

· 专题研究 ·

# 内蒙古苏莫查干地区燕山期过铝质花岗岩研究

许东青<sup>1</sup>, 聂凤军<sup>1</sup>, 江思宏<sup>1</sup>, 张万益<sup>1</sup>, 钱明平<sup>2</sup>

(1. 中国地质科学院 矿产资源研究所, 北京 100037; 2. 河南省灵宝市金源矿业有限责任公司, 河南 灵宝 472500)

**摘要:** 内蒙古苏莫查干地区的燕山期花岗岩体夹持于二连浩特-贺根山和索伦山-西拉木伦河深大断裂之间, 其代表性岩石样品以富 K、Al、Rb、Th 和轻稀土元素, 亏损 Sr、Ti、P 和 Eu 为特点, 属高钾钙碱性过铝质花岗岩。钕同位素研究表明, 岩石全岩样品的  $\epsilon\text{Nd}(t)$  变化范围为 0.77 ~ -4.65,  $t_{2\text{DM}}$  变化范围为 869 ~ 1 310 Ma (多集中于 1 072 ~ 1 310 Ma) 与兴蒙造山带中的微陆块花岗岩相似。铅同位素的  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.114 \sim 19.150$ , 平均 18.658;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.517 \sim 15.598$ , 平均 15.556,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.384 \sim 39.054$ , 平均 38.614;  $\mu = 9.2 \sim 9.5$ , 平均 9.37。所有数据点均投绘在造山带与地幔 Pb 演化线之间。主元素、微量元素、钕和铅同位素数据表明, 本区燕山期花岗岩可能是在华北板块和西伯利亚板块碰撞造山后的伸展构造环境中, 壳幔源物质通过物理混合后, 再次发生重熔、成浆和结晶分异作用的产物, 并且与该区的萤石和贱金属成矿作用具有密切的时空和成因联系。

**关键词:** 过铝质花岗岩, 元素地球化学, 钕-铅同位素, 成岩作用, 苏莫查干地区, 内蒙古

中图分类号: P588.12<sup>+</sup>1

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2008)02-0089-12

## Yanshanian peraluminous granite in Sumochagan area, Inner Mongolia

XU Dong-qing<sup>1</sup>, NIE Feng-jun<sup>1</sup>, JIANG Si-hong<sup>1</sup>, ZHANG Wan-yi<sup>1</sup> and QIAN Ming-ping<sup>2</sup>

(1. Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China; 2. Jinyuan Mining Co., Ltd. of Henan Province, Lingbao 472500, China)

**Abstract:** The Yanshanian granite in the Sumochagan area, emplaced between Erlianhaote-Hegenshan and Suolunshan-Xilamulun River deep-rooted faults, is rich in K, Al, Rb, Th and LREE, and depleted in Sr, Ti, P and Eu, belonging to the high-K calci-alkaline peraluminous granite.  $\epsilon\text{Nd}(t)$  ranges from 0.77 to -4.65,  $t_{2\text{DM}}$  ranges from 869 to 1 310 Ma, which is similar to things of the granite of ancient microplate in the Hingganling-Mongolian orogenic belt. The  $\mu$  values of Pb isotope range from 9.2 to 9.5, with an average of 9.37. The ratios of  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  range from 18.114 to 19.150, with an average of 18.658, those of  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  range from 15.517 to 15.598, with an average of 15.556, those of  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  range from 38.384 to 39.054, with an average of 38.614. All these data are plotted in the area between the mantle and the orogenic belt. Geochemical characteristics of the Yanshanian granite formed in a post-collision extensional tectonic environment indicates that the Yanshanian granite is a product of the mixture of the crust and the mantle substance. The Yanshanian granite is very closely related to fluorite and base metal mineralization in the Sumochagan area.

**Key words:** peraluminous granite; geochemical characteristics; Nd, Pb isotope; diagenesis; Sumochagan area; Inner Mongolia

收稿日期: 2007-10-31; 修订日期: 2007-11-28

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(40573025)

作者简介: 许东青(1965-)男, 在读博士生, 矿床学专业, E-mail: xdq84511@sina.com

过铝质花岗岩类(Shand, 1927)是指花岗岩的  $Al_2O_3$  克分子数超过  $CaO$ 、 $Na_2O$ 、 $K_2O$  克分子数总和的岩石,一般用铝饱和指数(ASI)表示岩石铝质的程度。尽管人们对岩石的铝饱和度的划分标准存在不同的认识,但大多数学者将全岩的  $A/CNK [Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)]$  分子比值作为铝饱和度的划分标准,通常用 ASI 表示。ASI  $\geq 1$  为过铝质花岗岩, ASI  $\geq 1.1$  为强过铝质花岗岩(Sylvester, 1998), ASI  $< 1$  为偏铝质花岗岩(肖庆辉等, 2002; 廖忠礼等, 2006)。过铝质花岗岩类的地球化学特征与其所含矿物种类有关,此类岩石大都含有富铝质矿物,如白云母、堇青石、石榴石、电气石、红柱石和铝硅酸盐类。另外,大多数过铝质花岗岩为浅色花岗岩,其镁铁质组含量  $< 5\%$  (Barbrain, 1999)。大量的研究表明,过铝质花岗岩主要是地壳物质部分熔融的结果,多属于 S 型花岗岩,从这些岩石的地球化学特征可以揭示其成岩物理化学条件和成岩物质来源的信息。关于过铝质花岗岩的成岩动力学过程,目前存在两种学术观点:①认为过铝质花岗岩是在陆-陆碰撞过程中同碰撞早期挤压环境下地壳加厚而发生的部分熔融的产物(Pitcher, 1983; Pearce *et al.*, 1984; Harris *et al.*, 1986);②认为过铝质花岗岩是在陆-陆、洋-陆碰撞后的岩石圈拉伸环境下构造岩浆活动的结果,与伸展和走滑断裂活动有关,是后碰撞的产物(Williamson *et al.*, 1996; Sylvester, 1998)。

在华北板块北缘和西伯利亚板块之间的古生代造山带以深大断裂分布广泛和花岗岩类侵入岩十分发育为特征,其中过铝质花岗岩在所有花岗岩类侵入岩中占有一定比例。发育在内蒙古四子王旗北部苏莫查干地区的燕山期花岗岩类<sup>①</sup>,其地球化学特征属过铝质花岗岩。考虑到它与世界最大的萤石矿床有着紧密的时空关系和成因关联(李士勤, 1985; 王万昌等, 1986; 聂凤军等<sup>②</sup>, 2007),因此,查明其成岩环境、成因类型、岩石学特征和成因机制,对于提高本区花岗岩类的研究水平和推进萤石矿床找矿勘查工作均具有重要的意义。鉴于苏莫查干地区位于人口稀少和交通不便的边境地区,很少有人对该区花岗岩类侵入岩进行过专题研究,花岗岩类岩石学研究相对滞后,这在某种程度上影响了找矿勘查工作的进展。在本次研究工作中,笔者在前人工作的基

础上,采用野外地质调查和室内综合研究相结合的方法,通过岩石的主微量、稀土元素和钨、铅同位素研究对花岗岩类的源岩物质来源和成岩的深部成岩过程进行深入探讨。

## 1 地质背景和岩体地质特征

苏莫查干地区大地构造位置位于西伯利亚和亚北板块之间的中亚古生代造山带的东段,夹持于索伦山-西拉木伦河(Xiao *et al.*, 2003)和贺根山深大断裂之间。区域出露的地层主要有前寒武系艾力格庙群、下二叠统西里庙群、侏罗系、白垩系、第三系和第四系。前寒武系艾力格庙群可能是华北板块的裂解残余,分布于苏莫查干的北东方向,主要岩性组合为石英片岩、大理岩和结晶灰岩。下二叠统西里庙群火山-沉积岩是研究区域的主要出露地层单元,分布在苏莫查干敖包至西里庙一带,呈北东向展布,主要为火山碎屑岩及熔岩。主要岩性组合为流纹岩、流纹斑岩、晶屑凝灰岩和绢云母、绿泥质板岩和碳质板岩等。流纹岩的锆石 SHRIMP 铀-铅同位素年龄为  $276 \pm 10$  Ma(聂凤军未发表资料),其形成时代为海西晚期。

