

# 贵州西北部基性侵入岩锆石 U-Pb 年代学、 岩石地球化学特征及铅锌成矿意义

齐有强<sup>1)</sup>, 胡瑞忠<sup>1)</sup>, 张海<sup>2)</sup>, 任光明<sup>3)</sup>, 武丽艳<sup>1)</sup>, 朱经经<sup>1)</sup>, 王新松<sup>1)</sup>, 孟昌忠<sup>2)</sup>, 金翔霖<sup>2)</sup>

1) 中国科学院地球化学研究所 矿床地球化学国家重点实验室, 贵阳, 550081;

2) 贵州省地质矿产开发局一一三地质大队, 贵州六盘水市, 553001;

3) 中国地质调查局成都地质调查中心, 成都, 610081

**内容提要:** 贵州西北部发育多处基性侵入岩, 总体规模较小(约 0.25 km<sup>2</sup>), 多沿深大断裂侵位, 出露于铅锌矿点外围, 本文对猫猫厂、凉山两处矿点附近的儿马冲和白岩庆两地小型基性侵入岩进行了重点研究。侵入岩主要岩性为细粒辉长岩, 造岩矿物主要为拉长石、普通辉石。SiO<sub>2</sub> 范围为 49.60%~51.09%, MgO 从 3.88%~4.27%, TiO<sub>2</sub> 为 3.69%~3.85%。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果为 268.3±7.4 Ma, 显示岩浆侵位于二叠纪。基性侵入岩的微量元素蛛网图呈 OIB 型特征, 富集大离子亲石元素(LILE)、轻稀土元素(LREE), 亏损重稀土元素(HFEE), 相对亏损高场强元素(Nb, Ta), 有 Sr、Y 亏损, Pb 富集。(87Sr/86Sr)<sub>i</sub> 范围 0.706749~0.707069, (143Nd/144Nd)<sub>i</sub> 范围 0.512313~0.512363, ε<sub>Nd</sub>(*t*) 范围 0.2~1.2; 源区熔融深度处于石榴石橄榄岩相深度, 可能经历了 1%~3% 的部分熔融, 处于亏损石榴石二辉橄榄岩相向原始石榴石二辉橄榄岩相的过渡区。成岩过程中发生了单斜辉石、斜长石等矿物分离结晶, 受到了有限的地壳混染作用, 未经历明显的 AFC 过程。地壳物质在地幔源区中的加入可能是造成地幔富集的主要原因。侵入岩与成矿作用之间的关系, 主要通过两方面所表现。一方面是二者间构造活动上的耦合性。另一方面是基性岩在成矿过程中可能发挥了重要的化学屏障层作用。

**关键词:** 基性侵入岩; 锆石 U-Pb 年代学; 岩石地球化学; 成岩成矿耦合性; 贵州西北部

地球深部的基性熔融岩浆, 在构造作用下, 上升至地壳上部(并不到达地表)冷却形成的岩石为基性侵入岩。针对基性侵入岩(浆)的性质、源区、演化过程、成因及其动力学背景的研究, 能提供重要的地幔深部地质过程的信息, 并可能揭示区域上岩浆演化的深部动力学机制, 对于深入系统地认识大陆动力学背景有着重要意义。因此, 基性侵入岩已成为探索地幔化学性状及示踪岩石圈深部过程的重要研究对象, 被形象地称为“岩石探针”(Deng Jinfu et al., 1996)。基性侵入岩的独特性质, 使其在研究陆壳增生、壳幔相互作用及大陆岩石圈演化等一系列热点地学问题时受到众多学者重视(Rudnick, 1992; Liu Shen et al., 2010)。以华南为例, 众多地质学家通过针对中生代以来基性岩的研究, 系统讨论了多年来存在争议的动力学背景、大陆岩石圈地幔演化及壳幔相互作用特征等科学问题, 尤其应用精细定年对华南岩石圈地幔伸展的期次进行了划分, 并

发现伸展作用与大面积多期次成矿的密切关系, 赋予了基性侵入岩研究新的内涵(Li Xianhua et al., 1997; Hu Ruizhong et al., 2010; Wang Yuejun et al., 2003, 2008, 2013)。

贵州黔西北地区位于峨眉山大火成岩省范围内, 区内除发育大量玄武岩, 还有一定规模基性侵入岩体出露(图 1), 目前针对其系统研究相对较少, 尤其时代上还存在争议, 有些学者认为属于燕山期(Qian Jianping, 2001), 区域地质资料则将其划为峨眉山地幔柱岩浆活动一部分(贵州省地质矿产局, 1987)。另外, 黔西北作为贵州省重要铅锌成矿远景区, 基性侵入岩多发育在矿区矿点外围, 成矿与岩浆岩在空间上的密切关系引起了广大地质工作者的重视(Chen Da et al., 2012; Li Bo et al., 2012), 二者存在何种关系, 是成矿物质或能量上的提供, 还是构造活动控制上的耦合, 值得详细查明。

因此, 本文拟在详细资料调研及野外采样基础

注: 本文为中国科学院“西部之光”人才培养计划“西部博士资助项目”、贵州省地质矿产勘查开发局地质科研项目“黔西北石门断裂带北段铅锌矿床成因机制研究[黔地矿科合(2014)02号]”及国家自然科学基金项目(40903018)。

收稿日期: 2015-06-16; 改回日期: 2016-03-01; 责任编辑: 郝梓国, 黄敏。

作者简介: 齐有强, 1982年生, 博士, 副研究员, 地球化学专业。Email: qiyouqiang@vip.gyig.ac.cn。

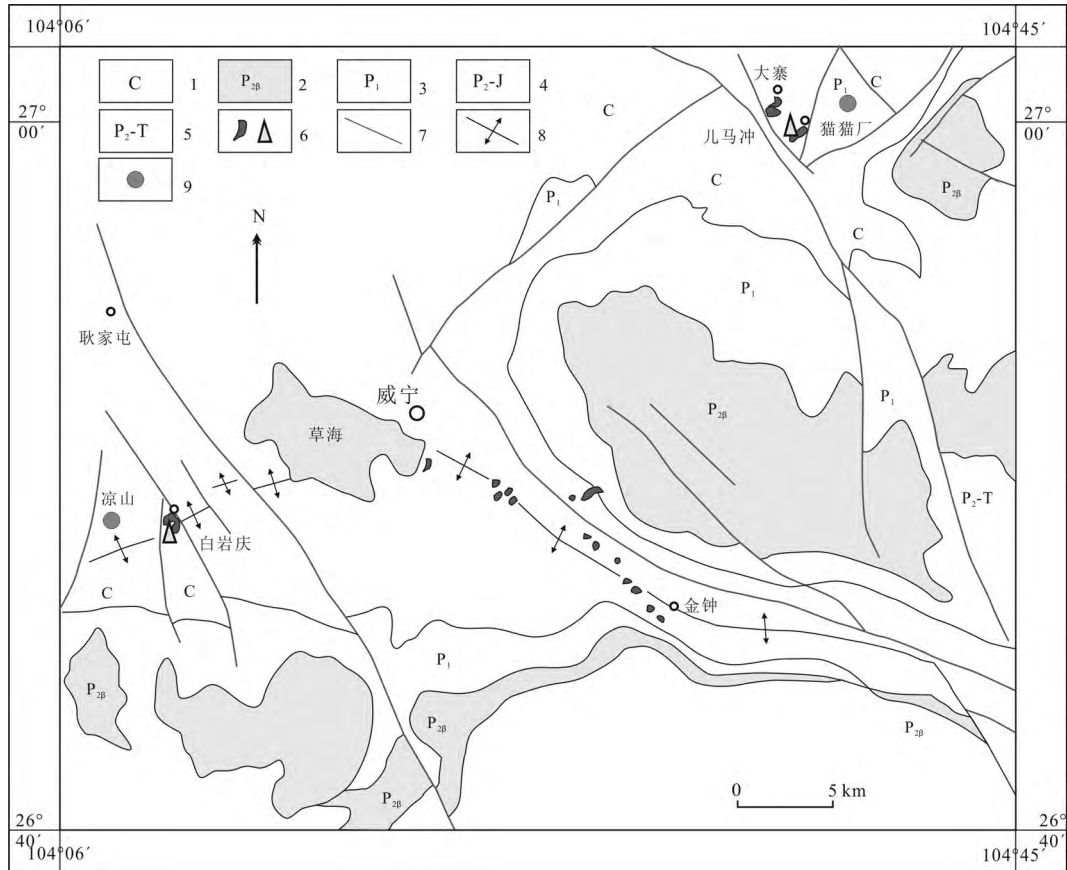


图 1 黔西北地区地质简图及基性侵入岩分布

Fig. 1 Geological map and distribution of mafic intrusions in northwestern Guizhou

