# 纳米比亚罗什皮纳地区古元古代花岗闪长岩时代、成因及地质意义

黄映聪<sup>1,2)</sup>,陈敦理<sup>3)</sup>,王文军<sup>4)</sup>,万江<sup>5)</sup>,孟高原<sup>6)</sup>,肖娥<sup>5)</sup>,王艳芬<sup>5)</sup>,刘静<sup>2)</sup>

1)东华理工大学地球科学学院,南昌,330013;2)东华理工大学核资源与环境国家重点实验室,南昌,330013;
 3)招商局重庆交通科研设计院有限公司,重庆,400000;4)江西省煤田地质局普查综合大队,南昌,310000;

5) 江苏省有色金属华东地质勘查局,南京,210000;6) 河北省沧州水利勘测设计院,河北 沧州,061000

内容提要:本文对纳米比亚罗什皮纳地区罗雷铜矿区中部侵位于奥兰治河群石英云母片岩中的花岗闪长岩进 行了锆石 U-Pb 年代学和全岩地球化学分析。结果表明,岩浆锆石的<sup>207</sup> Pb/<sup>206</sup> Pb 加权平均年龄为 1875.1±3.8Ma (n=21,MSWD=0.59),指示了该岩体为古元古代亚马逊造山运动晚期的岩浆作用产物;该花岗闪长岩富硅、富 铝,为弱过铝质岩石,稀土配分曲线为右倾型,具有明显 Eu 负异常,显示 I型花岗岩类的特点。地质与地球化学分 析显示罗雷铜矿区中部花岗闪长岩岩浆源自壳-幔混合源区,在上升演化过程中经历了显著的分离结晶作用;该花 岗闪长岩体具有富铜岩浆岩的特点,是该铜矿床的成矿岩体;罗雷铜矿区中部花岗闪长岩及其成矿作用形成于亚 马逊造山运动后碰撞的构造背景。

关键词:花岗闪长岩;LA-ICP-MS U-Pb 定年;地球化学;罗雷铜矿;纳米比亚

花岗岩类是组成大陆地壳的主要岩石类型之 一,其形成是在特定的地球动力学背景下,由地壳或 岩石圈地幔部分熔融而形成岩浆作用的产物 (Pitcher, 1979, 1982; Whalen, 1985; Chappell et al., 1988;Clarke, 1992)。随着板块构造学说的建 立,研究不同成因类型花岗岩类形成的构造环境,探 索构造-岩浆耦合作用及其成矿效应,逐渐成为全球 地学界关注的焦点(Xiao et al., 2003)。花岗岩类 同时为许多金属成矿作用提供了重要成矿物质和能 量来源(Xu et al., 1982; Blevin et al., 1995; Loucks, 2014; Cooke et al., 2005)。前人对花岗 岩类的物理化学属性(含水性、氧逸度、结晶分离程 度等)与成矿关系研究显示花岗岩具有一定的成矿 专属性(Ishihara, 1981; Blevin, 2004; Newberry, 1995),花岗岩类作为探究地球动力学和成矿学前沿 科学问题的载体,其研究具有重要的理论与经济 意义。

加列普造山带位于非洲西南部,是一条经历了 复杂构造-岩浆演化的复合型大陆碰撞造山带。前 人对加列普造山带前寒武-早古生代的构造-岩浆活 动的时代和地球化学特征进行了研究显示,加列普 造山带主要由裂谷与被动大陆边缘沉积(诺尔斯港 增生带)和外来地体(马耳莫拉地体)组成(Gresse et al.,1993; Santosh et al.,2001)。复杂的构造演化 和广泛发育的岩浆岩使得该区成为西南非洲一个重 要的多金属矿集区(Begg et al.,2009),其中加列普 造山带南段罗什皮纳地区铅、锌、铜、钼矿化作用异 常强烈(Viljoen et al.,1986; Frimmel et al.,1998, 2000)。前人已对加列普造山带研究主要集中在构 造演化方面(Allsopp et al.,1979; Gresse et al., 1993; Pisarevsky et al.,2003),而对该区花岗岩类 的成因及其成矿作用的研究还十分薄弱。

鉴于此,本文对罗什皮纳地区的罗雷铜矿区出 露大面积的中部中酸性岩体进行地质特征研究的基

收稿日期:2019-05-19;改回日期:2019-08-06;网络发表日期:2020-10-09;责任编委:吴才来;责任编辑:李曼。

引用本文:黄映聪,陈敦理,王文军,万江,孟高原,肖娥,王艳芬,刘静. 2020. 纳米比亚罗什皮纳地区古元古代花岗闪长岩时代、成因及地质意义. 地质学报,94(10):2994~3007,doi: 10.19762/j.cnki.dizhixuebao.2020162.
 Huang Yingcong, Chen Duni, Wang Wenjun, Wan Jiang, Meng Gaoyuan, Xiao E, WangYanfen, Liu Jing. 2020.
 Petrogenesis of the Middle granitoidsintrusion and its significance in Luolei district, Roshipina area, Namibia; evidence from geological, geochronological and geochemical characteristics. Acta Geologica Sinica,94(10):2994~3007.

注:本文受国家自然科学基金项目(编号 41202160)及东华理工大学博士科研启动基金项目(编号 DHBH2018021)资助。

作者简介:黄映聪,男,1979年生。博士后,高级工程师,从事矿产地质勘查及成矿预测研究。Email: 5828516@qq.com;通讯作者:陈敦 理,男,1984年生。硕士,高级工程师,从事矿产地质勘查及地球物理应用研究,Email:a203233@163.com。

础上,进一步进行年代学和地球化学特征研究,并据 此阐明其岩石成因类型、源区物质组成以及产出构 造环境。本次研究工作成果不仅揭示了罗雷铜矿区 中酸性岩的成因,同时也为罗什皮纳地区乃至加列 普造山带演化过程的岩浆成因认识提供参考依据, 具有重要的理论和经济意义。

1 地质特征

# 1.1 区域地质背景

非洲西南部地区主要由西北的刚果克拉通 (Congo Craton)东南部卡拉哈日克拉通(Kalahari Craton)组成(图 1a),围绕卡拉哈日克拉通为由内 向外分布了古元古代纳马科瓦造山带(Namaqua Belt)、新元古代达马拉造山带(Damara Belt)和加列 普造山带(Garliep Belt)。其中,加列普造山带西连 大西洋、北抵拉马盆地、东南与纳马科瓦造山带相 接,是泛非造山带的重要组成部分。该造山带呈南 北向展布,长约150 km、宽在30~50 km之间,可进 一步分为西部(内侧)的马尔莫拉地体和东部(外侧) 的诺尔斯港增生带。

加列普造山带出露的地层为古元古代晚期的里 彻斯韦德岩套(RSS),包括奥兰治河群(ORG)和卡



图 1 研究区地质图

Fig. 1 Geological map of the study area

(a) 一南部非洲大地构造简图(底图据 Allsopp et al., 1979);(b) 一加列普造山带地质略图(据 Viljoen et al., 1986 修改);(c) 一罗雷铜矿区地质图; al 一开普敦褶皱带,a2 一拉马盆地,a3 一泛非造山带,a4 一纳马科瓦带,a5 一太古代基底;b1 一奥兰治河;b2 一花岗质岩体,b3 一城镇或港口,b4 一金 属矿床,b5 一马耳莫拉地体,b6 一诺尔斯港增生带,b7 一前加列普造山带基底,b8 一加列普造山带;c1 一绿片岩带,c2 一银灰色千枚岩,c3 一砂砾岩, c4 一剪切变形花岗闪长岩,c5 一中东部岗闪长岩,c6 一北部花岗闪长岩,c7 一冲积层,c8 一东部花岗闪长岩,c9 一石英长石斑岩,c10 一石英云母 片岩,c11 一白岗岩,c12 一西部花岗闪长岩,c13 一淡色花岗岩,c14 一测年样品取样位置,c15 一地球化学采样位置,c16 一铜矿化体

