

冈底斯岩浆弧曲水地区早中新世埃达克质花岗岩的成因及构造意义

秦圣凯¹, 张泽明^{1, 2}, 张荣辉²

(1. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; 2. 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100083)

摘要: 青藏高原拉萨地体南部广泛发育的渐新世-中新世埃达克质岩浆岩, 是研究冈底斯岩浆弧后碰撞岩浆活动和地壳演化的理想载体。本文对冈底斯弧中段曲水地区的早中新世黑云母花岗岩进行了岩石学、地球化学、锆石 U-Pb 年代学和 Hf 同位素研究。全岩地球化学分析结果显示黑云母花岗岩具有高的 SiO_2 、 Al_2O_3 和 K_2O 含量, 属于中钾钙碱性、准铝质到弱过铝质岩石。微量元素富 Sr, 贫 Y 和 Yb, 富集轻稀土元素而强烈亏损重稀土元素, 具有高的 Sr/Y 值 (165~278) 和 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值 (26.6~39.7), 具有典型埃达克质岩石的地球化学特征。锆石 U-Pb 年代学分析结果表明花岗岩的结晶年龄为 21~19 Ma, Hf 同位素分析结果显示, 岩浆锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值 (-0.9~+12.7) 大部分为正值且具有较大的变化范围。根据 Sr/Y 和 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值估算早中新世冈底斯弧的地壳厚度已达到 70~80 km。综合本文和已有的数据表明, 印度-亚洲大陆碰撞和碰撞后持续的汇聚作用以及大体积幔源岩浆的底侵共同导致冈底斯岩浆弧经历了显著的新生代地壳加厚; 渐新世-早中新世, 俯冲印度大陆板片的断离或加厚岩石圈地幔的拆沉作用引起软流圈地幔物质上涌, 导致冈底斯弧加厚下地壳 (新生地壳和古老地壳) 发生强烈的部分熔融, 形成了广泛分布的后碰撞埃达克质岩浆岩。

关键词: 冈底斯岩浆弧; 花岗岩; 埃达克质岩; 中新世; 地壳加厚

中图分类号: P588.12⁺1; P581; P542

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2023)03-0329-21

Petrogenesis and tectonic significance of the Early Miocene adakitic granites from the Quxu area, Gangdese magmatic arc

QIN Sheng-kai¹, ZHANG Ze-ming^{1, 2} and ZHANG Rong-hui²

(1. Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2. School of Earth Science and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract: The Oligocene to Miocene adakitic rocks are widely distributed in the southern Lhasa terrane, and their petrogenesis is crucial for understanding the post-collisional evolution of the Gangdese magmatic arc. Here, we conducted petrological, geochemical, zircon U-Pb geochronological, and in-situ zircon Hf isotopic studies of the Early Miocene biotite granites from the Quxu area in the middle segment of the Gangdese arc. The studied four biotite granites are classified as calc-alkaline, metaluminous to weak peraluminous granitoids, and show geochemical affinities to adakites, characterized by high SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O and Sr contents, low Y and Yb contents, enrichment in LREE and depletion in HREE, and high Sr/Y (165~278) and $(\text{La}/\text{Yb})_N$ (26.6~39.7) ratios. Zircon U-Pb dating yields identical ages of 21~19 Ma, which are interpreted as the crystallization ages of the magmatic rocks. Zircon $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ values ranges from -0.9~+12.7 and are mostly positive, reflecting variable contributions from juvenile and

收稿日期: 2023-02-26; 接受日期: 2023-03-24; 编辑: 郝艳丽

基金项目: 中国地质调查局地质调查项目 (DD20221630); 国家自然科学基金项目 (41941016-2, U2244203, 91855210)

作者简介: 秦圣凯 (1993-), 男, 博士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业, E-mail: qinshengkai2010@163.com; 通讯作者: 张泽明 (1961-), 男, 研究员, 从事造山带组成与构造演化研究, E-mail: zzm2111@sina.com。

ancient crustal materials. The crustal thickness of the Gangdese arc in Early Miocene is estimated to be approximately 70~80 km based on the Sr/Y and $(La/Yb)_N$ ratios. Our presented new data, combined with previous data, supports the proposition that the Gangdese magmatic arc underwent significant Cenozoic crustal thickening resulted from the tectonic shortening during and after the India-Asia continental collision, as well as the addition of mantle-derived magmas. We proposed that the breakoff of the deeply subducted Indian continent and/or delamination of the thickened Gangdese lithosphere resulted in the upwelling of asthenosphere and partial melting of the thickened lower crust, leading to the widespread occurrence of post-collisional adakitic rocks.

Key words: Gangdese magmatic arc; granite; adakitic rocks; Miocene; crustal thickening

Fund support: Project of China Geological Survey (DD20221630); National Natural Science Foundation of China (41941016-2, U2244203, 91855210)

冈底斯岩浆弧位于青藏高原拉萨地体的南部,经历了中生代新特提斯洋的俯冲和新生代印度-亚洲大陆的碰撞过程,很好地记录了长期的构造-岩浆-变质-成矿演化历史,是研究汇聚板片边缘的岩浆作用、壳-幔相互作用和大陆地壳形成与演化的天然实验室,长期以来受到全球地学界的广泛关注(Dewey *et al.*, 1988; Yin and Harrison, 2000; Chung *et al.*, 2003, 2005; Ding *et al.*, 2003; 侯增谦等, 2004; 莫宣学等, 2005; 许志琴等, 2006, 2011; 赵志丹等, 2006; Searle *et al.*, 2011; Zhu *et al.*, 2018; 张泽明等, 2019)。青藏高原及冈底斯岩浆弧拥有全球最厚的陆壳(70~80 km),相当于双倍的正常地壳厚度(Hirn *et al.*, 1984; Zhao *et al.*, 1993)。早期许多研究认为青藏高原的巨厚地壳是印度与亚洲大陆在始新世碰撞的结果(England and Houseman, 1986; Molnar *et al.*, 1993; Yin and Harrison, 2000),也有研究表明在印度-亚洲碰撞之前冈底斯弧就已经经历了明显的地壳加厚作用(Murphy *et al.*, 1997; Wen *et al.*, 2008; Ding *et al.*, 2014; Zhang *et al.*, 2021; Qin *et al.*, 2022),最近的研究指出,冈底斯岩浆弧很可能经历了多次、长期的地壳加厚过程(Tang *et al.*, 2020; Sundell *et al.*, 2021; Zhang *et al.*, 2021)。但是印度-亚洲大陆碰撞之后冈底斯弧地壳的演化历史以及冈底斯弧地壳何时达到现今双倍正常地壳厚度,还缺乏有效的限定。

埃达克岩最早由 Defant 和 Drummond (1990) 提出,是指由俯冲的年轻(≤ 25 Ma)洋壳在榴辉岩相条件下部分熔融形成的中酸性($SiO_2 \geq 56\%$)火山岩和相应的侵入岩。与典型岛弧火山岩(安山岩-英安岩-流纹岩)系列相比,它们具有强烈亏损重稀土元素(如 $Yb \leq 1.9 \times 10^{-6}$)和 Y 元素($\leq 18 \times 10^{-6}$)、富集 Sr 元素($\geq 400 \times 10^{-6}$)并具有高 Sr/Y (≥ 40) 和

$(La/Yb)_N$ (≥ 20) 值的特点(Defant and Drummond, 1990)。之后一些研究表明,具有这种地球化学特征的岩石不一定都与俯冲洋壳熔融有关,而是可以形成于多种构造背景下,例如加厚基性下地壳的熔融(Kay *et al.*, 1993; Martin, 1999)。现如今,埃达克(质)岩石一般指具有类似的富集轻稀土元素、亏损重稀土元素、高 Sr/Y 和 $(La/Yb)_N$ 值的中酸性岩浆岩,由于它们具有重要的地球动力学及金属成矿意义,近 30 年来得到了广泛关注和深入研究(Kay *et al.*, 1993; Castillo *et al.*, 1999; Martin, 1999; Rapp *et al.*, 1999; Chung *et al.*, 2003; Hou *et al.*, 2004; Macpherson *et al.*, 2006; Chen *et al.*, 2011; 张旗, 2015; 王强等, 2020)。拉萨地体南部广泛分布的渐新世-中新世花岗岩类普遍具有埃达克岩的地球化学亲缘性(Chung *et al.*, 2005; Zhu *et al.*, 2018),很多中新世的大型-超大型金属矿床都与区域上同期的埃达克质岩浆岩有密切的成因联系(Hou *et al.*, 2004, 2015a, 2015b; 侯增谦等, 2004; Yang *et al.*, 2015)。尽管已进行了大量的研究,但是对冈底斯弧中新世埃达克质岩浆岩的成因认识仍有争议,目前大多数观点认为它们是拉萨地体加厚下地壳部分熔融的产物(Chung *et al.*, 2003; Hou *et al.*, 2004; Chen *et al.*, 2011; Pan *et al.*, 2012; Zheng *et al.*, 2012),但也有学者认为它们起源于俯冲的新特提斯洋壳的部分熔融(Qu *et al.*, 2004)或印度大陆基性下地壳的部分熔融(Xu *et al.*, 2010),还有研究认为它们可能是地幔部分熔融形成的含水基性岩浆在高压下发生分离结晶作用的产物(Lu *et al.*, 2015)。明确这些后碰撞埃达克质岩浆岩的成因和动力学背景对于理解和完善冈底斯岩浆弧的构造演化历史有重要意义。

已发表的后碰撞埃达克质花岗岩的年代学资料

显示,冈底斯岩浆弧中段($89^{\circ}\text{E}\sim 93^{\circ}\text{E}$)花岗岩的结晶年龄集中于中中新世($18\sim 12\text{ Ma}$) (Chung *et al.*, 2003, 2005; Hou *et al.*, 2004; Ji *et al.*, 2009; 徐旺春, 2010; Chen *et al.*, 2011; Li *et al.*, 2011; Yang *et al.*, 2015; Xu *et al.*, 2016; 徐倩等, 2019; 申宇等, 2020), 而东段($>93^{\circ}\text{E}$)花岗岩的结晶年龄为晚渐新世($27\sim 23\text{ Ma}$) (Pan *et al.*, 2012; Zheng *et al.*, 2012; Zhang *et al.*, 2015)。Ji 等(2009)报道了冈底斯弧中段曲水地区的一个早中新世(21.3 Ma)花岗岩的锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素,但是并没有进行岩石学、地球化学等方面的研究。目前冈底斯弧中段早中新世花岗岩的化学成分和岩石成因还缺乏有效的限定。本文在前人工作的基础上,对曲水地区的早中新世花岗岩进行了系统采样,并开展了岩石学、地球化学、锆石 U-Pb 年代学和锆石原位 Hf 同位素分析综合研究,确定了该地区早中新世花岗岩的组成、化学成分和结晶年龄,讨论了其岩浆源区和岩石成因,结合前人的研究成果,重新厘定了冈底斯弧中段后碰撞岩浆作用的持续时间,并基于最新的经验公式计算了冈底斯弧早中新世的地壳厚度,为印度-亚洲大陆碰撞后冈底斯岩浆弧的构造演化历史提供了重要限定。

1 区域地质背景与样品

青藏高原是由一系列起源于冈瓦纳大陆的地体,自早古生代以来依次拼接到欧亚大陆南缘形成的(Yin and Harrison, 2000; 许志琴等, 2011; Zhang *et al.*, 2014)。自北向南这些地体依次为昆仑地体、松潘-甘孜地体、羌塘地体、拉萨地体和喜马拉雅带,它们之间依次被昆仑(KSZ)、金沙江(JSSZ)、班公湖-怒江(BNSZ)和雅鲁藏布江缝合带(ITSZ)所分割(图 1a; Yin and Harrison, 2000)。拉萨地体位于青藏高原的南部,由前寒武纪的结晶基底、古生代-中生代的沉积岩和古生代-新生代的岩浆岩组成(莫宣学等, 2005; 潘桂棠等, 2006; Zhang *et al.*, 2014; Zhu *et al.*, 2018)。

冈底斯岩浆弧位于拉萨地体南部,形成于中生代新特提斯洋岩石圈向北部的拉萨地体之下的长期俯冲过程中,在印度-亚洲大陆碰撞过程中又叠加了强烈的新生代岩浆作用(Ding *et al.*, 2003; Chung *et al.*, 2005; 莫宣学等, 2005; 潘桂棠等, 2006; Zhu *et al.*, 2015, 2018)。冈底斯弧记录了长期、多阶段

的岩浆作用,岩浆作用的 3 个高峰期分别是晚白垩世($95\sim 85\text{ Ma}$)、早始新世($53\sim 47\text{ Ma}$)和中新世($18\sim 12\text{ Ma}$) (Mo *et al.*, 2007; Ji *et al.*, 2009; Zhu *et al.*, 2018; 张泽明等, 2019)。晚白垩世和早始新世的岩体多呈大型岩基产出,晚渐新世至中新世的侵入岩多呈规模相对较小的岩墙或岩株产出。尽管单个岩体的规模不大,晚渐新世至中新世岩浆岩在藏南冈底斯弧分布十分广泛,它们近平行出露于雅鲁藏布江缝合带的北侧,东、西延伸超过 $1\ 500\text{ km}$ 。这些岩浆岩具有高 Sr/Y 值并强烈亏损重稀土元素等典型埃达克质岩石的地球化学特征(Chung *et al.*, 2003, 2005; Hou *et al.*, 2004; 徐旺春, 2010; 张泽明等, 2019)。大量研究表明,中新世的很多大型-超大型铜-金矿床(如冲江、厅宫、驱龙和甲马矿床等)与冈底斯带后碰撞的埃达克质岩浆岩有密切的成因联系(侯增谦等, 2004; 段连峰等, 2014; Wang *et al.*, 2014; Hou *et al.*, 2015a, 2015b; Yang *et al.*, 2015; 李秋耘等, 2021)。此外,同时期在冈底斯岩浆带还广泛发育后碰撞期($24\sim 8\text{ Ma}$)的幔源钾质-超钾质岩浆作用(赵志丹等, 2006; 陈建林等, 2010)。

曲水岩基位于藏南冈底斯岩浆弧的中段,主要展布于雅鲁藏布江北侧的曲水-尼木一带,侵位于中生代地层中,是典型的复式花岗岩体,主要由花岗岩、花岗闪长岩、石英闪长岩和二长花岗岩组成。大量锆石 U-Pb 年代学数据显示,曲水岩基的主体形成于 $53\sim 43\text{ Ma}$,是印度和亚洲大陆碰撞的产物(莫宣学等, 2005; Ji *et al.*, 2009; 徐旺春, 2010; 孟元库等, 2018)。曲水岩基的花岗岩类中普遍发育有暗色镁铁质微粒包体(mafic microgranular enclaves, MME),很可能是由于壳源花岗质岩浆和幔源基性岩浆之间发生岩浆混合作用的结果(董国臣等, 2006; 马绪宣等, 2020)。除了广泛分布的始新世岩浆岩,冈底斯岩浆弧中段的尼木-曲水一带还广泛发育有中新世花岗岩类,它们多呈岩株、岩枝或岩脉侵入始新世岩浆岩或中生代地层中,主要岩性包括花岗岩、花岗斑岩、花岗闪长斑岩、二长花岗岩和二长斑岩,锆石 U-Pb 定年显示它们的结晶年龄主要集中于 $18\sim 12\text{ Ma}$ (图 1b; Hou *et al.*, 2004; Guo *et al.*, 2007; Ji *et al.*, 2009; 徐旺春, 2010; Chen *et al.*, 2011; Li *et al.*, 2011; 申宇等, 2020)。

