doi:10.12097/j.issn.1671-2552.2022.11.007

# 南秦岭镇安西部晚三叠世煌斑岩脉地球化学特征 及其对构造环境的指示

孙万龙<sup>1,2,3</sup>,韩奎<sup>1,2,3</sup>,鲁麟<sup>1,2,3</sup>,薛旭平<sup>1,3</sup>,王明志<sup>1,2</sup>,贾忠胜<sup>1,2</sup>,刘能<sup>1,2</sup>,孟磊<sup>1</sup>, 刘坤<sup>1</sup>.田科<sup>1,2</sup>

SUN Wanlong<sup>1,2,3</sup>, HAN Kui<sup>1,2,3</sup>, LU Lin<sup>1,2,3</sup>, XUE Xuping<sup>1,3</sup>, WANG Mingzhi<sup>1,2</sup>, JIA Zhongsheng<sup>1,2</sup>, LIU Neng<sup>1,2</sup>, MENG Lei<sup>1</sup>, LIU Kun<sup>1</sup>, TIAN Ke<sup>1,2</sup>

1.陕西省地质调查院,陕西 西安 710054;

2.陕西省矿产地质调查中心,陕西西安 710068;

3.中国自然资源学会秦巴研究分会,陕西西安710054

1. Shaanxi Institute of Geological Survey, Xi' an 710054, Shaanxi, China;

2. Shaanxi Mineral Resources and Geological Survey, Xi' an 710068, Shaanxi, China;

3. Qinba Research Branch of China Society of Natural Resources, Xi' an 710054, Shaanxi, China

摘要:煌斑岩是反映深部构造-岩浆作用和源区地球化学性质的良好地质体。对南秦岭镇安西部地区出露的煌斑岩脉进行系统研究,用LA-ICP-MS测定了煌斑岩中锆石U-Pb同位素,得到其<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U年龄为222.2±1.2 Ma(MSWD=0.38, n=15),此年龄代表脉体的形成年龄,属晚三叠世。地球化学分析表明,岩石属钙碱性钾质-超钾质系列,轻稀土元素和 Rb、Ba等大离子亲石元素富集,重稀土元素和 Nb、Ti等高场强元素亏损,具有俯冲带幔源岩石的成分特征;岩石具有较高的(<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr),值(0.7066~0.7076)和较低的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值(-5.77~-4.62);锆石<sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf值为0.28250~0.28287, $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值为-4.75~1.89,锆石二阶段Hf 模式年龄与全岩 Nd 二阶段模式年龄主要集中于中元古代(1.3~1.5 Ga)。综合分析表明,煌斑岩的源区为中元古代富集地幔,形成于后碰撞伸展构造环境。在晚三叠世(220 Ma 左右)后碰撞伸展构造环境下,勉略洋壳俯冲过程中形成的流体交代富集地幔在构造减压、深部物质上涌提供热和流体的共同作用下,发生部分熔融,形成具 EMII型同位素特征的镁铁质岩浆,镁铁质岩浆沿后碰撞伸展阶段形成的裂隙上升侵位形成煌斑岩脉。

关键词:煌斑岩脉;LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄;地球化学;Sr-Nd-Hf 同位素;南秦岭 中图分类号:P534.51;P588.13 文献标志码:A 文章编号:1671-2552(2022)11-1982-14

Sun W L, Han K, Lu L, Xue X P, Wang M Z, Jia Z S, Liu N, Meng L, Liu K, Tian K. Geochemical characteristics of Late Triassic lamprophyres from the western Zhen 'an, South Qinling and its indicative significance for tectonic environment. *Geological Bulletin of China*, 2022, 41(11):1982–1995

**Abstract:** The lamprophyres are good geological bodies reflecting deep tectonomagmatism and geochemical properties of source. In this paper, a systematic study has been carried out on the lamprophyre veins in the west of Zhen 'an, South Qinling Mountains. Zircon U<sup>-</sup> Pb isotopes of the lamprophyre have been determined by LA-ICP-MS. The <sup>206</sup> Pb/<sup>238</sup> U age of the lamprophyre is 222.2±1.2 Ma (MSWD=0.38, n=15), which represents the formation age of the vein body and belongs to the Late Triassic. Geochemical data show

作者简介:孙万龙(1992-),男,硕士,助理工程师,从事基础地质调查与矿产勘查工作。E-mail:1203268139@qq.com

收稿日期:2021-10-10;修订日期:2022-01-24

资助项目:陕西省公益性地质调查项目《陕西省镇安县杨泗镇—东川镇钨钼多金属矿产地质调查》(编号:202106)、陕西省自然科学基础研究计划资助项目《白钨矿矿物学对南秦岭镇安西部石英脉型钨矿岩浆—热液演化的约束》(编号:2020JQ-974)和陕西省地质勘查基金项目《陕西省镇安西部整装勘查区基础地质调查》(编号:61201707318)、《陕西典型小岩体成矿预测与勘查示范》(编号:61201908334)

that the rocks belong to the calc–alkaline potassium–superpotassic series, enriched in LREE and large ion lithophile elements such as Rb and Ba, and deficient in HREE and high field strength elements such as Nb and Ti, which have the composition characteristics of mantle derived rocks in subduction zones. The isotopic compositions of the rocks are characterized by high initial ( $^{87}$ Sr/ $^{86}$ Sr) <sub>i</sub> rations (0.7066~ 0.7076) and negative  $\varepsilon_{Nd}(t)$  values ( $-5.77 \sim -4.62$ ); Furthermore, the  $^{176}$ Hf/ $^{177}$ Hf rations of zircons range from 0.28250 to 0.28287, with  $\varepsilon_{Hf}(t)$  values from -4.75 to 1.89, The two–stage Hf model ages ( $T_{DM2}$ ) and the whole–rock Nd isotopic model ages, are mainly concentrated in mesoproterozoic ( $1.3 \sim 1.5$  Ga). Comprehensive analysis shows that the source of lamprophyre is Mesoproterozoic enriched mantle and formed in post–collision extensional tectonic environment. At the Late Triassic (approximately at 220 Ma), the enriched lithospheric mantle experienced metasomatism by subduction fluid, which occurred to partial melting under the conditions of tectonic decompression, heat and fluid from the upwelling deep materials, and produced mafic magma, the magma emplaced to shallow crust along tectonic fracture and formed the lamprophyres.

Key words: lamprophyres; LA-ICP-MS zircon U-Pb dating; geochemistry; Sr-Nd-Hf isotopes; South Qinling Mountains

秦岭造山带是分隔中国南北大陆的复合型碰 撞造山带,经历了长期构造体制演化,具有复杂的 地壳组成和结构。自北向南,以洛南-栾川断裂、商 (南)-丹(凤)断裂和勉(县)-略(阳)断裂为界,可 将秦岭造山带及其邻区分为华北板块南缘、北秦 岭、南秦岭(秦岭微板块)和扬子北缘(图1-a)<sup>[1-3]</sup>。

南秦岭构造带处于秦岭造山带与扬子板块的 结合部位,是研究秦岭造山带与扬子板块碰撞拼合 时间与演化机制的理想场所。印支期勉略洋的关 闭,在南秦岭地区引发了巨量岩浆活动,记录了秦 岭造山带构造演化的重要信息,是反演秦岭造山带 印支期构造演化、深部地幔状态、地球动力学过程 等重要问题的关键地质载体,长期受到国内外学者 的广泛关注<sup>[3-12]</sup>。但是,对南秦岭地区晚三叠世岩 浆活动的构造背景仍存在俯冲<sup>[1]</sup>、同碰撞<sup>[13]</sup>、后碰 撞<sup>[8,12]</sup>等不同认识。这种对岩浆作用在构造环境认 识上的巨大争议,导致对南秦岭地区晚三叠世的构 造演化过程存在较大争论,使得对秦岭造山带印支 期碰撞造山的结束时限存在较大分歧。

煌斑岩通常指含有大量暗色矿物斑晶,且多以 岩脉或岩墙形式出露的浅成相暗色火成岩,主要来 源于地幔深部,蕴藏着大量岩浆活动和壳-幔相互 作用的信息,能够反映深部构造-岩浆作用和源区 地球化学性质,是了解地壳与岩石圈地幔的"窗口" 和"探针"<sup>[14-16]</sup>。目前对南秦岭地区煌斑岩的研究 程度较低,前人仅对张家河煌斑岩、药王堂煌斑岩 及沙河湾岩体附近的煌斑岩进行了简单研究,表明 这些煌斑岩的成岩年龄集中于晚三叠世(219~225 Ma)<sup>[17-20]</sup>,但缺乏同位素地球化学方面的系统研究。 南秦岭镇安西部地区煌斑岩的研究程度较弱,本文 以该区出露的煌斑岩脉为研究对象,在锆石 U-Pb 同位素测试和研究的基础上,对锆石 Lu-Hf 同位 素、全岩地球化学和全岩 Sr-Nd 同位素进行研究, 总结煌斑岩的岩石学和地球化学特征,探讨其源区 性质及形成的构造环境,以期为南秦岭地区晚三叠 世强烈岩浆活动的构造属性及地球动力学背景提 供进一步的参考和制约。