(a)—the sketch geological map of the South Africa (after Allsopp et al., 1979); (b)—the sketch geological map of the Gariep orogenic bel (after Viljoen et al., 1986) t; (c)—the geological map of the Luolei Copper district; a1—Cape Town belt, a2—Lama Basin, a3—Pan African orogenic belt, a4—Namaqua belt, a5—Archean basement; b1—Orange river; b2—granitic body, b3—town or port, b4—metal deposit, b5— Malmora terrane, b6—Knowles Port accretionary, b7—basement of pre-Gariep belt, b8— Gariep belt; c1—the greenschist belt, c2—silver-gray phyllite, c3—glutenite, c4—sheared-deformation granodiorite, c5—East-central granodiorite, c6—Northern granodiorite, c7—alluvium, c8— Eastern granodiorite, c9—quartz-feldspar porphyry, c10—quartz—micaschist, c11—alaskite, c12—Western granodiorite, c13—leucogranite, c14—location of the dating sample, c15—location of the geochemistry sample.c16—the copper-mineralization body 鲁那马群(Karoo and Nama sedimentary cover)两 个单元(图 1b)。奥兰治河群为一套强变质的中基 性火山岩、火山碎屑岩和碎屑沉积岩,该群构成了加 列普造山带的基底岩系(Reid,1979);卡鲁那马群覆 盖于奥兰治河群基底上,为一套古生代以来的浅海 相的碎屑岩、碳酸盐岩沉积地层。加列普造山带受 到泛非期(500~580Ma)构造运动影响,元古代的奥 兰治河群地层发生了强烈的变形变质作用,形成了 主体呈南北向的构造格局。加列普造山带内岩浆岩 分布广泛,诺尔斯港增生带和马尔莫拉带内均有中 酸性岩体出露。本次研究的罗什皮纳成矿带位于加 列普造山带的中部(图 1b),该带是非洲西南部重要 的铜、铅、锌矿成矿带,目前已发现以罗雷(Lorlei) 铜矿 床、斯 克 皮 (Scorpion) 铅 锌 矿 床、罗 什 皮 纳 (Rosh-pina)铅铜矿床等多处 Cu、Pb、Zn、Au 及 Bi 等矿床和矿点(Brian,1992; Alchin et al., 2005)。

罗雷铜矿区(Lorelei Copper District)位于罗什 皮纳成矿带南部(图 1c),隶属于纳马科瓦带靠近达 马拉造山带南段一加列普造山带。矿区北部出露的 地层为奥兰治河群绿片岩和千枚岩、南部出露第四 系冲积层等,另有少量的石英云母片岩和砂砾岩零 星出露。区内构造发育,矿区中部由奥兰治群银灰 色千枚状片岩、绿片岩与石英绢云母片岩形成一个 倾伏背斜,该背斜核部已基本被剥蚀出露花岗闪长 岩体,矿区还广泛发育北西向的断裂或者裂隙,多已 被石英脉充填。罗雷铜矿区内岩浆作用十分强烈, 按其出露位置可将中酸性岩体划分为北部花岗闪长 岩、西部花岗闪长岩、中部花岗闪长岩和东部花岗闪 长岩等,如图 1c 所示。这些中酸性岩体均呈岩基状 产出,组成了矿区的主要岩石露头;此外,还有少量 石英长石斑岩、淡色花岗岩以及白岗岩等呈岩枝或 岩株状分布干岩基内部及周边部位。

罗雷铜矿区的矿体产于中部(花岗闪长)岩体与 倾伏背斜两翼绢云母石英片岩接触带的内带(图 1c),发育东、西两条矿体。其中,西部矿体地表出露 长度约 800 m,目前控制最大延深 230 m,倾向西, 倾角地表较缓(30°左右),向深部变陡,矿体呈似层 状、脉状分布。东部矿体地表延长 360 m,最大控制 延深 90 m,矿体总体向东倾,倾角变化在 45°~70° 之间。矿体厚度 1.46~24.8 m,平均 11.48 m。地 质特征显示,两条矿体如壳状分布在中部岩体的外 围,且在岩体靠近矿体位置也有星点状矿化产出的 特点,表明中部花岗闪长岩岩体与铜、钼矿化关系 密切。

# 1.2 岩体特征及采样

罗雷铜矿区中部花岗闪长岩体呈马蹄状,向北 突起,面积约3km<sup>2</sup>,岩体侵位于奥兰治河群石英云 母片岩中,南部被第四系冲积层覆盖(图 1c)。中岩 体岩性主要为花岗闪长岩,在其边部具有浅色花岗 岩和石英长石斑岩等岩相,且核部地区有白岗岩呈 岩株状出露。中部花岗闪长岩岩体的岩石呈灰褐 色,部分钾长石含量高而呈红褐色,中细粒结构、花 岗结构,块状构造(图 2a、2b)。主要矿物为斜长石、 钾长石、石英和角闪石等,另有少量的黑云母和金属 矿物等。斜长石呈半自形板状-它形粒状、粒度为 0.2~2.0 mm, 部分粒径在 2.0 mm 以上, 杂乱分 布,发生了较的钠黝(绿)帘石化、绢(白)云母化等蚀 变,且受变质作用影响部分具碎裂化的特点,含量在 50%~60%之间。钾长石呈红色,形态及分布特征 与斜长石相似,粒径在 0.1~2.0 mm 之间,主要为 条纹长石、微斜长石,具弱高岭土化、绢(白)云母化 等蚀变,含量在8%~30%之间(图2b)。石英呈它 形粒状分布于长石矿物颗粒间,粒径在 0.05~1.5 mm之间,不规则状集合体分布,受变质作用影响均 已不同程度形成变晶粒状,含量在10%~25%之 间。角闪石呈自形-半自形纤维状-放射状或集合体 状分布,粒径在 0.05~1.6 mm 之间,个别达到 2.0 mm 以上,发生了较强的绿泥石化,含量在 5%~ 10%之间。黑云母半自形-他形鳞片状-叶片状星点 状分布,金属矿物主要由黄铁矿、黄铜矿(图 2c、2d) 和少量钛铁矿等组成。花岗闪长岩内还见有磷灰 石、锆石星点状分布。此外,中部岩体部分地区被后 期的石英-碳酸盐脉穿插。

在对罗雷铜矿区进行地质工作的基础上,本次 工作重点对成矿密切相关的中部花岗闪长岩岩体进 的10个岩石地球化学样品进行了作进一步的年代 学和地球化学分析,所采样品位置及编号如图1c所 示。其中ZKE3401和ZKE3801从矿区东部钻孔深 部的岩芯采集,ZKK14601和ZKE2601采自矿区北 部,其他样品均采自西部矿化体周边部位。所选的 10件作为全岩地球化学分析的尽量选择岩石新鲜、 蚀变较弱样品进行测试,并挑选了来自岩体北部样 品(ZKC2303)作为代表样品挑选锆石进行 U-Pb 同 位素测年分析。

2 实验方法

# 2.1 锆石 U-Pb 同位素定年

本次研究用于锆石 U-Pb 定年的样品采自罗雷



# 图 2 花岗闪长岩的结构和矿物特征

Fig. 2 The petrological photographs of the Middle granitoid intrusion, Luolei Copper district

(a)一花岗闪长岩钻孔岩芯,花岗结构;(b)一含钾长石的花岗闪长岩;(c)一浸染状黄铜矿化花岗闪长岩;(d)一花岗闪长岩内浸染状分布的 黄铜矿;Plg一斜长石;Qtz一石英;Kfs一钾长石;Hbl一角闪石;Bio一黑云母;Ccp一黄铜矿;Py一黄铁矿