本文的采样地点位于曲水县城以北约 7 km 曲甫村的花岗岩体露头。该处出露两种花岗岩:一种是

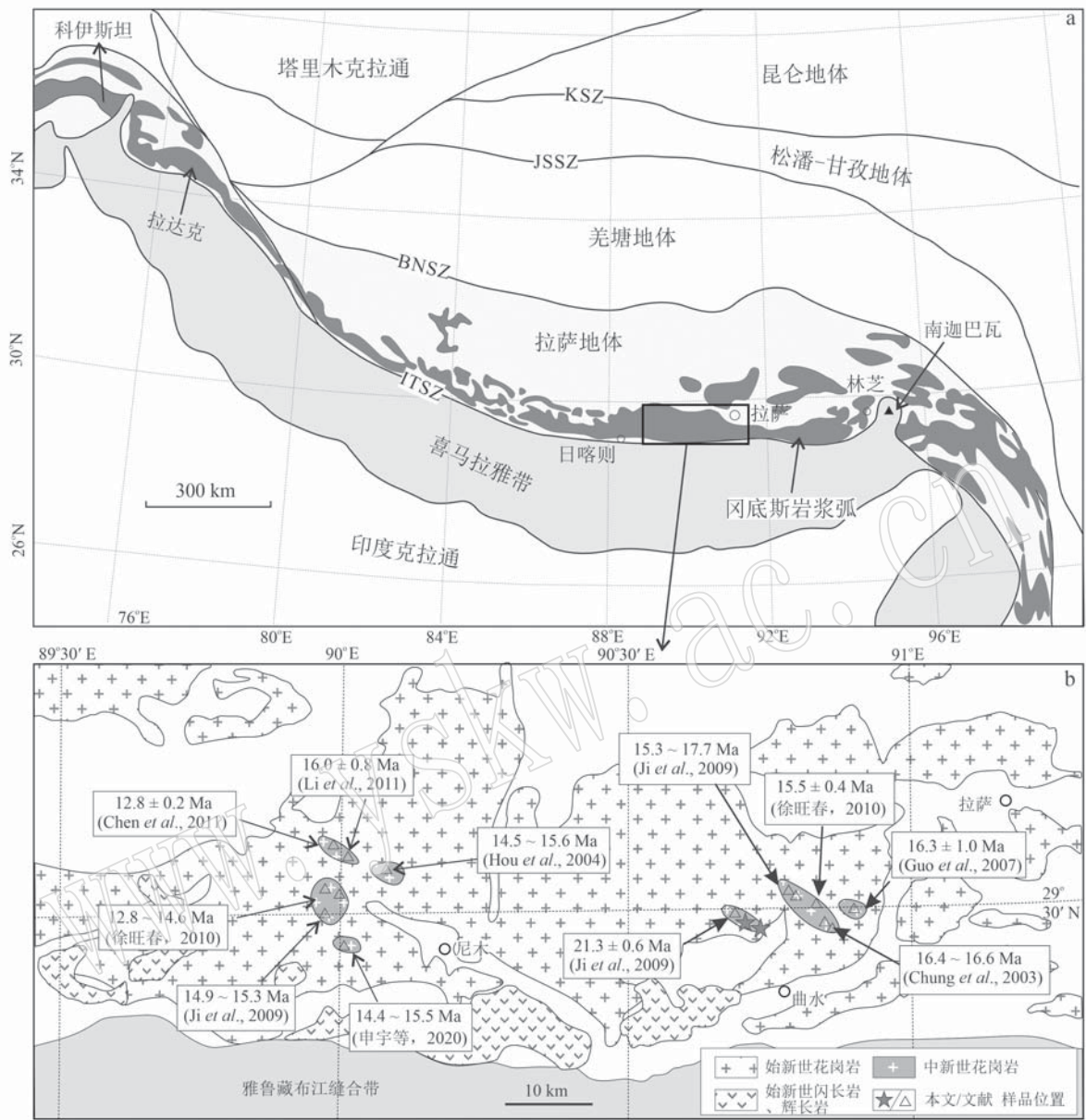


图 1 青藏高原及冈底斯岩浆弧地质简图[a, 据张泽明等(2019)修改]和曲水地区地质简图及采样位置 [b, 据 Ji 等(2009)修改]

Fig. 1 Simplified geological map of the Tibetan Plateau and the Gangdese magmatic arc (a, modified after Zhang Zeming *et al.*, 2019) and geological map of the Quxu area with sample locations (b, modified after Ji *et al.*, 2009)

粗粒二长花岗岩,发育弱的面理,具有始新世(43.7 ± 0.9 Ma)的结晶年龄(Ji *et al.*, 2009);另一种为黑云母花岗岩,宽约 0.5~1 km,侵入到始新世二长花岗岩中。黑云母花岗岩不发育面理,呈灰白色,具中粗粒花岗结构、块状构造(图 2a)。本文在黑云母花岗岩体的不同位置采集了 4 个样品,采样位置见图 1b。4 个黑云母花岗岩样品具有相似的矿物组成,包括石英(35%~40%)、钾长石(20%~35%)、斜长石

(15%~20%)和黑云母(5%~10%)(图 2b)。

2 分析方法

全岩主量、微量元素化学成分分析在国家地质实验测试中心完成。主量元素采用 XRF 方法进行测定,分析精度优于 5%。微量元素采用电感耦合等离子体质谱仪 ICP-MS 进行测定,含量大于 10×10^{-6}

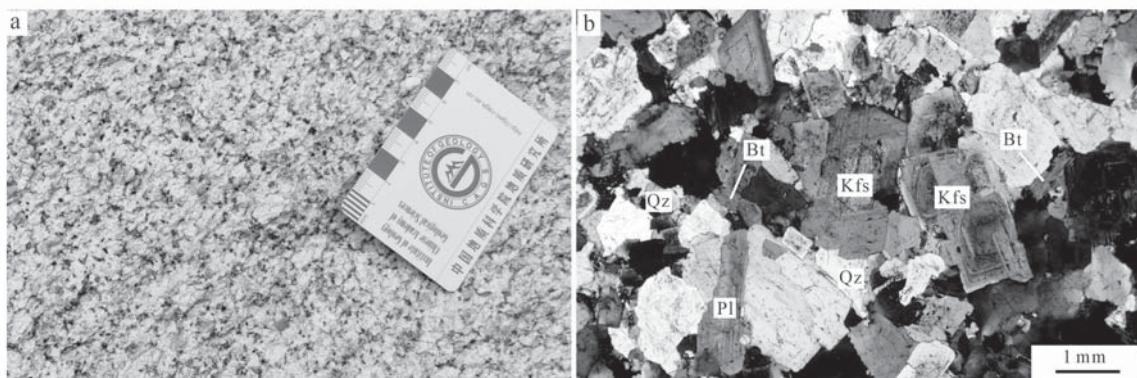


图2 冈底斯岩弧曲水地区黑云母花岗岩的野外照片(a)和正交偏光显微照片(b)

Fig. 2 Field photograph (a) and cross-polarized microphotograph (b) of the biotite granite from the Quxu area, Gangdese magmatic arc

a—黑云母花岗岩呈灰白色,中粗粒花岗结构,块状构造;b—黑云母花岗岩矿物组成包括石英、钾长石、斜长石和黑云母;

Bt—黑云母; Kfs—钾长石; Pl—斜长石; Qz—石英

a—biotite granite exhibits grey white in color, and medium-coarse grained granitic texture, massive structure; b—biotite granite consists of quartz, K-feldspar, plagioclase and biotite; Bt—biotite; Kfs—K-feldspar; Pl—plagioclase; Qz—quartz

的元素测试精度为5%,含量小于 10×10^{-6} 的元素测试精度为10%。

锆石 U-Pb 同位素定年和微量元素含量分析在武汉上谱分析科技有限责任公司完成,使用仪器为激光剥蚀-电感耦合等离子体质谱仪(LA-ICP-MS),详细的仪器参数和分析流程见 Zong 等(2017)。GeolasPro 激光剥蚀系统由 COMPexPro 102 ArF 193 nm 准分子激光器和 MicroLas 光学系统组成,ICP-MS 型号为 Agilent 7900。激光剥蚀斑束直径为 32 μm ,频率为 5 Hz。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大约 20~30 s 空白信号和 50 s 样品信号。对分析数据的离线处理(包括对样品和空白信号的选择、仪器灵敏度漂移校正、元素含量及 U-Pb 同位素比值和年龄计算)采用软件 ICPMSDataCal (Liu *et al.*, 2010)完成。锆石样品的 U-Pb 年龄谱和图绘制和谐和年龄计算采用 Isoplot/Ex_ver 4.15 (Ludwig, 2012) 完成。

微区原位锆石 Hf 同位素测试在武汉上谱分析科技有限责任公司使用激光剥蚀多接收杯等离子体质谱(LA-MC-ICP-MS)完成。激光剥蚀系统为 Geolas HD (Coherent, 德国), MC-ICP-MS 为 Neptune Plus (Thermo Fisher Scientific, 德国)。分析过程同时配备了信号平滑装置以提高信号稳定性和同位素测试精密度 (Hu *et al.*, 2015)。载气使用氦气,并在

剥蚀池之后引入少量氮气以提高 Hf 元素灵敏度 (Hu *et al.*, 2012)。激光输出能量密度约为 7.0 J/ cm^2 。采用单点剥蚀模式,斑束固定为 44 μm 。详细仪器操作条件和分析方法可参照 Hu 等(2012)。分析数据的离线处理(包括对样品和空白信号的选择、同位素质量分馏校正)采用软件 ICPMSDataCal (Liu *et al.*, 2010)完成。

3 数据及结果

3.1 全岩地球化学特征

表1列出了曲水地区黑云母花岗岩的全岩主量、微量元素分析结果。4个花岗岩样品具有相似的主量元素成分,它们具有较高的 SiO_2 (71.13%~73.35%)、 Al_2O_3 (14.85%~15.57%)、 Na_2O (5.07%~5.42%) 和 K_2O 含量 (2.50%~2.84%), 低的 MgO (0.22%~0.58%) 和 CaO 含量 (1.85%~2.31%), 除了样品 T14-92-1 的 $\text{Mg}^\#$ 值较高为 0.53 外,其他3个样品均具有较低的 $\text{Mg}^\#$ 值 (0.41~0.44)。在侵入岩的 TAS 图解中 (Middlemost, 1994), 4个样品全部落入花岗岩区域 (图 3a), 铝饱和指数 A/CNK 值为 0.99~1.02, 表明样品为准铝质到弱过铝质 (图 3b)、中钾钙碱性花岗岩 (图 3c)。

在球粒陨石标准化稀土元素图解中 (图 4a), 4个花岗岩样品均具有轻、重稀土元素分馏明显的特征, 显示为富集轻稀土元素 (LREE) 而强烈亏损重稀

表1 冈底斯岩浆弧曲水地区中新世花岗岩的全岩主量 ($w_B/\%$) 和微量元素 ($w_B/10^{-6}$) 分析结果

Table 1 Analysis results of major ($w_B/\%$) and trace ($w_B/10^{-6}$) elements in the Miocene granites from the Quxu area, Gangdese magmatic arc

样品号	T14-90-1	T14-90-2	T14-91-1	T14-92-1
经度($^{\circ}$ E)	90.714	90.714	90.715	90.712
纬度($^{\circ}$ N)	29.454	29.454	29.449	29.440
SiO ₂	72.56	72.09	71.13	73.35
TiO ₂	0.19	0.21	0.23	0.10
Al ₂ O ₃	14.85	15.24	15.57	15.32
Fe ₂ O ₃	1.24	1.38	1.44	0.39
FeO	1.12	1.24	1.30	0.35
MnO	0.03	0.04	0.03	0.02
MgO	0.43	0.50	0.58	0.22
CaO	1.85	1.94	2.31	1.87
Na ₂ O	5.18	5.07	5.18	5.42
K ₂ O	2.50	2.84	2.78	2.67
P ₂ O ₅	0.08	0.09	0.10	0.03
CO ₂	0.05	0.05	0.05	0.05
H ₂ O	0.28	0.24	0.24	0.04
LOI	0.43	0.29	0.25	0.20
Total	100.79	101.22	101.19	100.03
Na ₂ O+K ₂ O	7.68	7.91	7.96	8.09
Mg [#]	0.41	0.42	0.44	0.53
A/CNK	1.02	1.02	0.99	1.01
A/NK	1.32	1.34	1.35	1.30
Sc	3.24	3.23	3.12	2.60
Cr	2.69	3.05	3.51	1.13
Co	2.32	2.46	2.96	0.98
Ni	4.38	4.30	5.00	2.83
Cu	30.4	18.7	62.2	10.6
Zn	39.5	42.8	44.8	21.2
Ga	20.1	19.2	19.3	19.4
Rb	87.4	97.4	85.8	88.4
Sr	479	562	683	500
Y	2.90	3.40	3.71	1.80
Zr	77.4	85.2	84.3	38.9
Nb	2.13	2.55	2.69	1.42
Sn	0.63	0.71	0.78	0.37
Ba	242	420	499	204
La	13.1	13.0	13.9	10.0
Ce	24.2	26.1	29.6	17.5
Pr	2.67	2.97	3.27	1.77
Nd	9.82	11.1	11.9	6.16
Sm	1.83	2.32	2.69	1.12
Eu	0.40	0.49	0.57	0.29
Gd	1.02	1.30	1.52	0.63
Tb	0.13	0.15	0.18	0.07
Dy	0.59	0.72	0.87	0.35
Ho	0.11	0.13	0.14	0.06
Er	0.30	0.36	0.40	0.18
Tm	0.05	0.05	0.06	0.05
Yb	0.31	0.35	0.36	0.18
Lu	0.05	0.06	0.06	0.05
Hf	2.96	3.04	2.75	1.76
Ta	0.17	0.22	0.23	0.11
Pb	32.5	35.5	33.8	36.9
Th	11.0	12.3	8.83	14.6
U	3.25	2.47	3.19	3.28
Sr/Y	165	165	184	278
(La/Yb) _N	30.3	26.6	27.7	39.7
Eu/Eu [*]	0.8	0.8	0.8	1.0
Dy/Yb	1.3	1.4	1.6	1.3
地壳厚度	72	71	72	80

Mg[#] = MgO/(MgO+FeO) (摩尔比); A/CNK = Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O) (摩尔比); A/NK = Al₂O₃/(Na₂O+K₂O) (摩尔比); Eu/Eu^{*} = 2 Eu_N/(Sm_N+Gd_N); N 代表球粒陨石标准化, 标准化值根据 Sun 和 McDonough (1989); 地壳厚度计算公式根据 Sundell 等(2021)。

土元素(HREE), $(La/Yb)_N = 26.6 \sim 39.7$, 具有微弱的 Eu 负异常或无 Eu 异常 ($Eu^* = 0.8 \sim 1.0$)。在原始地幔标准化的微量元素蛛网图(图 4b)中, 4 个花岗岩样品富集大离子亲石元素 LILE(如 K、Sr), 亏损高场强元素 HFSE, 且具有明显的 Nb、Ta、Ti 负异常。此外, 这些花岗岩还具有较高的 Sr ($479 \times 10^{-6} \sim 683 \times 10^{-6}$) 和 Ba ($204 \times 10^{-6} \sim 499 \times 10^{-6}$) 含量和很低的 Y ($1.80 \times 10^{-6} \sim 3.71 \times 10^{-6}$)、Yb ($0.18 \times 10^{-6} \sim 0.35 \times 10^{-6}$)、Cr ($1.13 \times 10^{-6} \sim 3.51 \times 10^{-6}$) 和 Ni ($2.83 \times 10^{-6} \sim 5.00 \times 10^{-6}$) 含量(图 4、表 1) 以及高的 Sr/Y 值 (165~278), 在 (Sr/Y)-Y 和 (La/Yb)_N-Yb_N 图解中均落入埃达克岩的区域(图 5a、5b)。

