

# 河北平泉光头山碱性花岗岩的时代、Nd-Sr 同位素特征及其对华北早中生代壳幔相互作用的意义\*

韩宝福<sup>1</sup> 加加美宽雄<sup>2</sup> 李惠民<sup>3</sup>

HAN BaoFu<sup>1</sup>, KAGAMI Hiroo<sup>2</sup> and LI HuiMin<sup>3</sup>

1. 造山带与地壳演化教育部重点实验室(北京大学), 北京大学地质学系, 北京 100871

2. 冈山大学地球内部研究中心, 鸟取县, 日本 682-02

3. 天津地质矿产研究所, 天津 300170

1. Key Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution, MOE, Department of Geology, Peking University, Beijing 100871, China

2. Institute for Study of the Earth's Interior, Okayama University, Misasa, Tottori, 682-02 Japan

3. Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources, Tianjin 300170, China

2004-01-06 收稿, 2004-08-13 改回.

**Han BF, Kagami H and Li HM. 2004. Age and Nd-Sr isotopic geochemistry of the Guangtoushan alkaline granite, Hebei province, China: implications for early Mesozoic crust-mantle interaction in North China Block. *Acta Petrologica Sinica*, 20(6):1375-1388**

**Abstract** The Guangtoushan alkaline granite occurs in the Precambrian metamorphic rocks of the North China block and contains the assemblage of quartz + alkaline feldspar + arfvedsonite + aegirine augite + aenigmatite ± astrophyllite, accessory minerals are zircon, ilmenite, and chevkinite. Late pigmatitic pods in the granite are composed of coarse-grained quartz + alkaline feldspar + arfvedsonite. A whole-rock Rb-Sr isochron age is  $200 \pm 16$  Ma, with  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.705 \pm 0.008$  and  $\text{MSWD} = 11.2$ , in correspondence to a cooling age. A concordia age of  $220 \pm 1$  Ma yielded by the single-grain zircon U-Pb dating is considered to represent the emplacement age of the granite. Geochemically, the granite is characterized by  $A/\text{CNK} < 1$  and  $A/\text{NK} < 1$ , low  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , MgO, CaO, Ba, Sr and high total alkali, MnO, Rb, Ga contents and pronounced negative Eu anomalies. Mineralogy and geochemistry of the granites are consistent with those of post-orogenic A-type granites. Therefore, it is suggested that the Guangtoushan alkaline granite was produced by magmatism in a post-orogenic setting.

The averaged  $\epsilon_{\text{Nd}}(T = 220 \text{ Ma})$  value is  $-8.9$ , higher than that for the lower crust of the North China block, implying that the parent magma for the granite could not be produced from the partial melting of the lower crust. It is also impossible that the parent magma was originated from the Precambrian high-pressure granulite terranes in northern Hebei province, because the granulites have no evidence for partial melting. Similarly, the magma could not be derived from the present-day lower crust beneath the North China block because of its young age of 120 to 140 Ma. An enriched mantle source in subcontinental lithosphere is suggested for the Guangtoushan alkaline granite, which was contaminated by the crustal materials subducted in early Proterozoic.

The early Mesozoic intrusive zone in northern North China block, including the Guangtoushan alkaline granite, has been considered to be derived mainly from enriched mantle sources. The most intense magmatism in eastern China at around 130 Ma is in correspondence to the peak time of lithospheric thinning, but the mantle-derived magmatism before 130 Ma would be related to a process from initial to extreme lithospheric thinning. It is thus suggested that the early Mesozoic intrusions in northern North China block were formed in the early stage of lithospheric thinning.

The early Mesozoic magmatism related to initial lithospheric thinning generated a post-orogenic A-type granite belt from eastern Northeast China through northern North China block to northern Alaxa region. The distribution of these early Mesozoic intrusions in either eastern Northeast China or northern North China block is limited to a long and narrow zone, indicating that not whole of eastern China was involved in initial lithospheric thinning. The lithospheric thinning would not occur widely until Jurassic and Cretaceous. It is concluded that the Meso-Cenozoic process of lithospheric thinning started temporally in early Mesozoic and spatially in northern North China block and eastern Northeast China. As more and more eastern China was involved in such a process of lithospheric thinning, the peak magmatism occurred at around 130 Ma. This would be the reason at depth for the Jurassic-Cretaceous magmatism in eastern China. In addition, the addition of mantle-derived magmas to the crust also resulted in the vertical growth of continental crust during the initial lithospheric thinning.

**Key words** Zircon U-Pb age, Isotopic geochemistry, A-type granite, Crust-mantle interaction, Mesozoic, North China

\* 本文属于国家 973 项目(2001CB409802)、教育部“跨世纪人才培养计划”和中俄国际合作基金项目(40211120647)成果。

第一作者简介: 韩宝福, 男, 1960 年生, 教授, 构造地质学专业, E-mail: bhan@pku.edu.cn

**摘要** 光头山碱性花岗岩产出在华北北部的寒武纪基底变质岩系之中,造岩矿物组合为石英+碱性长石+钠铁闪石+霓辉石+钠铁非石±星叶石,副矿物有锆石、钛铁矿、硅钛铀铁矿等。晚期的伟晶岩囊状体由颗粒粗大的石英、碱性长石和钠铁闪石等组成。全岩 Rb-Sr 等时线年龄为  $T = 200 \pm 16 \text{ Ma}$ ,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.705 \pm 0.008$ ,  $\text{MSWD} = 11.2$ , 代表冷却年龄,单颗粒锆石 U-Pb 谐和年龄为  $220 \pm 1 \text{ Ma}$ , 代表岩体侵位时代。光头山碱性花岗岩以  $A/\text{CNK} < 1$  和  $A/\text{NK} < 1$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{CaO}$  和  $\text{Ba}$ 、 $\text{Sr}$  含量低,全碱含量、 $\text{MnO}$  和  $\text{Rb}$ 、 $\text{Ga}$  等含量高,负 Eu 异常特别显著等为特征。矿物学和地球化学完全符合 A 型花岗岩的特征。光头山碱性花岗岩是华北地区早中生代后造山环境下岩浆活动的产物。

光头山碱性花岗岩的  $\varepsilon_{\text{Nd}}(T=220\text{Ma})$  平均值为  $-8.9$ , 明显高于华北前寒武纪下地壳岩石的范围,而冀北地区前寒武纪高压麻粒岩地体虽具有大陆地幔的特征,但未经历过部分重熔,表明至少前寒武纪下地壳不可能是岩浆主要的或唯一的来源。同样,现今华北下地壳由于时代较新,也不可能成为岩浆的源岩。对比时代相近的超镁铁岩和煌斑岩的 Nd 同位素特征,推测最可能的源区是  $1.8 \sim 1.9\text{Ga}$  形成的富集的岩石圈地幔。

光头山碱性花岗岩和华北北缘早中生代侵入岩带规模很大,以富集地幔来源的岩浆为主,反映了当时的岩浆活动已经具有相当的规模和强度。如果  $130\text{Ma}$  前后中国东部大规模岩浆活动之时,是岩石圈减薄已经达到最大程度之际,那么,此前一定时间段内的幔源岩浆活动都有可能与岩石圈减薄从开始到鼎盛的过程有关。所以,华北北缘早中生代岩浆活动可能是华北中生代岩石圈减薄过程早期阶段的产物。

与岩石圈减薄过程有关的早中生代岩浆活动还在中国东北地区东部和阿拉善北部形成了后造山 A 型花岗岩。与岩石圈减薄过程相关的早中生代侵入岩在一定范围内的带状分布,表明当时岩石圈减薄过程可能并没有涉及到整个中国东部地区。只有到了侏罗纪-白垩纪,岩石圈减薄过程才在更大的区域内广泛发生。所以说,中国东部中生代岩石圈减薄过程是在时间上从早中生代就已经开始、在空间上从华北北缘-中国东北地区东部开始向外逐渐扩展的一个深部过程。这个深部过程对应的地表表现是,先在华北北缘和中国东北东部地区形成规模很大的早中生代侵入岩带。而后,当岩石圈减薄过程扩展到整个中国东部时,岩浆活动才达到鼎盛时期。这可能就是中国东部侏罗纪-白垩纪大规模岩浆活动的深部原因所在。而以富集地幔源区为主的岩浆活动还导致了华北北缘地壳垂向生长。

**关键词** 锆石 U-Pb 年龄; 同位素地球化学; A 型花岗岩; 壳幔相互作用; 中生代; 华北

**中图法分类号** P597.3; P588.121; P534.5

北北部中生代岩浆起源和壳幔相互作用,进而试图回答中生代岩石圈减薄过程是从何时何地开始启动的问题。

## 1 前言

中生代以来,中国东部构造岩浆活动强烈,岩石圈剧烈减薄(Menzies *et al.*, 1993; Griffin *et al.*, 1998; 郑建平, 1999; 吴福元等, 1999), 在  $120 \sim 140\text{Ma}$  期间,幔源岩浆底侵作用形成新生的下地壳(樊祺诚等, 1998, 2001; Liu *et al.*, 2001; Xu, 2001; 翟明国等, 2002; Yan *et al.*, 2003), 地壳浅表的岩浆活动和金成矿作用达到鼎盛(翟明国等, 2002; Zhai *et al.*, 2004)。那么,中国东部中生代岩石圈减薄过程是从何时何地开始启动的,这是一个需要探讨的重要问题(吴福元等, 2003)。

在中生代岩石圈减薄过程中,华北受到强烈改造,大量的花岗岩侵入到前寒武纪变质基底岩系及其沉积盖层之中。近年研究揭示,在华北北缘(大致在北纬  $40^\circ \sim 42^\circ$  之间)存在着一条近东西向的三叠纪碱性侵入岩带,以碱性正长岩为主的岩体虽然规模相对较小,数量有限,但岩浆物质被认为源自富集的上地幔(周玲棣等, 1991, 1996; 阎国翰等, 2000; 牟保全等, 2001)。河北平泉光头山岩体是这条三叠纪碱性侵入岩带中唯一的碱性花岗岩,而许保良等(1998)对白垩纪的山海关碱性花岗岩体的研究认为,岩浆也是起源于富集地幔。显然,如果碱性正长岩和碱性花岗岩均起源于富集的岩石圈地幔,那么它们对于研究华北中生代岩浆活动的起源和深部地质过程具有同等重要的意义。因此,本文将通过光头山碱性花岗岩的地球化学特征,结合前人研究成果,探讨华

## 2 地质背景

最新的研究表明(李江海等, 2000; Zhao *et al.*, 2000), 华北的基底可以分成 3 个构造单元:具有  $3.5 \sim 3.8 \text{ Ga}$  岩石的东部地块、以晚太古宙为主的西部地块和位于二者之间的中央造山带。光头山碱性花岗岩体就产出在中央造山带的晚太古宙变质基底岩石之中。在光头山碱性花岗岩以南出露的王土坊花岗岩体,面积达  $220 \text{ km}^2$ , 其全岩 Rb-Sr 等时线年龄为  $198 \text{ Ma}$ (王季亮等, 1994)。

光头山碱性花岗岩体位于河北省平泉县北部,靠近冀蒙交界处(图 1)。岩体曾被定为元古代的花岗岩(河北省地质矿产局, 1989), 但后来获得的 Rb-Sr 全岩等时线年龄约为  $200 \text{ Ma}$ (韩宝福等, 1993; 王季亮等, 1994)。岩体在地表出露面积约  $20 \text{ km}^2$ , 呈南北延长的不规则椭圆形。

## 3 分析方法

主要造岩矿物的化学成分(表 1)分析是在日本早稻田大学 JEOL JAX 733 电子探针和北京大学 EPM-810Q 电子探针上完成的,两台仪器的分析结果非常一致。硅钛铀铁矿是在北京大学的电子探针上用波谱方法分析的(表 2)。