# 1 地质背景和岩相学特征

南秦岭地块在晚古生代之前属于扬子板块北 缘的一部分,泥盆纪由于勉略洋的裂解从扬子板块 北缘分解出来,北侧以商丹缝合带为界与北秦岭相 接,南侧以勉略缝合带为界与扬子板块毗邻<sup>[1,5]</sup>(图 1-a)。研究区地层分区属南秦岭-大别山地层区的 迭部-旬阳地层分区和刘岭地层分区[21],区内出露 新太古代—古元古代结晶基底岩系陡岭岩群、中— 新元古代过渡性褶皱基底岩系耀岭河岩组和震旦 系—泥盆系沉积盖层,以古生界寒武系和泥盆系分 布最广泛。研究区构造线方向总体为 NWW 向,以 断裂、褶皱最发育,形成于印支主造山期,这些构造 对区内矿产的形成和赋存起决定性作用。区内岩 浆岩异常发育,出露东江口、胭脂坝、高桥街等复式 岩体。根据项目最新成果并结合前人资料,可将区 内岩浆活动按成岩时代划分为华力西期(285 Ma)、 印支期(210~220 Ma)、晚印支—早燕山期(200~ 210 Ma)和燕山期(190~200 Ma)4期,并主要集中 于 200~220 Ma。区内脉岩亦较发育,脉体走向有 NE向、NW 向和近 SN 向,宽几十厘米至数米,长数 十米至数百米,以酸性花岗岩脉为主,次为中性闪 长岩脉、基性辉绿岩脉和煌斑岩脉,其中煌斑岩脉 为本文主要研究对象(图 1-b)。

煌斑岩脉出露于陕西省镇安县东川镇一带,脉





体切层侵入于大枫沟组(D<sub>2</sub>d)变长石石英砂岩中, 并被晚期石英脉侵入,在二者接触部位煌斑岩脉发育 较强硅化。煌斑岩脉走向呈 NW—SE 向,倾角较大, 近直立,脉体下宽上窄,宽度 5~10 m(图 2-a)。样品 均采自东川镇西南部约 4 km 处公路边的煌斑岩 脉,采样点的地理坐标为北纬 33°31′07″、东经 108° 49′15″。岩石呈灰褐色,煌斑结构,块状构造,斑晶 主要为黑云母(30%~35%)和少量斜长石(约 5%), 其中黑云母斑晶呈黄褐色或浅黄色,结晶程度较 高,呈较自形长板状,粒度约 0.03 mm×2.10 mm,部



图 2 煌斑岩脉岩脉野外(a)、手标本(b)及岩石薄片单偏光照片(c) Fig. 2 Photos of field(a), hand specimen(b) and plane-polarized light(c) of lamprophyres Bt-黑云母;Pl-斜长石;D<sub>2</sub>d--大枫沟组

分次生绿泥石化较强,并析出铁质、金红石等;斜长 石斑晶多呈半自形板状,粒度约 0.05 mm×1.50 mm。基质主要为斜长石(40%~45%),少量方解石 (5%~10%)、绢云母(约 5%)及后期热液蚀变形成 的石英(约 5%);副矿物有磷灰石、金红石和锆石 (图 2-b、c)。根据矿物组合并结合野外特征,综合 定名为灰褐色云斜煌斑岩。

2 测试方法

锆石单矿物分选在河北省廊坊市区域地质调 查研究所完成,采用常规粉碎和电磁法进行初选, 并在双目镜下挑选无色透明、无裂痕、无包体的锆 石制靶。锆石显微照相(反射光、透射光)、阴极发 光(CL)、U-Pb和Lu-Hf同位素测试分别使用LA-ICP-MS和LA-MC-ICP-MS在西北大学大陆动力 学国家重点实验室完成。阴极发光(CL)照相采用英 国 Gatan 公司生产的 Mono CL3+阴极荧光谱仪, U-Pb同位素测试使用的 ICP-MS 为 Agilengt7500a, 激光剥蚀系统为 GeoLas200M。未知样品测定时,交 替测定的标准锆石为 91500和 GJ-1,激光束斑直径 为 32 μm,剥蚀深度为 20~40 μm。实验中采用氦 气作为剥蚀物质的载气,用 NIST SRM610 进行仪 器最佳化,采样方式为单点剥蚀。元素含量采用 SRM610 为外标、<sup>29</sup>Si 为内标元素进行校正。测试仪 器的运行条件、详细的测试流程参见袁洪林等<sup>[21]</sup>。用 ICPMSDateCal 对原始数据进行离线处理,普通铅校正 采用 ComPbCorrection 软件,年龄计算及谐和图采用软件 Isoplot3 完成。

在完成 U-Pb 同位素测定的基础上,对其中 13 个测点又进行了原位 Lu-Hf 同位素测定,使用的仪 器为 Nu Plasma HR 的 MC - ICP - MS 和 Geo Las2005 激光剥蚀系统,用<sup>176</sup> Lu/<sup>175</sup> Lu = 0.02669<sup>[23]</sup> 和<sup>176</sup> Yb/<sup>172</sup> Yb = 0.5886<sup>[24]</sup> 进行同量异位干扰校正, 计算测定样品<sup>176</sup> Lu/<sup>177</sup> Hf 和<sup>176</sup> Hf/<sup>177</sup> Hf 值。 $\varepsilon_{\rm Hf}(t)$ 的 计算采用<sup>176</sup> Lu 衰变常数 1.865×10<sup>-11</sup> a<sup>[25]</sup>,球粒陨石 现今的<sup>176</sup> Hf/<sup>177</sup> Hf = 0.282772,<sup>176</sup> Lu/<sup>177</sup> Hf = 0.0332<sup>[26]</sup>,计 算两阶段 Hf 模式年龄( $T_{\rm DM2}$ )采用大陆地壳平均 值<sup>176</sup> Lu/<sup>177</sup> Hf = 0.015<sup>[27]</sup>。

岩石地球化学测试在自然资源部西安矿产资 源监督检测中心完成。主量元素采用氧化物化学 全分析法测试,微量和稀土元素采用 X Series Ⅱ型 ICP-MS 测定,测试时的温度为 25℃,湿度为 35%。

全岩 Sr-Nd 同位素测试在西安兆年矿物测试 技术有限公司采用热电离质谱仪(MAT262)完成。 测试过程中分别采用<sup>86</sup> Sr/<sup>88</sup> Sr = 0.1194 和<sup>146</sup> Nd/ <sup>144</sup>Nd=0.7219 校正 Sr 和 Nd 同位素质量分馏效应。 标准溶液 NBS987 的重复测量结果为<sup>87</sup> Sr/<sup>86</sup> Sr = 0.710248±0.000012,标准溶液 La Jolla 的重复测量 结果为<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup> Nd = 0.512108±0.000006。Sr 和 Nd 同位素比值测量精度优于 0.003%,详细的测试流程 参考 Chen 等<sup>[28]</sup> 和 Chen 等<sup>[29]</sup>。

#### 3 测试结果

#### 3.1 锆石 U-Pb 年龄

煌斑岩锆石多呈短柱状或破碎为不规则状,粒 径为 30 μm×50 μm ~40 μm×100 μm,长宽比多为 1:1~2:1,少部分达 3:1。在阴极发光(CL)图像 (图 3~a)中,锆石颗粒呈灰黑色,少数见典型的岩浆 振荡环带,可能与锆石受到流体的交代作用,导致 U 含量增高有关<sup>[30]</sup>,少量锆石见条带结构,具基性岩 浆锆石特征。本次共测试了 26 颗锆石的 U-Pb 同 位素,选取谐和度较好的 15 个数据列于表 1。它们 的 Th、U 含量分别介于 538×10<sup>-6</sup> ~3875×10<sup>-6</sup> 和 1418×10<sup>-6</sup>~3788×10<sup>-6</sup>之间,Th/U 值在 0.4~1.9 之 间,均大于 0.4,为典型岩浆成因锆石<sup>[30]</sup>。15 颗锆石 的<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 年龄在 219.6~225.4 Ma 之间,其年龄 加权平均值为 222.2±1.2 Ma(MSWD = 0.38),可被 解释为煌斑岩脉的结晶年龄(图 3-b),说明煌斑岩 脉的形成时代为晚三叠世。

