2009 年 12 月，第 15 卷，第 4 期，496–505页
December 2009，Vol. 15， No.4， p. 496–505

高 校 地 质 学 报
Geological Journal of China Universities

# 福建南平31号花岗伟晶岩脉中绿柱石的电子探针成分与成因

饶 灿[1,2]，王汝成[1*]，胡 欢[1]

（1. 南京大学 地球科学与工程学院，内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室，南京 210093；
2. 桂林理工大学 地球科学学院，桂林 541004）

**摘要：** 福建南平花岗伟晶岩是中国重要的稀有金属花岗伟晶岩之一，其中31号脉是分异程度最高、稀有金属成矿作用最重要的岩脉，绿柱石是其中最主要的铍矿物。利用电子探针和背散射电子成像技术对该岩脉中绿柱石进行了较系统分析。结果表明，南平31号花岗伟晶岩中绿柱石可分为原生绿柱石和晚期绿柱石。原生绿柱石形成于早期岩浆阶段，与造岩矿物石英、白云母、钠长石、锂辉石共生。晚期绿柱石与原生绿柱石密切伴生，是富铍流体沿原生绿柱石的边缘结晶而成，或热液沿原生绿柱石的解理、裂隙或孔隙度较大部位进行交代的产物。电子探针成分分析显示，南平31号花岗伟晶岩脉中原生绿柱石除含主要化学成分$SiO_2$，$Al_2O_3$和BeO外还含Na，Cs，Fe，Mg等元素；FeO，MgO，$Na_2O$和$Cs_2O$的最高含量分别为0.28%，0.89%，1.36%和3.92%。总体上，从I带至IV带，原生绿柱石的FeO和MgO含量逐渐降低，$Na_2O$和$Cs_2O$的含量逐渐升高，尤其是$Cs_2O$的含量变化较大。III—IV带中少量原生绿柱石分布于锂辉石中，具有富FeO和MgO的特征。晚期绿柱石的$Cs_2O$含量较低，可能是由于铯沸石和南平石（铯云母）等铯矿物的结晶，导致晚期熔体–热液中相对贫铯，而热液流体与富铯绿柱石之间可能存在铯的化学再平衡。

**关键词：** 绿柱石；热液流体；花岗伟晶岩；南平；福建
**中图分类号：** P578；P575　　**文献标识码：** A　　**文章编号：** 1006–7493(2009)–04–0496–10

# Electron-Microprobe Compositions and Genesis of Beryls from the Nanping No. 31 Granitic Pegmatite (Fujian Province, Southeastern China)

RAO Can[1,2], WANG Ru-cheng[1], HU Huan[1]

( 1. *State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing* 210093, *China;* 2. *School of Earth Sciences, Guilin University of Technology, Guilin* 541004, *China* )

**Abstract:** The Nanping granitic pegmatite is one of the most important rare-metal deposits in China. In this pegmatite field the No. 31 granitic pegmatite is the most highly evolved and well mineralized one, where beryl is the most important beryllium mineral. The beryls were studied in this paper by using the electron microprobe analyses and back scattered-electron imaging. The results show that the beryls in this pegmatite can be distinguished into primary beryl and late beryl. The primary beryl crystals were crystallized early from the pegmatitic magma in association with rock forming minerals such as quartz, muscovite, albite and spodumene. The late beryl is typically associated with the primary beryl, and was either crystallized from the Be-rich hydrothermal fluids, or the replacement product of Cs-rich primary beryl by hydrothermal fluids along its cleavages, fissures or porosities. The electron-microprobe results reveal that the primary beryl is also enriched in Fe, Mg, Na, Cs, and contains up to 0.28% FeO, 0.89% MgO, 1.36% $Na_2O$ and 3.92% $Cs_2O$. Overall, in the primary beryl crystals from zone I to zone IV, the contents of FeO and MgO decrease, but

**收稿日期：** 2009–04–10；**修回日期：** 2009–09–24
**基金项目：** 国家自然科学基金重点项目（40730423）资助
**作者简介：** 饶灿，男，1978年生，博士研究生，矿物岩石矿床学专业；* **通讯作者：** 王汝成，教授，岩石学专业；E-mail: rcwang@nju.edu.cn

contents of $Na_2O$ and $Cs_2O$ increase. Especially, the contents of $Cs_2O$ in the primary beryl show wide variations. Some primary beryl crystals are found in spodumene in zones III and IV, and are enriched in Fe and Mg. The late secondary beryls with low contents of $Cs_2O$ are attributed to crystallization of pullucite and nanpingite. There is possibly a re-equilibrium between the late hydrothermal fluids and the Cs-rich beryl.

**Key words:** beryl; hydrothermal fluids; granitic pegmatite; Nanping; Fujian

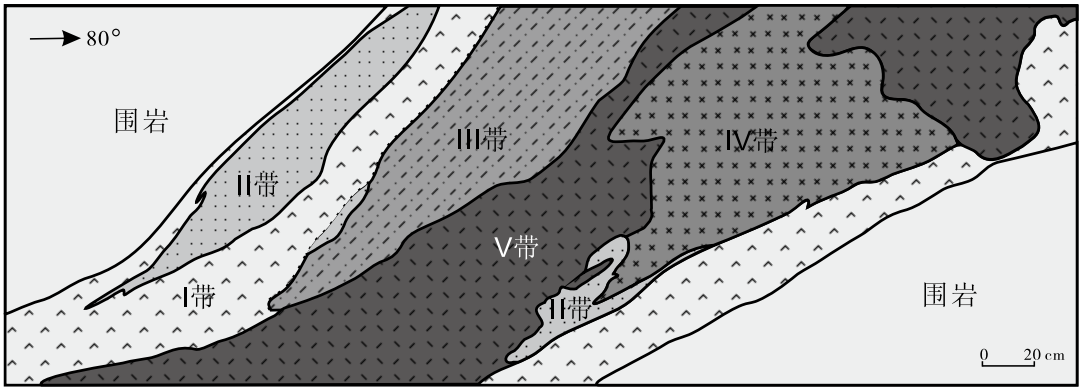
绿柱石是最常见的含铍矿物，广泛分布于稀有金属花岗岩或花岗伟晶岩中，其微量元素（Na，Cs，Mg和Fe等）含量的变化具有重要的地球化学示踪意义（Černý, 1975）。目前，对稀有金属花岗岩或花岗伟晶岩中绿柱石的研究主要是针对其微量化学成分和内部构造等（Aurisicchio et al, 1988; Hawthorne et al, 2002; Černý, 2002; Černý et al, 2003; Wang et al, 2009）。福建南平31号花岗伟晶岩脉是南平地区重要的伟晶岩之一，以稀有金属元素Ta，Nb，Sn，Be，Li，Cs等高度富集为特征，形成了复杂的稀有金属成矿作用，一系列Nb，Ta和Sn等稀有金属矿物及其共生组合反映了伟晶岩脉复杂的岩浆–热液演化过程①。在此值得一提的是，Be在31号脉中的地球化学行为也是很复杂的，铍矿物不仅分布广泛，而且种类也繁多，但主要的铍矿物仍是绿柱石。杨岳清等（1997）描述了南平地区花岗伟晶岩中绿柱石的化学成分、结构、产状与共生组合等，特别是对分布不同类型伟晶岩脉中的绿柱石的分布进行了报道。然而，前人未对南平31号花岗伟晶岩脉中绿柱石的化学成分进行过系统的分析。本文利用电子探针和背散射电子成像技术对南平31号花岗伟晶岩脉中绿柱石的化学成分、内部构造以及共生组合进行系统微区研究，进而探讨绿柱石形成的环境条件和演化过程。

