矿物	歪长石	歪长石	歪长石	歪长石	歪长石	钠长石	透长石	透长石	歪长石
点数	4	3	4	5	4	4	1	1	1
SiO ₂	65.30	66.13	65.87	66.14	66.15	68.87	65.85	65.69	66.84
TiO ₂	0.12	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	20.88	20.10	20.47	20.22	20.14	20.27	20.00	18.59	19.52
FeO	0.04	0.00	0.00	0.00	0.07	0.07	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15
CaO	1.54	0.79	1.23	0.96	1.11	0.75	0.65	0.00	0.49
Na ₂ O	7.34	6.68	6.98	6.77	6.75	9.30	3.86	0.57	6.34
K ₂ O	4.36	5.72	4.92	5.75	5.61	0.28	8.86	15.62	6.40
总量	99.60	99.44	99.47	99.84	99.83	99.53	99.28	100.47	99.74
Ab	66.35	61.37	64.08	61.12	61.03	93.95	38.40	5.20	58.60
An	7.70	4.00	6.20	4.76	5.55	4.23	3.60	0.00	2.50
Or	25.95	34.60	29.70	34.10	33.43	1.83	58.00	94.80	38.90

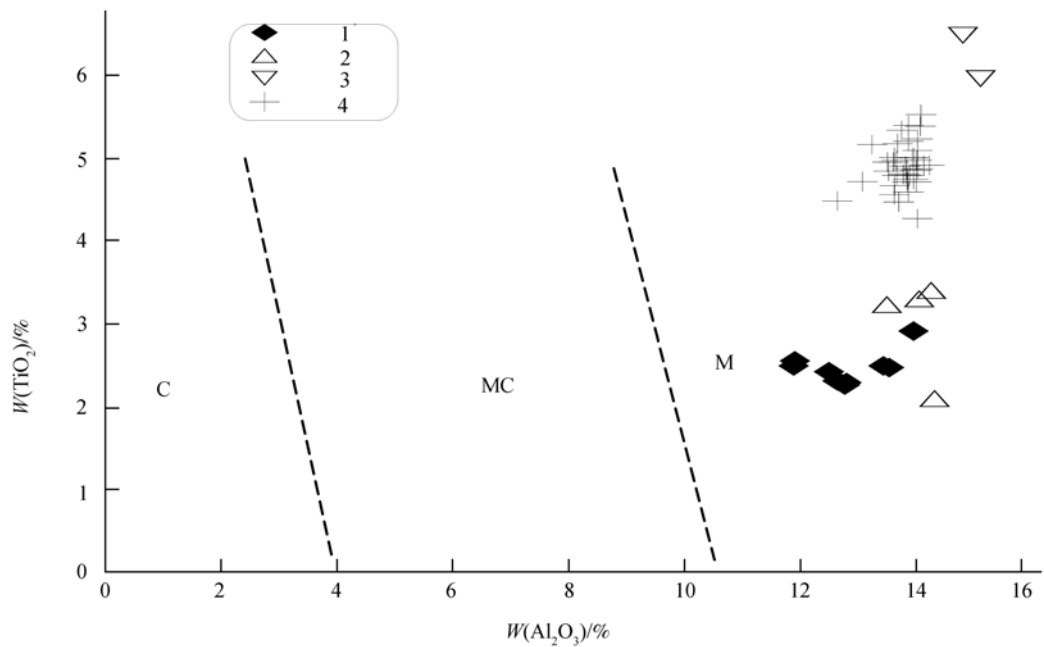


图 3 巨晶角闪石 TiO_2 - Al_2O_3 图^[42]

C为壳源; MC为壳幔混源; M为幔源; W为质量分数; 1——安徽铜陵曹山花岗岩中角闪石巨晶^[43], 2——广东普宁超镁铁质集块角砾岩中角闪石巨晶^[33], 3——吉林辉南碱性橄辉玄武岩中角闪石巨晶^[33], 4——托云碱性玄武岩中角闪石巨晶

