

DOI: 10.12474/cdlgzrxx.2026041101



牦牛坪式稀土矿床的古裂谷活化 成矿机制与找矿突破

王登红¹, 刘善宝^{1*}, 王伟^{2,3}, 赵芝¹, 于扬¹, 金雅楠³, 王成辉¹,
于飒¹, 何斌², 纪德宝⁴, 梁利辉⁵, 徐建新⁶, 胡玉华⁷, 陈美涛⁷

1. 深地探测与矿产勘查全国重点实验室, 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037;

2. 中稀(凉山)稀土有限公司, 四川 冕宁 615600;

3. 成都理工大学 地球与行星科学学院, 成都 610059;

4. 四川省地质矿产(集团)有限公司, 成都 610017;

5. 中国稀土集团有限公司, 江西 赣州 341000;

6. 中稀(湖南)稀土有限公司, 湖南 永州 425500;

7. 四川省第一地质大队, 成都 610032

[摘要] 川西牦牛坪稀土矿床于 20 世纪 80 年代初被发现, 但长期以来其资源家底始终未能被查明。2023 年, 中稀(凉山)稀土有限公司联合中国地质科学院矿产资源研究所、四川省第一地质大队启动深部找矿行动, 并取得重大找矿突破。2026 年 3 月 9 日, 自然资源部发布了牦牛坪矿区稀土矿资源储量核实勘查项目成果, 矿区内新增稀土资源量 $966.6 \times 10^4 \text{ t}$, 伴生萤石资源 $2\,713.5 \times 10^4 \text{ t}$ 、重晶石 $3\,722.8 \times 10^4 \text{ t}$ 。至此, 牦牛坪已查明的稀土资源储量位居全球第二位, 仅次于白云鄂博稀土矿床。从成矿背景看, 牦牛坪矿床形成于新生代攀西古裂谷活化挤压构造带, 与元古代大陆边缘裂谷带的白云鄂博矿床差异显著但也有共性。本次牦牛坪找矿突破以“古裂谷活化成矿”理论为核心, 以区域裂谷带为重点找矿靶区, 将矿区深部整个破碎带作为找矿的第一要素而非局限于特定的岩性与层位, 这在一定程度上拓展了找矿空间与找矿潜力。本文 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果显示, 矿区围岩碱长花岗岩、流纹岩形成于新元古代(700~691 Ma); 含矿碱性岩-碳酸岩及稀土成矿作用发生于新生代(40~12 Ma)。因此, 古裂谷带的多次活化、新元古代至新生代成矿物质多次叠加富集是牦牛坪成为世界级稀土-萤石-重晶石矿床的主要成矿机制。

[关键词] 牦牛坪稀土矿床; 古裂谷活化; 成矿机制; 找矿突破

[分类号] P618.7; P597.3

[文献标志码] A

收稿日期: 2026-04-11; 改回日期: 2026-06-03。 责任编辑: 甘娟娟。

期刊主页: <https://xbzrxx.cdut.edu.cn/>

基金项目: 中国地质调查局项目(DD2026021092, DD20230034, DD20230055); 《中国矿产地志》项目(DD20221695, DD20190379); 中国稀土集团有限公司科技项目(HE2310)。

第一作者: 王登红(1967—), 男, 博士, 二级研究员, 博士生导师, 中国地质调查局“战略新兴矿产调查工程”首席专家, 研究方向: 矿产资源, E-mail: 847544588@qq.com。

*通信作者: 刘善宝(1970—), 男, 博士, 研究员, 研究方向: 矿产地质勘查, Email: liubaoshan7002@163.com。

引用格式: 王登红, 刘善宝, 王伟, 等, 2026. 牦牛坪式稀土矿床的古裂谷活化成矿机制与找矿突破[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 53(4): 741—756.

Wang D H, Liu S B, Wang W, et al., 2026. Palaeo-rift valley activation metallogenic mechanism and exploration breakthrough for Maoniuping-type rare earth element deposits[J]. Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition), 53(4): 741—756.

Palaeo-rift valley activation metallogenic mechanism and exploration breakthrough for Maoniuping-type rare earth element deposits

WANG Denghong¹, LIU Shanbao^{1*}, WANG Wei^{2,3}, ZHAO Zhi¹, YU Yang¹, JIN Yanan³,
WANG Chenghui¹, YU Feng¹, HE Bin², JI Debao⁴, LIANG Lihui⁵,
XU Jianxin⁶, HU Yuhua⁷, CHEN Meitao⁷

1. State Key Laboratory of Deep Earth and Mineral Exploration, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China;

2. China Rare Earth Group (Liangshan) Co., Ltd., Mianning 615600, China;

3. College of Earth and Planetary Sciences, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China;

4. Sichuan Geology and Mineral Resources (Group) Co., Ltd., Chengdu 610017, China;

5. China's Rare Earth Co., Ltd., Ganzhou 341000, China;

6. China Rare Earth Group(Hunan) Co., Ltd., Yongzhou 425500, China;

7. The 1st Geological Brigade of Sichuan, Chengdu 610032, China

Abstract: Although the Maoniuping rare earth element (REE) deposit in western Sichuan was discovered in the early 1980s, its resource base has not yet been identified. In 2023, China Rare Earth Group (Liangshan) Co., Ltd., together with the Institute of Mineral Resources Chinese Academy of Geological Sciences and the First Geological Brigade of Sichuan, initiated a deep exploration campaign that achieved significant breakthroughs. On March 9, 2026, the Ministry of Natural Resources released the results of a resource reserve verification survey for the Maoniuping REE deposit, revealing a new REE resource volume of 9.666 million tons, along with 27.135 million tons of associated fluorite and 37.228 million tons of barite. This positions the Maoniuping confirmed REE reserves at second place globally, surpassed only by the Bayan Obo deposit. From the perspective of metallogenic background, the Maoniuping deposit formed in the Cenozoic Panxi paleo-rift-activated compressional tectonic belt, which is different from the Bayan Obo deposit in the Proterozoic continental margin rift zone. The exploration strategy employed the palaeo-rift valley activation mineralization theory as its core framework, taking the regional rift zone as the key prospecting target area. The whole fracture zone in the deep part of the mining area was taken as the first element of prospecting rather than limited to a specific lithology and horizon, which expands the prospecting space and prospecting potential to a certain extent. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating indicated that the surrounding alkali-feldspar granite and rhyolite formed in the Neoproterozoic (700–691 Ma), while the ore-bearing alkaline-carbonatite and REE mineralization occurred during the Cenozoic (40.3–12.2 Ma). Therefore, the multiple activations of the ancient rift zone and the multiple superpositions and enrichments of ore-forming materials from the Neoproterozoic to Cenozoic are the main metallogenic mechanism for Maoniuping becoming a world-class REE, fluorite, and barite deposit.

Key words: Maoniuping deposit; palaeo-rift valley activation; metallogenic mechanism; exploration breakthrough

2026年3月下旬,中国自然资源部公布了四川牦牛坪稀土矿的找矿突破成果,引起了国内外的高度关注。媒体上使用了“震撼性成果”这样的表述。本文第一作者作为牦牛坪储量核查项目的立项建议人并全程参加,深切感到之所以能取得此成果,与对成矿理论的长期研究与创新认识密切相关。

以往对于牦牛坪成矿理论的研究多集中在

成矿温度、成矿压力、同位素年代学等地球化学方面(蒲广平, 1988, 1993; 蒋明全, 1992; 牛贺才和林传仙, 1994; 袁忠信等, 1995; 王登红等, 2002; 许成等, 2002a, 2002b), 而对于成矿大地构造背景的研究或比较宏观或比较抽象, 难以直接用于指导找矿布钻。本文研究结合碱长花岗岩和流纹岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果及全岩地球化学分析, 提出以“古裂谷活化成矿”为核心的成矿

理论,明确该矿床从新元古代至新生代成矿物质多期叠加富集是其形成超大型矿床的关键。在以往对于内蒙古白云鄂博、山东郯山、湖北庙垭、福建洋墩、云南迤纳厂、青海上庄及国外类似稀土矿成矿构造环境与区域成矿规律研究的基础上,提出了深部找矿的建议,并得到了中国稀土集团(成立于2021年12月23日)的及时批准,于2023年12月25日启动了储量核查项目,截至2025年11月30日累计在牦牛坪矿区查明稀土资源量(REO)达 $1\,146\times 10^4\text{ t}$,其中新增 $966.6\times 10^4\text{ t}$ (新华社,2026)。

1 区域地质背景与矿床地质特征

中国最大的两处稀土矿床成矿地质环境差异显著。其中,全球最大的稀土矿床——内蒙古白云鄂博稀土矿床,形成于元古代大陆边缘裂谷带海相沉积环境(袁忠信等,2012);四川牦牛坪稀土矿床则赋存于新生代大陆造山带环境,矿区西邻青藏高原、东接扬子古陆,地处攀西古裂谷北段哈哈断裂中部,隶属于龙门山—锦屏山造山带(骆耀南等,1998;骆耀南和俞如龙,2001; Wang et al., 2001; 蒲广平, 2001)。

从构造演化角度分析,该新生代造山带隶属于青藏高原构造体系,且是在攀西古裂谷构造基础上演化而成。攀西古裂谷的演化周期跨越古生代至新生代,为牦牛坪稀土矿床的形成提供了先决地质条件。该裂谷发育于早古生代扬子地台,为晚古生代陆缘裂谷;其构造活动始于早古生代末,在晚古生代、中生代持续活跃,于新生代喜马拉雅造山运动时期终止。实际上,攀西古裂谷有可能上溯到新元古代甚至中元古代,与含稀土的昆阳群是否具有成因联系尚待研究,但不排除这种可能性。中生代浅表裂谷活动停止后,深部岩浆主动侵入,不但重新激活区域挤压构造带,为区内稀土成矿提供了关键动力条件,而且把深部地壳(包括可能的埋藏的昆阳群)乃至上地幔的稀土元素直接带到地壳浅部。新生代中晚期,牦牛坪地区北北东向断裂、褶皱与近南北向构造带交汇收敛,塑造了利于稀土成矿的张扭性与压扭性转换的构造环境。