## 1　地质背景与岩石学特征

南平位于中国福建西北部，大地构造处于闽西北隆起带与闽西南拗陷带交界处靠北东向的政和—大埔断裂带一侧。目前区内已查明伟晶岩脉500余条，分布面积约250 $km^2$。总体上，南平伟晶岩呈透镜状，沿北北东展布，脉体长几m~数百m，厚几十cm~几十m，脉群（组）长几百m至1300 m，厚达58 m。杨岳清等（1987）将南平花岗伟晶岩分为4种类型：白云母–钾长石–钠长石(早)型伟晶岩（I型）、白云母–钠长石–钾长石型伟晶岩（II型）、白云母–钾长石–钠长石型伟晶岩（III型）和白云母–钠长石–锂辉石型伟晶岩（IV型）。空间上，I型伟晶岩离花岗岩较近，IV型伟晶岩较远。南平31号花岗伟晶岩属于白云母–钠长石–锂辉石型伟晶岩（IV型）。

南平31号花岗伟晶岩脉位于西坑溪源头南矿段中部，是南平花岗伟晶岩中分异程度最好的岩脉。脉体以透镜状为主，呈北北东走向，长300~600 m，厚5~6 m，宽90 m，侵入到中–新元古界万全岩群下峰岩组的片岩和变粒岩中。岩脉内部矿物组合较复杂，带状构造较为明显。根据岩石结构特征和矿物组合特征，岩脉由边缘到中央分为5个共生结构带（图1）：I带主要由石英（40~60vol%），白云母（30~40vol%）和钠长石（10~25vol%）组成，构成一个不连续的薄壳分布于脉体边缘，稀有金属矿物主要有锡石、铌铁矿族矿物、锆石和绿柱石；II带以糖粒状钠长石为典型特征，呈不连续分布于I带中或与IV带呈直接接触，II带进一步可分为IIa和IIb两个亚带，其中IIa带主要由糖粒状钠长石组成（>90vol%），IIb主要由石英（10vol%）、钠长石（30vol%）和绿色白云母（50vol%）组成，大量暗色矿物如锡石、铌铁矿族矿物、锡锰钽矿等出现在IIa和IIb之间的过渡带内；III带主要由薄片状钠长石和石英组成，锂辉石出现在III带内侧，有少量的白云母、磷锂铝石和钾长石，共生的副矿物主要有铌铁矿族矿物、锡锰钽矿、锡石、重钽铁矿、细晶石、锆石和绿柱石；IV带位于岩脉的中部，主要由粗粒石英、锂辉石和磷锂铝石组成，其中锂辉石常被热液蚀变，磷锂铝石被磷酸盐所交代，大量Nb，Ta和Sn矿物以及绿柱石出现在块状石英和锂辉石中；V带主要由块状石英和钾长石组成，稀有金属

① Rao C, Wang R C, Hu H, Zhang W L et al. Complex internal textures in Nb–Ta–Sn oxide minerals from the Nanping No.31 granitic pegmatite, Fujian province, southeastern China. Canadian Mineralogist, accepted.




I带：石英–钠长石–白云母带；II带：糖粒状钠长石带；III带：石英–叶钠长石–锂辉石带；
IV带：石英–锂辉石–磷理铝石带；V带：石英–钾长石带；围岩：片岩、变粒岩
zone I: quartz-albite-muscovite zone; zone II: saccharoidal albite zone; zone III: quartz-cleavelandite-spodumene zone;
zone IV: quarz-spodumene-amblygonite zone; zone V: blocky quartz-K feldspar zone; wall rocks: schist or granulitite

图1 南平31号花岗伟晶岩脉的内部结构示意图（据杨岳清等，1987年）
Fig. 1 The internal textural zones of the Nanping No. 31 granitic pegmatite dyke (modified after Yang et al, 1987)

矿物较少见。

## 2 分析方法

绿柱石的化学成分测定和背散射电子像观察是在南京大学成矿作用国家重点实验室电子探针室完成，所用的电子探针型号为JEOL JXA–8100M。定量化学成分分析的工作条件为：加速电压15 kV，加速电流20 nA，束斑直径小于1 μm，所有测试数据都进行了ZAF 处理，元素的特征峰测量时间为20s，背景测量时间为10 s。所用标样：钠长石（Si）、铁橄榄石（Mn）、角闪石（Na，Mg，Fe，Al，Ca，K）和铯沸石（Cs）。绿柱石的晶体化学式以6个硅原子为基础计算，由于电子探针不能对Li和Be进行定量测定，$Li_2O$和BeO的含量根据Li=Na+K+Rb+Cs和Be=3–Li计算所得（Wang et al，2009）。

## 3 结果

在南平31号花岗伟晶岩脉中，绿柱石分布不均，以不同的产状和矿物共生组合分布于I~IV带。背散射电子像观察以及电子探针成分分析表明，南平31号花岗伟晶岩脉中的绿柱石可分为原生绿柱石和晚期绿柱石。本文针对原生绿柱石和晚期绿柱石进行了相关研究。

