

# 山西芦芽山早元古代紫苏花岗岩的成因： 地球化学和 Nd 同位素证据\*

刘超辉 刘树文\*\* 李秋根 王月然 党青宁 古丽冰 杨 斌 赵凤山

北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室, 地球与空间科学学院, 北京 100871

**摘要** 芦芽山紫苏花岗岩体主要由紫苏二长岩、紫苏石英二长岩、紫苏花岗岩和钾长花岗岩组成。这些花岗质岩石表现  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , Zr, Nb, Y, Pb, La, Ce 和 Ba 富集以及高的  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  比值, 而 MgO, CaO,  $\text{Mg}^\#$ , Th, U 亏损和低的 Sr/Ba、Rb/Ba 比值。Zr, Nb 和 Ce 与  $\text{SiO}_2$  反相关, 这与 I 型花岗岩恰恰相反。这些岩石的 Sm-Nd 同位素特征比较均一, 初始  $\epsilon_{\text{Nd}}$  值为 -5.93 到 -6.97, 亏损地幔模式年龄为 2.67 到 2.78 Ga。这些特征说明紫苏花岗质岩浆起源于晚太古代下地壳的部分熔融, 即铁镁质麻粒岩在富  $\text{CO}_2$  流体存在和异常高温下的部分熔融, 石榴石作为主要残余相。它们经历了干燥高温岩浆的结晶分异, 辉石、斜长石、磷灰石和钛铁矿可能为早期结晶相。芦芽山紫苏花岗岩的岩浆作用形成于东部陆块和西部陆块 (~1850 Ma) 主碰撞期后的俯冲洋壳拆沉、地幔上隆导致的热松弛构造背景。

**关键词** 紫苏花岗岩 地球化学 Sm-Nd 同位素 岩石成因 古元古代 芦芽山

紫苏花岗岩的化学成分相当于石英闪长岩、花岗闪长岩和花岗岩, 以含有紫苏辉石为特征, 其成因可分为火成成因和变质成因两种<sup>[1]</sup>。火成紫苏花岗岩的成因认识主要有以下几种, (1) 玄武岩板底垫托和地壳熔融<sup>[2]</sup>, (2) 构造增厚地壳的熔融<sup>[3]</sup> 和 (3) 地幔下陷和增厚地壳的熔融<sup>[4]</sup> 等。

位于吕梁山前寒武纪变质地块最北端的芦芽山紫苏花岗岩是华北克拉通中部带内古元古代晚期惟一的一个紫苏花岗岩体, 其成因和形成的构造背景与华北克拉通中部带的形成和演化密切相关, 也是造山带演化阶段的重要标志。在前人研究的基础上, 本文根据新获得的地球化学和 Nd 同位素数据, 主要探讨该紫苏花岗岩的成因及其动力学意义。

## 1 区域地质背景

华北克拉通太古代到早元古代中部带形成于东

部陆块和西部陆块(图 1 内插图)的碰撞作用, 这一碰撞作用导致了华北克拉通的最终固化<sup>[5-8]</sup>。阜平杂岩-五台杂岩-恒山杂岩的大量变质锆石和岩浆锆石变质生长边的 SHRIMP 定年结果表明变质作用发生在 1888—1848 Ma, 变质峰期为 1860—1850 Ma<sup>[9-10]</sup>。这一变质作用事件是东部陆块和西部陆块碰撞作用的地质记录。西部和东部陆块的变质作用表现了逆时针 PTt 轨迹, 然而中部带为顺时针轨迹, 并且保存了高压麻粒岩<sup>[5,10,11]</sup>, 支持了中部带为碰撞造山带的认识。

吕梁山前寒武纪变质杂岩位于山西省西部, 是中部带的重要组成部分, 主要由太古宙到古元古代的界河口群、古元古代的吕梁群<sup>[12]</sup> 和野鸡山群、赤坚岭花岗杂岩、关帝山花岗杂岩和芦芽山紫苏花岗岩组成(图 1)。

芦芽山紫苏花岗岩出露于吕梁山变质杂岩的最

2005-03-07 收稿, 2005-04-28 收修改稿

\* 国家自然科学基金重大国际合作项目(批准号: 40420120135)

\*\* 通讯作者, E-mail: swliu@pku.edu.cn

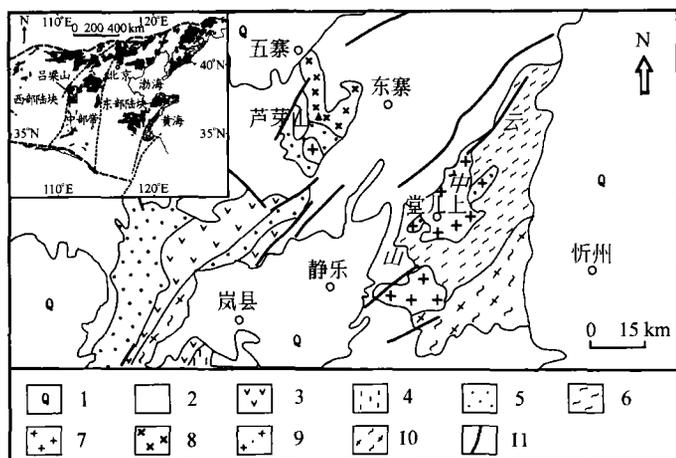


图1 吕梁山北段地质略图及本区位于华北克拉通位置图  
(据文献[2, 5]修改)

