

<https://doi.org/10.3799/dqkx.2018.272>



甘肃红石泉地区基性岩脉特征及 Ar-Ar 定年

蓝德初¹, 张树明^{1,2*}, 秦雨¹, 杨春四^{1,3}, 王利玲¹, 戚佳伟¹

1. 东华理工大学核资源与环境省部共建国家重点实验室培育基地, 江西南昌 330013
2. 东华理工大学放射性地质与勘探技术国防重点学科实验室, 江西南昌 330013
3. 中国科学院广州地球化学研究所矿物学与成矿学重点实验室, 广东广州 510640

摘要: 基性岩脉是研究地幔和地幔变化的“窗口”, 并且与金、铀、金刚石等矿床有重要关系. 甘肃红石泉地区产有我国最典型的白岗岩型铀矿床, 其中发育有多条基性岩脉. 研究区基性岩新鲜面呈灰绿色, 具有典型的煌斑结构, 块状构造, 斑晶矿物主要为角闪石, 基质主要由斜长石和黑云母组成, 副矿物主要有磁铁矿、磷灰石及锆石等, 据此确定基性岩为闪斜煌斑岩. 岩石具有富碱、高钾、贫铁以及富集轻稀土元素和大离子亲石元素等地球化学特征, 进而判断其属于钾质钙碱性煌斑岩. 通过⁴⁰Ar-³⁹Ar全岩测定, 获得煌斑岩成岩年龄为 237.2 ± 2.6 Ma, 煌斑岩的岩浆来源于EMII型富集地幔, 形成于板内拉张环境, 岩浆在上升侵位过程中遭受了地壳物质的混染, 属于早中生代古亚洲洋闭合、陆陆碰撞后伸展的产物. 红石泉煌斑岩与铀矿床铀成矿没有直接成因关系, 对于铀矿只有后期改造作用.

关键词: 煌斑岩; 岩相学; 地球化学; Ar-Ar定年; 红石泉; 岩石学.

中图分类号: P58

文章编号: 1000-2383(2019)10-3469-15

收稿日期: 2018-12-12

Characteristics and Ar-Ar Dating of Mafic Dykes in Hongshiquan Area, Gansu Province

Lan Dechu¹, Zhang Shuming^{1,2*}, Qin Yu¹, Yang Chunsu^{1,3}, Wang Liling¹, Qi Jiawei¹

1. State Key Laboratory Breeding Base of Nuclear Resources and Environment, East China University of Technology, Nanchang 330013, China
2. National Defense Key Laboratory of Radioactive Geology and Exploration Technology, East China University of Technology, Nanchang 330013, China
3. Key Laboratory of Mineralogy and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

Abstract: The basic vein is a "window" for studying mantle and its evolution, and has important relationship with gold, uranium, diamond deposits and the others. The most typical alaskite type uranium deposit in China occurs in Hongshiquan area of Gansu Province among which there are a number of basic veins. The fresh surface of the basic rocks in the study area is gray-green, with typical lamprophyre structure, and massive structure. The porphyry minerals are mainly hornblende, the matrix mainly is composed of plagioclase and biotite, and accessory minerals are mainly magnetite, apatite, zircon etc.. Based on this characteristics, it is determined that the basic rock is diorite lamprophyre. The characteristics of elemental geochemistry ascertain that the lamprophyres are rich in alkali, high in potassium, poor in iron, and enriched in LREE and LILE, indicating that they

基金项目: 国家自然科学基金项目 (Nos.41172079, 41862006).

作者简介: 蓝德初 (1993-), 男, 硕士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业. ORCID: 0000-0003-1722-5057. E-mail: 1731705796@qq.com

* **通讯作者:** 张树明 (1965-), 男, E-mail: shmzhang@ecit.cn

引用格式: 蓝德初, 张树明, 秦雨, 等, 2019. 甘肃红石泉地区基性岩脉特征及 Ar-Ar 定年. 地球科学, 44(10):3469-3483.

belong to potash calc-alkaline lamprophyres. The whole-rock ^{40}Ar - ^{39}Ar dating yields a lamprophyre diagenetic age of 237.2 ± 2.6 Ma. The magma of the lamprophyre originated from EMII-enriched mantle and formed in the intraplate extensional environment. The magma was contaminated with crustal materials during the process of rising emplacement, which was the product of the extension following closure of the Late Asian Paleozoic Paleo-Asian Ocean and continental collision. There is no direct genetic relationship between the uranium metallogenesis of the Hongshiquan lamprophyre and the uranium deposit, but only late-stage transformation of uranium deposits.

Key words: lamprophyre; petrography; geochemistry; Ar-Ar whole-rock dating; Hongshiquan; petrology.

基性岩脉是在大陆伸展背景下,主要来自地幔岩石圈或软流圈的岩浆侵入体,是地壳(或岩石圈)伸展的重要标志,是地幔岩石圈部分熔融作用以及幔源岩浆作用的产物,对研究大陆动力学背景具有重要指示意义(周鼎武等,1998;王正其等,2007).许多与地幔流体有关的矿床都和基性岩脉之间存在着一定的联系,作为特殊的构造岩类型,其拉张伸展构造环境往往是成矿时的导矿和储矿空间(刘燊等,2010).因此,基性岩脉的研究对探讨岩石成因、岩浆源区、构造背景及与金属矿产间的关系等方面具有重要意义.

前人在对红石泉地区长期以来的研究过程中,都发现地表有基性岩脉出露.20世纪至今,众多学者对红石泉地区围绕铀矿化、含矿主岩等开展了较多的研究工作,包括铀矿化特征、白岗岩特征及成因、白岗岩与铀的关系等(张诚,1989;赵建国和王龙成,2009;杨春四等,2015).但是对于区内存在的基性岩脉研究较为薄弱,在一定程度上制约了对源区性质、岩石成因、成岩时代及与金属成矿之间关系等的深化认识.本文选择该区基性岩脉为研究对象,对其开展系统的野外地质调查、岩相学、地球化学、Sr-Nd-Pb同位素、Ar-Ar全岩定年等研究,在此基础上厘定其地质特征和成岩时代,并探讨与该区金属矿产之间的意义.

1 区域地质概况

红石泉地处甘肃省山丹县境内,大地构造位置位于华北地台西南缘,阿拉善台隆南缘之北西西向龙首山拱断带的西段,北侧相邻潮水盆地,南边连接民乐盆地(图1),是祁连-秦岭铀成矿省之祁连-龙首山铀成矿带重要组成部分(陈毓川等,2007).产有碱交代型和伟晶状白岗岩型两种典型铀矿床,前者如芨岭和新水井矿床,后者就是红石泉矿床.

龙首山地区出露的主要地层由老到新分别

是下元古界的龙首山岩群(Pt_1l),主要岩性是片岩、片麻岩、大理岩、石英岩和斜长角闪片岩等,是该区主要的出露地层;中元古界的墩子沟群(Pt_2d),主要出露地表的是硅质条带状大理岩、硅质灰岩、粉砂质千枚岩及结晶灰岩,出露范围面积较少;上元古界韩母山群(Pt_3h),主要岩性为基性火山岩、千枚岩、透闪石片岩和结晶灰岩、白云质泥质灰岩等;研究区缺失下古生界地层,上古生界石炭系出露岩性为灰色砂岩、板岩互层紫色砂岩,偶夹火山碎屑岩、海陆交互相等.

该区岩浆活动频繁,以加里东期岩浆活动最为强烈,其次为海西期和中条期.加里东期岩浆活动表现为期次多而强烈,多数为复式岩体,演化分异充分;中条期岩石类型以成矿带西段的中酸性岩为主,呈岩株、岩枝和岩脉产出,地表出露范围不大;海西期岩体主要呈串珠状岩枝,沿区域性断裂分布.地表出露的岩浆岩以侵入岩居多,主要包括伟晶状白岗岩,石英闪长-斜长花岗岩,中粒花岗岩,片麻状花岗闪长岩及脉岩类,脉岩主要是煌斑岩.

研究区主要构造呈NWW向展布,区内构造十分发育,具有多期继承性的特点,总体构造线呈NW向展布.以加里东期构造及其后期构造形迹为主,形成于早古生代北祁连褶皱系的构造运动;其次部分构造呈EW向展布,其形成属于元古代后期,被NW向断裂改造;局部为早古生代NW向构造形成的次级构造(杨望曦等,2013).上述构造基本控制了本区地层的展布和侵入岩的分布.

龙首山地区矿产资源丰富,其东段产有与超基性岩有关的金川铜-镍多金属硫化物矿床,中部有与花岗岩有关的典型碱交代型铀矿床(芨岭、新水井矿床等),西段则发育有与伟晶状白岗岩有关的铀矿床(红石泉矿床),同时还产有一些具有工业价值的煤矿(红泉煤矿)、铁矿(平口峡、东大山、马大板铁矿)等.