### 3.1 原生绿柱石

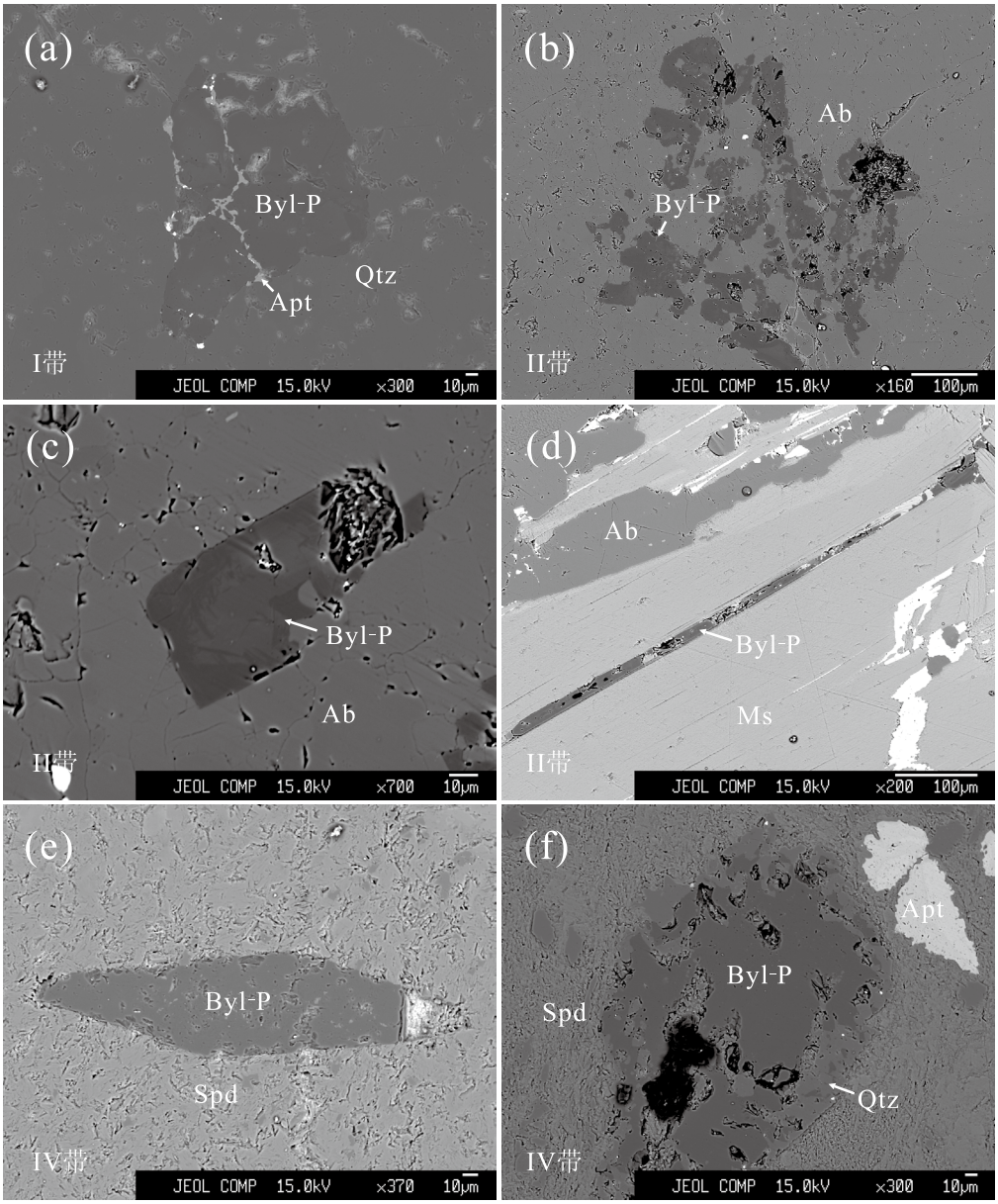
#### 3.1.1 *产状与矿物组合*

在南平31号伟晶岩中，原生绿柱石在不同结构带中表现出不同的矿物学特征。总体上，原生绿柱石的晶形较好，主要分布于岩脉的外部结构带中，与造岩矿物石英、白云母、钠长石和锂辉石等矿物共生。

I带原生绿柱石主要有两种产状：一种呈自形–半自形，颗粒大小在10~200 μm之间，分布于石英中，可见磷灰石沿其裂隙充填（图2a），部分原生绿柱石与硅铍石共生，背散射电子像下，原生绿柱石的亮度具有一定的变化；另一种产状为绿柱石颗粒分布于白云母中，颗粒大小在10 μm左右，少量原生绿柱石被硅铍石交代。

II带原生绿柱石较多，但颗粒较小，同时矿物共生组合比较复杂。根据其分布与矿物共生组合特征，II带原生绿柱石具有3种产状：第一种与硅铍石、磷铍钙石、蓝柱石和磷灰石等矿物共生，分布于糖粒状钠长石晶间或糖粒状钠长石与白云母晶间的磷酸盐团块中，颗粒比较小，一般在10~30 μm之间，原生绿柱石主要位于磷酸盐团块的边缘；第二种呈分散颗粒，粒径大小在10~120 μm之间，分布于糖粒状钠长石晶中（图2b）或糖粒状钠长石与白云母晶间，背散射电子像下，部分原生绿柱石具有较弱的环带构造（图2c），同时出现钠长石或细鳞白云母沿原生绿柱石的边缘进行交代；第三种原生绿柱石沿白云母解理缝分布（图2d），宽约10 μm左右，长约300 μm，部分被钠长石和白云母交代。

III带的原生绿柱石相对II带变少，主要有两种




(a) 原生绿柱石包裹于石英中 (样品NP-7-1，I带)；(b) 原生绿柱石颗粒分布于糖粒状钠长石中 (样品NP-34，II带)；(c) 自形原生绿柱石具有较弱的环带构造，分布于糖粒状钠长石中 (样品NP-34，II带)；(d) 原生绿柱石分布于白云母的解理中 (样品NP-4，II带)；(e) 蚀变锂辉石中的自形原生绿柱石晶体 (样品NP-5-2，IV带)；(f) 原生绿柱石晶体被石英交代，分布于蚀变锂辉石中(样品NP-10，IV带).

Byl-P: 原生绿柱石，Qtz: 石英，Ab: 钠长石，Ms: 白云母，Spd: 锂辉石，Apt: 磷灰石

(a) primary beryl in quartz (NP-7-1, zone I); (b) primary beryl disseminated in saccharoidal albite (NP-34, zone II); (c) zoned euhedral primary beryl disseminated in saccharoidal albite (NP-34, zone II); (d) primary beryl along the cleavage of muscovite (NP-4, zone II); (e) euhedral primary beryl crystal in altered spodumene (NP-5-2, zone IV); (f) primary beryl crystal replaced by quartz in altered spodumene (NP-10, zone IV).

Byl–P: primary beryl, Qtz: quartz, Ab: albite, Ms: moscovite , Spd: spodumene, Apt: apatite

图2 南平31号花岗伟晶岩脉中原生绿柱石的背散射电子像

Fig. 2 The back scattered-electron images of the primary beryl crystals in the Nanping No. 31 granitic pegmatite

产状：一种颗粒较大，粒径大小在50~700 μm之间，分布于叶钠长石中，晚期的细鳞白云母和石英沿原生绿柱石的裂隙交代；一种颗粒较小，粒径在10~40 μm之间，分布于锂辉石中。

IV带原生绿柱石有两种不同的产状，一种颗粒比较小，呈自形晶体，粒径在30~200 μm之间，分布于锂辉石中（图2e），在锂辉石蚀变阶段，部分原生绿柱石常被石英交代（图2f）；另一种呈自形晶体，颗粒较大，粒径最大达3 cm，分布于块状石英中，大量磷酸盐矿物、细鳞白云母等矿物

沿原生绿柱石的解理或裂隙交代或充填。

3.1.2 成分特征

I—IV带原生绿柱石的成分分析表明，除主要成分$SiO_2$，$Al_2O_3$和BeO外，原生绿柱石还含$Fe^{2+}$，Mn，Mg，Ca，Na，K和Cs等元素（表1）。原生绿柱石主要成分$SiO_2$，$Al_2O_3$和BeO的含量变化比较小，分别在62.94%~68.44%，17.03%~18.82%和11.52%~13.71%的范围变化。其它元素主要以碱金属元素（Na，Cs）和铁镁质元素（Fe，Mg）为主，在不同的结构带中，这些元素的含量存在一定差异。

I带中FeO，MgO，$Na_2O$和$Cs_2O$的含量分别在0~0.28%，0~0.28%，0.2%~0.87%和0~0.52%之间变化，平均值分别0.11%，0.14%，0.57%和0.15%。对应于背散射电子像的亮度变化，原生绿柱石较亮的区域$Na_2O$和$Cs_2O$的含量相对较高。