(a)—Granodiorite with granitic texture; (b)—K-feldspar bearing granodiorite; (c)—granodiorite with disseminated chalcopyrite mineralization; (d)—granodiorite with disseminated chalcopyrite mineralization (microscope); Plg—plagioclase; Qtz—quartz; Kfs—potassium feldspar; Hbl—amphibole; Bio—biotite; Ccp— chalcopyrite; Py— pyrite

铜矿区中部花岗闪长岩体深部(样品号为 ZKC2303,采样位置见图 1c)。测年样品分析流程 为:挑选足量(>5kg)、新鲜的花岗闪长岩测试样品 在河北省廊坊市区域地质调查研究所实验室粉碎至 80~100 目,并用淘选和电磁选方法进行分离。然 后在双目镜下观察所分离锆石的特征,仔细挑选表 面平整光洁且晶形完好,颗粒大于 50µm 的锆石(> 100颗),再将这些锆石排放在双面胶上,置于圆环 模具内。以三乙醇胺为固化剂,按1:7比例与环氧 树脂均匀混合注入圆环模具中,待固结后,对环氧树 脂表面抛光至锆石表面暴露。此后,在北京锆年领 航科技有限公司运用配有 Gatan Mono CL 的 JEOL JXA-8100 电子探针分析仪对抛光后的锆石样品进 行阴极发光(CL)图像拍摄,作为锆石 U-Pb 定年的 依据。实验过程中工作电压 15kV,电流 20nA。

锆石 U-Pb 定年工作在南京大学内生金属矿床

成矿机制作用研究国家重点实验室采用激光剥蚀等 离子体质谱系统(LA-ICP-MS)完成,激光剥蚀系统 为 New Wave Research 公司生产的 UP-213 型(λ= 213 nm) Nd: YAG 激光器, 等离子体质谱为 Agilient 公司带有 Shield Torch 的 Agilient7500a。 锆石定年的束斑直径为 25μm,频率为 5Hz。样品 经剥蚀后,由He气作为载气,再和Ar气混合后进 入 ICP-MS 分析。每个测试流程的开头和结尾分别 测 2 个 GJ (  $^{207}\mathrm{Pb}/^{206}\mathrm{Pb}$  年龄 608.5 ± 1.5 Ma, Jackson et al., 2004)标样,另外测试1个 MT(732 ±5 Ma, Black et al., 1978)标样和 10 个待测样品 点。普通铅校正使用嵌入 ExcelComPbCorr # 3\_ 15G 程序(Andersen, 2002)进行。年龄及谐和图绘 制采用 Isoplot 程序(ver2.49, Ludwig, 2001)。错 石年龄采用 TEM 作为外标标准物质,元素含量采 用 NIST SRM610 作为外标,29 Si 作为内标。测试 结果通过 ICPMSDataCal7.0 软件计算处理,实验获 得的数据采用 Andersen(2002)的方法进行同位素 比值的校正以扣除普通 Pb 的影响,谐和图的绘制 采用 ISOPLOT 3.23 完成 (Ludwig, 2001)。

# 2.2 全岩地球化学分析

主量元素和微量元素的分析在中国科学院地球 化学研究所矿床地球化学国家重点实验室完成。主 量元素采用 Rigaku RIX 2000 型荧光光谱仪(XRF) 进行分析。样品的元素含量由 36 种涵盖硅酸盐样 品范围的参考物质双变量拟合的工作曲线确定,基 体校正根据经验的 Traill-Lachance 程序进行。其 详细步骤与 Dulski (1994)所述相同,分析精度优于 1%~5%。微量元素分析采用电感耦合等离子体质 谱(ICP-MS)进行分析。对 USGS 国际标准样品(B HVO22)的测定结果表明,样品测定值和推荐值的相 对误差均小于 10%,且大多数微量元素的分析误差 在 5%以内。详细的样品制备、分析流程及对国际标 准样品的测试结果见 Gao Jianfeng et al. (2003)。

# 3 实验结果

# 3.1 锆石 U-Pb 年龄

罗什皮纳罗雷铜矿区中部花岗闪长岩 (ZKC2303)的锆石LA-ICPMSU-Pb年龄结果如表 1所示。花岗闪长岩样品挑选出用于测年的锆石多 呈柱状或短柱状,无色透明,自形性较好,长径约70 ~160µm,从阴极发光图像(图3)可以看出,这些锆 石形态比较一致,部分锆石具有明显的继承核,并且 均发育岩浆震荡环带,指示为岩浆锆石成因。本次 测试锆石的Th/U比值变化于0.81~1.84之间,具 典型的岩浆锆石成分特征(Belousova et al., 2002)。对 21 颗锆石测试点定年获得<sup>207</sup> Pb/<sup>206</sup> Pb 表 面年龄变化于 1809~1912Ma(表 1),在<sup>207</sup> Pb/<sup>235</sup> U ~<sup>206</sup> Pb/<sup>238</sup> U协和曲线上,所有锆石测试点均投影在 谐和线上及其附近(图 3),变化幅度较小,表明被测 锆石未遭受明显的后期热事件影响,其<sup>207</sup> Pb/<sup>206</sup> Pb 加权平均年龄为 1875.1±3.8Ma(*n*=21,MSWD= 0.59),可代表岩体的侵位冷却结晶年龄。

# 3.2 主量元素

罗雷铜矿区中部花岗闪长岩体的元素地球化学 特征如表 2 所示。中 SiO<sub>2</sub> 含量介于 63.69% ~ 68.07%之间,均值为 65.89%; K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O 含量 4.84%~5.97%,碱铝比(NK/A=(K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O)/ Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>,摩尔数比在 1.85~2.28 之间,均值为 2.07; 铝过饱和度 A/CNK 值(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+K<sub>2</sub>O+ Na<sub>2</sub>O))在 1.32~1.50 之间,均值为 1.40。岩石 LOI 值在 1.37%~2.25%之间,均小于 2.5%。

在 TAS 图解上(图 4a),中部花岗闪长岩体 10 个样品均落于花岗闪长岩系列区域,具有亚碱性系 列岩石特点。K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub>图(图 4b)上显示为中钾钙 碱性-高钾钙碱性岩石系列之间;在 AR-SiO<sub>2</sub>图(图 4c)中落入碱性系列,且具有准铝质-弱过铝质岩石 的特点(图 4d)。

# 3.3 稀土、微量元素

罗雷铜矿区中部花岗闪长岩体的稀土元素总量  $\Sigma$  REE 为 124.39 × 10<sup>-6</sup> ~ 204.91 × 10<sup>-6</sup>, (La/ Yb)<sub>N</sub>在 8.94~18.63 之间(均值 13.60), 轻重稀 土分馏明显,表现为轻稀土富集型。从稀土元素标 准化图解(图 5a)中可以看出, Eu 负异常明显,  $\delta$ Eu 值变化在 0.66~0.96 之间,重稀土相对亏损, 轻稀 土富集。在微量元素原始地幔标准化图解(图 5b)中,



图 3 罗雷铜矿区中部花岗闪长岩体锆石的 CL 图像(a)和 LA-ICP-MS U-Pb 年龄图(b) Fig. 3 CL image (a) and dating result (b) of the magmatic zircons from the Middle granitoid intrusion, Luolei Copper district

# 表 1 罗雷铜矿区中部岩体锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测试结果

Table 1 The LA-ICP-MS U-Pb dating results of zircons from the Middle granitoid intrusion, Luolei Copper district