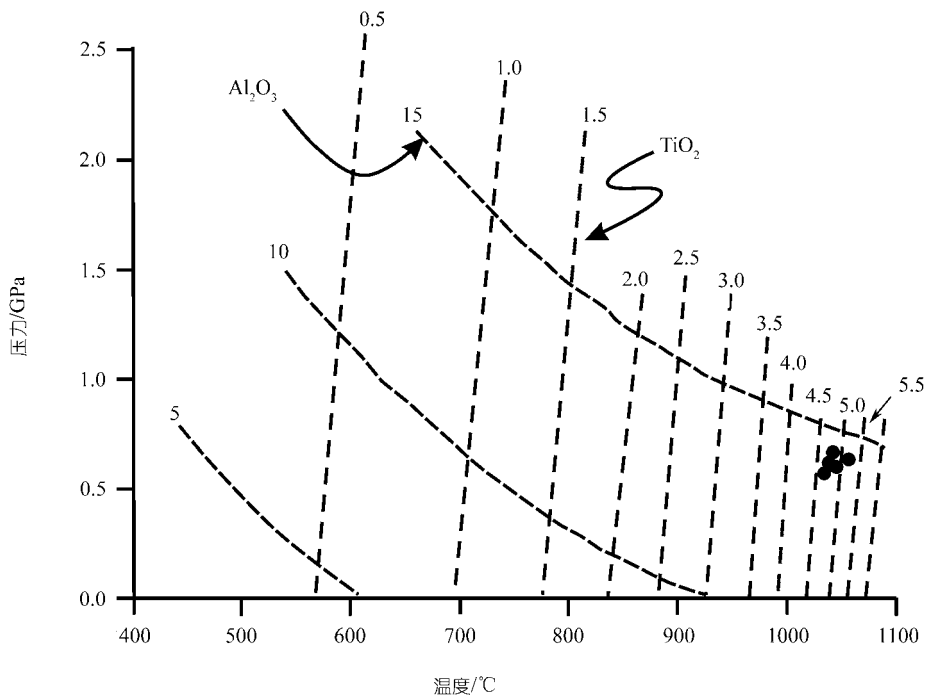


图 4 角闪石的 Al_2O_3 (%) 和 TiO_2 (%)等值线图(据Ernst等^[44])

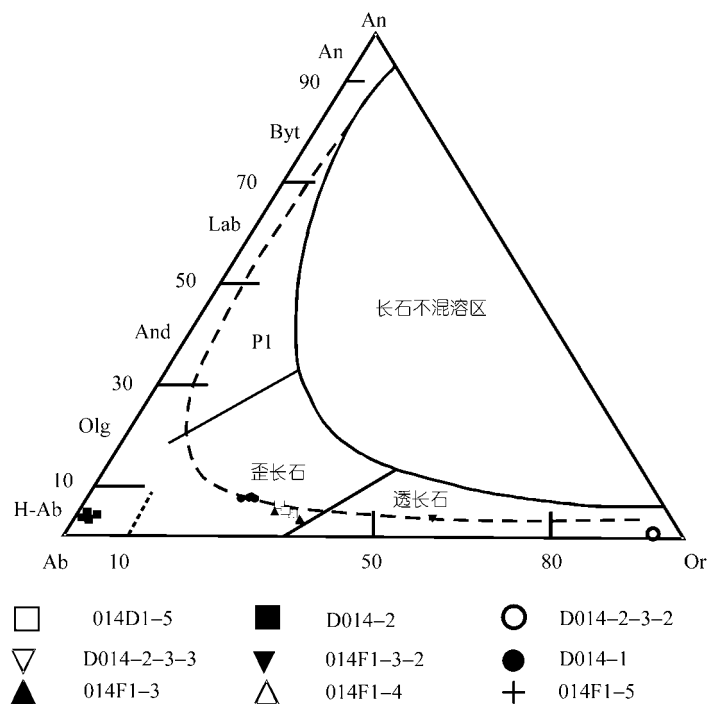


图 5 长石分类图解^[45]

