

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*

马星华¹ 陈斌^{2,3**} 王超³ 鄢雪龙³

MA XingHua¹, CHEN Bin^{2, 3**}, WANG Chao³ and YAN XueLong³

1. 国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室,中国地质科学院矿产资源研究所,北京 100037

2. 合肥工业大学资源与环境学院,合肥 230009

3. 造山带与地壳演化教育部重点实验室,北京大学地球与空间科学学院,北京 100871

1. Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China

2. School of Resources and Environmental Engineering, Hefei University of Technology, Hefei 230009, China

3. Key Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution, School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China

2014-03-26 收稿, 2014-07-20 改回.

Ma XH, Chen B, Wang C and Yan XL. 2015. Early Paleozoic subduction of the Paleo-Asian Ocean: Zircon U-Pb geochronological, geochemical and Sr-Nd isotopic evidence from the Harlik pluton, Xinjiang. *Acta Petrologica Sinica*, 31 (1):89 – 104

Abstract It is hotly debated whether the Harlik orogenic belt from the Xinjiang was constructed by island arc system or back-arc basin of the Early or Late Paleozoic time. The Ordautec pluton occurring at the Harlik orogenic belt comprises a wide spectrum of rocks types from gabbro, gabbroic diorite, diorite to granodiorite. LA-ICP-MS Zircon U-Pb dating results indicate diorite and enclaves formed at ~450Ma (Late Ordovician). All rocks show H₂O-riched and high f_{O_2} characteristics for their magmas, and exhibit an island arc affinity, such as enrichment in LILE (e. g., LREE, Sr and Ba) and depletion in HFSE (e. g., Nb, Ta and Ti). High $\epsilon_{Nd}(t)$ (+4.4 ~ +5.9) and low ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_i (0.7032 ~ 0.7044) values suggest mafic magmas originated from a depleted lithospheric mantle source, which was being metasomatized by subducting oceanic slab. Mantle-derived mafic magmas underplated to the bottom of the lower crust and mixed with the crustal felsic melts, while some evolved mafic magmas added to the crust directly. Therefore, crust growth is probably caused by magma mixing and/or immediate addition of mantle materials. Sr-Nd isotopic modeling indicates the continental crust in the Harlik area mainly compose of young Paleozoic island arc and oceanic crust. The Harlik belt was constructed by island arc system of Late Ordovician, rather than back-arc basin or island arc system of Devonian.

Key words Early Paleozoic island arc; Magma mixing; Paleo-Asian Oceanic subduction; Harlik; Xinjiang

摘要 新疆哈尔里克造山带的形成时间(早古生代/晚古生代)及其构造属性(岛弧/弧后盆地)一直是有争议的问题。本文选择位于哈尔里克带内的奥尔达乌台克侵入体,对其成因及所揭示的地质意义进行了探讨。奥尔达乌台克岩体由一套成份连续的岩石组合构成,包括辉长岩、辉长闪长岩、闪长岩和花岗闪长岩。对闪长岩及其内部暗色包体进行的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果显示两者同时形成于~450Ma,为晚奥陶世岩浆活动的产物。岩石学和地球化学证据反映奥尔达乌台克岩体普遍具有富 H₂O、高 f_{O_2} 的湿岩浆性质,富集 LREE、Sr、Ba 等大离子亲石元素(LILE)而亏损 Nb、Ta、Ti 等高场强元素(HFSE),与典型的岛弧岩浆岩类似。高放射成因 Nd($\epsilon_{Nd}(t) = +4.4 \sim +5.9$)和低初始 Sr(0.7032 ~ 0.7044)同位素组成表明偏基性的岩浆很可能起源于年轻的俯冲带岩石圈地幔,生成的镁铁质岩浆一部分与壳源长英质熔体发生混合形成各类岩浆,

* 本文受国家青年科学基金项目(41202033)、国家“305”项目(2011BAB06B04-2)和国家“973”项目(2013CB429804)联合资助。

第一作者简介:马星华,男,1983年生,博士,岩浆岩石学与矿床学研究方向,E-mail: maxh@pku.edu.cn

** 通讯作者:陈斌,男,博士,教授,岩浆岩与相关成矿研究方向,E-mail: binchen@pku.edu.cn

另一部分则是经历演化后(分离结晶)直接添加到地壳中。因此,壳幔岩浆混合作用和幔源物质的直接加入是古亚洲洋俯冲阶段陆壳增生的两种主要方式。Sr-Nd 同位素模拟排除了区内存在古老前寒武纪陆壳的可能,陆壳主体应该是年轻的古生代大洋岛弧和洋壳。哈尔里克早古生代岛弧的确立改变了该带是泥盆纪岛弧或弧后盆地的原有认识,将古亚洲洋俯冲作用的时间追溯至奥陶纪。

关键词 早古生代岛弧;岩浆混合;古亚洲洋俯冲;哈尔里克;新疆

中图法分类号 P588.122; P588.124; P597.3

1 引言

中亚造山带是显生宙形成的大规模增生型造山带,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(岛弧、陆缘弧、俯冲增生杂岩和夹持其中的微陆块等)相互碰撞、拼合的复杂演化历史(Dobretsov *et al.*, 1995; Chen *et al.*, 2000; Xiao *et al.*, 2004; Badarch *et al.*, 2002)。位于新疆东天山的哈尔里克构造带是保存古亚洲洋板片俯冲、弧-陆碰撞等地质过程证据的关键地区之一(Xiao *et al.*, 2004)。然而,目前对于哈尔里克的地质构造背景仍存在较大分歧:一些学者认为哈尔里克是形成于晚古生代的构造岩浆活动带,主体为泥盆纪岛弧(马瑞士等,1993;楼法生和唐春花,1995;王赐银等,1996;李文明等,2002);而一些学者则认为泥盆纪时期该区为弧后盆地(李锦轶,2004),或者已进入后碰撞环境(孙桂华等,2005, 2007)。另外,随着新的1:25万和1:5万地质填图工作的进行,区内原有的大面积泥盆系地层被详细分解为奥陶系、志留系和泥盆系(新疆地质调查院,2002^①);同时,侵位于这些地层之中的中酸性岩体(过去一度被认为形成于泥盆纪和石炭纪;新疆地矿局区测大队,1996^②),部分也被初步确定为早古生代的产物(曹福根等,2006;郭华春等,2006)。因此,哈尔里克活动带的形成是开始于早古生代还是晚古生代,以及其构造属性(岛弧/弧后盆地/其它)等问题仍需要重新厘定,这对认识中亚造山带早期的构造演化过程具有重要意义。

哈尔里克山脉相对于其邻区(例如博格达地区)地壳抬升强烈(王宗秀等,2003),剥蚀程度较高,造成带内的深成岩基出露广泛,这些侵入体成为揭示区内地质演化的理想研究对象。然而,目前对这些岩体的研究较少,已有文献大多仅报道了岩体年龄(曹福根等,2006;郭华春等,2006)。本文选择新疆哈密市至巴里坤县 S303 公路穿切的奥尔达乌台克侵入体,开展了系统的锆石 U-Pb 年代学、岩石学、地球化学和 Sr-Nd 同位素方面的研究,试图阐明奥尔达乌台克岩体的成因及其构造背景,为理解哈尔里克活动带的地质演化过程提供科学依据。

2 地质背景和岩石学特征

哈尔里克造山带在大地构造位置上位于天山山脉东段,

地理坐标为:东经 93°00' ~ 96°15', 北纬 42°30' ~ 43°20', 呈 NWW-SEE 走向,西接博格达山脉,东临甘肃北山,北侧为西伯利亚南缘显生宙陆缘增生造山带,南侧为吐哈盆地、大南湖等复合岛弧带和塔里木古陆(图1)。

区域内出露的地层主要为中-上奥陶统、下泥盆统、石炭系、下二叠统和中新世地层(图2)。奥陶系主要是一套海相地层,由乌列盖组(O_{2,3w})岩屑砂岩、变泥质粉砂岩、大理岩,以及大柳沟组(O_{2,3d})岩屑砂岩、凝灰岩和火山熔岩夹少量凝灰质砂岩构成。泥盆系主要是大南湖组(D_{1d})块状安山质凝灰角砾岩、安山玢岩和泥质粉砂岩、钙质砂岩和杏仁状玄武岩等。石炭系地层由下石炭统雅满苏组(C_{1y})火山碎屑岩、凝灰质角砾岩和上石炭统居里得能组(C_{2j})火山碎屑岩、泥质炭质粉砂岩夹砾岩和凝灰岩组成,与下覆泥盆系地层不整合接触。下二叠统地层为库莱组(P_{1k})砾岩、砂岩、粉砂岩夹少量火山熔岩和火山碎屑岩。侏罗系地层主要由泥岩、砂岩和砾岩构成,与下覆二叠系地层呈角度不整合接触。新生代地层主要为泥岩和砂岩,不整合于侏罗系地层之上。

区内的断层主要沿 NWW-SEE 向分布,例如踏勒弧形断裂、口门子韧性剪切带和小铺南韧性剪切带等,与区域上的深大断裂走向一致(图1)。沿此方向出露有大面积的侵入岩(图2),岩石类型主要有黑云母花岗岩、花岗闪长岩、闪长岩和辉长岩。已有的年代学资料表明,岩体的形成时间可分为早古生代(462 ~ 430Ma)和晚古生代(316 ~ 294Ma)两期(图2)。早古生代岩体出露面积相对较小,但分布区域很广泛,岩性包括花岗岩、闪长岩和辉长岩,主要侵位于中-上奥陶统地层中(曹福根等,2006;郭华春等,2006),并显示一定的变形和矿物蚀变特征(孙桂华,2007)。晚古生代侵入岩主要形成于晚石炭世和二叠纪,出露面积较大,遍及哈尔里克大部分地区(图2),岩石类型包括黑云母花岗岩、碱性花岗岩和少量闪长岩(赵明等,2002;孙桂华等,2005;孙桂华,2007),大部分岩石显示无变形的块状构造特征(孙桂华等,2007b)。除深成岩基外,区内还发育大量的辉绿岩墙和闪长玢岩岩脉,形成时代以二叠纪为主(孙桂华,2007)。

本文研究的奥尔达乌台克岩体位于哈尔里克构造带的西段(图2),出露的岩体由一套成份连续的岩石组合构成,侵位于中奥陶统火山碎屑岩夹凝灰质砂岩地层中。主要岩石类型从基性到酸性包括辉长岩、辉长闪长岩、闪长岩和花

① 新疆地质调查院. 2002. 1:25万五堡幅区域地质调查报告

② 新疆地矿局区测大队. 1996. 1:20万伊吾幅区域地质调查报告

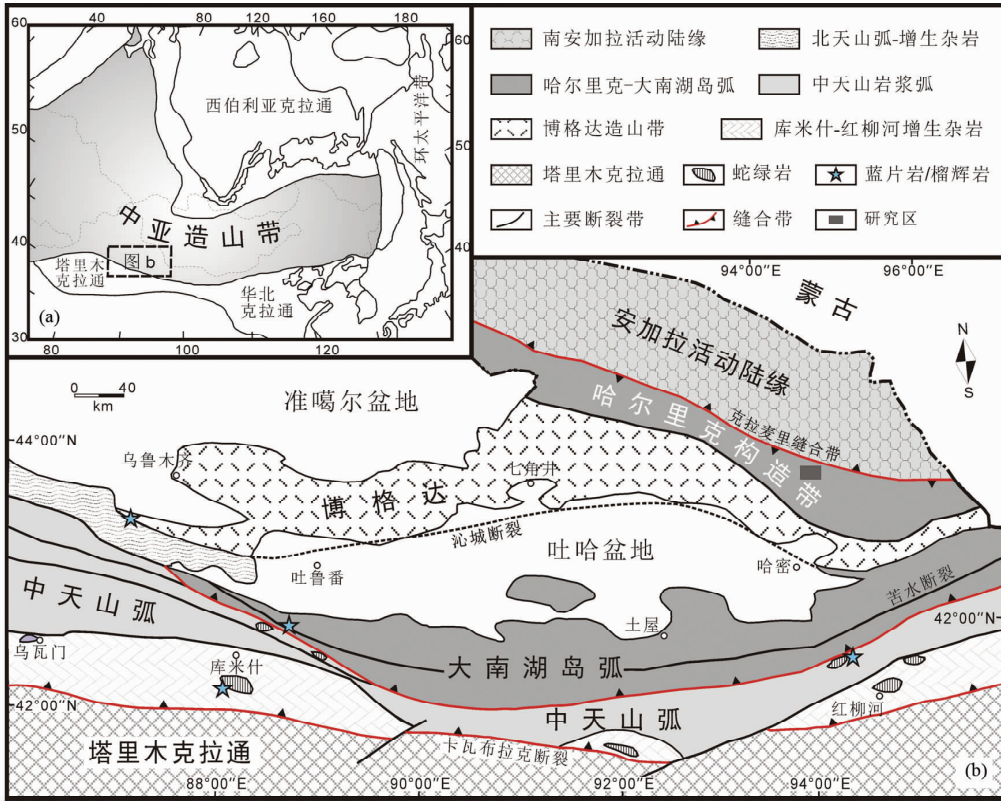


图 1 中亚造山带及邻区地质简图(a, 据 Jahn *et al.*, 2000 修编)和哈尔里克造山带及邻区构造地质简图(b 据 Xiao *et al.*, 2004 修编)