地球物理勘探成果进一步证实矿区处于特殊的构造位置:牦牛坪矿区处于康滇幔隆与龙门

山—锦屏山幔坡陡倾区的过渡衔接地带,深部构造活动强烈(张云湘等,1988;图1-A)。冕西地区岩浆活动频发、岩浆岩广布,其中燕山期侵入岩分布规模最大。区内冕西碱长花岗岩沿牦牛山背斜轴部多期次侵入,形成复式带状杂岩体(地质矿产部成都地质矿产研究所,1988),整体规模宏大,岩体总长约90 km,宽度6~14 km,出露面积约 726 km^2 。自岩体中心向外侧,依次产出紫红色碱长花岗岩、灰白色碱长花岗岩、文象碱长花岗岩及流纹岩。岩体内部发育大量岩株状、岩脉状英碱正长岩,该类岩石自身就普遍发育稀土矿化。

牦牛坪矿床坐落于冕西岩体中段南缘,矿区内大面积出露碱长花岗岩与流纹岩,仅矿区东部外围零星出露中泥盆统浅变质碎屑岩和碳酸盐岩。矿区主要岩性包括碱长花岗岩、英碱正长岩、碳酸岩、流纹岩、煌斑岩等(图1-B)。已有研究显示,牦牛坪矿床成岩成矿年龄为40.3~12.2 Ma(袁忠信等,1995)。冕西岩体侵入的最新地层为三叠系白果湾组煤系,前人通过K-Ar法测得该岩体侵入年龄为134~78 Ma(蒲广平,1988,1993;陈从德和蒲广平,1991)。本次采用LA-ICP-MS锆石原位U-Pb测年法,测得区内不同类型碱长花岗岩年龄为700~691 Ma、流纹岩年龄为699 Ma,确定其均形成于新元古代。

2 样品与分析方法

2.1 样品特征

紫红色碱长花岗岩多呈紫红、局部土红色,具中粒、不等粒似斑状结构,普遍发育块状、斑杂状构造(图2-A)。主要矿物由钾长石、钠长石、石英组成,次要矿物为黑云母、绢云母、高岭石等,磁铁矿、榍石、磷灰石、锆石、褐帘石、独居石则作为副矿物零星产出。其中钾长石以微斜条纹长石占比最高,其次为条纹长石、正长石,格状双晶特征不显著。岩石中部分石英晶体粒径较大,呈他形粒状,具波状消光特征,多见碎裂现象。黑云母多沿岩石细小裂隙呈集合体产出,或沿长英质矿物边缘分布,形成时代相对较晚(图2-B、C)。

灰白色碱长花岗岩呈灰色-灰白色,发育中-细粒结构、花岗结构,块状构造及斑杂状构造

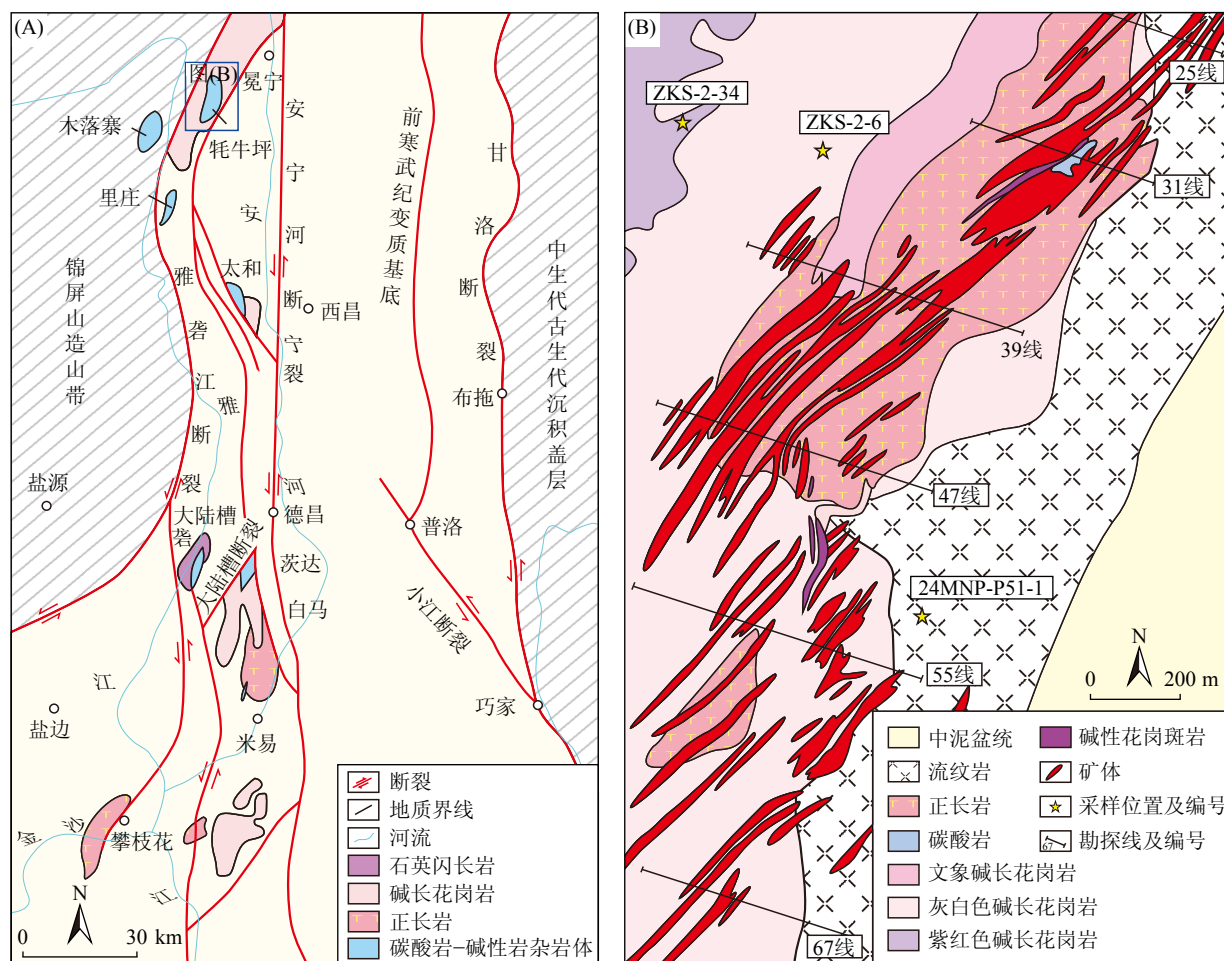


图 1 攀西裂谷地质构造略图及牦牛坪矿区地质简图(据袁忠信等, 1995 修改)

Fig. 1 Schematic map of the Panxi rift valley geological structure and a structure diagram of the Maoniuping deposit distribution

(A) 攀西裂谷地质构造略图; (B) 牦牛坪矿区地质简图

(图 2-D)。矿物组分以石英(体积分数 20%~60%)、碱性长石(体积分数 15%~30%)、黑云母(体积分数 5%~10%)为主, 斜长石体积分数较低; 钾长石主要为微斜长石、条纹长石, 正长石分布较少, 斜长石以更长石为主, 矿物粒径 0.5~1.5 mm。岩石暗色矿物仅见黑云母, 副矿物包含磁铁矿、榍石、磷灰石、锆石等。该类岩石为矿区含矿英碱正长岩的直接围岩, 普遍发生碳酸盐化、萤石化、重晶石化、云母化、钠长石化等蚀变作用, 显微镜下可见方解石脉侵入岩体, 岩石碳酸盐化特征明显(图 2-E、F)。

流纹岩多呈灰绿色, 发育霏细结构、斑状结构, 流纹构造与块状构造(图 2-G)。受区域挤压作用影响, 岩石内部石英、长石斑晶发生碎裂, 形成碎斑结构。流纹岩斑晶组分以碱性长石(8%)、石英(5%)、黑云母(2%)为主, 石英斑晶

磨圆度较高, 部分样品斑晶含量偏低。基质体积分数 80%~90%, 多为致密隐晶质结构或微晶结构, 主要由长英质矿物构成。岩石次要矿物及副矿物包括方解石、萤石、磷灰石、锆石、磁铁矿等。矿区内流纹岩整体蚀变较强, 主要发育霓长岩化、钠铁闪石化及硅化蚀变, 局部可见黑云母暗色矿物细脉(图 2-H、I)。

2.2 分析方法

LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学测试于自然资源部成矿作用与资源评价重点实验室开展。测试仪器搭配 RESOLUTION S155 型号 193 nm 激光剥蚀系统与 Thermo Fisher Element XR 型电感耦合等离子体质谱仪; 测试以氦气充当剥蚀载气、氩气用作补偿气调控仪器灵敏度, 两类气体于激光采样仓混匀后送入质谱系统。试验参数设定: 激光能量密度 5 J/cm²、束斑直径 24 μm、脉冲频率 5 Hz。