插图表示华北克拉通的东部陆块、西部陆块和中部带构造单元,

插图内方框范围表示吕梁山前寒武纪变质杂岩的位置

- 1—第四系; 2—古生界到中生界盖层; 3—野鸡山群; 4—吕梁群; 5—界河口群; 6—五台群片麻岩;  
7—古元古代末期花岗岩; 8—含辉石石英二长岩; 9—片麻状花岗岩闪长岩; 10—混合质花岗岩片麻岩; 11—断裂

北端, 分布于五寨县以东至宁武县的东寨地区, 椭圆形态, 面积约 200 km<sup>2</sup>, 主要由紫苏二长岩、紫苏石英二长岩、紫苏花岗岩和钾长花岗岩组成, 其中含有麻粒岩、黑云变粒岩等围岩捕虏体, 以及辉长岩、花岗岩等包体. 岩体南部主要与太古宙到早元古代的界河口群片麻岩呈侵入接触, 北部被寒武纪地层所覆盖(图 1). 先前的年代学和地球化学研究表明, 黑云母<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar的坪年龄为 1866 Ma, 紫苏花岗岩和石英二长岩 SHRIMP 锆石年龄分别是(1800±7)Ma 和(1794±13)Ma<sup>[12-14]</sup>.

表 1 芦芽山紫苏花岗岩体同位素年龄表

分析方法	年龄值/Ma	文献
1 <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar坪年龄	1866±1.7	[13]
2 单颗粒锆石化学法	1800±7	[12]
3 锆石 SHRIMP 法	1794±13	[14]
4 Sm-Nd 全岩-矿物等时线	1781±65	本文

## 2 岩石学特征

芦芽山紫苏花岗岩体岩石呈半自形粒状结构, 常常发育碱长石巨斑(粒径可达 2 cm), 片麻状构造到块状构造. 某些组成矿物颗粒十分巨大, 在露头上可见卵球状碱性长石被斜长石环绕的现象, 类似于环斑花岗岩的特征.

紫苏石英二长岩和紫苏花岗岩具有似斑状结构, 主要的组成矿物有微斜长石+条纹长石(40%左右), 斜长石牌号(An 为 30%—42, 35%)、石英(5%—10%)、角闪石(5%—8%)、紫苏辉石(5%—10%)、黑云母(2%), 单斜辉石很少. 副矿物组合为锆石、磷灰石、钛铁矿和磁铁矿等. 钾长石一般为微斜条纹长石, 具格子状双晶和卡氏双晶, 有时呈棋盘格状, 其中的斜长石条纹有较弱的定向. 斜长石半自型粒状, 与钾长石接触时发育蠕虫状石英, 斜长石边部有净边结构. 紫苏辉石不规则粒状, 常常有角闪石反应边. 粒间交生的角闪石为棕黄色, 黑云母为棕红色. 在新鲜的手标本上, 这两类岩石的长石和石英均呈暗色, 与印度南部及冀西北等地的紫苏花岗岩<sup>[15,16]</sup>相似. 从紫苏石英二长岩到紫苏花岗岩角闪石和紫苏辉石含量减少. 钾长花岗岩表现了与紫苏花岗岩类似的结构特征, 但是基本没有角闪石和紫苏辉石, 而微斜长石、条纹长石和石英含量明显增加.

芦芽山紫苏花岗岩中细粒花岗质包体主要组成矿物为微斜长石+条纹长石(35%左右)、斜长石(40%)、石英(6%)、单斜辉石(5%)、紫苏辉石6%及一些钛铁矿和磁铁矿.

值得注意的是, 芦芽山紫苏花岗岩中的副矿物

数量多, 颗粒大. 如锆石往往呈较大的自型颗粒, 柱面发育, 自形环带在显微镜下可见, 显示出岩浆成因的特点.

### 3 地球化学特征

#### 3.1 常量元素

本文共进行了 17 个典型样品的岩石地球化学分析, 其中紫苏二长岩 6 个、紫苏石英二长岩 4 个、紫苏花岗岩 4 个和钾长花岗岩 3 个. 这些岩石的主要成分、微量和稀土元素分析在北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室进行, 分析结果列于表 2. 从紫苏二长岩到钾长花岗岩  $\text{SiO}_2$  含量在 59.6% 到 74.8% 之间, 以中性为主, 部分为酸性.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  的含量在 13% 左右.  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{TiO}_2$  和  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  含量与  $\text{SiO}_2$  含量反相关,  $\text{K}_2\text{O}$  与  $\text{SiO}_2$  正相关. 在  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  图上落在高 K 钙碱性花岗岩区,

$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  比值在 0.81—2.97 之间. 在 A/CNK-A/NK 图, 绝大部分样品落入偏铝性花岗岩区域 (图 2).