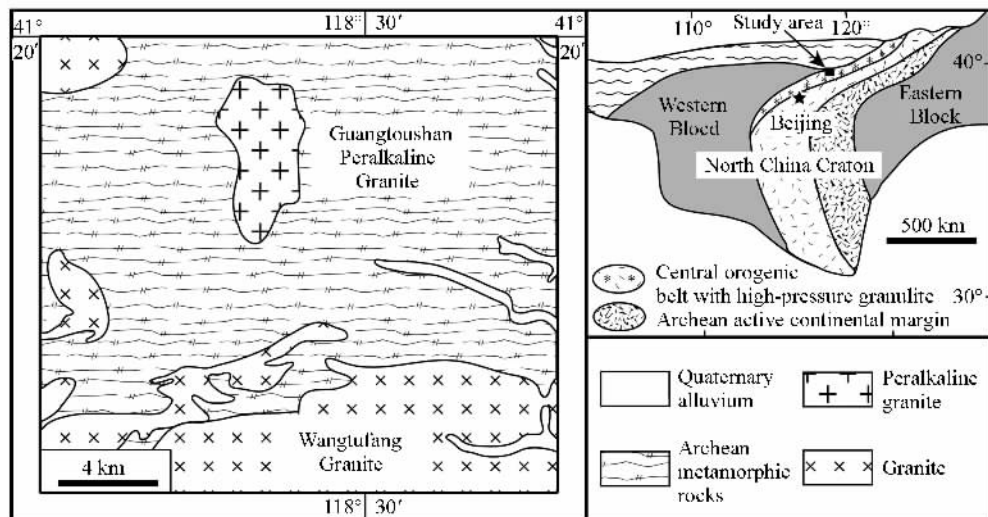


图1 光头山碱性花岗岩地质图。华北克拉通的构造分区引自李江海等(2000)和 Zhao *et al.* (2000)

Fig.1 A schematic geological map showing the Guangtoushan alkaline granite. Tectonic division of the North China Craton from Li *et al.* (2000) and Zhao *et al.* (2000)

全岩样品的主要元素和稀土元素含量是在北京大学用 ICP-AES 方法测定的,其中  $\text{Na}_2\text{O}$  和  $\text{K}_2\text{O}$  含量用火焰光度法进行检查和校正。其它微量元素含量分析是在日本早稻田大学的理学 3070E X 荧光光谱仪(XRF)上完成的, Ga 含量测定采用 Ogasawara(1991)的方法。表 3 给出了全岩的化学成分。

Rb-Sr 和 Sm-Nd 同位素(表 4)测定是在日本冈山大学地球内部研究中心 Finnigan MAT 261 质谱仪上完成的,采用 Kagami(1987)的方法。NBS-987Sr 标准样品的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  测定值为  $0.710244 \pm 17(2\sigma, n = 13)$ , Rb/Sr 本底分别小于 0.25ng 和 0.52ng。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  测定值相对于  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$  标准化。日本地质调查所玄武岩标准样品 JB-1A 的  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  测定值为  $0.512814 \pm 10(2\sigma, n = 5)$ , 该标准样品的  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512786$  相当于 Nd 标准样品 BCR-1 的  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$  (Kagami *et al.*, 1989)。Sm、Nd 本底分别小于 0.1ng 和 0.4ng。 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  测定值相对于  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$  标准化,再相对于 BCR-1 的  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512640$  (Wasserburg *et al.*, 1981) 进行校正,以消除同位素分馏的影响。全岩 Rb-Sr 等时线计算采用 Ludwig(1995)的 Isoplot 程序, $^{87}\text{Rb}$  的衰变常数为  $1.42 \times 10^{-11}/\text{a}$ , 输入的  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  和  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值的误差分别为 2% 和 0.02%。 $\epsilon_{\text{Nd}}$  和  $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$  的符号意义见 DePaolo and Wasserburg(1976),  $^{147}\text{Sm}$  的衰变常数为  $6.54 \times 10^{-12}/\text{a}$ 。

采用常规方法从岩石样品中分离锆石。颗粒锆石 U-Pb 定年是在天津地质矿产研究所用同位素稀释法完成的,具体方法见李惠民等(1995),年龄计算中采用的  $^{235}\text{U}$  和  $^{238}\text{U}$  衰变常数分别为  $0.98485 \times 10^{-9}/\text{a}$  和  $0.15513 \times 10^{-9}/\text{a}$ , 现今的  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  比值为 137.88。表 5 中  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  已对实验空

白( $\text{Pb} = 0.050 \text{ ng}, \text{U} = 0.002 \text{ ng}$ )和稀释剂做了校正,其它比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素,绝对误差为  $2\sigma$ 。

## 4 岩相学与矿物学

岩体主体为碱性花岗岩,但在东北部有碱性长石花岗岩。岩石为灰白色,中-细粒花岗岩结构,块状构造。在光头山碱性花岗岩体中,除有石英、碱性长石、钠铁闪石、霓辉石等一般碱性花岗岩中常见的主要造岩矿物外,还含有比较罕见的钠铁非石(韩宝福等,1994),个别样品中还见有星叶石等。副矿物以锆石和硅钛铈铁矿最为普遍,还有钛铁矿,个别样品中存在褐帘石。岩体中存在晚期的伟晶岩囊状体,以碱性长石、石英和碱性角闪石为主,矿物颗粒粗大。

霓辉石为半自形和它形粒状,钠铁闪石多呈填隙状,晚于石英和自形的碱性长石结晶。钠铁非石一般为自形或半自形长柱状晶体,与霓辉石边界清晰,两种矿物可互相穿插、包裹,但又都可以被它形的钠铁闪石包裹。因此,镁铁矿物的结晶顺序是钠铁非石和霓辉石几乎同时结晶,它们又早于钠铁闪石。

硅钛铈铁矿常以暗红褐色到近黑色的自形和半自形晶体出现,并且主要出现在钠铁闪石、霓辉石和钠铁非石等镁铁矿物中。这种矿物在岩石中分布不均匀,以样品 BT6 中最丰富。

碱性长石是由钾长石( $\text{Or} > 95\%$ )和钠长石( $\text{Ab} > 95\%$ )构成的条纹长石,角闪石主要是钠铁闪石,而霓辉石的 Al、Mn、Mg 和 Ca 含量低,硬玉分子含量达到 0.85~0.99。硅钛铈铁矿的特征是轻稀土元素 La、Ce、Pr 和 Nd 以及 Y 的含量高, $\text{Y}_2\text{O}_3 + \text{REE}_2\text{O}_3$  达到 42~49 wt. %。

表1 光头山碱性花岗岩主要造岩矿物代表性分析结果

Table 1 Representative analyses of rock-forming minerals in the Guangtoushan alkaline granite.

	辉石						角闪石					
	BT2	BT3	BT4	BT6	BT9	BT12	BT2	BT5	BT6	BT9	BT10	BT13
SiO <sub>2</sub>	51.07	50.73	50.90	50.99	50.52	50.44	48.97	47.45	49.35	48.45	48.73	47.28
TiO <sub>2</sub>	0.39	0.30	0.34	0.36	0.36	0.34	1.54	1.68	1.29	1.39	0.77	1.53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.50	0.20	0.27	0.25	0.33	0.26	0.76	1.28	1.36	1.16	1.56	2.04
FeO*	28.85	29.01	27.63	29.34	28.34	27.77	33.97	34.47	33.51	33.59	34.12	34.59
MnO	0.68	0.89	1.13	0.66	0.91	1.18	1.26	1.20	1.03	1.16	1.16	1.51
MgO	0.00	0.08	0.15	0.14	0.05	0.20	0.00	0.34	0.00	0.22	0.20	0.63
CaO	12.09	11.78	13.21	12.64	13.19	13.55	3.24	3.80	3.99	3.70	3.91	3.51
Na <sub>2</sub> O	6.43	5.94	5.89	5.61	5.64	5.78	5.53	5.51	5.78	5.91	5.64	5.42
K <sub>2</sub> O	0.00	0.01	0.04	0.00	0.03	0.00	2.11	1.61	1.53	2.05	1.15	1.24
Total	100.01	98.94	99.56	99.99	99.37	99.52	97.38	97.34	97.84	97.63	97.24	97.75
	O = 6						O = 23					
Si	2.001	2.020	2.008	2.014	2.004	1.993	7.908	7.656	7.938	7.847	7.825	7.498
Al	0.023	0.009	0.013	0.012	0.015	0.012	0.145	0.243	0.258	0.222	0.295	0.381
Ti	0.011	0.009	0.010	0.011	0.011	0.010	0.187	0.204	0.156	0.169	0.093	0.183
Fe <sup>3+</sup>	0.440	0.393	0.404	0.369	0.390	0.425	0.377	0.668	0.062	0.182	0.533	1.149
Fe <sup>2+</sup>	0.505	0.573	0.508	0.600	0.650	0.492	4.210	3.983	4.446	4.368	4.049	3.438
Mn	0.023	0.030	0.038	0.022	0.031	0.039	0.172	0.164	0.140	0.159	0.158	0.203
Mg	0.000	0.005	0.009	0.008	0.003	0.012	0.000	0.082	0.000	0.053	0.048	0.149
Ca	0.508	0.502	0.558	0.535	0.561	0.574	0.561	0.657	0.688	0.642	0.673	0.596
Na	0.489	0.459	0.451	0.430	0.434	0.443	1.731	1.724	1.802	1.856	1.756	1.667
K	0.000	0.001	0.002	0.000	0.002	0.000	0.435	0.331	0.314	0.424	0.236	0.251
Total	4.000	3.999	3.998	4.000	3.998	4.000	15.727	15.712	15.804	15.922	15.664	15.514
	钠铁非石						碱性长石					星叶石
	BT2	BT3	BT4	BT6	BT9	BT12	BT2	BT2	BT6	BT6	BT10	BT9
SiO <sub>2</sub>	40.69	41.79	40.92	41.32	41.41	40.96	68.44	64.95	68.70	65.02	69.13	34.27
TiO <sub>2</sub>	9.18	8.98	9.14	9.17	8.97	8.96	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	11.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.62	0.44	0.31	0.56	0.34	1.19	19.19	18.13	19.26	18.02	19.23	0.96
FeO*	40.49	39.39	40.85	40.82	40.43	39.79	0.95	0.15	0.43	0.46	0.33	34.44
MnO	1.48	1.65	1.62	1.34	1.57	1.61	0.00	0.28	0.22	0.00	0.00	3.85
MgO	0.05	0.05	0.05	0.00	0.07	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09
CaO	0.24	0.20	0.18	0.00	0.25	0.75	0.00	0.15	0.00	0.00	0.02	1.30
Na <sub>2</sub> O	7.84	7.59	7.75	7.36	7.90	7.39	11.08	0.00	11.22	0.53	11.09	1.40
K <sub>2</sub> O	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.18	16.33	0.00	15.82	0.09	5.29
Total	100.59	100.12	100.82	100.57	100.94	100.76	99.84	99.99	99.83	99.92	99.89	93.10
	O = 20						O = 8					O = 31
Si	5.756	5.942	5.788	5.876	5.784	5.790	12.003	12.021	12.021	12.027	12.064	7.884
Al	0.103	0.074	0.051	0.094	0.056	0.198	3.963	3.952	3.969	3.925	3.952	0.249
Ti	0.976	0.962	0.972	0.982	0.942	0.953	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	1.992
Fe <sup>3+</sup>	0.141	0.000	0.161	0.030	0.160	0.012	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.156
Fe <sup>2+</sup>	4.649	4.680	4.667	4.828	4.680	4.692	0.139	0.023	0.063	0.071	0.048	6.469
Mn	0.177	0.199	0.194	0.161	0.186	0.192	0.000	0.044	0.033	0.000	0.000	0.747
Mg	0.011	0.011	0.011	0.000	0.015	0.021	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.028
Ca	0.037	0.031	0.028	0.000	0.037	0.114	0.000	0.030	0.000	0.000	0.004	0.318
Na	2.150	2.092	2.124	2.029	2.140	2.023	3.768	0.000	3.807	0.190	3.753	0.608
K	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.002	0.040	3.856	0.000	3.733	0.020	1.549
Total	14.000	14.000	14.000	14.000	14.000	14.000	19.913	19.926	19.893	19.956	19.841	20.000
Ab							98.9	0.0	100.0	4.8	99.4	
An							0.0	0.8	0.0	0.0	0.1	
Or							1.1	99.2	0.0	95.2	0.5	

表 2 光头山碱性花岗岩中硅钛铈铁代表性分析结果

Table 2 Representative analyses of chevkinite in the Guangtoushan alkaline granite.

