

# 北祁连山奥陶纪弧后盆地火山岩浆成因

夏林圻 夏祖春 徐学义

(西安地质矿产研究所, 陕西 西安 710054)

**摘要:** 本文对北祁连山早古生代弧后盆地熔岩的岩石地球化学研究结果加以报道。样品的分布将南部弧后盆地拉伸最早阶段发育的岛弧裂谷化区和北部的弧后海底扩张区联系起来。熔岩的岩相学和地球化学特点反映了拉伸方式的改变, 北部是典型的弧后盆地基性熔岩, 向南则逐渐向岛弧熔岩过渡。海底扩张区以玻质(现已脱玻化)、少斑基性熔岩为特征, 长英质熔岩和斑状基性熔岩产于南部岛弧裂谷化区。成熟岛弧部分( $Y < 20 \times 10^{-6}$ ,  $TiO_2 < 0.60\%$ ,  $Th/Yb > 0.60$ )和弧后扩张区( $Y > 20 \times 10^{-6}$ ,  $TiO_2 > 1.0\%$ ,  $Th/Yb < 0.60$ )在地球化学上相互有别。从由海底扩张形成的弧后盆地基性熔岩, 向南经过逐渐与岛弧岩石相似的熔岩, 直至裂谷区最南部的岛弧熔岩, 它们的地球化学成分显示逐渐的变化。这种变化反映了弧后盆地形成过程中弧后盆地之下地幔对流方式和熔体产生作用的改变: 从初始岛弧裂谷之下由消减板片俯冲引起的地幔下沉, 转变为弧后海底扩张带之下的地幔上隆。早期岛弧裂谷阶段, 裂谷轴捕获了岛弧岩浆流, 从而使得喷出的熔岩在成分上与岛弧熔岩无法区分; 随着弧后拉张继续, 弧后盆地变宽, 岛弧岩浆流逐渐离开裂谷轴, 最终产生一个似洋中脊的减压熔融系统——弧后盆地岩浆系统。

**关键词:** 弧后盆地熔岩; 岛弧熔岩; 岩石地球化学; 岩浆成因; 北祁连山

**中图分类号:** P588.14; P581 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-3657(2003)01-0048-13

现代海洋地质学研究表明, 像西太平洋 Mariana 和 Lau 海槽这样的弧后盆地是由岛弧裂谷化形成<sup>[1-3]</sup>。长英质熔岩的喷发总是与弧后盆地打开的早期阶段相伴, 由长英质熔岩和基性熔岩构成的双峰式岩套乃是在岛弧裂谷化基础上产生早期弧后盆地的标志<sup>[4-5]</sup>。不少文献中, 已经将岛弧和弧后盆地交界处发育的长英质熔岩, 界定作为岛弧裂谷化区和弧后盆地扩张区之间的区分标志<sup>[4-5]</sup>。但是, 迄今为止, 还不甚明了从岛弧岩浆成因和构造作用向弧后盆地岩浆成因和构造作用的转变过程, 这方面, 探索早期弧后盆地的发育机制最为关键。为了阐明早期弧后盆地的发育特点, 必须涉及下述两个重要问题: 第一个问题是, 弧后盆地拉伸时岛弧—弧后盆地对的岩浆活动是同步的<sup>[6]</sup>, 还是非同步的<sup>[7]</sup>? 第二个问题是早期弧后盆地岩浆的性质, 一些科学家认为需要有从似岛弧向似洋中脊玄武岩(MORB)成分的逐渐演化<sup>[8]</sup>; 另一些科学家则认为在弧后盆地发育的所有阶段均有

特征的弧后盆地玄武岩喷发<sup>[9]</sup>。因此, 了解熔岩成分是否随着弧后盆地的发育过程而变更, 则是解决第二个问题的关键。此外, 作为弧后盆地形成于岛弧裂谷化标志的长英质火山岩系常含有重要的 Kuroko 式块状硫化物矿床, 在弧后扩张脊区发育的弧后扩张脊型蛇绿岩套上部的枕状熔岩系中还常含有重要的 Cyprus 式块状硫化物矿床, 也为研究弧后盆地岩浆和构造作用提供了经济上的理由。

笔者在以往的论文和专著中已经对北祁连山奥陶纪岛弧和弧后盆地火山岩系的总体区域岩石学特征作过比较全面的论述<sup>[10-14]</sup>, 本文只是从查明弧后盆地自岛弧裂谷初始化直至弧后海底扩张这一过程中的构造演化和岩浆成因的角度, 重点介绍北祁连山奥陶纪弧后盆地西段从青海省祁连山县边马沟至甘肃省肃南裕固族自治县白泉门一带弧后盆地火山熔岩的岩石地球化学数据, 并与北祁连山岛弧—弧后盆地系东段石灰沟地区的典型成熟岛弧熔岩(全岩

收稿日期: 2002-09-09; 改回日期: 2002-10-28

基金项目: 国土资源部“九五”资源与环境攻关项目(95-02-004)资助。

作者简介: 夏林圻, 男, 1942年生, 博士, 研究员, 博士生导师, 主要从事岩石学研究工作; E-mail: xaxlinqi@cgs.gov.cn。

Sm-Nd 等时线年龄:  $465.68 \pm 23.18$  Ma)和老虎山地区发育的典型弧后扩张脊型熔岩(全岩 Sm-Nd 等时线年龄:  $453.56 \pm 4.44$  Ma)<sup>[11,15-16]</sup>(图1)进行对比。因为这一区段既提供了一个北祁连山奥陶纪弧后盆地最为完整的发育序列,同时也是北祁连山最有希望的铜矿成矿远景区之一。

## 1 地质背景

笔者以往的研究查明<sup>[10-18]</sup>,北祁连山自元古宙以来经历了大陆裂谷、板块构造和陆内造山3种构造体制。从古元古代中期开始,由于软流圈地幔柱上涌,导致大陆岩石圈拉伸、减薄、裂谷化,发育元古宙大陆溢流玄武岩系。至新元古代,裂谷作用进一步强化,发育以双峰式火山喷发为特征的新元古代—寒武纪大陆裂谷火山作用。随着裂谷化加剧,至晚寒武世,最终发生大陆裂解和分离,形成北祁连早古生代洋盆,目前以仰冲构造岩片形式被保存下来的托莱山晚寒武世—早奥陶世洋壳残片(图1),就是北祁连山早古生代洋壳火山作用的产物。至早奥陶世,北祁连洋盆开始向北俯冲、消减,形成十分完整的北祁连早古生代沟—弧—盆系。当前在北祁连山山体中被完整保存的奥陶纪俯冲杂岩带、岛弧火山岩带和弧后盆地火山岩带(图1),就是北祁连早古生代洋盆俯冲、消减作用的产物。至晚奥陶世—早志留世,由于洋壳的不断消减导致北祁连洋盆闭合,北部奥陶纪岛弧带与南部中祁连地块发生弧—陆碰撞。泥盆纪,南部中祁连地块与北部华北大陆板块在深处发生对接碰撞造山<sup>[19]</sup>。泥盆纪后,历经后造山伸展和古近纪、新近纪以来的陆内再造山、逆冲推覆、变形和新构造隆升,终于形成现今的北祁连山链<sup>[20]</sup>。

代表北祁连山早古生代古海沟俯冲部位的俯冲杂岩带,分布于走廊南山南坡,东西延伸已超过400 km,包括有蓝闪片岩带、基性—超基性岩块、火山岩岩片、混杂堆积、放射虫硅质岩残片,以及由滑塌堆积及复理石组成的增生楔<sup>[21]</sup>。蓝闪片岩中蓝闪石、多硅白云母及白云母的K-Ar和<sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar同位素年龄数据为460~420 Ma。另有一条俯冲杂岩带规模很小,出露于白泉门以西至九个泉一带,是北祁连山奥陶纪弧后盆地发展演化过程中发育的次级俯冲带。

奥陶纪(486~445 Ma)岛弧火山岩带发育于前述古海沟俯冲杂岩带的北东侧,沿走廊南山分布,其典型发育地点为甘肃省永登县石灰沟地区(图1)。该岛

弧火山岩系随着岛弧演化阶段从早至晚,随着距离海沟俯冲消减带由近而远,呈现非常特征的递进式演变:下部为岛弧拉斑玄武岩系,是岛弧发育初期拉斑玄武质火山作用的产物;继而,发育以岛弧钙碱系为主的海相火山活动,产生中部以中性火山岩占颇大优势的岛弧钙碱性火山岩系;至晚奥陶世(457~445 Ma),该岛弧火山岩系的上部层位,出现一套碱性火山岩系,具有岛弧橄榄玄粗岩系(Shoshonitic series)的源岩浆属性,是北祁连山古岛弧体系在晚奥陶世初期已达到成熟阶段的重要标志<sup>[11,22]</sup>。

中—晚奥陶世弧后盆地火山岩带发育于岛弧火山岩带的北东侧,沿着走廊南山分布。空间展布形态上,在北祁连山中西段肃南裕固族自治县一带最宽,向东、向西均有所变窄(图1)。该火山岩带中发育的火山岩系与前人划定的中奥陶统中堡群、上奥陶统妖魔山组、南石门子组和扣门子组(晚奥陶世同一地层,不同地区名称不一)大致相当,其中含有中—晚奥陶世珊瑚、笔石和三叶虫化石<sup>[23]</sup>。根据笔者等<sup>[11,16]</sup>对北祁连山弧后盆地火山熔岩的Sm-Nd等时线测年数据,其同位素地质年龄为:东部老虎山地区(辉石细碧玢岩) $453.56 \pm 4.44$  Ma、中部扁都口地区(角斑岩) $464.59 \pm 21.89$  Ma、西部白泉门地区(辉石玄武岩) $468.87 \pm 4.63$  Ma,亦相当于中—晚奥陶世,与前述古生物定年相一致。由此表明,北祁连山弧后盆地在中—西部于中奥陶世已经打开,向东开启时间变晚,延滞至晚奥陶世。东部老虎山和西部大坂—大岔—摆浪沟—九个泉—白泉门一带由于弧后拉张强烈,发育具有完整蛇绿岩层序的弧后扩张脊型海相火山岩,其底部为斜辉橄榄岩,向上为堆晶辉石岩和辉长岩,中部为被辉绿岩墙和辉石闪斜煌斑岩脉穿插的块状和枕状基性熔岩,上部为凝灰岩及硅质板岩。目前,其层序已经倒转,反映它们乃是弧后盆地的仰冲海底。

