

· 非主题来稿 ·

北山造山带新元古代热事件及其构造意义:来自甘肃北山南带两期花岗质岩的地球化学和年代学证据

李沅柏¹, 李海泉^{2,3*}, 周文孝², 王波⁴, 常凤⁵, 李树才¹, 杨欣杰¹

LI Yuanbai¹, LI Haiquan^{2,3*}, ZHOU Wenxiao², WANG Bo⁴, CHANG Feng⁵, LI Shucan¹, YANG Xinjie¹

1. 中国地质调查局自然资源实物地质资料中心, 河北 廊坊 065201;

2. 中国地质大学(武汉)地质调查研究院, 湖北 武汉 430074;

3. 中国石油化工集团有限公司西北石油局勘探开发研究院, 新疆 乌鲁木齐 830011;

4. 湖北省地质局第七地质大队, 湖北 宜昌 443100;

5. 北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871

1. Cores and Samples Center of Natural Resources, China Geological Survey, Langfang 065201, Hebei, China;

2. Institute of Geological survey, China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China;

3. Research Institute of Petroleum Exploration & Development, Sinopec Northwest China Petroleum Bureau, Urumqi 830011, Xinjiang, China;

4. The Seventh Geological Brigade of Hubei Geological Bureau, Yichang 443100, Hubei, China;

5. School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China

摘要:北山造山带作为中亚造山带南缘一个重要的构造带,经历了长期、多阶段、多地体的增生-拼合过程。北山造山带内具有广泛的前寒武纪基底分布,且古生代地壳显著增生。因此,在前人工作的基础上,旨在进一步厘定北山造山带在新元古代这一重要历史时期的构造演化过程,研究北山造山带内前寒武纪基底的归属,探讨其在古亚洲洋演化乃至更大尺度构造演化中的地位。在甘肃北山南带铜矿道班—红沟山—大湾铁厂一带分别采集了似斑状黑云二长花岗岩和流纹岩,并对2套样品进行岩相学、地球化学和锆石 U-Pb 年代学研究。样品的主量元素均具有高硅、富碱、富钾、过铝质、低镁、低钙特征。稀土元素均表现出明显的轻、重稀土元素分异现象,以及负 Eu 异常的特征。微量元素均表现出 Nb、Ta 元素等高场强元素亏损, Sr、Ba 等大离子亲石元素富集的特征。岩石的 U-Pb 测年结果非常接近,似斑状黑云二长花岗岩的锆石年龄加权平均值为 892.3 ± 5.1 Ma,流纹岩的年龄加权平均值为 870.4 ± 4.5 Ma。所有证据表明,似斑状黑云二长花岗岩为 S 型花岗岩,形成于碰撞环境,且源岩(浆)来自于古老地壳沉积物质再循环;流纹岩则具有 A₂ 型花岗岩的特征,形成于后碰撞伸展环境,且源岩(浆)来自于深部地壳物质部分熔融。这2套岩石的形成表明,北山造山带在 890~870 Ma 经历了板块碰撞-后碰撞的构造转换过程。约 890 Ma 之前的板块碰撞代表了对罗迪尼亚(Rodinia)超大陆汇聚的响应,约 870 Ma 的伸展则代表了古亚洲洋在该区域内开始孕育,且这次伸展作用可能与罗迪尼亚超大陆裂解有关。

关键词:花岗岩;地球化学;U-Pb 年龄;北山造山带;古亚洲洋;罗迪尼亚超大陆

中图分类号:P534.3;P597 **文献标志码:**A **文章编号:**1671-2552(2021)07-1117-23

Li Y B, Li H Q, Zhou W X, Wang B, Chang F, Li S C, Yang X J. Neoproterozoic thermal events and tectonic implications in the Beishan orogenic belt: Geochemical and geochronological evidence from two sets of granitic rocks from southern Beishan orogenic belt, Gansu Province. *Geological Bulletin of China*, 2021, 40(7): 1117-1139

Abstract: As an important tectonic terrane in the southern margin of Central Asian Orogenic Belt (CAOB), the Beishan orogenic belt has undergone the accretion and stitching process of long-time and multi-stage, where Precambrian basements were universally

收稿日期:2020-11-29;修订日期:2021-05-13

资助项目:中国地质调查局项目《实物地质资料汇集与服务》(编号:DD20190411)、《天山-北山成矿带那拉提-营毛沱地区地质矿产调查(国土资源实物地质资料中心)》(编号:DD20160010)、国家自然科学基金项目《东昆仑诺木洪地区榴辉岩的发现及其对东昆仑北早古生代俯冲带演化过程的制约》(批准号:41703024)

作者简介:李沅柏(1987-),男,硕士,工程师,从事地质矿产调查与研究工作。E-mail:191503051@qq.com

* 通信作者:李海泉(1993-),男,在读博士生,从事前寒武纪地质学、地球化学研究工作。E-mail:lhq@cug.edu.cn

distributed and Paleozoic crust was remarkably accreted. Therefore, based on the previous works, it is necessary to reconstruct the tectonic evolution of this belt in Neoproterozoic, research the ascription of basements, and discuss its role in the evolution of Paleo-Asian Ocean and even larger-scaled tectonic evolution. Two set of samples were collected from porphyritic biotite monzogranite and rhyolite in Daoban copper-Honggoushan-Dawan iron mine in the southern Beishan belt, Gansu Province, which were used for the study of petrography, geochemistry and zircon U-Pb geochronology. The samples are characterized by high silicon, rich alkali and potassium, peraluminous, low magnesium and calcium. The rare earth elements (REE) are characterized by differentiation of light and heavy rare earth elements and the negative anomaly of Eu. Trace elements manifest depletion of high field strength elements (HFSE) such as Nb and Ta, and enrichment of large ion lithophile elements (LILE) such as Sr and Ba. U-Pb dating of porphyritic biotite monzogranite yields the weighted average age of 892.3 ± 5.1 Ma, and that of rhyolite yields 870.4 ± 4.5 Ma, which shows similar geochronology. Typically featuring S-type granite, the porphyritic biotite monzogranite was formed in collision environment, and its magmatic source was generated from recycling of ancient crustal sediments. Characterized by A_2 -type granite, the rhyolite was formed in post-collisional extensional environment, and its magma was originated from partial melting of deep crustal material. The formation of two types of intrusives indicates that Beishan orogenic belt experienced a tectonic transformation from collision to extension. The collision before 890 Ma indicates its response to Rodinia supercontinental converging. The extensional event at 870 Ma reflects the beginning of Paleo-Asian Ocean in Beishan orogenic belt, which may be related to the breakup of the Rodinia supercontinent.

Key words: granite; geochemistry; U-Pb age; Beishan orogenic belt; Paleo-Asian Ocean; Rodinia supercontinent

北山造山带位于中亚造山带中段南缘,是由多个微陆块经过多期拼合增生形成的复杂造山带^[1-4]。区域地壳结构有基底结晶岩系(新太古界)和褶皱岩系(中新元古界),盖层为古生界,上震旦统一二叠系基本连续出露。构造形态为一系列总体东西向、向北突出的弧形大断裂分割的断块,断块内褶皱强烈^[5]。随着研究的深入,关于北山造山带内各微陆块的性质和起源,特别是前寒武纪演化的讨论越来越多。

古亚洲洋是一个具有多个分支洋盆的古老大洋^[1,6-10],具有规模大、寿命长、演化复杂的特点,有学者认为古亚洲洋的形成演化史就是中国北方构造地质史的框架^[9],在古亚洲洋构造域形成了欧亚板块内最重要的中亚造山带^[1]。其中,新疆北部—甘肃—内蒙一带的研究最深入,这些研究多集中在天山—北山和东、西准噶尔,重点是讨论古亚洲洋(天山洋)的闭合问题^[2,11-14],但是关于古亚洲洋形成的探讨较少。有学者认为,古亚洲洋的形成与罗迪尼亚超大陆的裂解密切相关^[10,15],但是关于中国几个古老克拉通是否参与了这次全球性构造事件,仍存在较大争议^[16-20]。

近年来,以蛇绿混杂岩为代表对古洋壳演化、古缝合带进行恢复成为热门方向。但是蛇绿混杂岩往往经历了强烈的构造过程,很难保存下来。特别对一些古老的缝合带,建立完整蛇绿岩序列进行构造恢复的难度极大。所以其他原生岩浆活动对

恢复各板块的构造背景及构造过程至关重要,特别是花岗岩研究一直以来都是讨论构造演化的重要对象。花岗岩形成背景广泛,不同构造背景下形成的花岗岩具有明显的矿物、地化组合差异,对花岗岩的形成演化进行研究有利于认识大陆地壳形成、生长和再造过程^[21],为建立完整的构造演化过程提供证据。

北山造山带作为古亚洲洋构造域一个重要的构造活动带,其构造记录较完整,自中元古代以来有大量的岩浆活动。特别是新元古代的岩浆—构造记录,对认识古亚洲洋形成与罗迪尼亚超大陆事件具有重要的指示意义。因此,在野外工作和前人研究的基础上,笔者主要对甘肃北山南带新元古代花岗岩进行研究,旨在通过研究早期岩浆—构造活动,讨论北山造山带与古亚洲洋的关系,为探讨中国古板块对罗迪尼亚超大陆事件的响应提供参考。

1 区域地质背景

北山造山带处在甘肃—新疆—内蒙古交汇处,区域构造位于中亚造山带中段南缘,处在西伯利亚板块、塔里木板块、华北板块和哈萨克斯坦板块交汇地带,北部为西伯利亚克拉通南缘蒙古弧增生带,南部与敦煌地块相连,西与东天山造山带相邻,东被巴丹吉林沙漠覆盖,再往东延伸为阿拉善—兴蒙造山带^[22]。北山造山带以前寒武纪基底广泛分布和古生界地壳的显著增生为特征。受不同构造单

元叠加和改造的影响,形成了时空关系错综复杂的岩石、地层分布和构造叠加(图1)。

研究区地层属塔里木-南疆地层大区,中、南天山-北天山地层区,北部属中天山-马鬃山地层小区,南部属红柳园地层小区。区内地层总体展布方向为北西西向,与区域构造线方向一致。研究区发育太古宙—第四纪的多套地层,尤以元古宇、石炭系—二叠系、白垩系和第四系最发育,其中第四系出露面积最广。

研究区侵入岩较发育,时间上呈现出幕式旋回特征,从中元古代—晚古生代均有岩浆侵入,且岩浆侵入活动峰期与几次区域构造活动一致。侵入岩侵位时代主要有新元古代、奥陶纪、志留纪、泥盆纪和二叠纪,空间上主要分布于北部小黑包—东黑尖山和歪嘴山以北一带,南部铜矿道班—红沟山—双尖山一带以花岗岩类、闪长岩类为主,见基性、超基性岩脉(图2)。

研究区内火山岩分布较广泛,多呈夹层出露于地层中,主要包括中元古宙铅炉钩子群火山岩、新

元古宙青白口系野马街组火山岩、下古生界下石炭统红柳园组火山岩、下石炭统白山组火山岩、上石炭统—下二叠统干泉组火山岩、下二叠统双堡塘组火山岩。其中,新元古代火山岩为青白口系野马街组火山岩,分布于龙首山—黄毛土沟—大湾铁矿厂一带,呈火山岩夹层分布于青白口系野马街组中(图2)。岩性主要为喷溢相,包括流纹岩、英安岩、(气孔杏仁状)玄武岩,夹有少量安山岩;爆发相岩性主要为流纹质晶屑凝灰岩、流纹质(含角砾)晶屑熔结凝灰岩、英安质晶屑凝灰岩等火山碎屑岩。

研究区也多见一些低级变质岩,中高级变质岩分布较少,在研究区中部、北部呈不规则状分布。总体来说,变质地质体由老至新变质程度依次减弱。

2 岩石学与岩相学特征

2.1 似斑状黑云二长花岗岩

似斑状黑云二长花岗岩(TW8829)主要分布于铜矿道班以东一带,呈小岩株状产出,出露面积约10.3 km²。岩体与新元古代闪长岩侵入到上部围

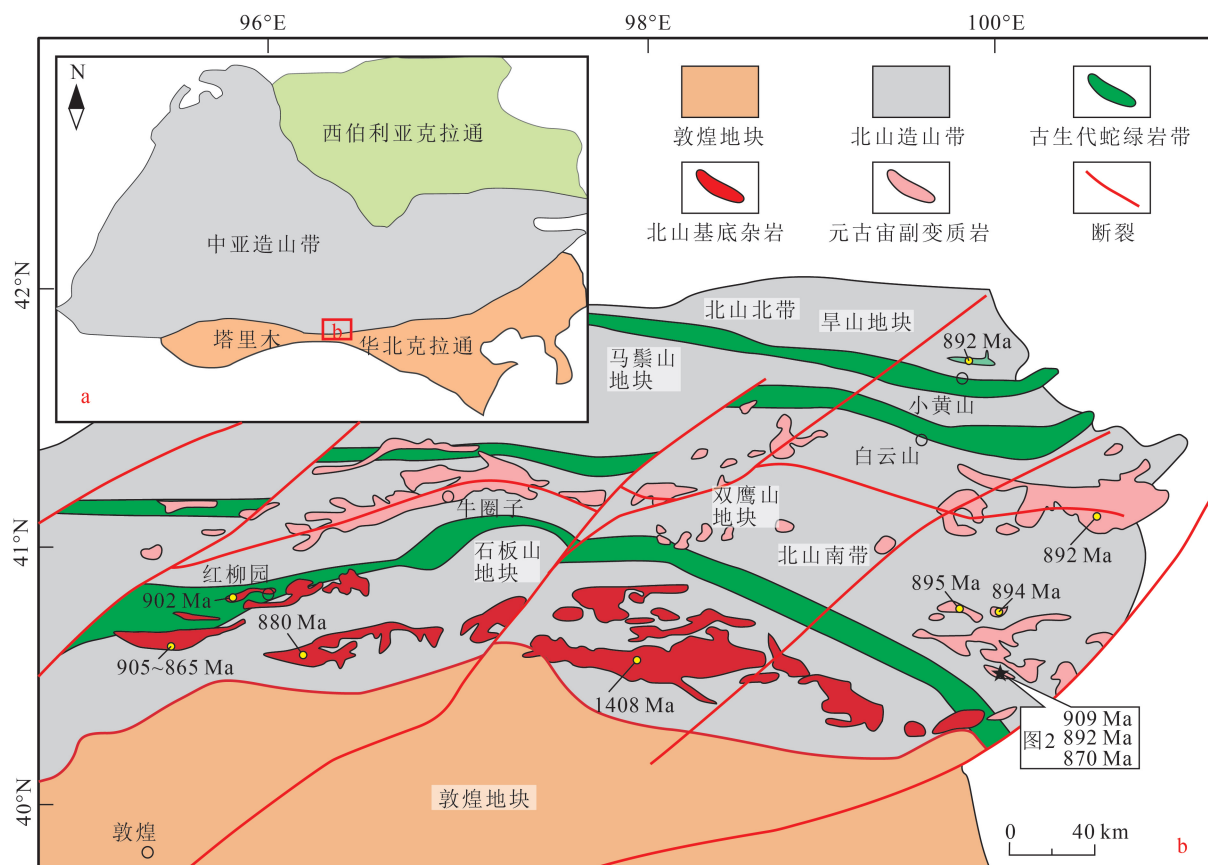


图1 中亚造山带构造位置(a)和北山造山带地质构造简图(b)(据参考文献[4])

