

天山石炭纪大火成岩省与地幔柱

夏林圻, 夏祖春, 徐学义, 李向民, 马中平, 王立社

(中国地质调查局西安地质矿产研究所, 陕西 西安 710054)

摘要:中国西北部(中亚地区)天山造山带中分布的石炭纪碰撞后裂谷火山岩系构成了一个分布范围约 $150 \times 10^4 \text{ km}^2$ 的大火成岩省。该火山岩系主要由玄武质熔岩组成, 其次还包含有中性和酸性熔岩及火山碎屑岩。玄武岩所形成的化学和同位素阵列表明, 它们是由来源于 2 个不同源区的组分混合产生的。一种组分来源于岩石圈地幔, 另一种组分来源于与夏威夷(Hawaii)、冰岛(Iceland)和留尼汪岛(Reunion)等洋岛玄武岩源区相似的软流圈。显然, 该大火成岩省的形成与地幔柱活动有关。

关键词:石炭纪裂谷火山岩; 软流圈地幔柱; 岩石圈地幔; 大火成岩省; 天山

中图分类号: P534.45; P588.1

文献标识码: A

文章编号: 1671-255X(2004)09-10-0903-08

大火成岩省以短时间内(一般为几个百万年, 有时可以延续几千万年, 最长的如加拿大南部的Keweenawan大火成岩省, 可延续110~120 Ma)巨量的火山喷发为特点^[1, 2], 通常认为它们的形成与地幔柱活动有关^[3-9]。国际地质界多年的研究表明, 大火成岩省包括如下3种火成活动类型: 一为大陆溢流玄武岩系, 主要由亚碱性(拉斑玄武质)玄武岩构成, 但在该类火山岩系的上部也可以出现一定数量的碱性和酸性火山岩; 二为大陆裂谷火山岩系, 其岩浆成分变化较为宽广; 三为大洋台地火山岩系。大陆裂谷火山岩系与大陆溢流玄武岩系不同的是, 在某些大陆裂谷火山岩系中, 常常不再以玄武质火山岩占优势, 而是出现大量长英质火山喷发物^[8, 10, 11]。应当指出, 大陆溢流玄武岩系和大陆裂谷火山岩系只是一种人为的划分, 实际上, 二者之间在构造上和岩浆作用上往往是连续的、相互关联的。大量研究表明, 大火成岩省火山作用的形成, 除了来自深部地幔的地幔柱物质外, 岩石圈地幔也起着十分重要的作用^[9, 12-18]。当然, 也还有一些研究者, 如McKenzie等^[19]、Arndt等^[20], 并不赞成岩石圈地幔在大火成岩省的岩石成因中有重要贡献。

位于中国西北部的天山石炭纪碰撞后裂谷火山岩系是一个重要的大火成岩省^[21-23], 其重要性和岩石成因尚未被国际地质界充分认识。本研究拟聚焦于天山石炭纪碰撞后裂谷火山岩系中占优势比例的基性熔岩(玄武质熔岩), 通过对前人已发表的少量岩石地球化学数据^[24-27]和笔者研究集体新近发表的较系统的主元素、微量元素、Sr-Nd同位素数据^[22, 23]以

及本文将报道的最新Pb同位素数据(表1)进行系统解剖, 论述天山石炭纪碰撞后裂谷玄武质岩石形成中软流圈和岩石圈的作用, 从而探讨地幔柱对天山石炭纪大火成岩省的贡献。

1 地质背景

位于中国西北部的天山造山带是亚中巨型复合造山系(又可称为乌拉尔-蒙古巨型古生代复合造山系)的中国境内部分(图1)。它是挟持于北部西伯利亚地块与南部塔里木地块、华北地块(中朝地块)之间的古亚洲洋, 在形成、演化和消亡过程中伴随诸多陆块拼合、增生-俯冲、碰撞造山的产物。石炭纪时, 天山古生代洋盆已经闭合, 天山造山带进入到造山后裂谷拉伸阶段, 并伴随有强烈的碰撞后大陆裂谷型火山作用^[21-23]。

天山早石炭世火山岩系与下伏地层(包括前寒武纪结晶基底和前石炭纪褶皱基底)之间呈广泛的区域性不整合接触, 例如, 在天山西段的昭苏和特克斯等处, 可以见到下石炭统大哈拉军山组(大哈拉军山组安山岩的Rb-Sr等时线和³⁹Ar/⁴⁰Ar坪年龄为345~325 Ma^[28], 相当于早石炭世维宪-杜内期)不整合覆盖于元古宇基底之上^[24, 25]; 在天山中段巴仑台地区和马鞍桥地区, 可以见到下石炭统马鞍桥组呈角度不整合分别覆盖于元古宇巴仑台群花岗岩片麻岩和下一中奥陶统可可乃克群之上^[21, 24, 29]; 在天山东段北部, 见到下石炭统七角井组与下伏泥盆纪岛弧火山岩系呈不整合接触^[30]; 在天山东段库米什南的南天山甘草湖地区, 则可以观察到下石炭统甘草湖组灰