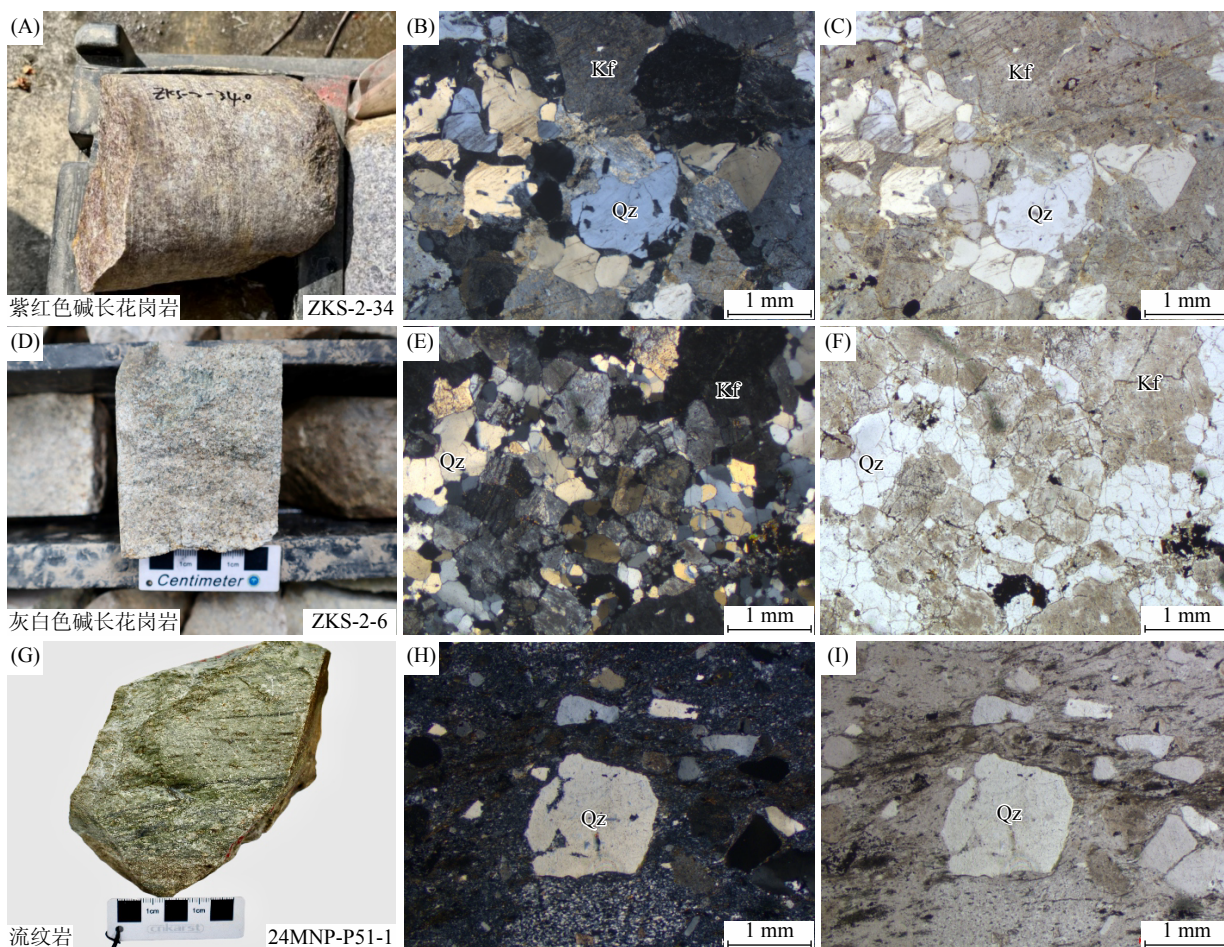


图 2 四川冕宁牦牛坪矿床紫红色碱长花岗岩、灰白色碱长花岗岩和流纹岩样品及显微镜下照片

Fig. 2 Hand specimens and photomicrographs of purplish-red alkali-feldspar granite, grey-white alkali-feldspar granite, and rhyolite samples from the Maoniuping deposit in Mianning, Sichuan

(A) 紫红色碱长花岗岩手标本; (B) 紫红色碱长花岗岩正交偏光镜下照片; (C) 紫红色碱长花岗岩单偏光镜下照片; (D) 灰白色碱长花岗岩手标本; (E) 灰白色碱长花岗岩正交偏光镜下照片; (F) 灰白色碱长花岗岩单偏光镜下照片; (G) 流纹岩手标本; (H) 流纹岩正交偏光镜下照片; (I) 流纹岩单偏光镜下照片
(Kf. 钾长石; Qz. 石英)

常规测点先行 20 s 背景基线采集,再持续 45 s 样品信号采集;锆石 U-Pb 定年选用 NIST 610 标准物质做外部校正,各测点预先 2 s 预剥蚀去除样品表层杂质,依次采集 20 s 空白与 40 s 样品信号,原始数据依托 Iolite 4.0 软件做后期处理(Paton et al., 2011)。

全岩地球化学分析工作在中国地质科学院矿产资源研究所完成。待测岩样粉碎研磨至 200 目粒度后分别开展主量、微量元素检测:主量元素借助 PW4400 型 X 射线荧光光谱仪测定,称取 25 g 粉末试样,经配料、烘干、高温熔融、铸片制样后上机检测,分析误差控制在 3% 以内;微量与稀土元素采用 PE300Q 型 ICP-MS 测试,称

量 20 g 试样置于密闭容器,采用氢氟酸-硝酸混合酸溶,电热板除尽氢氟酸后硝酸密闭消解定容,最终上机测试,分析误差低于 5%。

3 分析结果

3.1 锆石 U-Pb 定年结果

从 3 组样品锆石阴极发光影像可见,样品锆石晶形完整,以自形、半自形粒状与柱状为主,晶体环带韵律清晰;锆石长轴 80~100 μm 、短轴 50~80 μm (图 3)。借助 LA-ICP-MS 原位剥蚀测试手段,对 3 件样品内 33 粒锆石开展原位分析,相关测试数据汇总于附表 1。紫红色碱长花岗岩(ZKS-2-34)获得谐和数据 19 组,年龄变化于 726.8~679.3 Ma,

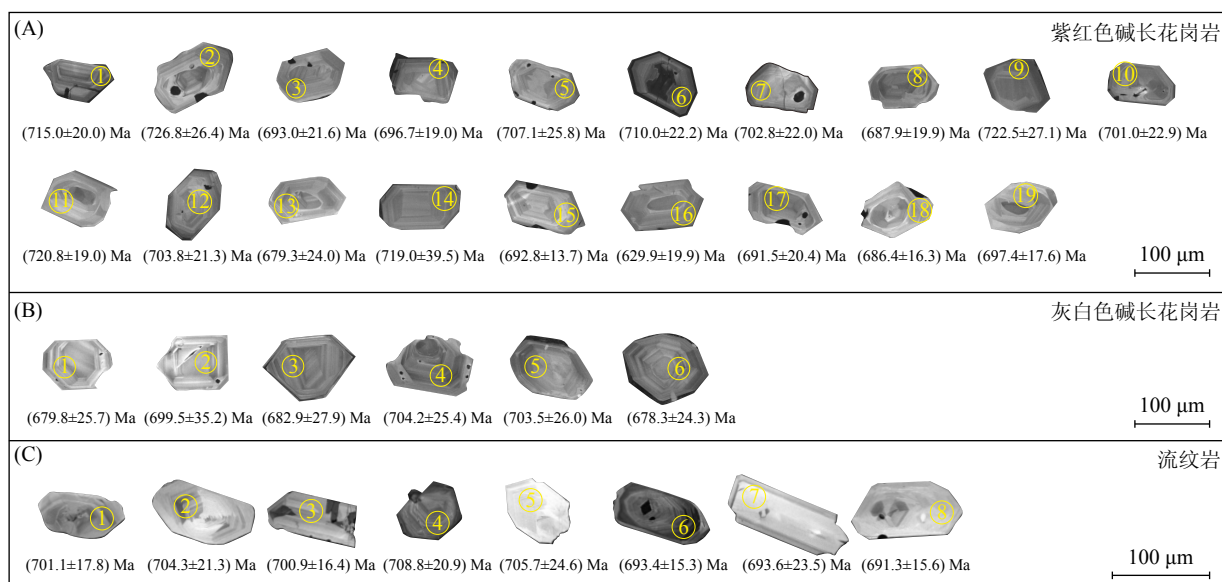


图 3 四川冕宁牦牛坪矿床紫红色碱长花岗岩、灰白色碱长花岗岩和流纹岩中锆石阴极发光 (CL) 图像

Fig. 3 Cathodoluminescence (CL) images of zircon sourced from the purplish-red alkali-feldspar granite, grey-white alkali-feldspar granite, and rhyolite from the Maoniuping deposit in Mianning, Sichuan

(A) 紫红色碱长花岗岩锆石的阴极发光 (CL) 图像; (B) 灰白色碱长花岗岩锆石的阴极发光 (CL) 图像;

(C) 流纹岩锆石的阴极发光 (CL) 图像

加权平均年龄为 (699.9 ± 6.0) Ma (MSWD=1.5, $n=19$; 图 4-A)。灰白色碱长花岗岩 (ZKS-2-6) 获得谐和数据 6 组, 年龄为 704.2~678.3 Ma, 加权平均年龄为 (691.1 ± 11.0) Ma (MSWD=0.8, $n=6$; 图 4-B)。流纹岩 (24MNP-P51-1) 获得谐和数据 8 组, 年龄为 708.8~691.3 Ma, 加权平均年龄为 (698.7 ± 6.4) Ma (MSWD=0.5, $n=8$; 图 4-C)。本次研究的整体年龄谐和, 可代表三类岩石的结晶年龄。

3.2 全岩地球化学特征

紫红色碱长花岗岩、灰白色碱长花岗岩与流纹岩样品全岩主量、微量和稀土元素数据详见附表 2、附表 3。碱长花岗岩样品均具有相对较高的 SiO_2 质量分数 (65.83%~77.21%), 流纹岩 SiO_2 质量分数相对较低 (46.06%), 三者球粒陨石标准化稀土元素配分模式显示, 两类岩石均具有 Eu 的负异常, 其中紫红色碱长花岗岩 ($\delta\text{Eu}=0.22$, $\delta\text{Ce}=1.12$), 轻重稀土分馏较弱 $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=6.53$ (图 5-A); 灰白色碱长花岗岩 ($\delta\text{Eu}=0.44$, $\delta\text{Ce}=1.18$), 轻重稀土分馏相对偏高 $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=18.31$ (图 5-A); 此次流纹岩样品与前人研究具有相似性, 呈现出轻稀土相对富集、重稀土亏损的右倾模式, 同时存在显著的 Ce 负异常, Eu 负异常不显著 ($\delta\text{Eu}=0.95$, $\delta\text{Ce}=0.11$), 轻重稀土分馏较弱 $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=58.67$

(图 5-B)。

4 讨论

4.1 成岩成矿演化历史

关于矿区岩浆岩的成岩时代, 以往认为是新生代或中生代晚期到新生代。本次通过 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年, 测得紫红色碱长花岗岩年龄为 (699.9 ± 6.0) Ma (图 4-A)、灰白色碱长花岗岩年龄为 (691.1 ± 11.0) Ma (图 4-B)、流纹岩年龄为 (698.7 ± 6.4) Ma (图 4-C), 与前人得到的冕西岩体年龄存在较大差异 (袁忠信等, 1995; 刘丛强等, 2004)。由于紫红色、灰白色碱长花岗岩及流纹岩均是稀土矿化的围岩, 而氟碳铈矿及辉钼矿却形成于新生代 (王登红等, 2005), 表明冕西岩体可能只是稀土成矿的围岩, 并非母岩。

