

# 中天山东段尾亚印支早-中期石英闪长岩

## ——陆内俯冲与原生下陆壳部分熔融

张遵忠<sup>1,2,3)</sup>, 顾连兴<sup>1,2)</sup>, 吴昌志<sup>1)</sup>, 翟建平<sup>3)</sup>, 汪传胜<sup>1,2)</sup>, 唐俊华<sup>1,2)</sup>, 肖娥<sup>1,2)</sup>

1) 内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京大学地球科学与工程学院, 南京 210093;

2) 江苏省有色金属华东地质勘查局, 南京, 210007; 3) 南京大学环境学院, 南京 210093

**内容提要:**前人对东天山海西期的构造-热事件作了大量研究, 得出许多方面的重要认识。东天山印支期的构造演化到底是海西期的延续, 还是受控于另一构造域, 至今仍不清楚。因此, 印支期岩浆岩岩相学、地球化学和同位素地质学的综合研究, 对阐明本区印支期的构造演化具有重要意义。产于中天山东段的尾亚石英闪长岩形成于印支早-中期。该岩石主要组成矿物为石英(10%~15%)、斜长石( $An_{35-40}$ , 55%~60%)、钾长石(1%~10%)、黑云母(10%~15%)和角闪石(5%~10%)。岩石地球化学分析表明, 尾亚石英闪长岩的  $SiO_2$  含量介于 62.40%~65.25% 之间, 其  $Al_2O_3$  含量(16.06%~16.90%)高,  $TiO_2$  含量(0.70%~0.88%)低,  $Na_2O/K_2O > 1$  (1.26~1.75), 铝饱和指数(ASI)为 0.91~0.93, 具准铝质、高钾钙碱性岩系的特征。该岩石富集大离子亲石元素(LILE) Cs、Rb、Ba、K 以及 Pb 和高场强元素(HFSE)U、Th 以及 Zr 等, 亏损高场强元素 Nb; 具有轻稀土(LREE)富集、重稀土(HREE)亏损以及轻、重稀土之间分异明显的特征。Sr、Nd 和 O 同位素分析表明, 尾亚石英闪长岩 Sr 和 Nd 初始值分别为 0.70672~0.70879 和 0.512413~0.512441, 氧同位素值(SMOW, ‰)为 8.64~8.73, 其  $\epsilon_{Nd}(t)$  为 1.64~2.16, Nd 的模式年龄为 0.79~0.80 Ga。这些特征表明, 尾亚石英闪长岩既不是幔源岩浆直接分异的产物, 也不是幔源岩浆与壳源的酸性岩浆在深部岩浆房混合的产物, 而是由原生的下陆壳中-高钾的变质玄武岩在高温(1000~1100℃)和高压(1600~1800 MPa)条件下部分熔融的结果。作者认为, 造成尾亚石英闪长岩成岩的动力和热量来源, 归根结蒂, 可能与古特提斯洋板块于晚二叠世到三叠纪向北俯冲诱发了本区陆内俯冲有关。本文研究结果表明, 东天山印支期可能不是海西期的延续演化过程, 而是已经受到古特提斯构造域的显著影响。

**关键词:** 闪长岩; 原生陆壳; 陆内俯冲; 印支期; 尾亚; 天山

中亚造山带(Central Asian Orogenic Belt)是显生宙时期原生陆壳生长的最重要场所(Jahn et al., 2000)。该带所出露的古生代和中生代花岗质岩石(Han et al., 1997; Chen et al., 2000, 2005; Hu et al., 2000; Wu et al., 2000, 2005a, 2005b; Wei et al., 2002; Hong et al., 2004; Kovalenko et al., 2004; Wang et al., 2004; Zhou et al., 2004; Helo et al., 2006)大都具有正的  $\epsilon_{Nd}$  值、低的 Sr 初始值以及较为年轻的 Nd 模式年龄( $T_{DM}$  500~1000 Ma), 因而被解释为与幔源岩浆分异或幔源岩石(原生陆壳)部分熔融(Han et al., 1997; 吴福元等, 1997)

有关。然而, 在中亚造山带报道的这些花岗质岩体中, 印支期岩体少见(Hong et al., 2004), 特别在东天山乃至北疆地区未见前人系统研究。就东天山地区而言, 前人曾就印支运动对该区的影响作了一定论述(肖序常等, 1992; 舒良树等, 2004; Li et al., 2005), 但是, 前人多从地层不整合以及成岩与成矿作用年代学角度来研究印支运动的响应, 关于东天山印支运动与热事件之间的关系, 尚有如下问题亟待阐明: ①印支运动的实质是什么, 即, 印支运动是海西陆-陆碰撞后的延续(李锦铁等, 2002), 还是受控于另一种构造域? ②印支期花岗质岩石的时、空

注: 本文为国家重点基础研究发展规划项目(编号 2001CB409802)、国家自然科学基金(编号 40472042)和中国博士后基金(编号 2005038237)联合资助成果。

收稿日期: 2009-12-03; 改回日期: 2010-08-15; 责任编辑: 郝梓国, 黄敏。

作者简介: 张遵忠, 男, 1968 年生。博士后, 矿物学、岩石学、矿床学专业。主要研究方向为花岗岩岩石学及地球化学。Email: njuzhang@126.com。通讯作者: 顾连兴, 男, 1944 年生。南京大学地球科学系教授, 博士生导师, 矿物学、岩石学、矿床学专业, 主要研究方向为: ①花岗岩及其与成矿关系; ②块状硫化物矿床成因。Email: lxgu@nju.edu.cn。

DOI: CNKI: 11-1951/P. 20110907. 1101. 008 网络出版时间: 2011-9-7 11:01

网络出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/detail/11.1951.P.20110907.1101.008.html>

演化特征如何,岩浆成因和构造环境之间如何耦合?

③东天山印支期花岗岩质岩石是否也具有类似于中亚造山带其它地区显生宙花岗岩的特征(即正的  $\epsilon_{Nd}$  值、低的 Sr 初始值以及年轻的 Nd 模式年龄),这些特征又反映了怎样的成岩机制?

作者等(Zhang et al., 2005)报道了东天山尾亚杂岩体不同相带锆石 SHRIMP U-Pb 定年结果,得出了该岩体六个不同期次岩相的年龄范围为 233~246 Ma,皆属印支早-中期,但因缺少详细的地球化学和同位素地质学研究,该岩体的成岩机制仍未充分阐明。鉴于此,本文以尾亚杂岩体中的石英闪长岩为例,通过对其地球化学和 Sr-Nd-O 同位素研究,来探讨该岩相的源区特征、成岩机制及其构造意义。

## 1 地质背景

研究区处于中亚造山带的南缘(图 1a)以及中天山的东段(图 1b)。中天山北以沙泉子断裂为界,南以红柳河断裂为界(图 1b),前人称之为中天山结晶轴(中国科学院地质研究所,1959)或中天山结晶带(胡冰等,1964)。该带所出露的岩石主要是一套变质的前寒武系火山-沉积岩系,即中元古界星星峡群、卡瓦布拉克群和上元古界天湖群,目前的岩性主要是片岩、片麻岩、混合岩、大理岩及角闪岩等。其中,星星峡群和卡瓦布拉克群的变质作用大约发生在 1000 Ma 前,而天湖群的变质时代大约为 700 Ma (胡霁琴等,1997)。中天山的地质特征可与塔里木地块北缘的中-晚元古宙出露区相对比(胡受奚等,1990),因此被认为是早古生代天山沿沙泉子断裂向南俯冲(图 1b)的过程中因弧后扩张而从塔里木大陆裂离的产物。至晚古生代,天山洋的消减方向反转朝北(图 1b),于是形成了哈萨克斯坦板块南缘的觉罗塔格岛弧(顾连兴等,1990;吴昌志等,2006)。石炭纪末,天山洋俯冲殆尽,觉罗塔格岛弧与中天山被动陆缘沿沙泉子断裂发生碰撞(约 300 Ma)(胡霁琴等,1997;Li et al., 2003),至二叠纪,该区已进入后碰撞演化阶段(李锦轶等,2002;顾连兴等,2006)。东天山三叠纪构造演化至今仍不清楚,有些学者(李锦轶等,2002)认为三叠纪有可能为二叠纪的继续,也有部分学者(顾连兴等,2006)认为东天山三叠纪已处于板内后造山阶段。侏罗纪和白垩纪期间,该区的地壳变动,总体表现为缓慢隆升剥蚀(李锦轶等,2002;郭召杰等,2002)。

在中天山东段构造带上,平顶山巨眼球状片麻状 S-型花岗岩(PDS,图 1b)的全岩 Rb-Sr 等时线年

龄为 927 Ma(张遵忠等,2005b),可视为晋宁运动的产物,并代表着该带最早的热事件(顾连兴等,1990)。其余与变质岩片理整合的片麻状 S-型花岗岩在成因上与澄江运动有关,其全岩 Rb-Sr 等时线年龄在星星峡后山(HS,图 1b)为 724 Ma(顾连兴等,1990),在天湖东(THD,图 1b)为 708 Ma(张遵忠等,2004);与片理不整合的沙垄东 I-型块状花岗岩(SLD,图 1b)岩体全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 470 Ma,与之类似的岩体可能是在晚-后加里东区域构造伸展期间的产物(顾连兴等,1990)。该带晚古生代的花岗岩未见前人报道,目前报道的有一些印支期侵入岩体。这些岩体除尾亚杂岩体(WY,图 1b)外,另包括天湖(TH,图 1b)黑云母花岗岩(220 Ma)(李华芹等,2004)、星星峡(XXX,图 1b)二长花岗岩(224 Ma)(李华芹等,2004)以及白石头泉(BST,图 1b)天河石花岗岩(210 Ma)(顾连兴等,1994)。

## 2 尾亚杂岩体地质

尾亚杂岩体(图 1b)位于兰新铁路尾亚车站附近,距哈密市约 130 km,其整体形态近等轴状,面积约 200 km<sup>2</sup>,侵入于中-上元古界片岩、片麻岩和澄江期片麻状花岗岩中,而本身未发生变形,表明该岩体形成于伸展环境之下。

尾亚杂岩体可分六个侵入期次(图 1c),从早到晚顺序为:辉长岩、石英正长岩、石英闪长岩、二长花岗岩、石英闪长玢岩(岩墙)和中心相细粒花岗岩。这样的顺序主要基于如下的野外地质观察结果:辉长岩被石英正长岩穿插;石英正长岩与二长花岗岩接触面外倾,界线清晰,倾角较陡,局部地段可见石英正长岩被二长花岗岩岩枝穿插,二长花岗岩有细粒冷凝边,外侧石英正长岩具微红色蚀变;石英闪长岩呈云朵状产于二长花岗岩中,且普遍见到前者被后者所穿插,两者接触部位有的清晰,有的过渡,过渡部位的石英闪长岩中出现大量钾长石变斑晶(1~2 cm);二长花岗岩被细粒花岗岩所穿插,并常呈捕虏体产于后者之中;除中心相细粒花岗岩外,其它几期侵入体皆被石英闪长玢岩墙穿插(图 1c)。