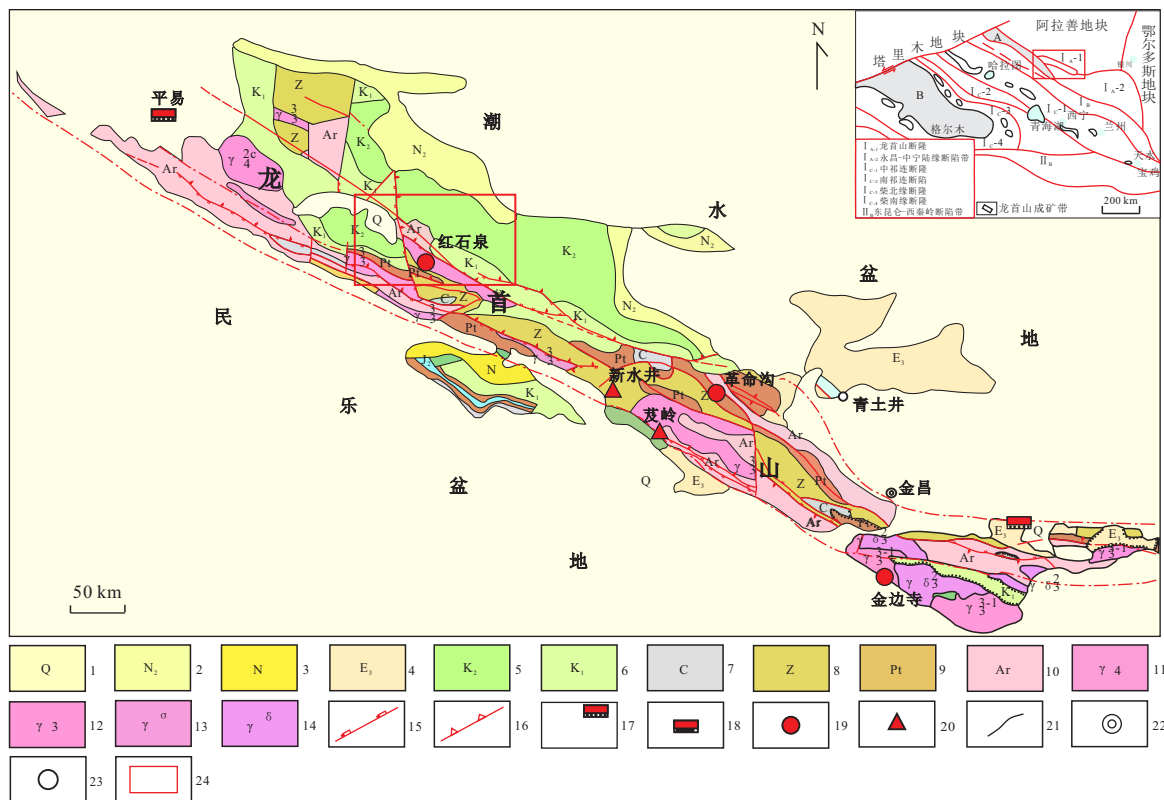


图 1 甘肃龙首山区域地质及铀矿分布

Fig.1 Distribution of Gansu Longshoushan regional geology and uranium ore

1. 第四系; 2. 新近系中晚期; 3. 新近系; 4. 第三系; 5. 上白垩统; 6. 下白垩统; 7. 石炭系; 8. 震旦系; 9. 元古界; 10. 太古界; 11. 华力西期花岗岩; 12. 加里东期花岗岩; 13. 片麻状花岗闪长岩; 14. 花岗闪长岩; 15. 区域大断裂; 16. 大断裂; 17. 砂砾岩型铀矿床、矿点; 18. 泥岩型铀矿床、矿点; 19. 花岗岩型铀矿床、矿点; 20. 碱交代型铀矿床、矿点; 21. 地质界线; 22. 城市名; 23. 地名; 24. 研究区. 图据 203 研究所资料(2011)《甘肃地质志》修改

2 基性岩产出特征及岩相学

2.1 基性岩产出特征

红石泉地区地表大致出露 5 条基性岩脉, 整体呈近东西向展布(图 2), 基性岩脉体集中出露在红石泉矿床地表中段, 整体风化强烈, 穿插在龙首山群变质岩中, 规模大小不等, 地表脉体形态有的似月牙, 有的像条状, 有的呈小团块产出, 地表出露长度多在 10~100 m 之间, 宽度 2~8 m 不等.

2.2 样品位置及岩相学

本次基性岩样品均采自甘肃龙首山地区红石泉矿床范围内, 具体采样位置见图 2 和表 1.

区内的 5 条基性岩脉具有基本相同的岩相学特征, 岩石的新鲜面颜色呈灰绿色(图 3a, 3b), 镜下呈灰白色、灰绿色, 具有典型的煌斑结构(图 3c), 块状构造. 斑晶主要是角闪石, 为单斜角闪

表 1 采样位置及岩性

Table 1 Sampling location and lithology

样品号	坐标			样品岩性
	X	Y	H	
LSS14-37	4 297 970	434 739	2 318	闪斜煌斑岩
LSS14-44	4 297 992	434 659	2 347	闪斜煌斑岩
LSS14-46	4 297 999	434 757	2 347	闪斜煌斑岩
LSS14-57	4 298 029	435 151	2 373	闪斜煌斑岩
LSS14-59	4 298 144	435 088	2 460	闪斜煌斑岩

石, 呈自形一半自形晶, 粒径在 0.3~0.9 mm 之间, 含量约 30%; 基质由长石和黑云母组成(图 3d), 长石呈他形一半自形板状微晶, 黑云母呈半自形晶, 粒径均小于 0.5 mm, 含量约 65%, 其中基质中的黑云母和长石易发生蚀变, 岩石整体发生绿泥石化、碳酸盐化以及绢云母化. 主要副矿物有磁铁矿、磷灰石及锆石等, 含量少于 5%. 据此, 研究区基性岩确定为闪斜煌斑岩.

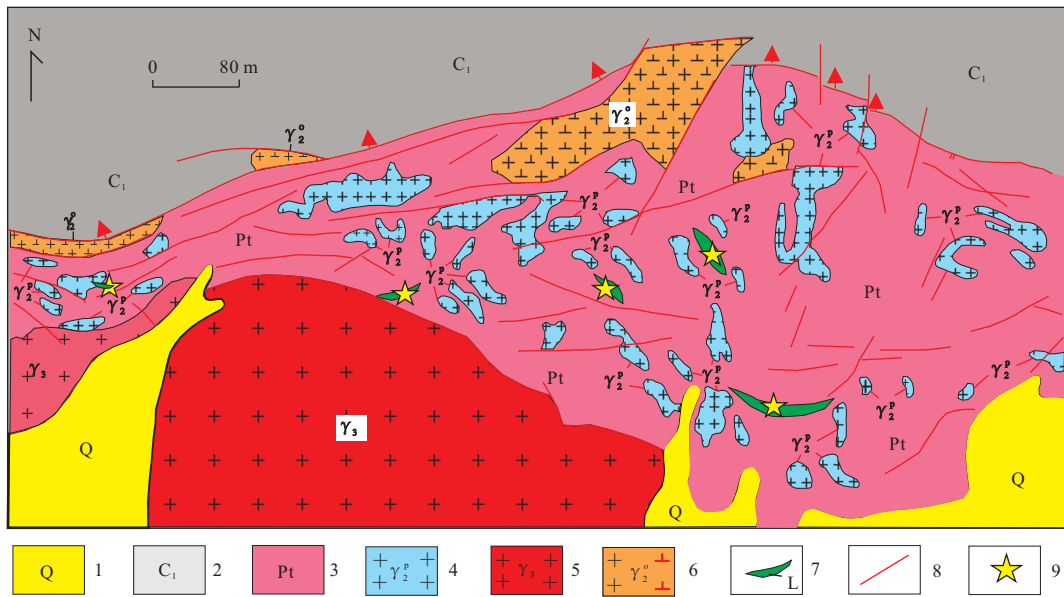


图 2 红石泉地区地质略图

Fig.2 Sketch of ore deposit geology in Hongshiquan area

1. 第四系; 2. 石炭系; 3. 元古界; 4. 伟晶状白岗岩; 5. 肉红色中粒斑状花岗岩; 6. 灰绿色斜长花岗岩—石英闪长岩; 7. 煌斑岩; 8. 断层; 9. 采样位. 图据核工业西北地质局 202 大队内部资料修改

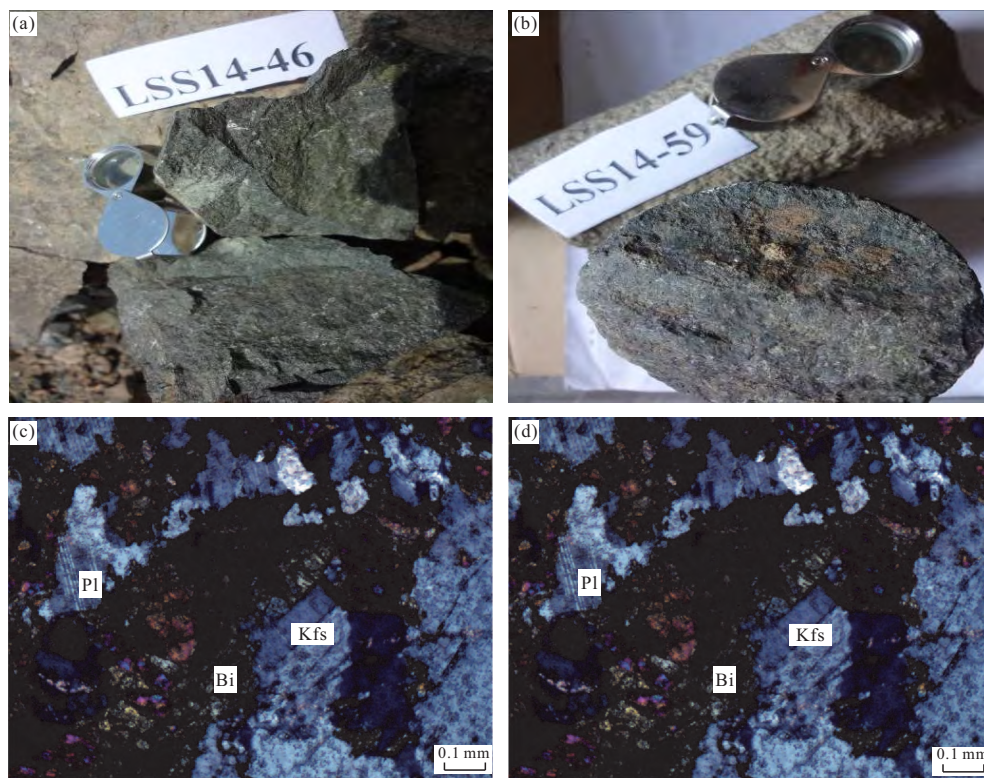


图 3 煌斑岩脉照片

Fig.3 Lamprophyre vein photographs

图为手标本照片和显微镜下正交偏光. a. 岩石新鲜面灰绿色 (样品 LSS14-46 手标本); b. 岩石新鲜面灰绿色 (样品 LSS14-59 手标本); c. 煌斑结构 (样品 LSS14-59 正交偏光); d. 基质矿物 (样品 LSS14-57 正交偏光). Pl. 斜长石; Bi. 黑云母; Kfs. 钾长石

3 地球化学特征

本次样品分析测试是在中核集团核工业北京地质研究院分析测试研究所完成. 主量元素使用的仪器是飞利浦公司生产的 PW2404 X 射线荧光光谱仪, 微量元素和稀土元素采用等离子体质谱法, 测定使用的仪器均为 ELEMENT XR 等离子体质谱分析仪. 同位素测定根据《岩石中铅、铷、钕同位素测试方法》(GB/T 17672-1999), 铷同位素及钕同位素测定使用的仪器为 PHOENIX 热电离子质谱仪, 仪器编号为 9444, 测试温度为 20℃、相对湿度为 50%; 铅同位素测定使用的仪器为 ISOPROBE-T 热电离子质谱仪, 仪器编号为 9444, 测试温度为 20℃、相对湿度为 30%.