Fig. 1 Tectonic setting of Central Asian Orogenic Belt(a) and geological map of Beishan orogenic belt(b)

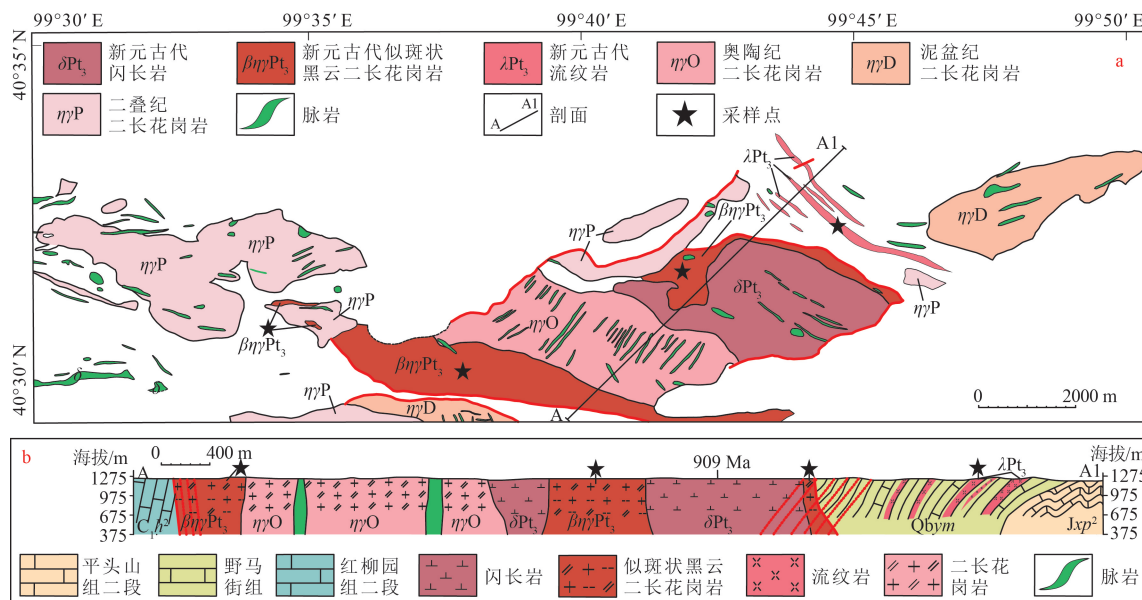


图2 北山造山带双尖山—黄毛土沟地区岩浆岩分布图和似斑状黑云二长花岗岩、流纹岩剖面图

Fig. 2 Geological map of magmatic rock in Shuangjianshan-Huangmaotugou area of Beishan orogenic belt, and profile of porphyritic biotite monzogranite and rhyolite

岩,组成新元古代闪长岩-花岗岩侵入岩组合。被奥陶纪二长花岗岩侵入,与野马街组、早石炭世红柳园组呈断层接触(图2)。

岩石遭受糜棱岩化及构造剪切作用,矿物弱定向排列,部分矿物斑晶破碎。风化面和新鲜面均呈灰黑色,似斑状结构,块状或弱片麻状构造。斑晶含量约25%,主要为20%的斜长石和5%的钾长石,长0.5~2 cm,多被压扁、拉长,部分为典型的眼球状。其中,钾长石为浅红色长板状,斜长石为灰白色他形板状。基质含量约75%,主要为石英、斜长石、钾长石、黑云母和少量细小暗色矿物,粒径多在1~3 mm之间。其中,石英约占30%,呈浅灰色,他形粒状,部分略呈流动,波状消光。斜长石约占15%,呈灰白色,他形板状,蚀变较强。钾长石约占15%,主要为微斜条纹长石和微斜长石,他形粒状,格状双晶不完全,条纹呈斑点状,斑晶包裹石英、黑云母、斜长石,并交代斜长石蠕虫结构,粒径1.5~3 mm。黑云母约占10%,呈灰黑色片状,弯曲,波状消光,多呈鳞片状集合体呈条带状充填矿物裂隙或围绕长石条带状,红褐色,粒径小于0.5 mm(图3),其他暗色矿物含量约4%。岩石的副矿物组合为锆石-磷灰石-磷钇矿-独居石-赤褐铁矿-石榴子石。

2.2 流纹岩

流纹岩(Pm206TW31)主要分布于龙首山—黄毛土沟—大湾铁厂一带,呈火山岩夹层分布于青白口系野马街组中,整体上呈近北西向、北西西向细长条带状展布,向两侧逐渐尖灭,出露宽度多为20~120 m,两侧断续延伸1~5 km不等(图2)。

岩石表面多呈灰黑色、灰白色,新鲜面多呈浅灰黑色、灰白色等。岩石后期叠加糜棱岩化及构造应力作用,矿物呈定向排列。具斑状结构,基质呈微嵌晶结构,流纹构造。斑晶含量约15%,斑晶多破碎,粒径0.3~3 mm,主要由石英和斜长石组成。其中石英含量约2%,熔蚀粒状,波状消光,裂纹发育。斜长石含量约8%,板状、半自形粒状,聚片双晶宽窄不一,为钠更长石,多长轴定向排列,普遍破碎数块,位移不大,沿其有雏晶黑云母、石英充填交代。钾长石含量约5%,为条纹长石,板状、碎屑状(碎斑),条纹为斑块状钠更长石,多少不一,少数破碎。基质含量约85%,主要为微晶质的钾长石、斜长石、石英和黑云母,晶粒小于0.1 mm。受热液流动影响,大多数基质矿物具有定向特征,新生浅褐色黑云母呈条带状稀疏分布(图4)。

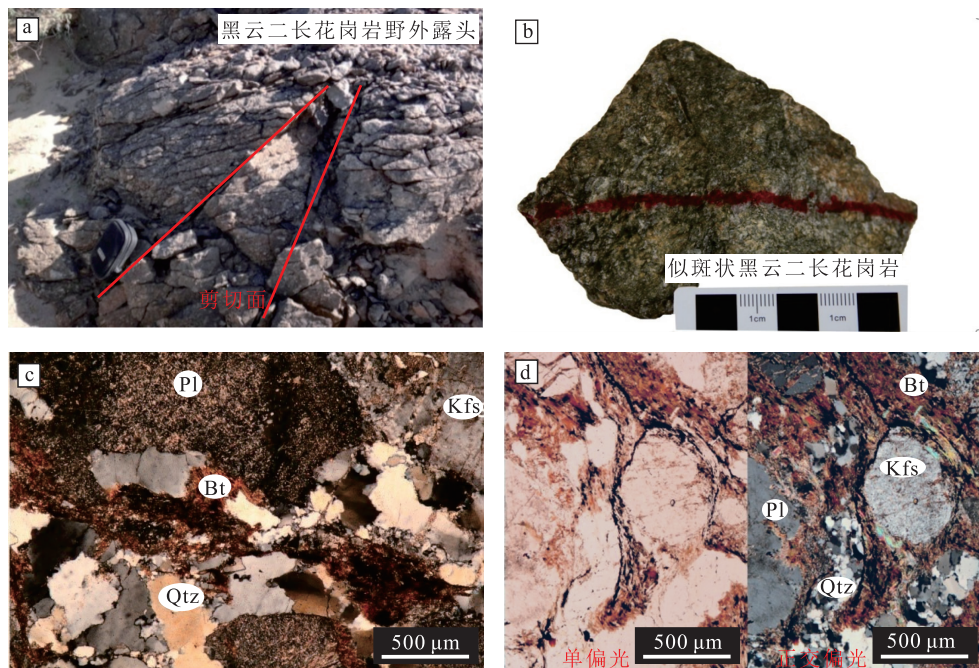


图 3 似斑状黑云二长花岗岩野外露头、手标本和镜下照片

Fig. 3 Field photos and micrographs of porphyritic biotite monzogranite

a—野外露头照片;b—手标本照片;c、d—镜下显微照片。Bt—黑云母;Kfs—钾长石;Pl—斜长石;Qtz—石英

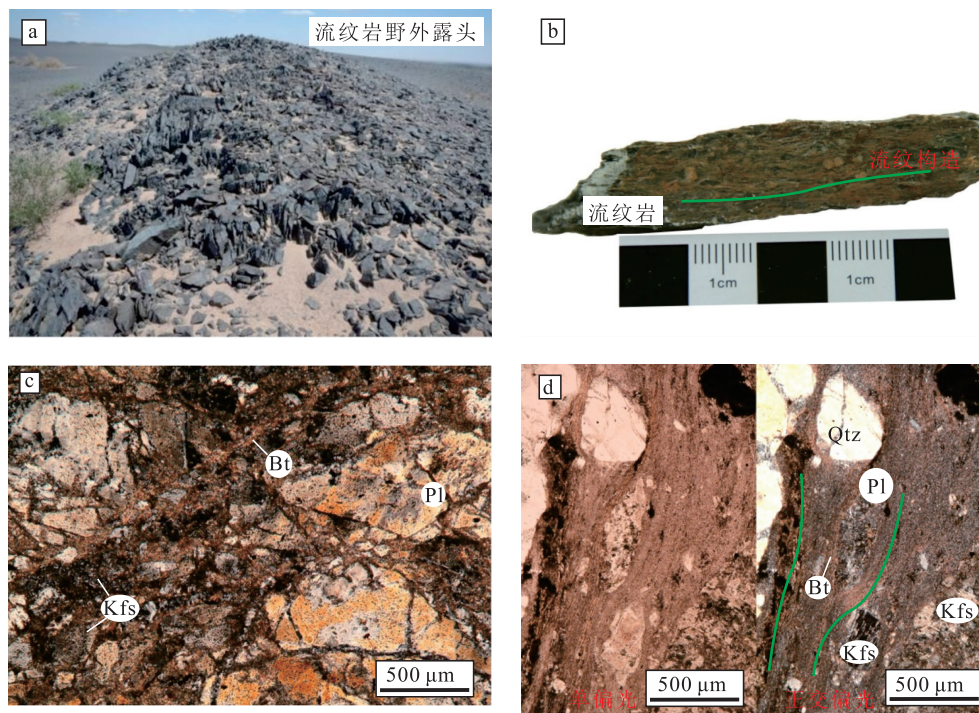


图 4 流纹岩野外露头、手标本和显微特征照片

Fig. 4 Fields photos and micrographs of rhyolite

a—野外露头照片;b—手标本照片;c、d—镜下显微照片。Bt—黑云母;Kfs—钾长石;Pl—斜长石;Qtz—石英

3 分析方法

3.1 岩相学分析

所有岩相学样品由李树才等完成制备,样品均经过严格筛选与处理。光学薄片及探针薄片制备在河北省区域地质矿产调查研究所实验室完成,薄片观测、矿物含量标定和显微照片均在中国地质大学(武汉)地质调查研究院实验室完成。

3.2 地球化学测试

测试所有样品在中国地质大学(武汉)地质调查研究院实验室进行初步处理,得到新鲜样品,在中国地质大学(武汉)生物地质与环境地质国家重点实验室碎至200目,实验过程杜绝人为污染造成的影响。在河北省区域地质矿产调查研究所实验室进行全岩主量、微量元素测试。

全岩主量元素含量利用日本理学 Primus II X射线荧光光谱仪(XRF)分析完成。用于XRF分析的样品处理流程如下:①将200目样品置于105℃烘箱中烘干12h;②称取1.0g烘干样品置于恒重陶瓷坩埚中,在1000℃马弗炉中灼烧2h,取出待冷却至室温再称量,计算烧失量;③分别称取6.0g助熔剂($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7:\text{LiBO}_2:\text{LiF}=9:2:1$)、0.6g样品、0.3g氧化剂(NH_4NO_3)置于铂金坩埚中,在1150℃熔样炉中熔融14min,取出坩埚转移到耐火砖上冷却,然后将玻璃片取出以备XRF测试。

全岩微量元素含量利用Agilent 7700e ICP-MS分析完成。用于ICP-MS分析的样品处理如下:①将200目样品置于105℃烘箱中烘干12h;②准确称取粉末样品50mg置于Teflon溶样弹中;③先后依次缓慢加入1mL高纯 HNO_3 和1mL高纯HF;④将Teflon溶样弹放入钢套,拧紧后置于190℃烘箱中加热24h以上;⑤待溶样弹冷却,开盖后置于140℃电热板上蒸干,然后加入1mL HNO_3 并再次蒸干;⑥加入1mL高纯 HNO_3 、1mL MQ水和1mL内标In(浓度为 1×10^{-6}),再次将Teflon溶样弹放入钢套,拧紧后置于190℃烘箱中加热12h以上;⑦将溶液转入聚乙烯塑料瓶中,并用2% HNO_3 稀释至100g以备ICP-MS测试。

相关地球化学参数计算、微量元素蛛网图、稀土元素分布图等图件使用Geokitfre软件完成。

3.3 U-Pb 年龄测试

锆石挑选在河北省区域地质矿产调查研究所

实验室完成。锆石制靶在武汉上谱分析科技有限责任公司实验室完成。所有锆石阴极发光图像分别在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室、武汉上谱分析科技有限责任公司实验室完成。实验仪器为高真空扫描电子显微镜(JSM-IT100),配备有GATAN MINICL系统。工作电场电压为10.0~13.0kV,钨灯丝电流为80~85 μA 。

