

海南碱性玄武岩中的刚玉巨晶成因探讨*

丘志力 秦社彩 庞学斌
(中山大学地质学系, 广州 510275)

摘要 海南蓬莱地区的刚玉巨晶主要和新生代碱性玄武岩有关. 刚玉巨晶表面具有明显熔蚀结构, 内含锆石、铌钛铁矿等矿物及 CO₂ 流体熔融包裹体, 包裹体均一温度为 1125~1265℃, 而且巨晶富含轻稀土元素, 稀土分配模式与碱性玄武岩明显不同, 而与伟晶岩型刚玉巨晶母岩——紫苏花岗岩相似. 认为刚玉巨晶形成于富含不相容元素和挥发份的环境, 而非碱性玄武岩浆的结晶产物. 巨晶的形成和玄武岩浆形成过程中, 裂谷引起的地壳物质塌陷及其与超基性岩浆的同化混染、交代作用有关. 系地壳与上地幔界面附近深部高压变质交代作用的产物.

关键词 刚玉巨晶, 成因, 碱性玄武岩

分类号 P588.145

1 地质背景

海南省蓬莱刚玉巨晶主要赋存于基性的火山岩及火山碎屑岩中, 主要包括玄武岩、玻基辉橄岩、火山碎屑岩及火山碎屑沉积岩. 区内火山岩可划分为 14 层. 其中刚玉巨晶主要与上部的辉斑橄玄武岩及火山碎屑岩有关. 与刚玉巨晶伴生的其他包体有二辉橄岩, 橄辉岩, 部分地段还见有花岗质包体; 伴生其他巨晶有锆石、橄榄石、辉石、钛铁矿、磁铁矿、铌钛矿、长石和石英. 橄榄石、辉石、长石及石英巨晶均可见熔蚀和碎裂结构.

火山喷溢沉积间断层含炭化木及裸子化石, 可与琼北晚第三纪标准地层对比, 而岩层上部橄玄武岩的 K—Ar 法(稀释法)年龄为 $4.97 \pm 0.375\text{Ma}$ 及 $3.36 \pm 0.27\text{Ma}$. 朱炳泉(1989)等测的该地碧玄岩—石英拉斑玄武岩的 Rb—Sr 同位素年龄为 0.405~0.534Ma, 均表明该区火山喷溢的上限是在晚第三纪的中—上新世.

2 与刚玉巨晶有关的玄武岩特征

2.1 岩石矿物学特征

早期喷溢的玄武质岩石主要为橄玄武岩和玻基辉橄岩. 前者斑晶主要是橄橄榄石, 含

收稿日期: 1994-09-13

* 中山大学青年科学基金资助项目

少量辉石,斑晶呈自形一半自形,大小 0.5~1mm. 其中辉石多呈聚斑状,有普通辉石和斜方辉石两种,基质为间粒及拉玄结构;后者斑状结构明显,斑晶有橄榄石、辉石及斜长石,其中斜长石最大的可达 $n \text{ mm} \times n \text{ mm}$,斑晶可见明显的伊丁石化及绿泥石化. 基质为间隐结构,除少量斜长石及辉石微晶外,多为火山玻璃. 两种岩石气孔构造发育,部分气孔被后期蚀变矿物充填而呈杏仁构造.

晚期喷发的岩石以辉斑橄榄玄武岩及粗玄武岩为主,其中刚玉巨晶主要分布在辉斑橄榄玄武岩中. 辉斑橄榄玄武岩呈灰黑色,斑状结构,气孔状构造或致密块状构造,岩石斑晶主要由橄榄石、单斜辉石和斜长石组成. 和早期喷发的玄武岩相比,其气孔构造更为发育,斑晶多为长石斑晶,边缘有熔蚀及反应边,碎裂构造明显. 岩石总体结晶程度增加表明岩石喷溢时岩浆挥发份含量更高. 粗玄武岩的结晶程度更高,岩石具粗玄结构及似斑状结构,肉眼即可见矿物晶体. 斑晶主要由单斜辉石、斜方辉石及斜长石组成,橄榄石较少. 而基质主要由斜长石及单斜辉石组成,呈间粒结构.