苏莫查干地区与萤石成矿作用有关的主要花岗岩类侵入岩为敖包吐花岗岩株和贵勒斯泰花岗岩株,在其北面大面积出露有卫境花岗岩基。敖包吐花岗岩株主要分布在敖包吐、乌兰敖包一带,岩株呈南北向展布,与下二叠统西里庙群火山-沉积地层呈侵入接触关系。岩体南北长 10 km,东西宽 8 km,分为边缘相和过渡相(中心相)。其主要岩性组合为边缘相的浅肉红色斑状中细粒黑云母花岗岩和过渡相(中心相)的浅肉红色中粗粒似斑状黑云母花岗岩。中粗粒似斑状黑云母花岗岩为浅肉红色,似斑状结构,基质中粗粒花岗结构,块状构造,主要由条纹长石、石英、更长石和黑云母组成,含有少量磁铁矿。似斑晶为条纹长石(15%),基质为石英(25%)、条纹长石(30%)、更长石(20%)和黑云母(5%~10%)。其矿物颗粒为似斑晶  $4 \text{ mm} \times 7 \text{ mm}$ ,基质  $2 \sim 4 \text{ mm}$ 。条纹长石轻微泥化,更长石发育有钠长双晶。中细粒黑云母花岗岩为浅肉红色,呈中细粒花岗结构,块状构造,主要由钾长石(条纹长石 40%)、石英(35%)、

① 内蒙古自治区地质局. 1980. 中华人民共和国 1:20 万区域地质调查报告(脑木根幅)。

② 聂凤军, 江思宏, 许东青. 2008. 内蒙古西里庙地区流纹岩锆石 SHRIMP 定年及其地质意义. 地球学报(待刊)。

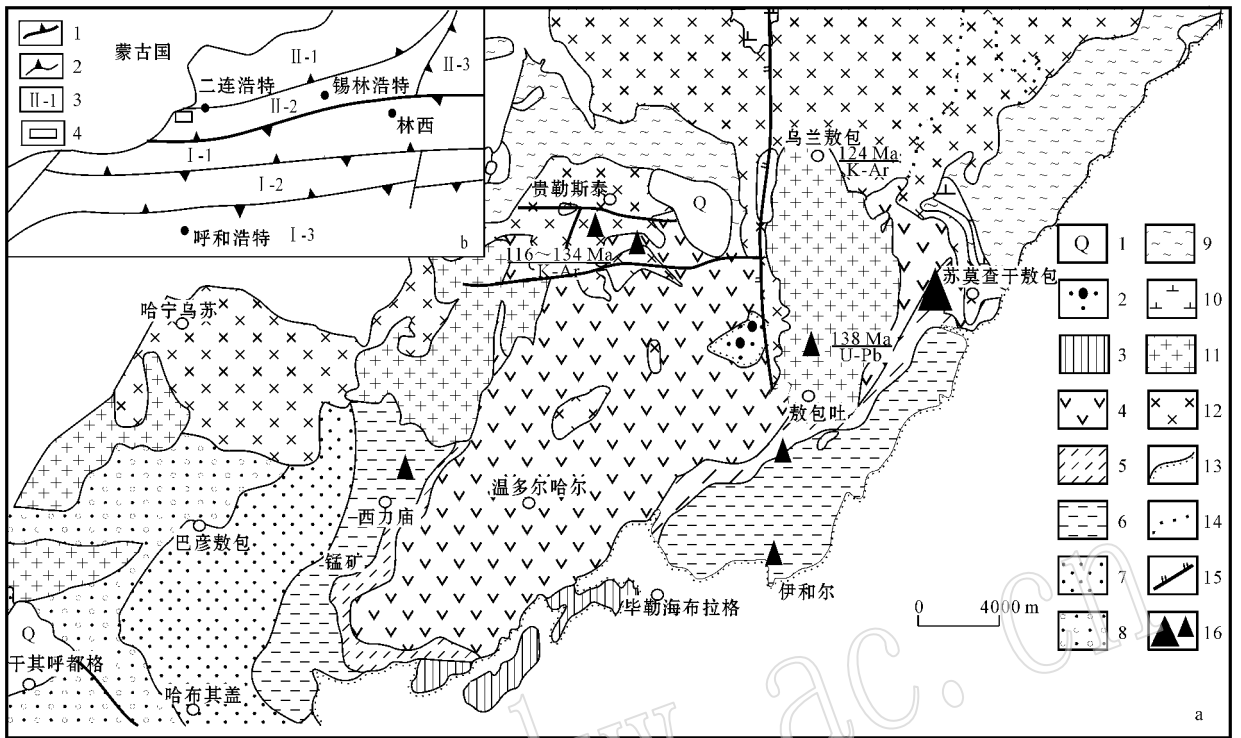


图 1 内蒙古苏莫查干地区地质简图(据 1:200 000 地质图<sup>①</sup>)

Fig. 1 Schematic geological map of Sumochagan area, Inner Mongolia (modified after 1:200 000 regional geological map<sup>①</sup>)

a: 1—第四系 2—白垩系 3—侏罗系 4—下二叠统西里庙群四岩段 5—西里庙群三岩段 6—西里庙群二岩段 7—西里庙群一岩段 8—下二叠统哲斯组 9—中元古界艾力格庙群; 10—闪长岩; 11—燕山中期花岗岩; 12—燕山晚期花岗岩; 13—不整合面; 14—侵入岩相带界线; 15—断层线; 16—萤石矿床(点); b: 1—板块缝合线 2—深大断裂 3—板块编号: I-1—古生代陆缘增生带; I-2—中元古代陆缘增生带; I-3—华北板块; II-1—兴安陆缘褶皱带; II-2—锡林浩特微陆块; II-3—佳木斯微陆块 4—研究区

Plot a: 1—Quaternary; 2—Cretaceous; 3—Jurassic 4—4th member of Lower Permian Xilimiao Group; 5—3rd member of Xilimiao Group; 6—2nd member of Xilimiao Group; 7—1st member of Xilimiao Group; 8—Lower Permian Zhesi Formation; 9—Middle Proterozoic Subera Aligemiao Group; 10—diorite; 11—Middle Yanshanian granites; 12—Late Yanshanian granite; 13—Unconformity; 14—boundary of intrusion phase; 15—faults; 16—fluorite deposit (ore spot); Plot b: 1—suture zone of continental plates; 2—deep-rooted fault; 3—serial number of continental plates: I-1—Paleozoic continental margin-accretion belt; I-2—Middle Proterozoic Subera continental margin-accretion belt; I-3—North China Plate; II-1—Hinggan continental margin folded belt; II-2—Xilinhot microplate; II-3—Jiamusi microplate; 4—study area

更长石(15%)组成。副矿物主要为1%~2%的榍石和少量的磁铁矿。矿物颗粒多为3~6 mm,少数为0.5~1 mm。钾长石轻微泥化,更长石轻微绢云母化,聚片双晶颇为发育。聂凤军(未发表资料)在该岩体测得花岗岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为  $138 \pm 4$  Ma, 属早白垩世燕山中期,它可以代表岩体的侵位年龄。世界级的苏莫查干萤石矿和中型敖包吐萤石矿分别产于敖包吐岩体的东边和南边(图1)。