本文之所以称尾亚岩体为杂岩体,主要基于前人(Gary et al., 1973)的解释,即(火成)杂岩体是一套不同岩相的岩石组合,它们密切共生且成岩时代大致相近。尾亚岩体六个不同期次的侵入岩相,成岩年龄介于 246~233 Ma 之间(Zhang et al., 2005),彼此之间较短的成岩时距(13 Ma),表明本文称尾亚岩体为杂岩体符合前人的解释。

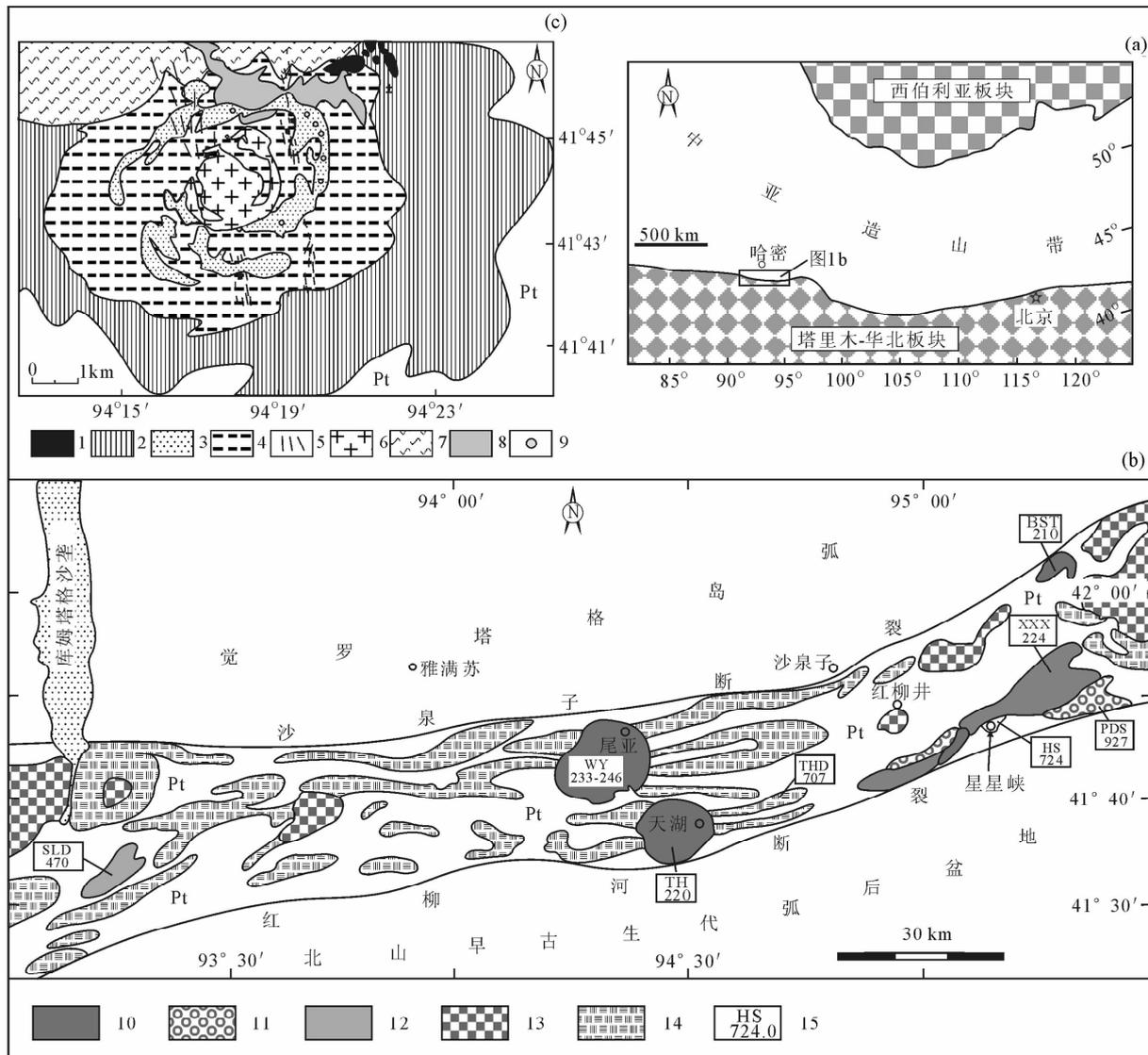


图 1 (a)—研究区与中亚造山带的关系(据 Zhou et al., 2004 修改); (b)—中天山东段区域地质图; (c)—尾亚杂岩体地质图  
 Fig. 1 (a)—Sketch map showing relationship between the study area and the Central Asian Orogenic Belt (modified from Zhou et al., 2004); (b)—Regional geological map of the eastern segment of the Middle Tianshan Mountains; (c)—Geological map of the Weiya complex

1—辉长岩; 2—石英正长岩; 3—石英闪长岩; 4—二长花岗岩; 5—石英闪长玢岩(岩墙); 6—细粒花岗岩; 7—中元古片麻岩; 8—第四纪沉积物; 9—采样点; 10—印支期岩体; 11—晋宁期片麻状花岗岩; 12—晚加里东期花岗岩; 13—尚未定年的岩体; 14—澄江期片麻状花岗岩; 15—岩体名称及年龄

1—Gabbro; 2—Quartz syenite; 3—Quartz diorite; 4—Adamellite; 5—Quartz diorite porphyrite (dyke); 6—Fine-grained granite; 7—Mesoproterozoic gneiss; 8—Quaternary sediment; 9—Sampling locations; 10—Indo-Chinese epoch rock mass; 11—Jinningian gneissic granites; 12—Late Caledonian granites; 13—Rock mass without dating results; 14—Chengjiangian gneissic granites; 15—Name and age of the rock mass

### 3 石英闪长岩岩相学

石英闪长岩呈青灰色, 块状构造, 中-细粒结构, 局部地段因石英和钾长石含量升高, 斜长石含量降低而过渡为花岗闪长岩, 两者呈渐变过渡关系。石英闪长岩主要组成矿物为石英(10%~15%)、斜长石( $An_{35-40}$ , 55%~60%)、钾长石(1%~10%)、黑

云母(10%~15%)和角闪石(5%~10%)。副矿物含钛铁氧化物、榍石、磷灰石及锆石等。石英, 它形, 大部分粒径小于 0.5mm, 小部分可达 1mm; 斜长石自形, 粒径 1~5 mm 不等, 聚片双晶清晰, 部分斜长石环带构造发育; 钾长石, 它形, 多为正长石, 少见条纹长石, 粒径约 0.5~1.5 mm; 角闪石, 属镁质普通角闪石 [ $Ca_B > 1.50$  (1.69~1.78),  $(Na+K)_A <$

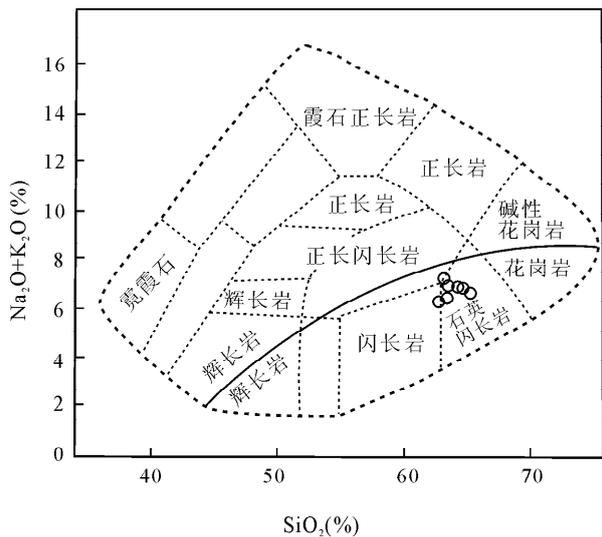


图 2 尾亚石英闪长岩分类图;据 Cox 等(1979)和 Wilson(1989)修改;图中粗实线代表碱性岩系和亚碱性岩系的分界线

Fig. 2 Classification diagram of the Weiya quartz diorites, modified from Cox et al. (1979) and Wilson (1989); the boundaries between alkaline and sub-alkaline series of rocks indicated by coarse solid lines

0.50 (0.17~0.36),  $C_A < 0.50$ ,  $Mg/(Mg+Fe^{2+}) > 0.5$  (0.58~0.64);据 Leake 等(1997)分类图;未发表数据], 墨绿色, 两组解理清晰, 粒径一般小于 0.5 mm, 常分布于长石颗粒之间;黑云母, 属镁质黑云母(张遵忠等, 2005a), 深褐色, 粒径 1~2 mm, 常分布于长石颗粒之间。

该岩石实际矿物含量及岩石地球化学投影(图 2)均表明将该岩相定为石英闪长岩是合理的。

## 4 地球化学特征

### 4.1 测试方法

野外采集新鲜样品(1~2 kg)经颚式破碎机粉碎至 0.2~0.5mm 后缩分, 缩分后的样品在玛瑙容器中研磨至面粉状(<200 目)。取研磨后的样品 50 g 置于玛瑙研钵中, 加无水酒精棒磨至干燥, 待用。主量元素由南京大学现代分析测试中心用日本导津公司 VF320 单道荧光光谱仪(XRF)测定, 分析精度优于 5%;微量元素由南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室在 Finigan MAT 公司的 Element 2 型 HR-ICP-MS 仪器上测得, 测试方法见高剑峰等(2003), 分析精度总体优于 10%;Sr 和 Nd 同位素组成由南京大学现代分析测试中心在 VG-354 型质谱仪上按照 Yang 等(1986)报道的方

法测定;O 同位素由南京大学内生金属矿床成矿机制作用国家重点实验室在 MAT252 质谱仪上测得, 分析误差优于 0.2‰。主量及微量元素和 Sr-Nd-O 同位素测试结果分别列于表 1 和表 2。

### 4.2 主量和微量元素

石英闪长岩的  $SiO_2$  含量介于 62.40%~65.25%之间, 铝饱和指数(ASI)为 0.91~0.93, 具准铝质的特征。该岩石  $Al_2O_3$  含量(16.06%~16.90%)高,  $TiO_2$  含量(0.70%~0.88%)低,  $Na_2O/K_2O > 1$  (1.26~1.75)。在  $K_2O$  对  $SiO_2$  图(图 3)中, 该岩石显示高钾钙碱性岩系的特征。