4 巨晶形成条件分析

4.1 巨晶与寄主岩浆的关系

巨晶成分均一，因此可以提供平衡条件的信息。可以用巨晶辉石和角闪石与寄主岩Fe-Mg分配系数来估计平衡关系。但由于角闪石中Fe₂O₃/FeO的不确定性，现在的测定值很可能不是原始结晶时的条件，Irving 和 Frey^[15] 建议采用角闪石和寄主岩中Mg/(Mg+Fe^{total})比值来估计平衡关系。

Thompson根据实验认为,单斜辉石与玄武质熔体平衡时的K^{cpx}_d(Fe-Mg)值为 0.29^[46]。Irving等(1984)和Liotard等(1988)根据实验结果认为，当该值在 0.2~0.4 时，单斜辉石与熔体都是平衡的。后来的实验(Kinzler, 1997; Hunter, 1997)进一步证实了该范围的合理性。

托云辉石巨晶核部与寄主岩(样品 014C_2)Kd(Fe-Mg) 值(表 7)都一致是 0.29，说明辉石巨晶与寄主岩浆在高压下处于平衡状态，是寄主岩浆高压结晶的产物。

表 7 辉石巨晶-寄主岩Fe-Mg分配系数^{a)}

样品	辉石 FeO/MgO	寄主岩(样品 014C_2)FeO/MgO	Kd
014D1-2C	0.57	1.97	0.29
014D1-3C	0.58	1.97	0.29
014D1-4C	0.58	1.97	0.29

a) 所有Fe都为FeO; Kd=(FeO/MgO)_{cpx}/(FeO/MgO)_{liq}

托云角闪石巨晶大多自形，具有平直边界且大部分Mg[#]为 60~62，与寄主岩Mg[#]一致，表明它们与寄主岩可能有同源关系。

对含巨晶的寄主玄武岩实验相平衡研究表明橄榄石、Al-单斜辉石、Al-斜方辉石、镁铝榴石质石榴石、钛闪石质角闪石及Ti-云母在不同的温度、压力及挥发份条件下都可以呈近液相线相晶出。但是不管是斜长石还是歪长石在任何条件下都不能从碱性玄武岩中近液相线晶出。斜长石在碱性玄武岩中低压晚期晶出，而歪长石只能在更加进化的歪长粗面岩、响岩、粗面岩中呈斑晶相晶出。Chapman实验表明在大于 5 × 10⁸Pa的压力下歪长石在碧玄岩浆中是不稳定的。由此推测托云歪长石巨晶可能不是由寄

主碱性玄武岩直接晶出的.

4.2 巨晶与幔源包体及斑晶的关系

原生玄武岩岩浆来源于上地幔源区, 巨晶和斑晶是在不同温压条件下从其共同的母岩浆中结晶出来的. 据此如果岩浆成分没有经历过重要改变, 玄武岩岩浆应当在不同的压力条件下分别与源区矿物、巨晶和斑晶都曾经达到或近似达到过平衡, 因而这三类矿物的成分变化应当存在有机的联系.

如图 6 所示, 与中国东部安徽女山, 河北汉诺坝, 辽宁宽甸辉石巨晶相比, 托云辉石巨晶具有明显高钛富铝的特征, 可能表明托云辉石巨晶有更高的形成温压条件. 根据郑建平等报道, 托云玄武岩中橄榄岩捕虏体的单斜辉石 SiO_2 , Al_2O_3 和 $\text{Mg}^\#$ 值的变化范围分别为 51.67%~53.27%, 2.23%~6.38%, 0.89~0.92, 主要为透辉石^[39], 与托云辉石巨晶成分差异很大, 说明辉石巨晶不是地幔橄榄岩捕虏体解体的产物, 而是玄武岩浆在高压下结晶的产物.