	硅钛铈铁矿					
	BT5	BT6	BT7	BT9	BT10	BT13
SiO <sub>2</sub>	18.83	17.64	18.04	17.66	18.28	17.37
TiO <sub>2</sub>	19.31	19.88	18.92	18.39	18.99	18.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	0.00	0.00	0.00	0.29	0.05
FeO*	11.95	11.48	11.56	12.17	11.80	12.84
MnO	0.34	0.38	0.40	0.48	0.36	0.40
MgO	0.04	0.09	0.06	0.04	0.03	0.00
CaO	2.24	1.81	1.61	1.40	2.15	1.44
Na <sub>2</sub> O	0.05	0.03	0.04	0.04	0.05	0.01
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.24	0.23	0.24	0.00	0.18	0.47
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.96	11.07	11.55	12.76	12.08	11.02
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.60	26.91	24.53	25.20	24.60	24.86
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.93	3.73	3.81	4.45	3.59	3.60
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.19	7.59	7.28	7.44	6.50	7.83
Total	98.53	100.65	98.03	100.03	98.92	97.94
Y + REE	45.92	49.53	47.41	49.85	46.95	47.78
O = 22						
Si	3.849	3.663	3.801	3.708	3.785	3.693
Al	3.005	3.071	3.003	2.904	2.963	2.884
Ti	0.012	0.000	0.000	0.000	0.074	0.013
Fe <sup>3+</sup>	0.827	0.781	0.744	0.968	0.907	1.114
Fe <sup>2+</sup>	1.234	1.212	1.296	1.168	1.135	1.168
Mn	0.062	0.067	0.076	0.084	0.063	0.071
Mg	0.012	0.027	0.013	0.013	0.013	0.000
Ca	0.496	0.402	0.367	0.314	0.473	0.326
Na	0.025	0.013	0.026	0.018	0.024	0.004
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.002
Y	0.025	0.025	0.026	0.000	0.020	0.054
La	0.919	0.848	0.887	0.988	0.921	0.863
Ce	1.714	2.045	1.900	1.938	1.867	1.935
Pr	0.298	0.283	0.304	0.340	0.274	0.279
Nd	0.522	0.563	0.557	0.558	0.473	0.594
Total	13.000	13.000	13.000	13.000	13.000	13.000

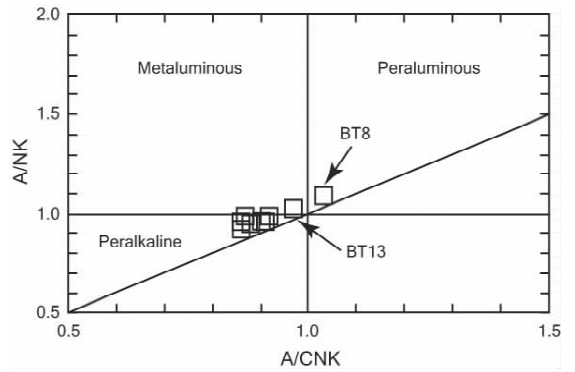


图 2 光头山碱性花岗岩的 A/CNK - A/NK 图

Fig. 2 A/CNK vs. A/NK diagram for the Guangtoushan alkaline granite.

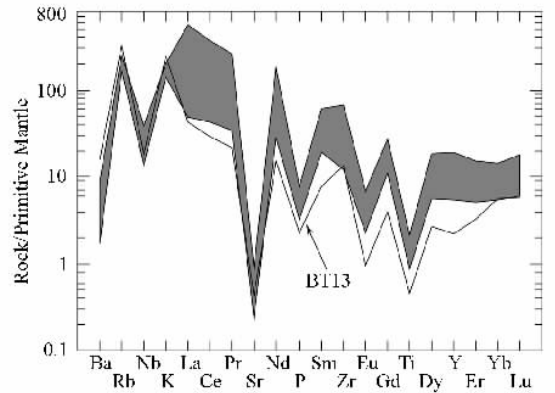


图 3 原始地幔标准化的多元素图谱

标准化值引自 Sun and McDonough (1989)。

Fig. 3 Primitive mantle-normalized multi-element diagrams for the Guangtoushan alkaline granite. Normalizing values of primitive mantle are from Sun and McDonough (1989)。

### 5 元素地球化学特征

光头山碱性花岗岩的主要化学成分相对均匀, SiO<sub>2</sub> 过饱和, 全碱含量高, 富 MnO, 含量在 0.12 ~ 0.19% 之间, 而 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、MgO、CaO 含量低(表 3)。碱性长石花岗岩的样品 BT8 具有最高的 SiO<sub>2</sub> 含量, 而其它氧化物的含量与碱性花岗岩没有明显区别。在 CIPW 标准矿物中, 碱性花岗岩样品中出现绿辉石和钠质偏硅酸盐, 表明岩石富 Na<sub>2</sub>O 的性质, 也符合岩石普遍含有钠铁非石、霓辉石和钠铁闪石等富 Na<sub>2</sub>O 镁铁矿物相的事实。但样品 BT8 中出现少量(0.16%)的标准

矿物刚玉, 指示其过铝的性质, 而以碱性长石为主的伟晶岩囊状体样品 BT13 虽然也是全碱含量高, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、MgO 和 CaO 含量低, 但 A/CNK < 1 而 A/NK > 1。因此, 在图 2 中, 除 BT13 和样品 BT8 分别落入准铝花岗岩和过铝花岗岩区域外, 其余样品均落入过碱性花岗岩区域。但是, 在微量元素含量方面, 除 BT8 样品的 Zr 含量最高、样品 BT13 的 Rb、Ba 和 Ga 含量最高外, 其它样品的微量元素含量差别不明显(表 3), 以高 Rb 和 Ga、低 Sr 和 Ba 含量为特征, 经原始地幔标准化后, 显示非常显著的 Ba、Nb、Sr、P、Eu、Ti 等的负异常(图 3)。它们的稀土元素总量变化很大, 最高的为样品 BT6, 达到 1400ppm 以上, 最低的是样品 BT13, 仅有 120ppm。尽管轻、重稀土元素的分馏程度变化很大, (La/Yb)<sub>cn</sub> = 3.63 ~ 35.55, 但所有样品均显示非常明显的负 Eu 异常, δEu\* 仅在 0.14 ~ 0.16 之间变化。无论 REE 配分曲线的样式、δEu\* 值, 还是大离子亲石元素和高场强元素含量, 样品 BT8 与其它样品没有区别(图 4)。

表3 光头山碱性花岗岩全岩化学成分

Table 3 Whole-rock chemical composition of the Guangtoushan alkaline granite

	BT2	BT3	BT4	BT5	BT6	BT7	BT8	BT9	BT10	BT12	BT13
SiO <sub>2</sub>	71.38	70.72	71.37	72.43	71.37	72.85	74.56	71.09	71.61	70.29	71.40
TiO <sub>2</sub>	0.36	0.37	0.46	0.25	0.33	0.19	0.20	0.44	0.33	0.46	0.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.11	12.88	13.01	12.41	11.58	12.06	11.93	12.38	12.79	13.07	13.89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.40	1.13	1.25	1.58	3.11	1.36	2.53	0.91	0.87	1.53	1.30
FeO	3.98	3.32	3.45	2.50	3.10	2.90	1.60	3.88	2.76	3.50	1.88
MnO	0.19	0.15	0.16	0.14	0.19	0.13	0.08	0.16	0.12	0.17	0.14
MgO	0.05	0.05	0.04	0.04	0.16	0.10	0.03	0.04	0.03	0.07	0.19
CaO	0.61	1.04	0.58	0.43	0.77	0.40	0.33	0.56	0.49	0.65	0.45
Na <sub>2</sub> O	4.75	4.63	4.95	4.83	4.56	4.81	3.80	4.95	4.83	4.94	3.38
K <sub>2</sub> O	4.50	4.94	4.63	4.63	4.24	4.32	4.38	4.89	5.00	5.17	7.38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.07	0.14	0.13	0.17	0.15	0.13	0.13	0.14	0.12	0.05
LOI	0.36	0.37	0.10	0.16	0.31	0.29	0.00	0.23	0.51	0.35	0.21
Total	99.82	99.67	100.14	99.53	99.89	99.56	99.57	99.66	99.48	100.32	100.37
A/CNK	0.88	0.87	0.92	0.90	0.86	0.91	1.03	0.86	0.90	0.88	0.97
NK/A	1.05	1.01	1.01	1.04	1.04	1.04	0.92	1.09	1.04	1.05	0.97
Rb	110	114	116	157	114	120	114	105	106	110	206
Ba	17	27	23	31	43	50	62	34	31	12	109
Sr	6	9	5	8	18	10	19	6	7	6	9
Ga	28	29	29	28	27	27	25	28	27	28	34
Nb	23	22	19	27	26	24	28	10	14	23	13
Zr	410	418	442	703	343	269	754	136	223	422	152
Y	68	56	53	44	40	30	87	27	25	67	10
Zn	182	130	123	140	198	138	48	111	105	189	98
La	109.5	81.1	75.5	110.1	385.6	216.7	58.1	62.9	90.7	33.2	29.3
Ce	231.0	131.9	163.5	214.4	659.8	349.2	112.0	119.3	170.6	76.3	50.7
Pr	30.0	20.3	20.5	23.9	72.4	40.8	15.2	16.7	20.5	9.27	6.07
Nd	105.7	76.0	75.2	77.2	242.6	137.2	58.6	56.0	64.8	37.9	20.9
Sm	18.3	14.3	13.9	10.9	26.8	16.0	13.6	8.59	9.00	8.34	3.43
Eu	0.82	0.63	0.63	0.47	1.13	0.67	0.69	0.39	0.42	0.38	0.16
Gd	15.6	11.2	11.7	8.86	16.4	9.55	14.0	6.78	6.65	7.08	2.34
Dy	11.6	8.79	9.20	7.30	8.24	5.67	13.6	4.83	4.14	7.17	2.00
Er	6.41	4.69	5.07	4.71	5.07	3.75	7.24	2.61	2.44	4.45	1.56
Yb	5.39	5.79	4.39	5.46	7.01	5.23	5.36	2.68	2.74	5.91	2.75
Lu	0.86	0.95	0.72	0.87	1.33	0.93	0.85	0.45	0.46	0.99	0.43
δEu*	0.14	0.15	0.15	0.14	0.16	0.15	0.15	0.15	0.16	0.15	0.16

Molar ratio: A/CNK = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> / (CaO + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) and NK/A = (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) / Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

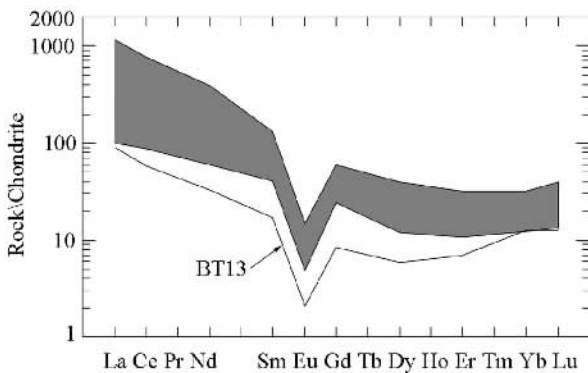


图4 球粒陨石标准化的稀土元素配分曲线

Fig. 4 Chondrite-normalized rare earth element patterns for the Guangtoushan alkaline granite.

