

# 八达岭基性岩和高 Ba-Sr 花岗岩地球化学特征及成因探讨: 华北和大别-苏鲁造山带中生代岩浆岩的对比\*

钱青<sup>1</sup> 钟孙霖<sup>2</sup> 李通艺<sup>3</sup> 温大任<sup>2</sup>

QIAN Qing<sup>1</sup>, CHUNG Sun-Lin<sup>2</sup>, LEE Tung-Yi<sup>3</sup> and WEN Da-Jen<sup>2</sup>

1. 中国科学院地质与地球物理研究所, 矿产资源研究重点实验室, 北京 100029

2. 台湾大学地球科学系, 台北 106

3. 台湾师范大学地球科学系, 台北 116

1. Key Laboratory of Mineral Resources, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

2. Department of Geosciences, National Taiwan University, Taipei 106, China

3. Department of Earth Sciences, National Taiwan Normal University, Taipei 116, China

2002-03-18 收稿, 2002-05-14 改回.

Qian Q., Chung SL., Lee TY and Wen DJ. 2002. Geochemical characteristics and petrogenesis of the Badaling high Ba-Sr granitoids; a comparison of igneous rocks from North China and the Dabie-Sulu Orogen. *Acta Petrologica Sinica*, 18(3): 275–292

**Abstract** The Mesozoic Badaling complex, emplaced in the northern part of the North China block (NCB), is composed of gabbrodiorite, quartz diorite, quartz monzonite, monzodiorite, adamellite, moyite and quartz syenite, which are predominantly high-K calc-alkaline and subordinately shoshonitic. Their major elements, except that of cumulative gabbrodiorite with substantive magnetite, range widely, *e. g.*,  $\text{SiO}_2 = 46.5\% \sim 75.3\%$ ,  $\text{MgO} = 5.6\% \sim 0.2\%$ .  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  ratio varies from 0.59 to 1.09 for the intermediate-felsic rocks. The moyite and quartz monzonite have low Ba and Sr abundances and strong negative Eu anomaly. However, most intermediate-felsic rocks are consistently characterized with high Ba, Sr and LREE and low Rb, Y and HREE abundances, high Sr/Y and La/Yb ratios, distinct Nb, Ta and Ti depletion, as well as absence of negative Eu anomalies, and are comprehensively called high Ba-Sr granitoids. In addition, the mafic rocks and high Ba-Sr granitoids have covariant major elements, and similar incompatible trace element and rare earth element (REE) patterns, with REE, Y, Sr, P and Ti abundances consistently decreasing from basic to felsic rocks. Initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.7051~0.7068) and  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (-8.2 ~ -20.2) of mafic rocks and high Ba-Sr granitoids show EMI-type signature, and are negatively correlated. Geochemical data indicate that mafic rocks were derived from partial melting of an enriched subcontinental lithospheric mantle, and high Ba-Sr granitoids were produced from the mafic magmas mainly through fractional crystallization with some crustal contamination. Fractionation of P- and Ti-bearing accessory minerals, such as apatite and titanite, played an important role in causing the decrease of the REEs with progressive differentiation. The Yanshanian mafic rocks, high Ba-Sr and low Ba-Sr granitic rocks with comparable geochemical characteristics to their correspondents in the Badaling complex are widespread in the eastern part of NCB and the Dabie-Sulu Orogen (DSOB). Hence we propose that the occurrence of Yanshanian igneous rocks in NCB and DSOB had common geodynamic mechanism, and the geochemical characteristics of the Yanshanian igneous rocks from DSOB were not necessarily due to the interaction between the subducted continental crust (Yangtze block) and mantle peridotite. Delamination or lithospheric thinning probably caused the partial melting of the enriched subcontinental lithospheric mantle beneath NCB and DSOB. Mantle enrichment beneath NCB and DSOB may occur early in Proterozoic, implicated by the similarity of Nd depleted mantle model ages ( $T_{\text{DM}}$ ).

**Key words** Mesozoic, Badaling complex, North China block, Dabie-Sulu Orogen, Granitoid, Geochemistry,

**摘要** 八达岭杂岩侵位于华北北部, 由辉长闪长岩、石英闪长岩、石英二长岩、二长闪长岩、二长花岗岩、碱长花岗岩和石英正长岩等组成, 主要属高钾钙碱性系列。除了含 V-Ti 磁铁矿的堆晶辉长闪长岩, 整套岩石的主量元素变化范围较大,  $\text{SiO}_2 = 46.5\% \sim 75.3\%$ ,  $\text{MgO} = 5.6\% \sim 0.2\%$ , 中酸性岩石的  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  为 0.59~1.09。碱长花岗岩和少数石英二长岩 Ba 和

\* 本文研究受国家重点基础研究发展规划项目(G1999075502)和国家自然科学基金项目(40002006)资助。

第一作者简介: 钱青, 男, 1969 年生, 博士, 岩石地球化学专业, E-mail: qianqing613@hotmail.com

Sr 含量较低,且具有明显 Eu 负异常。大多数中酸性岩石(高 Ba-Sr 花岗岩)具有如下显著的微量元素地球化学特征: Ba, Sr 和轻稀土(LREE)富集, Y 和重稀土(HREE)亏损, LREE/HREE 强烈分离, Sr/Y 和 La/Yb 比值较高; 在原始地幔标准化的蛛网图中具有显著的 Nb, Ta 和 Ti 亏损, 不具明显的 Sr 和 Eu 亏损。在 Harker 图解中, 基性岩和高 Ba-Sr 花岗岩的主量元素相关性明显; 两者还具有相似的微量元素和稀土(REE)分配特征, 并且, REE, Y, Sr, P 和 Ti 含量从基性到酸性逐渐降低。辉长闪长岩和高 Ba-Sr 花岗岩的 Sr-Nd 同位素初始值呈 EM1 特征( $I_{Sr}=0.7051\sim 0.7068$ ,  $\epsilon_{Nd_i}=-8.2\sim -20.2$ ), 大致呈负相关。地球化学特征表明基性岩浆为富集的大陆岩石圈地幔部分熔融形成, 而高 Ba-Sr 花岗岩则为基性岩浆通过陆壳混染和结晶分离形成; 富 P 和 Ti 的副矿物(如磷灰石和榍石)的分离结晶导致了 REE, P 和 Ti 丰度的逐渐降低。另外, 华北板块内部和大别-苏鲁造山带基性岩和高 Ba-Sr 花岗岩分别具有相似的地球化学特征, 这表明, 上述地区燕山期大规模岩浆活动具有相似的地球动力学机制, 大别-苏鲁造山带岩浆岩的地球化学特征并不反映其地幔源区一定受到过来自深俯冲的扬子板块的流体的富集作用。岩石圈的拆沉和减薄作用可能导致了华北板块和大别-苏鲁造山带下古老岩石圈地幔的部分熔融, 岩石圈地幔的富集作用可能主要发生于元古代。

关键词 中生代; 八达岭杂岩; 华北板块; 大别-苏鲁造山带; 花岗岩; 地球化学

中图法分类号 P588.121; P542.4

## 1 引言

对花岗质岩石的分类标准包括主量和微量元素地球化学、矿物组成、源区以及构造环境等, 其中, I 型和 S 型分类(Chappell and White, 1974)的影响最为广泛, I 型中又包括 A 型(Loiselle and Wones, 1979)和 M 型(White, 1979)。Tarney and Jones (1994)提出: 传统的 I 型、S 型和 A 型花岗岩一般 Ba, Sr 含量较低(统称低 Ba-Sr 花岗岩), 但还有一类花岗岩以 Ba, Sr 含量高为特征(高 Ba-Sr 花岗岩), 在微量元素分布图中约有 10 个元素与低 Ba-Sr 花岗岩呈互补趋势。高 Ba-Sr 花岗岩主要地球化学特征为: Ba, Sr 和 LREE 含量高, Rb, Th 和 U 含量较低, Y 和 HREE 含量较低, Nb, Ta, Ti 和 P 强烈亏损, 无明显的 Eu 负异常, Rb/Sr 比值低, 而 Sr/Y 和 La/Yb 比值高(Tarney and Jones, 1994; Fowler *et al.*, 2001)。根据地球化学特征, Tarney and Jones(1994)提出高 Ba-Sr 花岗岩与低 Ba-Sr 花岗岩可能具有不同的成因, 推测高 Ba-Sr 花岗岩可能与海底高原的俯冲、岩石圈地幔受到碳酸盐流体的交代富集或者富集 Ba, Sr 的基性岩浆的底侵作用等有关。高 Ba-Sr 花岗岩在太古代较普遍, 在元古代和古生代罕见, 而白垩纪之后又大量出现; 而低 Ba-Sr 花岗岩在中元古代和古生代占主要地位(Tarney and Jones, 1994)。已报道的高 Ba-Sr 花岗岩的实例见于加拿大 Superior 省(太古代, Stern *et al.*, 1989)和苏格兰北部的加里东造山带(Thompson and Fowler, 1986; Fowler, 1988a, 1988b, 1992; Thirlwall and Burnard, 1990; Tarney and Jones, 1994; Fowler and Henney, 1996; Fowler *et al.*, 2001)。

中国东部中生代发生了许多重大地质事件, 包括: (1) 三叠纪华北和华南板块发生碰撞, 华南板块向华北板块之下俯冲, 形成了沿大别-苏鲁造山带分布的含柯石英和金刚石的超高压变质岩(Li *et al.*, 1998, 2000; Ye *et al.*, 2000); (2) 华北板块之下厚约 80~140 km 的太古代岩石圈地幔发生了拆沉, 厚(>180 km)而冷的富集岩石圈地幔被较薄的(~50 km)热的亏损地幔取代(Menzies *et al.*, 1993; Griffin

*et al.*, 1998; Menzies and Xu, 1998; Fan *et al.*, 2000; Xu, 2001; Zheng *et al.*, 2001); (3) 约从 210 到 80 Ma 发生了广泛的岩浆活动, 包括华北和大别-苏鲁地区(Yu *et al.*, 1993; Bao *et al.*, 1995; Qin, 1995; Wang *et al.*, 1996; Chen *et al.*, 1997; Xu *et al.*, 1999; Ma *et al.*, 1998; Qiu *et al.*, 2000; Fan *et al.*, 2001; Guo *et al.*, 2001; Zhang *et al.*, 2001a, 2001b; Zhou *et al.*, 2001)。上述岩石圈地幔的置换过程可能开始于侏罗纪, 完成于晚白垩纪(Xu, 2001), 大致与该燕山期岩浆作用同时发生。因此, 燕山期岩浆岩特征的研究对揭示中国东部岩石圈的特征和演化历史具有重要意义。

然而, 对燕山期岩浆岩的地球化学特征和成因至今仍存在许多争议。Wang *et al.* (1996) 提出中国东部中生代火成岩是以橄榄安粗岩(shoshonite, 又译为“橄榄玄粗岩”)为主、高钾钙碱性系列为次的岩石组合(称“橄榄安粗岩省”); 而 Xu *et al.* (1999) 认为主要为高钾钙碱性系列, 其次才是碱性和橄榄玄粗岩系列; Zhang *et al.* (2001a, 2001b) 和 Wang and Zhang (2001) 则强调华北燕山期花岗质岩石的高 Sr、低 Y 和 HREE 以及不具有 Eu 负异常的地球化学特征, 认为属于埃达克岩(adakite)系列, 由加厚的下地壳的部分熔融形成。八达岭杂岩体位于华北北部燕山期北东向和东西向岩浆带的结合部位, 岩浆活动十分强烈和集中, 岩石类型较为丰富, 因此是研究华北燕山期岩浆岩地球化学和成因的一个很好的实例。

本文揭示八达岭花岗质岩石可分为低 Ba-Sr 和高 Ba-Sr 两类, 后者主要通过来自富集的岩石圈地幔的基性岩浆与陆壳物质混合并发生结晶分离作用形成。文中通过对比华北和大别-苏鲁造山带燕山期岩浆岩的地球化学特征, 进一步探讨了其岩石成因和发生的动力学背景。

## 2 地质背景和野外地质概况

华北板块自中元古代以后很长时间内基本处于稳定状态, 形成了巨厚层的沉积岩。它在晚古生代(Sengör *et al.*,

1993)至二叠-三叠纪(Chen *et al.*, 2000)沿中亚造山带与西伯利亚板块拼合,在三叠纪沿秦岭-大别-苏鲁造山带与华南板块发生碰撞(Li *et al.*, 2000)。晚三叠至早白垩纪,在华北地区形成了广泛的岩浆活动(Yu *et al.*, 1993; Bao *et al.*, 1995; Wang *et al.*, 1996; Chung *et al.*, 1997),同时还发生了强烈的区域性隆升、走滑、拉张及沉降等构造活动。

八达岭杂岩的围岩主要为太古代基岩和元古代-寒武纪碳酸盐岩,岩浆岩组合主要包括辉长闪长岩,石英闪长岩,石英二长岩,二长闪长岩,二长花岗岩、碱长花岗岩及晚期侵入的石英正长岩脉(图1)。辉长闪长岩主要见于岩体东部上庄

一带,局部含钒钛磁铁矿矿床,被 152.8~158.8 Ma(黑云母 K-Ar 法, Yu *et al.*, 1993; Liu and Shi, 1995)的薛家石梁石英闪长岩包围;石英闪长岩被 137.5 Ma(黑云母 K-Ar 法, Yu *et al.*, 1993)的石英二长岩-二长花岗岩侵入,后者之中又侵入了二长闪长岩及碱长花岗岩(120.7 Ma)。岩体西部出露最早的是铁炉子石英二长岩(133.2 Ma, 锆石 U-Pb 法, Liu and Shi, 1995),被 128.8 Ma(Rb-Sr 等时线法, Liu and Shi, 1995)的堆白峪二长花岗岩侵入。以上岩体还受到晚期的正长斑岩和石英正长岩脉体侵入。