贵勒斯泰花岗岩株位于敖包吐岩株的西边,呈东西方向展布,分布于贵勒斯泰一带,与艾力格庙群和西里庙群呈侵入接触关系。岩体南北长6 km,东

西长10 km,主要岩石类型为灰白色、浅肉红色中细粒钾长花岗岩和细粒含黑云母花岗岩。中细粒钾长花岗岩为浅肉红色—灰白色,中细粒花岗结构,块状构造,岩石主要由钾长石(>60%)、石英(20%~30%)和少量黑云母组成,矿物颗粒为0.5~3 mm。细粒含黑云母花岗岩为浅肉红色—灰白色,细粒花岗结构,块状构造。岩石主要由微条纹长石(50%~55%)、更长石(15%)、石英(25%)和黑云母(<5%)组成,其矿物颗粒0.5~2 mm。岩体的 K-Ar 年龄<sup>①</sup>为116~134 Ma,中间值为125 Ma,属燕山晚期。贵勒斯泰萤石矿脉赋存于该岩体中。

① 内蒙古自治区地质局. 1980. 中华人民共和国 1:20 万区域地质调查报告(脑木根幅).



表 1 苏莫查干地区花岗岩体的主量元素成分、CIPW 标准矿物及主要化学参数

$w_B/\%$

Table 1 Major elements compositions, CIPW normative minerals and predominant petrochemical parameters of granite plutons in Sumochagan area

岩体 样号	敖包吐			贵勒斯泰			
	ABT03	DLS05	GLS06	ABT07	GLS08	GLS09	GLS11
岩性	条带状花岗岩	中粒花岗岩	细粒花岗岩	细粒斑状花岗岩	中粒花岗岩	中粒花岗岩	中粒花岗岩
SiO <sub>2</sub>	74.34	74.43	76.01	75.62	77.00	77.01	77.68
TiO <sub>2</sub>	0.15	0.22	0.23	0.20	0.10	0.12	0.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.20	13.04	12.45	13.22	12.05	12.04	11.92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.36	1.56	1.93	0.26	0.71	0.74	1.04
FeO	0.23	0.40	0.29	0.56	0.29	0.28	0.20
MgO	0.13	0.20	0.24	0.25	0.14	0.16	0.16
MnO	<0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
CaO	0.67	0.26	0.22	0.79	0.18	0.16	0.18
Na <sub>2</sub> O	5.04	4.23	4.73	3.63	3.61	3.26	3.50
K <sub>2</sub> O	4.06	4.78	3.99	5.04	4.62	4.88	4.46
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.07	0.04	0.05	0.02	0.02	0.02
CO <sub>2</sub>	0.32	0.32	0.14	0.32	0.23	0.59	0.23
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.46	0.44	0.32	0.36	0.60	0.63	0.56
LOI	0.39	0.37	0.28	0.32	0.58	1.61	0.46
F	0.04	0.02	0.02	0.08	0.02	0.03	0.03
总计	99.99	99.96	100.60	100.32	99.56	99.90	100.08
K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	9.10	9.01	8.72	8.67	8.23	8.14	7.96
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.81	1.13	0.84	1.39	1.28	1.50	1.27
Q	28.24	30.86	32.15	33.39	38.13	39.26	39.81
An	2.88	0.74	0.73	3.04	0.62	0.46	0.57
Ab	42.97	36.10	40.00	30.80	30.94	27.95	29.83
Or	24.18	28.49	23.56	29.87	27.65	29.22	26.55
C	0.47	0.64	0.08	0.68	0.90	1.24	1.13
DI	52.42	59.35	55.71	63.26	65.78	68.48	66.36
SI	1.32	1.80	2.16	2.57	1.50	1.72	1.72
A/CNK	1.02	1.03	1.00	1.03	1.07	1.10	1.09

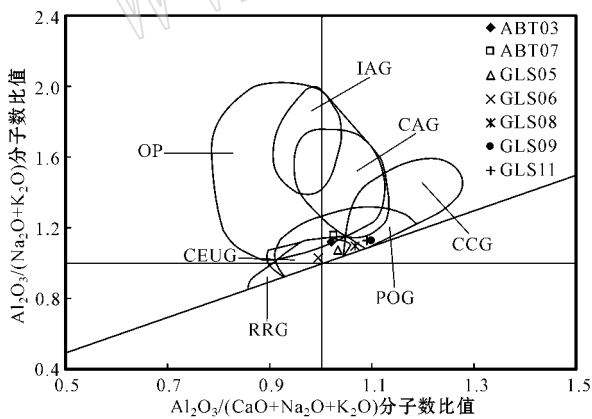


图 4 苏莫查干地区花岗岩类  $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ - $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$  图解 (样号同表 1)

Fig. 4  $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ - $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$  diagram for plutons of Sumochagan area (sample No. same as Table 1)  
 IAG—岛弧花岗岩类 ;CAG—大陆弧花岗岩类 ;CCG—大陆碰撞花岗岩类 ;POG—后造山花岗岩类 ;RRG—与裂谷有关花岗岩类 ;  
 CEUG—与大陆造陆抬升有关花岗岩类 ;OP—斜长花岗岩  
 IAG— island arc granites ;CAG— continental arc granites ;CCG— continent-collision granites ;POG— post-collision granites ;RRG— rift-related granites ;CEUG— continental uplift-related granites ;  
 OP— plagiogranites

(3) 7 件花岗岩样品 Mg、Fe、Ti 的含量都很低,  $P_2O_5$  均 < 0.1%。

### 2.2 稀土元素

稀土元素分析结果见表 2。敖包吐花岗岩的代表性全岩样品稀土总量( $\Sigma REE$ )变化范围为  $218.56 \times 10^{-6} \sim 281.31 \times 10^{-6}$ ,  $LREE/HREE = 10.02 \sim 15.22$  ( $La/Yb$ )<sub>N</sub> = 14.43 ~ 114.17,  $\delta Eu = 0.34 \sim 0.66$ 。贵勒斯泰花岗岩的稀土元素总量( $\Sigma REE$ ) =  $119.77 \times 10^{-6} \sim 187.60 \times 10^{-6}$ ;  $LREE/HREE = 7.29 \sim 14.28$  ( $La/Yb$ )<sub>N</sub> = 6.76 ~ 81.36,  $\delta Eu = 0.27 \sim 0.68$ 。可见敖包吐岩株比贵勒斯泰岩株具有高的稀土元素总量, 相对小的 Eu 负异常, 也就是说随着结晶分异作用(分异指数)的加大, Eu 负异常加大。花岗岩类都表现为轻稀土元素富集的特点, 其球粒陨石标准化曲线(图 5a)与喜马拉雅淡色花岗岩相比, 轻稀土和 Eu 的富集程度相当, 但重稀土元素相对较高( Vidal *et al.*, 1982; Harris *et al.*, 1986; Searle and Fryer, 1986)。Eu 负异常的存在表明在成岩过程中存在富轻稀土矿物(磷灰石、独居石)和斜长石的分

