

# 阿尔泰塔尔浪地区斜长角闪岩和辉长岩的形成时代、地球化学特征和构造意义\*

蔡克大<sup>1,2</sup> 袁超<sup>1\*\*</sup> 孙敏<sup>3</sup> 肖文交<sup>4</sup> 陈汉林<sup>5</sup> 龙晓平<sup>1</sup> 赵永久<sup>1</sup> 李继亮<sup>4</sup>

CAI KeDa<sup>1,2</sup>, YUAN Chao<sup>1\*\*</sup>, SUN Min<sup>3</sup>, XIAO WenJiao<sup>4</sup>, CHEN HanLin<sup>5</sup>, LONG XiaoPing<sup>1</sup>, ZHAO YongJiu<sup>1</sup> and LI JiLiang<sup>4</sup>

1. 中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640

2. 中国科学院研究生院, 北京 100039

3. 香港大学地球科学系, 香港薄扶林道

4. 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈构造演化重点实验室, 北京 100029

5. 浙江大学地球科学系, 杭州 310027

1. Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China

3. Department of Earth Sciences, The University of Hong Kong, Pokfulam Road, Hong Kong, China.

4. State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

5. Department of Earth Sciences, Zhejiang University, Hangzhou 310027, China

2006-12-17 收稿, 2007-04-22 改回.

**Cai KD, Yuan C, Sun M, Xiao WJ, Chen HL, Long XP, Zhao YJ and Li JL. 2007. Geochemical characteristics and <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar ages of the amphibolites and gabbros in Tarlang area: implications for tectonic evolution of the Chinese Altai. Acta Petrologica Sinica, 23(5):877-888**

**Abstract** Amphibolitic and gabbroic rocks occur in Tarlang area in Chinese Altai. Amphibolites are metamorphosed products of mafic magmatic rocks ( $\text{SiO}_2 = 45.42\% \sim 52.96\%$ ) and contain high  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $13.14\% \sim 17.92\%$ ),  $\text{Fe}_2\text{O}_3^T$  ( $9.08\% \sim 16.88\%$ ) and  $\text{TiO}_2$  ( $0.82\% \sim 3.23\%$ ) contents. The amphibolite samples show relatively flat REE patterns, without significant fractionations of REEs ( $\text{La}/\text{Yb}_N = 1.53 \sim 1.79$ ). These samples are depleted in HFSEs slightly, with slightly Ti-Nb-Ta negative anomalies, which suggest a subtle relation to subduction-related environment. The gabbroic samples ( $\text{SiO}_2 = 46.96\% \sim 49.86\%$ ) have intermediate  $\text{TiO}_2$  ( $0.38\% \sim 1.89\%$ ) and relatively low  $\text{K}_2\text{O}$  contents ( $\text{K}_2\text{O} = 0.34\% \sim 1.03\%$ ), belonging to subalkali rocks ( $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ ). They have relatively high  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $15.0\% \sim 20.81\%$ ),  $\text{CaO}$  ( $10.13\% \sim 11.60\%$ ) and moderate  $\text{MgO}$  ( $7.3\% \sim 8.3\%$ ) contents. The gabbroic samples show two types of REE patterns. One is characterized by slight fractionation of REEs ( $\text{La}/\text{Yb}_N = 1.10 \sim 1.67$ ) and weak Eu anomalies ( $\delta\text{Eu} = 1.03 \sim 1.10$ ), while the other is enriched in LREEs ( $\text{La}/\text{Yb}_N = 5.97 \sim 6.39$ ), with significantly positive Eu anomalies ( $\delta\text{Eu} = 1.31 \sim 1.44$ ), which may reflect accumulation of plagioclase in the magma chamber. These gabbroic rocks all exhibit Ti-Nb-Ta troughs and Pb-Sr spikes, also implying a subduction-related origin. The <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar spectrum of the gabbroic sample is simple and flat (plateau age of  $266.9 \pm 4.2\text{Ma}$ ; isochron age of  $261 \pm 23\text{Ma}$ ), indicating that its K-Ar isotopic system was not seriously disturbed by subsequent thermal events and may reflect the intrusion time of the gabbro. However, <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar analysis of the amphibolite give rise to a saddle-like spectrum, and its youngest plateau ( $297.3 \pm 6.1\text{Ma}$ ) probably reflects the last metamorphic event. The difference on age and geochemistry between the amphibolitic and gabbroic rocks implies that they probably represent different mafic magma. The protolith of amphibolites probably formed in a seamount near a subduction zone and subsequently accreted to the Altai. The gabbro exhibits subduction-related characteristics and was coeval with transensional movement in the Chinese Altai, probably reflecting a tectonic transition in the Permian.

\* 自然科学基金(40572043; 40421303), 国家 973 项目(2001CB409801) 及香港 RGC 项目(HKU 7040/04P) 共同资助.

第一作者简介: 蔡克大, 男, 1980 年生, 硕士研究生, 地球化学专业, E-mail: caikd\_117@sina.com

\*\* 通讯作者: 袁超, E-mail: yuanchao@gig.ac.cn

**Key words** Amphibolite, Gabbro,  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  age, Subduction, Altai, Tectonic Transition, Paleo-Asian Ocean

**摘要** 阿尔泰塔塔尔浪地区出露一些斜长角闪岩和辉长岩。其中,斜长角闪岩为基性岩浆岩变质的产物, $\text{SiO}_2$ 含量为45.42%~52.96%,具有较高的 $\text{Al}_2\text{O}_3$ (13.14%~17.92%)、 $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ (9.08%~16.88%) 和  $\text{TiO}_2$ (0.82%~3.23%)含量。斜长角闪岩样品稀土元素曲线比较平坦,轻重稀土元素分馏不明显( $\text{La}/\text{Yb}_\text{N}=1.53\sim 1.79$ ),无明显的Nb和Ta亏损。通过野外产状及地球化学特征分析,认为该斜长角闪岩形成于海山的构造环境。辉长岩 $\text{SiO}_2$ (46.96%~49.86%)含量稍低, $\text{TiO}_2$ (0.38%~1.89%)变化较大,并富 $\text{Al}_2\text{O}_3$ (15.0%~20.81%)、 $\text{CaO}$ (10.13%~11.60%),具有中等至较高MgO含量(7.3%~8.3%)和相对较低的钾含量( $\text{K}_2\text{O}=0.34\%\sim 1.03\%$ ),属亚碱性岩石系列( $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ )。辉长岩呈现两种稀土元素组成特征。一种轻重稀土分馏不明显,配分曲线比较平坦( $\text{La}/\text{Yb}_\text{N}=1.10\sim 1.67$ ),具有轻微的Eu正异常( $\delta\text{Eu}=1.03\sim 1.10$ );另一种轻重稀土元素分馏较明显( $\text{La}/\text{Yb}_\text{N}=5.97\sim 6.39$ )并具有正的Eu异常( $\delta\text{Eu}=1.31\sim 1.44$ ),反映其形成过程中可能受到斜长石堆晶的影响。在微量元素蛛网图上,辉长岩具有明显的Ti、Nb和Ta负异常和Pb、Sr正异常,反映出明显的消减带岩浆特征。角闪石的 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 测年结果显示,辉长岩样品的坪年龄为 $266.9\pm 6.1\text{Ma}$ ,且年龄坪谱显示在其形成之后没有受到后期热事件的明显干扰,基本上反映了辉长岩的形成年龄。斜长角闪岩的 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 结果呈现出似马鞍型坪谱,其中最小的年龄坪( $297.3\pm 6.1\text{Ma}$ )可能反映了最近一期的变质事件,而且明显早于辉长岩的侵入。斜长角闪岩和辉长岩不同的形成时代和地球化学组成表明二者可能代表了两期不同的基性岩浆活动。斜长角闪岩所具有的板内和消减带的复合特征表明其原岩可能是洋壳在俯冲消减过程中增生的海山残片,而辉长岩所具有消减带特征显示在二叠纪时期阿尔泰地区仍存在受俯冲作用影响的地幔源区。阿尔泰二叠纪岩浆活动无论在岩浆属性还是规模上都与泥盆和石炭纪的岩浆活动存在巨大差异,表明这两个时期的构造背景存在较大不同,可能反映阿尔泰正处于某种构造转换机制的控制之下。

**关键词** 斜长角闪岩;辉长岩; $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年龄;俯冲消减;阿尔泰;构造转换;古亚洲洋

**中图法分类号** P597.3; P588.124

## 1 引言

中国新疆阿尔泰造山带是中亚巨型造山带的重要组成部分,是由一系列大陆块体、岛弧和增生杂岩构成的增生型造山带(Sengör *et al.*, 1993; Natal'in and Sengör, 1994; Xiao *et al.*, 2004);该构造带经历了复杂的构造活动、变质作用和岩浆活动,是一条重要的多金属成矿带。阿尔泰造山带独特的造山作用是国际地球科学的一个热点课题,对解剖大陆造山作用类型与探索大陆的侧向增生及垂向增生过程特征具有重要意义(Coleman, 1989; 何国琦等, 1990; 肖序常等, 1992; Sengör *et al.*, 1993; Natal'in and Sengör, 1994; Federovskii *et al.*, 1995; 胡霭琴等, 1997; Han *et al.*, 1997; 李天德等, 2001; 方同辉等, 2002; Windley *et al.*, 2002; Xiao *et al.*, 2004; 李锦轶等, 2006)。然而,在阿尔泰造山带晚古生代洋陆格局演变与复杂造山作用等问题上一直存在争论,焦点之一是该地区古亚洲洋的最终闭合时间。一些学者认为其闭合于泥盆纪(王道永和邓江红, 1995);也有一些学者认为其闭合于石炭纪(肖序常等, 1990; 成守德和王元龙, 1998)。最近一些学者根据一些新的证据提出新疆北部或其局部地区在早二叠世仍然可能存在一定规模的古洋盆及相关的俯冲消减作用(肖文交等, 2006a, b; 陈汉林等, 2006a, b; 龙晓平等, 2006; 毛启贵等, 2006)。

判断二叠纪是否仍然存在消减的一个重要依据是本区是否存在二叠纪与消减有关的岩浆活动。由于缺少可靠的年代学数据,以往阿尔泰的二叠纪岩浆活动记录较为匮乏。鉴于地壳物质本身具有类似消减带特征的化学组成,以及在