1—石炭系地层; 2—峨眉山玄武岩; 3—下二叠统; 4—宣威群—侏罗系; 5—宣威群—三叠系;  
6—基性侵入体及采样位置; 7—断层; 8—背斜; 9—铅锌矿点

Carboniferous; 2—Emeishan basalt; 3—Lower Permian; 4—Xuanwei Formation~Jurassic; 5—Xuanwei Formation~Triassic;  
6—mafic intrusions and sampling position; 7—fault; 8—anticline; 9—lead-zinc mine

上,重点对黔西北地区铅锌矿点附近集中发育的基性侵入岩体进行系统研究,通过年代学、岩相学及岩石地球化学方法,查明其侵位时代,并探讨其形成过程、大陆动力学背景等问题。并在最后初步分析了研究区基性侵入岩体与铅锌成矿的关系。

### 1 地质背景

黔西北地区位于扬子地块的黔北台隆西部,处于峨眉山大火成岩省东缘,川滇黔铁铜铅锌金银成矿域东部。区内广泛发育峨眉山玄武岩,并出露 70 余处辉绿岩、辉长岩为主要岩石类型的小岩株。地层主要为石炭系、二叠系,其次为泥盆系和三叠系。岩性以碳酸盐岩为主,其次为上二叠统的陆相含煤岩系。区内构造较复杂,主要为大型不对称背斜和构造断裂带,构造走向主要有北西向、北东向。研究区所有铅锌矿床(点)多分布在背斜近轴部或不对称背斜的陡翼,背斜上常发育沿走向压性断层(如图

1,威宁—金钟一线,背斜+断裂构造模式)。

### 2 分析方法及岩相学特征

主量元素的分析在在澳实分析检测(广州)有限公司进行,采用 X 荧光光谱(XRF)分析法。样品煅烧后加入  $Li_2B_4O_7-LiBO_2$  助熔物,充分混合后,放置在自动熔炼仪中,使之在  $1000^{\circ}C$  以上熔融;熔融物倒出后形成扁平玻璃片,再用 X 荧光光谱仪分析,分析精度优于 1%。微量元素在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室采用电感耦合等离子体质谱法(ICP-MS)完成,微量元素分析精度优于 10%。电子探针分析在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室完成,仪器为日本岛津公司生产的 EMPA-1600 型电子探针,加速电压 25 kv,电流 10 nA,电子束直径  $10 \mu m$ 。锆石 U-Pb 同位素定年在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室(GPMR)利用 LA-

ICP-MS 同时分析完成。激光剥蚀系统为 GeoLas 2005, ICP-MS 为 Agilent 7500a。对分析数据的离线处理采用软件 ICPMS DataCal (Liu Yongsheng et al., 2008, 2010a) 完成。详细的仪器操作条件和数据处理方法参考 Liu Yongsheng et al. (2008, 2010a, 2010b)。Sr-Nd 同位素前处理在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室完成, 化学处理流程见 Yang Jinhui et al. (2004)。同位素测试在天津地质调查中心完成, 采用热电离质谱 (ID-TIMS), 仪器型号为美国 Thermo Fisher 公司生产的 TRITON。测试过程中采用  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$  校正仪器质量歧视效应。

在详细的资料收集后, 选取黔西北威宁地区儿马冲及白岩庆两个岩体进行了野外考察及采样 (图

1)。两个岩体附近皆有铅锌矿点出露, 如儿马冲附近猫猫厂, 白岩庆附近凉山铅锌矿点。但本次野外及前人资料均未见岩体与矿体的接触关系。

两个基性岩体侵入地层为石炭系大塘组旧司段, 旧司段上部为深灰色中厚层泥质灰岩、泥灰岩与黑色页岩互层, 夹硅质岩、燧石灰岩; 下部黑色页岩夹浅灰色中厚层细粒石英砂岩、硅质岩、泥灰岩, 夹多层无烟煤。研究区广泛的碳酸盐岩发育, 基性侵入岩体地表露头不易发现, 多见于河流溪谷冲沟中。从研究区地质图 (图 1) 可见, 侵入岩多在构造结合部位集中发育, 如背斜核心部位, 断裂交汇部位, 显示出构造对岩体侵位的控制。区域地质志记录了儿马冲、白岩庆等岩体周边高温接触变质带存在矽卡岩化, 但此次野外露头所限, 未见矽卡岩化 (贵州省



图 2 黔西北代表性基性岩体野外露头、手标本 (a, b) 及镜下照片 (c, d)

Fig. 2 Field outcrops, hand specimens (a, b) and microscopic photographs (c, d) of representative mafic intrusions (Ermachong and Baiyanqing) in northwestern Guizhou



地质矿产局, 1987)。

图 2 可见,岩体露头多见于溪水冲沟内,节理十分发育,显示快速侵位特点。样品采集按等距离贯穿岩体完成,使样品尽量具有代表性。通过野外贯穿岩体的岩相学观察及手标本对比,岩石粒度及矿物组合无明显变化,成分均一。岩石类型为细粒辉长岩,块状构造,主要造岩矿物为斜长石(约 60%)和辉石(约 30%),部分含有橄榄石(<5%),副矿物主要包括钛铁矿和磁铁矿(图 2)。儿马冲岩体样品呈典型的辉绿结构,斜长石长可达 0.5 mm,长宽比例 5:1 甚至更大,可见聚片双晶;辉石晶形高达 0.5 mm,二级黄干涉色,可见不完全解理,分布在斜长石架构内,几乎无蚀变。白岩庆岩体也呈辉绿结构,斜长石颗粒相对较大(0.4 mm),长宽比例相对较小,4:1 左右,可见聚片双晶;辉石颗粒相对较小(0.2 mm),二级干涉色,处于斜长石格架内,有蚀变,可见暗色矿物针状钛铁矿。对岩石薄片镜下观察,儿马冲岩体的一个样品辉石斑晶较大(长可达 1.5 mm),但此辉石巨晶仅在岩体局部出露,可能为岩体局部温压条件差异所致。其他样品多显示出和白岩庆岩体样品一致的岩相学特征(如图 2)。通过岩体野外产状及矿相学特征表明,研究区基性岩体未经历明显的堆晶作用,为小规模岩浆在浅地表快速侵位的产物。后面岩石样品的主、微量、同位素数据的均一也印证了这一点。

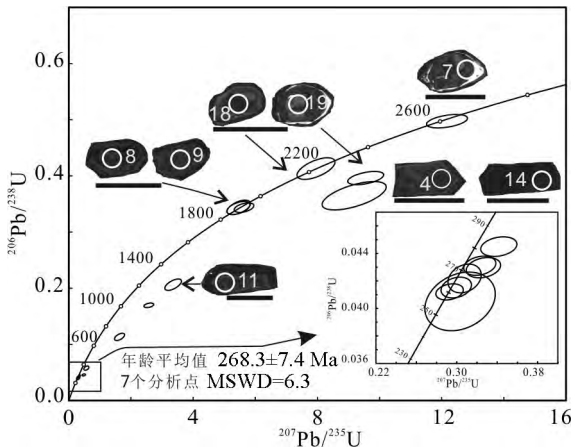


图 3 黔西北地区儿马冲基性岩体锆石 CL 图像及 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄谱和图

Fig. 3 Representative cathodoluminescence images and LA-ICP-MS zircon U-Pb concordia ages for zircon grains from EMC intrusions in northwest Guizhou

### 3 年代学意义

本文对儿马冲辉长岩进行锆石单矿物挑选后,

并应用 LA-ICP-MS 进行锆石 U-Pb 定年,共计打点 19 个,详细数据见表 1。通过锆石透反射、CL 图像,观察锆石形貌学特征,发现部分锆石具有寄生核(图 3),为捕获的古老基底锆石,结晶年龄代表了古老基底的年代,主要有 2.6 Ga、2.2 Ga、1.9 Ga 三个阶段,与 Li Xianhua et al. (2014) 华南古老基底的分布范围相一致。少量锆石具有高亮边缘,经历了后期重结晶。锆石 U-Pb 谐和图解中(图 3),有 7 颗锆石年龄相对集中,且最为年轻。形貌学观察可见,这几颗锆石 CL 图像偏暗,震荡环带明显,无寄生老核及重结晶高亮边,应该为年轻的岩浆结晶锆石。表 1 中可见打点锆石 U、Th 含量较高,U/Th 比值大于 0.1,普遍大于 0.4,为典型岩浆结晶锆石(Wu Yuanbao et al., 2004)。锆石 U-Pb 年龄加权平均值为  $268.3 \pm 7.4$  Ma,代表了基性侵入岩的结晶年龄。