表2 苏莫查干地区花岗岩类稀土、微量元素丰度与特征参数

 $w_B/10^{-6}$ 

Table 2 REE and trace element abundances of granite plutons in Sumochagan area

岩体 样号 岩性	敖包吐			贵勒斯泰			
	ABT03	DLS05	GLS06	ABT07	GLS08	GLS09	GLS11
	条带状花岗岩斑岩	中粒花岗岩	细粒花岗岩	细粒斑状花岗岩	中粒花岗岩	中粒花岗岩	中粒花岗岩
La	55.30	50.90	64.40	30.10	33.20	36.70	34.70
Ce	74.80	133.00	129.00	50.30	68.10	77.00	71.80
Pr	12.60	10.80	13.40	6.33	8.27	9.21	8.83
Nd	47.40	39.70	48.90	21.20	31.10	35.00	34.30
Sm	7.80	6.14	6.98	3.30	5.73	6.50	6.60
Eu	0.83	1.25	1.49	0.70	0.55	0.62	0.57
Gd	6.87	5.97	6.65	2.87	5.43	6.21	6.30
Tb	0.95	0.84	0.90	0.39	0.81	0.96	0.97
Dy	5.02	4.90	4.79	2.13	4.79	5.83	5.63
Ho	0.92	0.97	0.94	0.42	0.92	1.15	1.08
Er	2.70	2.98	2.89	1.32	2.89	3.67	3.35
Tm	0.40	0.42	0.41	0.21	0.43	0.54	0.49
Yb	2.59	2.77	2.64	1.59	2.86	3.67	3.22
Lu	0.38	0.41	0.38	0.25	0.42	0.54	0.48
Y	25.50	27.20	27.30	12.90	28.50	37.80	33.50
ΣREE	218.56	258.69	281.31	119.77	165.50	187.60	178.32
LREE	198.73	241.79	263.97	111.93	146.95	165.03	156.80
HREE	19.83	16.90	17.34	7.84	18.55	22.57	21.52
LREE/HREE	10.02	14.31	15.22	14.28	7.92	7.31	7.29
(La/Yb) <sub>N</sub>	14.43	83.89	114.17	81.36	7.84	6.76	7.28
δEu	0.34	0.62	0.66	0.68	0.30	0.29	0.27
Rb	135.00	76.30	64.30	286.00	207.00	216.00	201.00
Ba	1661.00	1549.00	1784.00	347.00	481.00	478.00	421.00
Th	16.20	12.40	13.70	37.80	18.30	19.40	20.70
U	2.72	0.87	1.05	1.92	0.80	1.00	1.02
Ta	1.62	0.79	0.81	5.46	1.92	2.17	2.13
Nb	17.50	8.96	9.12	32.30	18.10	20.50	20.10
Sr	163.00	71.00	68.00	122.00	32.00	29.00	29.00
Hf	7.12	6.61	6.87	4.67	4.46	4.91	4.87
Zr	243.00	259.00	275.00	141.00	128.00	141.00	106.00
Sc	3.59	6.08	6.20	1.31	1.71	2.30	2.28
Cr	2.86	3.61	3.22	1.86	1.83	3.54	3.16
Co	0.36	1.75	1.60	1.29	0.49	0.64	0.62
Ni	2.20	2.03	1.84	1.92	1.13	1.23	1.09
Cl	58.00	39.00	91.00	46.00	43.00	36.00	49.00
F	0.04	0.02	0.02	0.08	0.02	0.03	0.03
Cl	58.00	39.00	91.00	46.00	43.00	36.00	49.00
Nb/Ta	10.80	11.34	11.26	5.92	9.43	9.45	9.44
Rb/Sr	0.83	1.07	0.95	2.34	6.47	7.45	6.93
Th/U	5.88	14.29	12.50	20.00	25.00	20.00	20.00
Co/Ni	0.16	0.86	0.87	0.67	0.43	0.52	0.57

离结晶作用。

### 2.3 微量元素

花岗岩的微量元素分析结果见表2,微量元素蛛网图见图5b。在微量元素组成上,敖包吐和贵勒斯泰花岗岩株总体上都表现为贫Nb、Sr、Ti、P和富集Rb、Th、K的特点(元素Ti、P、K以氧化物参与计算,以%

为单位。标准化数据取 $TiO_2 = 0.217$ ,  $P_2O_5 = 0.022$ ,  $K_2O = 0.03$ )这些特征与壳熔花岗岩类相似,如拉契兰(Lachlan)造山带花岗岩类(White and Chappell, 1983; Chappell and White, 1992)和喜马拉雅淡色花岗岩(Vidal *et al.*, 1982; Harris *et al.*, 1986; Searle and Fryer, 1986)。蛛网图曲线为右倾斜曲线,反映微量元

素含量与其相容程度呈同步降低(减小)的趋势,指示岩体经历了结晶分异的演化。在标准矿物 Q-Ab-Or 图解(图略)中,都投绘在最小共熔区(James and Hamilton, 1969)指示其壳熔来源。花岗岩的 Th 含量

变化范围  $12.40 \times 10^{-6} \sim 37.80 \times 10^{-6}$ , 平均  $19.79 \times 10^{-6}$ , Th/U 在 5.88 ~ 25 之间, 平均 13.2, 与大多数花岗岩和平均大陆地壳比值(Th/U $\approx$ 4)(Taylor, 1965)形成鲜明对比, 从另一方面指示其壳熔的特点。

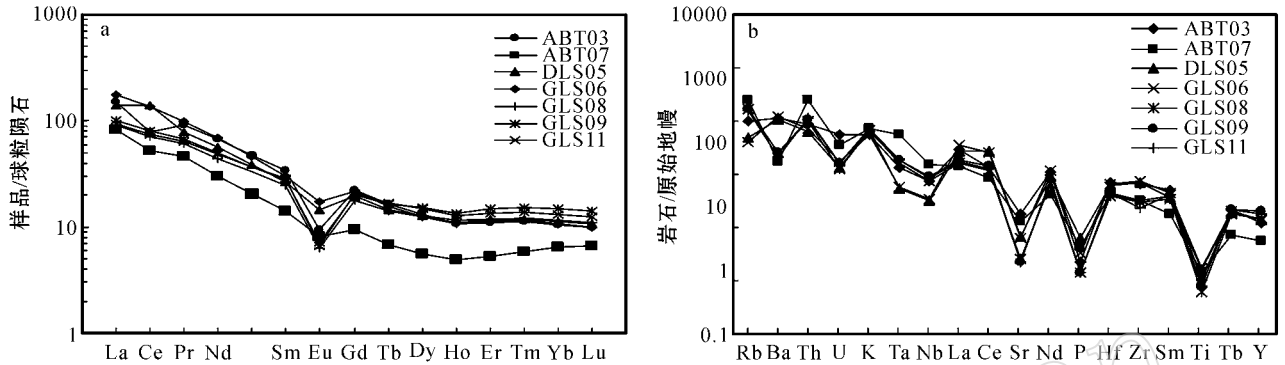


图 5 苏莫查干地区花岗岩的稀土球粒陨石标准化图(a)和微量元素原始地幔标准化蛛网图(b, 原始地幔数据据 McDonough 等, 1992)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE (a) and primitive mantle-normalized spidergrams patterns (b) of granite plutons in Sumochagan area (primitive mantle values from McDonough *et al.*, 1992)