花岗岩演化过程中副矿物分离结晶对Nb、Ta、Zr、Hf等高场强元素的影响,利用花岗岩的地球化学组成来判别构造环境具有很大的不确定性。相比之下,基性岩浆源自地幔且受地壳影响较小,故其地球化学特征应能更好地反映源区性质和构造背景。最近,在阿尔泰的阿拉苏克和乌恰沟地区报道了一些二叠纪—三叠纪的镁铁质侵入岩(陈立辉和韩宝福, 2006; 陈汉林等, 2006),为了解阿尔泰在晚古生代的构造演化历史提供了新的线索,本文在阿尔泰塔塔尔浪地区进行野外地质调查的基础上,开展了对该区变质基性岩和基性侵入岩的 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年代学和地球化学研究,试图通过对斜长角闪岩和基性侵入岩形成的构造背景及其成因机制的讨论来制约阿尔泰造山带的构造演化。

## 2 地质背景

阿尔泰造山带位于新疆北部,北邻西萨彦岭古岛弧带,东北部是乌列善-科布多古岛弧带,西南侧以额尔齐斯深断裂与哈萨克斯坦板块相接,是中亚巨型造山带的重要组成部分。阿尔泰造山带于古亚洲洋闭合之后基本形成了现今的构造格局(Coleman, 1989; 肖序常等, 1992; Sengör *et al.*, 1993; 何国琦等, 1994)。该造山带属于中亚造山带西段的南部,其构造演化主体上记录了西伯利亚板块南部与塔里木-准噶尔板块之间的拼合作用,因而记录了古亚洲洋构造域最后的大地构造演化(Coleman, 1989; Windley *et al.*, 2002; 肖序常等, 1991; 1992; Sengör *et al.*, 1993; 王广瑞等, 1996; Li *et al.*, 2003; 李锦轶等, 2006; Xiao *et al.*, 2004)。

阿尔泰造山带由北阿尔泰构造带、南阿尔泰构造带、琼

乎尔-阿巴宫构造带、额尔齐斯构造带以及布尔津-二台构造带组成(Windley *et al.*, 2002; 何国琦等, 1990)。塔尔浪地区位于阿尔泰造山带西南缘,属于琼乎尔-阿巴宫构造带。该区出露的主要地层为中上奥陶统哈巴河群的中上亚群;岩浆岩主要为晚古生代的黑云母花岗岩,并且自西向东沿哈巴河、阿勒泰、富蕴到热坝河一带呈 NW-SE 向分布(刘生和袁奎荣, 1995; 郑长青等, 2003)。该区不同类型花岗岩具有相似的锆石 U-Pb 年龄,其年龄峰值集中在 400Ma 左右(Wang *et al.*, 2006; Yuan *et al.*, 2007);而花岗岩中黑云母的<sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar 坪年龄大多集中在 240 ~ 260Ma 左右,同额尔齐斯剪切带走滑带内变形岩石的黑云母<sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar 定年结果(280 ~ 290Ma)相近(Patrick Monié and Shu, 2003),可能反映了额尔齐斯剪切带走滑的时间。本次研究的塔尔浪斜长角闪岩和辉长岩采自去塔尔浪村的沟内和 217 国道 36km 处(图 1)。斜长角闪岩以混杂块体或捕虏体的形式存在于花岗岩体或泥盆统碎屑岩地层中,这些岩石规模通常很小且多呈透镜体形式产出,变形强烈。辉长岩以岩脉或小岩株的形式侵入到泥盆纪碎屑岩地层中,岩石比较新鲜,变形和变质作用不明显(图 1)。

### 3 样品和分析方法

斜长角闪岩手标本呈现灰黑色,暗色的黑云母条带与浅色长英质相间排列,暗色矿物约 30% ~ 40%,镜下呈纤状—鳞片粒状变晶结构,块状一片状构造,可见变余的斜长石斑晶(2 ~ 4mm),部分蚀变为绢云母。主要矿物角闪石为绿—

淡绿色,他形粒状或柱状,粒径 0.1 ~ 1.5mm,在斜长石之间呈半包围状镶嵌,偶见铁质析出,局部定向,含量 30% ~ 60%;斜长石他形粒状(0.1 ~ 1mm),绢云母化明显,含量 40% ~ 55%;黑云母褐色,部分已蚀变为绿泥石、绿帘石,粒径 0.1 ~ 1mm,含量多在 5% ~ 15% 之间,少数达 25%,副矿物主要为磷灰石、锆石、榍石及磁铁矿等。辉长岩颜色较浅,镜下长石较多,无定向排列,斜长石具有聚片双晶,少量被绢云母交代;矿物组合由斜长石、单斜辉石、角闪石组成,且副矿物有磷灰石、榍石和少量不透明矿物。

本次分析选取塔尔浪斜长角闪岩样品 ALT-53 与辉长岩样品 ALT-96 中的角闪石单矿物进行<sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar 逐步加热定年测试。在制样前首先进行薄片观察,选定新鲜的岩石,再破碎过筛,取 0.2 ~ 0.4mm 孔径部分,洗去粉尘,挑选出角闪石单矿物,烘干后制样,经核反应堆进行中子照射,纯化后在中国地震局地质研究所的 MM-1200 气体质谱仪上进行同位素组成分析,分析结果列于表 1 中。

岩石样品经清除表面杂质后破碎成岩屑,置于烧杯后加入去离子水在超声波洗槽中清洗 15 分钟,并重复 2 ~ 3 次。样品经烘干后用玛瑙研钵体磨至 200 目供化学分析。主量元素和过渡族元素 Sc、V、Cr、Cu 和 Ni 的分析在 Philli XRF 上完成。微量元素分析在 VG Elemental Plasma Quad Excell ICP-MS 上进行,溶样和分析流程采用 Qi *et al.* (2000)。上述分析在香港大学地球科学系完成,其主量元素的分析精度优于 2%,而微量元素的分析精度可达 5%。主、微量元素的分析结果列于表 2 中。

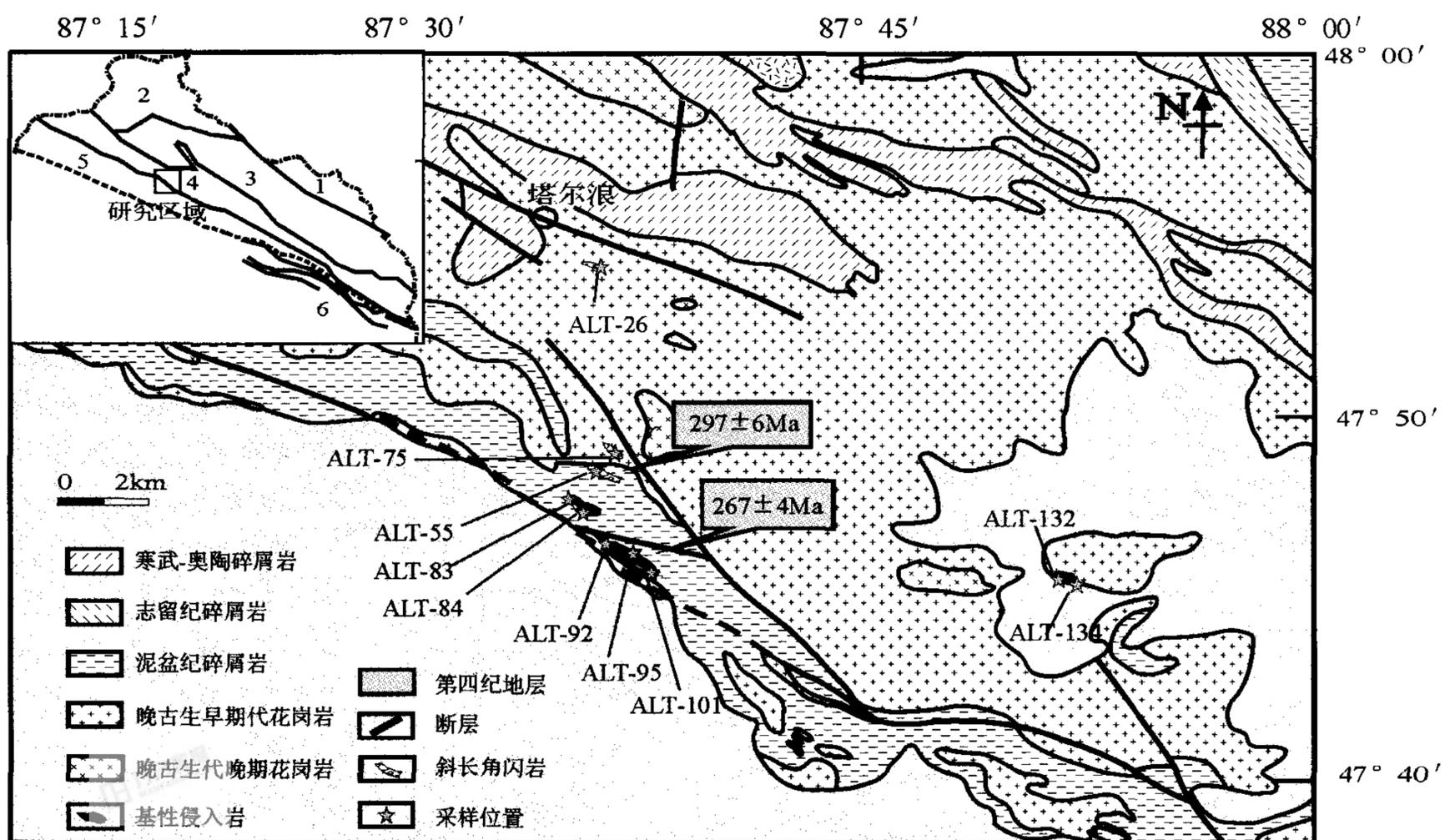


图 1 塔尔浪地区地质图

Fig. 1 Simplified geological map of Tarlang region

表1 塔尔浪斜长角闪岩和辉长岩样品阶段加热氩氩法测年结果

Table 1  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  dating results of Tarlang Amphibolites and Gabbros