II带糖粒状钠长石晶间和白云母中的原生绿柱石的化学成分相近，其FeO，MgO，$Na_2O$和$Cs_2O$

**表1 南平31号花岗伟晶岩脉中原生绿柱石电子探针成分分析代表性结果** (wt.%)

**Table 1 Representative electron microprobe compositions of primary beryl in the Nanping No. 31 granitic pegmatite** (wt.%)

| 成分 | Ⅰ带 | | Ⅱ带 | | Ⅲ带 | | Ⅳ带 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | NP-7-1 | NP-7-2 | NP-4 | NP-14 | NP-18 | NP-70 | NP-10 | NP-54 |
| $SiO_2$ | 65.69 | 66.47 | 65.48 | 65.76 | 65.98 | 63.26 | 66.17 | 63.54 |
| $Al_2O_3$ | 18.38 | 18.46 | 18.33 | 18.51 | 18.40 | 17.79 | 17.89 | 17.86 |
| $FeO^*$ | 0.03 | 0.14 | 0.04 | 0.04 | 0.08 | – | 0.08 | 0.10 |
| MnO | – | – | – | 0.01 | 0.01 | – | 0.01 | 0.01 |
| MgO | 0.12 | 0.17 | 0.10 | 0.04 | 0.10 | 0.01 | 0.58 | 0.01 |
| CaO | – | 0.03 | 0.02 | 0.02 | – | – | 0.01 | 0.05 |
| $BeO^*$ | 13.39 | 13.11 | 12.66 | 12.94 | 13.55 | 11.52 | 13.27 | 11.55 |
| $Li_2O^*$ | 0.17 | 0.43 | 0.58 | 0.45 | 0.11 | 0.99 | 0.30 | 1.00 |
| $Na_2O$ | 0.31 | 0.85 | 1.11 | 0.86 | 0.17 | 1.32 | 0.55 | 1.23 |
| $K_2O$ | – | 0.01 | – | – | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.07 |
| $Cs_2O$ | 0.18 | 0.11 | 0.38 | 0.27 | 0.18 | 3.22 | 0.27 | 3.52 |
| 总量 | 98.27 | 99.78 | 98.68 | 98.88 | 98.60 | 98.12 | 99.14 | 98.92 |
| 以Si=6为基础计算 | | | | | | | | |
| Si | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 |
| Be | 2.938 | 2.843 | 2.787 | 2.837 | 2.961 | 2.624 | 2.892 | 2.619 |
| Li | 0.062 | 0.157 | 0.213 | 0.163 | 0.039 | 0.376 | 0.108 | 0.381 |
| Σ | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 |
| Al | 1.979 | 1.965 | 1.980 | 1.991 | 1.972 | 1.989 | 1.913 | 1.988 |
| $Fe^{2+}$ | 0.002 | 0.011 | 0.003 | 0.003 | 0.006 | 0.000 | 0.006 | 0.008 |
| Mn | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 0.000 | 0.001 | 0.001 |
| Mg | 0.016 | 0.022 | 0.013 | 0.005 | 0.013 | 0.002 | 0.078 | 0.002 |
| Σ | 1.998 | 1.998 | 1.996 | 1.999 | 1.992 | 1.991 | 1.997 | 1.998 |
| Ca | 0.000 | 0.003 | 0.001 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.004 |
| Na | 0.055 | 0.149 | 0.197 | 0.151 | 0.030 | 0.242 | 0.096 | 0.225 |
| K | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.002 | 0.002 | 0.001 | 0.008 |
| Cs | 0.007 | 0.004 | 0.015 | 0.011 | 0.007 | 0.132 | 0.011 | 0.144 |
| Σ | 0.062 | 0.157 | 0.213 | 0.163 | 0.039 | 0.376 | 0.108 | 0.381 |

$FeO^*$为全铁含量；$Li^* = Na + K + Rb + Cs$，$Be^* = 3 - Li$；“–”为低于检测限；所有样品为伟晶岩脉，其中NP-18和NP-10为锂辉石中的原生绿柱石样品。

的含量分别在0~0.28%, 0~0.28%, 0.62%~1.19%和0~0.63%之间变化, 平均值分别0.09%, 0.11%, 0.87%和0.36%。原生绿柱石较弱的环带构造主要体现FeO和MgO含量的变化, 中心部分相对富Fe和Mg。

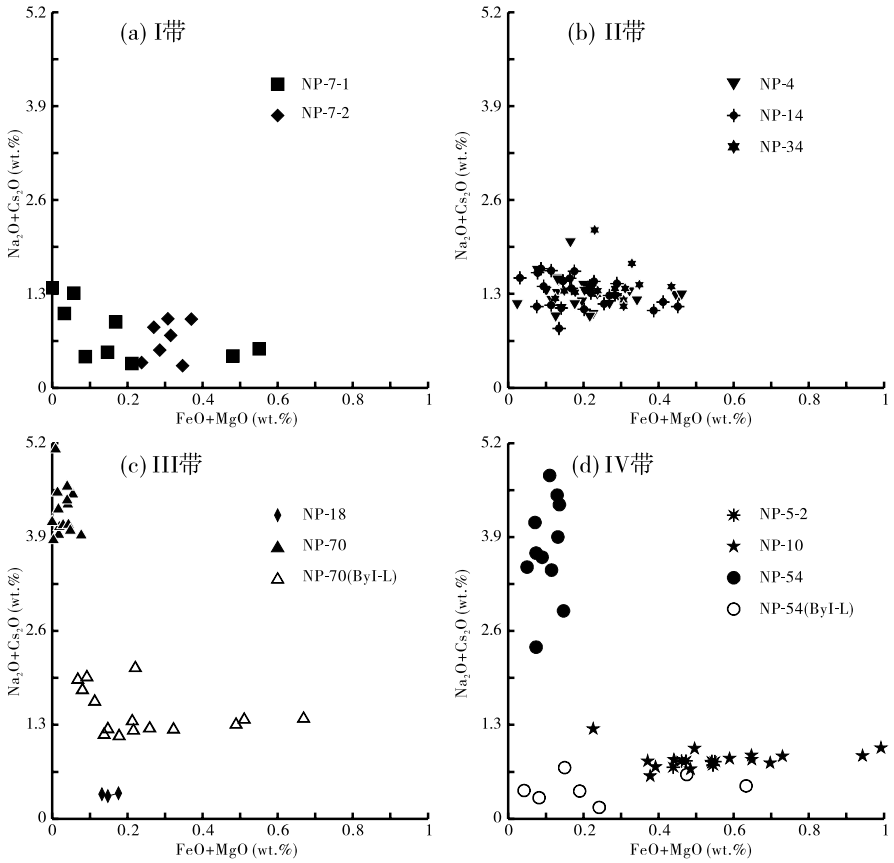
III带叶钠长石中原生绿柱石的FeO，MgO，$Na_2O$和$Cs_2O$含量分别在0~0.13%，0~0.55%，0.17%~1.37%和0.11%~3.92%之间变化，平均值分别0.03%，0.13%，1.03%和1.42%，而锂辉石中原生绿柱石的FeO，MgO，$Na_2O$和$Cs_2O$含量均较低，最高为0.08%，0.1%，0.24%和0.18%。