牦牛坪矿区碱长花岗斑岩年龄为 (25.3 ± 0.3) Ma (MSWD=4.3, $n=12$), 碱性正长岩年龄为 (26.0 ± 0.3) Ma (MSWD=2.0, $n=15$), 均与区内碱性岩-碳酸岩杂岩体的成岩时代在误差范围内一致, 表明碱长花岗斑岩与杂岩体存在成因联系, 进一步证明含矿的碱性杂岩体形成于新生代由古近纪向新近纪过渡时期 (金雅楠等, 2026)。这一过渡期具有区域性的构造意义, 即新生代青藏

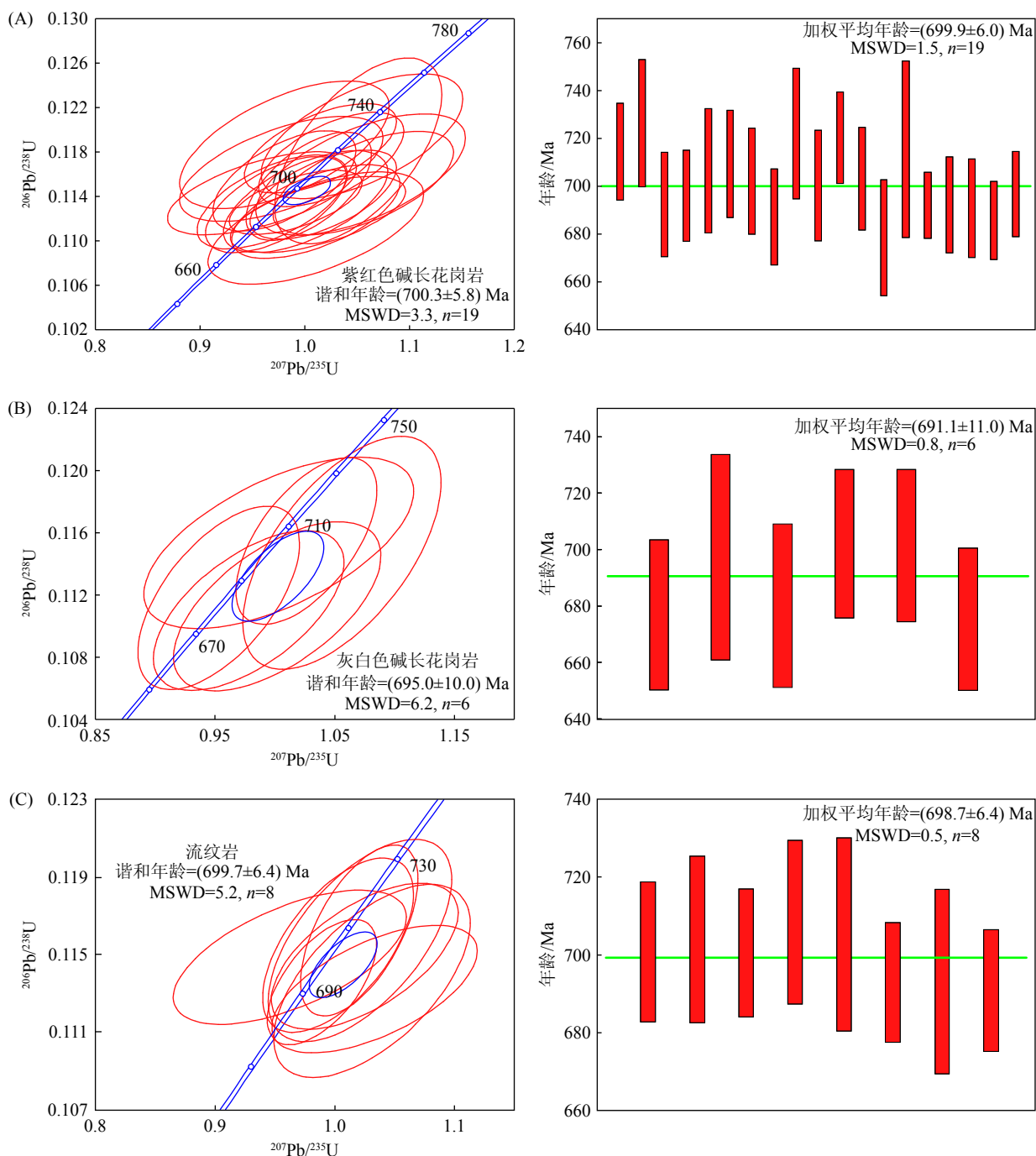


图4 四川牦牛坪矿床紫红色碱长花岗岩、灰白色碱长花岗岩和流纹岩锆石 U-Pb 谐和图与加权平均年龄图

Fig. 4 Zircon U-Pb concordia diagram and weighted average ages of the purplish-red alkali-feldspar granite, greyish-white alkali-feldspar granite, and rhyolite from the Maoniuping deposit in Mianning, Sichuan

(A) 紫红色碱长花岗岩锆石 U-Pb 谐和图及其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄图; (B) 灰白色碱长花岗岩锆石 U-Pb 谐和图及其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄图; (C) 流纹岩锆石 U-Pb 谐和图及其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄图

高原东部由古近纪向新近纪过渡时期的成矿高峰期(王登红等, 2005)。不同矿石类型氟碳铈矿的 LA-ICP-MS U-Pb 测年结果显示, 角砾状矿石的年龄为 $[(32.7\pm0.7) \text{ Ma}, n=21]$ 、霓辉石型矿石的年龄为 $[(30.2\pm0.9) \text{ Ma}, n=16; (30.2\pm0.8) \text{ Ma},$

$n=19]$ 、方解石型矿石的年龄为 $[(27.6\pm3.4) \text{ Ma}, n=23]$ (金雅楠等, 2026)。

上述成果完整揭示了碱性岩-碳酸岩杂岩体的演化过程, 不同类型矿石中氟碳铈矿的年龄差异进一步证实了牦牛坪矿床并非单一成矿事件

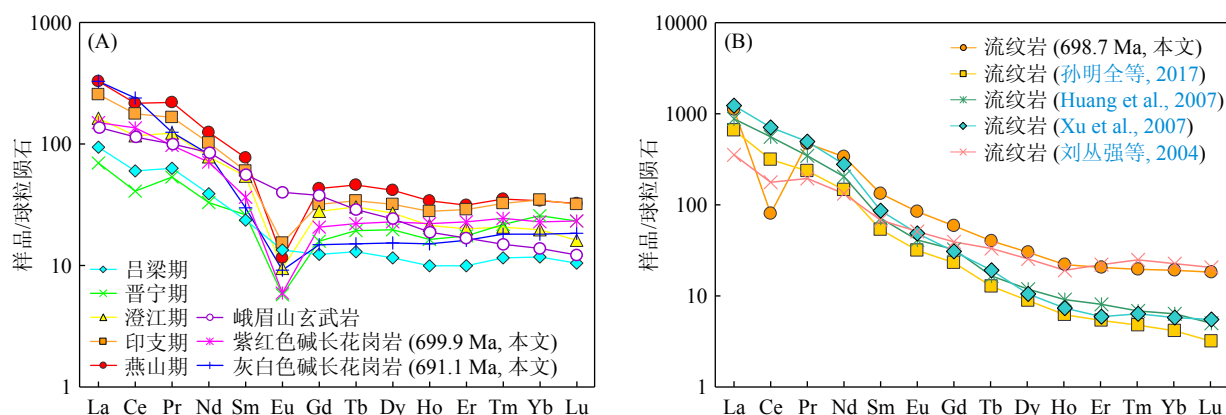


图 5 攀西地区不同时代花岗岩和牦牛坪流纹岩的稀土元素配分曲线(标准化值引自 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns of granites from different ages and Maoniuping rhyolite in the Panxi area

(A)花岗岩类稀土元素配分曲线;(B)流纹岩稀土元素配分曲线

(其他数据来源于附表 4;周名魁和刘伊然, 1988)

的结果,而是多期多阶段、流体性质不断演化的复杂岩浆-热液系统的产物,这对理解矿床成因、岩浆演化、成矿规律乃至指导下一步找矿勘探工作具有重要意义。从角砾状矿石→霓辉石型矿石→方解石型矿石→碱性正长岩→碱长花岗斑岩,氟碳铈矿趋向于越来越年轻,但连续演化,表明成矿作用可能是在 7~6 Ma 的时间范围内,由构造活动开道,富含流体的含矿岩浆从地壳深部或上地幔上侵到接近地表的浅部,形成次火山岩(斑岩),岩浆与岩浆热液同时作用,导致矿石与岩石逆序结晶、破碎且强烈蚀变。这一特点也说明,富含稀土及氟(F)的成矿熔体流体并非正长岩和碱长花岗斑岩结晶分异的产物,而可能是岩浆熔-流体直接结晶形成的。因此,正长岩和碱长花岗斑岩可以作为牦牛坪式稀土矿床的找矿标志。正长岩和碱长花岗斑岩如果呈喷发状态进入到海水环境,则有可能形成的是类似于白云鄂博 H8 的粗面岩或富钾凝灰岩。也就是说,白云鄂博与牦牛坪两大稀土矿床的成矿机制有共性,但其成矿环境截然不同。

4.2 古裂谷活化成矿机制

中国的稀土资源在国际上独树一帜,不但类型齐全,而且资源储量世界最大,但优质资源除了南方离子吸附型稀土矿之外,高品位、易选的原生矿就属四川的牦牛坪和大陆槽这两个新生代的与碱性岩、碳酸岩有关的原生矿床(山东郯山稀土矿也类似,但属于中生代矿床)。原生稀土矿尤其是与碱性岩浆活动有关的稀土矿,往往

分布在大陆边缘的古裂谷带,如中国内蒙古的白云鄂博、澳大利亚的奥林匹克坝。攀西地区正好处于新生代青藏高原的东部边缘、扬子古陆的西缘,空间上与攀西古生代裂谷带重叠,并可以追溯到元古代的古裂谷带(在云南迤纳厂形成有铁-稀土矿,类似于白云鄂博铁-稀土矿床)。也就是说,攀西裂谷实际上是一条长期演化并在不同时段发生了稀土元素分别聚集的成矿事件。这一成果为重新认识新生代牦牛坪式稀土矿床的成矿作用之所以能够后来居上、形成超千万吨级规模提供了新的切入点。