加热步骤 (°C)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{39}\text{Ar}$ (mV)	$^{39}\text{Ar}$ (%)	$^{40}\text{Ar}^*$ (mV)	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$	年龄 $\pm 1\text{sd}$ (Ma)
Alt-53 $W = 96.20\text{mg}$ $J = 0.002037$								
700	1226	84.16	1352	1.59	2.14	68	887.8	1863 $\pm$ 45.8
1000	263.1	52.05	252.6	2.56	5.61	73.2	200.3	617.4 $\pm$ 23.6
1025	346.1	97.71	266.3	1.37	7.45	79.6	296.4	852.2 $\pm$ 31.4
1050	267.6	37.04	115.3	3.67	12.4	88.4	243.1	725.8 $\pm$ 13.0
1075	197.2	29.97	43.1	4.54	18.6	94.8	191.1	593.2 $\pm$ 8.3
1100	155.3	7.535	25.67	18.1	43	95.5	149.1	478.5 $\pm$ 8.6
1125	117.9	14.42	46.57	9.44	55.7	89.3	108.4	354.0 $\pm$ 6.6
1150	99.83	61.72	88.8	2.21	58.7	84.7	88.54	299.1 $\pm$ 9.5
1200	94.97	15.32	33.28	8.89	70.7	91	87.37	295.5 $\pm$ 5.2
1320	114.6	6.286	27.51	21.7	100	93.3	107.5	357.2 $\pm$ 5.5
Alt-96 $W = 117.70\text{mg}$ $J = 0.002139$								
700	315.4	18.89	600.5	5.58	2.9	44.2	141.4	476.8 $\pm$ 15.6
850	137.5	169.4	366.5	0.621	3.23	31.4	49.24	180.7 $\pm$ 55.0
950	128.2	79.35	253	1.33	3.92	46.7	63.59	230.1 $\pm$ 30.0
1050	84.22	1.301	30.18	81	46.1	89.5	75.48	270.0 $\pm$ 4.0
1075	81.91	11.67	30.12	9.02	50.8	90.3	74.6	267.1 $\pm$ 4.9
1175	75.31	2.402	13.68	43.8	73.6	94.9	71.59	257.0 $\pm$ 3.7
1200	82.63	5.733	27.43	18.4	83.2	90.7	75.3	269.4 $\pm$ 4.4
1225	86.8	8.495	42.48	12.9	89.9	86.3	75.4	269.8 $\pm$ 4.8
1250	83.71	14.6	42.09	7.5	93.8	86.6	73.25	262.6 $\pm$ 5.8
1320	85.28	9.163	29.09	12	100	90.8	77.95	278.2 $\pm$ 4.9

注: 氩同位素单位为 mV, 电子倍增器灵敏度为  $1.64 \times 10^{-15} \text{mol/mV}$ 表2 塔尔浪斜长角闪岩和辉长岩主量元素 (wt%) 和微量元素 ( $\times 10^{-6}$ ) 分析结果Table 2 Major (wt%) and trace ( $\times 10^{-6}$ ) elements contents of Tarlang Amphibolites and Gabbros

样品号	斜长角闪岩						辉长岩			
	ALT-26	ALT-55	ALT-75	ALT-83	ALT-84	ALT-92	ALT-95	ALT-101	ALT-132	ALT-134
SiO <sub>2</sub>	45.42	47.91	52.96	49.75	49.69	49.86	49.16	49.71	46.93	46.96
TiO <sub>2</sub>	3.23	3.20	0.82	0.38	0.49	0.98	1.07	0.98	1.73	1.89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.14	13.40	17.92	19.60	20.81	16.49	16.62	16.52	15.49	15.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	16.88	15.58	9.08	4.70	4.56	8.66	9.19	8.48	11.85	12.18
MnO	0.28	0.25	0.13	0.08	0.07	0.16	0.16	0.16	0.20	0.22
MgO	6.70	5.99	6.34	7.64	7.33	7.70	7.91	8.31	7.73	7.91
CaO	10.88	10.46	2.65	11.30	11.42	10.21	10.77	10.13	10.56	11.60
Na <sub>2</sub> O	0.88	0.82	3.37	2.99	3.02	2.08	2.23	2.03	2.58	2.03
K <sub>2</sub> O	0.24	0.22	3.85	0.38	0.36	1.03	0.60	0.95	0.34	0.46
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.37	0.41	0.14	0.10	0.12	0.13	0.10	0.18	0.19	0.07
灼量	0.58	0.56	1.73	1.68	0.89	1.36	1.10	1.17	1.21	0.76
总量	98.60	98.80	98.98	98.61	98.77	98.67	98.90	98.62	98.80	99.08
Mg <sup>#</sup>	44	43	58	76	76	64	63	66	57	57
Li	9.13	10.1	40.8	14.0	14.2	15.0	18.2	10.0	14.8	11.9
Be	1.54	1.69	1.39	0.50	0.34	0.68	0.62	0.32	0.92	1.99

续表 2  
Continoued Table 2

样品号	斜长角闪岩					辉长岩				
	ALT-26	ALT-55	ALT-75	ALT-83	ALT-84	ALT-92	ALT-95	ALT-101	ALT-132	ALT-134
Sc	38.9	38.6	19.2	18.3	18.1	32.7	38.2	27.6	38.4	44.6
V	481	423	173	77.6	83.9	177	203	216	293	276
Cr	142	122	26.8	199	503	142	175	292	200	224
Co	47.7	43.6	20.7	30.0	30.9	39.8	45.1	40.9	45.4	49.2
Ni	60.5	51.7	18.9	88.7	94.6	145	166	146	124	129
Cu	151	84.5	8.59	61.8	110	21.0	57.7	60.7	47.3	27.5
Zn	196	172	143	41.2	37.9	75.3	80.9	80.1	106	115
Ga	24.4	23.5	22.2	14.5	14.6	15.5	16.8	15.8	18.7	16.9
Rb	1.45	1.99	156	9.39	8.13	28.9	13.4	23.4	5.78	13.5
Sr	190	169	185	680	801	250	259	179	400	320
Y	57.6	59.0	30.7	7.87	8.39	21.3	22.2	21.3	30.6	33.3
Zr	267	244	234	38.5	40.0	59.9	60.9	61.7	97.1	83.1
Nb	8.07	9.58	8.71	3.97	4.11	3.20	3.29	2.43	2.93	3.71
Mo	0.67	0.42	0.51	0.47	0.47	0.86	0.73	0.43	0.37	0.63
Cs	0.13	0.09	8.91	0.42	0.36	1.01	0.79	0.53	0.48	0.77
Ba	31.0	47.7	301	102	87.9	113	80.0	204	17.9	25.1
La	13.6	12.4	19.9	6.92	7.53	5.71	6.47	4.41	6.02	6.18
Ce	36.7	34.1	46.4	14.5	15.4	14.8	16.2	10.7	17.5	18.5
Pr	5.38	5.22	5.53	1.75	1.88	2.19	2.39	1.55	2.70	2.98
Nd	25.3	25.0	21.7	6.89	7.72	10.3	11.1	7.54	13.5	15.2
Sm	7.37	7.63	4.99	1.54	1.68	2.93	3.20	2.41	4.20	4.66
Eu	2.25	2.50	1.08	0.75	0.75	1.14	1.25	0.92	1.56	1.76
Gd	8.88	9.08	5.16	1.64	1.82	3.36	3.70	3.07	5.02	5.41
Tb	1.63	1.71	0.86	0.26	0.29	0.56	0.61	0.58	0.84	0.95
Dy	9.71	10.2	4.83	1.39	1.57	3.75	4.17	3.53	5.70	6.42
Ho	2.11	2.20	1.05	0.29	0.32	0.81	0.86	0.78	1.21	1.31
Er	6.08	6.33	3.13	0.82	0.85	2.38	2.54	2.26	3.55	3.90
Tm	0.89	0.93	0.47	0.12	0.12	0.34	0.37	0.33	0.50	0.55
Yb	5.45	5.81	3.00	0.72	0.73	2.17	2.42	2.08	3.27	3.50
Lu	0.84	0.89	0.47	0.11	0.11	0.31	0.35	0.32	0.48	0.51
Hf	6.07	5.67	5.93	0.90	0.94	1.76	1.88	1.71	2.68	2.47
Ta	0.55	0.66	0.66	0.19	0.19	0.23	0.25	0.16	0.23	0.28
W	1.47	1.03	0.65	0.21	0.68	0.72	0.46	0.28	0.46	0.94
Pb	9.55	8.18	8.21	4.41	3.33	5.39	5.42	5.03	4.02	2.92
Th	0.90	0.84	7.05	0.55	0.53	0.92	0.76	0.49	0.37	0.40
U	0.29	0.39	1.80	0.17	0.13	0.96	0.41	0.26	0.28	0.23
ΣREE	126	124	119	37.7	40.8	50.8	55.6	40.5	66.1	71.9
δEu	0.85	0.92	0.65	1.44	1.31	1.11	1.10	1.03	1.04	1.07
δCe	1.05	1.04	1.07	1.00	0.98	1.03	1.01	1.00	1.06	1.05
Nb/Ta	14.6	14.4	13.2	21.4	21.7	13.6	13.4	15.0	12.9	13.5
Zr/Hf	44.0	43.0	39.5	42.8	42.5	34.1	32.4	36.2	36.2	33.7
Nb/La	0.59	0.77	0.44	0.57	0.55	0.56	0.51	0.55	0.49	0.60
Zr/Sm	36.3	31.9	46.9	25.1	23.8	20.5	19.0	25.6	23.2	17.8
Zr/Nb	33.2	25.5	26.9	9.7	9.7	18.7	18.5	25.4	33.1	22.4
Th/Ta	1.62	1.27	10.7	2.97	2.79	3.92	3.10	3.04	1.64	1.44
La/Ta	24.6	18.6	30.3	37.4	39.7	24.3	26.4	27.4	26.5	22.5
U/Nb	0.04	0.04	0.21	0.04	0.03	0.30	0.12	0.11	0.10	0.06
(La/Yb) <sub>N</sub>	1.79	1.53	4.77	6.87	7.37	1.89	1.92	1.52	1.32	1.27
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	1.35	1.29	1.42	1.87	2.05	1.28	1.27	1.22	1.27	1.28
(La/Nb) <sub>PM</sub>	1.75	1.34	2.37	1.81	1.90	1.85	2.04	1.89	2.13	1.73
(Nb/Th) <sub>PM</sub>	1.07	1.35	0.15	0.86	0.93	0.41	0.51	0.59	0.94	1.12

注：Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>T</sup>为全铁，Mg<sup>#</sup> = 100 × Mg<sup>2+</sup> / (Mg<sup>2+</sup> + Fe<sup>2+</sup>)，(La/Nb)<sub>PM</sub>为初始地幔标准化值，(La/Yb)<sub>N</sub>和(Gd/Yb)<sub>N</sub>为球粒陨石标准化值，标准化值引自 Sun and McDonough (1989)。

### 4 <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar 年代学测年结果

斜长角闪岩和辉长岩样品中的角闪石单矿物阶段加热测试结果如表 1, 相应的表观年龄如图 2 及等时线年龄如图 3 所示。斜长角闪岩样品 ALT-53 角闪石单矿物阶段加热法给出受到干扰的年龄谱, 以近“马鞍形”为特征, “马鞍形”年龄谱最底部的坪给出了一个最小的表观年龄, 对应的坪年龄为  $297.3 \pm 6.1$  Ma。辉长岩样品 ALT-96 中角闪石的 <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar 年龄坪谱在多个加热段表现出明显较好的一致性, 所对应的坪年龄为  $266.9 \pm 4.2$  Ma, 与其等时线年龄 ( $261 \pm 23$  Ma) 在误差范围内一致 (图 3)。