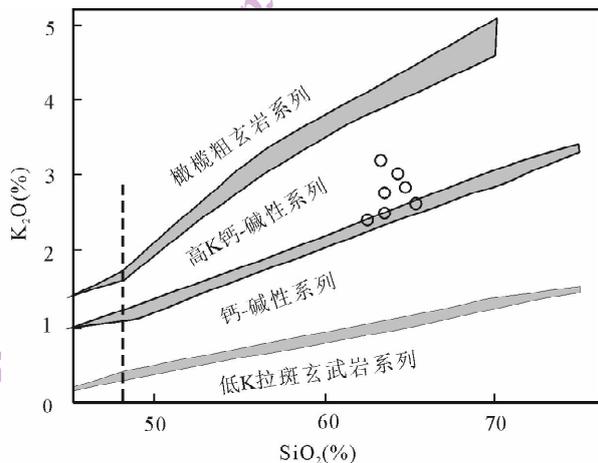


图 3 尾亚石英闪长岩  $K_2O-SiO_2$  图;图中阴影所代表的岩性系列分类据 Rickwood(1989)

Fig. 3  $K_2O-SiO_2$  diagram of the Weiya quartz diorites, the classification of rock series denoted by the shaded parts are after Rickwood(1989)

在  $SiO_2$  对主要氧化物的哈克图解(图 4)中, 随着  $SiO_2$  含量的增加,  $FeO^*$ 、 $CaO$ 、 $Al_2O_3$  及  $P_2O_5$  含量总体呈下降趋势,  $TiO_2$  含量略有下降,  $MgO$  和  $Na_2O$  含量变化不明显,  $K_2O$  含量总体则呈上升趋势。这些变化趋势表明磷灰石、斜长石以及少量角闪石和少量钛铁氧化物参与了分离结晶作用, 而黑云母和钾长石的分离结晶不明显, 这与微量元素模拟(图 5a, b)得出的认识相一致。

尾亚石英闪长岩的微量元素蛛网图和稀土元素配分型式见图 6a 和图 7a。该岩石富集大离子亲石元素(LILE)Cs、Rb、Ba、K 以及 Pb 和高场强元素(HFSE)U、Th 以及 Zr (Hf)等, 亏损高场强元素 Nb; 具有轻稀土(LREE)适度富集( $124.70 \times 10^{-6} \sim 183.26 \times 10^{-6}$ )和重稀土(HREE)适度亏损( $11.42 \times 10^{-6} \sim 16.87 \times 10^{-6}$ )、轻稀土之间 [ $(La/Sm)_{CN} = 3.73 \sim 4.55$ ]较重稀土之间 [ $(Gd/Yb)_{CN} = 2.16 \sim$

表 1 尾亚石英闪长岩主量(%)和微量元素( $\times 10^{-6}$ )分析和计算结果Table 1 Major (%), trace( $\times 10^{-6}$ ) element analysis results and their calculations of the Weiya quartz diorites

样品	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	ASI	Na <sub>2</sub> O/ K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O+ K <sub>2</sub> O	Li	Be	Sc	V	Co	Ga	Rb
x-59	63.38	0.88	16.35	1.37	2.86	0.08	2.46	4.77	3.95	2.48	0.18	1.15	0.91	1.59	6.43	24.81	1.41	10.33	84.23	11.42	16.67	79.07
x-67	64.64	0.78	16.06	1.65	2.36	0.07	2.13	4.31	3.99	2.82	0.21	0.98	0.92	1.41	6.81	40.04	2.44	9.37	112.76	10.64	20.06	112.46
x-69	62.40	0.85	16.91	1.61	2.83	0.07	2.47	4.82	4.17	2.38	0.23	1.15	0.93	1.75	6.55	27.74	2.04	10.45	87.03	11.74	18.82	96.11
x-71	63.17	0.74	16.90	1.49	2.43	0.07	2.28	4.53	4.02	3.18	0.19	0.88	0.92	1.26	7.20	25.67	1.80	10.26	76.40	10.69	17.74	120.15
x-72	63.43	0.75	16.71	1.38	2.67	0.07	2.35	4.50	4.16	2.75	0.18	0.98	0.93	1.51	6.91	25.53	2.05	9.24	79.23	11.13	18.05	115.19
x-73	64.19	0.73	16.23	1.47	2.44	0.07	2.31	4.39	3.86	3.00	0.17	1.08	0.92	1.29	6.86	30.83	2.41	9.39	77.19	10.55	17.68	137.28
x-74	65.25	0.70	16.01	1.20	2.52	0.06	2.21	4.24	4.02	2.60	0.16	1.11	0.93	1.55	6.62	20.68	1.84	8.62	71.33	9.67	17.55	112.98
	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Sn	Cs	Ba	Hf	Ta	W	Pb	Bi	Th	U	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
x-59	430.70	15.33	231.80	9.65	1.09	1.68	6.02	715.00	4.97	0.70	0.57	7.51	0.18	7.49	2.16	31.60	60.52	6.51	24.07	4.37	1.18	4.27
x-67	403.00	23.28	295.20	12.43	1.05	3.16	3.59	690.00	6.64	1.15	0.39	15.76	0.12	13.43	2.95	44.90	85.68	9.74	35.39	6.09	1.48	5.73
x-69	442.70	20.95	309.70	11.20	0.91	2.59	3.37	660.00	6.61	0.97	0.57	10.25	0.11	7.52	2.08	34.36	72.64	8.35	31.45	5.80	1.36	5.39
x-71	430.80	20.27	249.20	10.65	0.48	2.68	3.71	925.00	5.61	0.86	0.81	13.72	0.10	12.79	2.10	33.99	70.35	7.97	30.07	5.32	1.34	5.30
x-72	388.70	17.71	278.40	9.48	0.53	2.33	3.87	616.00	6.17	0.73	0.42	11.99	0.14	8.90	2.02	31.92	62.51	6.96	26.58	4.62	1.10	4.63
x-73	382.50	17.52	229.50	9.86	1.21	2.35	5.19	694.00	5.20	0.78	4.62	12.51	1.95	8.94	2.07	27.94	58.78	6.83	25.56	4.48	1.12	4.48
x-74	362.50	16.77	210.90	9.69	2.32	2.26	3.41	551.00	4.62	0.79	0.54	12.58	0.09	9.96	2.23	31.27	60.11	6.68	24.86	4.44	1.04	4.39
	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Rb/ Sr	Sr/ Y	Lu/ Tb	Nd/ Th	Nb/ Ta	Ti/ Y	Ti /Zr	$\delta$ Eu	LREE	HREE	$\Sigma$ REE	(La /Sm) <sub>CN</sub>	(Gd/ Yb) <sub>CN</sub>	(La/ Yb) <sub>CN</sub>	Yb <sub>CN</sub>
x-59	0.48	2.85	0.58	1.59	0.21	1.23	0.20	0.18	28.09	0.42	3.22	13.85	344.06	22.76	0.83	128.26	11.42	139.68	4.55	2.80	17.29	5.89
x-67	0.67	4.31	0.88	2.46	0.32	2.15	0.34	0.28	17.31	0.51	2.64	10.81	200.80	15.84	0.75	183.26	16.87	200.13	4.64	2.16	14.10	10.27
x-69	0.66	4.03	0.80	2.18	0.30	1.83	0.29	0.22	21.13	0.44	4.18	11.51	243.24	16.45	0.73	153.96	15.49	169.45	3.73	2.38	12.65	8.77

续表 1

	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Rb/Sr	Sr/Y	Lu/Tb	Nd/Th	Nb/Ta	Ti/Y	Ti/Zr	$\delta\text{Eu}$	LREE	HREE	$\Sigma\text{REE}$	(La/Sm) <sub>CN</sub>	(Gd/Yb) <sub>CN</sub>	(La/Yb) <sub>CN</sub>	Yb <sub>CN</sub>
x-71	0.63	3.81	0.75	2.10	0.30	1.70	0.27	0.28	21.25	0.43	2.35	12.38	218.82	17.80	0.76	149.04	14.86	163.89	4.02	2.51	13.48	8.13
x-72	0.56	3.34	0.67	1.86	0.26	1.54	0.27	0.30	21.94	0.48	2.99	13.05	253.82	16.15	0.72	133.69	13.12	146.81	4.35	2.43	14.02	7.34
x-73	0.54	3.25	0.66	1.82	0.27	1.56	0.26	0.36	21.83	0.48	2.86	12.66	249.78	19.07	0.75	124.70	12.83	137.54	3.92	2.31	12.07	7.46
x-74	0.52	3.18	0.63	1.82	0.26	1.45	0.25	0.31	21.62	0.49	2.50	12.27	250.22	19.90	0.71	128.40	12.50	140.90	4.43	2.45	14.57	6.92

注: ASI(铝饱和指数)=[Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O+CaO),摩尔比];  $\delta\text{Eu}=2\text{Eu}_{\text{CN}}/(\text{Sm}_{\text{CN}}+\text{Gd}_{\text{CN}})$ ; CN—球粒陨石标准化值据 Boynton(1984); LOI 为火成岩烧失量。

表 2 尾亚石英闪长岩 Sr-Nd-O 同位素分析及计算结果

Table 2 Sr-Nd-O isotopic analysis results and their calculations of the Weiya quartz diorites

样品	Rb ( $\times 10^{-6}$ )	Sr ( $\times 10^{-6}$ )	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	$\pm 2\sigma$	$I_{\text{sr}}$ ( $t=240\text{Ma}$ )	Sm ( $\times 10^{-6}$ )	Nd ( $\times 10^{-6}$ )	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	$\pm 2\sigma$	$I_{\text{Nd}}$ ( $t=240\text{Ma}$ )	$f_{\text{sm/nd}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)^{\text{a}}$ ( $t=240\text{Ma}$ )	$T_{\text{DM}}^{\text{b}}$ (Ga)	O(SMOW, ‰)
x-59	81.28	433.70	0.5423	0.709065	12	0.70721	4.426	25.16	0.1095	0.512612	9	0.512440	-0.44	2.16	0.79	
x-67	115.30	408.50	0.8196	0.709517	10	0.70672	5.971	35.41	0.1051	0.512584	10	0.512419	-0.47	1.75	0.79	8.64
x-72	117.20	391.60	0.8744	0.710411	9	0.70743	4.719	27.53	0.1048	0.512578	10	0.512413	-0.47	1.64	0.80	8.66
x-73	140.40	386.10	1.058	0.712403	11	0.70879	4.503	24.94	0.1061	0.512591	7	0.512424	-0.46	1.86	0.79	8.73

注: a)  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = \epsilon_{\text{Nd}}(0) - Q \times f \times t$ , 其中  $\epsilon_{\text{Nd}}(0) = [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{s}} / (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} - 1] \times 10000$ ;  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512638$ ;  $Q = 25.1 \text{ Ga}^{-1}$ ;  $f = f_{\text{Sm}/\text{Nd}} = [(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{s}} / (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} - 1]$ ;  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512638$ ;  $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.1967$ ; s=sample;  $t=240 \text{ Ma}$ ;  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  计算公式据 Hu 等(2000); b)  $T_{\text{DM}} = 1/\lambda_{\text{Sm}} \ln\{1 + [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{s}} - 0.51315] / [(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{s}} - 0.2137]\}$ , 其中 s=sample;  $\lambda_{\text{Sm}} = 0.00654 \text{ Ga}^{-1}$ ;  $T_{\text{DM}}$  计算公式据 Hu 等(2000).