玄武岩中的幔源包体主要为尖晶石二辉橄榄岩,包体呈块状或不规则球状,大小 $n \sim n \times 10 \text{ mm}$ 不等,黄绿—绿色,与寄主玄武岩的边界清晰截然. 包体的矿物组成: 橄榄石 60%~80%,单斜辉石 15%~20%,斜方辉石约 10%. 部分包体中还含有翠绿色的含铬透辉石 1%~5%,尖晶石 5%,及少量的磁铁矿. 包体以粗粒碎斑结构为主,部分为变晶碎斑结构,其中辉石可见明显的扭折带和波状消光,部分沿解理方向有拉长现象,表明该地区包体曾经历明显的高温塑性变形及重结晶作用.

局部地段的辉斑橄榄玄武岩中还可可见花岗质包体. 这种包体呈灰白色,呈不规则块状,主要由长石和石英组成,具半自形粒状结构,石英熔蚀成圆一次圆形,斜长石呈半自形和他形,外表因熔蚀而圆化,并可见碎裂现象,裂隙由其他物质充填. 部分包体还可见反应边,反应边主要由放射状橄榄石及辉石微晶组成. 在其他火山岩中还有钠长岩及刚玉磁铁岩岩石块^[1].

2.2 岩石化学特征

许多研究者^[1~4]曾对海南玄武岩作过化学分析,本文选择蓬莱地区不同喷发层玄武岩及包体作了化学分析(见表 1). 据 CIPW 计算及将有关数据在 $\text{SiO}_2 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 图(图 1)上投影可知该地区玄武岩可分为碱性玄武岩及拉斑玄武岩两类,而且玄武岩的喷发明显有韵律性,碱性玄武岩与拉斑玄武岩交替出现,最早喷发拉斑玄武岩,然后为碱性玄武岩,最后则为拉斑质的粗玄武岩. 碱性玄武岩,含有较多的 TiO_2 , P_2O_5 等,而拉斑玄武岩 TiO_2 , P_2O_5 以及总碱含量较低等,与中国东部玄武岩相比本区玄武岩的 Al_2O_3 及碱含量偏低. 两者的交替出现实际上是蓬莱地区经受脉动式裂隙作用的产物,它和雷琼地区新生代

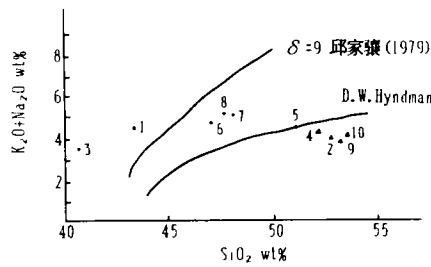


图 1 海南蓬莱地区火山岩 $\text{SiO}_2 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 图

Fig. 1 $\text{SiO}_2 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ diagram of volcanic rocks in Penglai

地层分布具明显一致性.