根据笔者的观察研究,在北祁连山东段,岛弧火山岩带和弧后盆地火山岩带之间为志留系和更年轻的地层覆盖,观察不到二者之间的接触过渡关系。而在北祁连山西段,沿边马沟至白泉门一线,从南向北,岛弧—弧后盆地对火山岩系出露连续、齐全(图1~2),展示了从岛弧过渡为弧后盆地的完整演化序列:南部边马沟—大坂—大岔,出露由长英质熔岩和基性熔岩构成的双峰式岩套(为早期弧后盆地形成过程中岛弧裂谷化的产物,其产出位置相当于岛弧

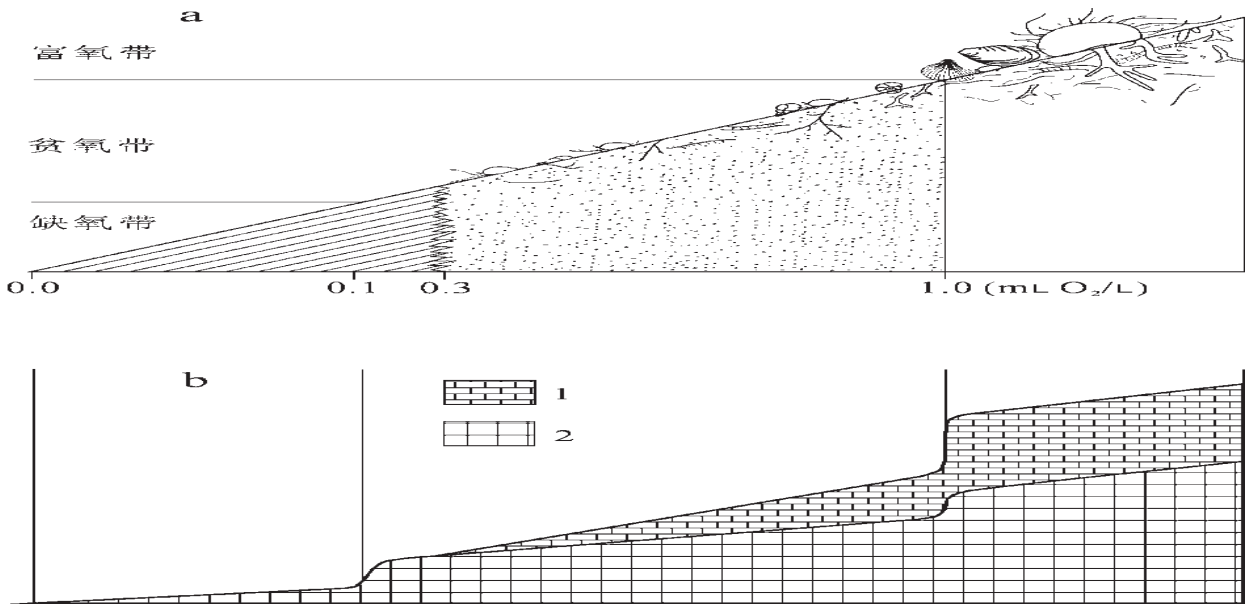


图 1 北祁连山古裂谷—板块构造体制示意图

Fig. 1 Diagram showing the paleorift-plate tectonic system in the Northern Qilian Mountains

和弧后盆地之间的过渡带), 本文称为“南火山岩带”(SVZ); 中部大盆—白泉门, 为正常弧后盆地基性熔岩发育区, 本文称为“中火山岩带”(MVZ)(图 2~3); 北部沿摆浪河从九个泉经石居里沟、卡马尔沟至塔洞沟, 发育具有较完整蛇绿岩层序的弧后扩张脊型基性火山岩系, 本文称为“北火山岩带”(NVZ)(图 2, 图 4)。这一地区为研究弧后盆地的完整演化序列提供了极好机会。

## 2 岩石地球化学特征对比

### 2.1 岩相学

斑状结构是本区典型岛弧熔岩的一大特点, 斜长石( $An_{47\sim 69}$ )和单斜辉石( $En_{22\sim 44}Wo_{43\sim 51}Fs_{8\sim 27}$ )是最常见的斑晶相, 碱性长石和黑云母仅出现于富钾的演化端元之中<sup>[11, 22]</sup>。弧后海底扩张强烈区(东部老虎山和西部九个泉—塔洞沟地区)发育具有完整蛇绿岩层序的弧后扩张脊型海相火山岩系<sup>[11~12]</sup>, 其中基性熔岩占很大比例, 具有典型海底环境的水下淬火结构(如枕状基性熔岩中的, 钠质斜长石微晶的中空骸晶结构, 单斜辉石微晶的放射、平行鬃刺结构), 以少斑和玻质(现已脱玻化)玄武岩为特征。弧后盆地南部裂谷化地段(如边马沟一带), 沿着拉伸轴出现长英质熔岩, 它们与基性熔岩一道构成双峰式岩套

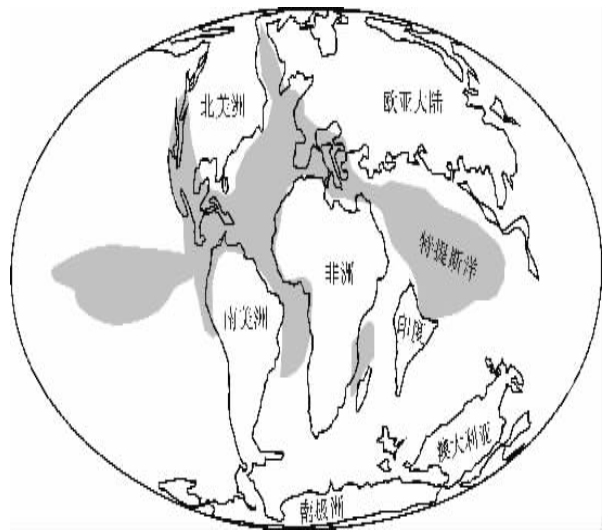


图 2 边马沟—白泉门早古生代岛弧—弧后盆地位置图  
Fig. 2 Location map of the early Paleozoic island arc and back-arc basins in the Bianmagou-Baiquanmen areas of the Northern Qilian Mountains

(图 3)。应当指出, 弧后盆地与岛弧交界处, 长英质熔岩的喷发可以作为将早期弧后盆地裂谷化区和弧后盆地扩张区分开的标志<sup>[4~5]</sup>。

### 2.2 常量元素

北祁连山岛弧—弧后盆地熔岩的全岩分析 (表

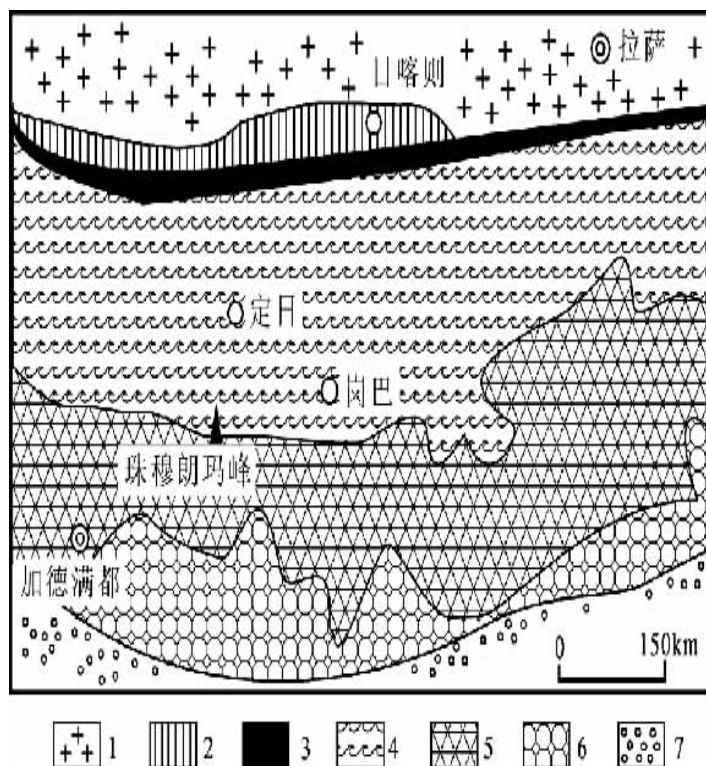


图3 边马沟—白泉门早—中奥陶世岛弧—弧后盆地火山岩系剖面

Q—第四系;1—蛇纹岩;2—细碧质凝灰岩夹薄层灰岩及细碧岩;3—辉长岩;4—细碧岩;5—辉长岩;6—细碧质凝灰岩夹黑色燧石岩及细碧岩;7—下部为细碧岩,中部为石英角斑岩,上部为角斑岩及凝灰岩;8—硅质岩与绿泥石英片岩互层;9—下部为石英角斑岩,上部为角斑岩;10—下部为细碧质凝灰岩,上部为凝灰质板岩;11—下部为石英角斑岩,上部为细碧岩及凝灰岩;12—石英角斑岩;13—蛇纹石化方辉橄榄岩;14—辉长岩;15—席状辉绿岩墙;16—枕状细碧岩;17—辉绿岩、辉长岩、钠长闪长花岗岩;18—枕状细碧岩;19—石英角斑岩;20—细碧岩;21—凝灰岩;C—石炭系砂岩、板岩;P—二叠系砂、砾岩;22—硅质板岩、泥质板岩;23—细碧岩、砂岩、蛇纹岩透镜体;24—蛇纹石化方辉橄榄岩;25—粒玄岩;26—细碧质凝灰岩和细碧岩;27—蛇纹岩;28—细碧岩;29—千枚岩、硅质板岩、细碧质凝灰岩;30—硅质板岩;T—三叠系砂岩、砾岩夹泥岩;O<sub>1</sub>—下奥陶统;O<sub>2</sub>—中奥陶统

