

柴北缘宗务隆构造带蓄集地区闪长岩的发现 及其地质意义

陈敏^{1,2}, 薛春纪¹, 薛万文³, 赵文涛²

(1. 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100083; 2. 青海大学地质工程系, 青海 西宁 810016;
3. 青藏高原北部地质过程与矿产资源青海省重点实验室, 青海 西宁 810000)

摘要: 宗务隆构造带是柴达木北缘一个重要构造单元,但其构造属性长期存在争议。本次在宗务隆构造带中西部蓄集地区发现了闪长岩体,对其开展了岩相学、地球化学、锆石 U-Pb 年代学及 Lu-Hf 同位素等研究。结果表明,岩体侵入时代为 258 ± 1 Ma,富集轻稀土元素而亏损重稀土元素,具弱的负 Eu 异常,相对富集 Rb、K、Sr 等大离子亲石元素,而强烈亏损 P、Ti、Nb 等高场强元素,Cr 和 Ni 含量分别为 $38.0 \times 10^{-6} \sim 92.8 \times 10^{-6}$ 和 $6.7 \times 10^{-6} \sim 14.1 \times 10^{-6}$, $Mg^\#$ 值为 $50 \sim 56$, Rb/Sr 值为 $0.32 \sim 0.34$, Ti/Zr 值为 $23.26 \sim 32.30$, Ti/Y 值为 $145.29 \sim 163.97$, Nb/Ta 值为 $10.45 \sim 11.45$, Th/La 值为 $0.39 \sim 0.51$, Ba/La 值为 $15.04 \sim 16.60$, $^{207}Pb/^{204}Pb_{(t)}$ 值为 $15.602 \sim 15.611$, 锆石 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值为 $-8.52 \sim -3.00$, 二阶段模式年龄值(t_{DM2})值存在 $1563 \sim 1478$ Ma [$\varepsilon_{Hf}(t) = -4.37 \sim -3.00$] 和 $1827 \sim 1790$ Ma [$\varepsilon_{Hf}(t) = -8.52 \sim -7.98$] 两组,指示蓄集闪长岩岩浆是壳幔混合的产物,其中古老地壳物质占主导。结合区域地质调查结果,推测宗务隆构造带中西部地区的边缘裂陷应晚于东部。

关键词: 蓄集闪长岩; 锆石 U-Pb 测年; Lu-Hf 同位素; 宗务隆构造带

中图分类号: P588.12⁺2; P597

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2020)05-0552-17

Discovery and geological significance of Xuji diorite in Zongwulong tectonic belt on the northern margin of Qaidam Basin

CHEN Min^{1,2}, XUE Chun-ji¹, XUE Wan-wen³ and ZHAO Wen-tao²

(1. School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China; 2. Geological Engineering Department of Qinghai University, Xining 810016, China; 3. Key Laboratory of the Northern Tibetan Plateau Geological Process and Mineral Resources, Xining 810000, China)

Abstract: Zongwulong tectonic belt is an important tectonic unit on the northern margin of Qaidam Basin, but its tectonic properties remain controversial. In this study, a diorite intrusion was recognized in central Xuji area of the Zongwulong tectonic belt, and its petrography, geochemistry, zircon U-Pb chronology and Lu-Hf isotopes were studied. The intrusion time of the diorite is 258 ± 1 Ma; light rare-earth elements are enriched while heavy rare-earth elements are depleted, with weak negative Eu anomaly; it is relatively enriched in large ionic lithophile elements such as Rb, K and Sr, but strongly depleted in high field strength elements such as P, Ti and Nb. The content of Cr and Ni are $38.0 \times 10^{-6} \sim 92.8 \times 10^{-6}$ and $6.7 \times 10^{-6} \sim 14.1 \times 10^{-6}$ respectively, $Mg^\#$ values are $50 \sim$

收稿日期: 2020-02-14; 接受日期: 2020-05-28; 编辑: 郝艳丽

基金项目: 青海省科技重点研发项目(2018-SF-109); 青海省财政专项(41250103); 青海省自然科学基金项目(2019-ZJ-964Q)

作者简介: 陈敏(1986-), 女, 博士生, 讲师, 主要从事矿物学与矿床学的教学与研究工作, E-mail: chenmin_cn@163.com; 通讯作者: 薛春纪(1962-), 男, 教授, 博士生导师, 从事矿床学、矿产普查与勘探专业教学和研究, E-mail: chunji.xue@cugb.edu.cn。

56, Rb/Sr ratios are 0.32 ~ 0.34, Ti/Zr ratios are 23.26 ~ 32.30, Ti/Y ratios are 145.29 ~ 163.97, Nb/Ta ratios are 10.45 ~ 11.45, Th/La ratios are 0.39 ~ 0.51, Ba/La ratios are 15.04 ~ 16.60, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$ ratios are 15.602 ~ 15.611, zircon $\varepsilon\text{Hf}(t)$ values are $-8.52 \sim -3.00$, and the two-stage Hf model ages are 1 563 ~ 1 478 Ma [$\varepsilon\text{Hf}(t) = -4.37 \sim -3.00$] and 1 827 ~ 1 790 Ma [$\varepsilon\text{Hf}(t) = -8.52 \sim -7.98$]. It can thus be concluded that the magma was derived from mixture of the crust and the mantle, where the ancient crustal material was dominant. Combined with regional geological studies, it is suggested that the marginal rifting in the central and western regions of the Zongwulong tectonic belt should be later than that in the east.

Key words: Xuji diorite; zircon U-Pb dating; Lu-Hf isotopes; Zongwulong tectonic belt

Fund support: Key Project of Research and Development of Qinghai Province (2018-SF-109); Special Fiscal Program of Qinghai Province (41250103); Natural Science Foundation of Qinghai Province (2019-ZJ-964Q)

宗务隆构造带(简称宗务隆带)位于青藏高原东北部、柴达木盆地的北缘(图 1a),其构造属性受到国内学者的重视。地球物理研究显示,宗务隆带明显分割了柴达木地块与中南祁连地块(郭安林等, 2009)。李平安等(1982)曾认为宗务隆带是晚石炭世陆内裂陷槽。王毅智等(2001)因在宗务隆带东段天峻南山地区的上石炭统-下二叠统宗务隆群中发现蛇绿岩,认为宗务隆带具晚石炭世有限洋盆的构造环境。结合宗务隆带东部乌兰地区弧型花岗岩类的研究,近年更多学者认为宗务隆带是在欧龙布鲁克微地块与南祁连联合地块之上发育起来的印支期造山带(强娟, 2008; 郭安林等, 2009; 彭渊等, 2016, 2018; Wu *et al.*, 2019),具有完整的威尔逊旋回。在柴达木北缘超高压变质岩的研究中(张建新等, 2008; 宋述光等, 2011; Zhang *et al.*, 2017),宗务隆带构造属性问题也颇受关注(辛后田等, 2006; Wu *et al.*, 2019)。

岩浆侵入体是相关单元构造属性研究的重要岩石探针,但宗务隆带中岩浆侵入体鲜见,前人研究的侵入岩发现于该带的东部(强娟, 2008; 郭安林等, 2009; Chen *et al.*, 2012; 彭渊等, 2016; 牛漫兰等, 2018; Wu *et al.*, 2019),中西部鲜有侵入岩出露,人们也不清楚宗务隆带东、西部构造属性的差异。本次在宗务隆带中西部蓄集地区新发现闪长岩体,并开展了岩相学、地球化学、锆石 U-Pb 法测年及 Hf 同位素分析研究,以探讨其岩石成因,分析其形成的构造环境,为宗务隆带中西部构造属性的研究提供新证据。

1 地质背景

宗务隆带位于柴达木地块北缘的欧龙布鲁克微陆块与南祁连地块之间,总体走向近东西,东部偏向南东,西部偏向北西,呈横卧 S 型(李平安等, 1982),被宗务隆-青海南山断裂、宗务隆山南缘断裂、阿尔金断裂和哇洪山-温泉断裂所围限(图 1a)。

区域内地层走向基本与主构造线方向一致(图 1b),前寒武纪变质基底走向为北西-南东向,主要分布在欧龙布鲁克微陆块内,零星出露在宗务隆带,由各类片麻岩组成,夹斜长角闪岩、石英片岩、大理岩及石英岩,局部有少量麻粒岩,遭受了中压高角闪岩相和麻粒岩相变质作用以及强烈的构造变形,韧性剪切变形发育,其原岩为砂质泥岩、基性火山岩、富镁碳酸盐岩组成的火山-沉积建造,代表陆壳生成阶段的堆积(李平安等, 1982; 郝国杰等, 2004; 辛后田等, 2006; 陈能松等, 2007)。宗务隆带内盖层主要由上石炭-下二叠统宗务隆群和三叠系组成(图 1b),不同地层单元之间多呈断层接触。宗务隆群地层厚度达 6 000 m,自下而上为碎屑岩、碳酸盐岩和火山岩组合,几种岩性也常交替出现(李平安等, 1982)。宗务隆群在东部天峻南山地区,下部为蛇绿岩,厚度 800 m 左右,上部以碎屑岩为主夹有大理岩及玄武岩,厚度大于 2 050 m;在中部蓄集地区,下部以碎屑岩为主,夹少量灰岩透镜体和玄武岩及少量安山岩,厚度大于 2 500 m,上部以灰岩为主,厚度大