从巨晶中心向外到熔蚀边及增生边辉石 TiO_2 增加, Al_2O_3 降低, 说明在巨晶随寄主岩浆上升过程中发生熔蚀并在比巨晶形成时稍低的压力条件下形成增生边辉石. 与斑晶辉石相比, 巨晶辉石总体具有较高的 $\text{Mg}^\#$ 值、 Al_2O_3 含量, Na_2O 含量, 以及较低的 TiO_2

含量, 从而表明斑晶是在更低的压力条件下结晶的. 同时, 个别斑晶核部的成分特征与辉石巨晶熔蚀边相似, 这有可能表明某些斑晶的晶核在巨晶熔蚀边形成条件下形成的.

4.3 温压条件

对于辉石巨晶采用最新的单斜辉石-熔体平衡温压计(Putirka等^[47]推荐的温度计和压力计), 计算了符合平衡判据的单斜辉石-熔体平衡温度和压力. 该温压计的优点和方便之处是不需估算熔体和斑晶中不同价态铁离子的比例. 表 3 列出了样品多次分析结果的温压计算值的平均值, 表 8 为托云单斜辉石巨晶及斑晶结晶时的平衡温压及范围.

表 8 单斜辉石-熔体平衡温度和压力计算值

巨晶-寄主岩	<i>T</i> /	<i>P</i> /GPa
巨晶-碱性玄武岩(014C_2)	1185.85~1199.85	1.53~1.64
斑晶-碱性玄武岩(014C_2)	1119.85~1145.85	0.76~1.24

根据压力与深度换算公式: $Z(\text{km})=4.2+3.03 \times P$ 换算求得巨晶其深度为 51~54 km. 斑晶为 27~42 km. 据Roecker^[48]等对本区地震波速度结构研究, 本区莫霍面平均深度为 50 km, 因此辉石巨晶是在壳幔边界晶出的.

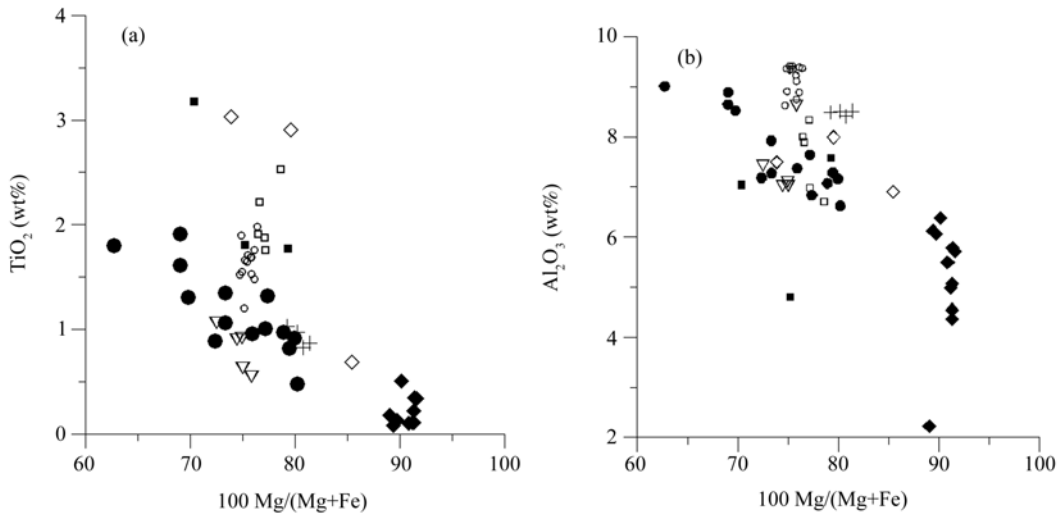


图 6 巨晶, 斑晶及幔源包体辉石 TiO_2 — $\text{Mg}^\#$ 及 Al_2O_3 — $\text{Mg}^\#$ 图

○托云单斜辉石巨晶, □托云单斜辉石巨晶熔蚀边, ■托云单斜辉石巨晶增生边, ●安徽女山单斜辉石巨晶(陈道公^[28]), 河北汉诺坝单斜辉石巨晶(陈道公, 1997), +辽宁宽甸单斜辉石巨晶(Cong-Qiang Liu^[34]), 托云地幔捕虏体单斜辉石(郑建平等^[39]), 托云玄武岩中单斜辉石斑晶

角闪石结晶温度在 1000 °C 左右, 压力为 0.83~0.86 GPa 之间, 换算成深度约为 30 km 左右晶出. 与中国东部角闪石巨晶的形成温压(T 为 780~950 °C, P 为 0.85~1.1 GPa)^[33] 相比, 托云角闪石巨晶的结晶温度与东北地区的相当, 压力与华北地区的相当, 可能表明托云地区新生代时期具有更高的地热梯度或者岩浆上升速度更快.

