

doi:10.3799/dqkx.2012.S1.008

# 柴南缘堇青石花岗岩的 Nd-Sr-Pb 同位素组成及其对岩石成因、源区构造属性和构造演化的启示

巴金<sup>1,2</sup>, 陈能松<sup>1,3\*</sup>, 王勤燕<sup>1</sup>, 王新宇<sup>4</sup>, 张璐<sup>1,2</sup>, 王树庆<sup>5</sup>

1. 中国地质大学地球科学学院, 湖北武汉 430074

2. 中国地质大学研究生院, 湖北武汉 430074

3. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 湖北武汉 430074

4. 广西壮族自治区地质勘查总院, 广西南宁 530023

5. 中国地质调查局天津地质调查中心, 天津 300170

**摘要:** 金水口堇青石花岗岩是迄今在青藏高原东北缘发现的唯一的一个强过铝质花岗岩岩体, 含堇青石、石榴子石和黑云母等镁铁质矿物, 属于镁铁质过铝质花岗岩。但目前对该岩体的成因机制及其对基底源区的构造属性和构造演化意义尚缺乏深入研究。为此, 本文以详细的地质学和岩相学研究为基础, 综合开展了元素和 Nd-Sr-Pb 同位素地球化学研究。金水口堇青石花岗岩的  $A/CNK=1.12\sim 2.05$ ,  $K_2O/Na_2O=0.44\sim 2.99$ , 富 Rb、Th、U, 贫 Sr、Ba,  $Rb/Sr=0.42\sim 1.23$ ,  $Nb/Ta=11.88\sim 15.30$ , 显示明显的负 Eu 异常 ( $\delta Eu=0.41\sim 1.01$ , 平均 0.62), 全岩  $I_{Sr}$  值  $=0.7114\sim 0.7503$ ,  $\epsilon_{Nd}(t)=-9.30\sim -13.32$ 。这表明, 该岩体的岩浆是由地壳上部含黑云母的变质杂砂岩部分熔融而成, 高的熔融温度但较浅的熔融深度表明存在额外热源, 暗示加里东热构造事件晚期在柴南缘发生过俯冲板片拆沉、软流圈地幔上隆、基性岩浆上侵和底侵等深部过程。金水口堇青石花岗岩的二阶段亏损地幔 Nd 模式年龄为 1.9~2.2 Ga, 初始铅同位素比值  $^{206}Pb/^{204}Pb$  为 18.181~18.389,  $^{207}Pb/^{204}Pb$  为 15.582~15.632,  $^{208}Pb/^{204}Pb$  为 37.914~38.243, 表明柴达木地块基底可能具有扬子陆块的构造属性。

**关键词:** 堇青石花岗岩; Nd-Sr-Pb 同位素; 岩石成因; 基底构造属性和演化; 柴达木地块; 地球化学; 岩石学。

中图分类号: P581; P595; P597

文章编号: 1000-2383(2012)S1-0080-13

收稿日期: 2011-07-13

## Nd-Sr-Pb Isotopic Compositions of Cordierite Granite on Southern Margin of the Qaidam Block, NW China, and Constraints on Its Petrogenesis, Tectonic Affinity of Source Region and Tectonic Implications

BA Jin<sup>1,2</sup>, CHEN Neng-song<sup>1,3\*</sup>, WANG Qin-yan<sup>1</sup>, WANG Xin-yu<sup>4</sup>, ZHANG Lu<sup>1,2</sup>, WANG Shu-qing<sup>5</sup>

1. Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2. Graduate School, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

3. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

4. Guangxi Institute of Geological Survey, Nanning 530023, China

5. Tianjin Center of Geological Survey, China Geological Survey, Tianjin 300170, China

**Abstract:** The Jinshuikou cordierite granite (JCG) is the only strong peraluminous granite pluton discovered so far on north-western margin of the Tibetan plateau. This cordierite granite contains mafic minerals of cordierite, garnet and biotite, characterizing mafic peraluminous granite. However, more comprehensive investigations of its genetic mechanism and implications for affinity and tectonic evolution of the basement of the Qaidam block is needed. This paper studies systematically on major and trace elements and Nd-Sr-Pb isotopic geochemistry of the JCG following the geology and petrographical observation. The JCG pluton shows  $A/CNK=1.12\sim 2.05$ ,  $K_2O/Na_2O=0.44\sim 2.99$ ,  $Rb/Sr=0.42\sim 1.23$ ,  $Nb/Ta=11.88\sim 15.30$ , and is enriched in Rb, Th and U, but depleted in Sr and Ba, significant negative Eu anomalies ( $\delta Eu=0.41\sim 1.01$ , average at 0.62),

**基金项目:** 国家自然科学基金项目 (Nos. 40972042, 40772041, 40234052); 教育部科技重点项目 (No. 104039).

**作者简介:** 巴金 (1985-), 男, 硕士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业。\* 通讯作者: 陈能松, E-mail: nengsongchen@cug.edu.cn

$I_{Sr}=0.7114-0.7503$  and  $\epsilon_{Nd}(t)=-9.30$  to  $-13.32$ . These data suggest that magma for the JCG was derived from partial melting of biotite-bearing metagreywacke in the upper continental crust, and that the melting conditions featuring high temperature but shallow depth level suggest existence of an extra heat source, implying that deep processes of subducted plate delamination, asthenospheric mantle upwelling, mafic magma intrusion and underplating might occurred at southern margin of the Qaidam block in the late caledonian. The JCG pluton has Nd model age ( $T_{DM2}$ ) of 1.9–2.2 Ga and initial Pb isotope ratios  $^{206}Pb/^{204}Pb$  of 18.181–18.389,  $^{207}Pb/^{204}Pb$  values of 15.582–15.632 and  $^{208}Pb/^{204}Pb$  values of 37.914–38.243, suggesting that the basement of the Qaidam block is geochemically akin to that of the Yangtze block.

**Key words:** cordierite granite; Nd-Sr-Pb isotopes; petrogenesis; tectonic affinity of source region and tectonic evolution; Qaidam block; geochemistry; petrology.

## 0 引言

柴达木地块南缘金水口堇青石花岗岩是青藏高原东北缘迄今报道的仅有的一个镁铁质强过铝花岗岩岩体。自从该岩体被发现(刘永成和叶永福, 1998)以来,不少学者对其开展了岩石学、地球化学和年代学研究,初步探讨了该岩体的岩石成因和构造背景,认为该岩体形成于早泥盆世(锆石 U-Pb  $402\pm6\sim411\pm17$  Ma, 张建新等, 2003; 龙晓平等, 2006),形成于造山后构造环境(张建新等, 2003)或岛弧构造环境(余能等, 2005),其岩浆源自相当于基底岩系金水口岩群白沙河岩组的部分熔融(余能等, 2005)。显然,目前的研究对该花岗岩岩浆的形

成机制涉及不多,也缺乏对其基底源区的构造属性和与岩体形成有关的构造演化的探讨。本文拟在已有主量元素、微量元素和 Sr-Nd 同位素分析基础上,进一步开展包括 Pb 同位素组成在内的分析研究,讨论金水口堇青石花岗岩的岩浆源岩性质、基底构造属性和可能的深部构造意义。

## 1 地质背景和岩体特征

柴南缘以昆中断裂带为界,与南侧的昆仑造山带相邻(图 1)。Chen and Wang(1996)将昆中断裂视为一条分隔扬子古陆块群和华北古陆块群的构造边界,并认为昆中断裂以南的构造带中包裹了来历复

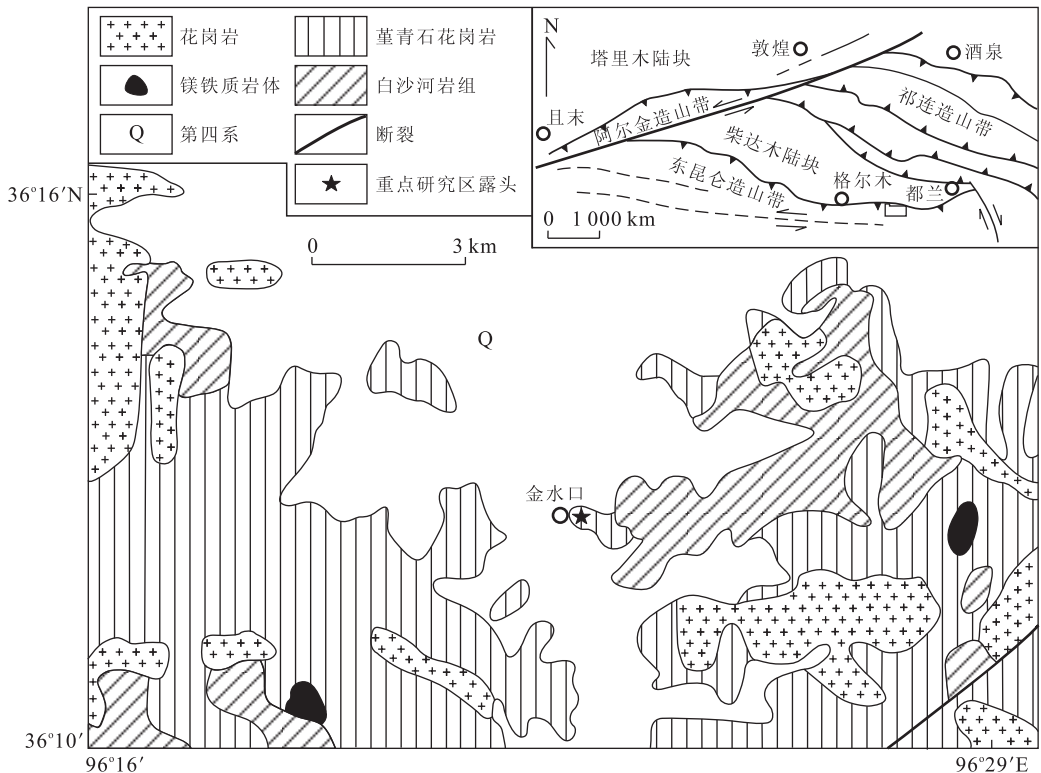


图 1 地质背景及样品位置(据刘永成和叶永福, 1998; 张建新等, 2003 修改)