收稿日期: 2004-03-18; 修订日期: 2004-08-02

地调项目: 中国地质调查局综合研究项目(编号: 200113000022, 200313000063)资助。

作者简介: 夏林圻(1942-), 男, 研究员, 博士生导师, 从事区域岩石学研究。E-mail: geologyx@pub.xaonline.com

表1 天山石炭纪基性熔岩的Pb同位素比值

Table 1 Pb isotope ratios for Carboniferous basic lavas of Tianshan

样号	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Pb(10^{-6})	Th(10^{-6})	U(10^{-6})	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$	$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$
骆驼沟地区(马鞍桥组, 早石炭世: $t=345\text{Ma}$)									
Bb-263-4	18.6916±12	15.5600±13	38.4912±12	3.5	2.5	0.77	17.920	15.518	37.681
Bb-263-5	18.3127±8	15.6308±9	38.3505±10	9.2	2.1	0.56	18.100	15.619	38.093
后峡以西地区(阿克苏组, 早石炭世: $t=345\text{Ma}$)									
BT-4	18.5374±28	15.5948±29	39.0063±30	0.42	0.39	0.12	17.390	15.458	37.086
后峡以南地区(奇尔吉斯套组, 晚石炭世: $t=320\text{Ma}$)									
Bb-85	18.3817±21	15.5110±23	38.1287±23	3.8	2.4	0.72	17.773	15.478	37.471
天池地区(柳树沟组, 晚石炭世: $t=320\text{Ma}$)									
Bb-111	18.5034±26	15.4767±33	38.2467±37	4.2	2.3	0.70	17.966	15.448	37.675
Bb-112	18.2973±62	15.4742±66	38.0411±68	3.8	1.8	0.62	17.774	15.446	37.549
Bb-117	19.0255±24	15.5169±28	38.8201±32	2.5	3.7	1.07	17.625	15.442	37.251
Bb-120	18.5213±20	15.5148±21	38.4412±23	1.6	1.5	0.39	17.733	15.473	37.459
Bb-128	18.3227±13	15.4793±14	38.0960±16	2.8	1.7	0.46	17.795	15.451	37.465
土屋地区(企鹅山群, 晚石炭世: $t=320\text{Ma}$)									
Bb-158	18.0535±12	15.4654±13	37.6496±14	3.8	0.85	0.32	17.786	15.451	37.419
Bb-160	18.0190±10	15.4583±12	37.6095±12	3.7	0.74	0.28	17.779	15.445	37.404
Bb-162	18.3214±18	15.4908±20	37.9249±21	2.3	1.2	0.42	17.737	15.459	37.384
Bb-172	18.0453±34	15.4709±39	37.7346±42	2.0	0.37	0.12	17.854	15.460	37.544
Bb-185	18.0330±19	15.4082±20	37.5036±20	1.8	0.69	0.25	17.593	15.384	37.110
Bb-267	18.2027±14	15.4782±15	37.8335±16	1.0	0.57	0.19	17.596	15.446	37.244
Bb-270	17.9992±13	15.4495±13	37.6445±14	1.3	0.37	0.09	17.779	15.437	37.352

注 Pb 同位素比值在中国科学院地质与地球物理研究所用 VG354 质谱计测定。分析测定期间, 普通 Pb 标准 NBS-981 的 6 次测定给出的平均值为 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=16.948291\pm 0.000084$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.49684\pm 0.00017$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=36.68305\pm 0.00097$ 。整个流程的 Pb 空白低于 1ng。整个测定期间, 基于 NBS-981 标样重复测定的复现性优于 0.1%per a.m.u., 单个测量日通常优于 0.3%per a.m.u.。U、Th 和 Pb 含量在中国地质大学用 ICP-MS 方法进行测定, 精度均优于 Pb 同位素测定给出的误差为 2σ 值。 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ 、 $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ 和 $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ 为在 $t=345\text{Ma}$ 、 320Ma 时的 Pb 同位素比值, 由测定的全岩 Pb 同位素比值和 U、Th、Pb 含量计算获得

岩呈高角度不整合覆盖于上泥盆统破城子组复理石建造之上^[29]。该不整合显然是区域性的, 规模巨大, 不整合面上、下的地层, 在岩相古地理、变质程度和变形样式上均迥然有别。其上, 石炭纪火山岩系地层变质轻微或未变质, 变形不强呈舒缓褶皱; 其下地层变质深, 具强烈褶皱变形, 暗示该下石炭统之下的不整合面代表着一个重大的地质事件——碰撞后裂谷拉伸事件的开始。

天山石炭纪火山岩系主要由基性玄武质熔岩组成, 其还包含一定数量的中性和酸性熔岩及同质火山碎屑岩。其总厚度在天山东段最厚可达 13000 m, 天山中段为数百米至 1500 m, 天山西段可达 7000 m^[22-23]。迄今为止有关天山石炭纪碰撞后裂谷火山岩系可利用的同位素定年数据还很少, 目前已知有: ①李华芹等^[28]的天山西段大哈拉军山组安山岩 $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 坪年龄 $325.1\text{ Ma}\pm 0.6\text{ Ma}$, Rb-Sr 等时线年龄 $345.9\text{ Ma}\pm 9\text{ Ma}$; ②笔者研究群体新近获得的天山东段企鹅山群玄武岩单颗粒锆石 U-Pb (TIMS 法) 年龄 $322.6\text{ Ma}\pm 2.0\text{ Ma}$ 和英安岩单颗粒锆石 U-Pb (TIMS 法) 年龄 $319.9\text{ Ma}\pm 1.6\text{ Ma}$ (未发表)。但是, 前人在该火山岩系的沉积岩夹层中曾发

现大量杜内阶、维宪阶和纳缪尔阶的古生物化石^[24-30], 明确无误地指示了该火山岩系的喷发时代。天山碰撞后裂谷火山岩系的最早喷发应始于杜内晚期。

应当提及的是, 有关天山古生代洋盆最后闭合的时限, 目前比较流行的认识是石炭纪中期^①。支持这种认识的主要证据来自天山及其邻区不同蛇绿岩残片所含硅质岩中放射虫化石所指示的蛇绿岩最晚形成时代信息。如东准噶尔卡拉麦里蛇绿岩带硅质岩中发现有晚泥盆世—早石炭世放射虫化石^②, 北天山巴音沟蛇绿岩带硅质岩中发现晚泥盆世—早石炭世放射虫化石^[32], 笔者新近于蛇绿岩内的斜长花岗岩中测得锆石微区 SHRIMP U-Pb 年龄 $324.8\text{ Ma}\pm 7.1\text{ Ma}$; 南天山库勒湖蛇绿混杂岩的硅质岩块中发现有晚泥盆世—早石炭世放射虫化石^[33]等。但是, 放射虫化石所给出的时代信息只是一个从晚泥盆世到早石炭世的年龄区间, 究竟是晚泥盆世还是早石炭世, 仅凭放射虫化石本身还无从给定。因此, 目前单单根据蛇绿岩和蛇绿混杂岩所提供的信息, 尚不能较为准确地判定天山古生代洋盆的闭合时限。前述巴音沟和库勒湖等蛇绿岩的精确定年仍是一项亟待完成的研究任务。

① 肖序常, 何国琦, 李继亮, 等. 新疆地壳结构与地质演化. 2001.

② 刘宝瑞, 颜仰基, 刘一培, 等. 南天山古生代沉积盆地演化与层控多金属矿成矿条件研究. 2000.