Chapman 认为, 在干系统中, 至少在 8×10^8 Pa (相当于 25 km 深处) 的条件下, 歪长石才能形成. 据 Lindsley 的实验资料, 当压力大于 10×10^8 Pa 时, 歪长石将开始不一致熔融. Green 等用碱性玄武岩和霞石玄武岩所进行的结晶作用实验表明, 在结晶作用的最后阶段, 在近固相线区 ($P < 10 \times 10^8$ Pa, T 近于 900 °C) 有歪长石成分的长石晶出. 由此推测, 歪长石形成的压力条件应在 $8 \sim 10 \times 10^8$ Pa 之间, 即相当于 28~34 km 的深度范围内^[32].

推测的玄武岩浆的演化 P - T 轨迹如图. 明显看出辉石巨晶位于玄武岩液相线附近, 都是在大于 1 GPa 的压力下形成的, 演化线斜率较陡, 反映了岩浆的快速上升. 角闪石巨晶位于玄武岩固相线附近, 明显偏移演化线, 说明角闪石形成温度低于同等压力条件下的辉石巨晶, 可能暗示角闪石形成于岩浆活动前锋温度较低且富含挥发分的环境.

5 结论与讨论

综上所述, 托云新生代碱性玄武岩中含有复杂而特殊的高压巨晶组合, 包括歪长石、普通辉石、钛

闪石和金云母等, 这些高压巨晶与其寄主玄武岩浆具有同源关系. 但是, 其形成条件有所不同. 辉石巨晶的 P - T 轨迹起自于玄武质岩浆的液相线附近, 大致平行于绝热上升曲线以及图点的连续分布(图 7)表明在岩浆上升过程中辉石的持续晶出, 这要求托云玄武岩的液相线温度高于图 7 所示的玄武岩. 辉石巨晶与斑晶图点的连续性以及斑晶成分的连续变化可能暗示岩浆脱离源区后实际上没有作任何停留, 亦即没有中间岩浆房, 这是岩浆快速上升的重要标志. 角闪石和歪长石巨晶的形成温度远低于辉石巨晶, 表明它们不是寄主岩浆的液相线矿物. 图 7 中, 角闪石投点位于玄武岩固相线延长线附近可以作为佐证. 由此导出两个重要的问题: 为什么挤压造山环境中玄武质岩浆能够快速喷出以及为什么不同条件下形成的不同种类的高压巨晶能够同时出现?

根据李永安等^[50]的古地磁研究成果, 白垩纪-早第三纪期间托云地块相对于塔里木板块发生了约 10° 左右的顺时针旋转. 这种旋转有可能导致位于深大断裂两侧的块体作不一致运动, 从而产生深达地幔的岩浆通道, 这大概就是为什么中国西部新生代幔源岩浆产于大型走滑断裂交汇部位的原因^[51]. 因此, 巨晶的研究为“岩浆活动与沿走滑断裂的走滑量差异和块体旋转有关^[37]”的推论提供了矿物学约束.