附表 1 和表 2 分别是主量元素、微量元素、稀土元素和 Sr、Nd、Pb 同位素测试结果.

3.1 主量元素特征

从分析测试结果来看, 样品的烧失量 (LOI) 较高, 变化于 4.42%~10.09% 之间, 平均值为 6.9%. 结合岩石岩相学特征来看, 产生这种结果的原因是岩石普遍发生较强的蚀变作用, 蚀变作用主要表现为碳酸盐化和绢云母化, 从而导致岩石样品中水含量增加而导致烧失量偏高. 因此, 通过去除烧失量将样品含量重新换算为 100% 后再进行地球化学特征分析.

从附表 1 和图 4~5 可以看出, 煌斑岩主量元素具有以下特征:

(1) SiO₂ 含量在 45.46%~48.96% 之间, 属于基性岩类;

(2) 在 (K₂O+Na₂O)-SiO₂ 煌斑岩分类图上, 岩石多落在钙碱性系列 (CAL) 范围内 (图 4a);

(3) ALK (K₂O+Na₂O)=3.26%~4.45% (平均值=4.04%), K₂O/Na₂O=1.32~2.13, 在 K/Al-K/(K+Na) 图解中所有岩石都落在钾质煌斑岩区 (图 4b);

(4) 里特曼指数 $\sigma=2.67\sim7.24$ (平均值=4.21), 说明研究区煌斑岩属于钾质—高钾质系列的特征;

(5) MgO=6.19%~8.32% (平均值=7.36%), 在 Harker 图解中 (MgO 为参考因子) (图 5), MgO 与 SiO₂、Na₂O、Fe₂O₃、Al₂O₃、FeO、MnO 存在正相关关系, 与 CaO、TiO₂、K₂O、P₂O₅ 存在负相关关系, 说明岩浆演化过程中 SiO₂、Na₂O、Fe₂O₃、Al₂O₃、FeO、MnO 含量逐渐减少, 而 CaO、TiO₂、K₂O、P₂O₅ 含量逐渐增加, 暗示岩浆演化过程中经历了结晶分离作用 (李献华等, 2002);

(6) 固结指数 SI=28.67~34.74 (平均值 32.55), 在典型玄武岩的 SI 值 30~40 之间 (许继锋和邱家骧, 1991);

(7) 本次测试煌斑岩样品的烧失量较大 (4.42%~10.09%), 表明研究区煌斑岩具有较多的挥发分.

3.2 微量元素特征

从附表 1 和图 6 的结果可以看出, 岩石微量元素具有以下特征:

(1) 在煌斑岩的原始地幔标准化的微量元素蛛网图中, 煌斑岩相对富集 K、Rb 和 Pb 等大离子亲石元素 (LILE), 相对亏损 Ta、Nb、Th 和 Ti 等高场强元素 (HFSE), Sr 弱亏损;

(2) 岩石中的 U 元素含量为 $1.02\times 10^{-6}\sim 39.7\times 10^{-6}$ (平均值= 13.658×10^{-6}), 明显高于中国大陆岩石圈 ($U=2.43\times 10^{-6}$, 黎彤和倪守斌, 1997) 和大陆地壳平均值 ($U=0.91\times 10^{-6}$, Taylor and McLennan, 1985);

(3) 相容元素 Cr、Ni 的含量较低, 其中 Cr 为 $93.7\times 10^{-6}\sim 120\times 10^{-6}$, Ni 为 $17.3\times 10^{-6}\sim 97.9\times 10^{-6}$;

(4) Nb、Ti 的亏损可以反映源区性质, 从微量元素蛛网图中可以看到明显的 Nb、Ti 负异常, 暗示岩浆在成岩过程遭到地壳物质的混染 (李永军等, 2015);

(5) Nb/Ta=11.888~28.050 (平均值 18.19), 与原始地幔值 (17.5 ± 2.0) 误差范围内一致, Zr/Hf=27.65~38.50 (平均值 35.52) 在原始地幔值 (36.27 ± 2.0) 误差范围内 (Taylor and McLennan, 1985);

表 2 红石泉地区煌斑岩 Sr、Nd、Pb 同位素数据 (误差 2 δ 计)

Table 2 Sr, Nd and Pb isotope data of lamprophyres in Hongshiquan area (error 2 δ)

样品号	LSS14-37	LSS14-57	LSS13-59
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	1.752 0	1.788 0	1.807 1
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0.096 481	0.082 673	0.106 112
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.711 956	0.712 965	0.712 828
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.511279	0.511 837	0.511 994
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.977	19.461	20.067
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.557	15.493	15.564
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38.487	38.767	38.955
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i = 237.2	0.706 042	0.706 930	0.706 728
$\epsilon_{Nd}(t=237.2)$	-23.49	-12.18	-9.28

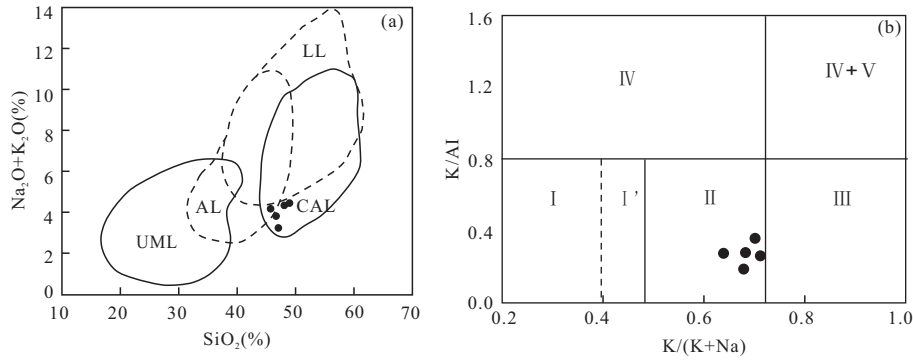


图 4 煌斑岩的(K₂O+Na₂O)-SiO₂(a)和 K/Al-K/(K+Na)(b)图解

Fig.4 (K₂O+Na₂O)-SiO₂(a) and K/Al-K/(K+Na)(b) diagrams of lamprophyres

UML. 超铁镁煌斑岩; LL. 钾镁煌斑岩; CAL. 钙碱性煌斑岩; AL. 碱性煌斑岩; I. 钠质煌斑岩; I'. 弱钾质煌斑岩; II. 钾质煌斑岩; III. 超钾质煌斑岩; IV. 过钾质煌斑岩; V. 钾镁煌斑岩. 图中数据据路风香等(1991)

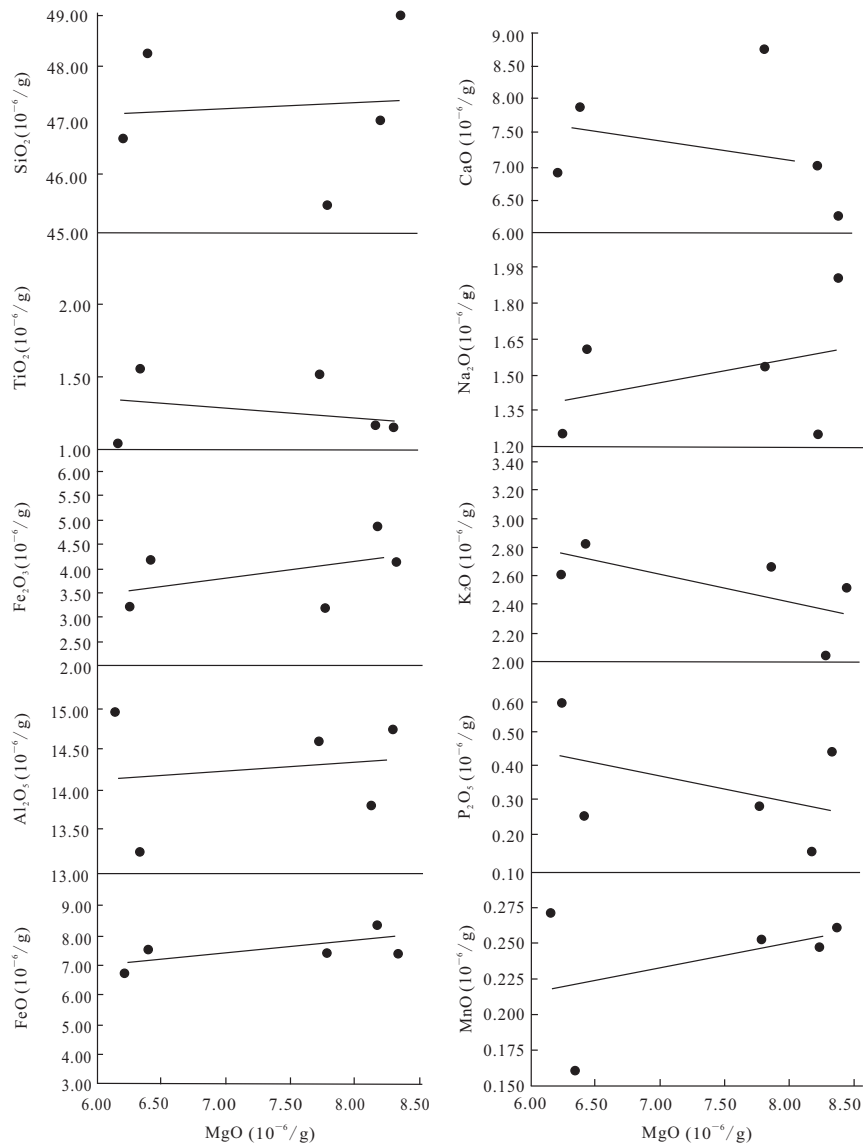


图 5 煌斑岩主量元素 Harker 图解

Fig.5 Harker diagrams of the lamprophyres

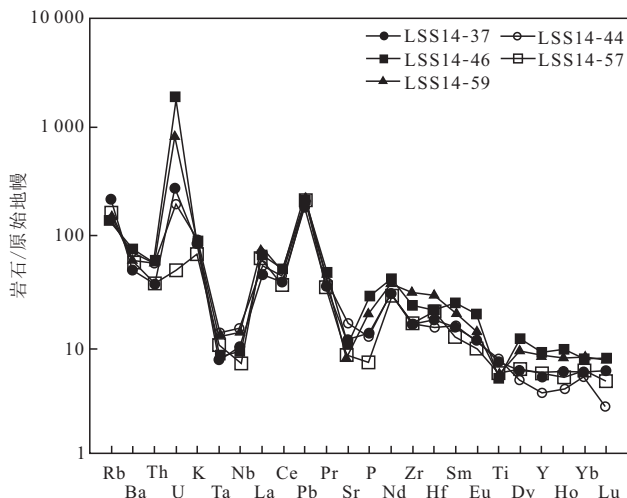


图 6 微量元素原始地幔标准化蛛网图

Fig.6 Primitive mantle-normalized spider diagrams for trace elements

Sun and McDonough(1989)

