



Title	Subduction polarity of the prototethys: insights from the Yirba pluton of the western Kunlun range, NW China
Author(s)	Yuan, C; Sun, M; Xiao, WJ; Zhou, H; Hou, QL; Li, JL
Citation	Acta Petrologica Sinica, 2003, v. 19 n. 3, p. 399-408
Issued Date	2003
URL	http://hdl.handle.net/10722/151163
Rights	Creative Commons: Attribution 3.0 Hong Kong License

原特提斯的消减极性：西昆仑 128 公里岩体的启示*

袁超¹ 孙敏² 肖文交³ 周辉⁴ 侯泉林³ 李继亮³

YUAN Chao¹, SUN Min², XIAO WenJiao³, ZHOU Hui⁴, HOU QuanLin³ and LI JiLiang³

1. 中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640

2. 香港大学地球科学系, 香港薄扶林道

3. 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

4. 北京大学科研管理部, 北京 100864

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

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

3. Key Laboratory of Lithosphere Tectonic Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

4. Department of Sci-Tech, Peking University, Beijing 100871, China

2002-10-31 收稿, 2003-07-15 改回.

Yuan C, Sun M, Xiao WJ, Zhou H, Hou QL and LI JL. 2003. Subduction polarity of the prototethys: insights from the Yirba pluton of the western Kunlun range, NW China. *Acta Petrologica Sinica*, 19(3):399-408

Abstract The Yirba (128 km) pluton is an early Paleozoic dioritic intrusion of western Kunlun orogenic belt, northwest China as an important element when reconstructing the evolution history of this belt. Due to the scarcity of field data and methodological difference in studying this pluton, however, no consensus for its age, source and tectonic setting has been adopted. In this paper, we present new geochronological and geochemical data for the Yirba pluton, aiming to better understand its age, source, and hence the early Paleozoic tectonic evolutionary history of western Kunlun. U-Pb data by single grain zircon analyses suggest that the Yirba pluton was emplaced 471 ± 5 Ma ago and contains ca. 490 Ma zircon grains inherited from source, or captured in the magma chamber. The pluton is enriched in Al_2O_3 (15.7% ~ 18.4%), Sr (470 ~ 864 $\mu g/g$) and other LILEs (large ion lithophile elements), but relatively depleted in HFSE (high field strength elements and HREE), with LREE-enriched patterns and low to medium europium anomalies ($\delta Eu = \sim 0.7$), showing typical characteristics of I-type, volcanic arc granitoids. Although its relatively high Al_2O_3 , Sr and low MgO contents make it resemble adakite, its relatively high Yb (1.92 ~ 2.88 $\mu g/g$), Y (19.4 ~ 34.0 $\mu g/g$) contents, low Sr/Y (24.2 ~ 37.0), Zr/Sm (7.3 ~ 21) and relatively high initial Sr isotope ratios (0.7075 ~ 0.7091) do not support a subducting slab origin. Its Nd model ages (1.06 ~ 1.35 Ga) indicate a juvenile source, while its O isotope compositions (+5.7‰ ~ +7.4‰) and Sr-O isotope relationship preclude significant involvement of sialic materials. The major, trace, REE and Nd-Sr-O isotope compositions strongly suggest that the Yirba pluton was formed by partial melting of mafic lower crust in a southward growing, active continental margin environment. The existence of volcanic arc granitoids in the south margin of the North Kunlun terrane suggests that the subduction polarity of the Proto-Tethys was northward.

Key words Western Kunlun, Volcanic arc granitoids, Proto-Tethys, Subduction polarity, Active continental margin, Adakite

摘要 128 公里岩体是西昆仑造山带中一个早古生代的花岗闪长岩体, 长期以来一直是研究西昆仑构造演化的重要参考依据。然而由于区域地质资料的不足和研究手段的不同, 对该岩体的形成年代、源区性质以及构造背景等方面还存在着不同的认识。本文试图通过地质年代学和地球化学方面的研究, 明确 128 公里岩体的成岩时代和构造背景, 进而制约西昆仑的早古生代构造演化。单颗粒锆石的 U-Pb 定年结果表明 128 公里岩体形成于 471 ± 5 Ma 并含有可能形成于早期岩浆房或继承自源区的 490 Ma 左右的锆石。128 公里岩体富 Al_2O_3 (15.7% ~ 18.4%), Sr (470 ~ 864 $\mu g/g$) 和大离子亲石元素但相对亏损

* 本研究是在中国科学院知识创新项目 KZCX2-SW-119 和 GIGCX-03-01, 以及国家自然科学基金项目 40003005 的资助下完成的。

第一作者简介: 袁超, 男, 1966 年 3 月生, 博士, 研究员, 地球化学和岩石学专业, E-mail: yuanchao@gig.ac.cn

高场强元素,相对富集轻稀土且具有低到中等的负铕异常($\delta\text{Eu} = \sim 0.7$),显示出典型的I型弧花岗岩特征。尽管其富集 Al_2O_3 、Sr、相对低的MgO含量和Y/Yb比值使其非常类似于埃达克岩,但其相对高的Yb(1.92 ~ 2.88 $\mu\text{g/g}$)、Y(19.4 ~ 34.0 $\mu\text{g/g}$)含量,低的Sr/Y(24.2 ~ 37.0)和Zr/Sm(7.3 ~ 21)比值以及相对高的初始Sr同位素组成(0.7075 ~ 0.7091)排除了消减板块在石榴石稳定区发生部分熔融的可能性。低的氧同位素组成(+5.7‰ ~ +7.4‰)以及Sr-O同位素关系表明该岩体并非形成于地幔来源的岩浆与变质围岩间的同化混染。高的稀土含量、明显的稀土分馏以及相对高的Sr同位素组成表明128公里岩体不大可能形成于受陆源物质影响较小的大洋岛弧,而更可能形成于活动大陆边缘环境中基性地壳物质的部分熔融。北昆仑地体的南缘存在火山弧型花岗岩的事实表明,原特提斯的消减方向应当是向北的。

关键词 西昆仑 火山弧型花岗岩 原特提斯 消减极性 活动大陆边缘 埃达克岩

中图法分类号 P597.3; P588.122

1 引言

西昆仑是我国中央造山带的重要组成部分,经历了原特提斯和古特提斯两个重要的演化阶段(潘裕生,2000;姜春发等,1992;Matte *et al.*, 1996; Mattern and Schneider, 2000)。由于地势险峻,交通不便,长期以来对其地质演化过程一直存在不同的认识。目前对西昆仑的构造解释大致可以分为两种模式,既:开合模式(姜春发等,1992;潘裕生,2000;李向东,1995;丁道桂,1996)和消减增生模式(Yao and Hsü, 1994; Hsü *et al.*, 1995; Sengör, 1996; 李继亮等,1999),二者对西昆仑早古生代的构造演化做出了不同的解释,其中包括原特提斯的消减极性问题。潘裕生(1989)基于多数花岗岩类岩基位于库地蛇绿岩南侧的事实,主张原特提斯的消减方向是向南的,并且获得了一些学者的认同(李永安等,1995;丁道桂等,1996;Matte *et al.*, 1996; Mattern and Schneider, 2000)。但邓万明(1995)认为在库地蛇绿岩的北侧也有钙碱性的花岗岩类,因此提出也存在向北消减的可能性。而持消减增生观点的学者认为原特提斯向北的消减和海沟后退导致了塔里木/北昆仑向南的增生(Yao and Hsü, 1994; Hsü *et al.*, 1995; Sengör, 1996; 李继亮等,1999)。西昆仑地区的花岗岩类岩基存在着由北向南逐渐变年轻的趋势(汪玉珍和方锡廉,1987),这一现象被持消减增生模式观点的学者解释为消减带后退或增生弧造山,并且支持向北的消减。判断消减极性一直是造山带研究中一个难以解决的问题。事实上,于大洋中脊岩浆房形成的绝大多数大洋底板已通过毕尼奥夫带消减进入地幔,而大多数陆地上现存的蛇绿岩形成于洋内与消减带有关的弧后盆地或岛弧环境。由于此类环境形成于大洋内部的消减带,本身就有个消减极性的问题,且其中相当部分的蛇绿岩更是通过仰冲就位的推覆体,其所在地点已不能代表大洋闭合的最终位置。因此根据此类蛇绿岩和形成于大陆边缘环境中花岗岩类岩基的相对位置显然不能解决消减极性问题。就西昆仑而言,库地蛇绿岩形成于消减带之上的环境(Yang *et al.*, 1996; Wang *et al.*, 2001),并通过仰冲推覆就位(Mattern and Schneider, 2000; Xiao *et al.*, 2002),因而不能代表原特提斯缝合线的确裂开又拼合回来的产物,而很可能是由新增生的物质构成的