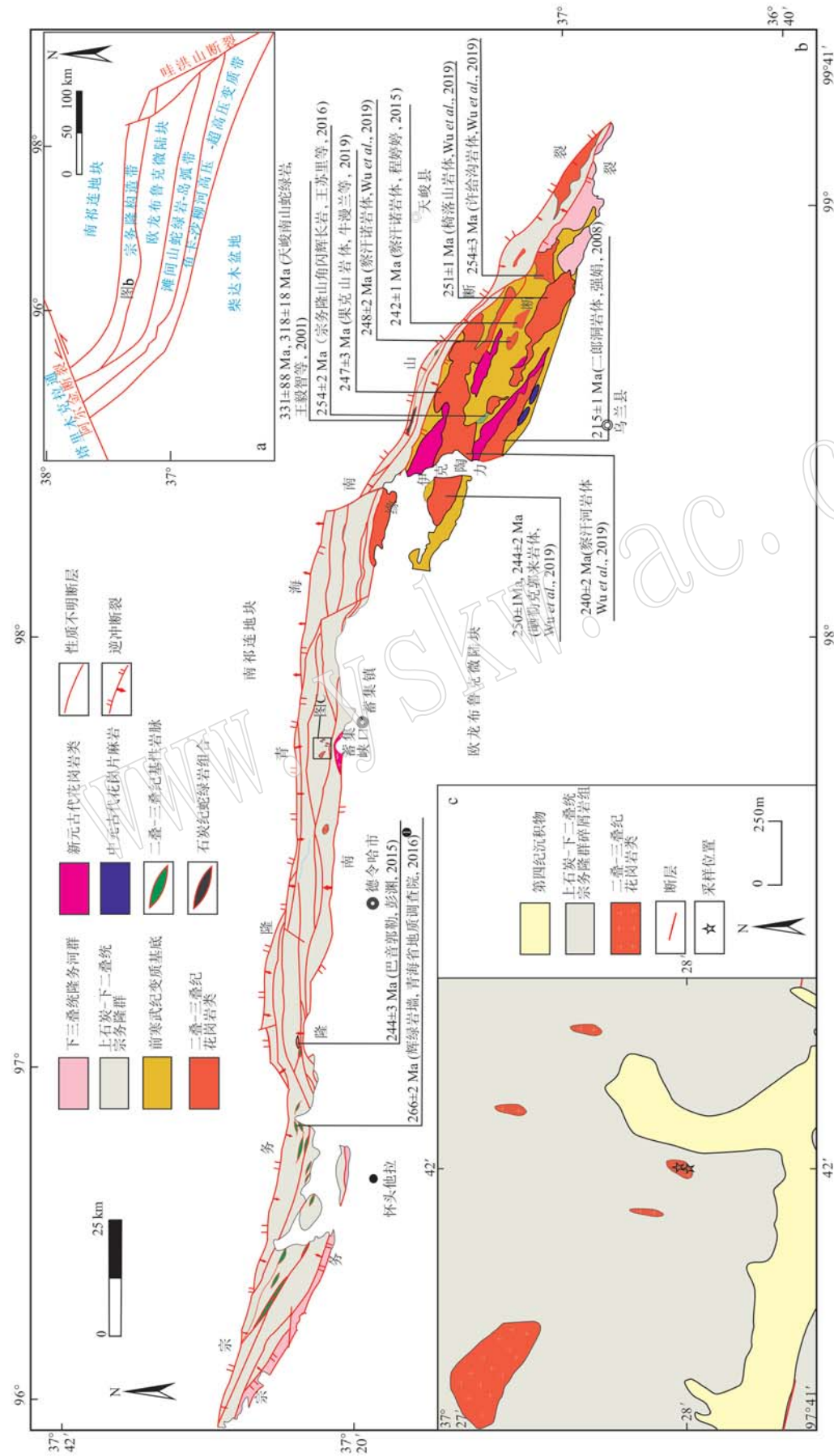


图 1 柴北缘大地构造位置示意图[a. 据辛后田等(2006)修编]、宗务隆构造带地质简图[b. 据 Wu 等(2019)和 Wang 等(2016)修编]和蓄集闪长岩地质简图(c)
Fig.1 Tectonic units of the North Qaidam (a, after Xin Houtian *et al.*, 2006), simplified geological map of the Zongwulong tectonic belt (b, after Wu *et al.*, 2019 and Wang *et al.*, 2016) and simplified geological map for Xuji diorites (c)

① 青海省地质调查院. 2016. 青海省德令哈市宗务隆山地区六幅 1:5 万区域地质矿产调查报告.

于 2 250 m; 在西部艾尾沟地区, 下部以碎屑岩为主, 夹少量中基性火山岩, 被较多中基性岩脉侵入, 厚度大于 5 200 m, 上部以灰岩为主, 夹含砾千枚岩, 厚度大于 1 080 m (图 2) (青海省地质调查院, 2016)^①。三叠系呈狭窄的条带状分布于宗务隆群南侧怀头他

拉和乌兰地区, 受断层控制明显, 自下而上由数个砾岩-砂砾岩 (仅限于盆地边部)-板岩-灰岩 (局部缺失) 基本层序相间叠置而成 (青海省地质矿产局, 1991), 主体沉积环境为滨海-浅海相, 厚度可达千余米 (李平安等, 1982)。

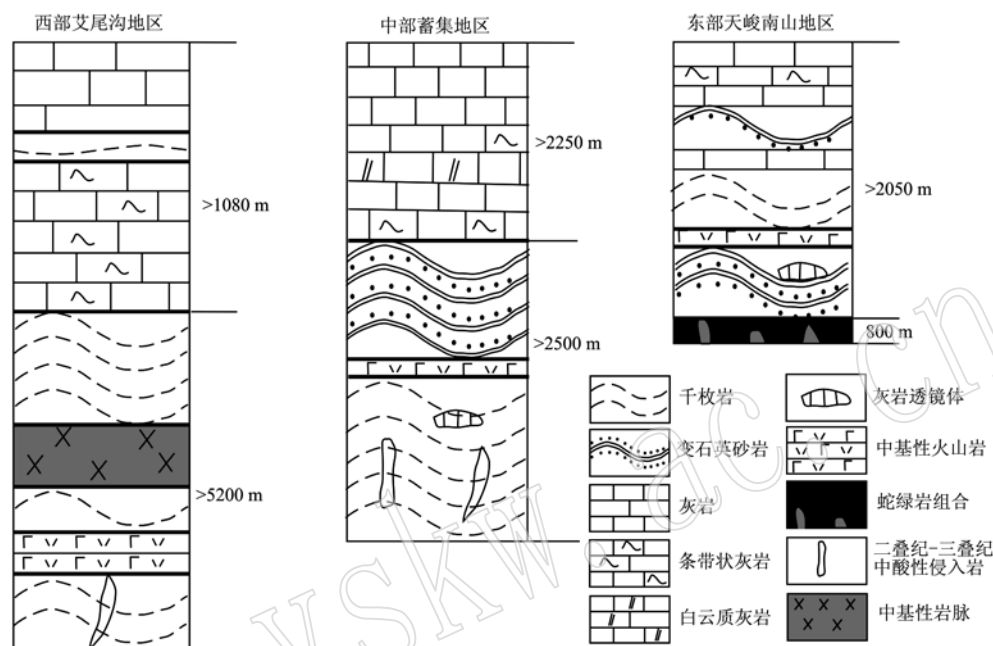


图 2 宗务隆构造带内上石炭统-下二叠统宗务隆群横向相变柱状对比图

Fig. 2 Horizontal phase transition histogram of Upper Carboniferous-Lower Permian Zongwulong Group in the Zongwulong tectonic belt

宗务隆带东部岩浆岩出露较多, 而在中部鲜见出露, 西部出露较少。东部乌兰地区侵入岩出露较多, 沿宗务隆带南侧多侵入于前寒武纪变质基底, 呈不规则拉长状产出, 中元古代侵入岩岩石类型为奥长花岗岩 (低铝 TTG 质片麻岩), 其岩浆侵入年龄约为 1 500 Ma, 响应 Columbia 超大陆的初始分裂 (Wang *et al.*, 2016); 新元古代侵入岩分布广泛, 岩石类型为花岗岩、英云闪长岩、花岗闪长岩和二长花岗岩等, 岩石具有过铝质钙碱性花岗岩的特点, 侵位时代集中在 1 020 ~ 800 Ma (陆松年, 2002), 是我国西部微陆块在 Rodinia 超大陆事件的响应 (郝国杰等, 2004)。东部天峻南山地区出露蛇绿岩岩片, 其岩石组合由超镁铁质岩、辉长岩、玄武岩、基性岩墙群和有限的深海硅质岩组成, 基性岩墙和玄武岩的 Rb-Sr 等时线年龄分别为 318 ± 18 Ma 和 331 ± 88 Ma, 其中玄武岩具有洋中脊火山岩性质 (王毅智等,

2001), 反映早石炭世宗务隆带曾出现有限洋盆环境。二叠纪-三叠纪侵入岩在东部地区分布也很广泛, 岩石类型为辉长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩和黑云母花岗岩等, 辉长岩具有钙碱性特点, 锆石 U-Pb 法测得成岩年龄为 254 ± 2 Ma, 形成于岛弧构造背景 (王苏里等, 2016), 反映宗务隆带在晚二叠世曾发生洋壳俯冲, 花岗岩类具有钙碱性 I 型花岗岩特点, 锆石 U-Pb 年龄为 258 ~ 240 Ma, 具弧型花岗岩性质 (强娟, 2008; 郭安林等, 2009; Chen *et al.*, 2012; 彭渊等, 2016; 牛漫兰等, 2018; Wu *et al.*, 2019), 这与花岗岩类分布在欧龙布鲁克微陆块北部边缘的地质事实相符, 说明洋壳在晚二叠世-中三叠世发生向南的俯冲, 还发现有晚三叠世 A 型花岗岩 (230 ~ 214 Ma) (强娟, 2008; 彭渊, 2015), 反映晚三叠世碰撞造山已结束。

宗务隆带中西部火山岩有零星出露, 主要作为

① 青海省地质调查院. 2016. 青海省德令哈市宗务隆山地区六幅 1:5 万区域地质矿产调查报告.

夹层发育在宗务隆群碎屑岩中,具岛弧性质(青海省地质调查院,2016)^①。西部巴音郭勒河地区出露闪长玢岩,侵入于宗务隆群碎屑岩中,锆石 U-Pb 年龄为 244 ± 3 Ma(彭渊,2015)。该地区辉绿(长)岩脉也较发育,多呈岩墙沿断层侵入于宗务隆群碎屑岩中,锆石 U-Pb 年龄为 266 ± 2 Ma(青海省地质调查院,2016)^①。

区域构造形迹主要为轴向近东西向的紧闭线状褶皱和近东西向的逆冲断裂。近东西向逆冲断裂为主干断裂控制着宗务隆带的分布,宗务隆-青海南山断裂为一断面南倾的高角度逆冲断裂,宗务隆山南缘断裂与宗务隆-青海南山断裂形影相随,断面方向相反(李平安等,1982;青海省地质矿产局,1991)。

2 岩体地质和样品特征

本次新发现的蓄集闪长岩体位于蓄集镇西北约 24 km 处(N37°28',E97°42'),出露面积约为 56 m²,野外观察呈透镜状岩株侵入于宗务隆群变质碎屑岩(千枚岩)中,走向北北东向(图 1c、图 3a),与围岩接触部位闪长岩体颗粒明显变细(图 3b)。

研究样品(XJX-U-Pb-01)采自岩体边部的细粒闪长岩和核部的中粒闪长岩。岩石样品呈深灰色,具有中细粒结构,块状构造,无明显的变质变形,主要由斜长石、角闪石和黑云母组成,次要矿物为钾长石,副矿物为磁铁矿(图 3d、3e、3f)。斜长石含量 60%,杂乱分布,晶体粒径在 2.0~5.0 mm 之间,呈半自形厚板状,可见钠长石双晶,双晶纹细而密,环带结构发育,应为中长石;角闪石含量 25%,多与黑云母一起分布在斜长石颗粒间或斜长石晶体搭成的空隙中,晶体呈半自形长柱状,横截面为六边形,个别被片状绿泥石交代;黑云母含量 10%,与角闪石一起分布在斜长石颗粒间或斜长石晶体搭成的空隙中,晶体粒径 0.2~0.8 mm,片状,个别被片状绿泥石交代;钾长石含量 4%,呈它形粒状充填于斜长石和暗色矿物颗粒间,可见卡氏双晶。副矿物磁铁矿含量 1%。

3 分析方法

3.1 锆石 U-Pb 测年与 Hf 同位素组成分析

锆石 U-Pb 同位素定年在南京宏创地质勘查技术服务有限公司完成,采用机械方法粉碎至 80~100

目,经淘洗、电磁选、酒精重力分选等分离,得到 300 余粒锆石后,再在双目镜下挑选出晶形完整的锆石颗粒制作样品靶。将锆石颗粒粘在双面胶上,然后用环氧树脂镶嵌固定,待环氧树脂充分凝固后,对其表面进行打磨抛光至锆石晶体中部暴露,再进行锆石阴极发光(CL)观测和拍照及 LA-ICP-MS 分析。阴极发光(CL)采用 TESCAN MIRA3 场发射扫描电镜和 TESCAN 公司阴极发光探头进行锆石内部结构观测。锆石原位 U-Pb 同位素年龄分析在 LA-ICP-MS 仪器上进行,分析仪器为 Agilent 7700x 型四级杆质谱仪和 Photon Machines Excite 型激光剥蚀系统,激光器为 193nm ArF 准分子激光器。激光剥蚀斑束直径为 35 μm,激光剥蚀样品深度为 20~40 μm,锆石年龄计算采用标准锆石 91500 作为外标校正仪器质量歧视与元素分馏,以标准锆石 GJ-1 为盲样检验 U-Pb 定年数据质量,元素含量采用美国国家标准物质局人工合成硅酸盐玻璃 NIST SRM 610 为外标,以 Si 为内标进行校正。