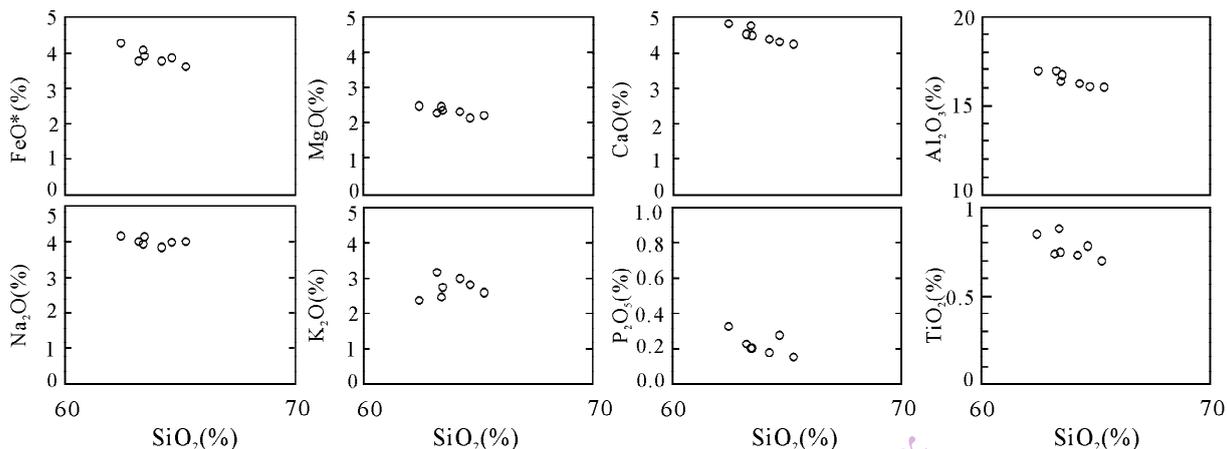


图4 尾亚石英闪长岩 SiO<sub>2</sub>(%)对主要氧化物(%)哈克图解

Fig. 4 SiO<sub>2</sub>(%) vs. major oxides(%) diagrams of the Weiya quartz diorites

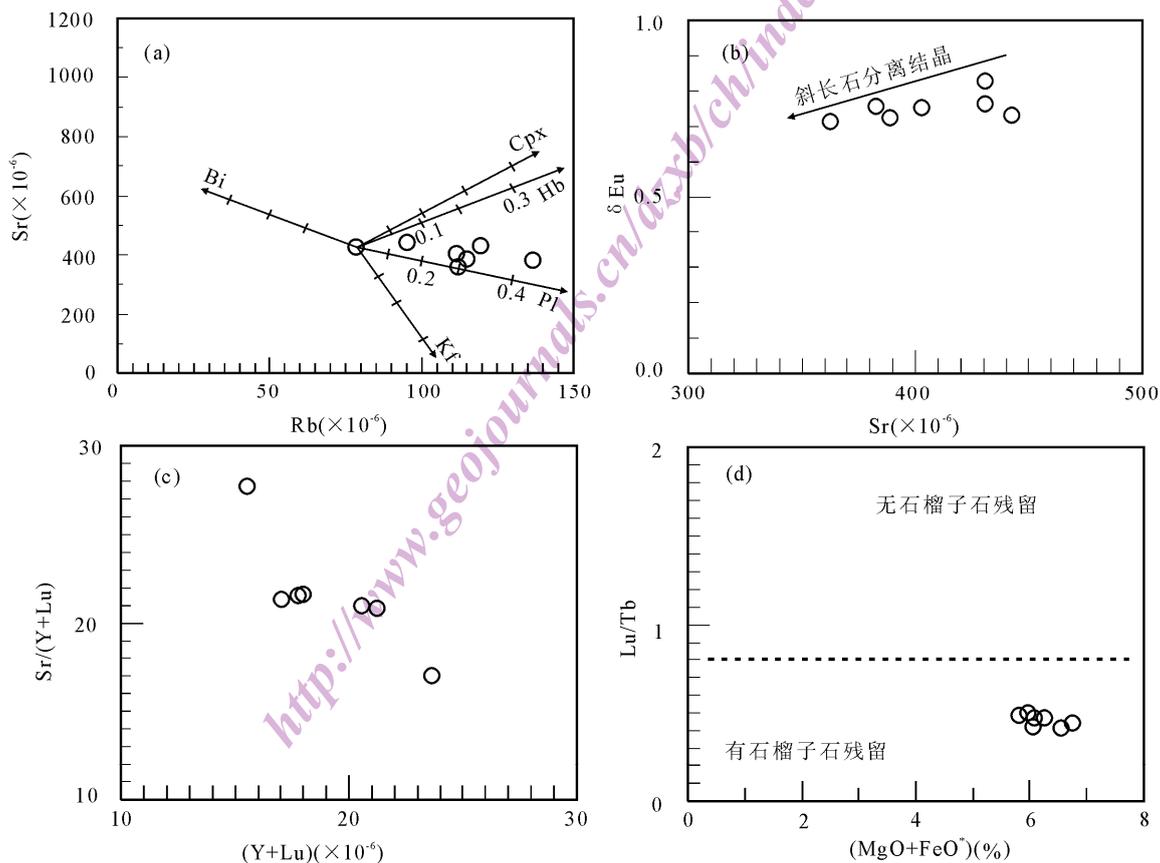


图5 (a)尾亚石英闪长岩矿物分离结晶模拟图;矿物/熔体配分系数数据 Rollinson(1993),模拟用瑞利方程据李昌年(1992);矿物代号:Bi—黑云母;Cpx—单斜辉石;Hb—角闪石;Kf—钾长石;Pl—斜长石;(b)— $\delta$ Eu vs. Sr变化图;(c)—Sr/(Lu+Y) vs. (Lu+Y)变化图;(d)—Lu/Tb vs. (MgO+FeO<sup>\*</sup>)变化图,FeO<sup>\*</sup> = FeO+0.9×Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

Fig. 5 (a)—Mineral fractional crystallization model of the Weiya quartz diorites; the partition coefficients of mineral/metal are after Rollinson(1993), the Rayleigh equation is after Li(1992); Mineral symbols: Bi—biotite; Cpx—clinopyroxene; Hb—hornblende; Kf—K-feldspar; Pl—plagioclase; (b)— $\delta$ Eu vs. Sr diagram of the Weiya quartz diorites; (c)—Sr/(Lu+Y) vs. (Lu+Y) diagram of the Weiya quartz diorites; (d)—Lu/Tb vs. (MgO+FeO<sup>\*</sup>) diagram of the Weiya quartz diorites, FeO<sup>\*</sup> = FeO+0.9×Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

2.80]分馏程度大以及轻、重稀土之间[(La/Yb)<sub>CN</sub> = 12.07~17.29]分异明显的特征。尾亚石英闪长

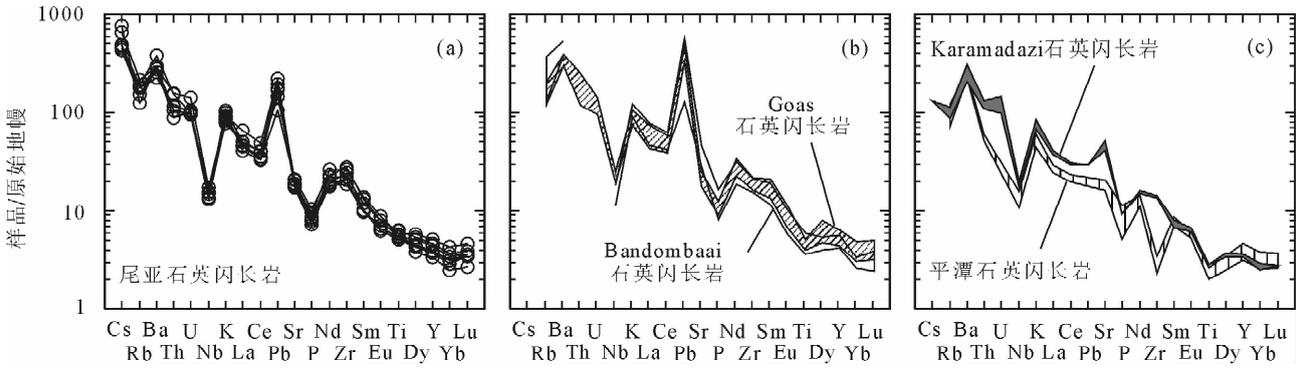


图 6 (a)—尾亚石英闪长岩微量元素蛛网图;原始地幔标准化值据 Sun 等(1989);为对比研究,将下陆壳起源的 Bandombai 石英闪长岩以及玄武质岩浆与长英质岩浆混合起源的福建平潭石英闪长岩和 Karamadazi 石英闪长岩分别示于图 6(b)和 6(c);详见正文说明

Fig. 6 (a)—Primitive mantle-normalized spidergrams of the Weiya quartz diorites; the primitive mantle normalization values are from Sun et al. (1989); (b) and (c) are also showing the contrastive spidergrams of the Bandombai quartz diorites originated from lower continental crust, and the Karamadazi and Pingtan (a county of Fujian Province) quartz diorites derived from the mixing of the basaltic and felsic magmas, respectively; the details refer to the article