Fig. 1 Geological setting and sample location

杂的前寒武纪结晶岩块,属于扬子古陆块群. 以北的昆北单元的变质岩系属于柴达木前寒武纪基底,是华北古陆块群的重要组成部分. 自金水口岩群白沙河岩组(1.6~1.0 Ga)(陈能松等, 2006a, 2007a)形成以来,柴南缘发生过新元古代(1 010~860 Ma)、早古生代(470~400 Ma)和晚一中生代之交(310~200 Ma)与汇聚过程有关的 3 个热构造事件(陆松年等, 2002; 陈能松等, 2002, 2006a, 2006b, 2007a; 张建新等, 2003; Liu *et al.*, 2005). 新元古代汇聚事件在柴南缘白沙河岩组中发育~0.9 Ga 的 S 型同碰撞花岗岩带(陆松年等, 2002; 陈能松等, 2006b). 早古生代早期的汇聚事件使白沙河岩组发生~460 Ma 的高达麻粒岩相条件的变质作用(张建新等, 2003),南侧的东昆仑构造带弧火山盆地于~430 Ma 关闭,发育绿帘角闪岩相变质,并于~400 Ma 冷却到 375 °C 以下(陈能松等, 2002),造山晚期在柴南缘的前寒武纪和早古生代变质岩系之上不整合堆积了具磨拉石建造特征的早一中泥盆世牦牛山组(青海省地质矿产局, 1997; 殷鸿福等, 2003).

金水口堇青石花岗岩体位于格尔木市东约 160 km 的诺木洪农场南约 30 km 的金水口一带,侵入柴南缘中元古界金水口岩群白沙河岩组中,以金水口电站一带的露头发育最为良好. 该花岗岩总体发育条带状一片麻状构造,局部为弱片麻状构造或向近块状构造变化,岩性主体为含石榴子石—堇青石二长花岗岩. 岩石主要矿物有斜长石、钾长石和石英,次要矿物有石榴子石、黑云母和堇青石,副矿物有锆石、独居石、夕线石和红柱石等. 片麻理由黑云母断续定向分布所致,但黑云母的分布并不均匀,石榴子石的分布也稀疏不一. 堇青石花岗岩岩体中发育小型的块状含榴—无榴的白岗岩脉,两者之间无截然的侵入切割关系. 白岗岩岩脉的岩性为二长花岗岩. 岩体普遍发育浑圆状基性麻粒岩、斜长角闪岩、长英粒岩和大理岩等岩石包体(余能等, 2005),包体大小在数十米到数厘米之间,形状以浑圆状和长条状为主. 在一些基性麻粒岩包体边缘上,发育由包体与堇青石花岗岩岩浆反应而成的富石榴子石和紫苏辉石反应壳,反应壳中的石榴子石粒度比堇青石花岗岩中的石榴子石略粗. 据堇青石花岗岩锆石、独居石和基性麻粒岩包体锆石的综合定年,堇青石花岗岩的可靠侵位年龄被约束在~378 Ma(陈能松等, 未刊成果).

## 2 分析方法和数据处理

用于主量元素和微量元素测定的样品,无污染粉碎至 200 目以下. 主量元素由湖北地质实验研究所测定,分析误差一般<5%,详细分析方法介绍见 Zhang *et al.* (2002). 微量元素(包括稀土元素)分析在香港大学地球科学系 ICP-MS 实验室进行,分析误差<10%,分析方法详见 Qi *et al.* (2000). Sr-Nd-Pb 同位素样品由中国科学院广州地球化学研究所用 MC-ICP-MS 测定. Nd 和 Sr 同位素质谱校正分别用 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ 和 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$ ,标准样品 GBW04411 和标准溶液 La Jolla 的测定值分别为 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512740\pm 8$ 和 $0.511842\pm 10$ ,标准样品 NBS987 的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 测定值为 $0.71024\pm 3$ . Pb 同位素分馏校正采用 $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}=2.3875$ . 在样品测量期间,标准样品 NBS981 的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 比值给出 $0.91460\pm 2$ . 文中 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 的计算参数采用 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}=0.512638$ , $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}=0.1967$ ,样品单阶段 Nd 同位素亏损地幔模式年龄( $T_{\text{DM1}}$ )的计算采用 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}=0.513151$ , $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}=0.2137$ . 基于强过铝质花岗岩是地壳中富铝质沉积物部分熔融的产物(White and Chappell, 1977; Patiño Douce and Harris, 1998; Sylvester, 1998),本文计算结果中还给出了二阶段亏损地幔模式年龄( $T_{\text{DM2}}$ ),以减少地壳部分熔融阶段 Sm/Nd 分馏的影响(Liew and Hofmann, 1988; 李献华等, 1991; Chen and Jahn, 1998).

## 3 结果

### 3.1 主量元素和微量元素

金水口堇青石花岗岩的主量元素和微量元素测定结果见表 1,堇青石花岗岩的 $\text{SiO}_2=72.40\%\sim 78.00\%$ , $\text{Al}_2\text{O}_3=10.04\%\sim 13.62\%$ , $\text{MgO}=1.00\%\sim 2.30\%$ , $\text{CaO}=0.59\%\sim 2.42\%$ , $\text{K}_2\text{O}=1.16\%\sim 4.06\%$ , $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0.44\sim 2.99$ , $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}=0.49\sim 0.92$ , $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ 比值全部小于 100. CIPW 标准矿物出现刚玉(C)1.21%~6.54%(平均 3.68%),并且 $\text{A}/\text{CNK}=1.12\sim 2.05$ (图 2),显示强过铝质花岗岩特征. 在 $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ 图解(图 3a)中全部落入亚碱性系列区,在 $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 图解中大部分落入钙碱性系列,个别样品点落入高钾钙碱性

表 1 金水口堇青石花岗岩主量元素(%)和微量元素( $\mu\text{g/g}$ )成分  
Table 1 Major and trace elements composition of Jinshuikou cordierite granite