锆石 Hf 同位素组成分析采用锆石 U-Pb 定年的有效点。分析过程中采用 RESOLUTION LR 型号 193nm 激光剥蚀系统进行测定,详细操作过程及分析步骤见参考文献(Wu *et al.*, 2006),测试过程中每隔 5 颗锆石样品,依次测试 1 颗标准锆石(包括 GJ-1、91500、Plešovice、Mud Tank、Penglai),以检验锆石 Hf 同位素比值数据质量。初始¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 值计算时¹⁷⁶Lu 的衰变常数采用 $1.867 \times 10^{-11}/a$ (Soderlund *et al.*, 2004),计算 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值时采用的 $^{176}Hf/^{177}Hf_{CHUR} = 0.282\,772$, $^{176}Lu/^{177}Hf_{CHUR} = 0.033\,2$ (Blichert-Toft and Albarède, 1999),Hf 亏损地幔二阶段模式年龄(t_{DM2})的计算采用的¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf_{Crust} 值为 0.015(Griffin *et al.*, 2000)。

3.2 全岩元素和 Pb 同位素组成分析

粉碎样品前,首先用金刚石刀锯切除样品表面风化和半风化皮,若发现其中存在其他穿插脉体,同时切除脉体(对岩石成分的干扰)。然后,用蒸馏水洗涤样品数次,烘干,再用超声波净化样品。最后将样品粉碎至 200 目备用。全岩元素和 Pb 同位素组成分析均在南京宏创地质勘查技术服务有限公司完成。

全岩主量元素分析利用帕纳科 AxiosMAX XRF 分析完成。用于 XRF 分析的样品处理流程:将 200

① 青海省地质调查院. 2016. 青海省德令哈市宗务隆山地区六幅 1:5 万区域地质矿产调查报告.

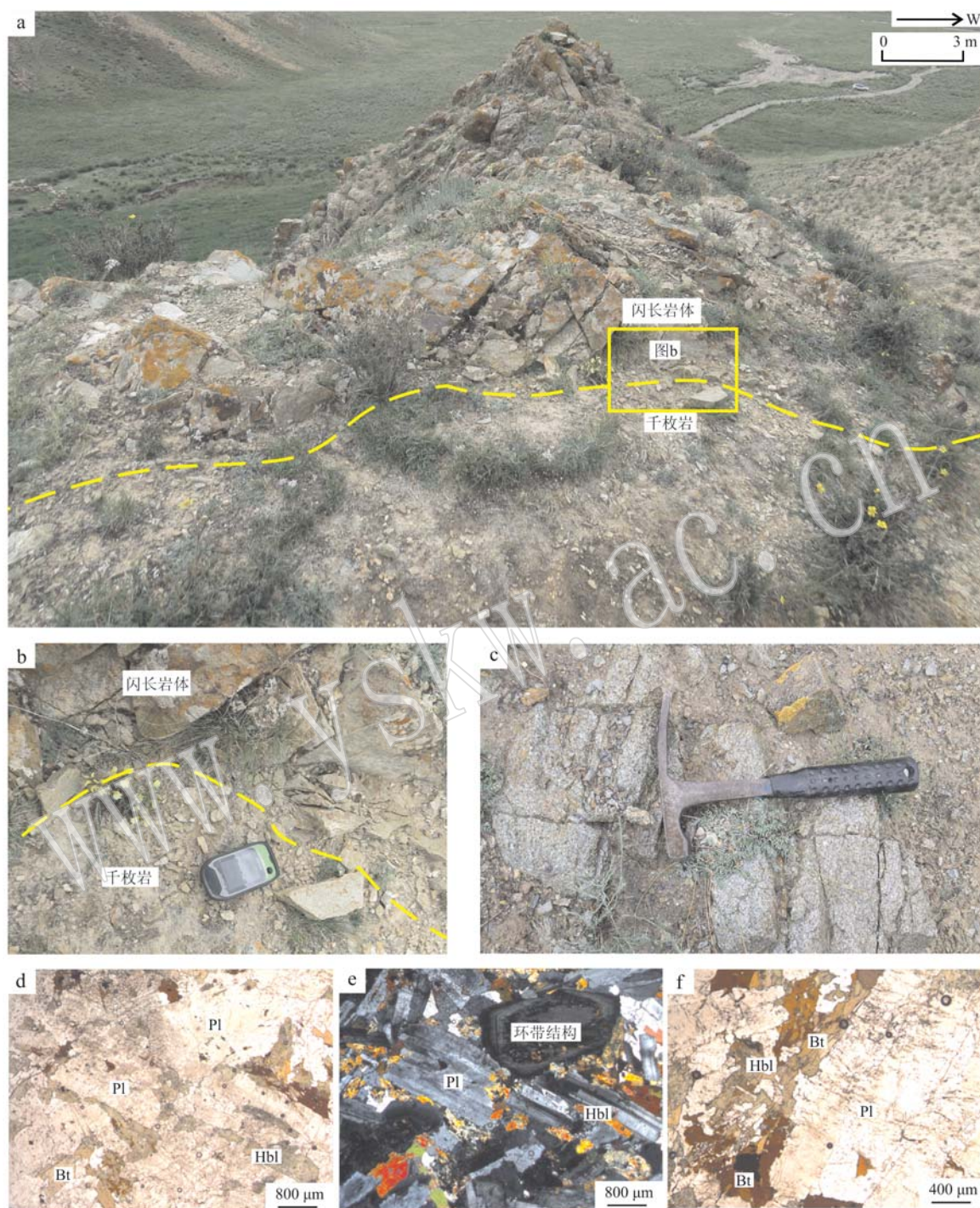


图3 蓄集闪长岩体的野外及显微照片

Fig. 3 Field photographs and microphotographs under CPL of the Xuji diorite

a—蓄集闪长岩野外露头, 岩体呈近椭圆状侵入于宗务隆群千枚岩中; b—闪长岩与千枚岩的接触部位颗粒明显变细; c—中粗粒闪长岩, 露头有轻微绿泥石化; d、e、f—闪长岩显微照片, 角闪石和黑云母一起分布在斜长石颗粒间或斜长石晶体搭成的空隙中, 部分被绿泥石交代;

d和f为单偏光照片, e为正交偏光照片; Pl—斜长石; Bt—黑云母; Hbl—角闪石(矿物缩写符号据沈其韩, 2009)

a—outcrop of the Xuji diorite, the rock intruding into the phyllites of Zongqulong Group in a nearly elliptical manner; b—the particles in the contact between diorite and phyllite becoming finer obviously; c—outcrops of the medium coarse-grained diorite with slightly petrite; d, e and f—the micrographs under CPL of the Xuji diorite, hornblende and biotite distributed together in the interstices formed by plagioclase grains or plagioclase crystals, partly suffering metasomatism by chlorite; d and f are microphotographs under plainlight; e is microphotograph under crossed nicols; Pl—plagioclase;

Bt—biotite; Hbl—hornblende (mineral abbreviations from Shen Qihan, 2009)

目样品置于 120℃ 烘箱中烘干 8 h; 称取 0.5 ~ 1.0 g 上述烘干的样品于恒重陶瓷坩埚中, 于马弗炉中 1 000℃ 灼烧 200 min, 冷却至 400℃ 左右时转移至干燥皿中, 待冷却至室温再进行称量, 计算烧失量; 分别称取 6.000 0 g (误差 ± 0.3 mg) 49.75 $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$: 49.75 LiBO_2 : 0.5% LiBr 助熔剂(加拿大 Claisse)与 0.600 0 g (误差 ± 0.3 mg) 上述烘干的样品于陶瓷坩埚中, 用石英棒搅拌使样品与熔剂混匀, 将混合样品倒入 XRF 专用铂金坩埚中, 置于熔样炉中 1 100℃ 熔融, 熔样程序运行结束后钳取出坩埚, 摇晃坩埚将熔体中的气泡赶出并使熔体充满坩埚底, 再转移到耐火砖上冷却, 然后将玻璃片取出, 贴上标签, 以备 XRF 测试。样品分析的精密度和准确度满足 GB/T14506.28-2010《硅酸盐岩石化学分析方法第 28 部分: 16 个主成分测定》的要求。

全岩微量元素组成利用 Elan DRC-e ICP-MS 分析完成。用于 ICP-MS 分析的样品流程: 将 200 目样品置于 105℃ 烘箱中烘干 12 h; 准确称取粉末样品 50 mg 置于 Teflon 溶样弹中; 依次缓慢加入 1.5 mL 高纯 HNO_3 、1.5 mL 高纯 HF 和 0.1 mL 高纯 HClO_4 (结核结壳加入 3 mL 高纯 HNO_3 和 1 mL 高纯盐酸); 将 Teflon 溶样弹放入钢套, 拧紧后置于 190℃ 烘箱中加热 48 h; 待溶样弹冷却, 开盖后置于 140℃ 电热板上蒸干, 然后加入 3 mL HNO_3 并蒸干; 加入

3 mL 体积分数为 50% 的高纯 HNO_3 , 加盖及钢套密闭, 在 190℃ 的烘箱中保持 12 h。冷却后, 将提取液转移至 100 mL 干净的 PET(聚酯)瓶中, 加入 1 mL 的(Rh + Re)双内标溶液(浓度 1 mg/L), 用 Milli-Q 稀释至 100.00 g, 使得 Rh 和 Re 在溶液中的浓度为 10 ng/mL, 待上机测定。样品分析的精密度和准确度同 Liu 等(2010)。

全岩铅同位素组成分析在核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成, 分析方法和依据为 DZ/T 0184.12-1997《岩石、矿物中微量铅的同位素组成的测定》, 测试仪器为 Phoenix 热表面电离质谱仪, 分析误差以 2σ 计, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值分析精度为不低于 0.005%, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值分析精度为不低于 0.002%。

4 分析结果

4.1 锆石 U-Pb 年代学与 Lu-Hf 同位素分析结果

蓄集闪长岩样品(编号 XJ-U-Pb-01)锆石呈透明的自形-半自形长柱状, 具有明显的岩浆振荡环带(图 4), 24 个测点的 Th、U 含量分别为 88.73×10^{-6} ~ 418.14×10^{-6} (平均值 188.29×10^{-6})、 169.60×10^{-6} ~ 519.67×10^{-6} (平均值 295.27×10^{-6}), Th/U 值为 0.32 ~ 1.08 (平均值为 0.63) (表 1), 显示岩浆锆石

