

# 满洲里 - 额尔古纳地区岩浆作用 及其大地构造意义

吕志成<sup>1,2</sup>, 段国正<sup>2</sup>, 郝立波<sup>2</sup>, 李殿超<sup>2</sup>, 魏存第<sup>2</sup>

(1 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学开放实验室, 贵州 贵阳 550002)

(2 长春科技大学, 黑龙江 长春 130026)

**【摘要】** 对满洲里 - 额尔古纳地区不同时代岩浆岩的地质、地球化学特征进行了初步研究。研究表明晚元古代花岗岩具 S 型花岗岩或地壳改造型花岗岩特征, 形成于同碰撞造山环境。加里东早期花岗岩具 I 型、科迪勒拉 I 型或 ACG 特征, 代表活动大陆边缘构造属性, 加里东晚期花岗岩具 S 型或地壳改造型特征, 代表陆陆碰撞造山环境, 加里东期花岗岩记录了多宝山 - 牙克石 - 伊尔施陆间洋壳消减和闭合的过程。海西晚期花岗岩属富碱低钙钙碱性岩石, 具 S 型花岗岩或 CPG, KCG 花岗岩特征, 形成于碰撞后构造环境。中生代早期岩浆岩形成于蒙古 - 鄂霍茨克残余洋“剪刀式”闭合所造成的张性似裂谷环境, 中生代晚期岩浆岩形成于挤压环境。

**【关键词】** 花岗岩; 地球化学; 构造环境; 满洲里 - 额尔古纳地区

中图分类号: P588. 11<sup>+</sup> 5, P313 文献标识码 A

文章编号: 1001- 6872(2001)01- 0077- 85

满洲里 - 额尔古纳地区系指中蒙、中俄边界与得尔布干河断裂之间的满洲里地区和额尔古纳地区。由于该区及邻区完好地保存了中亚大陆的形成及演化历史及其近年来许多大型、超大型多金属矿床的相继发现, 如何正确认识该区的形成及其演化历史, 重塑其构造演化的动力学过程具有重要的理论和实际意义。

在槽台多旋回理论的指导下, 对该区提出了以下的认识观点: (1) 华力西褶皱带; (2) 兴凯褶皱带; (3) 加里东褶皱带等<sup>[1,2]</sup>。近年来, 研究工作取得了突破性的进展。罗毅等测得八大关地区云母片岩 Sm-Nd

同位素年龄为  $864.1 \text{ Ma} \pm 62 \text{ Ma}$ , 二道梁混合花岗岩 Sm-Nd 等时线年龄为  $997.6 \text{ Ma} \pm 37.2 \text{ Ma}$ , 并在加里东和海西期花岗岩中分别发现了 2 700 Ma 和 2 450 Ma 的老锆石存在, 为确定本区基底性质和时代提供了依据<sup>[3]</sup>。1996 年内蒙古地矿厅开展了一系列地层对比和解释工作, 重新厘定了额尔古纳河群和佳疙瘩群的真正地层单位<sup>[4]</sup>。张贻侠等提出了“黑龙江板块群”的概念<sup>[5]</sup>。对于该区的地质演化许多学者提出了不同的看法<sup>[2,6,7]</sup>。学者们之所以对该区归属及演化历史持不同见解, 其主要原因是至今未找到板块碰撞后残留的确切的蛇绿岩套证

收稿日期: 2000- 09- 29 改回日期: 2000- 11- 17

基金项目: 原地矿部定向基金项目 (地科定: 95- 01) 和国家攀登计划预选项目 (95 预 - 39)

作者简介: 吕志成 男 34 岁 博士 副教授 地球化学专业 研究方向: 矿床地球化学、岩石地球化学

据,由于远古时期的洋壳残余保存下来极其困难,因此,要正确重塑该区的演化历史必须以其自身的构造-岩浆演化特征为基础,同时结合邻区的构造演化,以期得出较为准确的结论。本文在前人研究工作的基础上,对该区不同时代岩浆岩的地质、地球化学特征进行了较为系统的研究,在此基础上,探讨了本区构造演化。

## 1 区域地质概况

本区前寒武纪地层主要为下元古界兴华渡口群、青白口系佳疙瘩组和震旦系额尔古纳河组,古生代地层为下奥陶统乌宾敖包组、上志留统卧都河组及下石炭统红水泉子组、莫尔根河组和上石炭统新伊根河组。区内岩浆活动频繁,依次形成晚元古代片麻状花岗岩类、加里东期花岗岩类、海西晚期花岗岩类及中生代火山-岩浆建造,岩浆岩出露面积约占全区面积的90%左右。区内构造主要以北东向和北西向的断裂构造为主,褶皱轻微。

## 2 不同时代岩浆岩的地质地球化学特征及构造背景

### 2.1 晚元古代片麻状花岗岩类

2.1.1 晚元古代片麻状花岗岩类的地质特征 分布于三道梁等地,岩石类型为片麻状黑云二长花岗岩、钾长花岗岩。岩石变形强烈,片麻理发育,岩体呈小穹窿状产于前寒武纪变质岩中或呈残留体出露于加里东期巨斑状黑云母花岗岩中。岩体中常见到未被完全交代的前寒武纪变质岩的残留体,二者呈过渡接触关系,反映了深熔花岗岩的产状特征。Sm-Nd等时线年龄为  $997.6 \text{ Ma} \pm 37.2 \text{ Ma}$ <sup>[3]</sup>,形成时代为晚元古代。

2.1.2 地球化学特征 晚元古代片麻状花岗岩<sup>[8]</sup> ( $n=7$ )  $w(\text{SiO}_2)$  在 68.42% ~ 73.18% 之间,平均值为 70.88%,  $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  为 4.81% ~ 8.83%,平均值为 7.99%,且  $w(\text{K}_2\text{O}) > w(\text{Na}_2\text{O})$ ,  $\sigma$  为 0.82~2.97,平均值为 2.36,显示出钙碱质和弱碱质的特征。A/NKC 为 0.91~2.65,平均值为 1.30,显示出饱铝-过铝特征。微量元素的质量分数(表1)与中国花岗岩<sup>[9]</sup>相比, LILE、HFSE 和铁族元素较富集与西南欧海西褶皱带同碰撞花岗岩<sup>[10]</sup>相比, LILE 相当, HFSE 略富集。与 LILE 相比, HFSE 略亏损。在皮氏图解中(图1), K, Rb, Th 富集; Zr, Sm, Y, Yb 亏损; Ba, Nb, Ta 相对亏损, 配分曲线具有造山

同碰撞花岗岩的特点。

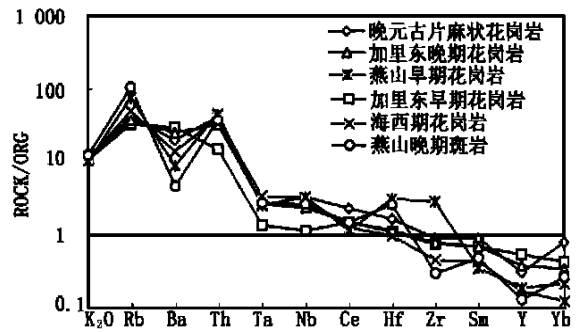


图1 不同时代花岗岩微量元素蛛网图

Fig. 1 MORB-normalized trace elements spider diagram of granitoids

片麻状花岗岩稀土总量<sup>[8]</sup>为  $285.9 \times 10^6$  和  $165 \times 10^6$ , 平均值为  $225 \times 10^6$ , LHREE/HREE 为 10.66 和 4.68, 反映了轻重稀土元素存在着一定程度的分馏。  $\delta\text{Eu}$  分别为 0.43 和 0.75, 具有中等至弱的钕亏损。在稀土元素球粒陨石标准化图解中(图2)呈左高右低陡倾斜型, 略具“V”字形, 与华南陆壳改造型花岗岩<sup>[11]</sup>分布模式较为接近。