上述定年结果表明,在黔西北地区铅锌矿点周边分布的基性侵入岩体时代为二叠纪,不同于黔西南地区辉绿岩脉年龄(Liu Shen et al., 2010),后者代表了一期燕山期岩浆活动。研究区在二叠纪时应处于相对伸展的动力学背景,有利于深部岩浆在构造薄弱位置的上升侵位。由于基性岩挑选出锆石数量有限,制约了进一步探讨基性岩体与峨眉山大火成岩省地质时代的关系。二者间有无时代关联性尚需进一步工作。

## 4 岩石地球化学特征

### 4.1 辉石、斜长石电子探针分析

应用电子探针对儿马冲及白岩庆基性岩主要造岩矿物进行分析,结果见表 2,矿物总量 100% 左右,矿物蚀变轻微。通过对比可见,基性侵入岩的主要造岩矿物成分与区域玄武岩造岩矿物并未存在较大差异。白岩庆地区基性岩辉石端元组分硅灰石(Wo):26.8~44.0(平均 39.8),顽火辉石(En):25.7~43.8(平均 36.6),铁辉石(Fs):17.6~47.5(平均 23.6);斜长石端元组分钾长石(Or):1.9~10.2(平均 3.0),钠长石(Ab):37.0~45.3(平均 40.7),钙长石(An):50.5~61.2(平均 56.3);儿马冲地区基性岩辉石端元组分硅灰石(Wo):38.0~43.2(平均 39.7),顽火辉石(En):32.4~41.8(平均 38.8),铁辉石(Fs):17.1~28.2(平均 21.6);斜长石端元组分钾长石(Or):2.1~5.1(平均 3.0),钠长石(Ab):36.0~47.4(平均 41.2),钙长石(An):50.0~61.6(平均 55.8)。从长石及辉石分类图解

表 1 黔西北基性侵入岩(儿马冲岩体)锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄分析结果  
Table 1 Zircon LA-ICP-MS U-Pb dating results of mafic intrusion (Ermachong) of northwestern Guizhou

点号	成分与比值				同位素比值					年龄(Ma)							
	Pb ( $\times 10^{-6}$ )	Th ( $\times 10^{-6}$ )	U ( $\times 10^{-6}$ )	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$1\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$1\sigma$		
EMC-1-1	322.1	1525.3	2478.1	0.6	1.6324	0.1017	0.0033	0.1133	0.0026	1657	61.11	983	26	692	15	364	17
EMC-1-2	426.0	11701.9	6075.6	1.9	0.3264	0.0541	0.0018	0.0430	0.0005	372	80.5475	287	9	271	3	254	7
EMC-1-3	680.4	114.1	1732.8	0.1	5.6384	0.1173	0.0028	0.3434	0.0035	1917	43.3625	1922	20	1903	17	2020	67
EMC-1-4	35.0	393.1	746.9	0.5	0.3033	0.0580	0.0044	0.0405	0.0014	532	166.645	269	18	256	9	215	12
EMC-1-5	246.9	266.2	510.4	0.5	9.1824	0.1881	0.0128	0.3646	0.0103	2726	113.115	2356	42	2004	49	2181	134
EMC-1-6	1157.3	1127.3	5653.1	0.2	2.5752	0.1087	0.0028	0.1696	0.0016	1777	47.53	1294	18	1010	9	1035	25
EMC-1-7	1274.4	930.3	1907.4	0.5	12.1708	0.1755	0.0040	0.4973	0.0049	2611	39.045	2618	21	2602	21	2469	54
EMC-1-8	306.6	237.8	765.5	0.3	5.4708	0.1149	0.0031	0.3439	0.0053	1880	49.85	1896	24	1905	25	1647	63
EMC-1-9	268.5	247.8	636.5	0.4	5.4570	0.1147	0.0031	0.3428	0.0047	1876	48.15	1894	24	1900	23	1864	55
EMC-1-10	578.2	16043.6	8528.6	1.9	0.2995	0.0518	0.0016	0.0415	0.0005	280	69.435	266	8	262	3	245	7
EMC-1-11	292.1	511.8	1198.7	0.4	3.3577	0.1180	0.0035	0.2063	0.0041	1928	58.18	1495	25	1209	22	825	37
EMC-1-12	32.3	565.3	349.6	1.6	0.5640	0.0739	0.0050	0.0577	0.0015	1039	135.185	454	22	362	9	351	13
EMC-1-13	60.3	580.6	1028.5	0.6	0.4806	0.0772	0.0038	0.0456	0.0007	1126	94.2875	398	16	287	5	274	12
EMC-1-14	294.2	7661.1	3753.9	2.0	0.3416	0.0551	0.0020	0.0445	0.0005	417	74.9925	298	9	281	3	290	7
EMC-1-15	316.2	10358.7	4310.2	2.4	0.3077	0.0523	0.0018	0.0422	0.0007	298	77.77	272	8	266	4	256	7
EMC-1-16	473.1	17785.2	5248.5	3.4	0.3228	0.0536	0.0018	0.0431	0.0005	354	75.9175	284	8	272	3	243	6
EMC-1-17	694.5	27098.3	8306.0	3.3	0.2928	0.0508	0.0016	0.0412	0.0004	232	67.58	261	7	260	2	230	5
EMC-1-18	426.4	398.1	874.1	0.5	7.9556	0.1373	0.0035	0.4130	0.0079	2194	43.06	2226	28	2229	36	1975	59
EMC-1-19	1073.7	914.3	2068.1	0.4	9.5546	0.1727	0.0039	0.3961	0.0048	2584	37.195	2393	23	2151	22	2317	53

表 2 黔西北基性侵入岩典型斜长石及辉石矿物电子探针数据 (%)

Table 2 Microprobe data (%) for representative plagioclase (PL) and pyroxenes (PX) from northwestern Guizhou mafic intrusions