#### 3.2 地球化学特征

## 3.2.1 主量元素地球化学特征

煌斑岩样品的主量元素测试结果见表 2。从表 2 可以看出,样品 SiO<sub>2</sub>含量在 51.05% ~ 56.23% 之 间,平均值 53.50%; TiO<sub>2</sub>含量在 0.61% ~ 0.81% 之 间,平均值 0.70%; TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量在 5.71% ~ 6.05% 之 间,平均值 5.89%; MgO 含量和 Mg<sup>#</sup>值均较高,分别



图 3 南秦岭镇安西部煌斑岩锆石阴极发光图像(a)及 U-Pb 谐和图(b) (实线圈代表 U-Pb 同位素测点位置,虚线圈代表 Lu-Hf 同位素测点位置)

Fig. 3 Cathodoluminescence images(a) and U–Pb concordia diagram(b) of zircons from

lamprohyres in the western Zhen 'an, South Qinling

# 表 1 南秦岭镇安西部煌斑岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Th-Pb 同位素数据

Table 1 U-Th-Pb isotopic data of zircon in the lamprohyres from western Zhen 'an, South

Qinling, as measured by LA-ICP-MS

	含	量/10-6						同位素	比值				年龄/	'Ma
测点号	РЬ	<sup>232</sup> Th	<sup>238</sup> U	Th∕U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ	<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th	1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ
RZ1742-02	739	2377	1547	1.5	0.0619	0.0023	0.2965	0.013	0.0350	0.00067	0.0199	0.0010	221.7	4.2
RZ1742-04	132	538	1499	0.4	0.0503	0.0017	0.2424	0.008	0.0349	0.00032	0.0116	0.0005	221.4	2.0
RZ1742-05	816	2317	3327	0.7	0.0680	0.0023	0.3283	0.009	0.0352	0.00036	0.0212	0.0008	222.8	2.3
RZ1742-10	501	1996	2020	1.0	0.0765	0.0030	0.3686	0.014	0.0348	0.00036	0.0153	0.0010	220.7	2.3
RZ1742-11	1216	3875	2062	1.9	0.0799	0.0022	0.3916	0.010	0.0356	0.00033	0.0201	0.0008	225.4	2.0
RZ1742-12	897	2727	2109	1.3	0.0585	0.0019	0.2823	0.009	0.0350	0.00029	0.0209	0.0008	221.8	1.8
RZ1742-13	587	1516	3788	0.4	0.0614	0.0028	0.2944	0.009	0.0354	0.00053	0.0217	0.0009	224.3	3.3
RZ1742-14	223	1052	1418	0.7	0.0628	0.0020	0.3042	0.012	0.0349	0.00048	0.0122	0.0005	221.3	3.0
RZ1742-15	193	698	1655	0.4	0.0717	0.0021	0.3481	0.011	0.0350	0.00039	0.0146	0.0007	222.0	2.4
RZ1742-17	288	1269	1985	0.6	0.0623	0.0021	0.3012	0.010	0.0351	0.00035	0.0129	0.0007	222.4	2.2
RZ1742-18	1115	3410	2129	1.6	0.0699	0.0027	0.3367	0.012	0.0352	0.00039	0.0220	0.0011	222.8	2.4
RZ1742-19	300	1317	2263	0.6	0.0629	0.0021	0.3038	0.010	0.0351	0.00032	0.0129	0.0006	222.1	2.0
RZ1742-20	421	2090	1848	1.1	0.0717	0.0025	0.3426	0.012	0.0347	0.00033	0.0128	0.0007	219.6	2.1
RZ1742-24	720	2236	1464	1.5	0.0716	0.0028	0.3417	0.015	0.0352	0.00064	0.0208	0.0010	222.8	4.0
RZ1742-25	701	1884	2482	0.8	0.0804	0.0032	0.3893	0.016	0.0352	0.00044	0.0236	0.0013	222.8	2.7

在 5.02%~6.40% 之间(平均值 5.63%)和 74.91~ 78.71之间(平均值 77.21)。样品 K<sub>2</sub>O含量较高,在 3.64%~4.98%之间,平均值 4.38%;Na<sub>2</sub>O含量在 0.50%~1.72%之间,平均值 0.96%,K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O含 量在 4.93%~5.56%之间,K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 值为 2.12~ 8.90。在国际地科联推荐的岩浆岩 TAS 分类图 (图 4-a)中,煌斑岩 3 件样品落人钙碱性煌斑岩范 围,1 件样品落在分界线上,与区域上已报道的张家 河、沙河湾岩体附近煌斑岩基本一致,主要落人钙碱 性煌斑岩区内;在路凤香等<sup>[33]</sup>提出的煌斑岩进一步 分类图解(图 4-b)中,3 件样品落入超钾质煌斑岩范 围,1 件样品落入钾质煌斑岩范围,较张家河、沙河湾 岩体附近煌斑岩钾质含量明显增多。因此,本次研究 的煌斑岩属钙碱性系列、钾质一超钾质煌斑岩。

3.2.2 微量元素特征

样品的稀土元素总量 $\Sigma$  REE 较高(表 2),在 273×10<sup>-6</sup>~362×10<sup>-6</sup>之间,略高于区域上张家河煌 斑岩稀土元素总量,而与沙河湾岩体附近煌斑岩总 量相似,其中 $\Sigma$ LREE 在 249×10<sup>-6</sup>~337×10<sup>-6</sup>之间,  $\Sigma$ HREE 在 24×10<sup>-6</sup>~26×10<sup>-6</sup>之间。轻、重稀土元 素分异明显, Σ LREE/Σ HREE = 10.61 ~ 13.23, La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> =16.37~23.08;轻稀土元素与重稀土元素 内部分馏程度相当, La<sub>N</sub>/Sm<sub>N</sub> = 3.25~3.65, Gd<sub>N</sub>/ Yb<sub>N</sub> =3.02~3.61。在球粒陨石标准化稀土元素配分 模式图(图 5-a)上,所有样品的稀土元素配分曲线 整体形态基本一致,均为向右陡倾的平滑曲线,表 现出轻、重稀土元素分馏强烈,轻稀土元素富集而 重稀土元素亏损的特征,暗示其岩浆源区存在重稀 土元素富集矿物的残留。样品 Eu 异常不明显,除 1 个样品具微弱负异常(δEu=0.78)外,其余均在正常 范围内(δEu=0.93~0.98),反映在岩浆演化过程中 未发生明显的斜长石分离结晶作用。总体上,本次 研究的煌斑岩表现出稀土元素相对富集的地幔源 区特征<sup>[35]</sup>,与南秦岭地区已报道的煌斑岩稀土元素

样品的原始地幔标准化微量元素蛛网图(图 5b)显示,煌斑岩不相容元素含量明显高于地幔,所 有样品都具有相似的稀土元素配分模式,均表现为 Rb、Ba等大离子亲石元素和 LREE 富集,Nb 和 Ti 等高场强元素亏损,但 Zr、Hf 没有亏损,显示出俯

表 2 南秦岭镇安西部煌斑岩主量、微量和稀土元素含量 Table 2 Major, trace elements and REE compositions of lamprohyres from western Zhen 'an, South Oinling