样品编号	03JSK-3	03JSK-4	03JSK-5	03JSK-6	03JSK-7	03JSK-16	03JSK-17	NJ01001*	NJ01003*	NJ01008*
SiO <sub>2</sub>	74.31	76.47	78.00	74.02	74.44	75.76	72.40	73.42	77.89	73.19
TiO <sub>2</sub>	0.31	0.41	0.39	0.50	0.48	0.53	0.59	0.40	0.55	0.41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.98	11.43	10.04	12.03	12.47	11.68	13.62	13.24	11.15	12.56
TFeO	2.73	3.38	3.22	4.06	3.19	3.95	4.27	2.85	3.40	4.09
TFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.03	3.76	3.58	4.51	3.54	4.39	4.75	3.17	3.78	4.55
MnO	0.06	0.09	0.08	0.12	0.09	0.12	0.12	0.05	0.06	0.05
MgO	1.01	1.04	1.14	1.25	1.00	1.18	1.15	1.23	1.21	2.30
CaO	1.60	1.45	0.96	1.44	1.68	0.88	0.66	1.41	2.42	0.59
Na <sub>2</sub> O	2.23	1.71	1.38	1.84	2.05	1.32	1.36	2.29	2.62	1.11
K <sub>2</sub> O	3.22	2.56	2.91	2.96	3.33	3.54	4.06	3.26	1.16	3.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.06	0.02	0.02	0.01
A/CNK	1.29	1.39	1.40	1.36	1.24	1.54	1.74	1.35	1.12	2.05
C	3.08	3.35	3.00	3.33	2.56	4.21	6.01	3.46	1.21	6.54
CaO/Na <sub>2</sub> O	0.72	0.85	0.70	0.78	0.82	0.67	0.49	0.62	0.92	0.53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	41.87	27.88	25.74	24.06	25.98	22.04	23.08	33.10	20.27	30.63
La	38.12	40.68	33.61	40.73	40.14	44.32	44.99	25.56	39.70	31.43
Ce	75.07	81.00	69.58	82.43	80.07	88.12	90.21	48.83	77.73	65.19
Pr	8.72	9.18	8.05	9.43	8.81	10.26	10.49	5.34	8.60	7.47
Nd	31.41	32.56	29.43	34.04	32.64	36.48	38.01	19.54	30.56	27.90
Sm	5.42	5.89	5.12	6.31	5.40	6.47	7.10	3.37	5.08	4.80
Eu	1.24	1.09	1.00	1.10	1.38	1.07	1.09	1.06	1.05	0.62
Gd	4.62	6.51	4.70	6.97	5.16	7.29	8.04	2.96	4.69	4.47
Tb	0.66	1.07	0.82	1.21	0.87	1.16	1.37	0.43	0.68	0.68
Dy	3.72	6.45	5.70	7.82	6.03	7.22	9.11	2.36	3.76	4.11
Ho	0.71	1.36	1.29	1.80	1.27	1.47	2.11	0.45	0.67	0.80
Er	1.98	4.13	4.30	5.88	3.98	4.19	6.21	1.19	1.62	1.99
Tm	0.28	0.60	0.68	0.96	0.59	0.58	0.89	0.20	0.24	0.30
Yb	1.83	4.12	4.71	6.85	3.82	3.71	5.46	1.33	1.45	1.72
Lu	0.28	0.60	0.76	1.07	0.58	0.53	0.76	0.22	0.23	0.26
∑REE	174.06	195.24	169.76	206.60	190.74	212.87	225.82	112.84	176.06	151.74
δEu	0.74	0.54	0.61	0.51	0.79	0.47	0.44	1.01	0.65	0.41
(La/Yb) <sub>N</sub>	14.93	7.09	5.11	4.27	7.54	8.57	5.91	3.35	4.74	3.18
Ba	533.24	673.09	740.74	707.16	614.18	810.77	755.17	880.40	93.16	521.50
Rb	104.54	76.87	90.68	98.92	92.12	98.19	142.26	118.80	91.42	124.00
Th	13.04	13.91	15.51	15.17	11.81	16.23	19.04	7.40	11.25	12.47
U	1.58	1.88	1.28	1.51	1.28	1.44	2.78	1.75	1.85	1.88
Nb	8.90	7.33	7.43	9.39	9.39	9.37	12.47	8.46	12.72	7.89
Ta	0.70	0.57	0.63	0.71	0.68	0.64	0.91	0.60	1.01	0.52
Sr	243.48	173.83	208.09	226.26	176.71	136.71	121.68	202.90	215.30	100.60
Zr	166.27	246.81	211.30	240.03	177.40	223.67	218.31	181.70	203.30	178.60
Hf	4.76	6.60	5.93	6.31	5.07	6.16	5.98	5.32	5.92	5.17
Ga	16.82	13.71	10.94	14.43	13.90	14.52	15.75	15.79	15.49	16.95
Ni	13.92	11.60	10.79	10.61	13.91	5.60	6.80	10.32	17.01	21.73
Cr	28.40	34.92	42.20	46.66	37.50	37.83	50.59	20.23	37.95	27.71
Co	6.46	7.64	7.48	10.14	8.67	8.19	8.97	6.95	8.27	9.56
Y	24.61	37.17	62.82	47.95	45.07	38.78	57.07	13.43	19.61	23.59
Rb/Ba	0.20	0.11	0.12	0.14	0.15	0.12	0.19	0.13	0.98	0.24
Rb/Sr	0.43	0.44	0.44	0.44	0.52	0.72	1.17	0.59	0.42	1.23
Nb/Ta	12.71	12.92	11.88	13.19	13.71	14.69	13.71	14.05	12.64	15.30

注: \* 为余能等(2005)测定的金水口堇青石花岗岩的数据;表中 A/CNK=Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)摩尔数分数比;C为刚玉分子;TFeO=0.899 81×Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO;TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=1.111 34×FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

系列和低钾系列中(图 3b).

岩石的稀土元素配分曲线显示轻稀土元素中度富集、重稀土元素较为平坦,轻、重稀土分异程度比

较明显((La/Yb)<sub>N</sub>=3.18~14.93,平均 6.47)的特征(图 4a). 岩石的 Eu 从明显负异常变化到弱正异常(δEu=0.41~1.01,平均 0.62),表明样品之间对

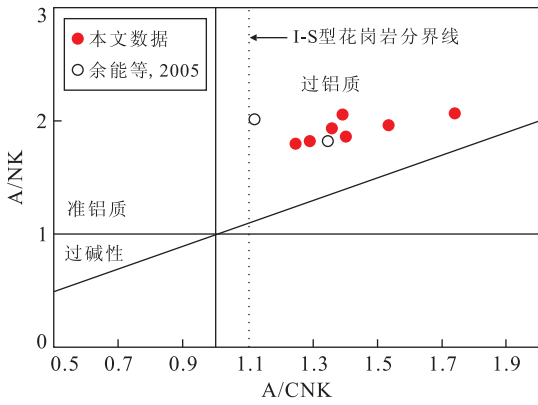


图 2 A/NK-A/CNK 图解(据 Shand, 1927; Maniar and Piccoli, 1989)

Fig. 2 Relations of A/NK vs. A/CNK

注:以下各图图例同上

应的岩浆形成时源区残留的斜长石岩浆结晶分离的斜长石的量存在差异,而较大的稀土元素分馏变化,与岩石中相容重稀土元素的石榴子石(还有锆石矿物)的不均匀分布有关。

堇青石花岗岩以富 Rb、Th、U, 贫 Sr、Ba 等元素为特征。Rb = 76.87 ~ 142.26  $\mu\text{g/g}$ , Th = 7.40 ~ 19.04  $\mu\text{g/g}$ , U = 1.28 ~ 2.78  $\mu\text{g/g}$ , Sr = 100.60 ~ 243.48  $\mu\text{g/g}$ , Ba = 93.16 ~ 880.40  $\mu\text{g/g}$ 。Rb/Sr 比值为 0.42 ~ 1.23, Nb/Ta 比值为 11.88 ~ 15.30 (Nb = 7.33 ~ 12.72  $\mu\text{g/g}$ , Ta = 0.52 ~ 1.01  $\mu\text{g/g}$ ), 显示普通花岗岩的特征。在原始地幔标准化微量元素蛛网图(图 4b)上,具有明显的 Ba、Nb、Ta、Sr 和 Eu 等元素的负异常。而 Ba、Nb、Ta 和 Sr 等的负异常表明岩浆不可能由软流圈的部分熔融直接产生(Foley and Peccerillo, 1992), Rollison(1993)也指出 Nb、Ta 的负异常指示大陆地壳特征,从而指示大量地壳物质参与了岩浆过程。

### 3.2 Sr-Nd 同位素

金水口堇青石花岗岩的 Sr-Nd 同位素数据列于表 2。用结晶年龄( $t=378$  Ma)分别计算了岩石的初始 Sr 同位素比值和 Nd 同位素比值。计算表明,笔者采集样品的  $I_{\text{Sr}}=0.7423\sim 0.7488$ , 变化范围不大,但前人(余能等, 2005)样品的  $I_{\text{Sr}}=0.7114\sim 0.7503$ , 变化范围较大,这可能受源区成分的不均一性或后期地质事件的影响。余能等(2005)采集的样品在内的岩石的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值变化于  $-9.30\sim -13.32$  之间,  $T_{\text{DM1}}=1.7\sim 2.1$  Ga,  $T_{\text{DM2}}=1.9\sim 2.2$  Ga。上述结果表明,金水口堇青石花岗岩岩浆源岩应来自于平均地壳存留年龄为 1.9 ~ 2.2 Ga 的蚀源区,而陆源碎屑的沉积年龄应小于 ~ 1.9 Ga, 结合龙晓平等(2006)获得的岩体继承性碎屑锆石年代数据,应小于 ~ 1.6 Ga, 可能与金水口岩群白沙河岩组年龄相当。

### 3.3 Pb 同位素

金水口堇青石花岗岩全岩 Pb 同位素数据列于表 3。由表可见,金水口堇青石花岗岩的现今铅同位素比值为  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.299\sim 18.637$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.588\sim 15.645$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38.219\sim 38.887$ 。根据全岩 U、Th、Pb 含量和铅同位素比值,以 378 Ma 校正的初始铅同位素比值为  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.181\sim 18.389$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.582\sim 15.632$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37.914\sim 38.243$ , 显示高放射性成因铅同位素组成特征。

## 4 讨论

### 4.1 岩浆熔融温度

由野外露头观察和镜下核实,金水口堇青石花

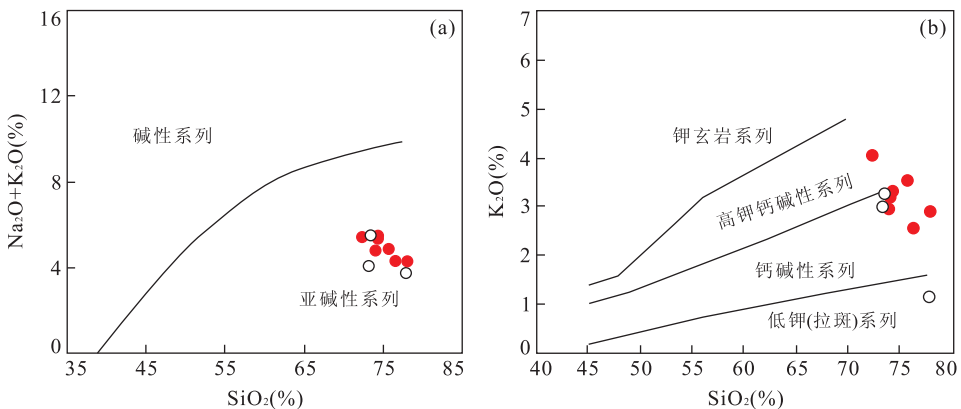


图 3  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ - $\text{SiO}_2$  图解(a)和  $\text{K}_2\text{O}$ - $\text{SiO}_2$  图解(b)(图 3a 据 Rickwood, 1989; 图 3b 据 Rickwood, 1989)