Spots	Th/U	$^{207}{ m Pb}/^{206}{ m Pb}$		$^{207}\mathrm{Pb}/^{235}\mathrm{U}$		$^{206}{Pb}/^{238}{U}$		$^{207}{ m Pb}/^{206}{ m Pb}$		$^{207} \mathrm{Pb}/^{235} \mathrm{U}$		$^{206} \mathrm{Pb}/^{238} \mathrm{U}$	
		ratio	$1\delta$	ratio	1δ	ratio	$1\delta$	age	18	Age(Ma)	$1\delta$	age	1δ
ZK2302-01	0.81	0.11058	0.00166	5.11544	0.08876	0.33555	0.00498	1809	27	1839	15	1865	24
ZK2302-03	1.14	0.11172	0.00172	5.31328	0.09334	0.34499	0.00512	1828	28	1871	15	1911	25
ZK2302-04	1.05	0.11382	0.00172	5.29613	0.09027	0.33752	0.00482	1861	27	1868	15	1875	23
ZK2302-05	1.29	0.11383	0.0039	5.08184	0.16898	0.32413	0.00551	1862	61	1833	28	1810	27
ZK2302-07	1.22	0.11102	0.00195	5.12981	0.09885	0.33512	0.005	1816	32	1841	16	1863	24
ZK2302-08	1.01	0.11189	0.00245	5.17117	0.11801	0.33517	0.00531	1830	39	1848	19	1863	26
ZK2302-09	1.18	0.11876	0.00202	5.42853	0.09935	0.33152	0.00461	1938	30	1889	16	1846	22
ZK2302-10	1.03	0.11433	0.00179	5.2834	0.09251	0.33518	0.00476	1869	28	1866	15	1863	23
ZK2302-11	1.21	0.11448	0.00183	5.28513	0.0936	0.33484	0.00471	1872	29	1867	15	1862	23
ZK2302-12	1.42	0.11599	0.00229	5.35479	0.11028	0.33484	0.00476	1895	35	1878	18	1862	23
ZK2302-13	1.1	0.11709	0.00176	5.47036	0.09236	0.33884	0.00473	1912	27	1896	14	1881	23
ZK2302-14	1.84	0.11618	0.00247	5.22797	0.11386	0.32639	0.00475	1898	38	1857	19	1821	23
ZK2302-15	1.18	0.11523	0.00172	5.27856	0.08876	0.33224	0.00463	1884	27	1865	14	1849	22
ZK2302-16	1.14	0.11446	0.00179	5.26218	0.09207	0.33346	0.00472	1871	28	1863	15	1855	23
ZK2302-17	1.45	0.11616	0.00202	5.33456	0.10062	0.3331	0.00481	1898	31	1874	16	1853	23
ZK2302-18	0.93	0.11482	0.00183	5.2748	0.09271	0.33322	0.00463	1877	28	1865	15	1854	22
ZK2302-19	1.48	0.11622	0.0018	5.34519	0.09227	0.33359	0.00462	1899	28	1876	15	1856	22
ZK2302-21	1.08	0.11555	0.00182	5.33307	0.09446	0.33477	0.00474	1888	28	1874	15	1862	23
ZK2302-22	1.15	0.11626	0.00177	5.46446	0.09361	0.34092	0.00473	1900	27	1895	15	1891	23
ZK2302-23	1.18	0.1165	0.00192	5.33189	0.09712	0.33197	0.00468	1903	29	1874	16	1848	23
ZK2302-24	1.04	0.11389	0.00184	5.27143	0.09455	0.33572	0.00475	1862	29	1864	15	1866	23

微量元素富含 K、Rb、Th、轻稀土元素,亏损 Ba、Nb、P、Ti 等高场强元素的特征。

# 4 讨论

# 4.1 成岩年代

一般认为,发生在 2.1~1.8Ga 期间的全球碰 撞造山事件与 Columbia 超大陆的聚合有关(Zhao et al., 2002; Huang Mingda et al., 2019), Columbia 超大陆的聚合在全球形成了为数众多的 古元古造山带。研究显示,非洲南部与南美洲东部 普遍发育有古元古代-中元古带的花岗闪长岩,代表 着亚马逊造山运动(Transamazonian Orogeny)演化 过程(Minnaar et al., 2007)中不同阶段的岩浆作 用。研究显示成岩>2.0Ga的"老花岗闪长岩体" (Old Granitoids)代表了亚马逊造山过程早期岩浆 作用(Rogers, 1996; Iacumin et al., 2001), 而成岩 于 1.6~2.0 Ga 的"年轻花岗闪长岩"(Young Granitoids)代表了亚马逊造山运动晚期岩浆作用 (Iacumin et al., 2001)。本次工作测得罗雷铜矿区 中部花岗闪长岩体的成岩年龄为1875.1±3.8Ma (*n*=21, MSWD=0.59), 说明罗雷铜矿区中部花岗 闪长岩体是古元古代晚期岩浆作用的产物,对应于 古元古代亚马逊造山运动晚期的岩浆侵入年龄 (Eglington, 2003; Frimmel et al., 1996), 指示了罗 雷铜矿区所处的里彻斯韦德杂岩体为亚马逊造山过 程晚阶段岩浆作用的产物。

# 4.2 岩浆岩成因

罗雷铜矿区中部花岗闪长岩体成岩基状出露, 具有准铝质-弱过铝质、高碱性岩石的特点(图 4a、 4b)。前人对花岗岩类的研究指出,I型花岗岩相比 A型花岗岩具较低 SiO<sub>2</sub>、K<sub>2</sub>O、Ce、Y、Nb 等元素含 量(Marks et al., 2003; Loiselle et al., 1979; Collins et al., 1982)。在地球化学判别图解上,罗 雷铜矿区中部花岗闪长岩样品均落在 I 型花岗岩区 域(图 6),指示该矿区中部花岗闪长岩体具有 I 型花 岗岩的特点。

罗雷铜矿区中部花岗闪长岩体的稀土元素具有 富集轻稀土的右倾分布特征(图 5a),微量元素具有 Nb、Ta、Ti 亏损的特点(图 5b),指示有壳源岩浆岩 加入。此外,该岩体具有准铝质-弱偏铝质岩石特点 (图 4d),且轻重稀土比值大、分异指数较高(图 5a), 指示该岩体来自于壳幔混合源区的特点(Sylvester et al., 1997; Konishi et al., 2009; Lu et al., 2013)。研究表明,δEu 值和岩浆分异指数(DI)可以 作为估量岩浆分异程度的指标,岩浆的结晶分异程 度 越 高, 对 应 的 δEu 值 (δEu = Eu<sub>g石</sub>/Eu<sub>g&®д</sub>