在IV带中, 石英中原生绿柱石的FeO, MgO, $Na_2O$和$Cs_2O$含量分别在0~0.18%, 0~0.47%, 0.15%~1.23%和0~3.52%之间变化, 平均值分别0.09%, 0.07%, 0.72%和1.73%。相对于石英中的原生绿柱石, 锂辉石中原生绿柱石的FeO和MgO含量较高, 最高为0.28%和0.89.%, 而$Na_2O$和$Cs_2O$含量比较低, 分别在0.43%~0.97%和0.06%~0.32%之间。

原生绿柱石中MnO，$K_2O$和CaO的含量均低于0.25%，少数低于检测限。将所测原生绿柱石数据分别投影在（$Na_2O + Cs_2O$）—（FeO + MgO）图上（图3），图3表明南平31号花岗伟晶岩脉中原生绿柱石的碱金属元素和铁镁质元素含量呈一定规律性变化，总体来说，I带和II带绿柱石Fe，Mg含量较高，而 III带和IV两个带的绿柱石碱金属含量相对较高，$Na_2O + Cs_2O$含量最高达5.14%。

### 3.2　晚期绿柱石

背散射电子像观察和电子探针成分分析表明，晚期绿柱石主要出现在III带和IV带原生绿柱石的边缘或裂隙中。相对于原生绿柱石，晚期绿柱石较少，有两种产状：第一种颗粒较大，粒径在50~200 μm之间，分布于原生绿柱石的边缘，图4a，b显示III带中晚期绿柱石与原生绿柱石伴生，分布于叶钠长石中，背散射电子像下，原生绿柱石较亮，而晚期绿柱石较暗，图4b还表明部分晚




实心符号代表原生绿柱石 (Byl-P)，空心符号代表晚期绿柱石 (Byl-L)；锂辉石中的原生绿柱石样品为NP-18、NP-10和NP-5-2；
Solid symbol: primary beryl (Byl-P); Hollow symbol: late beryl (Byl-L); NP-18, NP-10 and NP-5-2: primary beryl in spodumene

图3 南平31号花岗伟晶岩脉中绿柱石的 ($Na_2O + Cs_2O$)–(FeO + MgO) 图

Fig. 3 The $Na_2O + Cs_2O$ *versus* FeO + MgO diagram of beryls in the Nanping No. 31 granitic pegmatite

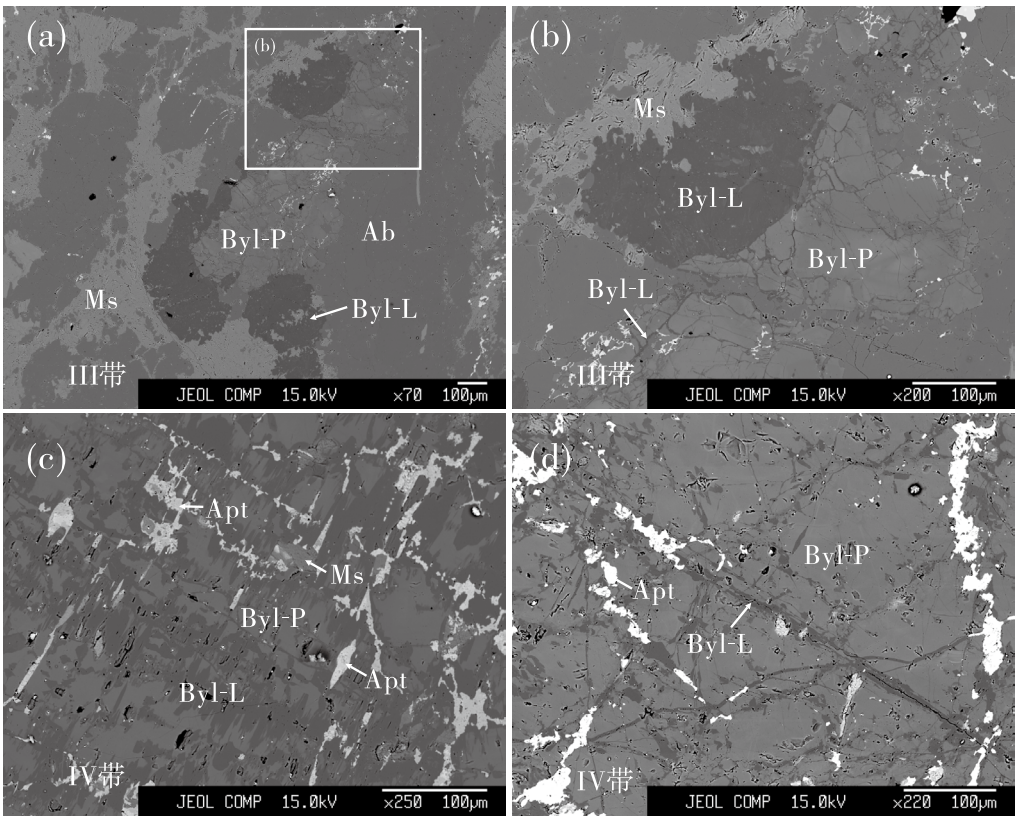
期绿柱石沿原生绿柱石的裂隙进行充填；第二种呈不规则状或脉状，沿裂隙交代原生绿柱石，主要出现在III带和IV带的部分原生绿柱石中。图4b–d是III带和IV带原生绿柱石中典型交代构造，晚期绿柱石沿原生绿柱石的裂隙或孔隙度较大的部位分布（图4b），部分次生绿柱石具有一定的方向性，可能是沿解理方分布（图4c）。少量次生绿柱石呈不规则细脉状，沿原生绿柱石微小裂隙分布，脉宽在10 μm左右，在细脉中有少量的空洞（图4d）。

电子探针成分分析结果表明（表2），相对共生的原生绿柱石，晚期绿柱石贫Na和Cs，尤其是贫Cs。然而，不同产状的晚期绿柱石的碱金属元素和铁镁质元素含量具有一定的差异。第一种产状晚期绿柱石的$Cs_2O$和$Na_2O$含量分别在0.32%~0.91%和0.76%~1.37%之间变化，FeO和MgO的含量分别在0~0.13%，0.07 %~0.55%。第二种产状的晚期绿柱石FeO，MgO，$Na_2O$和$Cs_2O$含量分别在0~0.18%，0.04%~0.47%，0.15%~0.67%和0~0.33%之间。图3表明晚期绿柱石的$Cs_2O + Na_2O$含量均比相邻原生绿柱石低，FeO和MgO的含量较高，第一种产状比第二种产状晚期绿柱石$Na_2O$和$Cs_2O$含量高。

## 4 讨论

### 4.1 原生绿柱石的成分演化特征

绿柱石是花岗伟晶岩中最重要的副矿物之一，其结晶可以遍及整个岩浆–热液演化过程，然而，受结晶环境的物理化学条件以及熔体–热液的成分影响，绿柱石的化学成分变得较为复杂，主要体现在微量元素含量的变化（Černý，2002）。前人对花岗伟晶岩以及伟晶岩中绿柱石的化学成