Fig. 3 Sections of Early-Middle Ordovician island arc-back-arc basin volcanic series in Bianmagou-Baiquanmen areas

Q—Quaternary; 1—Serpentinite; 2—Spilitic tuff with flaggy limestone and spilite;

3—Gabbro; 4—Spilite; 5—Gabbro; 6—Spilitic tuff with siliceous slate and spilite;

7—Lower part: spilite, middle part: quartz keratophyre, upper part: keratophyre and tuff; 8—Siliceous slate and chlorite-quartzschist; 9—Lower part: quartz keratophyre, upper part: keratophyre; 10—Lower part: spilitic tuff, upper part: tuffaceous slate;

11—Lower part: quartz keratophyre, upper part: spilite and tuff; 12—Quartzkeratophyre;

13—Serpentinized harzburgite; 14—Gabbro; 15—Sheeted diabase dyke; 16—Pillow spilite;

17—Diabase, gabbro, albitegranodiorite; 18—Pillow spilite; 19—Quartzkeratophyre; 20—

Spilite; 21. Tuff; C—Carboniferous sandstone and slate; P—Permian sandstone and

conglomerate; 22—Siliceous slate and argillite; 23—Spilite, sandstone, serpentinite lens;

24—Serpentinized harzburgite; 25—Dolerite; 26—Spilitic tuff and spilite; 27—Serpentinite;

28—Spilite; 29—Phyllite, siliceous slate and spilitic tuff; 30—Siliceous slate; T—Triassic

sandstone, conglomerate and mudstone; O<sub>1</sub>—Lower Ordovician; O<sub>2</sub>—Middle Ordovician

1)显示,在北祁连山西段,沿白泉门至边马沟一线,自北向南,熔岩的SiO<sub>2</sub>含量增高(图5a)。南火山岩带(SVZ)熔岩和东部石灰沟地区的岛弧(IA)熔岩的化学成分具有特征的K<sub>2</sub>O—SiO<sub>2</sub>空间,包括有低钾和中钾玄武岩、玄武安山岩、低钾安山岩、低钾英安岩和流纹岩,出现石英标准分子。中—北火山岩带(MVZ—NVZ)和东部老虎山地区的弧后扩张脊(BASR)熔岩,则主要是低钾玄武岩,且出现橄榄石标准分子。

中等不相容元素TiO<sub>2</sub>对MgO的投点图显示(图5b):南火山岩带(SVZ)熔岩与石灰沟岛弧(IA)熔岩无区别;中火山岩带(MVZ)和北火山岩带(NVZ)的熔岩,在成分上,一部分介于老虎山弧后扩张脊(BASR)熔岩和石灰沟岛弧(IA)熔岩之间,另一部分则与老虎山弧后扩张脊熔岩的范围重叠。

### 2.3 微量元素

沿边马沟至肃南一线,北祁连山弧后盆地熔岩的微量元素丰度系统变化,从石灰沟岛弧熔岩(图6-a)和南火山岩带(图6-b)经中火山岩带(图6-c)向北火山岩带(图6-d)和老虎山弧后扩张脊熔岩(图6-e),微量元素的标准分配型式变得较为平坦和平滑,Ta、Nb、Zr、Hf、Ti、Y、Yb等流体不活动元素含量增高。这种系统性变化反映了下述两种效应自北向南逐渐加强:(1)相对于REE,流体活动性元素(Sr、K、Rb、Ba、Th)的分馏加强;(2)相对于HREE、LREE的分馏加强。第一个效应表明,自北向南,由消减带流体带入地幔楔的消减带组分变得越来越重要;第二个效应表明在同一方向上,熔融程度增加。这两个效应造成:(1)岛弧带火山岩的微量元素MORB标准化分配曲线(图6a-b),从Ta至Yb(即不活动元素)的部分,是在低于MORB线(因为是用MORB值标准化,所以该线为位于1.0的水平线)的位置上分布;(2)弧后盆地火山岩则具有特征的“大隆起”MORB标准化分配型式(图6c-

e)。

中—北火山岩带和老虎山弧后扩张脊熔岩(图7c-e)的HREE丰度要比南火山岩带和石灰沟岛弧熔岩为高(图7a-b)。稀土元素总量( $\Sigma\text{REE}$ ),从老虎山弧后扩张脊熔岩( $60.73 \times 10^{-6} \sim 127.9 \times 10^{-6}$ )和北火山岩带( $42.97 \times 10^{-6} \sim 78.50 \times 10^{-6}$ )经中火山岩带( $22.58 \times 10^{-6} \sim 66.81 \times 10^{-6}$ )向南火山岩带( $20.71 \times 10^{-6} \sim 74.90 \times 10^{-6}$ )和石灰沟岛弧熔岩( $6.03 \times 10^{-6} \sim 52.33 \times 10^{-6}$ )明显降低。相反,  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  和  $(\text{La}/\text{Sm})_N$  比值, 从北向南逐渐增高(表1)  $(\text{La}/\text{Yb})_N$ : 老虎山弧后扩张脊熔岩 0.74~1.52; 北火山岩带 0.65~0.97; 中火山岩带 0.80~1.53; 南火山岩带 0.57~1.63; 石灰沟岛弧熔岩 1.34~2.96;  $(\text{La}/$

$\text{Sm})_N$ : 老虎山弧后扩张脊熔岩 0.65~1.04; 北火山岩带 0.60~0.93; 中火山岩带 0.62~1.24; 南火山岩带 0.68~1.53; 石灰沟岛弧熔岩 0.63~1.84)。这些同样也都反映了自北向南消减带流体作用的增强。

中—北火山岩带熔岩的REE球粒陨石标准化分配型式(图7b-c)与老虎山弧后扩张脊熔岩的分配型式(图7a)近于平行, 但丰度稍低, 除个别样品外, 总体上呈微弱的LREE亏损到微弱的LREE富集趋势。形成于岛弧裂谷化环境的南火山岩带熔岩的REE球粒陨石标准化分配型式(图7d)总体上与石灰沟岛弧熔岩(图7e)相似, 但又可以进一步细分为两类(图7d); 北部大坂—大岔的中—基性熔岩的REE丰度较低  $\Sigma\text{REE} = 20.71 \times 10^{-6} \sim 30.14 \times 10^{-6}$ , 具有

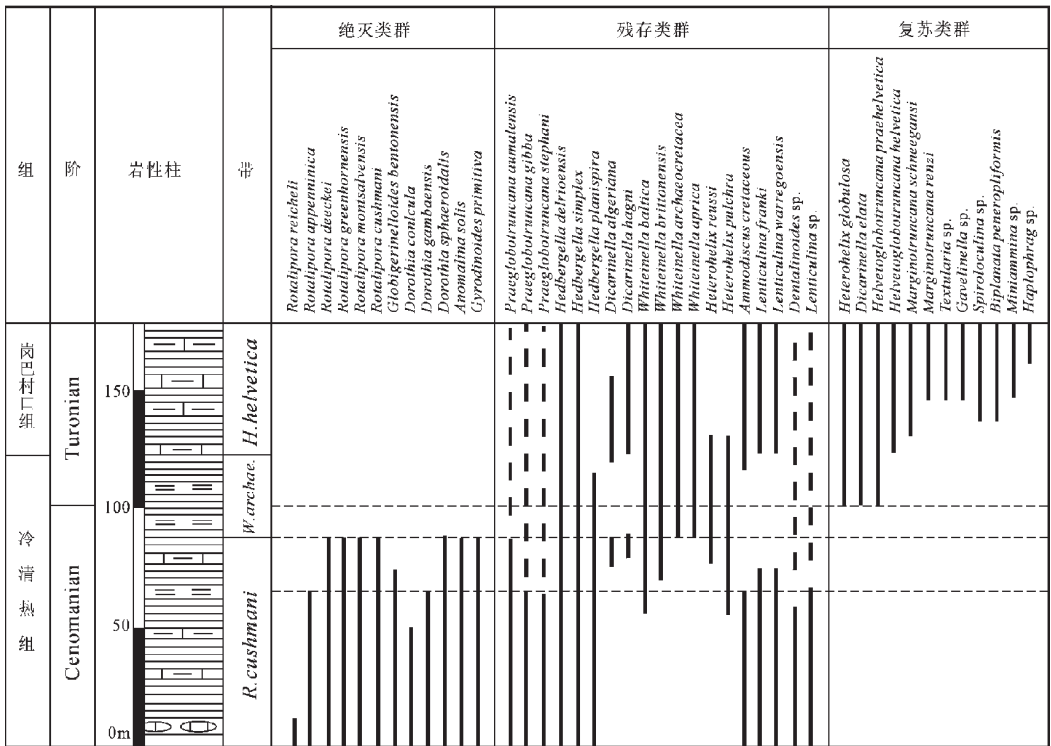


图4 塔洞沟—石居里沟中奥陶世弧后盆地火山岩系剖面

塔洞沟剖面: Q—系四系; D—泥盆系砂砾岩; 1—绿片岩及蓝片岩; 2—揉皱板、片岩及砂岩;