表1 蓬莱地区火山岩化学成分*

Tab. 1 Chemical compositions of volcanic rocks in Penglai, Hainan Province /%

项目	玻基橄 玄武岩 (1)	橄玻 玄武岩 (2)	基橄 辉岩 (3)	橄 辉岩 (4)	橄 辉岩 (5)	辉斑橄玄武岩			粗玄武岩		橄榄岩包体		东部玄 武岩 (13)
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)	(13)
SiO ₂	43.42	52.99	40.87	52.15	50.96	47.57	48.46	47.61	53.20	53.61	45.74	45.70	47.56
TiO ₂	2.52	1.76	2.24	1.82	1.92	2.49	2.15	2.41	1.78	1.78	0.09	0.06	2.00
Al ₂ O ₃	11.21	13.97	12.06	13.53	13.92	12.44	10.85	13.15	13.62	14.25	0.67	2.14	14.94
Fe ₂ O ₃	4.60	3.69	4.98	4.74	5.48	4.41	10.23	4.78	4.22	7.62	3.25	2.98	4.75
FeO	8.85	7.52	10.60	6.49	5.51	7.68	6.03	6.71	6.86	3.46	6.85	5.91	8.62
MnO	0.20	0.20	0.25	0.16	0.16	0.16	0.07	0.15	0.17	0.13	0.16	0.14	0.14
MgO	14.29	6.88	8.53	6.52	7.26	7.54	9.22	9.25	6.59	5.17	38.45	39.23	7.00
CaO	5.87	8.61	10.84	8.39	8.59	8.79	7.18	7.39	8.47	7.30	2.22	2.17	8.50
Na ₂ O	2.90	2.82	2.56	3.04	3.24	3.06	3.06	3.23	2.87	3.14	0.29	0.13	3.60
K ₂ O	1.41	0.91	1.13	1.03	1.28	1.43	1.84	1.74	0.60	0.81	0.09	0.00	2.44
P ₂ O ₅	0.45	0.28	0.33	0.31	0.34	0.52	0.21	0.57	0.26	0.16	0.018	0.00	0.67
∑	95.72	99.90	94.39	98.18	100.01	96.09	99.30	99.81	98.64	99.32	97.83	99.30	98.22

*: 括号内数字为序号, 1~4, 6~7 海南地质队; 11, 胡长霄(1979); 13 赵中溥(1956)

尖晶二辉橄岩包体的化学成份中 SiO₂ 及 CaO 的含量偏高, 而 TiO₂, Al₂O₃, MgO, 总碱含量均低于中国东部玄武岩中相似包体的平均值, 包体的 Mg/Mg+Fe²⁺ 比值高于原始地幔比值(87.6~89.3). 据 MgO-FeO 关系估计其部分熔融程度低于 10% (Hanson & Langmur, 1978).

利用玄武岩中橄榄石及辉石斑晶中的熔融包裹体进行均一法测温, 结果是碱性玄武岩斜方辉石为 985~1020℃; 拉斑玄武岩橄榄石为 920~1220℃, 单斜辉石为 860~1220℃, 斜长石为 930~1160℃; 尖晶石二辉橄岩斑晶为 1180~1220℃, 这一结果与利用包体辉石巨晶计算的二辉橄岩形成温度 1036~1128℃ 相似, 据单斜辉石温压计得到的压力范围为 2.0~2.3GPa^[2]. 这一温压范围分布在大洋地热线上, 和该区新生代处于裂谷发育阶段, 上地幔具有高于正常大陆地幔地热温度的特征是相吻合的^[4].

3 刚玉巨晶矿物化学及包裹体特征

海南蓬莱的刚玉巨晶主要分布在辉斑橄玄武岩中, 其大小相差悬殊, 大的可达几 cm, 而小的只有几 mm, 主要呈六方双锥状及桶状, 透明一半透明, 其中绝大多数样品含内裂纹及熔蚀结构.

刚玉颜色多种多样, 从浅灰色—深蓝色、红色均有, 常见明显的生长环带及色带, 部分样品的核心与外层成分可有显著差别, 表明其形成过程中成分曾有过明显的变化.

对刚玉巨晶化学成分分析表明, 刚玉巨晶内除 Al₂O₃(94.99%~98.92%) 外, 可含有一定量的 CaO(≤3.18%), TiO₂(0.01%~0.92%), FeO(0.71%~2.29%) 及少量的 Na₂O 和 K₂O, 杂质成分往往随透明度降低而增加.