4.2.1 碱性正长岩-碳酸岩成岩-成矿构造背景

攀西裂谷是在早古生代地台基底发育而成,兼具陆内与陆缘裂谷属性。其构造演化始于早古生代晚期,晚古生代—中生代持续扩张发育,在新生代随着喜马拉雅造山作用、青藏高原抬升而逐步闭合。显然,牦牛坪稀土矿床并非在古生代直接形成于攀西古裂谷构造环境。到了成矿时的渐新世晚期,矿区实际上处于压扭性构造环境(或者说由张扭性向压扭性转换的挤压造山环境,而不是开放的裂谷环境),其所在的成矿带属于龙门山—锦屏山新生代陆内造山带的一部分(骆耀南等, 1998),而古裂谷的活化恰恰为后期幔源物质的上侵提供了通道。

在牦牛坪,大颗粒甚至伟晶状氟碳铈矿常分布在碳酸岩中,形成伟晶状矿石。通常来说,岩浆型碳酸岩(侵入、喷出相)主要产出在稳定地台环境,同时也可赋存于造山带、岛弧等不同的

构造单元,产出构造条件多样;但该类岩石绝大部分形成于拉张裂谷环境,东非裂谷现阶段仍在活动的“碳酸岩火山”便是典型实例。全球现已探明的500余处碳酸岩-碱性岩杂岩体大多集中在东非裂谷、北欧科拉半岛-斯堪的纳维亚北部、加拿大东部与巴西南部等地,空间产出受陆内或陆缘深大断裂控制(Kamitani and Hirano, 1990)。东非裂谷新生代碳酸岩杂岩体是裂谷环境成岩成矿的经典实例,而位于攀西裂谷北段的牦牛坪矿床,成矿构造环境和前者存在明显区别。矿区新生代碳酸岩与碱性岩兼具陆内拉张和造山带的地球化学特征,对应区域地壳加厚、地幔物质上涌的复杂造山过程。结合鲜水河走滑构造带北段存在15 Ma中新世折多山花岗岩岩体的事实,进一步认定新生代的牦牛坪矿区在区域上处于造山构造环境,并非大陆裂谷环境(王登红等, 2005)。这表明碳酸岩及相关成矿作用不局限于裂谷环境,高活动性地幔组分与岩浆快速上涌是牦牛坪稀土成矿的关键要素。小规模碱性岩浆难以穿透加厚地壳,据此推测矿区深部赋存大型碱性岩浆房或富集地幔源区,岩浆沿攀西古裂谷深断裂与地壳薄弱通道向上就位成岩。区域加厚地壳仅允许高流动性的岩浆-流体沿断裂运移至浅部,牦牛坪碳酸岩-碱性岩杂岩体借此完成成矿过程。

1994年,在牦牛坪矿区南侧约130 km处探明的大陆槽稀土矿床,也是继牦牛坪之后该区域发现的又一大型稀土矿。这些稀土矿床构成一个“龙门山-锦屏山与中新世碱性岩-碳酸岩有关的稀土成矿亚系列”,而这一成矿亚系列的形成是地幔物质(包括碱性岩浆岩、碳酸岩和幔源流体)强烈向上运移的结果(Wang et al., 2000, 2001; Hou et al., 2006; Jin et al., 2026)。实际上,白云鄂博的碳酸岩以白云石为特点,属于海底喷发的产物,因而粒度细,层状产出,而富集钾的层状碱性岩(H8等)也呈细粒结构,具有海底喷发沉积成因的特点(刘铁庚, 1985)。另外,牦牛坪与美国芒廷帕斯(Mountain Pass)也有许多可比之处,那里除了稀土元素成矿外,铜及其他贱金属硫化物也很富集;南非Parabora碳酸岩体中更是含有 4×10^8 t铜矿石(冯钟燕, 1985)。因此,在新生代

造山带,沿深大断裂分布的碳酸岩-碱性杂岩体具有良好的找矿前景,除稀土外,还应注意寻找铜多金属矿床。

4.2.2 牦牛坪稀土矿成矿时的深部构造

据白鸽和袁忠信(1985)研究,含碳酸岩的碱性岩浆岩大多形成于拉张裂谷环境,而牦牛坪稀土矿床赋存于攀西裂谷北缘哈哈断裂的中部地段,成岩成矿年龄为40.3~12.2 Ma,属新生代成矿物质;该阶段区内多条北北东向断裂、褶皱汇聚,区域整体为压扭性构造环境。但是,攀西裂谷本身是一条可追溯到元古代的长期活动的断裂带,而且空间上有叠加、有“复活”,并存在多期次的稀土富集事件,形成了云南迤纳厂式的含稀土矿体、贵州织金新华式含稀土磷矿,这并非偶然。

在地球化学上,一般将富集地幔分为EM I和EM II型,它们均具有低的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值,但EM I型的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值(0.705 0~0.705 5)要明显小于EM II型($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}>0.706 5$)(Weaver, 1991)。牦牛坪碳酸岩的同位素组分表现出EM I型地幔端元的典型特征。EM I型地幔属于富集型地幔类型,其地幔富集属性主要由小规模熔体与交代流体的作用所形成(Richardson et al., 1982)。据Hart(1988)研究,EM II型地幔易受沉积物混染影响,或是EM I型地幔的赋存深度大于EM II型。White(1985)提出, Walvis脊和夏威夷是EM I端元的典型代表,由地幔柱活动形成,放射性铅含量偏低。结合本区碳酸岩同位素特征,推断牦牛坪碳酸岩岩浆源自富集型地幔。因此,牦牛坪的碳酸岩(以及相伴的其他碱性岩浆岩)意味着那里是探视新生代地幔物质活动的一个窗口。另外,新生代的中国大陆在不同地区均发育玄武岩,但不同地区新生代玄武岩(及其中地幔包体)的同位素组成不完全相同。Tatsumoto et al.(1992)和刘丛强(1996)研究中国东部新生代玄武岩后认为,中国东部大陆岩石圈存在EM I和EM II两个端元成分,而EM I处于更深的位置。与之相反,青藏高原北部板内火山岩及滇西地区富碱斑岩和碱性火山岩具有较高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值(多数大于0.706),与EM II型富集地幔相似(邓万明和孙宏娟, 1998; 刘显凡等, 1999)。扬子地台西缘来自更深源区的EM I型地幔的碱性岩尤其是岩浆碳酸岩与稀土成矿关

系密切,牦牛坪的碳酸岩具有 EM I 型富集地幔特征(刘丛强等, 2004)。

4.2.3 牦牛坪碳酸岩成岩-成矿的地球动力学过程

四川牦牛坪稀土矿床为中国西部地区规模最大的稀土矿床。2023—2024 年矿区储量核查勘探成果显示,地表零散出露的含矿方解石脉向下延伸逐步连通,脉宽多为 40~50 m,部分贯入英碱正长岩体内部。多阶段矿化叠加与热液改造致使岩浆碳酸岩和热液矿脉界线模糊,但野外可见碳酸岩被碱性花岗斑岩、含石英英脉切穿,说明碳酸岩形成更早。结合矿区及大陆槽等地同类岩体特征,该岩石以方解石为主,伴生钠铁闪石、钾长石、霓石-霓辉石等硅酸盐矿物与氟碳铈矿,为粗粒方解石碳酸岩(söviet)。其地球化学表现为稀土总量高、轻稀土显著富集、Th/U 比值偏高;碳氧同位素($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}=-7\text{‰}\sim-6\text{‰}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}=+7\text{‰}\sim+8\text{‰}$)和岩浆碳酸岩吻合,区别于热液方解石(Wang et al., 2001),佐证其岩浆成因。综上,牦牛坪型稀土矿床受控于新生代碱性岩浆与碳酸岩成岩-成矿作用。

牦牛坪碳酸岩与配套碱性岩浆岩的侵位,恰逢龙门山—锦屏山造山期。区域表层强烈挤压环境,仅利于高活动性地幔流体快速上涌至上地壳,有效减少围岩混染,还促使成矿熔浆-流体富集汇聚,最终形成大型稀土矿集区;若无构造挤压,成矿组分难以聚集成矿。简言之,深部地幔熔浆流体快速上涌与浅表造山作用同步耦合,控制了本区碳酸岩与稀土矿床的产出。

针对牦牛坪式稀土矿床后来居上的成矿机制,本文进一步提出“古裂谷活化多次成矿”的区域成矿模式(图 6),具体观点如下:

在元古代(图 6-D),康滇古陆边缘因地幔上涌、陆内裂谷初始张裂,沿断裂发生碱长花岗岩侵入、流纹岩喷发,借助裂谷作用形成迳纳厂式含稀土铁矿,完成稀土元素的首次聚集;元古代造山运动结束后,寒武纪全区沉降接受盖层沉积,古裂谷构造之上形成寒武系,稀土二次富集,形成贵州织金新华式含稀土磷矿,赋矿围岩为晚震旦世硅质白云岩、早寒武世黑色泥岩与粉砂岩;古生代末期(图 6-C),峨眉地幔柱活动强烈(王登红, 1998; 王登红等, 2007),从深部(可达核

幔边界)携带出大量稀土元素,这些元素赋存于著名的峨眉山玄武岩(其稀土含量远高于一般玄武岩)及相关岩浆岩中,但目前尚未发现独立的二叠纪稀土矿床;中生代印支期(图 6-B),区域构造应力由拉张转为挤压,古特提斯洋闭合、裂谷褶皱消亡,扬子陆块西缘遭受挤压改造,整套古生代富稀土岩浆岩、含稀土沉积岩发生深埋压实;中新生代(图 6-A),古生代富含稀土的岩浆岩以及其他含稀土岩石(包括含稀土沉积岩)经过深埋、重熔,形成新生代岩浆岩,新生代岩浆及流体伴随古裂谷活化(主要为挤压、剪切,而非拉张)再次侵入近地表,从而形成新生代的牦牛坪超大型稀土矿床。

攀西裂谷带在元古代的性质或许与辽吉裂谷带相似,古生代时直接与地幔柱相关,到了新生代则成为陆内两大块体(青藏高原东缘与扬子地台西缘)之间的“活化带”,在地貌上呈现“裂谷化”——安宁河河谷。这一“古裂谷活化多次成矿”区域成矿模式对于未来沿着冕宁—德昌稀土矿带向南北两侧开展找矿工作具有重要意义,不仅能够拓展成矿带的找矿空间,还为深部找矿提供了理论支撑,同时也暗示在这样的复杂构造带,不排除存在多条平行矿带的可能性!