锆石U-Pb年龄测试在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室完成,在实验员的帮助下,由李海泉等完成测试,详细的仪器参数和分析流程见Zong等^[23]。GeolasPro激光剥蚀系统由COMPexPro 102 ArF 193nm准分子激光器和MicroLas光学系统组成,ICP-MS型号为Agilent 7700e。激光剥蚀过程中采用氦气为载气、氩气为补偿气以调节灵敏度,二者在进入ICP之前通过一个T型接头混合,激光剥蚀系统配置有信号平滑装置。本次分析的激光束斑和频率分别为32 μm 和5Hz。U-Pb同位素定年和微量元素含量处理中采用锆石标准91500和玻璃标准物质NIST610作外标分别进行同位素和微量元素分馏校正。每个时间分辨分析数据包括20~30s空白信号和50s样品信号。对分析数据的离线处理采用ICPMSDataCal软件完成,部分锆石Pb异常样品用ComPbCorr318进行Pb校正。U-Pb谐和图绘制和年龄加权平均值计算用Isoplot软件完成。

4 测试结果

4.1 地球化学

4.1.1 似斑状黑云二长花岗岩

似斑状黑云二长花岗岩的地球化学组成见表1。 SiO_2 含量为68.32%~72.02%(平均值为70.49%), K_2O 含量为3.97%~5.23%(平均值为4.44%), $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ 含量为6.73%~7.72%(平均值为7.26%), $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 值为1.11~2.11(平均值为1.65), Al_2O_3 含量为13.79%~14.25%(平均值为14.02%),铝饱和指数(A/CNK)为1.11~1.29(平均值为1.17),CaO、 P_2O_5 和MnO含量较低。整体上具有高硅、高钾、富碱质和高铝特征,同时表现出低钠、钙、铁和镁特征(图5)。岩浆系列表现出钙碱性-碱性、高钾钙碱性-钾玄岩系列、过铝质和镁质特征(图6)。主量元素指示,似斑状黑云二长花岗岩

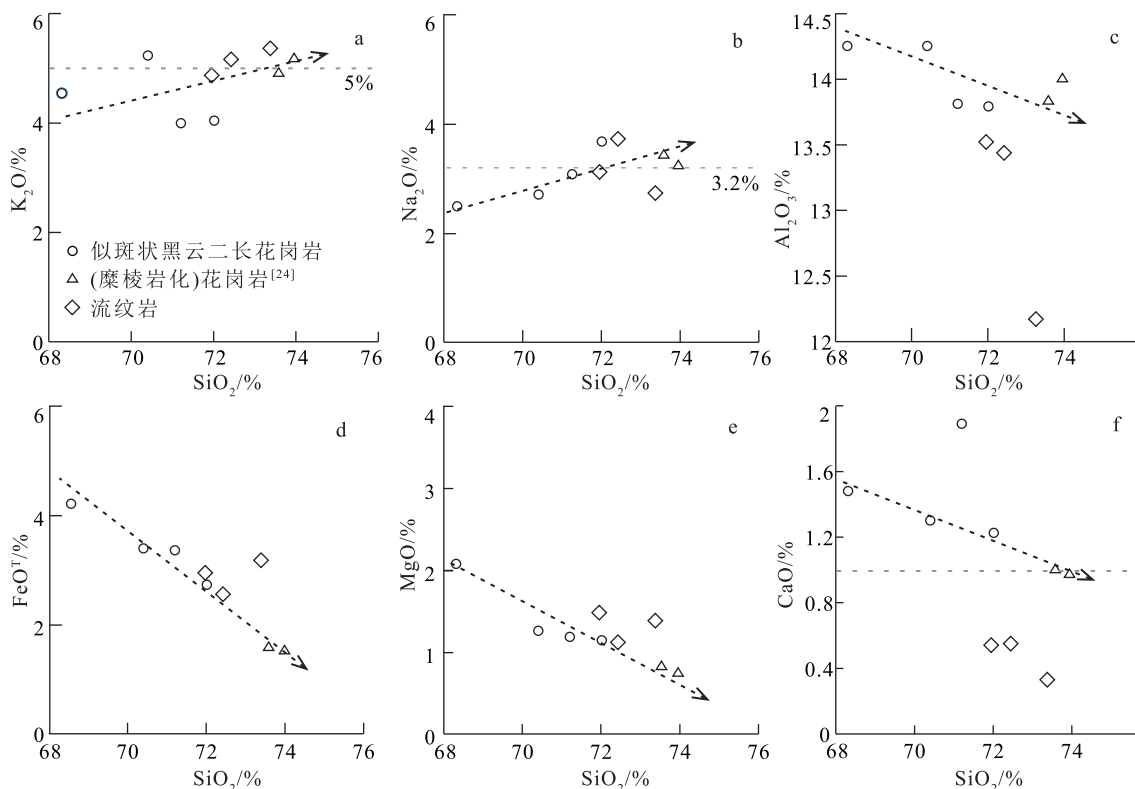


图 5 主量元素组成图解

Fig. 5 Diagrams of major element composition

a— SiO_2 — K_2O 图解; b— SiO_2 — Na_2O 图解; c— SiO_2 — Al_2O_3 图解; d— SiO_2 — TFeO 图解; e— SiO_2 — MgO 图解; f— SiO_2 — CaO 图解

为高钾钙碱性、过铝质 ($A/\text{CNK} > 1.1$) 系列岩石, 具有 S 型花岗岩的特征。与邻近的新元古代 (糜棱岩化) 花岗岩^[24] 在 Harker 图解上表现出一定的相关性 (图 5)。

似斑状黑云二长花岗岩稀土、微量元素含量较高。稀土元素球粒陨石标准化配分曲线表现出明显的“海鸥式”右倾特征, 以轻稀土元素倾斜程度大, 重稀土元素相对平缓, Eu 亏损为特征 (图 7-a)。稀土元素总量 (ΣREE) 为 $174.78 \times 10^{-6} \sim 362.78 \times 10^{-6}$, 平均值为 260.78×10^{-6} , 稀土元素含量较高; $\text{LREE}/\text{HREE} = 2.40 \sim 3.66$, 平均值为 3.10, $(\text{La}/\text{Yb})_N = 5.81 \sim 10.79$, 平均值为 7.74, 具有明显的稀土元素分异现象; $(\text{La}/\text{Sm})_N = 3.39 \sim 3.74$, 轻稀土元素为中等程度分异, $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 1.13 \sim 1.91$, 重稀土元素分布相对平缓; $\delta\text{Eu} = 0.30 \sim 0.48$, 平均值为 0.40。微量元素原始地幔标准化多元图解显示, 富集大离子亲石元素 Rb 和 Th, 而亏损高场强元素 Ta、Nb、Sr 和 Ba, 同时具有高 Rb/Sr (0.87~2.48)、低 Sr/Ba

(0.19~0.40) 的特点 (图 7-b)。

4.1.2 流纹岩

流纹岩的地球化学组成见表 1。 SiO_2 含量为 71.96%~73.38% (平均值为 72.59%), K_2O 含量为 4.87%~5.36% (平均值为 5.13%), $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 含量为 7.84%~8.88%, Al_2O_3 含量为 12.17%~13.52% (平均值为 13.05%), $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 值为 0.23~0.82, CaO、 P_2O_5 和 MnO 含量较低。具有高硅、高钾和富碱质特征 (图 5)。岩浆系列表现出钙碱性-碱性、钾玄岩系列、过铝质和镁质特征 (图 6)。与似斑状黑云二长花岗岩相比, 流纹岩具有明显的低 Al、Ca 含量, 主量元素指示流纹岩具有 A 型花岗岩的特征。

流纹岩同样具有较高的稀土、微量元素含量。稀土元素球粒陨石标准化配分曲线表现出明显的“海鸥式”右倾特征, 以轻稀土元素分异明显, 分配曲线倾斜, 重稀土元素相对平缓, 负 Eu 异常为特征 (图 7-a)。稀土元素总量为 $209.16 \times 10^{-6} \sim 233.81 \times 10^{-6}$, 平均值为 219.80×10^{-6} , 稀土元素含量较高;

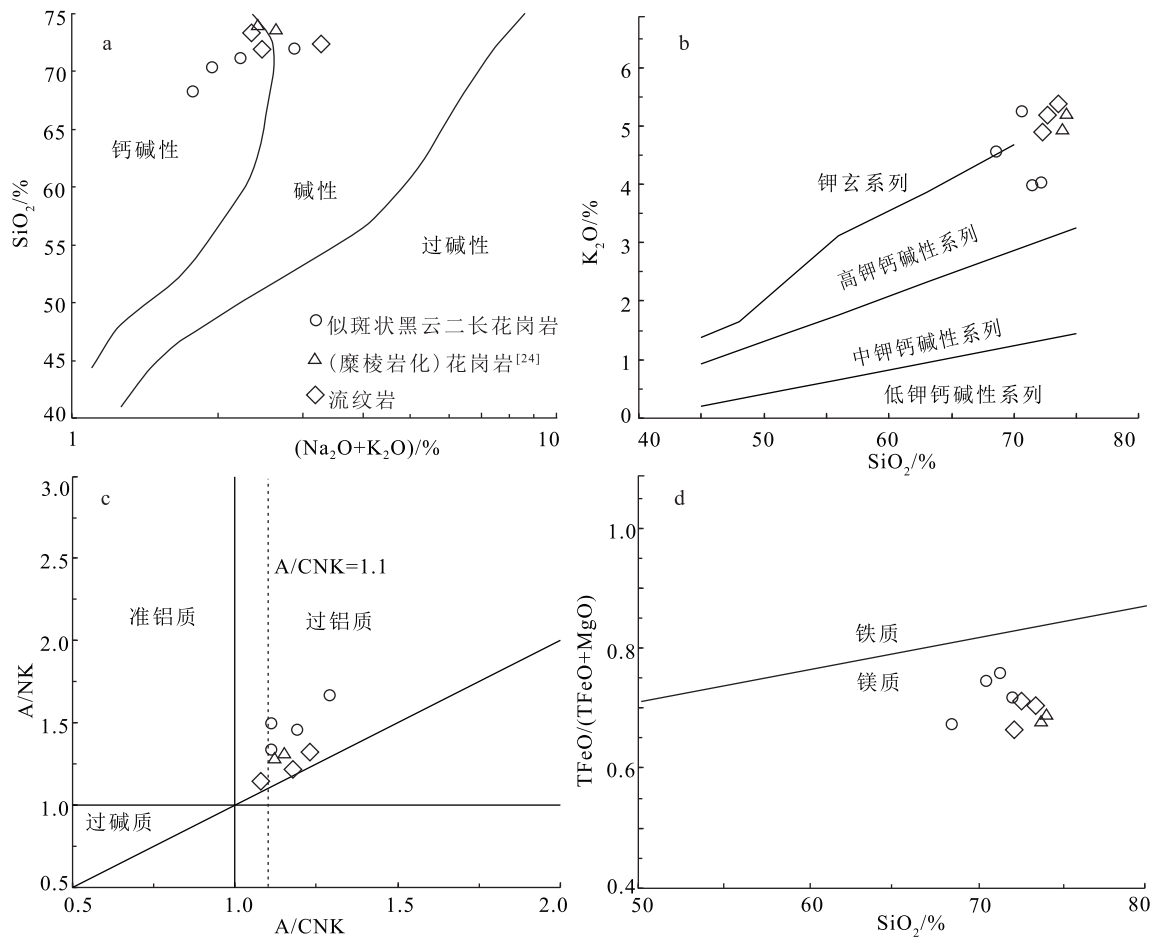


图6 岩浆系列组成图

Fig. 6 Diagrams of magmatic series

a— $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ 图解^[25]; b— $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ 图解^[26]; c— $\text{A/CNK} - \text{A/NK}$ 图解^[26]; d— $\text{SiO}_2 - \text{TFeO}/(\text{TFeO} + \text{MgO})$ 图解^[26]

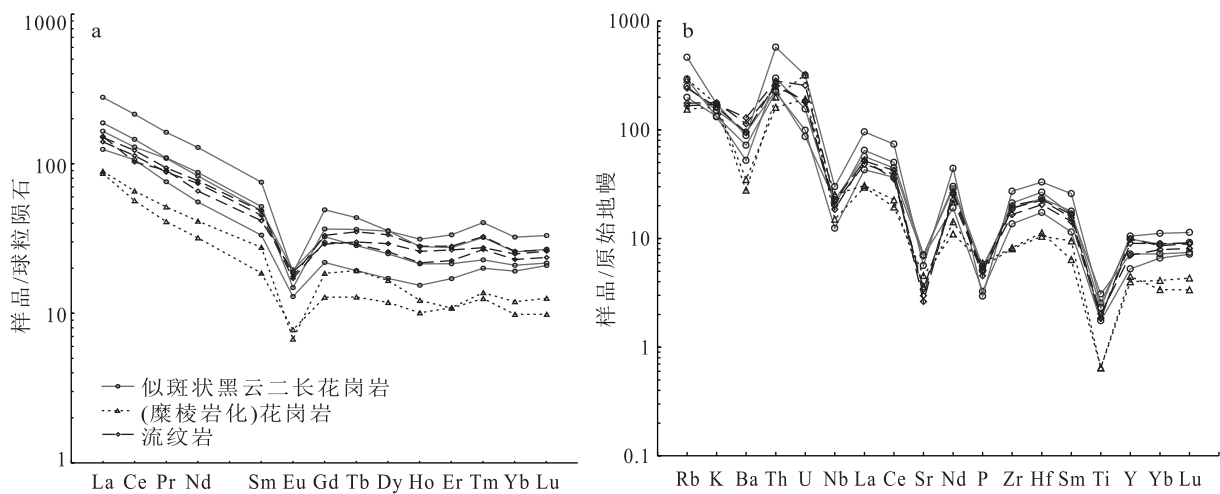


图7 稀土元素球粒陨石标准化分布图(a)和微量元素原始地幔标准化蛛网图(b)(球粒陨石及原始地幔标准化数据参考文献[27])

Fig. 7 Chondrite-normalized REE diagram(a) and primitive mantle normalized multi-element diagram(b)