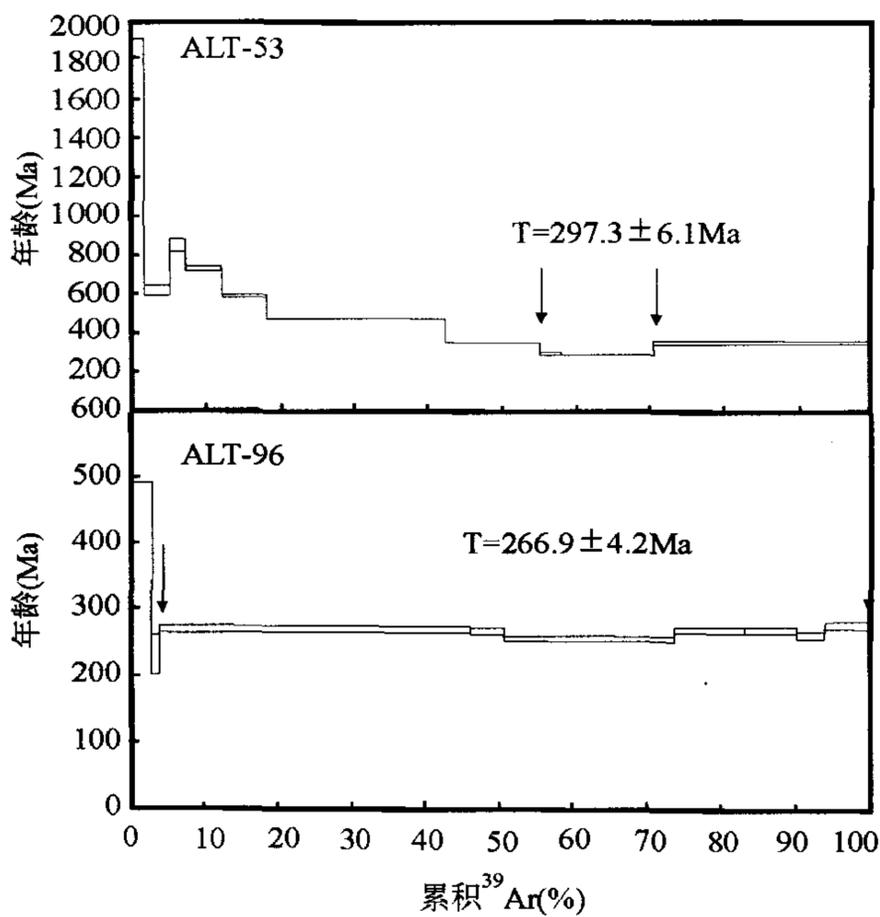


图 2 斜长角闪岩和辉长岩的 <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar 表观年龄  
Fig. 2 Plots of the age spectrum of amphibolites and gabbros based on <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar dating results

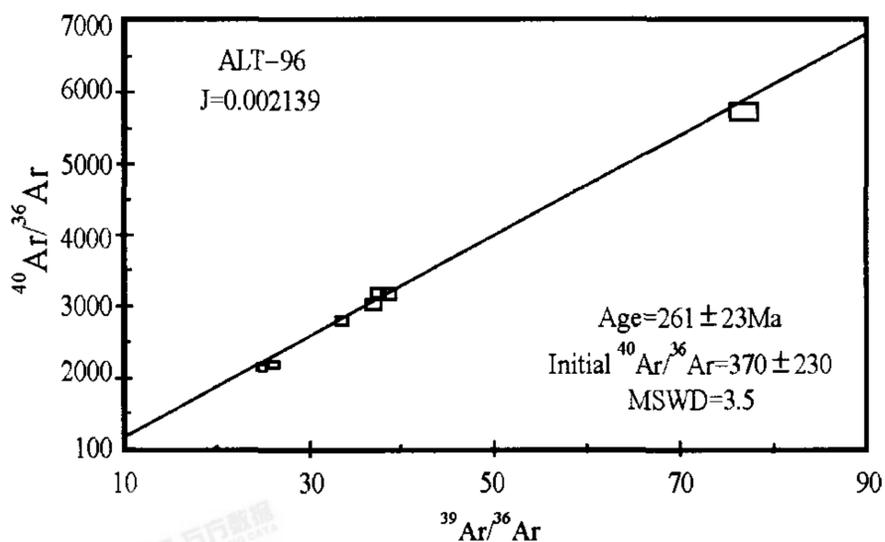


图 3 辉长岩 <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar 等时线年龄  
Fig. 3 The isochron age of gabbros based on <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar dating results

### 5 地球化学特征

#### 5.1 主量元素地球化学特征

斜长角闪岩和辉长岩的化学成分列于表 2。塔尔浪斜长角闪岩样品 SiO<sub>2</sub> 含量为 45.4 ~ 53.0%, 属于变基性岩类, 样品具有中-高的 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>T</sup> (9.08 ~ 16.9%), MgO (5.99 ~ 6.70%) 含量。除样品 ALT-75 (2.65%) 外, 其余样品 CaO 含量均大于 9%。这些样品的主量元素组成呈现出较大的变化范围 (表 2)。其中, ALT-26 和 ALT-55 两个样品具有较低的全碱含量 (1.0% ~ 1.1%) 和 K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 比值 (0.3 ~ 1.1), 以及较高的 TiO<sub>2</sub> 含量 (高于 3.0%)。而 ALT-75 则相对富硅 (SiO<sub>2</sub> ≈ 53%), 具有较高 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (≈ 18%), 全碱 (K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O > 7%) 以及较低的 TiO<sub>2</sub> 含量 (0.82%)。在 MgO-CaO-FeO 图上, 样品投影点全部落在正斜长角闪岩区域内 (图 4), 而在 Zr/TiO<sub>2</sub> (Nb/Y 分类图中 (图 5), 两个斜长角闪岩样品

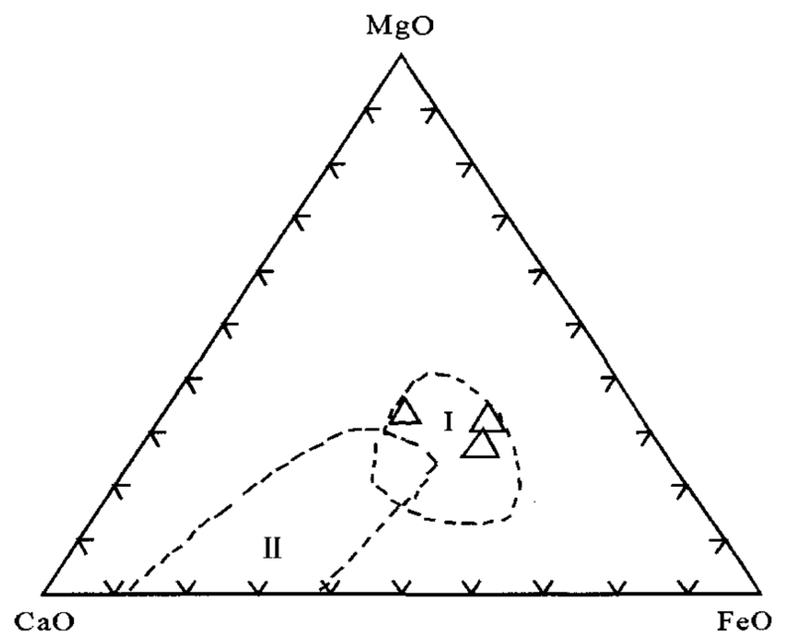


图 4 塔尔浪斜长角闪岩 MgO-CaO-FeO (Walker et al., 1960) (其中, I 为正斜长角闪岩; II 为负斜长角闪岩)  
Fig. 4 MgO-CaO-FeO diagram of amphibolites in Tarlang area

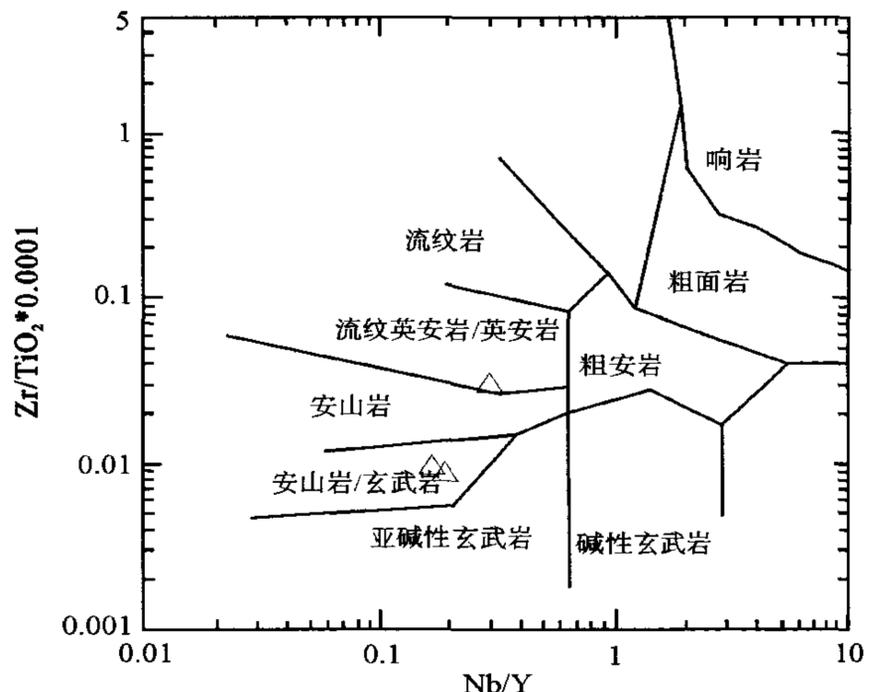


图 5 塔尔浪斜长角闪岩 Zr/TiO<sub>2</sub>-Nb/Y 图解 (Winchester and Floyd, 1976)  
Fig. 5 Zr/TiO<sub>2</sub> vs. Nb/Y diagram of Tarlang amphibolites