3—蛇纹石化方辉橄榄岩; 4—下部: 辉长岩, 上部: 席状辉绿岩墙; 5—枕状细碧岩

居里沟剖面: Q—第四系; D—泥盆系砂砾岩; 1—强揉皱砂岩和板岩; 2—凝灰质砂岩; 3—辉长岩和辉绿岩; 4—枕状细碧岩(辉绿岩脉穿插其中);

5—下部凝灰岩, 上部细碧岩; 6—揉皱凝灰质板岩; 7—硅质岩、细碧岩; 8—凝灰岩、硅质岩(含铜矿体); 9—凝灰岩、凝灰质砂岩、枕状细碧岩

Fig. 4 Sections of Middle Ordovician back-arc basin volcanic series in Tadonggou and Shijuiligou areas

Tadonggou section: Q—Quaternary; D— Devonian sandstone and conglomerate; 1—Greenschist and blueschist; 2—Wrinkled slate, schist and sandstone; 3—Serpentinized harzburgite; 4—Lower part: gabbro, upper part: sheeted diabase dyke; 5—Pillow spilite. Shijuiligou section: Q—Quaternary; D—Devonian sandstone and conglomerate; 1—Strongly wrinkled sandstone and slate; 2—Tuffaceous sandstone; 3—Gabbro and diabase; 4—Pillow spilite (to which injected the diabase vein); 5—Lower part: tuff, upper part: spilite; 6—Wrinkled tuffaceous slate; 7—Siliceous rock and spilite; 8—Tuff and siliceous rock containing copper ore body; 9—Tuff, tuffaceous sandstone and pillow spilite

表 1 北祁连山代表性岛弧和弧后盆地熔岩常量元素(%)和微量元素( $10^{-6}$ )化学成分  
 Table 1 Major element (%) and trace element ( $10^{-6}$ ) data for representative island-arc and back-arc basin lavas from the Northern Qilian Mountains

产地	石	居	里	沟	塔	洞	沟	白	泉	门	大	坂	一	大	岔	边	马	沟	九个	卡	尔	尔	沟
SiO <sub>2</sub>	53.87	55.87	52.09	53.07	57.75	56.21	50.08	50.71	55.16	48.70	47.96	48.07	48.10	48.01	47.00	49.36	46.19	43.54					
TiO <sub>2</sub>	0.30	0.24	0.60	0.30	0.25	0.22	0.23	1.63	1.01	2.17	1.60	1.98	1.51	2.89	1.60	1.96	1.09	1.55					
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.34	11.69	17.63	16.02	17.25	16.18	17.04	16.09	14.85	15.01	15.31	13.58	14.70	17.54	15.92	15.92	16.94	17.05					
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.24	3.40	2.81	6.07	5.80	6.64	5.97	4.75	1.85	2.10	1.86	3.57	3.33	6.49	4.78	4.78	1.55	7.60					
FeO	4.78	4.99	5.71	6.03	2.79	2.76	5.16	5.05	6.67	7.94	8.77	9.16	6.63	6.58	7.40	7.40	7.52	6.40					
MnO	0.12	0.12	0.15	0.17	0.06	0.08	0.14	0.13	0.24	0.18	0.20	0.22	0.17	0.20	0.19	0.19	0.18	0.22					
MgO	4.54	7.59	4.54	5.40	1.20	2.10	5.60	3.52	4.72	6.14	7.43	6.69	7.90	5.50	4.70	4.70	6.60	7.20					
CaO	2.29	5.14	7.27	3.00	2.90	3.60	4.10	6.60	6.25	8.74	7.21	8.91	8.30	3.70	6.10	6.10	11.80	10.60					
Na <sub>2</sub> O	6.86	4.56	3.22	6.30	8.16	7.70	5.60	6.23	4.55	4.20	3.68	3.31	3.58	5.25	4.50	4.50	2.45	2.51					
K <sub>2</sub> O	0.21	0.60	0.32	0.12	0.22	0.20	0.32	0.43	0.06	0.21	0.34	0.60	0.63	0.13	0.33	0.33	0.50	0.02					
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.07	0.14	0.07	0.11	0.11	0.10	0.339	0.114	0.33	0.24	0.25	0.20	0.44	0.24	0.24	0.08	0.12					
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3.04	3.02	4.28	1.62	1.31	1.88	2.02	2.52	5.02	3.40	4.02	2.82	2.07	1.41	1.95	1.95	2.08	1.00					
CO <sub>2</sub>	0.61	2.07	0.21	1.58	1.26	2.00	3.14	1.74	0.00	0.15	0.24	0.22	2.24	1.50	1.97	1.97	2.54	1.45					
Total	100.26	99.36	98.97	99.75	99.06	99.68	99.50	99.749	100.49	99.27	98.86	99.38	99.36	99.64	99.73	99.40	99.52	99.31					
Ba	77.5	97.2	83.0	96.6	127	96.2	1480	198.8	50.43	85.1	133	45.7	164	131	261	169	75.4	123					
Rb	1.8	3.9	4.5	72.3	21.8	55.5	17.2			1.8	4.1	17.8	22.4	41.3	30.8	14.9	13.4	53.8					
Sr	110.1	82.1	204.0	190	177	177	175			230.4	53.5		618	142	236	523	183	146					
Y	17	2	11	3	5	2	3	27.1	44.53	32	29	35	91	38	31	27	23	22					
Zr	114	125	151	97.7	89.4	90.7	90.4	125.8	105.6			456	83.6	165	100	91.5	146	140					
Nb	3	4	6	2	2	2	2			11	6	8	12	6	2	4	5	4					
Th	0.47	0.503	5.03	0.543	0.793	1.05	0.407			0.563	0.476	0.595	0.54	2.58	0.692	0.556	0.275	0.908					
Ni	145	238	23.6	125	11.4	139	115	18.77	41.48	70.7	47.2	47.2	90.9	89.3	127	116	133	94.6					
V	220	140	150	295	300	239	308	225	153.8	257	217	282	284	350	295	350	218						
Cr	20.9	656	13.2	49.6	38.3	32.2	128	17.61	100.3	174	266	202	233	33.3	171	50.2	140	70.1					
Hf	0.782	1.08	2.38	1.06	1.11	0.806	1.12			5.20	3.68	3.82	3.04	5.42	3.02	2.81	1.35	3.44					
Sc	32.4	31.5	25.2	43.8	41.3	40.1	39.3	23.17	24.95	36.9	40.1	49.6	48.2	38.6	46.5	37.4	32.7	46.3					
Co	0.194	0.422	9.66	0.134	0.118	0.115	0.12			0.877	0.363	0.418	0.303	0.767	0.432	0.123	0.161	0.484					
Ta	33.1	50.5	31.3	39.0	17.0	22.3	41.1	31.5	22.03	54.9	50.9	40.6	48.7	47.9	48.3	36.2	38.3	52.7					
U	0.57	0.178	0.23	0.365	0.736	0.658				0.208	0.227	0.149	0.78	0.966	0.45	0.36	0.468						
La	2.72	1.61	7.81	1.55	3.54	3.40	1.27	12.12	5.59	9.87	4.62	6.18	4.70	15.5	5.15	3.90	2.07	6.38					
Ce	6.63	17.9	4.12	7.39	9.18	4.99	31.13	18.34	19.8	10.3	7.22	11.3	35.3	13.1	11.0	6.65	16.0						
Nd	9.22	8.96	3.06	4.71	6.45	4.44	16.67	14.39	20.1	4.5	13.2	10.0	24.0	10.1	9.36	5.51	14.7						
Sm	1.45	0.914	2.96	0.917	1.21	1.76	4.12	4.47	5.97	4.5	4.58	3.60	6.62	3.38	3.55	1.75	5.04						
Eu	0.462	0.374	0.954	0.458	0.511	0.511	0.432	1.63	1.52	2.65	1.73	1.39	1.91	2.57	1.30	1.63	0.891	1.72					
Gd								4.81	6.14								2.63						
Tb	0.281	0.295	0.53	0.203	0.290	0.437	0.249	1.03	1.35	1.44	1.12	0.902	0.816	1.53	0.773	0.943	0.506	1.34					
Ho								0.95	1.55								0.727						
Tm								0.37	0.67								0.309						
Yb	0.775	0.686	1.88	0.753	0.807	1.47	0.641	2.54	4.49	4.38	4.22	3.62	3.94	4.49	2.71	2.92	1.97	4.59					
Lu	0.101	0.153	0.334	0.123	0.114	0.226	0.0943	0.45	0.62	0.664	0.65	0.65	0.598	0.633	0.423	0.425	0.321	0.693					
∑REE	38.64	6.03	52.33	14.18	23.57	25.43	16.38	102.9	103.7	96.87	70.64	72.74	127.9	128.6	67.94	60.73	46.33	72.56					
(La/Yb) <sub>N</sub>	2.37	1.58	2.80	1.39	2.96	1.56	1.34	3.22	0.84	1.52	0.74	1.15	0.80	2.33	1.28	0.90	0.71	0.94					
(Gd/Yb) <sub>N</sub>								1.53	1.10								1.08						
(La/Sm) <sub>N</sub>	1.18	1.11	1.66	1.06	1.84	1.22	0.63	1.85	0.79	1.04	0.65	0.85	0.82	0.80	0.96	0.69	0.74	0.80					
δ Eu	1.69	2.17	1.71	2.65	2.24	1.54	1.82	1.12	0.89	2.36	2.04	1.61	2.82	2.06	2.04	2.44	1.27	1.92					

注:全岩主元素成分由中国科学院地球化学研究所李荪蓉用 X 光荧光光谱测定。微量元素成分除 Nb、Y、V 由国家地质实验测试中心宋尔良用 X 光荧光光谱法分析外,其余元素均为中子活化分析,由中国科学院高能物理研究所韩松、黄忠祥完成。

