

新疆东天山哈尔里克奥陶纪的构造属性： 来自火山岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学与地球化学的制约

李江涛^{1,2}, 何学锋¹, 刘亮^{1,2}, 杨鹏涛¹, 梁斌^{1,2}, 苏画¹,
杨宇东¹, 韩洪明¹, 刘应忠³, 戴智慧⁴

(1. 四川省地质矿产勘查开发局 川西北地质队, 四川 绵阳 621010; 2. 西南科技大学 环境与资源学院, 四川 绵阳 621010;
3. 贵州省地质调查院, 贵州 贵阳 550005; 4. 中国科学院 地球化学研究所, 贵州 贵阳 550005)

摘要: 新疆东天山哈尔里克造山带火山岩为一套酸性—基性岩(流纹岩、英安岩、安山岩、玄武岩)夹火山碎屑岩(凝灰岩)的岩石组合。流纹岩样品的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果显示, 时代为中奥陶世大坪期(468.8 ± 9.1 Ma), 代表了该套火山岩的形成年龄。岩石地球化学分析结果显示, 该套火山岩 SiO₂ 含量介于 49.12% ~ 78.24%, TiO₂ 介于 0.12% ~ 1.00%, Al₂O₃ 介于 11.31% ~ 20.86%; 铝饱和指数 A/CNK 值为 0.80 ~ 1.31(均值为 0.99), 里特曼指数 σ 值为 0.19 ~ 3.86(均值为 1.29), Mg[#] 值为 8.87 ~ 49.29(均值为 31.20); 富集大离子亲石元素(LILE) Ba、Rb 以及轻稀土元素(Σ LREE) La、Ce, 亏损高场强元素(HFSE) Nb、Ta、Ti 等。微量元素和稀土元素的相关图解与比值以及发育的捕获锆石反映了俯冲带岛弧钙碱性火山岩特征, 且存在大陆地壳混染作用。综合区域地质资料分析, 在早古生代期间(中奥陶世—早志留世), 哈尔里克造山带存在大面积的与岛弧演化有关的加里东期岩浆活动, 此期间哈尔里克造山带的构造背景为洋壳俯冲有关的岛弧环境, 其形成可能与东准噶尔南部克拉麦里洋向南俯冲作用有关。

关键词: 哈尔里克造山带; 奥陶纪; 岛弧火山岩; 洋壳俯冲; LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年; 地球化学
中图分类号: P588 文献标志码: A 文章编号: 1000-8527(2017)03-0460-14

Ordovician Tectonic Evolution of Harlik in Eastern Tianshan of Xinjiang: Constraints from LA-ICP-MS Zircon U-Pb Geochronology and Geochemistry of Volcanic Rocks

LI Jiangtao^{1,2}, HE Xuefeng¹, LIU Liang^{1,2}, YANG Pengtao¹, LIANG Bin^{1,2}, SU Hua¹,
YANG Yudong¹, HAN Hongming¹, LIU Yingzhong³, DAI Zhihui⁴

(1. Northwest Sichuan Geological Party, Sichuan Bureau of Geology and Mineral Resources, Mianyang, Sichuan 621010, China;
2. School of Environment and Resource, Southwest University of Science and Technology, Mianyang, Sichuan 621010, China;
3. Guizhou Academy of Geological Survey, Guiyang, Guizhou 550005, China;
4. Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang, Guizhou 550005, China)

Abstract: The volcanic rocks in the Harlik orogenic belt of eastern Tianshan, Xinjiang are combined with a set of acid to basic rocks (rhyolite, dacite, andesite, basalt) intercalated with pyroclastic rocks (dacite tuff). U-Pb dating of zircons from the samples of rhyolite by LA-ICP-MS yields weighed mean ²⁰⁶Pb/²³⁸U ages of (468.8 ±

收稿日期: 2016-05-12; 改回日期: 2017-01-29; 责任编辑: 戚开静。

基金项目: 中国地质调查局项目“新疆天山哈密地区五幅 1:5 万区域地质矿产调查”(12120113042400); 国家自然科学基金项目(41472310)。

作者简介: 李江涛, 男, 助理工程师, 1989 年出生, 地质矿产勘查专业, 主要从事区域地质调查研究。
Email: lijiantao_cool@163.com。

通信作者: 何学锋, 男, 高级工程师, 1966 年出生, 地质矿产勘查专业, 主要从事区域地质调查研究。
Email: hx66@sohu.com。

9.1) Ma, which indicates that these volcanic rocks formed in Middle Ordovician. Geochemical analysis results show that the SiO_2 contents are from 49.12% to 78.24%; TiO_2 contents are from 0.12% to 1.00%; Al_2O_3 contents are from 11.31% to 20.86%; A/CNK ratios are from 0.80 to 1.31 (with an average of 0.99); and Rittmann indexes (σ) are from 0.19 to 3.86 (with an average of 1.29); $\text{Mg}^\#$ values are from 8.87 to 49.29 (with an average of 31.20). The rocks are rich in large ion lithophile elements (LILEs, e.g., Rb, Ba) and light rare earth elements (LREEs, e.g., La, Ce) and depleted in high field-strength elements (HFSEs, e.g., Nb, Ta, Ti). According to the relevant diagrams, the ratios about the trace elements and rare earth elements, and xenocrystic zircon, it indicates that there are typical arc volcanic rocks in supper-subduction zone, and that the magma intruded the continental crust. Moreover, based on the analysis of regional geological data, during the Early Paleozoic (Middle Ordovician to Early Silurian), we can claim that there is a large island arc evolution related to the Caledonian tectonic magmatism, which tectonic background is the oceanic crust subduction of island arc environment, and its formation may be related to east Junggar Kelamaili ocean of the south subduction.

Key words: Harlik orogenic belt; Ordovician; island-arc volcanic rock; subduction of the ocean crust; LA-ICP-MS zircon U-Pb dating; geochemistry

0 引言

中亚造山带是全球显生宙大陆增生最显著的地区,也是全球最大的增生造山带,记录了西伯利亚板块与塔里木及华北克拉通相向汇聚、古亚洲洋俯冲消减以及多种构造单元相互碰撞、拼合的复杂演化历史^[1-2]。夹持于西伯利亚板块和塔里木板块间的东天山哈尔里克造山带作为中亚造山带古亚洲洋古生代构造演化的产物(图1(a)),保存了大量古亚洲洋板片俯冲、弧-陆碰撞、古洋陆格局及其演变等重要信息^[2-4],因而成为当今地学界研究的重点及热点地区。虽然近年来众多学者对哈尔里克造山带的物质组成和构造演化做了大量研究,并取得了较为丰硕的成果,但是专门针对该区广泛发育的奥陶纪火山岩研究较少,其构造属性及成因至今仍存在不同的认识。一种观点认为哈尔里克山与博格达山相连,哈尔里克山地区奥陶纪火山岩的形成与博格达山地区相似,均形成于北天山洋盆向北俯冲形成的博格达-哈尔里克弧后盆地环境^[5-7]。第二种观点认为哈尔里克奥陶纪火山岩建造是洋壳俯冲产生的岩浆弧,构造上属于岛弧性质的活动陆缘亦或俯冲消减带的火山弧构造环境^[8-11],但关于该岛弧是东准噶尔南部克拉麦里-莫钦乌拉蛇绿岩带代表的洋盆向南俯冲有关的岛弧^[4,8,12-13],还是与康古尔塔格一带洋盆向北俯冲有关的岛弧^[11,14-16],亦或双向俯冲有关的岛弧^[17],至今也尚无准确定论。鉴于此,本研究选择前人并未涉及、位于哈尔里克主

脊部位的奥陶纪火山岩地层剖面(图1b、图2),系统地采集火山岩样品进行了详细的岩石学、地球化学及锆石 U-Pb 年代学研究,同时结合对比邻区的研究成果,以期准确厘定该套火山岩的形成时代,并了解哈尔里克山奥陶纪火山岩的成因及其构造归属等问题提供重要的地质依据。

1 地质背景与样品采集

哈尔里克山位于天山山脉东段,呈北西西-南东东走向延伸,北与莫钦乌拉山毗邻,南与吐哈盆地相接,西连博格达山,东临甘肃北山,其地理坐标介于东经 $93^{\circ}00'$ - $96^{\circ}15'$ 与北纬 $42^{\circ}30'$ - $43^{\circ}20'$ 之间(图1(c))。大地构造位置上,属西伯利亚古板块与塔里木古板块之间的天山造山带的一部分。区内火山活动强烈,喷发时间长跨度大,从奥陶纪开始至侏罗纪结束(图1(b))。其中奥陶纪、泥盆纪和石炭纪火山活动最为强烈,火山岩分布面积最广,志留纪、二叠纪与侏罗纪火山作用强度相对较弱,火山岩分布范围较为局限。区内火山岩类型比较齐全,从基性岩-酸性岩类均有分布,以中基性岩浆喷发为主,中酸性岩浆喷发作用相对较弱。

本文对出露于哈尔里克山主脊南北两侧的乌列盖组地层和大柳沟组地层进行了剖面测量与观察研究,共采集了9件火山岩样品,其中7件样品产自研究区出露面积广的大柳沟组地层,2件样品产自出露面积较小的乌列盖组地层。乌列盖组地层主要岩性为长石石英细砂岩、长石岩屑砂岩、