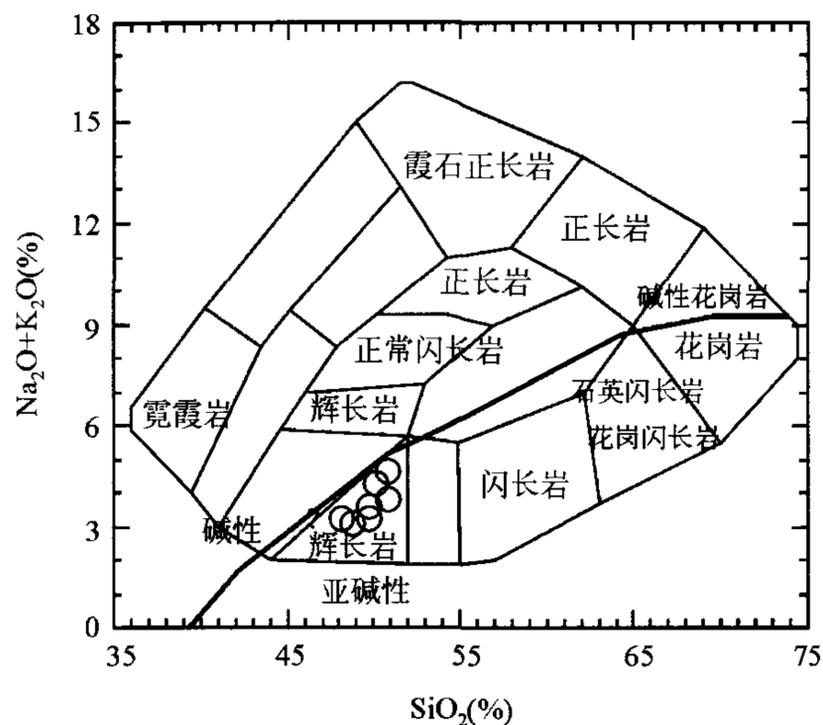


图6 塔尔浪辉长岩 ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ )- $\text{SiO}_2$  图解 (Cox, 1979)

Fig. 6  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  diagram of Tarlang gabbros

(ALT-26 和 ALT-55) 落入基性岩石系列的玄武岩区内, 而样品 ALT-75 则落在安山岩向流纹英安岩过渡的区域, 显示了更加演化的特征。

辉长岩样品新鲜 (灼量 = 0.76% ~ 1.68%), 其  $\text{SiO}_2$  含量介于 47% ~ 50% 之间。与斜长角闪岩样品的情况类似, 两个辉长岩样品 (ALT-83, 84) 具有相对低的  $\text{TiO}_2$  (< 0.5%), 但较高的  $\text{Mg}^\#$  值 ( $\approx 76$ )、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  (> 19%)、 $\text{CaO}$  (> 11.3%) 和  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $\approx 3\%$ ) 含量, 而其余 5 个样品具有较高的  $\text{TiO}_2$  (> 0.98%), 相对低的  $\text{Mg}^\#$  值 (57 ~ 66)、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  (< 17%), 同时  $\text{CaO}$  和  $\text{Na}_2\text{O}$  的含量也相对较低。这些样品相对富钠 ( $\text{Na}_2\text{O} = 2.03\% \sim 3.02\%$ ) 贫钾 ( $\text{K}_2\text{O} = 0.34\% \sim 1.03\%$ ), 具有较高的  $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$  比值 (2.0), 显示出钠质钙碱性岩浆岩的特征。在硅-碱分类图解 (TAS) 上, 样品全部落在辉长岩区域和亚碱性系列区域 (图 6)。

## 5.2 微量元素地球化学特征

斜长角闪岩的 Rb、Ba 和 K 等大离子亲石元素含量变化较大, 主要是受到后期变质作用的影响, 所以在微量元素原始地幔标准化图上并未将这些活动元素列出 (图 7b)。这些样品均呈现轻微的轻稀土富集 ( $\text{La}/\text{Yb}_N = 1.53 \sim 1.79$ ), 重稀土分馏也不明显 ( $\text{Gd}/\text{Yb}_N = 1.29 \sim 1.35$ ), 弱的铈负异常 ( $\delta\text{Eu} = 0.85 \sim 0.92$ ) 并缺少铈的负异常 ( $\delta\text{Ce} = 1.04 \sim 1.07$ ) (图 7a)。在微量元素蛛网图上, ALT-26 和 ALT-55 两个样品的 Nb、Ta、Ti 相对于相邻元素呈现出弱的亏损, 而样品 ALT-75 表现为轻稀土富集 ( $\text{La}/\text{Yb}_N = 4.77$ ) 和明显的 Eu ( $\delta\text{Eu} = 0.65$ ) 负异常。斜长角闪岩样品不相容元素 Nb/Ta 比值约为 (13 ~ 15), Zr/Hf 比值为 (40 ~ 44), 分别略低和略高于原始地幔组成 ( $\text{Nb}/\text{Ta} = 17$ ,  $\text{Zr}/\text{Hf} = 36$ ; Sun and McDonough, 1989)。

辉长岩的微量元素蛛网图表明其相对富集不相容元素, 尤其是 Rb ( $5.78 \times 10^{-6} \sim 28.9 \times 10^{-6}$ )、Ba ( $17.9 \times 10^{-6} \sim 113 \times 10^{-6}$ )、Th ( $0.37 \times 10^{-6} \sim 0.92 \times 10^{-6}$ )、U ( $0.23 \times 10^{-6} \sim 0.96 \times 10^{-6}$ )、K 等活动性元素, 并同时出现 Pb ( $2.92 \times 10^{-6} \sim 5.42 \times 10^{-6}$ ) 和 Sr 的正异常 (图 7d)。在微量元素蛛网图中, 这些活动元素地球化学行为一致, 显示未受到后期蚀变作用的干扰。与相邻大离子亲石元素相比, 辉长岩样品中含有相对较低的高场强元素 (HFSE), 并具有 Ta-Nb-Ti 的明显的亏损 (图 7d)。辉长岩样品的稀土元素配分曲线形式也可分为两种类型 (图 7c)。一种是轻稀土富集型 (样品 ALT-83、ALT-84) ( $\text{La}/\text{Yb}_N = 6.87 \sim 7.37$ ,  $\text{Gd}/\text{Yb}_N = 1.87 \sim 2.05$ ), 稀土配分曲线右倾, 有明显的 Eu 正异常 ( $\delta\text{Eu} = 1.4 \sim 1.3$ ); 另一类型为轻重稀土弱分馏型, 稀土总量较高, 曲线比较平坦 ( $\text{La}/\text{Yb}_N = 1.27 \sim 1.92$ ), 重稀土分馏 ( $\text{Gd}/\text{Yb}_N = 1.22 \sim 1.28$ ) 不显著, Eu 呈现微弱正异常或无异常 ( $\delta\text{Eu} = 1.0 \sim 1.1$ )。辉长岩样品的高场强元素 Nb/Ta 比值约为 (13 ~ 22), Zr/Hf 比值为 (32 ~ 43), 与斜长角闪岩接近, 而且也呈现出明显的 Ta-Nb-Ti 负异常, 表明该辉长岩具有消减带岩浆的特征。

## 6 讨论

### 6.1 $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ 年代学意义

斜长角闪岩中角闪石的“马鞍型”年龄谱表明角闪石中存在过剩的  $^{40}\text{Ar}$  (邱华宁等, 1995), 且由于晶体颗粒孔隙中存在的“过剩” $^{40}\text{Ar}$  在低温加热阶段的释放, 导致了在低温阶段出现异常高的表观年龄。由于未能从这斜长角闪岩中选得足够的锆石开展直接的同位素定年, 对其原岩形成时代的确定主要通过下列方法进行。首先斜长角闪岩  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  年龄记录了一期 297Ma 左右的构造热事件, 其原岩的形成显然要早于这个年龄; 其次, 部分斜长角闪岩以透镜体形式存在于中泥盆统阿勒泰组地层中, 如果这些透镜体的存在是增生混杂作用的结果 (Windley *et al.*, 2002), 则其年代应早于中泥盆世; 再次, 样品 ALT-53 为花岗岩中的斜长角闪岩捕虏体, 其原岩形成年龄必定在寄主花岗岩之前, 由锆石 U-Pb 法测得片麻状二云母花岗岩和肉红色二长花岗岩的 SHRIMP 年龄为 400Ma 左右 (Yuan *et al.*, 2007), 因此斜长角闪岩的形成年龄应不晚于 400Ma。综合上述认识, 我们认为这些斜长角闪岩的形成应不晚于 400Ma。相比之下, 辉长岩 ALT-96 角闪石的年龄坪谱相对平坦, 并得到  $266.9 \pm 4.2\text{Ma}$  的坪年龄, 其相应  $^{39}\text{Ar}$  的累计量达到 95%, 表明辉长岩中的角闪石快速结晶且未受到热扰动的干扰。因此, 该 267Ma 的  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  年龄可以代表辉长岩的形成年龄。

### 6.2 岩浆特征及成因

虽然斜长角闪岩呈现了一定的消减带特征, 但这些岩石的相对高的  $\text{TiO}_2$  (0.82% ~ 3.23%) 和 Nb ( $8.07 \times 10^{-6} \sim 9.58 \times 10^{-6}$ ) 含量明显高于典型的岛弧岩浆, 同时其高的