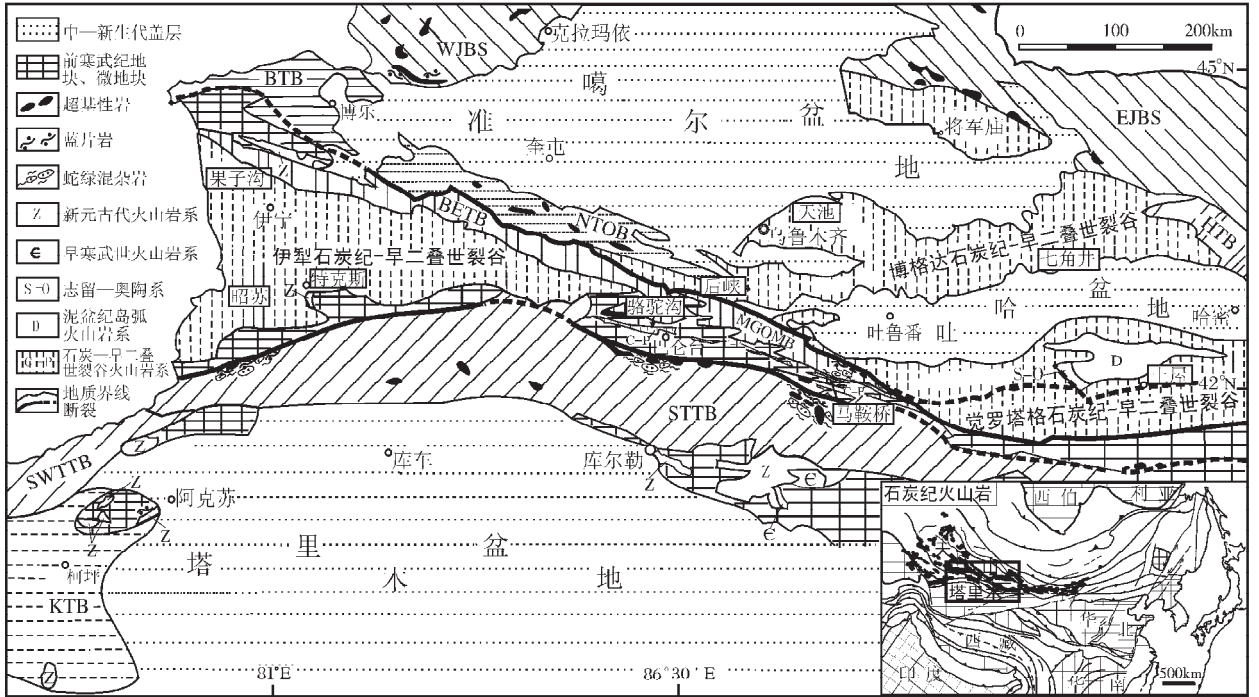


图1 天山造山带地质构造单元分区略图(兼示石炭纪火山岩分布态势)

Fig.1 Schematic map of divisions of tectonic units in the Tianshan orogenic belt

WJBS—西准噶尔沟—弧—盆系(古生代),EJBS—东准噶尔弧—盆系(古生代),BTB—博乐构造岩浆岩带(晚古生代);
 NTOB—北天山蛇绿岩带(晚古生代),HTB—哈尔里克构造岩浆岩带(晚古生代),BETB—博罗科努构造岩浆岩带
 (早古生代),MGOMB—米什沟—干沟早古生代蛇绿混杂岩带,SWTTB—西南天山构造岩浆岩带(晚古生代);
 STTB—南天山构造岩浆岩带(志留纪—晚古生代),KTB—柯坪震旦纪—古生代陆棚区

对于天山石炭纪火山岩系的产出环境,一直有不同认识。一部分研究者认为全是岛弧火山岩系^[34-36];另一部分研究者曾分别提出:天山西段产于伊犁地块之上的石炭纪火山岩盆地发育于大陆裂谷环境^[24, 25, 32];天山中段在石炭纪也应当是大陆裂谷环境^[24, 25, 27];天山东段北部博格达地区则应当是石炭纪陆内裂谷^[29]或裂陷槽^[32]、坳拉谷^[31],顾连兴等^[37]最近还进一步提出博格达石炭纪裂谷的形成与古亚洲洋在石炭纪时向东南准噶尔—吐鲁番—哈密地块斜向俯冲引起的弧后撕裂有关;天山东段南部觉罗塔格地区为石炭纪岛弧—弧间盆地^[32, 38]或石炭纪裂陷槽^①。前人对于天山石炭纪火山岩系的形成环境出现如此分歧的认识,主要是由于石炭纪火山岩系本身研究程度较低所造成的。

笔者等近年来的研究^[21-23]初步揭示:无论是天山西段(果子沟、特克斯)天山中段(骆驼沟、马鞍桥)天山中段北部(后峡南、后峡西)天山东段北部博格达地区(天池、七角井),还是天山东段南部觉罗塔格地区(土屋、雅满苏),石炭纪火山岩系均具有大陆板内裂谷火山岩系的岩石地球化学特点,它们系产于碰撞后裂谷拉伸环境。王方正等^[39]最近报道他们在天山以北的准噶尔盆地腹地陆梁隆起区也发现了具

大陆裂谷特点的石炭纪双峰式火山岩系。由此可见,石炭纪碰撞后大陆裂谷火山岩系遍布天山地区,它们在天山以北的准噶尔地区、西部境外巴尔喀什湖南缘至吉尔吉斯山,向东经甘肃北山北部至境外的蒙古地区也有广泛分布,其在中国境内的露头面积已达到 $21 \times 10^4 \text{ km}^2$,初步估算其总体露头面积约为 $34.3 \times 10^4 \text{ km}^2$,总体出露范围可达 $150 \times 10^4 \text{ km}^2$ (图1)。实际上,天山及其邻区的石炭纪碰撞后裂谷火山活动一直延续到早—中二叠世(二叠纪火山岩系分布比较零星)才告结束。所以,天山石炭纪碰撞后裂谷更为确切的称呼应是“天山石炭纪—二叠纪碰撞后裂谷系”。这一时期除了大规模的碰撞后裂谷火山活动之外,还广泛发育同时代(320~280 Ma)的花岗质岩浆和少量基性—超基性岩浆活动,它们共同构成了一个大火成岩省。本文仅聚焦于天山石炭纪碰撞后裂谷火山岩系中占优势比例的基性熔岩。

2 天山石炭纪基性熔岩的地球化学特征

总体上,天山石炭纪基性熔岩以MgO含量低($< 7.87\%$)、Mg[#]指数低(Mg[#]=Mg/(Mg+Fe²⁺),0.617~0.355)和Cr含量低($2 \times 10^{-6} \sim 463 \times 10^{-6}$)为特征,表明它们并非是原生岩浆直接结

① 肖序常,何国琦,李继亮,等.新疆地壳结构与地质演化,2001.