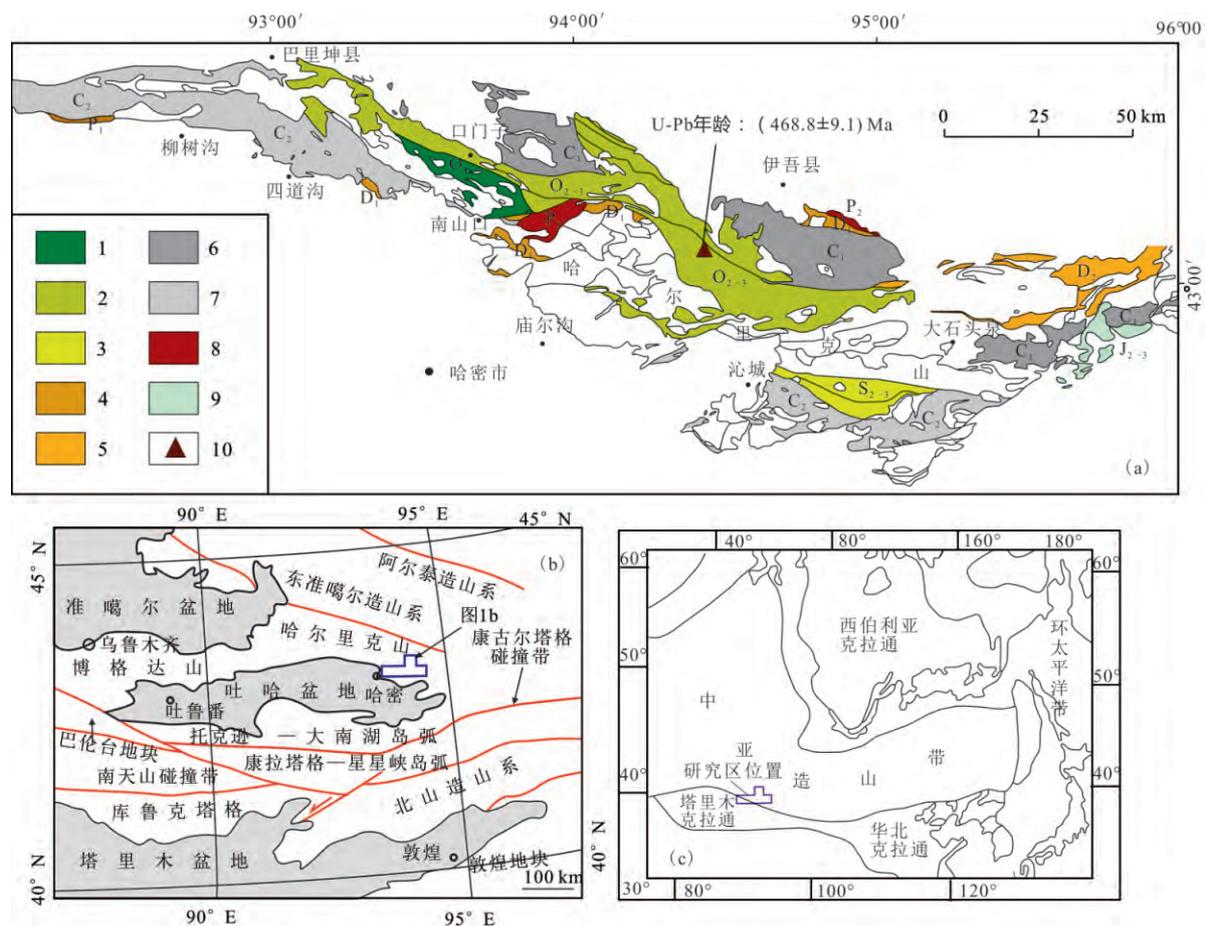


图1 哈尔里克山地区火山岩分布略图(据新疆地质矿产勘查开发局第一区域地质调查大队^①修改)

Fig. 1 Distribution map of volcanic rocks in Harlik area^①

1. 早—中奥陶世; 2. 中—晚奥陶世; 3. 中—晚志留世; 4. 早泥盆世; 5. 中泥盆世; 6. 早石炭世; 7. 晚石炭世; 8. 早二叠世;
9. 中—晚侏罗世; 10. U-Pb 年龄样品

硅质岩、晶屑凝灰岩、大理岩化粉晶灰岩、绢云母千枚岩夹流纹岩、英安岩。该组顶部见一套大理岩化粉晶灰岩与大柳沟组一段底部的玄武岩为界,与大柳沟组地层整合接触;底部被石炭纪正长花岗岩、二长花岗岩侵入接触。地层视厚度约750 m,地层序列及采样位置见图2(a)。

大柳沟组地层在研究区自下而上可划分为4段,除一段地层出露较全外,其余各段受后期构造运动影响,地层当中岩墙、岩株、岩脉发育,将地层捕虏或冲断,使地层出露不完整,造成岩石存在不同程度的变质、变形。因此本论文选择大柳沟组一段作为研究对象,一段地层以碎屑岩与火山岩不等厚互层为主要特征,其间夹硅质岩。碎屑岩岩性为长石石英砂岩、岩屑砂岩、凝灰质砂岩、粉砂质泥岩、泥质粉砂岩;火山岩岩性为

流纹岩、英安岩、晶屑凝灰岩、安山岩、玄武岩。一段明显具有上部碎屑岩增加、下部火山岩发育的特征。该段顶部被石英闪长岩、花岗闪长岩侵入,未直接与大柳沟组二段接触;底部见玄武岩与乌列盖组灰白色大理岩化粉晶灰岩分界,二者为整合接触关系。地层视厚度约2210 m,地层序列及采样位置见图2(b)。

2 火山岩岩石学特征

根据野外观察、采样和镜下薄片鉴定,同时结合岩石地球化学分析结果,研究区所采样品火山岩为一套酸性—基性岩(流纹岩、英安岩、安山岩、玄武岩)的岩石组合。采集样品以酸性火山岩为主,流纹岩与英安岩样品各3件,分别为流纹岩(WL-01、DL-01、DL-02)、英安岩(WL-02、

^① 新疆地质矿产勘查开发局第一区域地质调查大队. 1: 5万哈密市口门子南一带区域地质调查报告. 2006.

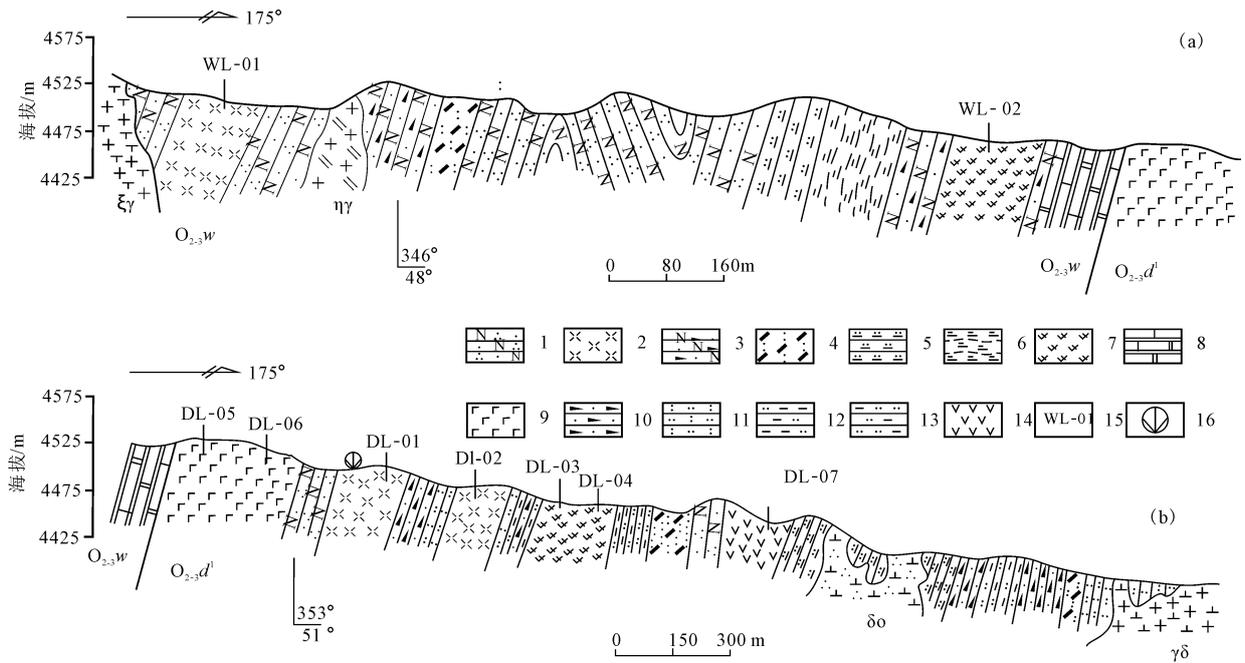


图 2 奥陶纪火山岩剖面及采样位置((a) 乌列盖组; (b) 大柳沟组)

Fig. 2 Geological section and sampling sites of Ordovician volcanic rocks

1. 长石英砂岩; 2. 流纹岩; 3. 长石岩屑砂岩; 4. 晶屑凝灰岩; 5. 硅质岩; 6. 绢云母千枚岩; 7. 英安岩; 8. 大理岩化粉晶灰岩;
9. 玄武岩; 10. 岩屑砂岩; 11. 凝灰质砂岩; 12. 粉砂质泥岩; 13. 泥质粉砂岩; 14. 安山岩; 15. 化学分析样品; 16. 同位素测年样品

DL-03、DL-04); 1 件安山岩样品(DL-07) 以及 2 件玄武岩样品(DL-05、DL-06)。

玄武岩呈浅灰绿色, 具斑状结构, 基质具间隐结构、间粒结构, 块状构造、杏仁构造(图 3(a))。岩石由斑晶(约 15%)和基质(约 85%)组成(图 4(a))。斑晶由基性斜长石(75%)和普通辉石(25%)组成; 基性斜长石呈自形-半自形板状, 粒径为 2.0 mm × 1.0 mm ~ 0.5 mm × 0.2 mm, 具聚片双晶和环带构造, 环带中心蚀变强烈, 具强烈的碳酸盐化、硅化; 普通辉石呈柱粒状, 粒径为 0.50 ~ 2.50 mm, 表面具绿帘石化、绢云母化。基质由半自形板条状斜长石杂乱分布, 其间见少量它形粒状普通辉石、绿泥石、绿帘石及白钛石、磁铁矿、褐铁矿; 斜长石粒径为 0.02 mm × 0.15 mm ~ 0.1 mm × 0.25 mm, 其他矿物粒径为 0.05 ~ 0.30 mm。副矿物为少量钛铁矿、磁铁矿、磷灰石。