表 1 全岩主量、微量和稀土元素组成

Table 1 The analytical results of major, trace and rare earth elements

元素	似斑状黑云二长花岗岩				流纹岩		
	YQ8829	YQ8830	YQ8837	YQ8840	PM306YQ2	PM206YQ31	YQ9905
SiO ₂	72.02	68.32	70.41	71.21	72.43	73.38	71.96
TiO ₂	0.38	0.67	0.55	0.5	0.4	0.4	0.44
Al ₂ O ₃	13.79	14.25	14.25	13.81	13.47	12.17	13.52
Fe ₂ O ₃	0.71	1.72	1.48	1.31	1.06	1.16	1.37
FeO	1.85	2.82	1.95	2.06	1.39	1.98	1.52
MnO	0.05	0.04	0.04	0.05	0.02	0.03	0.03
MgO	0.97	2.1	1.11	1.02	0.94	1.26	1.38
CaO	1.23	1.48	1.3	1.89	0.55	0.33	0.54
Na ₂ O	3.63	2.19	2.48	2.98	3.72	2.51	2.97
K ₂ O	4.02	4.54	5.23	3.97	5.16	5.36	4.87
P ₂ O ₅	0.07	0.11	0.06	0.12	0.11	0.11	0.1
H ₂ O ⁺	0.77	1.14	0.77	0.68	0.26	0.86	0.8
H ₂ O ⁻	0.32	0.26	0.08	0.09	0.13	0.24	0.07
烧失量	1.15	1.63	1.01	0.98	0.61	1.19	1.19
TFeO	2.49	4.36	3.28	3.24	2.34	3.02	2.75
TFeO/MgO	2.56	2.08	2.95	3.17	2.49	2.4	1.99
A/NK	1.34	1.67	1.46	1.5	1.15	1.23	1.33
A/CNK	1.11	1.29	1.19	1.11	1.08	1.18	1.23
K ₂ O/Na ₂ O	1.11	2.07	2.11	1.33	1.39	2.14	1.64
K ₂ O+Na ₂ O	7.65	6.73	7.71	6.95	8.88	7.87	7.84
(K ₂ O+Na ₂ O)/CaO	6.22	4.55	5.93	3.68	16.15	23.85	14.52
AR	2.87	1.77	1.94	2.22	3.26	2.34	2.46
σ43	2.01	1.77	2.16	1.7	2.67	2.03	2.11
R ₁	2570	2695	2561	2737	2274	2736	2587
R ₂	459	555	482	532	376	345	400
10000Ga/Al	2.36	2.78	3.42	2.84	2.55	1.87	2.6
Cs	4.66	6.15	9.96	6.64	1.51	4.77	3.16
Rb	126	159	295	186	106	112	154
Sr	146	149	119	148	62.8	72.2	55.5
Ba	504	664	619	366	903	794	663
Ga	16.3	19.8	24.4	19.6	17.2	11.4	17.6
Nb	8.86	16.2	21.4	14.5	16.1	13.2	14.8
Ta	0.97	1.23	2.35	1.3	1.37	1.17	1.26
Zr	153	238	305	211	225	186	214
Hf	5.37	8.24	10.2	7.24	7.06	6.33	6.95
Th	18.8	19.5	48.9	25.4	24	21.3	22.8
V	39	71.3	53.4	41	24.3	24.7	29.3
Cr	20	38.2	19.2	15.3	10.5	17.5	15.9

续表 1

元素	似斑状黑云二长花岗岩				流纹岩		
	YQ8829	YQ8830	YQ8837	YQ8840	PM306YQ2	PM206YQ31	YQ9905
Co	5.36	10.5	5.97	6.24	4.19	8.68	6.18
Ni	4.9	15.4	6.94	4.64	3.69	4.02	5.26
Li					17.3	16.7	17.2
Sc	6.78	8.86	8.83	9.76	5.54	5.97	7.43
U	2.08	1.82	6.67	3.27	5.4	3.86	3.78
La	29.5	39	65.8	44.4	35.5	36.1	33.2
Ce	65	79.1	131	88.9	75.1	62.8	69.3
Pr	7.19	10.3	15.4	10.4	8.9	8.58	8.33
Nd	25.9	38.6	59.9	40.8	35.9	30.6	34.5
Sm	5.09	7.43	11.5	7.91	7.37	6.36	6.91
Eu	0.75	1.13	1.08	0.86	1.02	1.1	0.99
Gd	4.49	6.67	10.1	7.51	6.82	5.96	6.15
Tb	0.72	1.06	1.63	1.36	1.31	1.12	1.08
Dy	4.34	6.34	9.04	9	8.51	7.41	6.55
Ho	0.87	1.21	1.58	1.77	1.59	1.47	1.23
Er	2.82	3.55	4.55	5.54	4.65	4.38	3.72
Tm	0.51	0.58	0.82	1.03	0.83	0.7	0.68
Yb	3.25	3.56	4.37	5.49	4.42	4.23	3.89
Lu	0.53	0.55	0.68	0.84	0.67	0.66	0.6
Y	23.9	32.7	45	47.9	41.1	45	32
ΣREE	174.78	231.82	362.78	273.74	233.81	216.43	209.16
LREE	133.39	175.64	284.99	193.34	163.89	145.51	153.28
HREE	41.39	56.18	77.79	80.4	69.92	70.92	55.87
LREE/HREE	3.22	3.13	3.66	2.4	2.34	2.05	2.74
δ Eu	0.47	0.48	0.3	0.34	5.77	6.13	6.12
(La/Yb) _N	6.5	7.86	10.79	5.81	3.11	3.66	3.1
(La/Sm) _N	3.74	3.39	3.69	3.63	1.28	1.17	1.31
(Gd/Yb) _N	1.14	1.55	1.91	1.13	1.28	1.17	1.31

注:主量元素含量单位为%,微量和稀土元素含量单位为 10^{-6} 。 $A/NK=(Al_2O_3/101.96)/((Na_2O/61.98)+(K_2O/94.20))$; $A/CNK=(Al_2O_3/101.96)/((CaO/56.08)+(Na_2O/61.98)+(K_2O/94.20))$; $AR=(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O)/(Al_2O_3+CaO-Na_2O-K_2O)$; $\sigma_{43}=(Na_2O+K_2O)^2/(SiO_2-43)$; $R_1=(4(SiO_2/60.08)-11((Na_2O/61.98)+(K_2O/94.20)))-2(Fe+Ti)\times 1000$; $R_2=(6(CaO/56.08)+2(MgO/40.31)+Al_2O_3/101.96)\times 1000$ 。所有化学成分单位为%

$LREE/HREE=2.05\sim 2.74$, 平均 2.37, $(La/Yb)_N=3.10\sim 3.66$, 平均值为 3.29, 具明显的稀土元素分异现象; $(La/Sm)_N=2.50\sim 3.66$, 轻稀土元素为中等程度分异; $(Gd/Yb)_N=1.28\sim 1.59$, 重稀土元素分异不明显; $\delta Eu=0.43\sim 0.76$ 。微量元素原始地幔标准化配分曲线显示, 具有一致的配分曲线, 大离子亲石元素 Rb、Th、U、K 明显富集, 高场强元素 Nb、Ta、Ti 相对亏损(图 7-b)。

4.2 锆石 U-Pb 年龄

4.2.1 似斑状黑云二长花岗岩

似斑状黑云二长花岗岩样品共选取了 20 个测试点进行锆石 U-Pb 同位素测试, 结果见表 2。锆石阴极发光图像特征见图 8-a。锆石多为长柱状自形晶, 呈现黄褐色, 粒径长多为 200~500 μm , 宽 80~150 μm , 具有明显的振荡环带, 个别锆石具有继承核结构, 其余锆石具有岩浆锆石的特征。通过对实

验数据进行分析,剔除 3、12、13 和 14 号点,这 4 个点的年龄测试结果分别为 1373 Ma、1041 Ma、1265 Ma、1205 Ma,且锆石颗粒具有明显核-边结构,其中,13 号测点锆石颗粒中的 2 个锆石核具有明显不同的环带结构(图 8-a),推测这 4 组测试结果为继承锆石(核)的结晶年龄。剩余 16 个测试点的 U 含量介于 $388 \times 10^{-6} \sim 1818 \times 10^{-6}$ 之间, Th 含量介于 $56 \times 10^{-6} \sim 599 \times 10^{-6}$ 之间, Th/U 值介于 0.0967~0.3523 之间,其中大多数测试点的 Th/U 值大于 0.15。通过普通铅校正,谐和年龄介于 793~906 Ma 之间,均落在谐和线上及其附近,线性相关良好, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄加权平均值为 892.3 ± 5.1 Ma(图 8-b),代表了该岩体的侵位年龄。

4.2.2 流纹岩

流纹岩样品共选取 20 个点进行锆石 U-Pb 同位素测试,结果见表 2。锆石多呈自形-半自形柱状,颜色多为黄褐色,晶体长多介于 $100 \sim 180 \mu\text{m}$ 之间,宽介于 $50 \sim 100 \mu\text{m}$ 之间,颗粒大小差异大,具有明显的振荡环带、条带状环带,个别锆石具有继承核结构(图 9-a),其余锆石均表现出岩浆成因的特征。编号 1、7、13 和 17 号点偏离谐和线较远,其中 7 和 13 号结果偏小可能是与铅丢失有关,1 和 17 号结果偏大,通过比对锆石结构,例如图 9-a 中 17 号锆石样品,标记区域具有明显不同的环带特征,推测测试结果为继承锆石(核)的结晶年龄。剩余的 16 个测试点的 U 含量为 $184 \times 10^{-6} \sim 564 \times 10^{-6}$, Th

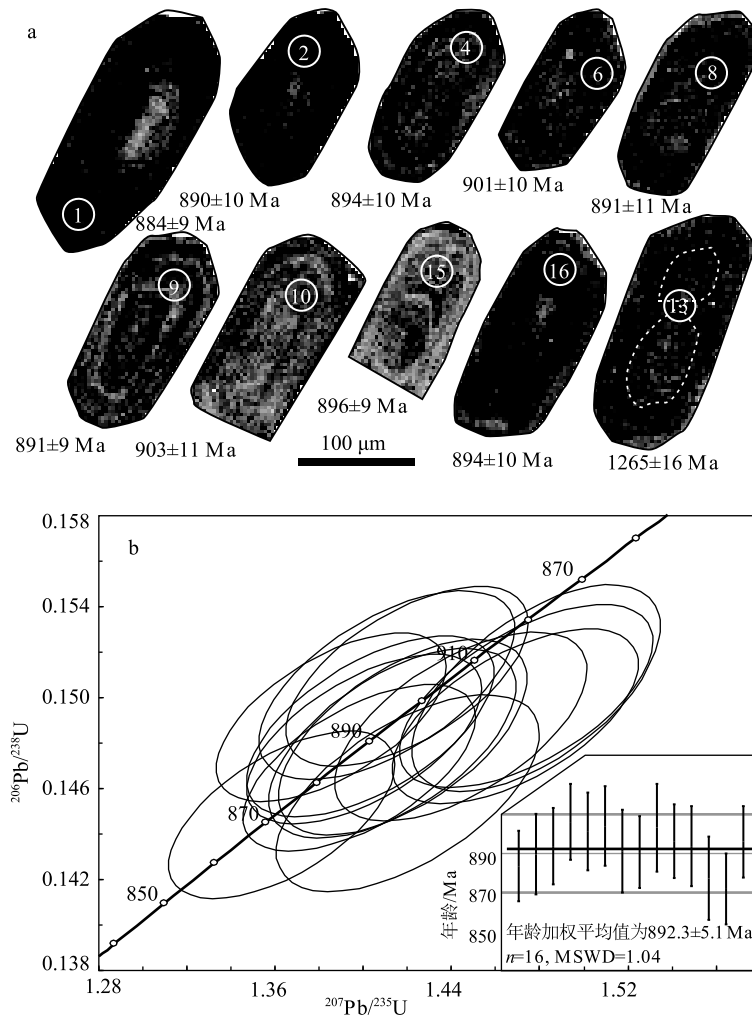


图 8 似斑状黑云二长花岗岩锆石阴极发光(CL)图像(a)和 U-Pb 谐和图(b)

Fig. 8 CL images (a) and U-Pb concordia age diagram (b) of zircons from porphyritic biotite monzogranite

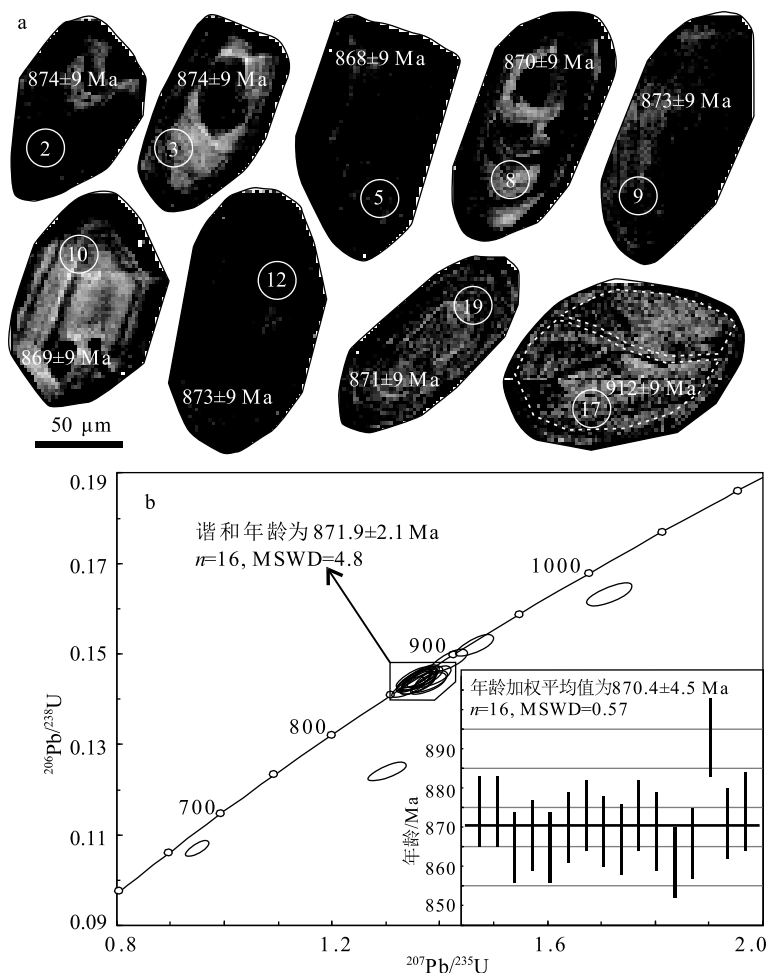


图9 流纹岩锆石阴极发光(CL)图像(a)和U-Pb 谐和图(b)