5 找矿实践

冕西地区稀土成矿地质条件优越,已发现的矿床及矿点严格受到哈哈断裂带控制,呈北北东向展布,自北向南依次发育三岔河、牦牛坪、普悟沟—龙家沟、木落寨、里庄和大陆槽等矿床(图 1)。其中,在牦牛坪矿区,稀土元素主要富集在正长岩-碳酸岩杂岩体中,正长岩、碳酸岩的成岩时代(40.8~31.7 Ma)与稀土成矿时代(40.3~23.0 Ma)基本一致,一般认为稀土成矿作用与正长岩-碳酸岩岩浆活动存在密切的成因联系,但也不排斥后期成矿流体对正长岩、碳酸岩进行交代而再次富集成矿的可能性。也就是说,正长岩和碳酸岩以及更早期的碱长花岗岩、流纹岩不但提供了成矿物质,也起到了含矿围岩的作用。这从矿体对于围岩并无选择性的特点也可以看出。区内矿体产出形态不一,仅少数呈单一厚脉状,绝大部分由主干矿脉搭配密集平行脉、

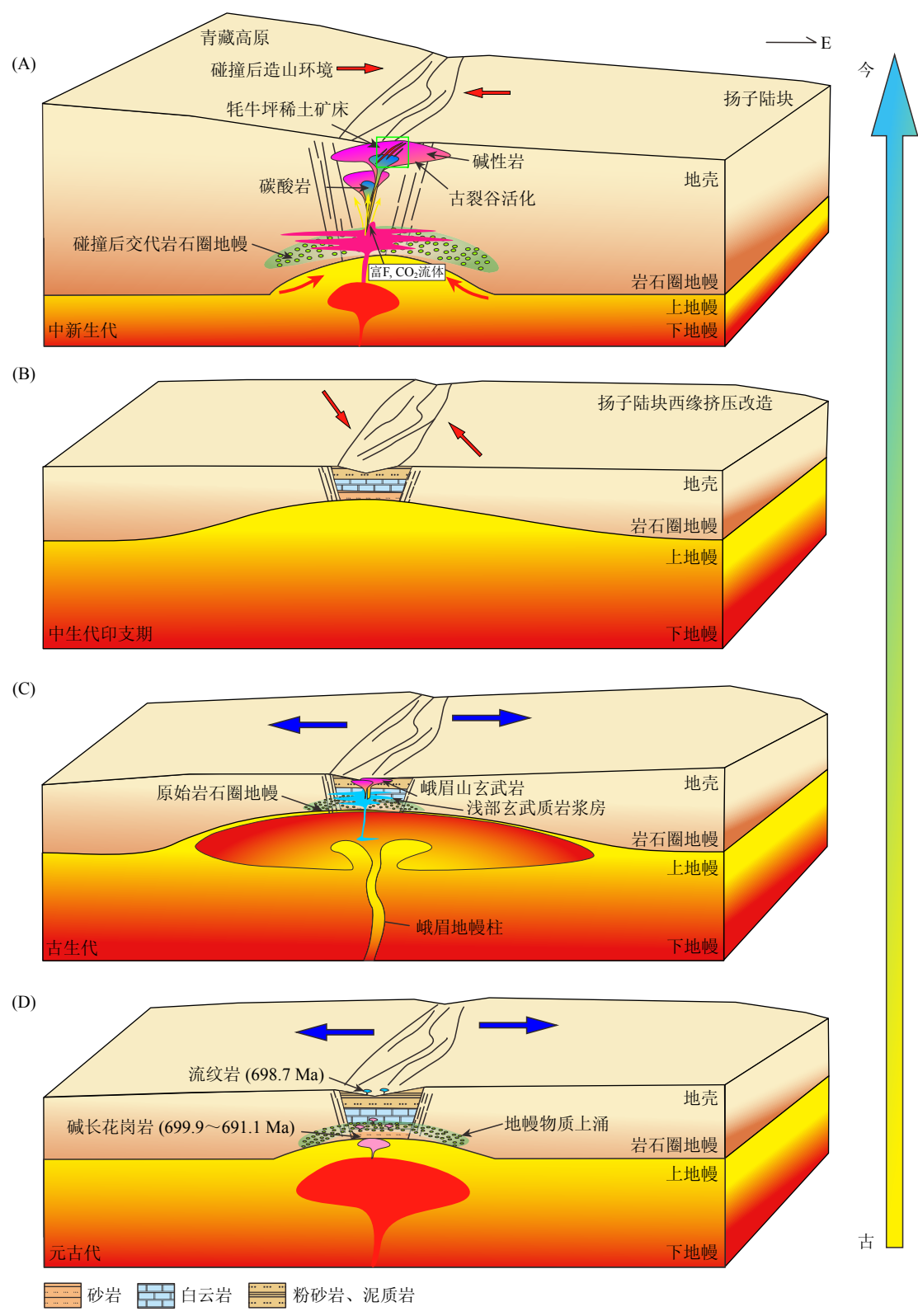


图 6 攀西古裂谷活化多次成矿模式图

Fig. 6 Schematic diagram of the multiple mineralization modes in the ancient rift valley activation

(A) 中新生代碰撞造山成矿阶段; (B) 中生代印支期裂谷消亡阶段; (C) 古生代裂谷鼎盛发育阶段; (D) 元古代裂谷阶段

网脉组合而成, 少量矿体完全由平行脉与网脉组成。侧现等空间展布特征, 穿插到不同类型的围岩中, 各类脉体普遍发育分支复合、尖灭再现及尖灭 以至于同一条矿脉按照原生矿石类型, 往往由

伟晶状霓辉石型矿脉、方解石碳酸岩型矿脉和赋存于正长岩中的细网脉(浸染)型等共同组成。

此外,牦牛坪矿区的矿物成分也很复杂,其复杂程度不亚于白云鄂博,只是稀土工业矿物单一,且颗粒粗大(氟碳铈矿呈伟晶状、粗粒状,局部见长度大于 10 cm 的板状晶体。萤石和重晶石也常常见到伟晶状结构)。矿石发育多种结构类型,主要包含伟晶结构、自形-半自形晶结构、他形晶结构、包含结构、交代结构、碎裂结构及风化残余结构。矿石构造则以脉状构造、团块状构造与浸染状构造为主要产出形式,多见氟碳铈矿与萤石、重晶石和方解石等矿物集合体(图 7)呈大脉状(宽度>30 cm)、细脉状(宽度 1~30 cm)、网脉状(宽度<1 cm)充填于正长岩和碳酸岩以及外部的碱长花岗岩和流纹岩等围岩之中。角砾状构造多为正长岩破碎、被后期矿脉物质充填胶结,蜂窝状构造多由含重晶石的矿石经强烈风化后形成,呈多孔状和蜂窝状。氟碳铈矿属铈族轻稀土强选择配分型,萤石、重晶石等其他矿石矿物的稀土元素球粒陨石标准化曲线也均略向右倾(图 8)。稀土矿石复杂的结构构造显示的

是热液成因特点,而明显不同于白云鄂博的条纹状矿石(图 7)。

根据牦牛坪矿区矿石的热液成因结构构造特点以及矿脉分布不局限于某一特定类型围岩的特点,本文认为牦牛坪稀土矿的找矿方向以区域性深大断裂为第一要素,构造大格局有利于找到超大型热液矿床,而保存条件也至关重要。萤石的大量出现一方面意味着流体中富含强蚀变的 F 元素,起到开路先锋的作用,另一方面也意味着成矿时尚处于相对封闭环境,流体乃至可能还存在气体迁移成矿物质的可能性。哈哈断裂只是目前已知的控矿构造之一,可能还存在深达地幔的其他构造带,尤其是与哈哈断裂平行或者交叉的断裂构造都应该受到重视。不同类型的岩浆岩在找矿的过程中更多的是起到找矿标志的作用,只要是深大断裂通过的围岩无论是侵入岩还是喷发岩都可以含矿。比如,在 49 勘探线的 ZK4918 钻孔中就打到产于流纹岩中的稀土矿体。根据大量钻孔岩心编录的成果,也发现伟晶状的矿石主要在地表,往深部糜棱岩化强烈,矿石更加破碎,矿物粒度趋于变细,而硫化物包

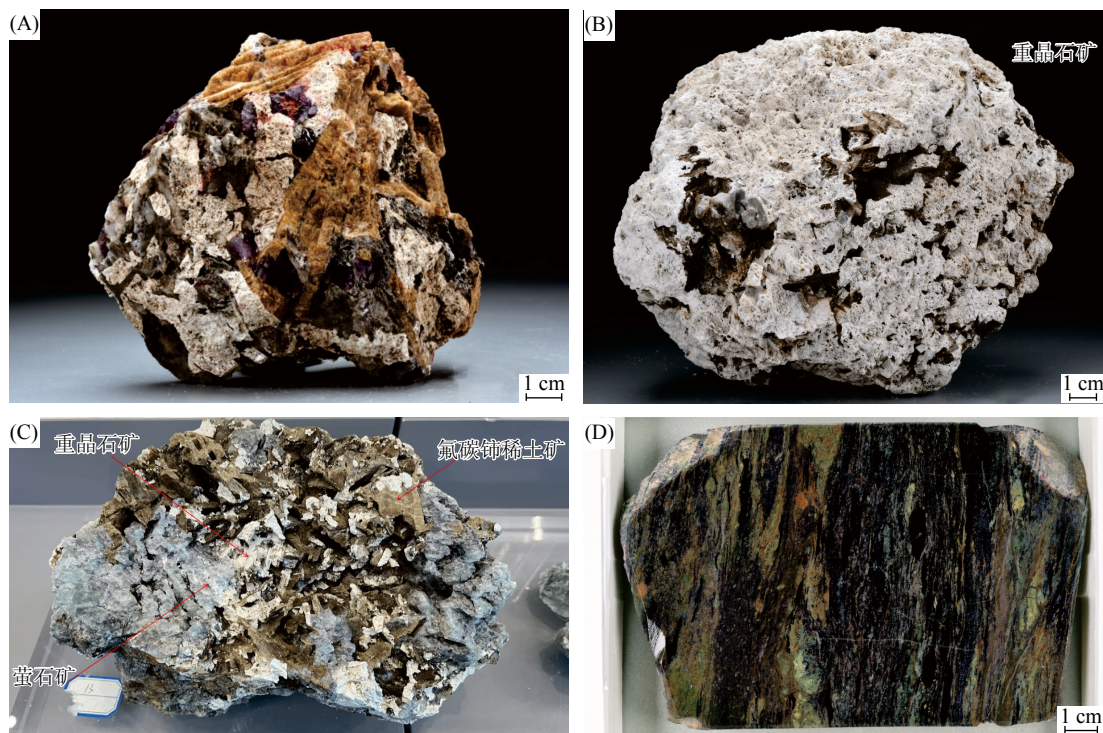


图 7 四川牦牛坪矿石与内蒙古白云鄂博矿石的对比

Fig. 7 Comparison of ores from the Maoniuping and Bayan Obo REE deposits

(A) 牦牛坪伟晶状氟碳铈矿与萤石共生; (B) 牦牛坪重晶石型矿石; (C) 牦牛坪氟碳铈矿与绿色萤石和重晶石共生;