安山岩呈暗紫红色至灰绿色, 具斑状结构, 基质具交织结构, 块状构造、杏仁状构造(图 3(b))。岩石由斑晶(10% ~ 30%)和基质(70% ~ 90%)组成(图 4(b))。斑晶由斜长石(30% ~ 90%)和蚀变暗色矿物(10% ~ 70%)组成; 斜长石呈半自形板状, 粒径为 0.60 mm × 1.20 mm ~ 0.05 mm × 0.10 mm, 聚片双晶发育, 具轻度碳酸盐化、

绿泥石化、绢云母化; 蚀变暗色矿物呈半自形-它形粒状或片状, 粒径为 0.10 ~ 0.20 mm, 被碳酸盐、绿泥石、硅质及隐晶帘石交代, 伴有大量铁质析出, 据其形态为角闪石或辉石。基质由斜长石(20% ~ 90%)、磁铁矿(约 5%)、蚀变暗色矿物(20% ~ 85%)及玻璃质(20% ~ 30%)组成; 斜长石呈半自形板条状微晶, 粒径 0.20 mm × 0.15 mm ~ 0.01 mm × 0.05 mm, 密集平行定向排列, 在其间隙中分布磁铁矿及玻璃质, 蚀变同斑晶; 磁铁矿呈半自形-它形粒状, 粒度为 0.05 ~ 0.40 mm; 蚀变暗色矿物呈它形粒状, 粒径约 0.30 mm, 普遍具轻度黏土化、碳酸盐化及绿泥石化; 玻璃质已蚀变为隐晶状集合体, 普遍具轻度碳酸盐化及绿泥石化。杏仁呈不规则状, 粒度为 0.10 ~ 3.00 mm, 其内充填石英、碳酸盐矿物, 含量约占全岩的 8%, 可见暗化边。

英安岩呈灰紫至浅灰色, 具斑状结构, 基质具包含霏细结构、微晶-交织结构, 块状构造、流动构造(图 3(c))。岩石由斑晶(15% ~ 25%)和基质(75% ~ 85%)组成(图 4(c))。斑晶由斜长石(50% ~ 80%)和蚀变暗色矿物(20% ~ 50%)组成, 个别样品由钾长石(25%)和斜长石(75%)组成; 斜长石呈自形-半自形粒状、板状, 粒径为 1.00 mm × 3.00 mm ~ 0.20 mm × 0.50 mm, 部分被绿泥



图3 哈尔里克山奥陶纪火山岩野外地质照片

Fig. 3 Outcrops of the Ordovician volcanic rocks in Harlik Mountain

(a) 玄武岩; (b) 安山岩; (c) 英安岩; (d) 流纹岩

石、绢云母、碳酸盐交代; 钾长石呈半自形板状, 粒径为 0.15 ~ 2.50 mm, 发育卡氏双晶, 具轻微的绿泥石化、泥化及硅化; 蚀变暗色矿物呈柱状、片状, 横断面为菱形, 粒径为 0.20 ~ 1.50 mm, 被绿泥石、绢云母、碳酸盐交代, 析出大量铁质, 形成暗化边。基质多具包含霏细结构, 基质中石英主晶呈较大的近等轴状的颗粒, 在其中包含纤维状或霏细状的矿物颗粒, 密集均匀分布, 具轻微的碳酸盐化、绢云母化、绿泥石化、绿帘石化。岩石中含有少量钛铁矿、磷灰石。

流纹岩呈灰色至灰绿色, 岩石具斑状结构、流纹构造, 基质具霏细、包含霏细结构(图3(d))。岩石主要由斑晶(2%)和基质(98%)组成(图4(d))。斑晶主要为长石类矿物, 以斜长石为主, 钾长石次之, 其中斜长石呈半自形板状, 粒径为 0.50 mm × 2.50 mm ~ 0.15 mm × 0.30 mm, 具条纹结构, 轻度泥化、绿泥石化; 钾长石具条纹结构, 半自形板状, 粒径为 0.10 ~ 0.25 mm, 轻度泥化。基质具微粒-霏细结构, 主要为霏细状长英质集合体, 次为微粒状石英, 呈条带状集合体, 分布不均匀, 形成流纹构造, 另外有少量

纤维状、放射状长英质集合体组成的球粒。

3 火山岩地球化学特征

在详细的岩石学及岩相学观察基础上, 选取新鲜、无后期脉体交代的样品, 粉碎至 200 目进行主量元素、微量元素、稀土元素地球化学分析, 主量元素采用 X 荧光法、重量法、滴定法分析, 所用仪器为 Axios X 荧光仪, 分析精度和准确度优于 5%; 微量元素和稀土元素的分析则采用等离子发射光谱法、质谱法、X 荧光法分析, 检测主要用的仪器设备为 iCAP6300 全谱仪、NexLON 300x ICP-MS、Axios X 荧光仪, 分析精度和准确度优于 10%。9 件样品测试工作均由西南冶金地质测试中心国家重点实验室完成。分析结果列于表 1 中(去掉烧失量后换算成 100%)。

3.1 主量元素

由哈尔里克山奥陶纪火山岩地球化学分析结果可知, SiO_2 含量为 49.12% ~ 78.24%, TiO_2 含量为 0.12% ~ 1.00%, Al_2O_3 含量为 11.31% ~ 20.86%, MgO 含量为 0.14% ~ 3.51%。在火山岩全碱($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) - SiO_2 图解(图 5(a))中^[18],

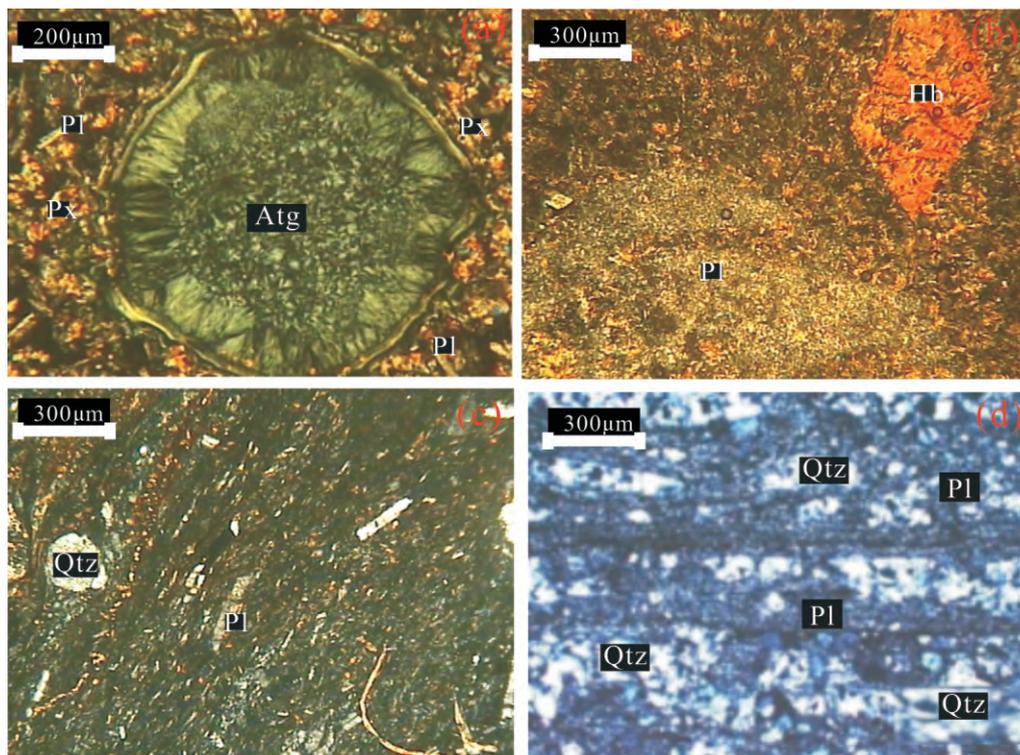


图 4 哈尔里克山奥陶纪火山岩镜下显微照片 (正交偏光)

Fig. 4 Petrographic microphotographs of Ordovician volcanic rocks in Harlik Mountain

Px. 辉石; Pl. 斜长石; Atg. 叶蛇纹石; Hb. 角闪石; Qtz. 石英

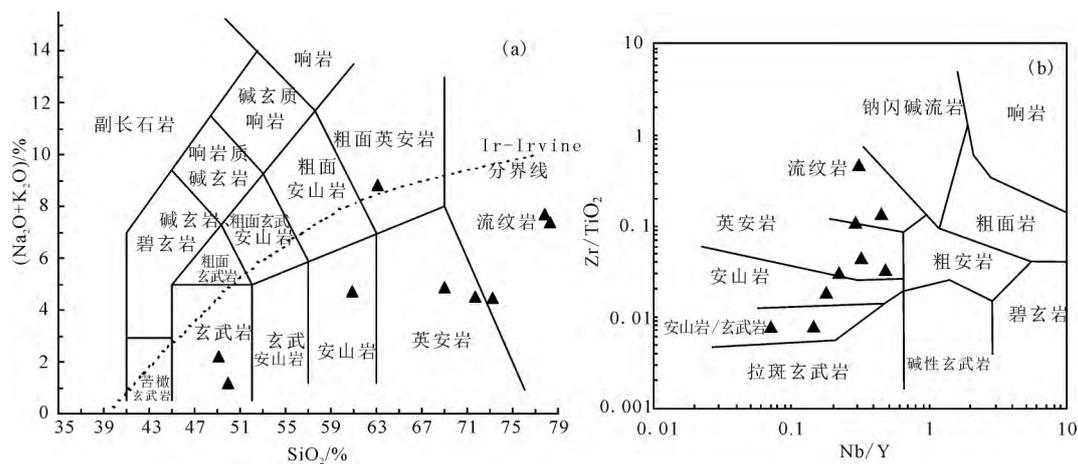


图 5 哈尔里克山奥陶纪火山岩岩石系列划分图

Fig. 5 Series diagrams of the Ordovician volcanic rocks in Harlik Mountain

本区火山岩样品投点除 1 件样品外均落入亚碱性岩石系列范围 (Ir-Irvine 分界线下)。考虑到所采火山岩样品可能经历了一定的蚀变作用, K 和 Na 活泼元素可能会有一定程度的带出带人, 因此进一步利用在蚀变作用过程中不活泼元素比值的 $Zr/TiO_2 - Nb/Y$ 图解进行判别^[19] (图 5 (b)), 结果显示所有样品全部落入亚碱性系列岩石区域。研究区奥陶纪火山岩样品 $Mg^\#$ 值 ($100 Mg / (Mg +$