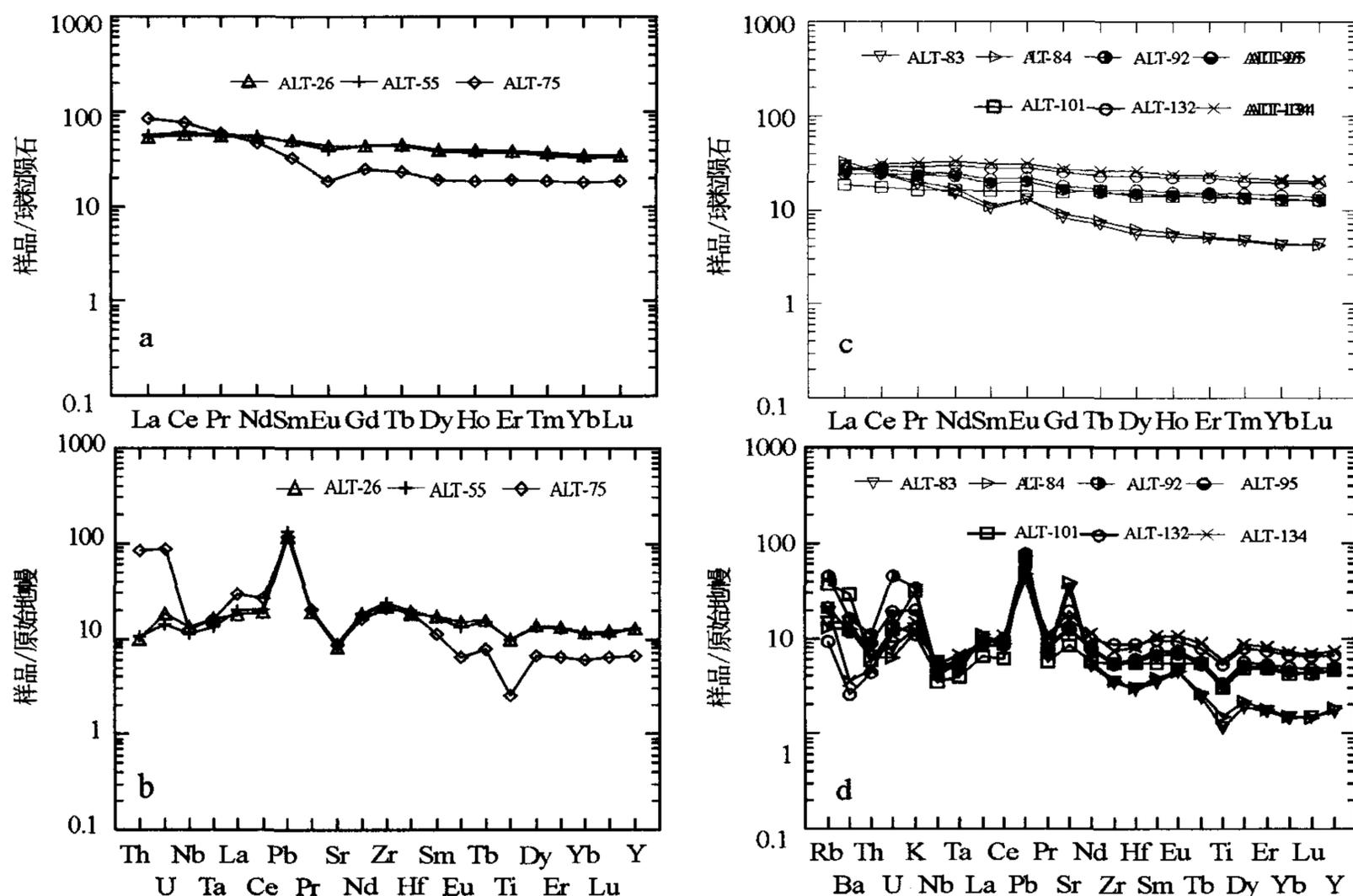


图7 球粒陨石标准化稀土元素分配图及原始地幔标准化微量元素蛛网图(球粒陨石及原始地幔标准化值引自 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 7 Chondrite-normalized REE pattern and PM-normalized trace elements spider diagram

( $Nb/Th$ )<sub>PM</sub> (0.15 ~ 1.35) 和低的 ( $La/Nb$ )<sub>PM</sub> (1.34 ~ 2.37) 比值也与在岛弧环境形成的具强烈 Nb、Ta 亏损的岛弧岩浆不同(图 7b), 这显示其形成虽然受到消减带的影响, 但可能并非直接形成于岛弧环境。在这些样品中, 除了一个捕虏体样品的 Th/Ta 比值较高外 ( $Th/Ta = 10.7$ ), 其它两个样品的 Th/Ta 比值均较低 ( $Th/Ta = 1.27 \sim 1.62$ )。通常情况下, 与消减作用有关的玄武质岩石亏损 Ta、富集 Th, Th/Ta 值多在 4 以上, 而产生于岛弧环境的玄武岩比值通常大于 3 (Pearce, 1982), 因此斜长角闪岩直接形成于岛弧环境的可能性不大。而这些样品较高的 Ta/Hf 比值 (0.10 ~ 0.12), 与大洋板内的洋岛、海山链玄武岩比值相近 ( $Ta/Hf \geq 0.1$ ) (汪云亮等, 2001)。

在  $TiO_2$ - $MnO$ - $P_2O_5$  的图解上, 除一个花岗岩中斜长角闪岩捕虏体落入岛弧拉斑玄武岩区域内, 另两个样品全部落入洋岛玄武岩区域(图 8), 这表明斜长角闪岩的原岩可能形成于与海山有关的环境。海山是洋内高地的总称, 也是增生型造山带中增生楔(杂岩)的重要组成单元。海山通常由大洋拉斑玄武岩和碱性玄武岩 (Wilson, 1992; Juteau and Maury, 1997), 规模较大者还伴有火山碎屑岩及其上覆的硅质岩、泥岩、浅水沉积碳酸盐岩、生物礁共同组成 (Wilson, 1992)。海山的形成常常与地幔柱(如太平洋皇帝海山链)或地幔的局部热扰动有关。与地幔柱活动有关的海山其火山岩的组成多具有典型的 OIB 特征, 而对于因局部热扰动引起的地幔部

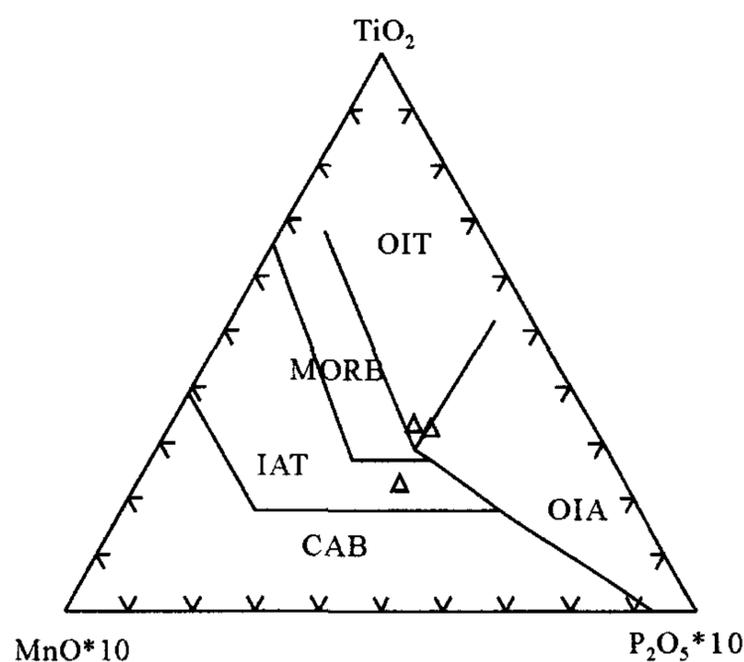


图8 塔尔浪斜长角闪岩  $TiO_2$ - $MnO$ - $P_2O_5$  判别图 (Pearce and Cann, 1973) (图中: CAB-大陆弧玄武岩; MORB-洋中继玄武岩; IAT-岛弧拉斑玄武岩; OIT-洋岛拉斑玄武岩; OIA-洋岛碱性玄武岩)

Fig. 8  $TiO_2$ - $MnO$ - $P_2O_5$  discrimination diagram for the Tarlang amphibolites (Pearce and Cann, 1973)

分熔融形成的海山, 其火山岩的组成往往受到其形成构造背景的影响。远离消减带的海山常呈现 EMORB 或 OIB 的特征 (Clague and Dalrymple, 1987), 而靠近消减带的海山(如马里

亚纳岛弧附近或弧后盆地内部的海山)的火山岩则往往具有不同程度的消减带特征(Kamenetsky *et al.*, 1997)。随着大洋的消减,海山往往以各种方式增生到活动大陆边缘(Volkova and Budanov, 1999; Gao and Klemd, 2003)。但由于在增生过程中构造作用的影响,这些海山往往被肢解而很难保存原来完整的结构。本文中斜长角闪岩经历了较为强烈的变质作用和构造变形,岩石规模较小,其完整的海山各组成部分显然已被肢解,仅以碎块的形式出露在花岗岩体中和中泥盆统碎屑岩地层中。这些岩石具有不同于 EMORB 或 OIB 的稀土元素配分形式,而弱的 Nb-Ta 亏损和 LILE 轻微富集反映其形成过程中可能受到消减带的影响,因此,其源岩很可能形成于靠近消减带的海山环境。对斜长角闪岩所寄生花岗岩的构造背景分析显示这些花岗岩的形成与俯冲作用有关(Yuan *et al.*, 2007)。结合上述认识,我们认为这些夹于地层中或作为花岗岩捕虏体形式存在的斜长角闪岩很可能来源于洋壳俯冲过程中增生的海山碎片。

辉长岩样品相对富集大离子亲石元素和轻稀土,并且具有 Nb-Ta 负异常及不同程度的 Ti 和 P 亏损,显示出消减带岩浆的特征(Thompson *et al.*, 1984; Cox, 1980; Hole *et al.*, 1984)。具有消减带特征的岩浆可以出现在多种构造环境中,由于大陆地壳的物质组成具有与消减带岩浆相似的地球化学特征(Rudnick and Gao, 2003),由陆壳物质部分熔融形成的酸性岩浆通常继承了消减带特征,这为利用花岗岩确定形成的构造背景带来了很大的不确定性。然而,本文中的辉长岩具有相对较高的  $Mg^{\#}$  值(57 ~ 76)和 Cr、Ni 含量,而且稀土配分形式大多比较平坦( $La/Yb_N = 1.27 \sim 1.92$ ),表明该辉长岩岩浆的 Nb-Ta 亏损不大可能是因板内岩浆受地壳混染所致。由此,我们认为辉长岩的地球化学组成依然反映了其原始岩浆组成和地幔源区性质并因此可以用于推测其形成时的构造背景。样品在构造环境判别图解上,大多投影于岛弧区(图9)。值得注意的是样品 ALT-83、ALT-84 具有明显的轻稀土富集和正的 Eu 异常( $\delta Eu = 1.44 \sim 1.31$ ),以及明显的 Ba、Sr 正异常(图7),而其余样品均表现为弱的 Eu 异常( $\delta Eu = 0.85 \sim 1.11$ )和不太显著的 Sr 正异常(表2),同时其  $Al_2O_3$  和 CaO、 $Na_2O$  含量明显高于其它样品(表2),表明在其形成过程中可能有斜长石的堆晶。值得重视的是,两个富  $Al_2O_3$  样品(ALT-83, -84)较之其它辉长岩样品具有更高的  $Mg^{\#}$  值和更低的重稀土( $Yb = 0.72 \times 10^{-6} \sim 0.73 \times 10^{-6}$ ,  $Y = 7.87 \times 10^{-6} \sim 8.39 \times 10^{-6}$ ),这表明这两个样品的分离结晶作用可能发生在更深部的石榴石稳定区。