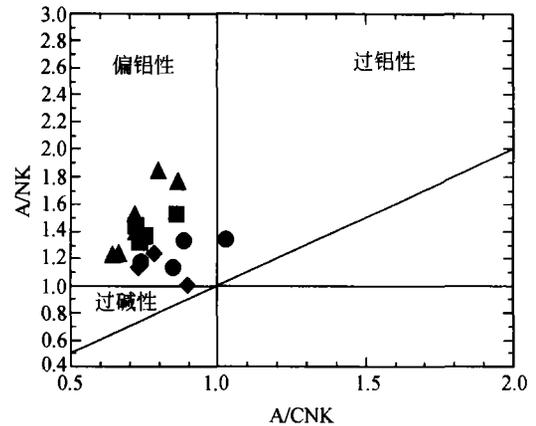


图 2 A/CNK-A/NK 图

其中: ▲—紫苏二长岩, ■—紫苏石英二长岩, ●—紫苏花岗岩, ◆—钾长花岗岩, 以下图中符号同此图

表 2 常量元素、微量元素和稀土元素含量<sup>a)</sup>

样品号	L037-1	Yz15-4	Yz16	L043-3	L032-1	L034-1	L041-1	Yz13-2
岩石类型	紫苏二长岩	紫苏二长岩	紫苏二长岩	紫苏二长岩	紫苏石英二长岩	紫苏石英二长岩	紫苏石英二长岩	紫苏石英二长岩
主要元素 w/%								
$\text{SiO}_2$	59.60	58.01	59.08	60.90	62.10	62.30	63.00	63.39
$\text{TiO}_2$	1.82	2.04	1.72	1.90	1.50	1.77	1.62	1.40
$\text{Al}_2\text{O}_3$	13.20	14.18	14.59	11.90	13.50	12.20	12.70	14.03
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	10.10	10.55	10.07	10.10	8.40	9.80	8.39	7.26
$\text{MnO}$	0.12	0.23	0.22	0.15	0.11	0.11	0.11	0.19
$\text{CaO}$	5.36	5.53	4.77	4.90	4.50	4.66	4.22	3.95
$\text{MgO}$	2.31	2.60	2.05	1.57	1.80	1.85	1.94	1.37
$\text{K}_2\text{O}$	3.02	3.00	3.60	4.46	4.41	3.22	4.21	4.29
$\text{Na}_2\text{O}$	3.25	2.71	2.65	2.95	3.08	3.02	3.07	2.75
$\text{P}_2\text{O}_5$	0.65	0.73	0.61	0.79	0.50	0.74	0.55	0.49
LOI <sup>b)</sup>	0.54	1.18	1.06	0.40	0.16	0.31	0.24	1.09
总和	99.97	99.82	99.64	100.02	100.06	99.98	100.05	99.48
微量元素/w × 10 <sup>6</sup>								
Li	24.90	19.90	23.00	3.40	21.40	20.00	26.70	20.30
Sc	21.20	23.89	23.73	7.84	19.50	18.40	16.26	19.87
Rb	70.70	86.00	126.00	47.00	94.20	74.80	101.00	138.00
Sr	286.00	347.00	318.00	110.00	295.00	339.00	296.00	269.00
Y	53.00	52.40	58.4	31.5	48.20	55.70	42.50	49.10
Zr	716.00	279.00	338	276	565.00	728.00	878.00	269.00
Nb	32.40	28.51	34.63	15.89	26.90	34.20	27.40	31.96
Mo	2.93	2.51	3.46	1.49	2.41	3.31	2.60	3.33
Cs	0.66	0.83	1.76	0.65	0.58	1.04	3.62	1.24

续表 2

样品号	L037-1	Yz15-4	Yz16	L043-3	L032-1	L034-1	L041-1	Yz13-2
Ba	1132.00	1156	1455.00	621.00	1491.00	1411.00	1658.00	1422.00
Hf	20.10	6.95	8.86	8.76	15.40	19.90	23.82	8.02
Ta	1.72	1.47	1.73	0.93	1.37	1.69	1.80	1.64
Pb	12.50	16.50	18.90	9.70	13.80	13.70	21.90	23.00
Th	7.33	4.96	10.16	4.02	2.92	5.44	13.52	8.12
U	0.83	1.16	2.22	1.23	1.11	1.44	3.66	1.53
稀土元素/ $w \times 10^6$								
La	113.10	92.750	115.83	58.24	91.70	127.10	98.06	94.52
Ce	245.00	201.60	253.89	117.88	205.00	272.00	209.03	210.11
Pr	29.50	24.82	31.12	16.62	25.50	34.40	23.93	25.99
Nd	105.20	96.12	118.14	58.11	91.80	125.50	94.06	95.64
Sm	22.30	17.26	20.46	11.91	19.50	25.60	20.13	16.41
Eu	3.30	3.36	3.39	2.04	3.31	3.84	3.87	3.10
Gd	18.20	15.47	17.85	11.4	16.30	21.30	16.90	15.02
Tb	2.38	1.89	2.13	1.54	2.18	2.70	2.27	1.81
Dy	11.55	10.92	12.09	7.02	10.94	12.64	10.16	10.21
Ho	2.18	2.11	2.28	1.18	2.03	2.38	1.78	1.96
Er	5.78	5.85	6.16	3.41	5.52	6.58	5.22	5.54
Tm	0.80	0.79	0.81	0.44	0.72	0.88	0.70	0.74
Yb	4.99	4.90	4.90	3.02	4.65	5.23	4.61	4.74
Lu	0.81	0.96	0.97	0.45	0.73	0.82	0.71	0.90
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.93	1.11	1.36	1.51	1.43	1.07	1.37	1.56
A/CNK	0.89	1.02	1.06	0.77	0.89	0.88	0.86	1.01
Mg <sup>#</sup>	50	52	47	41	48	45	50	45
K/Rb	354	289	238	794	388	357	347	257
Rb/Sr	0.25	0.25	0.39	0.42	0.32	0.22	0.34	0.51
Sr/Ba	0.25	0.30	0.22	0.18	0.20	0.24	0.18	0.19
(La/Yb) <sub>N</sub>	15.27	12.76	15.94	13.00	13.30	16.38	14.34	13.44
Eu*	0.50	0.63	0.54	0.54	0.57	0.50	0.64	0.60
ΣREE	565.1	478.8	590.0	293.3	479.9	640.5	491.4	486.7