Fig. 3 Relations of  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  vs.  $\text{SiO}_2$  (a) and  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  (b)

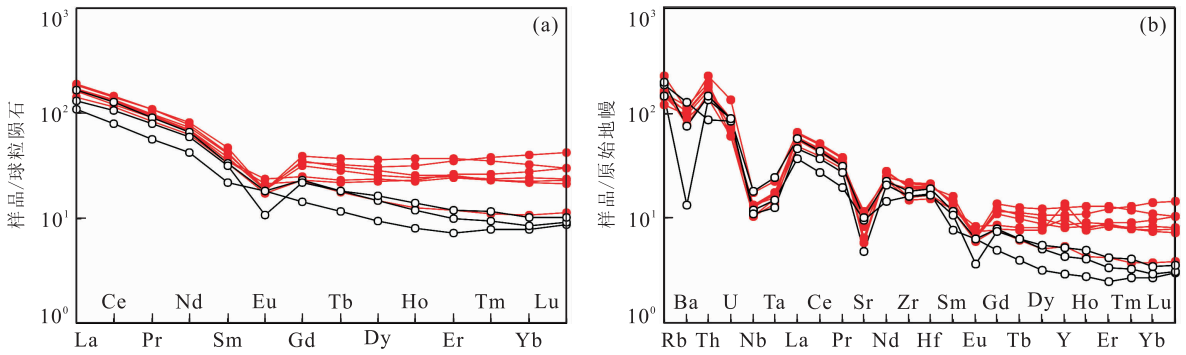


图 4 金水口堇青石花岗岩球粒陨石标准化的稀土元素(a)和微量元素(b)组成模式(a. 球粒陨石标准化值据 Sun and McDonough, 1989; b. 原始地幔数值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 4 Chondrite normalized REE patterns (a) and primitive mantle normalized trace elements spider diagram (b) of Jinshui-kou cordierite granite

表 2 金水口堇青石花岗岩的 Sr-Nd 同位素成分

Table 2 Sr and Nd isotopic compositions of Jinshui-kou cordierite granite

样品编号	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$I_{\text{Sr}}$	$\epsilon_{\text{Sr}}(0)$	$\epsilon_{\text{Sr}}(t)$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$T_{\text{DM1}}(\text{Ga})$	$T_{\text{DM2}}(\text{Ga})$
03JSK-3	1.245	0.749 020	15	0.742 320	631.94	543.49	0.112	0.511 796	11	-16.42	-12.35	2.0	2.1
03JSK-5	1.263	0.751 237	15	0.744 438	663.41	573.60	0.114	0.511 810	11	-16.15	-12.17	2.0	2.1
03JSK-6	1.267	0.749 367	16	0.742 546	636.86	546.73	0.112	0.511 746	11	-17.40	-13.32	2.1	2.2
03JSK-7	1.511	0.756 250	17	0.748 117	734.56	625.84	0.112	0.511 934	12	-13.73	-9.65	1.8	1.9
03JSK-18	1.074	0.754 576	14	0.748 794	710.80	635.47	0.118	0.511 885	11	-14.69	-10.90	2.0	2.0
NJ01001*	1.698	0.720 533	17	0.711 394	227.58	104.24	0.104	0.511 789	11	-16.56	-12.10	1.9	2.1
NJ01003*	1.231	0.756 953	14	0.750 326	744.54	657.23	0.100	0.511 735	9	-17.61	-12.96	1.9	2.2
NJ01008*	3.575	0.742 014	14	0.722 775	532.49	265.86	0.104	0.511 932	8	-13.77	-9.30	1.7	1.9

注: \* 为余能等(2005)测定的金水口堇青石花岗岩的数据;表中以  $t=378\text{ Ma}$ ,对所有样品进行  $I_{\text{Sr}}$ 、 $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$  和  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  的计算。

表 3 金水口堇青石花岗岩的全岩 Pb 同位素成分

Table 3 Pb isotopic compositions from the whole rock of Jinshui-kou cordierite granite

样品编号	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$
03JSK-3	18.637	15.645	38.887	18.389	15.632	38.243
03JSK-5	18.495	15.601	38.832	18.290	15.590	38.050
03JSK-6	18.395	15.611	38.753	18.204	15.601	38.147
03JSK-7	18.512	15.612	38.643	18.262	15.598	37.914
03JSK-18	18.299	15.588	38.219	18.181	15.582	38.093

注:表中以  $t=378\text{ Ma}$ ,对所有样品进行初始 Pb 同位素比值计算。

岗岩中部分细粒紫苏辉石+角闪石+斜长石的镁铁质麻粒岩包体与堇青石花岗岩熔浆反应为较粗粒的紫苏辉石+石榴子石+斜长石矿物集合体的反应壳,表明其岩浆温度比麻粒相变质温度(700~850 °C)条件要高。

研究表明,温度升高过程中,如石榴子石、铝硅酸盐和斜长石相对稳定,而黑云母和钛铁矿等含钛矿物相对易分解,使进入融体的 Ti 相对增多,因此  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  比值的大小可以反映部分熔融温度的高低。Sylvester(1998)的研究表明,当  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  大于 100 时,其熔融温度小于 875 °C;  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$

小于 100 时,熔融温度大于 875 °C。金水口堇青石花岗岩全部样品的  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  比值小于 100 (图 5a),指示其部分熔融温度主体高于 875 °C。花岗岩成分与部分熔融温度关系模拟计算表明,源岩为杂砂岩(见后述)的金水口堇青石花岗岩的样品投点落在副片麻岩源岩曲线上方,其指示的部分熔融温度条件可高达 950 °C (图 5b)。

#### 4.2 岩浆源岩和成因

强过铝质花岗岩可分为白云母过铝质花岗岩(MPG)和堇青石过铝质花岗岩(CPG)2 种。通常认为,强过铝质花岗岩是地壳中富铝质沉积物部分熔

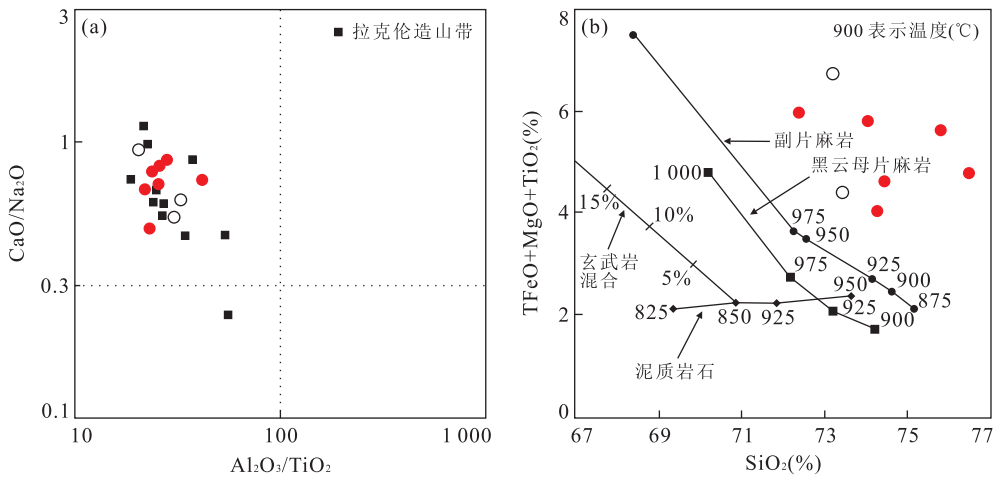


图 5 CaO/Na<sub>2</sub>O-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> 图解(a)和(TFeO+MgO+TiO<sub>2</sub>)-SiO<sub>2</sub> 图解(b)

Fig. 5 Relations of CaO/Na<sub>2</sub>O vs. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> (a) and (TFeO+MgO+TiO<sub>2</sub>) vs. SiO<sub>2</sub> (b)

a 据 Sylvester(1998)略修改,其中拉克伦造山带数据为 Sylvester(1998)转引数据;b 据 Sylvester(1998)略修改

融的产物 (White and Chappell, 1977; Patiño Douce and Harris, 1998; Sylvester, 1998),这在解释 MPG 的成因机制上并不存在什么分歧,但在理解 MgO、FeO 含量较高的含黑云母的 CPG 的成因上还存在着一些问题. Patiño Douce and Beard(1995)和 Patiño Douce(1999)研究表明,白云母片岩(变质泥岩)中的白云母脱水熔融可形成 MPG 熔体,但是 CPG 熔浆不可以从地壳直接熔融而成;要从富 Al 地壳岩石中产生相对富 FeO、MgO 的 CPG 熔体,需要富 FeO 和 MgO 的物质加入到熔体中. 在部分熔融的晚期阶段,通过熔体和泥质岩部分熔融后的残余体相互作用 (White and Chappell, 1977)和地壳熔体中来自地幔的玄武质岩浆的加入 (Elburg, 1996),可以实现富 FeO 和 MgO 物质加入来产生 CPG 熔浆.

