

DOI: 10.13745/j.esf.sf.2021.12.2

准噶尔盆地东北缘石炭系火山岩形成机制:对准噶尔洋盆闭合时限的新启示

焦小芹^{1,2}, 张关龙³, 牛花朋^{1,2,*}, 王圣柱³, 于洪洲³, 熊峥嵘³, 周 健³,
谷文龙^{1,2}

1. 中国石油大学(北京) 油气资源与探测国家重点实验室, 北京 102249

2. 中国石油大学(北京) 地球科学学院, 北京 102249

3. 中国石油化工股份有限公司 胜利油田分公司 勘探开发研究院, 山东 东营 257015

JIAO Xiaoqin^{1,2}, ZHANG Guanlong³, NIU Huapeng^{1,2,*}, WANG Shengzhu³,
YU Hongzhou³, XIONG Zhengrong³, ZHOU Jian³, GU Wenlong^{1,2}

1. State Key Laboratory of Petroleum Resource and Prospecting, China University of Petroleum, Beijing 102249, China

2. College of Geosciences, China University of Petroleum, Beijing 102249, China

3. Research Institute of Petroleum Exploration and Development, Sinopec Shengli Oilfield Company, Dongying 257015, China

JIAO Xiaoqin, ZHANG Guanlong, NIU Huapeng, et al. Genesis of Carboniferous volcanic rocks in northeastern Junggar Basin: New insights into the Junggar Ocean closure. *Earth Science Frontiers*, 2022, 29(4): 385-402

Abstract: The Junggar Ocean is an important branch of the northern Paleo-Asian Ocean and part of its stage evolution. However, the subduction and closure time of the Junggar Ocean and the basement property of the Junggar Basin are still unclear. In this study, Carboniferous volcanic rocks including basalts, basaltic andesites, and andesites in the northeastern margin of the Junggar Basin (Wulungu area) were investigated to reveal their magmatic provenance and formation mechanism. Combined with major and trace element and Sr-Nd isotope analysis, the closure time of the Junggar Ocean during the Late Paleozoic was further clarified. Three types of basement volcanic rocks with low TiO_2 (0.60%–0.84%) and relatively high alkaline (1.18%–8.59%) contents were identified. The basalts belong to tholeiitic series while andesites to high calc-alkaline series, indicating a volcanic arc association. The low-medium $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ ratios (0.703250–0.704559) and relatively depleted $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (+4.8–+6.8) and t_{DM2} (483–625 Ma) values suggested all three types formed from fractional crystallization of depleted mantle magmas, with andesites formed later than the others. Trace element and isotope tracing suggested the volcanic rocks originated from mantle wedge metasomatized by slab-derived fluid, with andesites more impacted by crustal contamination. The volcanic rocks were enriched in LILEs (Ba, Sr), Pb, Zr and Hf, and showed strong negative Nb and Ta anomalies. These characteristics are consistent with the tectonic setting of a subduction zone. The rock series showed enrichments of incompatible elements (Th, U, K) and LREE, high Ba/La ratio (30.14–208.86), low TiO_2 content (0.60%–0.84%), and low Ce/Nb (8.71–12.05) and Th/Nb (0.93–1.74) ratios. These characteristics support the continuing Carboniferous Junggar Ocean subduction along the continental block, which led to island arc accretion, followed by Junggar Ocean closure in the Late Carboniferous (ca. 305.5±4.4 Ma) and subduction-related magma superposition onto the continental crust through island arc. The above results provided new basis for the understanding of basement formation in the Junggar Basin.

收稿日期: 2021-07-29; 修回日期: 2021-12-12

基金项目: 国家科技重大专项(2017ZX05063002-006); 北京高等学校青年英才计划项目(YETP0669)

作者简介: 焦小芹(1995—), 女, 博士研究生, 岩石学与储层地质学专业。E-mail: jiaoxiaoqin0109@163.com

* 通信作者简介: 牛花朋(1979—), 女, 博士, 教授, 从事矿物岩石学与储层地质学相关研究。E-mail: niuhuapeng@126.com

<http://www.earthsciencefrontiers.net.cn> 地学前缘, 2022, 29(4)

Keywords: Junggar Basin; Wulungu; Carboniferous; volcanic rocks; island arc; petrogenesis

摘要:准噶尔古大洋作为古亚洲洋北部的重要分支及阶段性演化产物,其洋盆的俯冲、闭合时限以及盆地基底属性一直存在分歧。本文选取准噶尔盆地东北缘(乌伦古地区)石炭系火山岩来说明其岩浆来源及成因机制,通过主微量元素、Sr-Nd 同位素分析结果,进一步阐明准噶尔洋盆在晚古生代的闭合时限。本次研究包括玄武岩、玄武质安山岩和安山岩三类火山岩,岩体显示低 TiO_2 (0.60%~0.84%)、较高的全碱 $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 含量(1.18%~8.59%),玄武岩为岛弧拉斑系列,安山岩类的钙碱元素含量高,具有火山弧火山岩特征。中-低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ (0.703 250~0.704 559)、相对亏损的 Nd 同位素(+4.8~+6.8)以及 t_{DM2} (483~625 Ma) 值表明玄武岩、玄武质安山岩和安山岩同为亏损地幔熔融岩浆分异结晶的产物,安山岩为地幔熔融岩浆后期分离结晶形成;微量元素与同位素地球化学示踪暗示玄武岩、玄武质安山岩和安山岩含有洋壳俯冲过程的脱水流体交代上覆地幔楔的消减组分,安山岩在深部岩浆房经历了壳-幔混合作用,受地壳成分的混染程度更大。大离子亲石元素(LILE)Ba、Sr 和轻稀土元素、不相容元素(Th、U、K)相对富集,高场强元素(HFSE)Nb、Ta 相对亏损,以及 Pb、Zr、Hf 的富集,说明该区属于与俯冲消减带相关的构造背景;结合本套火山岩高 Ba/La(30.14~208.86)值、低 TiO_2 (0.60%~0.84%) 值,以及 Ce/Nb 比(8.71~12.05)、Th/Nb 比(0.93~1.74)等,表明准噶尔洋盆于石炭纪沿着大陆板块下部持续俯冲,洋壳板片的俯冲脱水流体交代地幔楔后增生岛弧。该套中-基性火山岩建造佐证了准噶尔洋盆闭合时限为晚石炭世(ca. 305.5±4.4 Ma),结合区域地质资料分析,提出与俯冲带有关的岩浆通过岛弧拼贴增生到大陆地壳上,进一步为准噶尔盆地基底的岛弧拼贴成因提供了新依据。

关键词:准噶尔盆地;乌伦古;石炭系;火山岩;岛弧;岩石成因

中图分类号:P588.14 文献标志码:A 文章编号:1005-2321(2022)04-0385-18

0 引言

准噶尔盆地处于中亚造山带的西段中部,经历了多阶段的演化和变革,成盆地地质条件复杂^[1-6]。晚古生代(尤其是石炭纪)为准噶尔板块构造格局转换的重要时期^[7-10],记录了古亚洲洋盆发育、俯冲消减、闭合及陆块碰撞的过程,以及以板内伸展和陆内造山为特点的盆地发育阶段。古亚洲洋为西伯利亚板块和塔里木板块之间的古大洋,准噶尔洋是古亚洲洋北部的重要分支及阶段性演化产物^[11-12],众多学者对古亚洲洋的演化进行了研究分析^[13-15],但在准噶尔洋盆俯冲、闭合时限方面的认识还存在一定程度上的分歧。一种观点认为:东、西准噶尔弧-盆体系的汇聚作用自晚泥盆世开始,持续至晚石炭世仍处于板块俯冲消减的环境,随后该区进入伸展裂陷期^[16-21];另一观点则认为准噶尔东北缘的早石炭世晚期—晚石炭世火山岩为板块碰撞后伸展环境下发育产物,或同时具有碰撞前混染岛弧组分的继承,并不能指示真正意义上的岛弧环境^[10,22-26]。此外,由于缺乏广泛出露的基底岩石,对准噶尔盆地沉积前的构造演化认识不足,现今对于盆地基底属性仍持有不同观点,概括起来主要包括:(1)前寒武纪大陆基底或刚性古陆块^[27-29];(2)古生代洋壳物质^[30-32];

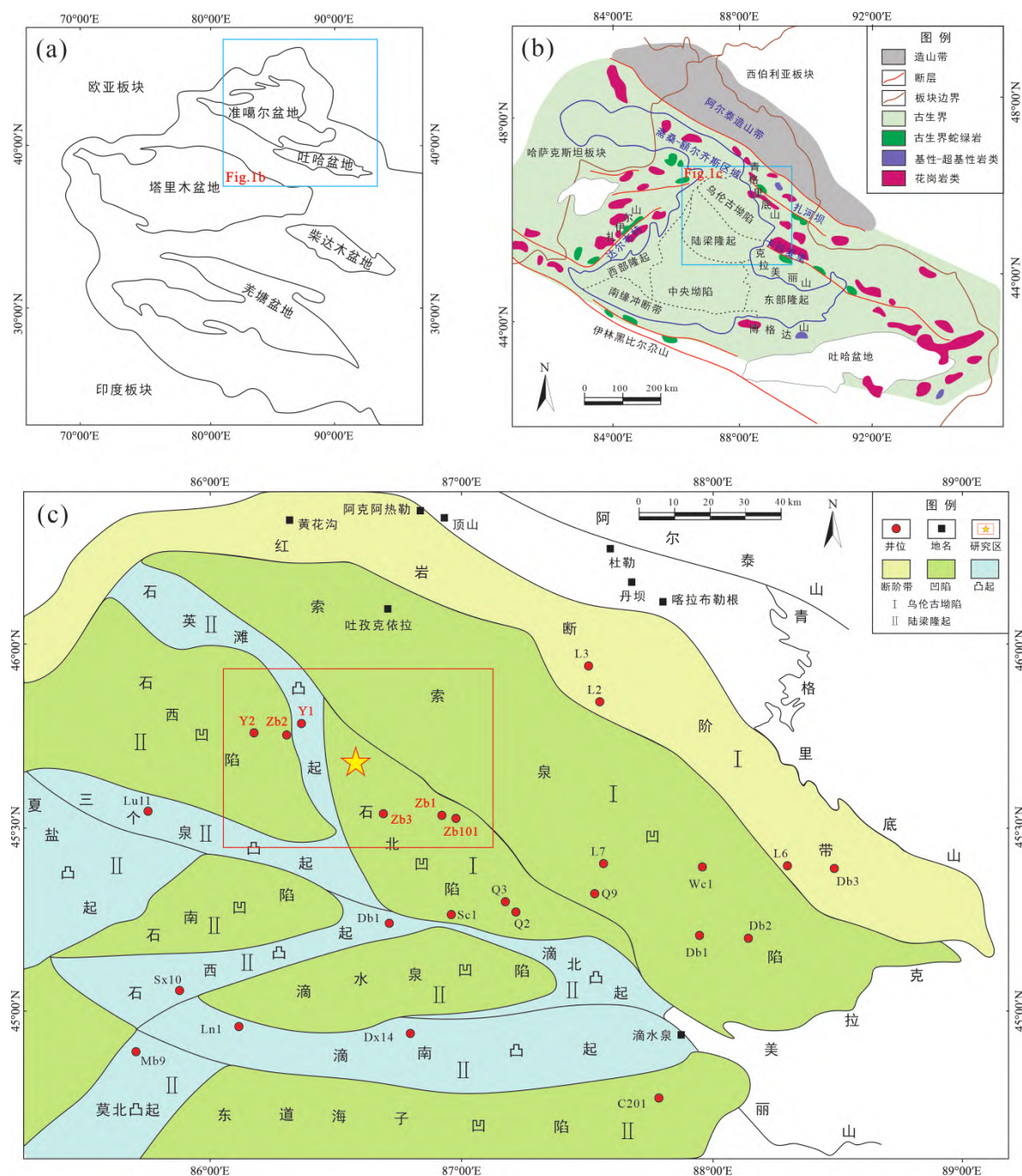
(3)古生代有限洋盆沉积褶皱^[2];(4)幔源岩浆对下地壳的底垫作用^[23]。本次研究的钻井样品已至盆地古风化壳以下的基底层位,为准噶尔盆地基底属性的研究做了新的补充。

准噶尔盆地周缘残留的蛇绿岩带反映了准噶尔板块俯冲消减、碰撞增生及地体拼合的构造过程,东北缘以阿尔曼太—扎河坝蛇绿岩带和卡拉麦里蛇绿岩带最为典型^[33-35],其中阿尔曼太—扎河坝蛇绿岩带沿乌伦古断裂向东南方向延伸^[18],临近乌伦古地区钻遇的玄武岩、玄武质安山岩和安山岩;卡拉麦里蛇绿岩带被认为是古亚洲洋最后闭合的缝合线之一^[36],该缝合线西段与陆梁隆起带、扎河坝相邻,可作为准噶尔洋盆汇聚、闭合的良好响应^[37],因此,乌伦古地区中-基性火山岩类对于制约准噶尔洋盆的构造演化有重要意义。目前针对准噶尔盆地东北缘的构造背景研究多集中在陆梁隆起带、五彩湾、扎河坝或三塘湖地区,乌伦古地区火山岩信息相对匮乏,而火山活动包含了丰富的构造信息,该区的中-基性火山岩建造将为准噶尔盆地北缘石炭系构造格局与演化研究提供良好的物质基础。本文通过乌伦古地区的石炭系火山岩地球化学特征分析与对比,结合区域地质条件认识,探讨了该套火山岩建造的源区性质及成因背景,为准噶尔洋盆闭合时限及盆地基底性质的确定提供新的依据。