续表 2

样品号	L031-1	L036-1	Yz15-1	Yz15-3	L038-1	L039-1	L044-1	L037-2	L043-1
岩石类型	紫苏花岗岩	紫苏花岗岩	紫苏花岗岩	紫苏花岗岩	钾长花岗岩	钾长花岗岩	钾长花岗岩	细粒紫苏二长岩	细粒紫苏二长岩
主要元素 $w/\%$									
SiO <sub>2</sub>	66.60	64.60	69.41	64.40	67.70	69.10	74.80	61.40	61.20
TiO <sub>2</sub>	0.97	0.76	0.60	1.05	0.94	1.15	0.13	1.77	1.87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.10	14.00	13.32	14.80	12.90	10.60	12.80	12.80	12.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.87	6.01	3.75	5.80	5.57	6.27	1.19	9.54	9.62
MnO	0.07	0.08	0.17	0.14	0.12	0.10	0.02	0.08	0.12
CaO	3.59	2.33	1.66	3.05	3.31	2.89	0.90	4.71	4.73
MgO	1.10	1.79	2.11	0.92	1.04	1.21	0.16	1.82	1.62
K <sub>2</sub> O	3.59	7.51	5.36	5.31	4.43	5.10	5.83	4.09	4.43
Na <sub>2</sub> O	4.44	2.53	2.52	3.28	3.43	2.30	3.86	2.88	3.14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.33	0.03	0.29	0.34	0.31	0.45	0.05	0.56	0.75
LOI <sup>h</sup>	0.32	0.43	0.75	0.89	0.29	0.86	0.25	0.43	0.28

续表

样品号	L031-1	L036-1	Yz15-1	Yz15-3	L038-1	L039-1	L044-1	L037-2	L043-1
总和	99.98	100.07	99.58	99.55	100.04	100.03	99.99	100.08	100.06
微量元素/ $w \times 10^6$									
Li	24.00	15.80	25.60	25.60	34.40	15.40	34.90	9.40	19.70
Sc	13.10	8.00	8.18	8.18	12.60	9.00	1.06	22.20	16.63
Rb	86.30	105.50	163.00	163.00	144.10	98.00	321.00	79.20	105.00
Sr	228.00	190.00	246.00	246.00	241.00	110.00	109.00	319.00	226.00
Y	35.90	9.10	24.30	24.30	44.20	32.60	14.1	47.00	47.40
Zr	515.00	597.00	222.00	222.00	564.00	418.00	124.00	1033.00	663.00
Nb	19.40	11.10	14.36	14.36	23.30	19.50	14.76	32.60	28.90
Mo	1.74	0.73	0.67	0.67	2.11	1.10	0.01	3.23	3.22
Cs	1.11	2.07	1.68	1.68	2.87	3.34	2.75	2.08	1.79
Ba	947.00	1953	1581.00	1581.00	1092.00	749.00	509.00	2092.00	1450.00
Hf	14.20	17.10	6.97	6.97	15.20	11.00	4.32	25.50	19.40
Ta	1.19	0.61	1.02	1.02	1.23	1.32	1.08	1.45	1.67
Pb	13.20	17.20	29.20	29.20	16.60	17.20	24.80	13.30	18.90
Th	4.56	3.64	20.42	20.42	10.61	16.88	34.39	2.77	5.90
U	1.70	1.55	2.51	2.51	1.97	2.56	3.94	1.58	1.97
稀土元素/ $w \times 10^6$									
La	81.10	21.50	83.68	83.68	96.20	63.10	48.27	93.00	107.92
Ce	172.00	35.00	161.15	161.15	214.00	125.00	89.66	204.00	213.65
Pr	20.00	4.10	17.25	17.25	25.00	14.60	10.44	25.00	26.68
Nd	76.20	14.70	60.25	60.29	90.20	55.70	35.33	92.70	100.23
Sm	15.20	4.60	9.99	9.99	17.70	11.30	4.81	20.60	22.71
Eu	2.44	3.15	1.60	1.60	2.72	1.72	0.63	4.49	4.13
Gd	12.90	2.30	7.61	7.61	14.3	10.40	4.35	16.90	20.10
Tb	1.66	0.30	0.92	0.92	1.93	1.42	0.55	2.17	2.51
Dy	7.84	1.64	5.00	5.00	9.71	6.55	2.50	10.48	10.71
Ho	1.40	0.35	0.94	0.94	1.70	1.27	0.42	1.97	1.93
Er	3.76	1.08	2.56	2.56	4.75	3.75	1.14	5.46	5.68
Tm	0.51	0.17	0.38	0.38	0.64	0.52	0.16	0.69	0.80
Yb	3.12	1.43	2.52	2.52	3.94	3.63	1.04	4.56	4.98
Lu	0.46	0.24	0.46	0.46	0.61	0.50	0.16	0.73	0.80
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.81	2.97	2.13	1.62	1.29	2.22	1.51	1.42	1.41
A/CNK	0.81	0.90	1.06	0.97	0.87	0.82	0.85	0.87	0.79
Mg <sup>#</sup>	45	57	71	41	45	46	37	46	42
K/Rb	345	590	272	270	255	432	151	428	351
Rb/Sr	0.38	0.56	0.66	0.66	0.60	0.89	2.94	0.25	0.46
Sr/Ba	0.24	0.10	0.16	0.16	0.22	0.15	0.21	0.15	0.16
(La/Yb) <sub>N</sub>	17.51	10.13	22.39	22.39	16.46	11.71	31.29	13.75	14.61
Eu*	0.53	2.95	0.56	0.56	0.52	0.48	0.42	0.73	0.59
ΣREE	398.90	90.4	354.30	354.4	483.4	299.8	199.5	483.2	522.8

a) LOI-烧失量;  $A/CNK = n(Al_2O_3) / [n(CaO) + n(Na_2O) + n(K_2O)]$ ;  $Mg^{\#} = n(Mg^{2+}) / (n(Mg^{2+}) + n(Fe^{2+}))$ ;  $(La/Yb)_N$ : 球粒陨石标准化后的 La/Yb;  $Eu^* = (Sm_N \times Gd_N)^{1/2}$