金水口堇青石花岗岩全部样品的 CIPW 标准矿物出现刚玉, A/CNK 值大于 1.10(图 2),富集 Rb、U 和 Th 等元素和明显的负 Eu 异常 ( $\delta Eu = 0.41 \sim 1.01$ , 平均 0.62),  $I_{Sr} = 0.7114 \sim 0.7503$ ,  $\epsilon_{Nd}(t) = -9.30 \sim -13.32$ , 指示岩浆应来自陆源沉积物的部分熔融. 从  $\epsilon_{Nd}(0) - \epsilon_{Sr}(0)$  图解可以看出大部分投点落在远离上/下地壳物质分界线的右侧(图 6),表明其岩浆源于较古老的上地壳物质(平均地壳存留年龄为 1.9~2.2 Ga). 据廖忠礼(2006)对 Taylor 的资料计算,上部陆壳的 Rb/Sr 值大约为 0.32,大陆壳平均 Rb/Sr 值为 0.24,金水口堇青石花岗岩的 Rb/Sr 值平均为 0.64,也指示其源岩属于上部陆壳.

Chappell and White(1992)指出,强过铝质花岗岩低 CaO、Na<sub>2</sub>O 含量特征是从它们的沉积源区继

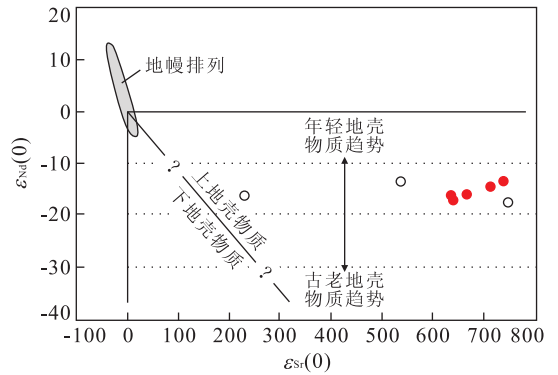


图 6  $\epsilon_{Nd}(0) - \epsilon_{Sr}(0)$  关系图解(据 Depaolo and Wasserburg, 1979 略修改)

Fig. 6 Relations of  $\epsilon_{Nd}(0)$  vs.  $\epsilon_{Sr}(0)$

承下来的. Sylvester(1998)进一步指出,具有低的 CaO/Na<sub>2</sub>O 比值 ( $< 0.3$ )、高 SiO<sub>2</sub> 和 低 (TFeO+MgO+TiO<sub>2</sub>) 含量的熔浆,指示其源岩可能为泥质岩,而具有高 CaO/Na<sub>2</sub>O 比值 ( $> 0.3$ )、低 SiO<sub>2</sub> 和高 (TFeO+MgO+TiO<sub>2</sub>) 含量的熔浆,其源岩可能为杂砂岩;如果有玄武质岩浆加入混合,上述熔浆中的 SiO<sub>2</sub> 含量降低而 (TFeO+MgO+TiO<sub>2</sub>) 含量升高. 因此, CaO/Na<sub>2</sub>O 比值和 (TFeO+MgO+TiO<sub>2</sub>)-SiO<sub>2</sub> 关系可以用来指示强过铝质花岗岩岩浆的源岩性质. 金水口堇青石花岗岩样品的 CaO/Na<sub>2</sub>O=0.49~1.12(表 1),均大于 0.3(图 5a),在 (TFeO+MgO+TiO<sub>2</sub>)-SiO<sub>2</sub> 关系图中所有投点落在副片麻岩熔融曲线的右上方(图 5b),指示其源岩可能为杂砂岩. 微量元素 Sr、Ba 是斜长石的相容元素, Rb 为不相容元素,由杂砂岩部分熔融产生的强过铝质花岗岩岩浆的 Rb/Sr 和 Rb/Ba 比值偏低,而

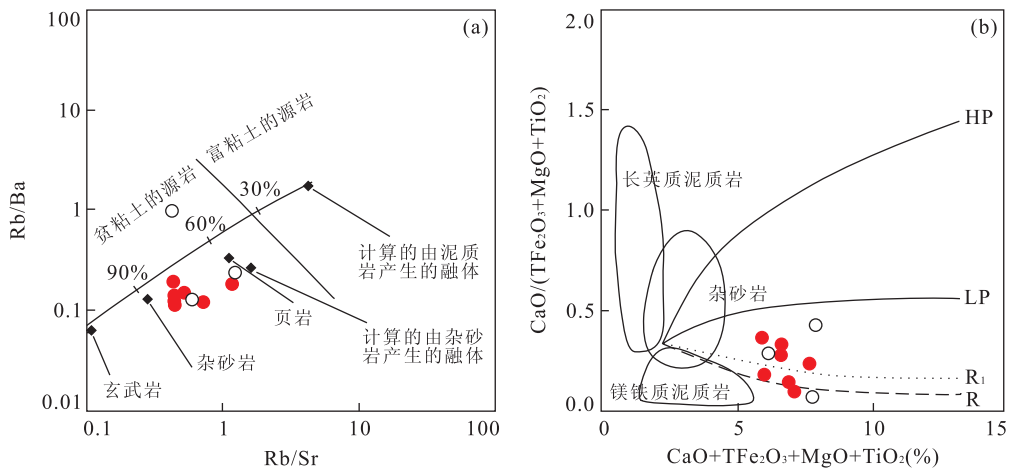


图 7 Rb/Ba-Rb/Sr 图解 (a) 和 CaO/(TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO+TiO<sub>2</sub>)-(CaO+TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO+TiO<sub>2</sub>) 图解 (b)

Fig. 7 Relations of Rb/Ba vs. Rb/Sr (a) and CaO/(TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO+TiO<sub>2</sub>) vs. CaO+TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO+TiO<sub>2</sub> (b)

a 据 Sylvester(1998); b 据 Patino Douce(1999) 略修改; HP. 实线代表高压条件下泥质岩熔体和玄武岩岩浆混合的演化线; LP. 实线代表低压条件下泥质岩熔体和玄武岩岩浆混合的演化线; R. 断线代表泥质岩中熔体-残余体混合线; R<sub>1</sub>. 虚线代表金水口董青石花岗岩的熔体-残余体混合线

由泥质岩熔融产生的强过铝质花岗岩岩浆的两者比值则偏高, 由此可知强过铝质花岗岩的 Rb-Sr 和 Rb-Ba 比值也可以指示其岩浆源岩性质 (Sylvester, 1998). 金水口董青石花岗岩的 Rb/Sr = 0.42 ~ 1.23, Rb/Ba = 0.11 ~ 0.98, 在 Rb/Ba-Rb/Sr 图解中, 所有样品都投入贫粘土源区 (图 7a), 指示其岩浆源区物质主要为杂砂岩类岩石.

在 CaO/(TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO+TiO<sub>2</sub>)-(CaO+TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO+TiO<sub>2</sub>) 图解上, 金水口董青石花岗岩小部分样品投点位于镁铁质泥质岩 (黑云母片岩) 或杂砂岩岩石部分熔融形成的岩浆与其部分熔融残余体混合的演化线 R 上, 大部分样品则落在混合演化线 R 与镁铁质泥质岩 (黑云母片岩) 或杂砂岩岩石部分熔融形成的岩浆与玄武岩岩浆在低压条件下岩浆混合的演化线 LP 之间 (图 7b), 整体上全部样品点分布在靠近演化线 R 的虚线 R<sub>1</sub> 两侧. 金水口董青石花岗岩的 I<sub>Sr</sub> = 0.711 4 ~ 0.750 3, ε<sub>Nd</sub>(t) = -9.30 ~ -13.32, 指示其源岩主要为上地壳物质 (图 6), 地幔物质的影响可以忽略不计. 主体为含黑云母的变质杂砂岩部分熔融的岩浆基本没有与玄武岩岩浆混合, 而可能与其熔融残余体发生了混合. 因此, 对岩体中的长英质岩石包体的岩石成因开展研究, 将有助于理解金水口董青石花岗岩岩浆成因.

### 4.3 岩浆源区地壳的构造属性

金水口董青石花岗岩侵入柴南缘基底岩石金水口岩群白沙河岩组中, 其地球化学特征和 Sr-Nd 同位素组成反映其岩浆来自地壳岩石的部分熔融, 因此, 岩浆源区特征可以指示柴达木地块基底的构造

属性. 通常从地球化学角度, 地块之间的构造属性关系可以通过对比基底表壳岩或壳源花岗岩类侵入体的 Nd-Pb 同位素特征来约束; 其中, 岩石的亏损地幔 Nd 模式年龄可揭示地壳增长事件, Pb 同位素可显示地壳块体效应 (朱炳泉, 1993; 张理刚等, 1993, 1995; 张宏飞等, 1996; 张本仁等, 2002).