切位置。此外,西昆仑的花岗岩类岩石尽管以钙碱性为主,但并不都与俯冲消减作用有关(Matte *et al.*, 1996; 姜耀辉等,1999; 袁超等,2000)。显然,恢复原特提斯的消减极性不能仅仅根据西昆仑地区花岗岩类岩基与蛇绿岩的相对位置,而要综合地质学、年代学和地球化学等多方面证据才能获得最接近事实的解释。岩浆活动是构造运动过程中的重要产物,也是恢复造山带演化历史的重要依据(Sengör *et al.*, 1993; Pitcher, 1993; Barbarin, 1999)。从这一认识出发,本文选择与原特提斯消减关系密切,工作基础较好但问题较多的128公里岩体作为研究对象,试图通过对该岩体的年代学和地球化学工作并结合已有的区域地质及年代学等资料,对原特提斯洋的消减极性以及西昆仑早期的构造演化做一简单评述。

2 区域地质

2.1 北昆仑地体和南昆仑地体

昆仑山横亘于青藏高原的北缘,西接帕米尔东连祁连山,绵延二千多公里,是青藏高原早期演化历史的重要记录(潘裕生,2000)。阿尔金断裂将昆仑山分成东西两个部分,其中西昆仑包括南北两个地体,二者由于原特提斯的消亡而拼合在一起(潘裕生,1989;2000)(图1)。北昆仑地体的基底主要由一套混合岩和片麻岩构成,由于该套地层被2.2 Ga的花岗岩侵入(许荣华等,1994),因而表明北昆仑地体具有早元古甚至太古代的基底,进而被大多数学者认为是塔里木克拉通的一部分(潘裕生,2000;李永安等,1995;丁道桂等,1996)。南昆仑地体的基底岩性与北昆仑地体基本相同,仅在局部的变质地层中夹有一些超基性岩的透镜体(邓万明,1995)。一些学者据此推测南昆仑基底可能与北昆仑基底一样具有早元古或太古代的年龄,但缺乏可靠的同位素年龄数据。最近的同位素研究显示南昆仑基底具有十分年轻的Nd模式年龄(1.1~1.5 Ga)(Yuan *et al.*, 2002;周辉未发表的数据),较之Nd模式年龄为2.8 Ga的北昆仑基底明显不同(Arnaud and Vidal, 1990)。最近对南昆仑基底变质岩的单颗粒锆石U-Pb定年结果仅获得了5亿年左右的年龄(周辉未发表的数据)。这表明南昆仑地体可能不是由塔里木地体(Xiao *et al.*, 2002; Yuan *et al.*, 2003)。此外,对由南昆仑片

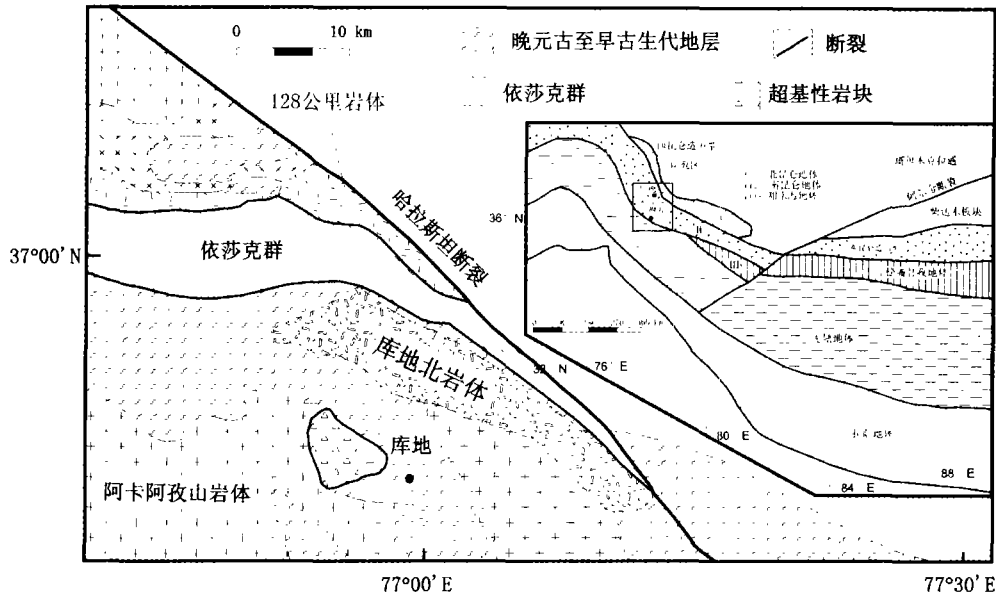


图1 西昆文库地地区地质简图

Fig. 1 Simplified geological map of Kudi area, western Kunlun

麻岩中分离出的角闪石、黑云母和钾长石等矿物的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法年代测定,分别获得了452到350 Ma的年龄(Matte *et al.*, 1996; 周辉等, 2000),这些年龄被广泛地解释为因原特提斯闭合引起的南北昆仑地体的碰撞(Matte *et al.*, 1996)。

2.2 128公里岩体

128公里岩体位于西昆仑阿卡孜达坂以南,新藏公路128-136公里穿过该岩体的东段(图1)。岩体呈弯曲带状分布,长约30公里,宽约0.3~3公里,面积约35 km²。因野外条件所限,岩体与区域变质岩的接触关系不明,但在岩体内部发现有变形的围岩捕虏体,因此推测岩体与变质围岩之间可能为侵入接触关系。岩体的东侧为哈拉斯坦断裂所截,南侧与库地蛇绿岩的重要组成部分-依莎克群火山岩相接触,但接触关系尚有争议。一些学者根据岩体中存在的火山岩包体认为该岩体侵入了依莎克火山岩(张玉泉, 2000),但Mattem and Schneider (2000)对此提出质疑。最近的地质调查支持后者的怀疑,认为二者之间似应为构造接触关系(Xiao *et al.*, 2002)。128公里岩体以花岗闪长岩为主,另有少量的石英闪长岩,二者为渐变过渡关系。主要造岩矿物包括斜长石(~50%)、钾长石(~20%)、石英(~10%)和角闪石(~15%),副矿物包括磁铁矿、榍石、磷灰石和锆石等。岩体变形明显,其构造线理呈北西/南东方向,与区域构造线基本一致(韩玉玲和李向东, 1995)。许荣华等(1994)曾对该岩体开展了较为系统的同位素测年工作,其中锆石U-Pb法,角闪石和黑云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法分别给出了 $458.2 \pm 4.2 \pm 2.5$ Ma, 475.5 ± 8.8 Ma和 495.7 ± 4.3 Ma的表面年龄。

3 分析方法

单颗粒锆石U-Pb同位素分析在国土资源部天津地质矿产研究所进行,采用李惠民等(1995)的分析流程。U-Pb同位素测量使用VG-354热电质谱,全程Pb和U本底分别小于0.05 ng和0.004 ng。使用Stacey and Kramers (1975)模式进行普通Pb校正,数据处理使用ISOPLOT程序(Ludwig, 1998)。主要元素的分析在台湾大学地质科学系的Rigaku[®] RIX 2000 XRF上完成,而微量元素的分析则使用HF+HNO₃溶解供XRF分析的样品玻璃(样品:Li₂B₄O₇=1:10)以解决难溶的副矿物问题。微量元素的测量在香港大学的VG Elemental[®] PQ3 ICP-MS上进行,国际标准样(G-2, SY-4和W-2)和中国国家标准样(GSR-1和GSR-3)被用于监测分析结果。该方法对Rb, Sr, Cs, Ba, Nb, Zr, Hf, Ta, U和Th的分析精度好于10%,而对稀土元素的分析精度通常优于5%(刘颖等, 1996)。