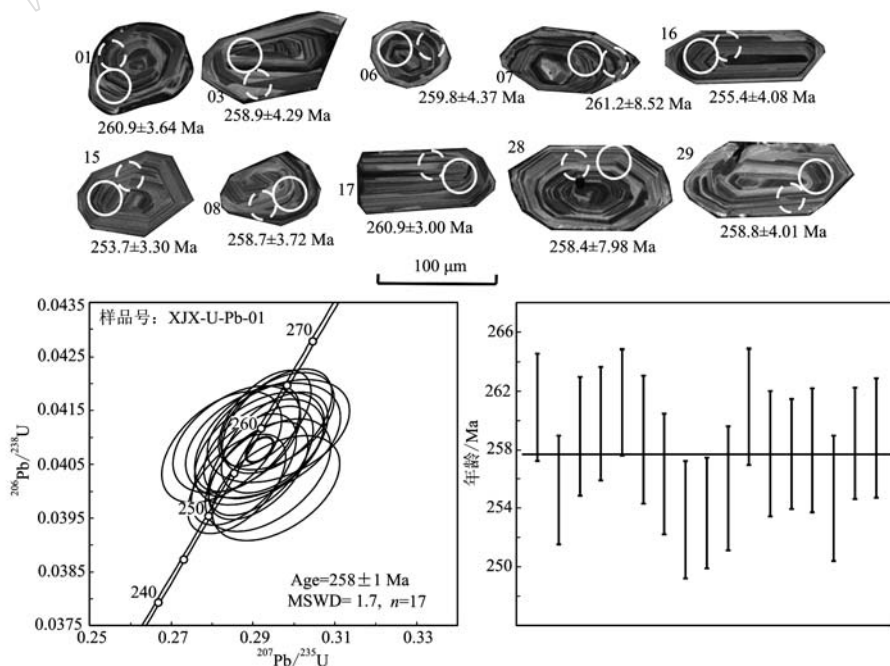


图 4 蓄集闪长岩的锆石阴极发光图像和 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年结果

Fig. 4 Cathodoluminescence (CL) images of representative zircon grains and LA-ICP-MS zircon U-Pb concordia plots and recalculated weighted mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages of the Xuji diorite

表 1 蓄集闪长岩样品 XJX-U-Pb-01 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年分析结果
Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Pb isotopic analyses for the samples from Xuji diorite

测点号	$w_B/10^{-6}$		同位素比值及误差						年龄/Ma								
	Th	U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$\pm 1\sigma$			
1	195.39	262.26	0.75	0.051 896	0.001 610	0.295 917	0.009 207	0.041 303	0.000 596	260.9	3.7	279.7	70.4	263.2	7.2	272.3	5.7
2	182.28	345.51	0.53	0.052 187	0.001 367	0.291 345	0.008 035	0.040 388	0.000 600	255.2	3.7	294.5	61.1	259.6	6.3	264.2	5.3
3	148.49	244.08	0.61	0.050 848	0.001 785	0.288 584	0.008 475	0.040 983	0.000 656	258.9	4.1	235.3	86.1	257.4	6.7	256.5	6.3
6	234.64	349.27	0.67	0.051 237	0.002 186	0.296 202	0.011 506	0.041 122	0.000 629	259.8	3.9	250.1	98.1	263.4	9.0	293.9	7.4
7	180.67	333.66	0.54	0.051 378	0.001 293	0.292 871	0.007 486	0.041 354	0.000 586	261.2	3.6	257.5	62.0	260.8	5.9	263.4	5.4
8	101.50	169.60	0.60	0.051 481	0.001 938	0.292 401	0.012 516	0.040 943	0.000 706	258.7	4.4	261.2	87.0	260.4	9.8	255.4	6.2
9	145.89	229.50	0.64	0.050 235	0.001 700	0.272 564	0.008 558	0.039 784	0.000 662	251.5	4.1	283.4	52.8	260.0	6.7	253.4	5.7
11	166.81	299.62	0.56	0.051 925	0.001 329	0.291 858	0.008 523	0.040 567	0.000 667	256.4	4.1	331.5	66.7	262.9	8.1	257.5	6.9
12	159.06	256.84	0.62	0.053 107	0.001 559	0.295 549	0.010 286	0.040 059	0.000 648	253.2	4.0	279.7	63.0	255.4	6.3	252.7	5.5
15	223.82	273.48	0.82	0.051 882	0.001 421	0.285 935	0.007 924	0.040 134	0.000 609	253.7	3.8	272.3	67.6	256.7	6.7	258.3	6.1
16	185.17	344.43	0.54	0.051 713	0.001 429	0.287 659	0.008 491	0.040 407	0.000 681	253.4	4.2	283.4	64.8	263.2	7.0	269.0	5.1
17	418.14	387.91	1.08	0.051 940	0.001 452	0.295 923	0.008 873	0.041 304	0.000 641	260.9	4.0	305.6	83.3	259.8	8.3	246.6	6.2
18	197.13	308.29	0.64	0.050 955	0.001 470	0.272 774	0.007 774	0.038 906	0.000 557	246.1	3.5	287.1	78.7	260.5	7.6	272.5	6.6
19	123.12	181.82	0.68	0.052 465	0.001 884	0.291 576	0.010 522	0.040 791	0.000 691	257.7	4.3	194.5	106.5	252.5	7.7	269.4	6.9
20	103.19	172.28	0.60	0.049 828	0.001 878	0.267 693	0.010 298	0.039 153	0.000 636	247.6	4.0	331.5	77.8	261.4	8.0	260.4	7.3
21	142.95	239.13	0.60	0.052 023	0.001 908	0.292 526	0.009 685	0.040 787	0.000 608	257.7	3.8	298.2	63.0	262.7	6.8	257.0	4.9
22	230.05	278.79	0.83	0.050 698	0.001 428	0.272 867	0.007 986	0.039 180	0.000 713	247.8	4.4	233.4	79.6	255.4	8.1	258.4	8.6
23	121.53	226.50	0.54	0.050 011	0.001 596	0.282 300	0.009 662	0.040 824	0.000 685	257.9	4.2	279.7	70.4	263.2	7.2	272.3	5.7
24	269.25	519.67	0.52	0.055 917	0.001 653	0.303 812	0.010 165	0.039 077	0.000 611	247.1	3.8	294.5	61.1	259.6	6.3	264.2	5.3
25	280.42	364.28	0.77	0.050 302	0.001 444	0.276 036	0.008 297	0.039 814	0.000 681	251.7	4.2	235.3	86.1	257.4	6.7	256.5	6.3
26	121.72	270.83	0.45	0.053 099	0.001 789	0.293 657	0.010 167	0.040 297	0.000 693	254.7	4.3	250.1	98.1	263.4	9.0	293.9	7.4
27	145.61	287.01	0.51	0.051 523	0.001 656	0.267 091	0.009 765	0.037 275	0.000 562	235.9	3.5	257.5	62.0	260.8	5.9	263.4	5.4
28	237.13	373.98	0.63	0.052 313	0.001 435	0.295 305	0.008 624	0.040 905	0.000 615	258.4	3.8	261.2	87.0	260.4	9.8	255.4	6.2
29	118.65	214.17	0.55	0.050 633	0.001 715	0.285 973	0.010 274	0.040 963	0.000 659	258.8	4.1	283.4	52.8	260.0	6.7	253.4	5.7

特征 (Griffin *et al.*, 2004)。17 个测点均在 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 谐和图的谐和线上 (图 4), $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 258 ± 1 Ma (MSWD = 1.7, $n = 17$), 属晚二叠世, 代表岩体的结晶年龄。

锆石 Lu-Hf 同位素组成分析, 选择了锆石 U-Pb 定年用于加权平均年龄计算的 10 个测点进行原位测试, 锆石 Lu-Hf 同位素分析结果见表 2 和图 8a, 锆

石 $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ 值为 $0.016\ 304 \sim 0.038\ 111$, 平均值为 $0.028\ 108$; $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值为 $0.000\ 751 \sim 0.001\ 575$, 平均值为 $0.001\ 215$; 锆石 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值为 $0.282\ 376 \sim 0.282\ 531$, 平均值为 $0.282\ 484$; 锆石 $\varepsilon\text{Hf}(t)$ 值为 $-8.52 \sim -3.00$, 平均值为 -4.69 ; 锆石二阶模式年龄值 (t_{DM2}) 为 $1\ 827 \sim 1\ 478$ Ma。

表 2 蓄集闪长岩锆石 Lu-Hf 同位素分析结果

Table 2 LA-ICP-MS zircon Lu-Hf isotopic data of Xuji diorite

测点号	年龄/Ma	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$\varepsilon\text{Hf}(t)$	t_{DM2}/Ma	$f_{\text{Lu/Hf}}$
01	260.9	0.025 018	0.001 133	0.000 011	0.282 512	0.000 008	-3.64	1 518	-0.97
03	258.9	0.031 500	0.001 368	0.000 008	0.282 497	0.000 008	-4.29	1 557	-0.96
06	259.8	0.035 169	0.001 575	0.000 009	0.282 494	0.000 007	-4.37	1 563	-0.95
07	261.2	0.038 111	0.001 469	0.000 004	0.282 376	0.000 007	-8.52	1 827	-0.96
08	258.7	0.016 304	0.000 751	0.000 016	0.282 510	0.000 007	-3.72	1 521	-0.98
15	253.7	0.027 413	0.001 217	0.000 011	0.282 527	0.000 008	-3.30	1 490	-0.96
16	255.4	0.032 592	0.001 415	0.000 015	0.282 505	0.000 009	-4.08	1 541	-0.96
17	260.9	0.030 917	0.001 336	0.000 008	0.282 531	0.000 007	-3.00	1 478	-0.96
28	258.4	0.018 395	0.000 768	0.000 008	0.282 389	0.000 007	-7.98	1 790	-0.98
29	258.8	0.025 657	0.001 123	0.000 019	0.282 503	0.000 007	-4.01	1 540	-0.97

注: $\varepsilon\text{Hf}(t) = \left[\left(\frac{^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}}{\text{样品}} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}}{\text{样品}} \times (e^{\lambda t} - 1) \right) \right) / \left[\left(\frac{^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}}{\text{CHUR}} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}}{\text{CHUR}} \times (e^{\lambda t} - 1) \right) \right) - 1 \right] \times 10\ 000 \right.$, $t_{\text{DM1}} = 1/\lambda \times \ln \left[1 + \left(\frac{^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}}{\text{样品}} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}}{\text{DM}} \right) \right) / \left(\frac{^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}}{\text{样品}} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}}{\text{DM}} \right) \right) \right]$, $t_{\text{DM2}} = t_{\text{DM1}} - (t_{\text{DM1}} - t) \times [(f_{\text{cc}} - f_{\text{样品}})/(f_{\text{cc}} - f_{\text{DM}})]$, $f_{\text{Lu/Hf}} = \left(\frac{^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}}{\text{样品}} \right) / \left(\frac{^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}}{\text{CHUR}} - 1 \right)$, $\left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{CHUR}} = 0.033\ 2$, $\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{CHUR}} = 0.282\ 772$ (Blichert-Toft and Albarede, 1999); $\left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{DM}} = 0.038\ 4$, $\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{DM}} = 0.283\ 25$ (Griffin *et al.*, 2000); f_{cc} 、 $f_{\text{样品}}$ 和 f_{DM} 分别代表陆壳、样品和亏损地幔的 $f_{\text{Lu/Hf}}$ 值, t 表示锆石结晶年龄, 2σ 表示标准偏差, $\lambda = 1.867 \times 10^{-11}/\text{a}$ 。

4.2 元素和同位素组成

蓄集闪长岩的主微量元素含量见表 3。所测闪长岩样品 SiO_2 含量为 $56.61\% \sim 63.41\%$, 平均 61.38% ; K_2O 含量为 $2.44\% \sim 2.72\%$, 平均 2.59% ; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 含量为 $5.09\% \sim 5.60\%$, 平均 5.40% ; CaO 含量为 $4.97\% \sim 6.61\%$, 平均 5.52% ; A/CNK 值为 $0.833 \sim 0.954$, 平均 0.913 ; MgO 含量为 $2.60\% \sim 5.01\%$, 平均 3.29% ; $\text{Mg}^\#$ 值为 $50 \sim 56$ (图 5d)。在 TAS 图 (图 5a) 中, 样品基本落入亚碱性闪长岩区, 与野外观察和镜下鉴定一致; 在 $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (图 5b) 和 $\text{A/CNK} - \text{A/NK}$ 图 (图 5c) 中, 该闪长岩具有准铝高钾钙碱性特征。