(6)原始地幔标准化的微量元素蛛网图形态相近,表明样品具有相同的演化趋势,是同源岩浆的产物。

3.3 稀土元素特征

从表 2 和图 7 中可以得出,煌斑岩稀土元素具有以下特征:

(1)在稀土元素分布模式图,所有样品分配模式相一致,均为右倾型的配分模式;

(2)岩石的稀土总量(ΣREE)在 $159.65 \times 10^{-6} \sim 241.87 \times 10^{-6}$ 之间,明显高于原始地幔值($\Sigma\text{REE} = 7.43 \times 10^{-6}$)(Sun and McDonough, 1989);

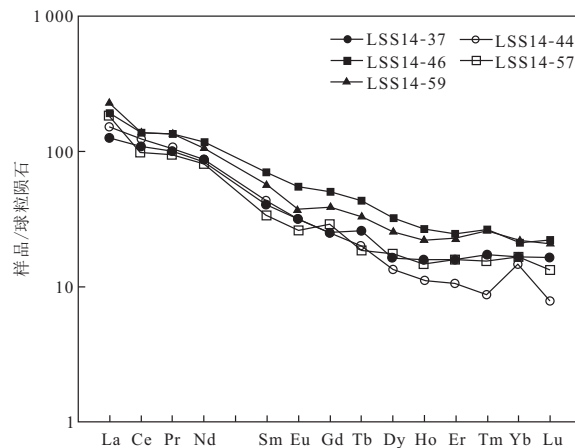


图 7 稀土元素球粒陨石标准化配分模式

Fig.7 Chondrite-normalized REE patterns for rare earth elements

Taylor and McLennan(1985)

(3)据煌斑岩的轻、重稀土比值可知($\text{LREE}/\text{HREE} = 6.91 \sim 11.67$),岩石具有轻稀土相对富集、重稀土相对亏损特征;

(4)岩石 $(\text{La}/\text{Sm})_N = 2.7 \sim 3.93$ (均值为 3.29)、 $(\text{La}/\text{Yb})_N = 7.95 \sim 10.98$ (均值为 8.91),表明轻稀土和重稀土内部均有较明显分馏作用,且轻稀土分馏强度大于重稀土;

(5)煌斑岩 δEu 弱负异常 $\delta\text{Eu} = 0.79 \sim 0.97$ (平均值为 0.87),反映岩浆演化过程中发生过斜长石分离结晶作用。

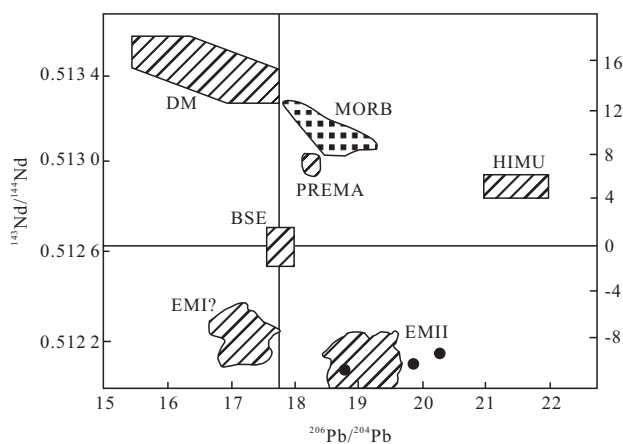
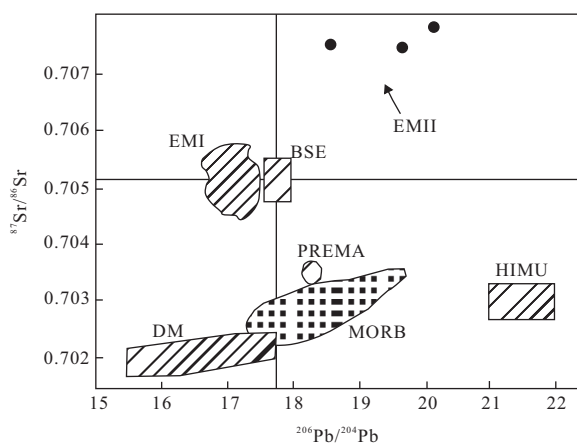
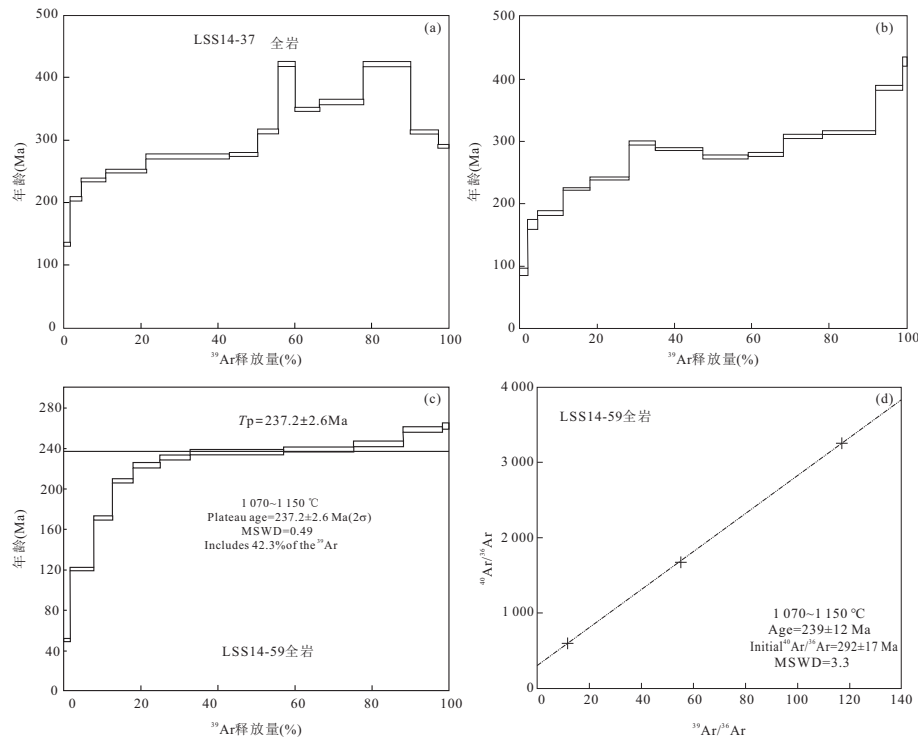


图 8 红石泉煌斑岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (a)和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}-^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (b)相关图解

Fig.8 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (a) and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}-^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (b) diagrams of the lamprophyres from Hongshiquan area
EMII.EMII型富集地幔;EMI.EMI型富集地幔;MORB.洋中脊玄武岩;DM.亏损地幔;PREMA.普通地幔;HIMU.具有高U/Pb比值地幔;BSE.全硅酸盐地球数值.底图据 Rollison(2000)

图9 样品全岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄谱(a~c)和等时线年龄(d)Fig.9 Whole-rock $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra (a~c) and sochron age (d) of lamprophyre samples

3.4 Sr-Nd-Pb 同位素特征

从表2可以看出红石泉地区煌斑岩 Sr、Nd、Pb 同位素具有如下特征:

(1) 岩石的 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}=1.752\ 0\sim 1.807\ 1$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.711\ 956\sim 0.712\ 965$, 高于原始地幔现代值 0.704 5 (DePaolo and Wasserburg, 1976);

(2) $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.082\ 673\sim 0.106\ 112$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.511\ 279\sim 0.511\ 940$, 低于原始地幔现代值 0.512 638 (Jacobsen and Wasserburg, 1980);

(3) 岩石的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0.706\ 042\sim 0.706\ 930$, 高于原始地幔现代值 0.704 5 (DePaolo and Wasserburg, 1976), $\epsilon_{\text{Nd}}(t)=-9.28\sim -23.49$, 说明岩石具有高 Sr 低 Nd 的特征;

(4) 煌斑岩的 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38.487\sim 39.955$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.493\sim 15.564$ 、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.977\sim 20.067$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的比值明显高于 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 表明放射性成因的 ^{206}Pb 较高, 暗示煌斑岩原始含铀量较为丰富;

(5) 在 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}-^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图中(图8), 样品投影点都位于区域内或靠近 EMII 附近, 表明研究区煌斑岩的源区可能与富集地幔有关.

4 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 定年

4.1 测试方法与测试结果

对基性岩年龄测定, 过去通常使用 K-Ar 法测定, 但在使用该方法时, 样品的年龄往往被低估(卢磊勋等, 2015). 利用 Ar-Ar 方法测试基性岩类的年代具有明显的优势, 一次质谱分析完成所有氩同位素比值的测量, 大大减少了样品的需求量; 通过测量同位素比值, 减少了 K-Ar 方法中测量 K 同位素和 Ar 同位素绝对值所带来的误差, 提高了精确度和可靠性; 逐步加热的方法, 可以减小外来氩(如大气氩)参与引起的误差(卢磊勋等, 2015).

本次煌斑岩 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 定年共测试了 3 组样品, 测试工作是在中国地质科学院地质研究所 Ar-Ar 定年实验室完成, 采用的方法是常规 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 阶段升温测年法, 详细实验流程见有关文章(陈文等, 2011). 表3是样品阶段加热法 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 分析结果, 图9a~9c为全岩的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄谱, 图9d为煌斑岩样品 LSS-59 全岩等时线年龄图.