1 区域地质背景及样品特征

准噶尔盆地为三山环绕的大型含油气前陆盆地,形态呈三角形(图 1a),面积约 13 万 km^2 [2]。东北部以青格里底山、克拉美丽山为界和西伯利亚板块相邻,西北部以扎伊尔山为界和哈萨克斯坦板块

相邻,南部以伊林黑比尔尕山为界和塔里木板块相邻 [25,38-39]。早古生代早期的准噶尔古陆块由若干个分支洋盆所围限,洋盆于早古生代晚期开始俯冲消减,并于晚古生代与西伯利亚、哈萨克斯坦、塔里木等多个板块发生碰撞、闭合,盆地隆坳相间的格局开始发育 [33,40-41]。准噶尔盆地经印支、燕山、喜马拉雅时期的造山运动改造,表现为现今乌伦古坳陷、陆梁



(a)—中国西北缘地质概况图;(b)—准噶尔盆地构造单元划分简图(据文献[42-43]修改);(c)—乌伦古地区地质概况图。

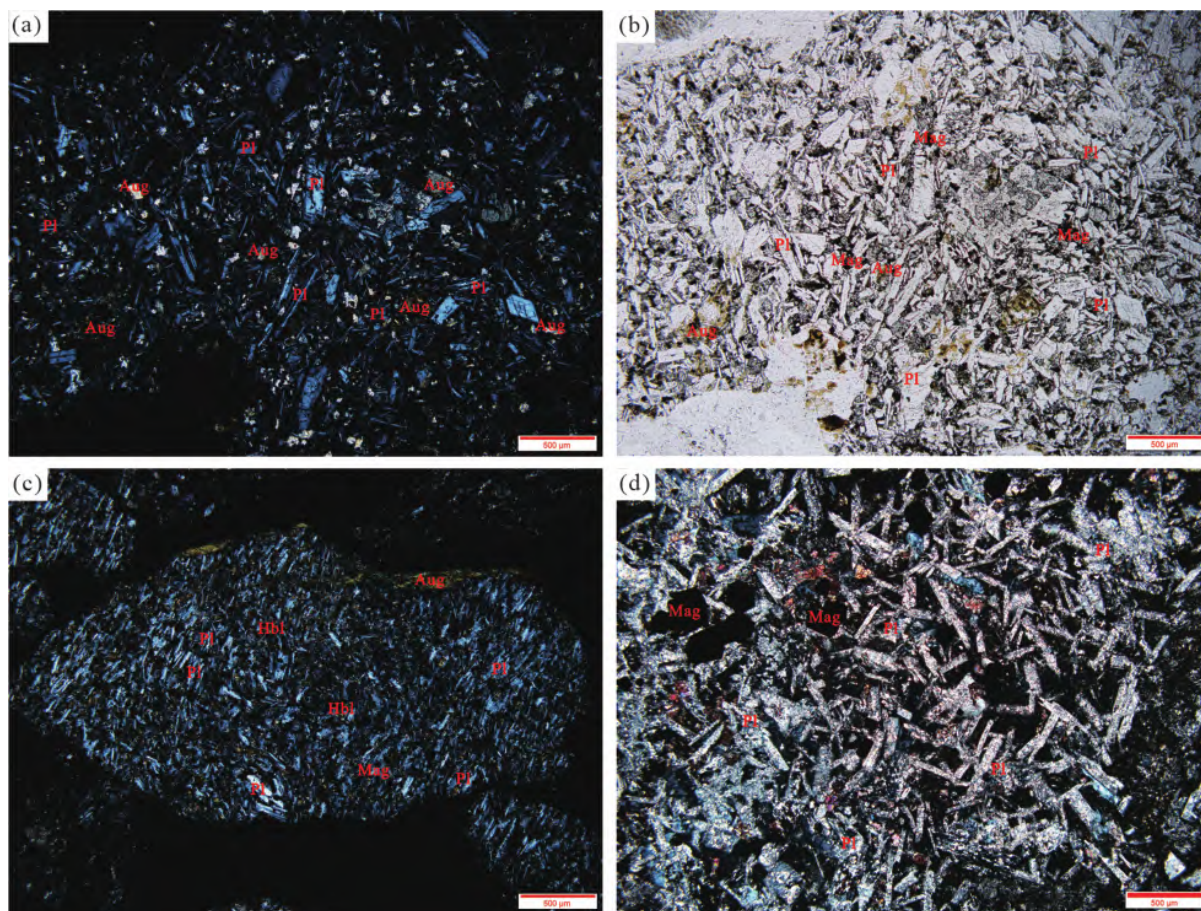
图1 研究区地质简图

Fig.1 Simplified geological maps of the study area. (a) Geological sketch map of northwestern China, (b) tectonic sketch map of Junggar Basin (modified after [42-43]), and (c) geological sketch map of Wulungu

隆起、中央拗陷、西部隆起、东部隆起、南缘冲断带六个一级构造单元^[42](图 1b^[42-43]), 以上构造事件中, 石炭纪为重要的构造格局转换期, 盆地在石炭纪之前处于古亚洲洋海域, 石炭纪的构造演化受到古亚洲洋开启、闭合及西伯利亚板块、塔里木板块碰撞造山的制约^[4, 44], 在此之后进入陆内盆地发展阶段, 表现为陆内伸展、拗陷、造山运动为特点的盆地演化期^[26]。

乌伦古地区位于准噶尔盆地东北缘, 包括乌伦古拗陷和陆梁隆起(图 1c)。乌伦古拗陷呈北西-南东近菱形展布, 由索索泉凹陷和红岩断阶带两个次级构造单元组成, 北侧以乌伦古断裂为界, 东南侧通过逆断层与三个泉凸起、滴北凸起分界, 西南侧以平缓的斜坡与石英滩凸起过渡, 自下而上地层为古生界、三叠系、侏罗系、白垩系、第三系, 其中的石炭系被认为是基底层位^[45-46]; 陆梁隆起带为乌伦古拗陷西南侧的大型断隆带(图 1c), 近三角状, 呈北西-东西向展布, 由石英滩、石西等多个凸起和凹陷组成^[47-48]。乌伦古地区上石炭统火山活动强烈, 多发

育中性火山熔岩、中性火山碎屑岩、中-基性熔结火山碎屑岩及沉凝灰岩, 下石炭统由中性火山碎屑岩、中-基性火山熔岩、中-酸性熔结火山碎屑岩组成, 夹火山喷发间歇期的沉火山碎屑岩。研究区位于乌伦古地区的石北凹陷和石西凹陷(图 1c), 钻井取样层位包括上石炭统巴山组与下石炭统姜巴斯套组, 其中, 玄武岩样品 WG-2、WG-3 采自 Zb1 井、Zb2 井, 玄武质安山岩样品 WG-4、WG-5 采自 Zb2 井、Zb3 井, 安山岩样品 WG-6、WG-7、WG-1 分别采自 Zb3 井、Zb101 井和 Y2 井。玄武岩矿物成分主要为基性斜长石(55%~60%)、辉石(15%~20%), 其中填充细小橄榄石、辉石、磁铁矿、玻璃质, 含量为 20%~30%(图 2a, b)。安山岩类大多由中性斜长石组成(60%~65%), 其次为辉石和暗化的角闪石(5%~10%), 基质为微晶斜长石和少量辉石、磁铁矿等(30%~35%), 少量玻璃质成分。岩石基质中斜长石微晶呈定向-半定向排列, 微晶之间有辉石或玻璃质充填, 构成交织结构(图 2c, d)。



(a) —玄武岩, Zb2, 3 964 m (+) × 50; (b) —玄武岩, Zb2, 3 964 m (—) × 50; (c) —玄武质安山岩, Zb3, 3 676 m (+) × 50; (d) —安山岩, Y2, 4 627.03 m (+) × 50. Pl—斜长石; Aug—辉石; Hbl—角闪石; Mag—磁铁矿。

图 2 乌伦古地区中-基性火山岩类矿物组成特征

Fig.2 Compositions and structural characteristics of intermediate-basic volcanic rocks of Wulungu

2 样品分析方法

基于薄片鉴定,对所采 7 个样品进行主、微量地球化学分析。样品的挑选与处理工作于中国石油大学(北京)完成,挑选出未经明显风化蚀变的样品,经清洗、干燥、粉碎后,采用玛瑙研磨仪将样品磨至 200 目以下。岩石样品主量元素于中国地质调查局天津地质调查中心实验室经过 X 射线荧光光谱仪测试完成,分析精度在 2%~5%。微量及稀土元素测试采用高压密闭溶样法,通过 ThermoFisher X Series 2 电感耦合等离子质谱仪测得,分析误差小于 6%,检测温度为 23 °C,湿度 65% RH,实验步骤包括实验容器清洗、样品称量、样品溶解与元素含量测定,样品搅拌溶解过程加入的混合试剂为 $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$,测试过程均采用国家一级标准物质进行监控,确保测试结果准确有效。

Rb-Sr 和 Sm-Nd 同位素组成分析均在中国地质调查局天津地质调查中心实验室进行。首先,准确称取 0.1 g 样品于聚四氟乙烯溶样罐,加入 2.5 mL HF、0.5 mL HNO_3 、0.015 mL HClO_4 ,然后放置于 150 °C 的电热板保温一周用于溶解样品。采用 AG50W×12 强酸性阳离子交换树脂和 P507 树脂分离提纯 Sr 和 Nd,详细的分析流程参考 Liu 等^[49]。通过 Triton 型热电离质谱仪(TIMS)测定 Sr 和 Nd 同位素比值,利用 $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.375\ 209$ 和 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.721\ 9$ 分别对 Sr 和 Nd 进行质量分馏校正。国际标样 SRM987 和 Jndi-1 用于监测仪器状态,SRM987 测定结果为 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710\ 247 \pm 0.000\ 008$ (2SE); Jndi-1 测定结果为 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512\ 115 \pm 0.000\ 006$ (2SE)。实验过程以国际标准岩石样品 BCR-2(玄武岩)监测分离流程,其结果

是: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705\ 019 \pm 0.000\ 012$ (2SE); $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512\ 646 \pm 0.000\ 014$ (2SE)。

3 分析测试结果

3.1 主量元素

乌伦古地区石炭系火山岩的主、微量元素分析结果见表 1。通过火山岩岩性图解判别得出(图 3a, b^[50-51]),样品主要在中-基性岩类区域,包括玄武岩、玄武质安山岩和安山岩。玄武岩 SiO_2 含量低(44.16%~45.61%), TiO_2 含量较低(0.60%~0.63%), MgO 为 13.89%~15.55%, CaO 为 11.77%~11.82%, Al_2O_3 为 8.03%~9.36%, 全碱 $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 1.18\% \sim 2.13\%$ 。玄武质安山岩 SiO_2 含量中等(52.92%~53.42%), TiO_2 含量不高(0.74%~0.80%), MgO 为 3.38%~3.62%, CaO 为 6.44%~7.06%, Al_2O_3 为 16.45%~16.49%, 全碱 $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 5.53\% \sim 6.12\%$ 。安山岩 SiO_2 含量为 57.32%~61.97%, TiO_2 含量低(0.40%~0.84%), MgO 为 1.69%~2.21%, CaO 为 3.42%~5.40%, Al_2O_3 为 15.06%~16.20%, 全碱 $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 4.99\% \sim 8.59\%$ 。以上火山岩样品主要在中-高钾钙碱性系列(图 3c, d^[52-53]),少量在拉斑系列,具有汇聚型活动板块边缘背景下发育的火山弧火山岩特征^[54]。玄武岩样品整体 TiO_2 含量较低,介于 0.60%~0.63%,接近于岛弧拉斑玄武岩($\text{TiO}_2 = 0.80\%$),低于大陆溢流玄武岩($\text{TiO}_2 = 1.00\%$)和洋岛拉斑玄武岩($\text{TiO}_2 = 2.63\%$)。玄武岩的 $\text{Mg}^\#$ (67.56~67.87) 低于幔源原始岩浆成分($\text{Mg}^\# = 68 \sim 72$)^[55],经历了微弱岩浆分异演化。玄武质安山岩与安山岩样品的全碱含量明显高于玄武岩,为“富铝贫镁”系列,安山岩岩类 $\text{Mg}^\#$ (33.74~61.88) 呈现较强烈的岩浆分异演化特点。

表 1 乌伦古地区石炭系火山岩全岩主量和微量元素含量分析结果

Table 1 Results of major and trace element analysis of Carboniferous volcanic rocks of Wulungu