所有样品具有相似的微量元素蛛网图 (图 6a), 强烈亏损 P、Ti、Nb 等高场强元素, 相对富集 Rb、K、Sr 等大离子亲石元素, 富集 Th、U。稀土元素配分曲线呈明显的右倾配分模式 (图 6b), 轻稀土元素富集, 重稀土元素亏损, 有弱的负 Eu 异常 ($\delta\text{Eu} = 0.70 \sim 0.82$, 平均值为 0.75), LREE/HREE 值为 $6.60 \sim 7.91$, 平均值为 7.26 , $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 值为 $6.30 \sim 8.87$,

平均为 7.68 。

本次分析的蓄集闪长岩体全岩铅同位素组成如表 4 所示。样品全岩铅同位素组成非常相似, 现今铅的值分别为 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 39.005 \sim 39.790$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.623 \sim 15.636$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.442 \sim 18.589$; 在 258 Ma 时, 计算的初始铅的值分别为 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)} = 38.257 \sim 38.488$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)} = 15.602 \sim 15.611$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)} = 18.033 \sim 18.131$ 。

5 讨论

5.1 岩石成因及岩浆起源

蓄集闪长岩的烧失量为 $2.24\% \sim 3.02\%$, 说明岩石较新鲜基本未受到后期蚀变影响, 微量元素和稀土元素可用于岩石的成岩过程及形成环境分析。

蓄集闪长岩属高钾的钙碱性准铝质系列岩石 (图 5), 样品的 Ti/Zr 值为 $23.26 \sim 32.30$, 平均 27.91 , Ti/Y 值为 $145.29 \sim 163.97$, 平均 152.79 , 略低于陆壳岩石 ($\text{Ti}/\text{Zr} < 30$, $\text{Ti}/\text{Y} < 200$) (Wedepohl, 1995),

表3 蓄集闪长岩元素组成分析结果

Table 3 Whole-rock major and trace elements analyses of Xuji diorites

样品编号	XJX-01	XJX-02	XJX-03	XJX-04	XJX-05	XJX-06	XJX-07	XJX-07 C
主量元素 ($w_B/\%$)								
SiO ₂	56.61	62.23	59.00	63.41	63.02	62.48	62.18	62.09
TiO ₂	0.70	0.61	0.64	0.58	0.56	0.60	0.60	0.61
Al ₂ O ₃	15.85	15.75	16.36	15.95	15.75	15.96	15.81	15.78
Fe ₂ O ₃	6.63	5.08	6.04	4.70	4.84	4.96	4.98	5.01
MnO	0.12	0.10	0.11	0.09	0.09	0.09	0.10	0.10
MgO	5.01	3.00	4.43	2.60	2.66	2.77	2.91	2.91
CaO	6.61	5.58	6.28	4.97	5.15	5.26	5.15	5.14
Na ₂ O	2.65	2.76	2.80	2.88	2.85	2.81	2.84	2.85
K ₂ O	2.44	2.61	2.59	2.72	2.50	2.65	2.61	2.61
P ₂ O ₅	0.13	0.14	0.13	0.13	0.12	0.13	0.14	0.14
Loss On	3.02	2.90	2.39	2.35	2.34	2.35	2.24	2.24
Sum	100.84	101.51	101.78	100.70	100.28	100.59	99.98	99.68
A/NK	2.266	2.138	2.209	2.075	2.13	2.129	2.11	2.1
A/CNK	0.833	0.899	0.869	0.954	0.94	0.935	0.938	0.936
Mg [#]	56.12	50.33	55.24	50.58	50.13	50.05	51.63	52.58
TFEO	7.04	5.33	6.46	4.57	4.76	4.98	4.91	4.72
微量元素 ($w_B/10^{-6}$)								
Rb	93.50	95.22	103.30	102.78	91.59	98.94	100.29	94.79
Ba	434.22	409.06	439.77	426.65	409.75	425.87	417.03	436.27
Th	10.33	13.84	10.69	13.12	13.33	13.52	13.22	10.28
U	2.74	3.35	2.67	3.35	3.40	3.40	3.42	2.76
Nb	10.38	11.59	10.17	11.19	11.04	11.53	11.43	10.42
Ta	0.91	1.08	0.92	1.07	1.06	1.08	1.08	0.91
Ce	56.18	51.97	55.70	48.27	49.56	52.16	52.39	55.45
Sr	288.00	292.92	301.87	301.14	279.45	297.33	294.54	287.18
Zr	116.23	125.28	108.64	133.19	114.89	126.96	129.23	117.36
Hf	3.62	3.79	3.46	3.89	3.39	3.77	3.85	3.63
Pb	16.4	17.2	16.4	15.1	18.0	16.7	17.0	16.4
Cr	88.1	39.9	76.3	40.2	40.8	38.0	44.6	92.8
Ni	13.8	7.33	12.6	6.70	7.12	6.98	7.36	14.1
La	26.60	27.19	27.32	25.98	26.98	28.09	27.58	26.28
Ce	56.18	51.97	55.70	48.27	49.56	52.16	52.39	55.45
Pr	6.33	5.59	6.20	5.16	5.24	5.63	5.66	6.30
Nd	24.31	21.14	23.51	18.92	19.39	21.28	21.42	24.30
Sm	4.94	4.24	4.74	3.79	3.86	4.20	4.32	4.93
Eu	1.27	0.95	1.16	0.88	0.88	0.93	0.98	1.23
Gd	4.57	4.00	4.33	3.45	3.50	3.82	4.00	4.53
Tb	0.76	0.66	0.73	0.57	0.58	0.64	0.66	0.77
Dy	4.85	4.06	4.59	3.55	3.54	4.00	4.09	4.85
Ho	1.00	0.83	0.94	0.74	0.73	0.82	0.84	0.99
Er	2.93	2.43	2.78	2.17	2.16	2.39	2.48	2.91
Tm	0.45	0.37	0.43	0.34	0.33	0.37	0.38	0.46
Yb	2.96	2.41	2.83	2.20	2.18	2.40	2.47	2.99
Lu	0.45	0.37	0.44	0.33	0.34	0.37	0.38	0.46
Y	25.84	21.08	23.95	18.90	18.89	21.02	21.70	25.87
ΣREE	137.60	126.22	135.73	116.36	119.30	127.10	127.66	136.45
LREE	119.62	111.08	118.64	103.00	105.92	112.29	112.36	118.50
HREE	17.98	15.14	17.08	13.36	13.38	14.81	15.30	17.95
LREE/HREE	6.65	7.33	6.94	7.71	7.92	7.58	7.34	6.60
(La/Yb) _N	6.46	8.09	6.92	8.46	8.87	8.39	8.00	6.31
δEu	0.82	0.70	0.79	0.75	0.74	0.71	0.72	0.80
δCe	1.06	1.03	1.05	1.02	1.02	1.02	1.03	1.06

注: $Mg^{\#} = 100 \times Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+})$; $A/CNK = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$; $A/NK = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$; $\delta Eu = 2 \times Eu_N / (Sm_N + Gd_N)$; N 表示球粒陨石标准化。

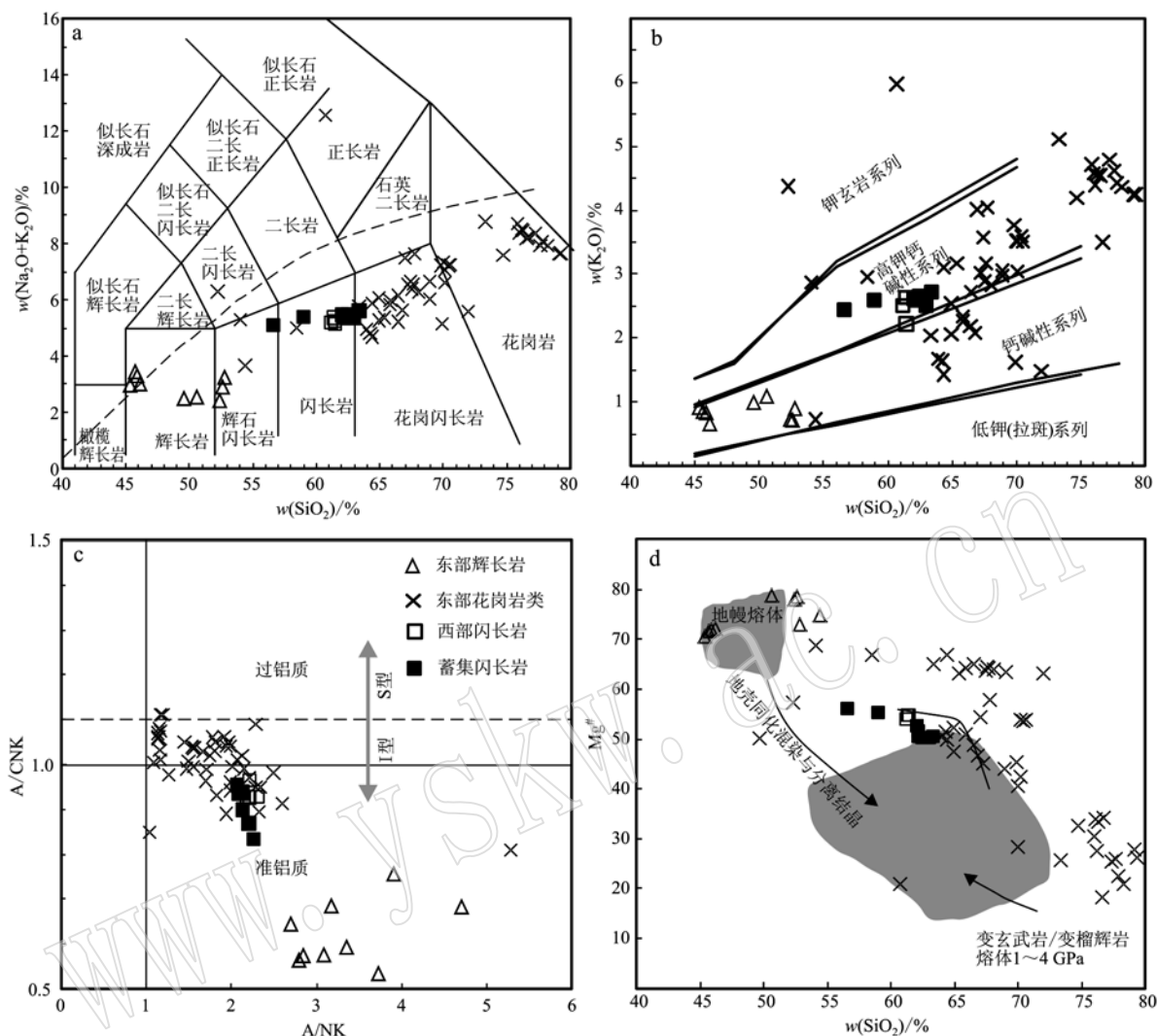


图5 蓄集岩体岩石类型判别图解

Fig. 5 Representative binary variation plots for Xuji diorites

a—TAS 图解(底图据 Middlemost, 1994); b— $K_2O - SiO_2$ 图解(底图据 Rickwood, 1989); c— $A/CNK - A/NK$ 图解(底图据 Maniar 和 Piccoli, 1989); d— $Mg^\# - SiO_2$ 图解(底图据 Rapp *et al.*, 1999); 宗务隆东部岩浆岩地球化学数据引自陈金(2011)、程婷婷(2015)、彭渊等(2016)、王苏里等(2016)、牛漫兰等(2018)、Wu 等(2019); 图6、图7 和图8 中图例和数据来源同此图

a—TAS diagram (after Middlemost, 1994); b— K_2O versus SiO_2 diagram (after Rickwood, 1989); c— A/CNK versus A/NK diagram (after Maniar and Piccoli, 1989); d— $Mg^\#$ versus SiO_2 diagram (after Rapp *et al.*, 1999); data of the igneous rocks from eastern Zongwulong belt after Chen Jin, 2011; Cheng Tingting, 2015; Peng Yuan *et al.*, 2016; Wang Suli *et al.*, 2016; Niu *et al.*, 2018; Wu *et al.*, 2019; symbols and data sources in Fig. 6, Fig. 7 and Fig. 8 as for this figure