4 分析结果

4.1 颗粒锆石U-Pb结果

128公里岩体中的锆石呈浅黄-棕黄色,多介于0.03和0.5毫米之间。经用西澳大学的阴极发光照相观察,这些锆石均呈现典型的岩浆环带且未发现残留核。五个晶型完好、不含气液包体和连生体的单颗粒锆石被选出供U-Pb法的同位素分析,结果列于表1中。

表1 西昆仑128公里岩体的单颗粒锆石 U-Pb 同位素分析结果

Table 1 Zircon U-Pb isotope data of the Yirba pluton

样品号	重量 (μg)	U ($\mu\text{g/g}$)	Pb ($\mu\text{g/g}$)	Pb _{com} (ng)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Ma)
96-KL-158-1	15	817	70	0.079	784	0.1086	0.07916(59)	0.6133(92)	0.05619(71)	491.1	485.6	460.0
96-KL-158-2	10	956	79	0.022	2155	0.1226	0.07909(75)	0.6187(84)	0.05674(49)	490.7	489.0	481.4
96-KL-158-3	15	670	74	0.350	156	0.08871	0.07681(64)	0.6113(88)	0.05772(62)	477.1	484.4	519.0
96-KL-158-4	10	807	65	0.033	1189	0.1037	0.07599(89)	0.6035(100)	0.05759(60)	472.2	479.4	514.4
96-KL-158-5	15	633	57	0.120	380	0.1140	0.07601(73)	0.5922(83)	0.05651(52)	472.2	472.3	472.4

* $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值已经过实验室空白 ($\text{Pb} = 0.050\text{ng}$, $\text{U} = 0.002\text{ng}$; $^{206}\text{Pb}/^{205}\text{Pb} = 17.97(1)$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.55(0.5)$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.706(1.5)$) 和稀释剂 ($^{206}\text{Pb}/^{205}\text{Pb} = 0.052765$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 185.14$, $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} = 15.4$, $^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb} = 6.3063$) 校正, 其它 Pb 同位素比值均为放射成因。括号中的数据为 2 sigma 误差。

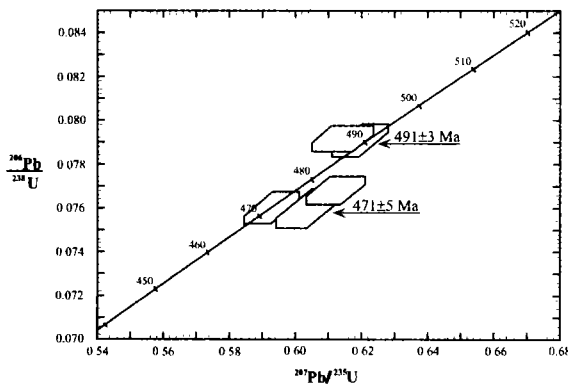


图2 128公里岩体单颗粒锆石的 U-Pb 谐和图
Fig.2 Concordia diagram for the Yirba pluton

在 U-Pb 谐和图上(图 2),所有的锆石数据点均位于或非常接近于一致线,而且明显地呈现出两组锆石年龄。其中一组谐和年龄由 U、Pb 含量最高的 2 号颗粒(96-KL-158-2)为代表,相应的谐和年龄约为 490 Ma;而另一组谐和年龄以 U、Pb 含量最少的 5 号颗粒(96-KL-158-5)为代表,相应的谐和年龄为 472 Ma(表 1,图 2)。其中 5 号颗粒的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄完全一致,表明其封闭程度较好。其余的锆石颗粒无论在 U、Pb 含量还是 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年龄方面,基本介于这两个具有谐和年龄的锆石之间,且在 U-Pb 谐和图上形成了两组锆石数据。应用 ISOPLOT(Ludwig, 1998)对这两组数据进行计算,分别获得了 $491 \pm 3\text{ Ma}$ 和 $471 \pm 5\text{ Ma}$ 两组年龄结果(图 2)。

4.2 地球化学

128 公里岩体代表性的主微量元素数据列于表 2,从中可以看出,除样品 96-KL-43 具有较高的值外(1.21),其它样品的 ACNK 值均小于 1.0(0.78 ~ 0.93),表明 128 公里岩体是一个次铝质的岩体。128 公里岩体具中等含量的 SiO_2 (55% ~ 62%), 较低的 MgO (2.2% ~ 3.3%) 含量以及相

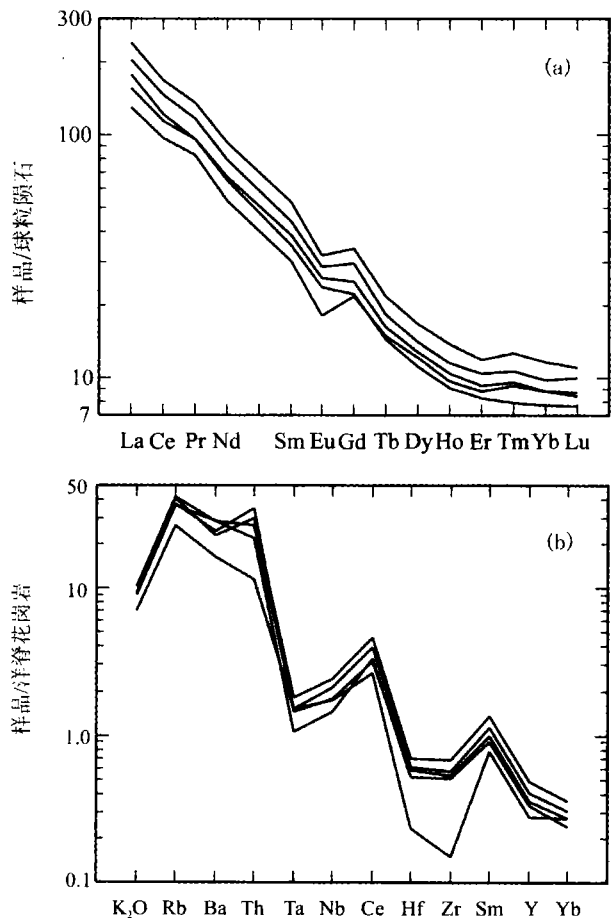


图3 128公里岩体的稀土元素配分图(a)和元素蛛网图(b) (球粒陨石值据 Taylor & McLennan, 1985; 洋脊花岗岩值据 Pearce *et al.*, 1984)
Fig.3 Rare earth element pattern (a) and trace element spider (b) diagrams for the Yirba Pluton (Chondrite data from Taylor & McLennan, 1985; Oceanic ridge granite (ORG) data from Pearce *et al.*, 1984)