样品	岩石名称	$w_{\text{B}}/\%$											
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	TFe ₂ O ₃
WG-2	玄武岩	45.61	9.36	3.02	6.67	11.82	13.89	0.34	1.79	0.60	0.08	0.20	10.43
WG-3	玄武岩	44.16	8.03	3.60	7.36	11.77	15.55	0.31	0.87	0.63	0.10	0.22	11.78
WG-4	玄武质安山岩	52.92	16.49	5.20	2.70	6.44	3.38	2.90	3.22	0.74	0.26	0.13	8.20
WG-5	玄武质安山岩	53.42	16.45	5.32	2.23	7.06	3.62	2.70	2.83	0.80	0.30	0.13	7.80
WG-6	安山岩	59.09	15.56	2.58	1.58	5.40	1.80	1.60	3.39	0.40	0.15	0.06	4.34
WG-7	安山岩	61.97	15.06	0.80	3.10	3.42	1.69	2.39	2.98	0.64	0.10	0.09	4.24
WG-1	安山岩	57.32	16.20	1.10	4.34	3.80	2.21	6.09	2.50	0.84	0.34	0.17	5.92

(续表 1)

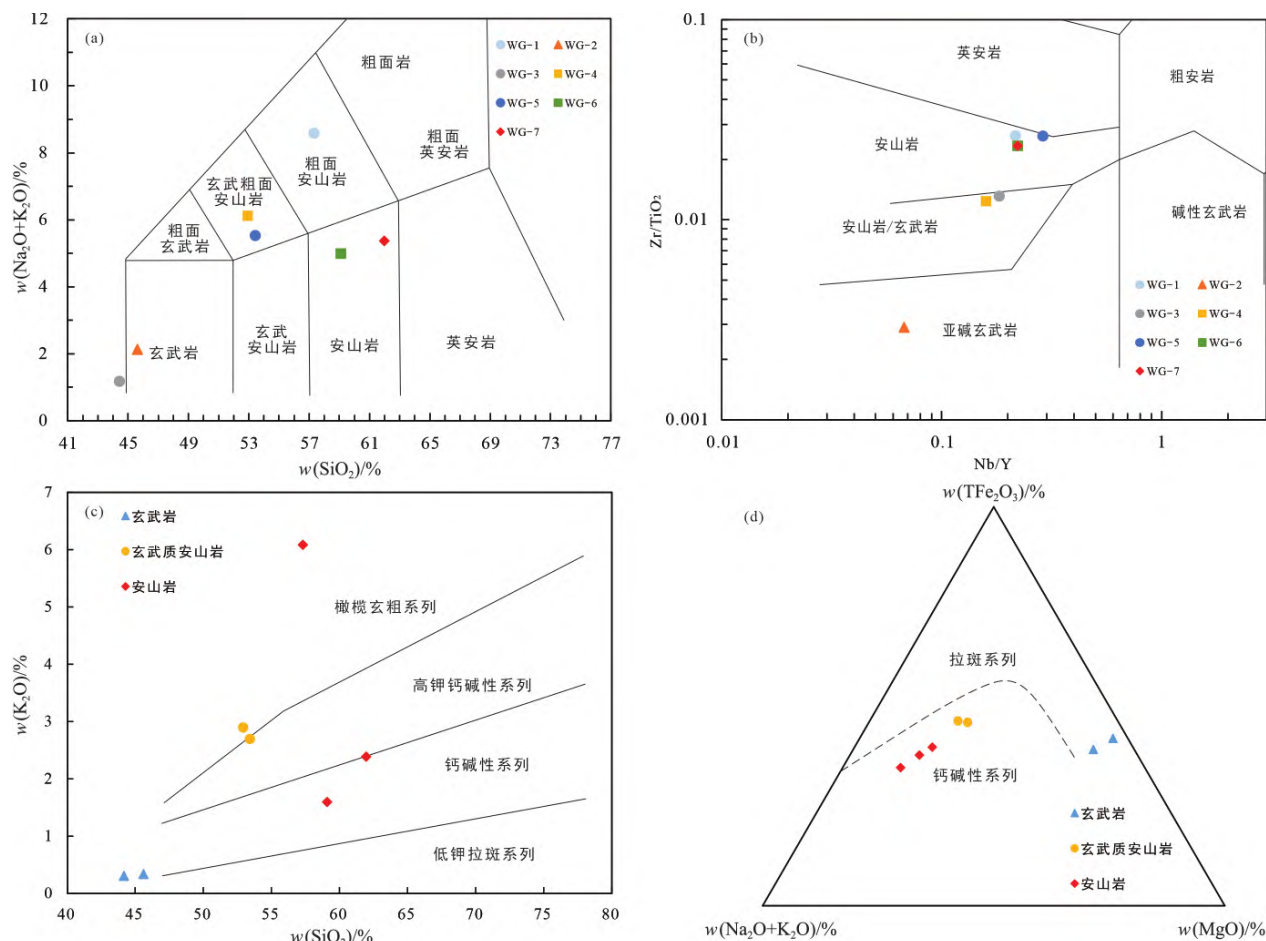
样品	岩石名称	$w_B/\%$	Mg [#]	$w_B/10^{-6}$									
		Na ₂ O+K ₂ O		Cu	Pb	Cr	Ni	Co	Rb	Sr	Ba	V	Nb
WG-2	玄武岩	2.13	67.56	61.8	1.46	751	138	56.2	9.78	306	222	263	0.68
WG-3	玄武岩	1.18	67.87	65.4	1.36	688	152	60.3	6.45	235	210	241	0.58
WG-4	玄武质安山岩	6.12	55.59	87.8	8.38	62.5	19.4	21.1	88.6	480	3 300	178	3.46
WG-5	玄武质安山岩	5.53	61.88	123	9.62	81.3	23.7	20.8	73.6	506	905	168	3.05
WG-6	安山岩	4.99	53.25	30.6	10.1	37.8	26.2	11.9	48.8	360	2 490	71.4	3.88
WG-7	安山岩	5.37	35.28	26.3	149	55.7	23.3	12	66.4	265	971	84.4	4.79
WG-1	安山岩	8.59	33.74	50.5	10.4	23.2	9.39	13.4	244	244	868	107	6.16

样品	岩石名称	$w_B/10^{-6}$											
		Ta	Zr	Hf	Ga	U	Th	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu
WG-2	玄武岩	0.1	17.40	0.69	10	0.16	0.63	3.1	7.36	1.08	5.7	1.64	0.63
WG-3	玄武岩	0.095	15.30	0.62	9.8	0.14	0.54	2.91	6.99	1.06	5.52	1.62	0.56
WG-4	玄武质安山岩	0.3	110.00	3.57	18.4	1.56	4.51	15.8	34	4.38	18.8	4.26	1.84
WG-5	玄武质安山岩	0.27	99.00	3.28	17.5	1.34	5.32	16.9	35.9	4.55	19.5	4.27	1.28
WG-6	安山岩	0.39	122.00	3.8	17.3	1.59	4.49	17.1	35.5	4.22	16.8	3.21	1.38
WG-7	安山岩	0.43	150.00	4.75	17	2.05	5.95	19.3	41.7	5.22	21.3	4.55	1.28
WG-1	安山岩	0.48	221.00	6.81	19.3	2.88	8.98	28.8	60	7.48	31	6.45	1.55

样品	岩石名称	$w_B/10^{-6}$									Nb/Ta	Zr/Hf	La/Sm
		Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y			
WG-2	玄武岩	1.8	0.34	2.11	0.41	1.16	0.17	1.1	0.17	10.10	6.80	25.22	1.89
WG-3	玄武岩	1.8	0.34	2.02	0.41	1.16	0.17	1.07	0.17	9.71	6.11	24.68	1.80
WG-4	玄武质安山岩	4.7	0.7	4.04	0.82	2.36	0.37	2.38	0.37	20.60	11.53	30.81	3.71
WG-5	玄武质安山岩	4.22	0.67	3.87	0.75	2.17	0.33	2.11	0.33	19.20	11.30	30.18	3.96
WG-6	安山岩	3.28	0.45	2.4	0.46	1.32	0.19	1.31	0.2	11.80	9.95	32.11	5.33
WG-7	安山岩	4.22	0.72	4.24	0.86	2.52	0.39	2.51	0.4	21.70	11.14	31.58	4.24
WG-1	安山岩	5.82	0.96	5.54	1.1	3.14	0.48	3.13	0.5	28.50	12.83	32.45	4.47

样品	岩石名称	(Th/Nb) _{PM}	(Nb/La) _{PM}	La/Nb	Ce/Th	Ce/Pb	Ba/Rb	Ba/Th
WG-2	玄武岩	7.77	0.21	4.56	11.68	5.04	22.70	352.38
WG-3	玄武岩	7.81	0.19	5.02	12.94	5.14	32.56	388.89
WG-4	玄武质安山岩	10.93	0.21	4.57	7.54	4.06	37.25	731.71
WG-5	玄武质安山岩	14.63	0.17	5.54	6.75	3.73	12.30	170.11
WG-6	安山岩	9.71	0.22	4.41	7.91	3.51	51.02	554.57
WG-7	安山岩	10.42	0.24	4.03	7.01	0.28	14.62	163.19
WG-1	安山岩	12.23	0.21	4.68	6.68	5.77	3.56	96.66

样品	岩石名称	Ba/La	Nb/U	δEU	δCe	ΣLREE	ΣHREE	LREE/HREE
WG-2	玄武岩	71.61	4.25	1.12	0.98	19.51	17.36	1.12
WG-3	玄武岩	72.16	4.14	1.00	0.98	18.66	16.85	1.11
WG-4	玄武质安山岩	208.86	2.22	1.25	0.99	79.08	36.34	2.18
WG-5	玄武质安山岩	53.55	2.28	0.91	0.98	82.40	33.65	2.45
WG-6	安山岩	145.61	2.44	1.29	1.00	78.21	21.41	3.65
WG-7	安山岩	50.31	2.34	0.88	1.00	93.35	37.56	2.49
WG-1	安山岩	30.14	2.14	0.76	0.98	135.28	49.17	2.75



(a)—火山岩 TAS 判别图 (边界据文献[50]); (b)—Zr/TiO₂-Nb/Y 判别图 (边界据文献[51]);
(c)—K₂O-SiO₂ 图解 (边界据文献[52]); (d)—AFM 图解 (边界据文献[53])。

图3 乌伦古地区石炭系火山岩分类图

Fig.3 Classification diagrams for Carboniferous volcanic rocks of Wulungu. (a) (K₂O+Na₂O) vs. SiO₂ diagram (adapted from [50]). (b) Zr/TiO₂ vs. Nb/Y diagram (adapted from [51]). (c) K₂O vs. SiO₂ diagram (adapted from [52]). (d) AFM diagram (adapted from [53]).

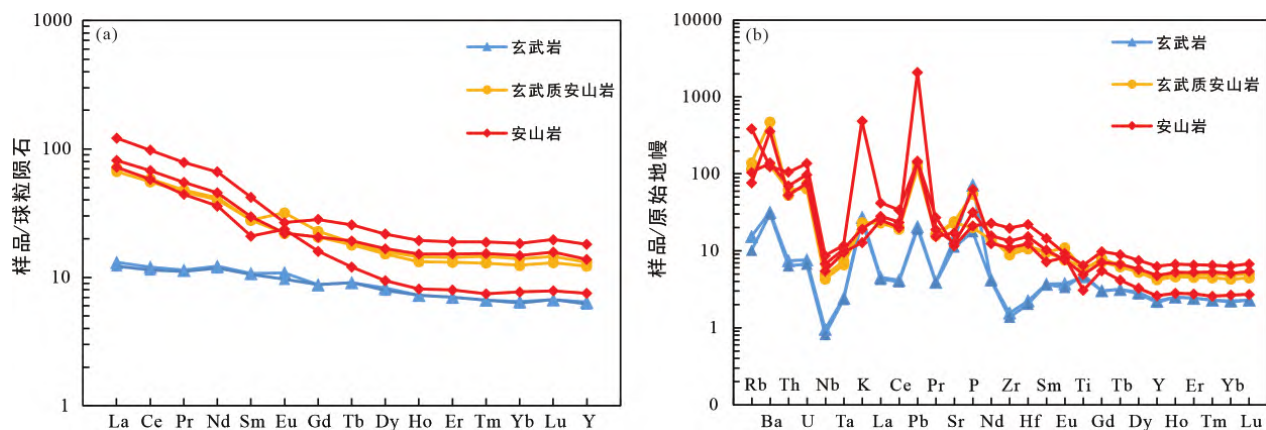


图4 乌伦古地区石炭系火山岩稀土元素球粒陨石标准化配分图(a)(标准化值据文献[56])和
微量元素原始地幔标准化蛛网图(b)(标准化值据文献[56])

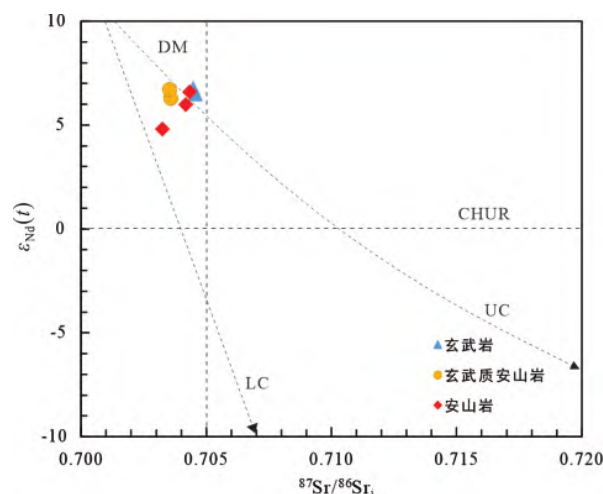
Fig.4 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized trace element spidergrams for Carboniferous volcanic rocks of Wulungu (b). Chondrite-normalized and primitive mantle-normalized values from [56].