Fig. 9 CL images(a) and U-Pb concordia age diagram(b) of zircons from rhyolite

含量为 $48 \times 10^{-6} \sim 147 \times 10^{-6}$, Th/U 值介于 0.1233 ~ 0.6057 之间, 其中大多数测试点的 Th/U 值大于 0.15。16 粒锆石谐和年龄为 871.9 ± 2.9 Ma, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄加权平均值为 870.4 ± 4.5 Ma, 二者在误差范围内一致(图 9-b)。

5 讨论

5.1 成因及源岩

源岩和成因是研究花岗岩的重要内容, 花岗岩的多样性主要取决于源岩差异, 不同的源岩熔出不同的花岗岩^[28], 许多花岗岩地球化学性质和分类实际上反映的是花岗岩源岩问题^[29]。Barbarin^[30] 认为, 幔源、壳源和混合源均可以形成花岗岩, 指出过铝质花岗岩是壳源的, 钙碱性花岗岩是混合源的, 碱性和过碱性花岗岩是幔源的, 一些研究指出壳幔

相互作用是大多数花岗岩主要来源^[31-32]。有学者坚持花岗岩可以由地幔岩石直接部分熔融形成^[33-34], 但有学者认为花岗岩岩浆不可能直接来自地幔的部分熔融^[35], 地幔橄榄岩的部分熔融至多形成安山质岩浆^[36]; 张旗等^[29] 认为花岗岩都是壳源的, 根据 Sr-Nd 同位素特征, 将花岗岩的源区分为 3 类: 玄武岩源区、陆壳源区及玄武岩源区和陆壳源区之间的过渡源区。

Chappell^[37] 和 White^[38] 提出 I 型和 S 型花岗岩。Loiselle 等^[39] 定义 A 型花岗岩为碱性、贫水和非造山的花岗岩。Bonin^[40] 在此基础上认为, A 型花岗岩是铝质、模棱两可的。随着 I、S、M、A 型花岗岩分类的提出, 越来越多的研究将花岗岩源岩、成因和构造形成背景联系起来。一般而言, S 型花岗岩则由下地壳(变)沉积岩熔融形成(如壳源花岗岩), I 型

表 2 锆石 U-Th-Pb 年龄数据
Table 2 U-Th-Pb data of zircons

测点号	Th/ 10^{-6}	U/ 10^{-6}	Th/U	同位素比值				年龄/Ma							
				$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{236}\text{Pb}$	1 σ
似斑状黑云二长花岗岩 TW8829															
1	77	796	0.0967	0.1469	0.0015	1.398	0.022	0.0690	0.0009	884	9	888	14	900	26
2	377	1212	0.3111	0.1480	0.0017	1.413	0.023	0.0693	0.0009	890	10	894	14	907	26
3	380	682	0.5572	0.2373	0.0025	2.926	0.046	0.0894	0.0011	1373	15	1389	22	1414	24
4	244	753	0.3240	0.1487	0.0016	1.404	0.023	0.0685	0.0009	894	10	890	15	882	26
5	56	388	0.1443	0.1509	0.0016	1.420	0.022	0.0682	0.0009	906	10	897	14	876	26
6	222	1197	0.1855	0.1500	0.0016	1.474	0.023	0.0712	0.0009	901	10	920	15	964	26
7	201	1724	0.1166	0.1505	0.0017	1.411	0.024	0.0680	0.0009	904	10	893	15	867	26
8	245	1818	0.1348	0.1482	0.0018	1.418	0.023	0.0694	0.0009	891	11	897	15	910	26
9	203	635	0.3197	0.1481	0.0015	1.400	0.022	0.0686	0.0009	891	9	889	14	885	26
10	174	712	0.2444	0.1504	0.0019	1.478	0.023	0.0713	0.0009	903	11	921	14	966	27
11	108	558	0.1935	0.1374	0.0014	1.430	0.022	0.0755	0.0010	830	8	902	14	1082	27
12	234	759	0.3083	0.1753	0.0018	2.043	0.031	0.0845	0.0011	1041	11	1130	17	1305	25
13	235	1158	0.2029	0.2168	0.0027	2.573	0.044	0.0861	0.0011	1265	16	1293	22	1340	24
14	607	1748	0.3473	0.2056	0.0021	2.412	0.037	0.0851	0.0011	1205	12	1246	19	1317	24
15	69	520	0.1327	0.1492	0.0016	1.469	0.023	0.0714	0.0009	896	9	918	14	970	26
16	330	1543	0.2139	0.1487	0.0017	1.444	0.023	0.0704	0.0009	894	10	907	15	941	26
17	599	1700	0.3524	0.1309	0.0016	1.376	0.022	0.0763	0.0010	793	9	879	14	1102	26
18	249	889	0.2801	0.1458	0.0018	1.420	0.024	0.0707	0.0009	877	11	898	15	948	26
19	223	875	0.2549	0.1448	0.0015	1.363	0.021	0.0683	0.0008	872	9	873	13	877	26
20	70	498	0.1406	0.1491	0.0015	1.386	0.021	0.0674	0.0008	896	9	883	14	850	26

续表 2

测点号	Th/ 10^{-6}	U/ 10^{-6}	Th/U	同位素比值						年龄/Ma					
				$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ
流纹岩 Pm206TW31															
1	55	207	0.2657	0.1633	0.0017	1.716	0.028	0.0762	0.0010	975	10	1015	16	1101	26
2	141	389	0.3625	0.1451	0.0015	1.364	0.021	0.0681	0.0009	874	9	873	13	873	26
3	54	184	0.2935	0.1451	0.0015	1.373	0.022	0.0686	0.0009	874	9	878	14	888	28
4	89	275	0.3236	0.1436	0.0015	1.379	0.021	0.0697	0.0009	865	9	880	14	919	26
5	115	329	0.3495	0.1441	0.0015	1.351	0.021	0.0680	0.0009	868	9	868	13	868	26
6	81	483	0.1677	0.1436	0.0015	1.362	0.021	0.0688	0.0009	865	9	873	13	892	26
7	830	794	1.0453	0.1071	0.0011	0.948	0.015	0.0643	0.0008	656	7	677	10	750	27
8	147	286	0.5140	0.1445	0.0015	1.354	0.021	0.0680	0.0009	870	9	869	14	868	27
9	109	421	0.2589	0.1451	0.0015	1.389	0.022	0.0694	0.0009	873	9	884	14	912	26
10	126	208	0.6058	0.1444	0.0015	1.362	0.022	0.0684	0.0009	869	9	873	14	881	28
11	139	413	0.3366	0.1440	0.0015	1.382	0.021	0.0696	0.0009	867	9	881	14	916	26
12	128	392	0.3265	0.1449	0.0015	1.352	0.021	0.0677	0.0008	873	9	868	13	858	26
13	386	203	1.9015	0.1242	0.0013	1.303	0.023	0.0761	0.0011	754	8	847	15	1098	30
14	48	389	0.1234	0.1443	0.0016	1.354	0.022	0.0680	0.0009	869	10	869	14	870	26
15	104	378	0.2751	0.1428	0.0014	1.342	0.020	0.0682	0.0009	861	9	864	13	874	26
16	68	263	0.2586	0.1438	0.0016	1.360	0.022	0.0686	0.0009	866	9	872	14	886	27
17	98	204	0.4804	0.1520	0.0015	1.465	0.023	0.0699	0.0009	912	9	916	15	926	28
18	93	185	0.5027	0.1487	0.0016	1.417	0.024	0.0691	0.0009	893	10	896	15	902	28
19	83	398	0.2085	0.1446	0.0016	1.365	0.022	0.0684	0.0009	871	9	874	14	881	26
20	85	564	0.1507	0.1452	0.0016	1.367	0.022	0.0683	0.0009	874	10	875	14	876	26

花岗岩是由下地壳(变)岩浆岩受幔源岩浆上侵影响,经过部分熔融而形成(如混合型花岗岩),而A型花岗岩的成因则更复杂。两套岩石矿物和地球化学组成特征明显不同,表明它们的源岩存在差异。

5.1.1 似斑状黑云二长花岗岩

姜洪颖等^[41]在白墩子发现正片麻岩含有富铝矿物(石榴子石和白云母),表明其原岩为S型花岗岩。牛文超等^[42]在哈珠地区也识别出同时代S型成因的花岗片麻岩。约900 Ma的变质事件与地壳同步改造在北山地区也广泛发育^[24, 41, 43-46],表明北山造山带具备S型花岗岩形成的地质条件。

似斑状黑云二长花岗岩与石峡(糜棱岩化)花岗岩^[24]类似,也含有较高含量的富铝黑云母,部分锆石具有继承核(图8-a)。主量元素组成表现出高硅、富碱、富钾(接近5%)、低钠、低钙、高钾钠比(K_2O/Na_2O 值介于1.11~2.11之间)、过铝质(A/CNK 大于1.1)的钙碱性-碱性特征(图5、图6)。稀土元素配分图上为呈Eu亏损的燕式分布, δEu 值较低,微量元素组成表现出富大离子亲石元素Rb和高场强元素Th,而Nb、Sr、Ba亏损特征(图7),同时具有高Rb/Sr(0.87~2.48)、高Y/Yb(2.64~6.10)和低Sr/Ba(值0.19~0.40)特征,Sr含量远小于 300×10^{-6} ,Yb含量介于 $1 \times 10^{-6} \sim 7 \times 10^{-6}$ 之间。所有矿物及地球化学组成都表现出S型花岗岩特征(图10-a~f)。

一般认为,S型花岗岩多源于中下地壳(变)沉积岩部分熔融^[50]。研究表明, Al_2O_3/TiO_2 值小于100且 CaO/Na_2O 值大于0.3时,表明花岗岩源区为杂砂岩,并且形成的初始熔融温度较高。似斑状黑云二长花岗岩的 Al_2O_3/TiO_2 值介于21.26~36.28之间,远小于100, CaO/Na_2O 值介于0.33~0.67之间,大于0.3,表明其源于(变)杂砂岩的部分熔融,且熔融温度较高(图11)。根据张旗等^[48, 54-55]Sr-Yb花岗岩分类原则初步判断,其形成深度较浅,则较高的熔融温度可能来源于地壳加厚过程中岩浆上侵供热。富含大离子亲石元素Rb和Th,而亏损高场强元素Nb、Sr和Ba,可能与结晶分异作用有关。

5.1.2 流纹岩

流纹岩具有高硅、高钾、高铝和富碱质特征(图5)。岩浆系列表现出亚碱性、钾玄岩系列、过铝质和镁质特征(图6)。在稀土元素配分图上呈Eu亏

损的燕式分布, δEu 值较高,微量元素标准化图显示出Ba、Nb、Ta、Sr、P、Yb和Ti亏损特征(图7),同时具有低Y/Yb(1.50~1.73)和低Sr/Ba值(0.06~0.09)特征。 $Zr+Nb+Ce+Y$ 平均值为 460×10^{-6} ,10000 Ga/Al平均值为2.8,均高于Whalen等^[47]厘定的A型花岗岩的下限值(350×10^{-6} 和2.6),具有A型花岗岩的特征(图10-a,b)。较高的锆石饱和温度(平均为852℃)与A型花岗岩较高形成温度这一特征吻合^[56-57]。

A型花岗岩具有碱性、贫水及非造山的特点,但是岩石成因复杂,目前关于A型花岗岩的成因模式主要有:①由幔源碱性玄武质岩浆直接分异形成^[58-59];②由壳源和幔源岩浆混合形成^[60-61];③硅铝质中-上地壳直接部分熔融形成^[62];④幔源岩浆底侵引起大陆下地壳部分熔融形成^[47, 63]。

流纹岩具有明显高硅、高钾、富碱质,Eu、Sr、Nb负异常, $Y/Nb > 1.2$ ($(La/Yb)_N = 4.78 \sim 8.13$)的特征^[64],表明不可能为幔源型岩浆直接分异或壳幔混合作用成因,而是地壳部分熔融形成的。较高的锆石饱和温度表明不可能由浅层地壳直接部分熔融形成。综合上述流纹岩特征和A型花岗岩的特征,认为流纹岩为地壳深部物质在高温条件下部分熔融而成。根据张旗等^[48, 54-55]Sr-Yb花岗岩分类原则初步判断,其形成深度较浅,且略小于似斑状黑云二长花岗岩,则较高的熔融温度可能来源于地壳拆沉过程中岩浆上侵供热。Sr、Eu明显亏损,表明岩浆经历了一定程度的分离结晶作用。

5.2 形成背景

5.2.1 似斑状黑云二长花岗岩

以格林威尔(Grenville)造山事件为代表的新元古代造山活动在全球范围内广泛存在^[20, 65-69],在中国华南、华北和塔里木克拉通内均广泛分布该时期的岩浆岩^[70-72]。近年来,众多研究报道了北山造山带及周缘新元古代花岗岩(图2;表3),表明该地区在新元古代经历了广泛的构造-岩浆活动。自新元古代以来,北山造山带内存在大量的岛弧岩浆^[2, 83-84],以前的前寒武纪岩浆报道主要集中在西部古堡泉—红柳园一带,主要岩性为花岗岩、基性岩墙和变质岩^[44-45, 76, 85-88],侵入岩的侵位时代主要集中在970~865 Ma。梅华林等^[76]对柳园与榴辉岩共生的花岗质岩石进行了锆石U-Pb测年,得到上交点年龄为 880 ± 31 Ma,认为存在陆陆碰撞构造事