### 3.2 微量元素地球化学

芦芽山紫苏花岗岩体在原始地幔标准化蜘蛛网状图(图3)上,所有岩石都显示了Nb, Ta, Sr和Ti的亏损, Rb, K, La和Nd的富集. 这些微量元素地球化学特征反映了芦芽山紫苏花岗岩的岩浆来

源于与洋壳俯冲有关的地壳物质. 然而, 在花岗质岩石的 Rb-(Y+Nb)构造环境鉴别图上, 几乎全部样品投影在碰撞后花岗岩区内, 显示 Rb, Y 和 Nb 高丰度的特点(图4).

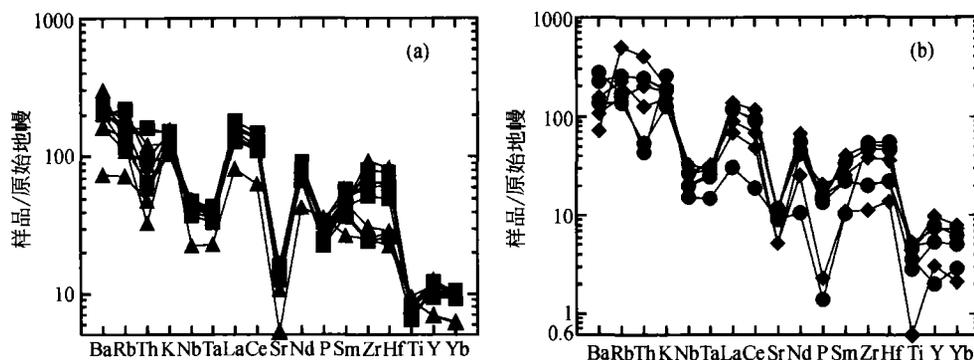


图3 原始地幔标准化的微量元素分布图谱

(原始地幔标准值引自文献[17])

(a) 紫苏二长岩和紫苏石英二长岩; (b) 紫苏花岗岩和钾长花岗岩

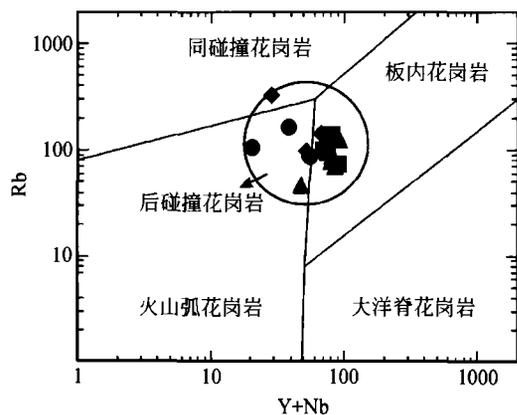


图4 花岗岩的 Rb-(Y+Nb) 判别图

(据文献[18])

### 3.3 稀土元素地球化学

芦芽山紫苏花岗岩的稀土总量在 199 至 640  $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$  之间. 在球粒陨石标准化图解上, 它们表现为轻稀土富集 ( $\text{La}_N/\text{Yb}_N$  为 12-22) 和 Eu 负异常 ( $\text{Eu}^*$  为 0.53-0.78), 强分馏右斜式稀土配分模式(图5). 随着  $\text{SiO}_2$  的增加  $\text{La}_N/\text{Yb}_N$  比值增加, 而  $\text{Eu}^*$  和  $\Sigma\text{REE}$  呈减小趋势.