### 3 同位素地球化学特征

#### 3.1 钕同位素

苏莫查干地区花岗岩钕同位素组成见表 3。根据岩浆的结晶年龄  $t = 138 \pm 4$  Ma(聂凤军未发表资料)计算了  $\epsilon Nd(t)$  和二阶段  $t_{2DM}$  模式年龄。3 件敖包吐花岗岩样品的  $Sm/Nd = 0.13 \sim 0.14$ , 4 件贵勒斯泰花岗岩的  $Sm/Nd = 0.14 \sim 0.17$ , 变化范围都很小, 与地壳岩石的平均  $Sm/Nd$  比值(0.17~0.21)接近, 说明其  $Sm/Nd$  比值在壳内分异过程中未发生明显变化, 由此计算的模式年龄可以代表陆壳的存留年龄。7 件花岗岩样品  $\epsilon Nd(t)$  变化范围为 0.77 ~ -4.65, 既高于同期古大陆的值, 又低于同期亏损地幔的值(DePaolo, 1981, 1988), 反映了壳幔混源的特点。其中 3 件敖包吐花岗岩的  $\epsilon Nd(t) = -1.72 \sim -4.65$ , 平均 -3.66,  $t_{2DM} = 1072 \sim 1310$  Ma; 4 件贵勒斯泰花岗岩样品中的 3 件样品  $\epsilon Nd(t) = -3.22 \sim -4.07$ ,  $t_{2DM} = 1194 \sim 1263$  Ma, 另外 1 件 ABT07 样品的  $\epsilon Nd(t) = 0.77$ , 为正值,  $t_{2DM} = 869$  Ma。在  $\epsilon Nd(t) - t_{2DM}$  图中 6 件样品都投在兴蒙造山带中的微陆块区域(图 6), 而 ABT07 样品则投在微陆块与兴蒙造山带互相叠加的区域, 反映花岗岩类的成岩物质来源主要是古老地壳的物质成分, 同时又有幔源物质的

加入(洪大卫等, 1994, 2000)。

#### 3.2 铅同位素

苏莫查干地区花岗岩类的铅同位素组成见表 4。3 件敖包吐岩株样品的  $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.571 \sim 19.150$ , 平均 18.783,  $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.518 \sim 15.575$ , 平均 15.541,  $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.384 \sim 39.054$ , 平均 38.646。4 件贵勒斯泰花岗岩样品的  $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.114 \sim 18.762$ , 平均 18.565,  $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.517 \sim 15.598$ , 平均 15.567,  $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.520 \sim 38.666$ , 平均

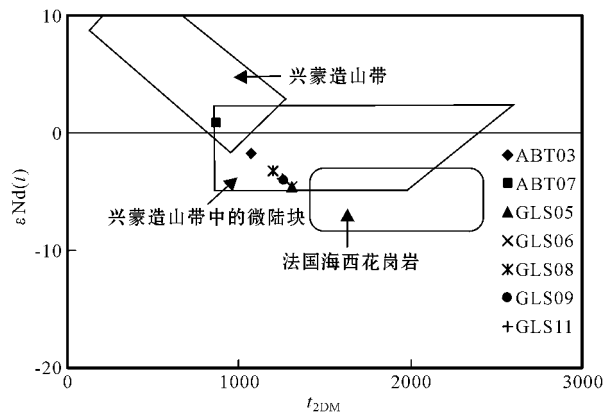


图 6 苏莫查干地区花岗岩类  $\epsilon Nd(t) - t_{2DM}$  关系图(底图引自洪大卫等, 2000)

Fig. 6  $\epsilon Nd(t) - t_{2DM}$  diagram of granite plutons in Sumochagan area (after Hong Dawei *et al.*, 2000)

表 3 苏莫查干地区花岗岩类 Nd 同位素组成

Table 3 Nd isotopic composition of granite plutons in Sumochagan area

岩体	样号	岩性	Sm/ $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	Nd/ $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	Sm/Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2 $\sigma$	$\epsilon\text{Nd}(138\text{ Ma})$	$\epsilon\text{Nd}(0)$	$t_{2\text{DM}}$
敖包吐	ABT03	条带状花岗斑岩	5.97	42.40	0.14	0.085 10	0.512 449	3	-1.72	-3.69	1 072
	GLS05	中粒花岗岩	4.51	33.85	0.13	0.080 64	0.512 295	5	-4.65	-2.6	1 310
	GLS06	细粒花岗岩	5.27	41.91	0.13	0.075 96	0.512 293	5	-4.61	-2.48	1 306
贵勒斯泰	ABT07	细粒斑状花岗岩	2.40	17.16	0.14	0.084 48	0.512 576	16	0.77	-1.21	869
	GLS08	中粒花岗岩	4.32	26.87	0.16	0.097 19	0.512 383	16	-3.22	-4.97	1 194
	GLS09	中粒花岗岩	4.57	28.31	0.16	0.097 67	0.512 340	4	-4.07	-5.81	1 263
	GLS11	中粒花岗岩	4.74	28.72	0.17	0.099 77	0.512 347	7	-3.97	-5.68	1 254

38.590。计算的单阶段模式年龄(Doe and Stacey, 1974)除 ABT07 为正值外,其他样品均为负值, $\mu = 9.2\sim 9.5$ ,平均  $\mu = 9.37$ ,低于  $\mu = 9.74$  的陆壳演化线。在铅构造模式图解中(Doe and Zartman, 1979)7 件代表性全岩花岗岩样品都投绘在造山带与地幔 Pb 演化线之间(图 7),反映了花岗岩的成岩物质来源,无论敖包吐还是贵勒斯泰岩株,都是造山带与地幔两个物质源区的混合,主要以壳源物质为主,同时有幔源物质的加入,表现为壳幔混源的特征。

## 4 讨论

### 4.1 成岩物质来源

#### 4.1.1 主量元素的源区物质约束

在对过铝质花岗岩的研究中,普遍接受的观点是它们的源区虽具有多样性,但变质沉积岩(如泥砂岩、砂屑岩或杂砂岩等)是主要的源区(Chappell and White, 1992; Harris and Inger, 1992; Williamson *et al.*, 1996; Sylvester, 1998)。利用  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  比值是判断源区成分的一个极其重要的指标(Chappell and White, 1992),由泥质岩生成的过铝质花岗岩的  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} < 0.3$ ,而砂屑岩形成的花岗岩的  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} >$

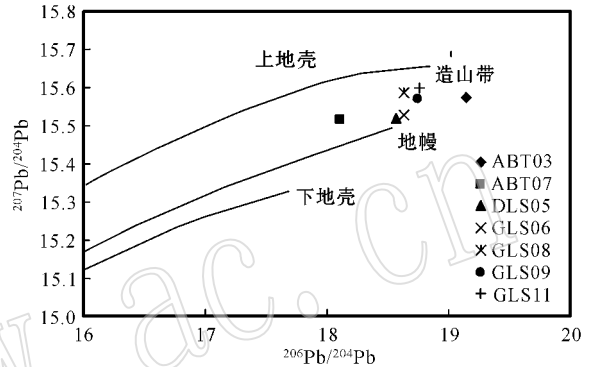


图 7 苏莫查干地区花岗岩类的 Pb 构造模式图(底图据 Doe 和 Zartman, 1979)

Fig. 7  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  versus  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  diagram of granite plutons for Sumochagan area (the base map after Doe and Zartman, 1979)

0.3。7 件花岗岩样品的  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} = 0.05\sim 0.22$ ,都  $< 0.3$ ,说明其源岩可能是泥质岩的成分。7 件样品的全岩化学成分在 Lee 等(2003)的  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{MgO} + \text{FeO}^{\text{T}} + \text{TiO}_2) / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  ( $\text{MgO} + \text{FeO}^{\text{T}} + \text{TiO}_2$ ) 图解中都投绘在富白云母变质泥质岩区域中(图 8),其中敖包吐的 GLS05、GLS06 样品投在变质泥质岩和变杂砂岩叠加的区域,但 ABT03 投在所有区域之外,反映其源岩组成的复杂性。