4.2 成岩时代讨论

样品 LSS14-37 和 LSS14-53 由于本身的含钾量偏低, 再加上易蚀变(具有较高的烧失量), 且实验样品中含有过多的 Ar 以及实验过程中 Ar 的核反冲

表 3 红石泉地区煌斑岩阶段加热法 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 分析结果
Table 3 Lamprophyre phasewise heating method $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis results of Hongshiquan area

$T(^{\circ}\text{C})$	$(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{m}}$	$(^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{m}}$	$(^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{m}}$	$(^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{m}}$	$^{40}\text{Ar}(\%)$	F	^{39}Ar (10^{-14} mol)	^{39}Ar (Cum) (%)	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$ (Ma)
LSS14-37 全岩 $W=30.77\text{ mg } J=0.005\ 958$										
800	215.164 7	0.685 8	5.279 4	0.157 6	5.99	12.941 5	0.29	1.60	134.0	3.2
850	90.045 4	0.236 0	1.552 6	0.063 1	22.67	20.435 3	0.54	4.57	207.3	2.9
900	51.357 2	0.093 8	0.177 6	0.031 7	46.03	23.642 1	1.16	10.91	237.7	2.3
940	32.720 4	0.025 8	0.213 4	0.018 2	76.70	25.100 9	1.93	21.45	251.4	2.4
980	31.509 1	0.013 0	0.108 3	0.015 1	87.80	27.668 7	3.93	42.92	275.3	2.6
1010	35.514 6	0.025 6	0.190 2	0.017 6	78.74	27.966 7	1.36	50.35	278.0	2.8
1050	48.236 6	0.054 8	0.273 1	0.024 5	66.44	32.053 8	0.97	55.64	315.3	3.4
1090	57.924 4	0.046 1	0.866 7	0.026 2	76.57	44.386 4	0.81	60.07	423.3	3.8
1130	47.059 8	0.037 5	0.514 6	0.022 3	76.52	36.023 5	1.17	66.47	350.8	3.2
1170	48.588 4	0.038 3	0.798 1	0.023 8	76.82	37.351 2	2.09	77.85	362.5	3.4
1210	48.769 6	0.015 0	0.730 0	0.019 1	90.99	44.402 6	2.23	90.02	423.4	3.8
1300	34.863 7	0.009 9	0.294 5	0.015 5	91.66	31.962 5	1.32	97.22	314.5	3.0
1400	35.534 0	0.030 6	0.141 9	0.016 7	82.91	29.463 0	0.51	100.00	291.8	2.8
LSS14-53 全岩 $W=73.71\text{ mg } J=0.005\ 784$										
800	101.416 5	0.314 7	7.213 7	0.103 4	8.80	8.975 0	0.30	2.09	91.3	5.9
840	48.979 2	0.109 6	2.260 6	0.030 6	34.18	16.772 2	0.37	4.71	167.0	8.2
900	52.147 5	0.113 5	0.914 1	0.039 1	35.78	18.671 4	0.93	11.21	185.0	4.2
950	37.209 4	0.049 4	1.729 6	0.025 9	61.07	22.754 7	0.98	18.12	223.1	2.3
1000	37.419 3	0.044 2	3.023 6	0.026 0	65.66	24.631 0	1.47	28.46	240.3	2.3
1040	45.519 0	0.051 6	6.902 3	0.033 7	67.54	30.917 0	0.94	35.06	296.8	2.8
1080	40.921 5	0.039 4	5.477 1	0.029 8	72.46	29.782 5	1.75	47.32	286.7	2.7
1120	40.048 6	0.040 2	3.382 8	0.026 7	70.92	28.479 2	1.67	59.04	275.1	2.8
1160	41.564 3	0.043 7	2.732 5	0.025 8	69.38	28.902 8	1.31	68.20	278.9	2.7
1200	47.214 2	0.052 4	4.444 6	0.030 5	67.87	32.159 0	1.42	78.15	307.7	2.8
1250	40.451 8	0.027 2	4.289 2	0.025 0	80.90	32.838 5	1.97	91.97	313.7	2.9
1300	65.808 8	0.087 1	11.413 4	0.049 8	62.13	41.268 8	1.03	99.20	386.2	3.5
1400	167.066 2	0.415 5	17.789 3	0.118 7	27.26	46.201 0	0.11	100.00	427.2	6.9
LSS14-59 全岩 $W=27.96\text{ mg } J=0.005\ 614$										
700	340.331 5	1.112 8	1.012 0	0.318 4	3.40	11.589 7	0.02	0.09	114	76
800	45.100 3	0.135 6	0.625 8	0.049 2	11.25	5.075 7	0.41	1.67	50.7	1.3
860	46.887 5	0.117 0	0.134 5	0.038 9	26.26	12.314 5	1.55	7.72	120.6	1.3
900	28.748 4	0.037 3	0.102 6	0.020 3	61.67	17.731 3	1.26	12.62	171.2	1.8
950	26.708 0	0.016 8	0.075 0	0.016 2	81.40	21.742 4	1.37	17.95	207.8	2.0
990	31.363 2	0.026 7	0.220 7	0.018 9	74.89	23.492 8	1.81	25.01	223.5	2.2
1030	45.743 2	0.072 4	0.148 0	0.028 0	53.18	24.331 2	1.99	32.75	231.0	2.2
1070	50.802 9	0.087 6	0.108 8	0.030 8	49.06	24.925 0	2.73	43.39	236.3	2.2
1110	30.289 7	0.018 1	0.075 6	0.016 1	82.30	24.930 5	3.50	57.01	236.3	2.3
1150	27.759 5	0.008 5	0.064 9	0.014 3	90.90	25.234 9	4.64	75.09	239.0	2.2
1200	27.511 3	0.005 5	0.042 1	0.013 7	94.11	25.891 9	3.33	88.04	244.8	2.3
1300	29.118 7	0.005 6	0.037 1	0.013 4	94.32	27.464 1	2.61	98.20	258.7	2.4
1400	30.627 6	0.009 5	0.244 3	0.014 6	91.91	27.849 3	0.46	100.00	262.1	2.9

注:表中下标 m 代表样品中测定的同位素比值 Total age = 311.0 Ma, $F=^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$.

丢失干扰了实验结果,导致两组样品在加热阶段未形成理想年龄坪谱(陈文等,2011;卢磊勋等,2015)。

样品 LSS14-59 坪年龄包括了 700°C 开始到 1 400°C 共 13 个升温阶段的数据采集(表 3),对应了 100% 的 ^{39}Ar 含量.13 个阶段一起构成了一个很好的年龄坪,成阶梯状,且构成年龄坪的所有年龄阶段的 ^{39}Ar 累积释放量约占总释放量的 50% 以上,坪年龄 $T_p=237.2\pm 2.6\text{ Ma}$ (图 9c). $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 的初始比值为 $292\pm 17\text{ Ma}$ (MSWD=3.3),其 $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 等时线年龄 $T_i=239\pm 12\text{ Ma}$ (图 9d),与坪年龄在误差范围内保持一致。

坪年龄谱和等时线年龄图显示所测红石泉地区煌斑岩的坪年龄和等时年龄在误差范围内基本一致,说明样品中无过剩 Ar 或者含少量过剩 Ar 但不干扰实验结果,且 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 的初始比值 $292\pm 17\text{ Ma}$ (MSWD=3.3)和 Faure(1986)获得的大气 Ar 同位素比值 $295.5\pm 5\text{ Ma}$ 基本一致.等时线年龄值与坪年龄值吻合程度也极高,说明测试结果均可靠,完全可以代表煌斑岩形成时的年龄。

综上所述,煌斑岩的成岩年龄为 $237.2\pm 2.6\text{ Ma}$,属于三叠纪时期。

5 研究意义

煌斑岩是一类成分复杂的暗色斑状脉岩,种类繁多、分布广泛,常以岩脉、岩墙的形式分布于不同时期、不同类型的大地构造环境中,岩石起源于超深环境,能够利用其研究地幔及地幔的变化.20 世纪 90 年代以来,在有关煌斑岩的分类、成因、构造环境判别等的研究方面取得重大的突破(胡瑞忠和金景福,1990;路凤香等,1991;凌洪飞等,1998;肖成东等,2004;陈能松等,2007;陈宣谕等,2011;瓦西拉里等,2011;Chen *et al.*,2018).煌斑岩与 Au、Pb、Sb 等金属矿产和金刚石、煤、石油等非金属矿产在时、空上密切共生的关系引起了越来越多学者的关注(周自立,1987;覃功炯和宋新宇,1994;许德如,2000).近年来研究发现,煌斑岩与铀矿成因之间存在多方面联系,如暗色岩脉与铀成矿关系、中基性脉岩与铀矿化的关系、江西桃山铀矿田、江西相山铀矿田、冕西煌斑岩脉型铀矿化特征等(刘治恒和巫晓兵,2009;张万良等,2009;孙悦等,2017;Zhang *et al.*,2018)。

5.1 岩浆源区性质

红石泉地区煌斑岩具高钾富碱、富集大离子亲

石元素(K、Rb、Pb)及轻稀土元素、亏损重稀土及高场强元素(Ta、Nb、Th、Ti)、高($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i、低 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 、富集放射性 Pb 同位素等特征.通常镁铁质岩石的这些特征或者与俯冲作用所改造的岩石圈富集地幔有关(Tarney and Jones,1994),或者与岩浆上侵过程中地壳混染有关(Ma *et al.*,1998)。

富钾及地幔中钾的交代是富集地幔的主要标志之一(Menzies,1983),也是形成高钾-钾质脉岩的重要原因(孙景贵等,2000;赵志雄等,2018).红石泉的煌斑岩高钾($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=1.32\sim 2.13$),钾高于大陆地壳平均值 1.1(Taylor and McLennan,1985),且煌斑岩的 K_2O 含量不随 SiO_2 改变,表明研究区煌斑岩的地球化学特征是由源区性质决定,其源区可能为富集地幔。