 $\frac{\text{Duafa/Duafaffa}}{\sqrt{(Sm_{faf}/Sm_{gkk @fa})}}$ )越小、DI

# 表 2 罗雷铜矿区中部花岗闪长岩体的元素地球化学数据

# Table 2 The whole rock geochemical data of the Middle granitoid intrusion, Luolei Copper district

样号	ZKE2601	ZKK1601	ZKC2303	ZKE3801	ZKC2701	ZKE3401	D701	D28	D31	D33	
经度	E16°54'12"	E16°53′59″	E16°53'11"	E16°54'19"	E16°53′20″	16°54′17″	E16°53′33″	E16°53'41"	E16°53′50″	E16°53′29″	
纬度	S28°02′52″	S28°02′50″	S28° 03'16"	S28°03′02″	$\mathrm{S28}^\circ~03'19''$	S28°02′59″	$\mathrm{S28}^\circ03'19''$	S28°03′22″	S28°03'12"	S28°03′07″	
岩性	花岗闪长岩	花岗闪长岩	花岗闪长岩	花岗闪长岩	花岗闪长岩	花岗闪长岩	花岗闪长岩	花岗闪长岩	花岗闪长岩	花岗闪长岩	
				主	:量元素(%)						
$SiO_2$	65.85	65.35	65.62	64.20	65.33	66.32	63.69	68.07	66.94	67.49	
${\rm TiO}_2$	0.49	0.49	0.46	0.49	0.56	0.49	0.51	0.42	0.44	0.45	
$\mathrm{Al}_2\mathrm{O}_3$	14.75	15.15	14.66	15.30	15.42	14.62	14.82	14.41	14.60	14.01	
FeOT	4.73	4.71	4.13	6.13	4.50	4.73	4.95	4.05	4.60	2.94	
MnO	0.07	0.06	0.06	0.10	0.09	0.09	0.08	0.10	0.10	0.07	
MgO	2.68	3.74	4.43	1.87	2.09	2.27	5.05	2.19	2.48	4.61	
CaO	3.84	3.79	3.59	4.05	4.47	4.34	3.80	3.16	3.36	3.07	
$Na_2O$	2.18	2.27	2.40	2.83	2.98	2.52	2.37	2.38	2.57	2.41	
$K_2O$	2.85	2.72	2.83	2.98	2.51	2.32	2.86	3.59	3.22	2.72	
$P_2O_5$	0.14	0.13	0.11	0.15	0.18	0.14	0.14	0.11	0.11	0.09	
LOI	2.25	1.40	1.53	1.72	1.88	1.99	1.52	1.37	1.42	1.97	
Total	99.82	99.81	99.82	99.81	100.00	99.83	99.79	99.83	99.84	99.82	
$\mathrm{K_2O}/\mathrm{Na_2O}$	1.31	1.19	1.18	1.06	0.84	0.92	1.21	1.51	1.25	1.13	
A/CNK	1.08	1.12	1.08	1.00	0.98	1.00	1.06	1.06	1.05	1.12	
微量稀土元素(×10 <sup>-6</sup> )											
Li	15.20	20.70	27.80	18.14	18.85	19.71	28.18	37.53	27.94	32.70	
Be	2.80	3.07	1.46	2.14	1.73	1.88	2.04	2.40	2.28	3.29	
Со	14.90	12.80	11.50	14.03	16.06	13.89	15.90	14.90	14.32	9.70	
Ni	12.40	11.20	13.60	14.57	14.55	15.46	18.05	19.76	17.12	13.00	
Cu	176.85	1078.79	481.92	92.94	178.02	87.23	59.72	68.54	14.10	394.38	
Pb	13.00	15.00	16.10	19.83	12.73	14.99	14.67	22.88	16.27	18.40	
Zn	77.10	71.30	72.90	75.47	58.20	69.51	61.29	107.88	48.84	87.60	
$\operatorname{Rb}$	154.00	136.00	136.00	108.95	79.03	119.52	126.29	160.50	142.14	148.00	
Nb	9.08	8.56	8.21	11.21	9.83	12.34	13.21	14.43	11.06	10.45	
Hf	3.14	3.78	3.06	2.05	1.80	1.83	2.16	2.78	2.24	3.84	
Та	1.30	1.10	1.18	0.92	0.84	0.91	1.01	1.47	0.87	1.55	
Ba	843.00	902.00	762.00	882.10	651.72	605.11	990.60	690.80	809.80	670.00	
Th	9.46	8.50	11.60	9.78	9.81	8.99	13.50	14.50	14.80	16.80	
U	1.60	2.15	2.37	1.60	3.26	3.03	2.70	3.10	3.20	1.69	
Y	17.20	14.20	14.30	19.83	14.31	25.71	22.64	24.06	21.90	12.20	
La	32.60	30.90	29.40	34.05	28.21	38.35	30.80	32.42	49.74	30.90	
Ce	64.20	62.50	58.90	63.57	52.96	69.31	59.27	65.26	91.67	62.80	
Pr	7.09	6.81	6.46	7.37	5.96	8.07	6.95	7.77	9.13	6.14	
Nd	26.90	24.90	23.30	27.01	21.89	29.33	26.25	27.26	32.09	21.90	
Sm	4.85	4.43	4.15	4.96	3.65	5.17	4.87	5.08	5.03	3.49	
Eu	1.08	1.10	0.94	1.36	1.09	1.43	1.43	1.50	1.43	0.69	
Gd	4.03	3.27	3.06	4.62	3.39	4.58	4.42	4.51	5.41	2.89	
Tb	0.64	0.49	0.46	0.66	0.52	0.72	0.72	0.71	0.75	0.40	
Dy	3.08	2.42	2.42	3.53	2.62	4.06	3.94	3.98	3.69	1.98	
Но	0.62	0.50	0.47	0.66	0.55	0.78	0.77	0.79	0.69	0.40	
Er	1.74	1.44	1.49	2.05	1.56	2.19	2.38	2.40	2.34	1.09	
Tm	0.28	0.20	0.22	0.30	0.24	0.34	0.37	0.42	0.33	0.17	
Yb	1.62	1.30	1.46	1.98	1.52	2.30	2.42	2.60	2.27	1.19	
Lu	0.24	0.20	0.23	0.30	0.23	0.35	0.37	0.40	0.34	0.19	
ÓREE	148.96	140.46	132.96	152.41	124.40	166.98	144.97	155.12	204.91	134.23	
(La/Yb)N	14.43	17.05	14.44	12.33	13.28	11.99	9.12	8.95	15.72	18.63	
δEu	0.74	0.88	0.81	0.87	0.95	0.90	0.94	0.96	0.84	0.66	
δСе	1.04	1.06	1.05	0.98	1.00	0.97	0.99	1.01	1.05	1.12	

注:TFeO 为全铁, A/CNK= $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$ , A/NK= $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ 。



图 4 罗雷铜矿区中部花岗闪长岩体的岩性判别图解

Fig. 4 The discriminative diagrams on the Middle granitoid intrusion, Luolei Copper district

(a)—TAS图解(底图据 Eric, 1994);(b)—K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> 岩石序列图解(底图据 Ewart, 1982);(c)—SiO<sub>2</sub>-AR 岩石序列判别图解(底图据 Wright, 1969);(d)—A/NK-A/CNK 图解(底图据 Maniar et al., 1989);1—橄榄辉长岩;2a—碱性辉长岩;2b—亚碱性辉长岩;3—辉长闪长岩;4—闪长岩;5—花岗闪长岩;6—花岗岩;7—硅英岩;8—二长辉长岩;9—二长闪长岩;10—二长岩;11—石英二长岩;12—正长岩;13—副长石辉长岩;14—副长石二长闪长岩;15—副长石二长正长岩;16—副长正长岩;17—副长深成岩;18—霓方钠岩/磷霞岩/白榴岩; Ir—Irvine 分界线,上方为碱性,下方为亚碱性

(a)—Tas diagram (based on Eric, 1994); (b)—K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> rock sequence diagram (based on Ewart, 1982); (c)—sio2-ar rock sequence discrimination diagram (based on Wright, 1969); (d)—A/nk-a/CNK diagram (based on Maniar et al., 1989); 1—olivine gabbro; 2a alkaline gabbro; 2b—subalkaline gabbro; 3—gabbro; 4—diorite; 5—granodiorite; 6—granite; 7—silicalite; 8—gabbro; 9—diorite; 10 monzonite; 11—quartz monzonite; 12—syenite; 13—parafeldspar gabbro; 14—parafeldspar monzonite; 15—parafeldspar monzonite; 16 paralong syenite; 17—paralong pluton; 18—aegirine sodalite/nepheline/leucite; Ir-Irvine boundary, alkaline above, subalkaline below