华北陆块和扬子陆块在基底主体时代和地壳增长历史上存在明显差异. 据 Nd 同位素模式年龄研究, 华北陆块地壳主体形成于太古宙, 最强烈的地壳增生期发生在 2.8 ~ 2.6 Ga, 其次为 2.2 ~ 1.8 Ga, 中元古代后主要为壳内物质的再循环 (朱炳泉, 1993; 张本仁等, 2002; Wu *et al.*, 2005); 扬子陆块基底的太古宙陆核份额极小, 主体由古元古代以来的地壳组成, 主要的地壳增生期发生在 0.8 Ga 前后 (朱炳泉, 1993; Chen and Jahn, 1998; 张本仁等, 2002; 郑永飞和张少兵, 2007). 金水口董青石花岗岩的岩浆源岩为杂砂岩, 杂砂岩的碎屑物来自平均地壳存留年龄仅为 2.2 ~ 1.9 Ga (T<sub>DM2</sub>) 的蚀源区, 沉积年龄在 1.6 ~ 1.0 Ga, Nd 同位素模式年龄没有新太古代物质显示, 显示与扬子陆块的亲缘性.

在铅同位素组成上, 华北陆块和扬子陆块也存在着明显的差异 (朱炳泉, 1993; 张理刚等, 1993, 1995; 张本仁等, 2002). 据张本仁等 (2002) 总结, 扬子陆块的壳、幔分别以富集放射性铅而区别于华北陆块的壳、幔. 对秦岭造山带不同构造单元的基底岩石和花岗岩类长石及相关岩石的研究表明, 其存在 2 个特点: (1) 南秦岭东、西 2 段基底岩石分别与扬子陆块北缘东、西段基底岩石的放射铅同位素组



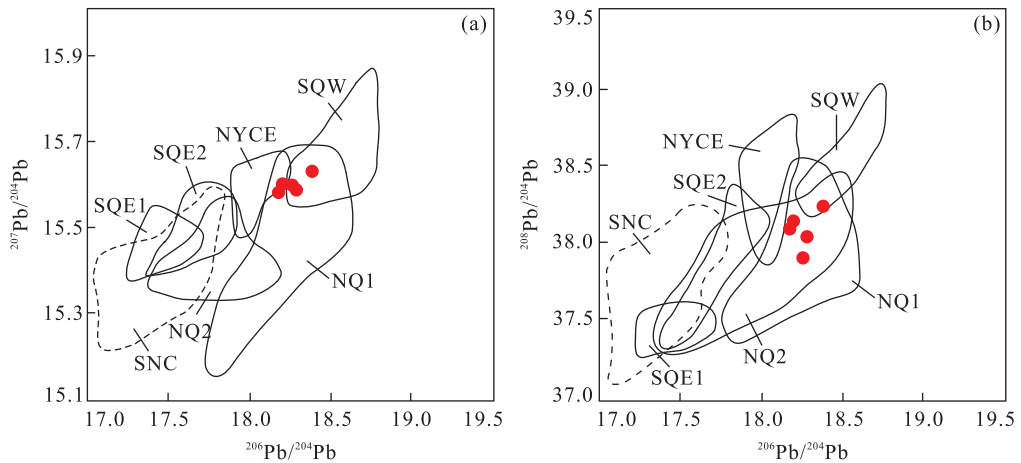


图 8  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  和  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  图解

Fig. 8 Relations of  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  and  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

图中分区据张本仁等(2002); SNC. 华北陆块南缘花岗岩和斑岩长石; NYCE. 扬子陆块北缘东段中生代花岗岩长石; NQ1. 北秦岭新元古代和早古生代花岗岩类长石; NQ2. 北秦岭印支期和燕山期花岗岩类长石; SQE1. 南秦岭东段新元古代和早古生代花岗岩类长石; SQE2. 南秦岭东段印支期花岗岩类长石; SQW. 南秦岭西段中生代花岗岩类长石

成呈西高东低的差异性相对应。尽管局部存在放射成因铅略贫化的现象,但上部和下部地壳岩石的铅同位素组成与扬子陆块具相似性,因此基本上仍属扬子构造铅同位素省。(2)北秦岭在新元古代之前就属于扬子陆块,它在扬子板块洋壳洋岛上发育起来并独立发展,其岩石系统至少自新元古代以来就开始以具有高放射成因铅为特征。金水口堇青石花岗岩用 378 Ma 校正计算后的放射成因铅同位素组成与北秦岭新元古代和早古生代花岗岩类长石和南秦岭西段中生代花岗岩长石一致,都具有高放射成因铅的特征(图 8)。柴达木北缘的新元古代沙柳河白云母花岗片麻岩原岩也是强过铝质花岗岩,其全岩铅和钾长石铅同位素组成也具高放射性成因铅特征(陈能松等, 2007b)。因此,源自柴达木地块基底的白云母强过铝质花岗岩和堇青石花岗岩都显示高放射性铅同位素组成特征,共同指示柴达木地块基底属于扬子构造铅同位素省的组成部分,在构造属性上亲缘于扬子陆块。

#### 4.4 堇青石花岗岩形成与构造演化意义

前人曾提出金水口堇青石花岗岩形成的构造环境存在造山后(张建新等, 2003)和相当于造山前的岛弧构造环境(余能等, 2005)。然而,昆中断裂南侧的东昆仑构造带弧火山盆地于~430 Ma 关闭,发育绿帘角闪岩相变质,距今~400 Ma 时已冷却到 375 °C 以下(陈能松等, 2002)。金水口堇青石花岗岩形成于造山晚期(~378 Ma, 陈能松等, 未刊成果),大大晚于弧火山盆地关闭后主造山期,因而不

支持前人得出的该花岗岩形成于岛弧构造环境的认识(余能等, 2005)。

Sylvester(1998)将强过铝质花岗岩划分为高压型(阿尔卑斯、喜马拉雅)和高温型(海西、拉克伦)。高压型强过铝质花岗岩由地壳增厚作用(>50 km)使 K、U 和 Th 等放射性蜕变产生热的聚集而增温,在后碰撞阶段由地壳物质的减压熔融作用形成,其形成温度通常较低(<875 °C),岩体一般为小到中等规模。高温型强过铝质花岗岩形成于后碰撞阶段,由地幔软流圈物质上涌使地壳受到异常高的地幔热的输入而诱发部分熔融岩浆所成,岩体的规模较大,岩浆温度较高(>875 °C),其围岩常伴随高温(低压)变质作用。金水口堇青石花岗岩岩体出露面积约 60 km<sup>2</sup>(图 1),与岩枝的规模相当,其白沙河岩组围岩发育相当于辉石角闪岩相条件的低压—高角闪岩相至麻粒岩相变质。此外,在岩体中不仅存在与岩体同年龄的低压基性麻粒岩包体(陈能松等, 未刊成果),而且在部分细粒紫苏辉石+角闪石+斜长石的镁铁质麻粒岩包体上发育了与堇青石花岗岩熔浆反应而形成的较粗粒的紫苏辉石+石榴子石+斜长石矿物反应壳。堇青石花岗岩本身的 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> 比值显示岩浆温度>875 °C,发育矽线石和红柱石等矿物(余能等, 2005)。这些都表明该堇青石花岗岩属于高温型强过铝质花岗岩,岩浆部分熔融和结晶都发生在低压区,即相当于不足 10 km 的深度内,与微量元素和同位素特征将岩浆源区判别为地壳上部的认识一致。

金水口堇青石花岗岩岩浆温度高达 875 °C 以

上,这说明地壳发生熔融的温度更高.然而,原地的放射性蜕变在地壳(<50 km)中不能产生足够的热量使地壳发生熔融和高温(低压)变质反应(Thompson and Connolly, 1995),因此如此高的异常热流的获得可能是软流圈地幔上隆所引起的(Wickham and Oxburg, 1987; Rottura *et al.*, 1991; Thompson and Connolly, 1995; Finger *et al.*, 1997).软流圈地幔上隆往往伴随板片断离(Davies and von Blanckenburg, 1995)和岩石圈拆沉作用(Black and Liégeois, 1993).当软流圈上隆到 50 km 甚至更浅的深度时,由拆沉作用引起的岩石圈减薄可以使镁铁质(玄武质)岩浆注入到地壳中,从而导致大面积地壳物质发生部分熔融,产生强过铝花岗岩(Davies and von Blanckenburg, 1995).Clemens(2003)也提出强过铝花岗岩的温度来源与软流圈地幔上隆和镁铁质(玄武质)岩浆的壳内侵入或壳底垫托有关的观点,其过程与陆-陆碰撞后俯冲洋壳板片的拆沉、地壳减薄和造山后的山体垮塌有关;此外,洋中脊俯冲也可以导致软流圈地幔上隆而使俯冲带上覆板片以及地幔楔的地温梯度急剧升高(Bourgeois *et al.*, 1996; Sample and Reid, 2003; Trop *et al.*, 2003),并伴有岩石圈与地壳的减压熔融以及高温低压的变质作用(Browman *et al.*, 2003; Zumsteg *et al.*, 2003),这种模式也可以使地壳中杂砂岩发生部分熔融产生强过铝质花岗岩岩浆.但是,俯冲的大洋板片边缘受到来自板片窗高温软流圈地幔物质的烘烤而发生部分熔融,会产生如埃达克岩、高镁安山岩和富铌玄武岩等一系列特殊的岩石组合(Stern and Kilian, 1996; Smithies, 2000; Prouteau *et al.*, 2001).仅仅野外及文献调研,尚缺乏相关的证据来证明该模式,但这并不代表对该模式的否定,只是通过现有的资料及所做的相关研究,笔者更倾向于前一观点的认识.如果以上分析属实,那么金水口堇青石花岗岩形成及其构造过程可能是柴达木地块岩石圈在~378 Ma之前开始发生俯冲板片拆沉、软流圈地幔上隆、基性岩浆上侵和底侵等作用,使地壳中杂砂岩发生部分熔融产生强过铝质花岗岩岩浆.