Fig. 1 Geological sketch map of the Central Asian Orogenic Belt and adjacent region (a, modified after Jahn *et al.*, 2000) and structural geological map of the Harlik orogenic belt and adjacent region (b, modified after Xiao *et al.*, 2004)

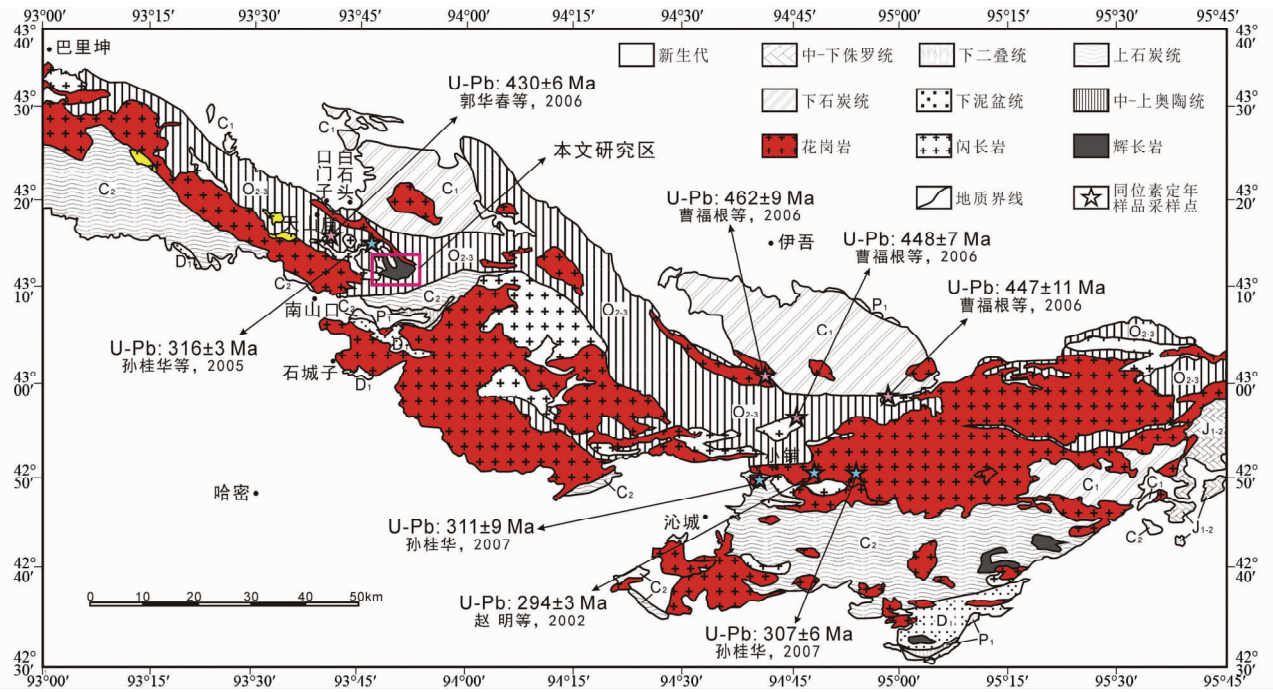


图 2 哈尔里克造山带地质图(据孙桂华, 2007 修编)

Fig. 2 Geological map of the Harlik orogenic belt (modified after Sun, 2007)

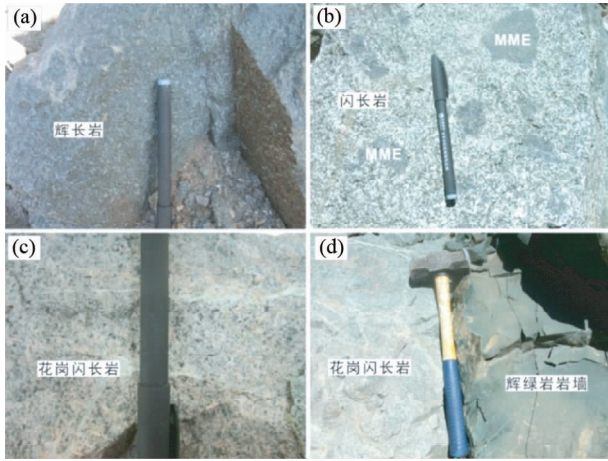


图3 奥尔达乌克岩体野外地质照片

(a) 辉长岩; (b) 镁铁质岩浆包体 (MME) 及寄主闪长岩; (c) 花岗闪长岩; (d) 辉绿岩岩墙

Fig. 3 Rock types of the Ordautec pluton from the Harlik orogenic belt

(a) gabbro; (b) MME and the host diorite; (c) granodiorite; (d) diabase dike

岗闪长岩(图3),以偏基性和中性的岩石类型为主,各岩石单元间不存在截然的接触关系,空间上密切共生,总体呈灰绿-灰白色(图3a-c),存在不同程度的变形特征。岩体中普遍发育镁铁质暗色包体(MME)(图3b),包体大小通常在几厘米到几十厘米之间,与寄主岩石的界限复杂多样,或截然分明或模糊过渡(图3b)。此外,研究区内可见辉绿岩墙穿切其它各类岩基(图3d),是区内较晚岩浆活动的表现。

辉长岩呈灰绿色,块状构造(图3a),具有中粒堆晶结构(图4a),主要造岩矿物包括斜长石(40%~85%)、单斜辉石(15%~30%)、普通角闪石(5%~10%)和少量橄榄石(<5%);副矿物有磁铁矿(3%~8%)、磷灰石、榍石和锆石等。辉长闪长岩与辉长岩呈渐变关系,中粒结构,局部也可见堆晶结构,矿物组合与辉长岩类似。辉长闪长岩与辉长岩中的角闪石和斜长石存在不同程度的绿泥石化和高岭土化(图4a)。

闪长岩为中粒结构(图4b),主要造岩矿物包括斜长石(30%~65%)、角闪石(25%~40%)、石英(5%~10%)和黑云母(5%),其中角闪石、黑云母存在不同程度的绿泥石化蚀变;副矿物主要是榍石、锆石、磷灰石和磁铁矿(图4b)。发育在其中的暗色包体呈椭圆或水滴状(图3b),细粒结构(图4c),主要为辉长或闪长质成份,矿物组成包括斜长石(35%~60%)、角闪石(10%~30%)、石英(5%~10%)、黑云母(5%~10%)和少量辉石(~5%),副矿物为磁铁矿、榍石以及针状或短柱状结构的磷灰石(图4c)。

花岗闪长岩为中粒结构(图4d),显示出一定的变形特征,绿泥石化和高岭土化蚀变较为明显,主要矿物包括斜长石(30%~40%)、钾长石(15%~20%)、石英(15%~25%)、

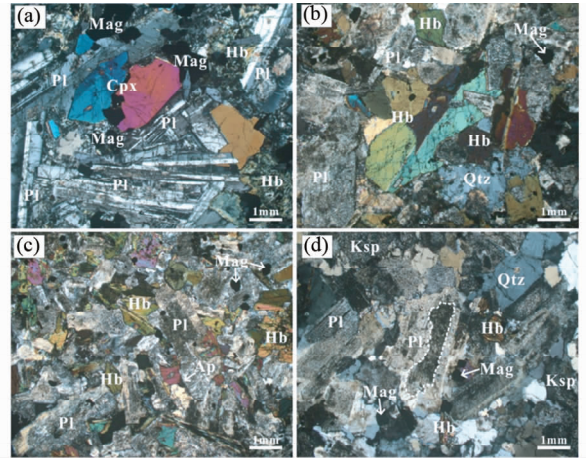


图4 奥尔达乌克岩体显微照片

(a) 辉长岩; (b) 闪长岩; (c) 镁铁质暗色包体; (d) 花岗闪长岩。矿物缩写: Cpx-单斜辉石; Hb-角闪石; Pl-斜长石; Ksp-钾长石; Qtz-石英; Ap-磷灰石; Mag-磁铁矿

Fig. 4 Petrographic microphotographs of the Ordautec pluton

(a) gabbro; (b) diorite; (c) mafic enclaves; (d) granodiorite. Cpx-clinopyroxene; Hb-hornblende; Pl-plagioclase; Ksp-potassium feldspar; Qtz-quartz; Ap-apatite; Mag-magnetite

角闪石(5%~15%)和黑云母(3%~5%),斜长石存在不平衡环带结构(图4d);副矿物有锆石、榍石、磷灰石和磁铁矿等(图4d)。

3 样品和分析方法

进行锆石 U-Pb 定年的两件样品分别取自闪长岩(HK-65)及内部的镁铁质岩浆包体(HK-63)。具体操作流程为:首先通过重力和磁选方法从岩石样品中分选出锆石,与标准锆石(QH)一起制备成环氧树脂靶。经过抛光、清洗处理后,进行透射光、反射光和阴极发光(CL)扫描电子显微镜照相(图5)。锆石 U-Pb 年龄测定在中国地质大学(北京)科学研究院地学实验中心 LA-ICP-MS 实验室完成。实验获得的同位素比值采用 Glitter 程序处理,普通铅校正采用 Andersen (2002) 方法,数据处理、年龄谱和曲线及加权平均值计算采用 Ludwig (2003) Isoplot (3.0) 软件。

经过详细的显微镜下观察,选择 10 件相对新鲜的岩石样品进行主、微量元素地球化学分析。主量元素测试在南京现代分析中心实验室 ARL9800XP 型 X 射线荧光光谱仪上测试,使用 $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ 和 LiBO_2 (67:33) 混合熔剂和加拿大 Glaisse 高温自动燃气熔样机制样,测试条件为 X 射线工作电压 40kV,电流 60mA。微量和稀土元素分析在中国地质大学(北京)科学研究院地学实验中心采用 ICP-MS 方法完成,分析精度优于 5%。