表 2 西昆仑 128 公里岩体的主量及微量元素组成

Table 2 Major and trace element data of the Yirba pluton

岩性 样号	花岗闪长岩				石英闪长岩				
	96-KL-43	96-KL-45	96-KL-48	96-KL-158	96-KL-159	96-KL-160	96-KL-161	96-KL-162	96-KL-163
SiO ₂	61.7	56.4	58.8	60.3	59.0	58.6	60.3	54.9	58.8
TiO ₂	0.74	0.75	0.56	0.59	0.59	0.62	0.49	0.74	0.55
Al ₂ O ₃	18.4	16.6	16.4	16.5	16.2	16.5	15.7	16.8	16.6
Fe ₂ O ₃ *	6.92	7.52	7.39	6.17	6.93	6.55	6.03	8.09	6.34
MnO	0.15	0.13	0.14	0.10	0.13	0.12	0.12	0.15	0.11
MgO	2.35	3.30	2.94	2.28	2.79	2.40	2.24	2.96	2.44
CaO	3.78	5.11	5.88	4.74	4.33	5.68	5.15	6.81	5.69
Na ₂ O	4.20	2.83	2.57	2.81	3.31	3.06	3.00	3.12	2.93
K ₂ O	1.32	4.47	2.84	4.12	3.99	3.80	4.00	3.65	3.56
P ₂ O ₅	0.21	0.48	0.18	0.36	0.37	0.38	0.34	0.47	0.36
总和	99.73	97.52	97.73	97.96	97.69	97.75	97.35	97.58	97.31
I.21	0.88	0.91	0.93	0.92	0.85	0.84		0.78	0.87
Be			1.78	4.00		3.57		4.36	3.91
Rb			107	167		151		162	146
Sr			470	830		811		864	854
Y			19.4	28.5		25.0		34.0	23.1
Zr			51.3	193		180		233	172
Nb			17.4	21.0		17.7		24.2	14.5
Cs			1.13	1.97		2.09		2.22	2.03
Ba			811	1444		1223		1133	1425
La			47.5	74.5		57.0		87.5	65.1
Ce			92.2	139		109		160	116
Pr			11.3	16.0		13.1		18.6	13.1
Nd			38.1	56.4		47.9		66.2	46.3
Sm			7.02	10.2		9.01		12.3	8.13
Eu			1.58	2.49		2.24		2.79	2.05
Gd			6.65	9.09		7.61		10.4	6.82
Tb			0.86	1.06		0.94		1.26	0.84
Dy			4.61	5.37		4.9		6.4	4.24
Ho			0.82	0.98		0.89		1.17	0.77
Er			2.20	2.59		2.31		2.96	2.06
Tm			0.33	0.38		0.34		0.45	0.28
Yb			2.17	2.44		2.18		2.88	1.92
Lu			0.33	0.38		0.32		0.42	0.29
Hf			2.09	5.54		5.22		6.33	4.67
Ta			1.05	1.07		1.01		1.27	0.74
Th			9.11	21.5		27.8		24.2	17.5
U			1.03	3.53		6.48		5.27	2.67
Y/Yb			8.9	11.7		11.5		11.8	12.0

Fe₂O₃* 代表全铁; 总和中不包括烧失量。ACNK 为 (Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O)) 的摩尔分子比。

对高 Al₂O₃ (15.7% ~ 18.4%), Fe₂O₃* (6.0% ~ 8.1%), 和 CaO (3.8% ~ 6.8%) 含量。该岩体具相对富集的稀土含量 (215 ~ 373 μg/g), 且所有样品均呈现轻稀土富集的稀土模式 ((La/Yb)_N = 15 ~ 23) 和小到中等的 Eu 异常 (δEu = 0.7 ~ 0.8) (图 3a)。该岩体具有相对低的 Nb/La (0.3 ~ 0.4) 和 Rb/Nb (6 ~ 10) 比值, 呈现典型的 I 型花岗岩特征

(Christansen and Keith, 1996)。在以洋脊花岗岩标准化的元素蛛网图上, 该岩体显示出相对富集大离子亲石元素 (Sr, K, Rb 和 Ba) 和亏损高场强元素和重稀土 (Nb, Ta, Zr, Hf, Sm, Y 和 Yb), 并有明显的 Nb-Ta 亏损 (图 3b)。

该岩体代表性样品的 Nd-Sr-O 同位素组成列于表 3 中。

表3 128公里岩体的Nd-Sr-O同位素组成

Table 3 Nd-Sr-O isotope compositions for the Yirba pluton

样品号	Sm ($\mu\text{g/g}$)	Nd ($\mu\text{g/g}$)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\sigma$)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{ib}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	T_{DM}^{d} (Ga)	Rb ($\mu\text{g/g}$)	Sr ($\mu\text{g/g}$)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm 2\sigma$)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{ie}}$	$\delta^{18}\text{O}$ (‰) (SMOW)
96KL45	14.7	90.1	0.0989	0.512346 \pm 0.000007	0.51204	0.66	1.07	135.4	749.2	0.522	0.710986 \pm 0.000015	0.7075	5.7
96KL48	6.64	36.0	0.112	0.512333 \pm 0.000011	0.51199	-0.35	1.22	103.5	519.6	0.575	0.712959 \pm 0.000017	0.7091	7.4
96KL159	11.1	56.0	0.120	0.512322 \pm 0.000014	0.51195	-1.09	1.35	139.2	721.8	0.557	0.711712 \pm 0.000016	0.7080	6.1
96KL160	9.33	59.2	0.0952	0.512323 \pm 0.000010	0.51203	0.44	1.06	147.2	879.7	0.483	0.711552 \pm 0.000014	0.7083	6.3
96KL162	12.5	69.3	0.109	0.512311 \pm 0.000007	0.51198	-0.60	1.21	147.4	872.8	0.487	0.711663 \pm 0.000011	0.7084	
96KL163	8.21	48.0	0.104	0.512293 \pm 0.000013	0.51197	-0.65	1.18	128.2	858.2	0.431	0.711764 \pm 0.000012	0.7089	6.3

Nd 和 Sr 同位素的初始值根据 471 Ma 计算; $\lambda_{\text{Sm}} = 6.54 \times 10^{-12}/\text{年}$; $\lambda_{\text{Rb}} = 1.42 \times 10^{-11}/\text{年}$;

亏损地幔的 Sm - Nd 同位素组成采用 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51315$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2137$ 。

数据显示 128 公里岩体具有相对较高的初始 Nd ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -1.09 \sim +0.66$) 和 Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.7075 \sim 0.7091$) 同位素组成; 而氧同位素组成却相对较低, 介于 5.7‰ 和 7.4‰ 之间。根据 Nd 同位素的单阶段演化模式 (Jahn *et al.*, 1990) 计算得到的 Nd 模式年龄介于 1.06 和 1.35 之间, 反映了一个相对年轻的源区组成。

5 讨论

5.1 128 岩体的年龄

此次单颗粒锆石分析获得了两组相对独立的年龄 (491 \pm 3 Ma 和 471 \pm 5 Ma), 明显老于前人用锆石群 U-Pb 法获得的年龄 (458 $_{-2.5}^{+2.4}$ Ma) (许荣华等, 1994)。我们认为两组单颗粒锆石数据中相对年轻的一组年龄 (471 \pm 5 Ma) 应该代表了该岩体的侵位年龄, 其理由是: (1) 128 公里岩体是一个岩性相对单一的侵入体, 由一次侵入活动形成, 没有发现多期岩浆侵入的迹象, 况且这两组锆石均出自同一块手标本, 这就排除了 491 Ma 和 471 Ma 分别代表不同侵入期次的可能性; (2) 由于 128 公里岩体内的构造线理与周围的变质围岩完全一致 (韩玉玲和李向东, 1995), 表明该岩体和周围的围岩一道经历了韧性剪切作用。然而同位素资料显示南昆仑地体发生韧性剪切变质作用的时间在 451 Ma \sim 426 Ma 之间 (周辉等, 2000), 明显晚于此次的单颗粒锆石结果。这表明 471 Ma 的锆石年龄并不是在此次变质作用过程中形成的; (3) 471 Ma 的锆石年龄与许荣华等 (1994) 发表的角闪石 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄 (坪年龄 475.5 \pm 8.8 Ma 和等时线年龄 471 \pm 43 Ma) 非常接近, 进一步表明该岩体的结晶年龄应在 471 Ma 左右。至于 491 Ma 的锆石年龄, 有两种可能的解释。一种可能来自围岩的同化混染, 另一种可能来自源区的残留锆石。鉴于这两种锆石共存于一个手标本中且岩体的岩性相对单一, 以及 Sr-O 同位素组成不支持同化混染 (见下文讨论), 我们认为 491 Ma 的锆石来自变质围岩的可能性不大, 但不排除来自同源的、岩浆房中早期结晶产物。而如果这些