### 6.3 二叠纪岩浆活动及构造机制

准噶尔板块东北缘及西北缘出露的蛇绿岩带表明在西伯利亚板块与准噶尔-哈萨克板块之间存在一个横跨北疆的古亚洲洋(肖序常等,1992),该大洋的持续演化和最终闭合不仅影响了整个中亚的构造格局而且还造就了中亚成矿域。晚古生代是北疆乃至中亚构造演化的一个关键阶段,古亚洲

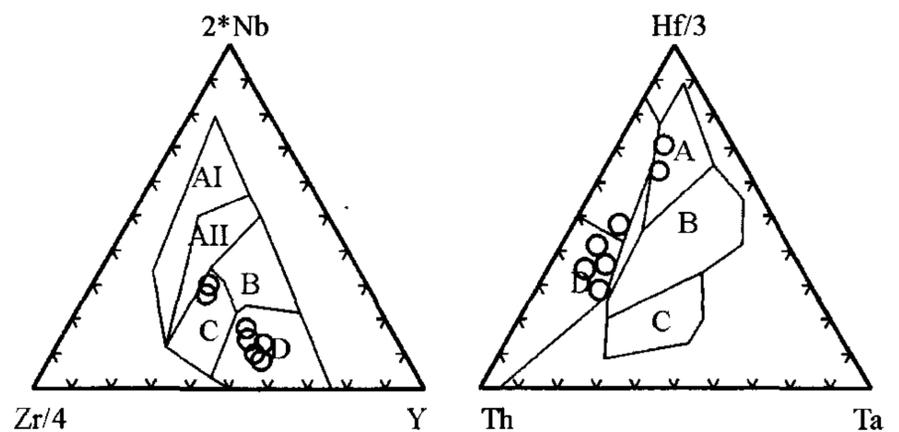


图9 塔塔尔浪辉长岩 Zr-Nb-Y 判别图(Meschede, 1986)和 Hf-Th-Ta 判别图(Wood, 1980)(其中 Zr-Nb-Y 判别图中: A I 区为板内碱性玄武岩, A II 区为板内碱性玄武岩和板内拉斑玄武岩, B 区为 E 型 MORB, C 区为板内拉斑玄武岩和火山弧玄武岩, D 区为 N 型 MORB 玄武岩和火山弧玄武岩。其中 Hf-Th-Ta 判别图中, A 区为 N 型 MORB, B 区为火山弧玄武岩, C 区为板内碱性玄武岩, D 区为岛弧拉斑玄武岩( $Hf/Th > 3.0$ )和钙碱性玄武岩( $Hf/Th < 3.0$ ))

Fig. 9 Zr-Nb-Y and Hf-Th-Ta discrimination diagram for the Tarlang Gabbros (after Meschede M, 1986 and Wood AD, 1980) (The fields of the Zr-Nb-Y discrimination diagram are defined as follows: A I, within-plate alkali basalts; A II, within-plate alkali basalts and within-plate tholeiites; B, E-type MORB; C, within-plate tholeiites and volcanic-arc basalts; D, N-type MORB and volcanic-arc basalts. The fields of the Hf-Th-Ta discrimination diagram are defined as follows: A, N-type MORB; B, E-type MORB and within-plate tholeiites; C, alkali within-plate basalts; D, volcanic-arc basalts, Island-arc tholeiites plot in the field D where  $Hf/Th > 3.0$  and calc-alkaline basalts where  $Hf/Th < 3.0$ )

洋的闭合以及大规模成矿作用均发生在这一时期(Sengör *et al.*, 1993; Natal'in and Sengör, 1994; Xiao *et al.*, 2003; Windley *et al.*, 2007; 李锦轶等, 2006)。然而,北疆在这一时期的构造格局和地质背景也是争论最多的话题之一,尤其对于古亚洲洋的最终闭合时限至今仍未取得一致意见。一些学者认为古亚洲洋于中泥盆世末期发生消减(肖序常等, 1990; 杨树德, 1994),至中石炭世末期最终闭合(肖序常等, 1990),也有的学者认为古亚洲洋早在泥盆纪就已经闭合(王道永等, 1995),最近肖文交等(2006)更提出了二叠纪闭合的可能性。在对这个问题的探讨过程中,二叠纪的岩浆活动的性质非常关键,对于确定北疆地区晚古生代的构造格局有着十分重要的意义。最近,陈汉林等(2006)对出露于阿尔泰造山带富蕴基性麻粒岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年得到 270Ma 的原岩年龄,并认为阿尔泰造山带在早二叠世中—晚期可能还存在活动大陆边缘的岩浆活动,导致了基性麻粒岩原岩(岛弧钙碱性玄武岩的形成。胡霁琴等(2006)认为青河县西南地区发育的具有消减带地球化学特征的正变质岩,其成分相当于安山岩、英安岩至流纹岩,可能形成于岛弧构造环境,并

获得该变质岩中英安质正片麻岩的锆石 U-Pb 年龄为  $281 \pm 3$  Ma。该变质岩同一构造带上片麻岩中角闪石和黑云母的  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  坪年龄(275 ~ 270 Ma) (胡霭琴等, 1997), 记录了阿尔泰晚古生代时期与俯冲增生造山作用相关的构造热事件。最近一些学者根据新疆北部石炭—二叠纪独特的构造-成矿作用, 认为新疆北部在晚石炭—二叠纪仍存在活动陆缘, 很有可能在新疆北部或局部地区仍然存在一定规模的古洋盆及其相关的俯冲作用 (Buslov *et al.*, 2004a, b; 肖文交等, 2006)。另一方面, 王涛(2005) 和陈立辉等(2006) 先后报道了阿尔泰地区一些二叠纪的岩浆活动, 认为是造山结束后伸展阶段的产物。本文中塔尔浪辉长岩形成年龄为 267 Ma, 与喇嘛昭花岗岩体的年龄(王涛等, 2005) 大致相同。虽然该辉长岩没有经历明显的构造变形, 但是其地球化学组成并未呈现板内或 OIB 地幔源区的特征。相反, 这些辉长岩显示了消减带的地球化学特征, 表明其地幔源区曾经或者正在经受消减带脱水的影响。由此, 我们认为从这些辉长岩的地球化学特征并不能排除在二叠纪时期阿尔泰地区仍然存在消减活动的可能性。同时, 我们注意到与该区在二叠纪之前规模较大的岩浆活动相比, 这些二叠纪的岩浆活动相对零星且规模较小, 这表明即使此时仍存在消减活动, 其构造机制和活动样式也已经发生了较大的变化。我们认为这些变化可能反映了某种构造机制的转换。额尔齐斯走滑剪切带变形岩石中黑云母的  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  定年结果(280 ~ 290 Ma) 反映了阿尔泰造山带在二叠纪主要以走滑剪切为主 (Patrick Monié, 2003), 这种大型的走滑剪切作用为受俯冲消减作用改造过的大陆岩石圈地幔部分熔融形成基性岩浆提供了动力条件及岩浆侵位的空间。我们推测, 本文中所讨论的辉长岩正是这一构造机制转换的反映。

## 7 结论

(1) 阿尔泰塔尔浪斜长角闪岩原岩岩浆及辉长岩岩浆分别代表了阿尔泰造山带两次不同的地壳生长事件。

(2) 斜长角闪岩以捕虏体形式出现在花岗岩中或以透镜体的形式出露在泥盆纪地层中, 其原岩形成不晚于 400 Ma 并且记录了一期 297 Ma 左右的构造热事件。其产状和较高的  $\text{TiO}_2$  含量表明此类岩石可能是洋壳在俯冲消减过程中沿活动大陆边缘增生的海山残片。

(3) 辉长岩形成于二叠纪中—晚期,  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  坪年龄为  $266.9 \pm 4.2$  Ma, 代表了辉长岩的形成年龄。辉长岩具有消减带岩浆的地球化学特征, 反映了被俯冲改造的岩石圈地幔的地球化学特征, 可能是二叠纪区域构造机制转换过程中的产物。

致谢 中国地震局地质研究所及香港大学地球科学系有关实验室给予了大力帮助, 两位审稿人对本文作了建设性的评审, 在此一致表示感谢。

## References

- Buslov MM, Watanabe T, Fujiwara Y, Iwata K, Smirnova LV, Safonova I, Yu, Semakov NN and Kiryanova AP. 2004a. Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: Tectonic pattern and model of formation. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23: 655–671
- Buslov MM, Fujiwara Y, Iwata K and Semakov NN. 2004b. Late Paleozoic-Early Mesozoic Geodynamics of Central Asia. *Gondwana Research*, 7(3): 791–808
- Chen HL, Yang SF, Li ZL, Yu X, Xiao WJ, Yuan C, Lin XB and Li JL. 2006. Zircon SHRIMP U-Pb chronology of Fuyun basic granulite and its tectonic significance in Altaid orogenic belt. *Acta Petrologica Sinica*, 22(5): 1351–1358
- Chen HL, Yang SF, Li ZL, Yuan C, Xiao WJ, Li JL, Yu X and Lin XB. 2006. Tectonic setting of mafic rocks in southern Altay orogenic belt and its geodynamic implication. *Acta Petrologica Sinica*, 22(1): 127–134
- Clague DA and Dalrymple GB. 1987. The Hawaiian-Emperor volcanic chain, part ( ), Geological evolution. In: Decker RW, Wright T and Stauffer PH (eds). *Volcanism in Hawaii: US Geological Survey Professional Paper*, 1350: 5–54
- Coleman RG. 1989. Continental growth of Northwest China. *Tectonics*, 8: 621–635
- Cox KG. 1980. A model for flood basalt volcanism. *Journal of Petrology*, 21: 629–650
- Dobretsov NL, Berzin NA and Buslov MM. 1995. Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean. *International Geology Review*, 35: 335–360
- Douglas SW. 1992. Focused mantle upwelling beneath mid-ocean ridges: evidence from seamount formation and isostatic compensation of topograph. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 113, Issues 1–2, September 1992, Pages 41–55
- Federovskii VS, Khain EV and Vladimirov AG. 1995. Tectonics, metamorphism, and magmatism of collisional zones of the Central Asian Caledonides. *Geotectonics*, 29: 93–212
- Gao J and Klemd R. 2003. Formation of HP-LT rocks and their tectonic implications in the western Tianshan Orogen, NW China: Geochemical and age constraints. *Lithos*, 66(1–2): 1–22
- Gust DA and Perfit MR. 1987. Phase relations of a high Mg basalts from the Aleution Island Arc: Implications for primary island arc basalts and high-Al basalts. *Contrib. Mineral Petrol.* 17: 7–18
- Han B, Wang S, Jahn B, Hong D, Kagami H and Sun Y. 1997. Depleted-mantle source for the Ulungur River A-type granites from North Xinjiang, China: Geochemistry and Nd-Sr isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth. *Chem. Geol.*, 138: 135–159
- He GQ, Han BF and Yue YJ. 1990. Tectonic division and crustal evolution of Altay Orogenic Belt in China. *Geosciences of Xinjiang*, 2: 9–20 (in Chinese with English abstract)
- He GQ, Li MS, Liu DQ, Tang YL and Zhou RH. 1994. Palaeozoic crustal evolution and metallogeny of Xinjiang, China. Xinjiang People's Publishing House, Urumqi, China. Hong Kong Culture and Education Press, Hongkong, China (in Chinese with English abstract)
- Hole MJ, Saunders AD, Marriner GF and Tarney J. 1984. Subduction of pelagic sediments: Implication for the origin of Ce-anomalous basalts from the Mariana island. *Journal of the Geological Society, London*, 141: 453–472
- Hu AQ and Wei GJ. 2003. A review of ages of basement rocks from Junggar Basin in Xinjiang, China, based on studies of geochronology. *Xinjiang Geology*, 21: 398–406 (in Chinese with