			• •								-	ı			,		,
样号	${\rm SiO}_2$	${\rm TiO}_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	$K_2O$	$\mathrm{P_2O_5}$	烧失量	总计	K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	$\mathrm{Mg}^{\#}$	$TFe_2O_3$
1742-1	51.05	0.805	11.25	2.4	3.23	0.0937	6.4	8.32	0.581	4.98	1.59	8.45	99.15	5.56	8.57	77.93	5.99
1742-3	56.23	0.653	10.38	2.25	3.2	0.0904	5.36	6.88	1.72	3.64	1.09	7.48	98.97	5.36	2.12	74.91	5.81
1742-4	53.52	0.607	10.65	3.36	2.42	0.0993	5.02	7.73	0.498	4.43	0.882	9.95	99.17	4.93	8.90	78.71	6.05
1742-5	52.89	0.744	11.38	2.45	2.93	0.0921	5.59	7.97	0.751	4.59	1.36	8.26	99.01	5.34	6.11	77.28	5.71
样号	Nb	Zr	Th	U	Ba	Со	Cr	Ni	Hf	Rb	Ta	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu
1742-1	3.29	1354	17.3	7.47	3945	22.8	273	183	32.3	177	0.17	69.7	142	17.9	69.4	13.0	3.84
1742-3	4.34	670	13.9	4.11	1239	25.6	205	123	17.2	144	0.21	53.4	113	14.1	55.6	10.6	2.52
1742-4	3.82	1309	21.9	8.18	3158	23.5	139	85.5	31.6	144	0.20	75.3	153	18.9	72.5	13.3	3.68
1742-5	3.61	1411	17.5	7.30	3189	21.1	279	151	34.0	161	0.18	64.6	132	16.5	62.9	12.0	3.40
样号	Gd	Tb	Dy	Но	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Σree	LREE	HREE	LREE/ HREE	La <sub>N</sub> ∕ Yb <sub>N</sub>	La <sub>N</sub> /Sm <sub>N</sub> C	d <sub>N</sub> ∕Yb	<sub>N</sub> δEu
1742-1	10.3	1.42	6.96	1.18	3.19	0.43	2.41	0.34	32.0	342.07	315.84	26.23	12.04	20.75	3.46	3.54	0.98
1742-3	8.55	1.28	6.40	1.13	3.02	0.43	2.34	0.35	28.9	272.72	249.22	23.50	10.61	16.37	3.25	3.02	0.78
1742-4	10.2	1.38	6.70	1.11	2.97	0.41	2.34	0.34	29.8	362.13	336.68	25.45	13.23	23.08	3.65	3.61	0.93
1742-5	9.52	1.36	6.48	1.17	3.04	0.42	2.55	0.33	30.3	316.27	291.40	24.87	11.72	18.17	3.48	3.09	0.94

注:Mg=100×Mg<sup>2+</sup>/(Mg<sup>2+</sup>+Fe<sup>2+</sup>),TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+1.111×FeO, δEu =Eu<sub>N</sub>/(Sm<sub>N</sub>+Gd<sub>N</sub>)<sup>1/2</sup>;主量元素含量单位为%,微量和稀土元素含量单位为 10<sup>-6</sup>

冲带幔源岩石的成分特征<sup>[35-36]</sup>。总体上,本次研究的煌斑岩与区域上已报道的煌斑岩具有相似的微量元素特征,差别主要在于部分元素更亏损或更

富集。

3.2.3 全岩 Sr-Nd 同位素特征

本次对 4 件煌斑岩样品进行了 Sr-Nd 同位素测试



图 4 煌斑岩 TAS 分类图(a)<sup>[31-32]</sup> 和 K/(K+Na) - K/Al 图解(b)<sup>[33]</sup> (张家河煌斑岩数据据参考文献[19];沙河湾岩体附近煌斑岩数据据参考文献[17])
Fig. 4 TAS classification diagrams(a) and K/(K+Na) - K/Al diagrams(b) of lamprophyres
CAL—钙碱性煌斑岩;AL—碱性煌斑岩;UML—超基性煌斑岩;LL—钾镁煌斑岩;I—钠质煌斑岩;
I,一弱钾质煌斑岩;II—钾质煌斑岩;II—超钾质煌斑岩;N—过铝质煌斑岩;V—钾镁煌斑岩



图 5 南秦岭镇安西部煌斑岩球粒陨石标准化稀土元素配分图(a)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b) (标准化值据参考文献[34];张家河煌斑岩数据据参考文献[19];沙河湾岩体附近煌斑岩数据据参考文献[17]) Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns(a) and Primitive mantle-normalized spider diagrams(b) of lamprohyres from western Zhen 'an, southern Qinling

(表 3),结果显示样品具有相似的 Sr -Nd 同位素组 成,<sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr 值为0.3536~0.7469,<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 值为0.70872~ 0.70914,高于原始地幔现代值(0.7045)<sup>[37]</sup>;<sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd 值为 0.1117~0.1161,<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd 值为 0.51223~ 0.51228,低于原始地幔现代值(0.512638)<sup>[38]</sup>,显 示高 Sr、低 Nd 的特征。根据本次获得的煌斑岩 锆石<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 年龄加权平均值 222.2±1.2 Ma 计算,煌斑岩的初始 Sr 同位素比值(<sup>87</sup> Sr/<sup>86</sup> Sr)<sub>i</sub>为 0.7066~0.7076, $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值为-5.77~-4.62,Nd 二阶 段模式年龄( $T_{DM2}$ )为1.38~1.47 Ga。

3.2.4 Lu-Hf 同位素

在锆石 U-Pb 同位素测试的基础上,对其中13

个锆石在原测点位置上测试 Lu-Hf 同位素,并根 据每个测点的<sup>206</sup> Pb/<sup>238</sup> U 年龄计算初始 Hf 同位 素组成,结果见表 4。13 个测试点的<sup>176</sup> Lu/<sup>177</sup> Hf 值均小于 0.002(0.00019~0.00155),表明锆石 形成以后放射性成因 Hf 积累很少,<sup>176</sup> Lu/<sup>177</sup> Hf 值 可代表岩石形成时体系的 Hf 同位素组成<sup>[39]</sup>。样 品的<sup>176</sup> Hf/<sup>177</sup> Hf 值为 0.28250~0.28269, $\varepsilon_{\rm Hf}(t)$  值 为-4.75~1.89(图 6-a),其中 10 个点的  $\varepsilon_{\rm Hf}(t) <$ 0(-4.74~-0.22),对应的二阶段 Hf 模式年龄为 1.27~1.56 Ga,3 个点的  $\varepsilon_{\rm Hf}(t) > 0(0.45~1.89)$ , 对应 的二阶段 Hf 模式年龄为 1.14~1.23 Ga (图 6-b)。



图 6 南秦岭镇安西部煌斑岩  $t = \varepsilon_{Hf}(t)$ 图解(a,底图据参考文献[39])和二阶段模式年龄值柱状图(b)

Fig. 6  $t = \varepsilon_{Hf}(t)$  diagram(a) and histogram of two-stage model ages for lamprohyres(b) from western Zhen 'an, South Qinling

表 3 南秦岭镇安西部煌斑岩 Sr-Nd 同位素数据

Table 3 Sr-Nd isotopic results of lamprohyres from western Zhen 'an, South Qinling (<sup>87</sup>Sr/ (<sup>87</sup>Sr/ <sup>143</sup>Nd/  $^{147}\,\text{Sm}/~(\,^{143}\,\text{Nd}/$ <sup>87</sup>Rb/ Rb Sm Nd  $T_{\rm DM2}$  $Sr/10^{-6}$  $\boldsymbol{\varepsilon}_{\mathrm{Nd}}(t)$ 样品号  $\pm 2\sigma$  $\pm 2\sigma$ <sup>144</sup>Nd <sup>144</sup>Nd), /10<sup>-6</sup> 144 Nd <sup>86</sup> Sr)  $^{86}$ Sr  $^{86}$  Sr)<sub>i</sub>  $/10^{-6}$  $/10^{-6}$ /Ga 1742-1 177 720  $0.708876 \quad 0.000010$ 0.710.7066313.0 69.4  $0.512281\ 0.000006\ 0.1140\ 0.512115\ -4.62\ 1.38$ 1742-3 144 628 0.709141 0.000010 0.66 0.7070510.655.6 0.512225 0.000006 0.1160 0.512056 -5.77 1.47 1742 - 4144 1179 0.708715 0.000008 0.35 0.70760 13.3 72.5 0.512276 0.000006 0.1117 0.512114 -4.65 1.38 1742 - 5624 0.708946 0.000008 0.75 0.70659 12.062.9 0.512275 0.000005 0.1161 0.512106 -4.80 1.39 161