490 Ma 左右的锆石是来自源区的残留锆石, 则表明岩浆源区的物质组成相对年轻。

5.2 128 公里岩体的可能源区

一些作者根据 128 公里岩体的 I 型花岗岩性质以及钨亏损不强烈的特点, 认为 128 公里岩体的源区为幔源的可能性较大 (刘伟新, 1996), 或来源于消减的洋壳 (张玉泉等, 2000)。消减的洋壳在一定深度条件下 (石榴石稳定区) 产生部分熔融而形成的岩浆称之为埃达克岩 (Adakite), 一般具有富硅 (SiO_2 56%), 铝 ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$), 贫镁 ($< 3\%$) 的特点, 在微量元素方面则表现为富 Sr ($> 400 \mu\text{g/g}$) 但贫 Y 和 Yb (分别低于 $18 \mu\text{g/g}$ 和 $1.9 \mu\text{g/g}$), 通常具有较高的 Sr/Y ($> 20 \sim 40$) 和 Zr/Sm (> 50) 比值以及正的钨异常 (Defant and Drummond, 1990; Defant *et al.*, 2002)。实验岩石学的研究发现, 在适当的条件下, 不论消减板块还是下地壳基性岩石的部分熔融都可能形成埃达克岩浆 (Rapp and Watson, 1995)。张旗等 (2002) 根据埃达克岩所处的构造位置将基性下地壳部分熔融形成的埃达克岩称之为 C 型埃达克岩, 以区别于由消减板块熔融形成的 O 型埃达克岩, 二者最明显的区别就是 C 型埃达克岩的具有较高的 Sr 同位素组成和 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值。128 公里岩体除一个样品 (96-KL-43) 外均显示相对富 K_2O 的特征 (表 2), 同时富硅铝、贫镁的特征以及类似球粒陨石的 Y/Yb 比值 (8.9 \sim 12) 使其非常类似于埃达克岩 (王焰等, 2000), 特别是 C 型埃达克岩。但 128 公里岩体也存在一些不同于埃达克岩的地球化学特征, 主要表现在: (1) 128 公里岩体具有低到中等程度的负钨异常 ($\delta\text{Eu} = 0.7 \sim 0.8$), 而且其 Zr/Sm 比值 (7.3 \sim 21) 明显低于典型的埃达克岩类岩石; (2) 128 公里岩体的 Y 和 Yb 的含量明显较埃达克岩为高 (分别为 $19.4 \sim 34.0 \mu\text{g/g}$ 和 $1.92 \sim 2.88 \mu\text{g/g}$), 但 Sr/Y 比值却相对较低 (24.2 \sim 37.0), 在 Y-Sr/Y 关系图上, 128 公里岩体的数据点均落于埃达克岩区域之外, 同时也显示出偏离普通的大洋岛弧火山岩的趋势 (图 4)。这表明 128 公里岩体的熔融深度没有达到埃达克岩形成所需的石榴石

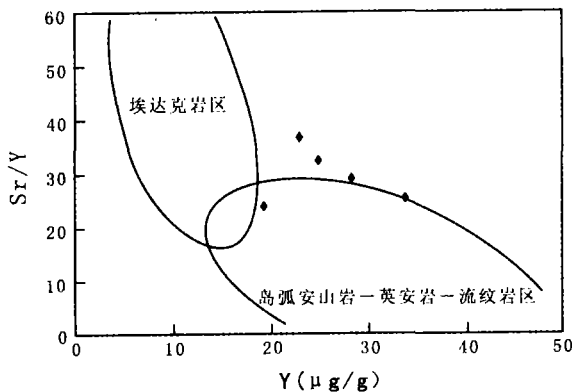


图4 128 公里岩体的 Y - Sr/Y 关系图 (据 Defant *et al.*, 2002)

Fig. 4 Y - Sr/Y correlation diagram for the Yirba pluton (after Defant *et al.*, 2002)

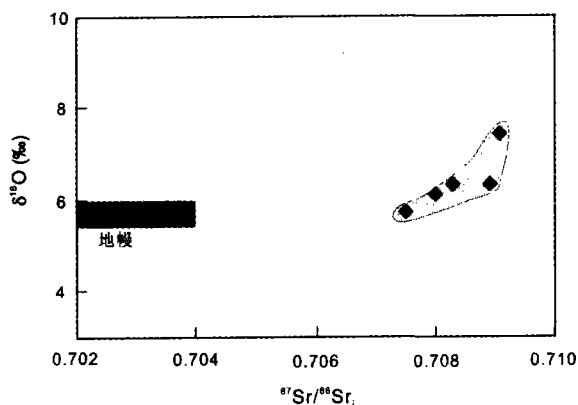


图5 128 公里岩体的 Sr - O 同位素关系图
地幔端元同位素数据 ($\delta^{18}\text{O} = +5.7 \pm 0.3$;
 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703 \pm 0.001$) 据 Taylor (1980)

Fig. 5 Sr - O isotope correlation diagram for the Yirba pluton Mantle component data ($\delta^{18}\text{O} = +5.7 \pm 0.3$;
 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703 \pm 0.001$) from Taylor (1980)

榴辉岩相区域 (Defant *et al.*, 2002)。此外, Sr-Nd 同位素组成 ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) = +0.66 \sim -1.09$; 初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.7075 \sim 0.7091$) 表明在其形成过程中有陆源物质的参与, 这与许荣华等 (1994) 根据 128 公里岩体锆石中存在继承放射成因 Pb 进而推断岩浆源区含有古老地壳成分的认识完全一致, 从而排除了该岩体由消减的洋壳部分熔融形成 (即 O 型埃达克岩) 或直接来自于地幔源区的可能性。

那么, 128 公里岩体会不会是由 O 型埃达克岩浆混染了陆壳物质而形成的呢? 首先, 由于埃达克岩浆中的锶和氧的含量分别高于和低于硅铝质地壳中的含量, 在混染过程中岩浆的 Sr 同位素组成主要受埃达克岩浆的控制而氧同位素则主要受硅铝质地壳控制 (Taylor, 1980)。如果 128 公里岩体是通过富锶的 O 型埃达克岩浆同化混染硅铝质地壳形成, 那

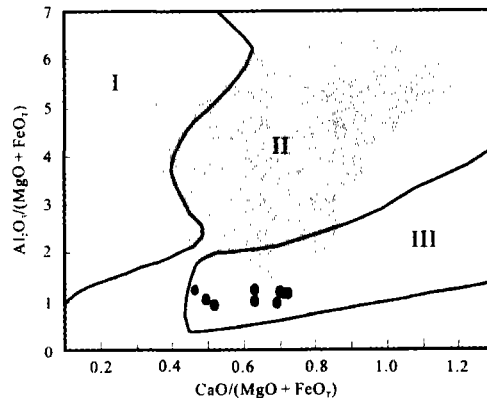


图6 128 公里岩体主量元素关系图

(据 Altherr *et al.*, 2000)

$\text{CaO}/(\text{MgO} + \text{FeO}_T)$ 和 $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO} + \text{FeO}_T)$ 均为氧化物的分子比值; 区域 I 代表变泥质岩源区的部分熔融产物; 区域 II 为变杂砂岩源区的部分熔融产物; 区域 III 为变玄武岩至变云英岩源区的部分熔融产物。

Fig. 6 $\text{CaO}/(\text{MgO} + \text{FeO}_T)$ vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO} + \text{FeO}_T)$ diagram for the Yirba pluton (after Altherr *et al.*, 2000)