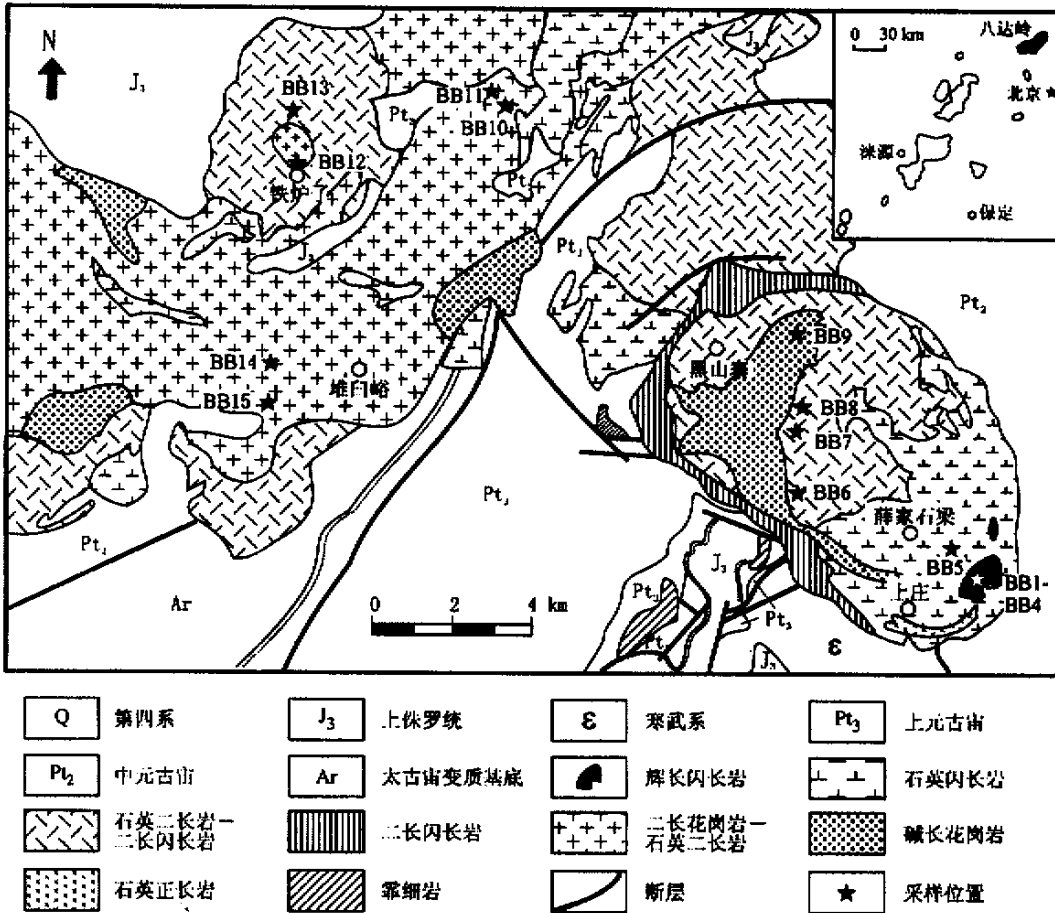


图1 八达岭杂岩体地质图

(据 Yu *et al.*, 1994 和 Wang and Zhang, 2001)

Fig. 1 Geological map of the Badaling complex

### 3 岩石学特征

辉长闪长岩(BB1、BB2)的造岩矿物组成为斜长石(中长石)、透辉石、角闪石、黑云母,副矿物包括磁铁矿、磷灰石、榍石和钛铁矿。中-粗粒结构。斜长石板柱状,长度一般为2~5

mm,含量约50%~65%,肖钠-钠长石复合双晶较常见。透辉石浅绿色,1~3mm,含量3%~5%,多被角闪石、黑云母包围。角闪石呈褐绿色-棕黄色多色性,自形-半自形,0.5~3mm,含量约20%。黑云母为红褐-棕黄色,外形不规则,含量约5%~18%。磁铁矿半自形为主,分布均匀,含量一般在5%~10%左右,围绕角闪石周边分布,或填充于斜长石格架之间,有时被辉石等包围。磷灰石自形,呈柱状、粒状,含量丰

富,达1%以上,长度可达0.5 mm,多包裹在辉石、角闪石、黑云母及磁铁矿之中(图2a)。榴石呈自形-半自形,含量<1%,粒度多在0.5 mm左右。两件采自V-Ti磁铁矿矿体边部的含磁铁矿辉长岩(BB3和BB4)呈堆晶结构,斜长石定向-半定向排列,其间隙中被磁铁矿、黑云母等充填,形成嵌晶

状补堆晶结构(图2b);磁铁矿含量约15%,分布均匀,其中有绿色尖晶石,含量达2%。磁铁矿和斜长石反应,在其边部形成角闪石和黑云母;磁铁矿和透辉石反应,在其边部形成紫苏辉石(图2c)。有时磁铁矿和斜方辉石相间形成“指”状结构。磷灰石罕见。

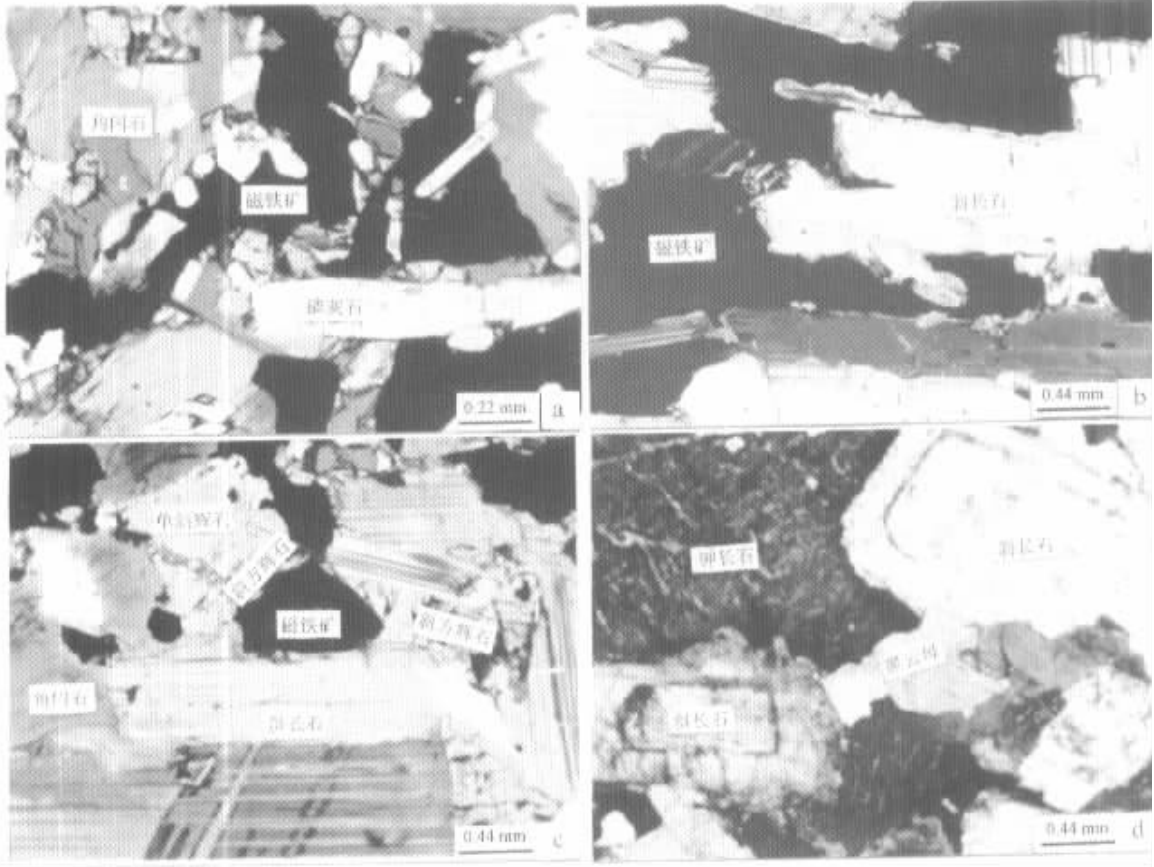


图2 八达岭杂岩的显微镜照片

(a)辉长闪长岩中磷灰石含量较高,主要被角闪石、磁铁矿和辉石等包裹(样品BB1);(b)含磁铁矿堆晶辉长闪长岩中斜长石晶体定向排列,磁铁矿填充于斜长石间隙,形成嵌晶状补堆晶结构(样品BB3);(c)堆晶辉长闪长岩中磁铁矿与单斜辉石反应形成斜方辉石,环绕单斜辉石分布或充填于斜长石间隙(样品BB3);(d)二长花岗岩中斜长石环带结构明显,碱性长石包围斜长石(样品BB10)。

Fig. 2 Microscopic photographs for the Badaling complex

石英闪长岩(BB5)的造岩矿物组成为斜长石、角闪石、黑云母和石英,副矿物主要为磁铁矿、磷灰石和榴石。斜长石约58%,1~5mm大小,为更长石-中长石,环带结构较发育。碱性长石含量约5%。角闪石约20%,褐绿-黄绿色多色性。黑云母褐-浅黄色,含量约5%。石英含量约8%,填充于长石间隙。磁铁矿约2%。磷灰石自形,柱状、粒状,含量约0.5%。榴石自形,粒径多在0.5 mm左右,含量约0.5%。

二长花岗岩中主要矿物组成为斜长石、碱性长石、石英、角闪石和黑云母,岩石呈中粗粒等粒或斑状结构。斜长石含量约25%~40%,环带结构发育(图2d),主要为更长石,有时具有碱性长石环边。碱性长石主要为条纹长石,含量约

30%~50%,有时呈粗大斑晶,其中常包裹角闪石、斜长石和黑云母等矿物。石英含量约25%,填充于长石的间隙。角闪石含量一般低于3%。副矿物包括磁铁矿、磷灰石和榴石等,总含量一般低于1%。

石英二长岩(BB6)为斑状,斜长石(更长石)大多数为0.5 mm大小,含量约15%,碱性长石含量约77%,多为条纹长石斑晶,粒径达4 mm以上。角闪石绿色-棕绿色,含量约5%。石英约10%。含大量榴石(约2%),多呈混圆粒状,锆石和磁铁矿也常见。磷灰石罕见。碱长花岗岩(BB9)中石英约20%,副矿物含量低于1%,主要为榴石和磁铁矿。

## 4 地球化学特征

### 4.1 分析方法

主量元素、Rb、Sr、Pb、Nb、Zr、Y、V、Cr、Co 和 Ni 在西北大学大陆动力学开发实验室用 XRF 法分析,精度一般优于 5%,其它微量元素包括 REE 在中科院高能物理所用中子活化法(INAA)分析,精度优于 5%~15%。Sr-Nd 同位素在国土资源部同位素开放实验室用 MAT-261 固体同位素质谱仪分析,Sr 和 Nd 同位素质量分馏分别采用  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.11940$  和  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$  校正; 样标测定结果: J. M.  $\text{Nd}_2\text{O}_3$   $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511125 \pm 8 (2\sigma)$ , BCR-1  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512643 \pm 12 (2\sigma)$ ; NBS987  $\text{SrCO}_3$   $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71025 \pm 2 (2\sigma)$ 。Sm/Nd 和 Rb/Sr 比值测定精度优于 0.1%; Sm、Nd 流程空白为 50 pg, Rb、Sr 流程空白为 0.1~1 ng。球粒陨石均一库(CHUR)的  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  和  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  的现今比值分别采用 0.512638 和 0.1967。分析结果列于表 1。

### 4.2 主量和微量元素

除两件含磁铁矿的堆晶辉长闪长岩(BB3, BB4)之外,样

品的主量元素变化如下:  $\text{SiO}_2 = 46.5\% \sim 75.3\%$ ,  $\text{MgO} = 5.6\% \sim 0.17\%$ ,  $\text{TiO}_2 = 2.5\% \sim 0.15\%$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 12.4\% \sim 1.1\%$ ,  $\text{CaO} = 8.3\% \sim 0.6\%$ ,  $\text{Na}_2\text{O} = 3.8\% \sim 5.4\%$ ,  $\text{K}_2\text{O} = 1.4\% \sim 5.8\%$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5 = 1.4\% \sim 0.02\%$ 。基性岩的  $\text{TiO}_2$  (2.0%~2.5%),  $\text{FeO}^*$  (8.9%~11.1%) 和  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0.6%~1.4%) 含量较高,含磁铁矿的堆晶辉长闪长岩的  $\text{SiO}_2$  较低 (38.6%~41.0%),  $\text{TiO}_2$  (2.6%~3.2%),  $\text{FeO}^*$  (17.0%~21.4%), V (429~601  $\mu\text{g/g}$ ) 和 Ni (121~149  $\mu\text{g/g}$ ) 含量高。在 TAS 图解中(图 3a),样品落在二长辉长岩-二长闪长岩-二长岩-花岗岩范围,在  $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$  图解中(图 3b),主要在高钾钙碱性范围。在 Harker 图解中(图 4), $\text{SiO}_2$  与其它主量元素相关性明显,随着  $\text{SiO}_2$  增加, $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}^*$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  和  $\text{P}_2\text{O}_5$  逐渐减少(除了两件堆晶辉长闪长岩的  $\text{P}_2\text{O}_5$  显著偏低), $\text{K}_2\text{O}$  升高, $\text{Al}_2\text{O}_3$  和  $\text{Na}_2\text{O}$  变化较小。图 4 表明不同岩类之间可能具有成因关系,而且结晶分离起着重要作用(BB6 和 BB9 除外)。 $\text{P}_2\text{O}_5$  和  $\text{TiO}_2$  的持续降低可能反映富含 P 和 Ti 的矿物相(如磷灰石和钛铁矿、榍石)的分异(Fowler *et al.*, 2001)。