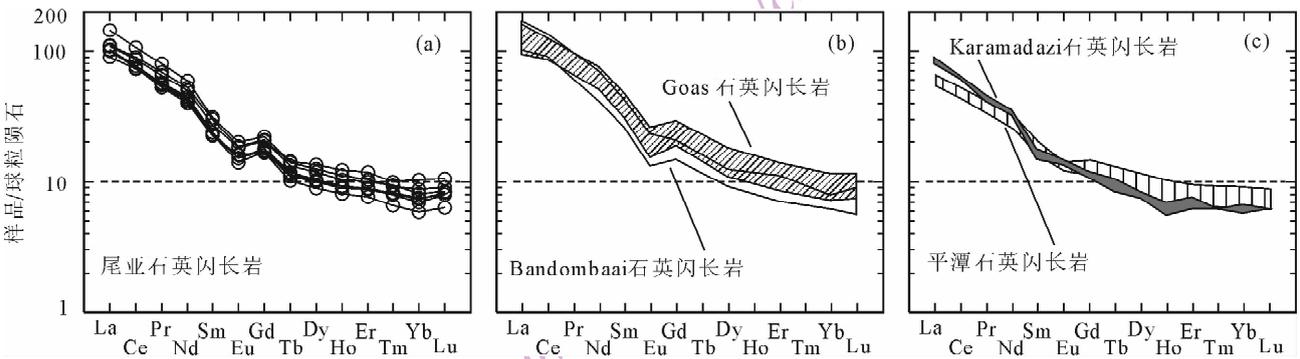


图 7 (a)—尾亚石英闪长岩稀土元素配分曲线图;球粒陨石标准化值据 Boynton (1984);为对比研究,将下陆壳起源的 Bandombai 石英闪长岩以及玄武质岩浆与长英质岩浆混合起源的福建平潭石英闪长岩和 Karamadazi 石英闪长岩的稀土元素配分图分别示于图 7(b)和 7(c);详见正文说明

Fig. 7 (a)—Chondrite-normalized REE distribution patterns of the Weiya quartz diorites; the chondrite normalization values are from Boynton (1984), (b) and (c) are also showing the contrastive patterns of the Bandombai quartz diorites originated from lower continental crust, and the Karamadazi and Pingtan quartz diorites derived from the mixing of the basaltic and felsic magmas, respectively; the details refer to the article

岩的微量和稀土元素配分形式类似于下陆壳起源的 Bandombai 石英闪长岩 (Van de Fliedrt et al., 2003) 和 Goas 石英闪长岩 (Jung et al., 2002), 而与壳-幔混合起源的福建平潭石英闪长岩 (Xu et al., 1999) 和 Karamadazi 石英闪长岩 (Kocak, 2006) 有所不同 (图 6b, c; 图 7b, c)。与尾亚石英闪长岩相比, 福建平潭石英闪长和 Karamadazi 石英闪长岩相对富集 Sr 而亏损 Pb 和 Zr, 轻稀土含量也较低。

### 4.3 Sr-Nd-O 同位素

尾亚石英闪长岩 Sr 初始值 ( $I_{Sr}$ ) 和 Nd ( $I_{Nd}$ ) 初始值分别为 0.70672 ~ 0.70879 和 0.512413 ~

0.512441, 其  $\epsilon_{Nd}(t)$  为 1.64 ~ 2.16, Nd 的模式年龄为 0.79 ~ 0.80 Ga (表 2)。尾亚石英闪长岩的氧同位素值 (SMOW, ‰) 为 8.64 ~ 8.73, 该值较幔源原生岩浆氧同位素值范围 (5.0‰ ~ 7.0‰) (Kyser, 1990) 要高, 但低于成熟陆壳岩石氧同位素值 (> 10‰) (Taylor, 1978)。

## 5 讨论

### 5.1 尾亚石英闪长岩: 幔源还是壳源?

实验岩石学研究 (Wyllie, 1979) 已经证实, 地幔橄榄岩部分熔融不能直接产生花岗质岩浆, 而只

可能产生玄武质或玄武安山质岩浆。玄武质岩浆经过分离结晶作用可以产生花岗质岩浆,但因高温分异对氧同位素的分馏影响不大,故玄武质岩浆及其分异产物应具有近似的氧同位素组成。尾亚石英闪长岩较高的氧同位素值(表2)排除了该岩石直接来源于幔源岩浆分异的可能性。尾亚石英闪长岩的地球化学特征也进一步表明该岩石不大可能系幔源岩浆直接分异的产物。尾亚石英闪长岩的 Nd/Th (2.35~4.18)和 Nb/Ta (10.81~13.85)值均较低,分别落入壳源岩石的 Nd/Th 值( $\approx 3$ )和 Nb/Ta 值( $\approx 12$ )(Bea et al., 2001)范围,而明显低于幔源岩石的 Nd/Th ( $> 15$ )和 Nb/Ta 值( $\approx 22$ )(Bea et al., 2001);该岩石的 Ti/Zr (15.84~22.76)值落入陆壳岩石的 Ti/Zr 值范围 (Ti/Zr  $< 30$ )(Wedepohl, 1995),只是其 Ti/Y 值 (200.80~344.06, 均值 251.53)略高于陆壳岩石 (Ti/Y  $< 200$ )(Wedepohl, 1995)。这些较低的 Ti/Zr 和 Ti/Y 值表明,尾亚石英闪长岩既不可能由地幔橄榄岩部分熔融而产生 (Hergt et al., 1991),也不可能是玄武质岩浆分离结晶的结果(李曙光等, 1997)。尾亚石英闪长岩 Ti/Y 值略高于陆壳岩石,可能与其源区有石榴子石残留有关(见下文讨论)。

前人(Xu et al., 1999; Kocak, 2006)研究指出,玄武质岩浆和壳源的酸性岩浆在陆壳深部混合可以产生石英闪长岩。在野外未见尾亚辉长质岩浆与壳源岩浆混合(mingling)的证据,辉长岩地球化学和同位素特征(张遵忠, 2005<sup>①</sup>)也表明其母岩浆在深部未曾与壳源酸性岩浆发生过均一化混合

(Mixing),而且岩浆在上升和侵位过程中也没有受到陆壳物质的明显混染,因此,辉长岩的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  和 Sr 的初始值可以近似地看作其母岩浆的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  和 Sr 的初始值。倘使这类性质的母岩浆除一部分上升至陆壳的较高层位,从而演化为辉长岩外,另一部分在深部岩浆房与壳源酸性岩浆发生混合(mixing)而产生石英闪长岩,那么所产生的混合岩浆与尾亚辉长岩相比,必然具有较低的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  和较高的 Sr 的初始值,然而这样的变化趋势在图8(图8a, b)中未曾见到。

由上分析可知,尾亚石英闪长岩既不是玄武质岩浆直接分异的产物,也不是玄武质岩浆与壳源酸性岩浆在深部岩浆房混合的结果,而最有可能是壳源的产物。

## 5.2 源区特征及成岩条件

尾亚石英闪长岩具有高钾钙碱性岩系的特征(图3)。这样的高钾岩浆只能由陆内中到高钾钙碱性镁铁质—中性成分变质岩的部分熔融而产生 (Helz, 1976)。前人(Rushmer, 1991; Wolf et al., 1994; Rapp et al., 1995)据实验指出,下陆壳变质玄武岩经脱水熔融可产生相当数量的石英闪长质岩浆,尤其在下陆壳存在高温热源条件下,熔融更易发生(Rapp et al., 1995)。尾亚石英闪长岩  $\text{Al}_2\text{O}_3$  和轻稀土含量高,重稀土含量低,  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  值高, Rb/Sr 值低, Eu 负异常不太显著(表1),这些特征与变质玄武岩(Rapp et al., 1995)在高温(1000~1100 °C)和高压( $> 1600$  MPa)条件下部分熔融产生的熔体成分相近。然而,在 Rapp 等(1995)实验

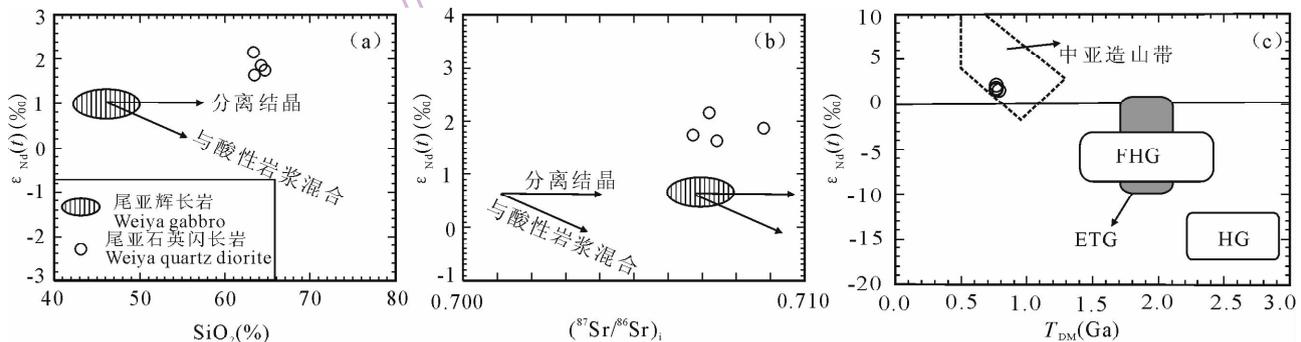


图8 尾亚石英闪长岩(a)  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  vs.  $\text{SiO}_2$  图解; (b)  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  vs.  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  图解; (c)  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  vs.  $T_{\text{DM}}$  图解

Fig. 8  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  vs.  $\text{SiO}_2$  (a),  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  vs.  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  (b) and  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  vs.  $T_{\text{DM}}$  (c) diagrams of the Weiya quartz diorites  
 底图据 Hong 等(2004); 尾亚辉长岩据张遵忠(2005); 中亚造山带据 Hong 等(2004); FHG—法国海西期花岗岩, 据 Bernard-Griffiths 等(1985)和 Downes 等(1997); HG—喜马拉雅花岗岩, 据 Vidal 等(1984); ETG—东天山尾亚-星星峡片岩、片麻状花岗岩, 据等(2000)  
 The base map is after Hong et al. (2004); the Weiya gabbros are after Zhang(2005), the Central Asian Orogenic Belt is after Hong et al. (2004); FHG—Hercynian granites in France (Bernard-Griffiths et al., 1985; Downes et al., 1997); HG—Himalayan granites (Vidal et al., 1984); ETG—Weiya-Xingxingxia schist, gneissic granite, East Tianshan (Hu et al., 2000)