么氧同位素的变化应该大于 Sr 同位素的变化。但 128 公里岩体的氧同位素组成相对较低而锶同位素组成却相对较高 (表 3)。在 Sr-O 同位素关系图上, 128 公里岩体 Sr-O 同位素组成分别具有壳源和幔源的特征, 这与同化混染所造成的氧同位素的变化快于锶同位素的变化情况不一致 (Taylor, 1980) (图 5)。此外, 由于地壳中的 Zr、Hf 含量明显高于地幔来源的岩浆, 发生同化混染作用的一个结果是在标准化的微量元素蛛网图上将呈现 Zr、Hf 相对于相邻元素的正异常。但在图 3b 中, 128 公里岩体的 Zr、Hf 呈现负异常, 显示没有发生明显的地壳物质混染。因此, 128 公里岩体并非由地幔来源岩浆或 O 型埃达克岩熔体与变质围岩经同化混染作用而形成, 其同位素和元素组成特征应当主要反映了源区的特点。Cullers and Graf (1984) 将具负钨异常的花岗岩类分成高稀土含量 ($60 \sim 499 \mu\text{g/g}$) 和低稀土含量 ($34 \sim 131 \mu\text{g/g}$) 的两组, 前者具有高的轻重稀土比值 ($\text{La}/\text{Lu}_{\text{cn}} = 8.9 \sim 66$) 且主要形成于活动的大陆边缘而后者 ($\text{La}/\text{Lu}_{\text{cn}} = 0.34 \sim 1.7$) 则主要是年轻大洋岛弧的奥长花岗岩和闪长岩以及蛇绿岩中的斜长花岗岩。128 公里岩体的稀土含量 ($215 \sim 373 \mu\text{g/g}$) 较高且轻重稀土分馏显著, 显然不同于形成于大洋岛弧环境的花岗岩类。相对低的 SiO_2 含量和次铝质的特征表明 128 公里岩体很可能形成于一个基性岩为主的地壳源区。大量的实验岩石学和地球化学的研究表明, 玄武质下地壳物质在高温条件下可以发生脱水熔融。依源区组份的不同, 角闪岩在不同的温度下可以发生 10% ~ 60% 的脱水熔融或水饱和条件下的熔融, 产生石英闪长质到英云闪长质的熔体 (Jung *et al.*, 2002 及其参考文献)。在 $\text{CaO}/(\text{MgO} + \text{FeO}_T)$ 与 $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO} + \text{FeO}_T)$ 关系图上, 128 公里岩体的数据点分

布于由变玄武岩-变英云闪长岩部分熔融形成的熔体区域内(图6),这进一步表明128公里岩体可能来源于变玄武岩源区的部分熔融,但由于熔融深度发生在地壳中石榴石稳定区之上的较浅部位使得微量元素特征仅部分具有埃达克岩的特征(如高的Sr含量)。与其它样品不同,唯一显示出强过铝质特征的样品(96-KL-43, ACNK = 1.21)同时具有较高的Nd($\epsilon_{Nd}(t) = +0.66$)、较低的Sr($^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0.7075$)以及地幔来源的氧同位素特征(+5.7‰)。这表明该样品的富铝特征并非来源于岩浆对硅铝质地壳的混染,而可能反映了其源区的不均一性或部分熔融条件的不同(如: Patiño Douce and Beard, 1995; Jung *et al.*, 2002)。由于128公里岩体相对富K₂O,推测其源区可能以早期底垫的碱性玄武岩为主。碱性玄武岩常常来自富集地幔并含有较高的不相容元素且相对富集轻稀土,这也许就是岩体中稀土元素的含量高于普通的岛弧火山岩的原因。

5.3 128公里岩体的构造背景及其对原特提斯消减极性的制约

目前对128公里岩体构造位置的认识较为一致,即属于火山弧花岗岩一类(潘裕生,2000;许荣华等,1994;韩玉玲和李向东,1995;刘伟新,1996;姜耀辉等,1999;张玉泉等,2000),但究竟是大洋岛弧花岗岩还是大陆边缘花岗岩则鲜有论及。由于128公里岩体和依莎克群火山岩在空间上的密切关系,在讨论128公里岩体的构造环境时不能不考虑依莎克群火山岩所代表的构造背景。依莎克群火山岩的层序变化显示火山岩由MORB型逐渐向安山岩演化(汪玉珍,1983;邓万明,1995),这种趋势应该反映了一个大洋岛弧由初始消减到走向成熟的过程(袁超等,2002)。原特提斯的闭合表现为南昆仑地体在志留纪拼贴于北昆仑地体(潘裕生,1989;Matte *et al.*, 1996)。由于南昆仑地体是一个古增生楔,因此可以认为此次南北昆仑地体之间的碰撞实际上是以依莎克群火山岩所代表的洋内火山弧和一系列增生杂岩增生到北昆仑地体的过程。那么,128公里岩体究竟是形成于北昆仑地体的大陆边缘还是形成于大洋岛弧环境呢?前人的研究多秉承128公里岩体侵入了依莎克群火山岩的说法并据此制约依莎克群火山岩乃至库地蛇绿岩的年龄(汪玉珍,1985;潘裕生,1989;李向东等,1995;张玉泉等,2000),但最近一些学者对此提出质疑,认为128公里岩体和依莎克群火山岩之间为构造接触关系(Mattern and Schneider, 2000; Xiao *et al.*, 2002)。由于128岩体的年龄(471 Ma)明显老于南北昆仑地体拼合的时间(志留纪),如果128公里岩体侵入了依莎克火山岩则这种侵入应当发生于南昆仑地体增生到北昆仑地体之前。在这种情况下,128公里岩体和它所侵入的依莎克群火山岩一样形成于一个大洋岛弧位置,且应当具有与依莎克群火山岩同样的物质来源,即以幔源物质为主。但微量元素和同位素资料显示128公里岩体并非形成于大洋岛弧环境的O型埃达克岩(图4),同时高的稀土元素含量

也不支持其形成于大洋岛弧。依莎克群复理石中既存在早古生代也存在晚古生代的放射虫化石已是广为人知的事实(Yang *et al.*, 1996; 方爱民,2000),如果128公里岩体的确侵入了依莎克群火山岩则表明依莎克群火山岩的形成时代应当大于471 Ma,而这显然与依莎克群复理石中存在晚古生代放射虫化石事实相矛盾。另一种可能性是128公里岩体并未侵入依莎克群火山岩而是早在南昆仑地体拼合到北昆仑地体之前就侵位于北昆仑地体的大陆边缘,之后随着南昆仑地体(依莎克群火山岩和增生杂岩)增生到北昆仑地体和原特提斯闭合,128公里岩体和周围的增生杂岩一起经受了韧性剪切变形。后一种说法可以解释128公里岩体和周围的围岩中连续而一致的构造线理(韩玉玲和李向东,1995; Mattern and Schneider, 2000),同时也可以解释依莎克群的复理石中存在晚古生代(晚泥盆纪和早石炭纪)放射虫的事实(Yang *et al.*, 1996; 方爱民,2000)。

基于上述认识,可以断定在原特提斯消减的过程中在不仅产生了洋内岛弧,而且在北昆仑地体的南缘也形成了活动大陆边缘岩浆。也就是说,原特提斯通过两个消减带消亡:一个是依莎克群火山岩为代表的洋内消减带,另一个是以128公里为代表的活动大陆边缘。虽然目前不清楚洋内岛弧的消减方向,但128公里岩体所代表的活动大陆边缘环境表明原特提斯至少存在着一个向北的消减带,并且是造成了北昆仑地体向南的增生的重要原因。

6 结论

西昆仑128公里岩体是一个次铝质、I型花岗岩。它形成于471 Ma并含有可能来自早期岩浆房或继承自源区的490 Ma左右的锆石。相对高的Y、Yb含量和初始Sr同位素比值、低的Sr/Y和Zr/Sm比值、以及存在负的Eu异常排除了其来源于消减洋壳的可能性。次铝质特征以及Nd-Sr-O同位素组成表明128岩体形成于较浅深度下基性岩为主的地壳源区的部分熔融。这一成因机制表明128公里岩体并非形成于大洋岛弧,而是形成于一个活动的大陆边缘环境。西昆仑存在早古生代活动大陆边缘花岗岩的事实表明,原特提斯至少存在着一个向北的消减带,这一消减带的存在造成了北昆仑地体向南的增生。

致谢 长期从事青藏地质研究的潘裕生、许荣华和张玉泉研究员对笔者的工作给予了热情的鼓励和支持,陈汉林、张国成、王志洪和方爱民博士一同参与了野外工作。与中科院地质与地球物理研究所张旗研究员、UCLA尹安教授、Eric Cowgill和Paul Kapp博士的讨论使作者受益菲浅。两位匿名审稿者对本文的修改提出了具体的和建设性的修改意见,在此谨致以诚挚的感谢。本研究是在中国科学院知识创新项目KZCX2-SW-119和GIGCX-03-01,以及国家自然科学基金项目40003005的资助下完成的。