3.2 微量元素

乌伦古地区火山岩稀土元素总量(ΣREE)介于35.51~184.45,平均值为102.69。轻、重稀土元素比值 $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}=1.11\sim 3.65$,呈现明显分异,为轻稀土富集型,玄武岩相比于玄武质安山岩、安山岩表现出的稀土元素右倾特征较不明显(图4a^[56])。样品呈现钕微弱负异常或正异常($\delta\text{Eu}=0.76\sim 1.29$,平均值1.03),表明岩浆演化过程中斜长石的结晶分异作用不明显或岩浆源区少有斜长石残留^[57]。原始地幔标准化微量元素蛛网图表明(图4b^[56]),大离子亲石元素(LILE)Ba、Sr 轻微富集,高场强元素(HFSE)Nb、Ta 相对亏损,Pb 强烈富集,Zr、Hf 轻微富集。本区样品的 Nb/Ta 值为6.80~12.83,均低于原始地幔的 Nb/Ta 比(Nb/Ta=17)^[56],所有样品 Zr/Hf 值(24.68~32.45)低于原始地幔(Zr/Hf=36)^[56]。

3.3 Sr-Nd 同位素

对乌伦古地区石炭系火山岩 Sr-Nd 同位素分析得出,样品具有中-低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{D}}$ 、高放射性 Nd ($\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值均大于0)的特征(表2)。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{D}}$ 值在一定范围内变化(0.703 250~0.704 559),玄武岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{D}}$ 略高于玄武质安山岩、安山岩。玄武岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值介于+6.5~+6.8,安山岩 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为+4.8~+6.7(图5^[58])。所有样品落在上地壳与亏损地幔混合线附近,经计算,样品模式年龄为 $t_{\text{DM2}}\approx 483\sim 625\text{ Ma}$ (表2),远大于火山岩的结晶年龄 ca. 305~332 Ma。



LC—下地壳; UC—上地壳; DM—亏损地幔。

图5 乌伦古地区石炭系火山岩 Sr-Nd 同位素图解
(边界据文献^[58])

Fig.5 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{D}}$ plot for Carboniferous volcanic rocks of Wulungu (adapted from ^[58]).

LC—lower crust; UC—upper crust; DM—depleted mantle.

表2 乌伦古地区石炭系火山岩 Sr-Nd 同位素组成分析结果

Table 2 Sr-Nd isotope compositions of Carboniferous volcanic rocks of Wulungu

样品号	岩性	Age/ Ma	$w_{\text{B}}/10^{-6}$	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{D}}$	$w_{\text{B}}/10^{-6}$	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{D}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$t_{\text{DM1}}/t_{\text{DM2}}$ Ma	Ma
WG-2	玄武岩	305	9.8	306	306	0.09	0.704 875	0.000 009	0.704 474	1.64	5.70	5.70	0.174 0	0.512 939	0.000 009	0.512 939	6.8	810	483
WG-3	玄武岩	305	6.5	235	235	0.08	0.704 904	0.000 007	0.704 559	1.62	5.52	5.52	0.177 4	0.512 932	0.000 003	0.512 932	6.5	916	502
WG-4	玄武质安山岩	332	88.6	480	480	0.53	0.706 109	0.000 010	0.703 586	4.26	18.80	18.80	0.137 0	0.512 830	0.000 003	0.512 830	6.3	637	540
WG-5	玄武质安山岩	332	73.6	506	506	0.42	0.705 517	0.000 006	0.703 529	4.27	19.50	19.50	0.132 4	0.512 842	0.000 007	0.512 842	6.7	578	510
WG-6	安山岩	312	48.8	360	360	0.39	0.706 081	0.000 009	0.704 340	3.21	16.80	16.80	0.115 5	0.512 779	0.000 004	0.512 779	6.0	577	543
WG-7	安山岩	312	66.4	265	265	0.72	0.707 399	0.000 009	0.704 180	4.55	21.30	21.30	0.129 1	0.512 746	0.000 004	0.512 746	4.8	729	625
WG-1	安山岩	312	244.0	244	244	2.90	0.716 107	0.000 007	0.703 250	6.45	31.00	31.00	0.125 8	0.512 831	0.000 005	0.512 831	6.6	554	501

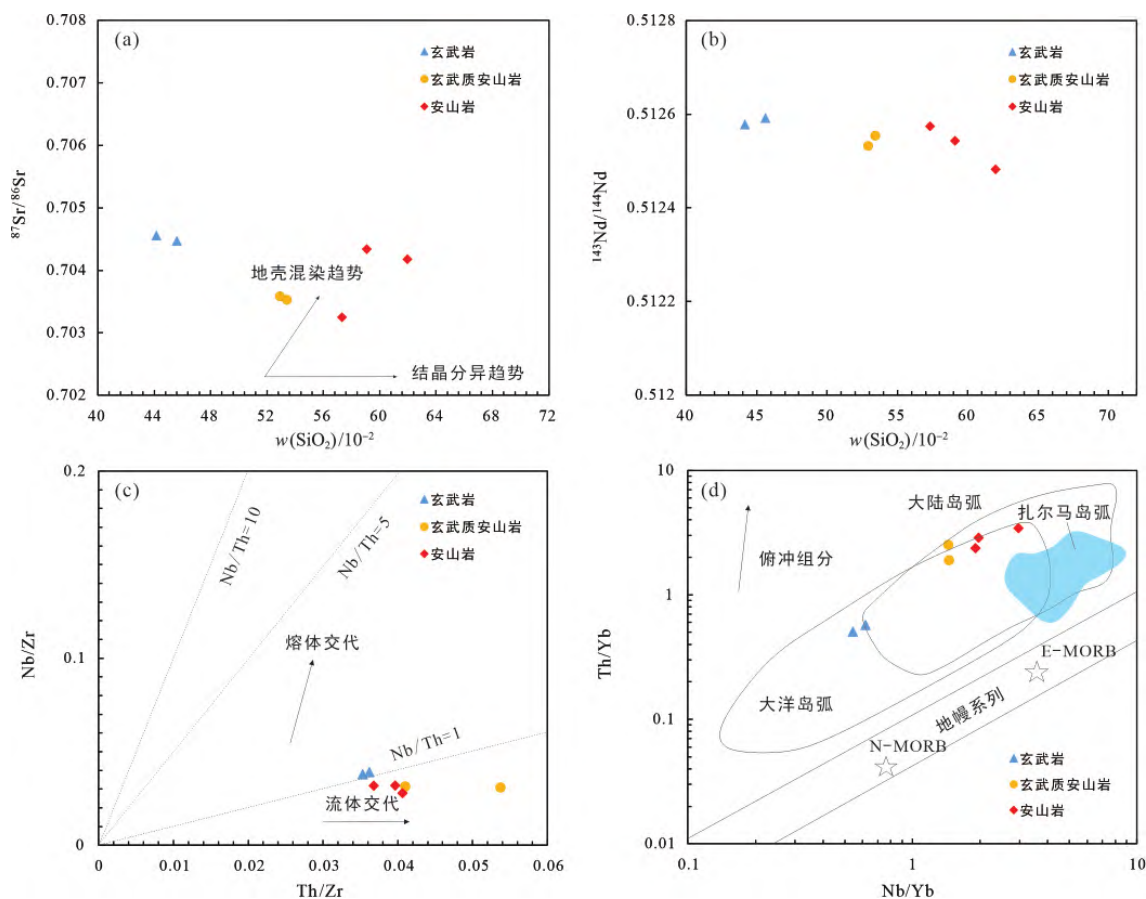
注: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{D}} = (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{sample}} \times (e^{\lambda t} - 1) + (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{DM1}}$, $\lambda_{\text{Rb}} = 1.42 \times 10^{-11} \text{ y}^{-1}$; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{D}} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{sample}} - (f_{\text{ec}} - f_{\text{DM}}) \times (e^{\lambda t} - 1) + (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM1}}$, $\lambda_{\text{Nd}} = 1.38 \times 10^{-12} \text{ y}^{-1}$; $t_{\text{DM1}} = 1/\lambda \times \ln(1 + ((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{sample}} - 0.513 15) / ((^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{sample}} - 0.213 7))$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.196 6$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512 638$, $\lambda_{\text{Sm}} = 6.54 \times 10^{-12} \text{ y}^{-1}$; $t_{\text{DM2}} = t_{\text{DM1}} - t \times ((f_{\text{ec}} - f_{\text{sample}}) / (f_{\text{ec}} - f_{\text{DM}}))$, $f_{\text{ec}} = -0.4$, $f_{\text{DM}} = 0.085 92$ 。

4 讨论

4.1 源区性质与成因

玄武岩与玄武质安山岩、安山岩同样含有高放射性的 Nd 同位素、低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{ci}}$ 值,反映了亏损地幔源的特征^[59]。结合 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{ci}}-\text{SiO}_2$ 、 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{ci}}-\text{SiO}_2$ 关系图分析(图 6a^[60]、图 6b),以上火山岩类均具有微弱分离结晶的趋势,安山岩样品表现出地壳混染的特点,而玄武岩、玄武质安山岩的同化混染现象不强。通常认为,地壳混染往往表现为 La 的大量加入,如岩浆 La/Sm 大于 5 表明有地壳成分的混染^[61],该比值暗示研究区安山岩更具有地壳混染的趋势,然而对于中、基性岩类样品来讲,其模式年龄远大于结晶年龄,结合 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 呈正值、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{ci}}$ 低值等特征,指示岩浆可能在深部岩浆房就经历了壳-

幔混合作用。地壳成分的混入会使得幔源岩浆 Rb、Ba、Th 等值升高,Nb、Ta、Ti 等元素含量降低,本区火山岩 $(\text{Th}/\text{Nb})_{\text{PM}} = 7.77 \sim 14.63$ 、 $\text{La}/\text{Nb} = 4.03 \sim 5.54$ (远大于 1),被认为研究区火山岩幔源岩浆有不同程度的壳源物质加入^[62-63], $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 与 SiO_2 含量呈现一定的相关性(图 6b)且 $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}}$ 值为 $0.17 \sim 0.24$ (均小于 0.25),进一步证实了研究区玄武质和安山质岩浆受到一定程度的地壳成分影响^[64-65]。同时,这些样品富集 LILE 和 LREE,表现出强烈的 Nb、Ta 负异常及 Ti 的相对亏损(图 4b),仍具有消减带岩浆的特征,结合 Nb/Ta、Zr/Hf 值均低于原始地幔的特点,认为玄武岩、玄武质安山岩和安山岩的岩浆熔体不仅来自亏损地幔,还可能有俯冲洋壳或沉积物的脱水流体(熔体)交代地幔楔成分参与^[66-68]。分析认为,在板块俯冲消减带发育过程中,岩浆上升且经历了弱-中等的分离结晶作用,后分



(a)— $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{ci}}-\text{SiO}_2$ 图解(边界据文献[60]);(b)— $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{ci}}-\text{SiO}_2$ 图解;
(c)— $\text{Nb}/\text{Zr}-\text{Th}/\text{Zr}$ 图解(边界据文献[59]);(d)— $\text{Th}/\text{Yb}-\text{Nb}/\text{Yb}$ 图解(边界据文献[71])。

图6 乌伦古地区石炭系火山岩地球化学图解

Fig.6 Geochemical classification plots for Carboniferous volcanic rocks of Wulungu.

(a) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{ci}}$ vs. SiO_2 (adapted from [60]). (b) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{ci}}$ vs. SiO_2 .

(c) Nb/Zr vs. Th/Zr (adapted from [59]); (d) Th/Yb vs. Nb/Yb (adapted from [71]).