刚玉 X 射线分析表明, 其晶胞参数为 a=0.4755 nm, c=1.30034~1.3056 nm. 密度

为 $3.948 \sim 4.020 \text{g/cm}^3$ 。折光率, $N_o = 1.766 \sim 1.718$, $N_e = 1.756 \sim 1.762$ 。

刚玉巨晶中含有丰富的矿物包裹体,其中固体包裹体主要有锆石、钛铌铁矿、钛铁矿等^[5];而熔体包裹体由熔体及气体组成,部分可含有子矿物;流体熔融包裹体主要由熔体、气体及液态 CO_2 等组成,这种包裹体的存在表明刚玉巨晶形成于富含挥发分及 CO_2 流体的非均匀岩浆体系,刚玉原生熔体包裹体均一温度为 $1125 \sim 1265 \text{C}$,稍高于尖晶石二辉橄榄岩的均一温度。

4 刚玉巨晶及碱性玄武岩稀土元素分析

刚玉和锆石巨晶及相关碱性玄武岩的稀土元素见表 2。

表 2 刚玉巨晶及火山岩稀土元素分析*

Tab. 2 REE compositions of Corundums megacryst and volcanic rocks $\text{mg} \cdot \text{kg}^{-1}$

元 素	刚玉 巨晶 (1)	刚玉 巨晶 (2)	锆石 巨晶 (3)	橄 榄 岩 包 体 (4)	橄 榄 玄 武 岩 (5)	凝 灰 岩 (6)	橄 榄 玄 武 岩 (7)	辉 橄 榄 玄 武 岩 (8)	粗 玄 岩 (9)	宝 石 沉 积 物 (10)	宝 石 沉 积 物 (11)	紫 苏 花 岗 岩 (12)
La	23.2	4.52	7.85	3.09	38.44	174.40	49.97	33.57	58.25	105.69	52.02	49.41
Ce	52.8	9.78	42.5	2.36	72.21	308.30	91.41	64.33	116.50	198.74	124.0	96.50
Pr	5.78	1.22	1.91	1.11	5.74	39.41	11.12	8.48	14.06	21.95	13.05	—
Nd	20.6	3.81	9.64	3.23	18.89	158.10	41.57	33.73	49.29	93.05	44.71	34.53
Sm	3.02	0.95	2.88	1.21	5.34	33.73	8.55	7.74	9.26	16.71	8.59	5.75
Eu	0.24	0.12	1.26	0.27	2.46	9.44	2.63	2.44	2.18	3.23	1.24	0.85
Gd	1.40	0.74	5.66	1.32	13.98	33.69	7.91	7.22	7.12	21.40	—	—
Tb	0.26	0.13	2.33	0.35	2.82	4.28	1.14	1.05	1.12	2.54	1.18	0.63
Dy	1.94	0.83	18.6	0.76	20.84	23.82	5.64	5.07	4.97	13.80	5.43	3.00
Ho	0.69	0.17	6.49	0.18	5.71	4.67	1.00	0.90	0.97	3.55	1.24	0.72
Er	1.80	0.50	21.0	0.52	15.05	10.94	2.52	2.14	2.61	8.66	3.35	—
Tm	0.38	0.07	4.76	0.07	2.56	1.53	0.32	0.28	0.39	—	—	—
Yb	2.62	0.44	31.1	0.45	12.74	8.06	1.86	1.48	2.42	7.75	3.48	1.79
Lu	0.44	0.06	5.08	0.08	2.18	1.26	0.26	0.21	0.38	1.15	0.58	0.33
Y	11.9	3.08	167	3.89	—	182.00	24.92	21.83	24.83	—	—	—
$(\text{La}/\text{Yb})_{\text{CN}}$	5.25	6.11	0.15	4.07	3.02	21.63	15.95	13.46	14.28	8.09	8.87	16.37
$\sum \text{REE}$	127.07	26.42	328.06	17.89	218.96	993.6	250.8	190.4	295.3	495.7	258.9	193.5