3.2 锆石 U-Pb 定年

本文对 4 个花岗岩样品进行了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年和微量元素分析, 结果见表 2。4 个花岗岩样品中的锆石具有相似的特征, 均为无色透明, 呈自形到半自形柱状, 粒径为 50~250 μm。阴极发光图像显示, 锆石发育典型的岩浆成因的振荡环带(图 6)。剔除不谐和年龄(<90%)和误差较大的分析点, 分别计算各个样品中锆石 U-Pb 定年的加权平均年龄。样品 T14-90-1 中锆石具有高的 Th/U 值(0.45~1.14), 获得的²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄范围是 20.0~19.3 Ma, 加权平均年龄为 19.6 ± 0.2 Ma (图 6a; MSWD = 2.0, N = 13)。样品 T14-90-2 中锆石具有高的且变化范围更大的 Th/U 值 (0.39~1.23), 获得的²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄范围是 20.9~19.4 Ma, 加权平均年龄为 20.2 ± 0.2 Ma (图 6c; MSWD = 2.5, N = 20)。样品 T14-91-1 中锆石的 Th/U 值变化范围是 0.52~1.36, 获得的²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄范围是 21.0~20.0 Ma, 加权平均年龄为 20.5 ± 0.5 Ma (图 6e; MSWD = 3.2, N = 5)。样品 T14-92-1 中锆石的 Th/U 值变化范围是 0.35~1.09, 获得的²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄范围是 21.9~20.5 Ma, 加权平均年龄为 21.2 ± 0.2 Ma (图 6g; MSWD = 2.5, N = 18)。所有样品的锆石具有相似的稀土元素配分模式, 表现为亏损轻稀土元素(LREE)、富集重稀土元素(HREE)、Ce 正异常和 Eu 负异常的特征(图 6b、6d、6f、6h)。

3.3 锆石 Hf 同位素

对 4 个花岗岩样品的岩浆锆石进行了 Hf 同位素分析, 分析结果列于表 3。分析获得样品 T14-90-1、T14-90-2、T14-91-1 和 T14-92-1 的¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 范围分别是 0.282 745~0.283 118、0.282 539~0.283 080、0.282 733~0.283 063 和 0.282 772~0.283 087, $\epsilon Hf(t)$

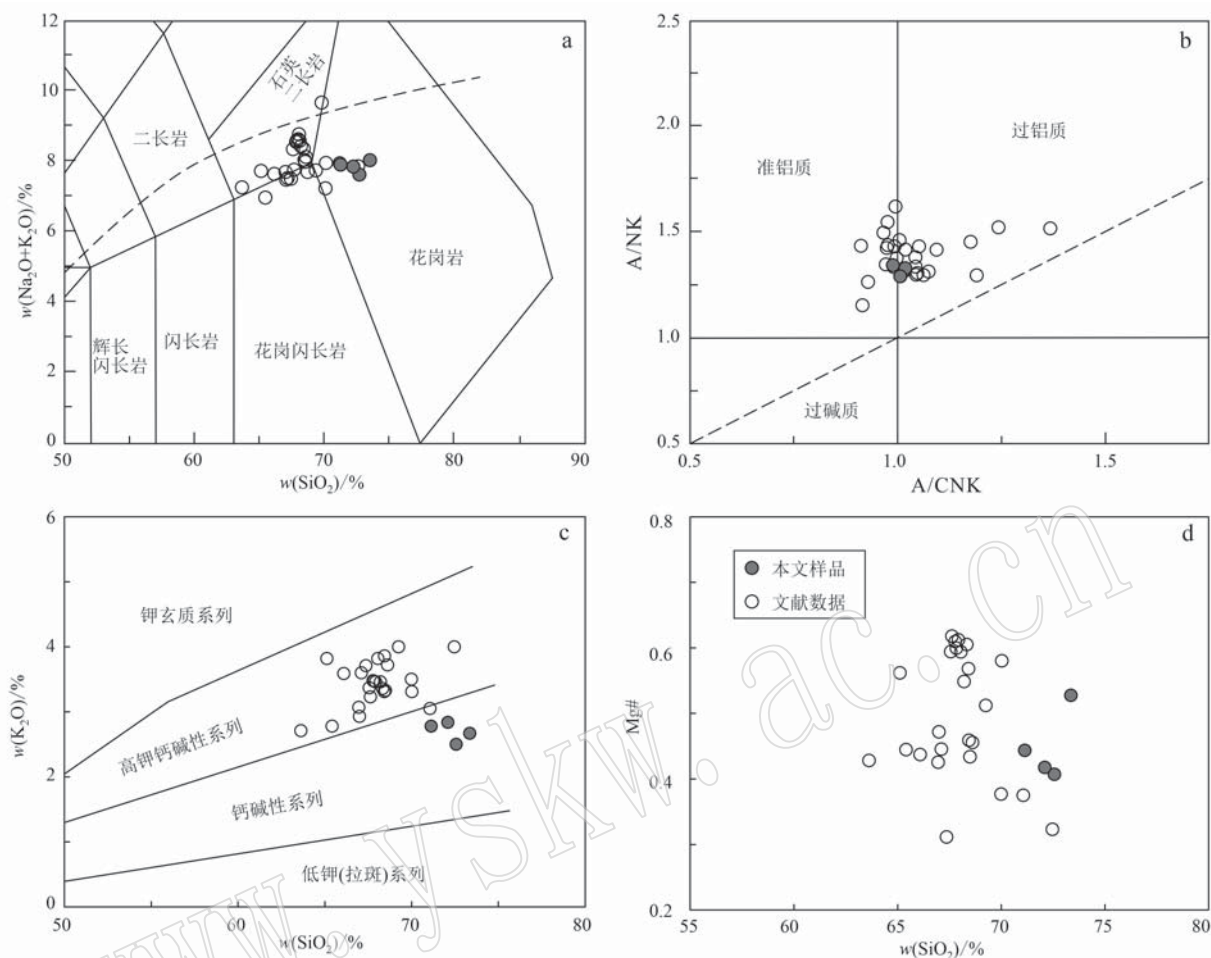


图3 冈底斯岩浆弧曲水地区中新世花岗岩的全岩地球化学图解

Fig. 3 Whole-rock geochemical diagrams of the Miocene granites from the Quxu area, Gangdese magmatic arc

a—侵入岩的 TAS 图解 (据 Middlemost, 1994); b—A/NK-A/CNK 图解 (据 Maniar and Piccoli, 1989); c—K₂O-SiO₂ 图解 (据 Peccerillo and Taylor, 1976); d—Mg[#]-SiO₂ 图解; 文献数据来源: Chung *et al.*, 2003; Hou *et al.*, 2004; Guo *et al.*, 2007; Xu *et al.*, 2010; 徐旺春, 2010; Chen *et al.*, 2011; Li *et al.*, 2011; Wang *et al.*, 2014; 申宇等, 2020
a—TAS classification diagram for intrusive rocks (after Middlemost, 1994); b—A/NK-A/CNK diagram (after Maniar and Piccoli, 1989); c—K₂O-SiO₂ diagram (after Peccerillo and Taylor, 1976); d—Mg[#]-SiO₂ diagram; reference data sources: Chung *et al.*, 2003; Hou *et al.*, 2004; Guo *et al.*, 2007; Xu *et al.*, 2010; Xu, 2010; Chen *et al.*, 2011; Li *et al.*, 2011; Wang *et al.*, 2014; Shen *et al.*, 2020

值分别为-0.6~+12.7、-0.7~+11.3、-0.9~+10.7和+0.5~+11.6(图7),相应的地壳 Hf 模式年龄分别为709~186、658~250、724~266和675~231 Ma。

4 讨论

4.1 花岗岩的结晶年龄和岩石成因

藏南冈底斯岩浆弧中段的曲水到尼木一带(90°E~91°E)出露大量的中新世侵入岩,包括花岗(斑)岩、花岗闪长(斑)岩、二长花岗岩和石英二长岩。现有的年代学资料显示,曲水-尼木地区的这些

花岗质侵入岩的结晶年龄集中于18~12 Ma(Chung *et al.*, 2003; Hou *et al.*, 2004; Guo *et al.*, 2007; Ji *et al.*, 2009; 徐旺春, 2010; Chen *et al.*, 2011; Li *et al.*, 2011; 申宇等, 2020),除了Ji等(2009)报道了一个花岗岩具有21.3 Ma的结晶年龄外,其他的结果年龄均小于18 Ma。本文研究的黑云母花岗岩中锆石发育清晰的震荡环带,具有高的Th/U值(0.3~1.4)并具有亏损轻稀土元素、富集重稀土元素的稀土元素配分模式(图6),与典型的岩浆成因锆石的特征一致(Hoskin and Schaltegger, 2003),4个样品获得了一致的U-Pb定年结果(21~19 Ma),代表了黑

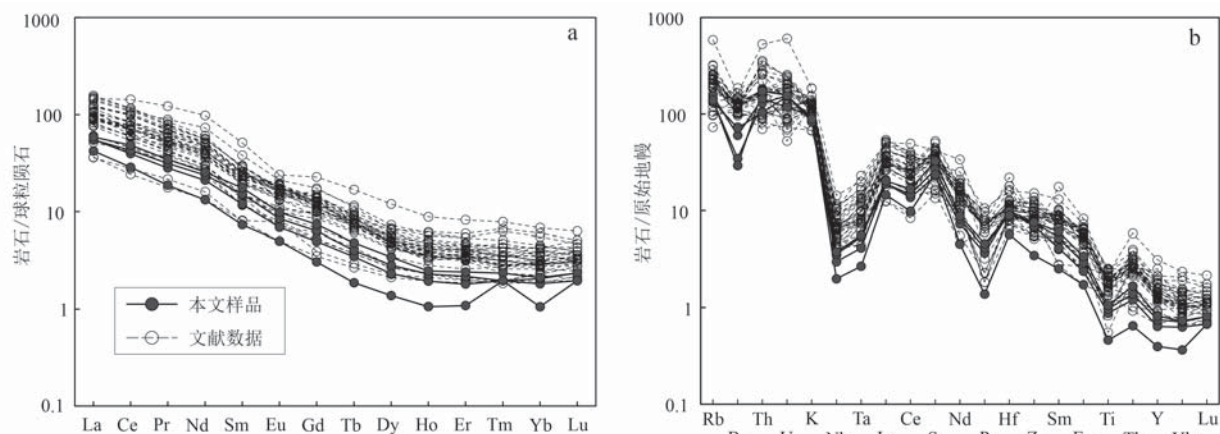


图4 冈底斯岩浆弧曲水地区中新世花岗岩球粒陨石标准化稀土元素配分图解(a)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b) (标准化值据 Sun and McDonough, 1989; 文献数据来源同图3)

Fig. 4 Chondrite-normalized rare earth element distribution patterns (a) and primitive mantle (PM)-normalized trace element spider diagram (b) of the Miocene granites from the Quxu area, Gangdese magmatic arc (normalization values after Sun and McDonough, 1989; reference data sources are same as in Fig. 3)

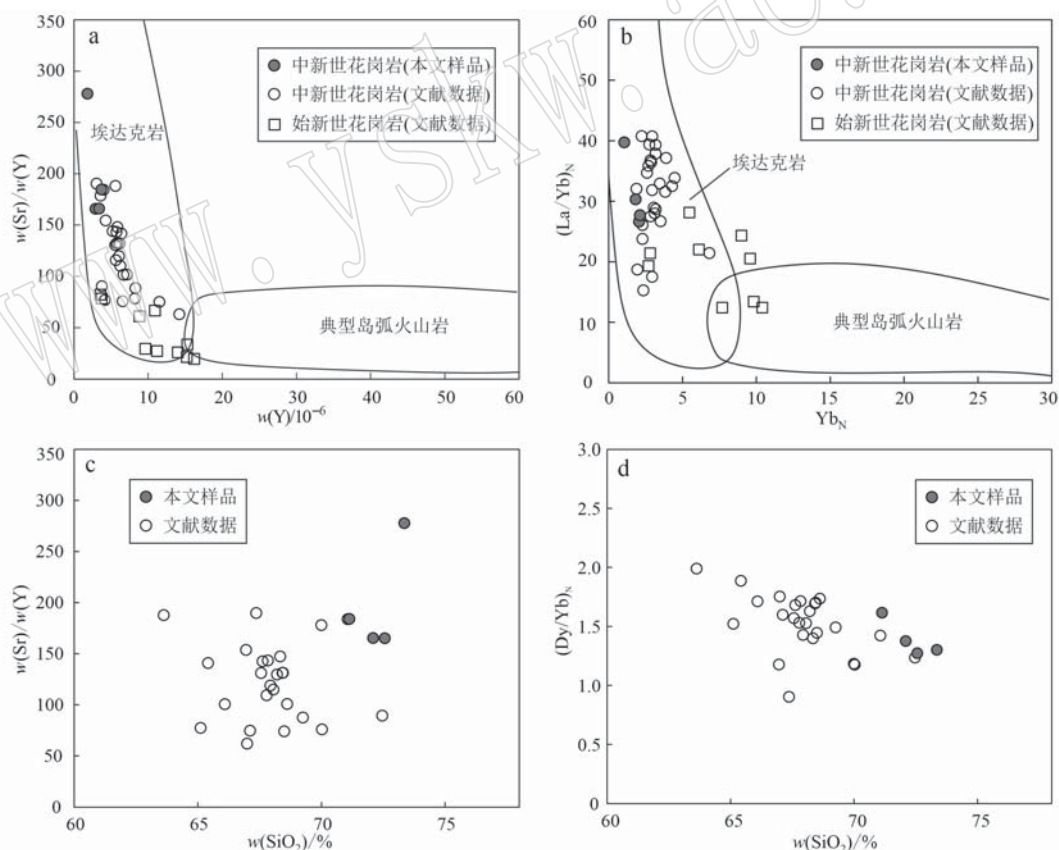


图5 冈底斯岩浆弧曲水地区中新世花岗岩的 Sr/Y-Y (a, 据 Defant and Drummond, 1993)、 $(\text{La/Yb})_N\text{-Yb}_N$ (b, 据 Martin, 1999)、 Sr/Y-SiO_2 (c) 和 $(\text{Dy/Yb})_N\text{-SiO}_2$ (d) 关系图解 (标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 5 Plots of Sr/Y versus Y (a, after Defant and Drummond, 1993), $(\text{La/Yb})_N$ versus Yb_N (b, after Martin, 1999), Sr/Y versus SiO_2 content (c), and $(\text{Dy/Yb})_N$ versus SiO_2 content (d) for the Miocene granites from the Quxu area, Gangdese magmatic arc (values normalized from Sun and McDonough, 1989)

文献数据来源: 中新世花岗岩同图3; 始新世花岗岩 (Ma *et al.*, 2014)

reference data sources: Miocene granites are same as in Fig. 3; Eocene granites (Ma *et al.*, 2014)