平坦—弱亏损 LREE 分配型式,  $(La/Yb)_N=0.57\sim 1.10$ ,  $(La/Sm)_N=0.68\sim 1.13$ , 具 Eu 正异常,  $\delta Eu=1.03\sim 2.36$ ; 南部边马沟的中—酸性熔岩 REE 丰度较高,  $\Sigma REE=55.65\times 10^{-6}\sim 74.90\times 10^{-6}$ , 具弱富集 LREE 分配型式,  $(La/Yb)_N=1.46\sim 1.63$ ,  $(La/Sm)_N=1.24\sim 1.53$ , 具 Eu 负异常,  $\delta Eu=0.66\sim 0.98$ 。

南火山岩带 (相当于由岛弧裂谷化产生的初始弧后盆地地段) 熔岩和石灰沟岛弧熔岩之间的相似性也反映于不相容元素浓度和不相容元素比值的投点图(图 8)中, 该投点图将老虎山典型弧后扩张脊熔岩和石灰沟成熟岛弧区熔岩分开, 二者的投点区域之间没有重叠。前者以高 Y( $>20\times 10^{-6}$ )、高  $TiO_2(>1.0\%)$  和低  $Th/Yb(<0.60)$  为特征, 后者则相反, 以低 Y( $<20\times 10^{-6}$ )、低  $TiO_2(<0.60\%)$  和高  $Th/Yb(>0.60)$  为特征。Ti、Y、Nb、Zr、Yb 和 Hf 是最少和较少受消减作用变动的元素<sup>[9]</sup>, 它们的浓度可以对源区的亏损程度提供一种指示。图 8 显示, 从弧后扩张脊熔岩向岛弧熔岩,  $TiO_2$  和 Y 的含量清楚地逐渐降低, 指示岛弧之下的地幔比弧后盆地之下的地幔更为亏损。不相容元素的比值, 如 Nb/Th、Zr/Hf、Th/Yb 和 Nb/Yb, 对于中等程度的低压分馏无重大变化, 它们可以反映熔体产生时的比值<sup>[9]</sup>。在 Nb/Yb—Th/Yb 投点图中, 化学成分点呈一条正斜率的线性阵列(图 8), 这种特征在 Tonga—Kermadec—Lau 岛弧—弧后

盆地系统<sup>[9]</sup>和南 Sandwich 岛弧系统中<sup>[27]</sup>也很明显, 它反映了岛弧和弧后盆地熔岩产生过程中地幔楔的亏损。如图 8 所示, 北祁连山西段边马沟至白泉门一线, 弧后盆地熔岩的数据跨越了北祁连山东段石灰沟岛弧熔岩和老虎山弧后扩张脊熔岩样品所限定的区域: 一端, 北火山岩带(NVZ)的熔岩非常相似于老虎山弧后扩张脊(BASR)熔岩; 另一端, 南火山岩带(SVZ)的样品简直无法与石灰沟典型岛弧(IA)熔岩相区别。

### 3 讨论

#### 3.1 岛弧—弧后盆地成因模式

奥陶纪时, 由于北祁连山西南部大洋板块向东北方向俯冲, 在 Benioff 带之上, 沿着相当于走廊南山的地带, 形成奥陶纪弧形火山链。岛弧火山岩浆独特的化学 (富 Sr、K、Rb、Ba、Th 和挥发组分)(图 6a-b)和喷发(以爆发式喷发为主)特点<sup>[11, 22]</sup>, 表明其乃是受到消减板片源流体交代的地幔楔二辉橄榄岩部分熔融的产物。是消减洋壳在俯冲下沉、变质脱水过程中所释放出的含水流体带来了形成岛弧火山岩浆独特化学特点最必需的那些组分。

弧后盆地的产生, 则是起因于沿着海沟消减带俯冲下沉的板片对于软流圈的粘性拖曳作用<sup>[28]</sup>, 它引起岛弧轴下和岛弧后方的地幔楔中发生补充性对

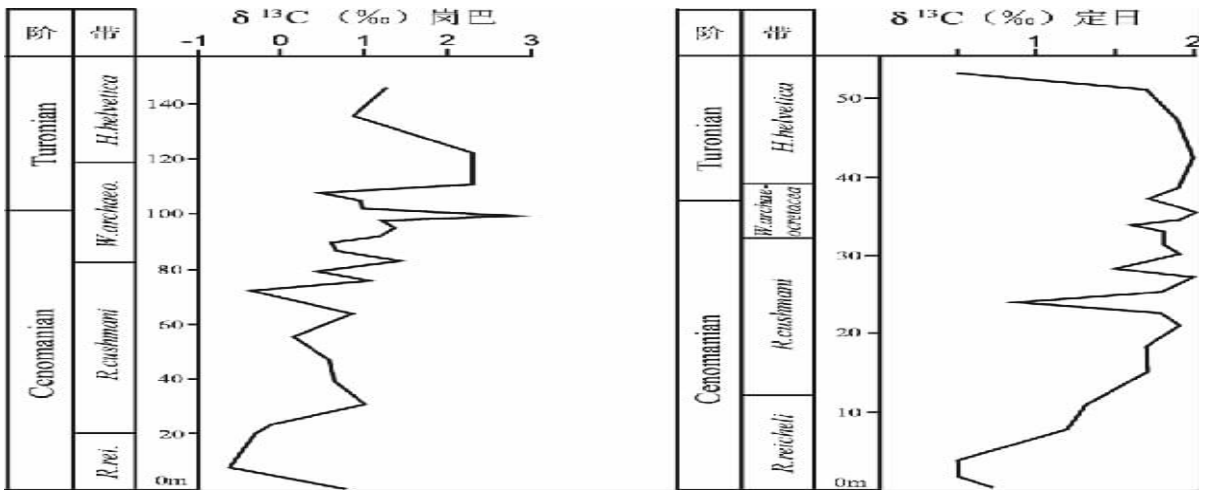


图 5 北祁连山岛弧—弧后盆地熔岩常量元素图解

IA—岛弧(石灰沟); BASR—弧后扩张脊(老虎山); NVZ—北火山岩带; MVZ—中火山岩带 SVZ—南火山岩带; 1—塔洞沟; 2—卡马尔沟; 3—石居里沟; 4—九个泉; 5—白泉门; 6—大坂—大盆; 7—边马沟;  $SiO_2$  和  $K_2O$  的界线据 LeMaitre<sup>[24]</sup>

Fig. 5 Major elements diagram for lavas in the island arc and the back-arc basins in the Northern Qilian Mountains

IA—Island arc (Shihuigou area); BASR—Back-arc spreading ridge (Laohushan area); NVZ—Northern volcanic zone; MVZ—Middle volcanic zone; SVZ—Southern volcanic zone; 1—Tadonggou area; 2—Kamargou area; 3—Shijuiligou area; 4—Jiugequan area; 5—Baiquanmen area; 6—Daban—Dacha area; 7—Bianmagou area. The silica and  $K_2O$  boundaries are from LeMaitre<sup>[24]</sup>

流循环,导致地幔底辟上隆,进而诱发弧后扩张,产生弧后盆地。应当指出,虽然弧后盆地的产生与消减系动力学关系密切,但并非所有的消减系均有张性弧后拉伸相伴,研究表明,张性弧后扩张仅发生于古老 (>80 Ma) 致密岩石圈呈陡角度消减的消减带之上,如西太平洋消减系具有明显的弧后拉伸;相反,东太平洋消减系是年轻的岩石圈呈低角度 (~30°) 消减,弧后则具挤压性质<sup>[29~31]</sup>。由此可以推断,对北祁连加里东消减系而言,其消减带的消减角度应当较

陡(>30°)。

### 3.2 岛弧和弧后盆地火成活动是否共存?

文献中,对于同一岛弧—弧后盆地系统中,岛弧和弧后盆地火成活动是否同时或是相互独立没有一致的意见。最新的研究表明,现代和古老的岛弧—弧后盆地系统,如 Mariana、Lau—Tonga 现代岛弧—弧后盆地系统<sup>[2~3]</sup>和北祁连山奥陶纪岛弧—弧后盆地系统<sup>[10~12]</sup>,常见岛弧火山作用和弧后海底扩张同时活动。问题在于,在弧后盆地打开的最早期阶段,发

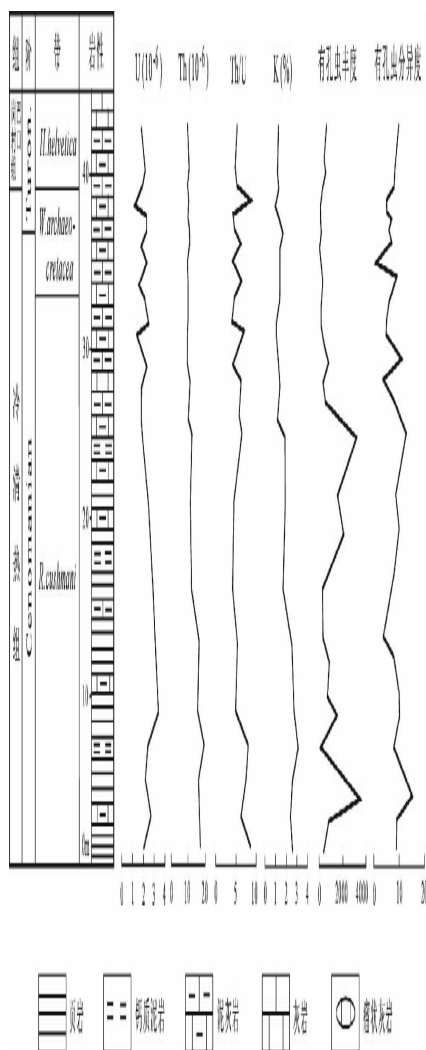


图 6 北祁连山岛弧—弧后盆地熔岩的微量元素 N-MORB 标准化分配型式

N-MORB 标准化值据 Sun 和 McDonough<sup>[25]</sup>;图例同图 5

Fig.6 N-MORB-normalized trace element patterns for lavas in the island arc and back-arc basins in the Northern Qilian Mountains.