斜长石	BY10-10	BY10-11	BY10-12	BY10-8	BY10-9	BY3-1	BY3-2	BY3-3	BY3-4	BY3-5	EMC6-14	EMC6-21	EMC7-1	EMC7-3	EMC7-4	EMC7-7	EMC7-8
SiO <sub>2</sub>	54.21	52.41	54.50	53.37	53.01	53.90	53.46	53.54	52.35	52.90	53.12	52.38	53.62	52.24	55.34	52.34	51.55
TiO <sub>2</sub>	0.07	0.11	0.09	0.13	0.11	0.10	0.11	0.13	0.10	0.08	0.08	0.07	0.12	0.08	0.05	0.10	0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28.59	28.15	28.08	28.62	28.82	27.63	29.47	28.71	29.52	29.20	27.86	28.27	28.92	29.27	27.16	29.35	29.05
CaO	11.42	9.81	11.00	12.13	12.40	10.70	12.79	11.99	12.89	12.41	9.95	10.41	12.09	12.53	10.39	12.58	12.25
MgO	0.03	0.45	0.03	0.03	0.09	0.10	0.12	0.11	0.10	0.13	0.10	0.06	0.09	0.10	0.08	0.07	0.16
MnO	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.03
Ni <sub>2</sub> O	4.92	4.21	5.24	4.74	4.67	5.16	4.50	4.90	4.30	4.31	5.10	5.14	4.54	4.08	5.45	4.25	4.13
K <sub>2</sub> O	0.40	1.67	0.43	0.35	0.39	0.49	0.42	0.35	0.33	0.35	0.53	0.46	0.49	0.36	0.46	0.45	0.89
FeO	0.57	1.93	0.74	0.67	0.71	0.70	0.63	0.74	0.58	0.73	0.67	0.67	0.55	0.70	1.09	0.73	0.64
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.02	0.03	0.01	0.00
总量	100.22	98.78	100.11	100.04	100.22	98.77	101.52	100.49	100.18	100.11	97.44	97.47	100.42	99.39	100.06	99.91	98.75
Or	2.30	10.23	2.45	1.97	2.20	2.84	2.32	1.94	1.88	2.03	3.18	2.68	2.78	2.09	2.61	2.59	5.08
Ab	42.83	39.27	45.16	40.61	39.64	45.29	37.99	41.70	36.95	37.81	46.62	45.94	39.32	36.29	47.44	36.97	35.95
An	54.88	50.51	52.41	57.43	58.17	51.88	59.69	56.37	61.18	60.16	50.21	51.40	57.91	61.63	49.96	60.44	58.98
辉石	BY10-2	BY10-3	BY10-4	BY10-5	BY10-6	BY10-7	BY3-10	BY3-11	BY3-6	BY3-7	BY3-8	BY3-9	EMC7-10	EMC7-2	EMC7-5	EMC7-6	EMC7-9
SiO <sub>2</sub>	50.54	50.00	43.29	51.22	50.47	51.09	48.92	48.93	47.73	48.47	48.33	48.98	49.50	51.48	49.60	51.42	50.15
TiO <sub>2</sub>	1.28	1.31	1.27	0.96	1.34	1.09	1.78	1.74	2.59	1.92	2.34	2.37	1.16	0.88	0.70	0.82	1.82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.12	2.48	6.94	1.61	2.31	2.25	3.14	3.15	3.99	3.18	3.62	3.21	2.64	1.37	1.55	1.48	2.88
CaO	18.51	17.75	10.74	18.93	19.60	18.82	20.27	19.55	20.62	19.87	19.59	20.61	18.85	18.20	18.57	18.45	20.76
MgO	14.26	14.82	7.40	15.44	14.02	14.41	11.27	11.04	11.75	11.49	11.51	11.40	13.89	13.64	10.97	14.47	13.71
MnO	0.29	0.20	0.27	0.26	0.21	0.26	0.28	0.30	0.22	0.31	0.25	0.29	0.26	0.29	0.38	0.28	0.20
Ni <sub>2</sub> O	0.22	0.73	1.89	0.19	0.18	0.20	0.29	0.25	0.34	0.29	0.30	0.33	0.16	0.16	0.16	0.17	0.24
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.98	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
FeO	12.66	11.29	24.39	11.06	10.94	12.37	14.47	15.02	12.66	13.96	14.43	14.26	12.46	13.70	17.00	12.30	10.56
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	0.14	0.40	0.12	0.11	0.05	0.02	0.01	0.02	0.03	0.04	0.01	0.07	0.01	0.01	0.01	0.14
总量	99.93	98.74	97.57	99.79	99.19	100.53	100.45	99.99	99.93	99.52	100.41	101.46	99.01	99.72	98.94	99.39	100.46
En	41.14	43.70	25.69	43.79	40.94	41.33	33.19	32.93	34.90	34.19	34.17	33.31	40.35	39.64	32.40	41.78	39.67
Fs	20.48	18.68	47.50	17.61	17.92	19.89	23.91	25.14	21.09	23.32	24.03	23.38	20.30	22.34	28.17	19.93	17.15
Wo	38.38	37.62	26.81	38.60	41.14	38.78	42.90	41.93	44.01	42.50	41.80	43.31	39.35	38.03	39.43	38.29	43.19

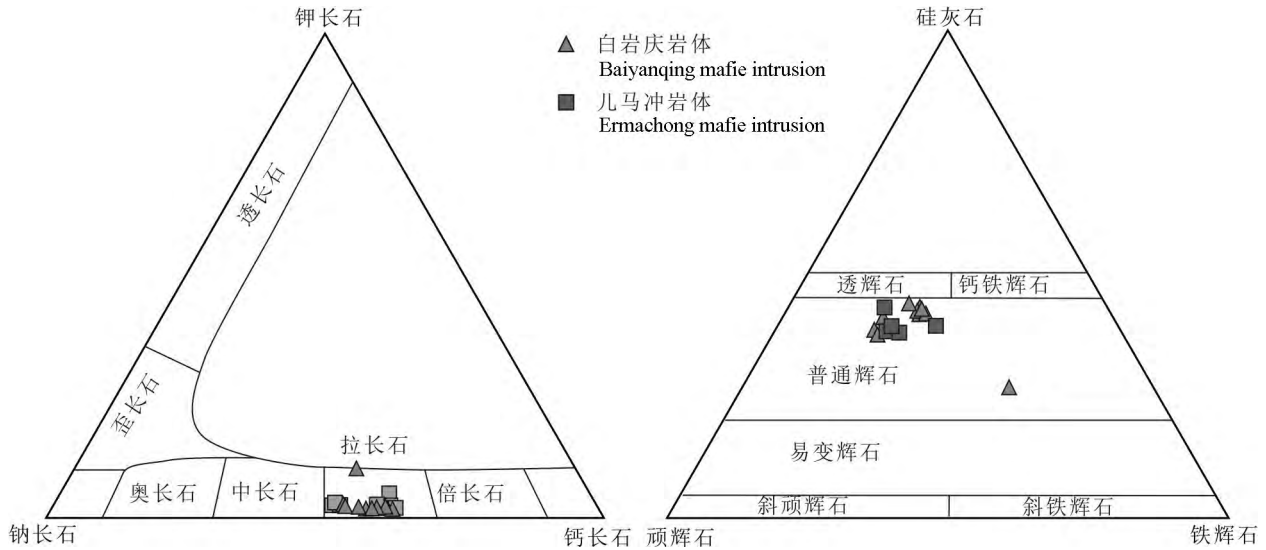


图 4 黔西北地区基性岩的斜长石及辉石分类图解

Fig. 4 Plagioclase and pyroxene classification diagrams of representative mafic intrusions in Northwestern Guizhou

(图 4)可见,基性岩的长石主要为拉长石,辉石主要为普通辉石,接近透辉石区域。

4.2 主量元素

黔西北的基性岩体代表性样品岩石化学分析结果见表 3。由表可见,研究区基性岩 SiO<sub>2</sub> 变化范围不大,从 49.60 % ~ 51.09 %,平均值 50.52 %, MgO 从 3.88 % ~ 4.27 %,平均值 4.09 %, Mg<sup>#</sup> 范围 36 ~ 38.6,平均 37.3, TiO<sub>2</sub> 范围 3.69 % ~ 3.85 %,平均 3.75 %。K<sub>2</sub>O 范围 1.07 % ~ 2.12 %,平均 1.92 %, Na<sub>2</sub>O 范围 2.54 % ~ 2.87 %,平均 2.71 %。两岩体 TiO<sub>2</sub> (3.69 % ~ 3.85 %) 较高, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 含量(0.42 % ~ 0.44 %) 稳定。在侵入岩适用的 TAS 分类图解中(图 5),处于碱性及亚碱性的边界处,位于辉长岩范围内,与岩相学特征一致。参照 Xu Yigang et al. (2001)和 Xiao Long et al. (2003a) 的分类标准,研究区基性岩体近似于高钛玄武岩,尤其接近 HT1 型,即具有更高的 TiO<sub>2</sub> > 3.6 %,更低的 Mg<sup>#</sup> < 45。

4.3 微量与稀土元素组成特征

微量元素蛛网图如图 6a,总体上具类似于 OIB 型特征,总体富集大离子亲石元素(如,Rb, Ba 和 K),相对亏损高场强元素(Nb, Ta),具有 Sr, Y 亏损,Pb 富集。而且 Rb, Ba 相对于 Th 显示亏损特征。两基性岩体岩体微量元素特征一致,白岩庆地区 BY1 样品,Rb, Ba, K 显示亏损特征,手标本见有轻微绿泥石化,造成了部分元素丢失,较高烧失量(2.47 %)也验证这一点。

宾川玄武岩单元是峨眉山大火成岩省岩石单元

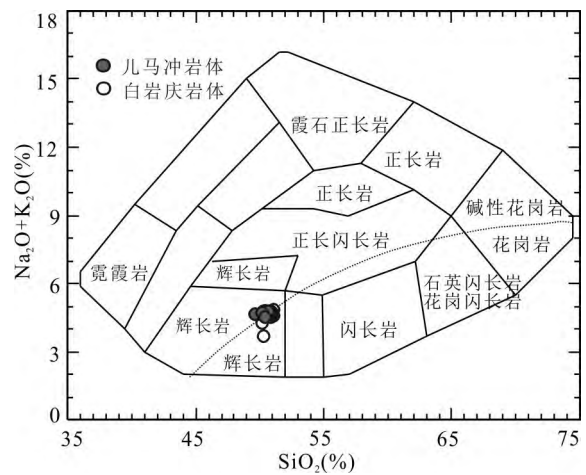


图 5 黔西北侵入岩 TAS 图解

Fig 5 Classification diagrams of the mafic intrusions in northwest Guizhou

底图引自 Wilson (1989)