$^{207}Pb/^{204}Pb_{(i)}$ 值大于 15.600, 显示母岩浆起源于壳源物质; 样品的 MgO 含量(2.60% ~ 5.01%) 和 $Mg^\#$ 值(50 ~ 56) 都高于纯玄武质岩石在 1 ~ 4 GPa 条件下产生的熔体(图 5d), 暗示岩浆房中有一种相对富镁的物质参与, 使 $Mg^\#$ 值增高; 岩石具有弱的负 Eu 异常($\delta Eu = 0.70 \sim 0.82$, 平均值为 0.75), 而基性岩浆结晶分异具有明显的 Eu 负异常; 岩石具有低的 Cr 含量($38.0 \times 10^{-6} \sim 92.8 \times 10^{-6}$, 平均 57.6×10^{-6}),

低于高镁闪长岩(安山岩)的 Cr 含量(一般 $> 100 \times 10^{-6}$, 高者可达 770×10^{-6} , Kamei *et al.*, 2004) 和原始地幔的 Cr 含量(2121×10^{-6}) (Hirose and Kushiro, 1993)。因此, 蓄集闪长岩不可能由下地壳镁铁质物质直接部分熔融形成。

样品的 Rb/Sr 值为 0.32 ~ 0.34, 平均值为 0.33, 介于上地幔值(0.034)与地壳值(0.35)之间, 且更接近地壳值(Taylor and Mclellan, 1995); Nb/Ta 值为

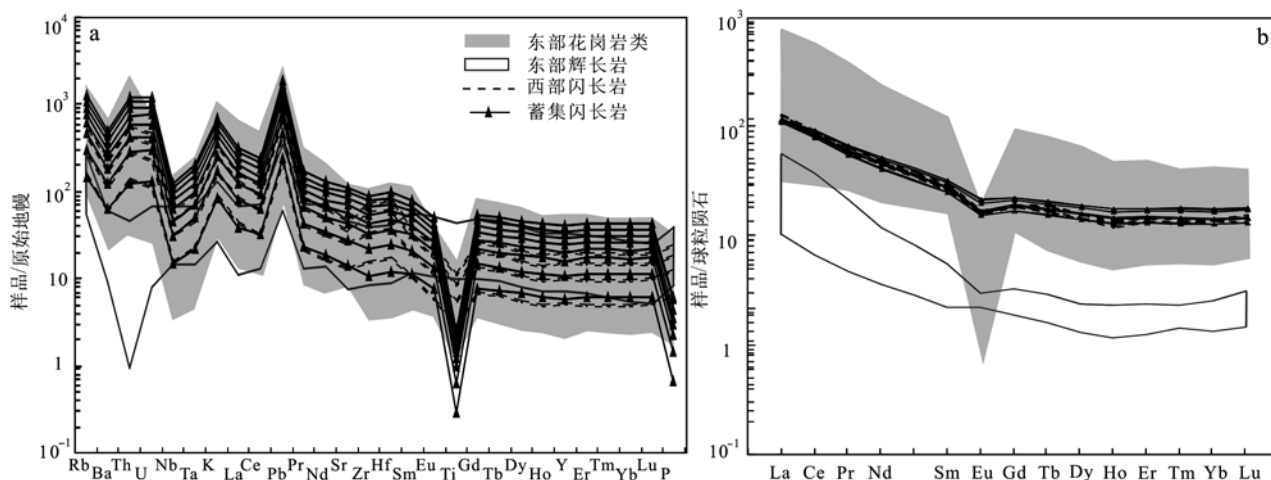


图6 蓄集闪长岩全岩球粒陨石标准化稀土元素配分图(a, 标准化值据 Masuda, 1975)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b, 标准化值据 Pearce 等, 1984)

Fig. 6 Chondrite-normalized rare earth element patterns (a, normalization values after Masuda, 1975) and primitive mantle-normalized trace element spidergrams (b, normalization values after Pearce *et al.*, 1984) for Xuji diorite

表4 蓄集闪长岩铅同位素分析结果

Table 4 Whole-rock Pb isotopic compositions for Xuji diorite

样品	$w_B/10^{-6}$			$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$t = 258 \text{ Ma}$		
	Pb	Th	U				$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$
XJX-02	16.366	10.331	2.741	39.005	15.631	18.553	38.488	15.609	18.131
XJX-03	17.17	13.842	3.347	39.033	15.636	18.589	38.373	15.611	18.098
XJX-04	16.411	10.693	2.667	38.79	15.623	18.442	38.257	15.602	18.033

10.45 ~ 11.45, 平均值为 10.85, 介于地壳平均值(8.3, Rudnick and Cao, 2003)和地幔平均值(17.5, Sun and McDonough, 1989)之间, 也更接近地壳平均值; Th/La 值为 0.39 ~ 0.51, 平均值为 0.45, 高于大陆地壳平均值 0.204 (Saunders *et al.*, 1988); Ba/La 值为 15.04 ~ 16.60, 平均值为 15.74, 介于地壳平均值(25)和原始地幔平均值(9.6)之间 (Weaver, 1991), 显示蓄集闪长岩是由地壳物质和地幔物质混合形成, 且地壳物质贡献更大。

样品的锆石 Lu-Hf 同位素组成分析, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值为 0.000 751 ~ 0.001 575, 均小于 0.002 0, 显示锆石在形成之后放射成因 Hf 的积累极为有限, 因而所测的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值代表锆石结晶时 Hf 同位素的组成特征 (第五春荣等, 2007; 贾莹刚等, 2019); $f_{\text{Lu}/\text{Hf}}$ 平均值为 -0.97, 明显小于硅铝质地壳 (-0.72; Vervoort *et al.*, 1996) 和铁镁质地壳 (-0.34; Amelin *et al.*, 1999), 所以二阶段模式年龄才能更真实地反映其源区物质从亏损地幔抽取的时间 (或源区物质在地壳平均存留时间) (第五春荣等, 2007)。

蓄集闪长岩的 $\varepsilon\text{Hf}(t)$ 值为 -8.52 ~ -3.00 (图 8a), 平均值为 -4.69, 二阶段 Hf 同位素模式年龄 t_{DM2} 为 1 827 ~ 1 478 Ma。负的 $\varepsilon\text{Hf}(t)$ 值和古老的二阶段 Hf 同位素模式年龄表明, 蓄集闪长岩为古老地壳物质的熔融产物, 但样品中锆石 $\varepsilon\text{Hf}(t)$ 值表现出不均一性, 其变化范围可达 5.52。由于锆石 Hf 同位素组成不会随部分熔融或分离结晶而变化, 其不均一性很可能指示了一个开放体系, 与更具放射性成因的幔源物质的加入有关 (Kemp *et al.*, 2007)。因此, 蓄集闪长岩很可能是壳幔混合的产物, 其中古老地壳物质占主导, 这与微量元素的分析结果一致。根据二阶段 Hf 同位素模式年龄存在 1 563 ~ 1 478 Ma [$\varepsilon\text{Hf}(t) = -4.37 \sim -3.00$] 和 1 827 ~ 1 790 Ma [$\varepsilon\text{Hf}(t) = -8.52 \sim -7.98$] 两组。区域上柴北缘团鱼山花岗闪长岩部分锆石的二阶段 Hf 同位素模式年龄为 1 699 ~ 1 300 Ma, 岩石源于加厚下地壳的部分熔融 (朱小辉等, 2013); 宗务隆带东部地区晚二叠世至早三叠世花岗岩类全岩的 Sr-Nd 同位素二阶段模式年龄为 1 580 ~ 1 410 Ma, 岩石源于中元古代陆

壳物质部分熔融(Wu *et al.*, 2019),说明柴北缘地区在中元古代可能存在陆壳增生事件。Wang 等(2016)在乌兰北部地区测得 TTG 质片麻岩锆石 U-Pb 年龄约为 1 500 Ma, 认为其响应 Columbia 超级大陆的初始裂解,那么 Columbia 超级大陆初始裂解的同时存在陆壳增生事件,该期增生陆壳为蓄集闪长岩母岩浆的物质成分($t_{DM2} = 1\ 563 \sim 1\ 478\ \text{Ma}$)。区域上欧龙布鲁克微陆块 II 类基底变质表壳岩全岩 Sr-Nd 同位素二阶段模式年龄为 2 170 ~ 1 610 Ma (陈能松等, 2007),蓄集闪长岩锆石的二阶段 Hf 同位素模式年龄为 1 827 ~ 1 790 Ma,落入欧龙布鲁克微陆块 II 类基底变质表壳岩系的演化范围内,表明蓄集闪长岩源区存在欧龙布鲁克微陆块 II 类基底变质表壳岩。因此,蓄集闪长岩母岩浆中古老地壳物质很可能由中元古代增生陆壳物质和少部分欧龙布鲁克微陆块 II 类基底变质表壳岩组成,且有幔源物质的混合。

5.2 构造环境

目前,针对宗务隆带东部地区二叠-三叠纪花岗岩类的形成环境还存在争议,主要有两种观点:第 1 种认为是古特提斯向北俯冲的结果(牛漫兰等, 2018);第 2 种认为是宗务隆有限洋向南俯冲的结果(郭安林等, 2009; 彭渊等, 2016)。两种观点的焦点在于宗务隆带是否存在一个晚石炭世的有限洋盆。最早提出宗务隆带存在晚石炭世有限洋盆观点的依据是在宗务隆带东部天峻南山地区的宗务隆群中发现蛇绿岩,通过全岩 Rb-Sr 等时线法确定蛇绿岩中的玄武岩和辉绿玢岩的形成时代分别为 $331 \pm 88\ \text{Ma}$ 和 $318 \pm 3\ \text{Ma}$ (王毅智等, 2001),但显然对于玄武岩的测年结果误差范围太大不可靠,且该套岩石经历了后期蚀变,发生绿泥石化和绿帘石化,因此全岩 Rb-Sr 体系可能受到扰动,所得的等时线年龄未必代表真正的岩浆事件时代。李玉晔(2008)对宗务隆带蛇绿岩中的辉长岩进行 SHRIMP U-Pb 测年,结果为 $233 \pm 9\ \text{Ma}$,但其仅对 4 粒锆石进行了测试,测试结果也不一定可靠。王苏里等(2016)研究宗务隆带东部晚二叠世镁铁质辉长岩(锆石 U-Pb 年龄 $254 \pm 2\ \text{Ma}$),认为其构造背景为洋壳俯冲造山阶段的岛弧环境,其可能是宗务隆有限洋向南俯冲的结果,但也可能是古特提斯洋向北俯冲的结果。郭安林等(2009)、牛漫兰等(2018)和 Wu 等(2019)认为

东部乌兰地区花岗岩类具有弧型花岗岩类特征,郭安林等(2009)认为东部弧型花岗岩类是宗务隆有限洋向南俯冲的结果,牛漫兰等(2018)认为是古特提斯洋向北俯冲的结果,而 Wu 等(2019)认为东部弧型花岗岩类是古特提斯洋向北俯冲与宗务隆有限洋向南俯冲共同作用的结果。东部地区晚三叠世二郎洞 A 型花岗岩(强娟, 2008; 彭渊, 2015)的出现代表碰撞造山作用的结束。前人的研究集中在宗务隆带的东部地区,那么中西部地区与东部地区是否具有同样的构造演化过程?