$$\begin{split} \dot{\Xi}: & \epsilon_{\rm Nd}(t) = \left\{ \left[ \left( {}^{143}\,{\rm Nd}/{}^{144}\,{\rm Nd} \right)_{\rm \#B} - \left( {}^{147}\,{\rm Sm}/{}^{144}\,{\rm Nd} \right)_{\rm \#B} \times \left( {\rm e}^{\lambda t} - 1 \right) \right] / \left[ \left( {}^{143}\,{\rm Nd}/{}^{144}\,{\rm Nd} \right)_{\rm CHUR} - \left( {}^{147}\,{\rm Sm}/{}^{144}\,{\rm Nd} \right)_{\rm CHUR} \times \left( {\rm e}^{\lambda t} - 1 \right) - 1 \right] \right\} \times 10000; \\ T_{\rm DM} = \left( {1/\lambda} \right) \times \ln \left\{ 1 + \left[ \left( {}^{143}\,{\rm Nd}/{}^{144}\,{\rm Nd} \right)_{\rm \#B} - \left( {}^{143}\,{\rm Nd}/{}^{144}\,{\rm Nd} \right)_{\rm \#B} - \left( {}^{147}\,{\rm Sm}/{}^{144}\,{\rm Nd} \right)_{\rm \#B} - \left( {}^{143}\,{\rm Nd}/{}^{144}\,{\rm Nd} \right)_{\rm \#B} - \left( {}^{147}\,{\rm Sm}/{}^{144}\,{\rm Nd} \right)_{\rm \#B} - \left( {}^{147}\,{\rm Sm}/{}^{144}\,{\rm Nd} \right)_{\rm \#B} - \left( {}^{143}\,{\rm Nd}/{}^{144}\,{\rm Nd} \right)_{\rm \#B} - \left( {}^{147}\,{\rm Sm}/{}^{144}\,{\rm Nd} \right)_{\rm \#B} - \left( {}^{143}\,{\rm Nd}/{}^{144}\,{\rm Nd} \right)_{\rm \#B} - \left( {}^{147}\,{\rm Sm}/{}^{144}\,{\rm Nd} \right)_{\rm \#B} - \left( {}^{147}\,{\rm Sm}/{}^{144}\,{\rm Nd} \right)_{\rm \#B} - \left( {}^{143}\,{\rm Nd}/{}^{144}\,{\rm Nd} \right)_{\rm \#B} - \left( {}^{143}\,{\rm Nd}/{}^{144}\,{\rm Nd} \right)_{\rm \#B} - \left( {}^{147}\,{\rm Sm}/{}^{144}\,{\rm Nd} \right)_{\rm \#B} - \left( {}^{143}\,{\rm Nd}/{}^{144}\,{\rm Nd} \right)_{\rm \#B} - \left( {}^{143}\,{\rm Nd}/{}^{144}\,{\rm Nd} \right)_{\rm \#B} - \left( {}^{147}\,{\rm Sm}/{}^{144}\,{\rm Nd} \right)_{\rm \#B} - \left( {}^{143}\,{\rm Nd}/{}^{144}\,{\rm Nd} \right)_{\rm \#B} - \left( {}^{143}\,{\rm Nd}/{$$

表 4 南秦岭镇安西部煌斑岩锆石 Lu-Hf 同位素数据

Table 4	Zircon Lu-Hf isotop	c results of	lamprohyres	from western	Zhen 'an, South	Qinling
---------	---------------------	--------------	-------------	--------------	-----------------	---------

测点号	<sup>176</sup> Yb/ <sup>177</sup> H	f 2σ	<sup>176</sup> Lu⁄ <sup>177</sup> Hf	2σ	$^{176}\mathrm{Hf}/^{177}\mathrm{Hf}~2\sigma$	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U/ Ma	( <sup>176</sup> Hf⁄ <sup>177</sup> Hf) i	$\boldsymbol{\epsilon}_{Hf}(0)$	$\boldsymbol{\varepsilon}_{\mathrm{Hf}}(t)$	T <sub>DM1</sub> ∕Ga	T <sub>DM2</sub> ∕Ga	$f_{\rm Lu/Hf}$
1742-02	0.03738	0.00040	0.00110	0.000010	0.28260 0.000039	221.7	0.282591	-6.25	-1.54	0.93	1.35	-0.97
1742-04	0.01466	0.00012	0.00043	0.000003	0.28260 0.000043	221.4	0.282597	-6.12	-1.32	0.91	1.34	-0.99
1742-05	0.02554	0.00043	0.00079	0.000012	0.28266 0.000025	222.7	0.282660	-3.84	0.94	0.83	1.20	-0.98
1742-10	0.03345	0.00011	0.00107	0.000006	0.28265 0.000017	220.7	0.282648	-4.24	0.45	0.85	1.23	-0.97
1742-11	0.02177	0.00023	0.00071	0.000006	0.28250 0.000065	225.4	0.282498	-9.59	-4.74	1.05	1.56	-0.98
1742-12	0.06097	0.00046	0.00155	0.000006	0.28269 0.000033	221.8	0.282688	-2.75	1.89	0.80	1.14	-0.95
1742-13	0.00727	0.00004	0.00019	0.000001	0.28253 0.000021	224.3	0.282527	-8.63	-3.73	1.00	1.49	-0.99
1742-14	0.03868	0.00046	0.00131	0.000013	0.28263 0.000029	221.3	0.282628	-4.89	-0.22	0.88	1.27	-0.96
1742-15	0.00843	0.00008	0.00030	0.000002	0.28257 0.000018	222.0	0.282568	-7.16	-2.33	0.95	1.40	-0.99
1742-17	0.01063	0.00007	0.00034	0.000002	0.28258 0.000020	222.3	0.282577	-6.85	-2.01	0.94	1.38	-0.99
1742-18	0.01278	0.00007	0.00042	0.000003	0.28258 0.000022	222.7	0.282583	-6.63	-1.80	0.93	1.37	-0.99
1742-19	0.01617	0.00005	0.00050	0.000002	0.28252 0.000037	222.1	0.282515	-9.00	-4.20	1.03	1.52	-0.99
1742-20	0.03132	0.00009	0.00112	0.000002	0.28260 0.000021	219.6	0.282597	-6.02	-1.36	0.92	1.34	-0.97

4 讨 论

#### 4.1 煌斑岩成岩时代

前人运用不同方法对南秦岭地区的煌斑岩进 行了年代学研究。杨朝贵等<sup>[19]</sup>采用 LA-ICP-MS 方 法获得张家河地区的煌斑岩锆石 U-Pb 年龄为 225± 2 Ma;王邢颖等<sup>[20]</sup>采用 LA-ICP-MS 方法获得药王 堂煌斑岩脉的锆石 U-Pb 年龄为 220±2 Ma; Wang 等<sup>[17]</sup> 采用黑云母 Ar-Ar 方法获得沙河湾岩体附近煌 斑岩的形成年龄为 219±2 Ma;本文采用 LA-ICP-MS 方法获得南秦岭镇安西部地区的煌斑岩锆石 U-Pb 年龄为 222±1 Ma,与区域上已报道的煌斑岩侵位时 代基本一致,均属晚三叠世。

南秦岭地区已报道大量与本文煌斑岩同时期

的中酸性花岗岩类(脉)及暗色微粒包体和基性岩 脉的年龄。如项目组采用 LA-ICP-MS 方法获得南 秦岭镇安西部地区花岗岩脉的锆石 U-Pb 年龄为 222±5 Ma、辉绿岩脉的锆石 U-Pb 年龄为 213±2 Ma (图1)(待发表数据);弓虎军等<sup>[10]</sup>采用 LA-ICP-MS方法获得东江口花岗岩的锆石 U-Pb 年龄为 223±1 Ma, 暗色包体的锆石 U-Pb 年龄为 222±1 Ma,沙河湾奥长环斑花岗岩的锆石 U-Pb 年龄为 212±1 Ma; 张成立等<sup>[9]</sup> 采用 LA-ICP-MS 方法获得 沙河湾暗色微粒包体的锆石 U-Pb 年龄为 200~199 Ma;秦江锋<sup>[11]</sup>采用LA-ICP-MS方法获得东江口药 王堂和沙络帐花岗闪长岩的锆石 U-Pb 年龄分别为 222±2 Ma 和 214±2 Ma、暗色包体的锆石 U-Pb 年 龄为 219±2 Ma;梅庄英云闪长岩的锆石 U-Pb 年龄 为 220±2 Ma. 基性岩脉的锆石 U-Pb 年龄为 216±2 Ma;五龙石英闪长岩的锆石 U-Pb 年龄为 227 ±2 Ma,暗色包体的锆石 U-Pb 年龄为 218±2 Ma;穆可 斌等[40]采用 LA-ICP-MS 方法获得南秦岭白龙江 群中花岗岩脉的锆石 U-Pb 年龄为 210±1 Ma。以 上定年结果表明,南秦岭地区晚三叠世岩浆活动异 常强烈,尤以中酸性岩浆活动最显著,基性岩浆活 动次之,区域煌斑岩与它们应形成于同一期岩浆-构造热事件。

#### 4.2 岩浆源区

关于煌斑岩的成因,一般认为有以下3种观点: ①地幔物质受流体交代富集并发生部分熔融作用 形成;②镁铁质岩浆同化混染地壳物质形成;③幔 源镁铁质岩浆与壳源长英质岩浆发生岩浆混合而 形成<sup>[41-43]</sup>。