对 10 件样品进行了全岩 Sr-Nd 同位素分析。Sr-Nd 同位素前处理在北京大学造山带与地壳演化重点实验室超净分

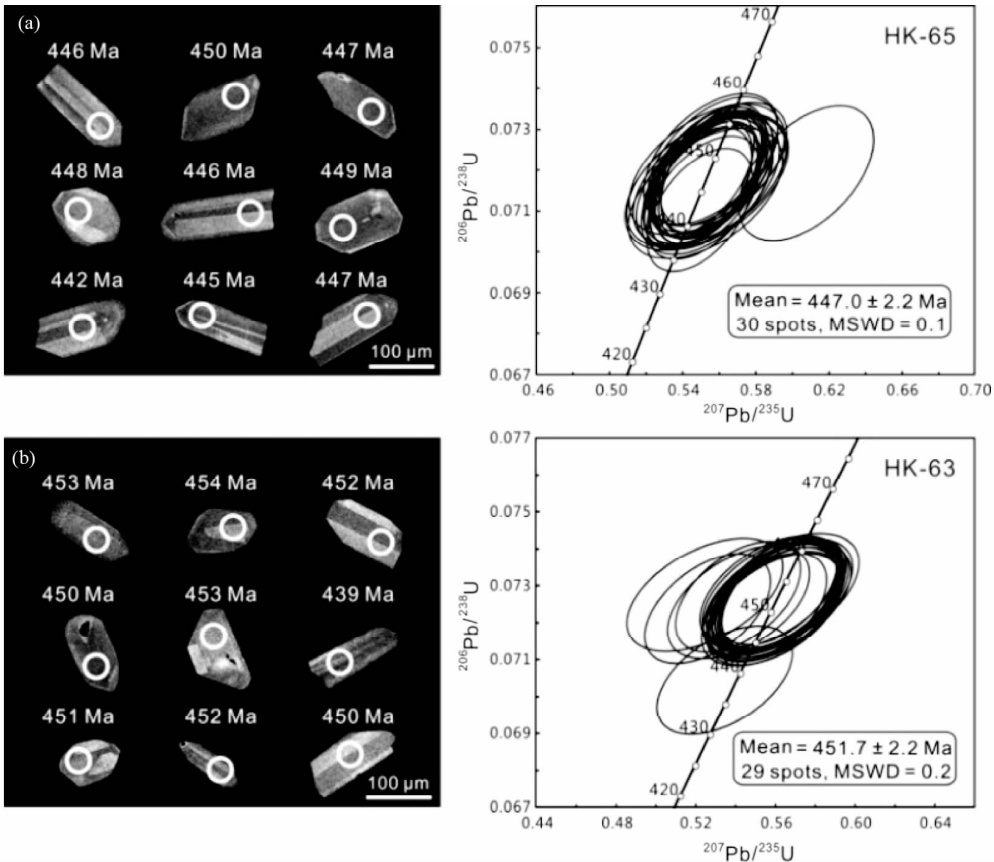


图 5 奥尔达乌台克闪长岩(HK-65)和镁铁质暗色包体(HK-63)锆石阴极发光(CL)图像及其 U-Pb 年龄谐和图

Fig.5 Cathodoluminescence (CL) images and U-Pb concordia diagrams of zircons from the Ordautec diorites (HK-65) and mafic magmatic enclaves (HK-63) from the Harlik orogenic belt

离实验室完成,样品测试在天津地质矿产研究所 Triton 质谱仪上完成,详细实验处理流程和分析方法参考 Chen *et al.* (2000)。

4 年代学及地球化学特征

4.1 锆石 U-Pb 年龄结果

阴极发光(CL)图像显示两件样品(HK-65、HK-63)锆石结晶呈长柱状或六方双锥状,条纹环带清晰,晶形完整(图5),Th/U 值分别为 0.55 ~ 0.97 和 0.63 ~ 1.17,为典型的岩浆锆石。锆石 U-Pb 同位素测试结果列于表 1 中,普通 Pb 根据所测²⁰⁴Pb 校正,²⁰⁶Pb/²³⁸U-²⁰⁷Pb/²³⁵U 谐和年龄图示于图 5。

样品 HK-65 取自奥尔达乌台克岩体中的闪长岩,LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测试结果显示,29 个分析点都集中分布在谐和曲线上,其中 1 颗锆石(分析点 5)落在谐和曲线附近(图 5a),可能由 Pb 丢失所致。所有分析点给出的²⁰⁶Pb/²³⁸U 加权平均年龄为 447 ± 2Ma,MSWD 为 0.1,代表闪长岩的形成年龄。样品 HK-63 取自闪长岩中的暗色包体(图 3b),29 个锆石分析点也都很好地分布在谐和线上或其附近(图

5b),获得的²⁰⁶Pb/²³⁸U 加权平均年龄为 452 ± 2Ma,MSWD 为 0.2,代表包体的结晶年龄。由锆石 U-Pb 年代学分析结果可知,闪长岩和其内部包体的年龄在误差范围内一致,表明两者基本同时形成,均为晚奥陶世。

4.2 主、微量元素特征

奥尔达乌台克岩体的全岩主、微量元素数据分析结果见表 2 和图 6。整体来看,由于岩性复杂多样,从辉长岩(HK-67、HK-68)、辉长闪长岩(HK-66、HK-69)、闪长岩(HK-62、HK-65)到花岗闪长岩(HK-61),成份组成变化较大,SiO₂ 含量从 42.5% 变化到 70.3%,MgO 为 1.1% ~ 6.0%,Fe₂O₃^T 为 3.7% ~ 17.7%,CaO 为 3.3% ~ 9.8%,全碱 Na₂O + K₂O = 3.2 ~ 6.7,Na₂O > K₂O (Na₂O/K₂O = 1.8 ~ 13.3),大部分样品属于中钾-高钾钙碱性岩浆系列(图 6a)。其中 3 件暗色包体(HK-60、HK-63、HK-64)均为闪长质成份,SiO₂ 含量为 54.6% ~ 57.3%,MgO 为 4.0% ~ 5.2%,Fe₂O₃^T 为 8.5% ~ 9.5%,CaO 为 6.3% ~ 6.9%,也主要属于中钾钙碱性岩浆系列(图 6a)。

辉长岩和辉长闪长岩稀土含量相对较高,富集轻稀土(LREE)和大离子亲石元素(Ba、K、Rb、Pb)(图 7a, b),略亏

表 1 哈尔里克造山带奥尔达乌台克闪长岩及包体的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年数据

Table 1 LA-ICP-MS U-Pb data of zircons from the Ordautec diorite and enclave from the Harlik orogenic belt

分析号	Th ($\times 10^{-6}$)	U ($\times 10^{-6}$)	Th/U	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1 σ (%)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	1 σ (%)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1 σ (%)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ (Ma)	1 σ
HK-65											
1	127	191	0.7	0.0559	2.0	0.5537	1.9	0.0719	1.0	448	6
2	112	149	0.8	0.0555	1.9	0.5502	1.9	0.0719	1.0	448	6
3	73	110	0.7	0.0557	2.8	0.5531	2.8	0.0720	1.1	448	6
4	43	78	0.6	0.0557	2.5	0.5555	2.4	0.0723	1.1	450	6
5	159	212	0.7	0.0613	2.5	0.6075	2.4	0.0719	1.1	448	7
6	112	156	0.7	0.0561	1.9	0.5568	1.9	0.0720	1.0	448	6
7	122	147	0.8	0.0556	2.0	0.5484	1.9	0.0716	1.0	445	6
8	132	153	0.9	0.0558	2.0	0.5510	2.0	0.0717	1.0	446	6
9	109	147	0.7	0.0562	2.5	0.5594	2.5	0.0722	1.0	449	6
10	62	98	0.6	0.0561	2.8	0.5547	2.8	0.0718	1.1	447	6
11	114	146	0.8	0.0558	2.3	0.5520	2.2	0.0717	1.0	447	6
12	147	188	0.8	0.0559	1.9	0.5564	1.9	0.0721	1.0	449	6
13	173	192	0.9	0.0561	2.4	0.5541	2.3	0.0716	1.0	446	6
14	77	116	0.7	0.0559	2.2	0.5544	2.2	0.0719	1.0	448	6
15	108	138	0.8	0.0561	2.2	0.5565	2.2	0.0719	1.0	448	6
16	120	144	0.8	0.0561	2.9	0.5523	2.8	0.0714	1.1	445	6
17	200	212	0.9	0.0560	2.1	0.5512	2.0	0.0713	1.0	444	6
18	55	92	0.6	0.0559	2.4	0.5565	2.3	0.0722	1.0	450	6
19	158	178	0.9	0.0561	1.9	0.5554	1.9	0.0718	1.0	447	6
20	66	97	0.7	0.0560	3.0	0.5532	3.0	0.0717	1.1	446	7
21	93	118	0.8	0.0561	2.4	0.5528	2.4	0.0715	1.1	445	6
22	153	177	0.9	0.0560	1.9	0.5560	1.9	0.0720	1.0	448	6
23	165	194	0.9	0.0561	2.3	0.5561	2.2	0.0719	1.0	448	6
24	171	202	0.8	0.0560	1.9	0.5533	1.9	0.0717	1.0	446	6
25	203	213	1.0	0.0560	2.1	0.5528	2.0	0.0716	1.0	446	6
26	55	89	0.6	0.0560	2.7	0.5536	2.6	0.0717	1.1	446	6
27	169	189	0.9	0.0558	2.1	0.5537	2.0	0.0720	1.0	448	6
28	217	225	1.0	0.0558	1.8	0.5515	1.8	0.0717	1.0	446	6
29	90	121	0.7	0.0559	3.0	0.5530	2.9	0.0718	1.1	447	6
30	243	250	1.0	0.0561	2.0	0.5492	1.9	0.0710	1.0	442	6
HK-63											
1	89	141	0.6	0.0559	2.1	0.5613	2.1	0.0728	1.0	453	6
2	157	177	0.9	0.0562	2.0	0.5636	2.0	0.0728	1.0	453	6
3	188	204	0.9	0.0558	2.0	0.5611	2.0	0.0729	1.0	454	6
4	92	118	0.8	0.0562	2.3	0.5635	2.3	0.0728	1.0	453	6
5	90	125	0.7	0.0559	2.2	0.5601	2.2	0.0727	1.0	452	6
6	130	152	0.9	0.0561	2.2	0.5627	2.2	0.0728	1.0	453	6
7	142	177	0.8	0.0560	2.0	0.5617	2.0	0.0727	1.0	453	6
8	92	120	0.8	0.0555	2.3	0.5573	2.3	0.0729	1.0	453	6
9	110	141	0.8	0.0559	2.1	0.5597	2.1	0.0727	1.0	452	6
10	107	137	0.8	0.0562	2.1	0.5638	2.1	0.0728	1.0	453	6
11	325	278	1.2	0.0557	2.0	0.5564	1.9	0.0724	1.0	451	6
12	227	220	1.0	0.0560	2.1	0.5612	2.1	0.0727	1.0	452	6
13	80	114	0.7	0.0560	2.2	0.5602	2.2	0.0725	1.0	451	6
14	264	279	0.9	0.0560	1.9	0.5616	1.9	0.0727	1.0	452	6
15	83	107	0.8	0.0559	2.4	0.5594	2.4	0.0727	1.0	452	6
16	194	215	0.9	0.0560	2.0	0.5619	2.0	0.0728	1.0	453	6
17	151	161	0.9	0.0561	2.3	0.5625	2.3	0.0727	1.0	453	6
18	158	177	0.9	0.0560	2.3	0.5592	2.2	0.0725	1.0	451	6
19	163	183	0.9	0.0560	2.1	0.5598	2.1	0.0726	1.0	452	6
20	109	135	0.8	0.0541	2.4	0.5415	2.4	0.0726	1.0	452	6
21	140	167	0.8	0.0551	2.4	0.5347	2.2	0.0705	1.0	439	6
22	160	180	0.9	0.0558	2.2	0.5590	2.2	0.0727	1.0	452	6
23	252	226	1.1	0.0540	2.1	0.5412	2.1	0.0727	1.0	452	6
24	100	127	0.8	0.0560	2.5	0.5608	2.5	0.0726	1.0	452	6
25	155	167	0.9	0.0559	2.4	0.5581	2.3	0.0724	1.0	450	6
26	170	181	0.9	0.0561	2.3	0.5594	2.2	0.0724	1.0	450	6
27	172	201	0.9	0.0527	2.1	0.5261	2.1	0.0724	1.0	451	6
28	87	114	0.8	0.0523	2.6	0.5246	2.6	0.0728	1.0	453	6
29	87	119	0.7	0.0560	2.7	0.5626	2.6	0.0729	1.1	453	6

注:普通铅已用 ^{204}Pb 校正

表 2 哈尔里克造山带奥尔达乌台克侵入岩主量 (wt%)、微量 ($\times 10^{-6}$) 元素分析结果

Table 2 Major (wt%) and trace ($\times 10^{-6}$) elements data of the Ordautec pluton in the Harlik orogenic belt