*:表括号内数字为序号,6引自庞学斌硕士论文,10~12引自 M S Rupasinghe 等(1984),其余本文,由宜昌矿产地质研究所分析。

尖晶石二辉橄榄岩的稀土元素丰度为 17.89mg/kg ,约为球粒陨石的 4 倍($3.46 \times$ 球粒陨石, Herrman A G),较中国东部新生代玄武岩中尖晶石二辉橄榄岩的稀土含量为高($(2.3 \sim 2.6) \times$ 球粒陨石,刘若新),其 $(\text{La}/\text{Lu})_{\text{CN}}$ 为 4.07,远大于 1,表明其稀土组成轻稀土较重稀土富集。稀土配分曲线(图 2)表明包体轻稀土分馏强烈,曲线变化大,而重稀土与原始地幔值相接近,分馏较弱,曲线平坦($\text{La} = 9.6 \times$ 球粒陨石, $\text{Lu} = 2.58 \times$ 球粒陨石)。结合其化学组成及包体橄榄石中发现的大量的 CO_2 流体熔融包裹体,可以认为本区尖晶石二辉橄榄岩包体是经历低度部分熔融的地幔岩样品,其稀土组成可用富含轻稀土的地幔流体对其进行过渗透交代进行解释^[4]。

本区基性火山岩稀土元素丰度较高,其中火山凝灰岩含量最高,达 993.63mg/kg,一般玄武岩变化在 190.47~295.35mg/kg 之间。 $(La/Yb)_{CN}$ 比值变化大,表明岩石轻重稀土的分馏程度在不同期的岩石中明显不同。中新世早晚两期火山岩稀土组成明显有别,晚期岩石轻重稀土分馏强烈,而上新世玄武岩 $(La/Yb)_{CN}$ 的特征明显不同,从早到晚期 $(La/Yb)_{CN}$ 由 17.43 变化到 14.87,轻稀土 LREE 对重稀土 HREE 比值依次降低(图 3),可能反映出玄武岩原始岩浆幔源部分熔融程度依次增加的特点(Frey,1978)。

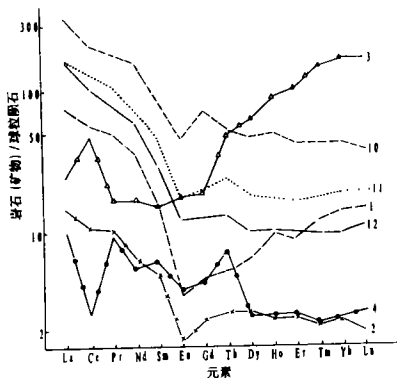


图2 火山岩稀土元素分布模式(球粒陨石标准化)

Fig. 2 REE distribution patterns of volcanic rocks

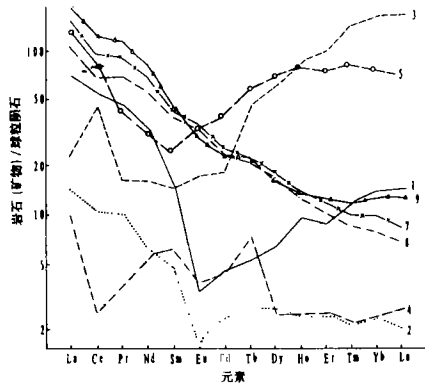


图3 刚玉巨晶稀土元素分布模式

Fig. 3 REE distribution of corundum megacrysts

两个刚玉巨晶的稀土元素丰度明显不同,透明的宝石级刚玉的稀土元素明显低于半透明刚玉,这种变化可能和半透明的刚玉巨晶含有较多的熔体及流体包裹体有关,但两者的分布模式非常一致,表明刚玉巨晶的稀土配分对其成因有重要指示意义。稀土分布模式与斯里兰卡接触变质型刚玉围岩—紫苏花岗岩及其宝石沉积物非常相似,而与碱性玄武岩的分布模式明显不同。锆石巨晶的稀土分布模式与刚玉相似,所不同的是稀土总量更高,更富含重稀土元素($(La/Lu)_{CN}$ 为 0.15)。