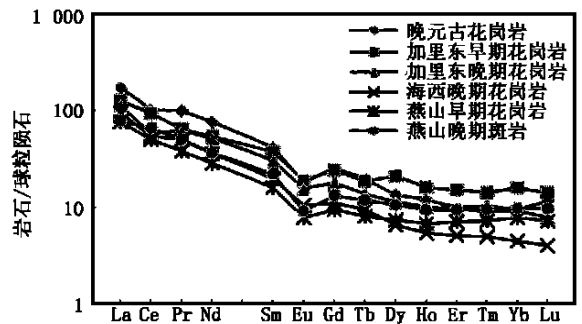


图2 不同时代花岗岩稀土元素模式图

Fig. 2 Chondrite-normalized REE pattern for granitoids

2.1.3 成因类型及构造环境浅析 晚元古代片麻状二长花岗岩-钾长花岗岩岩石化学成分显示出  $\text{CaO}$  低、 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  比值高的特点,  $\text{A}/\text{NKC} > 1.1$ , 标准矿物计算中出现刚玉和钛铁矿, 其中刚玉含量大多大于 1%,  $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$  值较低。初始锶比值为 0.724 0。稀土元素总量较高, 轻重稀土分馏较强, 具中等-弱的负钕异常, 在 ACF 图解中(图3), 片麻状花岗岩投点均落于 S 型花岗岩<sup>[12,13]</sup> 区, 其特征与 S 型花岗岩或地壳改造型花岗岩<sup>[11]</sup> 相似, 与产于大陆岩石圈会聚作用所导致的地壳加厚区, 即造山环境含堇青石过铝花岗岩(CPG)或高钾低钙钙碱性花岗岩(KCG)<sup>[14]</sup> 相类似。在  $\text{R}_1$ - $\text{R}_2$  图解中投点基本落于造山深熔花岗岩区<sup>[8]</sup>。

上述特征表明, 本区片麻状花岗岩属于同造山

期深熔型花岗岩,其形成过程如下:晚元古代额尔古纳 - 兴安地块与佳木斯地块碰撞拼合成一个克拉通陆块(即黑龙江板块)过程中,发生了区域变质作用,在变形变质作用过程中地壳物质发生变形 深熔作

用,局部地段可形成深熔型岩浆,岩浆经深熔 - 分凝作用后,形成了本区片麻状花岗岩类 因此,它是微板块陆 - 陆碰撞 造山构造环境下地壳物质经深熔 - 分凝作用形成的。

表 1 不同时代岩浆岩微量元素分析结果

Table 1 The trace element [in  $\times 10^{-6}$ ] composition of magmatite in different period[in Au, Ag  $\times 10^{-9}$ ]

时代	样品数	Rb	Li	Cs	Sr	Ba	Be	Cu	Pb	Zn	Au	Ag	Mo	Sc	Ti	V	Mn	
Pt <sub>3</sub>	3	166.18	3.75		245.95	995.48		5.34	40.71	62.58	0.53	51.00	5.45	13.31	4 182.67	58.74	701.00	
$\gamma_3$	14	150.82	47.75		545.30	1 251.20		3.87	28.56	51.55	0.70	46.43	4.28	8.58	3 125.00	35.80	723.93	
$\gamma_4^3$	25	199.98	19.83		131.52	693.94		7.97	27.28	23.58	0.97	42.97	2.47	3.55	1 053.33	15.21	406.00	
J <sub>2</sub>	10	130.37	24.62	8.45	674.43	784.36	5.90	67.52	97.91	619.28	1.20	463.73	3.32	10.77	5 153.57	140.06	5 272.60	
J <sub>2</sub>	5	63.67	32.88	4.36	1 259.60	606.11	2.30	19.75	26.01	137.49	0.97	24.84	1.42	15.61	10 044.30	208.77	1 051.80	
J <sub>2</sub>	11	262.74	34.44	3.72	205.59	740.71	3.50	5.37	33.71	65.80	0.62	67.27	1.74	7.73	3 665.50	45.20	690.18	
$\gamma_5^2$	64	165.47	25.11		165.15	560.56		46.54	28.18	39.08	0.97	140.00	4.70	5.14	1 432.10	24.72	552.80	
$\gamma_5^3$	8	435.96	2.00		190.56	236.50		30.24	24.25	59.41	1.65	50.00	1.53	7.08	281.00	10.11	396.30	
Cr																		
Cd		0.56	4.45	33.21	2.40	309.88	14.83	20.98				32.21	56.61	53.15	3.68			
W		1.09	3.20	23.66	1.88	270.57	10.37	19.59				25.46	87.82	32.38	3.72			
Sn		7.80	1.57	4.55	31.12	2.41	154.65	8.78	18.37		31.76	34.00	33.49	10.11	1.55			
Nb		114.00	0.09	1.41	4.40	18.95	3.73	275.48	7.39	26.26	0.74	1.55	63.20	12.03	52.35	438.55	31.46	1.07
Ta		122.50	0.54	0.96	2.90	25.22	2.83	282.68	10.05	25.04	0.50	1.26	0.54	7.03	48.78	25.72	4.27	0.46
Zr		9.65	0.05	2.08	2.70	19.98	3.71	269.55	9.49	12.76	0.32	1.61	3.74	20.74	55.23	28.22	4.32	0.69
Hf		5.90	6.45	6.45	32.98	1.80	131.80	28.00	15.53				3.57	35.26	30.81	7.88	0.55	363.10
Ga		8.00	2.30	3.50	26.47	1.93	102.26	23.28	22.51			29.41	4.26	39.57	16.96			

岩性说明: Pt<sub>3</sub>.片麻状花岗岩类;  $\gamma_4^3$ ,  $\gamma_5^2$ .花岗岩类; J<sub>2</sub>.安山岩类; J<sub>2</sub><sup>\*</sup>.玄武岩类; J<sub>2</sub>.流纹岩类; J<sub>3</sub><sup>\*</sup>.斑岩类