样品号	HK-61	HK-62	HK-65	HK-60	HK-63	HK-64	HK-66	HK-69	HK-67	HK-68
岩性	花岗岩长岩	闪长岩		闪长质包体			辉长闪长岩		辉长岩	
SiO ₂	70.30	59.27	51.73	57.29	54.55	54.69	55.33	51.77	42.48	43.73
TiO ₂	0.49	0.72	1.89	0.76	0.69	0.75	2.63	2.88	4.49	4.17
Al ₂ O ₃	14.84	17.93	17.37	16.93	18.01	17.35	12.75	14.85	13.03	13.22
Fe ₂ O ₃ ^T	3.72	7.22	9.66	8.55	8.45	9.46	11.42	11.83	17.68	16.23
MgO	1.15	3.27	5.63	3.95	5.06	5.24	3.88	3.78	5.88	6.02
MnO	0.06	0.14	0.16	0.18	0.21	0.23	0.27	0.29	0.35	0.32
CaO	3.27	6.30	7.39	6.27	6.76	6.88	5.86	6.19	9.80	8.48
Na ₂ O	3.91	3.62	4.44	4.22	4.79	4.93	4.72	4.96	2.48	4.02
K ₂ O	2.16	1.41	1.36	1.80	1.41	0.37	1.50	1.75	0.75	1.09
P ₂ O ₅	0.09	0.13	0.37	0.06	0.08	0.10	1.64	1.72	3.05	2.71
LOI	1.00	1.20	1.70	1.10	1.29	2.03	0.67	1.32	1.58	1.90
Total	99.13	99.18	99.27	99.21	99.24	99.24	99.12	99.25	99.30	99.30
Sc	10.5	20.1	34.0	29.7	27.3	29.8	36.9	31.8	35.7	37.8
V	52.9	158	247	224	189	175	173	153	269	253
Cr	4.7	16.7	197.6	41.9	51.3	63.2	9.4	9.3	7.4	6.4
Co	5.6	15.5	25.3	16.2	19.8	24.1	18.1	15.7	29.2	25.8
Ni	72.9	7.1	24.2	14.1	14.3	19.4	12.7	12.6	18.8	15.9
Ga	12.3	15.5	17.2	15.0	14.6	16.5	23.2	21.0	19.8	19.1
Rb	56.0	37.4	23.8	55.5	43.5	9.2	25.3	24.4	7.8	20.7
Sr	273	439	514	757	507	293	220	225	440	183
Y	28.2	19.4	30.8	23.3	18.6	19.3	67.8	66.6	58.6	61.4
Zr	162	81.8	192	127	38.7	62.1	397	405	301	283
Nb	3.4	2.2	6.8	2.0	1.5	1.6	21.3	20.3	15.0	16.0
Cs	1.8	2.3	0.2	2.8	2.6	0.7	0.5	0.3	0.9	0.4
Ba	191	132	205	246	115	48.0	1013	642	397	289
La	13.1	8.2	12.1	6.5	6.2	6.0	41.6	44.7	35.2	36.2
Ce	30.8	18.7	31.6	16.3	14.5	14.5	100.8	110.5	92.4	94.3
Pr	4.1	2.5	4.7	2.4	2.0	2.1	15.1	15.7	13.5	14.0
Nd	17.7	11.5	22.0	11.5	9.6	9.9	63.5	72.3	65.9	68.1
Sm	4.3	2.9	5.6	3.2	2.6	2.7	14.5	16.5	15.6	16.2
Eu	1.0	1.0	1.9	1.1	1.0	1.0	6.5	7.6	7.2	7.4
Gd	4.6	3.3	6.2	3.7	3.0	3.2	14.3	16.5	16.1	16.6
Tb	0.7	0.5	1.0	0.6	0.5	0.5	2.2	2.4	2.2	2.3
Dy	4.8	3.5	6.0	4.2	3.3	3.5	11.5	13.6	12.3	12.8
Ho	1.0	0.7	1.2	0.9	0.7	0.7	2.4	2.7	2.3	2.4
Er	3.1	2.2	3.4	2.7	2.1	2.2	6.0	7.1	6.0	6.3
Tm	0.5	0.3	0.5	0.4	0.3	0.3	0.9	1.0	0.8	0.8
Yb	3.1	2.2	3.1	2.7	2.1	2.3	4.9	6.0	4.7	4.9
Lu	0.5	0.3	0.5	0.4	0.3	0.4	0.7	0.9	0.7	0.7
Hf	3.9	2.0	4.5	2.9	1.1	1.5	8.8	9.1	6.8	6.4
Ta	0.2	0.2	0.4	0.2	0.1	0.1	1.3	1.1	0.9	1.0
Pb	17.7	9.4	12.5	9.9	4.1	6.9	5.9	9.9	7.7	10.2
Th	6.7	2.6	0.6	2.9	1.3	1.4	2.3	3.2	2.4	2.1
U	1.5	0.6	0.3	0.8	0.3	0.5	0.8	1.1	0.8	0.7
ΣREE	88.7	57.7	99.3	56.2	48.1	48.9	284.1	316.5	274.3	282.4

损 Nb 和 Ta, 同时存在明显的 Eu 正异常, 可能与该套岩石形成过程中发生斜长石堆晶作用有关, 这与镜下观察的斜长石和辉石构成堆晶结构一致 (图 4a)。闪长岩也具有轻稀土富集的右倾式稀土配分模式 (图 7a) 以及富集 K、Sr、Rb、Ba 等元素的特征 (图 7b), 但 Eu 异常不明显 ($\delta\text{Eu} = 0.93 \sim 1.14$), 可能指示岩浆具有较高的氧逸度 (f_{O_2}) (Rollinson, 1993) 或者岩浆演化过程中斜长石没有发生显著的分选结晶或堆晶

作用。花岗闪长岩稀土配分模式具有明显 Eu 负异常 ($\delta\text{Eu} = 0.67$) (图 7a) 以及存在 Sr、Ti、P 的亏损 (图 7b), 反映斜长石、榍石、磷灰石等矿物的分离结晶。包体与寄主岩石闪长岩的微量元素特征类似, 相对更亏损 Nb、Ta、P 和 Ti (图 7b)。值得注意的是, 原始地幔标准化蛛网图中微量元素分布模式 (图 7) 一致指示奥尔达乌台克岩体 (包括暗色包体) 均具有亏损 Nb、Ta、Ti 等高场强元素以及富集 Ba、Rb、Th、LREE 等

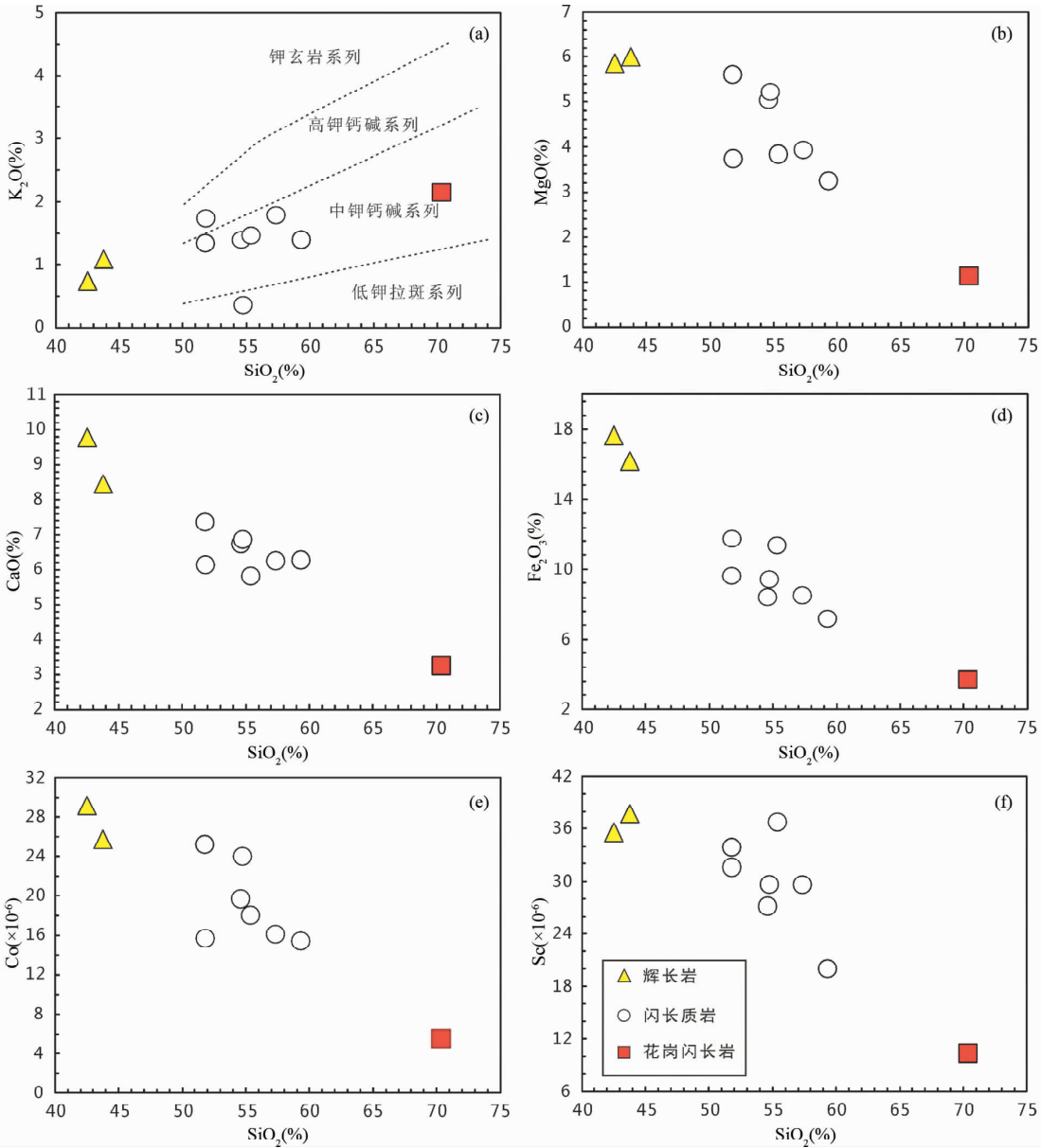


图6 哈尔里克造山带奥尔达乌台克岩体 Harker 图解

图8、图10、图11的图例同此图

Fig. 6 Harker diagrams for the Ordautec pluton in the Harlik orogenic belt

大离子亲石元素特征,这与典型弧岩浆的元素地球化学性质十分类似 (Rogers and Hawkesworth, 1989; Rollinson, 1993)。

4.3 Sr-Nd 同位素特征

尽管岩石类型不同,奥尔达乌台克岩体从基性辉长岩到偏酸性花岗闪长岩的 Sr-Nd 同位素组成变化不大,共同的特征是均具有高放射性 Nd ($\epsilon_{Nd}(t)$ 值都大于 0) 和低 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 比值 (表 3、图 8)。由表 3 可知,除 1 个闪长岩样品具有最高的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值 (+8.2) 和最低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (i) 值 (0.7031) 外,其余样品的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值介于 +4.4 至 +5.9 之间, ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值为 0.7032 ~ 0.7044。根据 Nd 同位素获得的模式年

龄 (t_{DM}) 为 517 ~ 829 Ma。在 $\epsilon_{Nd}(t)$ - ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 图上数据点基本落在地幔 Sr-Nd 同位素演化序列范围内 (图 8), 暗示岩浆很可能起源于同位素组成亏损的年轻地幔源区。

5 讨论

5.1 岩石成因和基底性质

5.1.1 壳幔岩浆混合作用

如前所述,奥尔达乌台克岩体中发育镁铁质暗色包体,呈塑性拉长的水滴状或椭圆状 (图 3b), 具有典型的岩浆结

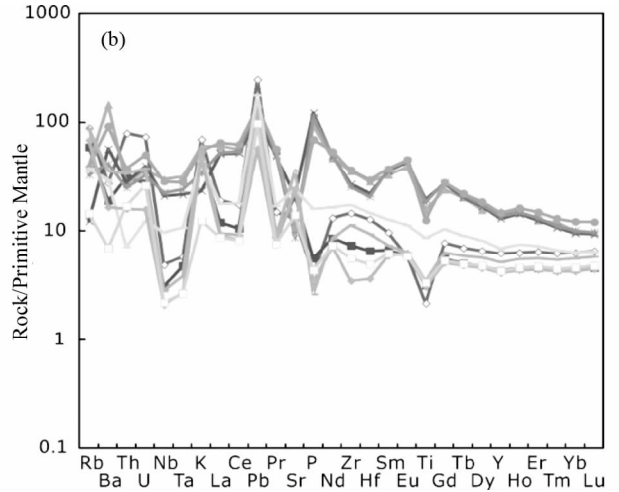
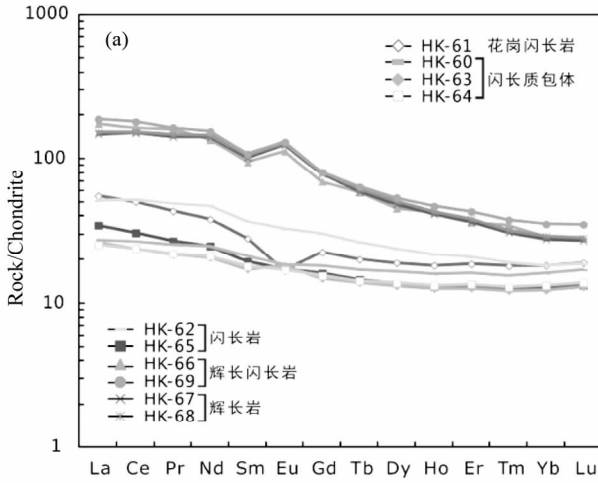