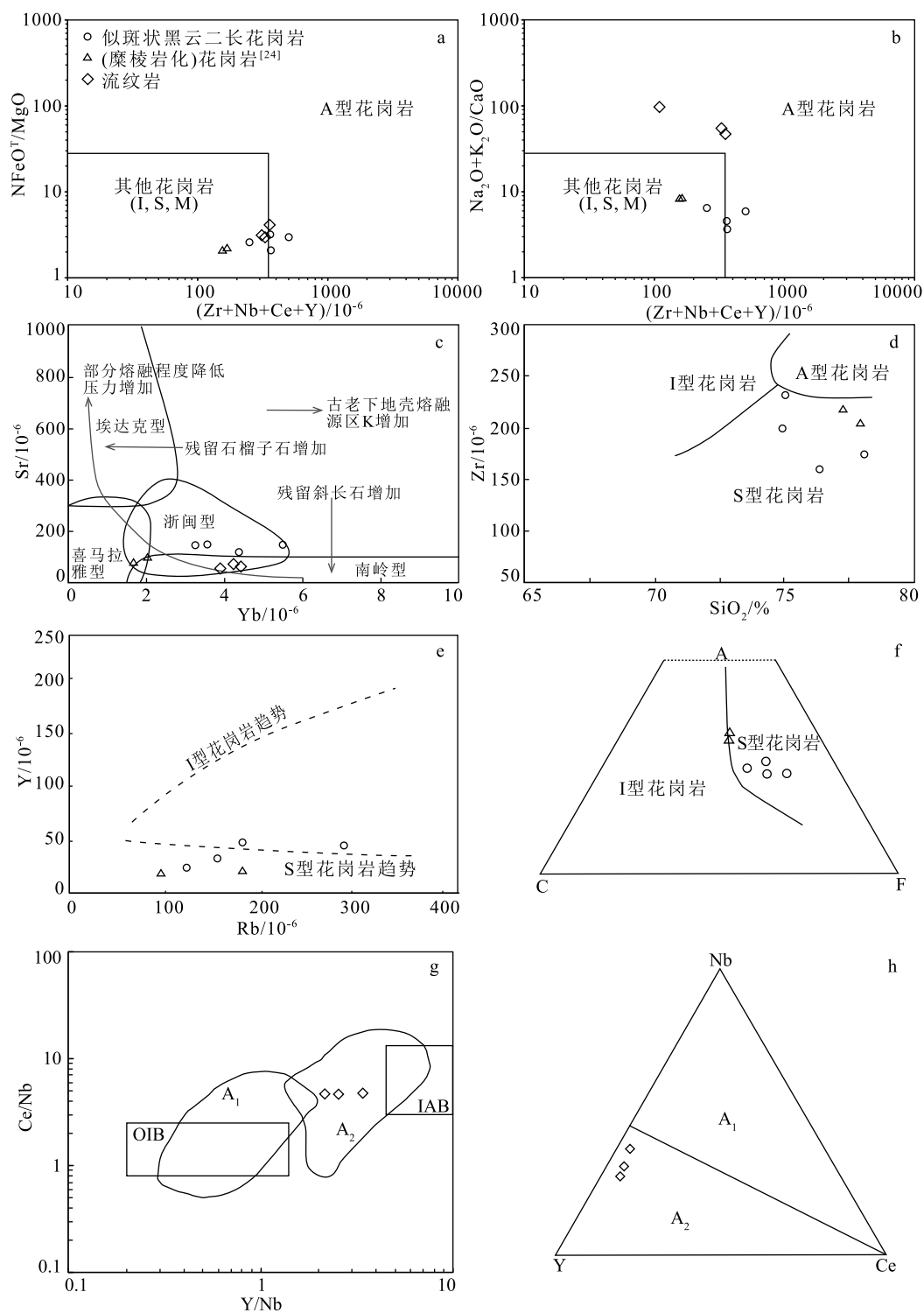


图 10 岩石系列判别图解

Fig. 10 Diagrams of rock series

a— $(Zr+Nb+Ce+Y)-TFeO/MgO$ 图解^[47]; b— $(Zr+Nb+Ce+Y)-(Na_2O+K_2O)/CaO$ 图解^[47]; c— $Yb-Sr$ 图解^[48]; d— SiO_2-Zr 图解^[49]; e— $Rb-Y$ 图解; f—花岗岩 ACF 图解^[37]; g— $Y/Nb-Ce/Nb$ 图解^[94]; h— $Nb-Y-Ce$ 图解^[94]。OIB—洋岛玄武岩; IAB—岛弧玄武岩

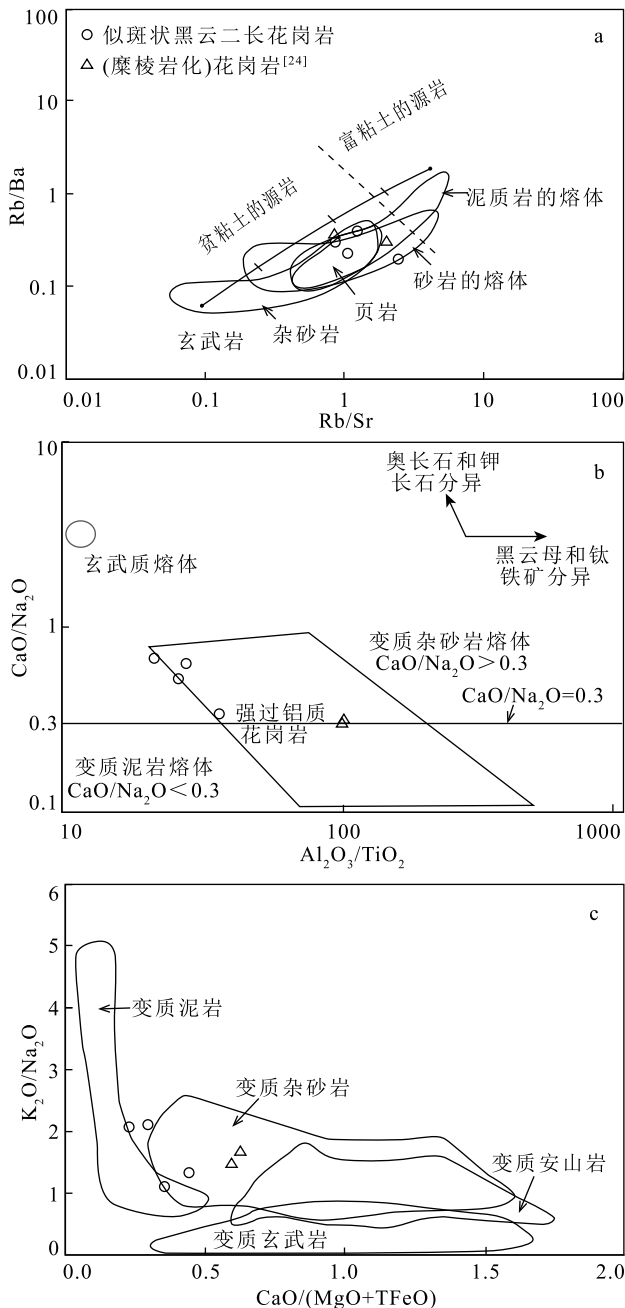


图 11 似斑状黑云二长花岗岩源岩判别图解

Fig. 11 Diagrams of magmatic source of porphyritic biotite monzogranite

a—Rb/Sr-Rb/Ba 图解^[51]; b— $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ - $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 图解^[52];
c— $\text{CaO}/(\text{TFE}+\text{MgO})$ - $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 图解^[53]

件。于海峰等^[85]在北山造山带和柴北缘均发现花岗质片麻岩中存在透镜体状榴辉岩-含柯石英榴辉岩,认为北山榴辉岩-花岗岩可能代表了塔里木地块与华北地块之间 880~860 Ma 的汇聚碰撞带。Wang 等^[89]在大湾城发现了约 900 Ma 的洋岛弧玄

武岩,认为存在俯冲-碰撞活动;在石峡一带识别出约 894 Ma 的糜棱岩化花岗岩^[24],认为存在地壳同步改造。大量的证据表明,似斑状黑云二长花岗岩为 S 型花岗岩(图 10),一般认为 S 型花岗岩代表了与碰撞相关的构造背景^[30,90]。这套岩石的地球化学组成指示形成环境为与碰撞相关的火山弧(图 12),结合区域上的岩浆、变质事件,笔者认为,北山南带存在约 890 Ma 的洋岛弧俯冲碰撞活动,似斑状黑云二长花岗岩则是俯冲碰撞引起的北山造山带深部沉积物质再循环的产物。

5.2.2 流纹岩

目前主要将 A 型花岗岩分为非构造型花岗岩(A_1)和后造山型花岗岩(A_2)^[58,60,92-94],流纹岩地球化学组合均表现出 A_2 型花岗岩的特征,Ce/Nb-Y/Nb 和 Nb-Y-Ce 图解中所有测点均落在 A_2 型花岗岩区域(图 10-g,h)。虽然有研究认为, A_2 型花岗岩可以形成于弧后伸展环境,但是大多数研究表明其形成于后造山阶段的局部拉张环境^[34,39-40,94-95]。早期研究认为,过铝质花岗岩是在同碰撞早期的地壳收缩与堆叠阶段形成的^[90]。但是,近年大量的研究显示,原先认为与同碰撞有关的过铝质花岗岩也可以出现在后碰撞的伸展和垮塌阶段,可以作为造山作用由汇聚向伸展过渡的标志,表明北山造山带内在 900~870 Ma 的短时间内存在过铝质的 S 型花岗岩和 A_2 型花岗岩是合理的,且这一系列花岗岩的记录代表了该时期的构造过程。

流纹岩的岩石兼有钙碱性特点(图 6),地球化学组合表现出明显的板内花岗岩特征,部分元素组合表现出火山弧花岗岩特点(图 12)。结合研究区酸性火山岩与同期的玄武岩构成一套双峰式火山岩组合^[96],认为这套岩石形成于后碰撞阶段的陆内拉张环境,表明北山南带至少在 870 Ma 之前已经进入后碰撞伸展阶段,这套流纹岩则是伸展作用引起深部物质再循环的产物。

5.3 构造意义

北山造山带内包含了多个古老的微陆块-岛弧系统,对于各微陆块的性质和起源,特别是前寒武纪的演化一直存在较大的争议。以往的研究表明,北山北带是由多条晚古生代岛弧组成的复杂的俯冲拼贴增生系统,而北山南带记录了多个古老微陆块的俯冲和碰撞过程^[1-2,4,97]。约 901 Ma 的 OIB 型玄武岩^[89]和 900~860 Ma 的基性岩墙^[44-45,88]表明,

表 3 北山造山带及周缘新元古代花岗岩年龄统计

Table 3 Dating statistics of Neoproterozoic granites in the Beishan orogenic belt and its periphery

位置	岩性	测试方法	年龄/Ma	参考文献
北山旧井	片麻状花岗岩	LA-ICP-MS	1450~1401	[73]
北山旧井	黑云斜长片麻岩和花岗闪长岩	LA-ICP-MS	1408±4	[74]
北山古堡泉	片麻状花岗岩	LA-ICP-MS	933±2	[44]
北山柳红柳园	花岗质片麻岩	LA-ICP-MS	902±5	[75]
北山黄牛山	糜棱岩化花岗岩, 花岗片麻岩	LA-ICP-MS	895、894、884	[24]
北山哈珠	片麻状花岗岩	LA-ICP-MS	885±4	[42]
北山柳红柳园-古堡泉	花岗片麻岩	单颗锆石 U-Pb	880±31	[76]
北山白墩子-石板墩	片麻状花岗岩	LA-ICP-MS	881~882	[41]
北山小黄山	片麻状花岗岩	LA-ICP-MS	713±6	[3]
东天山大白石头南	片麻状花岗岩	LA-ICP-MS	922.7±7.9	[77]
东天山星星峡	片麻状花岗岩	SHRIMP	942±7	[78]
塔里木盆地北缘	二云斜长片麻岩	LA-ICP-MS	822±7	[79]
阿尔金环形山	二长花岗片麻岩	LA-ICP-MS	928±9	[80]
中祁连山东段	花岗岩	单颗锆石 U-Pb	917±12	[81]
昆中断裂带两侧	花岗片麻岩	锆石 U-Pb	900	[82]

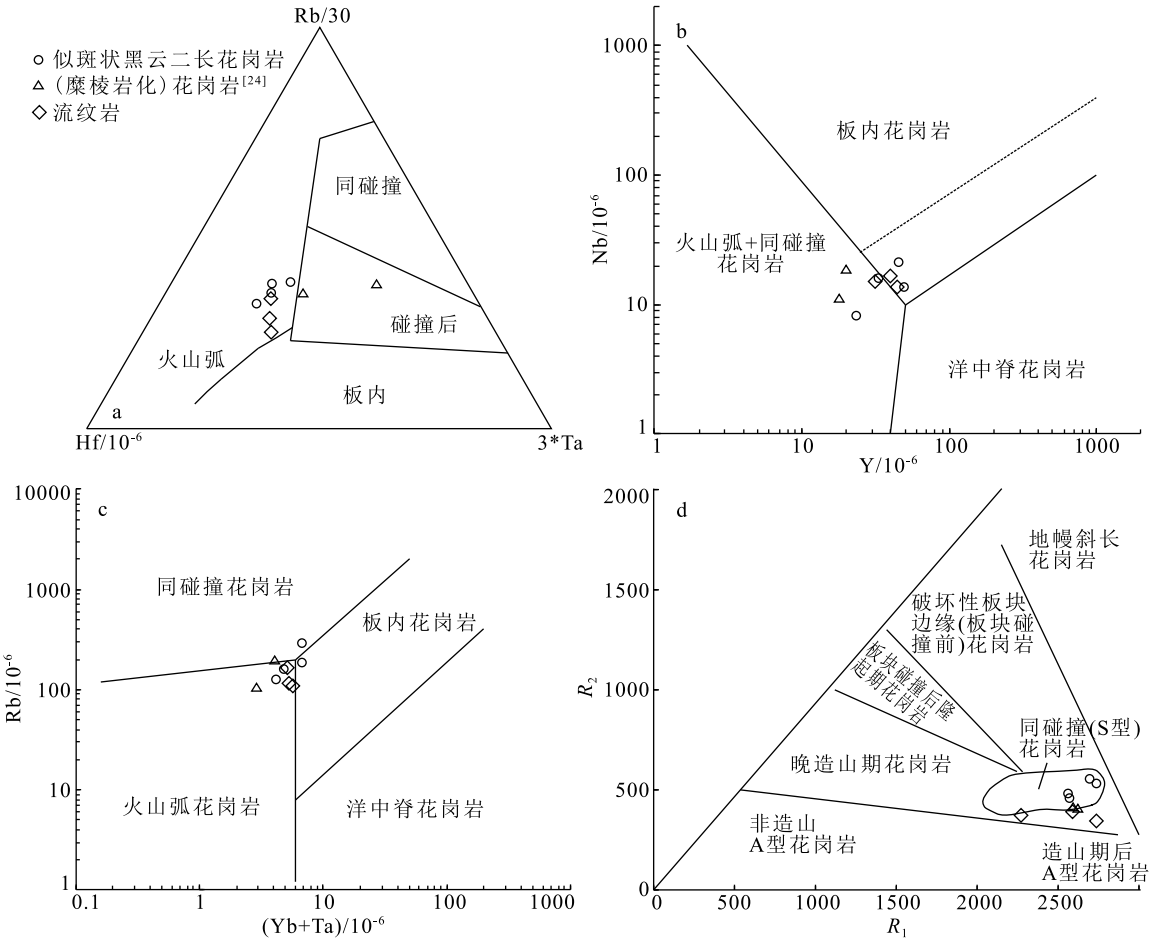


图 12 花岗岩构造环境判别图

Fig. 12 Tectonic discrimination diagrams of granites

a—Rb/30-Hf-3Ta 图解^[90] ; b—Y-Nb 图解^[90] ; c—(Yb+Ta)-Rb 图解^[90] ; d—R₁-R₂ 图解^[91]