### 3.4 Sm-Nd 同位素特征

四个紫苏花岗岩全岩样品和样品 L034-1 中分离出来的角闪石、紫苏辉石的 Sm-Nd 同位素分析结果列于表3. L034-1 样品的角闪石、紫苏辉石和

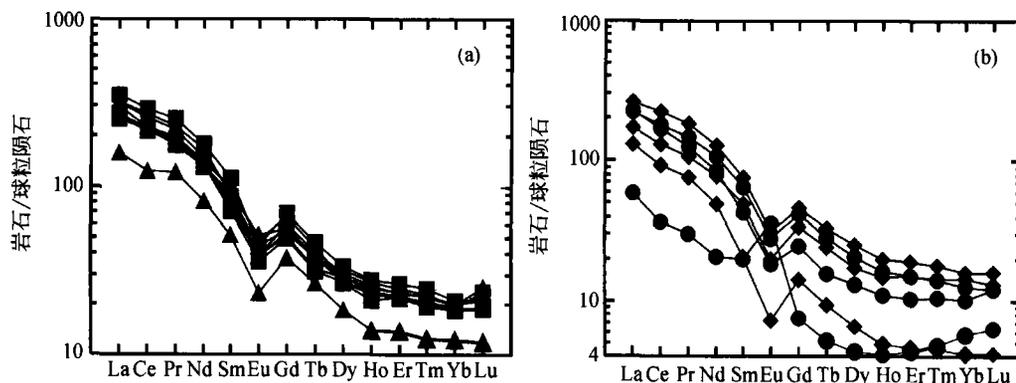


图5 球粒陨石标准化的稀土元素配分模式

(a) 紫苏二长岩和紫苏石英二长岩; (b) 紫苏花岗岩和钾长花岗岩

表3 芦芽山紫苏花岗岩的 Sm-Nd 同位素特征<sup>a)</sup>

样品号	岩性	Sm×10 <sup>6</sup>	Nd×10 <sup>6</sup>	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	2σ×10 <sup>5</sup>	T <sub>DM</sub> /Ga	ε <sub>Nd</sub> (t)	f <sub>Sm/Nd</sub>
L031-1 全岩	紫苏花岗岩	11.71	65.20	0.1087	0.511301	1.4	2.67	-5.93	-0.45
L032-1 全岩	紫苏石英二长岩	19.26	102.40	0.1138	0.511318	1.0	2.78	-6.78	-0.42
L034-1 全岩	紫苏石英二长岩	22.03	123.00	0.1084	0.511263	0.7	2.72	-6.61	-0.45
L037 1 全岩	紫苏二长岩	23.26	124.60	0.1130	0.511299	0.8	2.78	-6.97	-0.42
L034-1 角闪石	紫苏石英二长岩	78.59	349.60	0.1361	0.511586	1.0			
L034-1 紫苏辉石	紫苏石英二长岩	7.48	41.80	0.1084	0.511258	1.1			

a)  $\epsilon_{Nd} = [({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_s / ({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} - 1] \cdot 10000$ ;  $f_{\text{Sm/Nd}} = [({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_s / ({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} - 1] \cdot ({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512638$ ;  $({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.1967$ ;  $T_{\text{DM}} = 1/\lambda \cdot \ln\{1 + [({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_s - 0.51315] / [({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_s - 0.2137]\}$ ;  $\lambda = 0.00654 \text{ Ga}^{-1}$ , S 为样品,  $t = 1.794 \text{ Ga}$

全岩的 Sm-Nd 同位素数据获得一条全岩-岩浆矿物内部等时线, 其等时线年龄为  $(1781 \pm 65) \text{ Ma}$ ,  $\text{MSWD} = 0.55$  (图 6), 与 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年结果  $(1794 \pm 13) \text{ Ma}$ <sup>[14]</sup> 在误差范围内一致. 模式年龄为  $2.67\text{--}2.78 \text{ Ga}$ ,  ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$  初始值为  $0.5010014\text{--}0.509961$ ,  $f_{\text{Sm/Nd}} = -0.42\text{--}0.45$ . 若把形成时间  $1794 \text{ Ma}$  作为  $t$  值, 则  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  为  $-5.93\text{--}6.97$ , 落于  $2.6\text{--}2.7 \text{ Ga}$  地壳的 Nd 同位素演化区域内 (图 7).

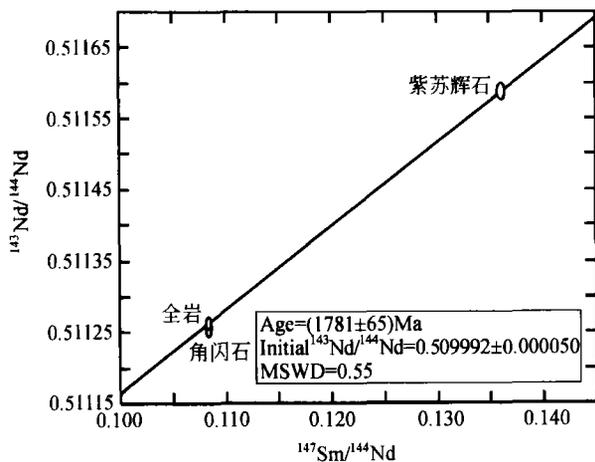
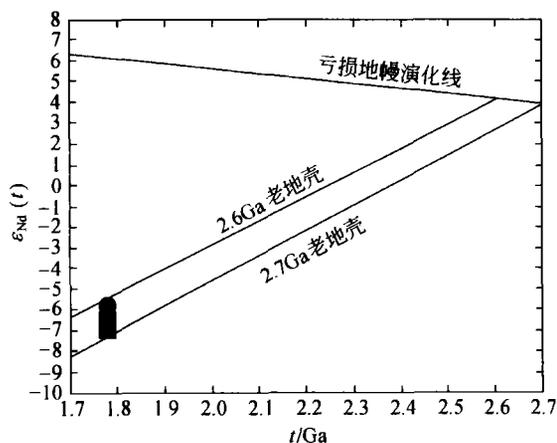


图6 全岩-矿物内部等时线

## 4 成因认识

### 4.1 岩浆来源和形成条件

芦芽山紫苏花岗岩的 Nd 同位素特征表明源岩是在  $2.60\text{--}2.70 \text{ Ga}$  从地幔中分离出来的, 岩浆起源于太古代老地壳的部分熔融, 而  $1794\text{--}1800 \text{ Ma}$  代表了它的结晶年龄. 原始地幔标准化的微量元素图谱上显示了清楚的 Nb, Ta, Sr, P 和 Ti 的负异常, 说明其源区岩石与岛弧物质有密切的亲缘关

图7 芦芽山紫苏花岗岩的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ - $t$  演化图

系. 模式年龄显示其源区岩石最有可能来源于晚太古代变质玄武质岩石, 即富铁镁质麻粒岩的部分熔融.