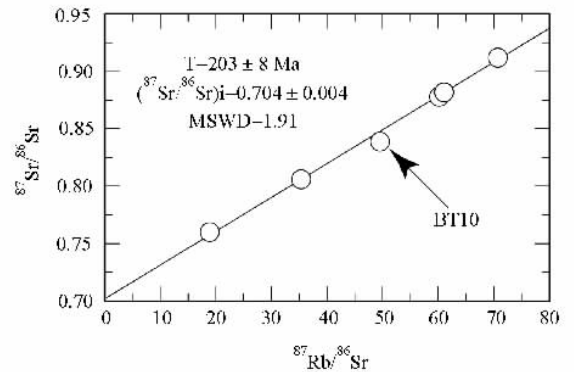


图5 全岩 Rb-Sr 等时线图

Fig. 5 Rb-Sr whole-rock isochron of the Guangtoushan alkaline granite.

表 4 光头山碱性花岗岩 Rb-Sr、Sm-Nd 同位素数据

Table 4 Rb-Sr and Sm-Nd isotopic data of the Guangtoushan alkaline granite

	BT2	BT4	BT5	BT6	BT7	BT10
Rb	109.09	114.19	157.16	114.20	118.21	103.59
Sr	5.25	4.75	7.67	17.49	9.71	6.12
<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	61.09	70.82	60.21	18.94	35.49	49.79
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0.881371	0.911221	0.877225	0.759175	0.804737	0.838166
± 2σ	0.000014	0.000014	0.000013	0.000012	0.000012	0.000011
( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>i</sub> (200 Ma)	0.7076	0.7098	0.7060	0.7053	0.7038	0.6966
( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>1</sub> (220 Ma)	0.6902	0.6896	0.6888	0.6999	0.6937	0.6824
Sm	18.5	16.2	12.9	32.9	18.0	10.3
Nd	103	85.8	89.6	271	144	70.6
f <sub>Sm/Nd</sub>	-0.450	-0.419	-0.558	-0.627	-0.615	-0.552
<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	0.1082	0.1142	0.0870	0.0733	0.0757	0.0882
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0.512054	0.512012	0.512031	0.512019	0.512014	0.512038
± 2σ	0.000009	0.000013	0.000009	0.000006	0.000009	0.000005
ε <sub>Nd</sub> (0)	-11.39	-12.21	-11.84	-12.07	-12.17	-11.70
ε <sub>Nd</sub> (200 Ma)	-9.13	-10.10	-9.03	-8.91	-9.06	-8.94
ε <sub>Nd</sub> (220 Ma)	-8.91	-9.90	-8.76	-8.61	-8.77	-8.65

表 5 光头山碱性花岗岩的锆石 U-Pb 分析结果

Table 5 U-Pb analyses of zircons from the Guangtoushan alkaline granite

编号	重量 (μg)	浓度(μg/g)		普通铅 (ng)	原子比					表观年龄 (Ma)		
		U	Pb		<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb
1	20	336	15	0.020	748	0.3927	0.03460 ± 0.00084	0.2411 ± 0.0088	0.05055 ± 0.00126	219.3	219.4	220.4
2	20	1153	51	0.091	574	0.3026	0.03480 ± 0.00032	0.2429 ± 0.0041	0.05063 ± 0.00065	220.5	220.8	223.8
3	15	5996	319	0.390	522	0.5797	0.03467 ± 0.00021	0.2425 ± 0.0020	0.05061 ± 0.00028	220.3	220.5	223.1
4	20	1210	54	0.099	556	0.3009	0.03469 ± 0.00029	0.2418 ± 0.0033	0.05055 ± 0.00049	219.8	219.9	220.4

## 6 同位素年代学和地球化学特征

对 6 件碱性花岗岩样品进行了 Rb-Sr 和 Sm-Nd 同位素分析(表 4), 获得的 Rb-Sr 全岩等时线年龄  $T = 200 \pm 16$  Ma, (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> = 0.705 ± 0.008, MSWD = 11.2(图 5)。这一结果与以前的 Rb-Sr 全岩等时线年龄(约 200Ma, 韩宝福等, 1993; 王季亮等, 1994)在误差范围内一致。然而, 常规锆石 U-Pb 定年给出的谐和年龄为 220 ± 1 Ma(表 5, 图 6)。

按照 T = 220 Ma 计算的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 初始比值(<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> = 0.6824 ~ 0.6999, 低于或接近地球形成伊始的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 初始比值 0.69897 ± 0.00003。这对于早中生代花岗岩显然是不可接受的。但是, 如果按照 T = 200 Ma 计算<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 初始比

值, 除样品 BT10 的(<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> 为 0.6944, 仍然明显偏低之外, 其余 5 个样品的(<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> = 0.7023 ~ 0.7068 之间。如果以除 BT10 以外的其余 5 个样品构筑等时线, 得到的结果为 T = 203 ± 8 Ma, (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> = 0.704 ± 0.004, MSWD = 1.9, 等时线的质量似乎有所改善, 但样品相应的(<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> 没有明显变化。造成全岩 Rb-Sr 等时线年龄与锆石 U-Pb 年龄之间有所差异的原因可能是锆石 U-Pb 体系封闭温度较高, 可以达到 900°C (Mezger and Krogstad, 1997), 而岩石是由多种矿物相组成的, 不同矿物 Rb-Sr 体系的封闭温度明显不同, 因而全岩 Rb-Sr 体系的封闭温度可能相对较低。因此, 锆石 U-Pb 年龄代表了结晶时代, 而全岩 Rb-Sr 等时线年龄则可被视为冷却年龄。

Sm-Nd 强烈分馏, f<sub>Sm/Nd</sub> 变化于 -0.42 ~ -0.63 之间, 按照 T = 220 Ma 计算, ε<sub>Nd</sub>(T) = -8.61 ~ -9.90。

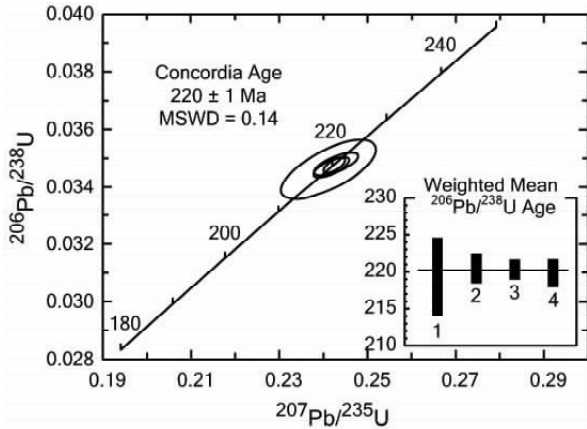


图6  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  谐和图

Fig. 6  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  concordia plot showing the concordia age with  $\pm 2\sigma$  error ellipses determined by conventional U-Pb analyses of four zircon grains from the Guangtoushan alkaline granite.

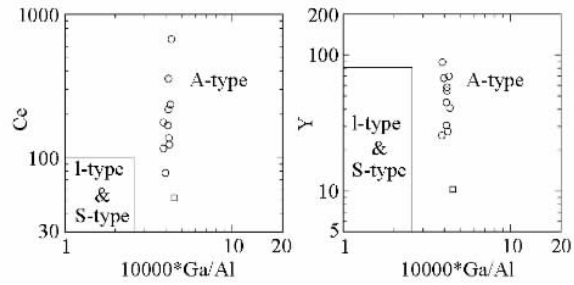


图7 区分 A 型花岗岩和 I-S 型花岗岩的 Ce - Ga/Al 和 Y - Ga/Al 判别图

Fig. 7 Ce - Ga/Al and Y - Ga/Al discrimination diagrams showing the A-type nature of the Guangtoushan alkaline granite.

## 7 讨论

光头山岩体以碱性花岗岩为主体,矿物学和地球化学完全符合 A 型花岗岩的特征(图 7),而且 MnO 含量明显高于 A 型花岗岩的平均值 0.06%(Whalen *et al.*, 1987)。按照 Eby (1992) 的分类,属于 A2 型花岗岩(图 8)。因此光头山碱性花岗岩是华北地区早中生代后造山环境下岩浆活动的产物。

### 7.1 岩浆源区

自从提出 A 型花岗岩的概念(Loiselle and Wones, 1979)以来,关于 A 型花岗岩的起源就一直存在不同的认识,从下地壳残留源模式(Collins *et al.*, 1982),到壳源英云闪长岩-花岗岩闪长岩的部分熔融(Creaser *et al.*, 1991),有幔源岩浆参与(Anderson and Morrison, 1992),起源于亏损地幔(Bonin *et al.*, 1978; Foland *et al.*, 1988; Foland and Allen, 1991)或幔源镁铁质岩浆的极端分异(Turner *et al.*; 1992),直到壳幔相互作用(Dickin *et al.*, 1991; Kerr and Fryer, 1993),不一而

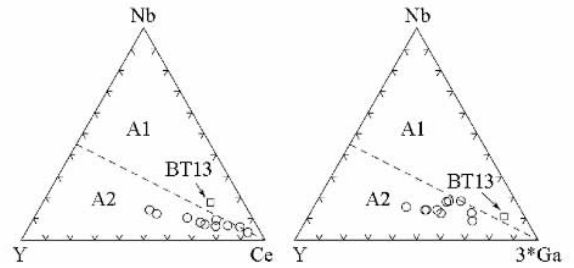


图8 区分 A1 和 A2 型 A 型花岗岩的 Nb - Y - Ce 和 Nb - Y - 3Ga 判别图

Fig. 8 Nb - Y - Ce and Nb - Y - 3Ga discrimination diagrams, showing the Guangtoushan alkaline granite in A2 subgroup.

足。近年来,中外学者根据中国大陆 A 型花岗岩的 Sr-Nd 同位素特征,提出了多种认识:源自亏损地幔的镁铁质岩浆的分异(Martin *et al.*, 1994; Han *et al.*; 1997)、起源于富集地幔(许保良等,1998)、由底侵作用形成的新生下地壳的部分熔融(Wu *et al.*, 2002)等。但无论如何,中国 A 型花岗岩的原岩具有类似地幔的性质,不可能是上地壳岩石(Wei *et al.*, 2000),源区以新生的地幔组分为主,可能有少量再循环的古老地壳物质参与(Jahn *et al.*, 2000a 2000b, 2001)。

光头山碱性花岗岩的 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> 变化较大,而  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  初始比值变化相对较小(表 4)。这样的 Sr-Nd 同位素特点在其它碱性花岗岩中普遍存在,如福建魁岐(Martin *et al.*, 1994)、河北山海关(许保良等,1998)、新疆乌伦古河(Han *et al.*; 1997)、黑龙江碾子山(李培忠等,1994)、内蒙古巴尔哲(王一先等,1997)等。这种情况的产生可能与碱性花岗岩具有高 Rb 低 Sr(即高 Rb/Sr 比值)的特点有关(Wu *et al.*, 2002),因此在使用变化很大的 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> 限定碱性岩的岩浆源区时需要特别慎重,这样的 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> 不一定代表源区的同位素特征(Weis *et al.*, 1987)。在这种情况下,Nd 同位素特征对限定岩浆源区就起到至关重要的作用。

光头山碱性花岗岩的  $\epsilon_{\text{Nd}}(T = 220\text{Ma})$  值皆为负值,6 个样品的平均值为 -8.9(表 4)。产生这样的 Nd 同位素特征的岩浆源区可能有:1、地壳;2、壳幔混合作用;3、富集地幔。

因为光头山碱性花岗岩定位在华北前寒武纪基底变质岩系之中,所以首先可以排除岩浆起源于上地壳的可能性,而来自下地壳的可能性大增。华北下地壳是由太古代和早元古代角闪岩相-麻粒岩相变质岩系组成,它们在  $T = 130\text{Ma}$  时的  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  在 -30 ~ -40 之间(Jahn *et al.*, 1999),即使按照光头山碱性花岗岩的形成时代进行校正,在  $T = 220\text{Ma}$  时下地壳的  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  值会略有升高,但不会有很大变化,与光头山碱性花岗岩的  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  值存在显著偏差,表明至少下地壳不可能是岩浆唯一的来源。此外,近年在冀西北和承德一带确定了曾经是华北最下部地壳的前寒武纪高压麻粒岩地体,是具有大陆地幔特征的辉长岩,但未经过部分重熔(翟明国等,2002)。所以,前寒武纪高压麻粒岩地体作为岩浆的主要或唯一源区的可能性不大。