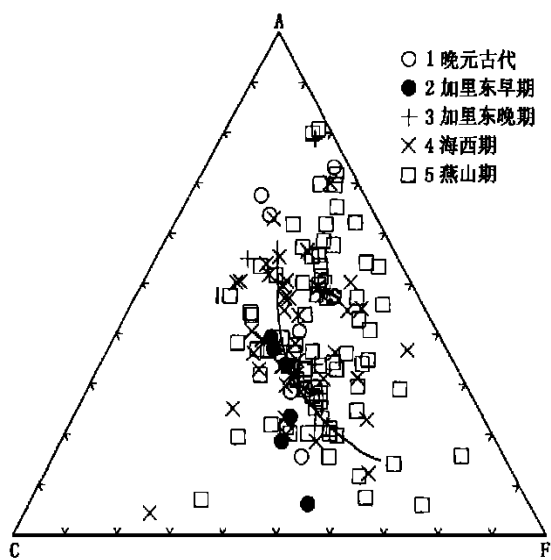


图 3 花岗岩类 ACF 图解 [10, 11]  
Fig. 3 ACF diagram of the granitoids

## 2.2 加里东期花岗岩类

2.2.1 加里东期花岗岩类的地质特征 加里东早期闪长岩 花岗闪长岩: 岩体规模小,仅在七卡、八卡、瓜地沟一带呈岩株状产出。岩体片麻理发育,岩石类型为石英闪长岩、黑云母花岗闪长岩等。九卡石咀山石英闪长岩岩体 K-Ar 法年龄为 479.49 Ma ± 14.02 Ma<sup>[1]</sup>,考虑其变质程度较高, K-Ar 年龄偏低,因此该类岩体形成时代为加里东早期

加里东晚期巨斑片麻状花岗岩: 主要分布于恩和、三道梁、二道梁和吉拉林一八间房一带,呈岩株

或岩基产出,岩石类型为片麻状黑云母二长花岗岩和巨斑片麻状黑云母二长花岗岩。岩体中常见佳疙瘩组变质岩的残留体或晚元古代花岗岩片麻岩的残留体。该期岩体锆石 U-Pb 一致年龄为 438 Ma ± 57 Ma 和 383 Ma<sup>[3]</sup>,全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 442.47 Ma<sup>[3]</sup>,时代属于加里东晚期

2.2.2 地球化学特征 加里东早期闪长岩 花岗闪长岩: 石咀山石英闪长岩<sup>[8]</sup>(n= 2)成分 w(SiO<sub>2</sub>)平均值为 54.8%, w(Na<sub>2</sub>O+ K<sub>2</sub>O)均值为 8.9%, w(K<sub>2</sub>O) < w(Na<sub>2</sub>O), AR 为 2.23~ 2.39,平均值为 2.31, A/NKC 为 0.52~ 0.77,平均值为 0.65。水磨岛片麻状花岗闪长岩<sup>[8]</sup>(n= 2)w(SiO<sub>2</sub>)为 60.8%, w(Na<sub>2</sub>O+ K<sub>2</sub>O)为 10.12%, Na<sub>2</sub>O 和 K<sub>2</sub>O 含量近相等, AR 为 2.75, A/NKC 为 0.89。七卡片麻状黑云母二长花岗岩<sup>[8]</sup>(n= 2)w(SiO<sub>2</sub>)平均值为 67.4%, w(Na<sub>2</sub>O+ K<sub>2</sub>O)均值为 7.8%, Na<sub>2</sub>O 与 K<sub>2</sub>O 相近,  $\sigma$  变化于 2.42~ 2.57,平均值为 2.50, A/NKC 为 1.03~ 1.07,平均值为 1.05

加里东晚期片麻状花岗岩类: 吉拉林片麻状二长花岗岩<sup>[8]</sup>(n= 3)w(SiO<sub>2</sub>)为 68.6%~ 70.75%, 平均值为 69.31%, w(Na<sub>2</sub>O+ K<sub>2</sub>O)为 5.42~ 6.76%, 平均值为 6.13%,  $\sigma$  变化于 1.08~ 1.79,平均值为 1.44, A/NKC 为 1.03~ 2.19,平均值为 1.45。三道梁片麻状黑云母二长花岗岩<sup>[8]</sup>(n= 2)w(SiO<sub>2</sub>)变化于 67.40~ 76.20% 之间,平均值为 71.80%, w(Na<sub>2</sub>O+ K<sub>2</sub>O)变化于 8.76%~ 9.77%, 平均值为

9.26%, 且  $w(\text{Na}_2\text{O}) < w(\text{K}_2\text{O})$ ,  $\sigma$  变化于 2.88~3.14, 平均值为 3.01,  $A/NKC$  为 0.83~0.94, 平均值为 0.88。恩和村巨斑状黑云母二长花岗岩 [8] ( $n=2$ )  $w(\text{SiO}_2)$  在 67.32%~75.30% 之间, 平均值为 71.31%,  $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  为 8.15%~8.46%, 平均值为 8.31%, 且  $w(\text{K}_2\text{O}) > w(\text{Na}_2\text{O})$ ,  $\sigma$  变化于 2.22~2.73, 平均值为 2.47,  $A/NKC$  为 1.10~1.22, 平均值为 1.16。

加里东早期闪长岩-花岗闪长岩  $\text{Na}/\text{K}$  比值多大于 1.4, 晚期片麻状二长花岗岩  $\text{Na}/\text{K}$  多数小于 1.4, 显示早期富 Na 晚期富 K 的成份特点。

加里东早期花岗岩类 Rb, Sr, Ba, K 较为富集, Ce, Hf, Zr, Sm, Y, Yb 较为亏损, 具有大陆弧花岗岩元素的质量分数特征。在皮氏图中 (图 1) 具 Ta, Nb 谷, 其分布模式具有大陆弧花岗岩的特征。

加里东晚期花岗岩类 K, Rb, Th 较为富集, Hf, Zr, Sm, Y, Yb 明显低于洋中脊花岗岩, 在皮氏图中 (图 1) 具 Ba, Nb 和 Ta 谷, 其分布型式具有碰撞型花岗岩的特点。

加里东早期七卡片麻状花岗闪长岩稀土元素 [8] 总量为  $183.49 \times 10^{-6}$ ,  $\text{LREE}/\text{HREE} = 6.94$ , 轻稀土富集。在稀土元素球粒陨石标准化图解中 (图 2), 曲线具明显的左高右低缓倾型式, 略具“V”字形。加里东晚期巨斑片麻状二长花岗岩稀土元素 [8] 总量为 ( $n=4$ )  $84.3 \times 10^{-6} \sim 210.53 \times 10^{-6}$ , 平均值为  $156.89 \times 10^{-6}$ ,  $\text{LREE}/\text{HREE}$  为 3.77~15.38, 平均值为 10.86, 反映了轻重稀土具有较强的分馏特征。 $\delta\text{Eu}$  变化于 0.43~0.95, 具有中等-较弱的负铕异常。在稀土元素球粒陨石标准化图中 (图 2), 曲线具典型左倾斜特征, 略具“V”字型, 与华南陆壳改造型花岗岩相类似。

2.2.3 成因类型及其构造环境浅析 加里东早期闪长岩-花岗闪长岩岩体主要呈岩株状沿额尔古纳河断裂产出, 其产状特征明显地受控于额尔古纳河断裂。岩石化学特征表明, 该期岩体为低铝钙碱性岩石系列,  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  变化于 0.8~1.1 之间; 石咀山岩体  $w(\text{Cr}) = 300 \times 10^{-6}$ , 九卡东岩体  $w(\text{Cr}) = 38 \times 10^{-6}$ ,  $\text{Ni} = 20 \times 10^{-6}$ , 水磨岛岩体、七卡岩体  $\text{Ni}$  的平均质量分数均大于  $1 \times 10^{-6}$ , 七卡岩体、水磨岩体  $\text{Rb}/\text{Sr}$  比值均小于 1, 以上特征与华南过渡性地壳同熔型花岗岩 [11] 相类似。在 ACF 图解中 (图 3), 投点于 I 型区, 相当于 I 型花岗岩或科迪勒拉 I 型花岗岩 [15], 与产于活动大陆边缘或大陆弧的含角闪石高钙低钾花岗岩 (ACG) [14] 相类似。