(a) 和 (b) 晚期绿柱石叠加生长于原生绿柱石，并沿原生绿柱石的裂隙进行充填 (样品NP-70，III带)；(c) 和 (d) 原生绿柱石受流体交代后形成的晚期绿柱石 (样品NP-54，IV带)；Byl-P–原生绿柱石，Byl-L–晚期绿柱石，Ab–钠长石，Ms–白云母，Apt–磷灰石

(a) and (b), the later secondary beryl overgrown on the primary beryl, and filling the fissures in the primary beryl (NP-70, zone III); (c) and (d), the primary beryl replaced by hydrothermal fluids, forming the later secondary beryl (NP-54, zone IV).
Byl–P: primary beryl, Byl-L: later secondary beryl, Ab: albite, Ms: moscovite, Apt: apatite

图4 南平31号花岗伟晶岩脉中晚期绿柱石与原生绿柱石的关系

Fig. 4 The relations between the primary beryl and the later secondary beryl in the Nanping No. 31 granitic pegmatite

**表2 南平31号花岗伟晶岩脉中晚期绿柱石的电子探针成分分析代表性结果** (wt.%)

**Table 2 Representative electron microprobe compositions of the late beryl in the Nanping No. 31 granitic pegmatite** (wt.%)

| 成分 | III带 (NP-70) | | | | IV带 (NP-54) | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| $SiO_2$ | 65.47 | 65.25 | 65.77 | 65.91 | 66.01 | 66.04 | 66.10 | 65.93 |
| $Al_2O_3$ | 18.09 | 18.09 | 18.18 | 18.16 | 18.08 | 18.46 | 18.53 | 18.50 |
| $FeO^*$ | – | – | – | 0.04 | 0.18 | 0.08 | 0.08 | – |
| MnO | 0.03 | 0.04 | – | 0.02 | 0.01 | – | – | – |
| MgO | 0.09 | 0.07 | 0.23 | 0.18 | 0.30 | 0.12 | 0.07 | 0.08 |
| CaO | 0.02 | 0.02 | – | 0.04 | 0.03 | – | – | – |
| $BeO^*$ | 12.40 | 12.39 | 12.51 | 12.95 | 13.43 | 13.43 | 13.21 | 13.52 |
| $Li_2O^*$ | 0.73 | 0.71 | 0.70 | 0.46 | 0.18 | 0.18 | 0.33 | 0.12 |
| $Na_2O$ | 1.37 | 1.32 | 1.20 | 0.85 | 0.29 | 0.38 | 0.67 | 0.23 |
| $K_2O$ | – | 0.02 | 0.08 | – | – | – | – | 0.01 |
| $Cs_2O$ | 0.61 | 0.63 | 0.91 | 0.40 | 0.33 | – | 0.04 | 0.06 |
| 总量 | 98.81 | 98.53 | 99.57 | 99.00 | 98.84 | 98.69 | 99.03 | 98.45 |
| 以Si = 6为基础计算 | | | | | | | | |
| Si | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 |
| Be | 2.730 | 2.736 | 2.742 | 2.832 | 2.934 | 2.933 | 2.881 | 2.957 |
| Li | 0.270 | 0.264 | 0.258 | 0.168 | 0.066 | 0.067 | 0.119 | 0.043 |
| Σ | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 |
| Al | 1.954 | 1.961 | 1.954 | 1.948 | 1.937 | 1.977 | 1.983 | 1.984 |
| $Fe^{2+}$ | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.003 | 0.014 | 0.006 | 0.006 | 0.000 |
| Mn | 0.002 | 0.003 | 0.000 | 0.002 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Mg | 0.013 | 0.010 | 0.031 | 0.025 | 0.040 | 0.016 | 0.009 | 0.011 |
| Σ | 1.969 | 1.974 | 1.985 | 1.977 | 1.992 | 1.999 | 1.999 | 1.995 |
| Ca | 0.002 | 0.001 | 0.000 | 0.003 | 0.002 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Na | 0.244 | 0.235 | 0.213 | 0.150 | 0.051 | 0.067 | 0.117 | 0.040 |
| K | 0.000 | 0.002 | 0.009 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 |
| Cs | 0.024 | 0.025 | 0.036 | 0.016 | 0.013 | 0.000 | 0.002 | 0.002 |
| Σ | 0.270 | 0.264 | 0.258 | 0.168 | 0.066 | 0.067 | 0.119 | 0.043 |

$FeO^*$为全铁含量；$Li^* = Na + K + Rb + Cs$，$Be^* = 3 - Li$；“–”为低于检测限；1~8为序号。

分和结构作了详细分析，其晶体化学特征比较复杂，$Li^+$主要替代$[BeO_4]$四面体中的$Be^{2+}$，而$Na^+$，$Cs^+$，$Rb^+$，$OH^-$，$Ca^{2+}$，$K^+$等大半径离子分布于绿柱石结构通道中，补偿$Li^+$替代$Be^{2+}$的电荷不平衡，$[AlO_6]$八面体中的Al主要由Fe，Mg，Mn等元素置换（Hawthorne and Černý, 1977; Sherriff et al, 1991; Artioli et al, 1993; Hawthorne and Huminicki, 2002; Černý, 2002; Černý et al, 2003）。

南平31号花岗伟晶岩脉中原生绿柱石主要分布于造岩矿物（石英、白云母、钠长石、锂辉石等）中，形成于岩浆早期阶段，常被晚期石英、钠长石、磷灰石、白云母交代。电子探针成分分析结果表明南平31号花岗伟晶岩脉中的原生绿柱石除含$SiO_2$，$Al_2O_3$和BeO主要化学成分外，还含Li，Na，Cs，Fe和Mg等元素。然而，绿柱石的碱金属元素和铁镁质元素含量在本区岩脉各个结构带中呈一定的规律变化。总体上，从I带至IV带，原生绿柱石的$FeO + MgO$含量逐渐降低，$Li_2O$和$Na_2O + Cs_2O$含量逐渐升高，尤其是$Cs_2O$含量的变化比较大，即由贫碱绿柱石向富碱绿柱石演化（表1，图3）。I带原生绿柱石的$FeO + MgO$含量最高为0.55%，III带和IV带原生绿柱石$Na_2O$和$Cs_2O$含量最高为1.37%和3.92%。特别值得指出的是，III带和IV带部分原生绿柱石的$FeO + MgO$含量比较

高，最高为1.01%，$Na_2O + Cs_2O$含量较低，最低为0.31%，而这些原生绿柱石分布于III带和IV带造岩矿物锂辉石中（图2e，f），说明其结晶较早。

稀有金属伟晶岩以及花岗伟晶岩中绿柱石的地球化学演化特征表现为碱金属元素的含量逐渐升高，铁镁质元素的含量逐渐降低（Beus, 1966; Černý, 1975; Černý et al，2003；Neiva and Neiva，2005）。南平31号花岗伟晶岩绿柱石的地球化学特征表明，从岩脉的外部结构带向内部结构带，原生绿柱石碱金属元素的含量逐渐升高，铁镁质元素的含量逐渐降低，体现岩浆的正常结晶分异作用（Wang et al，2009）。