表 2 冈底斯岩弧曲水地区中新世花岗岩锆石 U-Pb 定年结果和微量元素含量
Table 2 Zircon U-Pb dating and trace element compositions of the Miocene granites from the Quxu area, Gangdese magmatic arc

样品点号	$w_B/10^{-6}$		Th/U	同位素比值						年龄/Ma						谐和度	$w_B/10^{-6}$													
	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		1σ	1σ	1σ	1σ		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
				1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ																					
T14-90-1-01	723	1 251	0.58			0.019 8	0.000 9	0.003 1	0.000 0	19.9	0.9	20.0	0.2	100%	0.47	33.5	0.12	1.19	1.98	1.00	9.79	3.07	38.8	14.3	78.3	20.4	289	49.1		
T14-90-1-02	259	570	0.45			0.018 7	0.001 5	0.003 1	0.000 0	19.0	1.0	19.9	0.3	95%	0.02	12.5	0.02	0.44	1.09	0.56	5.14	1.39	17.7	6.4	33.0	8.53	121	21.0		
T14-90-1-03	490	682	0.72			0.018 1	0.001 5	0.003 1	0.000 0	18.0	1.0	20.0	0.3	90%	0.02	55.8	0.12	2.62	8.05	3.69	43.4	13.0	152	48.6	212	45.5	526	68.0		
T14-90-1-04	644	767	0.84			0.017 7	0.002 3	0.003 1	0.000 1	18.0	2.0	19.6	0.4	92%	0.10	34.5	0.09	1.74	4.37	1.89	18.1	4.79	54.3	17.7	83.6	19.7	257	40.5		
T14-90-1-05	759	972	0.78			0.018 6	0.000 9	0.003 1	0.000 0	18.7	0.9	19.9	0.2	94%	0.04	37.8	0.07	1.70	4.00	1.69	20.4	5.98	74.9	27.4	140	33.7	440	72.3		
T14-90-1-06	1 089	1 047	1.04			0.019 3	0.001 0	0.003 1	0.000 0	19.5	1.0	19.6	0.3	99%	2.65	60.2	0.97	7.66	9.71	4.00	43.0	12.2	139	45.0	200	43.6	505	71.6		
T14-90-1-07	1 713	2 278	0.75			0.019 0	0.000 6	0.003 0	0.000 0	19.2	0.6	19.3	0.1	99%	0.05	45.3	0.07	1.02	2.53	1.13	13.5	4.20	55.4	22.5	127	33.6	473	86.8		
T14-90-1-08	620	680	0.91			0.019 8	0.001 3	0.003 0	0.000 0	20.0	1.0	19.6	0.2	98%	0.03	46.5	0.07	1.79	6.60	2.57	34.8	10.1	115	36.9	166	35.1	392	56.6		
T14-90-1-09	894	1 149	0.78			0.020 3	0.000 9	0.003 1	0.000 0	20.4	0.9	19.9	0.2	97%	0.12	43.2	0.15	3.25	6.74	2.89	27.7	7.28	78.8	26.2	123	28.7	360	62.8		
T14-90-1-10	1 125	984	1.14			0.020 5	0.001 2	0.003 1	0.000 0	21.0	1.0	19.8	0.2	94%	0.04	79.3	0.19	4.92	13.9	5.02	56.4	15.1	162	49.5	208	42.7	463	66.0		
T14-90-1-11	1 405	1 332	1.06			0.020 1	0.001 2	0.003 1	0.000 0	20.0	1.0	19.9	0.3	96%	0.03	70.8	0.17	4.57	11.9	4.42	47.6	12.3	130	40.5	181	39.3	458	73.6		
T14-90-1-12	686	845	0.81			0.018 8	0.001 4	0.003 0	0.000 0	19.0	1.0	19.3	0.3	98%	0.03	55.9	0.07	1.91	7.11	2.62	37.6	11.4	134	44.7	205	44.3	496	71.5		
T14-90-1-13	607	803	0.76			0.019 8	0.001 1	0.003 1	0.000 0	20.0	1.0	19.8	0.2	99%	0.14	44.7	0.10	2.14	5.69	2.38	28.8	8.85	107	35.9	166	37.7	447	64.3		
T14-90-2-01	904	1 121	0.81			0.020 8	0.001 2	0.003 1	0.000 0	21.0	1.0	20.1	0.3	96%	0.03	54.8	0.07	1.87	5.85	2.32	33.4	10.1	124	42.8	201	44.2	518	78.3		
T14-90-2-02	655	936	0.70			0.022 1	0.001 3	0.003 2	0.000 0	22.0	1.0	20.7	0.3	94%	0.05	33.2	0.05	1.11	4.39	1.65	25.2	8.13	96.4	32.0	147	31.5	360	52.1		
T14-90-2-03	779	1 227	0.63			0.020 8	0.000 9	0.003 2	0.000 0	20.9	0.8	20.4	0.2	98%	0.32	32.2	0.09	1.08	2.35	1.05	11.3	3.29	40.4	14.9	76.8	19.5	267	45.4		
T14-90-2-04	1 584	2 252	0.70			0.019 9	0.000 6	0.003 2	0.000 0	20.0	0.6	20.3	0.2	99%	0.02	42.9	0.05	1.13	2.80	1.15	12.4	3.52	42.6	15.7	82.1	20.8	290	47.4		
T14-90-2-05	1 563	1 304	1.20			0.020 6	0.000 8	0.003 1	0.000 0	20.7	0.8	20.1	0.2	97%	0.02	62.6	0.12	3.89	11.17	4.81	54.9	15.7	175	54.0	227	47.3	531	71.2		
T14-90-2-06	1 464	1 579	0.93			0.020 0	0.000 8	0.003 1	0.000 0	20.1	0.8	19.9	0.2	99%	0.77	46.4	0.26	2.67	3.42	1.46	13.8	3.63	42.6	15.2	79.5	19.7	268	46.9		
T14-90-2-07	937	765	1.23			0.017 4	0.001 3	0.003 1	0.000 0	18.0	1.0	19.7	0.2	91%	0.06	42.1	0.11	2.70	7.42	3.27	32.6	9.21	104	34.2	156	32.3	352	59.0		
T14-90-2-08	274	693	0.39			0.019 7	0.002 6	0.003 0	0.000 1	20.0	3.0	19.6	0.4	98%	0.32	15.5	0.07	0.77	1.55	0.81	8.26	2.72	37.4	14.7	80.8	21.0	294	52.4		
T14-90-2-09	579	902	0.64			0.019 9	0.001 6	0.003 0	0.000 1	20.0	2.0	19.4	0.3	97%	0.03	22.8	0.04	0.53	1.43	0.80	8.12	2.48	29.8	11.2	59.1	14.9	198	34.6		
T14-90-2-10	244	432	0.57			0.020 1	0.002 1	0.003 1	0.000 1	20.0	2.0	19.9	0.3	99%	0.03	22.1	0.06	1.53	4.17	1.66	20.3	6.32	78.4	27.6	134	30.4	364	57.0		
T14-90-2-11	280	704	0.40			0.018 7	0.002 3	0.003 1	0.000 1	19.0	2.0	19.9	0.4	95%	0.03	15.5	0.02	0.46	1.38	0.66	7.63	2.66	38.4	16.3	92.1	24.6	340	61.1		
T14-90-2-12	346	726	0.48			0.018 8	0.001 6	0.003 0	0.000 1	19.0	2.0	19.6	0.3	97%	0.03	33.8	0.08	1.52	4.34	1.81	22.8	6.88	82.0	27.9	130	29.4	349	54.0		
T14-90-2-13	618	974	0.63			0.019 9	0.001 2	0.003 2	0.000 0	20.0	1.0	20.5	0.3	98%	0.07	20.2	0.03	0.52	1.19	0.66	5.91	1.74	21.5	8.2	44.3	11.4	158	28.8		
T14-90-2-14	1 063	1 224	0.87			0.019 6	0.000 8	0.003 2	0.000 0	19.7	0.8	20.4	0.2	97%	0.83	52.0	0.27	3.33	6.11	2.45	23.6	6.39	71.6	24.1	115	27.0	343	56.7		
T14-90-2-15	317	432	0.74			0.020 7	0.002 1	0.003 3	0.000 1	21.0	2.0	20.9	0.3	100%	1.18	34.6	0.32	3.18	6.04	2.63	28.8	8.50	102	33.8	153	33.3	390	54.2		
T14-90-2-16	779	1 227	0.63			0.020 8	0.000 9	0.003 2	0.000 0	20.9	0.8	20.4	0.2	98%	0.32	32.2	0.09	1.08	2.35	1.05	11.3	3.29	40.4	14.9	76.8	19.5	267	45.4		
T14-90-2-17	1 584	2 252	0.70			0.019 9	0.000 6	0.003 2	0.000 0	20.0	0.6	20.3	0.2	99%	0.02	42.9	0.05	1.13	2.80	1.15	12.4	3.52	42.6	15.7	82.1	20.8	290	47.4		

续表 2
Continued Table 2

样品点号	$w_B/10^{-6}$		Th/U	同位素比值				年龄/Ma		谐和度	$w_B/10^{-6}$															
	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
T14-90-2-18	1 563	1 304	1.20	0.020 6	0.000 8	0.003 1	0.000 0	20.7	0.8	20.1	0.2	97%	0.02	62.6	0.12	3.89	11.17	4.81	54.9	15.7	175	54.0	227	47.3	531	71.2
T14-90-2-19	2 326	1 950	1.19	0.021 5	0.000 8	0.003 1	0.000 0	21.6	0.8	19.8	0.2	91%	0.07	46.2	0.09	1.89	5.08	1.97	25.6	7.57	89.8	32.5	166	40.4	531	97.0
T14-90-2-20	618	1 132	0.55	0.022 3	0.000 8	0.003 2	0.000 0	22.4	0.8	20.7	0.2	92%	0.02	32.0	0.03	0.68	1.94	0.95	12.5	4.03	54.1	21.4	115	28.6	376	67.7
T14-91-1-01	287	550	0.52	0.018 9	0.001 4	0.003 1	0.000 0	19.0	1.0	20.0	0.3	95%	0.03	26.8	0.04	1.23	4.22	1.75	24.4	8.26	107	37.7	176	39.2	444	64.5
T14-91-1-02	537	807	0.67	0.023 1	0.001 3	0.003 3	0.000 0	23.0	1.0	21.0	0.2	90%	0.06	39.9	0.07	1.31	5.57	2.08	31.7	10.7	137	46.7	216	48.3	562	75.0
T14-91-1-03	1 740	1 279	1.36	0.020 2	0.000 9	0.003 2	0.000 0	20.3	0.9	20.3	0.2	100%	0.04	83.1	0.16	4.61	13.24	4.67	59.5	16.1	177	54.8	232	47.2	500	72.8
T14-91-1-04	970	1 306	0.74	0.020 5	0.001 0	0.003 3	0.000 0	21.0	1.0	20.9	0.3	100%	0.03	49.7	0.07	1.70	5.33	2.37	27.5	8.08	95.4	31.8	150	33.8	409	66.5
T14-91-1-05	535	874	0.61	0.021 9	0.001 0	0.003 2	0.000 0	22.0	1.0	20.3	0.2	92%	0.03	39.3	0.06	1.50	4.55	1.94	23.5	7.34	88.9	30.9	145	32.9	392	59.2
T14-92-1-01	503	898	0.56	0.020 3	0.000 4	0.003 2	0.000 1	20.4	0.4	20.6	0.3	99%	0.05	27.6	0.06	1.05	2.35	1.42	15.2	4.84	60.5	23.4	126	34.7	454	89.7
T14-92-1-02	641	902	0.71	0.022 8	0.002 1	0.003 3	0.000 1	23.0	2.0	21.5	0.4	93%	0.37	42.2	0.18	2.13	4.48	2.19	25.5	7.99	93.8	33.6	158	40.1	476	83.5
T14-92-1-03	508	739	0.69	0.020 9	0.002 0	0.003 2	0.000 1	21.0	2.0	20.8	0.4	99%	0.05	23.8	0.04	0.93	2.13	1.08	12.2	4.04	51.5	20.4	107	28.5	349	70.5
T14-92-1-04	459	929	0.49	0.020 8	0.001 2	0.003 2	0.000 0	21.0	1.0	20.8	0.3	99%	0.03	21.9	0.04	0.61	1.50	0.82	7.43	2.24	28.0	10.8	57.2	15.6	219	38.7
T14-92-1-05	381	582	0.65	0.022 0	0.001 7	0.003 2	0.000 0	22.0	2.0	20.5	0.3	93%	0.05	40.2	0.10	2.48	7.86	4.22	43.2	13.4	156	51.2	217	48.5	555	74.8
T14-92-1-06	171	414	0.41	0.021 1	0.002 1	0.003 4	0.000 1	21.0	2.0	21.9	0.3	96%	0.04	12.8	0.03	0.37	0.89	0.51	5.12	1.77	24.3	10.6	58.7	17.1	239	47.8
T14-92-1-07	358	778	0.46	0.021 9	0.001 6	0.003 4	0.000 0	22.0	2.0	21.9	0.3	100%	0.20	19.3	0.09	0.80	1.54	0.78	8.31	2.78	37.8	16.4	92.4	25.9	355	74.3
T14-92-1-08	2 444	2 664	0.92	0.021 3	0.000 8	0.003 4	0.000 0	21.4	0.7	21.7	0.2	99%	0.03	67.5	0.09	2.21	4.48	2.13	23.6	6.80	84.1	33.7	176	48.5	643	122
T14-92-1-09	786	719	1.09	0.021 2	0.002 2	0.003 3	0.000 1	21.0	2.0	21.2	0.4	99%	0.08	22.4	0.05	1.16	2.44	1.11	12.0	3.45	40.6	14.8	72.7	18.7	239	47.5
T14-92-1-10	1 204	1 310	0.92	0.021 3	0.000 9	0.003 3	0.000 0	21.4	0.9	21.0	0.2	98%	0.04	35.2	0.04	1.16	2.90	1.36	13.7	3.83	44.8	17.2	87.7	22.2	276	56.9
T14-92-1-11	1 299	2 099	0.62	0.021 5	0.000 8	0.003 3	0.000 0	21.5	0.8	21.5	0.2	100%	0.03	41.9	0.04	0.93	2.31	1.00	14.2	4.49	62.4	27.6	160	44.8	620	128
T14-92-1-12	424	595	0.71	0.021 0	0.001 5	0.003 3	0.000 0	21.0	1.0	20.9	0.3	100%	0.04	27.2	0.12	2.14	4.52	1.98	19.1	5.53	61.9	22.5	107	26.7	337	61.4
T14-92-1-13	607	1 033	0.59	0.021 2	0.001 1	0.003 4	0.0000	21.0	1.0	21.6	0.2	97%	0.04	35.2	0.03	0.91	2.56	1.24	15.0	4.85	60.4	23.6	121	31.5	413	77.5
T14-92-1-14	411	800	0.51	0.022 8	0.001 8	0.003 3	0.000 1	23.0	2.0	21.3	0.3	92%	0.04	22.2	0.04	0.63	1.65	0.97	10.2	3.58	46.4	18.3	97.4	25.9	339	65.5
T14-92-1-15	396	658	0.60	0.021 0	0.001 3	0.003 3	0.000 0	21.0	1.0	21.0	0.3	100%	0.03	32.8	0.09	1.60	4.60	2.20	28.2	9.44	117	41.7	189	45.0	521	82.1
T14-92-1-16	1 085	1 430	0.76	0.021 5	0.000 9	0.003 2	0.000 0	21.6	0.9	20.9	0.2	97%	0.03	31.4	0.03	0.83	1.90	1.05	10.1	3.00	37.3	13.7	70.1	18.5	248	42.3
T14-92-1-17	178	508	0.35	0.021 9	0.001 5	0.003 3	0.000 0	22.0	2.0	21.0	0.3	95%	0.03	12.8	0.03	0.58	1.22	0.63	6.14	1.90	25.2	10.3	57.0	16.6	243	44.7
T14-92-1-18	590	900	0.66	0.022 0	0.002 9	0.003 4	0.000 1	22.0	3.0	21.6	0.5	98%	0.55	30.7	0.12	1.67	1.91	1.40	12.9	4.37	53.0	21.5	115	29.0	380	80.0