加里东晚期片麻状二长花岗岩为饱铝碱性系列

岩石,  $w(\text{K}_2\text{O}) > w(\text{Na}_2\text{O})$ , CaO 明显偏低; 微量元素  $\text{Ni}$  的质量分数较低, 稀土元素总量较高, 轻重稀土分馏性较强, 具中等-弱的负铕异常,  $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr}) = 0.72138$ , 在 ACF 图解 (图 3), 所有点均投于 S 型花岗岩区, 其特征与华南陆壳改造型花岗岩 [11] 或 S 型花岗岩相似。在微量元素构造环境判别图解中 (图 4), 加里东晚期花岗岩类投影点位于同碰撞花岗岩区和岛弧花岗岩区, 与产于大陆岩石圈会聚作用所导致的地壳加厚区, 即造山环境的 CPG 或 KCG [14] 相类似。

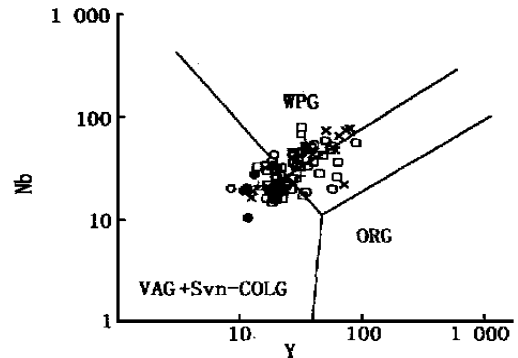


图 4 Nb-Y 图解 [15, 16] (图例同图 3)

Fig. 4 Nb-Y discriminant diagrams

综上所述, 本区加里东早期闪长岩-花岗闪长岩形成于黑龙江板块群裂解形成多宝山-牙克石-伊尔施陆间洋后的活动大陆边缘或大陆弧的弧后拉张环境, 是下地壳或上地幔物质部分熔融形成的“同熔型”花岗岩。加里东晚期, 多宝山-牙克石-伊尔施陆间洋开始关闭, 引起地壳物质部分熔融, 形成加里东中晚期片麻状花岗岩类, 它是属于造山期的同碰撞花岗岩, 在加里东中晚期花岗岩中发现的 2450 Ma 的老锆石 [3] 存在亦说明了它的壳源成因。

2.3 海西晚期二长花岗岩-钾长花岗岩-碱长花岗岩

2.3.1 海西晚期二长花岗岩-钾长花岗岩-碱长花岗岩的地质特征 该期岩体规模较大, 多呈岩基产出, 呈北东向展布, 主要岩石类型为黑云母二长花岗岩、钾长花岗岩和碱长花岗岩。岩体钾氩法年龄为  $244.47 \text{ Ma} \pm 5.77 \text{ Ma}$  (黑云母),  $206.3 \text{ Ma}$  (黑云母),  $271.2 \text{ Ma}$  (黑云母) 和  $255.38 \text{ Ma} \pm 5.78 \text{ Ma}$  (黑云母) [11],  $\text{Rb}-\text{Sr}$  等时线法年龄为  $230.74 \text{ Ma} \pm 4.5 \text{ Ma}$  [3]。

2.3.2 地球化学特征 海西晚期二长花岗岩类 [8] ( $n=24$ )  $w(\text{SiO}_2)$  为 66.61%~76.24%, 平均值为 71.94%,  $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  为 7.11%~10.87%, 平均值为 8.29%, 且以  $w(\text{K}_2\text{O}) > w(\text{Na}_2\text{O})$  为主,  $\sigma$  为 1.70~4.57, 平均值为 2.42, 为钙碱性岩石系列, 海

西晚期钾长花岗岩 碱性长花岗岩类<sup>[8]</sup> ( $n=23$ )  $w(\text{SiO}_2)$  变化于 68.40%~79.93% 之间, 平均值为 74.03%,  $w(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  变化于 5.75~11.23%, 平均值为 8.43%, 且  $w(\text{K}_2\text{O})>w(\text{Na}_2\text{O})$ ,  $\sigma$  变化于 0.89~4.84, 平均值为 2.38, 为钙碱性系列岩石。

海西晚期花岗岩类 K, Rb, Th 相对富集, Hf, Zr, Sm, Y, Yb 等元素相对亏损, 在皮氏图解中 (图 1) 具明显的 Ba 谷, 其元素配分曲线与同碰撞或碰撞后花岗岩相似。

海西晚期花岗岩稀土总量<sup>[8]</sup> 为  $65.8\times 10^{-6}\sim 196\times 10^{-6}$ , 平均值 ( $n=6$ ) 为  $112.6\times 10^{-6}$ , 稀土总量偏低, LREE/HREE 为 5.7~20.09, 平均值为 12.9, 反映了较强的轻重稀土分馏特点,  $\delta\text{Eu}$  为 0.52~0.84, 平均值为 0.7, 具有中等至弱的负铕异常。在稀土元素球粒陨石标准化模式图中 (图 2), 呈左高右低陡倾斜分布型式, 略呈“V”字形, 分布特征类似于华南陆壳改造型花岗岩<sup>[8]</sup>。

2.3.3 成因类型及构造环境浅析 海西期花岗岩类岩石化学特征表明, 该期花岗岩为弱碱质饱和铝-过铝岩石系列。  $w(\text{K}_2\text{O})>w(\text{Na}_2\text{O})$ , CaO 平均值为 1.14%, 明显偏低,  $\text{A/NKC}>1.0$ 。微量元素中过渡元素明显亏损,  $\text{Rb/Sr}>1.0$ , Sn 的质量分数较高。稀土元素球粒陨石标准化模式图与华南陆壳改造型花岗岩类似。在 ACF 图解中 (图 3) 大多数点落于 S 型区, 仅个别点落入 I 型区, 与产于造山期后 KAG, PAG (造山后碱性花岗岩) 相类似<sup>[14]</sup>。

在  $\text{R}_1\text{-R}_2$  构造环境判别图解中投影点基本落于同造山期深熔花岗岩区及造山作用期后的碱性过碱性岩区<sup>[8]</sup>。在微量元素构造环境判别图解中 (图 4) 投影点基本落于同碰撞板内、碰撞后三个区, 总体反映了同碰撞期及碰撞期后板内花岗岩的特征。

总之, 海西晚期花岗岩形成的构造环境主要为同碰撞期及碰撞期后。加里东晚期, 多宝山-牙克石-伊尔施陆间洋虽已关闭, 但洋盆关闭后板块之间的碰撞造山作用仍在持续进行, 从而引起地壳物质部分熔融, 形成本区海西晚期 S 型花岗岩。值得注意的是, 多宝山-牙克石-伊尔施洋盆关闭所发生的造山作用的主幕是加里东晚期, 而本区海西期花岗岩应为造山期与造山期后过渡期及造山期后, 且主要以造山期后为特征, 因而, 该期花岗岩具有板内花岗岩的一些特征, 而不具有片麻理构造, 与大兴安岭中南部海西晚期同造山期片麻状花岗岩明显不同。