值(分异指数)越大(Cheng et al., 2010)。罗雷铜 矿区中部花岗闪长岩样品具有 δEu 值低(0.66-0.96)、DI 值高(61.01-72.75)的特点,指示了该岩 体具有较高的结晶分异程度,且具有随 SiO<sub>2</sub>含量增 高、演化程度逐渐变高(图 7a、7b)。测试样品中 Nb、P、Ti 和重稀土元素相对亏损,指示岩石可能受 到了磷灰石、钛铁矿的分离结晶作用影响;此外,高 场强元素 Y 在岩浆结晶分异过程中往往易于在残 留岩浆中富集,是岩浆发生分离结晶作用的指示剂; 中部花岗闪长岩样品具有较高的 Y 含量(均值达 0.01864‰)及 Y 正异常(图 5b),也指示了其具有较 高的分离结晶程度。在岩浆结晶分异过程中,地球 化学性质相近的高场强元素如(Nb、Ta、Th、Hf)在 没有外来物质加入时元素比值的变化范围很小,当 有外来物质加入号浆会发生显著变化(Chen Jiangfeng et al.,1999;Zhang et al.,2014)。罗雷 铜矿区中部花岗闪长岩体的Nb/Ta、Th/Hf比值变 化较小,指示了该岩体在上升侵位过程外来物质混 染作用较弱。

以上地球化学特征分析显示,罗雷铜矿区中部 花岗闪长岩可能为来自壳幔混合源区,在上升演化 过程中经历了明显的分离结晶作用。



图 5 罗雷铜矿区中部花岗闪长岩体的球粒陨石标准化稀土和原始地幔标准化微量元素蛛网图 Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns and Primitive-mantle-normalized Trace element of the Middle granitoid intrusion, Luolei Copper district

球粒陨石标准值据 Boynton,1984;原始地幔标准值来源于 Galer et al.,1989;Crust,MORB 及 OIB 值据 Sun et al., 1989 Chondrite standard values are based on Boynton, 1984; primitive mantle standard values are based on Galer et al., 1989; Crust, MORB and OIB values are based on Sun et al., 1989; and chondrite standardized REE distribution curve



图 6 罗雷铜矿区中部花岗闪长岩体的岩石类型判别图解(据 Collins et al., 1982)

Fig. 6 The lithology discriminative diagrams of the Middle granitoid intrusion, Luolei Copper district (After Collins et al., 1982)
(a)—Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O 花岗岩判別图解;(b)—Ce-SiO<sub>2</sub>花岗岩判別图解;(c)—Yb-SiO<sub>2</sub>花岗岩判別图解;(d)—Nb-SiO<sub>2</sub>花岗岩判別图解
(a)—Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O discriminative diagram of the granitoid; (b)—Ce-SiO<sub>2</sub> discriminative diagram of the granitoid;
(c)—Yb-SiO<sub>2</sub> discriminative diagram of the granitoid;
(d)—Nb-SiO<sub>2</sub> discriminative diagram of the granitoid;





Fig. 7 The evolutionary discriminative diagrams of the Middle granitoid intrusion, Luolei Copper district





(a)—Ta-Yb 图解;(b)—Y-Nb 图解;(c)—Rb-Yb+Ta 图解;(d)—Rb-Y+Nb 图解;ORG—洋脊花岗岩,WPG—板内花岗岩, VAG—火山弧花岗岩,Syn-COLG—同碰撞花岗岩,post-COLG—后碰撞花岗岩

(a)—Ta-Yb diagram; (b)—Y-Nb diagram; (c)—Rb-Yb+TA diagram; (d)—Rb-Y+Nb diagram; ORG—Ridge granite,

WPG-intraplate granite, VAG-volcanic arc granite, SYN-COLG-syn-collisional granite, post-COLG-post collisional granite

1000

100

A1,0,/Ti0,

# 4.3 成岩背景

非洲南部与南美洲东部地区经历了古元古代-中元古带的(~2.200~1.6Ma)的亚马逊造山运动 (Transamazonian Orogeny)演化过程(Minnaar et al., 2007),可分为两个阶段:早阶段(2.2~2.0Ga) 以岛弧型火山岩为主,形成了 La/Y 河群(Orange River Group)的岛弧型火山岩及向的中酸性侵入岩 (Rogers, 1996; Reid, 1997; Iacumin et al., 2001); 晚期(2.0~1.6Ga)主要形成了乌居夫群(Vioolsdrif Suite)的火山岩和中酸性侵入岩,具有代表了亚马 逊造山运动后碰撞阶段的岩浆作用特征(Iacumin et al. 2001)

本文研究得到罗雷铜矿区中部花岗闪长岩体形 成于1.86 Ga,为古元古代晚期岩浆作用的产物,对 应于古元古代亚马逊造山运动晚期的构造热事件年 龄(Eglington,2003; Frimmel et al.,1996),指示了 罗雷铜矿区所处的里彻斯韦德杂岩体为亚马逊造山 带后碰撞背景下的产物。地质、地球化学特征显示, 罗雷铜矿区中部花岗闪长岩具有I型钙碱性花岗岩 类特点,在地球化学构造判别图解中均落在岛弧岩 浆岩区域(图 8a~8c),且具有后碰撞岩浆岩的地球 化学特征(图 8d);指示该花岗闪长岩体侵位于后碰 撞背景的挤压环境。综合岩浆岩侵位年代可见,罗 雷铜矿区内中部花岗闪长岩体形成于亚马逊造山带 碰撞后挤压背景。

# 4.4 成矿指示

成矿岩浆岩的地球化学特征可用来指示岩浆岩 属性及其成矿潜力(Loucks et al., 2002, Loucks, 2014)。Loucks et al., (2002)在总结南美地区、东 南亚地区的中新生代弧火山岩与铜金成矿关系表 明,含矿岩浆比贫矿岩浆具有高 Sr/Y、V/Sc、Eu/ Eu、而低 Zr 值的特点,且同是含矿岩浆岩的含铜金 矿床的岩浆岩比含铜岩浆岩具有更高的 Ba/Zr 比值 的特点; Wang et al. (2013)在对长江中下游地区含 矿和不含矿埃达克岩的锆石地球化学特征研究显 示,含矿岩浆岩具有较低的 Hf 同位素和较高的氧 同位素。Zhang et al. (2014)在研究中酸性岩浆岩 相关的铜钼矿床研究显示富铜的成矿岩浆相比富钼 的岩浆岩具有较低的 SiO<sub>2</sub> 含量和 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> 比 值。本次工作测得的罗雷铜矿区中部花岗闪长岩样 品在 SiO<sub>2</sub> vs. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub>地球化学判别图解均处 于富铜岩浆岩一侧(图 9),指示了该中酸性岩体为 富铜岩浆岩的特征,进一步证明了该岩体可能为该 罗雷铜矿区的成矿岩体。



Fig. 9 SiO<sub>2</sub> vs. Al<sub>2</sub> O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> discriminative diagram of the Middle granitoid intrusion, Luolei Copper district (after Zhang et al., 2014)

### 5 结论

(1)罗雷铜矿区中部花岗闪长岩体的成岩年龄 为1875.1±3.8Ma,是古元古代亚马逊造山运动晚 期的岩浆作用产物。

(2)罗雷铜矿区中部花岗闪长岩具有 I 型花岗 岩的成因特点,岩浆为来自壳幔混合源区,在上升演 化过程中经历了显著的分离结晶作用。

(3)罗雷铜矿区内中部花岗闪长岩体形成于亚 马逊造山带后碰撞的挤压背景。

(4) 罗雷铜矿区内中部花岗闪长岩体具有富铜 岩浆岩的特点,是该铜矿床的成矿岩体。

**致谢:**本文的样品测试和分析得到了纳米比亚 大学、南京大学、中国科学院贵阳地球化学研究所的 大力支持;野外工作得到了江苏省有色金属华东地 质勘查局纳华公司总经理李明同志的帮助;野外样 品的采集、整理和运输得到了付怀林、邢曙光、岳统 波、郭佳、魏鑫、徐奡等工程师大力支持;全岩主微量 稀土元素测试工作得到了唐红博士的帮助。成文过 程中吉林大学杨德彬副教授和合肥工业大学张达玉 博士对本文的修改提出了宝贵意见,在此一并表示 诚挚的感谢!