Fields data from Wilson (1989)

重要代表(Xiao Long et al. ,2003),涵盖低钛(LT1、LT2)、高钛(HT)玄武岩,结合本文基性岩的高钛特征,与其进行重点对比。总体上研究区基性侵入岩蛛网图特征类似于宾川高钛玄武岩(HT),但相对富集 Th, U, 亏损 Nb, Ta, Sr, Y, 总体含量上,微量元素要明显高于宾川 LT1、LT2 玄武岩。由于宾川玄武岩 Pb 含量未获得数据,未作对比。

岩石过渡族元素作为不相容元素,基性岩 Cr:  $31.5 \times 10^{-6} \sim 42.6 \times 10^{-6}$ , Co:  $33.8 \times 10^{-6} \sim 38.6 \times 10^{-6}$ , Ni:  $30.6 \times 10^{-6} \sim 40.4 \times 10^{-6}$ , 分别低于原始地幔值 Cr( $2625 \times 10^{-6}$ ), Co( $105 \times 10^{-6}$ ), 及 Ni

表 3 黔西北基性侵入岩主量 (%) 及微量元素数据 ( $\times 10^{-6}$ )  
Table 3 Major oxides (%) and trace elements ( $\times 10^{-6}$ ) concentrations of northwestern Guizhou mafic intrusions

样号	儿马冲										白岩庆										
	EMC1	EMC2	EMC3	EMC4	EMC5	EMC6	EMC7	EMC8	EMC9	EMC10	EMC11	BY1	BY2	BY3	BY4	BY5	BY6	BY7	BY8	BY9	BY10
SiO <sub>2</sub>	50.18	50.38	50.38	50.28	50.39	50.63	49.6	50.21	50.37	50.36	50.08	50.34	50.96	51.03	50.83	50.81	51.01	50.88	50.84	50.19	51.09
THO <sub>2</sub>	3.85	3.77	3.74	3.77	3.75	3.73	3.69	3.74	3.71	3.72	3.76	3.7	3.8	3.78	3.73	3.85	3.71	3.79	3.77	3.72	3.75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.28	13.26	13.43	13.47	13.42	13.48	13.48	13.31	13.41	13.51	13.23	13.43	13.61	13.5	13.51	13.84	13.84	13.45	13.7	13.71	13.69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.88	13.96	13.7	13.61	13.68	13.76	13.45	13.67	13.63	13.58	13.88	13.41	13.45	13.81	13.76	12.92	13.51	13.88	13.5	13.15	13.48
MnO	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.18	0.18	0.19	0.19	0.2	0.18	0.19	0.19	0.17	0.18	0.19	0.18	0.18	0.18
MgO	4.12	3.96	4.02	4.03	4.13	4.11	4.27	4.16	4.11	4.13	4.16	4.13	3.95	4.16	4.16	3.88	4.01	4.14	4.12	4.09	4.04
CaO	7.66	7.69	7.75	7.77	7.71	7.86	7.46	7.58	7.91	7.65	7.65	7.64	7.77	7.81	7.7	7.64	7.8	7.64	7.77	7.61	7.61
N <sub>2</sub> O	2.73	2.75	2.75	2.77	2.72	2.75	2.67	2.62	2.63	2.68	2.62	2.64	2.73	2.69	2.87	2.73	2.8	2.81	2.73	2.54	2.74
K <sub>2</sub> O	2.01	2.03	2	2	2.04	2.03	2	2.12	1.9	2.12	2.04	1.07	1.92	1.88	1.66	1.94	1.91	1.99	1.94	1.7	2.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.43	0.42	0.44	0.43	0.42	0.44	0.42	0.43	0.43	0.42	0.42
LOI	1.05	0.99	1.01	1.04	0.97	0.71	1.84	1.44	1.06	1.02	1.42	2.47	0.8	0.56	0.78	1.34	0.6	0.6	0.7	1.8	0.63
总量	99.37	99.40	99.39	99.35	99.42	99.67	99.07	99.45	99.33	99.38	99.46	99.45	99.61	99.84	99.61	99.56	99.79	99.80	99.68	99.11	99.75
Mg#	37.0	36.0	36.8	37.0	37.4	37.2	38.6	37.6	37.4	37.6	37.3	37.9	36.8	37.4	37.5	37.3	37.0	37.1	37.7	38.1	37.3
Ba	471	462	464	460	457	466	469	477	456	485	483	322	471	443	466	468	496	493	481	438	486
Rb	64.1	64	62.7	63.2	64.8	65.8	61.2	67.5	59.7	66.4	66	29.6	60.4	57.2	51.9	59.5	60.8	62.7	60.3	48.3	66
Sr	458	440	470	482	521	475	558	600	450	544	560	395	436	411	439	426	445	438	444	409	472
Y	34.6	35.4	35.6	35.9	35.5	35.8	35.2	35.4	35.3	35.3	35.9	35.7	36.8	35	36.6	35.9	36.5	37.5	36.2	35.8	34.2
Zr	347	352	354	358	350	356	346	353	348	353	360	357	367	351	363	365	360	372	359	348	347
Nb	39.4	39.2	40	40.7	39.7	40.1	39.1	39.7	39.7	39.2	40.4	39.8	41.4	38.9	40.5	41.3	40	41.4	40.3	39.4	40
Th	8.6	9.0	8.9	8.7	8.7	9.0	8.6	8.9	8.7	8.7	8.9	9.0	9.3	8.9	9.0	9.2	9.4	9.4	9.3	8.9	8.1
Pb	8.5	9.1	8.3	8.4	8.0	8.6	7.9	8.3	7.4	7.7	8.3	7.4	8.9	8.0	8.2	8.3	8.4	8.3	8.3	7.6	7.9
Ga	23.1	23	23.3	23.8	23.5	23.2	23.5	23.4	22.9	23.5	23.4	23.4	24	22.5	23.8	23.7	23.3	23	23.4	22.9	24
Zn	150	149	147	166	164	180	157	171	156	146	154	150	163	142	151	156	141	147	150	151	159
Cu	154.6	152	156.3	154.6	155.5	157.2	150.3	159	154.6	150.3	153.7	152.9	161.6	149.4	155.5	159	151.1	147.7	152	148.5	161.6
Ni	35.4	30.6	33.6	36.5	38.8	39.6	39.7	39.8	36.7	35.1	36	38.6	40.4	33.3	35	37.2	32.1	31.8	35.4	33.7	38.7
V	340	331	333	338	333	332	323	330	327	316	330	328	341	320	330	333	316	308	321	315	358
Cr	37.2	39.4	36.6	41.6	40.5	42.6	36.1	40.5	33.8	33.8	35.1	34.6	36.4	33	35.7	34.8	32.6	31.5	34.1	33.3	36.4
Hf	9.19	9.51	9.25	9.18	9.56	9.36	9.44	9.2	9.16	9.28	9.64	9.63	9.86	9.24	9.45	9.59	9.7	9.8	9.59	9.23	8.84
Sc	25	24	24.5	24.7	24.2	23.9	23.4	24.3	23.6	23.2	24.5	23.8	24.3	23.1	24	23.6	22.9	22.7	23.3	22.9	27.6
Ta	2.47	2.47	2.53	2.47	2.47	2.52	2.43	2.42	2.4	2.42	2.49	2.48	2.56	2.44	2.47	2.52	2.5	2.48	2.51	2.43	2.38
Co	36.8	34.7	36.3	35.5	36.3	36.1	36.4	36.7	36.1	36	36	35.3	37.3	34.7	36.1	35.7	34.4	33.8	35	34.1	38.6
U	1.96	2.01	1.98	1.92	1.95	1.95	1.89	1.97	1.95	1.98	1.95	1.94	1.99	1.95	2.01	1.98	2.02	2.05	2.08	1.92	1.9
La	46.50	47.90	48.20	47.40	47.30	48.00	47.00	47.80	47.50	47.60	48.60	48.40	49.60	47.10	48.60	48.80	49.60	48.60	49.50	48.10	46.30
Ce	101.00	104.00	105.00	104.00	103.00	105.00	102.00	104.00	104.00	104.00	106.00	105.00	109.00	103.00	106.00	107.00	107.00	104.00	107.00	103.00	101.00
Pr	12.90	13.10	13.00	13.10	13.10	13.20	12.80	13.10	13.00	13.00	13.30	13.30	13.70	12.90	13.30	13.50	13.40	13.30	13.30	13.10	12.90