表 4 苏莫查干地区花岗岩类 Pb 同位素组成

Table 4 Pb isotopic composition of granite plutons in Sumochagan area

岩体	样号	岩性	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	模式年龄/Ma	$\mu$
敖包吐	ABT03	条带状花岗斑岩	19.150	15.575	39.054	-478	9.4
	DLS05	中粒花岗岩	18.571	15.518	38.384	-149	9.2
	GLS06	细粒花岗岩	18.627	15.529	38.499	-168	9.3
贵勒斯泰	ABT07	细粒斑状花岗岩	18.114	15.517	38.520	212	9.3
	GLS08	中粒花岗岩	18.632	15.586	38.586	-40	9.5
	GLS09	中粒花岗岩	18.750	15.569	38.586	-172	9.4
	GLS11	中粒花岗岩	18.762	15.598	38.666	-114	9.5



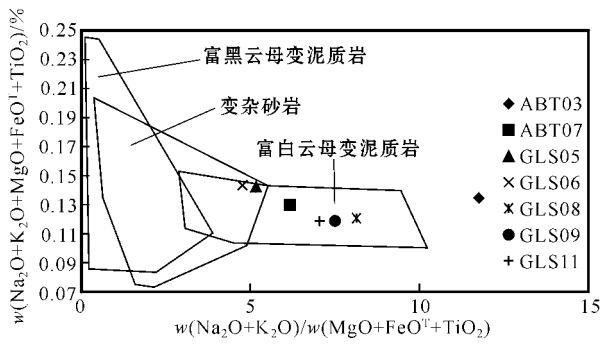


图 8 苏莫查干地区花岗岩类化学成分与变质泥质岩和杂砂岩云母脱水熔融实验结果图解(据 Lee 等 2003)  
Fig. 8 Chemical composition diagram of granite plutons in Sumochagan area combined with partial melts experimental results of metapelites and metagraywackes by dehydration (after Lee *et al.*, 2003)

4.1.2 微量元素判别

过铝质花岗岩的 Rb-Sr-Ba 系统比值的变化用来确定源区的成分(Sylvester, 1998)。从图 9a 可见所有样品的 Rb/Sr 对 Rb/Ba 表现出一定的线性增长关系,其中敖包吐的 3 件样品都投在贫粘土源区,而贵勒斯泰 4 件样品中的 3 件投在富粘土源区,只有 ABT07 样品投在富粘土源区和贫粘土源区的交界线上。因此,贵勒斯泰花岗岩的物源是以泥质岩为主的,砂质岩占次要地位,是成熟陆块部分熔融的结果;

而敖包吐花岗岩的物质源区则主要是砂质岩。Taylor 和 Mcleannar(1985)研究结果表明,上部陆壳的 Rb/Sr 比值大约为 0.32,大陆壳平均为 0.24。从微量与稀土元素含量及特征比值(表 2)来看,研究区无论是敖包吐还是贵勒斯泰花岗岩的 Rb/Sr 比值都远 >0.32,据此可以判定二者的物质源区都位于上地壳的范围。

Harris 和 Inger(1992)的研究结果表明,白云母、黑云母在变泥质岩熔融反应中有不同的地球化学行为,微量元素变化特征与 3 个主要的熔融反应有着对应关系。廖忠礼等(2006)用熔融向量的图示方法简明地反映了主要泥质岩熔融反应的向量变化趋势。在图 9b 中除 ABT07 样品外,敖包吐和贵勒斯泰 6 件花岗岩样品的 Rb/Sr 和 Sr 呈明显的线性负相关,其趋势方向与白云母在不饱和水条件下低程度部分熔融( $F=0.12$ )反应基本一致。由此说明敖包吐和贵勒斯泰花岗岩都是在不饱和水条件下低程度部分熔融的结果。图中所示敖包吐和贵勒斯泰花岗岩明显的 Rb/Sr 分布上的差异可能是源区物质的不同反映,从另一方面印证了主量元素和 Rb-Sr-Ba 系统对物质源区的约束(图 8,图 9a)。

上述研究表明,苏莫查干地区花岗岩是由上地壳物质低程度部分熔融形成的花岗岩质岩浆上升侵位而形成的。敖包吐花岗岩主要是以砂质岩部分熔融形成的,而贵勒斯泰花岗岩主要是由泥质岩的部分熔融形成的。

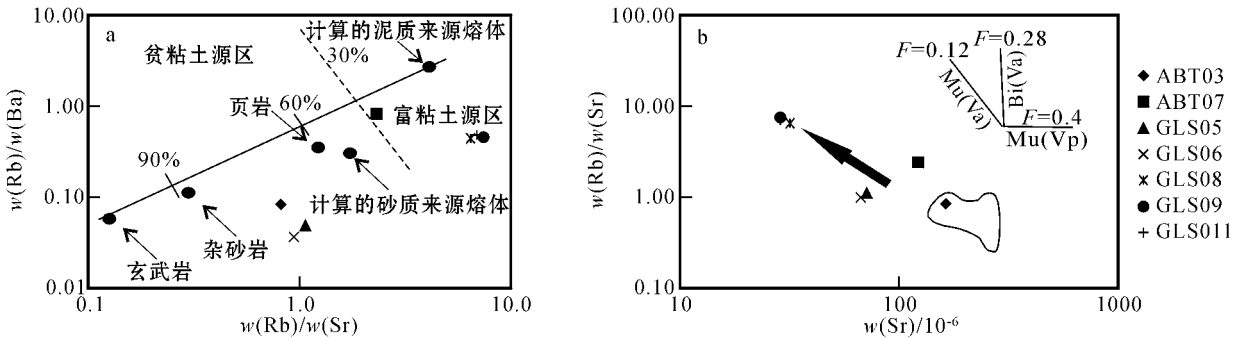


图 9 苏莫查干地区花岗岩类 Rb/Ba - Rb/Sr (a, 据 Sylvester, 1998) 和 Rb/Sr - Sr (b, 转引自廖忠礼等 2006) 图解  
Fig. 9 Diagrams of Rb/Ba - Rb/Sr (a, after Sylvester, 1998) and Rb/Sr - Sr (b, from Liao Zhongli *et al.*, 2006) of granite plutons in Sumochagan area

b:  $\text{Mu}(V_a)$ —白云母在不饱和水条件下部分熔融;  $\text{Mu}(V_p)$ —白云母在饱和水条件下部分熔融;  $\text{B}(V_a)$ —黑云母在饱和水条件下熔融;  $F$ —部分熔融程度  
Plot b:  $\text{Mu}(V_a)$ —muscovite partial melting under unsaturated conditions;  $\text{Mu}(V_p)$ —muscovite partial melting under saturated conditions;  $\text{B}(V_a)$ —biotite partial melting under saturated conditions;  $F$ —the degree of partial melting

## 4.2 大地构造环境分析和岩石成因探讨

苏莫查干地区燕山期花岗岩形成于早白垩世 ( $138 \pm 4$  Ma), 而古亚洲洋的闭合发生在晚二叠世, 从时间序列上看, 花岗岩的形成显然应该是在后造山-非造山的构造背景下。花岗岩类的岩石化学特征属高钾钙碱性过铝质花岗岩,  $A/NCK = 1 \sim 1.1$  之间, 其铝饱和指数 (ASI) 都投在后造山 (POG) 范围内 (图 4)。在 R1 - R2 构造判别图解中 (Batchelor and

Bowden, 1985 (图 10a)) 3 件敖包吐花岗岩靠近同碰撞 S 型花岗岩, 而贵勒斯泰花岗岩则几乎投在造山期后的 A 型花岗岩范围, 说明花岗岩产出于同碰撞向后造山过渡的大地构造环境背景下。在 Pearce 等 (1984) 的 Rb - (Y + Yb) 图解上 (图 10b), 7 件样品都投绘在 Pearce (1996) 圈定的后碰撞伸展花岗岩区, 进一步表明花岗岩类形成于造山后的伸展环境。