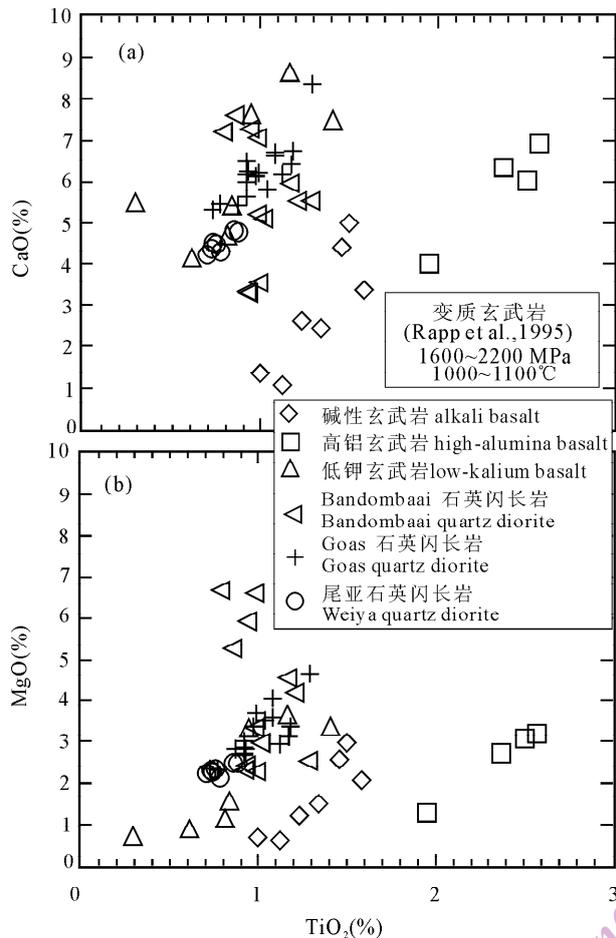


图 9 尾亚石英闪长岩 (a) CaO vs. TiO<sub>2</sub>; (b) MgO vs. TiO<sub>2</sub> 变化关系图; 为对比研究, 图中标出了不同成份的变质玄武岩 (碱性玄武岩、高铝玄武岩以及低钾玄武岩) 在 1600~2200MPa、1000~1100°C 的温压条件下, 熔体中 CaO、MgO 和 TiO<sub>2</sub> 含量及其变化关系; 下陆壳变质玄武岩为源岩的 Bandombaii 和 Goas 石英闪长岩也一并示于图 9; 详见正文说明

Fig. 9 CaO vs. TiO<sub>2</sub> (a) and MgO vs. TiO<sub>2</sub> (b) diagrams of the Weiya quartz diorites; the CaO, MgO and TiO<sub>2</sub> contents and their variation relationship of the different meta-basalts (alkali basalts, high-alumina basalts and low-K basalts) melts at the P-T conditions of 1600~2200MPa, 1000~1100°C are contrasted in these above diagrams; the Bandombaii and Goas quartz diorites originated from the lower continental crust meta-basalts are also plotted in the diagrams; the details refer to the article

所用的变质玄武岩中, 因碱性玄武岩部分熔融产生的熔体与尾亚石英闪长岩相比, 具有较高的 Na<sub>2</sub>O 含量 (>6%) 和较低的 CaO 及 MgO 含量 (图 9a, b), 因此, 碱性玄武岩不大可能是尾亚石英闪长岩的合适源岩; 同样, 高铝玄武岩部分熔融产生的熔体

因具有较高的 TiO<sub>2</sub> 含量 (图 9a, b), 所以高铝玄武岩也不是尾亚石英闪长岩的合适源岩, 这与前人据 Bandombaii 石英闪长岩 (Van de Fliedert et al., 2003) 和 Goas 石英闪长岩 (Jung et al., 2002) 中较低的 TiO<sub>2</sub> 含量 (图 9a, b), 得出这两个岩体的源岩不可能是高铝玄武岩的认识相一致。尾亚石英闪长岩与低钾玄武岩部分熔融产生的熔体具有近似的 CaO、MgO 和 TiO<sub>2</sub> 含量 (图 9a, b), 但低钾玄武岩部分熔融产生的熔体 K<sub>2</sub>O 含量较低 (<1%) (Rapp et al., 1995), 因此, 尾亚石英闪长岩的源岩可能为中-高钾的变质玄武岩。

前人 (Van de Fliedert et al., 2003; Rapp et al., 1991) 研究指出, 石英闪长岩熔体中的 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量可以作为其成岩压力大小的标志。当熔体中的 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量低于 15% 时, 其成岩压力小于 1600MPa, 源区残留相以角闪石、斜长石和斜方辉石为主; 当熔体中的 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量高于 15% 时, 其成岩压力大于 1600MPa, 源区残留相以单斜辉石、角闪石、斜长石和石榴子石为主 (Rapp et al., 1991); 当成岩压力大于或等于 1800MPa 时, 斜长石在源区变得不稳定, 残留相主要以含石榴子石的高压石麻粒岩相或榴辉岩相为主 (Deng et al., 2004)。尾亚石英闪长岩 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量皆大于 15% (表 1), 且演化过程中伴有斜长石的分离结晶 (图 4, 图 5a, b), 表明其母岩浆中 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量要高于石英闪长岩中的 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量, 指示其成岩压力大于 1600MPa。此压力下石榴子石作为残留相出现与该岩石最低的 Y 和 Lu 含量具有最高的 Sr/(Y+Lu) 比值, 最高的 Y 和 Lu 含量具有最低的 Sr/(Y+Lu) 比值 (图 5c) 及重稀土的明显亏损 (Yb<sub>CN</sub> < 10 (Wareham et al., 1997), 见图 7a; Lu/Tb < 0.8 (McDermott et al., 1996), 见图 5d; 表 1) 相一致。鉴于石英闪长岩仍具有一定程度的负 Eu 异常, 表明残留相中可能含有斜长石, 因而该岩相的成岩压力又可能不超过 1800MPa (Deng et al., 2004)。因此, 尾亚石英闪长岩成岩的温压条件可能为 1000~1100°C 和 1600~1800MPa。

尾亚石英闪长岩具有正的  $\epsilon_{Nd}(t)$ , 其 Nd 模式年龄集中在 0.79~0.80 Ga, 这些特征与整个中亚造山带显生宙花岗质岩石  $\epsilon_{Nd}(t)$  为正值、Nd 模式年龄大都在 500~1000 Ma (主要集中在 700~800 Ma) (Hong et al., 2004) 相一致, 这种具年轻 Nd 模式年龄的特点明显与其它造山带 (Bernard-Griffiths et al., 1985; Downes et al., 1997; Vidal et al., 1984) (图 8c) 不同, 也与东天山尾亚-星星峡一带片

岩、片麻状花岗岩 [ $\epsilon_{Nd}(t) = +1 \sim -10$ ;  $T_{DM} = 1.7 \sim 2.1 \text{ Ga}$ ] (Hu et al., 2000) 不同。这些岩石均是古老的陆壳物质被改造或部分熔融的结果, 它们均具有较大的 Nd 模式年龄和较低的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值 (图 8c)。

对中亚造山带如此年轻的 Nd 模式年龄的产生有两种解释。一种解释是这些花岗质岩石的岩浆直接来自于亏损地幔, 岩浆在上升及就位过程中曾受到少量陆壳物质的混染, 模式年龄为新生幔源物质与古老陆壳的混合年龄 (Han et al., 1997)。但是, 上述地球化学和同位素特征表明, 尾亚石英闪长岩不是幔源岩浆分异的产物, 也不是幔源岩浆与壳源酸性岩浆的混合产物, 而是下陆壳中-高钾的变质玄武岩部分熔融的结果, 因此就尾亚石英闪长岩而言, 该模式可能并不合适。另一种解释就是这些花岗质岩浆来源于新元古代从地幔分异出来的年轻陆壳物质 (吴福元等, 1997)。从尾亚石英闪长岩近一致的 Nd 初始比值 (表 2) 来看, 该岩石的源岩形成后 Sm-Nd 体系没有发生明显的分异 ( $f_{Sm/Nd}$  大于  $-0.2$ , 或小于  $-0.5$ ) (Hu et al., 2000), 因此, 其 Nd 模式年龄 ( $0.79 \sim 0.80 \text{ Ga}$ , 新元古代) 可能仍记录了其源岩从亏损地幔储库中分离出来的时间, 即壳幔分异作用的时间。研究已经表明, 新元古代是地球历史上一次重要的超级大陆形成时期 (Dobretsov et al., 1995; Wickham et al., 1995), 前人 (吴福元等, 1997) 对于中亚造山带中大面积显生宙花岗岩的研究表明, 该造山带中的主体地壳物质主要是在新元古代从地幔中产生的。本文研究为东天山新元古代陆壳增生提供了新的证据, 并进一步证实了前人关于中亚造山带显生宙大部分花岗岩的产生可能与新元古代幔源岩石 (原生陆壳) 的部分熔融有关, 而古老的陆壳混染并不重要的认识 (Hong et al., 2004; 吴福元等, 1997)。

### 5.3 构造意义

前人 (胡霁琴等, 1997; Li et al., 2003) 研究表明, 石炭纪晚期 (约  $300 \text{ Ma}$ ) 北疆地区发生陆-陆碰撞。二叠纪, 该区开始隆起上升, 构造环境也随之由挤压转为拉张, 形成大量后碰撞花岗岩和镁铁-超镁铁质岩石 (Han et al., 1997; Zhou et al., 2004; 顾连兴等, 2006)。现普遍认为, 造山作用以伸展垮塌并伴随大量 A-型花岗岩出现而告终 (Deng et al., 2004)。如果海西造山作用的终结以广泛出现的二叠纪 A-型花岗岩为标志, 那么北疆地区最晚出现的  $270 \text{ Ma}$  的 Ulngur River A-型花岗岩 (Han et al., 1997) 则指示 N-S 向挤压的终止, 这与王瑜等

(2002) 认为东天山地区 N-S 向挤压结束于  $276 \text{ Ma}$  以及与 Zhou et al. (2004) 等认为中亚造山带于  $270 \text{ Ma}$  左右出现大量镁铁质以及同时代的 A-型花岗岩相一致。