References

- Altherr R, Holl A, Heger E, Langer C, Kreuzer H. 2000. High potassium, calc-alkaline I-type plutism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos*, 50: 51–73
- Arnaud N and Vidal Ph. 1990. Geochronology and geochemistry of the magmatic rocks from the Kunlun-Karakorum geotravers. *Colloque of Kunlun-Karakorum 52*, I. P. G. Paris
- Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46: 605–626
- Christiansen E H and Keith J D. 1996. Trace element systematics in silicic magmas: a metallogenic perspective. In: Wyman D A (ed.). Trace element geochemistry of volcanic rocks; applications for massive sulphide exploration. Geological Association of Canada Short Course Notes, 12: 115–151
- Cullers R L and Graf J L. 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks ore petrogenesis. In: Handerson (ed.) Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 275–316
- Defant M J and Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347: 663–665
- Defant M J, Xu J F, Kepezhinskas P, Wang Q, Zhang Q and Xiao L. 2002. Adakites; some variations on a theme. *Acta Petrologica Sinica*, 18(2): 129–142
- Deng W M. 1995. Geologic features of ophiolite and tectonic significance in the Karakorum West Kunlun Mts. *Acta Petrologica Sinica*, 11 (suppl.): 98–111 (in Chinese with English abstract)
- Ding D G. 1996. Formation and evolution of southern Tarim Basin and western Kunlun orogenic belt. In: Ding D, Wang D, Liu W, Sun S (eds.). The western Kunlun orogenic belt and basin. Beijing: Geological Publishing House. 201–207 (in Chinese with English summary)
- Fang A, Li J, Hou Q, Li H, Hao J. 2000. The assemblages of the radiolaria fossils found in "Yisak Group" of West Kunlun of Xinjiang and discussion on its age. *Scientia Geologica Sinica*, 35(2): 212–218 (in Chinese with English abstract)
- Han Y L and Li X D. 1995. Rocks, metamorphism and magmatism along Xinjiang-Tibet highway and its neighboring area. In Li Y A, Li X D, Sun D J and Han Y L (eds.). Tectonic evolution of Qiangtang block and Kangxiwar structure zone in Kara-Kunlun mountains, southwest of Xinjiang, China. Urumuqi: Xinjiang Science & Technology & Hygiene Publishing House (K). 11–27 (in Chinese)
- Hs K J, Pan G, Sengör A M C, Briegel U, Chen H, Chen C, Harris N, Hs P, Li J, Luo J, Lee T, Li Z X, Lu C, Powell C, Wang Q and Winterer E L. 1995. Tectonic evolution of the Tibetan Plateau: a working hypothesis based on the archipelago model of orogenesis. *International Geology Review*, 37: 473–508
- Jiang C F. 1992. Opening-closing evolution of the Kunlun Mountains. In: Jiang C, Yang J, Feng B, Zhu Z, Zhao M, Chai Y, Shi X, Wang H and Hu J (eds.). Opening closing tectonics of Kunlun Shan. Beijing: Geological Publishing House. 205–217 (in Chinese)
- Jiang Y H, Rui X J, He J R, Guo K Y, Yang W Z. 1999. Geological settings and tectonic implications of the Caledonian granitoids of western Kunlun, Xinjiang. *Acta Petrologica Sinica*, 15(1): 105–115 (in Chinese with English abstract)
- Jung S, Hoernes S, Mezger K. 2002. Synorogenic melting of mafic lower crust: constraints from geochronology, petrology and Sr, Nd, Pb and O isotope geochemistry of quartz diorites (Damara orogen, Namibia). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143: 551–566
- Li H, Dong C, Xu X and Zhou X. 1995. Dating single-grained zircon U-Pb of Quanzhou gabbro; Origin of the mafic magma of SE Fujian province, China. *Chinese Science Bulletin*, 40(2): 158–160 (in Chinese)
- Li J, Sun S, Hao J, Chen H, Hou Q, Xiao W. 1999. On the classification of collision orogenic belts. *Scientia Geologica Sinica*, 34: 129–138 (In Chinese with English abstract)
- Li X D. 1995. The north Kudi belt and its tectonic implications. In: Li Y, Li X, Sun D and Han Y (eds.). Tectonic evolution of Qiangtang block and Kangxiwar structure zone in Kara-Kunlun Mountains southwest of Xinjiang, China. Urumuqi: Xinjiang Science & Tectonology & Hygiene publishing House (K). 39–53 (in Chinese with English abstract)
- Li Y, Li X D, Sun D, Han Y. 1995. Tectonic evolution of Qiangtang block and Kangxiwar structure zone in Kara-Kunlun Mountains southwest of Xinjiang, China. Urumuqi: Xinjiang Science & Tectonology & Hygiene Publishing House (K) 1–99 (in Chinese with English abstract)
- Liu W X. 1996. The geological characteristics and tectonic implications of mafic-ultramafic rocks of West Kunlun. In: Ding D, Wang D, Liu W, Sun S *et al.* (eds.). The western Kunlun orogenic belt and basin. Beijing: Geological Publishing House, 36–71 (in Chinese with English abstract)
- Liu Y, Liu H, Li X. 1996. Simultaneous and precise determination of 40 trace elements in rock samples using ICP-MS. *Geochimica*, 25(6): 552–558 (in Chinese with English abstract)
- Ludwig K R. 1998. ISOPLOT; a plotting and regression program for radiogenic-isotope data; version 2.96. U. S. Geological Survey Open-File Report, 91–445.
- Matte Ph, Tapponnier P, Arnaud N Bourjot L, Avouac, Vidal Ph, Liu Q, Pan Y S, Wang Y. 1996. Tectonics of Western Tibet, between the Tarim and the Indus. *Earth and Planetary Science Letters*, 142: 311–330
- Mattern F and Schneider W. 2000. Suturing of the Proto- and Paleotethys Oceans in the western Kunlun (Xinjiang, China). *Journal of Asian Earth Sciences*, 18: 637–650
- Pan Y S. 1989. A preliminary study on the regionalization of the structures in the Kunlun Mountain Region. *J. Natural Resources*, 4(3), 204–211 (in Chinese)
- Pan Y S. 2000. Regional tectonic evolution and conclusions. In: Pan Y. S. (ed.) Geological evolution of the Karakorum and Kunlun Shan, pp. 209–258. Beijing: Science Press. 509–525 (in Chinese)
- Pearce J A, Harris N B W and Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956–983
- Pitcher W S. 1993. The nature and origin of granite. London: Blackie Academic & Professional, UK. 270–291
- Rapp R P, Watson E B. 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, 51: 1–25
- Sengör A M C and Natalin B A. 1996. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis. In: An Yin and Harrison T M (eds.). The Tectonic evolution of Asia. Cambridge: Cambridge University Press. 486–640
- Sengör A M C, Cin A, Rowley D B and Nie S Y. 1993. Space-Time Patterns of Magmatism along the Tethysides: A Preliminary Study. *Journal of Geology*, 101: 51–84
- Stacey J S and Kramers J D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26: 207–221
- Taylor H P Jr. 1980. The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 47: 243–254
- Taylor S R and McLennan S M. 1985. The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell Scientific. 1–312
- 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 syn-orogenic quartz diorite-granite-leucogranite associations: constraints from Sr-Nd-O isotopes from the Bandonbaai Complex, Namibia. *Lithos*, 67: 205–226