苏莫查干地区燕山期花岗岩类产出于中亚古生

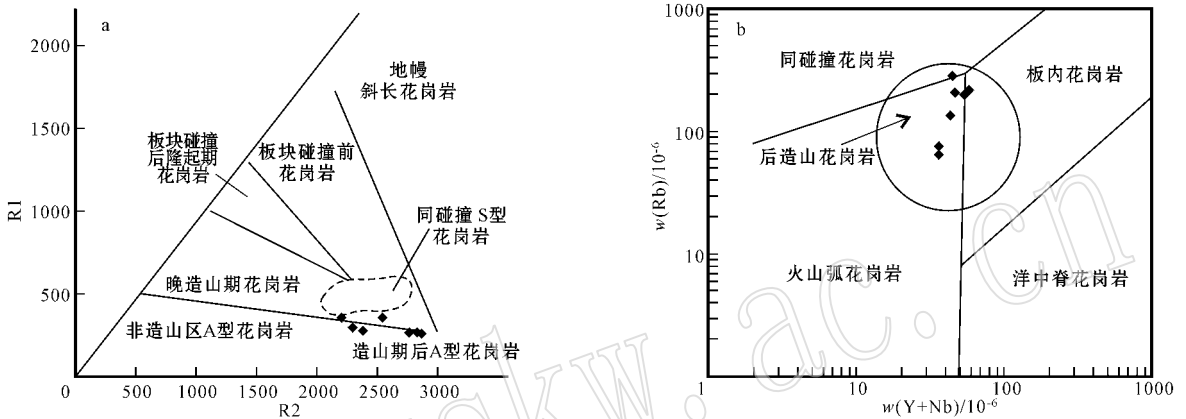


图 10 苏莫查干地区花岗岩类构造环境判别图解 (a 据 Batchelor 和 Bowden (1985); b 据 Pearce (1996))

Fig. 10 Discriminate diagrams of tectonic setting of granite plutons in Sumochagan area (a after Batchelor and Bowden, 1985; b after Pearce, 1996)

代造山带上, 它历经了晚二叠世的古亚洲洋的闭合 (Sengor *et al.*, 1993; Chen *et al.*, 2000; Xiao *et al.*, 2003) 和华北板块与西伯利亚板块及夹持于其间的微陆块的“软碰撞, 弱造山”过程。自晚中生代以来, 该区又经历了构造体制的转换, 145~135 Ma 晚侏罗至早白垩世期间西太平洋的奈支伊奇-库拉 (Izanagi-Kula) 板块沿 NW 方向朝亚洲大陆俯冲, 导致中国东部乃至本区发生了下地壳的置换和岩石圈的减薄 (吴福元等, 1999, 2003), 并在早白垩世早期 (112~132 Ma) 岩石圈减薄达到了顶峰 (吴福元等, 1999; 翟明国等, 2002)。在四子王旗所发现的钾玄岩验证了这一构造体制转换的存在 (许绪等, 2004; 张双涛等, 2005; 李毅等, 2007)。岩石圈深部过程的作用导致区域伸展构造的发育, 地体之间相对水平运动, 大规模的剪切带形成, 深大断裂带重新活化, 部分前寒武纪地块或下二叠统火山-沉积岩发生深熔或重熔作用, 从而可能诱发钙碱性岩浆作用 (Hooper *et al.*, 1995; Hawkesworth *et al.*, 1995; 周新华等, 2001), 产生兼具壳源和幔源地球化学特征的花岗岩岩浆, 经过一定程度的结晶分异作用上升、

侵位形成大面积分布的花岗岩类侵入岩。苏莫查干地区花岗岩类就是在这种大地构造背景条件下形成的, 其岩体的地球化学上的差异可能主要是因为源区物质不同造成的。

## 5 结论

(1) 苏莫查干地区花岗岩类无论是敖包吐岩体还是贵勒斯泰岩体在岩石地球化学特征上都表现为高钾钙碱性过铝质花岗岩, 总体上表现为高硅、富碱和铝饱和的特征。

(2) 苏莫查干地区花岗岩类 Nd、Pb 同位素都表现出以古老地壳物质来源为主, 又有幔源物质加入的壳幔混源的特征, 指示成岩物质来源是上地壳源区和地幔源区的混合, 老的钨模式年龄指示造山带中古老陆块可能是花岗岩类成岩的主要物质源区。

(3) 主量、微量元素地球化学特征表明, 苏莫查干地区花岗岩类的物质源区可能是以变泥质岩和变砂屑岩为主, 其中敖包吐花岗岩的源区可能是杂砂岩, 而贵勒斯泰花岗岩的源区可能是以泥质岩为主,

二者花岗岩的形成都是在饱和水条件下低程度部分熔融 ( $F = 0.12$ ) 的结果。

(4) 苏莫查干-西里庙地区的花岗岩类形成于后造山的岩石圈伸展减薄的环境,可能是中国东部岩石圈巨厚减薄、下地壳物质置换和地壳拉伸背景下,前寒武纪中间地块或下二叠统火山-沉积岩发生深熔或重熔作用形成的。敖包吐和贵勒斯泰岩株的地球化学上的差异可能主要是因为源区物质不同造成的。

## References

Barbrin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments [J]. *Lithos*, 46(3): 605~626.

Batchelor R A and Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters [J]. *Chem. Geol.*, 48: 43~55.

Chappell B W and White A J R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan fold belt [J]. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.*, 83: 1~26.

Chen Bin, Jahn Bor-ming, Wilde S, *et al.* 2000. Two contrasting Paleozoic magmatic belts in northern Inner Mongolia, China: Petrogenesis and tectonic implications [J]. *Tectonophysics*, 328: 157~182.

DePaolo D J. 1981. Nd in the Colorado Front Range and implications for crust formation and mantle evolution in the Proterozoic [J]. *Nature*, 291: 193~196.

DePaolo D J. 1988. Neodymium isotope geochemistry. An introduction. *Minerals and rocks* [J]. Berlin/Heidelberg/New York: Springer, 20: 1~187.

Doe B R and Stacey J S. 1974. The application of lead isotopes to the problems of ore genesis and ore prospect evaluation: a review [J]. *Economic Geology*, 67: 757~767.

Doe B R and Zartman R E. 1979. Plumbotectonics, the Phanerozoic [A]. Barnes H L. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* [C]. John Wiley and Sons, 22~70.

Harris N B W and Inger S. 1992. Trace element modeling pelite-derived granites [J]. *Contrib. Petrol.*, 110: 46~56.

Harris N B W, Pearce J A and Tindle A G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism [A]. Coward M P and Ries A C. *Collision Tectonics*, Geological Society [C]. Special Publication, 19: 67~82.

Hawkesworth C, Turner S, Gallagher K, *et al.* 1995. Calc-alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range [J]. *J. Geophysics Res.*, 100(B7): 10 271~10 286.

Hong Dawei, Huang Huaizeng, Xiao Yijun, *et al.* 1994. The Permian alkaline granites in central Inner Mongolia and their geodynamic significance [J]. *Acta Geologica Sinica*, 68(3): 219~230 (in Chinese with English abstract).

Hong Dawei, Wang Shiguang, Xie Xilin, *et al.* 2000. Genesis of positive ( $Nd, t$ ) granitoids in the Da Hinggan Mts.-Mongolia orogenic belt and

growth continental crust [J]. *Earth Science Frontiers (China University of Geosciences, Beijing)*, 7(2): 441~456 (in Chinese with English abstract).