本文煌斑岩样品富镁(MgO=5.02%~6.40%), 高 Mg<sup>#</sup>值(74.91~78.71),与原始玄武质岩浆的 Mg<sup>#</sup> 值(66~75)相近,且含较高的相容元素 Cr(139×  $10^{-6}~279\times10^{-6}$ ,平均值 224×10<sup>-6</sup>)和 Ni(86×10<sup>-6</sup>~ 183×10<sup>-6</sup>,平均值 136×10<sup>-6</sup>),远高于平均地壳的 Cr (135×10<sup>-6</sup>)和 Ni含量(59×10<sup>-6</sup>),表明岩浆的演化 程度较低,与原生岩浆接近,特别是较高 Mg<sup>#</sup>值表明 其来源于镁铁质地幔的部分熔融<sup>[44]</sup>。样品 Cr/Ni 值为 1.49~1.85(平均值 1.66),接近于原始地幔值 (1.5),而明显低于 MORB(洋中脊玄武岩)值(2.5 左右)和平均地壳值(2.3)<sup>[45]</sup>;Nb/Ta 值为 19.10~ 20.67(平均值 19.82),接近于原始地幔值(17.5± 1.9),而明显高于陆壳值(11)<sup>[45-46]</sup>;Zr/Hf 值为 38.95~41.92(平均值 40.78),接近于原始地幔值 (36.3±2),而明显高于陆壳值(33)<sup>[45~46]</sup>,上述微量 元素含量及比值特征一致表明,煌斑岩应起源于地 幔岩石的部分熔融,并且岩浆在形成过程中未遭受 明显的地壳混染。但与典型的 MORB 和 OIB(洋岛 玄武岩)不同,样品高碱(K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O = 4.93%~ 5.56%)、富钾(K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O = 2.12~8.90)、富集轻稀 土元素和 Rb、Ba等大离子亲石元素,亏损 Nb 和 Ti 等高场强元素,反映了俯冲流体交代富集的地幔源 区特点<sup>[47-50]</sup>。样品 Nb/U 值为 0.44~1.06(平均值 0.66),接近于俯冲流体值(Nb/U=0.15~0.30),而 明显低于大洋地壳值(Nb/U≈47)和大陆地壳值 (Nb/U≈12)<sup>[45,51-52]</sup>,进一步表明形成煌斑岩的幔 源源区受到了俯冲流体的交代富集作用,并且排除 了岩浆形成过程中遭受地壳混染的可能。

样品具有富集的 Sr-Nd 同位素组成, (<sup>87</sup> Sr/<sup>86</sup> Sr)<sub>i</sub> 值为 0.7066~0.7076,  $\varepsilon_{Nd}(t)$  值为 -5.77~-4.62, 全岩 Nd 二阶段模式年龄( $T_{DM2}$ ) 值为 1.38~1.47 Ga, 在 Sr-Nd 同位素和(<sup>87</sup> Sr/<sup>86</sup> Sr)<sub>i</sub> - $\varepsilon_{Nd}(t)$  图解(图 7)上, 样品点均落入 EM II (富集地幔类型 II)端元附近, 表明煌斑岩为富集地幔部分熔融的产物。尽管煌 斑岩具有较高的(<sup>87</sup> Sr/<sup>86</sup> Sr)<sub>i</sub> 值, 但(<sup>87</sup> Sr/<sup>86</sup> Sr)<sub>i</sub>、  $\varepsilon_{Nd}(t)$ 与 SiO<sub>2</sub>含量之间没有明显的线性变化关系 (图略),进一步排除了岩浆遭受地壳混染的可能 性<sup>[44]</sup>。煌斑岩锆石二阶段 Hf 模式年龄在 1.14~ 1.56 Ga 之间(图 6-b),均远大于其形成年龄,表明 岩浆源区受到地壳物质的混染或来自于富集地 幔<sup>[39]</sup>,而前文微量元素含量和比值特征及 Sr-Nd 同 位素特征一致排除了岩浆遭受地壳混染的可能性, 说明煌斑岩起源于富集地幔。

综上所述,煌斑岩的岩浆源区为中元古代富集 岩石圈地幔,与南秦岭地区已报道的张家河煌斑 岩、药王堂煌斑岩、沙河湾岩体附近煌斑岩均起源 于受俯冲流体交代的富集地幔的结论<sup>[17-20]</sup>基本一 致,并且与南秦岭地区基性岩脉<sup>[11]</sup>和镇安西部地区 辉绿岩脉起源于富集地幔的结论也基本一致(待发 表)。秦江锋<sup>[11]</sup>研究认为,秦岭造山带岩石圈地幔 从新元古代—早古生代一直保持相对亏损特征,发 生明显交代富集的时间为早古生代—三叠纪,同时 期对应于勉略洋形成-洋壳俯冲-洋盆闭合的时间, 并由此认为勉略洋壳在向北俯冲过程中形成的流 体交代上覆地幔,形成了交代富集地幔。



#### 4.3 成岩构造环境

南秦岭地区晚三叠世岩浆活动的动力学背景 目前尚无定论,主要存在勉略古洋壳向北俯冲环 境[1]、同碰撞挤压汇聚环境[13]、后碰撞挤压向伸展 构造体制转换过程或伸展环境<sup>[8,12]</sup>等不同观点。已 有研究表明,南秦岭地区晚三叠世岩浆岩的 Nd、Hf 二阶段模式年龄集中于中元古代(1.1~1.5 Ga),说 明其源岩不可能是古生代勉略洋壳,也不可能形成 于洋壳俯冲环境[11];实验岩石学研究结果也表明. 秦岭造山带晚三叠世岩浆岩具有的高 K 特征,与年 轻洋壳在高压和高温条件下产生的熔体具富 Na 特 征(Na,O/K,O>2)明显不同<sup>[58]</sup>。上述特征表明,南 秦岭地区晚三叠世岩浆活动不可能形成于勉略古 洋壳向北俯冲环境。南秦岭地区晚三叠世岩浆活 动的峰期年龄为 210~220 Ma, 明显晚于扬子和华 北发生全面碰撞的年龄(221~242 Ma)及大别-苏 鲁造山带超高压岩石发生榴辉岩化的峰期变质年 龄(226~255 Ma)<sup>[59]</sup>,而与大别-苏鲁造山带超高压 岩石在折返过程中发生榴辉岩相退变质作用的时 代基本一致(207~226 Ma)<sup>[60]</sup>。结合区内晚三叠世 岩体缺乏明显的变形或仅具弱变形,且部分岩体侵 位于区域构造缝合带中,呈被动式侵位等地质特 征,表明其不可能形成于同碰撞挤压汇聚构造环 境<sup>[11,61]</sup>。这也得到南秦岭地层层序的佐证,中新元 古代变质基底之上覆盖了未变质的新元古代—三 叠纪沉积地层,然后又被侏罗纪地层不整合覆盖, 表明南秦岭地区在中三叠世处于碰撞和挤压背 景<sup>[62]</sup>。南秦岭镇安西部地区晚三叠世煌斑岩脉、基 性岩脉及酸性花岗岩脉沿 NW—SE 向、(N) NE— (S) SW 向和近 E—W 向等不同方向分布,这与南秦 岭地区在主造山期挤压体制下形成的主构造线方 向 NWW 向明显不同,亦表明其不可能形成于挤压 构造背景。

煌斑岩一般形成于岩石圈伸展构造背景,其形成表明造山带此时已完成碰撞而处于伸展拉张阶段<sup>[63-64]</sup>。杨朝贵等<sup>[19]</sup>认为,南秦岭张家河地区晚三叠世(225 Ma)煌斑岩形成于后碰撞伸展拉张环境; 王邢颖<sup>[20]</sup>认为,南秦岭药王堂晚三叠世(220 Ma)煌斑岩形成于伸展构造环境;Wang等<sup>[17]</sup>认为,南秦岭沙河湾岩体附近晚三叠世(219 Ma)煌斑岩脉和同时期的基性侵入体、奥长环斑花岗岩类构成了双峰式岩浆活动,指示其形成于晚三叠世伸展构造背景。本文在南秦岭镇安西部地区获得的晚三叠世(222.2±1.2 Ma)煌斑岩亦形成于后碰撞伸展构造环

综上所述,煌斑岩的形成过程可简要概括为: 晚古生代---早中生代,勉略洋壳向北俯冲于南秦岭 地块之下,洋壳俯冲过程中释放的流体向上运移交 代上覆地幔,形成了交代富集地幔;之后扬子板块 和南秦岭地块在秦岭地区发生碰撞,杨子板块受区 域挤压和洋壳拖拽俯冲至南秦岭地块之下;碰撞结 束后应力转换,俯冲扬子板块发生板片断离,诱发 软流圈物质上涌,同时俯冲陆壳在浮力作用下发生 构造折返;晚三叠世(220 Ma 左右)研究区处于后碰 撞伸展构造环境,底垫在秦岭交代富集地幔楔之下 的俯冲折返扬子下地壳在快速减压和软流圈物质 上涌的双重影响下,发生广泛部分熔融,形成大量 花岗质岩浆,岩浆上升提供热和流体,诱发上覆交 代富集地幔发生部分熔融,形成具 EM Ⅱ型同位素 特征的镁铁质岩浆,沿后碰撞伸展构造阶段形成的 裂隙上升侵位形成煌斑岩脉。