- Wang Y J. 1983. The timing and tectonic implications of Yishke Group of West Kunlun. *Geology of Xinjiang*, 1(1): 1-8 (in Chinese with English abstract)
- Wang Y J. and Fang X L. 1987. A primary study on temporal and spatial distribution of granitoids in western Kunlun - Karakunlum. *Geology of Xinjian*, 5(1): 9-24 (in Chinese with English abstract)
- Wang Y, Zhang Q, Qian Q. 2000. Adakite: geochemical characteristics and tectonic significances. *Scientia Geologica Sinica*, 35(2): 251-256 (in Chinese with English abstract)
- Wang Z H, Sun S, Hou Q L and Li J L. 2001. Effect of melt-rock interaction on geochemistry in the Kudi ophiolite (western Kunlun Mountains, northwestern China): implication for ophiolite origin. *Earth and Planetary Science Letters*, 191: 33-48
- Xiao W, Windley B F, Hao J and Li J. 2002. Arc-ophiolite obduction in the western Kunlun range (China): implications for the Paleozoic evolution of central Asia. *Journal of Geological Society, London*, 159(5): 517-528
- Xu R, Zhang Y, Xie Y, Chen F, Vidal Ph, Arnaud N, Zhang Q and Zhao D. 1994. A discovery of an early Palaeozoic tectono-magmatic belt in the Northern part of west Kunlun Mountains. *Scientia Geologica Sinica*, 29(4): 313-328 (in Chinese with English abstract)
- Yang J S, Robinson P. T., Jiang C F, Xu Z Q. 1996. Ophiolites of the Kunlun Mountains, China and their tectonic implications. *Tectonophysics*, 258: 215-231
- Yao Y and Hs K J. 1994. Origin of the Kunlun Mountains by arc-arc and arc-continent collisions. *The Island Arc*, 3: 75-89
- Yuan C, Sun M, Li J L, Hou Q L and Zhou M F. 2002. Tectonic background of the Kudi ophiolite, western Kunlun: New constraints from boninite series rocks. *Geochimica*, 31: 43-48 (in Chinese with English abstract)
- Yuan C, Sun M, Zhou M F, Zhou H, Xiao W J, and Li J L. 2002. Tectonic evolution of the West Kunlun: Geochronologic and geochemical constraints from Kudi granitoids. *International Geology Review*, 44: 653-669
- Yuan C, Sun M, Zhou M F, Zhou H, Xiao W J, Li J L. 2003. Absence of Archean basement in the South Kunlun Block: Nd-Sr-O isotopic evidence from granitoids. *The Island Arc*, 12(1): 13-21
- Yuan C, Zhou H, Sun M, Li J L, and Hou Q L. 2000. Geochemical characteristics and tectonic implications of the North Kudi Pluton, West Kunlun. *Geochimica*, 29: 101-107 (in Chinese with English abstract)
- Zhang Q, Wang Y, Liu W, Wang Y L. 2002. Adakite: Its characteristics and implications. *Geological Bulletin of China*, 21: 431-435 (in Chinese with English abstract)
- Zhang Y Q, Xie Y W, Xu R H, Vidal Ph and Arnaud N. 2000. Geochemistry of granitoid rocks. In: Pan Y. S. (ed.) *Geological evolution of the Karakorum and Kunlun Shan*. Beijing: Science Press. 209-258 (in Chinese)
- Zhou H, Chu Z, Li J, Hou Q, Wang Z, Fang A. 2000. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the ductile shear zone in Kuda, West Kunlun, Xinjiang. *Scientia Geologica Sinica* 35: 233-239 (in Chinese with English abstract)
- 方爱民. 2000. 新疆西昆仑“依莎克群”中的放射虫组合及其形成时代探讨. *地质科学*, 35(2), 212-218
- 韩玉玲, 李向东. 1995. 新藏公路沿线及邻区岩石特征及变质、岩浆作用. 李永安, 李向东, 孙东江, 韩玉玲 著: 中国新疆西南部喀喇昆仑羌塘地块及康西瓦构造带构造演化. 乌鲁木齐: 疆科技卫生出版社(K). 11-27
- 姜春发, 杨经绥, 冯秉贵, 朱志直, 赵民, 柴耀楚, 施希德, 王怀达, 胡金庆. 1992. 昆仑开合构造. 北京: 地质出版社. 1-217
- 姜耀辉, 芮行健, 贺菊瑞, 郭坤一, 杨万志. 1999. 西昆仑山加里东期花岗岩类构造的类型及其大地构造意义. *岩石学报*, 15(1): 105-115
- 李惠民, 董传万, 徐夕生, 周新民. 泉州辉长岩中单粒锆石 U-Pb 法定年-闽东南基性岩浆岩的起源. *科学通报*, 40(2): 158-160
- 李继亮, 孙枢, 郝杰, 陈海泓, 侯泉林, 肖文交. 1999. 论碰撞造山带的分类. *地质科学*, 34(2): 129-138
- 李向东. 1995. 库地北构造带及大地构造意义. 见: 李永安, 李向东, 孙东江, 韩玉玲 著: 中国新疆西南部喀喇昆仑羌塘地块及康西瓦构造带构造演化. 乌鲁木齐: 疆科技卫生出版社(K). 39-53
- 李永安, 李向东, 孙东江, 韩玉玲. 1995. 中国新疆西南部喀喇昆仑羌塘地块及康西瓦构造带构造演化. 乌鲁木齐: 新疆科技卫生出版社(K). 1-99
- 刘伟新. 1996. 西昆仑造山带花岗岩的地质特征及构造意义. 见: 丁道桂, 王道轩, 刘伟新, 孙世群 等著: 西昆仑造山带与盆. 北京: 地质出版社. 72-106
- 刘颖, 刘海臣, 李献华. 1996. 用 ICP-MS 准确测定岩石样品中的 40 余种微量元素. *地球化学*, 25(6): 552-558
- 潘裕生. 1989. 昆仑山构造区划初探. *自然资源学报*, (3): 196-203
- 潘裕生. 2000. 区域构造演化与结论. 潘裕生 主编《喀喇昆仑山-昆仑山地区地质演化》. 北京: 科学出版社, 509-525
- 汪玉珍. 1983. 西昆仑依莎克群的时代及其构造意义. *新疆地质*, 1: 1-8
- 汪玉珍, 方锡康. 1987. 西昆仑山、喀喇昆仑山花岗岩类时空分布规律的初步探讨. *新疆地质*, 5(1): 9-24
- 王焰, 张旗, 钱青. 2000. 埃达克岩(adakite)的地球化学特征及其构造意义. *地质科学*, 35(2): 251-256
- 许荣华, 张玉泉, 谢应雯, 陈福坤, Ph. Vidal, N. Arnaud. 1994. 西昆仑山北部早古生代构造-岩浆带的发现. *地质科学*, 29(4): 313-327
- 袁超, 孙敏, 李继亮, 侯泉林, 周美福. 2002. 西昆仑蛇绿岩的构造背景: 来自玻安岩系岩石的新证据. *地球化学*, 31(1): 43-48
- 袁超, 周辉, 孙敏, 李继亮. 2000. 西昆仑库地北岩体的地球化学特征及其构造意义. *地球化学*, 29(2): 101-107
- 张旗, 王焰, 刘伟, 王元龙. 2002. 埃达克岩的特征及其意义. *地质通报*, 21(7): 431-435
- 张玉泉, 谢应雯, 许荣华, Ph. Vidal, Arnaud N. 2000. 花岗岩类地球化学. 潘裕生 主编: 喀喇昆仑山-昆仑山地区地质演化. 北京: 科学出版社. 209-259
- 周辉, 储著银, 李继亮, 侯泉林, 王志洪, 方爱民. 2000. 西昆仑库地韧性剪切带的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄. *地质科学*, 25(2): 233-239.

附中文参考文献

- Defant M J, 许继峰, Kepezhinskas P, 王强, 张旗, 肖龙. 2002. 埃达克岩: 关于其成因的一些不同观点. *岩石学报*, 18(2): 129-142
- 邓万明. 1995. 喀喇昆仑-西昆仑地区蛇绿岩的地质特征及其大地构造意义. *岩石学报*, 11(增刊): 98-111
- 丁道桂. 1996. 塔里木盆地南部与西昆仑造山带的形成与演化. 丁道桂, 王道轩, 刘伟新, 孙世群 等著: 西昆仑造山带与盆地. 北京: 地质出版社. 201-207