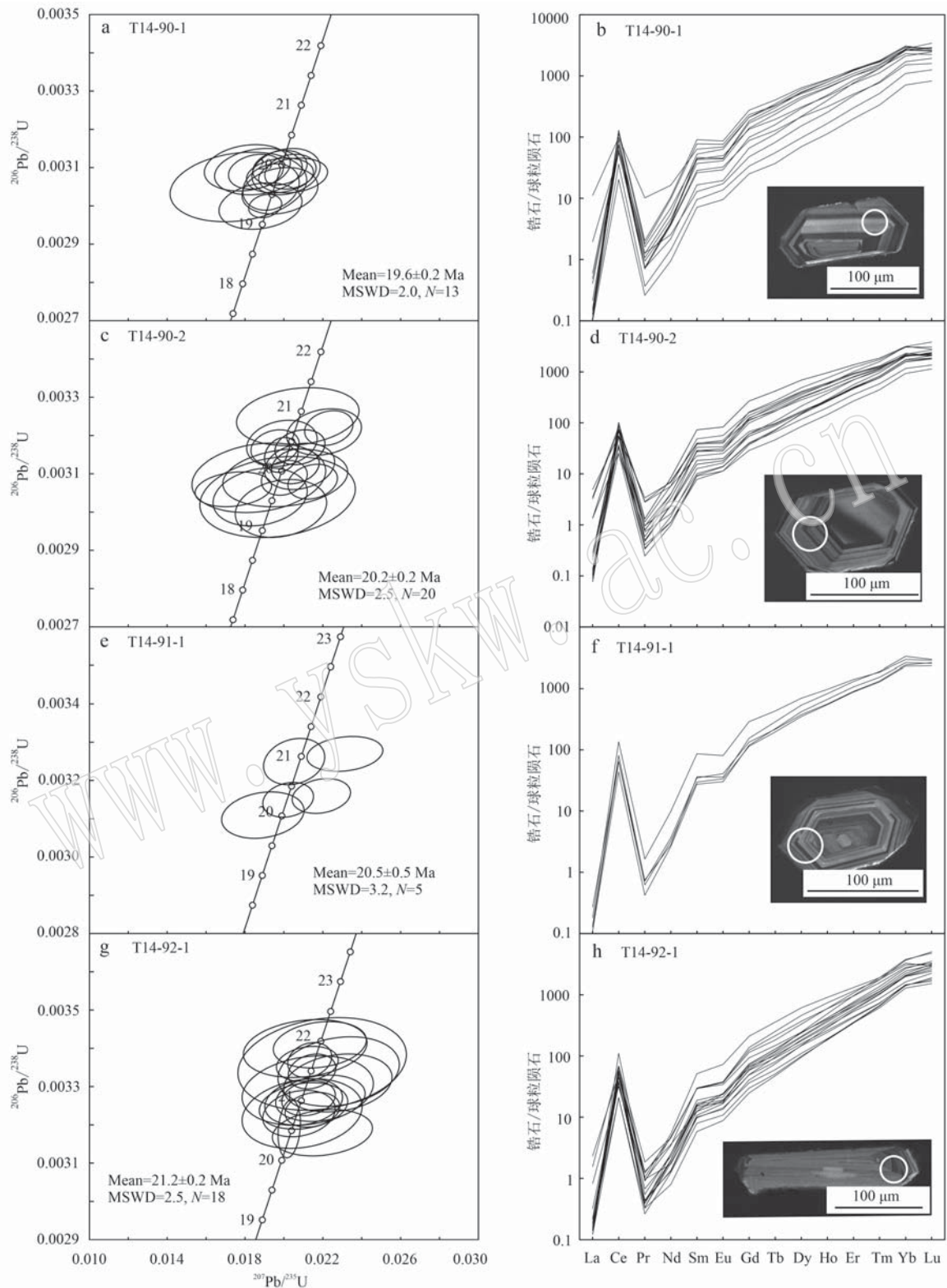


图6 冈底斯岩浆弧曲水地区花岗岩的锆石 U-Pb 年龄谐和图(a、c、e、g)和球粒陨石标准化稀土元素配分图解以及代表性锆石阴极发光图像(b、d、f、h)(标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 6 Zircon U-Pb age concordia diagrams (a, c, e, g) and chondrite-normalized rare earth element distribution patterns of magmatic zircons and inserted cathodoluminescence images of representative zircon grains (b, d, f, h) in the Miocene granites from the Quxu area, Gangdese magmatic arc (normalization values after Sun and McDonough, 1989)

表 3 冈底斯岩浆弧曲水地区中新世花岗岩锆石 Lu-Hf 同位素分析结果
Table 3 Zircon Lu-Hf isotopic compositions of the Miocene granites from the Quxu area, Gangdese magmatic arc

样品点号	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2σ	t/Ma	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$	$\varepsilon\text{Hf}(0)$	$\varepsilon\text{Hf}(t)$	2σ	t_{DM1}/Ma	t_{DM2}/Ma	$f_{\text{Lu/Hf}}$
T14-90-1-01	0.283 025	0.000 011	0.000 892	0.000 010	0.016 631	0.000 214	19.6	0.283 025	8.9	9.4	0.4	321	501	-0.97
T14-90-1-02	0.282 882	0.000 012	0.000 563	0.000 017	0.013 223	0.000 432	19.6	0.282 882	3.9	4.3	0.4	519	824	-0.98
T14-90-1-03	0.283 036	0.000 013	0.001 225	0.000 019	0.029 077	0.000 460	19.6	0.283 036	9.3	9.7	0.4	308	477	-0.96
T14-90-1-04	0.283 040	0.000 012	0.000 980	0.000 013	0.018 650	0.000 233	19.6	0.283 040	9.5	9.9	0.4	300	466	-0.97
T14-90-1-05	0.282 856	0.000 013	0.000 526	0.000 029	0.011 484	0.000 685	19.6	0.282 856	3.0	3.4	0.5	555	883	-0.98
T14-90-1-06	0.283 066	0.000 013	0.001 033	0.000 016	0.023 759	0.000 363	19.6	0.283 066	10.4	10.8	0.5	264	408	-0.97
T14-90-1-07	0.282 909	0.000 023	0.000 342	0.000 013	0.007 809	0.000 306	19.6	0.282 909	4.8	5.3	0.8	479	763	-0.99
T14-90-1-08	0.282 745	0.000 011	0.000 395	0.000 008	0.009 455	0.000 180	19.6	0.282 744	-1.0	-0.6	0.4	709	1 134	-0.99
T14-90-1-09	0.283 025	0.000 012	0.001 175	0.000 020	0.027 181	0.000 466	19.6	0.283 024	8.9	9.3	0.4	324	502	-0.96
T14-90-1-10	0.283 016	0.000 013	0.001 050	0.000 021	0.025 117	0.000 541	19.6	0.283 015	8.6	9.0	0.4	336	523	-0.97
T14-90-1-11	0.283 064	0.000 012	0.001 043	0.000 028	0.023 943	0.000 813	19.6	0.283 063	10.3	10.7	0.4	268	414	-0.97
T14-90-1-12	0.283 033	0.000 015	0.000 823	0.000 009	0.015 533	0.000 258	19.6	0.283 033	9.2	9.6	0.5	309	483	-0.98
T14-90-1-13	0.282 786	0.000 018	0.000 360	0.000 017	0.008 229	0.000 453	19.6	0.282 786	0.5	0.9	0.6	650	1 040	-0.99
T14-90-1-14	0.283 118	0.000 012	0.000 375	0.000 005	0.007 675	0.000 100	19.6	0.283 118	12.2	12.7	0.4	186	289	-0.99
T14-90-1-15	0.283 000	0.000 012	0.000 854	0.000 007	0.016 570	0.000 128	19.6	0.282 999	8.0	8.5	0.4	357	559	-0.97
T14-90-1-16	0.283 037	0.000 010	0.001 058	0.000 019	0.024 633	0.000 470	19.6	0.283 037	9.4	9.8	0.3	305	474	-0.97
T14-90-2-01	0.283 016	0.000 012	0.001 067	0.000 021	0.023 749	0.000 498	20.2	0.283 016	8.6	9.0	0.4	335	521	-0.97
T14-90-2-02	0.283 016	0.000 013	0.000 638	0.000 010	0.012 244	0.000 157	20.2	0.283 015	8.6	9.0	0.5	332	521	-0.98
T14-90-2-03	0.283 016	0.000 013	0.001 061	0.000 017	0.025 934	0.000 384	20.2	0.283 016	8.6	9.1	0.4	335	520	-0.97
T14-90-2-05	0.283 039	0.000 013	0.000 896	0.000 029	0.016 687	0.000 498	20.2	0.283 039	9.5	9.9	0.4	301	468	-0.97
T14-90-2-06	0.282 823	0.000 011	0.000 869	0.000 060	0.020 159	0.001 490	20.2	0.282 823	1.8	2.2	0.4	607	958	-0.97
T14-90-2-07	0.283 026	0.000 012	0.001 115	0.000 027	0.025 692	0.000 696	20.2	0.283 025	9.0	9.4	0.4	322	500	-0.97
T14-90-2-08	0.282 857	0.000 011	0.000 722	0.000 020	0.016 348	0.000 451	20.2	0.282 857	3.0	3.4	0.4	557	880	-0.98
T14-90-2-09	0.282 781	0.000 010	0.000 359	0.000 011	0.008 171	0.000 239	20.2	0.282 780	0.3	0.7	0.3	658	1 052	-0.99
T14-90-2-10	0.283 014	0.000 010	0.000 633	0.000 015	0.013 586	0.000 323	20.2	0.283 014	8.5	9.0	0.4	335	526	-0.98
T14-90-2-11	0.282 863	0.000 015	0.000 726	0.000 018	0.015 070	0.000 378	20.2	0.282 863	3.2	3.6	0.5	548	867	-0.98
T14-90-2-12	0.282 963	0.000 014	0.000 929	0.000 007	0.021 288	0.000 129	20.2	0.282 962	6.7	7.2	0.5	410	642	-0.97
T14-90-2-13	0.283 000	0.000 011	0.000 847	0.000 020	0.016 112	0.000 372	20.2	0.282 999	8.1	8.5	0.4	357	558	-0.97
T14-90-2-14	0.282 842	0.000 013	0.000 576	0.000 011	0.012 944	0.000 279	20.2	0.282 841	2.5	2.9	0.5	576	915	-0.98
T14-90-2-15	0.283 080	0.000 017	0.001 751	0.000 045	0.036 009	0.001 046	20.2	0.283 079	10.9	11.3	0.6	250	378	-0.95
T14-90-2-16	0.282 923	0.000 015	0.000 662	0.000 011	0.015 507	0.000 294	20.2	0.282 922	5.3	5.7	0.5	464	732	-0.98
T14-90-2-17	0.283 025	0.000 012	0.000 909	0.000 018	0.018 935	0.000 369	20.2	0.283 024	8.9	9.4	0.4	322	501	-0.97
T14-90-2-18	0.282 800	0.000 016	0.000 876	0.000 035	0.020 795	0.000 747	20.2	0.282 799	1.0	1.4	0.6	640	1 010	-0.97
T14-90-2-19	0.282 920	0.000 014	0.001 416	0.000 040	0.035 666	0.001 077	20.2	0.282 919	5.2	5.6	0.5	478	740	-0.96
T14-90-2-20	0.283 032	0.000 012	0.000 808	0.000 030	0.017 829	0.000 689	20.2	0.283 032	9.2	9.6	0.4	310	484	-0.98