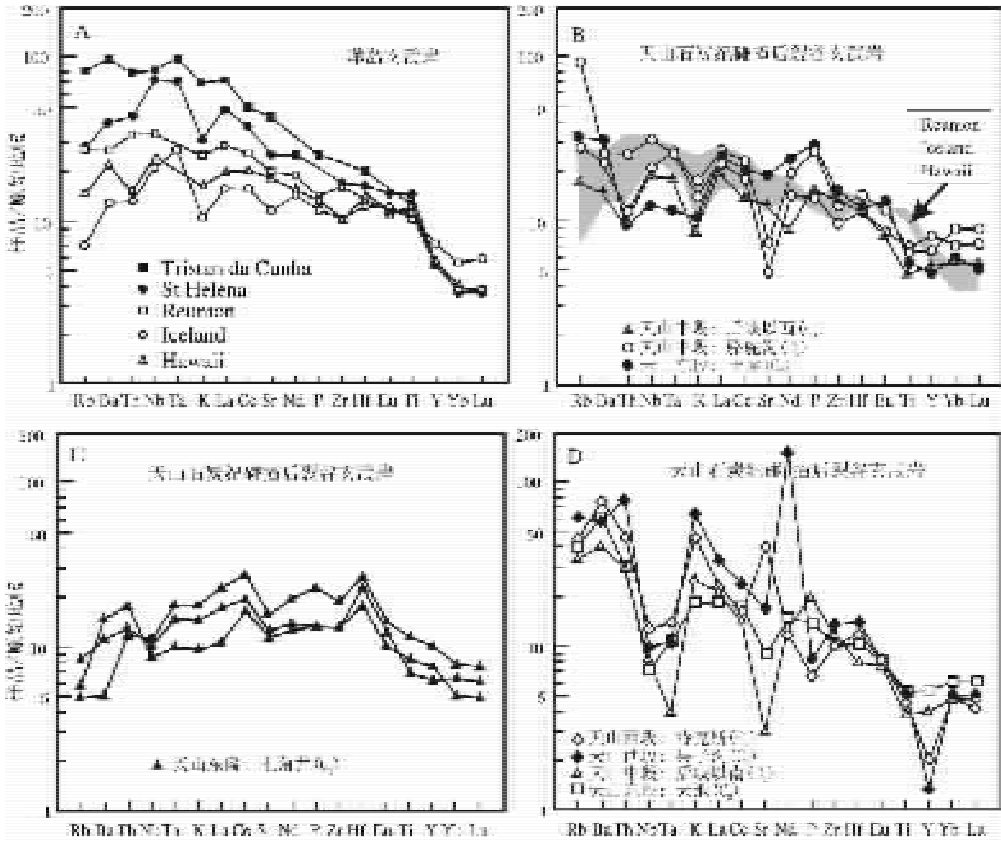


图2 天山石炭纪基性熔岩($\text{SiO}_2 \leq 56\%$)微量元素原始地幔标准化分配型式

(示洋岛玄武岩以作比较。标准化值据参考文献[40])

Fig.2 Primordial mantle-normalized trace element patterns for the Carboniferous

basic lavas ($\text{SiO}_2 \leq 56\%$) from the Tianshan

数据来源——洋岛玄武岩 La Reunion据参考文献[42] Iceland据参考文献[43] St Helena据参考文献[44]; Tristan da Cunha 据参考文献[45] Hawaii据参考文献[46]。天山石炭纪基性熔岩据参考文献[22, 23]

晶的产物,其母岩浆在岩浆房中或上升至地表的途中曾经受了结晶分离作用^[22, 23]。天山西段和天山中—东段的基性熔岩具有不同的主元素和微量元素地球化学特征^[22, 23]。天山西段的石炭纪基性熔岩Ti/Y比值(>500)、Ce/Y比值(>3)和 SiO_2 含量(49%~55%)较高, TFe_2O_3 含量较低(5.8%~7.8%), Cr和Mg[#]间呈正相关,属碱性玄武质岩浆系列,其母岩浆形成深度较大,来源于石榴子石稳定区的地幔橄榄岩的低度部分熔融,经受了单斜辉石(±橄榄石)为主的结晶分离作用;天山东段和中段的石炭纪基性熔岩Ti/Y比值(<500)、Ce/Y比值(<3)和 SiO_2 含量(43%~55%)较低, TFe_2O_3 含量较高(6.4%~11.5%), Sr和Mg[#]间呈正相关,以拉斑玄武质岩浆系列为主,其母岩浆形成深度较浅,来源于尖晶石—石榴子石过渡带地幔橄榄岩较程度的部分熔融,经受了辉长岩质(单斜辉石+斜长石±橄榄石)结晶分离作用。总之,初步的(但比较系统的)岩石学和岩石化学研究表明^[22, 23],天山中—东段和天山西段的石炭纪基性熔岩可能来源于2个不同的母岩浆。当时天山西段的岩石圈厚度相对较大,天山中—东段的岩石圈厚度

相对较小,这一岩石学研究结果与现今地球物理测量^[32, 40]得出的天山西段地壳厚度较大(52 km)、天山东段地壳厚度较小(46 km),有某种耦合之处。

天山石炭纪基性熔岩的微量元素原始地幔标准化分配型式(图2)呈现2种十分特征的形状,一种为穹隆状,分配曲线相对平整,显示明显的Th负异常和Nb-Ta正异常,主要出现于天山中段骆驼沟地区的早石炭世马鞍桥组基性熔岩、天山中段北部后峡以西早石炭世阿克沙克组基性熔岩和天山东段南部土屋地区的晚石炭世企鹅山群基性熔岩之中(图2-B);另一种分配型式的形态十分不规则,以富集大离子亲石元素(LILE——Rb、Ba、K、Sr等),高场强元素(HFSE——Nb、Ta、P、Y等)相对于轻稀土元素(LREE)亏损,从而显示明显的Nb-Ta负异常为特征,主要出现于天山西段的早石炭世大哈拉军山组基性熔岩、天山中段北部后峡以南的晚石炭世奇尔古斯套组基性熔岩和天山东段北部天池地区的晚石炭世柳树沟组基性熔岩之中(图2-D)。天山东段北部七角井地区早石炭世七角井组基性熔岩的微量元素原始地幔标准化分配