N-MORB normalizing values after Sun and McDonough<sup>[25]</sup>.

Symbols same as in Fig. 5

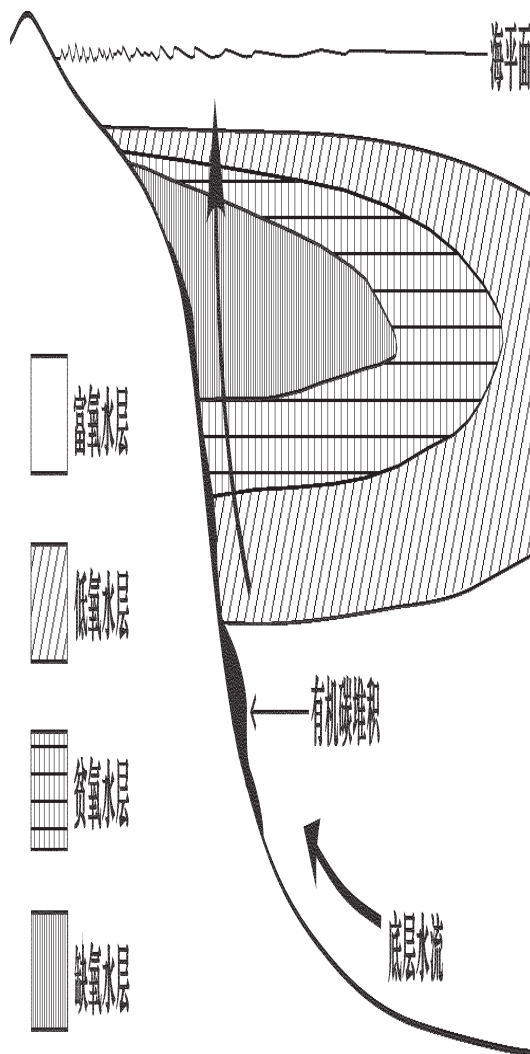


图 7 北祁连山岛弧—弧后盆地熔岩的稀土元素球粒陨石标准化分配型式

标准化值据 Boynton<sup>[26]</sup>;图例同图 5

Fig.7 Chondrite-normalized REE patterns for lavas in the island arc and back-arc basins in the Northern Qilian Mountains

Normalizing values after Boynton<sup>[26]</sup>

Symbols same as in Fig. 5



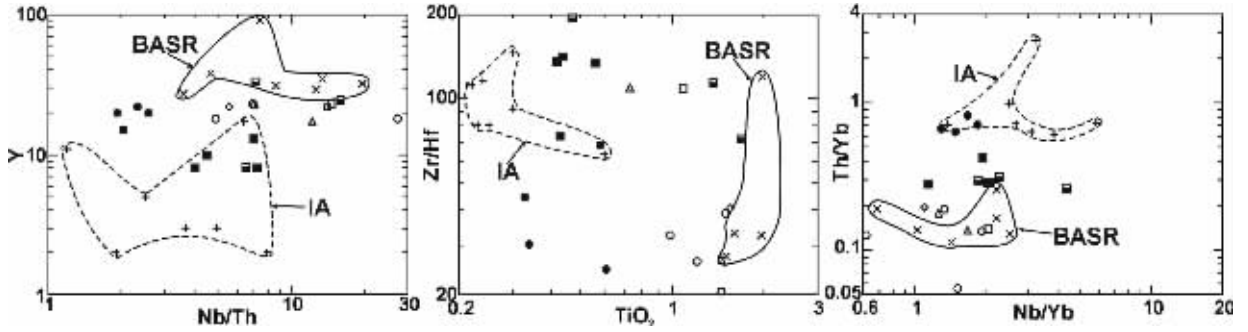


图 8 北祁连山岛弧—弧后盆地熔岩的特征微量元素比值图解

图例同图 5

Fig.8 Diagnostic trace element ratios for lavas in the island arc and back-arc basins in the Northern Qilian Mountains

Symbols same as in Fig. 5

生了些什么。此时,岛弧被裂开,被分开的岛弧和弧后盆地岩浆成因系统如何能够共存。笔者的研究表明,北祁连山西段的前述南火山岩带熔岩应当是岛弧裂谷化的产物,它们在地球化学上与北祁连山东段的石灰沟岛弧熔岩没有区别。由此,笔者认为,在通过岛弧裂谷化形成弧后盆地的最早期阶段,因为岛弧刚刚被裂开,岛弧和弧后火山作用的位置非常靠近,岛弧岩浆贮集叠加于岛弧裂谷之上,从而转向沿着裂谷轴喷发,岛弧熔体诞生的正常过程并没有被初始的岛弧裂谷化中断。尔后,随着连续的拉张,使得裂谷轴逐渐向弧后盆地移动定位,最终离开岛弧火山作用的正常位置,岛弧和弧后盆地岩浆系统被分开。总之,北祁连山奥陶纪弧后盆地熔岩沿边马沟至白泉门一线的岩石地球化学变化,为研究弧后盆地形成演化过程中岩浆作用方式的改变提供了一个范例。

### 3.3 弧后盆地熔体诞生过程中的变化

玄武岩成因的一个基本规则是,熔体中不相容元素的浓度和地幔源的熔融程度(F)呈反相关。也就是说,对于封闭系统而言,源区的部分熔融程度越高,熔体中不相容元素的浓度越低。但是,对于岛弧熔岩和弧后盆地熔岩而言,某些不相容元素(LILE 和流体活动性元素)丰度的变化却是与 F 呈正比<sup>[32]</sup>。推断是由于消减带的俯冲—消减作用造成弧下含水流体加入,既降低了源区地幔的熔融温度,同时也使得地幔楔富集不相容元素。这种作用被称为“湿熔融”(flux melting)<sup>[33]</sup>,它基本上是一种开放系统作用,是岛弧岩浆地球化学过程的普遍现象。而减压熔融则与之相反,近似于封闭系统作用。这两种作用可以联

合,以致于使得岛弧和弧后盆地之下的含水地幔楔以比这两种作用单独运作时都要大得多的程度发生部分熔融。此类联合作用在岛弧和弧后盆地熔岩形成中十分重要。

HREE 平坦型分配型式(图 7)表明本区岛弧和弧后盆地之下地幔楔的部分熔融不与残余石榴子石相伴,标志着部分熔融作用可能是发生于较石榴子石—二辉橄榄岩稳定区更浅的深处(即尖晶石—二辉橄榄岩稳定区)。从图 9 也可以看出,本区岛弧—弧后盆地熔岩的投点基本上是重叠于尖晶石—二辉橄榄岩的计算部分熔融轨迹之上。本文之所以利用 Ti—Yb 系统<sup>[2]</sup>估算熔岩源区的部分熔融程度,是因为消减板片源流体加进幔源时,对于高场强元素(HFSE)如 Ti 和 Yb 不会产生多少影响<sup>[34]</sup>。应当指出,图 9 中的尖晶石—二辉橄榄岩部分熔融轨迹的计算中只是考虑了对于橄榄石分离的校正,而对其他可能发生分离的矿物相如斜长石和单斜辉石,在建立模式的过程中并没有予以考虑<sup>[2]</sup>,但是,斜长石和单斜辉石的分离对于 Ti 和 Yb 的含量可能会产生重要影响,因此,利用图 9 所估算的只是一种近似的相对部分熔融程度。由于本文的目的只在于试图评价弧后盆地熔体产生过程中所发生的相对变化,这种近似的相对部分熔融程度就可以满足要求。由图 9 可见:老虎山弧后扩张脊熔岩纪录的 F 值 < 5%;石灰沟岛弧熔岩的 F 估算值要比弧后扩张脊熔岩高得多(> 27%);从北火山岩带向南火山岩带, F 值也明显增高。凡此种种,可能与自北向南逐渐靠近古海沟俯冲消减带位置(图 1~2),消减板片源流体的影响逐渐增强,造

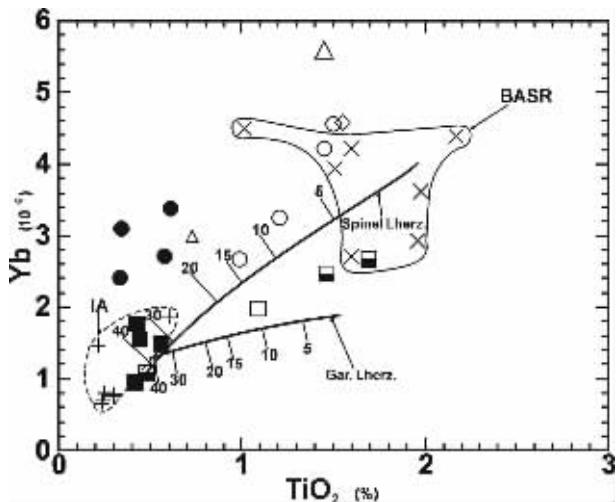


图 9 根据 Ti - Yb 系统估算火山熔岩源区的熔融程度 (F) 标注 'Spinel Lherz.' 的曲线适用于尖晶石二辉橄榄岩原始幔源的非模式批次熔融; 'Gar. Lherz.' 曲线适用于石榴子石二辉橄榄岩原始地幔源的非模式批次熔融 (Gribble et al., 1998)<sup>[9]</sup>。两条曲线上标注的熔融程度为从 5% 至 40%。图例同图 5