续表 3
Continued Table 3

样品点号	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2σ	t/Ma	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$	$\varepsilon\text{Hf}(0)$	$\varepsilon\text{Hf}(t)$	2σ	t_{DM1}/Ma	t_{DM2}/Ma	f_{law}/Hf
T14-90-2-21	0.282 824	0.000 015	0.000 568	0.000 025	0.012 381	0.000 692	20.2	0.282 823	1.8	2.3	0.5	601	955	-0.98
T14-90-2-22	0.283 029	0.000 014	0.001 005	0.000 010	0.022 367	0.000 185	20.2	0.283 029	9.1	9.5	0.5	317	492	-0.97
T14-90-2-23	0.283 025	0.000 014	0.000 686	0.000 003	0.012 379	0.000 063	20.2	0.283 025	9.0	9.4	0.5	319	499	-0.98
T14-90-2-24	0.283 020	0.000 013	0.000 737	0.000 025	0.013 602	0.000 437	20.2	0.283 020	8.8	9.2	0.5	327	511	-0.98
T14-90-2-25	0.283 019	0.000 015	0.000 905	0.000 028	0.021 236	0.000 737	20.2	0.283 019	8.7	9.2	0.5	329	513	-0.97
T14-91-1-01	0.283 063	0.000 014	0.000 744	0.000 021	0.016 092	0.000 480	20.5	0.283 063	10.3	10.7	0.5	266	414	-0.98
T14-91-1-02	0.282 989	0.000 014	0.000 573	0.000 019	0.012 840	0.000 394	20.5	0.282 988	7.7	8.1	0.5	370	582	-0.98
T14-91-1-03	0.283 006	0.000 014	0.001 050	0.000 023	0.022 746	0.000 739	20.5	0.283 006	8.3	8.7	0.5	349	543	-0.97
T14-91-1-04	0.282 776	0.000 011	0.000 484	0.000 004	0.011 056	0.000 097	20.5	0.282 776	0.1	0.6	0.4	667	1063	-0.99
T14-91-1-05	0.282 844	0.000 013	0.000 822	0.000 065	0.019 400	0.001 710	20.5	0.282 844	2.6	3.0	0.5	576	909	-0.98
T14-91-1-06	0.282 764	0.000 011	0.000 306	0.000 007	0.007 093	0.000 186	20.5	0.282 764	-0.3	0.2	0.4	680	1 089	-0.99
T14-91-1-07	0.282 895	0.000 024	0.000 877	0.000 033	0.018 675	0.000 716	20.5	0.282 895	4.4	4.8	0.8	505	794	-0.97
T14-91-1-08	0.282 746	0.000 013	0.000 304	0.000 007	0.007 099	0.000 179	20.5	0.282 746	-0.9	-0.5	0.5	704	1 129	-0.99
T14-91-1-09	0.282 828	0.000 017	0.001 037	0.000 058	0.022 524	0.001 200	20.5	0.282 828	2.0	2.4	0.6	602	945	-0.97
T14-91-1-10	0.282 995	0.000 011	0.001 205	0.000 011	0.023 774	0.000 280	20.5	0.282 995	7.9	8.3	0.4	367	569	-0.96
T14-91-1-11	0.282 916	0.000 014	0.000 789	0.000 023	0.017 830	0.000 531	20.5	0.282 915	5.1	5.5	0.5	475	748	-0.98
T14-91-1-12	0.282 739	0.000 017	0.000 786	0.000 008	0.019 006	0.000 201	20.5	0.282 739	-1.2	-0.7	0.6	724	1 147	-0.98
T14-91-1-13	0.282 750	0.000 015	0.000 313	0.000 008	0.007 322	0.000 215	20.5	0.282 750	-0.8	-0.3	0.5	700	1 121	-0.99
T14-91-1-14	0.282 756	0.000 013	0.000 405	0.000 006	0.009 713	0.000 139	20.5	0.282 756	-0.6	-0.1	0.5	692	1 107	-0.99
T14-91-1-15	0.282 870	0.000 016	0.000 546	0.000 032	0.012 782	0.000 778	20.5	0.282 869	3.5	3.9	0.6	536	852	-0.98
T14-91-1-16	0.282 733	0.000 012	0.000 266	0.000 003	0.006 306	0.000 088	20.5	0.282 733	-1.4	-0.9	0.4	722	1 159	-0.99
T14-91-1-17	0.282 812	0.000 014	0.000 390	0.000 013	0.011 413	0.000 352	20.5	0.282 812	1.4	1.9	0.5	614	980	-0.99
T14-91-1-18	0.282 743	0.000 012	0.000 396	0.000 004	0.009 423	0.000 111	20.5	0.282 742	-1.0	-0.6	0.4	711	1 138	-0.99
T14-92-1-01	0.283 028	0.000 013	0.000 659	0.000 011	0.012 140	0.000 134	21.2	0.283 027	9.0	9.5	0.5	315	493	-0.98
T14-92-1-02	0.283 000	0.000 012	0.000 832	0.000 019	0.017 049	0.000 509	21.2	0.283 000	8.1	8.5	0.4	356	556	-0.97
T14-92-1-03	0.283 015	0.000 012	0.000 579	0.000 003	0.010 319	0.000 098	21.2	0.283 015	8.6	9.1	0.4	332	521	-0.98
T14-92-1-04	0.283 040	0.000 013	0.000 864	0.000 021	0.019 819	0.000 510	21.2	0.283 040	9.5	9.9	0.5	299	465	-0.97
T14-92-1-05	0.282 999	0.000 013	0.000 692	0.000 014	0.013 999	0.000 292	21.2	0.282 999	8.0	8.5	0.5	356	558	-0.98
T14-92-1-06	0.282 788	0.000 016	0.000 122	0.000 012	0.002 339	0.000 263	21.2	0.282 788	0.6	1.0	0.6	644	1 035	-1.00
T14-92-1-07	0.283 033	0.000 012	0.000 526	0.000 014	0.011 087	0.000 337	21.2	0.283 033	9.2	9.7	0.4	307	481	-0.98
T14-92-1-08	0.283 016	0.000 016	0.000 754	0.000 014	0.014 764	0.000 267	21.2	0.283 016	8.6	9.1	0.6	332	520	-0.98
T14-92-1-09	0.282 772	0.000 015	0.000 673	0.000 028	0.016 725	0.000 724	21.2	0.282 772	0.0	0.5	0.5	675	1 071	-0.98
T14-92-1-10	0.282 982	0.000 015	0.000 593	0.000 008	0.011 349	0.000 172	21.2	0.282 982	7.4	7.9	0.5	378	596	-0.98
T14-92-1-11	0.283 008	0.000 013	0.000 845	0.000 015	0.015 639	0.000 260	21.2	0.283 007	8.3	8.8	0.5	345	539	-0.97
T14-92-1-12	0.283 087	0.000 022	0.000 729	0.000 032	0.014 194	0.000 673	21.2	0.283 087	11.2	11.6	0.8	231	358	-0.98
T14-92-1-13	0.283 001	0.000 013	0.000 795	0.000 019	0.017 144	0.000 493	21.2	0.283 001	8.1	8.5	0.5	354	554	-0.98
T14-92-1-14	0.283 030	0.000 014	0.000 542	0.000 002	0.009 620	0.000 041	21.2	0.283 030	9.1	9.6	0.5	311	487	-0.98
T14-92-1-15	0.283 015	0.000 016	0.000 873	0.000 019	0.018 942	0.000 430	21.2	0.283 015	8.6	9.1	0.6	335	522	-0.97

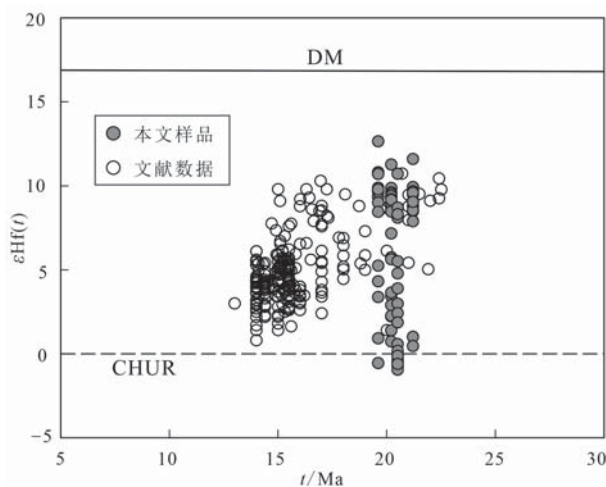


图7 冈底斯岩浆弧曲水地区中新世花岗岩的锆石 $\varepsilon\text{Hf}(t)$ 值与 U-Pb 年龄关系

Fig. 7 Plot of zircon $\varepsilon\text{Hf}(t)$ versus U-Pb ages for the Miocene granite from the Quxu area, Gangdese magmatic arc
文献数据来源: Chung *et al.*, 2009; Ji *et al.*, 2009; Xu *et al.*, 2010; Li *et al.*, 2011; 申宇等, 2020
reference data sources: Chung *et al.*, 2009; Ji *et al.*, 2009; Xu *et al.*, 2010; Li *et al.*, 2011; Shen *et al.*, 2020

云母花岗岩的结晶年龄。这表明曲水地区的中新世岩浆作用开始于大约 21 Ma 的早中新世,并一直持续到大约 12 Ma。

曲水-尼木一带的中新世花岗岩(包括本文研究的 4 个样品和该地区已报道的岩体)具有类似埃达克岩的地球化学特征,它们具有高的 SiO_2 、 Al_2O_3 和 Sr 含量,很低的 Y 和 Yb 含量,高的 Sr/Y 和 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值,微弱的 Eu 负异常或无 Eu 异常,在 $(\text{Sr}/\text{Y})-\text{Y}$ 和 $(\text{La}/\text{Yb})_N-\text{Yb}_N$ 图解中均落入埃达克岩的区域(图 5a, 5b)。不仅是在曲水一带,后碰撞埃达克质岩浆岩在整个藏南冈底斯弧分布十分广泛(Chung *et al.*, 2005; Zhu *et al.*, 2018; 张泽明等, 2019)。关于这些埃达克质岩浆岩的成因,目前主要观点包括:①起源于俯冲的新特提斯洋壳的部分熔融(Qu *et al.*, 2004);②起源于俯冲的印度大陆基性下地壳的部分熔融(Xu *et al.*, 2010);③地幔部分熔融形成的含水基性岩浆在高压下发生分离结晶作用的产物(Lu *et al.*, 2015);④冈底斯岩浆弧加厚下地壳的部分熔融(Chung *et al.*, 2003; Hou *et al.*, 2004; Chen *et al.*, 2011; Pan *et al.*, 2012; Zheng *et al.*, 2012)。根据本文的数据并综合前人已发表的资料,本文倾向于认为曲水地区的中新世花岗岩起源于冈底斯弧加厚下地壳。

俯冲的年轻(≤ 25 Ma)玄武质洋壳在榴辉岩相条件下部分熔融形成强烈亏损重稀土元素并具有很高的 Sr/Y 和 La/Yb 值的中酸性岩浆岩,是最早提出的埃达克岩的成因模式(Defant and Drummond, 1990)。这种由俯冲大洋板片部分熔融形成的埃达克岩通常具有低的 K_2O 含量和类似 MORB 的 Sr-Nd 同位素组成(Defant and Drummond, 1990)。然而曲水的埃达克质花岗岩具有较高的 K_2O 含量($>2.5\%$),属于中钾-高钾钙碱性系列岩石,且具有相对高的初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值($0.7048 \sim 0.7062$)和较低且变化较大的 $\varepsilon\text{Nd}(t)$ 值($-4.0 \sim +5.5$)(Hou *et al.*, 2004; Xu *et al.*, 2010; Li *et al.*, 2011; 申宇等, 2020)。这些特征和由俯冲洋壳部分熔融产生的埃达克岩明显不同。此外,大量研究已表明印度-亚洲大陆碰撞发生于 60~50 Ma(Yin and Harrison, 2000; Ding *et al.*, 2003; Chung *et al.*, 2005; Hu *et al.*, 2016; Zhang *et al.*, 2021; Zhu *et al.*, 2015),俯冲的新特提斯洋岩石圈在始新世可能已经发生了断离作用并沉入地幔(DeCelles *et al.*, 2002; Kohn and Parkinson, 2002; Ji *et al.*, 2016)。在这一构造背景下,早中新世时在冈底斯岩浆弧之下已经没有俯冲的新特提斯洋壳了,也不支持俯冲洋壳熔融的成因机制。综合上述原因,本文认为曲水早中新世花岗岩不太可能起源于俯冲的新特提斯洋洋壳。

曲水中新世埃达克质花岗岩也不太可能起源于俯冲的印度大陆基性下地壳的熔融,因为起源于俯冲板片的岩浆在上升过程中,不可避免会与上覆地幔楔反应,从而导致岩石的 MgO 含量和相容元素(如 Cr 和 Ni)含量升高(Rapp *et al.*, 1999)。而曲水中新世花岗岩的 MgO($0.22\% \sim 0.58\%$)、Cr($1.13 \times 10^{-6} \sim 3.51 \times 10^{-6}$)和 Ni($2.83 \times 10^{-6} \sim 5.00 \times 10^{-6}$)含量均很低,和起源于俯冲板片熔融的岩浆岩的地球化学特征明显不同。此外,起源于印度大陆下地壳的熔体通常具有富集的 Sr-Nd 同位素组成 [$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i > 0.7200$, $\varepsilon\text{Nd}(t) < -10.0$] 和很低的锆石 $\varepsilon\text{Nd}(t)$ 值(< -15.0)(Miller *et al.*, 1999; King *et al.*, 2011; Zeng *et al.*, 2011),而曲水的中新世花岗岩的锆石 $\varepsilon\text{Hf}(t)$ 值大部分都是正值(图 7),其变化范围是 $-0.9 \sim +12.7$,且该地区已报道的花岗岩的初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值($0.7048 \sim 0.7062$)和 $\varepsilon\text{Nd}(t)$ 值($-4.0 \sim +5.5$)(Hou *et al.*, 2004; Xu *et al.*, 2010; 申宇等, 2020)也明显不同于印度大陆下地壳起源的熔体。

玄武质母岩浆在高压条件下经过含石榴石的分离结晶作用,也可以形成具有高 Sr/Y 和 La/Yb 值的岩浆岩 (Macpherson *et al.*, 2006; Lu *et al.*, 2015)。这种结晶分异成因的埃达克质岩的 Sr/Y 和 Dy/Y 值与 SiO₂ 含量往往呈正相关,即随着岩石 SiO₂ 含量升高, Sr/Y 和 Dy/Y 值也升高 (Macpherson *et al.*, 2006),而且在区域上往往能见到同时代有成因联系的玄武岩或玄武安山岩等基性岩石组合 (Castillo *et al.*, 1999)。此外,分离结晶成因的花岗岩的 Mg[#] 通常与 SiO₂ 含量呈负相关 (Castillo *et al.*, 1999)。综合本研究 and 曲水地区已发表的中新世花岗岩数据,它们的 Sr/Y 和 Dy/Yb 值与 SiO₂ 含量不具有相关性 (图 5c、5d),而且它们的 Mg[#] 值与 SiO₂ 含量也无相关性 (图 3d),该地区及周边地区也没有同时期基性岩浆作用的报道,这些特征共同表明,该地区的中新世埃达克质花岗岩也不太可能是通过基性岩浆经过分离结晶作用形成的。

许多研究表明加厚基性下地壳的部分熔融是埃达克质岩石的一种重要成因机制 (Kay *et al.*, 1993; Martin, 1999; Chung *et al.*, 2003; Hou *et al.*, 2004)。综合考虑曲水地区中新世岩浆岩的地球化学特征以及同时期的构造背景,我们认为这些埃达克质花岗岩的最有可能源区是冈底斯弧加厚下地壳。曲水中新世花岗岩具有和起源于加厚下地壳的埃达克质岩相似的地球化学特征 (包括高 SiO₂、K₂O、Sr 含量和 Sr/Y 值,低的 MgO、Cr、Ni 含量),强烈亏损重稀土元素, (La/Yb)_N = 26.6~39.7,无或微弱 Eu 负异常 (Eu* = 0.8~1.0),富 Sr、贫 Y 和 Yb,具有明显的 Nb、Ta、Ti 负异常,这些地球化学特征表明其源区有大量的石榴子石+金红石残留,没有或只有很少的斜长石。曲水中新世花岗岩的锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值 (-0.9~+12.7) 大部分为正值且变化范围较大 (图 7),并且 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 (-4.0~+5.5) 和地壳 Hf 模式年龄 (724~186 Ma) 都具有较大的变化范围 (Hou *et al.*, 2004; Xu *et al.*, 2010; 申宇等, 2020),这很可能是新生下地壳的部分熔融并不同程度混合了古老地壳物质的结果,反映了其源区即冈底斯岩浆弧加厚下地壳的组成包括新生地壳和古老地壳。

4.2 新生代冈底斯岩浆弧地壳加厚

造山带地壳厚度的变化会直接影响深部岩浆过程的压力条件,进而导致形成的岩浆岩地球化学成分的变化,因此造山带的地壳厚度是影响岩浆岩地球化学特征的一个重要指标 (Farner and Lee, 2017;

Tang *et al.*, 2020)。研究表明,中酸性岩浆岩的特定元素比值 [如 Sr/Y 值、(La/Yb)_N 值] 和地壳厚度具有相关性,Chapman 等 (2015) 和 Profeta 等 (2015) 基于北美科迪勒拉山系和南美安第斯山的大量中酸性岩浆岩的资料,分别拟合了地壳厚度与 Sr/Y 值、地壳厚度与 La/Yb 值的经验公式。最近, Sundell 等 (2021) 基于之前的数据并结合冈底斯岩浆弧的中酸性岩浆岩数据,对之前的公式进行了整合和修正,得了最新的地壳厚度与 Sr/Y 和 (La/Yb)_N 值的经验公式:

$$\text{地壳厚度} = (-10.6 \pm 16.9) + (10.3 \pm 9.5) \times \ln(\text{Sr/Y}) + (8.8 \pm 8.2) \times \ln(\text{La/Yb})_N$$

曲水中新世花岗岩起源于冈底斯弧加厚下地壳,且没有经历过显著的结晶分异过程,因此它们的地球化学特征可以用来反演地壳厚度。将本文分析获得的花岗岩的 Sr/Y 和 (La/Yb)_N 值代入上述公式计算得到冈底斯弧早中新世的地壳厚度为 70~80 km。这暗示冈底斯弧地壳的厚度很可能在那时就已达到现今的地壳厚度了。冈底斯弧巨厚地壳的形成,是长期多阶段幔源岩浆向地壳的注入与中下地壳挤压缩短加厚两种机制连续或交互作用的结果 (张泽明等, 2019; 侯增谦等, 2020)。