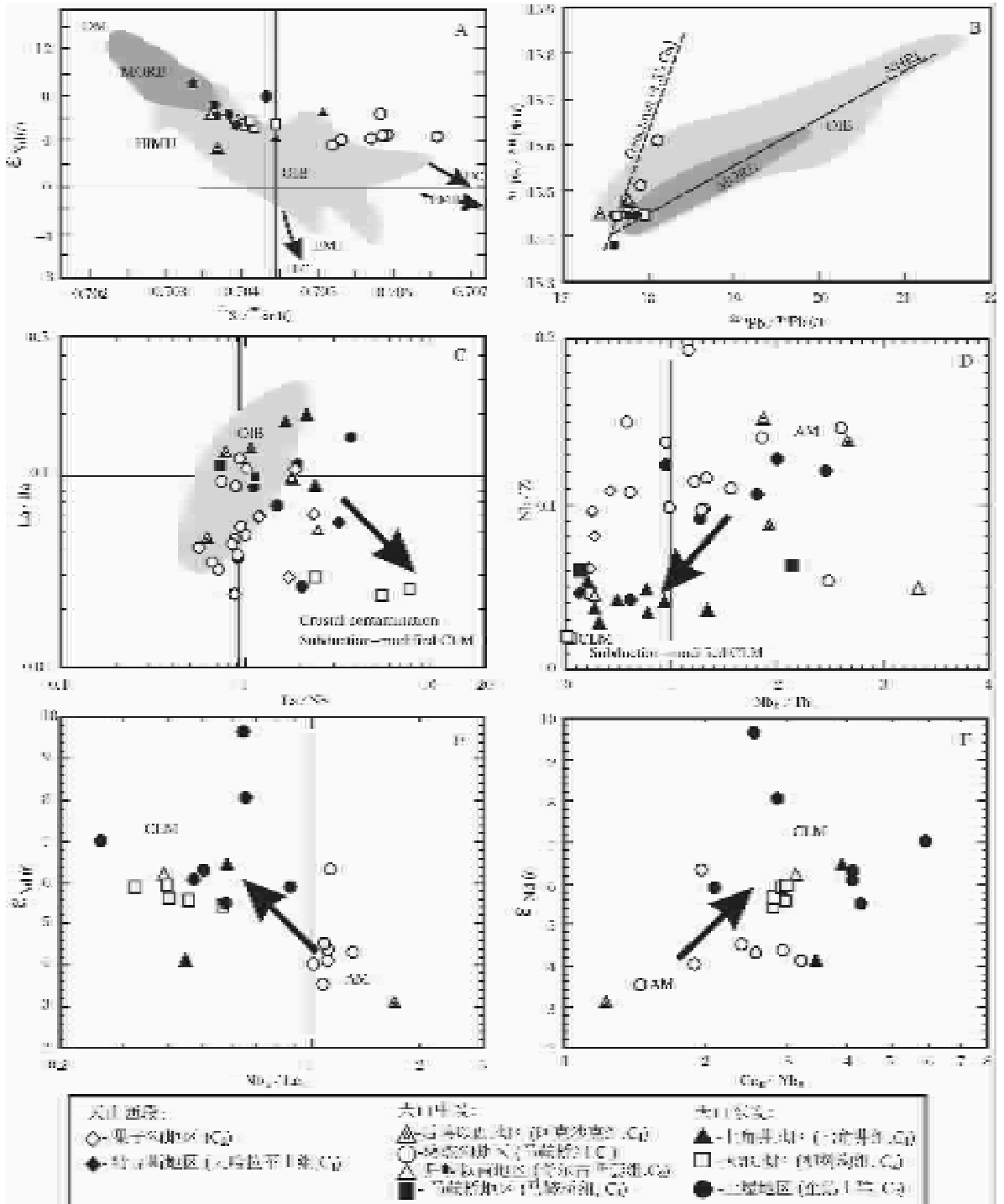


图3 天山石炭纪基性熔岩的 $\epsilon_{Nd}(t)$ - $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$, $^{207}Pb/^{238}Pb(t)$ - $^{206}Pb/^{238}Pb(t)$, $La/Ba-La/Nb$, $Nb/Zr-Nb_n/Th_n$, $\epsilon_{Nd}(t)-Nb_n/La_n$ 和 $\epsilon_{Nd}(t)-Ce_n/Yb_n$ 图解

Fig.3 $\epsilon_{Nd}(t)$ vs $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$, $^{207}Pb/^{238}Pb(t)$ vs $^{206}Pb/^{238}Pb(t)$, La/Ba vs La/Nb , Nb/Zr vs Nb_n/Th_n , $\epsilon_{Nd}(t)$ vs Nb_n/La_n and $\epsilon_{Nd}(t)$ vs Ce_n/Yb_n for the Carboniferous basic lavas of the Tianshan

A、B图早石炭世和晚石炭世熔岩分别校正至 $t=345Ma$ 和 $t=320Ma$; A图据参考文献[47-48], B图据参考文献[41-49]; C图—上地壳; LC—下地壳; EMI—I型富集地幔; EMII—II型富集地幔; HIMU—高 μ 值地幔源; DM—亏损地幔; NHRL—北半球参考线[50]; C图中OIB区据参考文献[51]; MORB—洋脊玄武岩; OIB—洋岛玄武岩; AM—软流圈地幔; CLM—大陆岩石圈地幔; Th_n, Nb_n, La_n, Ce_n 和 Yb_n 代表用原始地幔值[40]标准化后的浓度。数据来源: 据参考文献[22-23]和本研究(表1)

型式呈现介于前2种形状之间的过渡样式(图2-C)。

天山石炭纪基性熔岩的初始同位素比值系根据测量值用样品的形成时代进行年龄校正求得,早石炭世和晚石炭世样品的校正年龄值分别为345 Ma和320 Ma。在Sr-Nd同位素图解(图3-A)中,天山中段和东段石炭纪基性熔岩的成分点基本上沿着大洋玄武岩地幔阵列分布,但 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t) > 0.7043$ 的部分,成分点的分布出现明显向右偏离大洋玄武岩地幔阵列的趋势。那些落在洋岛玄武岩(OIB)范围内的样品(如土屋、骆驼沟、后峡以西地区的样品,图3-A)同样也显示似OIB的微量元素分配型式(图2-B);具有明显Nb-Ta负异常的样品(如天池、后峡以南地区的样品,图2-D)的Sr-Nd同位素成分点则靠近或位于洋脊玄武岩(MORB)区(图3-A)。因为 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的年龄校正中要利用到Rb,而Rb在地表蚀变中是活泼元素,所以 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ 值可能会或多或少受到次生蚀变作用的影响,因此笔者在岩石成因讨论(见下一节)中,只使用 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值而不使用 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ 值。