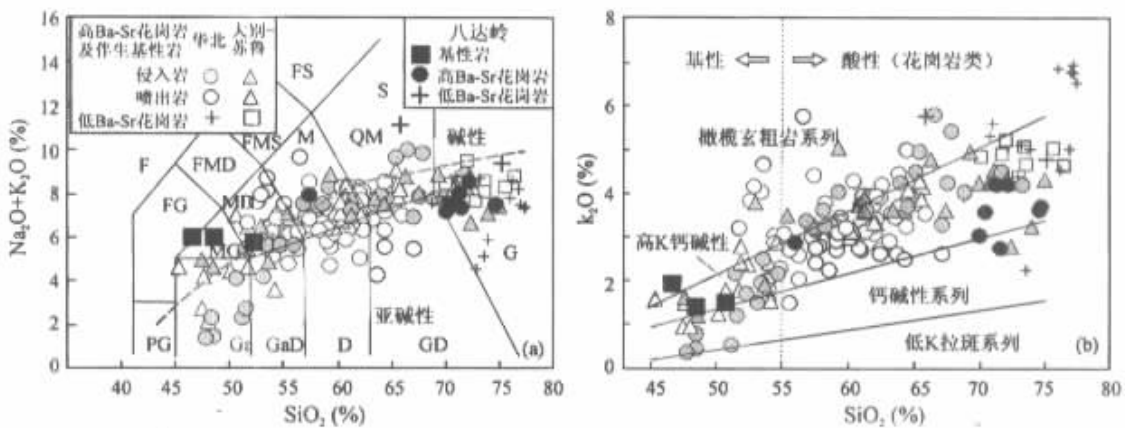


图 3 (a)  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (TAS) 图解(据 Middlemost, 1994); (b)  $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  图解

图中加入华北地区和大别-苏鲁造山带燕山期岩浆岩以供对比,华北的数据引自 Qin (1995), Chen *et al.* (1997), Guo *et al.* (2001), Qiu *et al.* (2000) 和 Xu *et al.* (1999),大别-苏鲁造山带数据引自 Fan *et al.* (2001), Jahn *et al.* (1999) 和 Ma *et al.* (1998)。值得注意的是:华北和大别-苏鲁地区燕山期岩浆岩主要为高钾钙碱性系列,其次为橄榄玄粗岩系列; $\text{SiO}_2$  从基性至酸性呈连续变化,未见双峰式特征;侵入岩和喷出岩特征类似,但前者  $\text{SiO}_2$  变化范围更大。D-闪长岩,G-花岗岩,Ga-辉长岩,GaD-花岗闪长岩,GaD-辉长闪长岩,F-副长石岩,FG-副长石辉长岩,FS-副长石正长岩,FMD-副长石二长闪长岩,FMS-副长石二长正长岩,M-二长岩,MD-二长闪长岩,MG-二长辉长岩,PG-橄榄辉长岩,QM-石英二长岩,S-正长岩

Fig. 3 (a)  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  plot (after Middlemost, 1994), and (b)  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  plot for the Badaling complex

表1 八达岭杂岩的主量、微量元素和 Sr-Nd 同位素地球化学成分

Table 1 Major, trace elemental and Sr-Nd isotopic compositions of the Badaling complex

岩性 样品	辉长闪长岩		含磁铁矿辉长闪长岩		石英闪长岩	闪长岩	石英二长岩	碱长花岗岩
	BB1	BB2	BB3	BB4	BB5	BB8	BB6	BB9
SiO <sub>2</sub>	48.49	46.51	38.61	41.02	57.42	52.27	65.96	75.32
TiO <sub>2</sub>	2.54	2.39	3.17	2.59	1.41	2.01	0.42	0.15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.85	16.57	16.82	19.32	16.75	18.12	16.15	13.35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.78	12.35	23.78	18.91	7.36	9.85	3.23	1.11
MnO	0.14	0.13	0.12	0.09	0.10	0.12	0.09	0.06
MgO	4.29	5.61	7.26	5.98	3.17	4.02	0.45	0.17
CaO	8.33	8.05	6.82	7.59	4.67	6.93	1.66	0.57
Na <sub>2</sub> O	4.59	4.09	2.72	3.29	4.82	4.07	5.38	4.54
K <sub>2</sub> O	1.40	1.88	0.53	0.53	3.14	1.67	5.78	4.79
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.05	1.38	0.29	0.19	0.59	0.59	0.10	0.02
LOI	0.39	0.68	0.00	0.13	0.42	0.67	0.40	0.39
Total	99.85	99.64	100.12	99.64	99.85	100.32	99.62	100.47
Mg <sup>#</sup>	0.45	0.48	0.38	0.39	0.47	0.45	0.22	0.24
Rb	19	29	6	5	77	34	153	118
Ba	1180	1730	502	561	1680	1150	501	55.6
Sr	1666	1875	1573	2015	1191	1525	104	13
Pb	12	13	11	10	18	11	30	24
Th	1.0	1.1	0.5	0.4	6.0	3.8	17.8	12.9
U	0.82	0.55			1.87	1.64	4.34	1.97
Nb	28	21	4	4	20	17	51	33
Ta	1.39	0.92	0.28	0.27	1.12	0.81	2.78	2.40
Zr	129	134	85	97	231	169	649	163
Hf	2.51	2.44	0.80	0.58	4.45	2.95	12.80	4.72
Y	26	25	5	3	16	21	24	14
Sc	18.3	16.4	6.6	5.4	9.0	17.6	4.5	1.6
V	124	185	601	429	75	95		
Cr	20	54	45	33	58	25	15	22
Co	34	44	137	98	20	30	6	5
Ni	19	57	149	121	30	19	16	13
La	63.3	79.6	11.9	10.6	70.0	44.8	81.9	79.7
Ce	116	155	18	16	122	80	138	118
Nd	58.9	77.3	9.3	9.7	56.5	43.0	48.6	35.8
Sm	10.9	12.2	1.7	1.5	8.5	8.6	7.9	4.8
Eu	3.44	3.79	0.83	0.81	2.50	2.85	1.06	0.46
Tb	1.12	1.12	0.25	0.18	0.70	0.83	0.77	0.45
Yb	2.26	2.07	0.40	0.32	1.32	1.80	2.80	1.69
Lu	0.37	0.25	0.06	0.04	0.16	0.26	0.42	0.24
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0.70518	0.70552			0.70566		0.71343	0.75041
<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	0.0319	0.0474			0.1834		4.921	10.130
( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>i</sub>	0.7051	0.7054			0.7053		0.7043	0.7317
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0.512127	0.511963			0.511967		0.512066	0.511876
<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	0.1042	0.0954			0.0891		0.0933	0.0828
( <sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd) <sub>i</sub>	0.512025	0.511869			0.511891		0.511987	0.511806
ε <sub>Nd</sub> ( <i>t</i> )	-8.2	-11.2			-11.3		-9.4	-13.0
<i>T</i> <sub>DM</sub> (Ga)	1.42	1.53			1.45		1.37	1.48
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.31	0.46	0.19	0.16	0.65	0.41	1.07	1.06
Rb/Sr	0.01	0.02	0.004	0.002	0.06	0.02	1.47	9.08
Sr/Y	64	75	315	672	74	73	4.3	0.9
(La/Yb) <sub>N</sub>	20	28	21	24	38	18	21	16.6
Th/Ta	0.7	1.2	1.8	1.4	5.3	4.8	6.4	5.4

BB6, BB9 为低 Ba-Sr 花岗岩; BB5 为中性高 Ba-Sr 花岗岩, BB7, BB10, BB11, BB12, BB13, BB14, BB15 为酸性高 Ba-Sr 花岗岩。

BB1, BB2, BB5, BB10, BB11, BB14, BB15, BB6, BB9 引自 Wang and Zhang (2001)。

表 1 (续)

Table 1 (continued)

岩性 样品	二长花岗岩						
	BB7	BB10	BB11	BB12	BB13	BB14	BB15
SiO <sub>2</sub>	70.38	70.04	71.53	74.75	74.61	71.33	72.19
TiO <sub>2</sub>	0.54	0.52	0.45	0.25	0.23	0.33	0.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.79	14.14	13.66	13.19	13.25	14.11	14.57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.30	3.25	2.81	1.70	1.59	2.39	1.75
MnO	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.06	0.05
MgO	1.29	1.36	1.26	0.55	0.57	0.74	0.53
CaO	2.17	2.52	2.53	1.54	1.41	1.92	1.45
Na <sub>2</sub> O	4.15	4.16	4.59	3.79	3.96	3.86	4.34
K <sub>2</sub> O	3.56	3.05	2.73	3.70	3.61	4.22	4.21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.16	0.14	0.07	0.07	0.10	0.08
LOI	0.37	0.40	0.32	0.30	0.40	0.74	0.60
Total	99.91	99.65	100.06	99.89	99.75	99.80	100.01
Mg <sup>#</sup>	0.44	0.46	0.48	0.40	0.42	0.38	0.38
Rb	76	80	70	106	106	104	93
Ba	1080	1040	773	1220	1200	1200	1360
Sr	648	776	778	429	437	405	354
Pb	22	21	19	25	24	18	20
Th	8.9	6.6	3.9	9.1	9.4	9.2	7.9
U	2.95	1.44	1.13	2.34	1.77	2.02	1.40
Nb	19	7	7	11	8	11	11
Ta	1.52	0.52	0.48	1.10	0.74	0.88	0.72
Zr	165	104	82	106	96	141	156
Hf	3.84	3.08	2.97	3.55	2.89	3.55	4.59
Y	8	6	5	7	4	9	6
Sc	3.7	5.1	4.3	2.8	2.4	3.1	2.3
V	30	44	38	19	14	23	12
Cr	31	28	25	28	33	36	28
Co	11	11	10	7	7	8	7
Ni	17	15	15	12	12	14	12
La	54.3	33.1	28.4	34.8	28.3	41.1	50.4
Ce	85	54	48	55	44	70	77
Nd	31.9	28.0	23.5	17.9	17.3	27.7	23.9
Sm	4.6	3.6	3.4	3.0	2.3	4.3	3.5
Eu	1.15	1.01	0.94	0.81	0.68	1.06	0.91
Tb	0.30	0.39	0.26	0.26	0.22	0.38	0.24
Yb	0.93	0.76	0.51	0.88	0.70	0.99	0.75
Lu	0.15	0.11	0.08	0.16	0.13	0.17	0.12
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr		0.70675	0.70684			0.70811	0.70748
<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr		0.2603	0.2541			0.7367	0.7463
( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>i</sub>		0.7063	0.7064			0.7068	0.7061
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd		0.511679	0.511512			0.511808	0.511748
<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd		0.0912	0.0915			0.0934	0.0820
( <sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd) <sub>i</sub>		0.511601	0.511434			0.511729	0.511678
ε <sub>Nd</sub> ( <i>t</i> )		-17.0	-20.2			-14.5	-15.5
T <sub>DM</sub> (Ga)		1.83	2.04			1.70	1.62
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.86	0.73	0.59	0.98	0.91	1.09	0.97
Rb/Sr	0.12	0.1	0.09	0.25	0.24	0.26	0.26
Sr/Y	81	129	156	61	109	45	59
(La/Yb) <sub>N</sub>	42	31	40	28	29	30	48
Th/Ta	5.9	12.8	8.1	8.3	12.7	10.5	10.9