$Fe_{tot}^{2+})$ 介于 8.87 ~ 49.29 之间 (均值 31.20), 远低于原始岩浆的参考值 68 ~ 72^[20-21], 说明该区岩浆不可能为地幔岩浆直接熔融形成, 应有其他物质成分的加入。其铝饱和指数 A/CNK 值为 0.80 ~ 1.31, 平均值为 0.99, 里特曼指数 (σ) 值为 0.19 ~ 3.86, 平均值为 1.29, 表明该区火山岩总体为偏铝质钙碱性岩石系列, 与 AFM 图解结果 (图 6) 相吻合^[22], 具有较为典型的钙碱性系列 (CA)

表1 哈尔里克山奥陶纪火山岩主量元素($w_B/\%$)、微量元素及稀土元素($w_B/10^{-6}$)分析结果
 Table 1 Major (%), rare earth and trace(10^{-6}) element compositions of the Ordovician volcanic rocks in Harlik Mountain

地层	岩性	样品号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	总量	Mg [#]	Σ	A/CNK	
乌列	流纹岩	WL-01	78.24	0.13	11.50	0.66	1.03	0.04	0.16	0.83	2.14	5.26	0.01	100.00	15.12	1.55	1.07	
盖组	英安岩	WL-02	71.75	0.71	13.22	4.33	1.25	0.11	2.05	1.93	3.03	1.48	0.13	100.00	41.52	0.71	1.31	
大柳沟组	流纹岩	DL-01	77.88	0.12	11.31	0.54	2.10	0.05	0.14	0.13	3.22	4.50	0.01	100.00	8.87	1.71	1.09	
	流纹岩	DL-02	73.29	0.97	12.19	2.03	2.28	0.14	0.95	3.41	4.24	0.24	0.25	100.00	29.20	0.66	0.91	
	英安岩	DL-03	63.12	0.62	17.07	1.62	3.88	0.13	2.19	2.43	6.35	2.46	0.13	100.00	42.27	3.86	0.97	
	英安岩	DL-04	68.97	1.00	14.04	1.70	3.71	0.18	1.20	4.07	4.57	0.30	0.26	100.00	28.95	0.91	0.92	
	玄武岩	DL-05	49.12	0.93	20.86	5.36	6.95	0.35	3.38	10.68	1.06	1.15	0.15	100.00	33.88	0.80	0.93	
	玄武岩	DL-06	49.94	0.86	19.56	5.94	6.49	0.38	3.09	12.45	0.83	0.33	0.14	100.00	31.72	0.19	0.80	
	安山岩	DL-07	60.94	0.88	16.36	2.92	3.82	0.15	3.51	6.53	2.75	1.95	0.19	100.00	49.29	1.23	0.88	
地层	岩性	样品号	Cr	Ni	Co	Rb	Cs	Sr	Ba	V	Sc	Nb	Ta	Zr	Hf	U	Th	
乌列	流纹岩	WL-01	6.43	2.60	1.41	134.34	8.95	113.69	389.62	4.18	2.19	19.40	1.94	163.61	5.27	7.34	30.02	
盖组	英安岩	WL-02	17.98	6.46	11.13	31.59	5.37	248.28	411.88	58.59	15.38	9.13	0.78	138.03	3.92	0.74	4.01	
大柳沟组	流纹岩	DL-01	12.81	3.84	1.66	137.60	2.27	54.68	113.85	4.39	1.67	22.17	1.79	564.04	13.97	5.66	21.41	
	流纹岩	DL-02	16.02	2.78	13.86	5.66	0.70	147.18	50.98	108.97	26.49	2.42	0.17	106.85	9.27	0.83	1.72	
	英安岩	DL-03	35.35	9.00	16.51	55.68	3.91	164.98	401.47	104.04	18.01	5.60	0.46	179.66	5.08	2.37	8.06	
	英安岩	DL-04	14.58	1.33	18.26	6.11	0.73	177.22	55.86	133.44	27.28	2.57	0.19	113.14	12.15	0.88	1.77	
	玄武岩	DL-05	122.23	52.95	29.04	28.27	3.02	289.83	601.59	220.87	37.11	2.41	0.19	67.96	2.59	0.56	0.94	
	玄武岩	DL-06	114.37	49.11	25.46	8.33	0.85	322.56	172.00	194.88	38.58	1.99	0.15	63.78	2.08	0.66	0.83	
	安山岩	DL-07	22.80	10.80	20.60	36.60	2.43	710.00	1450.00	151.00	23.00	6.18	0.53	160.00	4.57	1.86	6.41	
地层	岩性	样品号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	δEu
乌列	流纹岩	WL-01	48.67	100.84	10.70	39.94	7.30	0.48	7.92	1.35	7.49	1.67	5.93	0.84	5.79	0.95	239.87	0.19
盖组	英安岩	WL-02	29.39	61.62	6.49	29.95	6.10	1.62	5.74	0.91	4.91	1.03	2.98	0.42	2.89	0.47	154.54	0.84
大柳沟组	流纹岩	DL-01	62.39	119.27	14.98	67.03	14.98	0.59	13.61	2.31	12.92	2.76	8.07	1.23	8.05	1.27	329.45	0.13
	流纹岩	DL-02	13.83	29.63	4.22	22.40	5.60	1.34	5.59	0.98	5.63	1.19	3.46	0.51	3.28	0.52	98.17	0.73
	英安岩	DL-03	17.94	38.00	4.67	20.81	4.16	1.25	3.94	0.65	3.68	0.80	2.42	0.37	2.55	0.41	101.64	0.95
	英安岩	DL-04	15.54	27.92	4.06	21.77	5.55	1.48	5.73	1.04	5.87	1.29	3.66	0.54	3.62	0.60	98.66	0.80
	玄武岩	DL-05	8.91	16.16	2.67	13.85	3.63	1.52	4.13	0.73	4.47	0.98	2.80	0.41	2.86	0.46	68.59	1.20
	玄武岩	DL-06	8.21	18.01	2.39	12.90	3.48	1.40	4.01	0.77	4.70	1.02	2.97	0.44	2.92	0.47	63.68	1.15
	安山岩	DL-07	17.20	37.20	4.89	19.70	4.52	1.43	4.58	0.86	6.06	1.24	3.65	0.58	3.60	0.56	106.07	0.96

演化趋势,暗示该区奥陶纪火山岩可能形成于较成熟的岛弧环境^[23]。

3.2 稀土元素和微量元素

哈尔里克山奥陶纪火山岩稀土元素分析结果(表1)表明,其ΣREE变化较大,介于63.68 × 10⁻⁶ ~ 329.45 × 10⁻⁶之间,平均为140.07 × 10⁻⁶, LREE/HREE为2.68 ~ 6.98,平均为4.64。在稀土元素球粒陨石标准化配分图(图7(a))中,全部样品均显示轻稀土(LREE)富集、重稀土(HREE)相对平坦的特征,指示源区可能存在石榴子石残留相,反映较高的成岩压力。其中,流纹岩和英安岩具有明显轻稀土富集的右倾正斜率曲线型式,δEu值变化较大,介于0.13 ~ 0.95之间,负Eu异常明显(δEu均值0.61),这可能表明它们经历了中等到

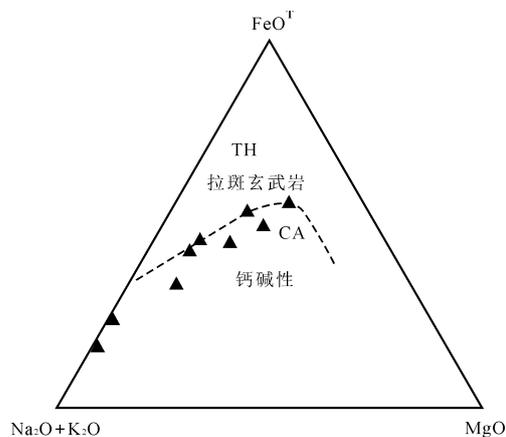


图6 哈尔里克山奥陶纪火山岩 AFM 图解
 Fig.6 AFM diagram of the Ordovician volcanic rocks in Harlik Mountain