Ji 等 (2012) 研究发现冈底斯弧 65~34 Ma 的埃达克质岩浆岩的 La/Yb 和 Sr/Y 值逐渐升高,且岩浆锆石的 Hf 同位素比值降低,并认为这反映了冈底斯弧地壳在碰撞期和碰撞后的加厚过程。在距本文采样点西北 15 km 的纳普日地区, Ma 等 (2014) 报道了一套始新世 (约 48 Ma) 埃达克质花岗岩,并认为它们起源于冈底斯弧新生的加厚下地壳。这些始新世花岗岩虽然也具有较高的 Sr/Y 值 (18~81),但是它明显低于本文报道的早中新世 (21~19 Ma) 埃达克质花岗岩的 Sr/Y 值 (165~278)。同一地区始新世到早中新世花岗岩的 Sr/Y、(La/Yb)_N 值的显著升高 (图 5a、5b),很可能是冈底斯弧地壳不断加厚的响应。最新的研究表明,古新世-始新世 (约 60~50 Ma) 冈底斯弧地壳厚度大约是 50 km (Zhu *et al.*, 2017; Tang *et al.*, 2020; Sundell *et al.*, 2021),结合本文计算结果以及最新有关冈底斯弧地壳厚度的研究 (Zhu *et al.*, 2017; Tang *et al.*, 2020; Sundell *et al.*, 2021),可以推测从始新世到早中新世,冈底斯弧经历了持续的地壳加厚过程。

冈底斯岩浆弧东段林芝地区的渐新世 (27~23 Ma) 花岗岩具有典型的埃达克岩的地球化学特征,被

认为是冈底斯弧加厚下地壳熔融的产物 (Zheng *et al.*, 2012; Zhang *et al.*, 2015; Ding and Zhang, 2019)。Zhang 等 (2015)、Ding 和 Zhang (2019) 的研究表明, 印度-亚洲大陆碰撞和持续的汇聚作用导致冈底斯弧经历了强烈的地壳缩短和变形, 使得位于中上地壳的同碰撞期 (57~49 Ma) 基性侵入岩和火山岩被埋藏到冈底斯弧加厚下地壳深度, 并经历了渐新世 (32~24 Ma) 的变质、深熔作用, 加厚下地壳部分熔融产生的埃达克质岩浆侵位到中上地壳, 形成了冈底斯弧东段林芝地区的渐新世花岗岩 (Zhang *et al.*, 2015; Ding and Zhang, 2019)。

4.3 构造意义

印度大陆和亚洲大陆自古新世开始发生碰撞, 碰撞后的持续汇聚作用以及印度大陆向拉萨地体之下的俯冲作用, 导致冈底斯弧地壳发生了强烈的构造挤压缩短和地壳加厚 (Yin and Harrison, 2000; Zhu *et al.*, 2015, 2018; 张泽明等, 2019; 侯增谦等, 2020)。俯冲的新特提斯洋板片的回转和断离导致软流圈上涌和大量幔源岩浆底侵, 对碰撞期冈底斯弧地壳加厚也有重要贡献 (Mo *et al.*, 2007; Ji *et al.*, 2016)。本文和现有资料已表明, 至晚渐新世-早中新世, 冈底斯弧地壳很可能已被加厚到约 70 km, 巨厚的岩浆弧岩石圈根部由于密度增大发生拆沉作用, 热的软流圈物质上涌替代原本冷的岩石圈地幔, 导致岩浆弧下地壳地温梯度显著升高 (Chung *et al.*, 2005)。此外, 大量地球物理资料已证实, 至少部分印度大陆板片在渐新世-中新世时已俯冲至拉萨地体之下 (Zhao *et al.*, 1993; Owens and Zandt, 1997; Gao *et al.*, 2016)。俯冲的印度大陆地壳发生榴辉岩相变质而变重, 由于重力不稳定很可能发生板片断离而沉入下伏地幔。地震层析图像显示, 拉萨地体下地幔顶部的地幔过渡带存在有陆壳碎片, 推测可能是断离的俯冲印度板片 (Singh and Kumar, 2009; Replumaz *et al.*, 2010)。不管是俯冲印度大陆板片的断离还是岩石圈地幔的拆沉作用都会导致热的软流圈地幔物质上涌, 加热岩浆弧下地壳。冈底斯弧加厚下地壳 (包括新生地壳和古老地壳) 发生强烈的部分熔融并产生埃达克质岩浆, 这些岩浆侵位到中、上地壳形成了冈底斯弧广泛分布的渐新世-中新世岩浆岩。

冈底斯弧不同地区的后碰撞埃达克质岩浆岩的 Sr-Nd-Hf 同位素组成并不一致, 这暗示整个冈底斯弧的下地壳同位素成分很可能是不均匀的。冈底斯弧

中部 (89° E ~ 93° E) 的岩浆岩具有相对低的初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值 (<0.7070) 和相对高的 $\varepsilon\text{Nd}(t)$ 值 ($-4.0\sim+5.5$) 和锆石 $\varepsilon\text{Hf}(t)$ 值 ($-0.9\sim+12.7$), 包括本文研究的曲水花岗岩, 以及南木林、尼木、驱龙等地区出露的中新世埃达克质岩浆岩 (Chung *et al.*, 2003; Hou *et al.*, 2004; Ji *et al.*, 2009; 徐旺春, 2010; Chen *et al.*, 2011; Li *et al.*, 2011; Yang *et al.*, 2015; Xu *et al.*, 2016; 徐倩等, 2019; 申宇等, 2020)。而冈底斯弧东部和西部的渐新世-中新世岩浆岩具有较高的初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值 (>0.7080)、低的 $\varepsilon\text{Nd}(t)$ 值 (大多数为负值) 和锆石 $\varepsilon\text{Hf}(t)$ 值 (大多数为负值), 例如冈底斯弧东部林芝、波密等地区的晚渐新世岩浆岩 (Pan *et al.*, 2012; Zheng *et al.*, 2012; Ding and Zhang, 2019) 和西部狮泉河、巴嘎等地区的中新世埃达克质岩石 (Guo *et al.*, 2007; Chen *et al.*, 2011)。这表明了冈底斯弧下地壳的组成是不均匀的, 冈底斯弧中部主要由新生下地壳组成, 包含少量的古老地壳, 表明在新特提斯洋俯冲过程中有大量的幔源岩浆加入; 而东部和西部的冈底斯弧下地壳由更多的古老地壳组成, 而新生地壳则相对较少, 表明幔源岩浆的加入相对较少 (Zheng *et al.*, 2012)。此外, 已有的年代学资料显示, 冈底斯弧中部的埃达克质岩浆岩的结晶年龄 (21~12 Ma) 普遍比东部的侵入岩的结晶年龄 (27~23 Ma) 要小, 这有可能是俯冲的印度大陆板片穿时性断离的结果 (Pan *et al.*, 2012)。

5 结论

冈底斯弧中段曲水地区的中新世黑云母花岗岩由石英、钾长石、斜长石和黑云母组成, 为中钾钙碱性岩石, 具有高 SiO_2 、 Al_2O_3 和 Sr 含量, 低 Y 和 Yb 含量, 和高的 Sr/Y 和 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值, 富集轻稀土元素而强烈亏损重稀土元素, 具有典型埃达克质岩石的地球化学特征。锆石 U-Pb 定年结果显示黑云母花岗岩的结晶年龄为 21~19 Ma, 锆石 $\varepsilon\text{Hf}(t)$ 值 ($-0.9\sim+12.7$) 大部分为正值且具有较大的变化范围, 表明花岗岩源区以新生地壳为主, 并不同程度混染了古老地壳物质。曲水早中新世埃达克质花岗岩起源于加厚下地壳的部分熔融, 根据 Sr/Y 和 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值估算早中新世地壳厚度已达到约 70 km。俯冲印度大陆板片的断离或加厚岩石圈地幔的拆沉作用引起软流圈地幔物质上涌, 导致冈底斯弧加厚下地壳 (包

括新生地壳和古老地壳)发生强烈的部分熔融,形成了冈底斯弧南部广泛分布的晚渐新世-中新世埃达克质岩浆岩。

致谢 感谢董昕、向华、田作林和丁慧霞老师在工作中的指导和帮助。感谢两位审稿专家提供的重要修改意见。

References

- Castillo P R, Janney P E and Solidum R U. 1999. Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: Insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134(1): 33~51.
- Chapman J B, Ducea M N, DeCelles P G, *et al.* 2015. Tracking changes in crustal thickness during orogenic evolution with Sr/Y: An example from the North American Cordillera[J]. *Geology*, 43(10): 919~922.
- Chen Jianlin, Xu Jifeng, Wang Baodi, *et al.* 2010. The relationship between the NS-trending grabens and the ultrapotassic volcanic rocks in Lhasa block, Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 29(4): 341~354(in Chinese with English abstract).
- Chen J L, Xu J F, Zhao W X, *et al.* 2011. Geochemical variations in Miocene adakitic rocks from the western and eastern Lhasa terrane: Implications for lower crustal flow beneath the Southern Tibetan Plateau[J]. *Lithos*, 125(3~4): 928~939.
- Chung S L, Liu D Y, Ji J Q, *et al.* 2003. Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet[J]. *Geology*, 31(11): 1 021~1 024.
- Chung S L, Chu M F, Zhang Y Q, *et al.* 2005. Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism[J]. *Earth Science Reviews*, 68(3): 173~196.
- Chung S L, Chu M F, Ji J Q, *et al.* 2009. The nature and timing of crustal thickening in Southern Tibet: Geochemical and zircon Hf isotopic constraints from postcollisional adakites[J]. *Tectonophysics*, 477(1): 36~48.
- DeCelles P G, Robinson D M and Zandt G. 2002. Implications of shortening in the Himalayan fold-thrust belt for uplift of the Tibetan Plateau[J]. *Tectonics*, 21(6): 1 062.
- Defant M J and Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere[J]. *Nature*, 347(6 294): 662~665.
- Defant M J and Drummond M S. 1993. Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc[J]. *Geology*, 21(6): 547~550.
- Dewey J F. 1988. The tectonic evolution of the Tibetan Plateau[J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A Mathematical Physical & Engineering Sciences*, 327(1 594): 379~413.
- Ding H X and Zhang Z M. 2019. Early Cenozoic thickening and reworking of the eastern Gangdese arc, south Tibet: Constraints from the Oligocene granitoids[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 474(1): 291~308.
- Ding L, Kapp P, Zhong D L, *et al.* 2003. Cenozoic volcanism in Tibet: Evidence for a transition from oceanic to continental subduction[J]. *Journal of Petrology*, 44(10): 1 833~1 865.
- Ding L, Xu Q, Yue Y H, *et al.* 2014. The Andean-type Gangdese Mountains: Paleoelevation record from the Paleocene-Eocene Linzhou Basin[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 392: 250~264.
- Dong Guochen, Mo Xuanxue, Zhao Zhidan, *et al.* 2006. Magma mixing in middle part of Gangdese magma belt: Evidences from granitoid complex[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(4): 835~844(in Chinese with English abstract).
- Duan Lianfeng, Li Wei, Zheng Yuanchuan, *et al.* 2014. Post-collisional Oligocene metallogenic process in southern margin of Gandise belt: Evidence from Re-Os dating of molybdenite from the Pa'n'an porphyry Mo deposit[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 33(2): 307~316(in Chinese with English abstract).
- England P and Houseman G. 1986. Finite strain calculations of continental deformation: 2. Comparison with the India-Asia collision Zone[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B3): 3 664~3 676.
- Farner M J and Lee Cin-Ty A. 2017. Effects of crustal thickness on magmatic differentiation in subduction zone volcanism: A global study[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 470: 96~107.
- Gao R, Lu Z W, Klemperer S L, *et al.* 2016. Crustal-scale duplexing beneath the Yarlung Zangbo suture in the western Himalaya[J]. *Nature Geoscience*, 9(7): 555~560.
- Guo Z F, Wilson M and Liu J Q. 2007. Post-collisional adakites in south Tibet: Products of partial melting of subduction-modified lower crust[J]. *Lithos*, 96(1~2): 205~224.
- Hirn A, Lepine J C, Jobert G, *et al.* 1984. Crustal structure and variability of the Himalayan border of Tibet[J]. *Nature*, 307(5 946): 23~25.
- Hoskin P W O and Schaltegger U. 2003. The composition of zircon and

- igneous and metamorphic petrogenesis[J]. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1): 27~62.
- Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, *et al.* 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 220(1~2): 139~155.
- Hou Zengqian, Gao Yongfeng, Meng Xiangjin, *et al.* 2004. Genesis of adakitic porphyry and tectonic controls on the Gangdese Miocene porphyry copper belt in the Tibetan orogen [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 20(2): 239~248 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Yang Z M, Lu Y J, *et al.* 2015a. A genetic linkage between subduction- and collision-related porphyry Cu deposits in continental collision zones[J]. *Geology*, 43(3): 247~250.
- Hou Z Q, Duan L F, Lu Y J, *et al.* 2015b. Lithospheric architecture of the Lhasa Terrane and its control on ore deposits in the Himalayan-Tibetan Orogen[J]. *Economic Geology*, 110(6): 1 541~1 575.
- Hou Zengqian, Zheng Yuanchuan, Lu Zhanwu, *et al.* 2020. Growth, thickening and evolution of the thickened crust of the Tibet Plateau [J]. *Acta Geologica Sinica*, 94(10): 2 797~2 815 (in Chinese with English abstract).
- Hu X M, Garzanti E, Wang J G, *et al.* 2016. The timing of India-Asia collision onset—Facts, theories, controversies[J]. *Earth-Science Reviews*, 160: 264~299.
- Hu Z C, Liu Y S, Gao S, *et al.* 2012. Improved in situ Hf isotope ratio analysis of zircon using newly designed X skimmer cone and jet sample cone in combination with the addition of nitrogen by laser ablation multiple collector ICP-MS[J]. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 27(9): 1 391~1 399.
- Hu Z C, Zhang W, Liu Y S, *et al.* 2015. “Wave” signal-smoothing and mercury-removing device for laser ablation quadrupole and multiple collector ICPMS analysis: Application to lead isotope analysis [J]. *Analytical Chemistry*, 87(2): 1 152~1 157.
- Ji W Q, Wu F Y, Chung S L, *et al.* 2016. Eocene Neo-Tethyan slab breakoff constrained by 45 Ma oceanic island basalt-type magmatism in southern Tibet[J]. *Geology*, 44(4): 283~286.
- Ji W Q, Wu F Y, Liu C Z, *et al.* 2012. Early Eocene crustal thickening in southern Tibet: New age and geochemical constraints from the Gangdese batholith[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 53: 82~95.
- Ji W Q, Wu F Y, Chung S L, *et al.* 2009. Zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Gangdese batholith, southern Tibet[J]. *Chemical Geology*, 262(3): 229~245.
- Kay S M, Ramos V A and Marquez M. 1993. Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trench collision in southern South America[J]. *The Journal of Geology*, 101(6): 703~714.
- King J, Harris N, Argles T, *et al.* 2011. Contribution of crustal anatexis to the tectonic evolution of Indian crust beneath southern Tibet [J]. *GSA Bulletin*, 123(1~2): 218~239.
- Kohn M J and Parkinson C D. 2002. Petrologic case for Eocene slab breakoff during the Indo-Asian collision[J]. *Geology*, 30(7): 591~594.
- Li J X, Qin K Z, Li G M, *et al.* 2011. Post-collisional ore-bearing adakitic porphyries from Gangdese porphyry copper belt, southern Tibet: Melting of thickened juvenile arc lower crust[J]. *Lithos*, 126(3~4): 265~277.
- Li Qiuyun, Yang Zhiming, Wang Rui, *et al.* 2021. Zircon trace elemental and Hf-O isotopic compositions of the Miocene magmatic suite in the giant Qulong porphyry copper deposit, southern Tibet[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 40(6): 1 023~1 048 (in Chinese with English abstract).
- Liu Y S, Gao S, Hu Z C, *et al.* 2010. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons from mantle xenoliths[J]. *Journal of Petrology*, 51(1~2): 537~571.
- Lu Y J, Loucks R R, Fiorentini M L, *et al.* 2015. Fluid flux melting generated postcollisional high Sr/Y copper ore-forming water-rich magmas in Tibet[J]. *Geology*, 43(7): 583~586.
- Ludwig K R. 2012. User's manual for Isoplot version 3.75~4.15: A geochronological toolkit for Microsoft Excel[M]. Berkeley Geochronological Center Special Publication 5.
- Ma L, Wang B D, Jiang Z Q, *et al.* 2014. Petrogenesis of the Early Eocene adakitic rocks in the Napuri area, southern Lhasa: Partial melting of thickened lower crust during slab break-off and implications for crustal thickening in southern Tibet [J]. *Lithos*, 196~197: 321~338.
- Ma Xuxuan, Shi Bin, Xiong Fahui, *et al.* 2020. Magma mixing of the Quxu batholith in the Gangdese belt, southern Tibet: Evidence from microstructure of hornblende in microgranular enclaves[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 36(10): 3 063~3 080 (in Chinese with English abstract).
- Macpherson C G, Dreher S T and Thirlwall M F. 2006. Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 243(3): 581~593.
- Maniar P D and Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids [J]. *GSA Bulletin*, 101(5): 635~643.
- Martin H. 1999. Adakitic magmas: Modern analogues of Archean granit-