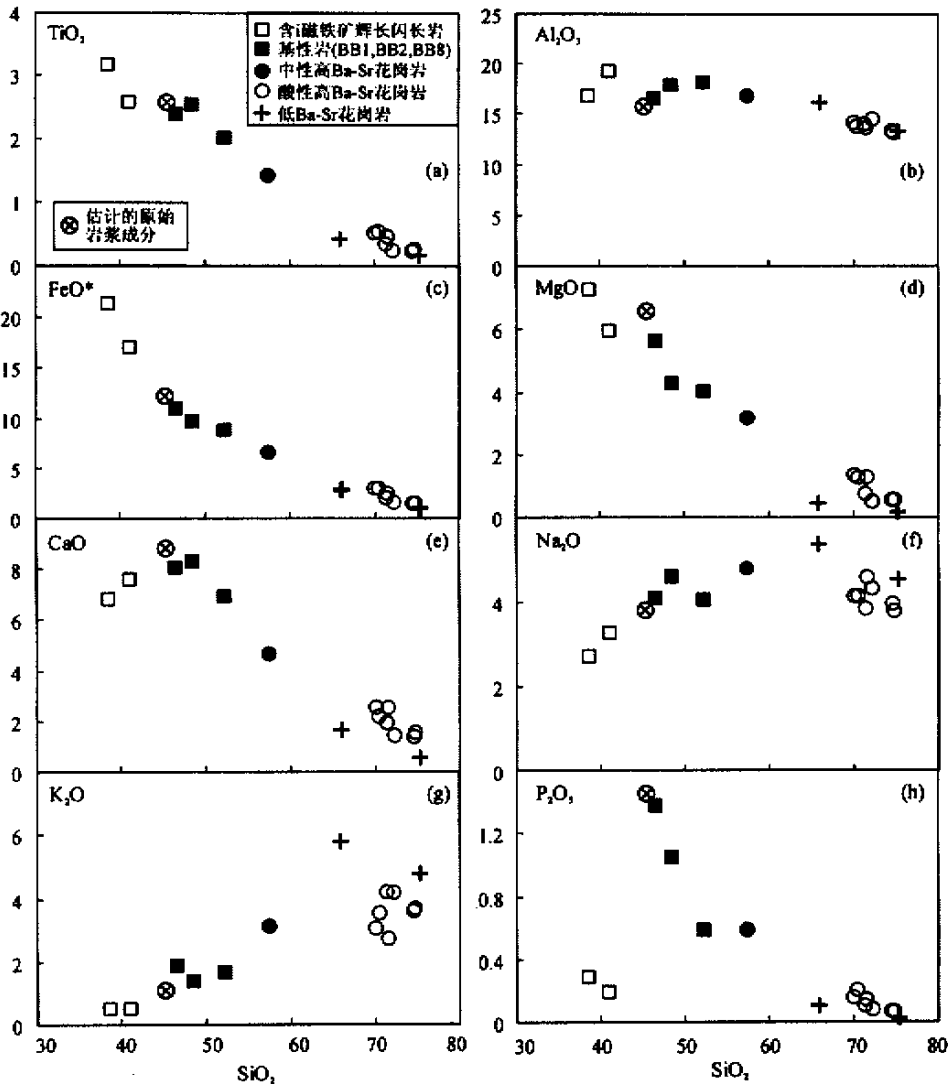


图4 八达岭杂岩的主量元素的 Harker 图解

Fig. 4 Harker diagrams of major elements for the Badaling complex

除 BB6 和 BB9 的 Ba (55.6~501  $\mu\text{g/g}$ ) 和 Sr (13~104  $\mu\text{g/g}$ ) 含量较低 (称低 Ba-Sr 花岗岩), 其它基性-酸性岩石均很高 (Ba 达 1730  $\mu\text{g/g}$ , Sr 达 1875  $\mu\text{g/g}$ )。高 Ba、Sr 的中酸性岩石 (统称高 Ba-Sr 花岗岩) 还具有下列特征: 高 LREE (La=28~80  $\mu\text{g/g}$ ), 低 Y 和 HREE, 高 Sr/Y (45~159) 和 La/Yb (25~67) 比值, 低 Rb/Sr (0.01~0.26) 比值; 在原始地幔标准化的蛛网图 (图 6a) 和球粒陨石标准化的 REE 分布图 (图 6b) 中, 八达岭高 Ba-Sr 花岗岩具有明显的 Nb, Ta, 和 Ti 负异常, 缺乏明显的 Sr 和 Eu 负异常, LREE/HREE 强烈分离; 上述地球化学特征与苏格兰北部加里东造山带中的高 Ba-Sr 花岗岩十分相似 (Fowler and Henney, 1996; Fowler *et al.*, 2001)。在 Sr-Rb-Ba 图中 (图 5), 八达岭石英闪长岩、二长花岗岩和花岗闪长岩落在高 Ba-Sr 花岗岩范

围, 向 Ba 增加的方向演化; 而碱长花岗岩和石英二长岩在低 Ba-Sr 花岗岩范围。值得注意的是, 八达岭基性岩具有与高 Ba-Sr 花岗岩大致相似的微量元素分布特征, REE 分布接近平行; 并且, 大部分微量元素 (La 以右, 包括 REE, Sr, P, Ti 和 Y) 在基性岩中含量最高, 向中性和酸性依次降低 (Y 从 26 到 4  $\mu\text{g/g}$ , Yb 从 2.3 到 0.5  $\mu\text{g/g}$ ) (图 6)。两个低 Ba-Sr 花岗岩样品虽然也亏损 Nb, Ta, P 和 Ti, 但是 Ba, Sr 和 Eu 强烈亏损, 与高 Ba-Sr 花岗岩显著不同 (图 6)。

#### 4.3 Sr-Nd 同位素

八达岭基性岩的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  和  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值分别为 0.7051~0.7054 和 -8.2~-11.2 ( $t=150$  Ma), 高 Ba-Sr 花岗岩的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  和  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值分别为 0.7053~0.7068 和 -11.3~



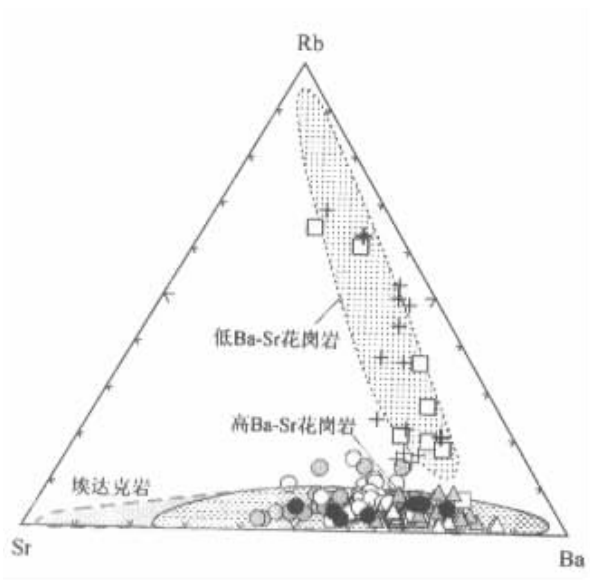


图5 八达岭中-酸性岩浆岩的 Sr-Rb-Ba 图解(据 Tarney and Jones, 1994)

图例与图3相同。华北(包括八达岭)和大别-苏鲁造山带花岗质岩石多数为高 Ba-Sr 花岗岩,少数为低 Ba-Sr 花岗岩。高 Ba-Sr 和低 Ba-Sr 花岗岩的范围根据 Fowler and Henney (1996) 和 Fowler (2001) 中的数据,埃达克岩范围根据下列文献中的数据: Kay (1978), Defant *et al.* (1991a, 1991b), Sajona *et al.* (1993, 1994), Yogodzinski *et al.* (1995, 1998), Morris (1995) and Stern (1996)。

Fig. 5 Sr-Rb-Ba plot for the Badaling intermediate-felsic rocks (after Tarney and Jones, 1994)

— 20.2 ( $t = 130$  Ma), 二者在  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i - \epsilon_{\text{Nd}}(t)$  图解中均接近 EM1 范围(图 7a)。此外,基性岩和高 Ba-Sr 花岗岩的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  和  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  呈负相关趋势,很可能表明来自不同源区的两种成分岩浆的混合作用,以基性岩 BB1 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.7051$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -8.2$ ) 和下地壳(设  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.7100$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -35.0$ ) 为两个不同端元,发现高 Ba-Sr 花岗岩中下地壳物质的加入量可能达到 20%~50%(图 7b)。基性岩和高 Ba-Sr 花岗岩的 Nd 同位素亏损地幔模式年龄分别为 1.42~1.53 和 1.45~2.04。两件低 Ba-Sr 花岗岩的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  为 -9.2~-12.7,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  变化较大,为 0.7043~0.7317 ( $t = 130$  Ma)。

## 5 讨论

### 5.1 岩石成因

八达岭基性岩的主量、微量元素和 Sr-Nd 同位素地球化学特征表明其来自富集的古老岩石圈地幔。

(1) 实验岩石学研究表明玄武质岩石在 1000~1100°C, 8~32 kbar 条件下,熔融程度小于 40% 时,熔融产物为中-酸性(Rapp and Watson, 1995),因此,八达岭基性岩不太可能

由基性下地壳的部分熔融形成。

(2) 高场强元素(如 Nb, Ta, Zr, Hf, Ti) 的亏损一般认为是与俯冲有关的岩浆岩的典型特征(Kelemen *et al.*, 1990; Stolz *et al.*, 1996),但是,八达岭地区在中生代处于板内环境,远离俯冲带;并且,来自富集的大陆岩石圈地幔的岩浆通常也具备类似的地球化学特征(Canning *et al.*, 1996; Molzahn *et al.*, 1996; Xu *et al.*, 1996; Chung *et al.*, 1998; Ma *et al.*, 1998; Downes, 2001)。

(3) 华北其它地区中生代基性岩及新生代玄武岩中地幔岩包体的地球化学研究已经表明中生代华北板块下的岩石圈地幔为 EM1 型(Chen *et al.*, 1997; Guo *et al.*, 2001; Jahn *et al.*, 2001; Xu, 2001; Zhou *et al.*, 2001)。华北太古代岩石圈地幔直到古生代仍稳定存在,而在侏罗纪到晚白垩纪其间经历了热力和化学侵蚀,至中生代晚期大部分已经被大洋型地幔所取代(Xu, 2001),只有少部分残存至新生代(Zhang *et al.*, 1998; Chung *et al.*, 1999)。研究表明,华北(如辽西和鲁西)及大别-苏鲁造山带的燕山期基性岩都形成于富集的岩石圈地幔(Chen *et al.*, 1997; Ma *et al.*, 1998; Guo *et al.*, 2001; Fan *et al.*, 2001; Zhou *et al.*, 2001)。

主量元素的相关性(图 4)、相似的微量元素分布特征(图 6)以及 EM1 型同位素特征(图 7)表明八达岭高 Ba-Sr 花岗岩和基性岩之间应具有成因关系。高 Ba-Sr 花岗岩的微量元素特征(如高 Ba, Sr, LREE, 低 Y, HREE, Nb, Ta, Ti 的亏损)和 EM1 型同位素特征,可能主要继承于基性岩浆,后者反映了其岩石圈地幔源区的地球化学特征。

八达岭基性岩和高 Ba-Sr 花岗岩的 CaO/Na<sub>2</sub>O 比值和主量元素之间(图 8)、SiO<sub>2</sub>, CaO 和 Sr, Eu 之间(图 9a, 9b, 9c, 9d)具有很好的相关性,并且 Sr, Eu 随 SiO<sub>2</sub> 增加而持续降低,这说明斜长石的结晶分离对形成其主量、微量元素特征起了重要的作用。早期暗色矿物(如辉石、角闪石)的分离结晶可能导致了 SiO<sub>2</sub> 与 MgO, FeO\* (图 4c, 4d) 以及 Co 和 Ni (图 9i) 之间的相关变化。P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, TiO<sub>2</sub> 同 SiO<sub>2</sub> 负相关(图 4),而同 REE 正相关(图 9f, 9h, 9j),表明含 P 和 Ti 的副矿物相的分离对岩浆演化中 REE 含量的逐渐降低(图 6)起了重要作用。岩相观察表明,八达岭辉长闪长岩中磷灰石和榍石含量较高(>1%),远高于中性和酸性岩;根据 Yu *et al.*, (1993), 八达岭杂岩中磷灰石 REE 含量也相当高(Ce 达 1600 μg/g)。磷灰石/硅酸盐流体之间的 REE 分配系数通常很高(Watson and Capobianco, 1981; Fujimaki, 1986; Rollinson, 1993; Bea *et al.*, 1994; Green, 1994; Ayres and Harris, 1997; Ionov *et al.*, 1997; Sha and Chappell, 1999; Hoskin *et al.*, 2000),并且,随着岩浆 SiO<sub>2</sub> 含量的增加和温度的降低,磷灰石在岩浆中的溶解度迅速降低,REE 分配系数则迅速升高,因此磷灰石的分离可以导致岩浆中 REE 的亏损(Watson and Capobianco, 1981; Green, 1994)。另外,虽然斜长石的分离可以造成岩浆中 Eu 的亏损,但是由于磷灰石一般具有 Eu 负异常(Fujimaki, 1986; Bea *et al.*, 1994;