图7 哈尔里克造山带奥尔达乌台克岩体稀土(a)和微量(b)元素图解

Fig.7 Chondrite-normalized rare earth elements patterns (a) and primitive mantle-normalized trace elements diagrams (b) for the Orda-tec pluton in the Harlik orogenic belt

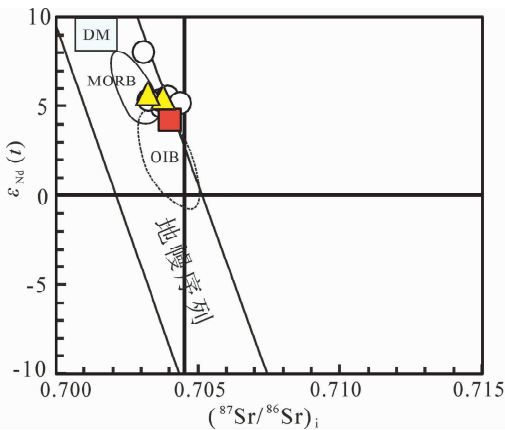


图8 哈尔里克造山带奥尔达乌台克侵入岩 Sr-Nd 同位素图解

Fig.8 $\epsilon_{Nd}(t)$ vs. $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ plot for the Orda-tec pluton, the Harlik orogenic belt

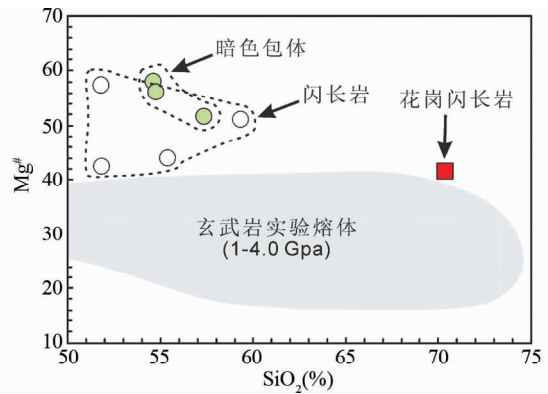


图9 奥尔达乌台克岩体 SiO₂-Mg[#]图解(玄武岩实验熔体数据引自 Rapp and Watson, 1995)

Fig.9 SiO₂-Mg[#] diagram for the Orda-tec pluton (the experimental data for basalts from Rapp and Watson, 1995)

晶结构(图4c)。这些特征表明包体为岩浆成因,曾经与寄主岩石以岩浆形式共存,后来与寄主岩浆同时固结,两者的锆石 U-Pb 年龄在误差范围内近一致。包体中偏基性的成份,很可能代表来自地幔、高温、演化的岩浆,包体具有细粒结构以及发育针状或短柱状磷灰石反映包体岩浆注入到相对低温的寄主岩浆时因温度突然降低而发生淬冷作用 (Holden *et al.*, 1987; Chen *et al.*, 2008; Feeley *et al.*, 2008),而同源岩浆堆晶体模式 (Noyes *et al.*, 1983) 或难熔的残留体模式 (Chappell *et al.*, 1987; White *et al.*, 1999) 都不能解释包体的这些特征。

暗色包体岩浆注入到寄主岩浆后,与寄主岩浆发生了晶体和化学交换,主要证据包括:(1)包体中发育长石捕虏晶(图3b),主要来自寄主岩浆较早结晶的矿物,此时的寄主岩

浆因晶体与熔体共存而往往具有“晶粥”状,包体注入时很容易捕获寄主岩浆中已经结晶的矿物(贺敬博和陈斌,2011);(2)同时,未固结的寄主岩浆也会混入来自包体中早期结晶的矿物,寄主岩石中常见斜长石不平衡结构(图4d),大量的研究表明这种不平衡结构是成份不同的两种岩浆发生混合的结果(Kemp, 2004; Chen *et al.*, 2008; Ma *et al.*, 2013);(3)与玄武岩(基性下地壳)实验熔体相比(Mg[#] < 40; Rapp and Watson, 1995),闪长岩及花岗闪长岩具有更高的 Mg[#] 值(42~58)(图9),指示它们不可能是单一的壳源花岗质熔体,Mg[#] 值的偏高与幔源基性岩浆的加入有关(Chen *et al.*, 2008);(4)在 $\epsilon_{Nd}(t)$ 与 SiO₂、MgO、V、Sc 协变关系图上(图10),除一个闪长岩样品(HK-62)外(后文讨论),其余样品的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值随 SiO₂ 含量的升高和 MgO、V、Sc 含量的降低而减小,构成很好的线性演化趋势(图10),是元素和同位素组成

表3 哈尔里克造山带奥尔达乌台克侵入岩 Sr-Nd 同位素分析结果

Table 3 Sr-Nd isotopic compositions of the Ordaitec pluton in the Harlik orogenic belt

样品号	Rb ($\times 10^{-6}$)	Sr ($\times 10^{-6}$)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	$I_{\text{sr}}(450\text{Ma})$	Sm ($\times 10^{-6}$)	Nd ($\times 10^{-6}$)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$\varepsilon_{\text{Nd}}(0)$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$	$t_{\text{DM}}(\text{Ma})$
HK-61	43.52	507.2	0.24236	0.70534	0.000008	0.7038	2.606	9.56	0.1729	0.5128	0.000004	3.0	-0.12	4.4	829
HK-62	23.78	513.6	0.13078	0.70391	0.000006	0.7031	5.63	22.02	0.1622	0.5130	0.000004	6.2	-0.18	8.2	517
HK-65	37.38	438.6	0.24072	0.70523	0.000007	0.7037	2.948	11.55	0.1620	0.5128	0.000003	3.1	-0.18	5.1	768
HK-60	55.52	757	0.20716	0.70498	0.000008	0.7037	3.244	11.53	0.1786	0.5129	0.000005	4.4	-0.09	5.5	739
HK-63	14.14	208	0.19204	0.70519	0.000008	0.7040	9.684	45.3	0.1356	0.5127	0.000005	1.9	-0.31	5.4	746
HK-64	9.172	293.2	0.08836	0.70492	0.000009	0.7044	2.732	9.882	0.1754	0.5128	0.000003	4.1	-0.11	5.3	752
HK-66	25.34	219.6	0.32593	0.70528	0.000008	0.7032	14.52	63.46	0.1452	0.5128	0.000007	2.7	-0.26	5.7	722
HK-69	24.42	225.4	0.30601	0.70519	0.000008	0.7032	16.53	72.28	0.1451	0.5128	0.000004	2.9	-0.26	5.8	710
HK-67	7.752	439.8	0.04979	0.70408	0.000008	0.7038	15.65	65.94	0.1506	0.5128	0.000004	2.9	-0.23	5.6	729
HK-68	20.74	182.7	—	—	—	—	16.16	68.1	0.1505	0.5128	0.000008	3.2	-0.23	5.9	705

注: $\varepsilon_{\text{Nd}} = ((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{s}} / (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} - 1) \times 10000$, $f_{\text{Sm}/\text{Nd}} = (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{s}} / ((^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} - 1) \times \ln(1 + ((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{s}}) / ((^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{s}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}))$, $t_{\text{DM}2} = t_{\text{DM}1} - (t_{\text{DM}1} - t) \times ((-0.4 - f_{\text{Sm}/\text{Nd}}) / (-0.4 - 0.08592))$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512638$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.1967$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.51315$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.2137$; $\lambda_{\text{Rb}} = 1.42 \times 10^{-11}/\text{year}$, $\lambda_{\text{Sm}} = 6.54 \times 10^{-12}/\text{year}$

均不相同的两种岩浆相互混合的表现。因此,这些证据都表明无论是包体还是寄主岩石都经历了晶体和化学物质交换,均是由两种岩浆混合而成,很可能分别是来自地幔和地壳部分熔融形成的基性和酸性岩浆。

5.1.2 地幔和地壳端元组成

奥尔达乌台克岩体岩石类型丰富多样,从辉长岩、辉长闪长岩、闪长岩到花岗闪长岩,构成成份连续的岩石组合序列,偏基性的辉长岩和偏酸性的花岗闪长岩很可能最接近两个岩浆端元(虽然存在一定的混合或混染),基本可以用来反演岩浆源区的组成和性质。

辉长岩以及其它偏基性的岩石(暗色包体)应该代表来自地幔、演化的岩浆。这些岩石中的角闪石普遍呈自形,指示富 H_2O 条件下较早结晶,副矿物常见榍石和磁铁矿(图4),反映岩浆为高 f_{O_2} 的湿岩浆体系(Baldwin and Pearce, 1982)。此外,这些岩石都具有轻稀土和大离子亲石元素富集的特征(图7),说明地幔源区应该是微量元素富集的岩石圈地幔,很可能与俯冲流体的交代作用有关。高放射成因Nd及低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ 值的Sr-Nd同位素组成特征表明这种地幔源区的同位素组成类似于亏损地幔,因此这种地幔很可能是被交代不久或正被改造(同俯冲)的年轻地幔(Dupuy *et al.*, 1982; Sajona *et al.*, 1996; Winter, 2001)。考虑到岩体显示出典型岛弧岩浆岩的地球化学特征,例如不但富集Ba、Rb、Sr、LREE等大离子亲石元素,还明显亏损Nb、Ta、Ti等高场强元素,以及低La/Yb值(图7),并且根据La/Yb vs. Sc/Ni、Ti/100-Zr-3Y、Hf/3-Th-Ta和2Nb-Zr/4-Y构造环境判别图(图11)所指示的岩浆属于大洋岛弧和钙碱性火山岩(Rollinson, 1993),因此我们认为奥尔达乌台克偏基性岩石应该主要来自正在被俯冲流体交代的岩石圈地幔。

幔源岩浆的底侵所带来的高热促使下地壳岩石发生部分熔融,形成花岗质岩浆,并与玄武质岩浆混合而形成混浆,随后经历镁铁质矿物和富钙斜长石的分离结晶而形成奥尔达乌台克岩体的不同岩石类型。区内的花岗闪长岩很可能代表了偏酸性端元,应该主要来自下地壳源区的部分熔融,但有少量的幔源物质加入。花岗闪长岩同样含有较自形的角闪石、原生磁铁矿和榍石副矿物,也反映了岩浆富 H_2O 、高 f_{O_2} 的特征。相比而言,区内常见的钾长花岗岩和碱长花岗岩,则很可能代表了单一的下地壳熔体,由麻粒岩相的源区物质熔融生成,因此岩浆是相对贫水的(Chen and Arakawa, 2005)。所以,奥尔达乌台克花岗闪长岩正是由于壳源贫水的岩浆混入了来自深部地幔含水的基性岩浆,才使得岩浆向富 H_2O f_{O_2} 转变,这与世界其它地区典型岛弧岩浆岩的形成过程是类似的,例如澳大利亚Lachlan岛弧(Blevin and Chappell, 1995)、日本岛弧(Hunter and Blake, 1995)。

5.1.3 基底性质

目前,对于包括哈尔里克在内的东天山地区的地壳存在:(1)前寒武纪古老陆壳(成守德等, 2009)和(2)年轻陆壳(古生代大洋岛弧杂岩和洋壳等)(Carroll *et al.*, 1990;