## 2.4 中生代火山岩

2.4.1 中生代火山岩的地质特征 中生代火山岩广泛分布, 约占全区面积的 40%。出露的火山岩为

中生代中侏罗统塔木兰沟组、上侏罗统上库力组及下白垩统梅勒图组。中侏罗统塔木兰沟组主要岩石类型为玄武岩、玄武安山岩、安山岩、粗安岩、安山质凝灰岩等。全岩 K-Ar 同位素年龄为 154 Ma, 166.3 Ma 和 158 Ma<sup>[11]</sup>, 属中侏罗世。上侏罗统上库力组主要岩性为中酸性、酸性熔岩及火山碎屑岩, 全岩钾氩年龄为 119 Ma, 138 Ma, 149.9 Ma<sup>[11]</sup> 等, 属晚侏罗世。下白垩统梅勒图组 (K<sub>1m</sub>) 分布局限, 岩性主要为安山岩、玄武岩, Rb-Sr 等时线年龄为 135 Ma, 时代为早白垩世。

2.4.2 中生代火山岩地球化学特征 塔木兰沟组玄武岩-安山玄武岩-玄武粗安岩-粗安岩<sup>[8]</sup> ( $n=19$ )  $w(\text{SiO}_2)$  为 46.54%~59.13%, 平均值为 54.82%,  $w(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  变化于 3.84%~10.11% 之间, 平均值为 6.87%,  $\sigma$  变化于 2.69~8.01, 其中  $\sigma>3.3$  和  $\sigma<3.3$  的样品基本各占一半。塔木兰沟组安山岩类<sup>[8]</sup> ( $n=36$ )  $w(\text{SiO}_2)$  为 51.46%~71.47%, 平均值为 58.10%,  $w(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  为 4.08%~11.42%, 平均值为 6.79%, 且主要为  $\text{K}_2\text{O}>\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\sigma$  变化于 1.52~15.46, 其中多数样品  $\sigma<3.3$ 。上库力组安山岩-流纹岩-流纹质凝灰岩及火山碎屑岩<sup>[8]</sup> ( $n=52$ )  $w(\text{SiO}_2)$  为 58.24%~80.43%, 平均值为 70.70%,  $w(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  变化于 2.80%~11.58% 之间, 平均值为 8.276%, 且  $w(\text{K}_2\text{O})>w(\text{Na}_2\text{O})$ ,  $\sigma$  变化于 0.47~5.38, 平均值为 2.65。梅勒图组玄武岩、玄武安山岩<sup>[8]</sup> ( $n=3$ )  $w(\text{SiO}_2)$  变化于 49.61%~55.84% 之间, 平均值为 52.47%,  $w(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  变化于 5.32%~7.43% 之间, 平均值为 6.217 且  $w(\text{K}_2\text{O})>w(\text{Na}_2\text{O})$ ,  $\sigma$  变化于 3.16%~5.27% 之间, 平均值为 4.2。在 TAS 图解中<sup>[8]</sup>, 本区中生代火山岩可划分为粗面玄武岩-玄武质粗面安山岩-粗面安山岩-粗面英安岩及玄武岩-玄武安山岩-安山岩-英安岩-流纹岩组合, 且以第一组合为主。在 AFM 图解中<sup>[8]</sup>, 本区中生代火山岩主要表现为钙碱性玄武岩岩石系列的演化趋势, 部分样品具有拉斑玄武岩岩石系列的演化趋势。在 AR-SiO<sub>2</sub> 图解中本区中生代火山岩主要以钙碱性和弱碱性为主, 个别样品落入碱性区<sup>[8]</sup>。

塔木兰沟组玄武岩-玄武粗安岩微量元素质量分数 (表 1) 与中国玄武岩<sup>[9]</sup> 相比较, LILE 亲硫元素 HFSE 明显富集, 铁族元素相对亏损, 矿化剂元素 As, Sb, Bi, F 等亦明显富集。塔木兰沟组安山岩-安山质凝灰岩等微量元素质量分数 (表 1) 与中国安山岩<sup>[9]</sup> 相比较, LILE 亲硫元素 HFSE 明显富集, 铁族元素相对亏损。上库力组流纹岩-流纹质凝灰岩

(见表 1)与中国流纹岩<sup>[19]</sup>相比较, Cd, Tl 相对亏损, Cs, Ba, Be, Cu, Zn, Nb, Sn, U, La, Y, F 的质量分数相当, 其余元素明显富集

塔木兰沟组玄武岩 玄武安山岩 安山岩 (n=11) 类稀土总量<sup>[8]</sup>为  $126.58 \times 10^{-6} \sim 357.10 \times 10^{-6}$ , 平均值为  $246.37 \times 10^{-6}$ , 稀土总量明显偏高, 轻重稀土比值为 7.52~18.58, 平均值为 13.161, 反映了轻重稀土分馏性较强,  $\delta Eu$  为 0.74~1.22, 平均值为 0.824, 具有弱的负铕异常。在稀土元素球粒陨石标准化图中(图 5a), 表现为左高右低陡倾斜分布型式。

上库力组流纹岩 流纹质凝灰岩<sup>[8]</sup> (n=13)  $\Sigma REE$  为  $145.69 \times 10^{-6} \sim 337.70 \times 10^{-6}$ , 平均值为  $217.043 \times 10^{-6}$ , LREE/HREE 为 7.27~19.76, 平均值为 10.78, 轻重稀土分馏性较强, 且轻稀土较为富集,  $\delta Eu$  为 0.16~1.11, 平均值为 0.48, 具有中等-较强的负铕异常。在稀土元素球粒陨石标准化图解中(图 5b), 均表现为左高右低缓倾斜轻稀土富集

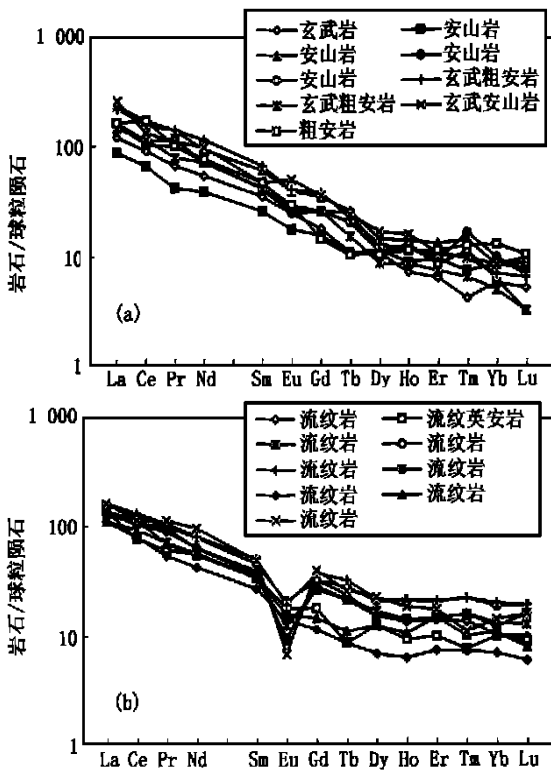


图 5 中生代火山岩稀土元素分布模式  
Fig. 5 Chondrite-normalized REE pattern for Mesozoic volcanic rock