最新的Pb同位素数据(表1)更为清楚地展示了上述Sr-Nd同位素数据所显示的特点。例如,在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)$ 图解(图3-B)中,显示穹隆形微量元素分配型式的样品(图2-B),其成分点基本上全都落于OIB范围之内,并呈一条正相关的线性阵列;而呈不规则状微量元素分配型式的样品(图2-D)的成分点(如天池地区的熔岩样品和土屋地区的某些样品),则形成一条近于水平方向排列的阵列,位于或靠近MORB区域(图3-B)。

同位素比值与微量元素系统之间,如 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ - Ce_n/Yb_n 和 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ - Nb_n/La_n 图解(图3-E、F)所示,也呈现明显的相关关系。轻稀土元素富集程度较低和 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值较低的基性熔岩(如骆驼沟和后峡以西地区的样品)不显示Nb-Ta亏损,相反,轻稀土元素富集程度较高和 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值较高的基性熔岩(如天池、七角井、后峡以南和土屋地区的某些样品)则显示明显的Nb-Ta亏损。

天山石炭纪玄武质熔岩所显示的上述微量元素和放射性同位素比值的变异特点,极有可能是软流圈地幔柱源熔体和大陆岩石圈地幔源熔体间的混合作用所致(见下节)。

3 讨论

根据微量元素和同位素成分的变化特点以及不相容微量元素变异所显示的强烈不均一性,在探讨天山石炭纪碰撞后裂谷火山岩浆作用的源区组成时,至少应当考虑到2种源区:一为软流圈源,另一种为岩石圈源。

3.1 软流圈地幔柱组分的鉴别

如前所述,天山中段骆驼沟地区、后峡以西地区的石炭纪基性熔岩以及天山东段土屋地区的某些石炭纪基性熔岩显示穹隆状微量元素原始地幔标准化分配型式(图2-B)。这种分配型式与留尼汪岛(Reunion)、冰岛(Iceland)和夏威夷(Hawaii)等典型洋岛玄武岩(OIB)的分配型式十分相似(图2-A、B),后者被认为是板内环境岩石圈之下软流圈地幔

部分熔融产物的典型代表。大多数天山中段和东段石炭纪基性熔岩的微量元素比值均落在OIB范围之内(图3-C),并具有小于1的地幔标准化Th/Nb比值(图2-B、图3-D),这也是软流圈源玄武岩的典型特征^[51]。这些显示软流圈源微量元素特征的天山石炭纪基性熔岩具有较低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ 比值(0.7035~0.7053)、较高的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(3.1~6.3)和特征的大洋Pb同位素比值($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)=17.6\sim 18.1$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)=15.4\sim 15.6$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)=37.1\sim 38.1$) (表1,图3-A、B、E),这些数值特征同样也被国际地学界当作地幔柱或软流圈组分的标志性特征^[52]。此类软流圈源基性熔岩具有明显的Sr负异常,但却缺乏Eu负异常(图2-B),这种情况应当是一种源的特点^[23]。至于一些样品中观察到的Rb和Ba相对于Th的富集(图2-B),则可能与后期的地表蚀变作用有关。考虑到天山石炭纪碰撞后裂谷基性熔岩分布极广、体积巨大,笔者推断其母岩浆极有可能是源于当时的古软流圈地幔柱。

3.2 岩石圈组分

天山许多地区(如天山西段的早石炭世大哈拉军山组、天山中段后峡以南的晚石炭世奇尔吉斯套组、天山东段天池地区的晚石炭世柳树沟组和七角井地区的早石炭世七角井组)分布的石炭纪碰撞后裂谷基性熔岩具有十分特征的不规则状微量元素原始地幔标准化分配型式。它们以相对富集大离子亲石元素(LILE),亏损Nb和Ta,具有较高的La/Nb、Th_n/Nb_n(>1)和Ce_n/Yb_n比值(图2-C、D,图3-C、D、E、F)而有别于前述软流圈地幔柱源玄武岩。这种特点通常被认为是其岩石成因中卷入有富集的岩石圈地幔源熔体或下地壳熔体,或简言之,其岩石成因中卷入有岩石圈组分^[52]。但是,从图3-A、E、F可见,这些基性熔岩又具有很高的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(4.16~9.66),如此高的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值只能发育于上地幔中,不可能是壳源组分的特点。所以,上述具有富集特点的端元组分应当是来源于一种陆下岩石圈地幔。此外,这类基性熔岩(如天池、后峡以南和土屋的某些样品)的同位素数据与MORB相似(图3-A、B,表1),它们的低Nb/Zr比值(图3-D)又暗示,其岩石圈源区最初应当是一种亏损的地幔,后来才富集LILE和LREE(表现为Ba/Nb和Ce_n/Yb_n比值升高,图3-C、F)。通常,在大陆岩石中存在类似的富集作用但又没有同时代的消减作用相伴时,岩石学家们一般认为大陆岩石圈地幔这种富集LILE和LREE的性质,可能是因此类亏损的上部岩石圈地幔保存了一种较早的消减事件的地质记录^[53,54]。因此,笔者在天山某些石炭纪碰撞后裂谷基性熔岩中观察到的上述地球化学富集特征,很可能与前石炭纪(主要是泥盆纪)消减事件对于岩石圈地幔源区的富集作用有关。由于这种在微量元素系统已经得到反映的消减富集事件相对比较年轻(泥盆纪),时间积分不够,所以造成它们(指富集事件)在相应的天山石炭纪基性熔岩的同位素系统中还不能得到反映。至于图3-A中观察到的某些样品的Sr-Nd同位素成分点有向右方漂移的现象(即随着 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ 比值增高, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值却保持恒定),则可能与水下火山喷发过程中海水或碳酸盐壳对熔岩的作用有关^[55]。