北山南带也存在新元古代洋壳俯冲-碰撞过程, 为建立完整的构造旋回提供了证据。

北山造山带作为中亚造山带中段南缘一个重要的活动带, 其新元古代构造过程与古亚洲洋的形成具有重要联系。关于古生代洋壳的闭合已有较多研究^[83-84], 但是关于古亚洲洋形成的研究则较少。最新研究认为, 古亚洲洋的形成与罗迪尼亚超大陆的裂解有关, 早期拉伸时间可能更早^[1, 6-10]。所以, 北山造山带新元古代构造演化的厘定为研究古亚洲洋的形成与演化提供了有力证据。

罗迪尼亚超 Rodinia 大陆作为被广泛接受的古老陆块集合体, 对研究早期地球演化、探讨板块构造具有重要指示意义。但是关于中国几个古老克拉通是否参与了这次全球性构造事件, 仍存在较大争议。北山造山带作为西伯利亚板块、塔里木板块、华北板块和哈萨克斯坦板块交汇地带, 其地质记录具有更广泛的地质意义, 为讨论北山造山带及这些古老板块早期演化及在全球尺度中的构造地位提供了依据。

本次分别对一套 S 型花岗岩和一套 A₂ 型花岗

岩进行了岩石矿物、地球化学和同位素研究, 并与已有的研究进行对比。结果表明, 北山南带在新元古代存在构造转换, 这次构造转换与古亚洲洋的生长关系密切, 代表了对罗迪尼亚超大陆事件的响应。

5.3.1 北山造山带新元古代 (900~870 Ma) 构造重建

北山造山带的构造演化从古元古代一直持续到古生代晚期, 经历了多个构造循环, 最终与塔里木和华北克拉通拼合, 形成当今的构造格局^[2, 4, 44, 97-98]。前人对北山造山带内各陆块的变质基底所做的 Sm-Nd 等时线和单颗粒锆石上交点年龄集中在新元古代早期—新太古代^[41-42, 44-45, 73, 76, 87-89], 但由于测试方法的限制, 部分前寒武纪岩石又被后期新的年代学研究证实为形成于古生代, 并非老地壳^[4, 99]。

牛文超等^[42]通过对比北山北带、北山南带和东天山造山带前寒武纪年龄信息, 发现三者具有相似性, 推测三者可能据有一致的前寒武地壳演化历史。He 等^[46]通过对北山造山带内部石板山、双鹰山、马鬃山和旱山地块进行年代学、同位素对比, 认为它们均具有前寒武纪基底, 且共同构成统一的陆

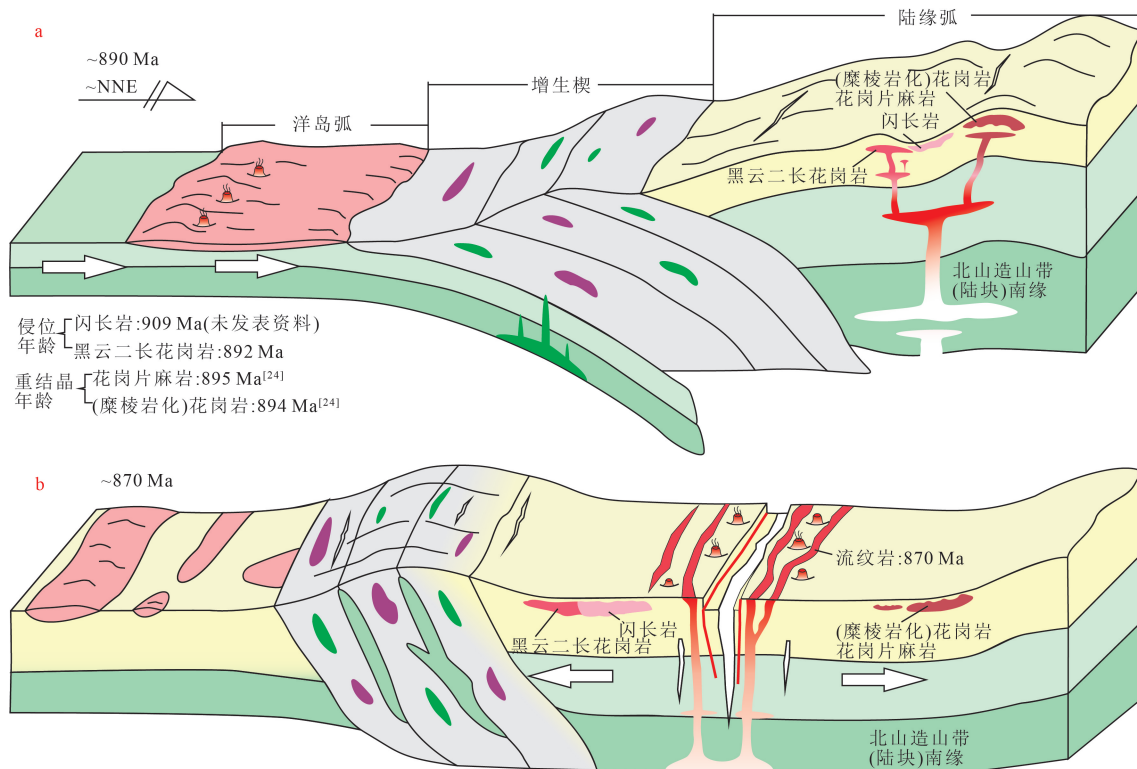


图 13 北山造山带(地块)新元古代构造演化模式图

Fig. 13 Neoproterozoic tectonic evolution of the Beishan orogenic belt

a—约 890 Ma 时为洋岛弧俯冲碰撞阶段; b—约 870 Ma 为后碰撞伸展阶段

块组合(图 1)。现有研究结果表明,在北山地区存在广泛的古老基底,且经历了新元古代增生-裂解过程。北山造山带新元古代岩浆-变质作用主要集中在 880 Ma 之前,表明在此之前正处于构造活跃期,其中广泛分布的 S 型花岗岩与一些热变质事件记录了北山陆块的增生过程。本次研究在北山南带新发现的约 870 Ma 的 A₂ 型花岗岩,表明北山造山带在 870 Ma 之前进入到后碰撞伸展阶段。结合区域内的地质记录(表 3),表明北山造山带在 880 Ma 之前经历岛弧俯冲碰撞(图 13-a),随后演化到后碰撞阶段(图 13-b),局部已经具有伸展特征。

5.3.2 古亚洲洋早期形成与罗迪尼亚超大陆裂解

众多研究表明,北山造山带内的古生代蛇绿杂岩与古亚洲洋的闭合有关^[83-84]。而古亚洲洋打开的时间往往被认为与罗迪尼亚超大陆裂解有关,其形成与西伯利亚、华北和塔里木克拉通密切相关^[1, 6, 100]。本次研究发现的元古代 A₂ 型花岗岩表明,北山造山带在 870 Ma 之前已经进入到后碰撞伸展阶段,即代表了北山南带开始转变为拉伸环境,陆内裂谷即将(或开始)发育。这次伸展事件代表了古亚洲洋开始孕育,此后便进入到古亚洲洋演化阶段。

北山造山带零星分布太古宇—古元古界北山岩群,整体呈东西—北东东向分布,被新元古代岩浆侵入,沉积建造—岩浆活动体系表明,新元古代在北山造山带存在多个微陆块组成的古老地块。Wang 等^[24]通过对比伊犁、中天山、阿拉善北部和北塔里木地壳演化趋势,认为北山造山带前寒武纪基底与伊犁、中天山和阿拉善北部具有构造亲缘关系。相似的岩浆岩年龄表明,中亚造山带南部分布广泛的新元古代早期岩浆组合(图 1-b),具有一套较大规模的 E—W 走向岩浆活动带。综合该地区所有的新元古代研究结果,表明北山造山带南缘在 880 Ma 之前接受其他岛弧碰撞造山,随后进入后碰撞伸展阶段(图 13)。北山造山带新元古代碰撞造山活动与格林威尔造山活动的时限基本一致,表明北山地块可能参与了超大陆汇聚—裂解过程,即指示北山地块可能为罗迪尼亚超大陆的组成部分。

6 结 论

(1) 研究结果表明,似斑状黑云二长花岗岩为 S 型花岗岩,为地壳中—深部的(变)杂砂岩再循环

的产物;流纹岩则具有 A₂ 型花岗岩特征,由深部地壳物质在高温条件下部分熔融而成,两者相对深度差异与碰撞造山—后碰撞引起的地壳增厚—减薄有关。

(2) 年代学结果表明,似斑状黑云二长花岗岩的侵位年龄为 892.3 Ma,流纹岩的形成年龄为 870.4 Ma。2 期热事件代表北山造山带在新元古代存在构造转换,结合已有研究结果,表明北山造山带在 880 Ma 之前为碰撞造山阶段,至少在 870 Ma 之前进入到后碰撞伸展阶段。

(3) 约 870 Ma 的后碰撞伸展代表了古亚洲洋的孕育,此后便进入到古亚洲洋演化阶段。同时,这次碰撞造山—后碰撞伸展过程与罗迪尼亚超大陆活动相关,即指示北山地块可能为罗迪尼亚超大陆的组成部分。

致谢:感谢审稿专家提出宝贵的修改意见,使文章专业性得到质的提升;在研究过程中,地质调查项目组成员给予了大力支持,各实验室老师给予了帮助与指导,在此一并表示感谢。

参考文献

- [1] Windley B F, Alexeiev D, Xiao W J, et al. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt [J]. *Journal of the Geological Society*, 2007, 164: 31–47.
- [2] Xiao W J, Mao Q G, Windley B F, et al. Paleozoic multiple accretionary and collisional processes of the Beishan orogenic collage [J]. *American Journal of Science*, 2011, 310(10): 1553–1594.
- [3] Ao S J, Xiao W J, Windley B F, et al. Paleozoic accretionary orogenesis in the eastern Beishan orogen: Constraints from zircon U–Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology [J]. *Gondwana Research*, 2016, 30: 224–235.
- [4] Song D F, Xiao W J, Windley B F, et al. A Paleozoic Japan-type subduction-accretion system in the Beishan orogenic collage, southern Central Asian Orogenic Belt [J]. *Lithos*, 2015, 224: 195–213.
- [5] 杨合群,李英,杨建国,等.北山造山带的基本成矿特征[J]. *西北地质*, 2006, 2: 78–95.
- [6] Sengör A M C, Natalin B A, Burtman V S. Evolution of the Altaid Tectonic Collage and Paleozoic Crustal Growth in Eurasia [J]. *Nature*, 1993, 364(6435): 299–307.
- [7] Jahn B M, Windley B, Natalin B, et al. Phanerozoic continental growth in central Asia—Preface [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2004, 23 (5): 599–603.
- [8] 许志琴,李思田,张建新,等.塔里木地块与古亚洲/特提斯构造体系的对接[J]. *岩石学报*, 2011, 27(1): 1–22.
- [9] 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.
- [10] Wan B, Li S H, Xiao W J, et al. Where and when did the Paleo-Asian