尾亚石英闪长岩形成于加厚陆壳的底部, 表明印支期的东天山又经历过一次造山和陆壳加厚过程, 这与肖序常等 (1992) 曾指出, 从晚二叠世末到三叠纪, 新疆北部以大陆地壳明显增厚为特征以及舒良树等 (2004) 在吐哈盆地北西侧的艾维尔沟见到中-上三叠统泥砂质岩石不整合于二叠纪地层之上, 并在吐哈盆地地震剖面上发现中-上三叠统与古生界之间多处呈明显不整合接触, 认为印支运动在东天山已十分显著的认识相一致。陆壳增厚既可以通过洋盆关闭后陆-陆碰撞 (Deng et al., 2004) 来实现, 也可以在陆内环境下, 由于刚固化的新陆壳已难以褶皱, 因此在受到外来挤压应力影响下只能以叠覆-剪切方式来消化, 造成陆内俯冲 (Deng et al., 2004; 何国琦等, 1995)。考虑到尾亚石英闪长岩形成于印支早-中期, 分别滞后于主碰撞和 N-S 向挤压结束时间约  $60 \text{ Ma}$  和  $30 \text{ Ma}$ , 我们认为印支造山运动不是海西陆-陆碰撞造山运动的继续, 而是一个独立的陆内俯冲型造山。陆内俯冲可能与古特提斯洋板块于晚二叠世到三叠纪向北俯冲 (郭正府等, 1998) 有关, 这样的认识与李锦轶等 (1999) 基于对东天山的构造研究, 曾提出了古特提斯洋俯冲所产生的强烈挤压作用在三叠纪 (即印支期) 可能波及到了天山一带以及与肖序常等 (1992) 提出自晚二叠世末期到三叠纪, 古特提斯洋南的羌塘地块迅速向北移动, 引发了北疆内陆盆地的超补偿沉积作用和大陆地壳明显增厚的认识相一致。因此, 尾亚石英闪长岩高温、高压的成岩环境可归因于陆内俯冲而造成的陆壳加厚、岩石圈根部的拆沉以及随之而来的伸展和幔源岩浆的底侵作用。底侵的幔源岩浆提供的巨大热能能使上覆的原生下陆壳中-高钾的变质玄武岩发生部分熔融, 产生石英闪长质岩浆, 含石榴子石麻粒岩相矿物则残留在源区。

## 6 结论

尾亚石英闪长岩形成于印支早-中期, 系下陆壳的原生岩石 (中-高钾的变质玄武岩) 在  $1600 \sim 1800 \text{ MPa}$ ,  $1000 \sim 1100 \text{ }^\circ\text{C}$  的温压条件下经部分熔融而产生。该岩相的成岩机制可归因于陆内俯冲造成的陆壳加厚、岩石圈根部的拆沉以及随之而来的幔源岩浆的底侵作用。陆内俯冲可能与古特提斯洋板

块于晚二叠世到三叠纪向北俯冲有关。本文研究结果进一步证实了前人的认识,即中亚造山带显生宙大部分花岗岩的产生可能与新元古代幔源岩石(原生陆壳)的部分熔融有关,而与古老陆壳的混染关系不甚明显。

**致谢:** 南京大学地球科学系严正富副教授、杨浩博士和新疆地矿局第六地质大队王金珠工程师参加了早期的野外工作,胡受奚教授对早期工作作了精心指导,作者等谨致谢忱。

### 注释

① 张遵忠. 2005. 从底侵到内侵: 中天山东段花岗岩与陆壳垂向增生. 南京: 南京大学博士论文, 1~153.

### 参 考 文 献

高剑峰, 陆建军, 赖鸣远, 林雨萍, 濮巍. 2003. 岩石样品中微量元素的高分辨率等离子质谱分析. 南京大学学报(自然科学), 36(6): 844~850.

顾连兴, 杨浩, 陶仙聪, 严正富, 李惠民, 王金东, 刘彦东. 1990. 中天山东段花岗岩类铷-锶年代学及构造演化. 桂林冶金地质学院学报, 10(1): 49~55.

顾连兴, 杨浩, 苟晓琴, 郭继春, 王金珠. 1994. 东疆星星峡地区白石头泉高铷氟花岗岩的特征和成因. 岩石学报, 10(1): 41~53.

顾连兴, 张遵忠, 吴昌志, 王银喜, 唐俊华, 汪传胜, 郝爱华, 郑远川. 2006. 关于东天山花岗岩与陆壳垂向增生的若干认识. 岩石学报, 22(5): 1103~1120.

郭召杰, 张志诚, 廖国辉, 方世虎. 2002. 天山东段隆升过程的裂变径迹年龄证据及构造意义. 新疆地质, 20(4): 331~334.

郭正府, 邓晋福, 许志琴, 莫宣学, 罗照华. 1998. 青藏东昆仑晚古生代末-中生代中酸性火成岩与陆内造山过程. 现代地质, 12(3): 344~352.

何国琦, 刘德权, 李茂松, 唐延龄, 周汝宏. 1995. 新疆主要造山带地壳发展的五阶段模式及成矿系列. 新疆地质, 13(2): 99~194.

胡霏琴, 王中刚, 涂光焱. 1997. 新疆北部地质演化及成岩成矿规律. 北京: 科学出版社, 1~246.

胡冰, 王景斌, 高振家, 陆青, 方孝悌. 1964. 新疆大地构造的几个问题. 地质学报, 44(2): 156~170.

胡受奚, 郭继春, 顾连兴, 周顺之, 严正富, 杨浩, 王金珠, 刘彦东. 1990. 加里东造山带在东天山( $E 85^{\circ} \sim 95^{\circ}$ )构造格架中的重要地位及其地质特征. 新疆地质科学, 1: 32~45.

李昌年. 1992. 火成岩微量元素岩石学. 武汉: 中国地质大学出版社, 1~195.

李华芹, 陈富文. 2004. 中国新疆区域成矿作用年代学. 北京: 地质出版社, 1~391.

李锦轶, 肖序常. 1999. 对新疆地壳结构与构造演化几个问题的简要评述. 地质科学, 34(4): 405~419.

李锦轶, 王克卓, 李文铅, 郭华春, 宋彪, 王瑜, 莫申国, 赵子然, 朱志新, 潘成泽. 2002. 东天山晚古生代以来大地构造与矿产勘查. 新疆地质, 20(42): 95~301.

李曙光, 聂永红, 郑双根. 1997. 俯冲陆壳与上地幔的相互作用—I.

大别山同碰撞镁铁-超镁铁岩的主要元素及微量元素地球化学. 中国科学(D辑), 27(6): 488~493.

舒良树, 郭召杰, 朱文斌, 卢华复, 王博. 2004. 天山地区碰撞后构造与盆山演化. 高校地质学报, 10(3): 393~404.

王瑜, 李锦轶, 李文铅. 2002. 东天山造山带右行剪切变形及构造演化的 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年代学证据. 新疆地质, 20(4): 315~319.

吴昌志, 张遵忠, Khin Z, Fernando D, 唐俊华, 郑远川, 汪传胜, 三金柱. 2006. 东天山觉罗塔格红云滩花岗岩年代学、地球化学及其构造意义. 岩石学报, 22(5): 1121~1134.

吴福元, 江博明, 林强. 1997. 中国北方造山带造山后花岗岩的同位素特征与地壳生长意义. 科学通报, 42: 2188~2192.

肖序常, 汤耀庆, 冯益民, 朱宝清, 李锦轶, 赵民. 1992. 新疆北部及其邻区大地构造. 北京: 地质出版社, 1~169.

张遵忠, 顾连兴, 杨浩, 吴昌志, 王银喜, 闵茂中. 2004. 中天山东段澄江期片麻状花岗岩特征和成因—以天湖东岩体为例. 岩石学报, 20(3): 595~608.

张遵忠, 顾连兴, 吴昌志, 三金柱, 汤晓茜, 郝爱华, 王硕. 2005a. 东天山尾亚杂岩体: 同源还是异源? —来自黑云母的证据. 地球化学, 34(4): 328~338.

张遵忠, 顾连兴, 杨浩, 吴昌志, 王银喜, 闵茂中. 2005b. 中天山平顶山巨眼球状片麻状花岗岩特征及成因. 岩石学报, 21(3): 889~908.

中国科学院地质研究所. 1959. 中国大地构造纲要. 北京: 科学出版社, 1~320.

Bea F, Arzamastsev A, Montero P, Arzamastseva L. 2001. Aonmalous alkaline rocks of Soustov, Kola; evidence of mantle-derived matasomatic fluids affecting crustal materials. Contrib Mineral Petrol, 140: 554~566.

Bernard-Griffiths J, Peucat J J, Sheppard S, Vidal P. 1985. Petrogenesis of Hercynian leucogranites from the southern Armorican Massif: contribution of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb and O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages. Earth Planet Sci Lett, 74: 235~250.

Boynton W V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P, ed. Rare earth element geochemistry. Elsevier, 63~114.

Chen B, Jahn B M, Wilde S, Xu B. 2000. Two contrasting Paleozoic magmatic belts in northern Inner Mongolia, China: Petrogenesis and tectonic implications. Tectonophysics, 328: 157~182.

Chen B, Arakawa Y. 2005. Elemental and Nd-Sr isotopic geochemistry of granitoids from the West Junggar foldbelt (NW China), with implications for Phanerozoic continental growth. Geochim Cosmochim Acta, 5: 1307~1320.

Cox K G, Bell J D, Pankhurst R J. 1979. The interpretation of igneous rocks. London: Allen and Unwin, 1~450.

Deng J F, Mo X X, Zhao H L, Wu Z X, Luo Z H, Su S G. 2004. A new model for the dynamic evolution of Chinese lithosphere: continental roots-plume tectonics. Earth Sci Rev, 65: 223~275.