## 5 结 论

(1)用 LA-ICP-MS 方法获得南秦岭镇安西部 煌斑岩脉锆石<sup>206</sup> Pb/<sup>238</sup> U 年龄为 222.2±1.2 Ma (MSWD=0.38, n=15),此年龄代表脉体的形成年 龄,属晚三叠世。

(2) 煌斑岩脉属钙碱性系列钾质-超钾质煌斑 岩,富集轻稀土元素,亏损重稀土元素,无明显负 Eu 异常, Rb、Ba等大离子亲石元素富集, Nb、Ti等高 场强元素亏损,但 Zr、Hf 没有亏损,具有俯冲带幔 源岩石的成分特征。

(3)煌斑岩微量元素含量及比值和 Sr-Nd-Hf 同位素特征一致表明,其岩浆源区为中元古代富集 地幔,形成于晚三叠世(220 Ma 左右)后碰撞伸展构 造环境。煌斑岩由勉略洋壳俯冲过程中形成的交 代富集地幔在构造减压、软流圈物质上涌和俯冲折 返扬子下地壳部分熔融,形成花岗质岩浆上升提供 热和流体的共同作用下,发生部分熔融,形成具 EM II 型同位素特征的镁铁质岩浆,沿应力伸展阶段形 成的裂隙上升侵位形成。 **致谢:**西北大学罗金海教授、长安大学刘建朝 教授、中国地质调查局西安地质调查中心彭素霞教 授级高工和陕西省矿产地质调查中心张炳林博士 对本文提出了许多宝贵意见,审稿专家对文章内容 提出了诸多重要建议,在此一并表示感谢。

## 参考文献

- [1] 张国伟,张本仁,袁学城,等.秦岭造山带与大陆动力学[M].北京: 科学出版社,2001.
- [2] 刘春花,吴才来,郜源红,等.南秦岭麻池河乡和沙河湾花岗岩体锆 石 LA-ICP-MS U-Pb 年代学及 Lu-Hf 同位素组成[J].地学前 缘,2013,20(5):36-56.
- [3] 刘春花,吴才来,郜源红,等.南秦岭东江口、柞水和梨园堂花岗岩 类锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年代学与锆石 Lu-Hf 同位素组成[J]. 岩石学报,2014,30(8):2402-2420.
- [4] 孙卫东,李曙光, Yadong Chen,等.南秦岭花岗岩锆石 U-Pb 定年 及其地质意义[J].地球化学,2000,29(3):209-216.
- [5]张国伟,董云鹏,赖绍聪,等.秦岭-大别造山带南缘勉略构造带与 勉略缝合带[J].中国科学(D辑),2003,33(12):1121-1135.
- [6] 张静,陈衍景,舒桂明,等.陕西西南部秦岭梁花岗岩体的矿物成分 研究和相关问题讨论[J].中国科学(D辑),2002,32(2):113-120.
- [7] 张成立,张国伟,晏云翔,等.南秦岭勉略带北光头山花岗岩体群的 成因及其构造意义[J].岩石学报,2005,21(3):711-720.
- [8] 张成立, 王涛, 王晓霞. 秦岭造山带早中生代花岗岩成因及其构造 环境[J]. 高校地质学报, 2008, 14(3): 304-316.
- [9] 张成立, 王晓霞, 王涛, 等. 东秦岭沙河湾岩体成因——来自锆石 U-Pb定年及其 Hf 同位素的证据[J]. 西北大学学报(自然科学 版), 2009, 39(3): 453-465.
- [10] 弓虎军,朱赖民,孙博亚,等.南秦岭地体东江口花岗岩及其基性 包体的锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素组成[J].岩石学报,2009,25 (11): 3029-3042.
- [11]秦江锋.秦岭造山带晚三叠世花岗岩类成因机制及深部动力学 背景[D].西北大学博士学位论文,2010.
- [12] 卢欣祥, 尉向东, 肖庆辉, 等. 秦岭环斑花岗岩的年代学研究及其 意义[J]. 高校地质学报, 1999, 5(4): 372-377.
- [13] Sun W D, Li S G, Chen Y D, et al. Timing of Synorogenic Granitoids in the South Qinling, Central China: Constraints on the Evolution of the Qinling–Dabie Orogenic Belt[J]. The Journal of Geology, 2002, 110: 457–468.
- [14] 贾大成,胡瑞忠,卢焱,等.湘东北蕉溪岭富钠煌斑岩地球化学特征[J].岩石学报,2002,18(4):459-467.
- [15]姜耀辉,蒋少涌,赵葵东,等.辽东半岛煌斑岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其对中国东部岩石圈减薄开始时间的制约[J].科学通报,2005,50(19):115-122.
- [16]梁国科,吴祥珂,蔡逸涛,等.桂北罗城地区云煌岩成因—地球化
   学及 U-Pb 年龄约束[J].地质通报,2020,39(2/3): 267-278.
- [17] Wang X X, Wang T, Jahn B M, et al. Tectonic significance of Late Triassic post – collisional lamprophyre dykes from the Qinling Moutains(China)[J].Geological Magazine,2007,144(5):837–848.

2022 年

- [18] 汪欢.陕西双王金矿区岩浆岩特征及与金成矿的关系[D].中国 地质大学(北京)硕士学位论文,2012.
- [19]杨朝贵,刘燊,冯彩霞,等.南秦岭中生代张家河煌斑岩的地球化 学特征及其岩石成因探讨[J].矿物学报,2013,33(1):119-128.
- [20] 王邢颖.南秦岭晚三叠世东江口岩体岩浆混合机理研究[D].西 北大学硕士学位论文,2020.
- [21]陕西省地质调查院.中国区域地质志 陕西志[M].北京:地质出版社,2017.
- [22] 袁洪林,吴福元,高山,等.东北地区新生代侵入体的锆石激光探 针 U-Pb 年龄测定与稀土元素成分分析[J].科学通报,2003,48 (14):1511-1520.
- [23] De Biévre P, Taylor P D P. Table of the isotopic compositions of the elements [J]. International Journal of Mass Spectrometry and Ion Processes, 1993, 123(2): 149–166.
- [24] Chu Nanchin, Taylor R N, Chavagnac V, et al. Calibration of the Lutetium-Hafnium Clock[J].Science, 2001, 293 (5530): 683-687.
- [25] Scherer E E, Cameron K L, Blichert Toft J. Lu Hf garent geochronology: Closure temperature relative to the Sm – Nd system and the effects of trace mineral inclusion [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2000, 64(19): 3413–3432.
- [26] Albarède F, Blichert Toft J. The Lu Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle–crust system[J].Earth and Planetary Science Letters, 1997, 148(1/2): 243–258.
- [27] Griffin W L, Wang X, Jackson S E, et al. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes[J]. Lithos, 2002, 61(3/4): 237–269.
- [28] Chen F, Satir M, Ji J, et al. Nd Sr Pb Isotopes of Tengchong Cenozoic Volcanic Rocks from Western Yunnan, China: Evidence for an Enriched–mantle Source[J].Journal of Asian Earth Sciences, 2002,21(1): 39–45.
- [29] Chen F K,Li X H, Wang X L, et al. Zircon Age and Nd-Hf Isotopic Composition of the Yunnan Tethyan Belt, Southwestern China [J]. International Journal of Earth Sciences, 2007, 96(6): 1179–1194.
- [30] 吴元保,郑永飞.锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的 制约[J].科学通报,2004,49(16):1589-1604.
- [31] Le Base M J, Le Maitre R W, Streckeisen A .A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkli-silica diagram[J]. Journal of Petrology, 1986, 27: 745-750.
- [32] Rock N M S.The nature and origin of the lamprophyres: anoverview[J]. Geological Society, London, Special Publications, 1987, 30 (1): 191–226.
- [33] 路凤香, 舒小辛, 赵崇贺. 有关煌斑岩分类的建议[J]. 地质科技情报, 55-62, 10(增1): 1991.
- [34] Sun S S, McDonough W E. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [C]//Saunders A D, Norry M J. Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society of London, Special Publication, 1989, 42: 313–345.
- [35] 马铁球,陈俊,郭乐群,等.湘东北临湘地区钾质煌斑岩<sup>40</sup> Ar<sup>-39</sup> Ar 定年及其地球化学特征[J].中国地质,2010,37(1):56-63.