分布模式, 具明显“V”字形。

2.4.3 中生代火山岩的成因与构造环境讨论 目前对该区中生代火山岩产出的构造环境主要有以下三种认识观点: (1)与太平洋板块的活动有关<sup>[17, 18]</sup>; (2)裂谷作用<sup>[19]</sup>; (3)大陆幔羽及根柱构造<sup>[20, 21, 22]</sup>

作者以本区中生代火山岩的地质地球化学特征为依据, 探讨本区中生代的构造演化。

塔木兰沟组 该组火山岩主要分布于受北东向断裂构造控制的断陷盆地中, 明显地受控于断裂构造, 且多为火山溢流作用形成。岩石组合为碱性玄武岩-玄武粗安岩-粗安岩-粗面岩-石英粗面岩及玄武岩-玄武安山岩-安山岩-英安岩, 且以第一组合为主, 岩石组合与青藏陆内造山环境火山岩相似。微量元素以富集不相容元素为特征, 在原始地幔标准化蛛网图中(图 6), 塔木兰沟组玄武岩高度富集亲石元素及不相容元素, 其中 Ba, Rb, Th, U, K 尤以 Rb, Ba, Th, U 最为丰富, 分别构成峰, 而 Sr, Nb, Ta, Ce, P, Zr, Hf, Ti, Y, Yb 等元素明显富集, 曲线整体呈上隆状, 表现出洋岛玄武岩与岛弧钙碱性玄武岩的元素富集特征, 表明本区上地幔的富集因子分别来自地壳物质再循环进入上地幔及深部地幔流体上升进入上地幔。塔木兰沟组中基性岩  $[N(^{87}Sr)/N(^{86}Sr)]_i$  为 0.70277~0.70833, 平均值为 0.70635,  $\delta^{18}O$  为 9.56‰,  $[N(^{143}Nd)/N(^{144}Nd)]_i$  为 0.502071~0.512445<sup>[21]</sup>, 基性岩石的  $Mg^{2+}/(Mg^{2+} + Fe^{2+})$  平均值为 0.67, 微量元素 Rb 的质量分数较低, Sr 的质量分数较高。表明塔木兰沟组中基性岩石形成于上地幔, 并经地壳物质的轻度混染。上述特征表明塔木兰沟组火山岩形成于蒙古-鄂霍茨克残余洋开始“剪刀式”闭合的旋转拉张产生的似

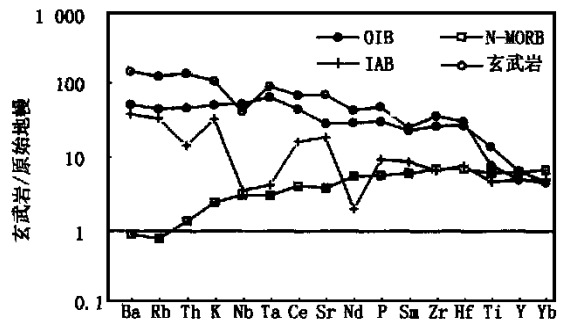


图 6 中生代玄武岩微量元素蛛网图  
Fig. 6 PM-normalized trace elements spider diagram for basalt of Tamulangou Group

裂谷板内张性环境

上库力组 上库力组火山岩岩石组合主要为粗面岩、流纹岩等, 岩石类型相对单一, 化学成分具弱碱性钾质岩石的特点。上库力组火山岩稀土总量为  $217.046 \times 10^{-6}$ , 高于地壳稀土平均总量, 轻重稀土均表现出一定程度的富集,  $\delta Eu$  亏损明显。不相容元素及挥发性元素 (As, Sb, Bi, F) 等明显富集, 初始铈比值集中于 0.710~0.720 之间, 上述特征表明, 上

库力组火山岩是地幔高热流体参与下,诱发下地壳物质(塔木兰沟组玄武岩的底侵作用而引发)部分熔融而形成的。该组火山岩形成于布列亚-佳木斯地体剪切-走滑拼合的挤压环境。

**梅勒图组** 梅勒图组火山岩岩石组合为碱性玄武岩-玄武粗安岩,其岩石化学成分特征主要表现为碱性岩石系列的特点。梅勒图组火山岩  $[N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})]$  为 0.702 77 和 0.707 86,显示幔源性质,它是地壳进一步拉伸的产物,其构造属性为板内似裂谷张性环境。

中生代火山岩产出的构造环境反映了中侏罗世-早白垩世本区处于旋转-拉张-挤压-走滑拼合再旋转拉张的地球动力学过程,它也是蒙古-鄂霍茨克残余洋“剪刀式”闭合的动力学过程。

## 2.5 燕山期侵入岩

**2.5.1 燕山期侵入岩的地质特征** 燕山早期花岗闪长岩-斜长花岗岩-二长花岗岩-钾长花岗岩-碱长花岗岩:分布广泛,主要有黑山头、苏泌屯等岩体,呈北东向或北西向不规则岩基产出,侵入中侏罗统塔木兰沟组火山岩,并被上侏罗统上库力组不整合覆盖。苏泌屯岩体与恩和大岭岩体钾氩年龄分别为 142 Ma 和 194 Ma(钾长石)<sup>[1]</sup>。小伊诺盖沟二长花岗岩全岩 Rb-Sr 等时线年龄为  $185.37 \text{ Ma} \pm 2.33 \text{ Ma}$ <sup>[8]</sup>。苏泌小孤山岩体锆石 U-Pb 年龄为 142 Ma<sup>[3]</sup>,乌奴克吐山二长花岗岩、黑云母花岗岩同位素年龄为 176.9 Ma(K-Ar), 187 Ma(K-Ar), 198 Ma(Rb-Sr 等时线)和 201 Ma(K-Ar)<sup>[23]</sup>,甲乌拉斜长花岗岩 K-Ar 同位素年龄为 178 Ma,查干花岗岩为 146.5 Ma 和 167.5 Ma(K-Ar)<sup>[23]</sup>。因此,该期岩体形成时代应为燕山早期。

燕山晚期闪长玢岩-长石斑岩-花岗斑岩-石英斑岩-流纹斑岩:岩体多呈椭圆形或等轴状的岩株、岩瘤及岩墙产出,分布较零散,受北东向、北西向断裂及火山机构控制。岩体主要侵入于塔木兰沟组和上库力组火山岩及燕山早期花岗岩类中,部分岩体被大磨拐河组及呼查山组不整合覆盖。三岔口岩体 K-Ar 同位素年龄为 119 Ma<sup>[1]</sup>,鱼脊山石英二长斑岩 K-Ar 同位素年龄为 117 Ma<sup>[1]</sup>,额仁陶勒盖石英斑岩同位素年龄为 119 Ma(K-Ar 法)<sup>[8]</sup>,乌奴克吐山花岗斑岩、石英斑岩同位素年龄分别为 93 Ma, 117 Ma<sup>[23]</sup>,甲乌拉闪长玢岩 K-Ar 同位素年龄为 132.8 Ma<sup>[23]</sup>,甲乌拉-查干布勒根石英斑岩、长石斑岩、花岗斑岩 K-Ar 同位素年龄为 109.9 Ma, 115.5 Ma, 117 Ma, 131.6 Ma, 121.7 Ma<sup>[23]</sup>,年龄数据及岩体接触关系表明其形成时代为燕山晚期。