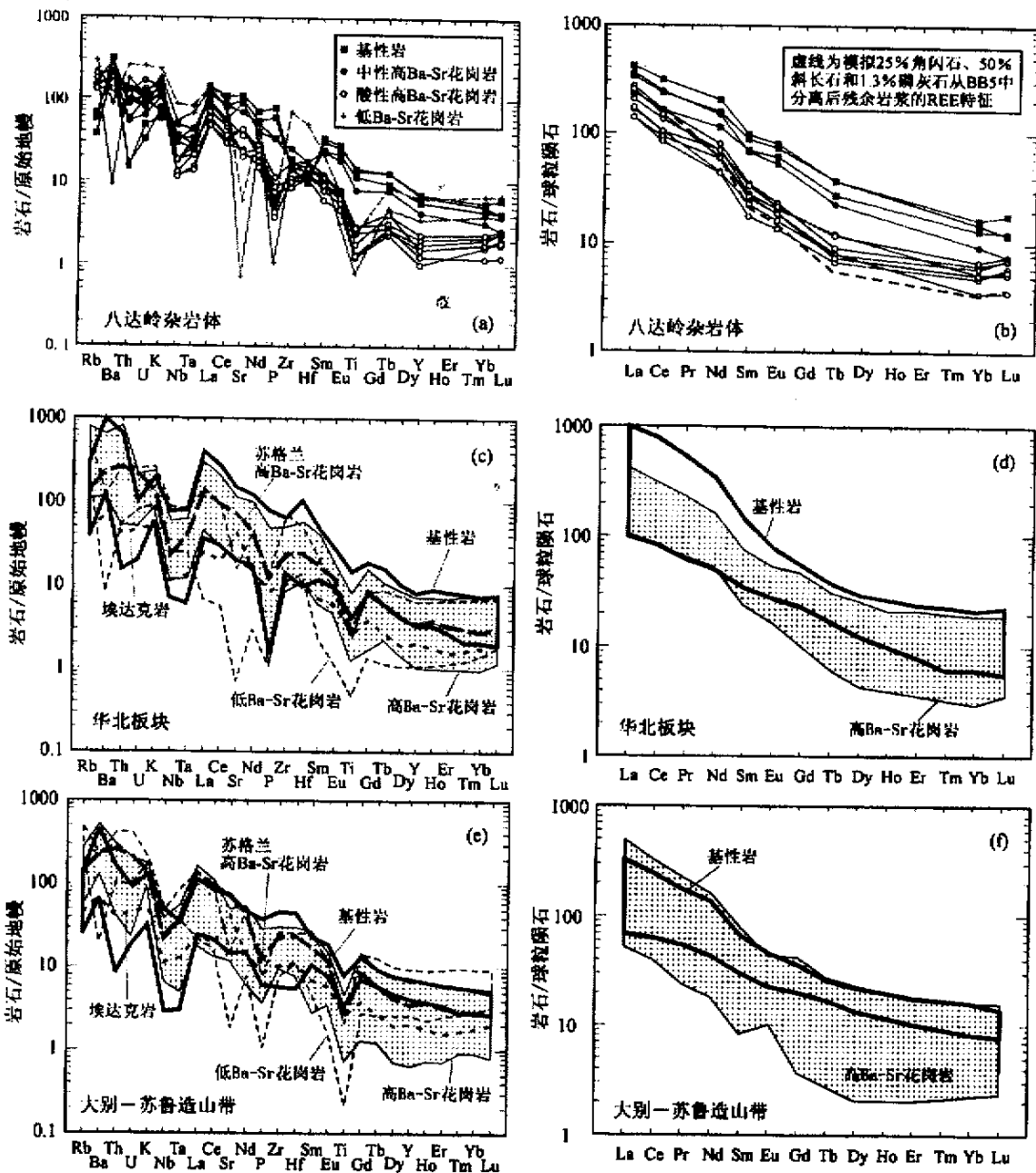


图6 原始地幔标准化的不相容元素分布图解和球粒陨石标准化的REE分布图解

(a)和(b),八达岭杂岩;(c)和(d),华北板块;(e)和(f),大别-苏鲁造山带。值得注意的是,八达岭基性岩、高Ba-Sr花岗岩与华北其它地区和大别-苏鲁造山带的基性岩、高Ba-Sr花岗岩总体上分别具有类似特征。(b)中虚线为假设中性岩浆(BB5)结晶分离出20%角闪石+55%斜长石+1.3%磷灰石形成的酸性岩的REE特征,矿物/岩浆间的分配系数根据Rollinson(1993);模拟结果显示:少量磷灰石的分离可以抵消斜长石分离所造成的Eu的亏损,即使岩浆经历较大程度的分异,其原始无Eu负异常的特征也仍然可能得以保持。为了简明,图c-f中仅表示了华北和大别-苏鲁造山带基性岩和花岗质岩石的轮廓。埃达克岩数据根据Drummond *et al.* (1996),苏格兰高Ba-Sr花岗岩为23个数据的平均,数据来自Fowler and Henney(1996)和Fowler(2001),标准化数据根据Sun and McDonough(1989)。

Fig. 6 Primitive mantle-normalized incompatible element diagrams and chondrite-normalized rare earth element diagrams for mafic rocks, high Ba-Sr and low Ba-Sr granitoids from the Badaling complex (a and b), North China (c and d) and the Dabie-Sulu orogen (e and f).

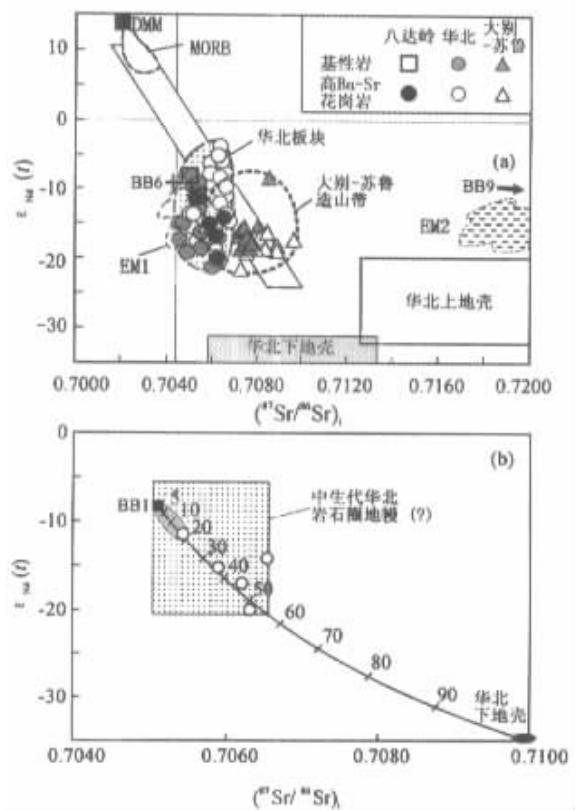


图 7 (a)八达岭杂岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr_1 - \epsilon_{Nd}(t)$ 图解

图中加入了华北和大别-苏鲁造山带基性岩和高 Ba-Sr 花岗岩的分布范围。华北地区数据来自 Chen *et al.* (1997), Fan *et al.* (2001), Guo *et al.* (2001) 和 Zhou *et al.* (2001); 大别-苏鲁地区数据来自 Ma *et al.* (1998) 和 Jahn *et al.* (1999)。EM1 和 EM2 范围根据 Zindler and Hart (1986), 华北下地壳和上地壳范围根据 Jahn *et al.* (1999)。(b) 八达岭高 Ba-Sr 花岗岩中壳-幔混合程度的模拟计算。两中成分端元分别为由富集岩石圈成因的基性岩浆 (以 BB1 为代表) 经分离结晶而产生的中性岩浆 ( $^{87}Sr/^{86}Sr_1 = 0.7051$ ,  $\epsilon_{Nd}(t) = -8.2$ , Sr = 1000  $\mu g/g$ , Nd = 30  $\mu g/g$ ) 和下地壳 ( $^{87}Sr/^{86}Sr_1 = 0.7100$ ,  $\epsilon_{Nd}(t) = -35.0$ , Sr = 325  $\mu g/g$ , Nd = 20  $\mu g/g$ ), 下地壳的 Sr, Nd 含量根据 (Rudnick, 1995); 华北中生代岩石圈地幔的 Sr-Nd 同位素范围根据 Chen *et al.* (1997), Guo *et al.* (2001) 和 Zhou *et al.* (2001) 的数据。

Fig. 7 (a)  $^{87}Sr/^{86}Sr_1$  vs.  $\epsilon_{Nd}(t)$  diagram for the Badaling complex, with mafic rocks and high Ba-Sr granitoids from North China and the Dabie-Sulu Orogen being plotted for comparison; (b) Mixing calculations for Badaling high Ba-Sr granitoids, assuming that intermediate melts derived from the mafic rocks through fractionation was mingled with the lower crust to generate the high Ba-Sr granitoids.

Sha and Chappell, 1999), 因此少量磷灰石的分离就可能抵消因斜长石分离而产生的 Eu 亏损 (图 6b)。八达岭高 Ba-Sr 花岗岩与苏格兰加里东造山带的高 Ba-Sr 花岗岩不仅在地球化学特征上, 而且在岩石成因上都十分相似; 后者被认为是来自岩石圈地幔的基性岩浆经历了结晶分异和陆壳混染而形成, 从基性岩 (appinite) 到高 Ba-Sr 花岗岩 REE 含量的减少主要与磷灰石、钛铁矿等副矿物的分离有关 (Fowler and Henney, 1996; Fowler *et al.*, 2001)。

八达岭基性岩和高 Ba-Sr 花岗岩的  $\epsilon_{Nd}(t)$  和  $^{87}Sr/^{86}Sr_1$  呈负相关, 指示两种不同成分的混合作用; Ba/La 比值与  $\epsilon_{Nd}(t)$  呈负相关, 与  $^{87}Sr/^{86}Sr_1$  呈正相关 (图 10), 也进一步支持这一点。假定来自地幔的基性岩浆 Sr-Nd 同位素均一, 相当于 BB1 ( $^{87}Sr/^{86}Sr_1$  最低,  $\epsilon_{Nd}(t)$  最高), 它与下地壳物质发生混合, 则后者的加入量约为 20%~50% (图 7)。然而, (1) 研究已表明中生代华北岩石圈地幔很不均一 (Chen *et al.*, 1997; Guo *et al.*, 2001; Jahn *et al.*, 2001; Zhou *et al.*, 2001), 其 Sr-Nd 同位素组成的变化范围和八达岭基性岩和高 Ba-Sr 花岗岩的范围大致相当 (图 7); (2) 如果下地壳发生了部分熔融, 则熔浆的 Sr 和 Nd 含量将高于其源岩的含量; (3) BB1 本身已经受到地壳物质混染。在这三种情况下, 八达岭高 Ba-Sr 花岗岩中的地壳物质加入量则可能小于 20%~50%。基性岩和高 Ba-Sr 花岗岩微量元素分布的相似性 (图 6a, 6b) 似乎更支持后一种可能。但是, 混合量的估算尚需更加细致的工作。总体上, 八达岭高 Ba-Sr 花岗岩可能形成于来自富集岩石圈地幔的基性岩浆与下地壳 (或其熔融产物) 的混合, 结晶分离作用对其形成演化起了重要作用。根据 Ma *et al.* (1998) 和 Chen *et al.* (2002), 大别山燕山期高 Ba, Sr 的花岗岩也具有类似的成因。低 Ba-Sr 花岗岩可能为地壳重熔形成, 其特征和岩石成因需要进一步研究。

## 5.2 与埃达克岩的对比

八达岭高 Ba-Sr 花岗岩的许多地球化学特征与埃达克岩相似, 如高 Sr 和低 Y, HREE, Nb, Ta 亏损、无明显 Eu 负异常 (图 6a)、高 Sr/Y, La/Yb 比值等, 在 Y-Sr/Y 图中落在埃达克岩和太古代 TTG 范围 (图 11), 因此有的学者认为是埃达克岩 (Wang and Zhang, 2001); 并且, 埃达克岩无论是来自俯冲板片还是加厚地壳底部的部分熔融, 往往也有较高的 Ba 含量 (Defant *et al.*, 1991a, 1991b; Artherton and Petford, 1993; Drummond *et al.*, 1996; Muir *et al.*, 1995; Petford and Atherton, 1996; Stern and Kilian, 1996; Wolde *et al.*, 1996; Sheppard *et al.*, 2001)。但是, 八达岭高 Ba-Sr 花岗岩在以下几个方面与埃达克岩 (Defant and Drummond, 1990; Martin, 1999; Qian, 2001) 有显著不同: (1)  $Al_2O_3$  含量较低 ( $SiO_2 \sim 70\%$  时为 13.2%~14.6%), 而  $K_2O/Na_2O$  比值 (0.65~1.1) 较高 (埃达克岩  $K_2O/Na_2O < 0.5$ ); (2) Sr-Nd 同位素初始比值远较埃达克岩富集; (3) 在 K-Na-Ca 图中呈钙碱性演化趋势, 而埃达克岩为奥长花岗岩趋势 (Martin,

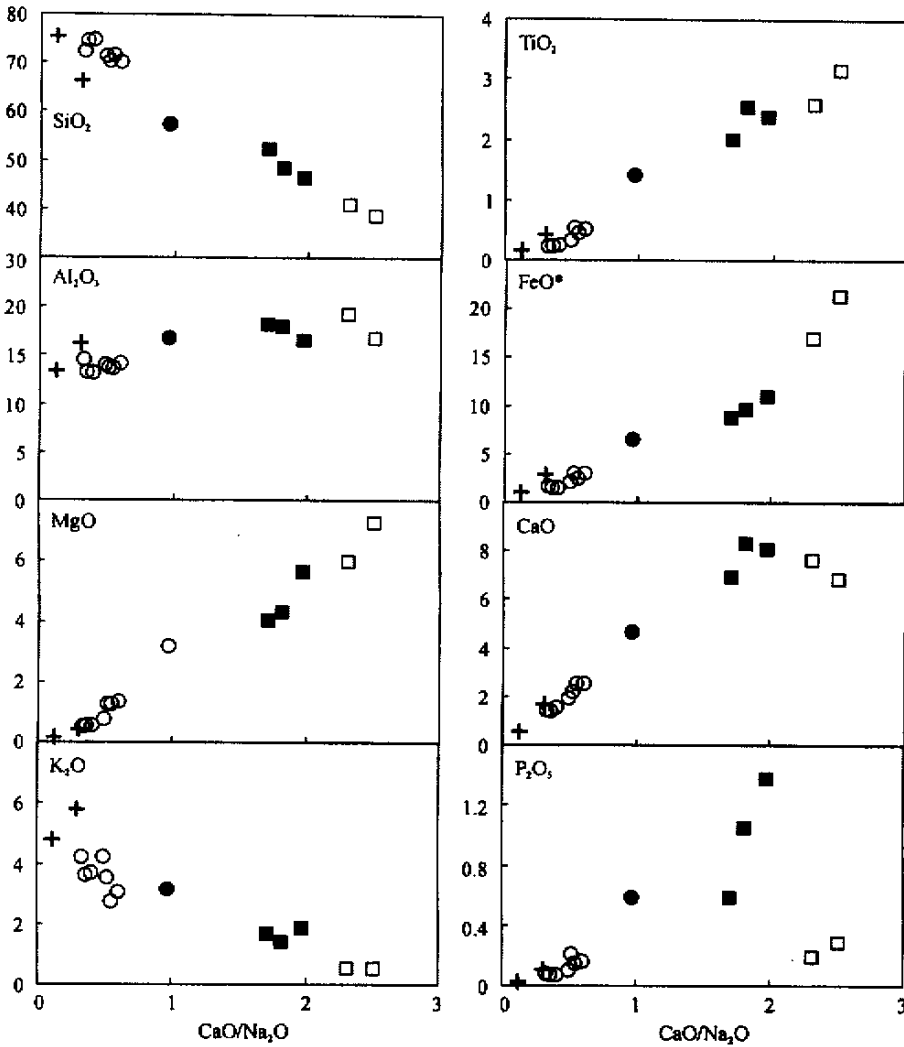


图 8 八达岭杂岩的主量元素和  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  比值的协变图解(图例同图 3)

Fig. 8 Major elements vs.  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  ratio covariation diagrams for the Badaling complex.