虽然岩浆不可能起源于下地壳,但下地壳物质却可以成



为使幔源岩浆在上升过程中受到混染的一个端员。在一个富集(下地壳)端员和一个亏损(地幔)端员发生混合的情况下,能够产生光头山碱性花岗岩的 Nd 同位素特征,但同样的同位素特征还可能由源区混合过程产生,或者是继承了富集地幔源区的特点。显然,仅仅根据光头山碱性花岗岩的 Nd 同位素资料还难于在这几种可能性中做出选择,但华北北缘早中生代幔源岩浆活动的产物会有助于对光头山碱性花岗岩的岩浆起源和演化过程提供有效约束。

在华北北部,矾山超镁铁岩-正长岩杂岩和一些煌斑岩可以作为早中生代幔源岩浆活动的代表。矾山杂岩体主要由辉石岩和正长岩组成,岩浆源自富集地幔,在约 240Ma 时,  $\epsilon_{Nd}(t)$  值为  $-5.4$  (牟保磊等, 2001)。大同煌斑岩  $\epsilon_{Nd}(t = 229\text{Ma})$  值为  $-5.8$  (邵济安等, 2003), 与矾山超镁铁岩-正长岩杂岩的 Nd 同位素特征基本一致。此外,华北北缘近东西向展布的上三叠纪碱性岩带的 Nd 同位素也具有富集地幔的特征(阎国翰等, 2000)。虽然光头山碱性花岗岩的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值低于矾山杂岩体和大同煌斑岩的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值,但却表明岩浆源区与华北岩石圈地幔可能具有内在的联系。

最近的研究表明,现今华北的下地壳是白垩纪岩石圈剧烈减薄期间( Menzies *et al.*, 1993; Griffin *et al.*, 1998)玄武质岩浆底侵作用的产物(樊祺诚等, 1998), 汉诺坝玄武岩中下地壳麻粒岩包体的锆石年龄在  $120 \sim 140\text{Ma}$  之间(樊祺诚等, 1998; Liu *et al.*, 2001)。显然,晚中生代形成的下地壳不可能成为早中生代岩浆的源区。但是,汉诺坝玄武岩中橄榄岩的 Re-Os 同位素研究却揭示,华北北缘的岩石圈地幔也不是太古代的,而是在  $1.85\text{Ga}$  左右岩石圈地幔置换作用的产物( Gao *et al.*, 2002), 并经历了晚中生代的强烈改造( Xu, 2001)。因此,  $1.85\text{Ga}$  形成的岩石圈地幔有可能参与了华北早中生代的岩浆活动。

华北东部的金伯利岩可以代表古生代岩石圈地幔(池际尚等, 1996)。按照金伯利岩形成时代约为  $460\text{Ma}$  (Dobbs *et al.*, 1994) 计算, 当时岩石圈地幔最低的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值为  $-6.7$  (池际尚等, 1996)。假设这个岩石圈地幔是在  $1.85\text{Ga}$  形成的( Gao *et al.*, 2002), 当时亏损地幔的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值为  $+5.9$ , 则可以求出岩石圈地幔的  $f_{Sm/Nd} = -0.36$ , 进而可以得到  $220\text{Ma}$  时岩石圈地幔最低的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值为  $-8.8$ , 与光头山碱性花岗岩的  $\epsilon_{Nd}(t)$  平均值  $-8.9$  没有明显差别。这进一步显示光头山碱性花岗岩的源区可能与  $1.85\text{Ga}$  形成的岩石圈地幔有关。

## 7.2 地壳混染

幔源岩浆在上升侵位过程中,可能会受到地壳物质的混染。作为最有可能的混染物质就是下地壳岩石,因为光头山碱性花岗岩是就位在华北基底变质岩系之中的。当然,还有另外一种可能性,就是混染发生在岩浆源区,与俯冲过程有关的流体和(或)拆沉的下地壳物质有关。

根据矾山杂岩体、大同煌斑岩和华北金伯利岩的 Nd 同位素特征,并假设在  $1.85\text{Ga}$  华北东西两部分碰撞造山过程中( Zhao *et al.*, 2000; Gao *et al.*, 2002), 与俯冲过程有关的流体和(或)拆沉的下地壳物质可能导致岩石圈地幔变得富

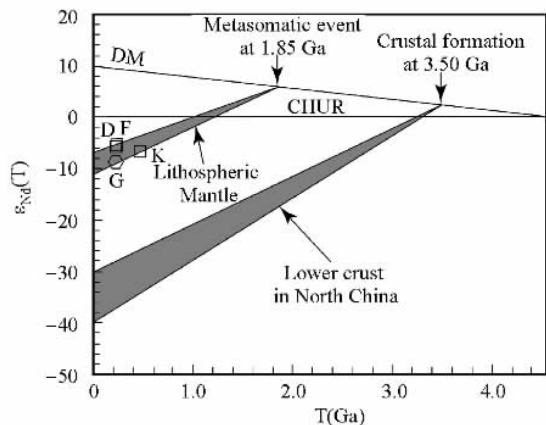


图9 光头山碱性花岗岩(G)在  $\epsilon_{Nd}(T) - T$  关系图中的位置。图中的华北下地壳范围引自 Jahn *et al.* (1999) 并假设其形成于  $3.5\text{Ga}$ 。岩石圈地幔范围由矾山超镁铁岩-正长岩(F, 牟保磊等, 2001), 大同煌斑岩(D, 邵济安等, 2003), 华北金伯利岩(K, 池际尚等, 1996) 限定并假设其演化开始于  $1.85\text{Ga}$  ( Gao *et al.*, 2002)。详细讨论见正文。

Fig. 9  $\epsilon_{Nd}(T) - T$  plot for G - the Guangtoushan alkaline granite, the lower crust of the North China craton ( Jahn *et al.*, 1999) with the assumption of crustal formation at  $3.5\text{Ga}$  and the lithospheric mantle defined by F - the Fanshan ultramafic-syenite complex ( Mu *et al.*, 2001), D - the Datong lamprophyre ( Shao *et al.*, 2003), and K - the Kimberlites from North China ( Chi *et al.*, 1996) and its evolution started from  $1.85\text{Ga}$  ( Gao *et al.*, 2002). See text for detailed discussions.

集。由此推算的  $220\text{Ma}$  时岩石圈地幔最低的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值和光头山碱性花岗岩的  $\epsilon_{Nd}(t)$  平均值基本相当, 并且大大高于华北的下地壳(图9)。这表明, 如果光头山碱性花岗岩起源于富集的岩石圈地幔, 岩浆受到下地壳物质混染的比例非常低, 基本可以忽略不计。然而, 富集的岩石圈地幔发生正常比例或较高比例的部分熔融, 将生成富集大离子亲石元素的镁铁质或超镁铁质岩浆, 前者如大同煌斑岩, 后者如矾山杂岩体中的超镁铁岩或金伯利岩等。由富集的岩石圈地幔部分熔融生成的岩浆再经过强烈的结晶分异和非常有限程度的地壳混染就可能形成了光头山碱性花岗岩。这可能是一种相对比较合理的解释。

## 7.3 分离结晶作用

一般情况下, 地幔部分熔融往往产生基性岩浆, 只有非常低度的部分熔融才有可能产生花岗质岩浆。幔源基性岩浆只有经历强烈分异之后, 才有可能演化为花岗质岩浆, 而且 A 型花岗岩往往出现在岩浆演化的晚期阶段。所以, 从幔源岩浆演化到 A 型花岗岩的过程中, 强烈的分离结晶是必不可少过程。在很大程度上, 正是由于强烈的分离结晶作用, 才导致了 A 型花岗岩有别于其它花岗岩的独特的地球化

学特征,如 Ba、Sr、P、Ti、Eu 等的显著亏损(图 3)。负 P 异常与磷灰石的分离有关,而负 Ti 异常则往往与富钛矿物(如钛铁矿或榍石等)的分离有关。但在光头山碱性花岗岩中,富钛矿物除钛铁矿外,还有 TiO<sub>2</sub> 含量在 9% 左右的钠铁非石(表 1)。虽然与钛铁矿或榍石相比,其 TiO<sub>2</sub> 含量并不高,如果大量的钠铁非石从岩浆中分离,也会对残余岩浆 Ti 含量产生很大的影响,加大负 Ti 异常。

一般认为负 Nb 异常是陆壳的特征之一(Brown *et al.*, 1984, Tarney and Weaver, 1987),但是,实验研究表明,玄武质和安山质岩浆在钛铁矿分离的情况下,也能够产生负 Nb 异常(Green, 1994)。所以,负 Nb 异常不一定是幔源岩浆或岩浆源区受到地壳物质混染的标志。光头山碱性花岗岩的负 Nb 异常可能既有源区受到地壳物质有限混染的原因,可能也有钛铁矿从岩浆中分离的贡献。

非常显著的负 Eu 异常需要斜长石极端分离才能产生,因为斜长石分离能够产生负 Sr 和 Eu 异常,同时也与碱性长石的分离结晶作用有关,而且残余岩浆中 Ba 含量显著降低与钾长石的分离结晶作用更为密切(Han *et al.*, 1997)。虽然 Ba 和 Sr 的正相关关系(图略)可能是角闪石、钾长石、斜长石和黑云母等矿物相分离结晶的综合结果,而且黑云母的分离结晶会严重影响到 K、Rb、Ba 等的含量,但这种影响在含碱性镁铁矿物的 A 型花岗岩中很难观察到,原因在于这类岩石含黑云母的情况并不常见。

A 型花岗岩的特征之一是 MgO 含量低,这可能是富 MgO 矿物(角闪石和辉石等)分离结晶的结果。在角闪石发生重要分离结晶的情况下,残余岩浆的重稀土元素部分将表现为下凹的样式(图 4),但重稀土元素分馏并不明显。因此,  $(Gd/Yb)_{cn} = 0.68 \sim 2.68$ , 变化范围相对轻稀土元素小得多。

轻稀土元素含量变化大且强烈分馏的原因可能与岩石中含有富集轻稀土元素的硅钛铈铁矿有关。样品 BT6 含硅钛铈铁矿最多,它的轻稀土元素不但含量最高,而且分馏最强烈,因而轻、重稀土元素的分馏也最大(图 10)。样品 BT12 不但轻稀土元素分馏最小,而且轻、重稀土元素分馏最弱,可能反映了该样品中硅钛铈铁矿的含量很低,已经不足以对稀土元素特征产生明显影响。所以,推测硅钛铈铁矿可能是从岩浆中分离的一个重要的副矿物相。此外,硅钛铈铁矿的分离对负 Ti 异常也有所贡献。

## 8 地质意义

从中生代开始,华北出现大规模构造岩浆活动,其深部背景是岩石圈剧烈减薄(Menzies *et al.*, 1993; Griffin *et al.*, 1998),新生下地壳形成(樊祺诚等, 1998, 2001),岩石圈地幔置换(翟明国等, 2002)。汉诺坝新生代玄武岩中麻粒岩包体的锆石年龄表明,幔源岩浆底侵作用形成的新生下地壳发生在 120~140Ma 期间(樊祺诚等, 1998, 2001; Liu *et al.*, 2001),而汉诺坝玄武岩中辉石岩包体也形成于这个时期(Xu, 2002)。

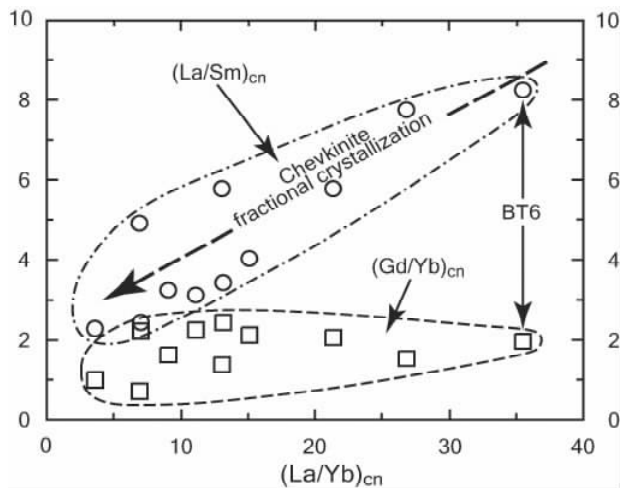


图 10 富含轻稀土元素的硅钛铈铁矿可能是一个重要的分离结晶相。残余岩浆中硅钛铈铁矿含量高,轻、重稀土元素分馏大(如 BT6),结晶分离的比例越大,残余岩浆的轻、重稀土元素分馏越小(如 BT13)

Fig. 10 Chevkinite as an important accessory mineral whose fractional crystallization would result in decreasing LREE concentration in the residual magma but would have insignificant effects on HREE concentration. Therefore, sample BT6 with the most abundant chevkinite shows the largest LREE vs. HREE fractionation and sample BT13 possibly with little chevkinite no apparent LREE vs. HREE fractionation.