在 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解上(图 8),煌斑岩样品投影大多落在 EMII 型地幔区域或靠近 EMII 型地幔区,表明煌斑岩岩浆来源于 EMII 型富集地幔源区.此外,有地壳混染的岩石其 Nb/Ta 与 La/Yb 具有负相关关系(Münker,1998),本区煌斑岩 Nb/Ta 与 La/Yb 具有负相关关系(图 10);Ti/Yb 比值是判别岩石是否受到地壳物质的混染以及受地壳混染程度的重要标志,当岩浆中 $\text{Ti}/\text{Yb}>5\ 000$ 时,则表示未受到地壳物质的混染(Hart *et al.*,1989).研究区煌斑岩的 Ti/Yb 比值在 1 796~3 845 之间(平均值为 2 671),明显小于 5 000;Nb、Ti 在微量元素蛛网图中显示明显的负异常,暗示岩浆在成岩过程遭到地壳物质的混染。

因此,红石泉煌斑岩源区来源于 EMII 型富集地幔,在岩浆上升侵位过程中遭受了地壳物质的

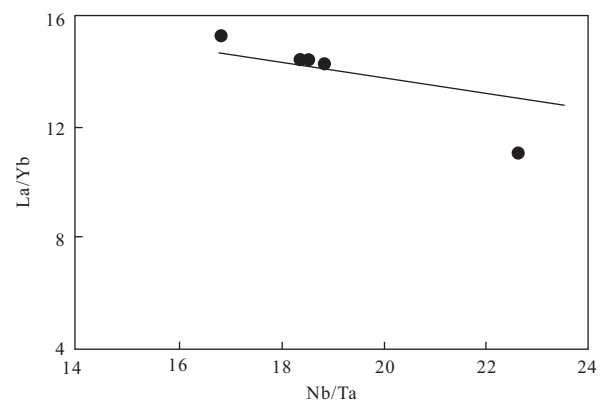


图 10 红石泉煌斑岩 La/Yb-Nb/Ta 图解

Fig.10 La/Yb-Nb/Ta diagram of lamprophyres from Hongshiquan

据 Münker(1998)

混染.

5.2 岩浆演化作用

原始玄武岩浆的固结指数($SI \geq 40$),当岩浆发生结晶分异作用或者部分熔融作用时,残余岩浆的固结指数会降低(黄智龙等,1999).研究区煌斑岩固结指数 $SI=28.67 \sim 34.74$ (平均值 32.55),在典型玄武岩的 SI 值在 30~40 之间,暗示研究区的煌斑岩源岩浆在演化过程发生结晶分异作用或者部分熔融作用,具有演化玄武岩的特征(许继锋和邱家骧,1991). 镁指数 $Mg^{\#}=50.79 \sim 57.93$ (平均值 54.72),低于原始玄武岩浆镁指数 70,这也与固结指数分析结果所反映的一致,暗示红石泉地区的煌斑岩具有演化玄武岩的特征(Dupuy and Dostal, 1984). 在 Harker 图解(图 5)中可以看到 MgO 与 Al_2O_3 、 FeO 、 MnO 、 SiO_2 、 Na_2O 、 Fe_2O_3 具有正相关关系,与 K_2O 、 TiO_2 、 CaO 、 P_2O_5 呈负相关关系, MgO 与这些元素的相关性指示红石泉地区煌斑岩经历了岩浆结晶分异作用(李献华等,2002). 稀土元素 La/Sm-La 图解(图 11)特征也暗示本区煌斑岩岩浆在演化过程中发生了结晶分异作用和部分熔融作用(管涛等,2003).

综上所述,红石泉地区煌斑岩的岩浆演化过程经历了结晶分异和部分熔融作用,煌斑岩具有演化玄武岩的特征.

5.3 构造环境判别

煌斑岩在自然界分布广泛,出露于从前寒武纪到第四纪的各个时代及各种不同的大地构造单元,如大陆裂谷区、造山带周边及岛弧带、洋岛、被动大陆边缘及破坏性大陆边缘等(路风香等,1991;李世超等,2017;马永非等,2017). 通过煌斑岩上涌侵入

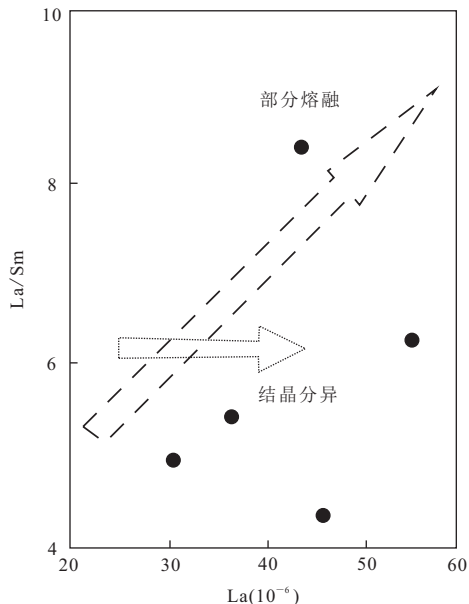


图 11 煌斑岩 La/Sm-La 图

Fig.11 La/Sm-La plot of lamprophyres
据管涛等(2003)

提供的深部物质组成和岩浆侵位的动力学背景等信息,推测侵位的大地构造背景(侯贵廷,2012).

据 $FeO^*-MgO-Al_2O_3$ 构造环境判别图、 TiO_2-Zr 构造环境判别图和 $Zr/Y-Zr$ 构造环境判别图(图 12)可知,研究区煌斑岩都落在大陆玄武岩靠近造山带玄武岩交界区域,在 TiO_2-Zr 构造环境判别图(图 12b)和 $Zr/Y-Zr$ 构造环境判别图(图 12c)中可以看到,样品均落在了板内玄武岩区域或靠近板内玄武岩区域,表明研究区煌斑岩形成的构造环境为板内拉伸环境.

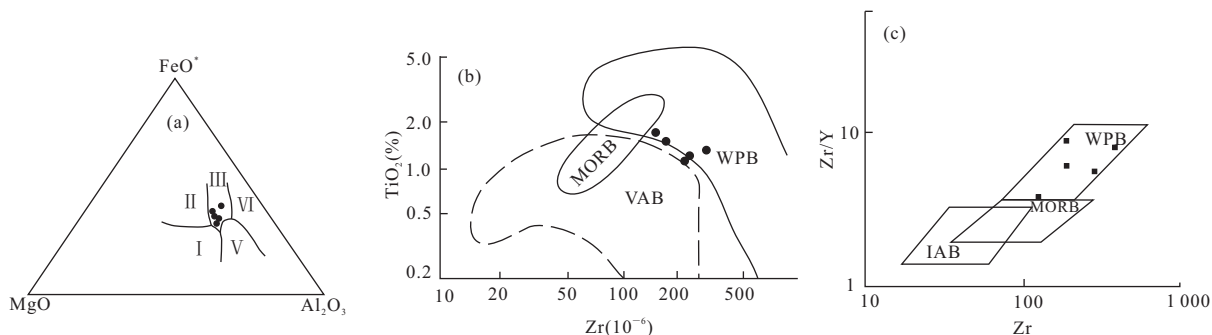


图 12 红石泉地区煌斑岩 $FeO^*-MgO-Al_2O_3$ (a)、 TiO_2-Zr (b)和 $Zr-Zr/Y$ (c)构造环境判别图

Fig.12 $FeO^*-MgO-Al_2O_3$ (a), TiO_2-Zr (b) and $Zr-Zr/Y$ (c) tectonic discrimination diagrams of lamprophyre in Hongshiquan area
I. 洋中脊或洋底玄武岩; II. 洋岛玄武岩; III. 大陆玄武岩; IV. 扩张性中央岛玄武岩; V. 造山带玄武岩; WPB. 板内玄武岩; MORB. 洋中脊玄武岩; VAB. 火山岛弧玄武岩; IAB. 岛弧玄武岩. 图 a 据 Münker(1998); 图 b 据李昌年(1992); 图 c 据 Rollison(2000)

龙首山位于我国古老地块华北克拉通的西部,具有丰富而复杂的构造演化史(翟明国,2011).从古生代开始,经历了挤压—拉张—再挤压—再拉张的多阶段构造演化:在中寒武世—中奥陶世,华北克拉通西南边部为一个双列岛弧体系,祁连洋与北祁连洋均向北俯冲,反映了一种强烈的挤压环境;志留纪末期到早—中泥盆世这段时期内,研究区在拉张环境中板内裂谷完成开合;在中泥盆纪世开始,龙首山地区进入挤压环境,地壳加厚;在古生代晚期,受古亚洲洋闭合事件的影响,龙首山处于拉张环境. $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 全岩测定获得红石泉地区煌斑岩成岩年龄为 237.2 ± 2.6 Ma, 据此确定其形成于三叠系,显示古亚洲洋闭合事件影响阿拉善西部.因此,红石泉地区的煌斑岩属于早古生代古亚洲洋闭合、陆陆碰撞后伸展的产物.

5.4 与铀成矿关系

红石泉伟晶状白岗岩型铀矿床为一个以岩体型铀矿化为主,后期迭加富集型铀矿化为辅的多期次—复成因铀矿床.近年来,众多研究者对该矿床的成矿年龄进行过详细的研究:戎嘉树等(1984)用晶质铀矿 U-Pb 法测定矿化形成年龄,测得 9 个晶质铀矿的表面年龄存在差异,为求得矿化真实年龄,将 9 个晶质铀矿的分析数据用三阶段模式方程求解,得出上交点年龄为 $(1740 \pm 60) \sim (1740 \pm 62)$ Ma, 下交点年龄为 $(300 \pm 40) \sim (300 \pm 42)$ Ma, 同时还对 12 个铀矿石进行了 U-Pb 同位素体系演化研究,按三阶段模式方程计算得出的矿化年龄为 $(1830 \pm 138) \sim (1830 \pm 152)$ Ma, 改造年龄为 $(342 \pm 118) \sim (342 \pm 132)$ Ma. 辛存林等(2013)通过研究得到的铀矿化年龄为 1750 Ma; 赵建国和王龙成(2009)测得晶质铀矿形成年龄为 1792.4 Ma, 改造年龄为 314 Ma 等. 综上,红石泉白岗岩型铀矿床的铀成矿年龄在 1740~1830 Ma 范围之间,为中条期形成,改造年龄在 224~460 Ma 之间.

本次研究测得红石泉地区煌斑岩的成岩年龄为 237.2 ± 2.6 Ma, 与铀成矿年龄(1740~1830 Ma)之间的矿岩时差达 1500.2~1595.4 Ma, 很显然红石泉铀成矿与煌斑岩之间不可能存在成因上的关系,对于铀矿只有后期改造作用.