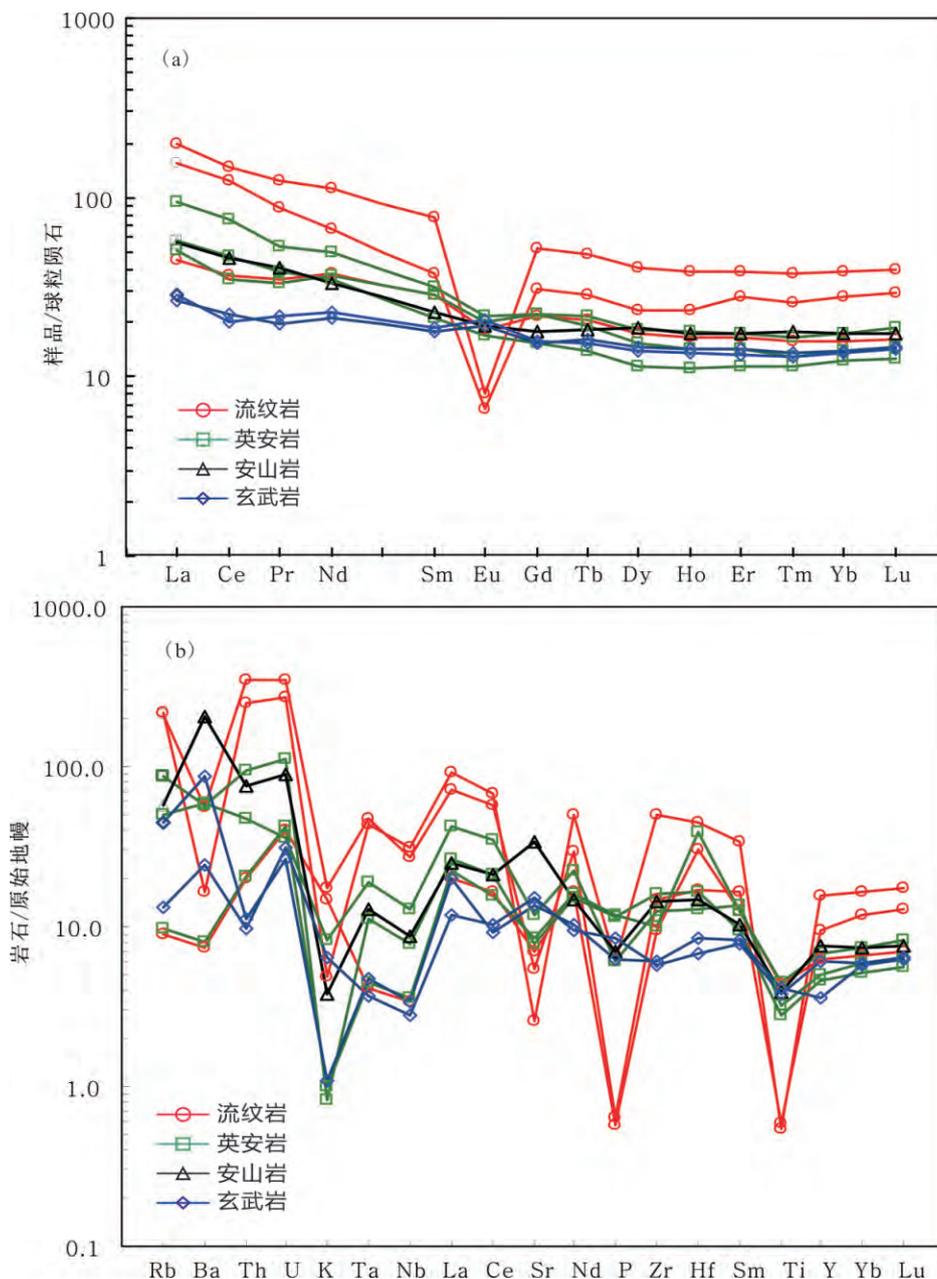


图 7 哈尔里克山奥陶纪火山岩稀土元素球粒陨石标准化配分图^[25]和微量元素原始地幔标准化蛛网图^[26]

Fig. 7 Chondrite-normalized REE patterns and primitive mantle-normalized trace element abundance spider diagram of the Ordovician volcanic rocks in Harlik Mountain

高等程度斜长石分离结晶或源区有斜长石的残留。玄武岩的 Σ REE 较低, δ Eu 值均大于 1 (1.20、1.15), 且配分曲线大体平行, 暗示它们可能为同源演化的产物。安山岩的 Σ REE 较玄武岩高, $(La/Yb)_N$ 值为 3.22, 显示轻微的负 Eu 异常 (δ Eu = 0.96), 具典型的岛弧型安山岩稀土配分型式特征^[24]。

由地球化学测试结果(表 1)以及奥陶纪火山岩样品的原始地幔标准化微量元素蛛网图(图 7 (b))可以看出, 火山岩样品表现出相对富集 Ba、

Rb 等大离子亲石元素(LILE)和 La、Ce 等轻稀土元素, 相对亏损 Ta、Nb、P、Ti 等高场强元素(HFSE)元素的特征, 呈现浅的 Ta、Nb 槽, 为岛弧火山岩的标志, 反映了板块俯冲环境中火山岩的典型特征, 具较典型岛弧火山岩的微量元素分布型式^[27]。其中, Ti、P、K 元素亏损明显, 呈现明显的“V”形谷, 可能受到钛铁矿、磷灰石和云母等矿物分离结晶作用的影响^[28]。Salters 等^[29]研究认为, 活动大陆边缘区岩石 Nb/La 比值普遍较低(小于 0.8), 本区火山岩 Nb/La 比值介于 0.2 ~

0.4 之间, 均远小于 0.8; Hf/Th 比值变化于 0.2 ~ 6.9, 均值为 2.3, Th/Nb 比值介于 0.4 ~ 1.5, 均值为 0.8, 类似于板块俯冲作用有关的岛弧火山岩的 Hf/Th 比值以及 Th/Nb 比值(岛弧火山岩 Hf/Th 小于 8, Th/Nb 大于 0.07)。此外, Condie^[30]对板块会聚和离散区火山岩系研究表明, 板块会聚和离散区火山作用在 Th/Ta、Th/Yb 比值上有较为明显区别, 前者火山岩系的 Th/Ta、Th/Yb 比值变化较大, 且 Th/Ta 比值大于 1.6, Th/Yb 比值大于 0.1。研究区火山岩 Th/Ta 比值在 4.9 ~ 17.4(大于 1.6)、Th/Yb 比值介于 0.3 ~ 5.2(大于 0.1), 表明区内火山岩具有明显有板块会聚区的特征。

4 火山岩锆石 U-Pb 年代学特征

在研究火山岩地球化学分析的基础上, 为了获取火山岩的时代, 采用 LA-ICP-MS 测试法对研究区火山岩地层中的岩浆锆石进行了 U-Pb 同位素年龄测试。采样点位于库木开其克北东, 地理坐标为 94°28'01", 43°05'08", 属大柳沟组地层, 样品岩性为流纹岩, 样品室内编号 DL-01(野外编号 PM003-47)。

4.1 测试方法

锆石按照常规方法分选, 在双目镜下挑选出晶形完好、具有代表性的锆石颗粒。将挑选好的锆石颗粒与标准锆石 91500 和硅酸盐玻璃标准样品 NIST610 一起粘贴在环氧树脂表面, 制备成测定年龄用的样品靶; 对靶中锆石样品进行抛光, 使锆石内核充分暴露, 接着进行锆石透射光、反

射光以及阴极发光照相分析。锆石的阴极发光 (CL) 显微照相在北京离子探针中心进行。

锆石 U-Pb 同位素年龄测定在中国科学院地球化学研究所“矿床地球化学国家重点实验室”的 LA-ICP-MS 实验室完成。实验测试的激光剥蚀系统为 GeoLas200M, 激光器为 ComPex102ArF 准分子激光器, 波长为 193 nm, ICP-MS 为 Elan6100DRC 型。样品分析时激光束斑直径为 30 μm , ICP-MS 的运行模式为一般模式, 数据采集选用跳峰方式。实验中采用 He 作为剥蚀物质的载气。样品测定时用哈佛大学的 91500 标准锆石作为计算 U-Pb 同位素年龄的外标, 其参考加权值平均 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 $(1\ 065.4 \pm 0.6)$ Ma; 元素含量计算采用美国国家标准物质局人工合成硅酸盐玻璃 NIST610 作为外标, ^{29}Si 作为内标元素进行校正。样品原始数据处理采用 Glitter 4.0 软件进行计算, 并采用 Anderson 软件对测试数据进行普通铅校正^[31], 加权平均年龄计算采用 Isoplot 3.00 软件完成^[32]。

4.2 测试结果

流纹岩样品 DL-01 挑选的锆石显微镜下多为无色透明, 自形 - 半自形长 - 短柱状, 颗粒大小不一。锆石的粒径范围在 30 ~ 100 μm 之间, 长宽比约为 2。锆石的 Th/U 均具正相关关系, Th/U 比值介于 0.28 ~ 0.90 之间(均值为 0.53), 且多数的锆石在阴极发光图像 (CL) 中(图 8), 表现出明显的岩浆型震荡环带, 少数兼有扇形分带结构和补丁状结构, 具典型的岩浆成因锆石特征^[33]。样品共分析测试了 18 个点, 锆石 LA-ICP-MS 的 U-Pb