离结晶的安山岩不仅有地幔楔消减组分的加入, 还更多受地壳物质混染的影响。

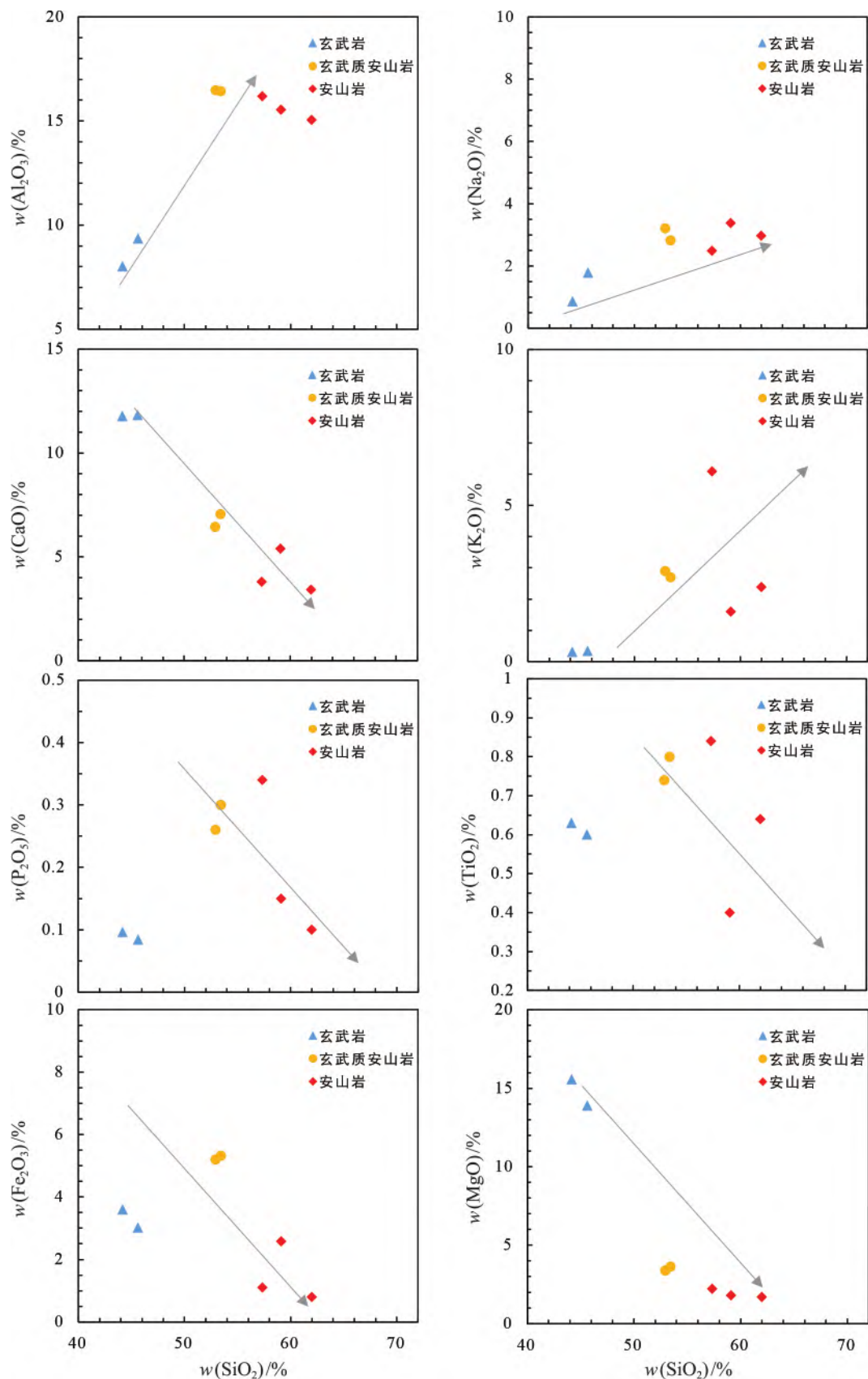
对于消减带岩浆岩的形成原因, 通常认为是俯冲洋壳及其沉积物在脱水过程中形成的熔体或流体交代上覆地幔楔的结果^[19, 69-70]。研究区 Sr-Nd 同位素的初始比值及铈负异常判断可能有消减沉积物的加入^[18], Th/Yb-Nb/Yb 图解暗示样品具有俯冲消减带组分的特征, 并且与哈萨克斯坦扎尔马岛弧火山岩类似(图 6d^[71]), 均为亏损地幔源。Plank 和 Langmuir^[72] 提出根据 Ba/Th (≈ 111)、Ba/Rb (≈ 4)、Ce/Th (≈ 8)、Ce/Pb (≈ 3) 的值可估计是否有俯冲沉积物熔体对地幔楔的交代作用。经分析, 研究区样品基本不具备上述消减带沉积物熔体的特征 (Ba/Th_{Ave} = 351.07、Ba/Rb_{Ave} = 24.86、Ce/Th_{Ave} = 8.64、Ce/Pb_{Ave} = 3.93、铈的极弱负异常), 推断火山岩源区少有沉积物熔体交代产物的加入, 受熔体交代的影响较少; 根据样品在 Nb/Zr-Th/Zr 关系图中的趋势(图 6c^[59]), 进一步暗示本套火山岩主要受俯冲洋壳或沉积物脱水流体交代而成。深水沉积物、地壳物质的加入会使得源于亏损地幔的岩浆 Ce/Pb、Nb/U 值降低, 与样品 Ce/Pb (0.28~5.77, 平均值 3.93)、Nb/U (2.14~4.25, 平均值 2.83) 的变化相一致 (Ce/Pb = 25 ± 5 、Nb/U = 47 ± 10)^[73]。若为俯冲洋壳及沉积物脱水过程形成的流体交代成因的岩浆岩, 源于俯冲带的流体微量元素特征为 LILE、Pb 富集及 HFSE 亏损, 这一解释更接近于岛弧或大陆地壳的火山岩。因此, 虽然研究区玄武岩、玄武质安山岩和安山岩的主要成分为亏损地幔岩浆, 却也加入了洋壳板块俯冲过程的脱水流体交代上覆地幔楔的成分。前人研究认为俯冲板片脱水得到的流体中 Pb 浓度高低与俯冲板片厚度有关, 深层板片脱水形成的流体较表层板片脱水流体的 Pb 含量更高^[74], 同时, 安山岩具有更高的轻、重稀土元素比值 ($\sum \text{LREE} / \sum \text{HREE} = 2.49 \sim 3.65$), 反映了其岩浆源区富集经俯冲带流体改造或熔融的地幔楔组分, 暗示玄武质安山岩和安山岩相较于玄武岩, 洋壳板块向深部俯冲过程中受到流体交代的程度更大。

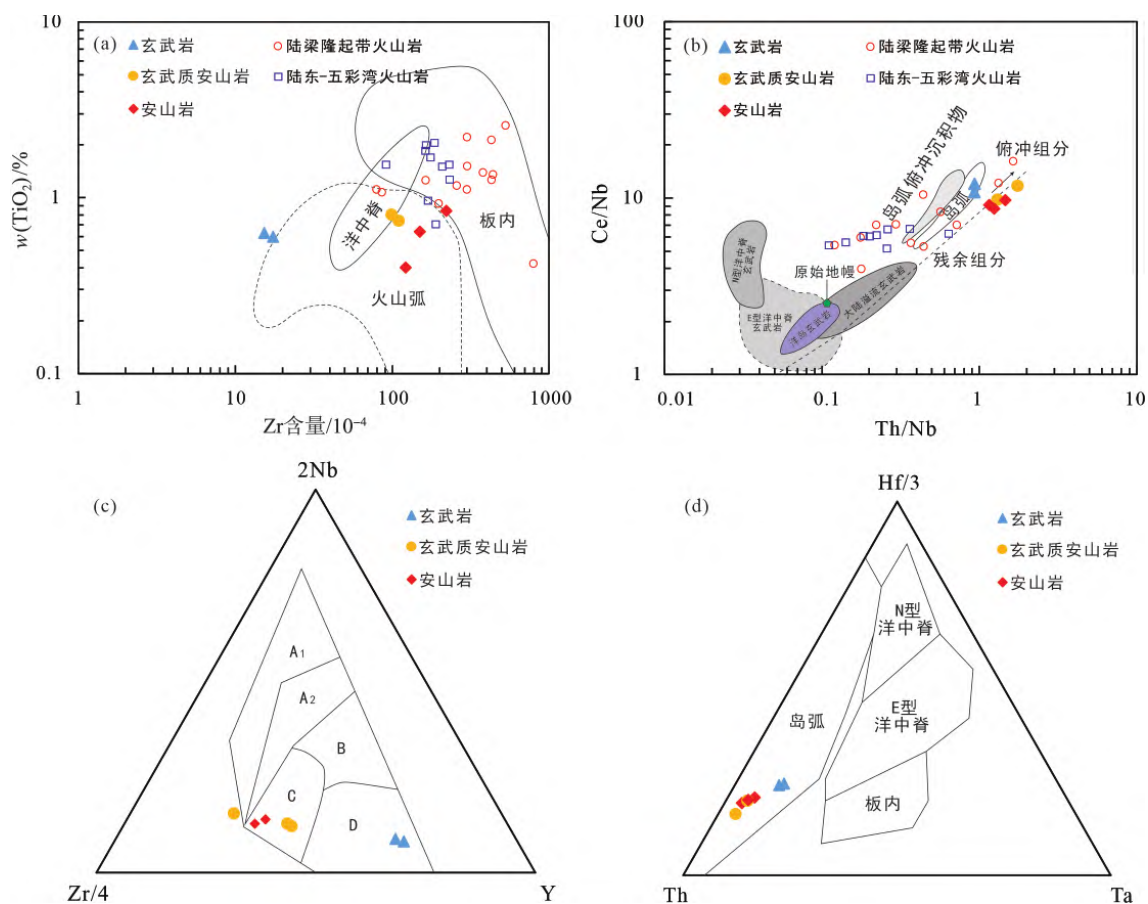
相似的 Nd 同位素值推断玄武岩、玄武质安山岩和安山岩可能来自同一源区, 高 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值和中-低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{D}}$ 暗示岩浆主要来自同位素组成适度亏损的源区(图 5)。前人针对基性岩类、中酸性岩类是否为同一源区产物提出不同观点^[75], 一种观点认为是残余洋壳再次熔融的产物^[1, 76], 另一观点则与

亏损地幔熔融岩浆分异产物有关^[23]。若安山岩类源区来自残余洋壳的再次熔融, 那么, 早期的基性岩类为局部亏损地幔熔融的岩浆上侵至上地壳的产物, 后期需要短时间内残余洋壳的高度熔融才有可能产生再次熔融的中性岩类, 这难以发生且通常与后碰撞环境相关。依据本区火山岩 Sr-Nd 同位素特点, 玄武岩、安山岩可能为亏损地幔熔融岩浆分异的产物, 或基底岩石本身具有类似年轻岛弧的较亏损同位素组成。通过微量元素进一步分析发现玄武岩和安山岩类的微量元素特征大体一致, $\text{Mg}^\#$ 和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{D}}-\text{SiO}_2$ 图解(图 6a)也体现出结晶分异的特点, SiO_2 含量与其他氧化物含量有较好的相关性(图 7), 说明研究区安山岩类与玄武岩来自同一岩浆源区, 为亏损地幔熔融岩浆后期分离结晶形成。

4.2 构造背景启示

准噶尔古大洋为介于西伯利亚板块与哈萨克板块之间的古大洋^[2], 洋盆的打开与闭合、陆块的增生与碰撞通过岩浆活动可以表现出来。邻区资料说明中亚古板块于寒武纪开始裂解, 至少自早奥陶世起, 分隔了准噶尔地块和西伯利亚古板块南缘(阿尔泰地块), 形成早期的东准噶尔洋盆, 即现今东准噶尔盆地腹地(含扎河坝—北塔山蛇绿岩带)^[27, 77-78]。该洋盆的洋壳板片从奥陶纪起沿扎河坝—北塔山向准噶尔地块之下俯冲, 形成初步的弧盆格局并持续至晚志留世, 志留纪末进入构造碰撞后的应力松弛阶段, 东准噶尔南北侧表现出拉张应力环境, 又发育为东准噶尔有限洋盆^[33, 37, 79]。在此之后进入古生代岩石圈板块演化的新旋回, 东准噶尔洋盆从泥盆纪到二叠纪经历了从消亡到陆块碰撞的过程^[9], 而石炭纪的准噶尔盆地处于构造体制的过渡、转折阶段, 构造运动及火山活动强烈, 具有多期次的特点, 因此, 对于准噶尔洋盆的俯冲、闭合时限存在不同的看法。一种观点认为准噶尔古大洋于泥盆纪俯冲消减后在中石炭世末期闭合^[80], 后来通过盆地北缘玄武岩构造环境的分析佐证了洋壳俯冲早在早泥盆世已经开始^[81], 或利用蛇绿岩带来指示准噶尔板块晚石炭世至二叠纪为碰撞后伸展环境^[4]。另一些学者认为准噶尔盆地东部在晚石炭世仍存在俯冲消减的环境^[18, 20, 82-83], 并提出准噶尔古大洋自晚元古代开启以来, 洋壳于早泥盆世—晚石炭世大规模的俯冲消减, 可能直至二叠纪完全闭合, 完成岛弧块体与陆块的碰撞拼接。火山岩的微量元素能够有效反映发育的构造背景, 在判别构造环境中发挥重要作用。本

图7 乌伦古地区石炭系火山岩 SiO_2 与其他氧化物关系图解Fig.7 Relationships between SiO_2 and oxides in Carboniferous volcanic rocks of Wulungu