角闪石不大可能是捕掳晶(如前所述), 最可能的解释就是它们形成于岩浆的前锋带. 在这个部位, 由于岩浆直接与较冷的岩石圈地幔和地壳物质接触, 可以发生大规模结晶作用. 从理论上讲, 挥发分的密

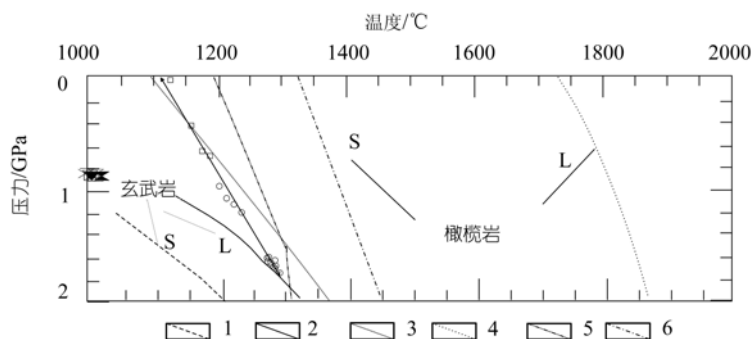


图 7 玄武岩浆演化的 P - T 轨迹(原图取自 Yaxley^[49])

1——玄武岩固相线; 2——玄武岩液相线; 3——橄榄岩固相线; 4——橄榄岩液相线; 5——温度为 1280 °C 的绝热上升线; 6——温度为 1480 °C 的绝热上升线; 带箭头的线为辉石投点确定的托云玄武岩演化轨迹; S 为固相线, L 为液相线

度远小于硅酸盐熔浆,在岩浆向地表运动过程中倾向于集中在前锋地带,为角闪石的晶出创造了条件。鉴于角闪石的图点分布在固相线以上位置(图7),表明含辉石巨晶的玄武质岩浆经过时,前锋带的岩浆尚没有完全固结,已经晶出的矿物容易被卷入在新的岩浆中。