Fig. 9 Degree of melting in the lava source regions estimated from the Ti-Yb systematics

The curve labeled as 'Spinel Lherz.' applies to non-modal batch melting of a spinel lherzolite primitive mantle source and the curve labeled as 'Gar. Lherz.' applies to non-modal batch melting of a garnet lherzolite primitive mantle source (Gribble et al., 1998)<sup>[9]</sup>. The melting degrees labeled for both curves range from 5 to 40% melting. Symbols as in Fig. 5

成地幔源区水含量逐渐增高(相应液相线降低,部分熔融程度也逐渐增高)有关。

### 3.4 弧后盆地岩浆成因

如引言所述,这是一个有争议但十分重要的课题。迄今为止,很少有一种分类方案能有效地将弧后扩张脊熔岩与岛弧熔岩加以区分。但是,在北祁连山早古生代岛弧—弧后盆地系统中,弧后扩张脊熔岩和岛弧熔岩的成分范围能被识别,因此,可以利用这一系统对从岛弧裂谷化向弧后扩张的过渡加以研究。

笔者已证明,对于由南火山岩带限定的弧后盆地早期裂谷阶段而言,裂谷拉张轴捕获了岛弧岩浆贮集,因而从这一裂谷部分喷发的熔岩在成分上与正常岛弧熔岩没有区别,它们应具有相似的岩石成因过程。弧后扩张脊熔岩产生于消减带组分加入和弧后盆地之下地幔上隆引起的绝热降压作用的相互联合,后者与正常洋中脊之下发生的绝热降压作用没有区别。这种情况与从大陆裂谷化演变至新的洋盆开启诞生的过程相似。即在诱使地幔上隆足以产生弧后扩张脊熔岩之前,必须先发生重大的弧后拉伸<sup>[35]</sup>。因此,在弧

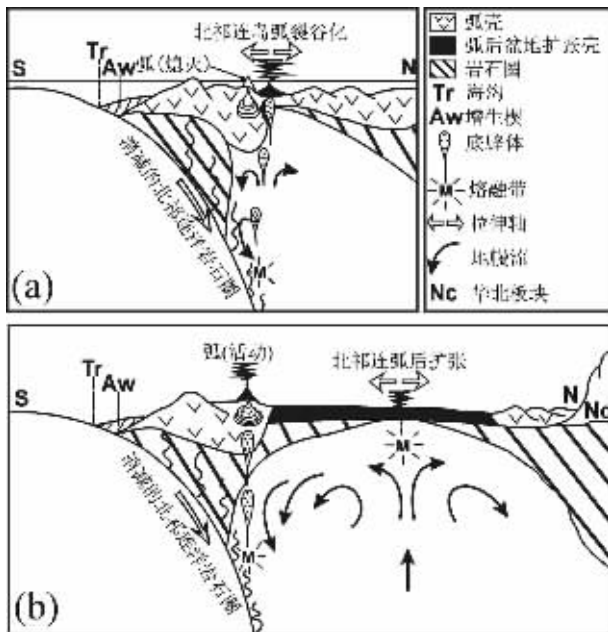


图 10 北祁连山弧后盆地构造演化示意图, 显示地幔对流方式和熔体产生过程的变化

(a)—早期岛弧裂谷化没有扰乱地幔中岛弧岩浆生成的正常过程,悬浮的底辟体克服周围地幔由于消减板片俯冲引起的下沉而上升,产生岛弧熔体。这些熔体从岛弧转向附近的裂谷轴;(b)—弧后海底扩张体制的建立反映弧后扩张脊之下地幔的上隆,从而导致近于绝热状态的地幔柱发生减压熔融,这一过程和正常洋中脊处发生的作用相似。随着底辟体克服周围下沉的地幔流上升,继续产生岛弧岩浆,但是,此时弧后拉伸轴已与岛弧火山前峰分离,从而发育正常岩浆弧

Fig.10 Diagram of the tectonic evolution of the back-arc basins in the Northern Qilian Mountains, showing the changes of the mechanism of mantle convection and processes of melt generation

(a)-In the early stage island arc rifting does not perturb the normal processes of arc magma genesis in the mantle. Arc melts result from the rise of buoyant diapirs at a rate that allows these to overcome the ambient mantle downflow induced by the subducting slab. These melts are diverted from the arc to the nearby rift axis.;(b)- Establishment of a back-arc seafloor spreading regime reflects establishment of a zone of mantle upwelling beneath the back-arc spreading ridge, resulting in decompression melting of a nearly adiabatic mantle column indistinguishable from that of normal mid-ocean ridges. Arc magmas continue to be generated in association with diapiric ascent against ambient downward mantle flow, but the separation of the extensional axis and the arc volcanic front allows development of a normal magmatic arc

后盆地形成最早期的岛弧裂谷化阶段不可能产生弧后扩张脊熔岩。岛弧的初始裂谷化很显然是岛弧之下

深部软流圈地幔底辟上隆的结果。应当指出,虽然弧后盆地本质上也是一种大洋现象,但是,弧后盆地的海底扩张显然不同于正常洋脊区的海底扩张,它总是与消减作用密切相伴。在弧后盆地形成过程中,显然存在着来自消减板片流体卷入的可能,因而在弧后盆地火山岩浆作用中,会产生具有向岛弧火山岩系过渡的地球化学特征的火山岩系。

图 10 显示了弧后盆地形成过程中地幔对流方式和熔体产生作用的变化。在弧后盆地形成早期的裂谷化过程中,岛弧岩浆可通过地幔流底辟上升,并从岛弧转向了附近的裂谷轴(图 10a)。只要被消减板片引起的地幔下沉(downwelling)持续于裂谷轴之下,就不可能造成产生似 MORB 减压熔体所必需的地幔上隆(upwelling)。随着弧后拉伸继续,裂谷轴离开岛弧火山前峰,且随着弧后盆地变宽,裂谷轴离开岛弧岩浆流的距离也逐渐增大。如图 10b 所示,裂谷轴和弧下地幔下沉带间的距离加大至足以造成弧后盆地之下的地幔上隆,产生一个类似于洋中脊的减压熔融系统。由于该弧后地幔上隆带逐渐与消减板片源的水源分开,从而使部分熔融程度变小。此时,由于弧后地幔上隆,造成弧壳的大幅度减薄,从而引发真正意义上的弧后海底扩张,并相应地在弧后盆地和海底扩张区中建立起一个独立的岩浆系统——弧后盆地岩浆系统。

## 4 结 论

北祁连山奥陶纪弧后盆地熔岩的研究结果揭示,在弧后盆地形成过程中,其源成分和岩浆成因方式发生了系统变异。在整个弧后拉张过程中,从初始岛弧裂谷化演变到弧后海底扩张,相伴的火山喷发产物呈现规律性变化。从早期裂谷熔岩(与正常岛弧熔岩无区别)到弧后盆地扩张中心之下地幔上隆导致减压熔融所产生的弧后扩张脊熔岩,在地球化学成分上显示出一种逐渐过渡。这种过渡反映了演化中的弧后盆地之下地幔对流体制的重组:从初始岛弧裂谷之下由消减板片俯冲引起的地幔下沉,转变为弧后海底扩张带之下地幔的上隆。当弧后扩张中心靠近海沟时,消减板片源流体必然会影响到弧后火山岩的化学成分。然而,随着弧后扩张作用的进行,扩张中心逐渐远离海沟,这种消减板片源流体的影响就会逐渐减弱。随着弧后盆地演化,在岛弧—弧后盆地岩浆系统中发生的最重要的变化不是岛弧火成活动的结束,因为岛弧岩浆仍在地幔楔中恒定地产生。

其最重要改变是在岛弧裂谷初始化之后,在弧后盆地和海底扩张区中一个独立的岩浆系统——弧后盆地岩浆系统的建立。

## 参考文献 (References):

- [1] Karig D E. Origin and development of marginal basins in the western Pacific[J]. *J. Geophys. Res.*, 1971, 76: 2542 ~ 2561.
- [2] Gribble R F, Stern R J, Newman S, et al. Chemical and isotopic composition of lavas from the Northern Mariana Trough: implications for magmatogenesis in back-arc basins[J]. *J. Petrol.*, 1998, 39(1): 125 ~ 154.
- [3] Ewart A, Collerson K D, Regelous M, et al. 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.*, 1998, 39(3): 331 ~ 368.
- [4] Clift P D. Volcaniclastic sedimentation and volcanism during the rifting of Western Pacific back-arc basins[A]. In: Taylor B & Natland J (eds). *Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific*[C]. Geophysical Monograph, American Geophysical Union, 1995, 88: 67 ~ 96.
- [5] Marsaglia K M. Interarc and back-arc basins[A]. In: Busby C J, Ingersoll R V (eds). *Tectonics of Sedimentary Basins*[C]. Cambridge, MA: Blackwell Science, 1995. 299 ~ 329.
- [6] McCulloch M T, and Gamble J A. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1991, 102: 358 ~ 374.
- [7] Crawford A J, Beccaluva L, Ang Serri G. Tectono-magmatic evolution of the West Philippine-Mariana region and the origin of boninites[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1981, 54: 346 ~ 356.
- [8] Stern R J, Lin P, Marris J D, et al. Enriched back-arc basin basalts from the northern Mariana Trough: implications for the magmatic evolution of back-arc basins[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1990, 100: 210 ~ 225.
- [9] Fryer P, Taylor B, Langmuir C H, et al. Petrology and geochemistry of lavas from the Sumisu and Torishima back-arc rifts [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1990, 100: 161 ~ 178.
- [10] 夏林圻, 夏祖春, 徐学义. 北祁连山构造—火山岩浆演化动力学 [J]. *西北地质科学*. 1995, 16(1): 1 ~ 28.  
Xia Linqi, Xia Zuchun, Xu Xueyi. Dynamics of tectono-zvolcano-magmatic evolution from North Qilian Mountains, China[A]. *Northwest Geoscience*, 1995, 16(1): 1 ~ 28 (in Chinese with English abstract).
- [11] 夏林圻, 夏祖春, 徐学义. 北祁连山海相火山岩岩石成因[M]. 北京: 地质出版社, 1996. 74 ~ 129.  
Xia Linqi, Xia Zuchun, Xu Xueyi. Pteogenesis of marine volcanic rocks from Northern Qilian Mountains [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1996. 74 ~ 129 (in Chinese).
- [12] 夏林圻, 夏祖春, 徐学义. 北祁连山早古生代洋脊—洋岛和弧后盆地火山作用[J]. *地质学报*, 1998, 72(4): 301 ~ 312.  
Xia Linqi, Xia Zuchun, Xu Xueyi. Early Palaeozoic mid-ocean