本次在宗务隆带中部蓄集地区新发现的闪长岩体,明显亏损重稀土元素和 P、Ti、Nb 等高场强元素,相对富集 Rb、K、Sr 等大离子亲石元素,具有岛弧岩浆岩特征,并且蓄集闪长岩的 La/Nb 值(平均值为 2.47)具有活动大陆边缘弧特征(La/Nb > 2, Salters and Hart, 1991)。在 Rb-(Y+Nb)构造判别图(Pearce *et al.*, 1984)中,宗务隆带中部和西部样品均落于火山弧花岗岩区域,东部绝大多数样品落于火山弧花岗岩区域,少量样品落于板内花岗岩区域(图 8b);在 La/Yb-Th/Yb 图(Condie, 1989)中,中部和西部所有样品具有大陆边缘弧特征,东部大多数花岗岩类样品具有大陆边缘弧特征,东部辉长岩样品具有岛弧岩浆岩特征(图 8c);在 Th/Yb-Ta/Yb 图(Gorton and Schande, 2000)中,中部和西部样品均落在活动大陆边缘区域,东部花岗岩类样品大多数落在了活动大陆边缘区域(图 8d)。上述事实表明蓄集闪长岩是活动大陆边缘和陆缘弧背景下岩浆作用的产物,与宗务隆带东部弧型花岗岩和辉长岩形成于统一构造环境(郭安林等, 2009; 彭渊等, 2016; 王苏里等, 2016; Wu *et al.*, 2019)。但事实上,在宗务隆带的中部和西部,至今基础地质调查、矿产勘查和研究工作中未见蛇绿岩或其岩片(图 2),也没有弧型花岗岩类以及反映洋盆关闭的 A 型花岗岩类出露,而多见闪长岩和辉绿(长)岩(图 1b)。青海省地质调查院(2016)^①在宗务隆带西段怀头他拉地区发现岩墙状产出的辉绿岩($\text{SiO}_2 = 45.09\% \sim 49.13\%$),其锆石 U-Pb 年龄为 $266 \pm 2\ \text{Ma}$,因此推测宗务隆带华力西中晚期东部存在有限洋盆环境,中西部为一种尚没有完全出现洋盆的裂谷环境,且自东向西先后打开。

① 青海省地质调查院. 2016. 青海省德令哈市宗务隆山地区六幅 1:5 万区域地质矿产调查报告.

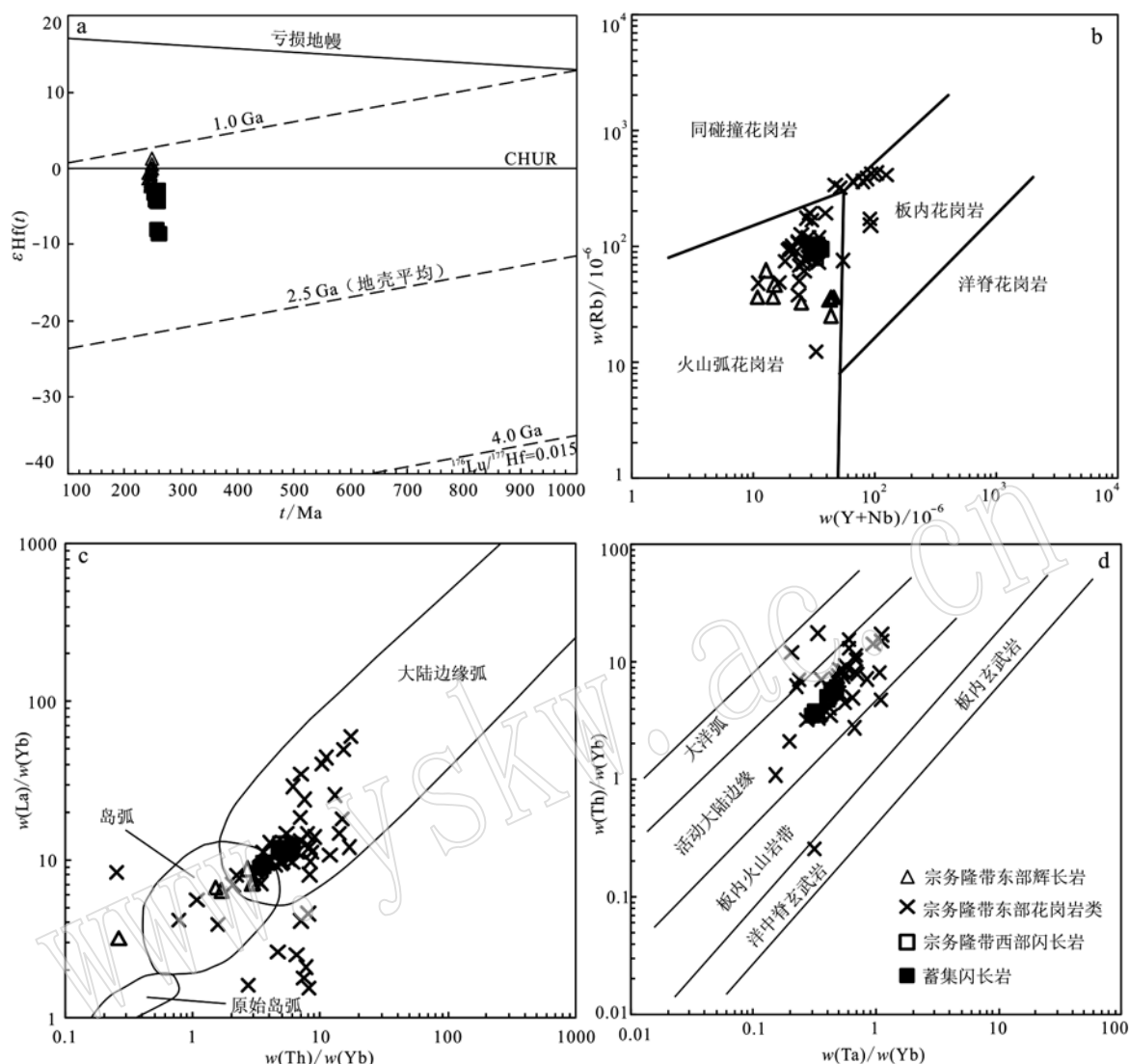


图7 锆石 $\varepsilon\text{Hf}(t)-t$ 图解(a)和构造环境判别图解(b据 Pearce *et al.*, 1984; c据 Condie, 1989; d据 Gorton 和 Schande, 2000)

Fig.7 Zircon $\varepsilon\text{Hf}(t)-t$ (a) and tectonic environment (b after Pearce *et al.*, 1984; c after Condie, 1989; d after Gorton and Schande, 2000) discrimination diagrams for diorites from the Xuji pluton

6 结论

宗务隆带中段新发现侵入于宗务隆群的蓄集闪长岩体, 锆石 U-Pb 年龄为 258 ± 1 Ma, 属晚二叠世, 代表岩体的结晶年龄。

蓄集闪长岩的源岩为壳幔混合源, 且以古老地壳为主, 古老地壳物质主要由中元古代增生陆壳物质和部分欧龙布鲁克微陆块Ⅱ类基底变质表壳岩部分熔融形成, 其构造环境为弧环境。

推测宗务隆带华力西中晚期东部存在有限洋

盆, 中西部为一种尚没有完全出现洋盆的裂谷, 且自东向西先后打开。

References

- Amelin Y, Lee D C, Halliday A N, *et al.* 1999. Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons[J]. *Nature*, 399: 1 497 ~ 1 503.
- Bureau of Geology and Mineral Resources Qinghai Province (BGMQ). 1991. Regional Geology of Qinghai Province[M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).

- Blichert-Toft J and Albarède F. 1999. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 148: 243 ~ 258.
- Chen Jin. 2011. The Petrogeochemistry of Intermediate-acidic Intrusive Rocks in Shengge Area and Its Tectonic Significance (Master Degree Thesis) [D]. Xi'an: Chang'an University (in Chinese with English abstract).
- Chen Nengsong, Wang Xinyu, Zhang Hongfei, *et al.* 2007. Geochemistry and Nd-Sr-Pb isotopic compositions of granitoids from Qaidam and Oulongbuluke micro-blocks, NW China: Constraints on basement nature and tectonic affinity[J]. *Earth Sciences (Journal of China University of Geosciences)*, 32(1): 7 ~ 21 (in Chinese with English abstract).
- Chen X H, Gehrels G, Yin A, *et al.* 2012. Paleozoic and Mesozoic basement magmatism of eastern Qaidam Basin, northern Qinghai-Tibetan Plateau: LA-ICP-MS zircon U-Pb geochronology and its geological significance[J]. *Acta Geologica Sinica*, 86 (2): 350 ~ 369.
- Cheng Tingting. 2015. Zircon U-Pb Dating and Tectonic Setting of Intrusive Rocks in Wulan along the North Margin of Qaidam Terrane (Master Degree Thesis) [D]. Hefei: Hefei University of Technology (in Chinese with English abstract).
- Condie K C. 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: Identification and significance [J]. *Lithos*, 23: 1 ~ 18.
- Diwu Chunrong, Sun Yong, Lin Ciluan, *et al.* 2007. Zircon U-Pb ages and Hf isotopes and their geological significance of Yiyang TTG gneisses from Henan province, China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(2): 253 ~ 262 (in Chinese with English abstract).
- Griffin W L, Belousova E A, Shee S R, *et al.* 2004. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U-Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons[J]. *Precambrian Research*, 131(3/4): 231 ~ 282.
- Griffin W L, Pearson N J, Belousova E, *et al.* 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(1): 133 ~ 147.
- Gorton M P and Schandl E S. 2000. From continents to island arcs: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks[J]. *The Canadian Mineralogist*, 38(5): 1 065 ~ 1 073.
- Guo Anlin, Zhang Guowei, Qiang Juan, *et al.* 2009. Indosinian Zongwulong orogenic belt on the northeastern margin of the Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 25(1): 1 ~ 12 (in Chinese with English abstract).
- Hao Guojie, Lu Songnian, Wang Huichu, *et al.* 2004. The pre-Devonian tectonic framework in the northern margin of Qaidam basin and geological evolution of Olongbuluck palaeo-block[J]. *Earth Science Frontiers*, 11(3): 115 ~ 122 (in Chinese with English abstract).
- Hirose K and Kushiro I. 1993. Partial melting of dry peridotites at high pressure: Determination of composition of melts segregated from peridotite using aggregates of diamonds[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 114: 477 ~ 489.
- Jia Yinggang, Zhao Jun, Jiang Lei, *et al.* 2019. Early Paleozoic tectonic evolution of northern Yili Block: Evidence from diorite in Wenquan, Xinjiang[J]. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 49(4): 1 015 ~ 1 038 (in Chinese with English abstract).
- Kamei A, Owada M, Nagao T, *et al.* 2004. High-Mg diorites derived from sanukitic HMA magmas, Kyushu Island, southwest Japan arc: Evidence from clinopyroxene and whole rock compositions [J]. *Lithos*, 75: 359 ~ 371.
- Kemp A I, Hawkesworth C J, Foster G L, *et al.* 2007. Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf-O isotopes in zircon[J]. *Science*, 315: 980 ~ 983.
- Li Ping'an and Nie Shuren. 1982. Structural characteristics of Zongwulong rift[J]. *Geology of Qinghai*, (2): 65 ~ 76 (in Chinese with English abstract).
- Li Yuye. 2008. Geochronology and Geochemistry of the Ophiolites and Island-arc-type Igneous Rocks in the Western Qinling Orogeny and the Eastern Kunlun Orogeny: Implication for the Evolution of the Tethyan Ocean [D]. University of Science and Technology of China, 115 ~ 118 (in Chinese with English abstract).
- Liu S A, Li S G, He Y S, *et al.* 2010. Geochemical contrasts between Early Cretaceous ore-bearing and ore-barren high-Mg adakites in central-eastern China: Implications for petrogenesis and Cu-Au mineralization[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(24): 7 160 ~ 7 178.
- Lu Songnian. 2002. Primary Study of Precambrian Geology in the Northern Qinghai-Tibet Plateau [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1 ~ 125 (in Chinese).
- Niu Manlan, Zhao Qiqi, Wu Qi, *et al.* 2018. Magma mixing identified in the Guokeshan pluton, northern margin of the Qaidam basin: Evidence from petrography, mineral chemistry, and whole-rock geochemistry[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 34(7): 1 991 ~ 2 016 (in Chinese with English abstract).
- Maniar P D and Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids [J]. *GSA Bulletin*, 101(5): 635 ~ 643.
- Masuda A. 1975. Abundances of monoisotopic REE, consistent with