续表 3

样号	儿马冲										白岩庆										
	EMC1	EMC2	EMC3	EMC4	EMC5	EMC6	EMC7	EMC8	EMC9	EMC10	EMC11	BY1	BY2	BY3	BY4	BY5	BY6	BY7	BY8	BY9	BY10
Nd	53.50	54.90	55.60	54.80	54.50	54.90	53.50	54.90	54.10	54.40	56.00	55.60	57.10	54.00	55.80	56.60	56.40	57.10	56.20	54.00	54.30
Sm	10.90	11.00	11.20	11.20	10.60	10.90	10.70	11.10	10.80	11.00	11.30	11.20	11.50	11.00	11.20	11.20	11.40	11.10	11.00	11.00	10.60
Eu	3.10	3.20	3.20	3.20	3.20	3.20	3.20	3.20	3.10	3.10	3.20	3.10	3.30	3.10	3.20	3.20	3.20	3.20	3.20	3.30	3.30
Gd	9.40	9.30	9.70	9.90	9.60	9.60	9.30	9.90	9.60	9.60	10.00	9.70	10.20	9.50	10.20	9.80	9.80	9.80	10.00	9.50	9.60
Tb	1.44	1.46	1.49	1.49	1.49	1.48	1.43	1.49	1.49	1.47	1.50	1.51	1.54	1.49	1.51	1.55	1.53	1.53	1.53	1.48	1.44
Dy	7.51	7.78	7.88	7.76	7.71	7.80	7.40	7.71	7.67	7.61	7.87	7.66	7.76	7.58	7.82	7.81	8.08	8.08	7.86	7.61	7.10
Ho	1.40	1.41	1.47	1.40	1.45	1.45	1.44	1.43	1.38	1.43	1.48	1.48	1.49	1.41	1.44	1.45	1.45	1.50	1.45	1.39	1.35
Er	4.00	4.00	3.96	3.96	3.91	3.90	3.91	3.96	3.92	3.92	3.95	3.95	4.08	3.90	3.96	3.94	4.07	4.07	4.05	3.79	3.66
Tm	0.50	0.51	0.51	0.51	0.48	0.49	0.49	0.52	0.51	0.52	0.51	0.50	0.51	0.51	0.50	0.51	0.52	0.55	0.53	0.49	0.49
Yb	3.12	3.11	3.17	3.14	3.12	3.17	3.15	3.18	3.07	3.15	3.18	3.06	3.16	3.06	3.21	3.26	3.25	3.17	3.19	3.08	2.85
Lu	0.46	0.44	0.45	0.44	0.43	0.44	0.44	0.44	0.43	0.42	0.44	0.45	0.44	0.44	0.44	0.47	0.45	0.45	0.46	0.43	0.42
ΣREE	255.73	262.11	264.83	262.30	259.90	263.53	256.77	262.73	260.57	261.22	267.33	264.91	273.38	258.99	267.19	269.10	270.15	266.45	269.27	260.27	255.31
(La/Yb) <sub>N</sub>	10.7	11.0	10.9	10.8	10.9	10.9	10.7	10.8	11.1	10.8	11.0	11.3	11.3	11.0	10.9	10.7	10.9	11.0	11.1	11.2	11.7
Eu/Eu*	0.9	1.0	0.9	0.9	1.0	1.0	1.0	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	1.0	1.0
Nb/U	20.1	19.5	20.2	21.2	20.4	20.6	20.7	20.2	20.4	19.8	20.7	20.5	20.8	19.9	20.1	20.9	19.8	20.2	19.4	20.5	21.1
Ta/U	1.3	1.2	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3	1.2	1.2	1.2	1.3	1.3	1.3	1.3	1.2	1.3	1.2	1.2	1.2	1.3	1.3
Ce/Pb	12.0	11.5	12.7	12.4	12.8	12.2	13.0	12.5	14.1	13.6	12.7	14.2	12.2	12.9	12.9	12.9	12.7	12.5	13.0	13.6	12.8

( $1960 \times 10^{-6}$ ), V 范围  $308 \times 10^{-6} \sim 358 \times 10^{-6}$  虽高于原始地幔 V ( $82 \times 10^{-6}$ ) (McDonough et al., 1995), 显示出富集特征, 但其富集程度与大离子亲石元素相比偏低。V 富集特征与本地区 Fe、Ti 含量较高相对应。

稀土元素配分模式图(图 6b)显示轻重稀土分馏明显, 呈明显右倾趋势, (La/Yb)<sub>N</sub> 范围从 10.69 ~ 11.65。ΣREE 范围  $255.31 \times 10^{-6} \sim 273.38 \times 10^{-6}$  (平均  $263.43 \times 10^{-6}$ )。研究区两岩体稀土元素一致, 显示出与宾川高钛玄武岩(HT)高度一致特征, 稀土总量高于宾川低钛玄武岩(LT1、LT2)。δEu 的范围 0.9 ~ 1.0, 呈现弱亏损, 两岩体间无明显差异。微量元素蛛网图中 Sr 明显的亏损, 及稀土元素标准化图解中 Eu 负异常的不明显, 暗示斜长石分离结晶程度较小。

#### 4.4 Sr-Nd 同位素

研究区同位素数据见表 4, 图 7 中可见 (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> 范围 0.706749 ~ 0.707069, (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd)<sub>i</sub> 范围 0.512313 ~ 0.512363, ε<sub>Nd</sub>(t) 范围 0.2 ~ 1.2。Xu Yigang et al. (2001) 根据 TiO<sub>2</sub> 的划分, 将峨眉山玄武岩分为 HT1, HT2, HT3, 及 LT 玄武岩, 且存在同位素特征的差异。从 HT1 至 HT3, 偏向富集地幔端元, LT 相对于 HT 总体上具有高(<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> 低 ε<sub>Nd</sub>(t) 特征。苦橄岩作为地幔柱岩浆活动的重要证据, 其同位素范围也一并列入(Zhang Zhaochong et al., 2004), 由于被认为最接近原始岩浆成分, 苦橄岩最靠近亏损地幔端元。研究区基性岩同位素范围较小, 分布范围靠近 HT2, 与主微量元素显示的高钛特征一致。儿马冲及白岩庆岩体同位素特征类似, 与主量、微量元素显示结果相同, 暗示来自同一岩浆源区。

### 5 讨论

#### 5.1 地壳混染作用

地壳混染是讨论基性岩成岩过程的重要内容。基性侵入岩较低的 Mg<sup>#</sup> (36 ~ 38.6), MgO 含量 (3.88% ~ 4.27%), 与地幔橄榄岩平衡状态的熔体成分存在很大差异, 另外岩石挑选出的锆石具有一定含量的继承锆石, 说明基性岩在上升过程中存在一定的地壳混染, 下面进行详细评估。Nb/U、Ta/U、Ce/Pb 比值是判断混染的灵敏指标, 研究区的 Nb/U、Ta/U、Ce/Pb 分别为 19.38 ~ 21.20, 1.21 ~ 1.29, 11.48 ~ 14.15, 低于全球 MORB 和 OIB 的相对均一值 (Nb/U = 47 ± 10, Ta/U = 2.7,

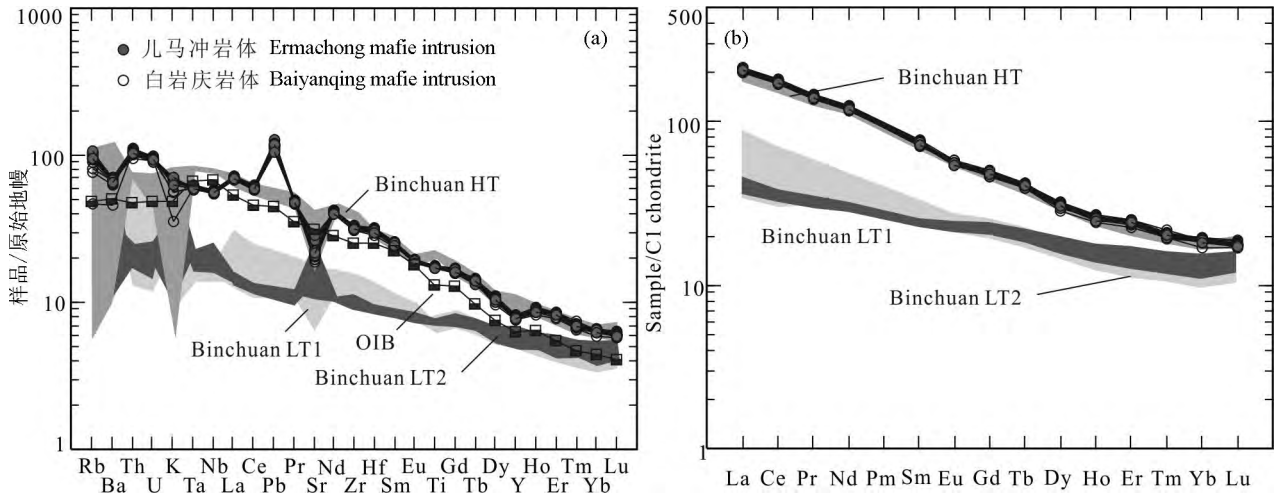


图6 黔西北基性岩原始地幔标准化蛛网图(a)和球粒陨石标准化 REE 分布模式图(b)