综上所述,天山石炭纪碰撞后裂谷基性火山岩系中所观察到的岩石地球化学变异,可能是由于其软流圈地幔源组分与岩石圈地幔源组分间的混合作用所致。从造山带尺度上看,天山造山带在石炭纪时的大规模碰撞后裂谷作用可能与下述机制有关:晚泥盆世—早石炭世碰撞造山后,增厚的陆下地幔根发生拆离和下沉,造成热的软流圈地幔替代、上涌、形成地幔柱,并相应地发生减压部分熔融;当热的地幔柱头撞击岩石圈底部时,同时引起部分岩石圈地幔也发生部分熔融;软流圈地幔柱源熔体和岩石圈地幔源熔体相混合、上升、喷发,产生后造山(或碰撞后)岩浆作用,并相应诱发拉伸构造体制。从更大尺度上看,天山的石炭纪裂谷拉伸活动可能还有着更为深刻的地球动力学背景,它很可能是古特提斯拉伸裂解作用^[56,57]的深部地球动力学在天山地区的地表响应。可以推想,导致在这一时期发生具有全球意义古特提斯拉伸裂解的古地幔柱(是一个还是几个尚不清楚)上涌活动也影响到了位于古亚洲系与古特提斯系交界部位的天山地区,造成天山及其邻区出现规模巨大的晚古生代构造岩浆活动和成矿效应。石炭纪(一早二叠世)时的大火成岩省活动,很显然对于中亚地区该时期众多大一特大型矿床的形成具有独特而重要的背景意义。

4 结 语

天山石炭纪碰撞后裂谷火山岩系及其同时代的花岗质和基性—超基性侵入岩共同构成了一个大火成岩省,其形成与石炭纪古地幔柱活动有关。该火山岩系中基性熔岩的主元素、微量元素和同位素地球化学变异反映了软流圈源熔体与岩石圈地幔源熔体间的混合。对这一大火成岩省中的不同岩石类型,尤其是对与火山岩同时代产出的花岗岩和基性—超基性岩,开展进一步的深入研究,必将会更好地揭示大火成岩省形成过程中地幔柱—岩石圈之间相互作用的复杂性。

参考文献:

- [1]Coffin M F, Eldholm O. Large igneous provinces: Crustal structure, dimensions, and external consequences[J]. *Rev. Geoph.*, 1994, 32: 1~36.
- [2]Courtillot V, Jaupart C, Manighetti I, et al. On causal links between flood basalts and continental break-up[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1999, 166: 177~195.
- [3]Richards M A, Duncan R A, Courtillot V E. Flood basalts and hot-spot tracks: Plume-heads and tails[J]. *Science*, 1989, 246: 103~107.
- [4]Campbell I H, Griffiths R W. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1990, 99: 79~93.
- [5]Hill R I. Starting plumes and continental break-up[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1991, 104: 398~416.
- [6]Hill R I. Mantle plumes and continental tectonics[J]. *Lithos*, 1993, 30: 193~206.
- [7]Arndt N T, Czamanske G K, Wooden J L, et al. Mantle and crustal contributions to continental flood basalt volcanism[J]. *Tectonophysics*, 1993, 223: 39~52.
- [8]Ewart A, Milner S C, Armstrong R A, et al. 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.*, 1998, 39: 191~225.
- [9]Macdonald R, Rogers N W, Fitton J G, et al. Plume-lithosphere interaction in the generation of the basalts of the Kenya rift, east Africa[J]. *J. Petrol.*, 2001, 42: 877~900.
- [10]Wilson M. *Igneous petrogenesis*[M]. London: Unwin Hyman, 1989. 464.
- [11]Riley T R, Philip T L, Robert J P, et al. Origins of large volume rhyolitic volcanism in the Antarctic peninsula and Patagonia by crustal melting[J]. *J. Petrol.*, 2001: 1043~1065.
- [12]Ellam R M, Cox K G. An interpretation of Karoo basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and the mantle lithosphere[J]. *Earth plan. Sci. Lett.*, 1991, 105: 330~342.
- [13]Saunders A D, Storey M, Kent R W, et al. Consequences of plume-lithosphere interaction[A]. In: Storey B C, et al(eds). *Magmatism and the causes of continental break-up*[C]. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, London, 1992, 68: 41~60.
- [14]Gallagher K, Hawkesworth C J. Dehydration melting and the generation of continental flood basalts[J]. *Nature*, 1992, 358: 57~59.
- [15]Hooper P R, Bailey D G, McCarley Holder G A. Tertiary calc-alkaline magmatism associated with lithospheric extension in the Pacific Northwest[J]. *J. Geoph. Res.*, 1995, 100: 10303~10319.
- [16]Hawkesworth C, Turner S, Gallagher K, et al. Calc-alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range[J]. *J. Geoph. Res.*, 1995, 100: 10271~10286.
- [17]Rogers N W, Hawkesworth C J, Ormerod D S. Late Cenozoic basaltic magmatism in the Western Great Basin, California and Nevada[J]. *J. Geoph. Res.*, 1995, 100: 10287~10301.
- [18]Bogaard P J F, Wrner G. Petrogenesis of basaltic to tholeiitic volcanic rocks from the Miocene Vogelsberg, Central Germany[J]. *J. Petrol.*, 2003, 44: 569~602.
- [19]McKenzie D, Bickle M J. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere[J]. *J. Petrol.*, 1988, 29: 625~679.
- [20]Arndt N T, Christensen U. The role of lithospheric mantle in continental flood volcanism: Thermal and geochemical constraints[J]. *J. Geoph. Res.*, 1992, 97: 10967~10981.
- [21]夏林圻, 张国伟, 夏祖春, 等. 天山古生代洋盆开启、闭合时限的岩石学约束——来自震旦纪、石炭纪火山岩的证据[J]. *地质通报*, 2002, 21(2): 55~62.
- [22]Xia L Q, Xu X Y, Xia Z C, et al. Carboniferous post-collisional rift volcanism of the Tianshan Mountains, northwestern China[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2003, 77(3): 338~360.
- [23]Xia L Q, Xu X Y, Xia Z C, et al. Petrogenesis of Carboniferous rift-related volcanic rocks in the Tianshan, northwestern China[J]. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 2004, 166(3): 419~433.
- [24]车自成, 刘洪福, 刘良, 等. 中天山造山带的形成与演化[M]. 北京: 地质出版社, 1994. 1~135.
- [25]车自成, 刘良, 刘洪福, 等. 论伊犁古裂谷[J]. *岩石学报*, 1996, 12(3): 478~489.
- [26]顾连兴, 胡受奚, 于春水, 等. 东天山博格达造山带石炭纪火山岩