5 刚玉巨晶成因探讨

海南蓬莱含刚玉巨晶碱性玄武岩分布在东西向王五一文教深断裂的南侧,南北向铺前一博敖断裂纵贯全区。中新世晚期,雷琼地区处于张裂下陷阶段,NEE 向张性断裂强烈活动并形成轴近东西向的琼北盆地,地壳张裂引发的物质上涌形成了大量的火山喷发,碱性玄武岩和拉斑玄武岩就是这种裂谷形成过程的产物。但玄武岩中花岗质岩石,长石,石英捕虏晶及其反应边的存在表明,该套火山岩喷发前或喷发过程中曾与地壳物质发生同化混染作用。

刚玉巨晶普遍的熔蚀结构表明刚玉巨晶与碱性玄武岩之间存在着明显的化学不平衡。刚玉巨晶中的流体熔融包裹体也表明刚玉形成于富流体的非平衡的岩浆体系。一般认为流体熔融包裹体的形成往往和压力释放有关(卢焕章,1990),这一特征也和寄主玄武岩形成于张裂的构造环境相一致。刚玉巨晶稀土元素分布与碱性玄武岩及拉斑玄武岩明显不同,而与紫苏花岗岩及接触变质型刚玉沉积物相似,这表明刚玉的形成和变质作用有一

定的联系.

钙长石的相图表明,钙长石在 0.88GPa 附近可分解成刚玉及硅质熔体(Goldsmith, J. R, 1980). 而 Ф. А. ПЕТНИКОВ 等(1978)对花岗岩熔体元素迁移与温度的研究表明,在大于 750℃时,花岗岩的 Al_2O_3 带出量急剧上升并随温度升高而增大^[7]. 对含水体系中玄武岩的熔触—结晶实验表明在含水体系中矿物结晶温度较低,结晶颗粒粗大(伍国浩等, 1990). 以往人们在研究接触交代和同化混染作用时,认为基性岩浆不易与围岩发生交代和同化混染,其主要原因是基性岩浆较干. 对地壳深部的研究表明,深部变质作用不容忽视,在地下 100~60km 之间,亦存在着含水蒸气的交代层^[6]. 而世界范围内新生代碱性玄武岩刚玉巨晶含长石,富 Na 辉石,云母,磷灰石,锆石,钛铁矿,铌铁矿等富含不相容元素的矿物包体(Stephenson, 1976, Aspen et al, 1990, Guo J F et, al, 1992, Coenraad, 1990) 则表明,这种交代作用可能在刚玉巨晶的形成过程中起着重要的作用. 樊祺诚等(1992)在研究江苏东海深部变质成因的刚玉巨晶时认为,铝土矿及镁质白云岩可能是这种岩石的原岩,而它的形成和板块碰撞俯冲过程中不同壳源岩石经历的高压变质作用有关.

Guo J. F. (1992)对澳大利亚新生代碱性玄武岩中刚玉巨晶的铌铁矿包体的分析表明,其 TiO_2 , MnO , Ta_2O_5 等成分与花岗岩及伟晶岩中的铌铁矿有明显不同;而刚玉巨晶中锆石包体精确的质子探针分析表明,它具有高 U, Th, Hf 和 Y 的成分,与金伯利岩、玄武岩、伟晶岩及锆石巨晶(在冲积矿中经常与刚玉巨晶伴生)的成分也有显著差异,但锆石包体 U-Pb 同位素年龄与寄主玄武岩及伴生锆石巨晶的形成年龄很相似,由此表明,刚玉巨晶的形成既与碱性玄武岩的形成有联系而又不是典型碱性玄武岩浆结晶产物.