显然,135Ma 前后是所有这些深部过程的鼎盛时期。

在元古代和古生代期间,华北构造岩浆活动微弱,表明岩石圈一直处于相对稳定的状态,而自中生代初期起,华北构造岩浆活动逐渐增强。如果 135Ma 前后华北大规模岩浆活动之时是岩石圈减薄已经达到最大程度之际,那么此前一定时间段内的岩浆活动,都有可能与岩石圈减薄从开始到鼎盛的过程有关,因为无论机械和(或)化学侵蚀(Xu, 2002)还是拆沉作用(Zhou *et al.*, 2002),岩石圈减薄都需要一定的时间才能完成。减薄是从岩石圈的某一部位开始,向外围逐渐扩大的过程。随着岩石圈减薄越来越强,减薄的范围会越来越大;而热的软流圈上涌,一方面因为降压而可能发生部分熔融,另外一方面必然导致岩石圈地幔升温,升温到一定程度时开始部分熔融。若有相当部分的岩石圈减薄了,并发生底侵作用,地温梯度进一步升高,地壳物质也会部分熔融,导致大规模岩浆活动。所以,岩石圈减薄过程中的岩浆活动既可能以幔源岩浆为主,也可能以壳源岩浆占主导地位,或者形成大量的壳幔混合源的岩浆。在岩浆源区上,往往是在岩石圈减薄的早期以岩石圈地幔来源的岩浆为主,后来以软流圈地幔来源的岩浆占主导地位(DePaolo and Daley, 2000; Riley *et al.*, 2003),在岩浆活动强度方面,应该是由弱渐强,达到高峰后再逐渐变弱。

目前的年代学资料显示,光头山碱性花岗岩是华北北缘唯一的早中生代 A 型花岗岩体。然而,在区域上,早中生代岩浆活动在华北北缘形成以富集地幔来源为主的燕辽-阴山

三叠纪碱性侵入岩带(阎国翰等,2000),光头山碱性花岗岩也产出在这条碱性侵入岩带之中。实际上,除碱性侵入岩之外,早中生代岩浆活动在华北北缘还形成了其它一些侵入岩体,Rb-Sr 等时线年龄、颗粒锆石 U-Pb 年龄和 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄在 198 ~ 236Ma 之间(王季亮等,1994; Lu *et al.*, 2003; Miao *et al.*, 2002; 罗镇宽等,2001,2003),闪长岩及其橄榄辉石岩等捕虏体的年龄在 220 ~ 230Ma 之间(邵济安等,2000)。这些都反映了当时的岩浆活动已经具有相当的规模和强度。所以,推测华北北缘早中生代岩浆活动可能就是华北中生代岩石圈减薄过程早期阶段的产物。如果是这样,那么,华北中生代岩石圈减薄过程实际上是从早中生代开始,在 135Ma 前后达到高峰的。

早中生代岩浆活动不仅仅局限于华北北缘。最新的研究表明,早中生代 A 型花岗岩在中国东北的东部地区呈带状广泛分布(Wu *et al.*, 2002),在内蒙古阿拉善北部(王廷印等,1998)和亚干变质核杂岩中(王涛等,2002; Wang *et al.*, 2004)均有出现,它们不但时代与光头山碱性花岗岩及华北北缘早中生代碱性侵入岩带基本一致,均具有后造山 A 型(即 A2 型)花岗岩的地球化学特征,而且它们的形成与岩石圈减薄有关(王廷印等,1998; Wu *et al.*, 2002; 王涛等,2002; Wang *et al.*, 2004)。在早中生代时期,古亚洲洋已经闭合,华北北缘和相邻的中亚造山带部分作为一个整体进入新的发展阶段。所以,岩石圈减薄不仅仅局限于中亚造山带内,在华北北缘相当大范围的岩石圈地幔可能也发生了相似的过程。如果初始的岩石圈减薄过程在中亚造山带内主要以后造山 A 型花岗岩为标志,那么在华北北缘的典型产物则以碱性岩为主,包括后造山碱性花岗岩和其它岩石类型。而无论是在中亚造山带内还是在华北北缘,与岩石圈减薄相关的早中生代侵入岩在一定范围内的带状分布,则表明了当时的岩石圈减薄并没有在更广大的区域内发生。只有到了侏罗纪-白垩纪,岩石圈减薄才在更大的区域内广泛发生,这期间形成的 A 型花岗岩不是带状产出,而是弥散状分布,如东北地区的早白垩世 A1 型花岗岩(Wu *et al.*, 2002),还有魁岐(Martin *et al.*, 1994)、山海关(许保良等,1998)、碾子山(李培忠等,1994)、巴尔哲(王一先等,1997)、崂山(赵广涛等,1997)、苏州(Chen *et al.*, 1993)等 A 型花岗岩。

最新的研究(Zhai *et al.*, 2004)限定,华北东部岩石圈减薄的高峰期开始于 150 ~ 140Ma, 结束于 110 ~ 100Ma。而汉诺坝玄武岩中各种下地壳包体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年结果显示,与华北克拉通中生代岩石圈减薄过程相对应的多期熔融事件主要发生在 180 ~ 80Ma 期间,下地壳包体中新生锆石还清楚地记录了 220Ma 左右的事件(Wilde *et al.*, 2003; Liu *et al.*, 2004),表明岩石圈减薄过程在 220Ma 时就已经开始。所以说,中生代华北岩石圈减薄在时间上是从早中生代就已经开始、在空间上是从华北北缘和相邻的中亚造山带开始向外逐渐扩展的深部过程,因而从该带向外,各地岩石圈减薄开始的事件可能有所差异。例如,在鲁西地区,初始的岩石圈减薄大致是从 180Ma 开始的(Xu *et al.*, 2004),明显晚于华北北缘。与此深部过程相对应的地表表现是,先在华北北缘和中亚造山带内一条规模很大的侵入岩带。而后,当岩

石圈减薄扩展到整个华北及邻区时,岩浆活动就逐渐达到了鼎盛时期。这可能就是中国东部广泛发育侏罗纪-白垩纪岩浆活动的深部原因所在。而在整个中国东部,初始的岩石圈减薄有可能是从几个区带开始的,华北北缘和相邻的中亚造山带只不过是其中之一。

光头山碱性花岗岩的形成不但可能与中生代华北岩石圈减薄过程有关,而且还是地壳垂向生长的具体表现,因为地幔组分对岩浆有非常重要的贡献。早中生代的光头山碱性花岗岩、矾山超镁铁岩-正长岩杂岩和大同煌斑岩以及源自富集地幔的其它碱性岩(阎国翰等,2000)的形成还表明,当时在华北北缘发生了地壳垂向生长。也就是说,在中亚造山带中发生的显生宙地壳生长(Han *et al.*; 1997; 韩宝福等,1998; Jahn *et al.*, 2000a 2000b, 2001; Wu *et al.*, 2000, 2003; Wang *et al.*, 2004),至少在华北北缘也有显著表现,而且在中亚造山带和华北北缘的广泛区域内,从北向南地壳生长的时间表现出由老变新的趋势。例如:在东准噶尔-大兴安岭一带,地壳生长主要发生在晚石炭世-二叠纪,而在华北北缘至中国东北东部地区,地壳生长主要发生在早中生代(Wu *et al.*, 2002)。地壳生长时间的这种变化趋势可能暗示着,华北北缘至中国东北东部地区的早中生代岩浆活动与古亚洲洋最终闭合过程可能存在着某种联系,尽管中国东部晚中生代岩石圈减薄可能与华北和华南的碰撞(Gao *et al.*, 1998)或与太平洋板块俯冲(Tatsumoto *et al.*, 1992)有关。然而,任何一种模式都难于解释空间上近东西向展布于中亚造山带和华北北缘、时间上发生在早中生代的岩浆活动。在早中生代,中亚造山带内构造体制从挤压向伸展转变,卷入亚干变质核杂岩中的糜棱状钾质花岗岩可以作为标志之一(锆石 U-Pb 年龄为  $228 \pm 7$ Ma,王涛等,2002),而在华北北缘的中-基性岩墙等(200 ~ 229Ma,邵济安等,2002)均是这种构造体制转化过程中的产物。也许是中亚造山带从挤压向伸展的构造体制转变过程中,开始发生了深部的壳幔相互作用,开始了岩石圈减薄。

## 9 结论

光头山碱性花岗岩是早中生代岩浆活动形成的 A 型花岗岩。岩浆既不是起源于前寒武纪下地壳,也不可能来自现今的华北下地壳,而是可能起源于富集的岩石圈地幔,并经历了强烈的结晶分异之后,才演化成碱性花岗岩。岩石圈地幔富集的原因可能是由于 1.8 ~ 1.9Ga 俯冲过程有关的流体和(或)拆沉的下地壳物质加入地幔,导致源区混染的所致。

光头山碱性花岗岩是华北北缘唯一的早中生代后造山 A 型花岗岩体,是早中生代以富集地幔来源为主的燕辽-阴山三叠纪碱性侵入岩带的重要组成部分。实际上,在这条碱性侵入岩带内,还发育有矾山超镁铁岩-正长岩杂岩和煌斑岩等其它类型的早中生代侵入岩体,反映了当时幔源岩浆活动已经具有相当的规模和强度。华北北缘早中生代侵入岩带可能与中国东北东部地区的早中生代后造山 A 型花岗岩带相连,向西可能延伸到阿拉善北部,其形成与岩石圈地幔减薄

从开始到鼎盛的过程有关,因而标志着华北北缘-中国东北部地区是中国东部中生代最早发生岩石圈地幔减薄的区带之一。在岩石圈开始减薄过程中,由于地幔物质的添加,导致了地壳垂向生长。