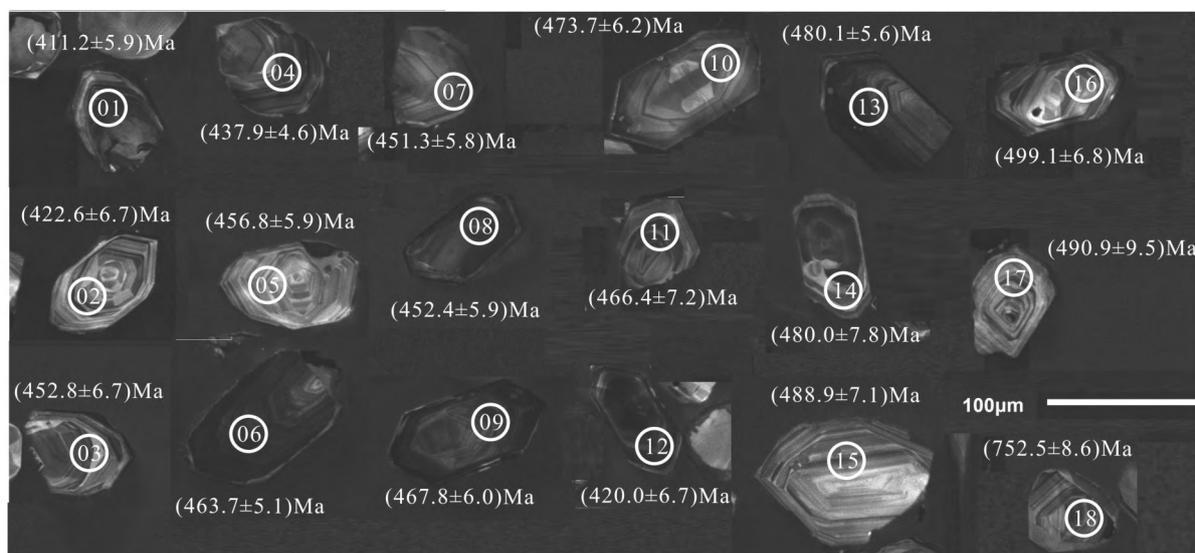


图 8 哈尔里克山流纹岩 (DL-01) 锆石阴极发光 (CL) 图像

Fig. 8 Cathodoluminescence (CL) images of zircons for the rhyolite (DL-01) from the Harlik Mountain

表 2 哈尔里克山流纹岩(DL-01) 锆石的 LA-ICP-MS U-Pb 分析结果

Table 2 LA-ICP-MS U-Pb analyses of zircon for the rhyolite (DL-01) from the Harlik Mountain

测点 编号	含量/ 10^{-6}		Th/ U	同位素比值						年龄/Ma					
	Th	U		$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	1σ	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1σ	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1σ	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	1σ	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1σ	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1σ
01(C)	297	1 077	0.28	0.056 8	0.001 6	0.528 0	0.015 9	0.065 9	0.001 0	483.4	56.5	430.5	10.6	411.2	5.9
02(C)	369	410	0.90	0.056 5	0.001 7	0.535 4	0.016 2	0.067 7	0.001 1	472.3	97.2	435.4	10.7	422.6	6.7
03	446	585	0.76	0.055 8	0.001 7	0.569 4	0.017 2	0.072 8	0.001 1	455.6	73.1	457.6	11.1	452.8	6.7
04(C)	467	960	0.49	0.058 1	0.001 2	0.571 8	0.011 3	0.070 3	0.000 8	600.0	50.9	459.2	7.3	437.9	4.6
05	140	231	0.61	0.056 5	0.001 8	0.574 7	0.016 7	0.073 4	0.001 0	472.3	70.4	461.1	10.8	456.8	5.9
06	316	1 044	0.30	0.055 5	0.001 1	0.580 4	0.011 5	0.074 6	0.000 9	431.5	44.4	464.7	7.4	463.7	5.1
07	182	497	0.37	0.057 4	0.001 4	0.583 0	0.014 1	0.072 5	0.001 0	509.3	53.7	466.4	9.1	451.3	5.8
08	727	1 019	0.71	0.057 3	0.001 5	0.585 8	0.015 8	0.072 7	0.001 0	501.9	55.6	468.2	10.1	452.4	5.9
09	369	739	0.50	0.056 5	0.001 4	0.596 5	0.014 8	0.075 3	0.001 0	477.8	53.7	475.0	9.4	467.8	6.0
10	149	362	0.41	0.056 8	0.001 8	0.601 7	0.017 5	0.076 3	0.001 0	483.4	72.2	478.3	11.1	473.7	6.2
11	225	619	0.36	0.057 9	0.001 7	0.607 5	0.017 5	0.075 0	0.001 2	524.1	66.7	482.0	11.0	466.4	7.2
12(C)	966	1 409	0.69	0.065 0	0.001 8	0.614 9	0.017 8	0.067 3	0.001 1	772.2	53.5	486.7	11.2	420.0	6.7
13	422	1 342	0.31	0.056 8	0.001 2	0.616 1	0.013 1	0.077 3	0.000 9	483.4	48.1	487.4	8.2	480.1	5.6
14	274	751	0.36	0.057 1	0.002 1	0.620 0	0.022 4	0.077 3	0.001 3	498.2	81.5	489.9	14.0	480.0	7.8
15	128	192	0.67	0.058 4	0.001 9	0.637 3	0.019 9	0.078 8	0.001 2	546.3	71.1	500.6	12.3	488.9	7.1
16	142	267	0.53	0.057 7	0.001 7	0.648 0	0.018 9	0.080 5	0.001 1	516.7	66.7	507.2	11.6	499.1	6.8
17	229	279	0.82	0.059 7	0.002 7	0.655 9	0.028 4	0.079 1	0.001 6	590.8	93.5	512.1	17.4	490.9	9.5
18(C)	184	359	0.51	0.063 0	0.001 4	1.092 5	0.023 7	0.123 8	0.001 5	709.3	47.1	749.7	11.5	752.5	8.6

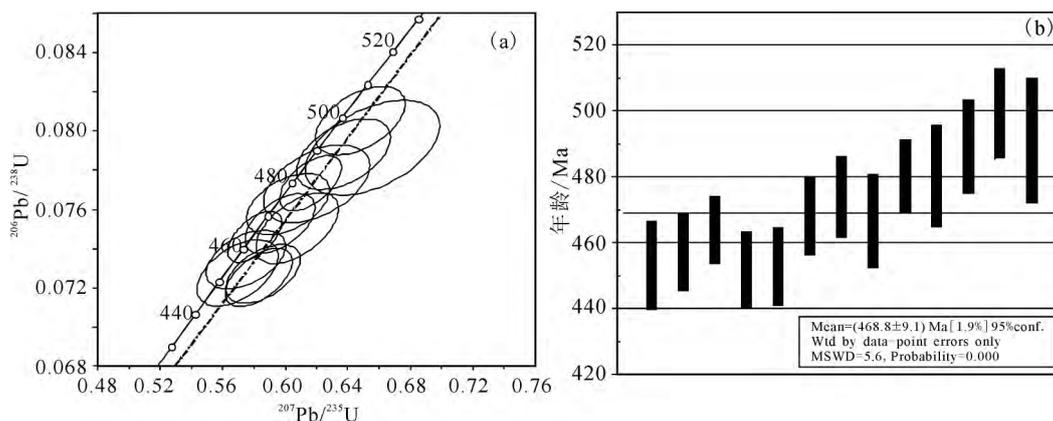


图 9 样品 DL-01 流纹岩锆石 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 谐和曲线和加权平均年龄图

Fig. 9 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ concordia diagram and averaged age of zircon from the sample DL-01 of rhyolite

同位素分析结果见表 2。由于样品中的一些锆石受到后期变质流体的蚀变和改造作用(编号 01、02、04、12 锆石), 亦或火山喷发岩浆上升过程中捕获早期围岩锆石(编号 18 锆石), 导致其测试误差较大或者协调度较差。在剔除误差较大或者协调度较差的 5 个数据后(表 2 中 C), 其余 13 个数据的投影点在 U-Pb 谐和图中集中分布(图 9(a)), $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄值介于 $(452.4 \pm 5.9) \sim (499.1 \pm 6.8)$ Ma 之间, 加权平均年龄为 (468.8 ± 9.1) Ma (MSWD = 5.6, 95% 置信度)(图 9(b)), 代表该套火山岩的

形成年龄, 为中奥陶世大坪期。

5 讨论

5.1 火山岩的形成时代

关于研究区火山岩的形成时代, 前人主要用该套火山岩所在乌列盖组地层和大柳沟组地层中的动植物化石以及侵入体来限定其时代。周济元等^[34]在哈尔里克南山口一带的下泥盆统大南湖组中采到奥陶系化石, 在该区的泥盆系中解体出以火山岩为主体的奥陶系地层。“1:5 万哈密市口门

子南一带区域地质调查”^①也在原下泥盆统大南湖组以火山岩为主体的层段中采到奥陶系宏体化石：*Hesperorthis sinica* Su(中国西方正形贝)、*Rouschella* sp.(鲁氏贝)、*Orthis* sp.(正形贝)等，将下泥盆统大南湖组大规模解体，将该组中下部的火山岩层段划为中奥陶统大柳沟组。曹福根等^[35]从哈尔里克山南坡塔水河一带侵入大柳沟组地层的花岗质岩体中识别出晚奥陶世的钾长花岗岩以及中奥陶世的花岗闪长岩与石英闪长岩，其 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄分别为(462 ± 9) Ma、(447 ± 11) Ma、(448 ± 7) Ma，认为大柳沟组地层时代应略老于该侵入岩的年龄值，暂将其划归为中—上奥陶统地层。本次研究利用 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素定年，获得的大柳沟组一段流纹岩锆石年龄值为(468.8 ± 9.1) Ma(MSWD = 5.6, 95% 置信度)，表明火山岩喷发时代为中奥陶世大坪期，为大柳沟组地层中火山岩时代提供了年代学证据，也限定大柳沟组为中奥陶统的火山—沉积地层。

5.2 岩石成因及其构造环境

研究区奥陶纪火山岩岩石组合从酸性→中性→基性均有出露，主要以流纹岩、英安岩为主，玄武岩以及安山岩次之，为钙碱性岩石系列，具有与典型岛弧火山岩相似的岩石系列组合。从主量元素组成特征上看，该区火山岩形成的构造环境也与较成熟的岛弧环境相吻合。从微量元素和稀土元素组成特征看，火山岩相对富集 Ba、Rb 等大离子亲石元素(LILE)和 La、Ce 等轻稀土元素，相对亏损 Ta、Nb、P、Ti 等高场强元素(HFSE)元