(D) 白云鄂博矿石照片

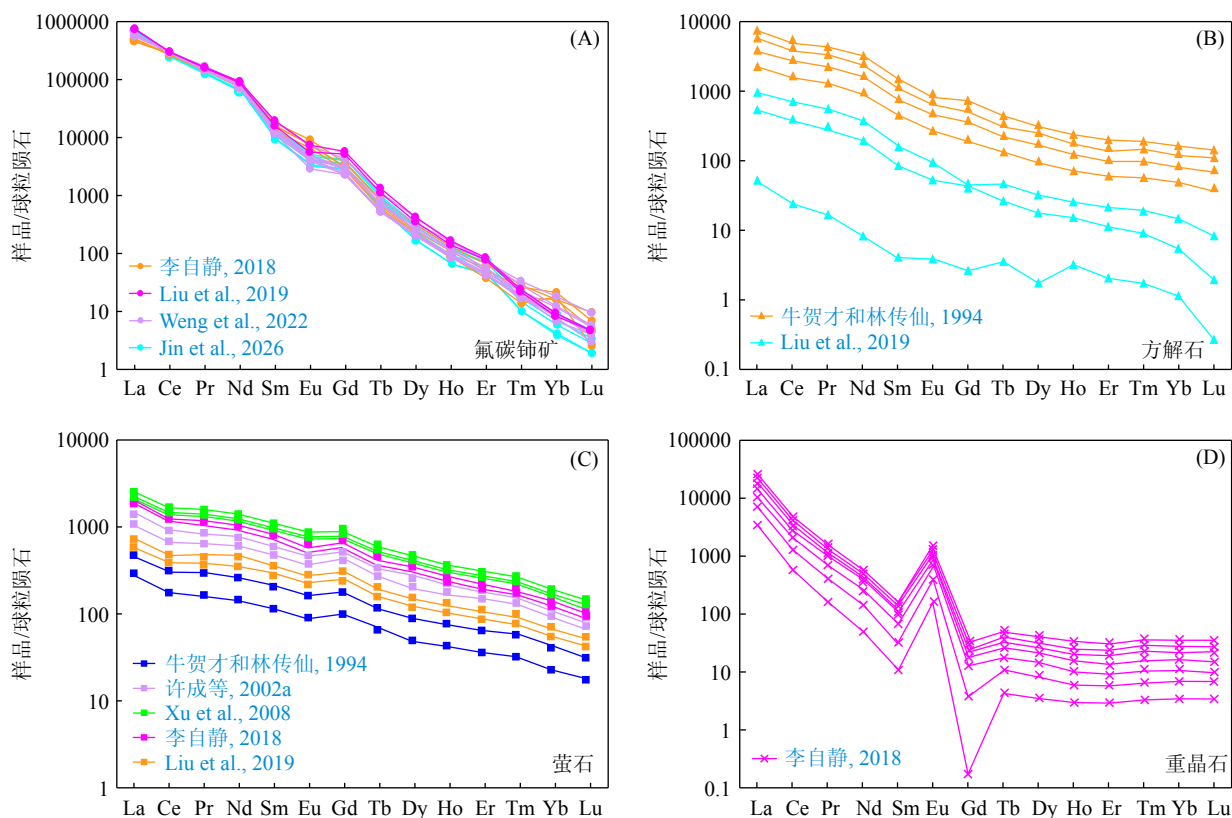


图8 四川牦牛坪稀土矿床主要矿石矿物、脉石矿物稀土元素配分曲线(标准化值引自 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 8 Chondrite-normalized REE distribution patterns of ore minerals and gangue minerals in the Maoniuping REE deposit, Sichuan

(A) 氟碳铈矿; (B) 方解石; (C) 萤石; (D) 重晶石

(数据来源: 牛贺才和林传仙, 1994; 许成等, 2002b; Xu et al., 2008; 李自静, 2018; Liu et al., 2019; Weng et al., 2022; Jin et al., 2026)

括黄铁矿、辉钼矿和方铅矿不但趋于增多而且可以在局部聚集形成独立小矿体或者伴生矿体,意味着整个矿区虽然遭受到了剥蚀,但没有剥蚀殆尽,甚至可能存在上部为氧化物(重晶石的大量出现就是氧化环境的具体体现),下部为硫化物的垂直分带性,因此,向深部尤其是以往不被看好的海拔2500 m以下的空间找矿是很有希望的。2024年9月13日,在西昌召开的“服务构建国家稀土产业战略腹地暨攀西地区稀土资源增储上产专题研讨会”上,本文第一作者作了专题汇报,进一步强调了深部找矿的重要性,明确提出了千万吨级稀土和千万吨级萤石矿的找矿目标。基于上述认识,在2023—2025年的找矿过程中,一方面不断拓展牦牛坪矿权区之外的找矿空间,在龙家沟、登加山等地均取得了找矿新突破(赵芝等, 2023; 于扬等, 2023, 2024);另一方面就是集中精力在牦牛坪深部“攻深找盲”,实现了增储上产的目标。

6 结论

通过2023—2024年牦牛坪稀土矿区的储量核实工作,查证稀土氧化物已经达到了千万吨级规模,超过了美国的芒廷帕斯,仅次于中国内蒙古的白云鄂博。该矿床品位高,稀土工业矿物单一、颗粒粗大,易采易选,被认为是世界上质量最好的轻稀土矿床。无论是外围找矿突破还是深部找矿突破,都离不开攀西古裂谷活化的大背景,新生代岩浆热液沿着攀西古裂谷带的活化部位充填、交代,是牦牛坪式稀土成矿的主导成矿机制,也适用于大陆槽等其他稀土矿区的找矿工作,这将是下一步工作的重点。

附加材料:附表由作者提供,数据真实性由作者负责,在线查看网址: <https://xbzrkx.cdut.edu.cn/article/doi/10.12474/cdlgzrkx.2026041101>。

利益冲突声明: 本文所有作者声明本研究无

任何利益冲突。

作者贡献声明:王登红提出古裂谷活化成矿的理论,并提出在牦牛坪矿区深部找矿的建议,参与储量核查工作,负责本文文本的起草、修改与审定;刘善宝、王伟、王成辉、梁利辉、徐建新负责储量核实工作的具体落实,参与论文的构思、研究方法和论文写作;赵芝、于扬、金雅楠、于泓、何斌参与野外工作、样品测试、数据分析与作图等;纪德宝、胡玉华、陈美涛参与野外工作与综合分析。所有作者均阅读并同意稿件的提交和发表。

致谢:两位匿名审稿专家提出的宝贵意见和建议,中国(凉山)稀土有限公司在野外工作中的大力支持,特此致谢。

[参 考 文 献]

- 白鸽,袁忠信,1985. 碳酸岩地质及其矿产[M]. 北京:地质出版社.
- 陈从德,蒲广平,1991. 牦牛坪稀土矿床地质特征及其成因初探[J]. 地质与勘探, 27(5): 18—23.
- Chen C D, Pu G P, 1991. Geological features and genesis of the Maoniuping rare earth element deposit, Sichuan[J]. *Geology and Prospecting*, 27(5): 18—23. (in Chinese)
- 邓万明,孙宏娟,1998. 青藏北部板内火山岩的同位素地球化学与源区特征[J]. 地学前缘, 5(4): 307—317.
- Deng W M, Sun H J, 1998. Isotopic geochemistry and source of intraplate volcanic rocks in north Tibet, China[J]. *Earth Science Frontiers*, 5(4): 307—317. (in Chinese)
- 地质矿产部成都地质矿产研究所,1988. 西昌—滇中地区花岗岩类及其含矿特征[M]. 重庆:重庆出版社: 36—52.
- 冯钟燕,1985. 碳酸岩矿床[M]//《矿床学参考书》编辑组. 矿床学参考书(上册). 北京:地质出版社: 69—84.
- 蒋明全,1992. 牦牛坪稀土矿床地质构造特征及其控矿意义[J]. 矿床地质, 11(4): 351—358.
- Jiang M Q, 1992. The geological and structural feature of the Maoniuping REE deposit and its ore-controlling significance[J]. *Mineral Deposits*, 11(4): 351—358. (in Chinese)
- 金雅楠,王登红,王伟,等,2026. 四川冕宁牦牛坪稀土矿床成岩成矿年代学及其找矿意义[J]. 地质学报, 100(3): 920—937.
- Jin Y N, Wang D H, Wang W, et al., 2026. Metallogenic geochronology and prospecting significance of the Maoniuping rare earth deposit in Mianning, Sichuan[J]. *Acta Geologica Sinica*, 100(3): 920—937. (in Chinese)
- 李自静,2018. 川西牦牛坪超大型 REE 矿床脉状成矿样式及其对 REE 富集的指示[D]. 北京:中国地质科学院: 1—87.
- Li Z J, 2018. The characteristics of vein mineralization pattern in the Maoniuping giant REE deposit, Sichuan Province, SW China: implication for REE enrichment[D]. Beijing: Chinese Academy of Geological Sciences: 1—87. (in Chinese)
- 刘丛强,1996. 流体-岩石反应体系中的硼同位素地球化学[J]. 地球化学, 25(1): 93—100.
- Liu C Q, 1996. Application of boron isotope geochemistry to water-rock interaction system[J]. *Geochimica*, 25(1): 93—100. (in Chinese)
- 刘丛强,黄智龙,许成,等,2004. 地幔流体及其成矿作用——以四川冕宁稀土矿床为例[M]. 北京:地质出版社: 1—229.
- Liu C Q, Huang Z L, Xu C, et al., 2004. Geofluids in the Earth's mantle and its role in mineralization: a case study the Mianning REE Deposit, Sichuan Province, China[M]. Beijing: Geological Publishing House: 1—229. (in Chinese)
- 刘铁庚,1985. 白云鄂博白云碳酸岩地质及地球化学特征——白云鄂博白云岩成因讨论[J]. 岩石学报, 1(3): 15—28.
- Liu T G, 1985. Geological and geochemical character of Baiyou Ebo rauhaugite[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 1(3): 15—28. (in Chinese)
- 刘显凡,战新志,高振敏,等,1999. 云南六合深源包体与富碱斑岩成岩成矿的关系[J]. 中国科学(D 辑), 29(5): 413—420.
- Liu X F, Zhan X Z, Gao Z M, et al., 1999. Deep xenoliths in alkaline porphyry, Liuhe, Yunnan, and implications to petrogenesis of alkaline porphyry and associated mineralizations[J]. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 42(6): 627—635.
- 骆耀南,俞如龙,2001. 龙门山—锦屏山陆内造山带喜马拉雅期构造-岩浆作用主要特征及其动力学模式[M]//陈毓川,王登红. 喜马拉雅期内生成矿作用研究. 北京:地震出版社: 88—96.
- 骆耀南,俞如龙,侯立伟,等,1998. 龙门山—锦屏山陆内造山带[M]. 成都:四川科学技术出版社: 1—171.
- Luo Y N, Yu R L, Hou L W, et al., 1998. Longmenshan—Jinping-shan intracontinental orogenic belt[M]. Chengdu: Sichuan Science and Technology Press: 1—171. (in Chinese)
- 牛贺才,林传仙,1994. 论四川冕宁稀土矿床的成因[J]. 矿床地质, 13(4): 345—353.
- Niu H C, Lin C X, 1994. The genesis of the Mianning REE deposit, Sichuan Province[J]. *Mineral Deposits*, 13(4): 345—353. (in Chinese)
- 蒲广平,1988. 四川西南牦牛坪碱性伟晶岩-火成碳酸盐岩杂岩体的发现[J]. 地质论评, 34(1): 88—92.
- Pu G P, 1988. Discovery of an alkali pegmatite-carbonatite complex zone in Maoniuping, southwestern Sichuan Province[J]. *Geological Review*, 34(1): 88—92. (in