1999); (4)埃达克岩一般没有伴生的玄武质或玄武安山质岩石,只在少数情况下与 Nb 富集的玄武岩伴生(Defant and Drummond, 1990; Sajona *et al.*, 1994; Polat and Kerrich, 2001),而八达岭高 Ba-Sr 花岗岩与 Nb, Ta 亏损的基性岩伴生且具成因联系。

与八达岭高 Ba-Sr 花岗岩地球化学特征相似的中-酸性火山岩和侵入岩在华北地区分布很广泛(图 3,图 5,图 6,图 7,图 11)。这些岩石被一些学者认为是加厚地壳底部的基性岩部分熔融形成的,其低 Y, HREE 和无 Eu 负异常的特征被认为是反映源区富含石榴石而缺少斜长石(榴辉岩或石榴角闪岩),形成条件类似于埃达克岩(Zhang *et al.*, 2001a, 2001b; Wang and Zhang, 2001)。然而,通过本文研究,我们认为八达岭高 Ba-Sr 花岗岩的地球化学特征主要继承于来

自富集岩石圈地幔的基性岩浆,并且受到地壳混染和结晶分离作用的很大影响;它们与埃达克岩不仅在地球化学特征方面,而且在岩石成因方面都具有显著的区别。

### 5.3 地质意义

关于华北燕山期岩浆活动的构造环境和动力学背景有过多种解释,包括大陆裂谷(Wang *et al.*, 1985)、Izanagi 板块的西向俯冲(Yu *et al.*, 1993; Bao *et al.*, 1995)以及陨石撞击(Zhang, 1998)等。目前被广泛接受的认识是:巨厚的大陆岩石圈地幔的在中生代发生拆沉对引发这些岩浆活动有至关重要的影响(Chung *et al.*, 1997; Deng *et al.*, 1996, 2000; Wu *et al.*, 2000; Fan *et al.*, 2001; Guo *et al.*, 2001)。

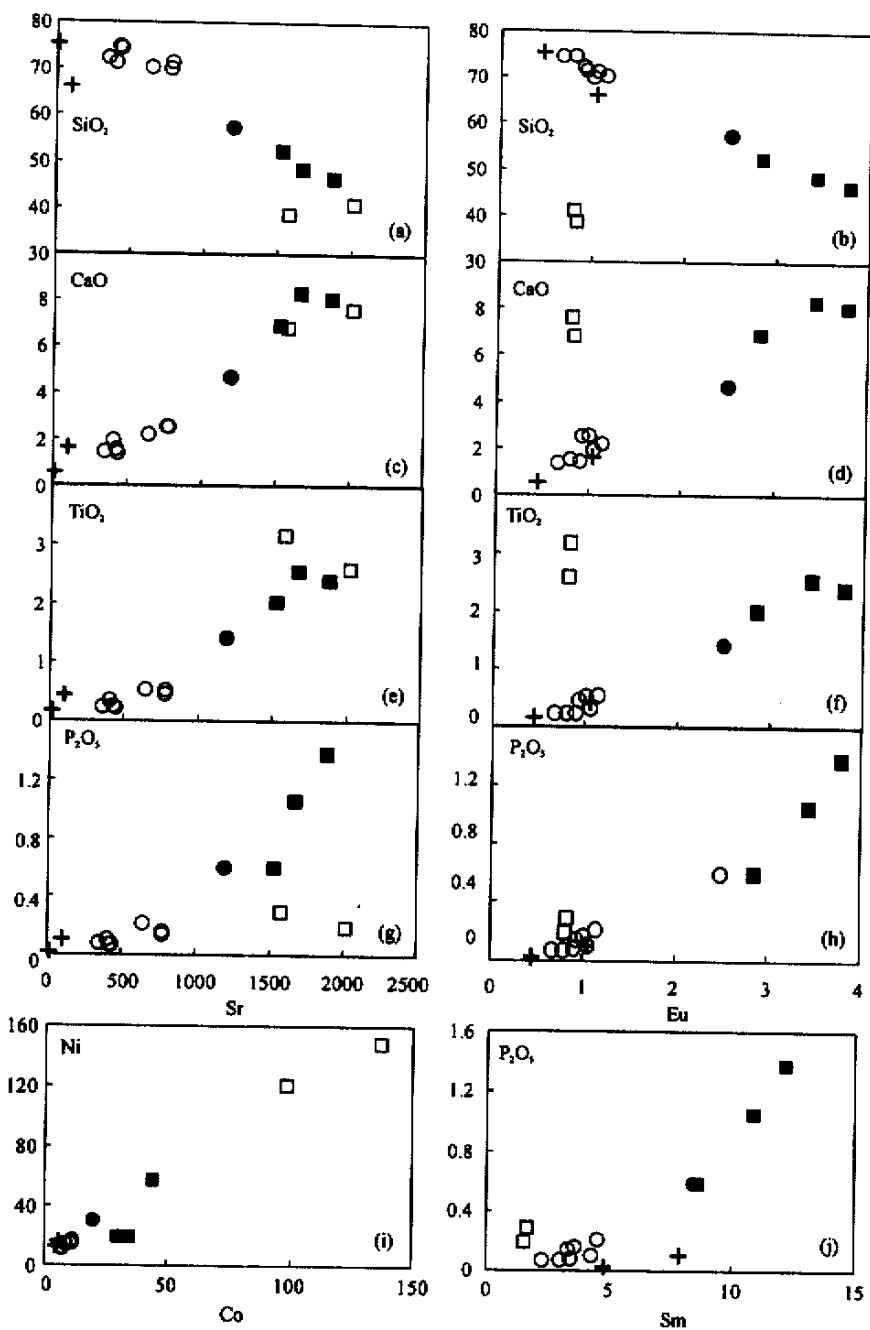


图 9 八达岭杂岩的主量和微量元素的相关图解(图例同图 3)

Fig. 9 Covariation diagrams for major and trace elements of the Badaling complex.

值得注意的是,燕山期华北地区的基性岩和高 Ba-Sr 花岗岩与大别-苏鲁造山带的相应岩石的地球化学特征非常相似(图 3,图 5,图 6,图 7,图 11),并且 Nd 同位素亏损地幔模式年龄也相似,主要集中在 1.4~2.0 Ga(数据资料据 Chen *et al.*, 1997; Chen and Jahn, 1998; Ma *et al.*, 1998; Jahn *et al.*, 1999, 2001; Guo *et al.*, 2001; Fan *et al.*, 2001; Zhou *et al.*, 2000)。因此我们提出:华北和大别-苏鲁造山带

的燕山期基性岩和高 Ba-Sr 花岗岩可能分别具有类似的岩石成因。Ma *et al.* (1998)和 Chen *et al.* (2002)的研究已表明大别山高 Ba, Sr 的花岗岩与来自富集地幔的基性岩具有成因联系,并且结晶分异和陆壳混染扮演了重要作用。具有类似地球化学特征和岩石成因的基性岩、高 Ba-Sr 花岗岩还见于日本 Hida 带,该地体在日本海中新世拉开前可能位于华北板块的边缘(Arakawa and Shinmura, 1995; Arakawa *et*

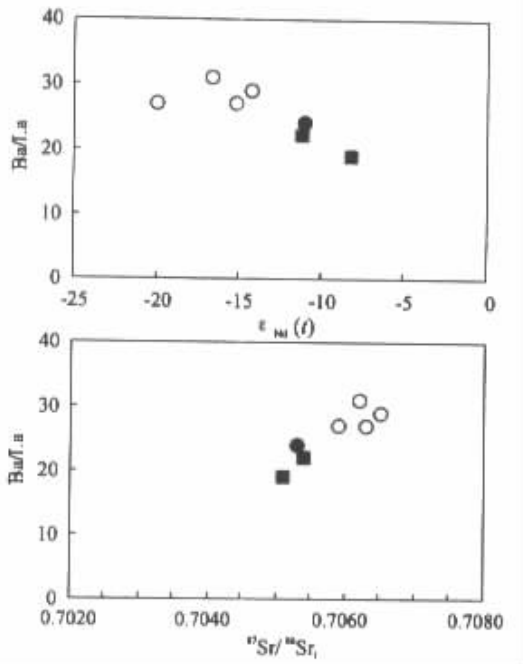


图 10 (a) Ba/La— $\epsilon_{Nd}(t)$  图解, (b) Ba/La— $^{87}Sr/^{86}Sr_1$  图解 (图例同图 3)

Fig. 10 (a) Ba/La ratio vs.  $\epsilon_{Nd}(t)$ , and (b) Ba/La ratio vs. initial  $^{87}Sr/^{86}Sr_1$  ratio diagrams for Badaling mafic rocks and high Ba-Sr granitoids.

al., 2000)。

地球化学特征表明大别-苏鲁地区的基性-超基性岩来自富集的地幔源区 (Li, 1998; Li *et al.*, 1998; Ma *et al.*, 1998; Jahn *et al.*, 1999, 2001; Fan *et al.*, 2001), 而大别-苏鲁造山带中超高压变质岩的研究表明三叠纪华南板块可能俯冲到华北板块之下约 200 km 的深度 (Ye *et al.*, 2000); 因此, 许多学者认为大别-苏鲁地区地幔是受到从俯冲陆壳析出的流体/熔体的交代而发生了富集作用 (Li, 1998; Li *et al.*, 1998; Ma *et al.*, 1998; Jahn *et al.*, 1999, 2001; Fan *et al.*, 2001)。这一模式似乎很好地解释了大别-苏鲁造山带基性岩的地球化学特征, 然而, 为什么具有类似地球化学特征的基性岩在远离俯冲带的华北板块内部也广泛分布? 这个现象反过来说明: 大别-苏鲁造山带基性岩的地球化学特征未必反映其地幔源区受到了来自深俯冲陆壳的流体/熔体的交代, 该地幔源区的富集也未必与三叠纪大陆深俯冲有关。大别-苏鲁地区榴辉岩的 H-O 同位素研究表明在发生超高压变质过程中, 流体的活动性和壳-幔反应都很有限 (Zheng *et al.*, 1998)。地震层析成像研究发现在大别-苏鲁造山带之下的地幔中有类似俯冲板片特征的高速异常体, 推测可能为扬子板块的残余 (Xu *et al.*, 2001)。但是, 这并不意味着这些“板片”象俯冲的大洋板片一样导致了其上地幔的富集。Nd 同位素的亏损地幔模式年龄指示华北和大别-苏鲁造山带之下的地幔的富集作用很可能均发生于元古代早期。

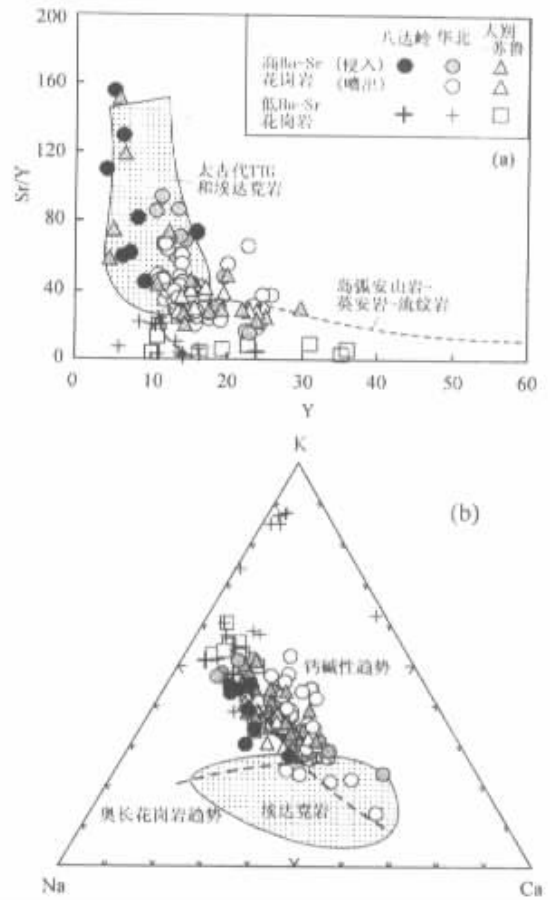


图 11 (a) 八达岭花岗岩的 Sr/Y—Y 图解。

太古代 TTT, 埃达克岩和岛弧安山岩-英安岩-流纹岩的范围根据 Sheppard *et al.* (2001); (b) 八达岭花岗岩的 Na-K-Ca 图解, 钙碱性趋势和奥长花岗岩趋势根据 Wolde *et al.* (1996), 埃达克岩的范围根据下列文献中的数据: Kay (1978), Defant *et al.* (1991a, 1991b), Sajona *et al.* (1993, 1994), Yagodinski *et al.* (1995, 1998), Morris (1995) and Stern (1996)。值得注意的是华北和大别-苏鲁造山带的高 Ba-Sr 花岗岩在 (a) 中呈低 Y, 高 Sr/Y 比值的特征, 而在 (b) 中呈钙碱性趋势。