- the Leedeey chondrite values[J]. *Geochemical Journal*, 9(3): 183 ~ 184.
- Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system[J]. *Earth-Science Reviews*, 37(3~4): 215 ~ 224.
- Pearce J A, Harris N B W and Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. *Journal of Petrology*, 25: 956 ~ 983.
- Peng Yuan. 2015. The Late Hercynian-Indosinian Structural Characteristics of the Zongwulong Tectonic Belt in North Qaidam Basin[D]. Chinese Academy of Geological Sciences Dissertation Submitted for the Degree of Doctor (in Chinese with English abstract).
- Peng Yuan, Ma Yinsheng, Liu Chenglin, *et al.* 2016. Geological characteristics and tectonic significance of the Indosinian granodiorites from the Zongwulong tectonic belt in North Qaidam[J]. *Earth Science Frontiers*, 23(2): 206 ~ 221 (in Chinese with English abstract).
- Peng Yuan, Zhang Yongsheng, Sun Jiaopeng, *et al.* 2018. Provenance and tectonic setting of the Zhongwunongshan Group from the Zhongwunongshan structural belt and its adjacent areas in North Qaidam, China: Evidence from geochemistry and detrital zircon geochronology[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 42(1): 126 ~ 149 (in Chinese with English abstract).
- Qiang Juan. 2008. The Granitoids Zongwulong Tectonic Zone on the Northeastern Margin of the Qinghai-Tibet Plateau and Its Tectonic Significance Master Degree Thesis[D]. Xi'an: Northwest University (in Chinese with English abstract).
- Rapp R P, Shimizu N, Norman M D, *et al.* 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: Experimental constraints at 3.8 GPa[J]. *Chemical Geology*, 160(4): 335 ~ 356.
- Rickwood P C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements [J]. *Lithos*, 22(4): 247 ~ 263.
- Rudnick R L and Cao S. 2003. Composition of the continental crust[A]. Rudnick R L. *The Crust, Treatise on Geochemistry* [C]. Oxford: Elsevier Pergamon, 3: 1 ~ 64.
- Salters V J M and Hart S R. 1991. The mantle sources of ocean ridges, islands and arcs: The Hf-isotope connection[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 104: 364 ~ 380.
- Saunders A D, Norry M J and Tarney J. 1988. Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: Trace element constrains [J]. *Journal of Petrology, Special Volume*(1): 415 ~ 445.
- Shen Qihan. 2009. The recommendation of a systematic list of mineral abbreviations[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 28(5): 495 ~ 500 (in Chinese with English abstract).
- Soderlund U, Patchett P J, Vervoort J D, *et al.* 2004. The ¹⁷⁶Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 219: 311 ~ 324.
- Song Shuguang, Zhang Cong, Li Xianhua, *et al.* 2011. HP/UHP metamorphic time of eclogite in the Xitieshan terrane, North Qaidam UHPM belt, NW China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 27(4): 1 191 ~ 1 197 (in Chinese with English abstract).
- Sun S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes [A]. Saunderson A D and Norry M J. *Magmatism in the Ocean Basins* [C]. Geological Society Special Publication, 2: 313 ~ 345.
- Taylor S R and McLennan S M. 1995. The geochemical evolution of the continental crust[J]. *Reviews of Geophysics*, 33(2): 241 ~ 265.
- Vervoort J D, Patchett P J, Gehrels G E, *et al.* 1996. Constraints on early earth differentiation from hafnium and neodymium isotopes [J]. *Nature*, 379: 624 ~ 627.
- Wang L, Wang H, He C, *et al.* 2016. Mesoproterozoic continental break-up in NW China: Evidence from gneisses from the North Wulan terrane[J]. *Precambrian Research*, 281: 521 ~ 536.
- Wang Suli and Zhou Lifa. 2016. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating, geochemistry and tectonic implication of the bojite in the Zongwulong Mountain[J]. *Journal of Northwest University (Natural Science Edition)*, 46(5): 716 ~ 724 (in Chinese with English abstract).
- Wang Yizhi, Bai Yongshan, and Lu Hailian. 2001. Geological characteristics of Tianjunnanshan ophiolite in Qinghai and its forming environment[J]. *Qinghai Geology*, 29(1): 29 ~ 35 (in Chinese with English abstract).
- Weaver B L. 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints[J]. *Earth Planetary Science Letter*, 104: 381 ~ 397.
- Wedepohl K H. 1995. The composition of the continental crust [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59: 1 217 ~ 1 232.
- Wu C L, Wu D, Chris Mattinson, *et al.* 2019. Petrogenesis of granitoids in the Wulan area: Magmatic activity and tectonic evolution in the North Qaidam, NW China[J]. *Gondwana Research*, 67: 147 ~ 171.
- Wu F Y, Yang Y H, Xie L W, *et al.* 2006. Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U-Pb geochronology [J]. *Chemical Geology*, 234: 105 ~ 126.
- Xin Houtian, Wang Huichu and Zhou Shijun. 2006. Geological events and tectonic evolution of the north margin of the Qaidam Basin[J]. *Geological Survey and Research*, 29(4): 311 ~ 320 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Jianxin, Yu Shengyao and Meng Fancong. 2008. Metamorphic and

deformational evolution of the Yuka-Luofengpo eclogite-gneiss unit in the North Qaidam Mountains, China [J]. *Geological Bulletin of China*, 27 (9): 1 468 ~ 1 474 (in Chinese with English abstract).

Zhang L, Chen R X, Zheng Y F, *et al.* 2017. Whole-rock and zircon geochemical distinction between oceanic- and continental-type eclogites in the North Qaidam orogen, northern Tibet [J]. *Gondwana Research*, 44: 67 ~ 88.

Zhu Xiaohui, Chen Danling, Liu Liang, *et al.* 2013. Geochemistry, geochronology, and Hf isotopic compositions of the Tuanyushan pluton from the western segment of the Northern Qaidam [J]. *Geological Journal of China Universities*, 19(2): 233 ~ 244 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

陈 金. 2011. 青海省乌兰县生格地区中-酸性侵入岩岩石地球化学特征及其构造意义[D]. 西安: 长安大学.

陈能松, 王新宇, 张宏飞, 等. 2007. 柴-欧微地块花岗岩地球化学和 Nd-Sr-Pb 同位素组成: 基地性质和构造属性启示[J]. *地球科学*, 32(1): 7 ~ 21.

程婷婷. 2015. 柴北缘乌兰地区三叠纪侵入岩锆石 U-Pb 定年及其形成环境探讨[D]. 合肥: 合肥工业大学.

第五春荣, 孙一勇, 林慈奎, 等. 2007. 豫西宜阳地区 TTG 质片麻岩锆石 U-Pb 定年和 Hf 同位素地质学[J]. *岩石学报*, 23(2): 252 ~ 262.

郭安林, 张国伟, 强 娟, 等. 2009. 青藏高原东北缘印支期宗务隆造山带[J]. *岩石学报*, 25(1): 1 ~ 12.

郝国杰, 陆松年, 王慧初, 等. 2004. 柴达木盆地北缘前泥盆纪构造格架及欧龙布鲁克陆块地质演化[J]. *地学前缘*, 11(3): 115 ~ 122.

贾莹刚, 赵 军, 蒋 磊, 等. 2019. 伊犁地块北缘早古生代构造属性: 来自温泉地区闪长岩的证据[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 49(4): 1 015 ~ 1 038.

李平安, 聂树人. 1982. 宗务隆裂陷槽的构造特征[J]. *青海地质*, 2: 65 ~ 76.

李玉晔. 2008. 西秦岭-东昆仑造山带蛇绿岩及岛弧型岩浆岩的年代

学和地球化学研究——对特提斯洋演化的制约[D]. 中国科学技术大学, 115 ~ 118.

陆松年. 2002. 青藏高原北部前寒武纪地质初探[M]. 北京: 地质出版社, 1 ~ 125.

牛漫兰, 赵齐齐, 吴 齐, 等. 2018. 柴北缘果可山岩体的岩浆混合作用: 来自岩相学、矿物学和地球化学证据[J]. *岩石学报*, 34(7): 1 991 ~ 2 016.

彭 渊. 2015. 柴北缘宗务隆构造带海西晚期印支期构造特征研究[D]. 北京: 中国地质科学院.

彭 渊, 马寅生, 刘成林, 等. 2016. 柴北缘宗务隆构造带印支期花岗岩闪长岩地质特征及其构造意义[J]. *地学前缘*, 23(2): 206 ~ 221.

彭 渊, 张永生, 孙娇鹏, 等. 2018. 柴北缘北部中吾农山构造带及邻区中吾农山群物源和构造环境: 来自地球化学与锆石 U-Pb 年代学的证据[J]. *大地构造与成矿*, 42(1): 126 ~ 149.

强 娟. 2008. 青藏高原东北缘宗务隆构造带花岗岩及其构造意义[D]. 西安: 西北大学.

青海省地质矿产局. 1991. 青海省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社.

沈其韩. 2009. 推荐一个系统的矿物缩写表[J]. *岩石矿物学杂志*, 28(5): 495 ~ 500.

宋述光, 张 聪, 李献华, 等. 2011. 柴北缘超高压带中锡铁山榴辉岩的变质时代[J]. *岩石学报*, 27(4): 1 191 ~ 1 197.

王苏里, 周立发. 2016. 宗务隆山角闪辉长岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年、地球化学特征及其地质意义[J]. *西北大学学报(自然科学版)*.

王毅智, 拜永山, 陆海莲. 2001. 青海天峻南山蛇绿岩的地质特征及其形成环境[J]. *青海地质*, 21(1): 29 ~ 35.

辛后田, 王惠初, 周世军. 2006. 柴北缘的大地构造演化及其地质事件群[J]. *地质调查与研究*, 29(4): 311 ~ 320.

张建新, 于胜尧, 孟繁聪. 2008. 柴达木北缘鱼卡-落凤坡榴辉岩-片麻岩单元的变质变形演化[J]. *地质通报*, 27(9): 1 468 ~ 1 474.

朱小辉, 陈丹玲, 刘 良, 等. 2013. 柴北缘西段团鱼山岩体的地球化学、年代学及 Hf 同位素示踪[J]. *高校地质学报*, 19(2): 233 ~ 244.