因此,作者认为,本区刚玉巨晶的形成可能和该区裂谷形成过程中深部地壳物质塌陷,地幔岩浆及流体对地壳物质的同化混染及交代作用有关. 其具体过程可表述为 1)地幔底辟作用导致地壳变薄及地幔岩石的部分熔融,形成早期玄武岩的. 2)同雷琼盆地张裂下陷,深部岩浆房发生塌陷,地壳物质与深部超基性、基性岩浆发生同化混染作用,富含水、 CO_2 及碱性组分的流体对地壳富铝物质进行交代,富铝壳源物质(包括长石)在富含碱性组分及挥发分的高温高压下分解,基性岩浆发生 A1 的过饱和并结晶形成刚玉巨晶. 基性超基性岩浆(原始玄武岩浆)因同化混合作用而“酸化”,形成拉斑玄武岩. 3)晚期地幔岩石部分熔融形成的碱性玄武岩浆喷发,将岩浆房底部的刚玉巨晶携带到地面,刚玉巨晶与碱性玄武岩反应并形成表面熔融结构.

根据刚玉巨晶的形成温度及海南地区的地热增温率计算^[11],这种高压交代变质作用形成深度发生在 25.3~31.6km 之间,这一深度正好与海南琼北地壳深度 31.5~33.0km 相近(赵希涛,1979),发生在壳幔界面附近,而远较由尖晶石二辉橄榄岩计算的原始玄武岩浆形成深度 62~74km 为浅.

参 考 文 献

- 1 蒋大海. 海南岛蓬莱宝石矿及伴生铝土矿地质概况及形成条件. 广东地质. 1987(2):23~31
- 2 曾广策. 海南岛北部碱性玄武质岩石中的深源包体和巨晶矿物. 矿物岩石学论丛, 1986(2):98
- 3 刘若新主编,《中国上地幔特征与动力学论文集》. 北京:地震出版社,45~61

- 4 周新民,陈图华. 我国东南沿海新生代玄武岩中两类超镁铁岩包体的成因. 地质学报,1984,(3): 238~251
- 5 丘志力,李兆麟,秦社彩等. 海南省蓬莱蓝宝石及其形成条件研究. 矿物学报,1993,(4):366~373
- 6 Wyllie P J. 金伯利岩和某些低二氧化硅高碱性岩浆的成因. 国外矿床地质,1991(4):45~58
- 7 章邦桐. 花岗岩物理化学及铀成矿作用,北京:原子能出版社,1992:184~214
- 8 Coenraads R R. Sapphires and rubies from volcanic provinces. The Australian Gemmologist. 1992 (18):70~79
- 9 Arthur H Brownlow. Geology and Origin of the YoGo Sapphire Deposit, Montana. *Economic Geology* 1988,33: 875~880
- 10 Coenraads, R. R. etc. The origin of sapphires; U—Pb dating of zircon inclusions sheds new light. *Mineral. Mag.* 1990,154(374):113~122
- 11 黄玉昆,邹和平. 雷琼新生代断陷盆地构造特征及其演化. 中山大学学报(自然科学版),1989(3): 1~11
- 12 Rupasinghe M S. 斯里兰卡沉积宝石矿床中的稀土元素丰度. 国外非金属矿,1986(6): 13~22

The Genesis of Corundum Megacrysts Related to Alkali Basalt in Hainan

Qiu Zhili * Qin Shecai Pang Xuebin

Abstract Penglai of Hainan province is one of the important localities of sapphire in China. The corundum megacrysts are related to Cenozoic alkali basalt and have the following features: having clear surface melted structure and containing Zircon & Titanite & CO₂ - bearing fluid melting inclusions with the homogeneous temperatures of 1125~1265°C, being rich in light REE and having the REE distribution pattern similar to that of hypersthene granite, mother rock of pegmatite - type corundum, but different from those alkali basalts. Based on the above - mentioned data, the authors think the corundums were produced in the environment with rich incompatible elements & volatile components, not the result of crystallization of basaltic magma. The formation of corundums may be related to the crust substances collapse resulted from rift and its assimilation & contamination and metasomatism with ultrabasic magma during the formation of basalts. The megacrysts are the result of metamorphism & metasomatism at high pressure near the boundary between the crust and the upper mantle.

Keywords corundum megacryst, genesis, alkali basalt

* Department of Geology, Zhongshan University, Guangzhou 510275