Hooper P R, Bailey D G and McCauley G A. 1995. Tertiary calc-alkaline magmatism associated with lithospheric extension in the Pacific Northwest [J]. *J. Geophysics Res.*, 100(B7): 10 303~10 319.

James R S and Hamilton D L. 1969. Phase relations in the system albite-orthoclase-anorthite-quartz at 1 kb water vapor pressure [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 21: 111~141.

Lee S Y, Barnes C G, Snoko A W, *et al.* 2003. Petrogenesis of Mesozoic peraluminous granites in the Lamoille Canyon Area, Ruby Mountains, Nevada, USA [J]. *J. Petrol.*, 44(4): 713~732.

Li Shiqin. 1985. The super-large fluorite deposit formed by volcanism [J]. *Geology and Exploration*, 21(1): 30~31 (in Chinese).

Li Yi, Wu Tairan, Luo Hongling, *et al.* 2007. Early Cretaceous lithospheric thinning of Northern Margin of the North China Craton: Evidence from Pb isotope of shoshonite [J]. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis*, 43(2): 176~182 (in Chinese with English abstract).

Liao Zhongli, Mo Xuanxue, Pan Guitang, *et al.* 2006. Quaternary peraluminous granite, Tibet: Geochemical characteristics and geodynamic significance [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(4): 845~854 (in Chinese with English abstract).

McDonough W F, Stosch H G, Ware N G, *et al.* 1992. Distribution of titanium and the rare earth elements between peridotitic minerals [J]. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 110: 321~328.

Pearce J A. 1996. Source and settings of granitic rocks [J]. *Episodes*, 19: 120~125.

Pearce J A, Harris N B W and Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks [J]. *J. Petrol.*, 25: 956~983.

Pitcher W S. 1983. *Granite Type and Tectonic Environment* [A]. Hsu K. *Mountain Building Processes* [C]. London: Academic Press, 19~40.

Rickwood P C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements [J]. *Lithos*, 22: 247~263.

Searle M P and Fryer B J. 1986. Garnet-tourmaline- and muscovite-bearing leucogranites, gneisses and migmatites of the higher Himalayas from Zaskar, Kulu, Lahoul and Kashmir [A]. Coward M P and Ries A C. *Collision Tectonics* [C]. Geological Society Special Publication, 19: 185~202.

Sengor A M C, Natal B A and Burtman V S. 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia [J]. *Nature*, 364: 299~307.

Shand S J. 1927. *Eruptive Rocks* [M]. London: Murby, 230.

Sylvester P J. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites [J]. *Lithos*, 45: 29~44.

Taylor S R. 1965. The Application of Trace Element Data to the Problems in Petrology [A]. Ahrens J H. *Physics and Chemistry of Earth* [C]. VI: 133~213.

Taylor S R and McLennan S M. 1985. *The continental crust: Its composition and evolution* [M]. Oxford: Blackwell.

Vidal P, Cocherie A and Le F P. 1982. Geological investigations of the origin

- of the Manaslu leucogranite (Himalayas, Nepal) [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46: 2279~2292.
- Wang Wanchang, Yang Baoshan and Zhang Shaoping. 1986. Discussion on geological feature and metallogeny of the fluorite deposits occurring within the Sumoqagan Obo-Xilimiao district [J]. *Journal of Inner Mongolian Geology*, (1): 20~30 (in Chinese).
- White A J R and Chappell B W. 1983. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia [J]. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 159: 21~34.
- Williamson B J, Shaw A, Downes H, *et al.* 1996. Geochemical constraints on the genesis of Hercynian two micas leucogranites from the Massif Central [J]. *France Chemgeol*, 127: 25~42.
- Wu Fuyuan, Ge Wenchun, Sun Deyou, *et al.* 2003. Discussion on the lithospheric thinning in eastern China [J]. *Earth Science Frontiers*, 10(3): 51~60 (in Chinese with English abstract).
- Wu Fuyuan and Sun Deyou. 1999. The Mesozoic magmatism and lithospheric thinning in eastern China [J]. *Journal of Changchun University of Science and Technology*, 29(4): 313~318 (in Chinese with English abstract).
- Xiao Qinghui, Deng Jinfu, Ma Daquan, *et al.* 2002. The Ways of Investigation on Granitoids [M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Xiao Wenjiao, Windley B F, Hao J, *et al.* 2003. Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: Termination of the central Asian orogenic belt [J]. *Tectonics*, 22(6): 2~20.
- Xu Xuan, Wu Tairan, Zhang Shuangtao, *et al.* 2004. Significances of deep-seated xenolith in Cretaceous basalt of Inner Mongolia [J]. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinesis*, 41(4): 563~569 (in Chinese with English abstract).
- Zhai Mingguo and Fan Qicheng. 2002. Mesozoic replacement of bottom crust in North China Craton: anorogenic mantle-crust interaction [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 18(1): 1~28 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Shuangtao, Wu Tairan, Xu Xuan, *et al.* 2005. The significance of discovery of early Cretaceous shoshonite in Central Inner Mongolia [J]. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinesis*, 41(2): 212~218 (in Chinese with English abstract).
- Zhou Xinhua, Zhang Guohui, Yang Jinghui, *et al.* 2001. Sr-Nd-Pb isotope mapping of Late Mesozoic volcanic rocks across northern margin of North China Craton and implications to geodynamic processes [J]. *Geochemica*, 30(1): 10~23 (in Chinese with English abstract).

## 附中文参考文献

- 洪大卫, 黄怀曾, 肖宜君, 等. 1994. 内蒙古中部二叠纪碱性花岗岩及其地球动力学意义 [J]. *地质学报*, 68(3): 219~230.
- 洪大卫, 王式洸, 谢锡林, 等. 2000. 兴安造山带正  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值花岗岩的成因和大陆地壳生长 [J]. *地学前缘*, 7(2): 441~456.
- 李士勤. 1985. 火山作用形成的特大型沉积萤石矿床 [J]. *地质与勘探*, 21(1): 30~31.
- 李毅, 吴泰然, 罗红玲, 等. 2007. 华北克拉通北缘早白垩世岩石圈减薄 钾玄岩的 Pb 同位素证据 [J]. *北京大学学报(自然科学版)*, 43(2): 176~182.
- 廖忠礼, 莫宣学, 潘桂棠, 等. 2006. 西藏曲珍过铝花岗岩地球化学特征及地球动力学意义 [J]. *岩石学报*, 22(4): 845~854.
- 王万昌, 杨宝善, 张绍平. 1986. 苏莫查干敖包-西力庙萤石矿床地质特征及成矿地质作用探讨 [J]. *内蒙古地质*, (1): 20~30.
- 吴福元, 孙德有. 1999. 中国东部中生代岩浆作用与岩石圈减薄 [J]. *长春科技大学学报*, 29(4): 313~318.
- 吴福元, 葛文春, 孙德有, 等. 2003. 中国东部岩石圈减薄研究中的几个问题 [J]. *地学前缘*, 10(3): 51~60.
- 肖庆辉, 邓晋福, 马大铨, 等. 2002. 花岗岩研究思维与方法 [M]. 北京: 地质出版社.
- 许绚, 吴泰然, 张双涛, 等. 2004. 内蒙古四子王旗早白垩世深源捕虏体的发现及意义 [J]. *北京大学学报(自然科学版)*, 41(4): 563~569.
- 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 [J]. *岩石学报*, 18(1): 1~28.
- 张双涛, 吴泰然, 许绚, 等. 2005. 内蒙古中部早白垩世钾玄岩的发现及其意义 [J]. *北京大学学报(自然科学版)*, 41(2): 212~218.
- 周新华, 张国辉, 杨进辉, 等. 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 [J]. *地球化学*, 30(1): 10~23.