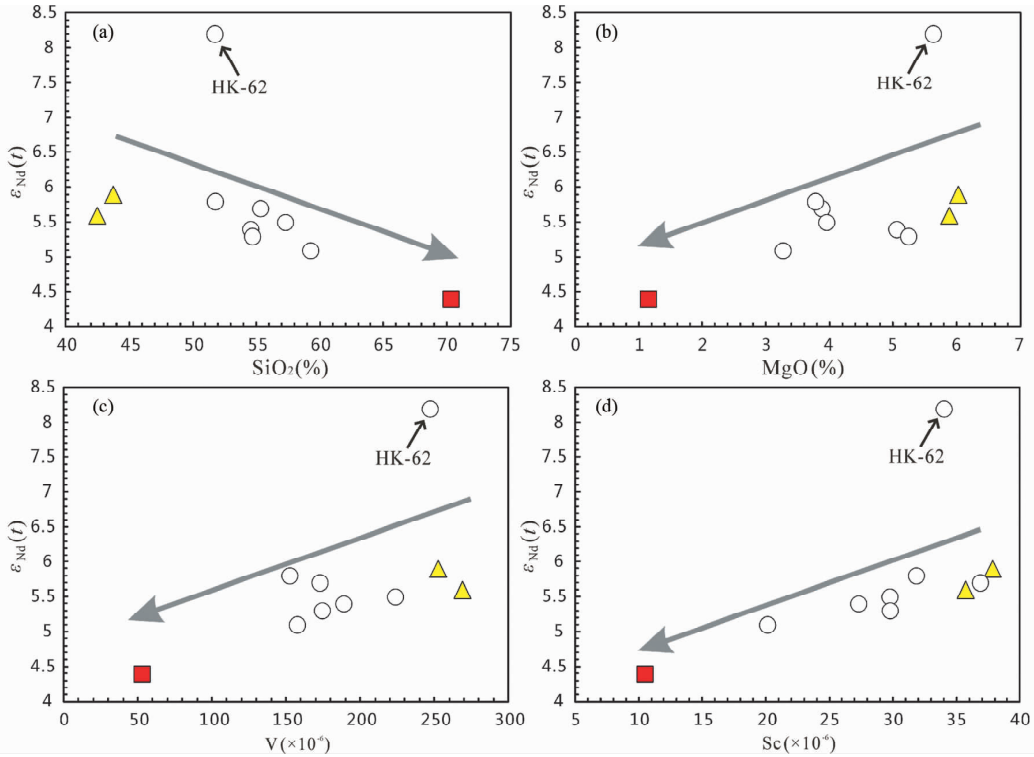


图 10 奥尔达乌台克岩体 $\epsilon_{Nd}(t)$ 对 SiO_2 、 MgO 、 V 、 Sc 图解

Fig. 10 $\epsilon_{Nd}(t)$ vs. SiO_2 , MgO , V and Sc diagrams for the Ordautec pluton

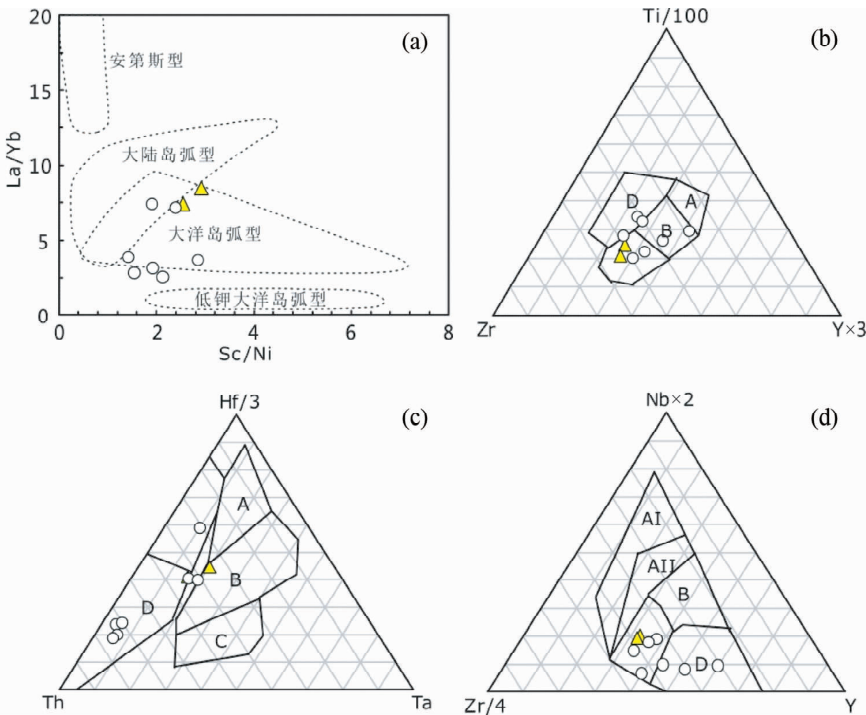


图 11 哈尔里克造山带奥尔达乌台克岩体构造环境判别图解

(a) 图据 Bailey (1981); (b) 图据 Pearce and Cann (1971), 其中 A 区为岛弧拉斑玄武岩, B 区是 MORB、岛弧拉斑玄武岩和钙碱性玄武岩, C 区是钙碱性玄武岩, D 区是板内玄武岩; (c) 图据 Wood *et al.* (1979), 其中 A 区 N-MORB, B 区是 E-MORB 和板内拉斑玄武岩, C 区是板内碱性玄武岩, D 区是火山弧玄武岩; (d) 图据 Meschede (1986), 其中 AI 区为板内碱性玄武岩, AII 区为板内碱性和拉斑玄武岩, B 区是 E-MORB, C 区是火山弧玄武岩和板内拉斑玄武岩, D 区是火山弧玄武岩和 N-MORB

Fig. 11 Tectonic discrimination diagrams for the Ordautec pluton in the Harlik orogenic belt

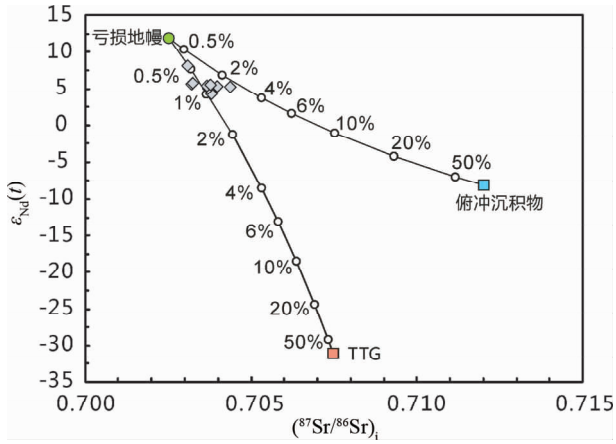


图 12 奥尔达乌台克岩体的 Sr-Nd 同位素模拟
 亏损地幔: $Sr = 20 \times 10^{-6}$, $I_{Sr}(t) = 0.7025$, $Nd = 1.2 \times 10^{-6}$, $\epsilon_{Sr}(t) = +12$;
 俯冲沉积物: $Sr = 200 \times 10^{-6}$, $I_{Sr}(t) = 0.7120$, $Nd = 20 \times 10^{-6}$, $\epsilon_{Sr}(t) = -8$;
 天山 TTG: $Sr = 620 \times 10^{-6}$, $I_{Sr}(t) = 0.70746$, $Nd = 26 \times 10^{-6}$, $\epsilon_{Sr}(t) = -31$

Fig. 12 Sr-Nd isotopic modeling diagrams for the Ordautec pluton

素组成(Miao *et al.*, 2008)代表亏损地幔端元的成分,以天山的 TTG 岩石代表下地壳成份,以现代俯冲沉积物代表上地壳成份(Plank and Lanmuir, 1998)。模拟结果显示(图 12),奥尔达乌台克岩体的所有样品基本都分布在亏损地幔分别与俯冲沉积物和 TTG 模拟曲线之间,比较靠近亏损地幔端元,表明混入的古老地壳物质很少($< 1.5\%$),因此哈尔里克地区不存在古老的陆壳,而是以古生代以来的年轻陆壳为主。这与孙桂华等(2007)对哈尔里克地区石炭纪砂岩中的碎屑锆石的年龄统计结果一致,其年龄主要集中在 418 ~ 482Ma 之间,指示锆石原岩的时代应该不老于早奥陶纪,这也与区域上仅出露奥陶系和志留系地层而不见更老地层相吻合(新疆地质调查院,2002)。

综上所述,奥尔达乌台克岩体应该是形成于早古生代古亚洲洋岛弧俯冲作用,由富集岩石圈地幔和年轻下地壳起源的两种岩浆发生不同程度混合并后来经历一定演化(堆晶或分离结晶)的结果。如前文所示,岩浆混合导致奥尔达乌台克岩体的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值与主微量元素显示很好的相关性(图 10)。值得注意的是,1 个闪长岩样品(HK-62)具有明显高的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值(+8.2),我们认为该闪长岩很可能代表了地幔玄武质岩浆直接分离结晶的产物,其受到地壳物质混染的程度较弱,同位素组成基本能够代表当时地幔源区的同位素组成。因此,从地壳生长的角度来看,壳幔岩浆混合作用和幔源岩浆的直接供给均是导致中亚造山带地壳增生的重要

Chen and Jahn, 2004; Chen and Arakawa, 2005) 两种截然不同的认识。为了查明这一问题,我们对可能存在的古老陆壳进行了二端元混合模拟计算,选择区内古生代蛇绿岩的同位

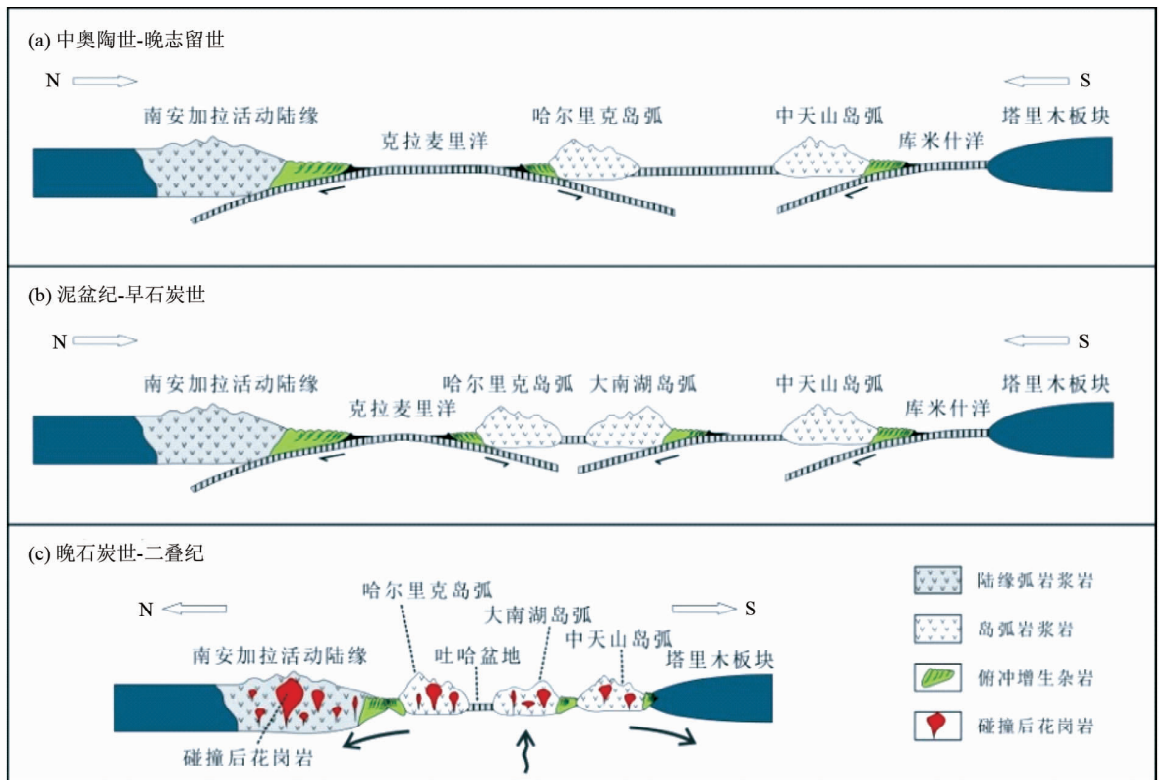


图 13 哈尔里克构造带及邻区地质演化示意图

Fig. 13 Cartoon showing the tectonic evolution of the Harlik orogenic belt and adjacent region