参 考 文 献

- 1 Wilshire H G, Pike J E, Meyer C E, et al. Amphiboles-rich veins in lherzolite xenoliths, Dish Hill and Deadman Lake, California. *Amer Jour Sci*, 1980, 280A: 576~593
- 2 Schulze D J. Megacrysts from Alkalic Volcanic rocks. In: Nixon P H, ed. *Mantle Xenoliths*. London: Wiley, 1987. 433~451
- 3 Liotard J M, Briot D, Boivin P. Petrological and geochemical relationship between pyroxene megacrysts and associated alkali basalts from Massif Central (France). *Contr Miner Petro*, 1988, 98: 81~90 [\[DOI\]](#)
- 4 Othman D B, Tilton G R, Menzies M A. Pb, Sr, and Nd isotopic investigations of kaersutite and clinopyroxene from ultramafic nodules and their host basalts: The nature of the subcontinental mantle. *Geochem et Cosmochem Acta*, 1990, 54: 3449~3460 [\[DOI\]](#)
- 5 Tatsumoto M, Basu A R, Hang W K. Sr, Nd, Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of Eastern China: enriched components EM I and EM I in subcontinental lithosphere. *Earth Planet Sci Letter*, 1992, 113: 107~128 [\[DOI\]](#)
- 6 Binns R A. High-pressure megacrysts in basanitic lavas near Armidale, New South Wales. *Am J Sci*, 1969, 267A: 33~49
- 7 Binns R A, Duggan M B, Wilkinson J F G. High-pressure megacrysts in alkaline lavas from northeastern New South Wales. *Am J Sci*, 1970, 269: 132~168
- 8 Irving A J. Megacrysts from the newer basalts and other basaltic rocks of southeastern Australia. *Geol Soc Am Bull*, 1974, 85: 1503~1514
- 9 Wass S Y. Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks. *Lithos*, 1979, 12: 115~132
- 10 Best M G. Kaersutite-peridotite inclusions and kindred megacrysts in basanitic lavas. *Grand Canyon Arizona Contrib Mineral Petrol*, 1970, 27: 25~44
- 11 Best M G. Mantle-derived amphibole within inclusions in alkali-basaltic lavas. *J Geophys Res*, 1974, 79: 2107~2113
- 12 Wilkinson J F G. Ultramafic inclusions and high-pressure megacrysts from a Nephelinite sill, Nandewar Mountains, north-eastern New South Wales, and their bearing on the origin of certain ultramafic inclusions in alkaline volcanic rocks. *Contrib Mineral Petrol*, 1975, 51: 235~262
- 13 Ellis D J. High-pressure cognate inclusions in the Newer Volcanics of Victoria. *Contrib Mineral Petrol*, 1976, 58: 149~180
- 14 Gutmann J T. Textures and genesis of phenocrysts and megacrysts in basaltic lavas from the Pinacate field. *Am J Sci*, 1977, 277: 833~861
- 15 Irving A J, Frey F A. Trace element abundances in megacrysts and their host basalts: constraints on partition coefficients and megacryst genesis. *Geochim Cosmochim Acta*, 1984, 48: 1201~1221 [\[DOI\]](#)
- 16 Green D H, Hibberson W O. Experimental duplication of conditions of precipitation of high-pressure phenocrysts in abasaltic magma. *Phys Earth Planet Inter*, 1970, 3: 247~254
- 17 Bultitude R J, Green D H. Experimental study of crystal-liquid relationships at high pressure in olivine nephelinite and basanite compositions. *J Pet*, 1971, 12: 121~147
- 18 Irving A J. Polybaric mixing and fractionation of alkalic magmas: evidence from megacryst suites. *EOS Transactions, American Geophysical Union*, 1984, 65: 1153
- 19 Spetsius Z V, Belousova E A, Griffin W L, et al. Archean sulfide inclusions in Paleozoic zircon megacrysts from the Mir kimberlite, Yakutia: implications for the dating of diamonds. *EPSL*, 2002, 199: 111~126 [\[DOI\]](#)
- 20 Sutherland F L, Hoskin P W O, Fanning C M, et al. Models of corundum origin from alkali basaltic terrains: a reappraisal. *Contrib Mineral Petrol*, 1998, 133: 356~372 [\[DOI\]](#)
- 21 Bindeman I N, Bailey J C. Trace element in anorthite megacrysts from the Kurile Island Arc: a window to across-arc geochemical variations in magma compositions. *Earth and Planetary Science Letters*, 1999, 169: 209~226 [\[DOI\]](#)
- 22 Kimata M, Nishida N, Shimizu M, et al. Anorthite megacrysts from island arc basalts. *Mineralogical Magazine*, 1995, 59(1): 1~14
- 23 Kerschhofer L, Scharer U, Deutsch A. Evidence for crystals from the lower mantle: baddeleyite megacrysts of the Mbuji Mayi kimberlite. *Earth and Planetary Science Letters*, 2000, 179: 219~225 [\[DOI\]](#)
- 24 Griffin W L, Pearson N J, Belousova E, et al. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2000, 64(1): 133~147 [\[DOI\]](#)
- 25 Schulze D J, Valley J R, David R B, et al. Oxygen isotope variations in Cr-poor megacrysts from kimberlite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2001, 65(23): 4375~4384 [\[DOI\]](#)
- 26 Xia Q X, Dallai L, Deloule E. Oxygen and hydrogen isotope heterogeneity of clinopyroxene megacrysts from Nushan Volcano, SE China. *Chemical Geology*, 2004, 209: 137~151 [\[DOI\]](#)
- 27 Kostrovitsky S I, Malkovets V G, Verihev E M, et al. Megacrysts from the Grib kimberlite pipe (Arkhangelsk Province, Russia). *Lithos*, 2004, 77: 511~523 [\[DOI\]](#)
- 28 陈道公, 夏群科, 支霞臣. 安徽女山单斜辉石巨晶的地球化学. *矿物学报*, 1997, 17(3): 260~269
- 29 陈道公, 夏群科, 支霞臣. 中国东部新生代玄武岩中巨晶矿物