(a)— TiO_2 — Zr 图解 (边界据文献[54], 陆梁隆起带火山岩据文献[10], 陆东-五彩湾火山岩据文献[26]); (b)— Ce/Nb — Th/Nb 图解 (边界据文献[85], 陆梁隆起带火山岩据文献[10], 陆东-五彩湾火山岩据文献[26]); (c)— Nb — Zr — Y 图解 (边界据文献[86]), $A_1 + A_2$: 板内碱性玄武岩, $A_2 + C$: 板内拉斑玄武岩, B: E-MORB, C+D: 火山弧玄武岩; (d)— $\text{Hf}/3$ — Th — Ta 图解 (边界据文献[21])。

图8 乌伦古地区石炭系火山岩构造判别图解

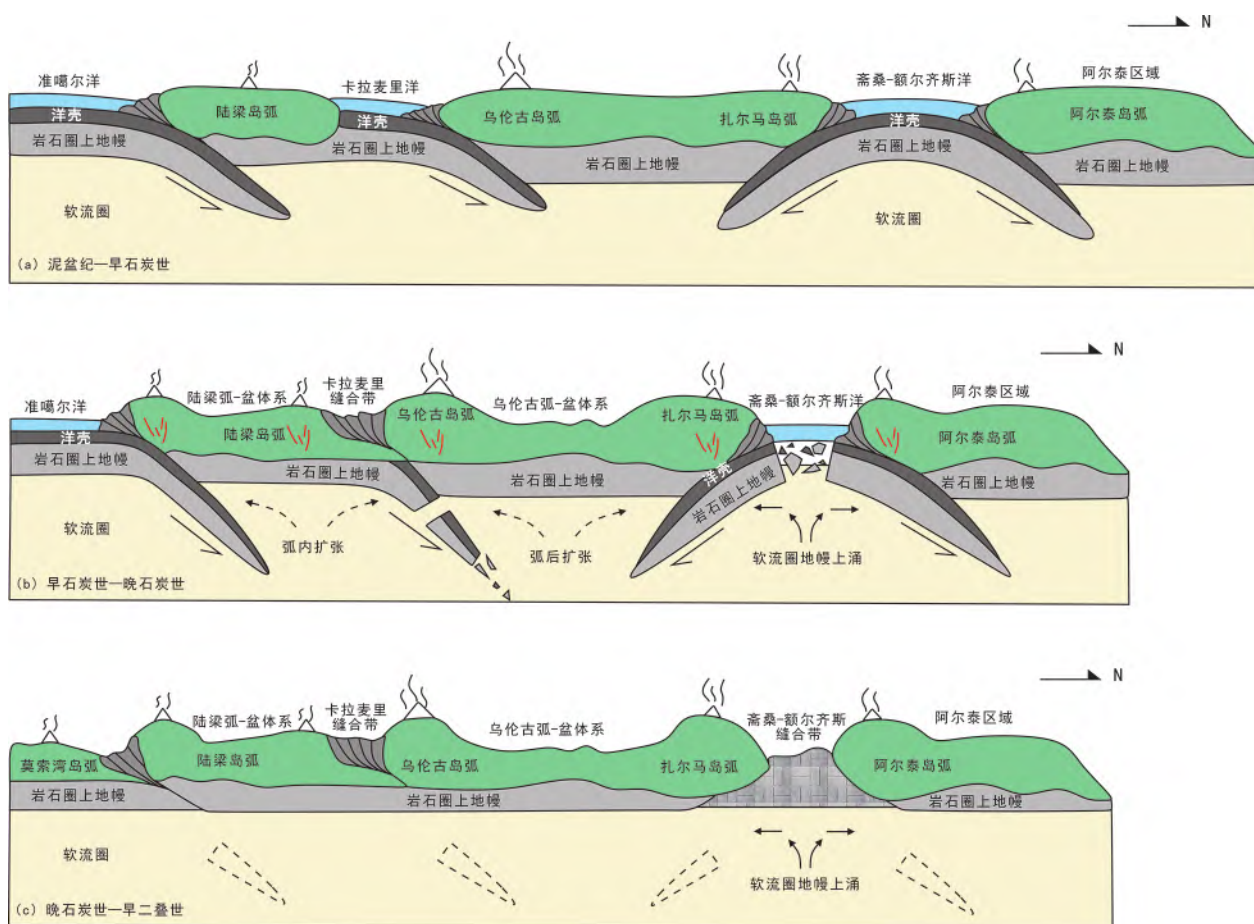
Fig.8 Tectonic discrimination diagrams for Carboniferous volcanic rocks from Wulungu. (a) TiO_2 vs. Zr (adapted from [54], data partly from [10,26]). (b) Ce/Nb vs. Th/Nb (adapted from [85], data partly from [10,26]). (c) Nb — Zr — Y diagram (adapted from [86]). ($A_1 + A_2$)—WPB-alkaline basalts; ($A_2 + C$)—WPB tholeiite; B—E-MORB; (C+D)—volcanic basalts. (d) $\text{Hf}/3$ — Th — Ta diagram (adapted from [21]).

文在对邻区(陆梁隆起带、扎河坝地区、五彩湾地区)火山岩形成机制、地质意义的对比分析基础之上,发现本次研究的乌伦古地区火山岩为准噶尔洋盆在石炭纪的俯冲消减提供了新的证据。本区火山岩的大离子亲石元素(LILE)Ba、Sr 轻微富集,高场强元素(HFSE)Nb、Ta 相对亏损,Pb 强烈富集,Zr、Hf 轻微富集,呈现出与俯冲消减带相关的大陆或岛弧岩浆作用的特点^[69]。样品中不相容元素(Th、U、K)和轻稀土元素的富集,以及低 TiO_2 (0.60%~0.84%)、高钙碱性的特点指示了典型的火山弧成因,发育的大洋岛弧或大陆边缘岩浆弧为造山带的重要组成部分,Li 等^[21]通过 La/Yb — Sc/Ni 、 Th/Ta — Yb 等元素的关系指示乌伦古地区在泥盆纪的俯冲环境由大洋岛弧向大陆岛弧发生了转变,本次研究样品的高 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 、

低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始值、低 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 初始值进一步暗示石炭系火山岩发育于陆缘岛弧的特点。同样地,由于 Ba 为俯冲流体所释放的最不相容元素^[82],与板块俯冲作用相关的岛弧火山岩 Ba/La 值通常大于 30^[39,84],研究区火山岩的 Ba/La 介于 30.14~208.86,更接近于汇聚板块活动边缘的岛弧火山岩。在火山岩的 TiO_2 — Zr 判别图解(图 8a^[10,26,54])中,大多数样品落在火山弧区域内;为了进一步验证样品发育的构造环境,利用 Ce/Nb — Th/Nb 判别图分析显示(图 8b^[10,26,85]),玄武岩样品落入岛弧区域,其余样品携带有岛弧的俯冲组分或残余组分,结合 Nb — Zr — Y 图解(图 8c^[86])、 $\text{Hf}/3$ — Th — Ta 图解(图 8d^[21])分析,验证了准噶尔洋盆于石炭纪沿着大陆板块下部俯冲消减,洋壳板片的俯冲脱水流体交代地幔楔后增生岛弧。

准噶尔盆地北缘泥盆纪—石炭纪的构造演化表现为不成熟的俯冲岛弧带转变为成熟弧—盆体系。许继峰等^[82]提出哈萨克斯坦—准噶尔板块、西伯利亚板块两侧古岛弧于晚石炭世发生碰撞,记录了古亚洲洋的消失。Li 等^[59]利用准噶尔板块北缘和哈萨克斯坦板块东部的玄武岩证实了石炭纪晚期的古亚洲洋(尤其是东哈萨克斯坦斋桑—准噶尔额尔齐斯洋盆)仍处于消减俯冲的构造背景,哈萨克斯坦东缘至阿尔泰山带南缘似乎从泥盆纪起就处于斋桑—额尔齐斯洋盆双向俯冲背景之下,并推测该洋盆闭合时限为晚石炭世至早二叠世。不可否认的是,泥盆纪以来的阿尔泰山、准噶尔盆地周缘被东哈萨克斯坦(斋桑)洋、准噶尔洋以及它们的分支所围限,在准噶尔洋盆北向俯冲的背景之下,发育了达尔布特弧—盆体系、陆梁和野马泉岛弧岩体^[32,43,48,87],以及斋桑—额尔齐斯洋盆的双向俯冲促使了扎尔马岛弧岩体、乌伦古岛弧岩体和弧后隆起带的发育^[88-89]。

早石炭世,斋桑—额尔齐斯洋盆持续南向俯冲于扎尔马岛弧之下,准噶尔洋盆北东向俯冲于卡拉麦里区域之下^[43,90],发育多个岛弧(图 9a^[21])。石炭纪后期俯冲程度加大,洋壳板片俯冲后折返,来自地幔的岩浆上涌,在准北缘形成系列弧内隆起带(图 9b),包括陆梁岛弧带以及乌伦古岛弧带^[21]。随着大洋板块的持续汇聚,卡拉麦里洋盆逐渐消减,陆梁、乌伦古区域转变为陆梁弧内盆地和乌伦古弧后盆地,可能与野马泉等岛弧发育带发生碰撞^[32,91]。在洋盆持续俯冲的构造运动之下,岛弧也会进入碰撞后伸展环境,正如 Zhang 等^[90]所提出,晚石炭世斋桑洋盆向南部的扎尔马岛弧持续俯冲,后期伴生有南北向的伸展环境,在扎尔马岛弧之后发育弧后盆地(图 9b)。同时,与该洋盆俯冲相关的西伯利亚板块—哈萨克斯坦板块也在发生汇聚,结合斋桑—额尔齐斯缝合带区域的岛弧年龄,认为西伯利亚板块—哈萨克斯坦板块碰撞时限在 306.7 ± 8.7 Ma 左右^[92],



(a)—泥盆纪—早石炭世阶段;(b)—早石炭世—晚石炭世阶段;(c)—晚石炭世—早二叠世阶段。

图9 乌伦古地区构造演化模式图

(据文献^[21]修改)

Fig.9 A model for the tectonic evolution of Wulungu (modified after [21])

说明该时限内的准噶尔洋盆仍处于俯冲消减环境。受哈萨克斯坦洋盆南向俯冲、准噶尔洋盆北向俯冲控制, 中-晚泥盆世至石炭纪时期, 乌伦古坳陷的基底由不成熟岛弧转变为成熟岛弧, 并于索索泉凹陷发育弧后盆地^[21]。

准噶尔盆地北缘在石炭纪晚期依然处于板块汇聚的构造背景之中, 不同洋盆朝着大陆板块进行双向或单向的俯冲, 发生了弧-陆碰撞或进入碰撞后伸展环境, 形成隆-坳并重的构造格局, 这一阶段的火山弧-盆体系得以发育(图 9c)。虽然早期证据表明卡拉麦里洋盆闭合于早石炭世^[36], 位于卡拉麦里缝合带北部的三塘湖盆地中-基性岩也证实早石炭世晚期进入碰撞后伸展环境^[24], 但近年来取得的研究暗示该洋盆的闭合时限往后推滞。宋利宏^[93]认为卡拉麦里洋盆的闭合发生在晚石炭世中期, 在南北向造山动力机制作用下, 同时期发育北西西-南东东向的卡拉麦里右行走滑剪切带; 晚石炭世末至二叠世, 碰撞后大洋俯冲板片拆离、下沉, 发育碰撞后伸展背景下的 A 型花岗岩。弧后盆地为持续俯冲消减背景下, 岛弧后方软流圈地幔上涌所诱发的弧后扩张结果, 张峰等^[20]提出卡拉麦里蛇绿岩及周围的上石炭统火山岩为不成熟的弧后盆地产物, 晚石炭世洋盆仍处于消减环境, 并推断准噶尔洋盆闭合时限介于 311~319 Ma 之间。准噶尔盆地基底于晚石炭世通过岛弧地体拼接完成或晚石炭世古亚洲洋的闭合也佐证了上述推断^[16-19, 43, 48, 82]。进入后碰撞阶段, 地壳增厚引发的均衡效应使得板块之间发生伸展走滑、逆冲构造或岩石圈拆沉、断裂以及发育裂谷。卡拉麦里缝合带南部发育的上石炭统火山岩证实了该区域构造背景既不是典型的板内伸展也非岛弧环境^[10, 26], 这类后碰撞伸展初期下发育的带有继承岩浆弧成分的火山岩暗示该区在晚石炭世处于构造俯冲消减的末期, 本文研究区同样位于卡拉麦里缝合带南部, 一系列岛弧成因的中-基性火山岩类进一步佐证了上述推论, 准噶尔洋盆的闭合时限更可能为晚石炭世中-晚期。石炭纪晚期, 受俯冲消减带应力作用控制更强的卡拉麦里缝合带北部多处于较成熟的弧后盆地且发育裂隙, 如三塘湖盆地于早石炭世晚期便经历板内伸展环境的转换机制, 卡拉麦里缝合带北部广泛出露的碱性花岗岩或蛇绿岩带同样指示晚石炭世伸展构造背景^[23-24, 94-95], 而卡拉麦里缝合带南部却发育岛弧成因的火山岩, 推断由于俯冲消减带主应力机制作用强度、时间的