# References

- Alchin D J, Moore J M. 2005. A review of the Pan-African, Neoproterozoic Rosh Pinah Zn-Pb deposit, southwestern Namibia. South African Journal of Geology, 108(1): 71~86.
- Allsopp H L, Köstlin E O, Welke H J, Burger A J, Kroner A, Blignault H J. 1979. Rb-Sr and U-Pb geochronology of Late Precambrian-Early Paleozoic igneous activity in the Richtersveld



富钼岩浆

(South Africa) and southern South West Africa. Trans. Geol. Soc. S. Africa, 82, 185~204.

- Andersen T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that donot report <sup>204</sup> Pb. Chemical Geology, 192(1-2): 59~79.
- Begg G C, Griffin W L, Natapov L M, Suzanne Y O'Reilly, S P Grand, C J O'Neill, J M A Hronsky, Y Poudjom Djomani, C J Swain, T Deen, P Bowden. 2009. The lithospheric architecture of Africa: Seismic tomography, mantle petrology, and tectonic evolution. Geosphere, 5: 23~50.
- Belousova E A, Griffin W L, O'Reilly S Y, Fisher N I. 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. Contrib. Mineral. Petrol., 143: 602~622.
- Black L P, Culson B L. 1978. The age of the Mud Tank carbonatite, Strangways Range, Northern Territory. BMR J. Aust. Geophys. 3: 227~232.
- Blevin P L, Chappell B W. 1995, Chemistry, origin, and evolution of mineralized granites in the Lachlan fold belt, Australia; the metallogeny of I- and S-type granites. Economic Geology, 90 (6):1604~1619..
- Blevin P L. 2004. Redox and Compositional Parameters for Interpreting the Granitoid Metallogeny of Eastern Australia: Implications for Gold-rich Ore Systems. Resource Geology, 54 (3): 241~252.
- Boynton W V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies. In: Rare earth element geochemistry. Henderson, P. (Editor), Reviews in Mineralogy and Geochemistry 21 (1), Elsevier Science Publication Company, Amsterdam, 63~114.
- Brian G H. 1992. The Mineral Resources of Namibia. 1~12.
- Chappell B W, Stephens W E. 1988. Origin of infracrustal (I-type) granitoid magmas. Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth. Sci., 79, 71~86.
- Chen Jiangfeng, Guo Xinsheng, Tang Jiafu, Zhou Tai. 1999. Nd isotopic model ages: implications of the growth of the continental crust of Southeastern China. Jounal of Nanjing University(Nature Science), 35(6): 649~658 (in Chinese with English abstract).
- Cheng Y B, Mao J W. 2010. Age and geochemistry of granites in Gejiu area, Yunnan province, SW China: Constraints on their petrogenesis and tectonic setting. Lithos, 120: 258~276.
- Clarke D B. 1992. Granitoid Rocks. Chapman and Hall, London, 283p.
- Collins W J, Beams S D, White A J K. 1982. Nature and origin of A type granites with particular reference to southeastern Australia. Contrb. Mineral. Petrol, 80: 189~200.
- Cooke D R, Hollings P, Walshe J L. 2005. Giant porphyry deposits: characteristics, distribution, and tectonic controls. Econ. Geol. 100; 801~818.
- Dulski P. 1994. Interferences of oxide, hydroxide, and chloride analyte species in the determination of rare earth elements in geological samples by inductively coupled plasma-mass spectrometry. Fresenius J. Anal. Chem. 304:193~203.
- Eglington B M, R A Armstrong. 2003. Geochronological and isotopic constraints on the Mesoproterozoic Namaqua-Natal Belt: evidence from deep borehole intersections in South Africa. Precambrian Research,125(3) 179~189.
- Eric A K Middlmost. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth Science Review, 37: 215~224.
- Ewart A. 1982. The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks with special reference to the andesiticbasaltic compositional range. In: R S Thorpe (Editor), Andesites. Wiley, Chichester, 25~87.
- Frimmel H E, Hartnady C J H, Koller F. 1996. Geochemistry and tectonic setting of magmatic units in the Pan-African Gariep Belt, Namibia. Chemical Geology, 130(1): 101~121.
- Frimmel H E, Frank W. 1998. Neoproterozoic tectono-thermal evolution of the Gariep Belt and its basement, Namibia and South Africa. Precambrian Research, 90:1~28.
- Frimmel H E. 2000. Fluid evolution in and around the Rosh Pinah

massive sulphide deposit in the external Pan-African Gariepbelt, Namibia, South African Journal of Geology. 103 (3-4): 191-206.

- Galer S J. 1989. Limits on chemical and convective isolation in the Earth's interior. Chem. Geol. ,  $75: 257 \sim 290$ .
- Gao Jianfeng, Lu Jianjun, Lai Mingyuan, Lin Yuping, Pu Wei.
  2003. Analysis of trace elements in rock samples using HR-ICP
  MS. Journal of Nanjing University (Nature Science), 06: 844
  ~850 (in Chinese with English abstract).
- Gresse P G, Scheepers, R. 1993. Neoproterozoic to Cambrian (Namibian) rocks of South Africa: a geochronological and geotectonic review. J. Afr. Earth Sci. 16: 375~393.
- Huang Mingda, Cui Xiaozhuang, Cheng Aiguo, Ren Guangming, He Huzhuang, Chen Fenglin, Zhang Hengli, Zhang Jianqiang, Ren Fei. 2019. Late Paleoproterozoic A-type granitic rocks in the northern Yangtze block: evidence for breakup of the Columbia Supercontinent. Acta Geologica Sinica, 93(03):565 ~584 (in Chinese with English abstract).
- Iacumin M, Piccirillo E M, Girardi V A V et al. 2001. Early proterozoic calc-alkaline and middle proterozoic tholeiitic Dyke Swarms from Central-Eastern Argentina: petrology, geochemistry, Sr-Nd isotopes and tectonic implications. Journal of Petrology, 42(11): 2109~2143.
- Ishihara S. 1981. The granitoid series and mineralization. Econ. Geol. 75th Ann. ,75:458~484.
- Jackson S E, Pearson N J, Griffin W L, Belousova E A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. Chem. Geol., 211:  $47 \sim 69$ .
- Konishi K, Kawai K, Geller R J, Fuji N. 2009. MORB in the lowermost mantle beneath the western Pacific: evidence from waveform inversion. Earth and Planetary Science Letters 278: 219~225.
- Kröner A, Stern R J. 2005. Pan-African Orogeny. Encyclopedia Of Geology, vol. 1
- Loiselle M C, Wones D R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites//Geological Society of America Abstracts with Programs. 11(7): 468.
- Loucks R R, Ballard J R. 2002. Report 2A: Correlated variation of tectonic stress with chemical composition of arc volcanism: Unpublished report for industry-sponsored research project. Predictive Guides to Copper and Gold Mineralisation at Circum-Pacific Convergent Plate Margins, 99 p.
- Loucks R R. 2014. Distinctive composition of copper-ore-forming arc magmas. Australian Journal of Earth Sciences, 61:  $5{\sim}16$ .
- Lu Y J, Kerrich, Robert T Mccuaig Campbell, Li Z X, Hart Craig J R, Cawood Peter A, Hou Z Q, Bagas Leon, Cliff John, Belousova, Elena A, Tang S H. 2013. Geochemical, Sr-Nd-Pb, and Zircon Hf-O Isotopic Compositions of Eocene-Oligocene Shoshonitic and Potassic Adakite-like Felsic Intrusions in Western Yunnan, SW China: Petrogenesis and Tectonic Implications. Journal of Petrology, 54(7):1309~1348.
- Ludwig K R. 2001. User's manual for Isoplot/Ex rev. 2. 49. Berkeley Geochronology Centre Special Publication. No. 1a, 56.
- Maniar P D, Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin, 101: 615  $\sim$  643.
- Minnaar H, Botha P M W, Roberts D. 2007. The Geology of the Alexander Bay Area: explanation of the 1: 250 000 scale, 2816 (Alexander Bay)
- Marks M, Vennemann T, SiebelW, Markl G. 2003. Quantification of magmatic and hydrothermal processes in a peralkaline syenite-alkali granite complex based on textures, phase equilibria, and stable and radiogenic isotopes. Journal of Petrology, 44: 1247~1280.
- Newberry R J, Solie D N. 1995. Data for plutonic rocks and associated gold deposits in Interior Alaska. Alaska Division for Geological and Geophysical Surveys, Public Data File, 95~25,