- 的地球化学.地球学报. 1997, 18(3): 290~305
- 30 夏群科, Dallai L, 曹 宏, 等. 地幔氧同位素不均一性: 女山单斜辉石巨晶的激光氟化分析. 科学通报. 2001, 46(19): 1602~1608
 - 31 周新民, 陈图华, 刘昌实, 等. 我国东南沿海碱性玄武岩中辉石和角闪石巨晶. 矿物学报. 1982, (1): 13~20
 - 32 鄂莫岚, 赵大升. 中国东部新生代玄武岩及深源岩石包体. 北京: 科学出版社, 1987. 253
 - 33 池际尚. 中国东部新生代玄武岩及上地幔研究. 武汉: 中国地质大学出版社, 1988. 85~91
 - 34 Liu C Q, Masuda A, Xie G H. Isotope and trace-element geochemistry of alkali basalts and associated megacrysts from the Huangyishan volcano, Kuandian, Liaoning, NE China. Chemical Geology, 1992, 97: 219~231 [\[DOI\]](#)
 - 35 于津海, 罗树文. 雷州半岛英峰岭新生代玄武岩中的捕虏巨晶. 矿物学报, 2000, 20(2): 191~199
 - 36 韩宝福, 王学潮, 何国琦, 等. 西南天山早白垩世火山岩中发现地幔和下地壳捕虏体. 科学通报, 1998, 43(23): 2544~2547
 - 37 罗照华, 白志达, 赵志丹, 等. 塔里木盆地南北缘新生代火山岩成因及其地质意义. 地学前缘, 2003, 10(3): 179~189
 - 38 王彦斌, 王 永, 刘 训, 等. 南天山托云盆地晚白垩世-早第三纪玄武岩的地球化学特征及成因探讨. 矿物岩石学杂志. 2000, 19(2): 131~139.
 - 39 郑建平, 路凤香, O'Reilly S R, 等. 新疆托云地幔单斜辉石微量元素与西南天山岩石圈深部过程. 科学通报, 2001, 46(6): 497~502
 - 40 Sobel E R, Arnaud N. Cretaceous-Paleogene basaltic rocks of the Tuyon basin, NW China and the Kyrgyz Tian Shan: the trace of a small plume. Lithos, 2000, 50: 191~215 [\[DOI\]](#)
 - 41 Dobosi G, Fodor R V. Magma fractionation, replenishment, and mixing as inferred from green core clinopyroxenes in Pliocene basanite, southern Slovakia. Lithos, 1992, 28: 133~150. [\[DOI\]](#)
 - 42 姜常义. 论火成岩中钙质角闪石的化学组成及其岩石学意义. 矿物岩石, 1984, 2: 1
 - 43 秦新龙, 杜杨松, 田世洪, 等. 安徽铜陵地区含磁黄铁矿-黄铜矿角闪石巨晶的首次发现. 自然科学进展, 2002, 12(8): 834~838
 - 44 Ernst W G, Liu Jun. Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB-A semiquantitative thermobarometer. American Mineralogist, 1998, 83: 952~969
 - 45 Deer W, AHowie R, Zussman J. Rock-forming minerals, Vol.4, 2-nd Edition, Framework silicates: Feldspars London: The Geological Society, 2001
 - 46 Thompson R N. Some high pressure pyroxene. Mineral Mag, 1974, 39: 768~787
 - 47 Putirka K, Mikaelian H, Ryerson F, et al. New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho. American Mineralogist, 2003, 88: 1542~1554
 - 48 Roecher S W, Sabitova T M, Vinnik L P. Three-Dimensional Elastic Wave Velocity Structure of the Western and Central Tien Shan. Journal of Geophysical Research, 1993, 98(B9): 15779~15795
 - 49 Yaxley G M. Experimental study of the phase and melting relations of homogeneous basalt+peridotite mixtures and implications for the petrogenesis of flood basalts. Contrib Mineral Petrol, 2000, 139: 326~338 [\[DOI\]](#)
 - 50 李永安, 李 强, 张 慧, 等. 塔里木盆地及其周边古地磁研究与盆地演化形成. 新疆地质, 1995, 13(4): 341~344
 - 51 罗照华, 肖序常, 曹永清, 等. 青藏高原北缘新生代幔源岩浆活动及构造运动性质. 中国科学, D 辑, 2001, 31(增刊): 8~13