### 4.2 晚期绿柱石的成因

在花岗伟晶岩的熔体–热液演化过程中，绿柱石的结晶主要受温度和压力的控制（Barton, 1986）。除此之外，绿柱石的在熔体中的稳定性还受熔体中Si，Al的活度以及其它组分如Li，B，P，F，Rb，Cs等的影响（Evensen et al, 1999）。随着伟晶岩熔体的成分以及温度的变化，Be离子活度的微小变化将会改变绿柱石的结晶行为（London and Evensen, 2002）。在大部分造岩矿物中，Be具有高度不相容性，非常容易进入花岗质残余熔体中，并在花岗伟晶岩的演化晚期或岩浆–热液体系中得以高度富集。因而，在花岗伟晶岩熔体在基本固结阶段，可能存在富Be的残留的熔体和热液流体沿岩石的构造裂隙结晶，同时也可能对原先矿物的结构构造进行改变（杨岳清等, 1997）。

在南平31号花岗伟晶岩脉中，原生绿柱石结晶相对较早，主要与造岩矿物石英、钠长石、白云母和锂辉石等矿物共生。因而，绿柱石之间或绿柱石与其它矿物之间的化学再平衡主要与热液流体作用有关，这种热液流体通常沿III带和IV带原生绿柱石的裂隙或边缘结晶形成晚期绿柱石。图4a，b表明晚期绿柱石叠加于早期的绿柱石之上生长，可能是残留的富Be熔体–热液沿早期绿柱石的边缘结晶而成，同时，晚期绿柱石沿原生绿柱石裂隙形成细脉。背散射电子像下，晚期绿柱石细脉较暗，宽约几个微米，长一百微米左右，与边缘的晚期绿柱石相连（图4b），这很可能说明在III带中晚期绿柱石是在伟晶岩的岩浆–热液演化的过渡阶段结晶的。III带中，原生绿柱石与晚期绿柱石的界线清楚，主要体现在$Na_2O$和$Cs_2O$的含量变化上，相对于原生绿柱石，晚期绿柱石的$Na_2O$和$Cs_2O$较低。随着温度的降低，晚期热液流体越来越丰富，它们沿原生绿柱石的裂隙、解理或孔隙度较大的部位进行交代，形成脉状、不规则的晚期绿柱石。图4c表明IV带中晚期绿柱石是原生绿柱石受到强烈的热液流体交代作用的产物，而图4d则是热液流体沿原生绿柱石的内部裂隙交代，形成晚期绿柱石细脉，细脉宽约10 μm，长几百个微米。背散射电子像下，晚期绿柱石细脉中可见少量的空洞。在化学成分上，IV带中晚期绿柱石相对贫$Na_2O$和$Cs_2O$。

总体上，南平31号花岗伟晶岩脉中III带和IV带晚期绿柱石的$Na_2O$和$Cs_2O$等的含量急剧下降，这可能与绿柱石的形成环境条件有关，流体中的成分很大程度上影响绿柱石微量元素的变化（Grundmann and Morteani, 2008）。在高度分馏的伟晶岩中，内部结构带中的绿柱石或晚期热液成因的绿柱石$Cs_2O$含量较高（Wang et al, 2009）。南平31号花岗伟晶岩中原生绿柱石的$Cs_2O$含量最高为3.92%，而晚期绿柱石细脉的$Cs_2O$含量最高为0.91%。在花岗伟晶岩在演化过程中，绿柱石的碱金属元素含量与共生矿物之间存在竞争，尤其是Cs的竞争（Černý et al, 2003），而热液流体的性质决定了晚期绿柱石的碱金属元素和铁镁质元素含量的变化。除了III带和IV带原生绿柱石较富Cs外，本区岩脉核部还存在Cs的独立矿物铯沸石和南平石，它们是岩脉高度分异演化的结果（杨岳清等, 1995, 1988）。由于铯沸石和南平石的结晶，熔体–热液中的Cs大大减少，导致晚期绿柱石$Cs_2O$的含量明显降低（表1, 2）。晚期热液流体的交代作用，改变了原生绿柱石的化学成分，热液流体的性质决定晚期绿柱石成分的变化，同时反映了热液流体与原生绿柱石之间存在铯化学再平衡。

## References：

Artioli G, Rinaldi R and Stahl K, et al. 1993. Structure refinements of beryl by single-crystal neutron and X-ray diffraction [J]. Am. Mineral., 78: 762–768.

Aurisicchio C, Fioravanti G, Grubessi O, et al. 1988. Reappraisal of the crystal chemistry of beryl [J]. Am. Mineral., 73: 826–837.

Barton M D. 1986. Phase equilibria and thermodynamic properties of minerals in the BeO-$Al_2O_3$-$SiO_2$-$H_2O$ (BASH) system, with petrologic applications [J]. Am. Mineral., 71: 277–300.

Beus A A. 1966. Geochemistry of Beryllium and Genetic Types of Deposits [J]. (Transl. from the Russian by Lachman F). San Francisco, W. H. Freeman and Co, 401p.

Černý P. 2002. Mineralogy of beryllium in granitic pegmatites [J] // Beryllium: Mineralogy, Petrology and Geochemistry (Grew E S ed.). Rev. Miner. Geochem., 50: 405–444.

Černý P. 1975. Alkali variations in pegmatitic beryl and their petrogenetic implications [J]. N. Jb. Miner. Abh., 123: 198–212.

Černý P, Anderson A J, Tomascak P B, et al. 2003. Geochemical and morphological features of beryl from the Bikita granitic pegmatite, Zimbabwe [J]. Can. Mineral., 41: 1003–1011.

Evensen J M, London D and Wendlandt R F. 1999. Solubility and stability of beryl in granitic melts [J]. Am. Mineral., 84: 733–745.

Grundmann G and Morteani G. 2008. Multi-stage emerald formation during Pan-African regional metamorphism: The Zabara, Sikait, Umm Kabo deposits, South Eastern desert of Egypt [J]. Journal of African Earth Sciences. 50: 168–187.

Hawthorne F C and Černý P. 1977. The alkali-metal positions in Cs–Li beryl [J]. Can. Mineral., 15: 414–421.

Hawthorne F C and Huminicki D M C. 2002. The Crystal Chemistry of beryllium [M] // Beryllium: Mineralogy, Petrology and Geochemistry (Grew E S, ed.), Rev. Mineral. Geochem., 50: 333–403.

London D and Evensen J M. 2002. Beryllium in Silicic Magmas and the Origin of Beryl-Bearing Pegmatites [M] // Beryllium: Mineralogy, Petrology and Geochemistry (Grew E S, ed.), Rev. Miner. Geochem., 50: 445–486.

Neiva A M R and Neiva J M C. 2005. Beryl from the granitic pegmatite at Namivo, Alto Lingoha, Mozambique [J]. N. Jb. Mineral. Abh., 181: 173–182.

Sherriff B L, Grundy H D, Hartman J S, et al. 1991. The incorporation of alkalis in beryl: multi-nuclear MAS NMR and crystal-structure study [J]. Can. Mineral., 29: 271–285.

Wang R C, Che X D, Zhang W l, et al. 2009. Geochemical evolution and late re-equilibration of Na-Cs-rich beryl from the Koktokay #3 pegmatite (Altai, NW China) [J]. Eur. J. Mineral., 21 (4), DOI: 10.1127/0935–1221/2009/0021–1936.