**致谢** 周新华研究员和吴福元教授细心审阅了全文,并提出了宝贵的批评和建议;与王涛教授和季建清博士的讨论,对作者启发很大。对他们的帮助表示衷心感谢。

## References

- Anderson JL, Morrison J. 1992. The role of anorogenic granites in the Proterozoic crustal development of North America. In: Condie KC (ed.). Proterozoic Crustal Evolution. Amsterdam: Elsevier, 263 - 299
- Bonin B, Grelou-Orsini C, Vialette Y. 1978. Age, origin and evolution of the anorogenic complex of Evisa (Corsica): A K-Li-Rb-Sr study. Contributions to Mineralogy and Petrology, 65: 425 - 432
- Brown GC, Thorpe RS, Webb PC. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. Journal of the Geological Society, London, 141: 413 - 426
- Bureau of Geological and Mineral Resources of Hebei Province. 1989. Regional Geology of Hebei Province, Beijing Municipality and Tianjin Municipality. Beijing: Geological Publishing House, 1 - 741 (in Chinese with English abstract)
- Chen JF, Foland KA, Liu YM. 1993. Precise  $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$  dating of the Suzhou composite granite. Acta Petrologica Sinica, 9: 77 - 85 (in Chinese with English abstract)
- Collins WJ, Beams SD, White AJR, Chappell BW. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. Contributions to Mineralogy and Petrology, 80: 189 - 200
- Creaser RA, Price RC, Wormald RJ. 1991. A-type granites revisited: Assessment of a residual-source model. Geology, 19: 163 - 166
- DePaolo DJ, Daley EE. 2000. Neodymium isotopes of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension. Chemical Geology, 169: 157 - 195
- DePaolo DJ, Wasserburg GJ. 1976. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Geophysical Research Letters, 3: 743 - 746
- Dickin AP, Halliday AN, Bowden P. 1991. A Pb, Sr and Nd isotope study of the basement and Mesozoic ring complexes of the Jos Plateau, Nigeria. Chemical Geology, 94: 23 - 32
- Dobbs PN, Duncan DJ, Hu S, Dhee SR, Brown MA, Smith CB, Allsopp HL. 1994. The Geology of the Mengyin kimberlites, Shandong, China. In: Meyer HOA, Leonardos OH. (eds.). Kimberlites, Related Rocks and Mantle Xenoliths, Proceedings of the 5<sup>th</sup> international kimberlite Conference, 1: Brasilia, Companhia de Pesquisa Recursos Minerais, 40 - 61
- Eby EN. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. Geology, 20: 641 - 644
- Fan QC, Sui JL, Liu RX, Zhou XH. 2001. Eclogite facies garnet-pyroxenolite xenolith in Hannuoba area: New evidence of magma underplating. Acta Petrologica Sinica, 17(1): 1 - 6 (in Chinese with English abstract)
- Fan QC, Liu RC, Li HM, Li N, Sui JL, Lin ZR. 1998. Zircon chronology and REE geochemistry of granulite xenolith at Hannuoba. China Science Bulletin, 43(18): 1510 - 1515
- Fan QC, Sui JL, Liu RX, Zhou XH. 2001. Eclogite facies garnet-pyroxenolite xenolith in Hannuoba area: New evidence of magma underplating. Acta Petrologica Sinica, 17(1): 1 - 6 (in Chinese with English abstract)
- Foland KA, Allen JC. 1991. Magma sources for Mesozoic anorogenic granites of the White Mountain magma series, New England, USA. Contributions to Mineralogy and Petrology, 109: 195 - 211
- Foland KA, Chen JF, Gilbert LA. 1988. Nd and Sr isotopic signatures of Mesozoic plutons in northeastern North America. Geology, 16: 684 - 687
- Gao S, Luo TC, Zhang BR, Zhang HF, Han YW, Zhao ZD, Hu YK. 1998. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in east China. Geochimica et Cosmochimica Acta, 62: 1959 - 1975
- Gao S, Rudnick RL, Carlson RW, McDonough WF, Liu YS. 2002. Re Os evidence for replacement of ancient mantle lithosphere beneath the North China craton. Earth and Planetary Science Letters, 198: 307 - 322
- Green TH. 1994. Experimental studies of trace-element partitioning applicable to igneous petrogenesis (Sedona 16 years later). Chemical Geology, 117: 1 - 36
- Griffin WL, Zhang AD, O'Reilly SY, Ryan CG. 1998. Phanerozoic evolution of the lithosphere beneath the Sino-Korean Craton. In: Flower M, Chung SL, Lo CH, et al. eds. Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia. American Geophysical Union, Geodynamics Series, 27: 107 - 126
- Guan H, Sun M, Wilde SA, Zhou XH, Zhai MG. 2002. SHRIMP U Pb zircon geochronology of the Fuping Complex: implications for formation and assembly of the North China Craton. Precambrian Research, 113: 1 - 18
- Han BF, He GQ, Wang SG, Hong DW. 1998. Postcollisional mantle-derived magmatism and vertical growth of the continental crust in North Xinjiang. Geological Review, 44(4): 397 - 406 (in Chinese with English abstract)
- Han BF, Wang SG, Hong DW. 1993. Age of Guangtoushan alkali granite, Pingquan, Hebei Province, China. Scientia Geologica Sinica, 28(2): 183 - 184 (in Chinese with English abstract)
- Han BF, Wang SG, Jahn BM, Hong DW, Kagami H, Sun YL. 1997. Depleted-mantle source for the Ulungur River A-type granites from North Xinjiang, China: geochemistry and Nd Sr isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth. Chemical Geology, 138: 135 - 159
- Han BF, Wang SG, Wang PY, Lai Y, Li XF, Hong DW. 1994. Aenigmatite from Guangtoushan alkali granite, Pingquan, Hebei Province, China. Scientia Geologica Sinica, 29(2): 159 - 164 (in Chinese with English abstract)
- Jahn BM, Griffin WL, Windley BF. 2000b. Continental growth in the Phanerozoic: evidence from Central Asia Special issue. Tectonophysics, 328: 1 - 227
- Jahn BM, Wu FY, Capdevila R, Martineau F, Zhao Z, Wang Y. 2001. Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: the Woduhe and Baerzhe granites from the Great Xing'an Mountains in NE China. Lithos, 59: 171 - 198
- Jahn BM, Wu FY, Chen B. 2000a. Granitoids of the Central Asian Orogenic Belt and continental growth in the Phanerozoic. Transaction of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 91: 181 - 193
- Jahn BM, Wu FY, Lo CH, Tsai CH. 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. Chemical Geology, 157: 119 - 146
- Kagami H, Iwata M, Sano S, Honma S. 1987. Sr and Nd isotopic compositions and Rb, Sr, Sm and Nd concentrations of standard samples. Technical Report of ISEI, Okayama University, Series B, No. 4, 1 - 16
- Kagami H, Yokose H, Honma H. 1989.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratios of GSJ rock reference samples: JB-1a, JA-1 and JG-1a. Geochemical. Journal, 23: 209 - 214
- Kerr A, Fryer BJ. 1993. Nd isotope evidence for crust-mantle interaction in the generation of A-type granitoid suites in Labrador, Canada. Chemical Geology, 104: 39 - 60
- Li HM, Dong CW, Xu XS, Zhou XM. 1995. The single grain zircon U-Pb ages of the Quanzhou gabbro - the origin of mafic magmatite in southeast Fujian Province. Chinese Science Bulletin, 40: 158 - 160

( in Chinese )

- Li JH, Qian XL, Huang XN, Liu SW. 2000. Tectonic framework of North China Block and its cratonization in early Precambrian. *Acta Petrologica Sinica*, 16( 1 ): 1 - 10 ( in Chinese with English abstract )
- Li PZ, Yu JS. 1994. Isotopic geochemistry of Nianzishan alkaline miarolite. In: Chen, HS ( ed. ). *Studies of Isotopic Geochemistry*. Hangzhou: Zhejiang University Press, 269 - 286 ( in Chinese )
- Liu YS, Gao S, Jin SY, Hu SH, Sun M, Zhao ZB, Feng JL. 2001. Geochemistry of lower crustal xenoliths from Neogene Hannuoba basalt, North China craton; implications for petrogenesis and lower crustal composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65: 2589 - 2604
- Liu YS, Yuan HL, Gao S, Hu ZC, Wang XC, Liu XM, Lin WL. 2004. Zircon U-Pb ages of olivine pyroxenite xenolith from Hannuoba: Link between the 97 - 158 Ma basaltic underplating and granulite-facies metamorphism. *Chinese Science Bulletin*, 49: 1055 - 1062
- Loiselle MC, Wones DR. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 11: 468
- Lu XP, Wu FY, Zhao CB, Zhang YB. 2003. Triassic U-Pb age for zircon from granites in the Tonghua area and its response to the Dabie-Sulu ultrahigh-pressure collisional orogenesis. *Chinese Science Bulletin*, 48( 15 ): 1616 - 1623
- Ludwig KR. 1995. Isoplot - a plotting and regression program for radiogenic-isotope data: U. S. Geological Survey, Open-file Report 91 - 445, 45 pp
- Luo ZK, Guan K, Qiu YS, Miao LC, Qiu YM, McNoughton NJ, Groves DI. 2001. Zircon SHRIMP U-Pb dating of albite dyke in Jinchangyu gold mine, Jidong area, Hebei, China. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 16( 4 ): 226 - 231 ( in Chinese with English abstract )
- Luo ZK, Miao LC, Guan K, Qiu YM, McNoughton NJ, Groves DI. 2003. SHRIMP U-Pb zircon dating of the Dushan granitic batholith and related granite-porphry dyke, eastern Hebei Province, China, and their geological significance. *Geochimica*, 32( 2 ): 173 - 180 ( in Chinese with English abstract )
- Martin H, Bonin B, Capdevila R, Jahn BM, Lameyre J, Wang Y. 1994. The Kuiqi peralkaline granitic complex ( SE China ): Petrology and geochemistry. *Journal of Petrology*, 35: 983 - 1005
- Menzies MA, Fan WM, 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 *et al.* ( eds. ). *Magmatic Processes and Plate Tectonics*. Geological Society Special Publication, 76: 71 - 81
- Mezger K, Krogstad EJ, Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: an evaluation. *Journal of Metamorphic Petrology*, 15: 127 - 140
- Miao LC, Qiu YM, McNaughton N, Luo ZK, Groves G, Zhai YS, Fan WM, Zhai MG, Guang K. 2002. SHRIMP U Pb zircon geochronology of granitoids from Dongping area, Hebei Province, China: constraints on tectonic evolution and geodynamic setting for gold metallogeny. *Ore Geology Reviews*, 19: 187 - 204
- Mu BL, Shao JA, Chu ZY, *et al.* 2001. Sm-Nd age and Sr, Nd Isotopic characteristics of the Fanshan potassic alkaline ultramafite-syenite complex in Hebei province. *Acta Petrologica Sinica*, 17( 3 ): 359 - 365 ( in Chinese with English abstract )
- Ogasawara M. 1991. Determination of Gallium by X-ray fluorescence spectrometry and Gallium concentration of some GSJ standards. *Geological Survey of Japan, Open-file Report*, 158: 1 - 15 ( in Japanese )
- Riley TR, Leat PT, Kelley SP, Millar IL, Thirlwall MF. 2003. Thinning of the Antarctic Peninsular lithosphere through the Mesozoic: evidence from Middle Jurassic basaltic lavas. *Lithos*, 67: 163 - 179
- Shao JA, Zhang LQ. 2002. Mesozoic dyke swarms in the north of North China. *Acta Petrologica Sinica*, 18( 3 ): 312 - 318 ( in Chinese with English abstract )
- Shao JA, Zhang RH, Han QJ, Zhang LQ, Qiao GS, Sang HQ. 2000. Geochronology of cumulate xenoliths and their host diorites from Harqin, eastern Nei Mongol. *Geochimica*, 29( 4 ): 331 - 336 ( in Chinese with English abstract )
- Shao JA, Zhang YB, Zhang LQ, Mu BL, Yang PY, Guo F. 2003. Early Mesozoic dike swarms of carbonatites and lamprophyres in Datong area. *Acta Petrologica Sinica*, 19( 1 ): 93 - 104 ( in Chinese with English abstract )
- Sun SS, McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J. ( eds. ), *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 42: 313 - 345
- Tarney J, Weaver BL. 1987. Geochemistry of the Scourian complex: petrogenesis and tectonic model. In: Park PG, Tarney J. ( eds. ), *Evolution of the Lewisian and Comparable Terrains*. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 27: 45 - 56
- Tatusumoto M, Basu AR, Huang W, Wang J, Xie G. 1992. Sr, Nd, and Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of eastern China: Enriched components EMI and EMII in subcontinental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 113: 107 - 128
- Turner SP, Foden JD, Morrison RS. 1992. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: An example from the Padthaway Ridge, South Australia. *Lithos*, 28: 151 - 179
- Wang JL, Li BZ, Zhou DX, Yao SC, Li ZY. 1994. Geological Characteristics of intermediate and acid intrusions of Hebei Province and their relations to mineralization. Beijing: Geological Publishing House, 1 - 213 ( in Chinese )
- Wang T, Zheng YD, Li TB, Gao YJ. 2004. Mesozoic granitic magmatism in extensional tectonics near the Mongolian border in China and their implications for crustal growth. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23: 715 - 729
- Wang T, Zheng YD, Liu SW, Li TB, Ma MB. 2002. Mylonitic potassic granitoids from the Yagan metamorphic complex on Sino-Mongolian border: a mark of transition from contractile to extensional tectonic regime. *Acta Petrologica Sinica*, 18: 177 - 186 ( in Chinese with English abstract )
- Wang TY, Gao JP, Wang JR. 1998. Magmatism of collisional and post-orogenic period in northern Alaxa region in Inner Mongolia. *Acta Geologica Sinica*, 72( 2 ): 126 - 137 ( in Chinese with English abstract )
- Wang YX, Zhao ZH. 1997. Geochemistry and origin of the Baerzhe REE-Nb-Be-Zr superlarge deposit. *Geochimica*, 26( 1 ): 24 - 35 ( in Chinese with English abstract )
- Wasserburg GJ, Jacobsen SB, DePaolo DJ, McCulloch MT, Wen T. 1981. Precise determinations of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45: 2311 - 2323
- Wei CS, Zheng YF, Zhao ZF. 2000. Hydrogen and oxygen isotope geochemistry of A-type granites in the continental margins of eastern China. *Tectonophysics*, 328: 205 - 227
- Weis D, Demaiffe D, Cauet S, Javoy M. 1987. Sr, Nd, O and H isotopic ratios in Ascension Island lavas and plutonic inclusions; cognetic origin. *Earth and Planetary Science Letters*, 82: 255 - 268
- Whalen JB, Currie KL, Chappell BW. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 407 - 419
- Wilde SA, Zhou XH, Nemchin AA, Sun M. 2003. Mesozoic crustal-mantle interaction beneath the North China craton: A consequence of the dispersal of Gondwanaland and accretion of Asia. *Geology*, 31: 817 - 820
- Wu FY, Ge WC, Sun DY, Guo CL. 2003. Discussions on the lithospheric thinning in eastern China. *Earth Science Frontiers*, 10( 3 ): 51 - 60
- Wu FY, Jahn BM, Wilde S, Sun DY. 2000. Phanerozoic crustal growth: U-Pb and Sr-Nd isotopic evidence from the granites in northeastern China. *Tectonophysics*, 328: 89 - 113
- Wu FY, Jahn BM, Wilde SA, Lo CH, Yui TF, Lin Q, Ge WC, Sun DY. 2003. Highly fractionated I-type granites in NE China ( II ): isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic. *Lithos*, 67: 191 - 204