- Chinese)
- 蒲广平, 1993. 牦牛坪稀土矿床成矿模式及找矿方向探讨[J]. 四川地质学报, 13(1): 46—57.
- Pu G P, 1993. A discussion on metallogenetic model and prospecting targets for Maoniuping ore deposit of rare-earth elements[J]. Acta Geologica Sichuan, 13(1): 46—57. (in Chinese)
- 蒲广平, 2001. 攀西地区稀土成矿历史演化与喜马拉雅期成矿基本特征[M]//陈毓川, 王登红. 喜马拉雅期内生成矿作用研究. 北京: 地震出版社: 104—116.
- 王登红, 1998. 地幔柱及其成矿作用[M]. 北京: 地震出版社: 1—160.
- Wang D H, 1998. Mantle plume and mineralization[M]. Beijing: Seismological Press: 1—160. (in Chinese)
- 王登红, 陈毓川, 徐珏, 等, 2005. 中国新生代成矿作用[M]. 北京: 地质出版社: 1—853.
- Wang D H, Chen Y C, Xu J, et al., 2005. Cenozoic mineralization in China[M]. Beijing: Geological Publishing House: 1—853. (in Chinese)
- 王登红, 李建康, 王成辉, 等, 2007. 与峨眉地幔柱有关年代学研究的新进展及其意义[J]. 矿床地质, 26(5): 550—556.
- Wang D H, Li J K, Wang C H, et al., 2007. New advances in geochronologic study related to Emei mantle plume and their significance[J]. Mineral Deposits, 26(5): 550—556. (in Chinese)
- 王登红, 杨建民, 闫升好, 等, 2002. 四川牦牛坪碳酸岩的同位素地球化学及其成矿动力学[J]. 成都理工学院学报, 29(5): 539—544.
- Wang D H, Yang J M, Yan S H, et al., 2002. Dynamics of the REE mineralization in Maoniuping area, Sichuan Province: isotopic geochemistry of carbonatites[J]. Journal of Chengdu University of Technology, 29(5): 539—544. (in Chinese)
- 新华社, 2026. 震撼性发现!我国找矿有重大突破[EB/OL]. (2026-03-25)[2026-04-06]. https://m.cgs.gov.cn/ddyw/202603/t20260325_851609.html.
- 许成, 黄智龙, 刘丛强, 等, 2002a. 四川牦牛坪稀土矿床碳酸岩地球化学[J]. 中国科学(D辑), 32(8): 635—643.
- Xu C, Huang Z L, Liu C Q, et al., 2003. Geochemistry of carbonatites in Maoniuping REE deposit, Sichuan Province, China[J]. Science in China (Series D), 46(3): 246—256.
- 许成, 黄智龙, 漆亮, 等, 2002b. 四川牦牛坪稀土矿床萤石稀土元素、同位素地球化学[J]. 地球化学, 31(2): 180—190.
- Xu C, Huang Z L, Qi L, et al., 2002b. REE and isotopic geochemistry of fluorites in the Maoniuping rare earth deposit, Sichuan Province[J]. Geochimica, 31(2): 180—190. (in Chinese)
- 于扬, 王登红, 刘善宝, 等, 2024. 四川省牦牛坪矿床外围隐伏稀土矿体第二阶段找矿突破及启示[J]. 中国地质调查, 11(6): 8—14.
- Yu Y, Wang D H, Liu S B, et al., 2024. Second-phase prospecting breakthrough and revelation of hidden rare earth orebody in peripheral Maoniuping deposit in Sichuan Province[J]. Geological Survey of China, 11(6): 8—14. (in Chinese)
- 于扬, 王伟, 王登红, 等, 2023. 四川牦牛坪外围龙家沟稀土矿体第一阶段找矿突破及启示[J]. 矿床地质, 42(5): 1074—1080.
- Yu Y, Wang W, Wang D H, et al., 2023. First stage prospecting breakthrough and revelation of Longjiagou REE orebody in periphery of Maoniuping, Sichuan Province, China[J]. Mineral Deposits, 42(5): 1074—1080. (in Chinese)
- 袁忠信, 李建康, 王登红, 等, 2012. 中国稀土矿床成矿规律[M]. 北京: 地质出版社: 1—116.
- Yuan Z X, Li J K, Wang D H, et al., 2012. Metallogenic regularity of REE ore deposits in China[M]. Beijing: Geological Publishing House: 1—116. (in Chinese)
- 袁忠信, 施泽民, 白鸽, 等, 1995. 四川冕宁牦牛坪稀土矿床[M]. 北京: 地震出版社: 1—150.
- 张云湘, 骆耀南, 杨崇喜, 等, 1988. 攀西裂谷[M]. 北京: 地质出版社: 1—325.
- Zhang Y X, Luo Y N, Yang C X, et al., 1988. Panzhihua-Xichang rift in China[M]. Beijing: Geological Publishing House: 1—325. (in Chinese)
- 赵芝, 王登红, 刘善宝, 等, 2023. 四川省牦牛坪矿床外围氟碳铈矿-萤石-重晶石-方解石脉型稀土矿石的发现及其意义[J]. 中国地质调查, 10(5): 9—16.
- Zhao Z, Wang D H, Liu S B, et al., 2023. Discovery of the bastnaesite-fluorite-barite-calcite type REE ore in the periphery of Maoniuping deposit in Sichuan Province and its significance[J]. Geological Survey of China, 10(5): 9—16. (in Chinese)
- 周名魁, 刘俨然, 1988. 西昌—滇中地区地质构造特征及地史演化[M]. 重庆: 重庆出版社: 1—156.
- Hart S R, 1988. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies[J]. Earth and Planetary Science Letters, 90(3): 273—296.
- Hou Z Q, Tian S H, Yuan Z X, et al., 2006. The Himalayan collision zone carbonatites in western Sichuan, SW China: petrogenesis, mantle source and tectonic implication[J]. Earth and Planetary Science Letters, 244(1/2): 234—250.
- Jin Y N, Wang W, He B, et al., 2026. REE enrichment process in the Maoniuping carbonatite-related REE deposits, Mianning, Sichuan: genetic and mineralogical evidence[J]. Minerals, 16(3): 257.
- Kamitani M, Hirano H, 1990. Important carbonatite-alkaline/alka-

- line complexes and related mineral resources in the world[J]. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, 41(11): 631—640.
- Liu Y, Chakhmouradian A R, Hou Z Q, et al., 2019. Development of REE mineralization in the giant Maoniuping deposit (Sichuan, China): insights from mineralogy, fluid inclusions, and trace-element geochemistry[J]. *Mineralium Deposita*, 54(5): 701—718.
- Paton C, Hellstrom J, Paul B, et al., 2011. Iolite: freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data[J]. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 26(12): 2508—2518.
- Richardson S H, Erlank A J, Duncan A R, et al., 1982. Correlated Nd, Sr and Pb isotope variation in Walvis Ridge basalts and implications for the evolution of their mantle source[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 59(2): 327—342.
- Sun S S, McDonough W F, 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 42: 313—345.
- Tatsumoto M, Basu A R, Huang W K, et al., 1992. Sr, Nd, and Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of eastern China: enriched components EM I and EM II in subcontinental lithosphere[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 113(1/2): 107—128.
- Wang D H, Chen Y C, Xu J, et al., 2000. Cenozoic mineralization in China, as a key to past mineralization and a clue to future prospecting[J]. *Acta Geologica Sinica*, 74(3): 478—484.
- Wang D H, Yang J M, Yan S H, et al., 2001. A special orogenic-type rare earth element deposit in Maoniuping, Sichuan, China: geology and geochemistry[J]. *Resource Geology*, 51(3): 177—188.
- Weaver B L, 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 104: 381—397.
- Weng Q, Yang W B, Niu H C, et al., 2022. Formation of the Maoniuping giant REE deposit: constraints from mineralogy and in situ bastnäsite U-Pb geochronology[J]. *American Mineralogist*, 107(2): 282—293.
- White W M, 1985. Sources of oceanic basalts: radiogenic isotopic evidence[J]. *Geology*, 13(2): 115—118.
- Xu C, Campbell I H, Kynicky J, et al., 2008. Comparison of the Daluxiang and Maoniuping carbonatitic REE deposits with Bayan Obo REE deposit, China[J]. *Lithos*, 106(1/2): 12—24.