## 5 结论

通过较系统的岩体地质学观察、岩石岩相学、主量元素和微量元素地球化学以及 Nd-Sr-Pb 同位素组成的研究,得到以下几点认识:(1)金水口堇青石花岗岩的岩浆源岩为含黑云母的变质杂砂岩,杂砂

岩的碎屑物质源自平均地壳存留年龄为 2.2~1.9 Ga 的蚀源区.(2)柴达木地块基底以古元古代一中元古代岩石为主要组成,岩石的古元古代地壳存留年龄和高放射性铅同位素组成显示亲扬子陆块的构造属性,昆中断裂不拟作为华北陆块与扬子陆块的构造分界.(3)金水口堇青石花岗岩形成于异常高热流产生的构造过程和背景,这暗示柴达木地块岩石圈在~378 Ma 之前开始可能发生过软流圈地幔上隆、基性岩浆上侵和底侵等深部作用.

## References

- Black, R., Liégeois, J. P., 1993. Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. *J. Geol. Soc. Lond.*, 150: 89-98. doi:10.1144/gsjgs.150.1.0088
- Bourgeois, J., Martin, H., Lagabrielle, Y., et al., 1996. Subduction erosion related to spreading-ridge subduction: Taitao peninsula (Chile margin triple junction area). *Geology*, 24(8): 723-726. doi:10.1130/0091-7613(1996)024<0723:SERTSR>2.3.CO;2
- Browman, J. B., Sisson, V. B., Valley, J. W., et al., 2003. Oxygen isotope constraints on fluid infiltration associated with high-temperature-pressure metamorphism (Chugach metamorphic complex) within the Eocene southern Alaska forearc. In: Sisson, V. B., Roeske, S. M., Pavlis, T. L., eds., *Geology of a transpressional orogen developed during ridge-trench interaction along the North Pacific margin. Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 371:237-252.
- Chappell, B. W., White, A. J. R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan fold belt. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 83(1-2):1-26.
- Chen, B. W., Wang, Y. B., 1996. Some characteristics of orogenic belts in Qinghai-Tibet plateau. *J. Southeast Asian Earth Sci.*, 13(3-5):237-242. doi:10.1016/0743-9547(96)83685-3
- Chen, J. F., Jahn, B. M., 1998. Crustal evolution of southeastern China: Nd and Sr isotopic evidence. *Tectonophysics*, 284(1-2):101-133. doi:10.1016/S0040-1951(97)00186-8
- Chen, N. S., He, L., Sun, M., et al., 2002. Precise timing of the Early Paleozoic metamorphism and thrust deformation in the eastern Kunlun orogen. *Chinese Science Bulletin*, 47(8):628-631 (in Chinese with English abstract).
- Chen, N. S., Li, X. Y., Wang, X. Y., et al., 2006a. SHRIMP U-Pb age of Neoproterozoic metagranite in the north Kunlun unit on the southern margin of the Qaidam

- block in China. *Geological Bulletin of China*, 25(11): 1311—1314 (in Chinese with English abstract).
- Chen, N. S., Li, X. Y., Zhang, K. X., et al., 2006b. Lithological characteristics of the Baishahe Formation to the south of Xiangrede town, eastern Kunlun Mountains and its age constrained from zircon Pb-Pb dating. *Geological Science and Technology Information*, 25(6): 1—7 (in Chinese with English abstract).
- Chen, N. S., Wang, Q. Y., Chen, Q., et al., 2007a. Components and metamorphism of the basements of the Qaidam and Oulongbuluke micro-continental blocks, and a tentative interpretation of paleocontinental evolution in NW-Central China. *Earth Science Frontiers*, 14(1): 43—55 (in Chinese with English abstract).
- Chen, N. S., Wang, X. Y., Zhang, H. F., et al., 2007b. Geochemistry and Nd-Sr-Pb isotopic compositions of granitoids from Qaidam and Oulongbuluke micro-block, NW China; constraints on basement nature and tectonic affinity. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 32(1): 7—21 (in Chinese with English abstract).
- Clemens, J. D., 2003. S-type granitic magmas-petrogenetic issues, models and evidence. *Earth-Science Reviews*, 61(1—2): 1—18. doi:10.1016/S0012-8252(02)00107-1
- Davies, J. H., von Blanckenburg, F., 1995. Slab breakoff; a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 129(1—4): 85—102. doi:10.1016/0012-821X(94)00237-S
- Depaolo, D. J., Wasserburg, G. J., 1979. Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 43: 615—627. doi:10.1016/0016-7037(79)90169-8
- Elburg, M. A., 1996. Genetic significance of multiple enclave types in a peraluminous ignimbrite suite, Lachlan fold belt, Australia. *J. Petrol.*, 37(6): 1385—1408.
- Finger, F., Roberts, M. P., Haunschmid, B., et al., 1997. Variscan granitoids of central Europe; their typology, potential sources and tectonothermal relations. *Mineral. Petrol.*, 61: 67—96. doi:10.1007/BF01172478
- Foley, S., Peccerillo, A., 1992. Potassic and ultrapotassic magmas and their origin. *Lithos*, 28(3—6): 181—185. doi:10.1016/0024-4937(92)90005-J
- Li, X. H., Zhao, Z. H., Gui, X. T., et al., 1991. Sm-Nd isotopic and zircon U-Pb constraints on the age of formation of the Precambrian crust creation of southern China. *Geochimica*, 20(3): 255—264 (in Chinese with English abstract).
- Liao, Z. L., Mo, X. X., Pan, G. T., et al., 2006. On peraluminous granites in Tibet, China. *Geological Bulletin of China*, 25(7): 812—821 (in Chinese with English abstract).
- Liew, T. C., Hofmann, A. W., 1988. Precambrian crustal components, plutonic assimilations, plate environment of the Hercynian fold belt of central Europe; indications from a Nd and Sr isotopic study. *Contrib. Mineral. Petrology*, 98: 129—138. doi:10.1007/BF00402106
- Liu, Y. C., Ye, Y. F., 1998. New understanding of the high-grade metamorphic rocks in Jingshuikou region, eastern Kunlun Mountains. *Geology of Qinghai*, 2(01): 18—26 (in Chinese with English abstract).
- Liu, Y. J., Genser, J., Neubauer, F., et al., 2005. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar mineral ages from basement rocks in the eastern Kunlun Mountains, NW China, and their tectonic implications. *Tectonophysics*, 398(3—4): 199—224. doi:10.1016/j.tecto.2005.02.007
- Long, X. P., Jin, W., Ge, W. C., et al., 2006. Zircon U-Pb geochronology and geological implications of the granitoids in Jinshuikou, east Kunlun, NW China. *Geochimica*, 35(4): 333—345 (in Chinese with English abstract).
- Lu, S. N., Yu, H. F., Zhao, F. Q., et al., 2002. Preliminary study of Precambrian geology in the North Tibet-Qinghai plateau. Geological Publishing House, Beijing (in Chinese).
- Maniar, P. D., Piccoli, P. M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of American Bulletin*, 101(5): 635—643. doi:10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2
- Patino Douce, A. E., 1999. What do experiments tell us about relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Carstro, A., Fernandez, C., Vigneresse, J. L., eds., *Understanding granites: intergrating new and classic techniques*. Geological Society, Special Publications, London, 168: 55—75.
- Patino Douce, A. E., Beard, J. S., 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *J. Petrology*, 36(3): 707—738. doi:10.1093/petrology/36.3.707
- Patino Douce, A. E., Harris, N., 1998. Experimental constraints on Himalayan anatexis. *J. Petrology*, 39(4): 689—710. doi:10.1093/peproj/39.4.689
- Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M., et al., 2001. Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature*, 410: 197—200. doi:10.1038/35065583
- Qi, L., Hu, J., Gregoire, D. C., 2000. Determination of trace elements in granites by inductively coupled plasma mass spectrometry. *Talanta*, 51(3): 507—513. doi:10.