3006

- Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. 1996. Trace element discriminiation diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25: 956~983.
- Pisarevsky S A, Wingate M T D, Powell C Mc A. 2003. Models of Rodinia assembly and fragmentation. In: Yoshida M, Windley B F (eds). Proterozoic East Gondwana: supercontinent Assembly and Breakup. Geological society, London, Special Publications, 35~56.
- Pitcher W S. 1979. Comments on theGeological Environments of Granites. In: Origin of Granite Batholiths: Geochemical Evidences. Shiva Publishing Limited, 1~8.
- Pitcher W S. 1982. Granitoid type and tectonic environment. in Hsu, K. J. (ed.) Mountain Building Processes. 19  $\sim$  40, Academic Press, London.
- Reid D L. 1979. Total rock Rb-Sr and U-Th-Pb isotopic study of the Precambrian metavolcanic rocks in the lower Orange River Rigion, South Africa. Earth Planetary Science Letters, 42: 368 ~378.
- Reid D L. 1997. Sm-Nd age and REE geochemistry of Proterozoic arc-related igneous rocks in the Richtersveld Subprovince, Namaqua Mobile Belt, Southern Africa. Journal of African Earth Science, 24(4): 621~633.
- Rogers John J W. 1996. A history of continents in the past three billion years. The journal of geology,91~107.
- Santosh S, Yoshida M. 2001. Pan-African extensional collspse along the Gondwana suture. Gondwana research, 4(2):188~191.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A. D., Norry M. J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication, 313~345.
- Sylvester P J, Campbell I H, Bowyer D A. 1997. Niobium/uranium evidence for early formation of the continental crust. Science, 275:521~523.
- Viljoen R P, Minnitt R C A, Viljoen M J. 1986. Porphyry copper molybdenum mineralization at the Lorelei, South West Africa/ Namibia. Mineral Deposits of Southern Africa, Geol. Soc. South Africa, 1559~1565.
- Wang F Y, S-A Liu, S Li et al. 2013. Contrasting zircon Hf-O

isotopes and trace elements between ore-bearing and ore-barren adakitic rocks in central-eastern China: Implications for genetic relation to Cu-Au mineralization. Lithos,  $156{\sim}159$ .

- Whalen J B. 1985. Geochemistry of an island-arc plutonic suite: the Uasilau-YauYau Complex, New Britain, P. N. G. Jour. Petrol., 26: 603~632.
- Wright J B. 1969. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis, Geological Magazine.
- Xiao Q H, Xin Z Y, Zhang Y, Wu G Y, Tong J S. 2003. The major frontiers of the recent studies of granite. Geoscience Frontiers, 10(3):  $221 \sim 229$  (in Chinese with English abstract).
- Xu K Q, Hu S X, Sun M Z, Ye J. 1982. On the two genetic series of granites in south-eastern China and their metallogenetic characteristics. Mineral Deposits, 1(2):1~14 (in Chinese with English abstract).
- Zhang D Y, Zhou T F, Yuan F, Fan Y, Deng Y F. 2014. The Geochemical Identification on Mo-(Cu) and Cu-Mo Bearing Granitoids and Their Significance: Evidences from Chinese Mo-Bearing Intrusions. Acta Geologica Sinica (English Edition), 88 (supp. 2): 482~484.
- Zhao G, Cawood P A, Wilde S A, et al. 2002. Review of global 2. 1~ 1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent. Earth Science Reviews, 59(1):125~162.



- 陈江峰,郭新生,汤加富,周泰禧.1999.中国东南地壳增长与 Nd 同 位素模式年龄.南京大学学报(自然科学版),35(6):649~658.
- 高剑峰,陆建军,赖鸣远,林雨萍,濮巍. 2003,岩石样品中微量元素 的高分辨率等离子质谱分析.南京大学学报(自然科学版), 06:844~850.
- 肖庆辉,邢作云,张昱,伍光英,童劲松. 2003. 当代花岗岩研究的几 个重要前沿. 地学前缘, 10(3): 221~229.
- 徐克勤,胡受奚,孙明志,叶俊. 1982. 华南两个成因系列花岗岩及 其成矿特征. 矿床地质,1(2):1~14.
- 黄明达,崔晓庄,程爱国,任光明,何虎庄,陈风霖,张恒利,张建强, 任飞.2019.扬子北缘晚古元古代 A 型花岗质岩: Columbia 超 大陆裂解的证据.地质学报,93(03):565~584.

HUANG Yingcong<sup>1,2)</sup>, CHEN Dunli<sup>\*3)</sup>, WANG Wenjun<sup>4)</sup>, WAN Jiang<sup>5)</sup>, MENG Gaoyuan<sup>6)</sup>, XIAO E<sup>5)</sup>, WANG Yanfen<sup>5)</sup>, LIU Jing<sup>2)</sup>

1) College of Earth Science, East China University of Technology, Nanchang, 330013

2) Fundamental Science on Radioactive Geology and Exploration Technology Laboratory,

East China University, Nanchang, 330013

3) China Merchants Chongqing Communications Research & Design Co. Ltd., Chongqing, 400000
 4) Jiangxi coal geology bureau comprehensive team, Nanchang, 310000

5) East China Geological Exploration Bureau of Jiangsu Nonferrous Metals, Nanjing, 210000

6) Cangzhou Institute of Hydrology Survey and Design, Changzhou, 061000

\* Corresponding author :a203233@163.com

# Abstract

The middle granodiorite in the Luolei Copper district, Roshipina area, Namibia, intruded in the Orange group (quartz-mica schist). The <sup>206</sup> Pb/<sup>238</sup> U weighted age of magmatic zircons from the granodiorite intrusion is 1875.  $1\pm3.8$  Ma(n=21, MSWD=0.59), which suggests that the magma was formed in the Paleoproterozoic, and was part of the magmatism during in the Amazon orogeny process. The 10 tested samples from the middle granodiorite intrusion in the Luolei Copper district are from peraluminous rocks, which exhibit the geochemical characteristics of enriched LREE, depleted HREE, and display distinctly negative Eu anomaly. The geochemical characteristics of the middle granodiorite intrusion in the Luole district suggest it is an I-type granitoid, and the magma was derived from the mixing of the lower crust and upper mantle sources, and experienced distinct fractional crystallization during its emplacement. Moreover, the whole-rock geochemical features indicate the middle granodiorite intrusion is Cu-rich granitoid, which is the ore-forming intrusion of the Luolei Copper deposit. Combining the geology, geochronology and geochemistry characteristics, we conclude that the middle granodiorite intrusion related the Cu mineralization in the Luolei district was formed within a post-collisional background.

Key words: Granodiorite; LA-ICP-MS U-Pb dating; Geochemistry; Luolei Copper Deposit; Namibia