- oids[J]. *Lithos*, 46(3): 411~429.
- Meng Yuanku, Xu Zhiqin, Gao Cunshan, *et al.* 2018. The identification of the Eocene magmatism and tectonic significance in the middle Gangdese magmatic belt, southern Tibet[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 34(3): 513~546(in Chinese with English abstract).
- Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system[J]. *Earth-Science Reviews*, 37(3): 215~224.
- Miller C, Schuster R, Klitzli U, *et al.* 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis[J]. *Journal of Petrology*, 40(9): 1399~1424.
- Mo Xuanxue, Dong Guochen, Zhao Zhi, *et al.* 2005. Spatial and temporal distribution and characteristics of granitoids in the Gangdese, Tibet and implication for crustal growth and evolution[J]. *Geological Journal of China Universities*, 11(3): 281~290(in Chinese with English abstract).
- Mo X X, Hou Z Q, Niu Y L, *et al.* 2007. Mantle contributions to crustal thickening during continental collision: Evidence from Cenozoic igneous rocks in southern Tibet[J]. *Lithos*, 96(1): 225~242.
- Molnar P, England P and Martinod J. 1993. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian Monsoon[J]. *Reviews of Geophysics*, 31(4): 357~396.
- Murphy M A, Yin A, Harrison T M, *et al.* 1997. Did the Indo-Asian collision alone create the Tibetan plateau? [J]. *Geology*, 25(8): 719~722.
- Owens T J and Zandt G. 1997. Implications of crustal property variations for models of Tibetan plateau evolution[J]. *Nature*, 387(6628): 37~43.
- Pan F B, Zhang H F, Harris N, *et al.* 2012. Oligocene magmatism in the eastern margin of the east Himalayan syntaxis and its implication for the India-Asia post-collisional process[J]. *Lithos*, 154: 181~192.
- Pan Guitang, Mo Xuanxue, Hou Zengqian, *et al.* 2006. Spatial-temporal framework of the Gangdese orogenic belt and its evolution[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(3): 521~533(in Chinese with English abstract).
- Peccerillo A and Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63~81.
- Profeta L, Ducea M N, Chapman J B, *et al.* 2015. Quantifying crustal thickness over time in magmatic arcs[J]. *Scientific Reports*, 5: 17786.
- Qin S K, Zhang Z M, Palin R M, *et al.* 2022. Tectonic burial of sedimentary rocks drives the building of juvenile crust of magmatic arc [J]. *GSA Bulletin*, 134(11~12): 3064~3078.
- Qu X M, Hou Z Q and Li Y G. 2004. Melt components derived from a subducted slab in late orogenic ore-bearing porphyries in the Gangdese copper belt, southern Tibetan plateau [J]. *Lithos*, 74(3): 131~148.
- 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.
- Replumaz A, Negredo A M, Villaseñor A, *et al.* 2010. Indian continental subduction and slab break-off during Tertiary collision[J]. *Terra Nova*, 22(4): 290~296.
- Searle M P, Elliott J R, Phillips R J, *et al.* 2011. Crustal-lithospheric structure and continental extrusion of Tibet[J]. *Journal of the Geological Society*, 168(3): 633~672.
- Shen Yu, Zeng Lingsen, Gao Jiahao, *et al.* 2020. Oligocene-Miocene high Sr/Y magmatism and implications for deep processes of Qulin pluton in Gangdese batholith, southern Tibet[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 36(9): 2646~2666(in Chinese with English abstract).
- Singh A and Kumar M R. 2009. Seismic signatures of detached lithospheric fragments in the mantle beneath eastern Himalaya and southern Tibet [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 288(1~2): 279~290.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes [J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313~345.
- Sundell K E, Laskowski A K, Kapp P A, *et al.* 2021. Jurassic to Neogene quantitative crustal thickness estimates in southern Tibet [J]. *GSA Today*, 31(6): 4~10.
- Tang M, Ji W Q, Chu X, *et al.* 2020. Reconstructing crustal thickness evolution from europium anomalies in detrital zircons[J]. *Geology*, 49(1): 76~80.
- Wang Qiang, Hao Lulu, Zhang Xiuzheng, *et al.* 2020. Adakitic rocks at convergent plate boundaries: Compositions and petrogenesis[J]. *Science China Earth Sciences*, 63(12): 1992~2016(in Chinese with English abstract).
- Wang R, Richards J P, Hou Z Q, *et al.* 2014. Increased magmatic water content—The key to Oligo-Miocene porphyry Cu-Mo ± Au formation in the eastern Gangdese Belt, Tibet[J]. *Economic Geology*, 109(5): 1315~1339.
- Wen D R, Chung S L, Song B, *et al.* 2008. Late Cretaceous Gangdese intrusions of adakitic geochemical characteristics, SE Tibet: Petrogenesis and tectonic implications[J]. *Lithos*, 105(1): 1~11.

- Xu J, Zheng Y Y, Sun X, *et al.* 2016. Geochronology and petrogenesis of Miocene granitic intrusions related to the Zhibula Cu skarn deposit in the Gangdese belt, southern Tibet [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 120: 100~116.
- Xu Qian, Zeng Lingsen, Gao Jiahao, *et al.* 2019. Geochemical characteristics and genesis of the Miocene high Sr/Y intermediate-felsic magmatic rocks in eastern Gangdese batholith, southern Tibet [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 35(6): 1 627~1 646 (in Chinese with English abstract).
- Xu Wangchun. 2010. Spatial Variation of Zircon U-Pb Ages and Hf Isotopic Compositions of the Gangdese Granitoids and Its Geologic Implications [D]. Wuhan: China University of Geosciences (in Chinese with English abstract).
- Xu W C, Zhang H F, Guo L, *et al.* 2010. Miocene high Sr/Y magmatism, south Tibet: Product of partial melting of subducted Indian continental crust and its tectonic implication [J]. *Lithos*, 114(3): 293~306.
- Xu Zhiqin, Li Haibing and Yang Jingsui. 2006. An orogenic plateau - The orogenic collage and orogenic types of the Qinghai-Tibet plateau [J]. *Earth Science Frontiers*, 13(4): 1~17 (in Chinese with English abstract).
- Xu Zhiqin, Yang Jingsui, Li Haibing, *et al.* 2011. On the tectonics of the India-Asia collision [J]. *Acta Geologica Sinica*, 85(1): 1~33 (in Chinese with English abstract).
- Yang Z M, Lu Y J, Hou Z Q, *et al.* 2015. High-Mg diorite from Qulong in southern Tibet: Implications for the genesis of adakite-like intrusions and associated porphyry Cu deposits in collisional orogens [J]. *Journal of Petrology*, 56(2): 227~254.
- Yin A and Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen [J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28(1): 211~280.
- Zeng L S, Gao L E, Xie K J, *et al.* 2011. Mid-Eocene high Sr/Y granites in the Northern Himalayan Gneiss Domes: Melting thickened lower continental crust [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 303(3~4): 251~266.
- Zhang Qi. 2015. A tentative discussion of the experimental study of adakite [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 34(2): 257~270 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Z M, Ding H X, Dong X, *et al.* 2021. The Mesozoic magmatic, metamorphic, and tectonic evolution of the eastern Gangdese magmatic arc, southern Tibet [J]. *GSA Bulletin*, 134(7~8): 1 721~1 740.
- Zhang Z M, Dong X, Santosh M, *et al.* 2014. Metamorphism and tectonic evolution of the Lhasa terrane, Central Tibet [J]. *Gondwana Research*, 25(1): 170~189.
- Zhang Z M, Dong X, Xiang H, *et al.* 2015. Reworking of the Gangdese magmatic arc, southeastern Tibet: Post-collisional metamorphism and anatexis [J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 33(1): 1~21.
- Zhang Zeming, Ding Huixia, Dong Xin, *et al.* 2019. Formation and evolution of the Gangdese magmatic arc, southern Tibet [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 35(2): 275~294 (in Chinese with English abstract).
- Zhao W J, Nelson K D, Che J, *et al.* 1993. Deep seismic reflection evidence for continental underthrusting beneath southern Tibet [J]. *Nature*, 366(6 455): 557~559.
- Zhao Zhidan, Mo Xuanxue, Nomade S, *et al.* 2006. Post-collisional ultrapotassic rocks in Lhasa block, Tibetan Plateau: Spatial and temporal distribution and its' implications [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(4): 787~794 (in Chinese with English abstract).
- Zheng Y C, Hou Z Q, Li Q Y, *et al.* 2012. Origin of Late Oligocene adakitic intrusives in the southeastern Lhasa terrane: Evidence from in situ zircon U-Pb dating, Hf-O isotopes, and whole-rock geochemistry [J]. *Lithos*, 148: 296~311.
- Zhu D C, Wang Q, Cawood P A, *et al.* 2017. Raising the Gangdese mountains in southern Tibet [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(1): 214~223.
- Zhu D C, Wang Q, Chung S L, *et al.* 2018. Gangdese magmatism in southern Tibet and India-Asia convergence since 120 Ma [J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 483(1): 583~604.
- Zhu D C, Wang Q, Zhao Z D, *et al.* 2015. Magmatic record of India-Asia collision [J]. *Scientific Reports*, 5: 14289.
- Zong K Q, Klemd R, Yuan Y, *et al.* 2017. The assembly of Rodinia: The correlation of early Neoproterozoic (ca. 900 Ma) high-grade metamorphism and continental arc formation in the southern Beishan Orogen, southern Central Asian Orogenic Belt (CAOB) [J]. *Precambrian Research*, 290: 32~48.

附中文参考文献

- 陈建林, 许继峰, 王保弟, 等. 2010. 青藏高原拉萨地块新生代超钾质岩与南北向地堑成因关系 [J]. *岩石矿物学杂志*, 29(4): 341~534.
- 董国臣, 莫宣学, 赵志丹, 等. 2006. 冈底斯岩浆带中段岩浆混合作用: 来自花岗杂岩的证据 [J]. *岩石学报*, 22(4): 835~844.
- 段连峰, 李 为, 郑远川, 等. 2014. 西藏冈底斯南缘碰撞后渐新世成矿作用——来自帕南钨矿床的 Re-Os 同位素年龄证据 [J]. *岩*

- 石矿物学杂志, 33(2): 307~316.
- 侯增谦, 高永丰, 孟祥金, 等. 2004. 西藏冈底斯中新世斑岩铜矿带: 埃达克质斑岩成因与构造控制[J]. 岩石学报, 20(2): 239~248.
- 侯增谦, 郑远川, 卢占武, 等. 2020. 青藏高原巨厚地壳: 生长、加厚与演化[J]. 地质学报, 94(10): 2 797~2 815.
- 李秋耘, 杨志明, 王 瑞, 等. 2021. 西藏驱龙矿区中新世侵入岩锆石微量和 Hf-O 同位素研究[J]. 岩石矿物学杂志, 40(6): 1 023~1 048.
- 马绪宣, 施 彬, 熊发挥, 等. 2020. 冈底斯曲水岩基岩浆混合: 来自暗色岩浆包体角闪石显微结构的证据[J]. 岩石学报, 36(10): 3 063~3 080.
- 孟元库, 许志琴, 高存山, 等. 2018. 藏南冈底斯带中段始新世岩浆作用的厘定及其大地构造意义[J]. 岩石学报, 34(3): 513~546.
- 莫宣学, 董国臣, 赵志丹, 等. 2005. 西藏冈底斯带花岗岩的时空分布特征及地壳生长演化信息[J]. 高校地质学报, 11(3): 281~290.
- 潘桂棠, 莫宣学, 侯增谦, 等. 2006. 冈底斯造山带的时空结构及演化[J]. 岩石学报, 22(3): 521~533.
- 申 宇, 曾令森, 高家昊, 等. 2020. 西藏南部冈底斯岩基曲林岩体渐新世-中新世高 Sr/Y 比岩浆作用及其对深部过程的启示[J]. 岩石学报, 36(9): 2 646~2 666.
- 王 强, 郝露露, 张修政, 等. 2020. 汇聚板块边缘的埃达克质岩: 成分和成因[J]. 中国科学: 地球科学, 50(12): 1 845~1 873.
- 徐 倩, 曾令森, 高家昊, 等. 2019. 藏南冈底斯岩基东段中新世中酸性高 Sr/Y 比岩浆岩的地球化学特征及成因探讨[J]. 岩石学报, 35(6): 1 627~1 646.
- 徐旺春. 2010. 西藏冈底斯花岗岩类锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素组成的空间变化及其地质意义[D]. 武汉: 中国地质大学.
- 许志琴, 李海兵, 杨经绥. 2006. 造山的高原——青藏高原巨型造山拼贴体和造山类型[J]. 地学前缘, 13(4): 1~17.
- 许志琴, 杨经绥, 李海兵, 等. 2011. 印度-亚洲碰撞大地构造[J]. 地质学报, 85(1): 1~33.
- 张 旗. 2015. 有关埃达克岩实验应用中几个问题的探讨[J]. 岩石矿物学杂志, 34(2): 257~270.
- 张泽明, 丁慧霞, 董 昕, 等. 2019. 冈底斯岩浆弧的形成与演化[J]. 岩石学报, 35(2): 257~294.
- 赵志丹, 莫宣学, Nomade Sebastien, 等. 2006. 青藏高原拉萨地块碰撞后超钾质岩石的时空分布及其意义[J]. 岩石学报, 22(4): 787~794.