素，具有较高的 Th/Ta、Th/Yb、Th/Nb 比值及较低的 Hf/Th、Nb/La 比值，表明区内奥陶纪火山岩形成于与俯冲作用有关的岛弧环境，具有明显有板块会聚区的特征。另外，在 2Nb-Zr/4-Y 图解(图 10(a))^[36]和 Th-Hf/3-Nb/16 图解(图 10(b))^[37]中，研究区奥陶纪火山岩样品全部落入火山弧火山岩区，这与微量元素和稀土元素的研究结果一致。

前人研究^[38-40]认为，岛弧火山岩是洋壳板块俯冲过程中，随着含水相矿物的脱水和沉积物的部分熔融，释放出的富含大离子亲石元素、轻稀土元素、Pb 正异常和高场强元素亏损特征的流体和熔体，且这些流体和熔体导致地幔楔的部分熔融进而产生岛弧岩浆，引起岩浆作用。本文研究区全部火山岩样品具大离子亲石元素富集、高场强元素亏损特征，与洋壳产生的流体和熔体成分较为一致。在 Nb/Y-Ba 图解(图 11(a))^[41]上，呈现出与流体相关的富集型式，结合变化范围较大的 Ba/Th(5.32 ~ 640.54, 均值 138.77)、Sr/Nd(0.82 ~ 36.04, 均值 13.61)以及变化范围相对稳定的 Th/Nb(0.34 ~ 1.55, 均值 0.84)、Th/Yb(0.28 ~ 5.19, 均值 1.79)，推测岩浆源区的物质很可能为有大量含水流体的俯冲带交代地幔楔，导致地幔楔部分熔融形成^[42-44]。Plank^[45]认为微量元素 Th/La 比值能够说明俯冲过程中沉积物贡献的多少。该区火山岩样品 Th/La 均值为 0.258，与大陆壳的 Th/La 比值 0.204 相近，暗示其源区与俯冲板片所携带的陆壳沉积物有一定的关系。研究区奥陶纪火山岩样品 $Mg^\#$ 值介于 9 ~ 54 之间

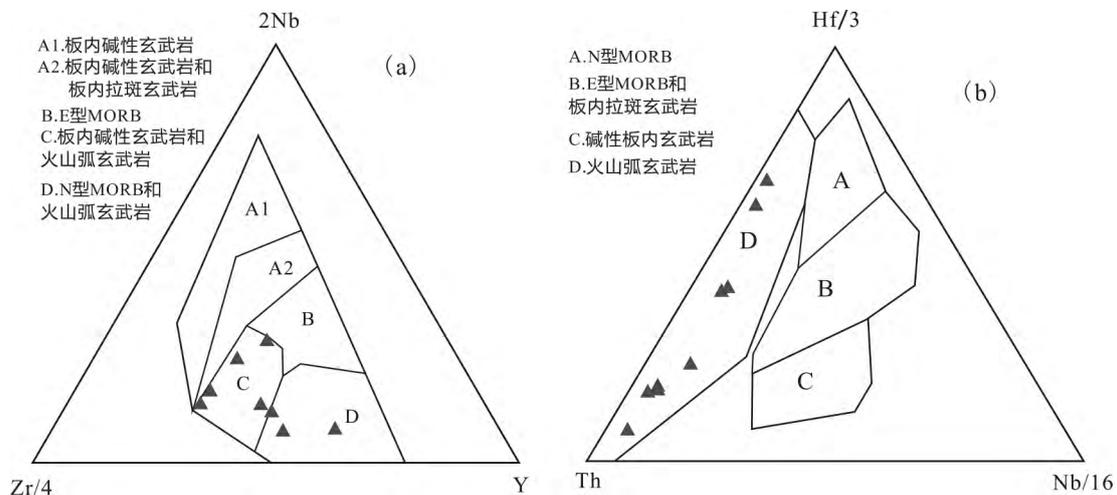


图 10 哈尔里克山奥陶纪火山岩构造背景判别图解

Fig. 10 Tectonic setting discrimination diagram of the Ordovician volcanic rocks in Harlik Mountain

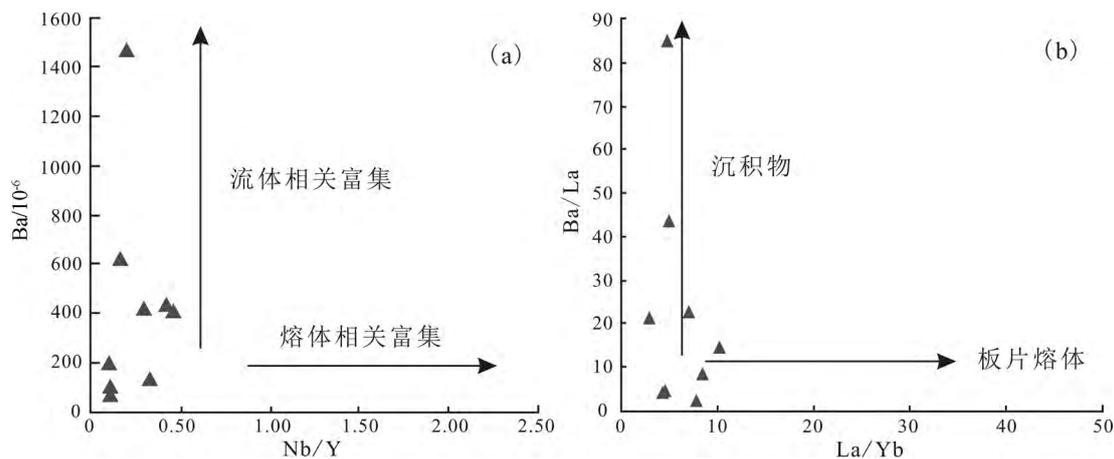


图 11 哈尔里克山奥陶纪火山岩成因判别图解

Fig. 11 Discrimination diagrams of genesis type of the Ordovician volcanic rocks in Harlik Mountain

(均值 35), Cr 和 Ni 平均含量分别为 47×10^{-6} 、 19×10^{-6} , 具有远低于原始岩浆的 $Mg^\#$ (68 ~ 72) 以及 Cr (380×10^{-6}) 和 Ni (290×10^{-6}) 的参考值^[20-21], 且在 La/Yb-Ba/La 图解(图 11(b))上^[46], 也显示俯冲板片所携带的沉积物对源区的贡献。另外, 样品锆石 U-Pb 同位素的研究结果显示研究区火山岩中具有火山喷发岩浆上升过程中捕获早期围岩锆石(编号 18, 表 2), 其年龄为 (749.7 ± 11.5) Ma, 该年龄与近年来在新疆境内陆续识别出的这一时期所形成的地质体和构造热事件的年代学信息相似^[6, 15, 47], 推测哈尔里克山可能存在新元古代早期形成的大陆地壳^[17, 48], 这也进一步证明区内奥陶纪火山岩经历了陆壳的混染作用过程。因此, 研究区奥陶纪火山岩是俯冲板片及其沉积物在脱水过程中形成的流体在交代地幔楔之后形成的, 在上升过程中受到了大陆地壳混染作用。

长期以来, 哈尔里克造山带是东天山地区研究的热点和争论的焦点地区之一, 研究的重点也集中在构造属性及构造演化等问题上。近年来, 随着高精度锆石 U-Pb 同位素测年技术的飞跃发展, 哈尔里克造山带内主要岩体的测年数据纷纷出现, 也陆续识别出大量的早古生代的岩浆活动。郭华春等^[49]在哈尔里克山口门子附近识别出早志留世的石英闪长岩, 其 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 (429.6 ± 6.2) Ma, 提出准格尔南缘地区加里东构造岩浆带已越过克拉麦里—莫钦乌拉断裂、广泛发育于哈尔里克—大南湖华力西岛弧带上的认识。曹福根等^[35]在哈尔里克山南坡塔水河一带花岗质岩体中识别出晚奥陶世的钾长花岗岩以及中奥陶

世的花岗闪长岩与石英闪长岩, 其 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄分别为 (462 ± 9) Ma、(447 ± 11) Ma、(448 ± 7) Ma, 认为该区有同一时期板块俯冲作用, 初步确定了哈尔里克早古生代岩浆弧的存在; 马星华等^[4]在哈尔里克山西段附近的奥尔达乌台岩体识别出晚奥陶世的闪长岩及闪长岩中的暗色包体, 其 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄分别为 (447 ± 2) Ma、(452 ± 2) Ma, 证实了哈尔里克早古生代岩浆弧的存在, 将古亚洲洋俯冲作用的时间追溯至奥陶纪。本次在研究区大柳沟组流纹岩中获得了精确的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 (468.8 ± 9.1) Ma, 即中奥陶世大坪期, 显示哈尔里克造山带内已存在早古生代奥陶系地层, 同时该期地层中火山岩的岩石地球化学显示为典型的岛弧钙碱性岩石系列, 也佐证前人关于哈尔里克造山带在早古生代奥陶纪为岛弧带的观点。

综合上述分析认为, 早古生代期间(中奥陶世—早志留世), 哈尔里克造山带存在大面积的与真正岛弧演化有关的加里东期岩浆活动, 此期间哈尔里克造山带的构造背景为洋壳俯冲有关的岛弧环境, 并非属于北天山洋盆向北俯冲形成的博格达—哈尔里克泥盆纪岛弧或弧后盆地。结合近年来在该区以及东准噶尔南部克拉麦里一带陆续发现的岩浆活动及其相关的岩石地球化学特征、锆石 U-Pb 年代学数据等大地构造方面的资料, 本文倾向于哈尔里克早古生代岛弧的形成可能与东准噶尔南部克拉麦里洋向南俯冲作用有关。

6 结 论

基于新疆东天山哈尔里克奥陶纪火山岩的岩

石学、岩石地球化学以及 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学分析, 结合区域构造演化历史, 可以得出以下认识。

(1) 哈尔里克山地区乌列盖组和大柳沟组火山岩岩石组合从酸性→中性→基性均有出露, 主要以流纹岩、英安岩为主, 玄武岩以及安山岩次之; 全岩地球化学特征表明, 该区火山岩为偏铝质钙碱性岩石系列, 火山岩应形成于与俯冲作用有关的岛弧环境, 且火山岩源区的物质是俯冲板片及其沉积物在脱水过程中形成的流体在交代地幔楔之后形成的, 在上升过程中受大陆地壳混染作用较为明显。

(2) 哈尔里克山地区大柳沟组火山岩中锆石 LA-ICP-MS 的 U-Pb 年龄为(468.8 ± 9.1) Ma, 代表该套火山岩的形成年龄, 也限定了地层时代, 为中奥陶世大坪期。结合近年来在该区陆续发现的岩浆活动及其相关的岩石地球化学特征、锆石 U-Pb 年代学数据等大地构造方面的资料, 认为哈尔里克山地区中一晚奥陶纪期间的岩浆活动与岛弧演化相关, 此期间, 整个哈尔里克山的岩浆活动属于同一次构造热事件的产物, 构造背景为与洋壳俯冲有关的岛弧环境, 其形成可能与东准噶尔南部克拉麦里洋向南俯冲作用有关。

参考文献:

[1] BADARCH G, CUNNINGHAM W D, WINDLEY B F. A new terrane subdivision for Mongolia: Implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2002, 21(1): 87-110.