方式。

5.2 对古亚洲洋构造演化过程的制约

过去哈尔里克一带一直被认为是华力西期构造岩浆活动带,多数学者认为其为泥盆纪岛弧(马瑞士等,1993;楼法生和唐春花,1995;王赐银等,1996;李文明等,2002)或弧后盆地(李锦轶,2004),而本文对奥尔达乌台克岛弧岩浆岩组合的确立,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。

Xiao *et al.* (2004) 曾将哈尔里克和大南湖构造带归为开始于早古生代的统一岛弧(图 1),认为克拉麦里洋向南的俯冲和沿康古尔塔格深大断裂向北的俯冲导致晚古生代期间(泥盆纪-中石炭世)岛弧发生南北向裂解,最终形成双岛弧带(哈尔里克、大南湖)与弧间盆地(吐哈盆地)并存的格局(图 1)。基于本文对奥尔达乌台克岩体的研究,结合区内已有的岩浆及碎屑锆石年代学数据(赵明等,2002;郭华春等,2006;孙桂华等,2007),以及来自古生物化石(周济元,1987)、蛇绿岩(Hu *et al.*, 2000; Wang *et al.*, 2003)、矿床(芮宗瑶等,2002;王义天等,2006)和大地构造(李锦轶,2004; Xiao *et al.*, 2004)方面的资料,我们认为哈尔里克构造带及邻区的地质演化过程可能大致如下(图 13 所示):

(1) 早古生代(或更早)西伯利亚克拉通与塔里木板块相向汇聚,洋片俯冲导致多个岛弧和陆缘弧的形成(图 13a)。哈尔里克岛弧是奥陶纪克拉麦里洋向南俯冲的结果,与北方的南安加拉活动陆缘构成双向俯冲岩浆弧(图 13a)。南侧库米什洋向北的俯冲导致中天山岛弧的形成,而最南端成为塔里木被动陆缘(图 13a)。并且,在这一时期形成了与岛弧或陆缘弧岩浆作用相关的大批斑岩型 Cu、Au 矿床和海相火山-次火山岩型磁铁矿矿床,例如大红山金矿等(王元龙和成守德,2001;芮宗瑶等,2002;李文渊等,2012)。

(2) 至泥盆纪时期,沿着哈尔里克岛弧南缘向北的俯冲作用导致大南湖岛弧从哈尔里克岛弧中裂解出来(图 13b),进而在两者之间形成了吐哈弧间盆地(Xiao *et al.*, 2004),该盆地可能一直出现到造山作用结束形成残余洋盆(图 13c)。至早石炭世末期,随着俯冲洋壳的继续消减,大洋最终消失、闭合(Coleman, 1989; Bazhenov *et al.*, 2003),各地体间陆续发生碰撞和拼贴,最后形成陆缘弧、岛弧、蛇绿岩、增生杂岩和残余盆地等多种构造单元组成的复合地体(Sengör *et al.*, 1993)(图 13c),至此,区内进入统一的陆内阶段。

(3) 晚石炭世至二叠纪期间(图 13c),由于区域上构造应力由挤压转换为伸展背景(肖序常等,1992;徐学义等,2002),导致幔源岩浆的上涌和底侵,新生陆壳熔融形成大规模的碰撞后花岗岩(韩宝福和洪大卫,1998; Chen and Jahn, 2004; Chen and Arakawa, 2005)(图 13c),同时形成遍及全区的双峰式火山岩(顾连兴等,2000;夏林圻等,2006)、基性-超基性杂岩(Xia *et al.*, 2008; 陈斌等,2013)和相关的 Cu-Ni 硫化物矿床(例如黄山东矿床;王登红等,2000; Mao *et al.*,

2008),以及更晚期的 A 型花岗岩和有关的稀有稀土金属矿床和浅成低温热液矿床(例如索尔巴斯陶金矿床等;王京彬和徐新,2006; Pirajno *et al.*, 2009)。

6 结论

(1) 新疆哈尔里克带内的奥尔达乌台克岩体由一套成份连续的岩石组成,包括辉长岩、辉长闪长岩、闪长岩和花岗闪长岩。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果显示寄主闪长岩及内部包体近同时形成于 450Ma,是晚奥陶世岩浆活动的产物。

(2) 岩石学和地球化学证据表明该套岩浆具有富 H₂O、高 f_{O₂} 性质,形成于俯冲阶段,其中基性岩浆起源于同位素相对亏损而微量元素富集的岩石圈地幔,一部分与壳源花岗质熔体发生混合,一部分经历演化后直接添加至上覆地壳。

(3) 哈尔里克奥陶纪岛弧的确立改变了该带是泥盆纪岛弧或弧后盆地的原有认识。壳幔岩浆混合作用和幔源物质直接加入是古亚洲洋俯冲阶段陆壳增生的两种重要方式。

致谢 中国地质大学(北京)地学实验中心的苏犁教授和北京大学造山带与地壳演化重点实验室的朱文萍博士分别对本研究提供了锆石 U-Pb 测定和 Sr-Nd 同位素样品分离方面的帮助;评审专家对本文提出了有意义的修改建议;谨此一并表示感谢。

References

- Andersen T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ²⁰⁴Pb. *Chemical Geology*, 192(1-2): 59-79
- Badarch G, Cunningham WD and Windley BF. 2002. A new terrane subdivision for Mongolia; Implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(1): 87-110
- Bailey JC. 1981. Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites. *Chemical Geology*, 32(1-4): 139-154
- Baldwin JA and Pearce JA. 1982. Discrimination of productive and nonproductive porphyritic intrusions in the Chilean Andes. *Economic Geology*, 77(3): 664-674
- Bazhenov ML, Collins AQ, Degtyarev KE, Lavashova NM, Mikolaichuk AV, Pavlov VE and Van der Voo R. 2003. Paleozoic northward drift of the North Tien Shan (Central Asia) as revealed by Ordovician and Carboniferous paleomagnetism. *Tectonophysics*, 366(1-2): 113-141
- Blevin PL and Chappell BW. 1995. Chemistry, origin, and evolution of mineralized granites in the Lachlan fold belt, Australia: The metallogeny of I- and S-type granites. *Economic Geology*, 90: 1604-1619
- Cao FG, Tu QJ, Zhang XM *et al.* 2006. Preliminary determination of the Early Paleozoic magmatic arc in the Harlik Mountains, East Tianshan, Xinjiang, China: Evidence from zircon SHRIMP U-Pb dating of granite bodies in the Tashuihe area. *Geological Bulletin of China*, 25(8): 923-927 (in Chinese with English abstract)
- Carroll AR, Liang YH, Graham SA, Xiao X, Hendrix MS, Chu J and McKnight CL. 1990. Junggar basin, Northwest China; Trapped Late Palaeozoic ocean. *Tectonophysics*, 181: 1-14

- Chappell BW, While AJR and Wyborn D. 1987. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *Journal of Petrology*, 28(6): 1111–1138
- Chen B, Jahn BM, Wilde S and Xu B. 2000. Two contrasting Paleozoic magmatic belts in northern Inner Mongolia, China: Petrogenesis and tectonic implications. *Tectonophysics*, 328(1–2): 157–182
- Chen B and Jahn BM. 2004. Genesis of post-collisional granitoids and basement nature of the Junggar Terrane, NW China: Nd-Sr isotope and trace element evidence. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(5): 691–703
- Chen B and Arakawa Y. 2005. Elemental and Nd-Sr isotopic geochemistry of granitoids from the West Junggar foldbelt (NW China), with implications for Phanerozoic continental growth. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(5): 1307–1320
- Chen B, Tian W, Jahn BM and Chen ZC. 2008. Zircon SHRIMP U-Pb ages and in-situ Hf isotopic analysis for the Mesozoic intrusions in South Taihang, North China craton: Evidence for hybridization between mantle-derived magmas and crustal components. *Lithos*, 102(1–2): 118–137
- Chen B, He JB, Chen CJ and Muhetaer Z. 2013. Nd-Sr-Os isotopic data of the Baishiquan mafic-ultramafic complex from East Tianshan, and implications for petrogenesis. *Acta Petrologica Sinica*, 29(1): 294–302 (in Chinese with English abstract)
- Cheng SD, Qi SJ, Chen C, Gao P, Huang C, Liu T and Wang SW. 2009. The division and features of Balkhash-Junggar plate tectonic unit. *Xinjiang Geology*, 27(Suppl.): 14–30 (in Chinese with English abstract)
- Coleman RG. 1989. Continental growth of Northwest China. *Tectonics*, 8(3): 621–635
- Dobretsov NL, Berzin NA and Buslov MM. 1995. Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean. *International Geology Review*, 37(4): 335–360
- Dupuy C, Dostal J, Marcelot G, Bougault H, Joron JL and Treuil M. 1982. Geochemistry of basalts from central and southern New Hebrides arc: Implication for their source rock composition. *Earth and Planetary Science Letters*, 60(2): 207–225
- Feeley TC, Wilson LF and Underwood SJ. 2008. Distribution and compositions of magmatic inclusions in the Mount Helen dome, Lassen Volcanic Center, California: Insights into magma chamber processes. *Lithos*, 106(1–2): 173–189
- Gu LX, Hu SX, Yu CS, Li HY, Xiao XJ and Yan ZF. 2000. Carboniferous volcanites in the Bogda orogenic belt of eastern Tianshan: Their tectonic implications. *Acta Petrologica Sinica*, 16(3): 305–316 (in Chinese with English abstract)
- Guo HC, Zhong L and Li LQ. 2006. Zircon SHRIMP U-Pb dating of quartz diorite in the Koumenzi area, Karlik Mountains, East Tianshan, Xinjiang, China, and its geological significance. *Geological Bulletin of China*, 25(8): 928–931 (in Chinese with English abstract)
- Han BF and Hong DW. 1998. Postcollisional mantle-derived magmatism and vertical growth of the continental crust in North Xinjiang. *Geological Review*, 44(4): 396–404 (in Chinese with English abstract)
- He JB and Chen B. 2011. Petrogenesis of Karamay plutons in the west Junggar: Constraints from geochronology, petrology and geochemistry. *Earth Science Frontiers*, 18(2): 191–211 (in Chinese with English abstract)
- Holden P, Halliday AN and Stephens WE. 1987. Neodymium and strontium isotope content of microdiorite enclaves points to mantle input to granitoid production. *Nature*, 330(6143): 53–56
- Hu AQ, Jahn BM, Zhang GX, Chen YB and Zhang QF. 2000. Crustal evolution and Phanerozoic crustal growth in northern Xinjiang: Nd isotopic evidence. Part I. Isotopic characterization of basement rocks. *Tectonophysics*, 328(1–2): 15–51
- Hunter AG and Blake S. 1995. Petrogenetic evolution of a transitional tholeiitic-calc-alkaline series; Towada Volcano, Japan. *Journal of Petrology*, 36(6): 1579–1605
- Jahn BM, Wu FY and Chen B. 2000. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic. *Episodes*, 23: 82–92
- Kemp AIS. 2004. Petrology of high-Mg, low-Ti igneous rocks of the Glenelg River Complex (SE Australia) and the nature of their interaction with crustal melts. *Lithos*, 78(1–2): 119–156
- Li JY. 2004. Late Neoproterozoic and Paleozoic tectonic framework and evolution of eastern Xinjiang, NW China. *Geological Review*, 50(3): 304–322 (in Chinese with English abstract)
- Li WM, Ren BC, Yang XK *et al.* 2002. The intermediate-acid intrusive magmatism and its geodynamic significance in eastern Tianshan region. *Northwestern Geology*, 35(4): 41–64 (in Chinese with English abstract)
- Li WY, Niu YL, Zhang ZW, Zhang MJ, Gao YB, Hu PQ, Zhang JW, Tan WJ and Jiang HB. 2012. Geodynamic setting and further exploration of magmatism-related mineralization concentrated in the Late Paleozoic in the northern Xinjiang Autonomous Region. *Earth Science Frontiers*, 19(4): 41–50 (in Chinese with English abstract)
- Lou FS and Tang CH. 1995. Carboniferous volcanics and its geotectonic setting in the Hongjinzi of Barkol, Xinjiang. *Xinjiang Geology*, 1995, 13(1): 67–76 (in Chinese with English abstract)
- Ludwig KR. 2003. User's Manual for Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special publication, No. 4
- Ma RS, Wang CY and Ye SF. 1993. Tectonic Framework and Crustal Evolution of Eastern Tianshan Mountains. Nanjing: Nanjing University Press, 1–225 (in Chinese with English abstract)
- Ma XH, Chen B and Yang MC. 2013. Magma mixing origin for the Aolunhua porphyry related to Mo-Cu mineralization, eastern Central Asian Orogenic Belt. *Gondwana Research*, 24(3–4): 1152–1171
- Mao JW, Pirajno F, Zhang ZH, Chai FM, Wu H, Chen SP, Cheng LS, Yang JM and Zhang CQ. 2008. A review of the Cu-Ni sulphide deposits in the Chinese Tianshan and Altay orogens (Xinjiang Autonomous Region, NW China): Principal characteristics and ore-forming processes. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32(2–4): 184–203
- Meschede M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56(3–4): 207–218
- Miao LC, Fan WM, Liu DY, Zhang FQ, Shi YR and Guo F. 2008. Geochronology and geochemistry of the Hegenshan ophiolitic complex: Implications for late-stage tectonic evolution of the Inner Mongolia-Daxinganling Orogenic Belt, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32(5–6): 348–370
- Noyes HJ, Frey FA and Wones DR. 1983. A tale of two plutons: Geochemical evidence bearing on the origin and differentiation of the Red Lake and Eagle Peak Plutons, Central Sierra Nevada, California. *The Journal of Geology*, 91(5): 487–509
- Pearce JA and Cann JR. 1971. Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. *Earth and Planetary Science Letters*, 12(3): 339–349
- Pirajno F, Ernst RE, Borisenko AS, Fedoseev G and Naumov EA. 2009. Intraplate magmatism in Central Asia and China and associated metallogeny. *Ore Geology Reviews*, 35(2): 114–136
- Plank T and Lanmuir CH. 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequence for the crust and mantle. *Chemical Geology*, 145: 325–394
- Rapp RP and Watson EB. 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36(4): 891–931
- Rogers G and Hawkesworth CJ. 1989. A geochemical traverse across the North Chilean Andes: Evidence for crust generation from the mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, 91(3–4): 271–285
- Rollinson HR. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. London: Pearson Education Limited, 1–278
- Rui ZY, Wang LS, Wang YT and Liu YL. 2002. Discussion on meallogenic epoch of Tuwu and Yandong porphyry copper deposits in