Fig. 11 (a) Sr/Y vs. Y plot, and (b) Na-K-Ca ternary plot for the Badaling granitoids

一种可能是: 大别-苏鲁造山带之下的岩石圈地幔在发生大陆深俯冲之前就已经富集, 与华北板块之下的岩石圈地幔类似; 俯冲的大陆板片导致了其进一步发生富集 (Fan *et al.*, 2001); 大别-苏鲁地区基性岩的  $^{87}Sr/^{86}Sr_1$  也普遍高于华北地区, 向 EM2 方向偏移 (图 7), 似乎也支持这一判断。然而, 因为华北和华南板块之下的岩石圈地幔分别为 EM1 和 EM2 型 (Chen and Jahn, 1998; Chung, 1999; Guo *et al.*, 2001; Xu, 2001), 而大别-苏鲁地区处于两板块缝合带, 该基性岩  $^{87}Sr/^{86}Sr_1$  的偏高也可能仅仅代表其源区由 EM1 向 EM2 型地幔的过渡, 而不是富集地幔受到俯冲陆壳的再度

富集所致。

我们认为, 华北和大别-苏鲁造山带基性岩和高 Ba-Sr 花岗岩相似的地球化学特征和岩石成因意味着, 该区域的燕山期岩浆作用可能具有共同的地质背景和相似的动力学机制。Chung *et al.* (1997) 提出中生代华北板块的后碰撞岩浆作用和构造背景可以用青藏高原的模式 (Tibet model) 解释, 岩石圈的拆沉和减薄导致其构造和热失去平衡, 从而促使不均一岩石圈地幔的部分熔融、软流圈的上涌以及拉张盆地的形成 (Chung *et al.*, 1997; Chung, 1999; Fan *et al.*, 2000; Guo *et al.*, 2001; Xu, 2001); 大别-苏鲁造山带也可能发生了类似的过程 (Ma *et al.*, 1998; Fan *et al.*, 2001; Xu *et al.*, 2001)。岩石圈地幔的失稳 (destabilization) 可能与华北和海南板块的碰撞有关, 也可能与 Izanagi 板块的俯冲有关 (Chung, 1999; Fan *et al.*, 2001; Xu, 2001)。

## 6 结论

(1) 八达岭基性岩杂岩主要由基性岩、高 Ba-Sr 花岗岩和低 Ba-Sr 花岗岩组成。基性岩形成于 EM1 型富集大陆岩石圈地幔, 高 Ba-Sr 花岗岩可能由基性岩浆和地壳物质发生混合并主要发生结晶分异作用形成。角闪石、斜长石和副矿物如磷灰石、榍石的分离对形成岩石的主量、微量元素地球化学特征有重要制约, REE, Y, P 和 Ti 等含量随岩石酸性程度加强而逐渐降低的现象可能主要受磷灰石、榍石和钛铁矿等副矿物的分离控制。

(2) 八达岭高 Ba-Sr 花岗岩与埃达克岩的地球化学特征有许多相似点, 但也有一些显著的不同; 岩石成因也迥异。前者的许多重要地球化学特征 (如高 Ba, Sr, LREE; 低 Y, HREE; 高 Sr/Y, La/Yb 比值, Nb, Ta, Ti 亏损和无 Eu 异常等) 可能主要继承于基性的母岩浆, 并且无明显 Eu 异常的特征在结晶分离过程中得以保持。

(3) 在地球化学特征和岩石成因上, 华北地区 (包括八达岭) 基性岩和高 Ba-Sr 花岗岩与大别-苏鲁造山带的相应岩石非常相似, 表明上述两地区燕山期燕山期岩浆作用可能具有共同的地质背景和相似的动力学机制; 也说明大别-苏鲁造山带基性岩的地球化学特征并不能反映其地幔源区的富集作用是由三叠纪大陆深俯冲作用引起; Nd 同位素的亏损地幔模式年龄表明华北和大别-苏鲁造山带岩石圈的富集作用可能主要发生与早-中元古代。中生代华北和大别-苏鲁地区岩石圈的拆沉和减薄作用可能引发了岩石圈地幔的部分熔融。

致谢 野外工作得到郁建华高工和郭光军博士的帮助, 韩松和贾秀琴帮助完成了 INAA 分析, 柳小明和王建其完成了 XRF 分析, 张宗清完成了 Sr-Nd 同位素分析, 笔者表示衷心地感谢。第一作者在台湾师范大学和台湾大学的博士后研究使本文得以顺利完成。

## References

- Arakawa Y, Saito Y, Amakawa H. 2000. Crustal development of the Hida belt, Japan; Evidence from Nd-Sr isotopic and chemical characteristics of igneous and metamorphic rocks. *Tectonophysics*, 328: 183–204
- Arakawa Y, Shinmura T. 1995. Nd-Sr isotopic and geochemical characteristics of two contrasting types of calc-alkaline plutons in the Hida belt, Japan. *Chem. Geol.*, 124: 217–232
- Atherton M P and Petford N. 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 362: 144–146
- Ayres M and Harris N. 1997. REE fractionation and Nd-isotope disequilibrium during crustal anatexis: constraints from Himalayan leucogranites. *Chem. Geol.*, 139: 249–269
- Bai Z M, Xu S Z, Ge S W. 1991. The Badaling Granitoids. Beijing: Geological Publishing House, 1–169. (in Chinese)
- Bao Y G, Bai Z M, Ge S W, Liu C. 1995. Volcanic Geology and Volcanic Rocks in Beijing Area during Yanshanian Period. Beijing: Geological Publishing House, 1–164. (in Chinese)
- Bea F, Pereira M D, Stroth A. 1994. Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). *Chem. Geol.*, 117: 291–312
- Canning J C, Henney P J, Morrison M A, Gaskarth J W. 1996. Geochemistry of late Caledonian minettes from Northern Britain: implications for the Caledonian sub-continental lithospheric mantle. *Mineralogical Magazine*, 60: 221–236
- Chappell B W and White A J R. 1974. Two contrasting granite types: *Pacific Geology*, 8: 173–174
- Chen B, Jahn B M, and Wei C J. 2002. Petrogenesis of Mesozoic granitoids in the Dabie UHP complex, Central China; trace element and Nd-Sr isotope evidence. *Lithos*, 60: 67–88
- Chen B, Jahn B M, Wilde S, Xu B. 2000. Two contrasting Paleozoic magmatic belts in northern Inner Mongolia, China: petrogenesis and tectonic implications. *Tectonophysics*, 328: 157–182
- Chen J F and Jahn B M. 1998. Crustal evolution of southeastern China: Nd and Sr isotopic evidence. *Tectonophysics*, 284: 101–133
- Chen Y X, Chen W J, Zhou X H. 1997. Geochronology, Geochemistry and Tectonic Settings of Mesozoic Volcanic Rocks in Western Liaoning and Its Adjacent Regions. Seismologic Press, Beijing. (in Chinese with English abstract)
- Chung S L, Lo C H, Li X H, Griffin W L, O'Reilly S Y, and Chen C H. 1997. From mountains to basin: a Tibet model for the post-collisional magmatic and tectonic evolution in North China. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union* 78: F649
- Chung S L. 1999. Trace element and isotope characteristics of Cenozoic basalts around the Tanlu Fault with implications for the eastern plate boundary between North and South China. *J. Geol.*, 107: 301–312
- Defant M J and Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subduction lithosphere. *Nature*, 347: 662–665
- Defant M J, Clark L F, Stewart R H, Drummond M S, De Boer J Z, Maury R C, Bellon H, Jackson T E, Restrepo J F. 1991a. Andesite and dacite genesis via contrasting processes: the geology

- and geochemistry of El Valle Volcano, Panama. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 106: 309–324
- Defant M J, Richerson P M, De Boer J Z, Stewart R H, Maury R C, Bellon H, Drummond M S, Feigenson M D and Jackson T E. 1991b. Dacite genesis via both slab melting and differentiation: petrogenesis of La Yeguada volcanic complex, Panama. *J. Petrol.*, 32: 1101–1142
- Deng J F, Liu H X, Zhao H L. 1996. Yanshanian igneous rocks and orogeny model in Yanshan-Liaoning area. *Geoscience*, 10: 137–148. (in Chinese with English abstract)
- Deng J F, Zhao G C, Zhao H L. 2000. Yanshanian igneous petroec-tonic assemblage and orogenic-deep process in east China. *Geol. Rev.*, 46: 41–48. (in Chinese with English abstract)
- Downes H. 2001. Formation and modification of the shallow sub-continental lithospheric mantle; a review of geochemical evidence from ultramafic xenolith suites and tectonically emplaced ultramafic massifs of western and central Europe. *J. Petrol.*, 42: 233–250.
- Drummond M S, Defant M J and Kepezhinskas P K. 1996. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 87: 205–215
- Fan W M, Guo F, Wang Y J, Lin G, Zhang M. 2001. Post-orogenic bimodal volcanism along the Sulu Orogenic Belt in eastern China. *Phys. Chem. Earth (A)*, 26: 733–746
- Fan W M, Zhang H F, Baker J, Jarvis K E, Mason P R D and Menzies M A. 2000. On and off the North Chin craton; where is the Archean keel? *J. Petrol.*, 41: 933–950
- Fowler M B and Henney P J. 1996. Mixed Caledonian appinite magmas: implications for lamprophyre fractionation and high Ba-Sr granite genesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 126: 199–215
- Fowler M B, Henney P J, Darbyshire D P F, Greenwood P B. 2001. Petrogenesis of high Ba-Sr granites: the Rogart pluton, Sutherland. *J. Geol. Soc. London*, 158: 521–534
- Fowler M B. 1988a. Ach'uaie hybrid appinite pipes; evidence for mantle-derived shoshonitic parent magmas in Caledonian granite genesis. *Geology*, 16: 1026–1030
- Fowler M B. 1988b. Elemental evidence for crustal contamination of mantle-derived Caledonian syenite by metasediment anatexis and magma mixing. *Chem. Geol.*, 69: 1–16
- Fowler M B. 1992. Elemental and O-Sr-Nd isotope geochemistry of the Glen Dessarry syenite, NW Scotland. *J. Geol. Soc. London*, 149: 209–220
- Fujimaki H. 1986. Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between zircon, apatite and liquid. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 94: 42–45
- Green T H. 1994. Experimental studies of trace-element partitioning applicable to igneous petrogenesis — Sedona 16 years later. *Chem. Geol.*, 117: 1–36
- Griffin W L, Zhang A D, O'Reilly S Y, and Ryan C G. 1998. Phanerozoic evolution of the lithosphere beneath the Sino-Korean Craton. In: Flower MFJ, Chung SL, Lo CH and Lee TY. (eds.). *Mantle dynamics and plate interactions in East Asia*. *Am. Geophys. Union Geodyn. Ser.* 27: 107–126
- Guo F, Fan W M, Wang Y J, Lin G. 2001. Late Mesozoic mafic intrusive complexes in North China Block; constraints on the nature of subcontinental lithospheric mantle. *Phys. Chem. Earth (A)*, 26: 759–771
- Hoskin P W O, Kinny P D, Wyborn D, Chappell B W. 2000. Identifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: an integrated approach. *J. Petrol.*, 41: 1365–1396
- Ionov D A, Griffin W L, O'Reilly S Y. 1997. Volatile-bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle. *Chem. Geol.*, 141: 153–184
- Jahn B M, Chen B, Li H Y, Potel S. 2001. Continental subduction and mantle metasomatism: consequence on the Cretaceous magmatism and implications for the architecture of the Dabie Orogen. UHPM Workshop at Waseda University, Japan, August 30–31
- Jahn B M, Wu F Y, Lo C H, Tsai C H. 1999. Crust-mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust; geochemical and Sr-Nd isotopic evidence from post-collisional mafic-ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China. *Chem. Geol.*, 157: 119–146
- Kay R W. 1978. Aleutian magnesian andesites; melts from subduction Pacific ocean crust. *J. Vol. Geotherm. Res.*, 4: 117–132
- Kelemen P B, Kinzler R J, Johnson K T M, and Irving A J. 1990. High field strength element depletions in arc basalts due to mantle-magma interaction. *Nature*, 345: 521–524
- Li S G. 1998. The chemical geodynamics of continental subduction. *Frontier of Earth Sciences*, 5: 211–234. (in Chinese with English Abstract)
- Li S, Jagoutz E, Chen Y Z, and Li Q L. 2000. Sm-Nd and Rb-Sr isotopic chronology and cooling history of ultrahigh pressure metamorphic rocks and their country rocks at Shuanghe in the Dabie Mountains, Central China. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 64: 1077–1093
- Li S, Nie Y H, Hart S R, Zheng S G. 1998. Upper mantle-deep subducted continental crust interaction: (II) Sr and Nd isotopic constraints on the syn-collisional mafic to ultramafic intrusions in the northern Dabieshan, eastern China. *Science in China (Series D)*, 28: 18–22
- Liu F S, Shi Z L. 1995. Characteristics and genesis of unit-supereunits about member of Laiyuan-Badaling batholith, Hebei Province. *Geoscience* 9: 409–418. (in Chinese with English abstract)
- Loiselle M C, and Wones D S. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites: Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 11, p. 468
- Ma C, Li Z, Ehlers C, Yang K, and Wang R. 1998. A post-collisional magmatic plumbing system; Mesozoic granitoid plutons from the Dabieshan high-pressure and ultrahigh-pressure metamorphic zone, east-central China. *Lithos*, 45: 431–456
- Martin H. 1999. Adakitic magmas; modern analogues of Archean granitoids. *Lithos*, 46: 411–429
- Menzies M A and Xu Y G. 1998. Geodynamics of the North China craton. In: Flower MFJ, Chung SL, Lo CH and Lee TY. (eds.) *Mantle dynamics and plate interactions in East Asia*. *Am. Geophys. Union Geodyn. Ser.* 27: 155–165
- Menzies M A, Fan W M, and Zhang M. 1993. Paleozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss of >120 km of Archean lithosphere, Sino-Korean Craton, China. In: Prichard HM, Alabaster T, Harris NBW and Neary CR. (eds.) *Magmatic processes and plate tectonics*. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 76: 71–81
- Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews.*, 37: 215–224