**2.5.2 燕山期花岗岩类地球化学特征** 燕山早期花岗闪长岩<sup>[8]</sup> ( $n=3$ )  $w(\text{SiO}_2)$  为 61.53%~70.16%,平均值为 65.52%,  $w(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  为 7.11%~8.38%,平均值为 7.60%,且  $w(\text{K}_2\text{O}) > w(\text{Na}_2\text{O})$ ,  $\sigma$  为 2.31~2.88,平均值为 2.59,为钙碱性岩石系列。燕山早期斜长花岗岩-二长花岗岩-钾长花岗岩-碱长花岗岩类<sup>[8]</sup> ( $n=83$ )  $w(\text{SiO}_2)$  为 62.48%~84.84%,平均值为 73.05%,  $w(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  为 5.95%~11.40%,平均值为 7.92%,且  $w(\text{K}_2\text{O}) > w(\text{Na}_2\text{O})$ ,  $\sigma$  为 0.18~6.67,平均值为 2.18,为钙碱性岩石系列。燕山晚期斑岩类<sup>[8]</sup> ( $n=63$ )  $w(\text{SiO}_2)$  为 62.66%~79.34%,平均值为 71.13%,  $w(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  为 5.38%~11.99%,平均值为 7.96%, $\sigma$  为 0.86~5.10,平均值为 2.45,为钙碱性岩石系列。

燕山早期闪长岩-花岗闪长岩<sup>[8]</sup> 与中国闪长岩<sup>[9]</sup> 相比, Li, Rb, W, Th 相对亏损,其余元素均不同程度地富集,燕山早期二长花岗岩-钾长花岗岩-碱长花岗岩与中国花岗岩<sup>[9]</sup> 相比 Sr, Ba, Sc, Ti, V, Mn, Cr, Ni, Zn, Ga, Zr 均不同程度亏损,其余元素富集。反映了本区花岗岩类成份偏酸性的特点。燕山晚期石英斑岩、长石斑岩类与中国流纹岩<sup>[9]</sup> 相比, Rb, Cu, Pb, Ag, Au, W, Sn, Mo, As, Ga, Y, Nb, Ta, Hf, Th 明显富集, Zn 质量分数相当,其余元素明显亏损。

燕山早期斜长花岗岩-二长花岗岩-钾长花岗岩<sup>[8]</sup> 稀土总量为  $36.92 \times 10^{-6} \sim 168.3 \times 10^{-6}$ ,平均值为  $(n=12) 98.39 \times 10^{-6}$ ,总量偏低, LREE/HREE 比值为 2.13~16.65,平均值为 9.83,  $\delta\text{Eu}$  为 0.4~1.0,平均值为 0.6,存在着中等的负铕异常。在稀土元素球粒陨石标准化模式图中(图 2),呈左高右低缓倾斜分布型式,具“V”字形,其分布型式类似于华南同熔型花岗岩。燕山晚期二长花岗岩斑岩、石英斑岩、流纹斑岩<sup>[8]</sup> 稀土总量为  $60.65 \times 10^{-6} \sim 141.2 \times 10^{-6}$ ,平均值 ( $n=6$ ) 为  $98.39 \times 10^{-6}$ ,轻重稀土比值为 1.43~24.11,平均值为 11.55,反映了轻重稀土强烈的分馏作用且轻稀土富集,  $\delta\text{Eu}$  为 0.1~1.1,平均值为 0.65。在稀土元素球粒陨石标准化图中(图 2),呈明显的“V”字形。

**2.5.3 成因类型及其构造环境** 燕山早期花岗岩类岩石化学特征表明,该期花岗岩为钙碱性-弱碱性和中碱性,  $w(\text{K}_2\text{O}) > w(\text{Na}_2\text{O})$ , 铝指数变化较大,且多数样品为饱铝或过铝,  $A/NKC$  平均值为 1.13,  $\Sigma \text{REE}$  为  $98.39 \times 10^{-6}$ ,与海西晚期花岗岩类稀土质量分数相当,微量元素中铁族元素明显亏损, LILE、HFSE 明显富集,其微量元素的质量分数位于 A 型

花岗岩成份范围内。稀土元素球粒陨石标准化图解与华南同熔型花岗岩类似,在 ACF图解中,投影点落于 I型花岗岩区和 S型花岗岩区,锶同位素研究表明,小伊诺盖沟二长花岗岩  $[N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})]_i$  为 0.703 2,乌山黑云母花岗岩  $[N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})]_i$  为 0.706 5,额仁陶勒盖二长花岗岩  $[N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})]_i$  为 0.707 4,上述特征表明本区燕山早期花岗岩兼具有 A型、I型、S型花岗岩成份特点,与产于大陆穹隆或裂谷环境的 PAG和 KCG<sup>[14]</sup>相类似。

在 ORG标准化蛛网图中(图 1),K, Rb, Th, Ta, Hf等元素相对富集,略具 Ba谷,微量元素配分模式类似于板内花岗岩,在微量元素构造环境判别图解中(图 4),燕山早期花岗岩类投影点基本落于板内构造环境,这与前面的研究结果相吻合。

研究表明,本区燕山期花岗岩形成于板内构造环境,其形成过程如下:

中侏罗世末期,继塔木兰沟组中基性岩浆喷发之后,不断上涌的地幔流体在耗尽了上地幔的易溶组份后沿构造裂隙继续上升进入下地壳,其携带的能量引起下地壳物质部分熔融,形成了燕山早期花岗质岩浆,这一过程的早期全区引力场环境仍以张性为主,类似于裂谷环境,它决定了花岗岩具有“A”型花岗岩的成份特点。晚期应力场环境以走滑挤压为主,因此,花岗质岩浆不易喷出地表,从而就位形成岩浆房。

燕山晚期斑岩类岩石属于上库力组火山岩的一部分,它们形成于统一的岩浆源,所不同的是由于全区应力场环境为走滑一挤压,不利于岩浆的喷溢活动,因而形成了全区分布较广的次火山岩体,即燕山晚期斑岩类岩体。

## 3 不同时代岩浆岩所揭示的大地构造演化

### 3.1 晚元古代—早寒武世

在中元古代曾长期处于独立演化历史的中蒙古—额尔古纳地块与佳木斯地块于晚元古代—早寒武世碰撞拼合,形成一联合古陆,即“黑龙江板块”<sup>[5]</sup>。

## 参考文献

- 1 内蒙古自治区地质矿产局.内蒙古自治区区域地质志[M].北京:地质出版社,1991.
- 2 徐忠贵,边千韬,王艺芬.额尔古纳造山带构造演化与成矿作用[J].地质科学,33(1),84-92.
- 3 罗毅,等.额尔古纳超大型火山热液型铀成矿带地质特征及找矿前景[J].华东地质学院学报,1997,(1): 1-10.
- 4 李相国.内蒙古自治区岩石、地层[M].武汉:中国地质大学出版社,1996.
- 5 段吉业,等.中国满洲里~绥芬河地学断面域内岩石圈结构、构造特征及其演化的地质研究[R].1995.
- 6 李锦轶.中国东北及邻区若干地质问题的新认识[J].地质论评,1998,(4): 339-347.