6 结论

(1)研究区基性岩新鲜面呈灰绿色,典型煌斑结构,块状构造,斑晶矿物主要为角闪石,基质主要

由斜长石和黑云母组成,副矿物主要有磁铁矿、磷灰石及锆石等,确定为闪斜煌斑岩,根据岩石地球化学特征,进而判断其属于钾质钙碱性煌斑岩.

(2)通过 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 全岩测定,甘肃红石泉煌斑岩的成岩年龄为 237.2 ± 2.6 Ma, 形成时代为三叠纪.

(3)红石泉煌斑岩源区来源于 EMII 型富集地幔,在岩浆上升侵位过程中遭受了地壳物质的混染,形成环境为板内拉张环境,属于早古生代古亚洲洋闭合、陆陆碰撞后伸展的产物.

(4)煌斑岩与红石泉铀矿床铀成矿没有直接成因关系,对于铀矿只有后期改造作用.

附表见本刊官网(<http://www.earth-science.net>).

References

- Chen, N.S., Wang, X.Y., Zhang, H.F., et al., 2007. Geochemistry and Nd-Sr-Pb Isotopic Compositions of Granitoids from Qaidam and Oulongbuluke Micro-Blocks, NW China: Constraints on Basement Nature and Tectonic Affinity. *Earth Science*, 32(1): 7–21(in Chinese with English abstract).
- Chen, S., Li, X.P., Kong, F.M., et al., 2018. Metamorphic Evolution and Zircon U-Pb Ages of the Nanshankou Mafic High Pressure Granulites from the Jiaobei Terrane, North China Craton. *Journal of Earth Science*, 29(5): 1219–1235. <https://doi.org/10.1007/s12583-017-0956-9>
- Chen, W., Wan, Y.S., Li, H.Q., et al., 2011. Isotope Geochronology: Technique and Application. *Acta Geologica Sinica*, 85(11): 1917–1947(in Chinese with English abstract).
- Chen, X.Y., Li, H.Z., Lu, W.J., et al., 2011. Overview of Research Advances in Lamprophyre. *Journal of the Graduates Sun Yat-Sen University(Natural Sciences, Medicine)*, 32(4): 21–29(in Chinese with English abstract).
- Chen, Y.C., Chang, Y.F., Pei, R.F., et al., 2007. China Metallogenic System and Regional Metallogenic Evaluation. Geological Publishing House, Beijing (in Chinese with English abstract).
- DePaolo, D.J., Wasserburg, G. J., 1976. Inferences about Magma Sources and Mantle Structure from Variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. *Geophysical Research Letters*, 3(12): 743–746. <https://doi.org/10.1029/g1003i012p00743>
- Dupuy, C., Dostal, J., 1984. Trace Element Geochemistry of Some Continental Tholeiites. *Earth and Planetary Science Letters*, 67(1): 61–69. <https://doi.org/10.1016/>

- 0012-821x(84)90038-4
- Faure, G., 1986. Principles of Isotope Geology. John Wiley and Sons, New York, 93—96.
- Guan, T., Huang, Z.L., Xie, L.H., et al., 2003. Geochemistry of Lamprophyres in Baimazhai Nickel Deposit, Yunnan Province, I. Major and Trace Elements. *Acta Mineralogica Sinica*, 23(3): 278—288(in Chinese with English abstract).
- Hart, S.R., Li, S.G., Zheng, S.G., et al., 1989. Timing of Collision between the North and South China Blocks—The Sm-Nd Isotopic Age Evidence. *Science in China*, 32(11):1393—1400.
- Hou, G. T., 2012. North China Basic Dyke Swarm. Science Press, Beijing(in Chinese).
- Hu, R.Z., Jin, J.F., 1990. The Origin of Lamprophyre in Guidong Granitic Complex. *Mineralogy and Petrology*, 10(4): 1—7(in Chinese with English abstract).
- Huang, Z. L., Liu, C. Q., Zhu, C. M., et al., 1999. Genesis of Lamprophyre in Laowangzhai Gold Deposit, Yunnan and Its Relationship with Gold Mineralization. Geological Publishing House, Beijing(in Chinese).
- Jacobsen, S. B., Wasserburg, G. J., 1980. Sm-Nd Isotopic Evolution of Chondrites. *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1): 139—155. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(80\)90125-9](https://doi.org/10.1016/0012-821x(80)90125-9)
- Li, S.C., Zhang, L. Y., Li, P. C., et al., 2017. Discovery and Tectonic Implications of Early Triassic O-Type Adakite in Middle of Great Xing' an Range. *Earth Science*, 42(12):2117—2128(in Chinese with English abstract).
- Li, T., Ni, S.B., 1997. Element Abundances of the Continental Lithosphere in China. *Geology and Prospecting*, 33(1): 31—37(in Chinese with English abstract).
- Li, X.H., Zhou, H.W., Wei, G.J., et al., 2002. Geochemistry and Sr-Nd Isotopes of Cenozoic Ultrapotassic Lamprophyres in Western Yunnan: Constraints on the Composition of Subcontinental Lithospheric Mantle. *Geochimica*, 31(1): 26—34(in Chinese with English abstract).
- Li, Y.J., Li, G. Y., Tong, L.L., et al., 2015. Discrimination of Ratios of Ta, Hf, Th, La, Zr and Nb for Tectonic Setting in Basalts. *Journal of Earth Sciences and Environment*, 37(3): 14—21(in Chinese with English abstract).
- Ling, H.F., Xu, S.J., Shen, W.Z., et al., 1998. Nd, Sr, Pb and O Isotopic Compositions of Late Proterozoic Gezong- and Donggu-Granites in the West Margin of Yangtze Plate and Comparison with Other Coeval Granitoids. *Acta Petrologica Sinica*, 14(3): 269—277(in Chinese with English abstract).
- Liu, S., Hu, R.Z., Feng, G.Y., et al., 2010. Distribution and Significance of the Mafic Dyke Swarms since Mesozoic in North China Craton. *Geological Bulletin of China*, 29(2—3): 259—267(in Chinese with English abstract).
- Liu, Z.H., Wu, X.B., 2009. Relationship between Meso-Basic Veins and Uranium Mineralization. *Modern Mining*, 25(3):77—80(in Chinese).
- Lu, L.X., Du, M., Shao, H.S., 2015. Comparison and Discussion of K-Ar and Ar-Ar Dating Methods. *Liaoning Chemical Industry*, 44(8): 1025—1027(in Chinese with English abstract).
- Lu, F.X., Shu, X.X., Zhao, C.H., 1991. A Suggestion on Classification of Lamprophyres. *Geological Science and Technology Information*, 10(Suppl.): 55—62(in Chinese with English abstract).
- Ma, C.Q., Li, Z. C., Ehlers, C., et al., 1998. A Post-Collisional Magmatic Plumbing System: Mesozoic Granitoid Plutons from the Dabieshan High-Pressure and Ultrahigh-Pressure Metamorphic Zone, East-Central China. *Lithos*, 45(1—4): 431—456. [https://doi.org/10.1016/s0024-4937\(98\)00043-7](https://doi.org/10.1016/s0024-4937(98)00043-7)
- Ma, Y.F., Liu, Y.J., Wen, Q.B., et al., 2017. Petrogenesis and Tectonic Settings of Volcanic Rocks from Late Triassic Hadataolegai Fm. at Central Part of Great Xing' an Range. *Earth Science*, 42(12): 2146—2173(in Chinese with English abstract).
- Menzies, M.A., 1983. Mantle Ultramafic Xenoliths in Alkaline Magmas: Evidence for Mantle Heterogeneity Modified by Magmatic Activity. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J., eds., *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, London, 92—110.
- Münker, C., 1998. Nb/Ta Fractionation in a Cambrian Arc/back Arc System, New Zealand: Source Constraints and Application of Refined ICPMS Techniques. *Chemical Geology*, 144(1—2): 23—45. [https://doi.org/10.1016/s0009-2541\(97\)00105-8](https://doi.org/10.1016/s0009-2541(97)00105-8)
- Song, X. Y., Qin, G.J., 1994. The Metallogenic Significance of Lamprophyre. *Mineral Resources and Geology*, 8(2): 81—87(in Chinese with English abstract).
- Rollison, H. R., 2000. Petro-Geochemistry(Yang, X. M., Yang, X. Y., Chen, S.X., Translated). Press of University of Science and Technology of China, Hefei, 186—187.
- Rong, J.S., Han, Z.H., Xia, Y.L., 1984. Granitic Pluton Type of Mineralization Characteristics of Uranium Deposits and Mineralization in China. *Radioactive Geology*, 2(2): 1—11(in Chinese).