不同, 板块后碰撞伸展的具体时限存在早晚差异, 缝合带北部的弧后盆地早于南部的弧内盆地转换为拉张应力控制场。同样地, 刘家远等^[96]分析阐述距卡拉麦里北侧更近的南带、中带花岗岩为 A₂ 型碱性花岗岩, 较远的北带发育 A₁ 型碱性花岗岩, 前者指示造山期刚结束的拉张环境, 后者指示大陆裂谷或裂隙环境, 进一步印证靠近俯冲应力控制的区域更早进入拉张构造背景。因此, 卡拉麦里缝合带北部较南部火山岩提前进入碰撞后伸展的转换体制, 南部发育成熟岛弧或进入弧内盆地发育阶段时, 北部已是更为成熟的弧后裂陷期, 这一火山岩发育环境的差异可能为俯冲消减带伴生的后期改造活动所致。本次研究的乌伦古地区火山岩最晚形成于晚石炭世 (ca. 305.5±4.4 Ma), 为俯冲消减活动下的岛弧火山岩, 结合上述分析, 推测准噶尔洋盆闭合接近于此时限。在洋壳持续俯冲并发育火山弧的背景下, 若要取得准确的准噶尔洋盆闭合时间, 可以进一步针对火山弧内弧的顶部岩石展开同位素测年分析。大量数据证明, 准噶尔盆地北缘石炭纪的岩浆活动依然与俯冲消减的构造活动相关, 但板块俯冲完全停滞的时间更可能介于晚石炭世-早二叠世^[43, 88]。晚石炭世-早二叠世大规模的碱性岩浆侵入体以及石炭系与二叠系之间的区域不整合^[95-97], 也证实了准噶尔洋盆汇聚终止的时限在晚石炭世。

另一方面, 对于准噶尔盆地基底性质认识存在分歧, 基底可能被幔源岩浆底垫于地壳而受到强烈改造^[23], 可能为古生代残留洋壳、前寒武纪古老陆壳基底或是由岛弧拼贴而成的地块^[1, 8, 27, 31, 98]。新疆东北部最初被古洋盆所分隔, 新元古代晚期和古生代洋盆的打开与闭合使得北疆各陆块逐渐汇聚并发育为统一的大陆, 然而古生代洋壳的俯冲与闭合对这一时段的地壳形成与演化具有重要意义^[99]。尤其自石炭纪至二叠纪, 新疆东北部大规模岩浆活动是板块汇聚背景下原有的地壳被地幔岩浆侵入改造, 垂向上地壳开始增生。陆梁隆起被认为由石炭系的岛弧体系组成, 反映了准噶尔盆地北缘东部、西部在晚古生代的构造演化^[43, 48], 乌伦古的弧-盆体系(岛弧及增生杂岩带)体现了晚古生代地壳又一阶段的生长, 为准噶尔、阿尔泰地区的基底提供新证据^[21]。本文常量微量元素和 Sr-Nd 同位素的分析结果佐证了准噶尔东北缘(乌伦古地区)与俯冲带有关的幔源岩浆通过岛弧拼贴增生到大陆地壳上, 意味着该区地壳的生长以岛弧拼接的方式完成, 盆地基

底的性质可能与岛弧有关。准噶尔盆地是处于哈萨克斯坦地块、塔里木地块和西伯利亚地块交汇处的特殊构造,结合前人对以上3个火山岩源区Sr-Nd同位素分析的差异性^[7,98],反映了地幔源亏损程度的不同,推测准噶尔东南、西北、东北三个岛弧火山岩带为哈萨克斯坦地块、塔里木地块和西伯利亚地块与准噶尔地块拼合的增生带^[17],证明了准噶尔盆地基底属性为三个地体不同演化历史的岛弧体系经碰撞拼合而成。除此以外,通过A₂型碱性花岗岩指出准噶尔盆地东部造山运动于海西晚期结束^[96],意味着准噶尔洋盆自晚元古代开启以来,其洋壳在石炭纪发生大范围的俯冲消减,这一构造演化过程完成准噶尔东北缘地块许多岛弧地体与哈萨克斯坦板块、西伯利亚板块的拼合。通过前人准噶尔盆地北缘高精度磁性资料分析,准噶尔盆地北缘基底由“达尔布特-陆梁-卡拉麦里”“乌伦古-野马泉”“萨吾尔-福海-杜拉特”三个弧-盆体系组成^[21],正是在准噶尔洋盆、东哈萨克斯坦洋盆和西伯利亚洋盆的俯冲、消减构造活动中,准噶尔盆地北缘发育了多阶段的古生代弧-盆体系。结合地表露头推断,引起卡拉麦里和达尔布特强磁异常的主要因素为基性-超基性火山岩类,研究区中-基性的岛弧火山岩分布在卡拉麦里缝合带周缘,落实了盆地为岛弧及增生杂岩带拼贴增生于地壳之上的基底属性,三个弧-盆体系的发育是作用于哈萨克斯坦板块、准噶尔板块的北西-南东向和北东-南西向构造应力的响应。

5 结论

(1)准噶尔盆地乌伦古地区石炭系火山岩包括玄武岩、玄武质安山岩和安山岩,主要为中-高钾钙碱系列,少量为拉斑火山岩;基性火山岩为岛弧拉斑玄武岩,中性火山岩(玄武质安山岩、安山岩)表现“低钛”“高钙碱”的特点,指示板块汇聚边缘岩浆弧的发育背景。

(2)玄武岩、玄武质安山岩和安山岩来自与俯冲消减带相关的岛弧岩浆作用,均源于同位素组成适度亏损的源区,安山岩为地幔熔融岩浆后期分离结晶形成。以上三类火山岩混有洋壳板块俯冲过程的脱水流体交代上覆地幔楔的组分,但加入的地壳成分含量不同,安山岩遭受地壳物质同化混染程度更强,于深部岩浆房经历了壳-幔混合作用。

(3)本套火山岩为汇聚板块活动边缘的大陆岛

弧火山岩建造,限定了准噶尔洋盆闭合时限在晚石炭世。准噶尔、斋桑-额尔齐斯等各大洋盆于石炭纪晚期朝大陆板块单向或双向汇聚,形成隆-坳并重的构造格局;研究区火山岩发育于卡拉麦里缝合带周缘,证实与俯冲带有关的岩浆通过岛弧拼贴增生到大陆地壳上,盆地基底属性以岛弧拼接方式完成。

感谢胜利油田勘探开发研究院对本文区域地质概况图底图的编绘!

参考文献

- [1] COLEMAN R G. Continental growth of northwest China [J]. *Tectonics*, 1989, 8(3): 621-635.
- [2] 肖序常, 汤耀庆, 李锦铁. 新疆北部及其邻区的构造演化 [M]. 北京: 地质出版社, 1992: 1-180.
- [3] JAHN B M, WINDLEY B, NATAL'IN B, et al. Phanerozoic continental growth in Central Asia [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2004, 23(5): 599-603.
- [4] 陈发景, 汪新文, 汪新伟. 准噶尔盆地的原型和构造演化 [J]. *地学前缘*, 2005, 12(3): 77-89.
- [5] 李锦铁, 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.
- [6] 朱永峰, 王涛, 徐新. 新疆及邻区地质与矿产研究进展 [J]. *岩石学报*, 2007, 23(8): 1785-1794.
- [7] FENG Y, COLEMAN R G, TILTON G, et al. Tectonic evolution of the west Junggar region, Xinjiang, China [J]. *Tectonics*, 1989, 8(4): 729-752.
- [8] 梁云海, 李文铅, 李卫东. 新疆准噶尔造山带多旋回开合构造特征 [J]. *地质通报*, 2004, 23(3): 279-285.
- [9] 肖文交, 韩春明, 袁超, 等. 新疆北部石炭纪-二叠纪独特的构造-成矿作用: 对古亚洲洋构造域南部大地构造演化的制约 [J]. *岩石学报*, 2006, 22(5): 1062-1076.
- [10] 毛治国, 邹才能, 朱如凯, 等. 准噶尔盆地石炭纪火山岩岩石地球化学特征及其构造环境意义 [J]. *岩石学报*, 2010, 26(1): 207-216.
- [11] KOVALENKO V I, YARMOLYUK V V, KOVACH V P, et al. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian mobile belt: geological and isotopic evidence [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2004, 23(5): 1-627.
- [12] 李文渊. 古亚洲洋与古特提斯洋关系初探 [J]. *岩石学报*, 2018, 34(8): 2201-2210.
- [13] 任收麦, 黄宝春. 晚古生代以来古亚洲洋构造域主要块体运动学特征初探 [J]. *地球物理学进展*, 2002, 17(1): 113-120.
- [14] BUCKMAN S, AITCHISON J C. Tectonic evolution of Palaeozoic terranes in West Junggar, Xinjiang, NW China [J]. *Geological Society London Special Publications*, 2004, 226(1): 101-129.

- [15] 雷敏, 赵志丹, 侯青叶, 等. 新疆达拉布特蛇绿岩带玄武岩地球化学特征: 古亚洲洋与特提斯洋的对比[J]. 岩石学报, 2008, 24(4): 661-672.
- [16] CARROLL A R, LIANG Y, GRAHAM S A, et al. Junggar Basin, northwest China: trapped Late Paleozoic ocean[J]. Tectonophysics, 1990, 181: 1-14.
- [17] 王方正, 杨梅珍, 郑建平. 准噶尔盆地岛弧火山岩地体拼合基底的地球化学证据[J]. 岩石矿物学杂志, 2002, 21(1): 1-10.
- [18] 龙晓平, 孙敏, 袁超, 等. 东准噶尔石炭系火山岩的形成机制及其对准噶尔洋盆闭合时限的制约[J]. 岩石学报, 2006, 22(1): 31-40.
- [19] YANG X F, HE D F, WANG Q C, et al. Tectonostraphic evolution of the Carboniferous arc-related basin in the East Junggar Basin, northwest China: insights into its link with the subduction process[J]. Gondwana Research, 2012, 22: 1030-1046.
- [20] 张峰, 陈建平, 徐涛, 等. 东准噶尔晚古生代依旧存在俯冲消减作用: 来自石炭纪火山岩岩石学、地球化学及年代学证据[J]. 大地构造与成矿学, 2014, 38(1): 140-156.
- [21] LI D, HE D F, TANG Y. Reconstructing multiple arc-basin systems in the Altai-Junggar area (NW China): implications for the architecture and evolution of the western Central Asian Orogenic Belt[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2016, 121: 84-107.
- [22] 王道永, 邓江红. 东准噶尔地区板块构造特征及演化[J]. 成都理工学院学报, 1995, 22(4): 38-45.
- [23] 韩宝福, 何国琦, 王式洗. 后碰撞幔源岩浆活动、底垫作用及准噶尔盆地基底的性质[J]. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1999, 29(1): 16-21.
- [24] 赵泽辉, 郭召杰, 韩宝福, 等. 新疆三塘湖盆地古生代晚期火山岩地球化学特征及其构造-岩浆演化意义[J]. 岩石学报, 2006, 22(1): 199-214.
- [25] 赵霞, 贾承造, 张光亚, 等. 准噶尔盆地陆东-五彩湾地区石炭系中、基性火山岩地球化学及其形成环境[J]. 地学前缘, 2008, 15(2): 272-279.
- [26] 吴小奇, 刘德良, 魏国齐, 等. 准噶尔盆地陆东-五彩湾地区石炭系火山岩地球化学特征及其构造背景[J]. 岩石学报, 2009, 25(1): 55-66.
- [27] 吴庆福. 论准噶尔中间地块的存在及其在哈萨克斯坦板块构造演化中的位置[C]//《中国北方板块构造论文集》编委会. 中国北方板块构造论文集. 第2辑. 北京: 地质出版社, 1987: 29-38.
- [28] 杨宗仁, 顾焕明. 准噶尔盆地基底性质及演化: 航磁资料初步处理结果讨论[J]. 新疆石油地质, 1987, 8(2): 37-45.
- [29] 李天德, POLIYANGSIJI B H. 中国和哈萨克斯坦阿尔泰山大地构造及地壳演化[J]. 新疆地质, 2001, 19(1): 27-32.
- [30] 江远达. 关于准噶尔地区基底问题的初步探讨[J]. 新疆地质, 1984, 2(1): 11-16.
- [31] ZHENG J P, SUN M, ZHAO G C, et al. Elemental and Sr-Nd-Pb isotopic geochemistry of Late Paleozoic volcanic rocks beneath the Junggar basin, NW China: implications for the formation and evolution of the basin basement[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2007, 29: 778-794.
- [32] XU X W, JIANG N, LI X H, et al. Tectonic evolution of the East Junggar terrane: evidence from the Taheir tectonic window, Xinjiang, China[J]. Gondwana Research, 2013, 24: 578-600.
- [33] 李锦轶. 新疆东准噶尔蛇绿岩的基本特征和侵位历史[J]. 岩石学报, 1995, 11(增刊 1): 73-84.
- [34] 张旗, 周国庆, 王焰. 中国蛇绿岩的分布、时代及其形成环境[J]. 岩石学报, 2003, 19(1): 1-8.
- [35] 张元元, 郭召杰. 准噶尔北部蛇绿岩形成时限新证据及其东、西准噶尔蛇绿岩的对比研究[J]. 岩石学报, 2010, 26(2): 421-430.
- [36] 李锦轶, 肖序常, 汤耀庆, 等. 新疆东准噶尔卡拉麦里地区晚古生代板块构造的基本特征[J]. 地质论评, 1990, 36(4): 305-316.
- [37] 李春昱, 汤耀庆. 亚洲古板块划分以及有关问题[J]. 地质学报, 1983, 4(1): 1-10.
- [38] SENGOR A M C, NATAL'IN B A, BURTMAN V S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia[J]. Nature, 1993, 364: 299-307.
- [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其构造环境[J]. 岩石学报, 2002, 18(1): 9-16.
- [40] 何登发, 陈新发, 张义杰, 等. 准噶尔盆地油气富集规律[J]. 石油学报, 2004, 25(3): 1-10.
- [41] XIAO W J, HAN C M, YUAN C, et al. Middle Cambrian to Permian subduction-related accretionary orogenesis of Northern Xinjiang, NW China: implications for the tectonic evolution of central Asia[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2008, 32(2/3/4): 102-117.
- [42] 杨朝, 赵淑娟, 李三忠, 等. 准噶尔盆地东北缘乌伦古坳陷油气成藏的构造制约[J]. 地质科学, 2015, 50(2): 536-552.
- [43] LI D, HE D F, SANTOSH M, et al. Tectonic framework of the northern Junggar Basin Part I: the eastern Luliang Uplift and its link with the east Junggar terrane[J]. Gondwana Research, 2015, 27: 1089-1109.
- [44] 张朝军, 何登发, 吴晓智, 等. 准噶尔多旋回叠合盆地的形成与演化[J]. 中国石油勘探, 2006, 49(1): 47-58.
- [45] 吴晓智, 赵永德, 李策. 准噶尔东北缘前陆盆地构造演化与油气关系[J]. 新疆地质, 1996, 14(4): 297-305.
- [46] 何川. 乌伦古坳陷侏罗系层序地层与沉积特征研究[D]. 青岛: 中国石油大学(华东), 2006: 17-19.
- [47] 赵卫军, 王小娥, 陈勇, 等. 准噶尔盆地陆梁隆起西部地区油气沿不整合面运移的规律[J]. 天然气勘探与开发, 2007, 31(2): 5-11.
- [48] LI D, HE D F, SANTOSH M, et al. Tectonic framework of the northern Junggar Basin Part II: the island arc basin sys-