- Molzahn M, Reisberg L, Worner G. 1996. Os, Sr, Nd, Pb, O isotope and trace element data from the Ferrar flood basalts, Antarctica; evidence for an enriched subcontinental lithospheric source. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 144: 529—546
- Morris P A. 1995. Slab melting as an explanation of Quaternary volcanism and aseismicity in southwest Japan. *Geology*, 23: 395—398
- Muir R J, Weaver S D, Bradshaw J D, Eby G N, and Evans J A. 1995. The Cretaceous separation point batholith, New Zealand: granitoid magmas formed by melting of mafic lithosphere. *J. Geol. Soc. London*, 152: 689—701
- Petford N and Atherton M. 1996. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. *J. Petrol.*, 37: 1491—1521
- Polat A and Kerrich R. 2001. Magnesian andesites, Nb-enriched basalt-andesites, and adakites from late-Archean 2.7 Ga Wawa greenstone belts, Superior Province, Canada; implications for late Archean subduction zone petrogenetic processes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 141: 36—52
- Qian Q. 2001. Adakite: Geochemical characteristics and genesis. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 20: 297—306. (in Chinese with English abstract)
- Qin D J. 1995. Yanshanian magma activity and mineralization in Lingjiu-Laiyuan area. Doctoral dissertation, Beijing University. (in Chinese with English abstract)
- Qiu J S, Lo C H, McInnes B I A, Zhou J C. 2000. Potash-rich magmatism and associated gold-copper mineralization in the Yishu deep fault zone and its vicinity, eastern China. *Resource Geology*, 50: 269—280
- Rapp R P and Watson E B. 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8—32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *J. Petrol.*, 36: 891—931
- Rollinson H R. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Singapore Publishers Ltd
- Rudnick R L. 1995. Making continental crust. *Nature*, 378: 571—578
- Sajona F G, Bellon H, Maury R C, Pubellier M, Cotton J, Rangin C. 1994. Magmatic response to abrupt changes in geodynamic settings: Pliocene-Quaternary calc-alkaline and Nb-enriched lavas from Mindanao (Philippines). *Tectonophysics*, 237: 47—72
- Sajona F G, Maury R C, Bellon H, Cotton J, Defant M J, Pubellier M. 1993. Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindano, Philippines. *Geology*, 21: 1007—1010
- Sengör A M, Natal'in B A, Burtman V S. 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia. *Nature*, 364: 299—307
- Sha L K, Chappell B W. 1999. Apatite chemical composition, determined by electron microprobe and laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, as a probe into granite petrogenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63: 3861—3881
- Sheppard S, Griffin T J, Tyler I M, and Page R W. 2001. High- and low-K granites and adakites at a Palaeoproterozoic plate boundary in northwestern Australia. *J. Geol. Soc. London*, 158: 547—560
- Stern C R and Kilian R. 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 123: 263—281
- Stern R J, Hanson G N, and Shirey S. 1989. Petrogenesis of mantle-derived LILE-enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in the southwestern Superior Province. *Can. J. of Earth Sci.*, 26: 1688—1712
- Stolz A J, Jochum K P, Spettel B, Hofmann A W. 1996. Fluid- and melt-related enrichment in the subarc mantle: Evidence from Nb/Ta variations in island-arc basalts. *Geology*, 24: 587—590
- Sun S-s and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. From Saunders A D and Norry M J (eds.). *Magma-tism in the Ocean Basins*, Geological Society Special Publication, No. 42: 313—345
- Tarney J and Jones C E. 1994. Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. *J. Geol. Soc. London*, 151: 855—868
- Thirlwall M F and Burnard P. 1990. Pb-Sr-Nd isotope and chemical study of the origin of undersaturated and oversaturated shoshonitic magmas from the Borralan pluton, Assynt, NW Scotland. *J. Geol. Soc. London*, 147: 259—269
- Thompson R N and Fowler M B. 1986. Subduction-related shoshonitic and ultrapotassic magmatism: a study of Siluro-Ordovician syenites from the Scottish Caledonides. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 94: 507—522
- Wang D F, Zhou S, Sun C. 1985. REE determination and REE distribution patterns of Meso-Cenozoic volcanic rocks in central-western Liaoning province and their geotectonic implications. *Geochimica*, (2): 134—141. (in Chinese with English abstract)
- Wang D Z, Ren Q J, Qiu J S, Chen K R, Xu Z W, and Zen J H. 1996. Characteristics of volcanic rocks in the shoshonite province, eastern China, and their metallogenesis. *Acta Geologica Sinica*, 70: 23—34. (in Chinese with English abstract)
- Wang Y and Zhang Q. 2001. Badaling granitic complexes in Beijing area; their composition, geochemical characteristics and geological significance. *Acta Petrologica Sinica*, 17: 533—540. (in Chinese with English abstract)
- Watson E B and Capobianco C J. 1981. Phosphorus and the rare earth elements in felsic magmas; an assessment of the role of apatite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45: 2349—2358
- White A J R. 1979. Sources of granite magmas; Geological Society of America, Abstracts with Programs, 11: 539
- Wolde B, Gore-Gambella Geotraverse Team. 1996. Tonalite-trondhjemite-granite genesis by partial melting of newly underplated basaltic crust: an example from the Neoproterozoic Birbir magmatic arc, western Ethiopia. *Precambrian Res.*, 76: 3—14
- Wu F Y, Sun D Y, Zhang G L, Ren X W. 2000. Deep geodynamics of Yanshanian Movement. *Geological Journal of China Universities*, 6: 379—388. (in Chinese with English abstract)
- Xu B L, Yan G H, Xu Z B. 1999. Geochemistry and genetic implication of three series of Yanshanian granite in northern Hebei Province. *Acta Petrologica Sinica*, 15: 208—216. (in Chinese with English abstract)
- Xu P F, Liu F T, Wang Q C, Cong B L, and Chen H. 2001. Slab-like high velocity anomaly in the uppermost mantle beneath the Dabie-Sulu orogen. *Geophys. Res. Lett.*, 28: 1847—1850.
- Xu Y G, Menzies M A, Matthey D P, Lowry D, Harte B and Hinton R W. 1996. The nature of the lithospheric mantle near the Tancheng-Lujiang fault, China: an integration of texture, chemistry and O-isotopes. *Chem. Geol.*, 134: 67—81.

- Xu Y G. 2001. Thermo-tectonic destruction of the Archaean lithospheric keel beneath the Sino-Korean craton in China: evidence, timing and mechanism. *Phys. Chem. Earth (A)*, 26: 747—757.
- Xu Z G, Sheng J F, Sun S P. 1999. A discussion on characteristics of shoshonite rocks series (association) and some problems. *Geol. Rev.*, 45: 43—63. (in Chinese with English abstract).
- Ye K, Cong B L, Ye D N. 2000. The possible subduction of continental material to depths greater than 200 km. *Nature*, 407: 734—736.
- Yogodzinski G M, Kay R W, Bolynets O N, Koloskov A V, Kay SM. 1995. Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: Implications for slab melting and processes in the mantle wedge. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 107: 505—519.
- Yogodzinski G M, Volynets O N, Koloskov A V, Seliverstov N I, and Matvenkov V V. 1994. Magnesian andesites and the subduction component in a strongly calc-alkaline series at Piip Volcano, far western Aleutians. *J. Petrol.*, 35: 163—204.
- Yu J H, Fu H Q, Zhang F L, *et al.* 1993. The plutonism of Beijing area. Beijing: Geological Publishing House. (in Chinese with English abstract).
- Zhang H R. 1998. Yanshan Event. *Acta Geologica Sinica*, 72: 103—111. (in Chinese with English abstract).
- Zhang M, Zhou X H, and Zhang J B. 1998. Nature of the lithospheric mantle beneath NE China: evidence from potassic volcanic rocks and mantle xenoliths. In: Flower MFJ, Chung SL, Lo CH and Lee TY (eds.). *Mantle dynamics and plate interactions in East Asia*. *Am. Geophys. Union Geodyn. Ser.* 27: 197—219.
- Zhang Q, Qian Q, Wang E, Wang Y, Zhao T, Hao J, Guo G. 2001a. An East China plateau in mid-late Yanshanian period: implication from adakites. *Chinese Journal of Geology*, 36: 248—255 (In Chinese with English abstract).
- Zhang Q, Wang Y, Wang Y L, *et al.* 2001b. Preliminary study on the components of the lower crust in East China Plateau during Yanshanian Period: Constraints on Sr and Nd isotopic components of adakite-like rocks. *Acta Petrologica Sinica*, 17: 505—513 (in Chinese with English abstract).
- Zheng J P, O'Reilly S Y, Griffin W L, Lu F X, Zhang M, Pearson N J. 2001. Relict refractory mantle beneath the eastern North China block: significance for lithosphere evolution. *Lithos*, 57: 43—66.
- Zheng Y F, Fu B, Li Y L, Xiao Y L, Li S G. 1998. Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of ultrahigh-pressure eclogites from the Dabie Mountains and the Sulu terrane. *Earth and Planetary Science Letters*, 155:113—129
- Zhou X H, Zhang G H, Yang J H, Chen W J, Sun M. 2001. Sr-Nd-Pb isotope mapping of late Mesozoic volcanic rocks across northern margin of North China Craton and implications to geodynamic processes. *Geochimica*, 30: 10—23. (in Chinese with English abstract).
- Zindler A and Hart S. 1986. Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14: 493—571.

### 附中文参考文献

- 白志民,许淑贞,葛世伟. 2001. 八达岭花岗杂岩. 北京:地质出版社,1—169
- 鲍亦冈,白志民,葛世伟等. 1995. 北京燕山期火山地质及火山岩. 北京:地质出版社.
- 陈义贤,陈文寄等. 1997. 辽西及邻区中生代火山岩——年代学、地球化学和构造背景. 北京:地震出版社.
- 邓晋福,刘厚祥,赵海玲. 1996. 燕辽地区燕山期火成岩与造山模型. *现代地质*, 10: 137—148.
- 邓晋福,赵国春,赵海玲等. 2000. 中国东部中生代火成岩构造组合与造山-深部过程. *地质论评*, 46: 41—48.
- 李曙光. 1998. 大陆俯冲化学地球动力学. *地学前缘*, 5:211—234
- 刘凤山,石准立. 1995. 河北涿源-八达岭岩基段单元-超单元特征及其成因. *现代地质*, 9: 409—418.
- 钱青. 2001. adakite 的地球化学特征及成因. *岩石矿物学杂志*, 20: 297—306
- 秦大军. 1995. 灵丘涿源地区燕山期岩浆活动与成矿作用研究. 北京大学博士论文.
- 王东方,周世光,孙成林. 1985. 辽宁中西部中生代火山岩的稀土元素测定、分布模式及其构造意义. *地球化学*, 2:134—141
- 王德滋,任启江,陈克荣等. 1996. 中国东部橄榄安粗岩省的火山岩特征及其成矿作用. *地质学报*, 70: 23—34.
- 王焰,张旗. 2001. 八达岭花岗杂岩的组成、地球化学特征及其意义. *岩石学报*, 17: 533—540
- 许保良,阎国翰,徐振邦等. 1999. 冀北燕山期三个系列花岗岩岩石的地球化学特征及其成因意义. *岩石学报*, 15: 208—216.
- 徐志刚,盛继福,孙善平. 1999. 关于“橄榄玄粗岩系列(组合)”特征及某些问题的讨论. *地质论评*, 45(增刊): 43—62.
- 郁建华,付会芹,张凤兰等. 1994. 北京地区岩浆深成作用. 北京:地质出版社.
- 张宏仁. 1998. 燕山事件. *地质学报*, 72:103—111
- 张旗,钱青,王二七,王焰,赵太平,郝杰,郭光军. 2001a. 燕山中晚期的中国东部高原:埃达克岩的启示. *地质科学*, 36: 248—255
- 张旗,王焰,王元龙. 2001b. 燕山期中国东部高原下地壳组成初探:埃达克质岩 Sr、Nd 同位素制约. *岩石学报*, 17: 505—513
- 周新华,张国辉,杨进辉,陈文寄,孙敏. 2001. 华北克拉通北缘晚中生代火山岩 Sr-Nd-Pb 同位素填图及其构造意义. *地球化学*, 30: 10—23