紫苏花岗岩的高 Ti, P 和 Zr 含量反映了它们较高的熔融温度. 由紫苏花岗岩中得出的 Zr 饱和温度是  $800\text{--}900^\circ\text{C}$ <sup>[19]</sup>. 根据 Ti 和 P 含量得出钛铁矿和磷灰石的饱和温度大约是  $950\text{--}1000^\circ\text{C}$ <sup>[20]</sup>. 轻稀土强烈富集的配分曲线, 反映源区物质存在大量的石榴石, 指示岩浆源区经历了较高压力的变质作用. 通常火成紫苏花岗岩比 I 型花岗岩亏损 U 和 Th. 这可能是因为麻粒岩质的源区就亏损 U 和 Th 造成的<sup>[21]</sup>, 也可能与角闪岩相到麻粒岩相转变过程中富  $\text{CO}_2$ , F 和 Cl 流体活动有关, 它们会导致 U 和 Th 的迁移. 芦芽山紫苏花岗岩相对稳定的 K/Rb 比值 ( $250\text{--}400$ ) 也与下地壳平均值接近<sup>[21]</sup>. 因此, 芦芽山紫苏花岗岩体岩浆起源于下地壳太古代富铁镁质岩石在很高温度 ( $900\text{--}1000^\circ\text{C}$ ) 下的部分

熔融, 残留相中富集石榴石。

前人研究表明, 在晚太古代到古元古代华北克拉通西部陆块和东部陆块之间存在一个古洋盆, 在约 2000—1850 Ma 闭合后, 东、西部陆块之间碰撞形成中部带<sup>[5, 21-25]</sup>。这预示着可能含碳酸盐岩的洋壳沉积物转入到造山带的根部, 碳酸盐岩分解提供了富 CO<sub>2</sub> 的流体相, 在紫苏花岗岩岩浆形成过程中可能起了很重要的作用<sup>[26]</sup>。在进变质脱水过程中黑云母和角闪石的分解会产生富 F 和 Cl 的流体, 这种流体与富 CO<sub>2</sub> 的流体一起导致了从角闪岩相到麻粒岩相转变中 U 和 Th 的移出<sup>[27]</sup>。这种麻粒岩与花岗质熔体萃取形成的麻粒岩不同, 它们没有明显的 K 和 Rb 的亏损。富 CO<sub>2</sub> 流体的存在会使花岗岩体系的熔融温度升高和降低岩浆中水活度, 使斜方辉石能够稳定存在<sup>[28]</sup>, 同时可能导致 K, Ba 和 Zr 在融体中富集<sup>[28-30]</sup>, 这些都与芦芽山紫苏花岗岩的特征一致。

#### 4.2 岩浆演化

芦芽山紫苏花岗质岩石在岩石学、地球化学和同位素特征与强烈水不饱和熔体 (SiO<sub>2</sub> 约为 60%) 的分离结晶特征较为吻合, 其中辉石、斜长石、磷灰石和钛铁矿是主要的分离相。紫苏石英二长岩中普遍存在磷灰石和钛铁矿, 具有较高的 TiO<sub>2</sub> 和 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 并且他们都随着 SiO<sub>2</sub> 增加而降低, 说明钛铁矿和磷灰石是早期结晶相<sup>[25]</sup>。微量元素特征表明, Sr 与 Eu 明显正相关, 两者均表现为负异常, 紫苏石英二长岩等早期形成的岩石不仅明显偏碱性, 紫苏辉石、斜长石等矿物明显富集, 晚期岩石碱性长石和石英富集, 表明铁镁质矿物和斜长石是早期主要分离相, 而钾长石的结晶分离主要在岩浆演化的晚期。L036-1 样品中钾长石极度富集, 导致其明显的正 Eu 异常。因此, 芦芽山紫苏花岗岩体从紫苏石英二长岩、紫苏花岗岩到钾长花岗岩的演化, 经历了紫苏辉石等暗色矿物和斜长石的结晶分异作用。

### 5 构造环境

根据中部带是形成于东部地块和西部地块在大约 1850 Ma 碰撞的产物<sup>[4]</sup>以及恒山地区存在大量的约 1800 Ma 的未变质基性岩墙群<sup>[31]</sup>。我们认为紫苏

花岗岩岩浆是在碰撞后的热松弛和隆起过程中俯冲洋壳拆沉、地幔上隆和幔源岩浆底侵, 导致原来不亏损的麻粒岩质地壳岩石高温脱水、减压熔融形成紫苏花岗岩岩浆。紫苏花岗岩的 1794 Ma 的形成年龄与该区域 1850 Ma 所代表的碰撞事件的时间间隔也与热-应力模拟研究得到的造山带从同碰撞挤压应力场到碰撞后阶段岩石圈伸展背景的时间应不超过 60 Ma<sup>[32]</sup> 基本吻合。