- Wu FY, Sun DY. 1999. The Mesozoic magmatism and lithospheric thinning in eastern China. *Journal of Changchun University of Science and Technology*, 29(4): 313 - 318 (in Chinese with English abstract)
- Wu FY, Sun DY, Li HM, Jahn BM, Wilde S. 2002. A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Chemical Geology*, 187: 143 - 173
- Xu BL, Wang SG, Han BF, Yan GH, He ZF. 1998. A-type granites with the character of enrichment and loss with particular reference to both suites of the Yanshan, North China and Wlunguhe, Northwest China. *Universitatis Pekinensis, Acta Scientiarum Naturalium*. 34(2-3), 352 - 362 (in Chinese with English abstract)
- Xu YG. 2002. Evidence for crustal components in the mantle and constraints on crustal recycling mechanisms: pyroxenite xenoliths from Hannuoba, North China. *Chemical Geology*, 182: 301 - 322
- Xu YG, Huang XL, Ma JL, Wang YB, Iizuka Y, Xu JF, Wang Q, Wu XY. 2004. Crust-mantle interaction during the tectono-thermal reactivation of the North China Craton: constraints from SHRIMP zircon U Pb chronology and geochemistry of Mesozoic plutons from western Shandong. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147: 750 - 767
- Yan GH, Mu BL, XU BL, He GQ, Tan LK, Zhao H, He ZF, Zhang RH, Qiao GS. 1999. Triassic alkaline intrusives in the Yanliao-Yinshan area: their chronology, Sr, Nd and Pb isotopic characteristics and their implication. *Science in China Series D Earth Sciences*, 42(6): 582 - 587
- Yan J, Chen JF, Xie Z, Zhou TX. 2003. Mantle xenoliths from Late Cretaceous basalt in eastern Shandong Province: New constraint on the timing of lithospheric thinning in eastern China. *Chinese Science Bulletin*, 48(19): 2139 - 2144
- Zhai MG, Fan QC. 2002. Mesozoic replacement of bottom crust in North China Craton: anorogenic mantle-crust interaction. *Acta Petrologica Sinica*, 18(1): 1 - 8 (in Chinese with English abstract)
- Zhai MG, Zhu RX, Liu JM, Meng QR, Hou QL, Hu SB, Liu W, Li Z, Zhang HF, Zhang HF. 2004. Time range of Mesozoic tectonic regime inversion in eastern North China Block. *Science in China Series D Earth Sciences*, 47(2): 151 - 159
- Zhao GC, Cawood PA, Wilde SA, Sun M, Lu LZ. 2000. Metamorphism of basement rocks in the Central Zone of the North China Craton: implications for Paleoproterozoic tectonic evolution. *Precambrian Research*, 103(1-2): 55 - 88
- Zhao GT, Cao QC, Wang DZ, Li HM. 1997. Zircon U-Pb dating on the Laoshan granitoids and its significance. *Journal of Ocean University of Qingdao*, 27: 382 - 388 (in Chinese with English abstract)
- Zheng JP. 1999. Mesozoic-Cenozoic Mantle Replacement and Lithospheric Thinning beneath the eastern China. *Wuhan: China Geoscience University Press*, 94 - 442 (in Chinese with English abstract)
- Zhou LD, Wang YC. 1991. REE geochemistry and genetic model of Saima and Zhijingshan alkaline rock bodies. *Geochimica*, 20(3): 229 - 235 (in Chinese with English abstract)
- Zhou LD, Zhao ZH, Zhou GF. 1996. Isotopic chronology of some alkaline rock bodies in China. *Geochimica*, 25(2): 164 - 171 (in Chinese with English abstract)
- Zhou XH, Sun M, Zhang GH, Chen SH. 2002. Continental crust and lithospheric mantle interaction beneath North China: isotopic Evidence from granulite xenoliths in Hannuoba, Sino-Korean craton. *Lithos*, 62: 111 - 124
- 浆底侵作用的新证据. *岩石学报*, 17(1), 1 - 6
- 韩宝福, 何国琦, 王式洗, 洪大卫. 2001. 新疆北部后碰撞岩浆活动与地壳纵向生长. *地质论评*, 44(4): 396 - 406
- 韩宝福, 王式洗, 洪大卫. 1993. 河北平泉光头山碱性花岗岩体的形成时代. *地质科学*, 28(2): 183 - 185
- 韩宝福, 王式洗, 王佩琰, 赖勇, 李小凤, 洪大卫. 1994. 河北平泉光头山碱性花岗岩中的钠铁非石. *地质科学*, 29(2): 159 - 164
- 河北省地质矿产局. 1989. 河北省北京市天津市区域地质志. 北京: 地质出版社, 1 - 741
- 李惠民, 董传万, 徐夕生, 周新民. 1995. 泉州辉长岩中单颗粒锆石 U-Pb 法定年. *科学通报*, 40: 158 - 160
- 李江海, 钱祥麟, 黄雄南, 刘树文. 2000. 华北陆块基底构造格局及早期大陆克拉通化过程. *岩石学报*, 16(1): 11 - 10
- 李培忠, 于津生. 1994. 碾子山晶洞碱性花岗岩同位素地球化学. 见: 陈好寿. 同位素地球化学. 杭州: 浙江大学出版社, 269 - 286
- 罗镇宽, 苗来成, 关康, Qiu YM, McNoughton NJ, Groves DI. 2003. 冀东都山花岗岩基及相关花岗斑岩脉 SHRIMP 锆石 U-Pb 法定年及其意义. *地球化学*, 32(2): 173 - 180
- 罗镇宽, 关康, 袁有守, Qiu YM, McNoughton NJ, Groves DI. 2001. 冀东金厂峪金矿区钠长斑岩及青山口花岗岩体 SHRIMP 锆石 U-Pb 法定年及其意义. *地质找矿论丛*, 16(4): 226 - 231
- 牟保磊, 邵济安, 储著银, 阎国翰, 乔广生. 2001. 河北矾山钾质超镁铁岩-正长岩杂岩体的 Sm-Nd 年龄和 Sr, Nd, Pb 同位素特征. *岩石学报*, 17(3): 358 - 365
- 邵济安, 张履桥. 2002. 华北北部中生代岩墙群. *岩石学报*, 18(3): 312 - 318
- 邵济安, 张任祜, 韩庆军, 张履桥, 乔广生, 桑海清. 2000. 内蒙古喀喇沁堆晶岩捕房体和寄主闪长岩的同位素年龄. *地球化学*, 29(4): 331 - 336
- 邵济安, 张永北, 张履桥, 牟保磊, 王佩瑛, 郭峰. 2003. 大同地区早中生代煌斑岩-碳酸岩岩墙群. *岩石学报*, 19(1): 93 - 104
- 王季亮, 李丙泽, 周德星, 姚士臣, 李枝荫. 1994. 河北省中酸性岩体地质特征及其与成矿关系. 北京: 地质出版社, 1 - 213
- 王涛, 郑亚东, 刘树文, 李天斌, 马铭波. 2002. 中蒙边界亚干变质核杂岩糜棱状钾质花岗岩——晚古生代-早中生代收缩与伸展构造体制的转换标志. *岩石学报*, 18(2): 177 - 186
- 王廷印, 高军平, 王金荣, 吴家弘. 1998. 内蒙阿拉善北部地区碰撞期和后造山期岩浆作用. *地质学报*, 72(2): 126 - 137
- 王一先, 赵振华. 1997. 巴尔哲超大型稀土铋铍铅矿床地球化学和成因. *地球化学*, 26(1): 24 - 35
- 吴福元, 葛文春, 孙德有, 郭春丽. 2003. 中国东部岩石圈减薄研究中的几个问题. *地学前缘*, 10(3): 51 - 60
- 吴福元, 孙德友. 1999. 中国东部中生代岩浆作用与岩石圈减薄. *长春科技大学学报*, 29(4): 313 - 318
- 许保良, 王式洗, 韩宝福, 阎国翰, 何中甫. 1998. 富集性和亏损性 A 型花岗岩(以华北燕山和新疆乌伦古河地区岩石为例). *北京大学学报(自然科学版)*, 34(2-3): 352 - 362
- 阎国翰, 牟保磊, 许保良, 何国琦, 谭林坤, 赵晖, 何中甫, 张任祜, 乔广生. 2000. 燕辽-阴山三叠纪碱性侵入岩年代学和 Sr, Nd, Pb 同位素特征及其意义. *中国科学(D辑)*, 30(4): 282 - 387
- 翟明国, 樊祺诚. 2002. 华北克拉通中生代下地壳置换: 非造山过程的壳幔交换. *岩石学报*, 18(1), 1 - 8
- 赵广涛, 曹钦臣, 王德滋, 李惠民. 1997. 崂山花岗岩锆石 U-Pb 年龄测定及其意义. *青岛海洋大学学报*, 27: 382 - 388
- 郑建平. 1999. 中国东部地幔置换作用与中生代岩石圈减薄. 武汉: 中国地质大学出版社, 94 - 112
- 周玲棣, 王扬传. 1991. 赛马和紫金山碱性杂岩体稀土元素地球化学及成因模式. *地球化学*, 20(3): 229 - 235
- 周玲棣, 赵振华, 周国富. 1996. 我国一些碱性岩的同位素年代学研究. *地球化学*, 25(2): 164 - 171

#### 附中文参考文献

- 池际尚, 路凤香等著. 1996. 华北地台金伯利岩及古生代岩石圈地幔特征. 北京: 科学出版社, 1 - 292
- 樊祺诚, 刘若新, 李惠民, 李霓, 隋建立, 林卓然. 1998. 汉诺坝捕房体麻粒岩锆石年代学与稀土元素地球化学. *科学通报*, 43: 133 - 137
- 樊祺诚, 隋建立, 刘若新, 周新华. 2001. 汉诺坝榴辉岩相辉石岩-岩