- eastern Tianshan Mountains, Xinjiang. *Mineral Deposits*, 21(1): 16–22 (in Chinese with English abstract)
- Sajona FG, Maury RC, Bellon H, Cotton J and Defant M. 1996. High field strength element enrichment of Pliocene-Pleistocene island arc basalts, Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines). *Journal of Petrology*, 37(3): 693–726
- Şengör AMC, Natal' in BA and Burtman VS. 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia. *Nature*, 364(6435): 299–307
- Sun GH, Li JY, Gao LM *et al.* 2005. Zircon SHRIMP U-Pb age of a dioritic pluton in the Harlik Mountain, eastern Xinjiang, and its tectonic implication. *Geological Review*, 51(4): 463–469 (in Chinese with English abstract)
- Sun GH. 2007. Structural deformation and tectonic evolution of Harlik Mountain, in Xinjiang since the Paleozoic. Ph. D. Dissertation. Beijing: Chinese Academy of Geological Sciences, 1–226 (in Chinese with English summary)
- Sun GH, Li JY, Zhu ZX, Li YP and Yang ZQ. 2007. Detrital zircon SHRIMP U-Pb dating of Carboniferous sandstone from the southern foot of the Harlik Mountains, eastern Xinjiang, and its geological implications. *Geology in China*, 34(5): 778–789 (in Chinese with English abstract)
- Wang CY, Shu LS, Zhao M *et al.* 1996. Late Paleozoic thrust tectonics and related magmatism in the Haerlike area, north segment of Eastern Tianshan Belt. *Geological Journal of Universities*, 2(2): 198–206 (in Chinese with English abstract)
- Wang DH, Chen YC, Xu ZG and Lin WW. 2000. Cu-Ni-(PGE) sulfide metallogenic series in North Xinjiang. *Mineral Deposits*, 19(2): 147–155 (in Chinese with English abstract)
- Wang JB and Xu X. 2006. Post-collisional tectonic evolution and metallogenesis in northern Xinjiang, China. *Acta Geologica Sinica*, 80(1): 23–31 (in Chinese with English abstract)
- Wang YL and Cheng SD. 2001. Crust evolution and mineralization of Xinjiang Uygur Autonomous Region. *Chinese Journal of Geology*, 36(2): 129–143 (in Chinese with English abstract)
- Wang YT, Mao JW, Chen W, Yang FQ and Yang JM. 2006. Tectonic constraints on mineralization of the Kanggurtag gold belt in the eastern Tianshan, Xinjiang, NW China. *Acta Petrologica Sinica*, 22(1): 236–244 (in Chinese with English abstract)
- Wang ZH, Sun S, Li JL, Hou QL, Qin KZ, Xiao WJ and Hao J. 2003. Paleozoic tectonic evolution of the northern Xinjiang, China: Geochemical and geochronological constraints from the ophiolites. *Tectonics*, 22(2): 1014, doi:10.1029/2002TC001396
- Wang ZX, Li T, Zhou GZ, Lu MA, Liu YQ and Li Y. 2003. Geological record of the Late Carboniferous orogeny in Bogedashan, northern Tianshan Mountains, Northwest China. *Earth Science Frontiers*, 10(1): 63–69 (in Chinese with English abstract)
- White AJR, Chappell BW and Wyborn D. 1999. Application of the restite model to the Deddick granodiorite and its enclaves: A reinterpretation of the observations and data of Maas *et al.* (1997). *Journal of Petrology*, 40(3): 413–421
- Winter JD. 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. London: Prentice Hall, 1–407
- Wood DA, Joron JL and Treuil M. 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Science Letters*, 45(2): 326–336
- Xia LQ, Li XM, Xia ZC, Xu XY, Ma ZP and Wang LS. 2006. Carboniferous-Permian rift-related volcanism and mantle plume in the Tianshan, northwestern China. *Northwestern Geology*, 39(1): 1–49 (in Chinese with English abstract)
- Xia LQ, Xia ZC, Xu XY, Li XM and Ma ZP. 2008. Relative contributions of crust and mantle to the generation of the Tianshan Carboniferous rift-related basic lavas, northwestern China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 31(4–6): 357–378
- Xiao WJ, Zhang LC, Qin KZ, Sun S and Li JL. 2004. Paleozoic accretionary and collisional tectonics of the eastern Tianshan (China): Implications for the continental growth of central Asia. *American Journal of Science*, 304(4): 370–395
- Xiao XC, Tang YQ and Feng YM. 1992. *Tectonic Evolution of Northern Xinjiang and Its Adjacent Regions*. Beijing: Geological Press, 1–169 (in Chinese with English abstract)
- Xu XY, Xia LQ, Zhang GW, Li XM, Dong YP, Ma ZP and Wang LS. 2002. Mananjiao Formation of Lower Carboniferous and its role in tectonic evolution of Tianshan Mountains. *Xinjiang Geology*, 20(4): 338–341 (in Chinese with English abstract)
- Zhao M, Shu S, Zhu WB *et al.* 2002. Zircon U-Pb dating of the rocks from the Harlik metamorphic belt in eastern Xinjiang and its geological significance. *Acta Geologica Sinica*, 76(3): 379–383 (in Chinese with English abstract)
- Zhou JY. 1987. Evolution and mechanism of formation of the structural system in the Longmenshan area. *Regional Geology of China*, (4): 341–348 (in Chinese with English abstract)
- ### 附中文参考文献
- 曹福根, 涂其军, 张晓梅等. 2006. 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岩体锆石 SHRIMP U-Pb 测年的证据. *地质通报*, 25(8): 923–927
- 陈斌, 贺敬博, 陈长健, 木合塔尔·扎日. 2013. 东天山白石泉镁铁-超镁铁杂岩体的 Nd-Sr-Os 同位素成分及其对岩浆演化的意义. *岩石学报*, 29(1): 294–302
- 成守德, 祁世军, 陈川等. 2009. 巴尔喀什-准噶尔构造单元划分及特征. *新疆地质*, 27(增刊): 14–30
- 顾连兴, 胡受奚, 于春水, 李宏宇, 肖新建, 严正富. 2000. 东天山博格达造山带石炭纪火山岩及其形成地质环境. *岩石学报*, 16(3): 305–316
- 郭华春, 钟莉, 李丽群. 2006. 哈尔里克山口门子地区石英闪长岩锆石 SHRIMP U-Pb 测年及其地质意义. *地质通报*, 25(8): 928–931
- 韩宝福, 洪大卫. 1998. 新疆北部后碰撞幔源岩浆活动与陆壳纵向生长. *地质论评*, 44(4): 396–404
- 贺敬博, 陈斌. 2011. 西准噶尔克拉玛依岩体的成因: 年代学、岩石学和地球化学证据. *地学前缘*, 18(2): 191–211
- 李锦轶. 2004. 新疆东部新元古代晚期和古生代构造格局及其演变. *地质论评*, 50(3): 304–322
- 李文明, 任秉琛, 杨兴科等. 2002. 东天山中酸性侵入岩浆作用及其地球动力学意义. *西北地质*, 35(4): 41–64
- 李文渊, 牛耀龄, 张照伟, 张铭杰, 高永宝, 胡沛青, 张江伟, 谭文娟, 姜寒冰. 2012. 新疆北部晚古生代大规模岩浆成矿的地球动力学背景和战略找矿远景. *地学前缘*, 19(4): 41–50
- 楼法生, 唐春花. 1995. 新疆巴里坤红井子地区石炭纪火山岩及其大地构造环境分析. *新疆地质*, 13(1): 67–76
- 马瑞士, 王赐银, 叶尚夫. 1993. *东天山构造格架及地壳演化*. 南京: 南京大学出版社, 1–225
- 芮宗瑶, 王龙生, 王义天, 刘玉琳. 2002. 东天山土屋和延东斑岩铜矿床时代讨论. *矿床地质*, 21(1): 16–22
- 孙桂华, 李锦轶, 高立明等. 2005. 新疆东部哈尔里克山闪长岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其地质意义. *地质论评*, 51(4): 463–469
- 孙桂华. 2007. 新疆哈尔里克山古生代以来构造变形及构造演化. 博士学位论文. 北京: 中国地质科学, 1–226
- 孙桂华, 李锦轶, 朱志新, 李亚萍, 杨之清. 2007. 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. 中国地质, 34(5): 778-789
- 王赐银, 舒良树, 赵明等. 1996. 东天山北部哈尔里克晚古生代推覆构造与岩浆作用研究. 高校地质学报, 2(2): 198-206
- 王登红, 陈毓川, 徐志刚, 林文蔚. 2000. 新疆北部 Cu-Ni-(PGE)硫化物矿床成矿系列探讨. 矿床地质, 19(2): 147-155
- 王京彬, 徐新. 2006. 新疆北部后碰撞构造演化与成矿. 地质学报, 80(1): 23-31
- 王元龙, 成守德. 2001. 新疆地壳演化与成矿. 地质科学, 36(2): 129-143
- 王义天, 毛景文, 陈文, 杨福全, 杨建民. 2006. 新疆东天山康古尔塔格金矿带成矿作用的构造制约. 岩石学报, 22(1): 236-244
- 王宗秀, 李涛, 周高志, 卢苗安, 柳永清, 李寅. 2003. 博格达山晚石炭纪造山活动的变形地质记录. 地学前缘, 10(1): 63-69
- 夏林圻, 李向民, 夏祖春, 徐学义, 马中平, 王立社. 2006. 天山石炭-二叠纪大火成岩省裂谷火山作用与地幔柱. 西北地质, 39(1): 1-49
- 肖序常, 汤耀庆, 冯益民. 1992. 新疆北部及其邻区大地构造. 北京: 地质出版社, 1-169
- 徐学义, 夏林圻, 张国伟, 李向民, 董云鹏, 马中平, 王立社. 2002. 下石炭统马鞍桥组在天山构造演化中的地位. 新疆地质, 20(4): 338-341
- 赵明, 舒良树, 朱文斌等. 2002. 东疆哈尔里克变质带的 U-Pb 年龄及其地质意义. 地质学报, 76(3): 379-383
- 周济元. 1987. 论龙门山地区构造体系的演变及其形成机制. 中国区域地质, (4): 341-348