- English abstract)
- Huang JQ, Jiang CF and Wang ZX. 1990. On the Opening-closing tectonics and accordion movement of plate in Xinjiang and adjacent regions. *Geosciences of Xinjiang*, 1:3 - 16 (in Chinese with English abstract)
- Juteau T and Maury R. 1997. The oceanic crust, from accretion to mantle recycling. Springer, 390
- Kamenetsky VS, Crawford AJ, Eggins S and Mühe R. 1997. Phenocryst and melt inclusion chemistry of near axis seamounts, Valu Fa Ridge, Lao Basin: Insight into mantle wedge melting and the addition of subduction components. *Earth and Planetary Science Letters*, 151: 205 - 233.
- Khain EV, Bibikova EV, Salnikova EB, Kroner A, Gibsher AS, Didenko AN, Degtyarev KE and Fedotova AA. 2003. The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and early Palaeozoic: new geochronologic data and palaeotectonic reconstructions. *Precambrian Research*, 122: 329 - 358
- Laurent-Charvet S, Charvet J, Monié P and Shu LS. 2003. Late Paleozoic strike-slip shear zones in eastern central Asia (NW China): New structural and geochronological data. *Tectonics*, 22(2): 1009, doi: 10.1029/2001TC901047
- Natal'in BA and Sengör AMC. 1994. The tectonic setting of the Tien Shan within the Ahaid orogenic belt. In: *Geo. 1, Soc. Am. Abst. Program, Annum Meeting, Seattle, A464*
- Pearce JA and Cann JR. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19:290 - 300
- Plank T and Langmuir CH. 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology*, 145:325 - 394
- Rudnick RL and Gao S. 2003. Composition of the continental crust. In: Rudnick(ed). *The Crust Vol. 3 Treatise on geochemistry* (eds. Holland HD and Turekian KK), Elsevier-Pergamon, Oxford, 1 - 64
- Sengör AMC, Natal'in BA and Burtman VS. 1993. Evolution of the Ahaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. *Nature*. 364: 299 - 307
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD and Norry MJ (eds). *Magmatism in the Ocean Basin*, Geological Society Special Publication. Blackwell Scientific Publications 42:313 - 346
- Thompson RN, Morrison MA, Henty GL and Parry SJ. 1984. An assessment of the relative roles of a crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Phil. Trans. R. Society London*, A310: 549 - 590
- Volkova NI and Budanov VI. 1999. Geochemical discrimination of metabasalt rocks of the Fan Karategin transitional blueschist/greenschist belt, South Tianshan, Tajikistan: Seamount volcanism and accretionary tectonics. *Lithos*, 47:201 - 216
- Wang T, Hong DW, Jahn BM, Tong Y, Wang YB, Han BF and Wang XX. 2006. Timing, Petrogenesis, and Setting of Paleozoic Synorogenic Intrusions from the Altai Mountains, Northwest China: Implications for the Tectonic Evolution of an Accretionary Orogen. *The Journal of Geology*, V114: 735 - 751
- Windley BF, Kroner A, Guo JH, Qu GS, Li Y and Zhang C. 2002. Neoproterozoic to Paleozoic geology of the Altai orogen, NW China: New zircon age data and tectonic evolution. *The Journal of Geology*. 110: 719 - 737
- Xiao WJ, Windley BF, Badarch G, Sun S, Li J, Qin K and Wang Z. 2004. Palaeozoic accretionary and convergent tectonics of the southern Altai: Implications for the growth of Central Asia. *Journal of the Geological Society, London*, 161:339 - 342
- Xiao XC, Tang YQ and Li JY. 1992. *Tectonic Evolution of the Northern Xinjiang and Its Adjacent Region*. Beijing: Geological Publishing House. 1 - 180 (in Chinese with English abstract)
- Xiao XC, Tang YQ, Li JT, Zhao M, Feng YM and Zhu BQ. 1990. On the tectonic evolution of the Northern Xinjiang, Northwest China. *Geosciences of Xinjiang*, 1: 47 - 68 (in Chinese with English abstract)
- Yuan C, Sun M, Xiao WJ, Li XH, Chen HL, Lin SF, Xia XP and Long XP. 2007. Accretionary orogenesis of the Chinese Altai: Insights from Paleozoic granitoids. *Chemical Geology*, doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.02.013.

### 附中文参考文献

- 陈汉林, 杨树锋, 厉子龙等. 2006a. 阿尔泰造山带富蕴基性麻粒岩锆石 SHRIMP U-Pb 年代学及其构造意义. *岩石学报*, 22(5): 1351 - 1358
- 陈汉林, 杨树锋, 厉子龙等. 2006b. 阿尔泰造山带南缘基性杂岩的形成背景及其动力学含义. *岩石学报*, 22(1): 127 - 134
- 陈立辉, 韩宝福. 2006. 新疆北部乌洽沟地区铁镁质侵入岩的年代学、地球化学和 Sr-Nd-Pb 同位素组成: 对地幔源区特征和深部过程的约束. *岩石学报*, 22(5): 1200 - 1215
- 成守德, 王元龙. 1998. 新疆大地构造演化基本特征. *新疆地质*, 16(2): 97 - 107
- 韩宝福, 何国琦, 王式洗. 1999. 后碰撞幔源岩浆活动、底垫作用及准噶尔盆地基底. *中国科学(D辑)*, 29(1): 16 - 21
- 何国琦, 韩宝福, 岳永君. 1990. 中国阿尔泰造山带的构造划分和地壳演化. *新疆地质科学*. 2: 9 - 20
- 何国琦, 李茂松, 刘德权, 唐延龄, 周汝洪. 1994. 中国新疆古生代地壳演化及成矿. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 香港: 香港文化教育出版社, 1 - 21
- 胡霁琴, 韦刚健等. 2006. 阿尔泰地区清河县西南片麻岩中的锆石 SHRIMP U-Pb 定年及地质意义. *岩石学报*, 22(1): 1 - 10
- 李锦轶, 何国琦, 徐新, 李华芹, 孙桂华, 杨天南, 高立明, 朱志新. 2006. 新疆北部及邻区地壳构造格架及其形成过程的初步探讨. *地质学报*, 80(1): 148 - 168
- 厉子龙, 陈汉林等. 2004. 阿尔泰基性麻粒岩的发现: 来自矿物学的证据. *岩石学报*, 20(6): 1445 - 1455
- 刘生, 袁奎荣. 1995. 新疆乌伦古富碱花岗岩的地质特征. *桂林工学院学报*, 15(3): 243 - 251
- 龙晓平, 孙敏, 袁超, 肖文交, 陈汉林, 赵永久, 蔡克大, 李继亮. 2006. 东准噶尔石炭系火山岩的形成机制及其对准噶尔洋盆闭合时间的制约. *岩石学报*, 22(1): 31 - 40
- 毛启贵, 肖文交, 韩春明, 孙敏, 袁超, 闫臻, 李继亮, 雍拥, 张继恩. 2006. 新疆东天山白石泉铜镍矿床基性-超基性岩体锆石 U-Pb 同位素年龄、地球化学特征及对古亚洲洋闭合时限的制约. *岩石学报*, 22(1): 153 - 162
- 邱华宁, 戴撞漠, 蒲志平. 1995. 云南泸水钨锡矿床微量钾矿物<sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar 马鞍形年龄谱的含义. *矿床地质*, 14(3): 273 - 280
- 王道永, 邓江红. 1995. 东准噶尔地区板块构造特征及演化. *成都理工大学学报*, 22(4): 38 - 45
- 王广瑞等. 1995. 新疆北部及邻区构造-建造图说明书. 武汉: 中国地质大学出版社. 24 - 52
- 王涛, 洪大卫, 童英, 韩宝福, 石玉若. 2005. 中国阿尔泰造山带后造山喇嘛昭花岗岩体锆石 SHRIMP 年龄、成因及陆壳垂向生长意

- 义. 岩石学报, 21(3): 640 - 650
- 汪云亮, 张成江, 修淑芝. 2001. 玄武岩类形成的大地构造环境的 Th/Hf-Ta/Hf 图解判别. 岩石学报, 17(3): 413 - 421
- 肖文交, 韩春明, 袁超等. 2006a. 新疆北部石炭纪—二叠纪独特的构造成矿作用: 对古亚洲洋构造域南部大地构造演化的制约. 岩石学报, 22(5): 1062 - 1076
- 肖文交, Windley BF, 严全人, 秦克章, 陈汉林, 袁超, 孙敏, 李继亮, 孙枢. 2006b. 北疆地区阿尔曼泰蛇绿岩锆石 SHRIMP 年龄及其大地构造意义. 地质学报, 80(1): 32 - 37
- 肖序常, 汤耀庆, 李锦轶, 赵民, 冯益民, 朱宝清. 1990. 试论新疆北部大地构造演化. 新疆地质科学, 第一辑, 北京: 地质出版社, 47 - 68
- 肖序常, 汤耀庆, 李锦轶. 1992. 新疆北部及其邻区的构造演化. 北京: 地质出版社. 1 - 180
- 杨树德. 1994. 新疆北部的古板块构造. 新疆地质, 12(1): 1 - 8
- 袁超, 肖文交, 陈汉林, 李继亮, 孙敏. 2006. 东准扎河坝钾质玄武岩的地球化学特征及其构造意义. 地质学报, 80(2): 254 - 263
- 郑长青, 徐学纯, 何政伟. 2003. 阿尔泰造山带晚古生代斜长-二长花岗质片麻岩特征及成因研究. 矿物岩石, 23(2): 1 - 5