1016/S0039-9140(99)00318-5

- Qinghai Bureau of Geology and Mineral Resources, 1997. Petrological strata in Qinghai Province. China University of Geosciences Press, Wuhan (in Chinese).
- Rickwood, P. C., 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22(4): 247-263. doi: 10. 1016/0024-4937(89)90028-5
- Rollison, H. R., 1993. Using geological data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group UK Ltd., London.
- Rottura, A., Del Moro, A., Pinarelli, L., et al., 1991. Relationships between intermediate and acidic rocks in orogenic granitoid suites; petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd, Pb) data from Capo Vaticano (southern Calabria, Italy). *Chem. Geol.*, 92(1-3): 153-176. doi: 10. 1016/0009-2541(91)90054-U
- Sample, J. C., Reid, M. R., 2003. Large-scale, Latest Cretaceous uplift along the northeast Pacific Rim: evidence from sediment volume, sandstone petrography, and Nd isotope signatures of the Kodiak Formation, Kodiak Island, Alaska. In: Sisson, V. B., Roeske, S. M., Pavlis, T. L., eds., *Geology of a transpressional orogen developed during ridge-trench interaction along the north Pacific margin*. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 371: 51-70.
- Shand, S. J., 1927. Eruptive rock. D. Van Nostrand Company, New York.
- Smithies, R. H., 2000. The Archaean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 182(1): 115-125. doi: 10. 1016/S0012-821X(00)00236-3
- Stern, C. R., Kilian, R., 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean austral volcanic zone. *Contrib Mineral Petrol.*, 123(3): 263-281. doi: 10. 1007/s004100050155
- Sun, S. S., McDonough, W. F., 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 basin*. Blackwell Scientific Publications (Geological Society Special publications), London, 42: 313-346.
- Sylvester, P. J., 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45(1-4): 29-44. doi: 10. 1016/S0024-4937(98)00024-3
- Thompson, A. B., Connolly, J. A. D., 1995. Melting of the continental crust: some thermal and petrologic constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings. *J. Geophys. Res.*, 100(B8): 15565-15579. doi: 10. 1029/95JB00191
- Trop, J. M., Ridgway, K. D., Spell, T. L., 2003. Sedimentary record of transpressional tectonics and ridge subduction in the Tertiary Matanuska Valley-Talkeetna Mountains forearc basin, southern Alaska. In: Sisson, V. B., Roeske, S. M., Pavlis, T. L., eds., *Geology of a transpressional orogen developed during ridge-trench interaction along the North Pacific margin*. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 371: 89-118.
- White, A. J. R., Chappell, B. W., 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43(1-2): 7-22. doi: 10. 1016/0040-1951(77)90003-8
- Wickham, S. M., Oxburgh, E. R., 1987. Low-pressure regional metamorphism in the Pyrénées and its implications for the thermal evolution of rifted continental crust. *Phil. Trans. R. Soc. London A*, 321: 219-242. doi: 10. 1098/rsta. 1987. 0012
- Wu, F. Y., Zhao, G. C., Wilde, S. A., et al., 2005. Nd isotopic constraints on the crustal formation of the North China craton. *J. Asian Earth Sci.*, 24(5): 523-545. doi: 10. 1016/j. jseae. 2003. 10. 011
- Yin, H. F., Zhang, K. X., Chen, N. S., et al., 2003. Regional geological report of Donggji Conag Hu Map (scale 1: 250 000) of the People's Republic of China. China University of Geosciences Press, Wuhan (in Chinese).
- Yu, N., Jin, W., Ge, W. C., et al., 2005. Geochemical study on peraluminous granite from Jinshuikou in east Kunlun. *Global Geology*, 24(2): 123-128 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, B. R., Gao, S., Zhang, H. F., et al., 2002. Geochemistry of Qingling orogenic belt. Science Press, Beijing (in Chinese).
- Zhang, H. F., Gao, S., Zhong, Z. Q., et al., 2002. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of Cretaceous granitoids; constraints on tectonic framework and crustal structure of the Dabieshan ultrahigh-pressure metamorphic belt, China. *Chemical Geology*, 186(3-4): 281-299. doi: 10. 1016/S0009-2541(02)00006-2
- Zhang, H. F., Ouyang, J. P., Ling, W. L., et al., 1996. Tectonic division of Douling massif of east Qingling by Pb isotopic compositional characteristics. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 21(5): 487-490 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, J. X., Meng, F. C., Wan, Y. S., et al., 2003. Early Paleozoic tectono-thermal event of the Jinshuikou Group on the southern margin of Qaidam; zircon U-Pb SHRIMP age evidence. *Geological Bulletin of China*, 22(6): 397-404 (in Chinese with English abstract).

- Zhang, L. G., Liu, J. X., Wang, K. F., et al., 1995. Block-geology of eastern Asia lithosphere-isotopic geochemistry and dynamics of upper mantle, basement and granite. Science Press, Beijing, 252 (in Chinese).
- Zhang, L. G., Wang, K. F., Chen, Z. S., et al., 1993. Feldspar lead isotopic composition of Mesozoic granitoids and lead isotopic provinces of eastern China. *Chinese Science Bulletin*, 38(3): 254—257 (in Chinese with English abstract).
- Zheng, Y. F., Zhang, S. B., 2007. Formation and evolution of Precambrian continental crust in South China. *Chinese Science Bulletin*, 52(1): 1—10 (in Chinese with English abstract).
- Zhu, B. Q., 1993. Tri-dimension special topological diagrams of ore lead isotopes and their application to the division of geochemical provinces and mineralizations. *Geochimica*, (3): 209—216 (in Chinese with English abstract).
- Zumsteg, C. L., Himmelbery, G. R., Karl, S. M., et al., 2003. Metamorphism within the Chugach accretionary complex on the southern Baranof Island, southeastern Alaska. In: Sisson, V. B., Roeske, S. M., Pavlis, T. L., eds., *Geology of a transpressional orogen developed during ridge-trench interaction along the North Pacific margin*. *Geol. Soc. Am. Special Paper*, 371: 253—268.
- 球化学和 Nd-Sr-Pb 同位素组成: 基底性质和构造属性启示. *地球科学——中国地质大学学报*, 32(1): 7—21.
- 李献华, 赵振华, 桂训唐, 等, 1991. 华南前寒武纪地壳形成时代的 Sm-Nd 和锆石 U-Pb 同位素制约. *地球化学*, 20(3): 255—264.
- 廖忠礼, 莫宣学, 潘桂棠, 等, 2006. 初论西藏过铝花岗岩. *地质通报*, 25(7): 812—821.
- 刘永成, 叶永福, 1998. 对东昆仑金水口地区高级变质岩的新认识. *青海地质*, 2(1): 18—26.
- 龙晓平, 金巍, 葛文春, 等, 2006. 东昆仑金水口花岗岩体锆石 U-Pb 年代学及其地质意义. *地球化学*, 35(4): 333—345.
- 陆松年, 于海峰, 赵凤清, 等, 2002. 青藏高原北部前寒武纪地质初探. 北京: 地质出版社.
- 青海省地质矿产局, 1997. 青海省岩石地层. 武汉: 中国地质大学出版社, 21—25.
- 殷鸿福, 张克信, 陈能松, 等, 2003. 中华人民共和国区域地质调查报告(1: 25 万冬给措纳湖幅). 武汉: 中国地质大学出版社.
- 余能, 金巍, 葛文春, 等, 2005. 东昆仑金水口过铝花岗岩的地球化学研究. *世界地质*, 24(2): 123—128.
- 张本仁, 高山, 张宏飞, 等, 2002. 秦岭造山带地球化学. 北京: 科学出版社.
- 张宏飞, 欧阳建平, 凌文黎, 等, 1996. 从 Pb 同位素组成特征论东秦岭陡岭块体的构造归属. *地球科学——中国地质大学学报*, 21(5): 487—490.
- 张理刚, 刘敬秀, 王可法, 等, 1995. 东亚岩石圈块体地质: 上地幔基底和花岗岩同位素地球化学及其动力学. 北京: 科学出版社, 252.
- 张理刚, 王可法, 陈振胜, 等, 1993. 中国东部中生代花岗岩长石铅同位素组成与同位素省划分. *科学通报*, 38(3): 254—257.
- 张建新, 孟繁聪, 万渝生, 等, 2003. 柴达木盆地南缘金水口群的早古生代构造热事件: 锆石 U-Pb SHRIMP 年龄证据. *地质通报*, 22(6): 397—404.
- 郑永飞, 张少兵, 2007. 华南前寒武纪大陆地壳的形成和演化. *科学通报*, 52(1): 1—10.
- 朱炳泉, 1993. 矿石 Pb 同位素三维空间拓扑图解用于地球化学省与矿种区划. *地球化学*, (3): 209—216.

## 附中文参考文献

- 陈能松, 何蕾, 孙敏, 等, 2002. 东昆仑造山带早古生代变质峰期和逆冲构造变形年代的精确确定. *科学通报*, 47(8): 628—631.
- 陈能松, 李晓彦, 王新宇, 等, 2006a. 柴达木地块南缘昆北单元变质新元古代花岗锆石 SHRIMP U-Pb 年龄. *地质通报*, 25(11): 1311—1314.
- 陈能松, 李晓彦, 张克信, 等, 2006b. 东昆仑山香日德南部白沙河岩组的岩石组合特征和形成年代的锆石 Pb-Pb 定年启示. *地质科技情报*, 25(6): 1—7.
- 陈能松, 王勤燕, 陈强, 等, 2007a. 柴达木和欧龙布鲁克陆块基底的组成和变质作用及中国中西部古陆演化关系初探. *地学前缘*, 14: 43—55.
- 陈能松, 王新宇, 张宏飞, 等, 2007b. 柴—欧微地块花岗岩地