Fig. 6 Primitive mantle-normalized spider diagram (a) and chondrite-normalized REE patterns (b) of mafic intrusions in northwestern Guizhou

原始地幔及球粒陨石数据引自 Sun et al. (1989); 阴影部分为宾川玄武岩数据资料, 引自 Xiao Long et al., 2003a,

由于文献中未给出 Pb 含量, 图中阴影区 Pb 为相邻元素直线相连

Primitive mantle and chondrite normalizing values from Sun et al. (1989);

the shadow zones refer to basalts' data in Binchuan after Xiao et al., 2003a

表4 黔西北基性侵入岩 Sr-Nd 同位素数据

Table 4 Sr-Nd isotopic ratios for northwestern Guizhou mafic intrusions

样号	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	±2σ	( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>i</sub>	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	±2σ	( <sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd) <sub>i</sub>	ε <sub>Nd</sub> (t)
EMC2	0.420364	0.708321	14	0.706778	0.121120	0.512522	7	0.512315	0.2
EMC4	0.378938	0.708241	17	0.706849	0.123547	0.512537	9	0.512327	0.5
EMC6	0.400341	0.708219	17	0.706749	0.120019	0.512518	7	0.512314	0.2
EMC8	0.325125	0.708263	13	0.707069					
EMC10	0.352750	0.708292	14	0.706996	0.122233	0.512564	12	0.512356	1.0
BY2	0.400358	0.708243	16	0.706773	0.121747	0.512546	11	0.512339	0.7
BY4	0.341665	0.708086	13	0.706831	0.121333	0.512519	10	0.512313	0.2
BY6	0.394858	0.708268	20	0.706817	0.122186	0.512528	6	0.512320	0.3
BY8					0.118319	0.512528	9	0.512326	0.4
BY10	0.404110	0.708342	13	0.706858	0.118006	0.512564	18	0.512363	1.2

注: 同位素数据初始化按照 260Ma 计算, 参与计算的球粒陨石标准化值(<sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr = 0.0847, <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0.7045, <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd = 0.1967, <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.512638), 半衰期常数为 λ<sub>Rb</sub> = 1.42 × 10<sup>-11</sup> a<sup>-1</sup>; λ<sub>Sm</sub> = 6.54 × 10<sup>-12</sup> a<sup>-1</sup>. 同位素测试未使用同位素稀释法, <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr, <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd 使用经验参数由微量元素计算得出.

Ce/Pb = 25 ± 5, Hofmann, 1988), 说明受到了一定程度地壳混染, 但是地壳混染敏感元素的 Rb、Th、U、Pb 含量普遍低于中上地壳平均值 (Rb = 84 × 10<sup>-6</sup>, Th = 10.5 × 10<sup>-6</sup>, U = 2.7 × 10<sup>-6</sup>, and Pb = 20 × 10<sup>-6</sup>; Rudnick et al., 2003), 进而说明岩浆成岩过程中受到的混染相对较弱。另外, (Th/Yb)<sub>PM</sub> 范围 15.8 ~ 17.3, 明显低于上地壳的推荐值 (28; Taylor et al., 1985), 说明除了在上升过程中存在一定地壳混染外, 在深部源区也存在一定地壳混染。本地区的 (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> 同位素与 SiO<sub>2</sub> 并无明显正相关性, 尤其儿马冲岩体样品显示出一定负相关趋势, 暗示出并未经历明显的 AFC 过程, 地壳物质的加入

主要在岩浆源区进行。因此, 本文研究的基性岩虽然在上升过程中存在一定程度的地壳混染, 但是此过程并未明显其影响岩浆源区的性质, 尤其同位素及微量稀土元素的异常变化, 岩石地球化学性质依然反应了其源区性质。

### 5.2 分离结晶作用

基性侵入岩较低的 Mg<sup>#</sup> (36 ~ 38.6), MgO 含量 (3.88% ~ 4.27%), 说明 Mg 经历了明显的消耗, 而单斜辉石的分离结晶是造成 Mg 消耗的重要因素 (Jiang Hanbing et al., 2009)。微量元素蛛网图中 Sr 的负异常指示斜长石的分离结晶 (Xu Yigang et al., 2001)。Sr 与 Mg<sup>#</sup> 相关性图解中, 儿

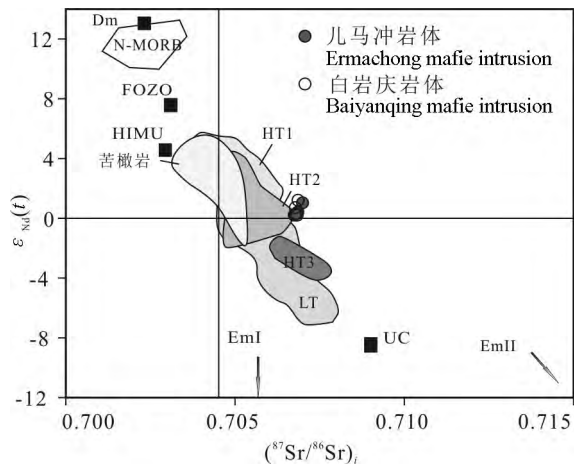


图 7 黔西北地区基性岩  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \epsilon_{\text{Nd}}(t)$  同位素图解  
Fig. 7  $\text{Sr}-\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  correlation diagram of mafic intrusions in northwestern Guizhou

图中 HT1、HT2、HT3 引自 Xu Yigang et al., 2001; LT 引自 Xiao Long et al., 2003b, Zhang Zhaochong et al., Xu Yigang et al., 2001; 苦橄岩范围引自 Zhang Zhaochong et al., 2004  
The data of HT1、HT2、HT3 after Xu Yigang et al., 2001; LT data after Xiao Long et al., 2003b; Zhang Zhaochong et al., 2003; Xu Yigang et al., 2001; picrites after Zhang Zhaochong et al., 2004

马冲岩体显示正相关关系, 白岩庆的相关性较弱, 指示前者基性岩斜长石分离结晶作用明显, 后者较弱。同时研究区稀土元素具轻微 Eu 负异常, 与明显的微量元素 Sr 负异常形成对比, 说明岩浆体系可能具有十分高的  $\text{Eu}^{3+}/\text{Eu}^{2+}$  比值 (Frey et al., 1993)。

过渡元素 Cr:  $31.5 \times 10^{-6} \sim 42.6 \times 10^{-6}$ , Co:  $33.8 \times 10^{-6} \sim 38.6 \times 10^{-6}$ , Ni:  $30.6 \times 10^{-6} \sim 40.4 \times 10^{-6}$ , 分别低于原始地幔值 Cr ( $2625 \times 10^{-6}$ ), Co ( $105 \times 10^{-6}$ ), 及 Ni ( $1960 \times 10^{-6}$ ) (McDonough et

al., 1995), 显示岩石形成过程中有橄榄石和单斜辉石的分离结晶。此外,  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  值范围区间很大, 说明单斜辉石的分离结晶作用比较明显 (Späth et al., 2001)。

### 5.3 源区特征及成岩模型

部分熔融程度及源区性质是基性岩研究重要内容, 研究区基性岩的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  范围  $0.706749 \sim 0.707069$ ,  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$  范围  $0.512313 \sim 0.512363$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  范围  $0.2 \sim 1.2$ , 具有相对富集地幔源区的特征。但总体具较高  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$  及  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  特征, 位于同位素图解中第一相限内, 相对常规的同位素演化趋势, 同位素投点具有明显向右漂移趋势。这可能与地壳来源物质的加入有关, 因为在地壳参与成岩过程中, 相对于稀土元素 (Sm、Nd), 化学活性更强的大离子亲石元素 (如, Ba, Sr) 会进入岩浆, 其具有的高 Sr、高  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , 造成成岩岩浆同位素投点右侧漂移。Sr-Nd 同位素的解耦现象, 一般主要与地壳混染或地幔富集有关, 但上文中讨论显示地壳混染作用不明显, 地幔源区中, 地壳物质的加入可能是造成地幔富集的主要原因。