- ridge — ocean island and back-arc basin volcanism in the North Qilian Mountains. *Acta Geologica Sinica*, 1998,72(4): 301 ~ 312 (in Chinese with English abstract).
- [13] 夏林圻, 夏祖春, 徐学义. 北祁连山古洋壳火山作用基本特征[A]. 中国矿物学岩石学地球化学研究新进展(一), 中国矿物岩石地球化学学会第五届学会年会论文集[C]. 兰州: 兰州大学出版社, 1994.136 ~ 137.
- Xia Linqi, Xia Zuchun, Xuxueyi. Basic characteristics of volcanism on the paleo-oceanic crust from North Qilian Mountains[A]. In: *New Progresses of Mineral, Petrologic and Geochemical studies in China (1)*, Selected papers of fifth scientific annual Meeting of Chinese Society of Mineralogy, Petrology and Geochemistry. Lanzhou: Lanzhou University press, 1994.136 ~ 137 (in Chinese).
- [14] 夏林圻, 夏祖春, 任有祥, 等. 北祁连山古海底火山作用与成矿[J]. *地球学报*, 1999, 20(3): 259 ~ 264.
- Xia Linqi, Xia Zuchun, Ren Youxiang, et al. The paleosubmarine volcanism and mineralization in North Qilian Mountains. *Acta Geoscientia Sinica*, 1999, 20(3): 259 ~ 264 (in Chinese with English abstract).
- [15] 夏林圻, 夏祖春, 任有祥, 等. 祁连-秦岭山系海相火山岩[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1991.
- Xia Linqi, Xia Zuchun, Ren Youxiang, et al. *The Marine Volcanic Rocks from Qinling and Qilian Mountains* [M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1991 (in Chinese with English abstract).
- [16] 夏林圻, 夏祖春, 任有祥, 等. 祁连山及邻区火山作用与成矿[M]. 北京: 地质出版社, 1998.
- Xia Linqi, Xia Zuchun, Ren Youxiang, et al. *The Volcanism and Mineralization from Qilian Mountains and Adjacent Regions* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1998 (in Chinese).
- [17] 夏林圻, 夏祖春, 赵江天, 等. 祁连山元古宙大陆溢流玄武岩[J]. *地质论评*, 1999, 45: 1028 ~ 1037.
- Xia Linqi, Xia Zuchun, Zhao Jiangtian, et al. Proterozoic continental flood basalts from Qilian Mountains [J]. *Geological Review*, 1999, 45: 1028 ~ 1037 (in Chinese with English abstract).
- [18] 夏林圻, 夏祖春, 赵江天, 等. 北祁连山西段元古宙大陆溢流玄武岩性质的确定[J]. 2000, *中国科学(D辑)*, 2000, 30(1): 1~8.
- Xia Linqi, Xia Zuchun, Zhao Jiangtian, et al. Determination of properties of Proterozoic continental flood basalts of western part from North Qilian Mountains [J]. *Science in China (Series D)*, 1999, 42(5): 506 ~ 514.
- [19] 许志琴, 崔军文. 大陆山链变形构造动力学[M]. 北京: 冶金工业出版社, 1996.
- Xu Zhiqin, Cui Junwen. *Dynamics of Deformational Structure in the Continental Mountain Chains* [M]. Beijing: Metallurgical industry Publishing House, 1996 (in Chinese).
- [20] 许志琴, 张建新, 徐惠芬, 等. 中国主要大陆山链韧性剪切带及动力学[M]. 北京: 地质出版社, 1997.
- Xu Zhiqin, Zhang Jianxin, Xu Huifen, et al. *Ductile shear zones in the main continental mountain chains of China and their dynamics* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1997 (in Chinese with English abstract).
- [21] 许志琴, 徐惠芬, 张建新, 等. 北祁连走廊南山加里东俯冲杂岩增生地体及其动力学[J]. *地质学报*, 1994, 68(1): 1~15.
- Xu Zhiqin, Xu Huifeng, Zhang Jianxin, et al. *The Zhoulang Nanshan Caledonian subductive complex in the Northern Qilian Mountains and its dynamics* [J]. *Acta Geologica Sinica*, 1994, 68(1): 1~15 (in Chinese with English abstract).
- [22] 夏林圻, 夏祖春, 任有祥, 等. 北祁连山石灰沟奥陶纪岛弧火山岩系岩浆性质的确定[J]. *岩石矿物学杂志*, 1991, (1): 1~10.
- Xia Linqi, Xia Zuchun, Ren Youxiang, et al. Determination of magmatic nature of Ordovician island arc volcanic series in the Shihuigou area in the Northern Qilian Mountains. *Acta Petrologica et Mineralogica*[J], 1991, 10(1): 1 ~ 10 (in Chinese with English abstract).
- [23] 甘肃省地质矿产局. 甘肃省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1989.
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Gansu Province. *Regional geology of Gansu Province* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1989 (in Chinese with English abstract).
- [24] LeMaitre R W. A classification of igneous rocks and glossary of terms[M]. Oxford: Blackwell Scientific, 1989, 1~19.
- [25] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotope 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. London Spec. Pub.*, 1989, 42: 313 ~ 345.
- [26] Boynton W V. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: meteorite studies[A]. In: *Rare Earth Element Geochemistry*[C]. edited by P. Henderson, New York: Elsevier, 1984, 63~114.
- [27] Pearce J A, and Peate D W. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1995, 23: 251 ~ 285.
- [28] Toks-z M N, and Bird P. Formation and evolution of marginal basins and continental plateaus[A]. In: Talwani M., Pitman W C. (eds), *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-arc Basins*[C]. Washington DC: Am. Geophys. Union, 1978, 177 ~ 196.
- [29] Molnar P, And Atwater T. Interarc spreading and Cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1978, 41: 330 ~ 340.
- [30] Cross T A, and Pilger Jr R H. Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions[J]. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1982, 93: 545 ~ 562.
- [31] Furlong K P, Chapman D S, and Alfeld P W. Thermal modeling of the geometry of subduction with implications for the tectonics of the overriding plate[J]. *J. Geophys. Res.*, 1982, 87: 1786 ~ 1802.
- [32] Gribble R F, Stern R J, Bloomer S H, et al MORB mantle and subduction components interact to generate basalts in the Southern Mariana Trough back-arc basin[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1996, 60: 2153 ~ 2166.
- [33] Gill J. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*[M]. New York:

Springer-Verlag, 1981.

[34] Keppler H. Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids[J]. *Nature*, 1996, 380: 237~240.

[35] White R S, McKenzie D P. Magmatism at rift zone: the generation of volcanic continental margins and flood basalts[J]. *J. Geophys. Res.*, 1989, 94: 7685 ~ 7729.

## Magmagenesis of Ordovician back-arc basins in the Northern Qilian Mountains

XIA Lin-qi, XIA Zu-chun, XU Xue-yi

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

**Abstract:** This paper reports the results of a petrogeochemical study of lavas in lower Paleozoic back-arc basins in the Northern Qilian Mountains. The distribution of samples links regions of back-arc seafloor spreading to the north with regions farther south where a progression of island arc rifting styles occurred in the earliest stage of back-arc basin extension. Petrographic and geochemical characteristics of lavas reflect the change in style of extension, with typical back-arc basin basic lavas in the north passing southward to arc lavas. Glassy (devitrified now), minor-porphyrific basic lavas characterize regions of seafloor spreading. Felsic lavas and porphyritic basic lavas occur in the southern, island-arc rifting regions. Geochemically, mature arc portions ( $Y < 20 \times 10^{-6}$ ,  $TiO_2 < 0.60\%$ ,  $Th/Yb > 0.60$ ) are distinguished from regions of back-arc spreading ( $Y > 20 \times 10^{-6}$ ,  $TiO_2 > 1.0$ ,  $Th/Yb < 0.60$ ). Samples show progressive marked changes in geochemical compositions, from back-arc basin basic lavas formed by seafloor spreading southward through lavas that increasingly resemble arc lavas to arc lavas that are indistinguishable from arc lavas encountered in the southernmost portion of the rift. These changes reflect the changes in the mechanism of mantle convection and processes of melt generation beneath the evolving back-arc basin in the Northern Qilian Mountains: from mantle downwelling beneath incipient island arc rifts caused by slab subduction to mantle upwelling beneath zones of back-arc seafloor spreading. The rift axis captured the arc magmatic flux in the early island arc rift stage, so that the lavas erupting from this part of the rift cannot be compositionally distinguished from arc lavas. As back-arc extension continued and the back-arc basin widened, the arc magmatic flux moved progressively away from the rift axis, finally generating a mid-ocean ridge-like decompression melting system-back-arc basin magmatic system.

**Key words:** back-arc lava; arc lava; petrogeochemistry; magmagenesis; Northern Qilian Mountains