- 及其形成地质环境[J].岩石学报, 2000, 16(3): 305~316.
- [27]陈丹玲, 刘良, 车自成, 等. 中天山骆驼沟火山岩的岩石地球化学特征及其构造环境[J].岩石学报, 2001, 17(3): 378~384.
- [28]李华芹, 谢才富, 常海亮, 等. 新疆北部有色贵金属矿床成矿作用年代学[M].北京:地质出版社, 1998.1~263.
- [29]夏林圻, 夏祖春, 徐学义, 等. 天山古生代洋陆转化特点的几点思考[J].西北地质, 2002, 35(4): 9~20.
- [30]周济元, 茅燕石, 黄志勋, 等. 东天山古大陆边缘火山地质[M].成都:成都科技大学出版社, 1994.1~280.
- [31]何国琦, 李茂松, 刘德权, 等. 中国新疆古生代地壳演化及成矿[M].乌鲁木齐:新疆人民出版社, 1994.1~437.
- [32]肖序常, 汤耀庆, 冯益民, 等. 新疆北部及其邻区大地构造[M].北京:地质出版社, 1992.1~169.
- [33]高俊, 汤耀庆, 赵民, 等. 新疆南天山蛇绿岩的地质地球化学特征及形成环境初探[J].岩石学报, 1995, 11(增刊): 85~97.
- [34]马瑞士, 舒良树, 孙家齐, 等. 东天山构造演化与成矿[M].北京:地质出版社, 1997.1~202.
- [35]卢华复, 贾承造, 贾东, 等. 库车再生前陆盆地冲断构造楔特征[J].高校地质学报, 2001, 7(3): 257~271.
- [36]赵振华, 沈远超, 涂光炽, 等. 新疆金属矿产资源的基础研究[M].北京:科学出版社, 2001.
- [37]顾连兴, 胡受奚, 于春水, 等. 论博格达俯冲撕裂型裂谷的形成与演化[J].岩石学报, 2001, 17(4): 585~597.
- [38]马瑞士, 王赐银, 叶尚夫, 等. 东天山构造格架及地壳演化[M].南京:南京大学出版社, 1993.
- [39]王方正, 杨梅珍, 郑建平. 准噶尔盆地陆梁地区基底火山岩的岩石地球化学及构造环境[J].岩石学报, 2002, 18(2): 9~16.
- [40]李秋生, 卢德源, 高锐, 等. 新疆地学断面(泉水沟—独山子)深地震测深成果综合研究[J].地球学报, 2001, 22(6): 534~540.
- [41]Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes[A]. In Saunders A D, Norry M J(eds) Magmatism in the ocean basins[C]. Geol. Soc. Spec. Pub., London, 1989, 42: 313~345.
- [42]Fisk M R, Upton B G J, Ford C E, et al. Geochemical and experimental study of the genesis of magmas of Reunion Island, Indian Ocean[J]. J. Geoph. Res., 1988, 93: 4933~4950.
- [43]Wood D A. Major and trace element variation in Tertiary lavas of Eastern Iceland and their significance with respect to the Iceland geochemical anomaly[J]. J. Petrol., 1978, 19: 393~436.
- [44]Chaffey D J, Cliff R A, Wilson B M. Characterization of the St Helena magma source[A]. In: Saunders A D, Norry M J(eds) Magmatism in the ocean basins[C]. Geol. Soc. Spec. Pub., London, 1989, 42: 257~276.
- [45]Weaver B I, Wood D A, Tarney J. Geochemistry of ocean island basalts from the South Atlantic: Ascension, Bouvet, St. Helena, Gough and Tristan da Cunha[A]. In: Fitton J H, Upton B G J(eds) Alkaline igneous rocks[C]. Geol. Soc. Spec. Pub., London, 1987, 30: 253~267.
- [46]Basalt Volcanism Study Project. Basaltic volcanism on the terrestrial planets[M]. New York: Pergamon, 1981. 1287.
- [47]DePaolo D J. Implications of correlated Nd and Sr isotopic variations for the chemical evolution of the crust and mantle [J]. Earth Planet. Sci. Let., 1979, 43: 201~211.
- [48]Zindler A, Hart S R. Chemical geodynamics [J]. Ann. Rev. Earth. Planet. Sci., 1986, 14: 493~571.
- [49]Wilson M. Igneous petrogenesis[M]. London: Unwin Hyman, 1989. 464.
- [50]Hart S R. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle[J]. Nature, 1984, 309: 753~757.
- [51]Fitton J G, James D, Leeman W P. Basic magmatism associated with the late Cenozoic extension in the western United States: compositional variations in space and time[J]. J. Geoph. Res., 1991, 96: 13693~13711.
- [52]Saunders A D, Storey M, Kent R W, et al. Consequences of plume-lithosphere interaction[A]. In: Storey B C, et al(eds) Magmatism and the causes of continental break-up [C]. Geol. Soc. Spec. Pub., London, 1992, 68: 41~60.
- [53]Hooper P R, Hawkesworth C J. Isotopic and constraints on the origin and evolution of the Columbia river basalt [J]. J. Petrol., 1993, 34: 1203~1246.
- [54]Fitton J G. Coupled molybdenum and niobium depletion in continental basalts[J]. Earth Plan. Sci. Let., 1995, 136: 715~721.
- [55]Yogodzinski G M, Naumann T R, Smith E I, et al. Crustal assimilation by alkalic basalt, and the evolution of a mafic volcanic field in the central Great Basin, south-central Nevada[J]. J. Geoph. Res., 1996, 101: 17425~17445.
- [56]Sengör A M C, Hsu K J. The Cimmerides of eastern Asia history of the eastern end of Paleo-Tethys[J]. Mem. Soc. Geol. Fr., N. S., 1984, 147: 139~167.
- [57]Sengör A M C, Altmer D, Cin A, et al. Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land[A]. In: Gondwana and Tethys[C]. Oxford: Geological Society Special Publication, 1989, 37: 119~181.

Carboniferous Tianshan igneous megaprovince and mantle plume

XIA Linqi, XIA Zuchun, XU Xueyi, LI Xiangmin, MA Zhongping, WANG Lishe

(Xi'an Institute of Geology and Mineral Resources, China Geological Survey, Xi'an 710054, Shaanxi, China)

Abstract: Carboniferous post-collision rift volcanism produced an igneous megaprovince covering an area of about 1.5 million km² in the Tianshan orogenic belt in northwestern China (Central Asia). The volcanic successions consist predominantly of basaltic lavas with subordinate intermediate and acid lavas and pyroclastic rocks. The chemical and isotopic arrays formed by basalts indicate mixing of components from two distinct source regions. One component is thought to have been derived from the lithospheric mantle, and the other was derived from an asthenospheric source similar to that of Hawaii, Iceland and Reunion basalts. It is evident that the formation of the igneous megaprovince is related to mantle plume activity.

Key words: Carboniferous rift-related basalts; asthenospheric plume; lithospheric mantle; igneous megaprovince; Tianshan