晚元古代造山深熔型花岗岩作为地块间洋盆关闭的时间上限。统一古陆形成后,震旦系和早寒武系浅海一半深海被动陆缘型白云质、硅质大理岩及碎屑岩作为第一个沉积盖层覆盖了整个黑龙江板块。晚寒武世,黑龙江板块开始裂解,沿多宝山—牙克石—伊尔施一线形成陆间洋有限洋盆。

### 3.2 晚寒武世—晚奥陶世

洋盆收缩阶段。洋壳沿多宝山—牙克石—伊尔施一线俯冲削减,并在两测大陆形成浅海—滨海相碎屑岩夹碳酸盐建造,同时形成了加里东早期活动大陆边缘或大陆弧花岗岩类岩石。

### 3.3 晚奥陶世—晚志留世

板块碰撞和隆升阶段。大约在 438 Ma±57 Ma,兴安地块与额尔古纳地块发生碰撞拼合,在拼合带附近的乌奴尔地区附近形成深海相含放射虫硅质岩和细碧角斑岩建造。碰撞过程中的变形和变质作用使地壳物质部分熔融,可能在绝热减压条件下形成了加里东晚期同碰撞型花岗岩。

### 3.4 早泥盆世—晚二叠世

造山带崩塌阶段。岩石圈拆沉,伴随下地壳局部熔融与混染,从而形成造山期后偏碱性或碱性花岗岩类<sup>[24,25]</sup>岩石,本区海西晚期花岗岩就是在这一构造环境下形成的。

### 3.5 早三叠世—中侏罗世

类裂谷阶段。蒙古—鄂霍茨克残余洋“剪刀式”闭合,布列亚—佳木斯地体逆时针旋转,本区及蒙古大部分地区处于旋转体后方的拉伸环境,从而使地壳减薄,地幔物质上涌,形成于张性似裂谷环境偏碱性的塔木兰沟组中基性火山岩和燕山早期花岗岩类岩石。

### 3.6 晚侏罗世—早白垩世

挤压—隆升阶段。晚侏罗世,布列亚—佳木斯地体由逆时针旋转而变为走滑拼贴,此时,全区应力场环境由拉张转变为挤压,从而形成上库力组偏碱性酸性火山岩类及其斑岩类。早白垩世,本区又发生一次较小规模的拉张作用,从而使局部地区形成梅勒图组基性碱质火山岩。



- 7 阎鸿钧,等. 大兴安岭西坡地区超大型矿床远景区及远景类型探索 [R]. 1996.
- 8 吕志成. 内蒙古满洲里~额尔古纳地区构造~岩浆活动及成矿作用地球化学 [D]. 长春: 长春科技大学, 1999.
- 9 鄢明才,迟清华. 中国东部地壳与岩石的化学组成 [M]. 北京: 科学出版社, 1997.
- 10 Harris N B W *et al.* 周频波译. 碰撞带岩浆作用的地球化学特征 [J]. 地质地球化学, 1988, (6): 40-46.
- 11 徐克勤,等. 华南花岗岩类的成因系列和物质来源 [J]. 南京大学学报. 1989, (3): 1-17.
- 12 Chappell B W and White A R J. Two contrasting granite types [J]. **Pacific Geol.** 1974, (8): 173-174.
- 13 Chappell B W, White A J R. I and S-type granites in the Lachlan Fold [J]. *Trans R Soc Edinburgh* **Earth Sci.** 1992, (83): 1-26.
- 14 Bernard Barbarin, A review of the relationship between granitoid type, their origins and their geodynamic environments [J]. **Lithos**, 1999, (46): 605-626.
- 15 Pitcher W S. Granite type and tectonic environment. **Mountain Building Processes** [M]. London: Academic Press, 19-40.
- 16 Pearce J A, Harr N B W, Tindle A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of the granitic rocks [J]. **Petrol.** 1984, (25): 956-983.
- 17 冯公愉. 大兴安岭的大陆火山岩及其矿化作用 [J]. 中国区域地质, 1983, (5): 39-49.
- 18 夏军,王成善,李秀华等. 海拉尔盆地及其邻区中生代火山岩的特征及其边缘陆块型火山岩的提出 [J]. 成都地质学院学报, 1993, (4): 67-79.
- 19 蒋国源,权恒. 大兴安岭根河、海拉尔盆地中生代火山岩 [J]. 中国地质科学院沈阳地质矿产研究所所刊 [M]. 1988, (3): 23-100.
- 20 邓晋福,赵海琳,莫宣学等. 大陆根柱构造——大陆动力学的钥匙 [M]. 北京: 地质出版社, 1996, (4): 14-21.
- 21 林强,葛文春,孙德友等. 东北地区中生代火山岩的大地构造意义 [J]. 地质科学, 1998, (2): 129-139.
- 22 葛文春,林强,孙德友等. 大兴安岭中生代玄武岩的地球化学特征、壳幔相互作用的证据 [J]. 岩石学报, 1999, (3): 396-407.
- 23 潘龙驹等. 满洲里~新巴尔虎右旗铜银多金属矿带大型矿床地质特征 [R]. 1996.
- 24 王德滋,周金城. 我国花岗岩研究的回顾与进展 [J]. 岩石学报, 1999, 15(2): 161-169.
- 25 Eby G N. Chemical subdivision of the A<sup>-</sup> type granitoids: petrogenetic and tectonic implications [J]. **Geology**, (20): 641-644.

## MAGMATISM AND ITS TECTONIC SIGNIFICANCE IN THE MANZHOULI-É'ERGONA REGION

Li Zhi-cheng<sup>1,2</sup> DU AN Guo-zheng<sup>2</sup> HAO Li-bo<sup>2</sup> LI Dian-cao<sup>2</sup> WEI Cong-di<sup>2</sup>  
 { 1 Open Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry,  
 Chinese Academy of Science, Guiyang 550002 }  
 (2 Changchun University of Science and Technology, Changchun 130026)

**Abstract** Based on the geological and geochemical studies of magmatite in the different period from the Manzhouli-É'erguna region, it is suggested that the Later Proterozoic granitoids, which is characterized by S-type granitoids or crust-reconstructed granite type in south of China, were associated with a collision geodynamic environment. The Early Caledonian granitoids, showing characteristics of I-type granitoids, Cordilleran I-type granitoids or low-K, high-Ca amphibole-bearing calc-alkaline granitoids (ACG), were associated with an active continental margin and reflected the subduction of oceanic crust during the Caledonian period. The Later Caledonian granitoids, which is characterized by S-type granitoids or crust-reconstructed granite type in south of China, were associated with a collision between two continents. The magmatism of the Caledonian recorded the history of subduction of Duobaosan-Yakeshi-Yiershi intercontinental ocean. The Later Hercynian granitoids, which are similar to S-type, cordierite bearing-peraluminous granitoids (CPG) or K-rich calc-alkaline granitoids (KCG), revealed a post-collision geodynamic environment. The Early Mesozoic magmatite developed on the tensional background caused by closing of Mongolia-Ehucike Residual Ocean in scissors form. The Later Mesozoic magmatite formed in compression background.

**Key words** granitoids; geochemistry; tectonic environment; Manzhouli-É'erguna region

ISSN 1001-6872(2001)01-0077-85; CODEN: KUYAE2

**Synopsis of the first author** Li Zhicheng, male, 35 years old. Doctor of petrology and mineralogy with Changchun University of Science and Technology. Now he is engaged in postdoctor research on petrology, mineralogy and geochemistry in Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences.