

·问题讨论·

利用地球化学方法判别大陆玄武岩和岛弧玄武岩

夏林圻 夏祖春 徐学义 李向民 马中平

(中国地质调查局 西安地质矿产研究所 陕西 西安 710054)

摘要:大陆地壳或岩石圈的混染作用可以给出似消减带信号,并导致将受到混染的大陆玄武岩误判为岛弧玄武岩。没有受到混染的软流圈(或地幔柱)源大陆玄武质岩石通常是以 $(Th/Nb)_N < 1$ 、 $Nb/La \geq 1$ 、低 $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ 比值、高 $\epsilon Nd(t)$ 值及 La/Nb 和 La/Ba 比值与洋岛玄武岩相似并以具有缺乏Nb、Ta、Ti负异常的“隆起”状多元素地幔标准化分配型式为特征。当在所研究的火山岩系中发现有未受到混染的软流圈(或地幔柱)源玄武质岩石存在,基本上就可以排除它们有属于岛弧或活动大陆边缘火山岩系的可能。对于那些具有消减带信号的基性熔岩,可以根据Zr含量和Zr/Y比值,或利用Zr/Y-Zr图解,判断它们是否真正是岛弧或活动大陆边缘玄武岩。

关键词:大陆玄武岩;岛弧或活动大陆边缘玄武岩;地壳或岩石圈混染作用;软流圈或地幔柱

中图分类号:P588.14⁺5;P595

文献标识码:A

文章编号:1000-6524(2007)01-0077-13

The discrimination between continental basalt and island arc basalt based on geochemical method

XIA Lin-qi, XIA Zu-chun, XU Xue-yi, LI Xiang-min and MA Zhong-ping
(Xi'an Institute of Geology and Mineral Resources, China Geological Survey, Xi'an 710054, China)

Abstract: Contamination by continental crust or lithosphere can yield subduction-type signatures and lead to the misidentification of contaminated continental basalts as arc related ones. Uncontaminated asthenosphere (or plume)-generated continental basaltic rocks are normally characterized by $(Th/Nb)_N < 1$, $Nb/La \geq 1$, low $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ ratios, high $\epsilon Nd(t)$ values, similar La/Nb and La/Ba ratios to ocean island basalts (OIB) and “hump-shaped” mantle-normalized multi-element patterns without negative Nb, Ta and Ti anomalies. As the uncontaminated asthenosphere (or plume)-generated basaltic rocks have been found in the studied volcanic successions, the possibility can be basically excluded that they belong to island-arc or active continental margin volcanic rocks. For the basic lavas with subduction-type signatures, we can judge whether they are really island-arc or active continental margin basalts by studying Zr contents and Zr/Y ratios or Zr/Y-Zr diagram.

Key words: continental basalt; island-arc or active continental margin basalt; crustal or lithospheric contamination; asthenosphere or plume

大陆火山岩是当代火山岩研究的主要对象之一。在大陆地质研究中,为了能够比较准确地重建大陆地质演化历史和判断某个地质单元形成过程中

所经历的古构造环境,大陆火山岩研究是一项不可或缺的内容和手段。鉴于源自对流软流圈地幔的大陆玄武岩浆在通过岩石圈(包括岩石圈地幔和地壳)

收稿日期:2006-08-08;修订日期:2006-09-18

基金项目:国家自然科学基金资助项目(40472044);中国地质调查局综合研究项目(1212010611804)

作者简介:夏林圻(1942-),男,博士,研究员,博士研究生导师,岩石学专业,E-mail:geologyx@pub.xaonline.com

到达地壳岩浆房和上升至地表途中,会受到不同程度大陆地壳或岩石圈的混染,并且这种混染作用往往十分强烈,对于原始大陆玄武岩浆的微量元素和同位素地球化学性质给予了强有力的改造和调整,从而给利用大陆玄武岩的地球化学性质判断其形成环境带来许多不便。Ernst 等(2005)最近曾郑重地提醒大家:“由于大陆地壳或岩石圈的混染作用可以给出似消减带信号,从而会导致人们将大陆玄武岩误判成岛弧玄武岩”。因此,如何才能有效地把陆壳或岩石圈混染效应加以剥离,避免将大陆玄武岩误判为岛弧玄武岩,就成为大陆火山岩研究中一个十分重要的课题。本文拟从对比剖析若干典型大陆玄武岩(包括大陆裂谷玄武岩和大陆溢流玄武岩)和典型岛弧玄武岩的某些标志性地球化学特征入手,查明导致将受到大陆岩石圈(包括岩石圈地幔和地壳)混染的大陆玄武岩误判为岛弧玄武岩的原因,以供在研究古老大陆火山岩时予以借鉴。

1 大陆玄武岩受到岩石圈混染的成分证据

是岩石圈的开裂(包括主动开裂和被动开裂),软流圈地幔上涌、减压和熔融,产生了大陆火山岩系(包括大陆裂谷玄武岩和大陆溢流玄武岩)(Saunders *et al.*, 1992)。由于软流圈源的玄武质岩浆在上升过程中与其岩石圈盖子(包括岩石圈地幔和地壳)间的相互作用,使得大多数大陆玄武岩都记录了它们喷发中所通过的岩石圈的微量元素和同位素的贡献。

1.1 软流圈(或地幔柱)信号

国际岩石学界(Campbell, 1998, 2001; Condie, 2001; Ernst *et al.*, 2003)多年的研究表明,没有受到岩石圈混染的由软流圈(或地幔柱)产生的大陆玄武岩通常具有平坦的 REE 分配型式或 LREE 富集的分配型式,并以缺乏 Nb、Ta 和 Ti 的负异常为特征。它们全都具有小于 1 的原始地幔标准化 Th/Nb 比值(Saunders *et al.*, 1992)。此外,高 Nb/La 比值(≥ 1) (Kieffer *et al.*, 2004)和具有与洋岛玄武岩相似的 La/Nb 和 La/Ba 比值(Fitton *et al.*, 1991; Fitton, 1995)也是没有受到岩石圈混染的软流圈(或地幔柱)源大陆玄武岩的鲜明特点。在同位素成分上,软流圈(或地幔柱)组分是以低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值(< 0.705)和高 ϵNd 值($> +2$)为特征(Saunders *et al.*, 1992)。

1.2 岩石圈(包括岩石圈地幔和地壳)信号

许多大陆玄武岩都记录了重要的来自地壳和壳下源的岩石圈卷入的信号。除了上述提到的软流圈(或地幔柱)组分外,在大陆玄武岩中还有另外两个重要的组分能被识别出来,它们是岩石圈地幔组分和地壳组分。

目前,有关岩石圈是以何种方式对大陆火山岩形成作出贡献的问题,仍然存在多种不同的认识:有的学者(Arndt *et al.*, 1993)认为,岩石圈源熔体对软流圈(或地幔柱)源岩浆发生混染,是岩石圈组分卷入大陆火山岩成因的主要方式;另一些学者(Gallagher *et al.*, 1992; Hooper *et al.*, 1993, 1995; Hawkesworth *et al.*, 1995; Rogers *et al.*, 1995)则认为大陆岩石圈地幔可以发生全部熔融,由岩石圈地幔部分熔融所产生的熔体在大陆火山岩浆中占优势比例,而软流圈(或地幔柱)源熔体数量很少,后者在很大程度上只是起着使岩石圈软化并进而发生部分熔融的热源作用;再有一些学者(Macdonald *et al.*, 2001)则提出岩石圈组分之所以能卷入大陆火山岩成因,是由于软流圈(或地幔柱)源岩浆渗透进入岩石圈,从而导致软流圈(或地幔柱)源熔体与岩石圈围岩发生相互反应。总之,不管卷入的方式如何,在大陆玄武岩中确实能够明确无误地识别出岩石圈组分卷入的信号。

迄今为止,对于大陆玄武岩岩石成因中岩石圈地幔组分贡献的讨论一直都带有很大的推测性,一些学者,如 McKenzie 和 Bickle(1988)、Arndt 和 Christensen(1992)和 Ewart 等(2004),始终反对对岩石圈地幔在大陆玄武岩的岩石成因中有重要贡献。通常认为,具有略大于 1 的原始地幔标准化 Th/Nb 比值,是受到岩石圈地幔组分混染的大陆玄武岩的最醒目的标志(Saunders *et al.*, 1992)。此外, Nb/La < 1 、高 La/Nb 比值、中等-低 ϵNd 值($< +2$)和中等 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值(0.704~0.707),同样也是此类受到岩石圈地幔组分混染的大陆玄武岩的特征(Saunders *et al.*, 1992)。对于较为年轻的大陆,由于其岩石圈地幔中保存有较早的消减事件影响的记录,也就是说其岩石圈地幔曾受到地质历史中较早消减事件的改造,因而年轻大陆上发育的玄武岩在受到岩石圈地幔组分混染的情况下,其同位素成分特征往往与消减带岩石中的有所相似,即出现岛弧型信号(Fitton *et al.*, 1988; Hawkesworth *et al.*, 1988; Hergt *et al.*, 1991; Hooper *et al.*, 1993)。

地壳混染作用在大陆火山岩的岩石成因中占有十分重要的地位,也是当代国际大陆火山岩研究中非常重要的基础性理论问题。由于地壳岩石和地壳岩石的部分熔融体通常具有很低的 TiO_2 含量(Wilson, 1989)和较低的 Nb、Ta 含量(Thompson *et al.*, 1984),从而地壳混染作用会使得软流圈源大陆玄武岩的原始 Ti、Nb、Ta 含量下降。通常,很高的原始地幔标准化 Th/Nb 比值(>1)、高 La/Nb 比值、低 Nb/La 比值(<1)、具有明显 Nb、Ta、Ti 负异常的微量元素分配型式、低-非常低 ϵNd 值(<0)和高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值(>0.706),是受到地壳混染大陆玄武岩的最鲜明特点(Saunders *et al.*, 1992; Kieffer *et al.*, 2004)。对于古老的大陆,受到上地壳混染和受到下地壳混染的大陆玄武岩,在 Th/Nb 比值、 La/Nb 比值和 ϵNd 值上往往没有显著的区别,但是,它们的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值却明显不同,前者以高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为特征,后者则是以中等 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为特征。当大陆火山作用不是以古老的前寒武纪结晶岩系为基底,而是发育在较为年轻的岛弧增生地体之上时,弧-盆建造成为地壳的重要组成部分,这种情况下,受到此类地壳混染的大陆玄武岩就会具有高 ϵNd 值和低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的特点(Xia *et al.*, 2004)。

应当着重指出,由于低的 TiO_2 、Nb 和 Ta 含量同样也是岛弧和活动大陆边缘玄武岩的标志性特征(Pearce, 1982; Keppler, 1996; You *et al.*, 1996),因此,造成在实际研究工作中,常常会发生将受到地壳或岩石圈混染的大陆玄武岩误判为岛弧或活动大陆边缘玄武岩的情况。如何才能避免这种情况发生,本文将在下面的章节中予以讨论。

2 典型事件的启示

2.1 典型大陆玄武岩

选取世界上 2 个著名的大陆玄武岩省作为剖析对象:一为分布于非洲东北部埃塞俄比亚(Ethiopia)裂谷的大陆玄武岩,其喷发时代为 10~30 Ma(包括埃塞俄比亚裂谷在内的东非裂谷火山作用,实际上一直延续至今都在活动),在火山岩层序上,下部为大陆溢流玄武岩(以拉斑玄武岩为主),上部为裂谷玄武岩(又称盾玄武岩,包含拉斑玄武质和碱性玄武质两个岩石系列),顶部有少量长英质火山岩(Kieffer *et al.*, 2004);另一为分布于非洲东南部纳米比亚(Namibia)境内的 Etendeka 早白垩世(127~132 Ma)

大陆溢流玄武岩,是巴西(Paraná)-纳米比亚联合大陆溢流玄武岩省的组成部分,具有“基性-酸性”双峰式喷发结构,其镁铁质熔岩包含拉斑玄武质和碱性玄武质 2 个岩石系列(Ewart *et al.*, 1998a, 1998b, 2004)。这 2 个大陆溢流玄武岩省的火山岩浆作用已被公认是与地幔柱(或软流圈)上涌和大陆裂谷化的联合作用有关,对其岩石成因中软流圈(或地幔柱)和岩石圈之间的相互作用,国际岩石学界已作过许多讨论,这里不再赘述。本文关注的焦点是:即便此类确是产出于大陆板内裂谷拉伸环境的玄武岩,其受到岩石圈混染(特别是地壳混染)的部分,由于叠加了一些与消减带岩石类似的地球化学信号,也会在有些地球化学特征上与岛弧玄武岩(或活动陆缘玄武岩)十分相似。在实际研究工作中,对于受到大陆地壳或岩石圈混染的大陆玄武岩,若不综合全面地质情况和地球化学特征仔细地分析判别,只是凭借某些最为常用但又最易与岛弧岩石混淆的元素数值特征和地球化学图解(如包含 Ti、Nb、Ta 的多元素分配型式和构造环境判别图解),就会将它们误判为岛弧(或活动陆缘)玄武岩。

由图 1 可见,没有受到大陆地壳或岩石圈混染的埃塞俄比亚裂谷玄武岩(又称盾玄武岩)和 Etendeka 溢流玄武岩是以 $(\text{Th}/\text{Nb})_N$ 比值 <1 为特征,它们具有与洋岛玄武岩(OIB)相似的 La/Nb 和 La/Ba 比值。这些没有受到地壳或岩石圈混染的玄武岩具有十分醒目的“隆起”状多元素原始地幔标准化分配型式(图 2a),显示高 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值(>0)和低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ 比值(<0.705)的特点(图 2d),这些都是软流圈(或地幔柱)源大陆玄武岩的鲜明特征。在各种玄武岩构造环境判别图解中,上述没有受到大陆地壳或岩石圈混染的软流圈源大陆玄武岩的成分点,均无一例外地落在板内玄武岩(WPB)范围之内(图 3)。

相反,受到地壳或岩石圈混染的埃塞俄比亚溢流玄武岩和 Etendeka 溢流玄武岩则以高 $(\text{Th}/\text{Nb})_N$ 和 La/Nb 比值(图 1)为特征。其中,具岩石圈地幔信号的埃塞俄比亚溢流玄武岩的特点是 $(\text{Th}/\text{Nb})_N$ 比值略大于 1(图 1a),多元素原始地幔标准化分配曲线具有比较浅的 Nb-Ta 槽(图 2b),其同位素成分与没有受到地壳混染的软流圈源玄武岩无明显差异,仍然是以低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ 比值和高 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值为特征(图 2d)。而明显受到地壳混染的 Etendeka 溢流玄武岩,则是以 $(\text{Th}/\text{Nb})_N$ 比值很高(>2.5)(图 1a),具有明显 Nb、Ta、Ti 负异常的多元素原始地幔标准

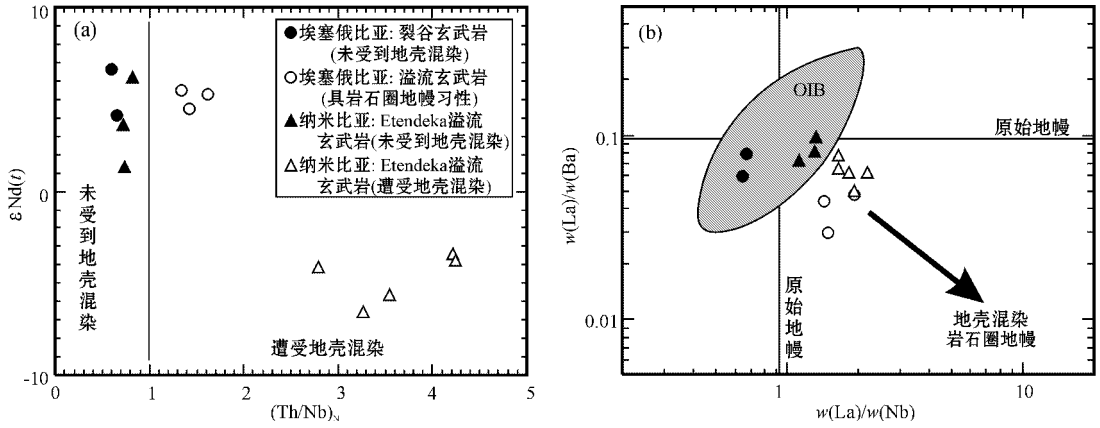


图 1 某些典型大陆玄武岩的 $\epsilon Nd(t)$ (Th/Nb)_N (a) 和 La/Ba - La/Nb 图解 (b)

Fig. 1 Plots of $\epsilon Nd(t)$ versus $(Th/Nb)_N$ (a) and La/Ba versus La/Nb (b) for some typical continental basalts ($(Th/Nb)_N$ 代表用原始地幔值 (Sun 和 McDonough, 1989) 标准化后的数据; 洋岛玄武岩 (OIB) 的范围据 Fitton 等 (1991) 和 Fitton (1995); 埃塞俄比亚数据来源于 Kieffer 等 (2004), Etendeka 数据来源于 Ewart 等 (1998b, 2004)

($(Th/Nb)_N$ represent the concentrations normalized by primitive mantle values (Sun and McDonough, 1989); Field for ocean island basalts (OIB) is from Fitton *et al.* (1991) and Fitton (1995); Ethiopia data from Kieffer *et al.* (2004), Etendeka data from Ewart *et al.* (1998b, 2004)

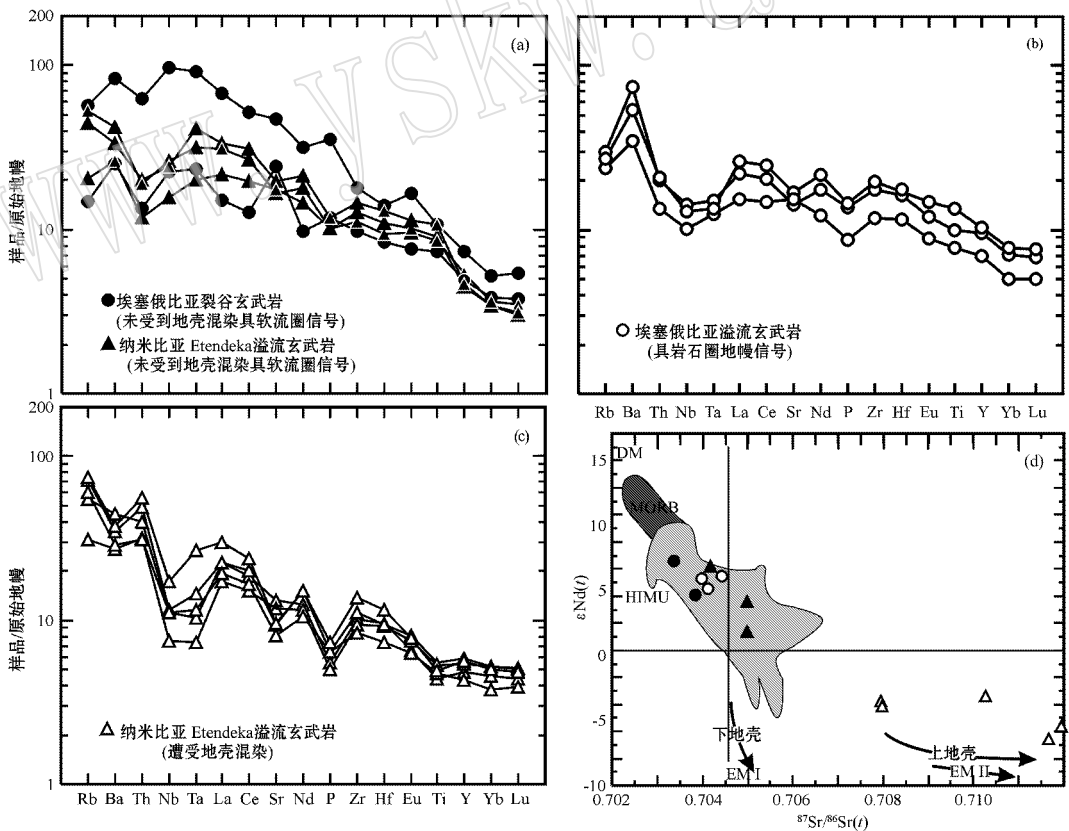


图 2 某些典型大陆玄武岩的多元素原始地幔标准化分配型式 (标准化值据 Sun 和 McDonough, 1989) (a, b, c) 和 $\epsilon Nd(t)$ - $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ 图解 (d) 据 DePaolo, 1979; Zindler 和 Hart, 1986 (数据来源同图 1)

Fig. 2 Primitive mantle-normalized multi-element plots (normalizing values from Sun and McDonough, 1989) (a, b, c) and plot of $\epsilon Nd(t)$ versus $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ diagram after DePaolo, 1979; Zindler and Hart, 1986) for some typical continental basalt (data sources as for Fig. 1)

化分配型式(图 2c) 高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ 比值(>0.7075) 和低 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值(<0) (图 2d) 为特征。当利用玄武岩构造环境判别图解鉴别此类受到地壳或岩石圈混染的大陆玄武岩时, 只有在 $\text{Zr} - \text{Zr}/\text{Y}$ 图解(图 3a) 中, 这些受到混染的大陆玄武岩的成分点会仍然落在板内玄武岩(WPB) 范围之内, 这是由于 Zr 和 Y 在大陆玄武岩遭到地壳或岩石圈混染时没有受到什么影响而发生浓度改变。相反, 若利用包含有 Ti 、 Nb 、 Ta 等元素作为判别因子的玄武岩构造环境判别图解如 $\text{Th}/\text{Yb} - \text{Ta}/\text{Yb}$ (图 3b) $\text{Ti}/100 - \text{Zr} - \text{Y} * 3$ (图 3c) $\text{Hf}/3 - \text{Th} - \text{Nb}/16$ (图 3d) 和 $\text{Hf}/3 - \text{Th} - \text{Ta}$ (未显示) 等图解, 受到混染的大陆玄武岩由于混染作用导致 Ti 、 Nb 、 Ta 等元素的浓度降低, 其成分点的投影位置就会向着这些图解中 Ti 、 Nb 、 Ta 含量降低的方向发生迁移, 落入岛弧玄武岩(IAB), 更确切地说, 是落入岛弧钙碱性玄武岩(ICA) 或活动大陆边缘(陆缘弧) 钙碱性玄武岩的范围之中(应当注意的是, 当利用此类图解时, 明明是属于碱性和拉斑系列的

大陆玄武岩却被误判成为钙碱系列)。同样, 受到混染的大陆玄武岩的多元素原始地幔标准化分配型式是以具有明显的 Nb-Ta 负异常和 Ti 弱负异常为特征, 与岛弧玄武岩的多元素原始地幔标准化分配型式十分相似, 很难加以区分。

当然, 由于已经确知埃塞俄比亚溢流玄武岩和纳米比亚的 Etendeka 溢流玄武岩是产出于大陆裂谷拉伸环境, 即便是其受到地壳或岩石圈混染的部分具有十分类似于岛弧岩石的地球化学信号, 我们也不会将它们误判为是形成于岛弧或活动大陆边缘环境。但是, 如果面对的是被卷入于造山带中形成环境未知的古老火山岩系, 将受到地壳或岩石圈混染的大陆玄武岩误判为活动陆缘或岛弧玄武岩的情况, 往往就会发生。

2.2 典型岛弧玄武岩

选取 3 个世界上典型的岛弧玄武岩作为比较对象: 第 1 个为位于西南太平洋汤加(Tonga) 岛弧的拉斑玄武岩; 第 2 个为位于汤加岛弧西南延伸方向的

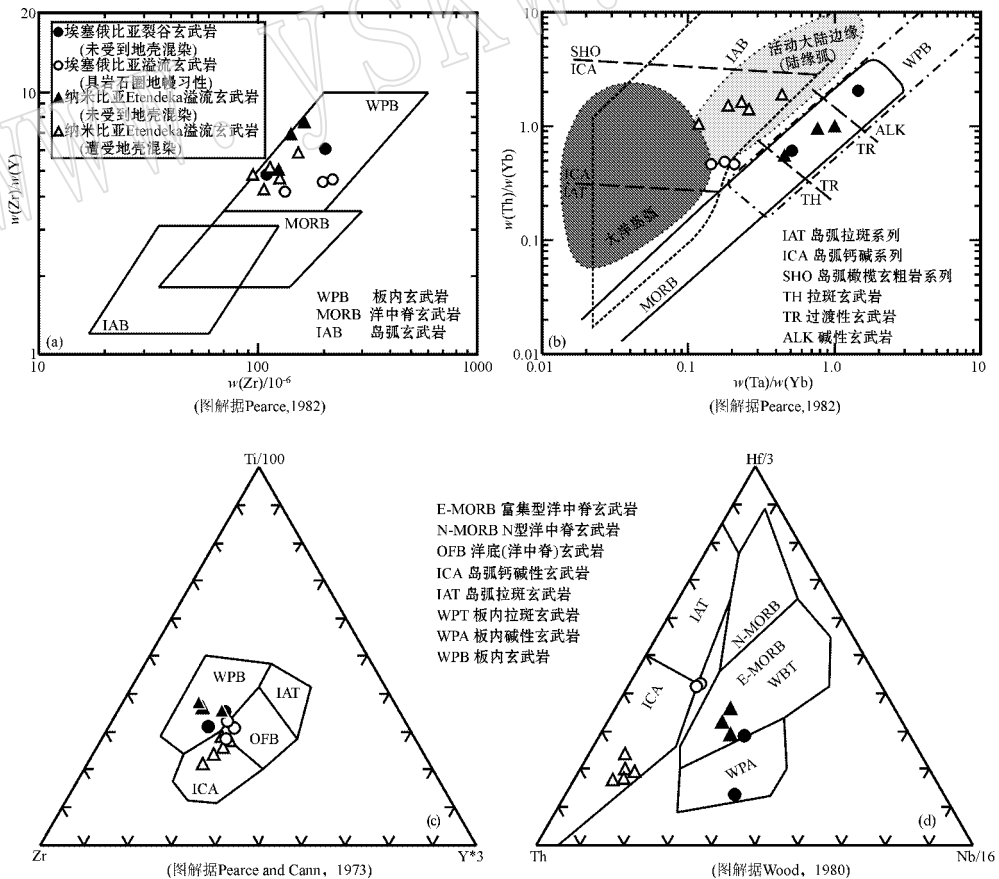


图 3 某些典型大陆玄武岩形成的构造环境判别图解(数据来源同图 1)

Fig. 3 Tectonic setting of some typical continental basalts(data sources as for Fig. 1)

克马德克(Kermadec)岛弧(属新西兰)的钙碱性玄武岩,这两个岛弧位于由太平洋板块向西消减于澳-亚板块(Australasian plate)之下形成的现代会聚边缘之上,其间为Louisville脊海山链分隔(Ewart *et al.*, 1998a, 1998b);第3个为印度尼西亚巽他(Sunda)现代岛弧的钙碱性玄武岩(Turner *et al.*, 2003)。

上述3种岛弧玄武岩在微量元素浓度上虽有所差异,但它们的多元原始地幔标准化分配型式,均以具有明显的Nb-Ta负异常和微弱Ti负异常为特征(图4a、b)。在各种玄武岩构造环境判别图解中,它们的成分点均恒定地落在岛弧玄武岩范围内(图4c、d)。特别应当指出的是:岛弧玄武岩总体上是以具有较低的Zr含量($< 130 \times 10^{-6}$)和Zr/Y比值(< 4)

为特征,而大陆玄武岩,不管是否遭受地壳或岩石圈混染,它们都具有较高的Zr含量($> 70 \times 10^{-6}$)和Zr/Y比值(> 3)。

综上所述,对典型大陆玄武岩和岛弧玄武岩某些标志性地球化学特点的对比剖析,给予了我们一些有益的启示。当面对造山带中一些形成环境未知或形成环境争议很大尚不能确切判定的古老火山岩系时,先不要急于运用包含有Ti、Nb、Ta等元素作为判别因子的玄武岩构造环境判别图解对它们的形成环境加以判别,更不要只根据火山岩石的多元原始地幔标准化分配型式出现Nb、Ta和Ti负异常,就认定它们是形成于岛弧或活动大陆边缘环境。因为,这样很有可能会将一些原本是形成于大陆板内

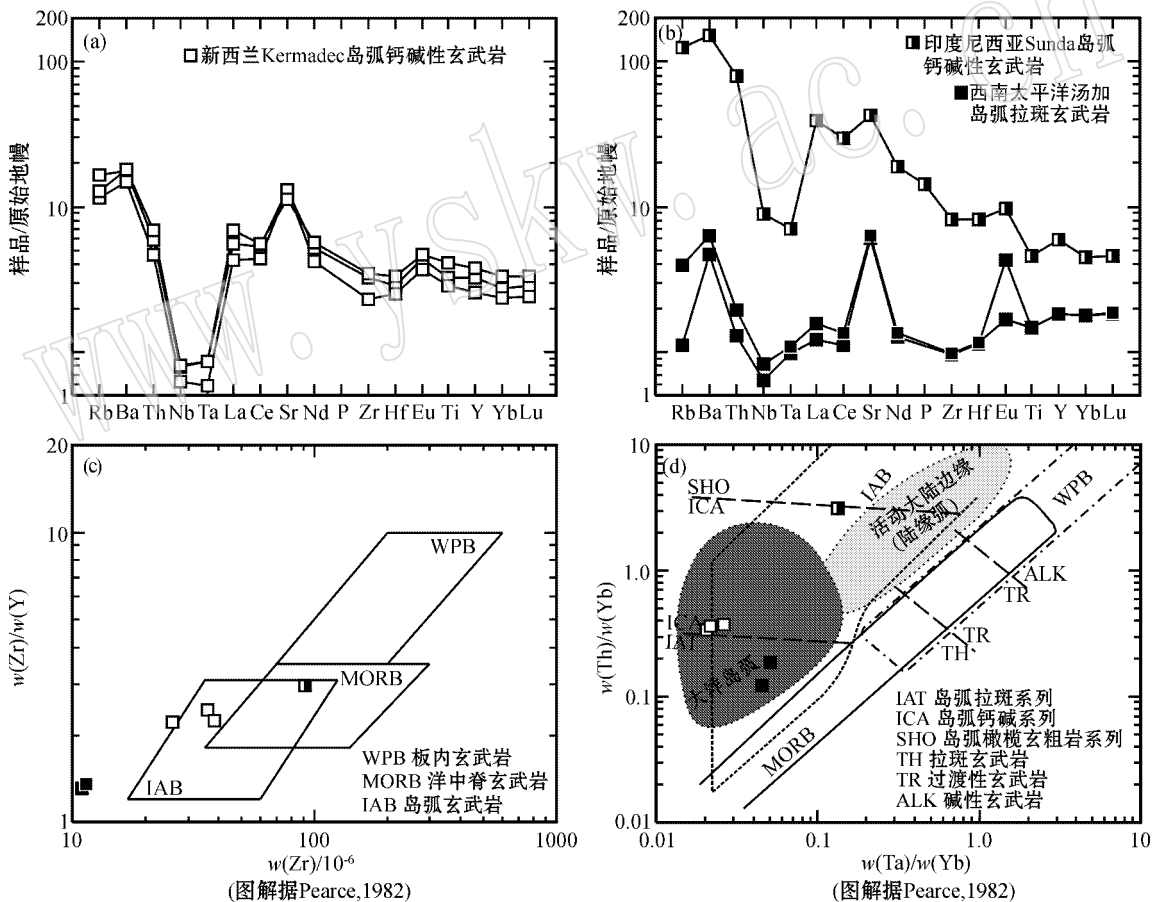


图4 某些典型岛弧玄武岩的多元原始地幔标准化分配型式(a、b)标准化值据Sun和McDonough,1989)Zr/Y-Zr图解(c)和Th/Yb-Ta/Yb图解(d)

Fig. 4 Primitive mantle-normalized multi-element plots (a, b) (normalizing values from Sun and McDonough, 1989), Zr/Y - Zr diagram (c) and Th/Yb - Ta/Yb diagram (d) for some typical island-arc basalts

汤加和Kermadec岛弧数据来源于Ewart等(1998a);Sunda岛弧数据来源于Turner等(2003)

Tonga and Kermadec island-arcs data from Ewart *et al.* (1998a); Sunda island arc data from Turner *et al.* (2003)

环境但受到地壳或岩石圈混染的火山岩系误判为是形成于岛弧或活动大陆边缘环境。遇到这种情况时,比较可行的办法是:①对火山岩系产出的区域地质背景和与火山岩系共生的沉积岩系特点进行比较全面地综合研究分析(鉴于这方面内容已超出本文讨论范围,在此不予评述);②仔细分析研究火山岩系的岩石共生组合特点,查明其中是否存在有 $(Th/Nb)_N < 1$ 、 $Nb/La \geq 1$ 、 La/Nb 和 La/Ba 比值与洋岛玄武岩(OIB)相似、具有缺乏Ti-Nb-Ta负异常的多元素原始地幔标准化分配型式、具有低 $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ 比值和高 $\epsilon Nd(t)$ 值的玄武质岩石,因为这些乃是没有受到地壳或岩石圈混染的软流圈(或地幔柱)源大陆玄武岩的特点,若所研究的火山岩系中存在此类基性熔岩,基本上就可以排除它们有属于岛弧或活动陆缘火山岩系的可能;③对于那些具有似消减带信号的基性熔岩,则可以根据其Zr含量和Zr/Y比值,或利用Zr/Y-Zr图解,判断它们是否真正是岛弧或活动大陆边缘玄武岩。下一节中,将应用这些准则于一些形成环境尚有争议的火山岩系。

3 应用实例

3.1 天山石炭纪基性熔岩

目前,对于天山及其邻区广泛发育的石炭纪火山岩系的形成环境仍然存在着不同认识。本节选取2个争议最大的天山东段早石炭世火山岩组为例,对其重要组成部分——基性熔岩的某些元素地球化学特点进行剖析。这2个早石炭世火山岩组分别是:①分布于吐哈盆地东北缘哈尔里克山地区的早石炭世火山岩;②分布于吐哈盆地南缘土屋地区的早石炭世企鹅山群火山岩。

3.1.1 哈尔里克山地区的早石炭世基性熔岩

天山东段吐哈盆地东北缘沿哈尔里克山分布的早石炭世火山岩系,自西向东,曾被1:20万区域地质调查图幅分别命名为“七角井组(七角井地区)”、“黑山头组(巴里坤地区)”和“雅满苏组(伊吾地区)”。这套早石炭世火山岩系具有清晰的双峰式组成结构,其 SiO_2 含量为46%~58%和70%~80%,明显地缺失中-酸性岩石类型,全部属于拉斑玄武质火山岩系。少量基性熔岩没有受到地壳或岩石圈混染,保存了十分醒目的软流圈(或地幔柱)源大陆玄武岩信号: $Nb/La > 1$ 、 $(Th/Nb)_N < 1$ (图5a)、 La/Nb 和 La/Ba 比值与洋岛玄武岩相似(此处未显

示图解),具有十分特征的“隆起”状多元素原始地幔标准化分配型式,缺乏Nb、Ta、Ti负异常(图5b)。其化学成分投点,在多种构造环境判别图解中,均落入板内玄武岩(WPB)范围之内(图5e、f)。

还有少量基性熔岩显示有岩石圈地幔卷入其岩石成因的成分证据: $Nb/La < 1$ 、 $(Th/Nb)_N$ 比值略 > 1 (图5a),其多元素原始地幔标准化分配型式以具有微弱的Nb、Ta和Ti负异常为特征(图5c)。这类具有岩石圈地幔信号岩石的成分投点,在Zr/Y-Zr图解中仍然落入WPB范围之内(图5e),但在Th/Yb-Ta/Yb图解中却迁移到了岛弧拉斑玄武岩(IAT)范围内(图5f)。

大多数基性熔岩由于遭受到比较强烈的地壳混染作用,从而显示 $Nb/La < 1$ 和 $(Th/Nb)_N \gg 1$ 的特点。它们的多元素原始地幔标准化分配型式具有鲜明的Nb、Ta和Ti负异常(图5d)。由于地壳混染作用的改造,这类岩石中的原始Nb、Ta、Ti的含量已受到调整,从而导致它们的成分投点在包含有Ti、Nb、Ta等元素作为判别因子的玄武岩构造环境判别图解中,朝着Ti、Nb、Ta含量降低的方向发生迁移,落入岛弧玄武岩或活动陆缘玄武岩范畴之中(图5f)。但是,由于地壳混染作用对于岩石中Zr和Y的含量没有多大影响,因而在Zr/Y-Zr图解上,这些明显具有似岛弧信号岩石的成分投点仍然落在WPB区域之中(图5e)。

哈尔里克山早石炭世基性熔岩的上述元素地球化学特点揭示,这套早石炭世火山岩系不应当被当做是岛弧或陆缘火山岩系,它们乃是一套受到地壳或岩石圈强烈混染的大陆火山岩系。同时,这套火山岩系的产出也启示我们,哈尔里克山地区至少在早石炭世时已经演化为大陆板内环境。

3.1.2 土屋地区的早石炭世企鹅山群基性熔岩

分布于天山东段吐哈盆地南缘土屋地区的企鹅山群火山岩系主要由镁铁质($SiO_2 \leq 56\%$)火山岩组成,中性和酸性火山岩量少,主体上属于拉斑玄武质岩浆系列。该火山岩系最新的锆石U-Pb和SHRIMP锆石U-Pb年龄值分别为319~322 Ma(李向民等,2004)和 336.5 ± 6.6 Ma(侯广顺等,2005)相当于早石炭世晚期。

在企鹅山群火山岩系中,发现部分基性熔岩具有 $(Th/Nb)_N < 1$ (图6a)、 La/Nb 和 La/Ba 比值与洋岛玄武岩相似(此处未显示图解)和“隆起”状多元素原始地幔标准化分配型式(图6b)的特点。它们的化

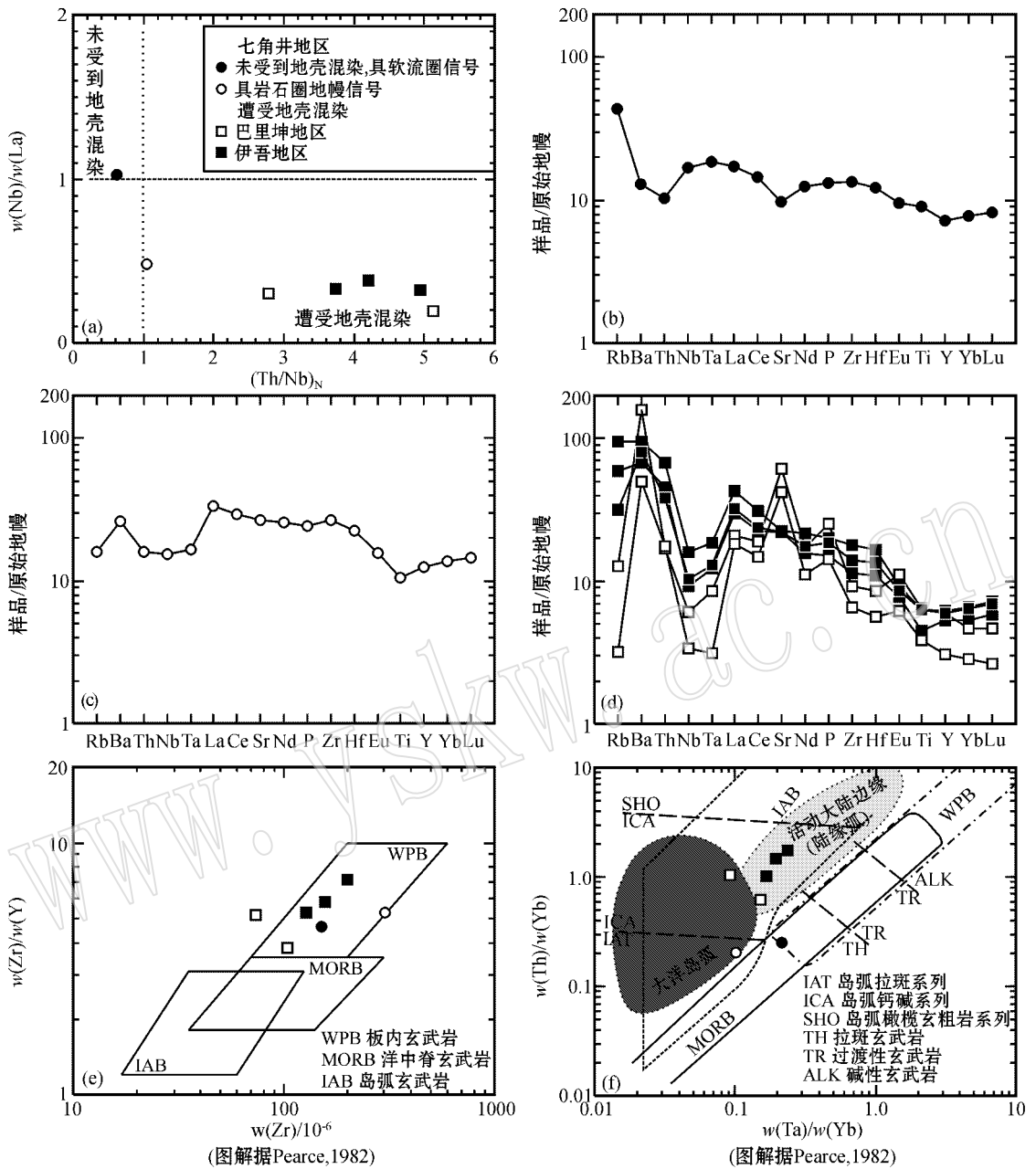


图 5 天山东段哈尔里克山地区早石炭世基性熔岩的 Nb/La-(Th/Nb)_N 图解 (a), 多元素原始地幔标准化分配型式 (b, c, d) (标准化值据 Sun 和 McDonough, 1989), Zr/Y-Zr 图解 (e) 和 Th/Yb-Ta/Yb 图解 (f) (数据来源为笔者未发表数据)
 Fig. 5 Nb/La-(Th/Nb)_N diagram (a), primitive mantle-normalized multi-element plots (normalizing values from Sun and McDonough, 1989) (b, c, d), Zr/Y-Zr diagram (e) and Th/Yb-Ta/Yb diagram (f) for early Carboniferous basic lavas of the Harlik Mountains in East Tianshan (data from authors' unpublished data)

学成分投点,在多种构造环境判别图解中,都落入板内玄武岩(WPB)范围之内(图 6e, f)。由此表明,此类基性熔岩应是没有受到地壳或岩石圈污染的软流圈(或地幔柱)源大陆玄武岩。

另有部分基性熔岩则显示有岩石圈地幔信号,即: $\text{Nb}/\text{La} < 1$ ($(\text{Th}/\text{Nb})_N$ 比值略 > 1) (图 6a),其多元

素原始地幔标准化分配曲线呈现 Nb-Ta 相对于 Th 微弱亏损的特点(图 6c)。此类基性熔岩的成分投点虽然在 $\text{Th}/\text{Yb}-\text{Ta}/\text{Yb}$ 图解中已向左偏离 WPB 区域,落入岛弧玄武岩范围之内(图 6f),但它们的 Zr 含量 ($> 100 \times 10^{-6}$) 和 Zr/Y 比值 (> 5) 很高,仍然显示大陆板内玄武岩的成分特征(图 6e)。

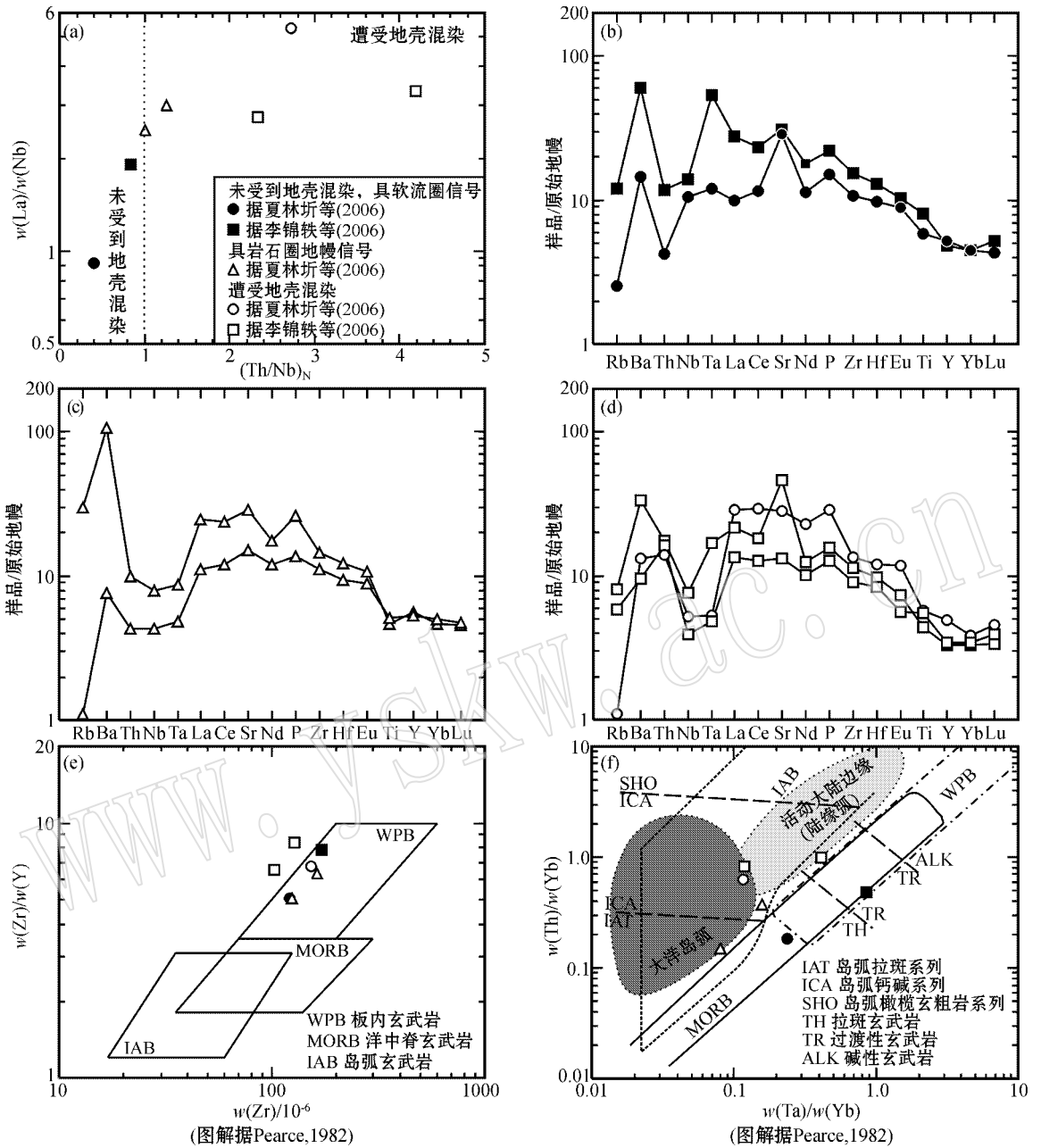


图 6 天山东段土屋地区早石炭世基性熔岩的 La/Nb - (Th/Nb)_N 图解 (a)、多元素原始地幔标准化分配型式 (b、c、d) (标准化值据 Sun 和 McDonough, 1989)、Zr/Y - Zr 图解 (e) 和 Th/Yb - Ta/Yb 图解 (f)

Fig. 6 La/Nb - (Th/Nb)_N diagram (a), primitive mantle-normalized multi-element plots (normalizing values from Sun and McDonough, 1989) (b, c, d), Zr/Y - Zr diagram (e) and Th/Yb - Ta/Yb diagram (f) for early Carboniferous basic lavas of the Tuwu area in East Tianshan

企鹅山群火山岩系中,较多的基性熔岩样品具有很高的 La/Nb 和 (Th/Nb)_N 比值 (图 6a), 它们的多元素原始地幔标准化分配曲线上出现很深的 Nb-Ta 槽和较浅的 Ti 槽 (图 6d)。此外,这类基性熔岩样品的成分投点,在包含有 Ti、Nb、Ta 等元素作为判别因子的玄武岩构造环境判别图解中,也落入岛弧

或活动陆缘钙碱性玄武岩区域之内 (图 6f)。凡此种,这些样品的特点与岛弧或活动陆缘玄武岩非常相似。但是,我们并不能因此就将它们判断为是产于岛弧或活动陆缘环境。因为,这些具有似岛弧或似陆缘弧特点的岩石与前述明显具有软流圈 (或地幔柱) 信号和岩石圈地幔信号的大陆玄武岩紧密

共生,而且它们仍然具有大陆板内玄武岩所特有的高 Zr 含量和高 Zr/Y 比值的特点(图 6e)。

根据土屋地区早石炭世企鹅山群基性熔岩的上述元素地球化学特点,这套早石炭世火山岩系不当被当做是岛弧或活动陆缘火山岩系,它们应是一套受到地壳或岩石圈混染的大陆火山岩系。同时,这套火山岩系的产出也启示我们,与哈尔里克山地区一样,土屋地区至少在早石炭世晚期也已演化成为大陆板内环境。

3.2 碧口群基性熔岩

碧口群火山岩系分布于陕西、甘肃、四川三省交界区,东起陕西略阳—勉县,向西南方向展布,经甘肃碧口,至四川平武,面积近 10 000 km²。该火山岩系自下而上可划分出 3 个喷发旋回,每一旋回下部为基性火山岩(包括熔岩和火山碎屑岩),上部为酸性火山岩(包括熔岩和火山碎屑岩),中性火山岩量少或缺失,具有较为清晰的双峰式结构;其基性熔岩包含有拉斑玄武质和碱性玄武质两个岩浆系列。太古宙鱼洞子群构成碧口群的下伏基底,震旦系呈平行不整合或角度不整合覆盖于碧口群之上(夏祖春等 2000^①)。最新的 SHRIMP 法锆石 U-Pb 定年查明,碧口群火山岩系的形成年龄为 776~846 Ma (Yan *et al.*, 2003),相当于新元古代中-晚期。

运用 2.2 节中所叙述的判断准则于碧口群火山岩,发现分布于碧口群火山岩系西部白杨-碧口地区的绝大部分基性熔岩以高 Nb/La (> 1) 和 (Th/Nb)_N < 1 值为特征(图 7a),具有与洋岛玄武岩(OIB)相似的 La/Nb 和 La/Ba 比值(未显示图解),显示非常醒目的“隆起”状多元素原始地幔标准化分配型式(图 7c、d);在同位素成分上,具有低 ⁸⁷Sr/⁸⁶Si(t) 比值和高 εNd(t) 值的特点(图 7a、b);它们的微量元素化学成分投点,在多种构造环境判别图解中,均落入板内玄武岩(WPB)范围之内(图 7g、h)。由此可以看出,碧口群基性熔岩几乎没有受到什么地壳或岩石圈混染,保存了鲜明的软流圈(或地幔柱)信号。

相反,碧口群火山岩系东部(红岩沟和辛田坝-黑木林地区)地区的所有基性熔岩样品和西部白杨-碧口地区的 1 个基性熔岩样品,则具有持续不变的高 (Th/Nb)_N 比值(图 7a),高 La/Nb 比值、低 Nb/La 比值、高 ⁸⁷Sr/⁸⁶Si(t) 比值、低 εNd(t) 值(图 7a、b)和多元素原始地幔标准化分配曲线存在明显的 Nb、Ta、Ti 负异常(图 7e、f)等特点。这些特点应当是与软流圈(或地幔柱)源大陆玄武岩浆受到强烈地壳混染作用改造有关。在多种包含有 Ti、Nb、Ta 等元素作为判别因子的玄武岩构造环境判别图解中,如 Th/Yb - Ta/Yb(图 7h), Hf/3 - Th - Ta(未显示), Hf/3 - Th - Nb/16(未显示)和 Ti/100 - Zr - 3Y(未显示)等图解,虽然此类受到强烈地壳混染的基性熔岩的成分点均落入岛弧或活动陆缘钙碱性玄武岩区域之内,但是,由于地壳混染作用对于 Zr、Y 等元素的原始浓度不会产生重大影响,所以,它们仍然保持了大陆板内玄武岩的高 Zr 含量和高 Zr/Y 比值的特点(图 7g)。

综上所述,碧口群火山岩系应当是大陆裂谷火山事件的产物,该裂谷火山事件很有可能是与 Rodinia 超级联合大陆裂解有关的新元古代中-晚期全球性大陆裂谷火山事件群的组成单元。

4 结论

(1) 由于大陆地壳或岩石圈的混染作用可以给出似消减带信号,从而会导致将受到地壳或岩石圈混染的大陆玄武岩误判别成岛弧玄武岩。

(2) 在所研究的火山岩系中,当发现有未受到地壳或岩石圈混染具有软流圈(或地幔柱)信号的基性熔岩存在时,基本上可以排除它们有属于岛弧或大陆活动边缘火山岩系的可能。

(3) 对于那些具有消减带信号的基性熔岩,可以根据 Zr 含量和 Zr/Y 比值,或利用 Zr/Y - Zr 图解,判断它们是否真正是岛弧或活动大陆边缘玄武岩。

①夏祖春,夏林圻,徐学义,等. 2000. 碧口群火山性质及形成环境研究(内部科研报告).

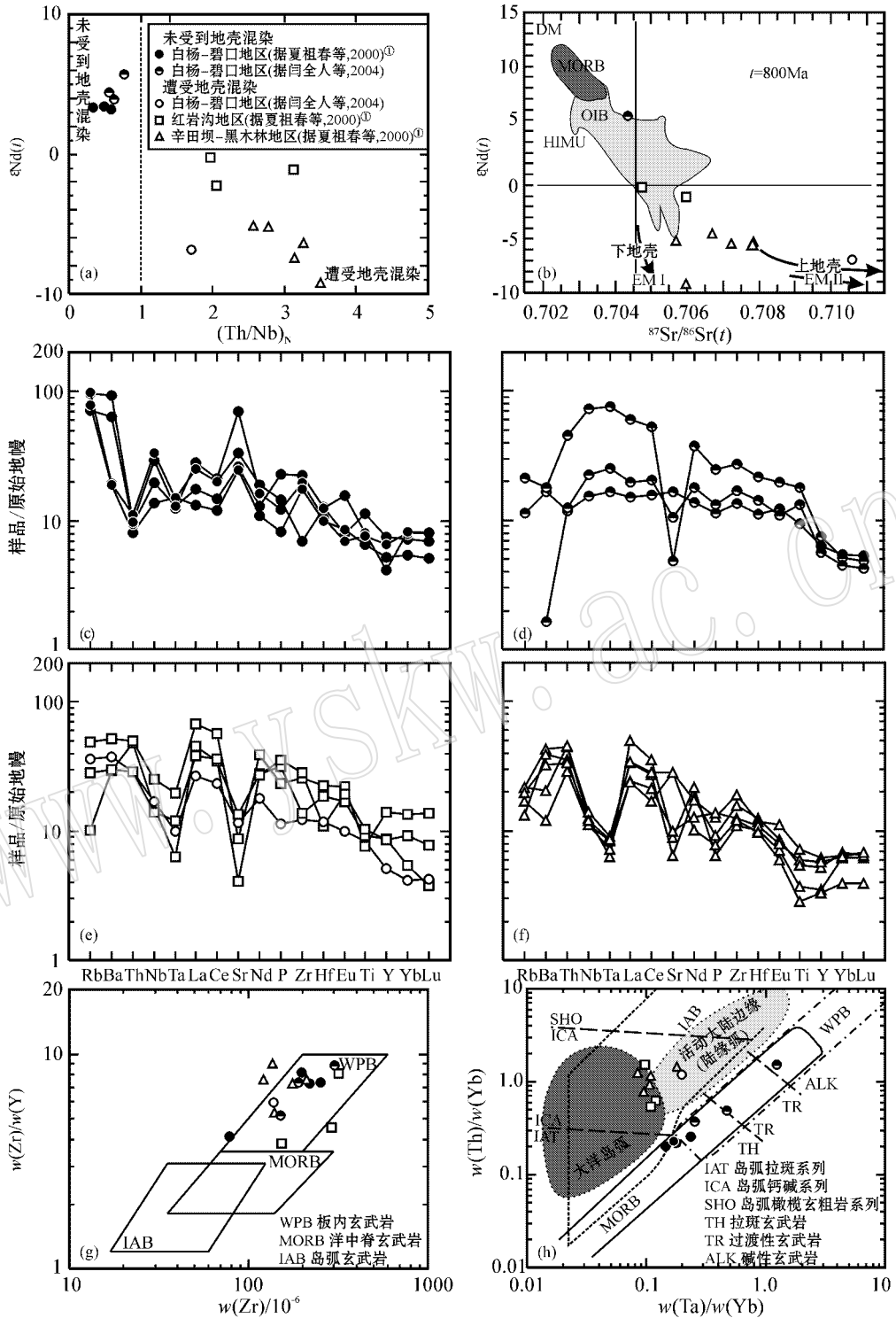


图 7 碧口群基性熔岩的 $\epsilon Nd(t)$ -(Th/Nb)_N 图解 (a) $\epsilon Nd(t)$ - $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ 图解 (b) 图解据 DePaolo, 1979; Zindler 和 Hart, 1986) 多元素原始地幔标准化分配型式 (c, d, e, f) 标准化值据 Sun 和 McDonough, 1989) Zr/Y - Zr 图解 (g) 据 Pearce, 1982) 和 Th/Yb - Ta/Yb 图解 (h) 据 Pearce, 1982)

Fig. 7 $\epsilon Nd(t)$ -(Th/Nb)_N diagram (a) $\epsilon Nd(t)$ - $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ diagram (b) after DePaolo, 1979; Zindler and Hart, 1986), primitive mantle-normalized multi-element plots (c, d, e, f) normalizing values from Sun and McDonough, 1989), Zr/Y - Zr diagram (g) after Pearce, 1982) and Th/Yb - Ta/Yb diagram (h) after Pearce, 1982) for basic lavas of Bikou Group

① 夏祖春, 夏林圻, 徐学义, 等. 2000. 碧口群火山性质及形成环境研究 (内部科研报告).

References

- Arndt N T and Christensen U. 1992. The role of lithospheric mantle in continental flood volcanism: Thermal and geochemical constraints [J]. *J. Geophys. Res.*, 97: 10 967~10 981.
- Arndt N T, Czamanske G K, Wooden J L, *et al.* 1993. Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism [J]. *Tectonophysics*, 223: 39~52.
- Campbell I H. 1998. The mantle's chemical structure: insights from the melting products of mantle plume [A]. Jackson I N S. *The Earth's Mantle: Composition, Structure and Evolution* [C]. New York: Cambridge Univ. Press, 259~310.
- Campbell I H. 2001. Identification of ancient mantle plumes [A]. Ernst R E and Buchan K L. *Mantle Plumes: Their Identification Through Time* [C]. Special Paper, 352, Geological Society of America, Boulder, CO, 5~21.
- Condie K C. 2001. *Mantle Plumes and Their Record in Earth History* [M]. Oxford, UK: Cambridge Univ. Press, 1~306.
- DePaolo D J. 1979. Implications of correlated Nd and Sr isotopic variations for the chemical evolution of the crust and mantle [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 43: 201~211.
- Ernst R E and Buchan K L. 2003. Recognizing mantle plumes in the geological record [J]. *Rev. Earth Planet. Sci.*, 31: 469~523.
- Ernst R E, Buchan K L and Campbell I H. 2005. *Frontiers in large igneous province research* [J]. *Lithos*, 79: 271~297.
- Ewart A, Collerson K D, Regelous M, *et al.* 1998a. Geochemical evolution within the Tonga - Kermadec - Lau arc - back-arc systems: the role of varying mantle wedge composition in space and time [J]. *J. Petrol.*, 39(3): 331~368.
- Ewart A, Milner S C, Armstrong R A, *et al.* 1998b. Etendeka volcanism of the Goboboseb Mountains and Messum igneous complex, Namibia. Part I: geochemical evidence of Early Cretaceous Tristan plume melts and the role of crustal contamination in the Paraná-Etendeka CFB [J]. *J. Petrol.*, 39(2): 191~225.
- Ewart A, Marsh J S, Milner S C, *et al.* 2004. Petrology and geochemistry of Early Cretaceous bimodal continental flood volcanism of the NW Etendeka, Namibia. Part 1: Introduction, mafic lavas and re-evaluation of mantle source components [J]. *J. Petrol.*, 45(1): 59~105.
- Fitton J G. 1995. Coupled molybdenum and niobium depletion in continental basalts [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 136: 715~721.
- Fitton J G, James D, Kempton P D, *et al.* 1988. The role of lithospheric mantle in the generation of Late Cenozoic basic magmas in the western United States [A]. Menzies M A and Cox K G. *Oceanic and Continental Lithosphere: Similarities and Differences* [C]. *J. Petrol. Special Volume*, 331~350.
- Fitton J G, James D and Leeman W P. 1991. Basic magmatism associated with the late Cenozoic extension in the western United States: compositional variations in space and time [J]. *J. Geophys. Res.*, 96: 13 693~13 711.
- Gallagher K and Hawkesworth C J. 1992. Dehydration melting and the generation of continental flood basalts [J]. *Nature*, 358: 57~59.
- Hawkesworth C J, Mantovani M S M and Peate D. 1988. Lithosphere remobilization during Paraná CFB magmatism [A]. Menzies M A and Cox K G. *Oceanic and Continental Lithosphere: Similarities and Differences* [C]. *J. Petrol. Special Volume*, 205~223.
- Hawkesworth C, Turner S, Gallagher K, *et al.* 1995. Calc-alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range [J]. *J. Geophys. Res.*, 100: 10 271~10 286.
- Hergt J M, Peate D W and Hawkesworth C J. 1991. The petrogenesis of Mesozoic Gondwana low-Ti flood basalts [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 105: 134~148.
- Hooper P R, Bailey D G and McCarley Holder G A. 1995. Tertiary calc-alkaline magmatism associated with lithospheric extension in the Pacific Northwest [J]. *J. Geophys. Res.*, 100: 10 303~10 319.
- Hooper P R and Hawkesworth C J. 1993. Isotopic and geochemical constraints on the origin and evolution of the Columbia River Basalt [J]. *J. Petrol.*, 34: 1 203~1 246.
- Hou Guangshun, Tang Hongfeng, Liu Congqiang, *et al.* 2005. Geochronological and geochemical study on the wallrock of Tuwu-Yandong porphyry copper deposits, eastern Tianshan Mountains [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 21(6): 1 729~1 736 (in Chinese with English abstract).
- Keppeler H. 1996. Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids [J]. *Nature*, 380: 237~240.
- Kieffer B, Arndt N, Lapierre H, *et al.* 2004. Flood and shield basalts from Ethiopia: magmas from the African superswell [J]. *J. Petrol.*, 45(4): 793~834.
- Li Jinyi, Wang Kezhao, Sun Guihua, *et al.* 2006. Paleozoic active margin slices in the southern Turfan-Hami basin: geological records of subduction of the Paleo-Asian Oceanic plate in central Asian regions [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(5): 1 087~1 102 (in Chinese with English abstract).
- Li Xiangmin, Xia Linqi, Xia Zuchun, *et al.* 2004. Zircon U-Pb geochronology of volcanic rocks of the Qi'eshan Group in the East Tianshan Mountains [J]. *Geol. Bull. China*, 23(12): 1 215~1 220 (in Chinese with English abstract).
- Macdonald R, Rogers N W, Fitton J G, *et al.* 2001. Plume-lithosphere interaction in the generation of the basalts of the Kenya rift, east Africa [J]. *J. Petrol.*, 42: 877~900.
- McKenzie D and Bickle M J. 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere [J]. *J. Petrol.*, 29: 625~679.
- Pearce J A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries [A]. Thorpe R S. *Andesites* [C]. New York: John Wiley and Sons, 525~548.
- Pearce J A and Cann J R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19: 290~300.
- Rogers N W, Hawkesworth C J and Ormerod D S. 1995. Late Cenozoic basaltic magmatism in the Western Great Basin, California and Nevada [J]. *J. Geophys. Res.*, 100: 10 287~10 301.

- Saunders A D, Storey M, Kent R W, *et al.* 1992. Consequences of plume-lithosphere interaction [A]. Storey B C, Alabaster T and Pankhurst R J. *Magmatism and the Causes of Continental Break-up* [C]. Geol. Soc. Spec. Pub., London, 68 : 41 ~ 60.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes [A]. Saunders A D and Norry M J. *Magmatism in the Ocean Basins* [C]. Geol. Soc. Spec. Pub., London, 42 : 313 ~ 345.
- Thompson R N, Morrison M A, Hendry G L, *et al.* 1984. An assessment of the relative roles of a crust and mantle in magma genesis : an elemental approach [J]. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A310 : 549 ~ 590.
- Turner S, Foden J, George R, *et al.* 2003. Rates and processes of potassic magma evolution beneath Sangeang Api volcano, east Sunda arc, Indonesia [J]. *J. Petrol.*, 44(3) : 491 ~ 515.
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis* [M]. London : Unwin Hyman, 1 ~ 464.
- Wood D A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 50 : 11 ~ 30.
- Xia Linqi, Li Xiangmin, Xia Zuchun, *et al.* 2006. Carboniferous Permian rift-related volcanism and mantle plume in the Tianshan large igneous province, northwestern China [J]. *Northwestern Geology*, 39(1) : 1 ~ 49 (in Chinese with English abstract).
- Xia L Q, Xu X Y, Xia Z C, *et al.* 2004. Petrogenesis of Carboniferous rift-related volcanic rocks in the Tianshan, northwestern China [J]. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 116(3) : 419 ~ 433.
- Yan Quanren, Hanson A D, Wang Zongqi, *et al.* 2004. Geochemistry and tectonic setting of the Bikou volcanic terrane on the northern margin of the Yangtze plate [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 23(1) : 1 ~ 11 (in Chinese with English abstract).
- Yan Q R, Wang Z Q, Hanson A D, *et al.* 2003. SHRIMP age and geochemistry of Bikou volcanic terrane : Implication for Neoproterozoic tectonics on the north margin of the Yangtze craton [J]. *Acta Geologica Sinica*, 77(4) : 479 ~ 490.
- You G F, Castillo P R, Gieskes J M, *et al.* 1996. Trace element behaviour in hydrothermal experiments : implications for fluid processes at shallow depths in subduction zones [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 140 : 41 ~ 52.
- Zindler A and Hart S R. 1986. Chemical geodynamics [J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14 : 493 ~ 571.

附中文参考文献

- 侯广顺, 唐红峰, 刘丛强, 等. 2005. 东天山土屋—延东斑岩铜矿围岩的同位素年代和地球化学研究 [J]. *岩石学报*, 21(6) : 1729 ~ 1736.
- 李锦轶, 王克卓, 孙桂华, 等. 2006. 东天山吐哈盆地南缘古生代活动陆缘残片 : 中亚地区古亚洲洋板块俯冲的地质记录 [J]. *岩石学报*, 22(5) : 1087 ~ 1102.
- 李向民, 夏林圻, 夏祖春, 等. 2004. 东天山企鹅山群火山岩锆石 U-Pb 年代学 [J]. *地质通报*, 23(12) : 1215 ~ 1220.
- 夏林圻, 李向民, 夏祖春, 等. 2006. 天山石炭—二叠纪大火成岩省裂谷火山作用与地幔柱 [J]. *西北地质*, 39(1) : 1 ~ 49.
- 闫全人, Hanson A D, 王宗起, 等. 2004. 扬子板块北缘碧口群火山岩的地球化学特征及其构造环境 [J]. *岩石矿物学杂志*, 23(1) : 1 ~ 11.