[2] XIAO W J, ZHANG L C, QIN K Z, et al. Paleozoic accretionary and collisional tectonics of the eastern Tianshan (China): Implications for the continental growth of central Asia [J]. *American Journal of Science*, 2004, 304(4): 370-395.

[3] 刘亮, 何学锋, 李江涛, 等. 新疆东部哈尔里克沁城天生圈岩体岩石成因及其构造意义 [J]. *地质科技情报*, 2017, 36(2): 86-96.

[4] 马星华, 陈斌, 王超, 等. 早古生代古亚洲洋俯冲作用: 来自新疆哈尔里克侵入岩的锆石 U-Pb 年代学、岩石地球化学和 Sr-Nd 同位素证据 [J]. *岩石学报*, 2015, 31(1): 89-104.

[5] 王赐银, 舒良树, 赵明, 等. 东天山北部哈尔里克晚古生代推覆构造与岩浆作用研究 [J]. *高校地质学报*, 1996, 2(2): 198-206.

[6] 李锦轶. 新疆东部新元古代晚期和古生代构造格局及其演变 [J]. *地质论评*, 2004, 50(3): 304-322.

[7] 张传恒, 刘典波, 张传林, 等. 新疆博格达山初始隆升时间的地层学标定 [J]. *地学前缘*, 2005, 12(1): 294-302.

[8] 马瑞士, 王赐银, 叶尚夫. 东天山构造格架及地壳演化 [M]. 南京: 南京大学出版社, 1993: 1-225.

[9] 赵明, 舒良树, 王赐银. 东疆哈尔里克变质带变质作用特征及形成构造环境研究 [J]. *高校地质学报*, 1997, 3(1): 40-50.

[10] 成守德, 张湘江. 新疆大地构造基本格架 [J]. *新疆地质*, 2000, 18(4): 293-296.

[11] 靳刘圆, 张济, 朱志新, 等. 哈尔里克山古生代火山岩地质特征及构造意义 [J]. *新疆地质*, 2013, 31(3): 173-179.

[12] 刘德权, 唐延龄, 周汝洪. 新疆北部古生代地壳演化及成矿系列 [J]. *矿床地质*, 1992, 11(4): 307-314.

[13] 王宗秀, 周高志, 李涛. 对新疆北部蛇绿岩及相关问题的思考和认识 [J]. *岩石学报*, 2003, 19(4): 683-691.

[14] 李文明, 任秉琛, 杨兴科, 等. 东天山中酸性侵入岩浆作用及其地球动力学意义 [J]. *西北地质*, 2002, 35(4): 41-64.

[15] 李锦轶, 何国琦, 徐新, 等. 新疆北部及邻区地壳构造格架及其形成过程的初步探讨 [J]. *地质学报*, 2006, 80(1): 148-168.

[16] 孙桂华, 李锦轶, 朱志新, 等. 新疆东部哈尔里克山片麻状黑云母花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其地质意义 [J]. *新疆地质*, 2007, 25(1): 4-10.

[17] 李锦轶, 王克卓, 孙桂华, 等. 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*, 2006, 22(5): 1087-1102.

[18] LE BAS M J, LE MAITRE R W, STRECKEISEN A. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram [J]. *Journal of Petrology*, 1986, 27: 745-750.

[19] WINCHESTER J A, FLOYD P A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements [J]. *Chemical Geology*, 1977, 20: 325-343.

[20] BINNS R A, DUGGAN M B, WILKINSON J F G. High pressure megacrysts in alkaline lavas from Northeastern New South Wales [J]. *American Journal of Science*, 1970, 269: 132-168.

[21] 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]. *Journal of Petrology*, 1998, 39(3): 331-368.

[22] IRVINE T N, BARAGAR W R A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks [J]. *Canadian Journal of Earth Science*, 1971, 8: 523-548.

[23] 潘桂堂, 肖庆辉, 陆松年, 等. 大地构造相的定义、划分、特征及其鉴别标志 [J]. *地质通报*, 2008, 27(10): 1613-1637.

[24] CULLERS R L, GRAF J L. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: Intermediate and silicic rocks-ore petrogenesis [M] // HENDERSON P. *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, 1984: 273-308.

[25] BOYNTON W V. Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies [M] // HENDERSON P. *Rare Earth Element Geochemistry*

- chemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984: 63-114.
- [26] SUN S S, MCDONOUGH W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [M] // SAUNDERS A D, NORRY M J. Magmatism in the Ocean Basins. London: Geological Society of London, 1989: 313-345.
- [27] GILL J B. Orogenic Andesites and Plate Tectonic [M]. Berlin: Springer Verlag, 1981: 358.
- [28] PEARCE E. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries [M] // THORPE R S. Andesite. New York: John and Wiley Sons, 1982: 525-548.
- [29] SALTERS V T M, HART S R. The mantle sources of ocean ridges, island arcs: the Hf-isotope connection [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1991, 104: 364-380.
- [30] CONDIE K C. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archaean-Proterozoic boundary: Identification and significance [J]. Lithos, 1989, 23: 1-18.
- [31] ANDERSON T. Correction of Pb in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb [J]. Chemical Geology, 2002, 192: 59-79.
- [32] LUDWIG K R. User's Manual for Isoplot 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel [M]. Berkeley: Geochronology Center, 2003: 1-10.
- [33] KOSCHEK G. Origin and significance of the SEM cathodoluminescence from zircon [J]. Journal of Microscopy, 1993, 171(3): 223-232.
- [34] 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: 1-90.
- [35] 曹福根, 涂其军, 张晓梅, 等. 哈尔里克山早古生代岩浆弧的初步确定——来自塔水河一带花岗质岩体锆石 SHRIMP U-Pb 测年的证据 [J]. 地质通报, 2006, 25(8): 923-927.
- [36] MESCHÉDE M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram [J]. Chemical Geology, 1986, 56: 275-282.
- [37] WOOD D A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic Tertiary volcanic province [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1980, 50: 11-30.
- [38] PEARCE J A, HARRIS N, TINDLE A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks [J]. Journal of Petrology, 1984, 25(4): 956-983.
- [39] 李曙光. $\epsilon_{\text{Nd}}\text{-La/Nb}$ 、 Ba/Nb 、 Nb/Th 图对地幔不均一性研究的意义——岛弧火山岩分类及 EMII 端元的分解 [J]. 地球化学, 1994, 23(2): 105-114.
- [40] 吴根耀, 邝国敦. 滇桂交界处古特提斯的洋岛和岛弧火山岩 [J]. 现代地质, 2000, 14(4): 393-400.
- [41] KEPEZHINSKA S P, MCDERMOT T F, DEFANT M J. Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka arc petrogenesis [J]. Geochimica Cosmochimica, 1997, 61: 577-600.
- [42] WOODHEAD J D, HERGT J M, DAVIDSON J P, et al. Hafnium isotope evidence for "conservation" element mobility during subduction zone processes [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1992: 331-346.
- [43] HANYU T, TATSUMI Y, NAKAI S, et al. Contribution of slab melting and slab dehydration to magmatism in the NE Japan arc for the last 25 Myr: Constraints from geochemistry [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2006, 70: 299.
- [44] 黄岗, 牛广智, 王新录, 等. 新疆东准噶尔早志留世弧岩浆岩: 来自姜格尔库都克石英二长闪长岩岩石地球化学、锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素证据 [J]. 现代地质, 2016, 30(6): 1219-1233.
- [45] PLANK T. Constraints from thorium/lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents [J]. Journal of Petrology, 2005, 46(5): 921-944.
- [46] YOGODZINSKI G M, KEY R W, VOLYNETS O N, et al. Magnesian andesite in the Western Aleutian Komandorsky Region: Implications for slab melting and processes in the mantle wedge [J]. Geological Society of America Bulletin, 1995, 107(5): 505-519.
- [47] 胡霏琴, 章振根, 张积斌. 天山东段中天山隆起带前寒武纪变质岩系时代及演化——据 U-Pb 年代学研究 [J]. 地球化学, 1986, 15(1): 23-25.
- [48] 孙桂华, 李锦轶, 朱志新, 等. 新疆东部哈尔里克山南麓石炭纪砂岩碎屑锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其地质意义 [J]. 中国地质, 2007, 34(5): 778-789.
- [49] 郭华春, 钟莉, 李丽群. 新疆哈尔里克山口门子地区石英闪长岩年代研究及地质意义 [J]. 地质通报, 2006, 25(8): 928-931.