Yang Yueqing, Ni Yunxiang, et al. 1987. Rock-forming and ore-forming characteristics of the Xikeng granitic pegmatites in Fujian Province [J]. Miner. Deposits., 6 (3): 10–21. (in Chinese with English abstract).

Yang Yueqing, Ni Yunxiang, Wang Liben, et al. 1988. Nanpingite, a new cesium mineral [J]. Acta Petrol. Mineral. Sinica. 7 (1): 49–58. (in Chinese with English abstract)

Yang Yueqing, Wang Wenying, Ni Yunxiang, et al. 1995. Study on the pullucite in granitic pegmatites in Nanping, Fujian Province [J]. Geol. Fujian, 2: 109–117. (in Chinese with English abstract)

Yang Yueqing, Wang Wenying, Ni Yunxiang, et al. 1997. Mineralogical study of beryl in the granitic pegmatite from Nanping, Fujian Province [J]. Geol. Fujian, 2: 68–78. (in Chinese with English abstract)

## 参考文献：

杨岳清, 倪云祥, 等. 1987. 福建西坑花岗伟晶岩成岩成矿特征[J]. 矿床地质, 6 (3): 10–21.

杨岳清, 倪云祥, 王立本, 等. 1988. 南平石（Nanpingite）——一种新的铯矿物[J]. 岩石矿物学杂志. 7 (1): 49–59.

杨岳清, 王文瑛, 倪云祥, 等. 1995. 南平花岗伟晶岩中铯沸石的研究[J]. 福建地质, 2: 109–117.

杨岳清, 王文瑛, 倪云祥, 等. 1997. 福建南平花岗伟晶岩中绿柱石的矿物学研究[J]. 福建地质, 17 (2): 68–78.

# 福建南平31号花岗伟晶岩脉中绿柱石的电子探针成分与成因

万方数据 WANFANG DATA 文献链接

作者： 饶灿， 王汝成， 胡欢， RAO Can， WANG Ru-cheng， HU Huan

作者单位： 饶灿,RAO Can(南京大学,地球科学与工程学院,内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室,南京,210093;桂林理工大学,地球科学学院,桂林,541004)， 王汝成,胡欢,WANG Ru-cheng,HU Huan(南京大学,地球科学与工程学院,内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室,南京,210093)

刊名： 高校地质学报 ISTIC PKU

英文刊名： GEOLOGICAL JOURNAL OF CHINA UNIVERSITIES

年，卷(期)： 2009，15(4)

被引用次数： 2次

## 参考文献(24条)

1. Rao C. wang R C. Hu H. Zhang W L Complex internal textures in Nb-Ta-Sn oxide minerals from the Nanping No.31 granitic pegmtite.Fujian province,southeastern China

2. Artioli G. Rinaldi R. Stahl K Structure refinements of beryl by single-crystal neutron and X-ray diffraction 1993

3. Aurisicchio C. Fioravanti G. Grubessi O Reappraisal of the crystal chemistry of beryl 1988

4. Barton M D Phase equilibria and thermodynamic properties of minerals in the BeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O (BASH) system,with petrologir applications 1986

5. Beus A A. Lachman F Geochemistry of Beryllium and Genetic Types of Deposits 1966

6. Cemy P Mineralogy of beryllium in granitic pegmatites 2002

7. Cerny P Alkali variations in pegmatitic beryl and their petrogenetie implications 1975

8. Cemy P. Anderson A J. Tomascak P B Geochemical and morphological features of beryl from the Bikita granitic pegmatite,Zimbabwe 2003

9. Evensen J M. London D. Wendlandt R F Solubility and stability of beryl in granitic melts 1999

10. Grundmann G. Morteani G Multi-stage emerald formation during Pan-African regional metamorphism:The Zabara,Sikait,Umm Kabo deposits,South Eastern desert of Egypt 2008

11. Hawthorne F C. Cerny P The alkali-metal positions in Cs-Li beryl 1977

12. Hawthorne F C. Huminicki D M C The Crystal Chemistry of beryllium 2002

13. London D. Evensen J M Beryllium in Silicic Magmas and the Origin of Beryl-Bearing Pegmatites 2002

14. Neiva A M R. Neiva J M C Beryl from the granitic pegmatite at Namivo,Alto Lingoha,Mozambique 2005

15. Sherriff B L. Grundy H D. Hartman J S The incorporation of alkalis in beryl:multi-nuclear MAS NMR and crystal-structure study 1991

16. Wang R C. Che X D. Zhang W l Geochemical evolution and late re-equilibration of Na-Cs-rich beryl from the Koktokay #3 pegmatite (Altai,NW China) 2009(04)

17. Yang Yueqing. Ni Yunxiang Rock-forming and ore-forming characteristics of the Xikeng granitic pegmatites in Fujian Province 1987(03)

18. Yang Yueqing. Ni Yunxiang. Wang Liben Nanpingite,a new cesium mineral 1988(01)

19. Yang Yueqing. Wang Wenying. Ni Yunxiang Study on the pullucite in granitic pegmatites in Nanping,Fujian Province 1995

20. Yang Yueqing. Wang Wenying. Ni Yunxiang Mineralogical study of beryl in the granitic pegmatite from Nanping,Fujian Province 1997

21. 杨岳清. 倪云祥 福建西坑花岗伟晶岩成岩成矿特[期刊论文]-矿床地质 1987(03)

22. 杨岳清. 倪云祥. 王立本 南平石(Nanpingite)---一种新的铯矿物 1988(01)

23. 杨岳清. 王文瑛. 倪云祥 南平花岗伟晶岩中铯沸石的研究 1995(02)

24. 杨岳清. 王文瑛. 倪云祥 福建南平花岗伟晶岩中绿柱石的矿物学研究[期刊论文]-福建地质 1997(02)

## 相似文献(2条)

1. 期刊论文 常海亮. 黄惠兰 西华山黑钨矿石英脉绿柱石中熔融包裹体的发现及其意义 -华南地质与矿产2001,""(2)

过去一直认为西华山黑钨矿石英脉是高中温热液充填而成.研究发现,在黑钨矿石英脉的绿柱石中存在与流体(气液)包裹体共生的流体-熔体包裹体和熔融包裹体,这表明形成黑钨矿石英脉的成矿流体是一种岩浆-热液过渡性流体.

2. 会议论文 李延河. 李金城. 宋鹤彬. 乐国良 矿物流体包裹体的氦同位素分析及地质应用 2002

本文介绍了矿物流体包裹体氦同位素分析的压碎装置和实验方法.对一黄铁矿和绿柱石样品分别进行了4次和6次重复测量,分析精密度达到5%~7%.对比分析了加热熔融法和压碎法分析矿物流体包裹体氦同位素组成的优缺点.压碎法设备简单,操作方便,本底低,结果基本不含后期积累的放射性成因氦,更能代表矿物结晶时热液流体的氦同位素菜组成.对中国几个重要金矿的氦同位素组成进行了初步研究,<'3>He/<'4>He比值普遍在1×10<'-6>以上,显示地幔流体参与了金矿的成矿过程.

本文链接：http://d.g.wanfangdata.com.cn/Periodical_gxdzxb200904008.aspx
授权使用：西北大学(xaxbdx)，授权号：b8515a03-5166-4532-9099-9dfc00fb63a9
下载时间：2010年9月25日