- Sun, J. G., Hu, S. X., Ling, H. F., et al., 2000. Element Geochemistry and Origin of High Potassic - Potassic Dike Rocks in Two Types of Goldfields in Northwest Jiaodong, Shandong, China. *Geochimica*, 29(2): 143—152(in Chinese with English abstract).
- Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313—345. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19>
- Sun, Y., Li, J. C., Ding, J., et al., 2017. Characteristics and Genesis of Lamprophyre Vein Type Uranium Mineralization in the West of Mianning, Sichuan. *Acta Geologica Sichuan*, 37(2): 209—213(in Chinese with English abstract).
- Tarney, J., Jones, C. E., 1994. Trace Element Geochemistry of Orogenic Igneous Rocks and Crustal Growth Models. *Journal of the Geological Society*, 151(5): 855—868. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.151.5.0855>
- Taylor, S. R., McLennan, S. M., 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Wang, Z. Q., Li, Z. Y., Zhang, G. Y., et al., 2007. Geochemical Characteristics and the Provenance of Cretaceous Basic Dikes in Zhongdong Area of Xiazhuang Uranium Ore Field. *Uranium Geology*, 23(4): 218—225, 248(in Chinese with English abstract).
- Waxilali, Li, H. Z., Liang, J., et al., 2011. Review of the Species, Petrogenesis of Lamprophyre and Its Relationship with Mineralization. *Journal of the Graduates Sun Yat-Sen University(Natural Sciences, Medicine)*, 32(4): 1—13(in Chinese with English abstract).
- Xiao, C. D., Zhang, Z. L., Zhao, L. Q., 2004. Nd, Sr and Pb Isotope Geochemistry of Yanshanian Granitoids in Eastern Inner Mongolia and Their Origins. *Geology in China*, 31(1): 57—63(in Chinese with English abstract).
- Xin, C. L., Ma, W. Y., An, G. B., et al., 2013. Geological Characteristics and Mineralization Mechanism of the No.207 Uranium Deposit in Longshoushan, Gansu Province. *Acta Geologica Sinica*, 87(4): 577—590(in Chinese with English abstract).
- Xu, D. R., 2000. Relationship between Lamprophyre and Gold Mineralization in the Gezhen Gold-Bearing Shear Zone in Hainan Province. *Geotectonica et Metallogenia*, 24(3): 258—265(in Chinese with English abstract).
- Xu, J. F., Qiu, J. X., 1991. The Fractional Crystallization of Basaltic Magma in Shanwang, Shandong Province. *Earth Science*, 16(4): 369—376(in Chinese with English abstract).
- Yang, C. S., Zhang, S. M., Zhao, Y. Y., et al., 2015. Sr-Nd-Pb Isotopic Characteristics of Ore-Bearing Host Rocks in Hongshiquan Uranium Deposit, Gansu. *Acta Mineralogica Sinica*, 35(Suppl.):175—176(in Chinese).
- Yang, W. T., Duan, L. Z., Zhang, Y., 2013. Studying in Middle-Tectonic Level and Rock Deformation Characteristic in Longshoushan Area. *Northwestern Geology*, 46(2): 44—53(in Chinese with English abstract).
- Zhai, M. G., 2011. Cratonization and the Ancient North China Continent: A Summary and Review. *Science China Earth Sciences*, 41(8): 1037—1046(in Chinese).
- Zhang, C., 1989. Diagenetic Characteristics and Geological Implications of Granite-Grained Granite in Hongshiquan Uranium Deposit. *Northwestern Geology*, 22(1): 28—34 (in Chinese).
- Zhang, W. L., Zou, M. Q., Shao, F., et al., 2009. Geological Characteristics of Dike-Structural Belt in Taoshan Ore-field and Its Relationship to Uranium Deposits. *World Nuclear Geoscience*, 26(1): 38—42, 48(in Chinese with English abstract).
- Zhang, Z. M., Ding, H. X., Dong, X., et al., 2018. High-Temperature Metamorphism, Anataxis and Tectonic Evolution of a Mafic Granulite from the Eastern Himalayan Orogen. *Journal of Earth Science*, 29(5): 1005—1009. <https://doi.org/10.1007/s12583-018-0852-y>
- Zhao, J. G., Wang, L. C., 2009. Discussion on Characteristics and Genesis Type of Hongshiquan Uranium Deposit. *Gold Science and Technology*, 17(1): 38—41(in Chinese with English abstract).
- Zhao, Z. X., Jia, Y. Q., Wang, J. R., et al., 2018. LA-ICP-MS Zircon U-Pb Age and Geochemistry of Monzonite Granite-Quartz Diorite Pluton in Xiaoheishan Area of Beishan Orogenic Belt and Its Geological Significance, Inner Mongolia. *Earth Science*, 43(Suppl.2):49—59(in Chinese with English abstract).
- Zhou, D. W., Zhang, C. L., Liu, L., et al., 1998. Sm-Nd Dating of Basic Dykes from Wudang Block and a Discussion of Related Questions. *Acta Geoscientia Sinica*, 19(1): 25—30(in Chinese with English abstract).
- Zhou, Z. L., 1987. Characteristics and Genesis of the Cenozoic Lamprophyre Reservoir in Chezhen Depression. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 6(2): 66—68(in Chinese).

附中文参考文献

陈能松, 王新宇, 张宏飞, 等, 2007. 柴—欧微地块花岗岩地

- 球化学和 Nd-Sr-Pb 同位素组成:基底性质和构造属性启示. 地球科学, 32(1):7-21.
- 陈文, 万渝生, 李华芹, 等, 2011. 同位素地质年龄测定技术及应用. 地质学报, 85(11): 1917-1947.
- 陈宣谕, 李红中, 卢文姬, 等, 2011. 煌斑岩相关研究进展综述. 中山大学研究生学刊(自然科学·医学版), 32(4): 21-29.
- 陈毓川, 常印佛, 裴荣富, 等, 2007. 中国成矿体系与区域成矿评价. 北京:地质出版社.
- 管涛, 黄智龙, 谢力华, 等, 2003. 云南白马寨镍矿区煌斑岩地球化学 I. 主要元素和微量元素. 矿物学报, 23(3): 278-288.
- 侯贵廷, 2012. 华北基性岩墙群. 北京:科学出版社.
- 胡瑞忠, 金景福, 1990. 贵东花岗岩体中煌斑岩的成因. 矿物岩石, 10(4): 1-7.
- 黄智龙, 刘丛强, 朱成明, 等, 1999. 云南老王寨金矿区煌斑岩成因及其与金矿化的关系. 北京:地质出版社.
- 李昌年, 1992. 构造岩浆判别的地球化学方法及其讨论. 地质科技情报, 11(3):73-78, 84.
- 李世超, 张凌宇, 李鹏川, 等, 2017. 大兴安岭中段早三叠世 O 型埃达克岩的发现及其大地构造意义. 地球科学, 42(12):2117-2128.
- 黎彤, 倪守斌, 1997. 中国大陆岩石圈的化学元素丰度. 地质与勘探, 33(1): 31-37.
- 李献华, 周汉文, 韦刚健, 等, 2002. 滇西新生代超钾质煌斑岩的元素和 Sr-Nd 同位素特征及其对岩石圈地幔组成的制约. 地球化学, 31(1): 26-34.
- 李永军, 李甘雨, 佟丽莉, 等, 2015. 玄武岩类形成的大地构造环境 Ta、Hf、Th、La、Zr、Nb 比值对比判别. 地球科学与环境学报, 37(3): 14-21.
- 凌洪飞, 徐士进, 沈渭洲, 等, 1998. 格宗、东谷岩体 Nd、Sr、Pb、O 同位素特征及其与扬子板块边缘其它晋宁期花岗岩对比. 岩石学报, 14(3): 269-277.
- 刘燊, 胡瑞忠, 冯光英, 等, 2010. 华北克拉通中生代以来基性岩墙群的分布及研究意义. 地质通报, 29(2-3): 259-267.
- 刘治恒, 巫晓兵, 2009. 中基性脉岩与铀成矿的关系. 现代矿业, 25(3): 77-80.
- 卢磊勋, 杜萌, 邵瀚石, 2015. K-Ar 法和 Ar-Ar 法两种定年方法的差异性对比及讨论. 辽宁化工, 44(8): 1025-1027.
- 路凤香, 舒小辛, 赵崇贺, 1991. 有关煌斑岩分类的建议. 地质科技情报, 10(S1): 55-62.
- 马永非, 刘永江, 温泉波, 等, 2017. 大兴安岭中段晚三叠世哈达陶勒盖组火山岩成因及构造背景. 地球科学, 42(12): 2146-2173.
- 戎嘉树, 韩泽宏, 夏毓亮, 1984. 我国一岩体型铀矿床的矿化特征及成矿作用. 放射性地质, 2(2):1-11.
- 孙景贵, 胡受奚, 凌洪飞, 等, 2000. 胶西北两类金矿田的高钾-钾质脉岩元素地球化学与成岩作用研究. 地球化学, 29(2): 143-152.
- 孙悦, 李巨初, 丁俊, 等, 2017. 冕西煌斑岩脉型铀矿化特征及成因. 四川地质学报, 37(2): 209-213.
- 宋新宇, 覃功炯, 1994. 煌斑岩的成矿意义. 矿产与地质, 8(2): 81-87.
- 瓦西拉里, 李红中, 梁锦, 等, 2011. 煌斑岩的种类、成因及其与成矿作用的关系. 中山大学研究生学刊(自然科学·医学版), 32(4): 1-13.
- 王正其, 李子颖, 张国玉, 等, 2007. 下庄中洞地区白垩纪基性脉岩地球化学特征及其源区性质. 铀矿地质, 23(4): 218-225, 248.
- 肖成东, 张忠良, 赵利青, 2004. 东蒙地区燕山期花岗岩 Nd、Sr、Pb 同位素及其岩石成因. 中国地质, 31(1): 57-63.
- 辛存林, 马维云, 安国堡, 等, 2013. 甘肃龙首山 207 铀矿床成矿地质特征及其成矿机制探讨. 地质学报, 87(4): 577-590.
- 许德如, 2000. 海南岛戈枕含金剪切带煌斑岩与金成矿关系研究. 大地构造与成矿学, 24(3): 258-265.
- 许继锋, 邱家骧, 1991. 山东临朐山旺地区玄武岩浆的分离结晶. 地球科学, 16(4): 369-376.
- 杨春四, 张树明, 赵亚云, 等, 2015. 甘肃红石泉铀矿床含矿主岩 Sr-Nd-Pb 同位素特征及意义. 矿物学报, 35(S1): 175-176.
- 杨望敏, 段立志, 张阳, 2013. 龙首山地区中深构造层次及岩石变形特征研究. 西北地质, 46(2): 44-53.
- 翟明国, 2011. 克拉通化与华北陆块的形成. 中国科学:地球科学, 41(8): 1037-1046.
- 张诚, 1989. 红石泉铀矿床含矿伟晶状白岗岩成岩特征及其地质意义. 西北地质, 22(1): 28-34.
- 张万良, 邹茂卿, 邵飞, 等, 2009. 桃山矿田脉岩-构造带地质特征及其与铀成矿的关系. 世界核地质科学, 26(1): 38-42, 48.
- 赵建国, 王龙成, 2009. 红石泉铀矿床矿化特征及成因类型探讨. 黄金科学技术, 17(1): 38-41.
- 赵志雄, 贾元琴, 王金荣, 等, 2018. 内蒙古小黑山地区二长花岗岩和石英闪长岩的锆石 U-Pb 年代学、元素地球化学及其地质意义. 地球科学, 43(S2):49-59.
- 周鼎武, 张成立, 刘良, 等, 1998. 武当地块基性岩墙群的 Sm-Nd 定年及其相关问题讨论. 地球学报, (1): 25-30.
- 周自立, 1987. 车镇凹陷中生代煌斑岩储油层的特征及成因. 矿物岩石地球化学通讯, 6(2): 66-68.