### 参 考 文 献

- 1 Kilpatrick J A, Ellis D J. C-type magmas; Igneous charnockite and their extrusive equivalents. *Trans R Soc Edinburg, Earth Science*, 1992, 83: 155—164
- 2 Matignole J. Charnockite genesis and the Proterozoic crust. *Precambrian Research*, 1979, 9: 303—310
- 3 England P C, Bickle M J. Continental thermal and tectonic regimes during the Archaean. *Journal of Geology*, 1984: 353—346
- 4 Ridley J R, Kramers J D. The evolution and tectonic consequences of a tonalitic magma layer within Archaean continents. *Can J Earth Science*, 1990, 27: 219—228
- 5 Zhao G C, Sun M, Simon A W. Major tectonic unites of the North China Craton and their Paleoproterozoic assembly. *Science In China(D)*, 2003, 46(1): 23—38
- 6 Wilde S A, Zhao G C, Sun M. Development of the North China Craton during the Late Archaean and its amalgamation along a major 1.8 Ga collision zone: Including speculations on its position within a global palaeoproterozoic Supercontinent. *Gondwana Research*, 2002, 5: 85—94
- 7 Liu S W, Li J H, Pan Y M, et al. An Archean metamorphic block in the Taihangshan and Hengshan regions: Constraints from geochronology and geochemistry. *Progress Natural Science*, 2002, 12(8), 568—576
- 8 Liu S W, Pan Y M, Li J H, et al. Geological and isotopic geochemical constraints on the evolution of the Fuping Complex, North China Craton. *Precambrian Research*, 2002, 117: 41—56
- 9 Zhao G C, Cawood P A, Wilde S A, et al. High-pressure granulites (retrograded eclogites) from the Hengshan Complex, North China Craton: Petrology and tectonic implications. *Journal of Petrology*, 2001, 42: 1141—1170
- 10 刘树文, 沈其韩, 耿元生. 冀西北两类石榴基性麻粒岩的变质演化及 Gibbs 方法分析. *岩石学报*, 1996, 12(2): 261—275
- 11 刘树文, 梁海华. 太行山太古宙变质杂岩中富铝片麻岩的变质作用. *岩石学报*, 1997, 13(3): 303—312
- 12 耿元生, 万渝生, 沈其韩, 等. 吕梁地区前寒武纪主要地质事件的年代构架. *地质学报*, 2000, 74(3): 216—223
- 13 王恺怡. 山西早元古代芦芽山石英二长岩的初步研究. *科学通*

- 报, 1991, 36(9): 685—687
- 14 耿元生, 杨崇辉, 宋彪, 等. 吕梁地区18亿年的后造山花岗岩-同位素年代和地球化学制约. 高校地质学报, 2004, 10(4): 474—487
  - 15 Condie K C. Origin of Archaean charnockites from Southern India, In: *Archaean Geochemistry*. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 1984, 182—203
  - 16 耿元生, 刘敦一. 冀西北马市口地区紫苏花岗岩的岩石学、地球化学和同位素年代学. 岩石矿物学杂志, 1997, 16(1): 1—9
  - 17 Sun S S, McDonough W F. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts Implications for Mantle Composition and Process. In: Sauters AD, Norry M J, eds. *Magmatism in the Oceans Basins*. Geological Society Special Publication, 1989, 42: 313—345
  - 18 Pearce J. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 1996, 19(4): 120—125
  - 19 Watson E B, Harrison T M. Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet Sci Lett*, 1983, 64: 295—304
  - 20 Watson E B, Harrison T M. Accessory minerals and the geochemical evolution of crustal magmatic systems: A summary and prospectus of experimental approaches. *Phys Earth Planet Inter*, 1984, 35: 19—30
  - 21 Liu S W, Pan Y M, Xie Q L, et al. Geochemistry of the Paleoproterozoic Nanying granitic gneisses in the Fuping complex: Implications for the tectonic evolution of the Central zone, North China Craton. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2005, 24(5): 643—658
  - 22 Liu S W, Shu G M, Pan Y M, et al. Electron microprobe dating and metamorphic age of Wutai Group, Wutai Mountains. *Geol J China Univ*, 2004, 10: 356—363
  - 23 Liu S W, Pan Y M, Xie Q L, et al. Archean geodynamics in the Central Zone, North China craton: Constraints from geochemistry of two contrasting series of granitoids in the Fuping and Wutaishan complexes. *Precambrian Research*, 2004, 130: 229—249
  - 24 Liu S W, Liang H H, Zhao G C, et al. Isotopic chronology and geological events of Precambrian complex in Taihangshan region. *Science in China Series D*, 2000, 43: 386—393
  - 25 Zhao J X, Ellis D J, Kilpatrick J A, et al. Geochemical and Sr-Nd isotopic study of charnockites and related rocks in the northern Prince Charles Mountains, East Antarctica: Implications for charnockite petrogenesis and proterozoic crustal evolution. *Precambrian Res*, 1997, 81: 37—66
  - 26 Rudnick R L, Presper T. Geochemistry of intermediate-/to high-pressure granulite. In: Vielzeuf D, Vidial Ph, eds. *Granulites and Crustal Evolution*. Hague: Kluwer Academic Publishers, 1990: 523—550
  - 27 Keppler H, Wyllie P J. Role of fluids in transport and fractionation of uranium and thorium in magmatic process. *Nature*, 1990, 348: 531—533
  - 28 Frost B R, Frost C D. CO<sub>2</sub> melts and granulite metamorphism. *Nature*, 1987, 327: 503—506
  - 29 Ridley J. On the origin and tectonic significance of the charnockite suite of the Archaean Limpopo Belt, Northern Margin Zone, Zimbabwe. *Precambrian Res*, 1992, 55: 407—427
  - 30 Newton R C. An overview of charnockite. *Precambrian Res*, 1992, 55: 399—405
  - 31 李江海, 钱祥麟, 侯贵廷, 等. “吕梁运动”新认识. *地球科学*, 2000, 25(1): 15—20
  - 32 England P C, Houseman G A. Extension during continental convergence with application to the Tibetan plateau. *J Geophys Res*, 1989, 94: 17561—17579