- tem of the western Luliang Uplift and its link with the west Junggar terrane[J]. *Gondwana Research*, 2015, 27(3): 1110-1130.
- [49] LIU W G, WEI S, ZHANG J, et al. An improved separation scheme for Sr through fluoride coprecipitation combined with a cation-exchange resin from geological samples with high Rb/Sr ratios for high-precision determination of Sr isotope ratios[J]. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 2020, 35: 953-960.
- [50] BAS M J L, MAITRE R W L, STRECKEISEN A, et al. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram[J]. *Journal of Petrology*, 1986, 27(3): 745-750.
- [51] WINCHESTER J A and FLOYD P A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements[J]. *Chemical geology*, 1977, 20: 325-347.
- [52] RICKWOOD P C. Boundary lines within petrological diagrams which use oxides of major and minor elements[J]. *Lithos*, 1989, 22(4): 247-263.
- [53] IRVINE T N, BARAGER W R A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks[J]. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1971, 8: 523-548.
- [54] PEARCE J A, CANN J R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses[J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 1973, 19(2): 290-300.
- [55] GREEN D H. Experimental testing of 'equilibrium' partial melting of peridotite under water-saturated, high pressure conditions[J]. *The Canadian Mineralogist*, 1976, 14(3): 255-268.
- [56] SUN S S, MCDONOUGH W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes[J]. *Geological Society of London Special Publications*, 1989, 42: 313-345.
- [57] ROLLINSON H R. Using geochemical data: evaluation, presentation, and interpretation[M]. Singapore: Longman Scientific and Technical, 1993: 352-353.
- [58] DOSSO L, MURTHY V R. A Nd isotopic study of the Kerguelen Islands: inferences on enriched oceanic mantle sources[J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 1980, 48(2): 268-276.
- [59] LI D, HE D F, MA D L, et al. Carboniferous-Permian tectonic framework and its later modifications to the area from eastern Kazakhstan to southern Altai: insights from the Zaysan-Jimunai Basin evolution[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2015, 113: 16-35.
- [60] KAYGUSUZ A, ARSLAN M, SIEBEL W, et al. LA-ICP-MS zircon dating, whole-rock and Sr-Nd-Pb-O isotope geochemistry of the Camiboaz pluton, Eastern Pontides, NE Turkey: implications for lithospheric mantle and lower crustal sources in arc-related I-type magmatism[J]. *Lithos*, 2014, 192/193/194/195: 271-290.
- [61] SHINJO R, KATO Y. Geochemical constraints on the origin of bimodal magmatism at the Okinawa Trough, an incipient back-arc basin[J]. *Lithos*, 2000, 54(3/4): 117-137.
- [62] SAUNDERS A D, STOREY M, KENT R W, et al. Consequences of plume lithosphere interaction[J]. *The Geological Society Special Publication*, 1992, 68: 41-60.
- [63] KIEFFER B, ARNDT N, LAPIERRE H, et al. Flood and shield basalts from Ethiopia: magmas from the African superswell[J]. *Journal of Petrology*, 2004, 45(4): 793-834.
- [64] REDMAN I S, KEAYS R R. Archean volcanism in the eastern Goldfields province, Western Australia[J]. *Precambrian Research*, 1985, 30: 113-152.
- [65] ARNDT N T, JENNER G A. Crustally contaminated komatiites and basalts from Kambalda, Western Australia[J]. *Chemical Geology*, 1986, 56: 229-255.
- [66] SAUNDERS A D, TARNEY J. Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins[J]. *Geological Society*, 1984, 16(1): 59-76.
- [67] MCCULLOCH M T, GAMBLE J A. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1991, 102: 358-374.
- [68] BORG L E, NYQUIST L E, TAYLOR L A, et al. Constraints on Martian differentiation processes from Rb-Sr and Sm-Nd isotopic analyses of the basaltic shergottite QUE 94201[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1997, 61(22): 4915-4931.
- [69] SAJONA, FERNANDO G, MAURY R C. Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines[J]. *Geology*, 1993, 21(11): 1007-1007.
- [70] EILER J M, CRAWFORD A, ELLIOTT T, et al. Oxygen isotope geochemistry of oceanic-arc lavas[J]. *Journal of Petrology*, 2000, 41: 229-256.
- [71] PEARCE J A, PEATE D W. Tectonic implications for the composition of volcanic arc magmas[J]. *Annual Reviews Earth and Planetary Sciences*, 1995, 23: 251-285.
- [72] PLANK T, LANGMUIR C H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle[J]. *Chemical Geology*, 1998, 145(3/4): 325-394.
- [73] HOFMANN A, JOCHUM K, SEUFERT M, et al. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution[J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 1986, 33: 33-45.
- [74] ISHIKAWA T, FUJISAWA S, NAGAISHI K, et al. Trace element characteristics of the fluid liberated from amphibolite-facies slab: inference from the metamorphic sole beneath the Oman ophiolite and implication for boninite genesis[J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 2005, 240(2): 355-377.

- [75] 王超, 马星华, 陈斌, 等. 新疆哈尔里克山地区晚石炭世火山作用: 锆石 U-Pb 年代学、元素地球化学及 Sr-Nd 同位素研究[J]. 岩石学报, 2017, 33(2): 440-454.
- [76] CARSTEN M. The Isotope and trace element budget of the Cambrian devil river arc system, New Zealand: identification of four source components[J]. Journal of Petrology, 2000, 41(6): 759-788.
- [77] ZONENSHAIN L P. The evolution of Central Asiatic geosynclines through sea-floor spreading[J]. Tectonophysics, 1973, 19(3): 213-232.
- [78] 李锦轶. 试论新疆东准噶尔早古生代岩石圈板块构造演化[J]. 中国地质科学院院报, 1991, 23(2): 1-12.
- [79] 何国琦, 李茂松, 贾进斗, 等. 论新疆东准噶尔蛇绿岩的时代及其意义[J]. 北京大学学报(自然科学版), 2001, 37(6): 852-858.
- [80] 杨树德. 新疆北部的古板块构造[J]. 新疆地质, 1994, 12(1): 1-8.
- [81] 张海洋, 牛贺才, HIROAKI S, 等. 新疆北部晚古生代埃达克岩、富铋玄武岩组合: 古亚洲板块南向俯冲的证据[J]. 高校地质学报, 2004, 10(1): 106-113.
- [82] 许继峰, 梅厚钧, 于学元, 等. 准噶尔北缘晚古生代岛弧中与俯冲作用有关的 adakite 火山岩: 消减板片部分熔融的产物[J]. 科学通报, 2001, 46(8): 684-688.
- [83] SEGHEDE I, DOWNES H, PECSKAY Z, et al. Magmatogenesis in a subduction-related post-collisional volcanic arc segment: the Ukrainian Carpathians[J]. Lithos, 2001, 57: 237-262.
- [84] TAMIMOUNT A, DOMINIQUE W, ANDRE G, et al. Coeval potassic and sodic calc-alkaline series in the post-collisional Hercynian Tanncherfi intrusive complex, northeastern Morocco: geochemical, isotopic and geochronological evidence[J]. Lithos, 1998, 45(1/2/3/4): 371-393.
- [85] SONG X Y, ZHOU M F, CAO Z M, et al. Late Permian rifting of the South China Craton caused by the Emeishan mantle plume[J]. Journal of Geological Society, 2004, 161(5): 773-781.
- [86] MESCHÉDE M A. A method of discriminating between different types of mid-ocean basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram[J]. Chemical Geology, 1986, 56: 207-218.
- [87] ZHANG J E, XIAO W J, HAN C M, et al. A Devonian to Carboniferous intra-oceanic subduction system in Western Junggar, NW China[J]. Lithos, 2011, 125: 592-606.
- [88] CAI K, SUN M, YUAN C, et al. Carboniferous mantle-derived felsic intrusion in the Chinese Altai, NW China: implications for geodynamic change of the accretionary orogenic belt[J]. Gondwana Research, 2012, 22: 681-698.
- [89] SUN M, YUAN C, XIAO W, et al. Zircon U-Pb and Hf isotopic study of gneissic rocks from the Chinese Altai: progressive accretionary history in the early to middle Palaeozoic[J]. Chemical Geology, 2008, 247: 352-383.
- [90] ZHANG X, ZHANG H. Geochronological, geochemical, and Sr-Nd-Hf isotopic studies of the Baiyanghe A-type granite porphyry in the Western Junggar: implications for its petrogenesis and tectonic setting[J]. Gondwana Research, 2014, 25: 1554-1569.
- [91] ZHANG Z C, ZHOU G, KUSKY T M, et al. Late Paleozoic volcanic record of the Eastern Junggar terrane, Xinjiang, Northwestern China: major and trace element characteristics, Sr-Nd isotopic systematics and implications for tectonic evolution[J]. Gondwana Research, 2009, 16: 201-215.
- [92] KUIBIDA M L, KRUK N N, VLADIMIROV A G, et al. U-Pb isotopic age, composition, and sources of the plagiogranites of the Kalba Range, Eastern Kazakhstan[J]. Doklady Earth Sciences, 2009, 424: 72-76.
- [93] 宋利宏. 卡拉麦里断裂带形成与演化规律[D]. 合肥: 合肥工业大学, 2015: 64-65.
- [94] ZHOU T F, YUAN F, FAN Y, et al. Granites in the Saur region of the west Junggar, Xinjiang Province, China: geochronological and geochemical characteristics and their geodynamic significance[J]. Lithos, 2008, 106(3/4): 191-206.
- [95] CHEN J F, HAN B F, JI J Q, et al. Zircon U-Pb ages and tectonic implications of Paleozoic plutons in northern West Junggar, North Xinjiang, China[J]. Lithos, 2010, 115: 137-152.
- [96] 刘家远, 喻亨祥, 吴郭泉. 新疆东准噶尔两类碱性花岗岩及其地质意义[J]. 矿物岩石地球化学通报, 1999, 18(2): 21-26.
- [97] HE D F, LI D, FAN C, et al. Geochronology, geochemistry and tectonostratigraphy of Carboniferous strata of the deepest Well Moshen-1 in the Junggar Basin, Northwest China: insights into the continental growth of Central Asia[J]. Gondwana Research, 2013, 24: 560-577.
- [98] 郑建平, 王方正, 成中梅, 等. 拼合的准噶尔盆地基底: 基底火山岩 Sr-Nd 同位素证据[J]. 地球科学, 2000, 25(2): 179-185.
- [99] 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.