- [36] 王治华,郭晓东,葛良胜,等.云南大坪金矿区煌斑岩的地球化学 特征及成因探讨[J].岩石矿物学杂志,2010,29(4):355-366.
- [37] Depaolo D J, Wasserburg G J. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup> Nd [J]. Geophysical Research Letters, 1976, 3(12): 743–746.
- [38] Jacobsen S B, Wasserburg G J. Sm Nd isotopic evolution of chondrites[J].Earth and Planetary Science Letters, 1980, 50(1): 139–155.
- [39] 吴福元,李献华,郑永飞,等.Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用[J].岩 石学报,2007,23(2):185-220.
- [40] 穆可斌,裴先治,李瑞保,等.南秦岭白龙江群中花岗岩脉群年代 学、地球化学特征及地质意义[J].西北地质,2019,52(3):111-135.
- [41] Stille P, Oberhänsli R, Wenger–Schenk K.Hf–Nd isotopic and trace element constraints on the genesis of alkaline and calc – alkaline lamprophyres[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1989, 96(1): 209–219.
- [42] Prelevic D, Foley S F, Cvetkovic V, et al. Origin of Minette by Mixing of Lamproite and Dacite Magmas in Veliki Majdan, Serbia[J]. Journal of Petrology, 2004, 45(4): 759–792.
- [43] 贾丽琼,莫宣学,董国臣,等.滇西马厂箐煌斑岩成因:地球化学、 年代学及 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素约束[J].岩石学报,2013,29(4): 1247-1260.
- [44] 和文言,莫宣学,喻学惠,等.滇西北衙煌斑岩的岩石成因及动力 学背景:年代学、地球化学及 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素约束[J].岩石 学报,2014,30(11): 3287-3300.
- [45] Taylor S R, Mclennan S M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution[J]. Oxford: Blackwell Scientific Publication, 1985, 94 (4): 57–72.
- [46] Weaver B L. The origin of ocean island basalt end member compositions: trace element and isotopic constraints [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1991, 104(2/4): 381–397.
- [47] Frey F A, Green D H. The mineralogy, geochemistry and origin of iherzolite inclusions in Victorian basanites [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1974, 38(7): 1023–1059.
- [48] Rock N M S,Bowes D R, Wright A E.Lamprophyres [M].Blackie: Glasgow, 1991: 1–285.
- [49] Dupuy C, Liotard J M, Dostal J. Zr/Hf fractionation in intraplate basaltic rocks: Carbonate metasomatism in the mantle source [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1992, 56(6): 2417–2423.
- [50] 吴鹏,谭茂,韩润生,等.滇中楚雄盆地六苴铜矿床煌斑岩地球化 学、年代学及其地质意义[J].岩石学报,2020,36(5):1409-1425.
- [51] Hofmann A W, Jochum K P, Seufert M, et al. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1986, 79(1/2): 33–45.
- [52] Ayers J. Trace element modeling of aqueous fluid peridotite interaction in the mantle wedge of subduction zones[J].Contributions to Mineralogy and Petrology, 1998, 132(4): 390–404.
- [53] Tribuzio R, Thirlwall M F, Vannucci R, et al. Origin of the gabbro– peridotite association from the Northern Apennine Ophiolites(Italy)[J]. Journal of Petrology, 2004, 45: 109–11124.
- [54] Xu J F, Castillo P R. Geochemical and Nd-Pb isotopic characteristics

of the Tethyan asthenosphere: implications for the origin of the Indian Ocean mantle domain[J].Tectonophysics, 2004, 393: 9–27.

- [55] Ling W L,Gao S,Zhang B R,et al.Neoproterozoic tectonic evolution of the northwestern Yangtze craton, South China: implications for amalgamation and break – up of the Rodinia Supercontinent [J]. Precambrain Research, 2003, 122: 111–140.
- [56] Zhao J H, Zhou M F. Secular evolution of the Neoproterozoic lithospheric mantle underneath the northern margin of the Yangtze Block, South China[J]. Lithos, 2009, 107: 152–168.
- [57] 张成立,高山,袁洪林,等.南秦岭早古生代地幔性质:来自超镁铁质、镁铁质岩脉及火山岩的 Sr-Nd-Pb 同位素数据[J].中国科学(D辑),2007,37(7):857-865.
- [58] Wolf M B, Wyllie P J. Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1994, 115: 369–383.
- [59]郑永飞.超高压变质与大陆碰撞研究进展:以大别-苏鲁造山带

为例[J].科学通报,2008,53(18):2129-2152.

- [60] Zheng Y F, Gao T S, Wu Y B, et al. Fluid flow during exhumation of deeply subducted continental crust: zircon U–Pb age and O–isotope studies of a quartz vein within ultrahigh–pressure eclogite[J]. Journal of Metamorphic Geology, 2007, 25(2): 267–283.
- [61] 路应辉.秦岭造山带晚三叠世花岗岩地球化学研究[D].中国科 学技术大学博士学位论文,2017.
- [62] Dong Y P,Zhang G W,Neubauer F, et al. Tectonic evolution of the Qinling orogen, China: Review and synthesis [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2011, 41(3): 213–237.
- [63] 罗照华,魏阳,辛后田,等.造山后脉岩组合的岩石成因——对岩 石圈拆沉作用的约束[J].岩石学报,2006,22(6):1672-1684.
- [64] 王凯,胡海燕,刘坤鹏.北秦岭西段普洛河地区煌斑岩脉地球化学 特征及成岩构造环境[J].矿产勘查,2019,10(12):2906-2912.
- ①陕西省矿产地质调查中心.镇安西部金铜钨多金属找矿会战区地 质矿产图,2020.

# 《地质通报》第 41 卷第 12 期要目预告

承德自然资源综合调查主要进展与全国自然资源综合调查总体思路
地表基质的内涵辨析与调查实践探讨
自然资源分类现状与面向未来的统一分类研究
基于多源数据的流域水平衡和水源涵养变化研究——以坝上高原小滦河流域为例
建筑垃圾填埋场周边地下水化学组分来源解析
坝上高原如意河流域风成沉积厚度空间展布预测方法研究
黑龙江省木兰县双合屯地区晚古生代火山岩时代厘定及其地质意义 尹志刚等
扬子地台东南缘武陵凹陷区新生代以来的隆升剥蚀过程——来自碎屑岩磷灰石裂变径迹的证据
云南中三叠世罗平生物群首次发现硅质海绵骨针化石
东昆仑黑刺沟金矿区晚奥陶世花岗斑岩的成因:锆石 U-Pb 年代学、岩石地球化学和 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素制约
东昆仑黑刺沟金矿区晚奥陶世花岗斑岩的成因:锆石 U-Pb 年代学、岩石地球化学和 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素制约
东昆仑黑刺沟金矿区晚奥陶世花岗斑岩的成因:锆石 U-Pb 年代学、岩石地球化学和 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素制约 
<ul> <li>东昆仑黑刺沟金矿区晚奥陶世花岗斑岩的成因:锆石 U−Pb 年代学、岩石地球化学和 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素制约</li> <li>小咖啡子 小蒙古阿鲁科尔沁旗安乐屯岩体形成时代、成因及其构造意义 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・</li></ul>
东昆仑黑刺沟金矿区晚奥陶世花岗斑岩的成因:锆石 U-Pb 年代学、岩石地球化学和 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素制约 
东昆仑黑刺沟金矿区晚奥陶世花岗斑岩的成因:锆石 U-Pb 年代学、岩石地球化学和 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素制约 本积清等 内蒙古阿鲁科尔沁旗安乐屯岩体形成时代、成因及其构造意义 赵硕等 浙江龙泉岩群新元古代—早古生代变沉积岩研究 张金国等 扬子北缘南华系武当群锆石年代学及其地质意义 孔令耀等 黑龙江省林甸地热田成因分析及资源评价 马永法等
东昆仑黑刺沟金矿区晚奥陶世花岗斑岩的成因:锆石 U-Pb 年代学、岩石地球化学和 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素制约 本积清等 内蒙古阿鲁科尔沁旗安乐屯岩体形成时代、成因及其构造意义
东昆仑黑刺沟金矿区晚奥陶世花岗斑岩的成因:锆石 U-Pb 年代学、岩石地球化学和 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素制约 小蒙古阿鲁科尔沁旗安乐屯岩体形成时代、成因及其构造意义 ····································