- ocean form? [J]. *Precambrian Research*, 2018, 317: 241–252.
- [11] 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.
- [12] Xia L Q. The geochemical criteria to distinguish continental basalts from arc related ones [J]. *Earth-Science Reviews*, 2014, 139: 195–212.
- [13] Liu Q, Zhao G C, Han Y G, et al. Timing of the final closure of the Paleo-Asian Ocean in the Alxa Terrane: Constraints from geochronology and geochemistry of Late Carboniferous to Permian gabbros and diorites [J]. *Lithos*, 2017, 274: 19–30.
- [14] 陈方宇, 王波, 李海泉, 等. 内蒙古锡林浩特博仁敖包-巴彦门德过铝质岩的锆石 U-Pb 年代学、地球化学及其构造意义 [J]. *矿产勘查*, 2019, 10(4): 768–780.
- [15] Dobretsov N L, Buslov M M, Vernikovsky V A. Neoproterozoic to Early Ordovician evolution of the Paleo-Asian Ocean: Implications to the break-up of Rodinia [J]. *Gondwana Research*, 2003, 6(2): 143–159.
- [16] 陆松年, 李怀坤, 陈志宏, 等. 新元古时期中国古大陆与罗迪尼亚超大陆的关系 [J]. *地质前缘*, 2004, 11(2): 515–523.
- [17] 李献华, 李武显, 何斌. 华南陆块的形成与 Rodinia 超大陆聚合-裂解——观察、解释与检验 [J]. *矿物岩石地球化学通报*, 2012, 31(6): 543–559.
- [18] Zhao G C, Cawood P A. Precambrian geology of China [J]. *Precambrian Research*, 2012, 222: 13–54.
- [19] 张克信, 徐亚东, 何卫红, 等. 中国新元古代青白口纪早期 (1000~820Ma) 洋陆分布 [J]. *地球科学*, 2018, 43(11): 3837–3852.
- [20] Liu H C, Zi J W, Cawood P A, et al. Reconstructing South China in the Mesoproterozoic and its role in the Nuna and Rodinia supercontinents [J]. *Precambrian Research*, 2020, 337: 105558. Doi: 10.1016/j.precamres.2019.105558.
- [21] 徐夕生, 王孝磊, 赵凯, 等. 新时期花岗岩研究的进展和趋势 [J]. *矿物岩石地球化学通报*, 2020, 39(5): 899–911.
- [22] 左国朝, 张淑玲, 何国琦, 等. 北山地区早古生代板块构造特征 [J]. *地质科学*, 1990, 10(4): 305–314.
- [23] Zong K Q, Chen J Y, Hu Z C, et al. In-situ U-Pb dating of uraninite by fs-LA-ICP-MS [J]. *Science China-Earth Sciences*, 2015, 58(10): 1731–1740.
- [24] Wang B R, Yang X S, Li S C, et al. Geochronology, geochemistry, and tectonic implications of early Neoproterozoic granitic rocks from the eastern Beishan Orogenic Belt, southern Central Asian Orogenic Belt [J]. *Precambrian Research*, 2021, 352(1): 106016. Doi: 10.1016/j.precamres.2020.106016.
- [25] Wright J B. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis [J]. *Geological Magazine*, 1969, 106(4): 370–384.
- [26] Frost B R, Barnes C G, Collins W J, et al. A geochemical classification for granitic rocks [J]. *Journal of Petrology*, 2001, 42(11): 2033–2048.
- [27] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes [J]. *Geological Society London Special Publications*, 1989, 42: 313–345.
- [28] Gerdes A, Worner G, Henk A. Post-collisional granite generation and HAT Lp metamorphism by radiogenic heating: the example from the Variscan South Bohemian Batholith [J]. *Journal of the Geological Society London*, 2000, 157: 577–587.
- [29] 张旗, 王焰, 潘国强, 等. 花岗岩源岩问题——关于花岗岩研究的思考之四 [J]. *岩石学报*, 2008, 24(6): 51–62.
- [30] Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments [J]. *Lithos*, 1999, 46(3): 605–626.
- [31] Huppert H E, Sparks R S J. The Generation of Granitic Magmas by Intrusion of Basalt into Continental Crust [J]. *Journal of Petrology*, 1988, 29(3): 599–624.
- [32] Bergantz G W. Underplating and Partial Melting: Implications for Melt Generation and Extraction [J]. *Science*, 1989, 245(4922): 1093–1095.
- [33] Takagi T, Orihashi Y, Naito K, et al. Petrology of a mantle-derived rhyolite, Hokkaido, Japan [J]. *Chemical Geology*, 1999, 160(4): 425–445.
- [34] 韩宝福. 后碰撞花岗岩类的多样性及其构造环境判别的复杂性 [J]. *地质前缘*, 2007, 14(3): 64–72.
- [35] Taylor S R, McLennan S M. The geochemical evolution of the continental crust [J]. *Reviews of Geophysics*, 1995, 33(2): 241–265.
- [36] Hofmann A W. Chemical Differentiation of the Earth – the Relationship Between Mantle, Continental Crust, and Ocean Crust [J]. *Earth And Planetary Science Letters*, 1988, 90(3): 297–314.
- [37] Chappell B W, White A J R. I-Type and S-Type Granites in the Lachlan Fold Belt [J]. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh – Earth Sciences*, 1992, 83: 1–26.
- [38] Chappell B W, White A J R. Two Contrasting Granite Types [J]. *Pacific Geology*, 1974, 8: 173–174.
- [39] Loiselle M C, Wones D R. Characteristics of Anorogenic Granites. *Geological Society of America [J]. Abstracts with Programs*, 1979, 11: 468.
- [40] Bonin B. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects [J]. *Lithos*, 2007, 97(1/2): 1–29.
- [41] 姜洪颖, 贺振宇, 宗克清, 等. 北山造山带南缘北山杂岩的锆石 U-Pb 定年和 Hf 同位素研究 [J]. *岩石学报*, 2013, 29(11): 3949–3967.
- [42] 牛文超, 任邦方, 任云伟, 等. 北山北带新元古代岩浆记录: 来自内蒙古哈珠地区片麻状花岗岩的证据 [J]. *地球科学*, 2019, 44(1): 284–297.
- [43] Zong K, Klemd R, Yuan Y, et al. The assembly of Rodinia: The correlation of early Neoproterozoic (ca. 900Ma) high-grade metamorphism and continental arc formation in the southern Beishan Orogen, southern Central Asian Orogenic Belt (CAOB) [J]. *Precambrian Research*, 2017, 290: 32–48.
- [44] Yuan Y, Zong K Q, He Z Y, et al. Geochemical and geochronological evidence for a former early Neoproterozoic microcontinent in the South Beishan Orogenic Belt, southernmost Central Asian Orogenic Belt [J]. *Precambrian Research*, 2015, 266: 409–424.
- [45] Liu Q, Zhao G C, Sun M, et al. Ages and tectonic implications of Neoproterozoic ortho- and paragneisses in the Beishan Orogenic Belt, China [J]. *Precambrian Research*, 2015, 266: 551–578.

- [46] He Z Y, Klemd R, Yan L L, et al. The origin and crustal evolution of microcontinents in the Beishan orogen of the southern Central Asian Orogenic Belt[J]. *Earth-Science Reviews*, 2018, 185: 1–14.
- [47] Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1987, 95(4): 407–419.
- [48] 张旗, 金惟俊, 李承东, 等. 再论花岗岩按照 Sr–Yb 的分类: 标志[J]. *岩石学报*, 2010, 26(4): 985–1015.
- [49] Rollinson H R. Using geochemical data, evaluation, presentation, interpretation[M]. Longman Scientific and Technical, England, 1993.
- [50] Chappell B W. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites[J]. *Lithos*, 1999, 46(3): 535–551.
- [51] Altherr R, Siebel W. I-type plutonism in a continental back-arc setting: Miocene granitoids and monzonites from the central Aegean Sea, Greece[J]. *Contributions To Mineralogy And Petrology*, 2002, 143(4): 397–415.
- [52] Sylvester P J. Post-collisional strongly peraluminous granites[J]. *Lithos*, 1998, 45(1/4): 29–44.
- [53] Douce A E P. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? [J]. *Geology Society*, 1999, 168(1): 55–77.
- [54] 张旗, 金惟俊, 李承东, 等. 三论花岗岩按照 Sr–Yb 的分类: 应用[J]. *岩石学报*, 2010, 26(12): 3431–3455.
- [55] 张旗, 王焰, 李承东, 等. 花岗岩的 Sr–Yb 分类及其地质意义[J]. *岩石学报*, 2006, 22(9): 2249–2269.
- [56] King E M, Valley J W, Davis D W, et al. Oxygen isotope ratios of Archean plutonic zircons from granite–greenstone belts of the Superior Province: indicator of magmatic source [J]. *Precambrian Research*, 1998, 92(4): 365–387.
- [57] Watson E B, Harrison T M. Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth[J]. *Science*, 2005, 308(5723): 841–844.
- [58] Eby G N. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis [J]. *Lithos*, 1990, 26(1/2): 115–134.
- [59] Turner S P, Foden J D, Morrison R S. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: An example from the Padthaway Ridge, South Australia[J]. *Lithos*, 1992, 28(2): 151–179.
- [60] Kerr A, Fryer B J. Nd isotope evidence for crust mantle interaction in the generation of A-type granitoid suites in Labrador, Canada [J]. *Chemical Geology*, 1993, 104(1/4): 39–60.
- [61] Yang J H, Wu F Y, Chung S L, et al. A hybrid origin for the Qianshan A-type granite, northeast China: Geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic evidence[J]. *Lithos*, 2006, 89(1/2): 89–106.
- [62] Douce A E P. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids[J]. *Geology*, 1997, 25(8): 743–746.
- [63] Collins W J, Beams S D, White A J R, et al. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1982, 80(2): 189–200.
- [64] 贾小辉, 王强, 唐功建. A 型花岗岩的研究进展及意义[J]. *大地构造与成矿学*, 2009, 33(3): 465–480.
- [65] Rivers T. Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications[J]. *Precambrian Research*, 1997, 86(3/4): 117–154.
- [66] 陆松年. 新元古时期 Rodinia 超大陆研究进展述评[J]. *地质论评*, 1998, (5): 489–495.
- [67] 郑永飞. 新元古代岩浆活动与全球变化[J]. *科学通报*, 2003, 48(16): 1705–1720.
- [68] Cawood P A. Metamorphic rocks and plate tectonics [J]. *Science Bulletin*, 2020, 65(12): 968–969.
- [69] Indares A. Deciphering the metamorphic architecture and magmatic patterns of large hot orogens: Insights from the central Grenville Province[J]. *Gondwana Research*, 2020, 80: 385–409.
- [70] 彭松柏, 付建明, 刘云华. 大容山–十万大山花岗岩带中 A 型紫苏花岗岩、麻粒岩包体的发现及意义[J]. *科学技术与工程*, 2004, 4(10): 832–834.
- [71] 杨经绥, 史仁灯, 吴才来, 等. 柴达木盆地北缘新元古代蛇绿岩的厘定——罗迪尼亚大陆裂解的证据? [J]. *地质通报*, 2004, 23(2/3): 892–898.
- [72] 徐佳丽, 周文孝, 赵晓成, 等. 东昆仑诺木洪地区新元古代眼球状花岗岩片麻岩锆石 U–Pb 年龄及 Hf 同位素特征[J]. *矿产勘查*, 2020, 11(1): 1–9.
- [73] Yuan Y, Zong K Q, Cawood P A, et al. Implication of Mesoproterozoic (similar to 1.4 Ga) magmatism within microcontinents along the southern Central Asian Orogenic Belt [J]. *Precambrian Research*, 2019, 327: 314–326.
- [74] 贺振宇, 孙立新, 毛玲娟, 等. 北山造山带南部片麻岩和花岗闪长岩的锆石 U–Pb 定年和 Hf 同位素: 中元古代的岩浆作用与地壳生长[J]. *科学通报*, 2015, 60(4): 389–399.
- [75] 叶晓峰, 宗克清, 张泽明, 等. 北山造山带南缘柳园地区新元古代花岗岩的地球化学特征及其地质意义[J]. *地质通报*, 2013, 32(2): 307–317.
- [76] 梅华林, 李惠民, 陆松年, 等. 甘肃柳园地区花岗质岩石时代及成因[J]. *岩石矿物学杂志*, 1999, (1): 3–5.
- [77] 孟勇, 唐淑兰, 王凯, 等. 东天山大白石头南新元古代片麻状花岗岩锆石 U–Pb 年代学、岩石地球化学及地质意义[J]. *地球科学*, 2018, 43(12): 4427–4442.
- [78] 胡霭琴, 韦刚健, 张积斌, 等. 西天山温泉地区早古生代斜长角闪岩的锆石 SHRIMP U–Pb 年龄及其地质意义[J]. *岩石学报*, 2008, 24(12): 2731–2740.
- [79] 杨鑫, 徐旭辉, 李慧莉, 等. 塔里木北缘新元古代早期构造演化的锆石 U–Pb 年代学和地球化学约束[J]. *大地构造与成矿学*, 2017, 41(2): 381–395.
- [80] 王立社, 张巍, 段星星, 等. 阿尔金环形山花岗片麻岩同位素年龄及成因研究[J]. *岩石学报*, 2015, 31(1): 119–132.
- [81] 郭进京, 赵凤清, 李怀坤. 中祁连山东段晋宁期碰撞型花岗岩及其地质意义[J]. *地球学报*, 1999, 20(1): 3–5.
- [82] Chen Y B, Hu A Q, Zhang G X, et al. Zircon U–Pb age of granitic gneiss on Duku highway in western Tianshan of China and its

- geological implications[J]. Chinese Science Bulletin, 2000, 45(7): 649–653.
- [83] Wang J X, Zhang K X, Jin J S, et al. Early Paleozoic Ocean Plate Stratigraphy of the Beishan Orogenic Zone, NW China: Implications for Regional Tectonic Evolution[J]. Acta Geologica Sinica—English Edition, 2020, 94(4): 1042–1059.
- [84] Wang J X, Zhang K X, Windley B, et al. A mid-Palaeozoic ocean-continent transition in the Mazongshan subduction-accretion complex, Beishan, NW China: new structural, chemical and age data constrain the petrogenesis and tectonic evolution[J]. Geological Magazine, 2020, 157(11): 1877–1897.
- [85] 于海峰, 陆松年, 梅华林, 等. 中国西部新元古代榴辉岩-花岗岩带和深层次韧性剪切带特征及其大陆再造意义[J]. 岩石学报, 1999, 15(4): 532–538.
- [86] 杨经绥, 吴才来, 陈松永, 等. 甘肃北山地区榴辉岩的变质年龄: 来自锆石的 U-Pb 同位素定年证据[J]. 中国地质, 2006, 33(2): 317–325.
- [87] Saktura W M, Buckman S, Nutman A P, et al. Continental origin of the Gubaoquan eclogite and implications for evolution of the Beishan Orogen, Central Asian Orogenic Belt, NW China[J]. Lithos, 2017, 294: 20–38.
- [88] Soldner J, Yuan C, Schulmann K, et al. Grenvillian evolution of the Beishan Orogen, NW China: Implications for development of an active Rodinian margin[J]. Geological Society of America Bulletin, 2020, 132(7/8): 1657–1680.
- [89] Wang B R, Yang X S, Li S C, et al. Age, depositional environment, and tectonic significance of an Early Neoproterozoic volcano-sedimentary sequence in the eastern Beishan orogenic belt, southern Central Asian Orogenic Belt[J]. Geological Journal, 2021, 56: 1346–1357.
- [90] Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. Trace-element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. Journal of Petrology, 1984, 25(4): 956–983.
- [91] Batchelor R A, Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters[J]. Chemical Geology, 1985, 48(1/4): 43–55.
- [92] 李小伟, 莫宣学, 赵志丹, 等. 关于 A 型花岗岩判别过程中若干问题的讨论[J]. 地质通报, 2010, 29(2): 278–285.
- [93] 张旗, 冉晔, 李承东. A 型花岗岩的实质是什么?[J]. 岩石矿物学杂志, 2012, 31(4): 621–626.
- [94] Eby G N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications[J]. Geology, 1992, 20(7): 641–644.
- [95] 洪大卫, 王式洸, 韩宝福, 等. 碱性花岗岩的构造环境分类及其鉴别标志[J]. 中国科学(B 辑), 1995, 25(4): 418–426.
- [96] 钱青, 王焰. 不同构造环境中双峰式火山岩的地球化学特征[J]. 地质地球化学, 1999, 27(4): 29–32.
- [97] Ao S J, Xiao W J, Han C M, et al. Cambrian to early Silurian ophiolite and accretionary processes in the Beishan collage, NW China: implications for the architecture of the Southern Altaids[J]. Geological Magazine, 2012, 149(4): 606–625.
- [98] Song D F, Xiao W J, Han C M, et al. Provenance of metasedimentary rocks from the Beishan orogenic collage, southern Altaids: Constraints from detrital zircon U-Pb and Hf isotopic data[J]. Gondwana Research, 2013, 24(3/4): 1127–1151.
- [99] He Z Y, Zhang Z M, Zong K Q, et al. Paleoproterozoic crustal evolution of the Tarim Craton: Constrained by zircon U-Pb and Hf isotopes of meta-igneous rocks from Korla and Dunhuang[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2013, 78: 54–70.
- [100] Wilhem C, Windley B F, Stampfli G M. The Altaids of Central Asia: A tectonic and evolutionary innovative review[J]. Earth-Science Reviews, 2012, 113(3/4): 303–341.