Dobretsov N L, Berzin N A, Buslov M M. 1995. Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian ocean. International Geol

- Rev, 37:335~360.
- Downes H, Shaw A, Williamson B J. 1997. Sr, Nd and Pb isotope geochemistry of the Hercynian granodiorites and monzogranites, Massif Central, France *Chem Geol*, 136:99~122.
- Gary M, Jr R M, Wolf C L. 1973. *Glossary of Geology*. American Geological Institute, Washington D. C., 1~805.
- Han B F, Wang S G., Jahn B M, Hong D W, Kagami H, Sun Y L. 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.
- Helo C, Hegner E, Kr ner A, Badarch G, Tomurtogoo O, Windley B F, Dulski P. 2006. Geochemical signature of Paleozoic accretionary complexes of the Central Asian Orogenic Belt in South Mongolia: Constraints on arc environments and crustal growth. *Chem Geol*, 227:236~257.
- Helz R T. 1976. Phase relations of basalts in their melting ranges at  $P_{H_2O}=5$  kb. Part II: melt compositions. *J Petrol*, 17:139~193.
- Hergt J M, Peate D W, Hawkesworth C J. 1991. The petrogenesis of Mesozoic Gondwana low-Ti flood basalts. *Earth Planet Sci Lett*, 105:134~148.
- Hong D W, Zhang J S, Wang T, Wang S G, Xie X L. 2004. Continental crustal growth and the supercontinental cycle: evidence from the Central Asian Orogenic Belt. *J Asian Earth Sci*, 23:799~813.
- Hu A Q, Zhang G X, Chen Y B, Zhang Q F, Jahn B M. 2000. Crustal evolution and Phanerozoic crustal growth in northern Xinjiang: Nd isotopic evidence. Part I: Isotopic characterization of basement rocks. *Tectonophysics*, 328:15~51.
- Jahn B M, Wu F, Chen B. 2000. Granitoids of the Central Asian orogenic belt and continental growth in the Phanerozoic. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci*, 91:181~193.
- Jung S, Hoernes S, Mezger K. 2002. Synorogenic melting of mafic lower crust: constraints from geochronology, petrology and Sr, Nd and O isotope geochemistry of quartz diorite (Damara orogen, Namibia). *Contrib Mineral Petrol*, 143:551~566.
- Kovalenko V I, Yarmolyuk V V, Kovach V P, Kotov A B, Kozakov I K, Salnikova E B, Larin A M. 2004. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asia mobile belt: geological and isotopic evidence. *J Asian Earth Sci*, 23:605~627.
- Kyser T K. 1990. Stable isotopes in the continental lithospheric mantle. In: Menzies M A, ed. *Continental mantle*. Oxford: Clarendon Press, 127~156.
- Leake D, Kinley A, Wilson D. 1997. "A case study of case based CBR". *Proceedings of the Second International Conference on Case-Based Reasoning*. Berlin: Springer Verlag, 12.
- Li H Q, Chen F W, Lu Y F, Yang H M, Guo J, Mei Y P. 2005. New chronological evidence for Indosianian diagenetic mineralization in eastern Xinjiang, NW China. *Acta Geol Sin* (English edition), 79:264~275.
- Li J Y, Xiao W J, Wang K Z, Sun G H, Cao L M. 2003. Neoproterozoic-Paleozoic tectonostratigraphy, magmatic activities and tectonic evolution of Eastern Xinjiang, NW China. In: Mao, Goldfarb, Seltmann, Wang, Xiao, Hart. (Eds.), *Tectonic Evolution and Metallogeny of the Chinese Altay and Tianshan: Proceedings Volume of the International Symposium of the IGCP-473 Project in Urumuqi and Guidebook of the Field Excursion in Xinjiang, China: August 9-21, IAGOD Guidbook Series 10; CERCAMS/NHM London*, 31~74.
- McDermott F, Harris N B W, Hawkesworth C J. 1996. Geochemical constraints on crustal anatexis: a case study from the Pan-African Damara granitoids of Namibia. *Contrib Mineral Petrol*, 123:406~423.
- Rapp R P, Watson E B, Miller C F. 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archaean trondhjemites and tonalities. *Precambrian Res*, 51:1~25.
- Rapp R P, Watson E B. 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8~32 kbar: implication for continental growth and crust-mantle recycling. *J Petrol*, 36: 891~932.
- Rickwood P C. 1989. Boundary lines with petrological diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22:247~263.
- Rollinson H R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. London: Longman, 1~351.
- Rushmer T. 1991. Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid absent conditions. *Contrib Mineral Petrol*, 107:41~59.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *London: Geol Soci Spec Pub*, 42: 313~345.
- Taylor H P. 1978. Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. *Earth Planet Sci Lett*, 38: 177~210.
- Van de Fliedert T, Hoernes S, Jung S, Masberg P, Hoffer E, Schaltegger U, Friedrichsen H. 2003. Lower crustal melting and the role of open-system processes in the genesis of synorogenic quartz diorite-granite-leucogranite association: constraints from Sr-Nd-O isotopes from the Bandombaa Complex, Namibia. *Lithos*, 67:205~226.
- Vidal P, Bernard-Griffiths J, Cocherie A. 1984. Geochemical comparison between Himalayan and Hercynian leucogranites. *Phys. Earth Planet Inter*, 35:179~190.
- Wang T, Zheng Y D, Li T B, Gao Y J. 2004. Mesozoic granitic magmatism in extensional tectonics near the Mongolian border in China and its implications for crustal growth. *J Asian Earth Sci*, 23:715~729.
- Wareham C D, Vaughan A P M, Miller I L. 1997. The Willey Glacier complex, Antarctic peninsula: pluton growth by pulsing of granitoid magmas. *Chem Geol*, 143:65~80.
- Wedepohl K H. 1995. The composition of the continental crust. *Geochim Cosmochim Acta*, 59:1217~1232.

- Wei C S, Zheng Y F, Zhao Z F, Valley J W. 2002. Oxygen and neodymium isotope evidence for recycling of juvenile crust in northeast China. *Geology*, 30:375~378.
- Wickham S M, Litvinovsky B A, Zanzvilevich A N, Bindeman I N. 1995. Geochemical evolution of Phanerozoic magmatism in Transbaikalin, East Asia; a key constraint on the origin of K-rich silicic magmas and the process of cratonization. *J Geophys Res*, 100:15641~15654.
- Wilson M B. 1989. *Igneous petrogenesis-A global tectonic approach*. Oxford: Alden Press, 1~466.
- Wolf M B, Wyllie P J. 1994. Dehydration-melting of amphibolite at 10kbar: the effects of temperature and time. *Contrib Mineral Petrol*, 115:369~383.
- Wu F Y, Jahn B M, Wilde S, Sun D Y. 2000. Phanerozoic crustal growth: U-Pb and Sr-Nd isotopic evidence from the granites in northeastern China. *Tectonophysics*, 328:89~113.
- Wu F Y, Lin J Q, Wilde S A, Zhang X O, Yang J H. 2005a. Nature and significance of the Early Cretaceous giant igneous event in eastern China. *Earth Planet Sci Lett*, 233:103~119.
- Wu F Y, Yang J H, Wilde S A, Zhang X O. 2005b. Geochronology, petrogenesis and tectonic implications of Jurassic granites in the Liaodong Peninsula, NE, China. *Chem Geol*, 221:127~156.
- Wyllie P J. 1979. Magmas and volatile components. *Am Mineral*, 64:469~500.
- Xu X S, Dong C W, Li W X, Zhou X M. 1999. Late Mesozoic intrusive complexes in the coastal area of Fujian, SE China; the significance of the gabbro-diorite-granite association. *Lithos*, 46:199~315.
- Yang J D, Wang Y X. 1986. Rb-Sr dating on the Cambrian-Ordovician interval. In: Chen Junyan, ed. *Aspects of Cambrian- Ordovician boundary in Dayangcha, China*. Beijing: China Prospect House, 72~78.
- Zhang Z Z, Gu L X, Wu C Z, Li W Q, Xi A H, Wang S. 2005. Zircon SHRIMP dating for the Weiya pluton, eastern Tianshan; Its geological implications. *Acta Geol Sin (English edition)*, 79(4):481~490.
- Zhou M F, Leshner C M, Yang Z X, Li J W, Sun M. 2004. Geochemistry and petrogenesis of 270 Ma Ni-Cu-(PGE) sulfide-bearing mafic intrusions in the Huangshan district, Eastern Xinjiang, Northwest China: implications for the tectonic evolution of the Central Asian Orogenic belt. *Chem Geol*, 209: 233~257.

# Early-Middle Indosinian Weiya Quartz Diorite, Eastern Segment of the Middle Tianshan Mountains, NW China: Implications for Intra-Continent Subduction and Partial Melting of Juvenile Lower Crust

ZHANG Zunzhong<sup>1,2,3)</sup>, GU Lianxing<sup>1,2)</sup>, WU Changzhi<sup>1)</sup>, ZHAI Jianping<sup>3)</sup>,  
WANG Chuansheng<sup>1,2)</sup>, TANG Junhua<sup>1,2)</sup>, XIAO E<sup>1,2)</sup>

1) *State Key Laboratory of Mineral Deposit Research, School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing, 210093;* 2) *East China Mineral Exploration and Development Bureau for Non-Ferrous Metals, Nanjing, 210007;* 3) *School of the Environment, Nanjing University, Nanjing, 210093*

## Abstract

Voluminous cognition has resulted from intensive studies of the geology and Hercynian tectonic events in the eastern Tianshan Mountains. To date, however, it has not been unknown whether the Indosinian tectonic evolution was a continuing episode of Hercynian orogeny or it was significantly controlled by other tectonic regimes. Hence integrated petrographic, geochemical and isotopic studies of the Indosinian magmatism are critical to understand the tectonic evolution of the eastern Tianshan Mountains in Triassic. The Weiya quartz diorite, occurring in the eastern segment of the Middle Tianshan Mountains, was formed in early-middle Indosinian. The rock is mainly composed of quartz (5%~10%), plagioclase (An 35-40, 55%~60%), K-feldspar (1%~10%), biotite (10%~15%) and hornblende (5%~10%). Geochemical study indicates that the Weiya quartz diorite is characterized by varying SiO<sub>2</sub> contents (ranging from 62.40% to 65.25%), higher Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content (16.06~16.90%), and lower TiO<sub>2</sub> (0.70%~0.88%), with high ratios of Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O (1.26~1.75) and aluminium saturation indices (ASI) of 0.91~0.93. These features suggest that it can be defined as high K calc-alkaline rocks. The rock is enriched in large ion lithophile elements (LILE) such as Cs, Rb, Ba, K and Pb and high field strength elements (HSFE) such as U, Th and Zr, depleted in HFSE such as Nb. All samples display similar chondrite-normalized REE patterns with enrichment in LREE, depletion in HREE, and significant fractionation (La<sub>CN</sub>/Yb<sub>CN</sub>=12.07~17.29) between LREE and HREE. Sr, Nd and O isotopic analyses show that the Weiya quartz diorite has an initial Sr and Nd values of 0.70672~0.70879 and 0.512413~0.512441, respectively, O isotope values of 8.64‰ to 8.73‰, ε<sub>Nd</sub>(t) values of 1.64~2.16, and an Nd model ages (T<sub>DM</sub>) of 0.79~0.80 Ga. All these features strongly indicate that the Weiya quartz diorite is derived from neither direct fractionation of mantle-derived magmas nor deep hybrid sources between mantle-derived magmas and crustal felsic melts, but a product of partial melting of middle-high K metabasaltic rocks in juvenile lower crust under the conditions of temperature of 1000~1100°C and pressure of 1600~1800 MPa. Authors believe that driving force and heating source responsible for diagenesis of the Weiya quartz diorite may be originally related to subduction occurring in this region, which was likely triggered by northward subduction of the Paleo-Tethys oceanic plate during late Permian to Triassic periods. Our research displays that eastern Tianshan Mountains could not be the extension of the Hercynian orogeny, but has been influenced significantly by the Paleo-Tethys tectonic regime.

**Key words:** quartz diorite; original continental crust; intra-continental subduction; Indosinian; Weiya; Tianshan