在多元素比值相关图解  $(\text{Tb}/\text{Yb})_N - (\text{La}/\text{Sm})_N$  及  $\text{Ce}/\text{Y}-\text{Zr}/\text{Nb}$  图解 (图 9) 中, 黔西北基性岩分布范围较小, 暗示源区深度相对固定, 熔融深度处于石榴石橄榄岩相深度, 可能经历了  $1\% \sim 3\%$  的部分熔融, 处于亏损石榴石二辉橄榄岩相向原始石榴石二辉橄榄岩相的过渡区。亏损一富集的过渡特征与同位素结果一致。对比于邻区玄武岩特征, 岩石投点接近于滇东北的鲁甸闹鹰岩剖面的高钛玄武岩, 而与区域上更近的会泽高钛玄武岩相差较大。在  $\text{Ba}/\text{Nb}-\text{La}/\text{Nb}$  相关图解 (图 10) 中, 黔西北地区位于原

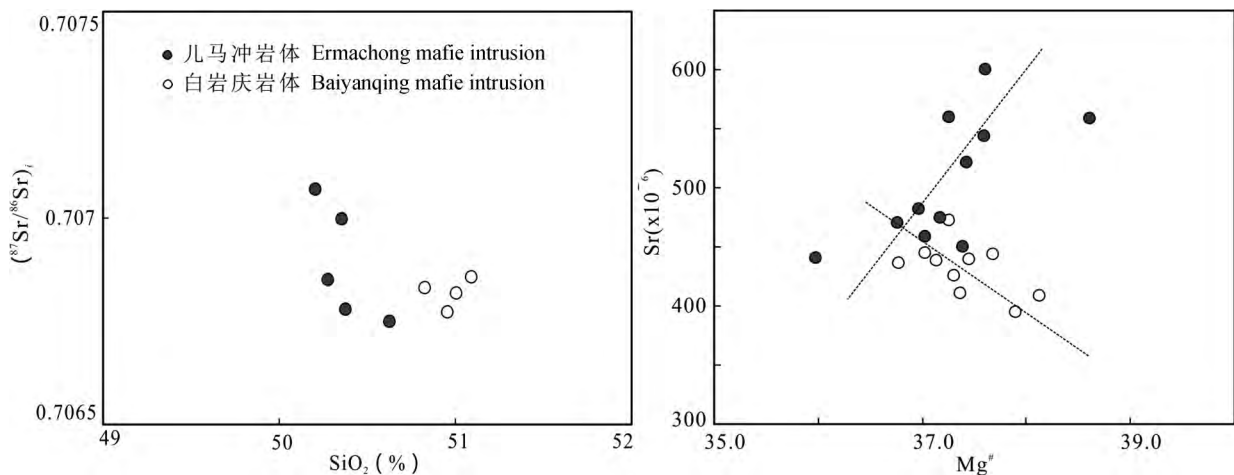


图 8 黔西北地区基性侵入岩的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \text{SiO}_2$  及  $\text{Sr}-\text{Mg}^\#$  谐和图解

Fig. 8  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \text{SiO}_2$  and  $\text{Sr}-\text{Mg}^\#$  diagram of mafic intrusions in northwestern Guizhou

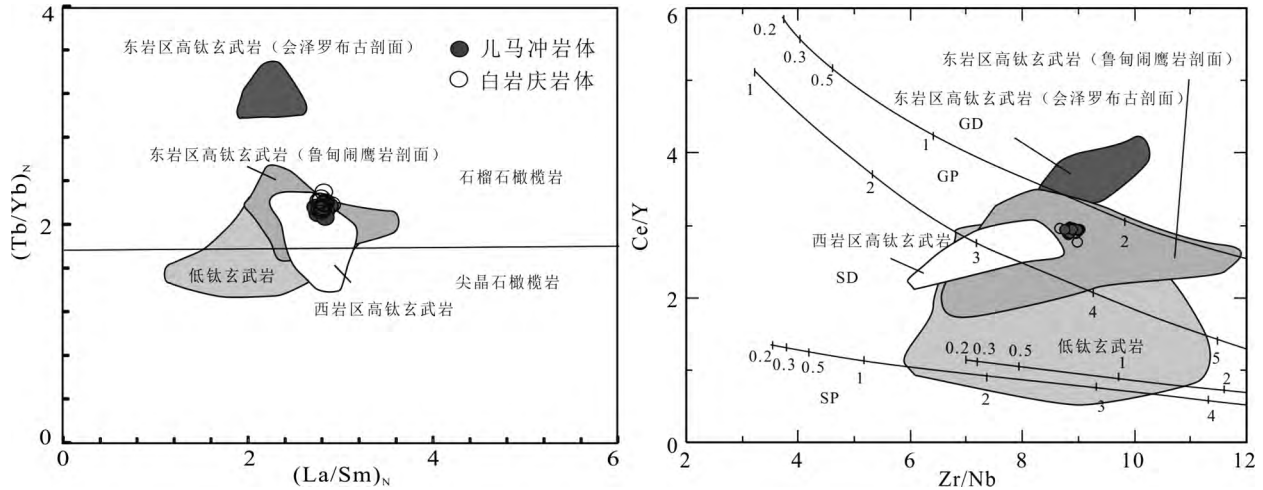


图9 黔西北地区基性侵入岩的球粒陨石标准化(Tb/Yb)<sub>N</sub>-(La/Sm)<sub>N</sub>及 Ce/Y-Zr/Nb 图解

Fig. 9 The chondrite-normalized (Tb/Yb)<sub>N</sub>-(La/Sm)<sub>N</sub> and Ce/Y-Zr/Nb diagram of mafic intrusions in northwestern Guizhou 底图引自(Hardarson et al., 1991; Jowitt et al., 2014; MacDonald et al., 2001; Jiang Hanbing et al., 2009);GD—亏损石榴石二辉橄榄岩; GP—原始石榴石二辉橄榄岩;SD—亏损尖晶石二辉橄榄岩;SP—原始尖晶石二辉橄榄岩;曲线代表非实比分熔融(non-model fractional melting)趋势,数字代表部分熔融程度(%)

Basic diagram after Hardarson et al., 1991; Jowitt et al., 2014; MacDonald et al., 2001; Jiang Hanbing et al., 2009; GD—depleted garnet lherzolite; GP—primitive garnet lherzolite; SD—depleted spinel lherzolite; SP—primitive spinel lherzolite, melting curves represent the trend of non-model fractional melting and number on lines refer to percentages of melt

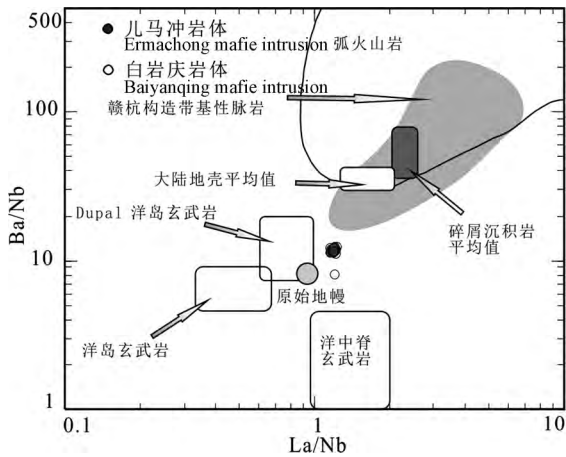


图10 黔西北基性侵入岩 Ba/Nb-La/Nb 元素比值相关图解

Fig. 10 Diagram of Ba/Nb-La/Nb elements ratios of mafic intrusions in northwest Guizhou

底图据 Jahn et al., 1999;数据来源:原始地幔(Sun et al., 1989);大陆地壳(Taylor et al., 1985; Condie, 1993);碎屑沉积物(Condie, 1993);MORB, OIB 和 Dupal (Le Roex, 1986)

Base map after Jahn et al., 1999; Data sources: PM (Sun et al., 1989), continental crust average (Taylor et al., 1985; Condie, 1993), Clastic sediment average (Condie, 1993), MORB, OIB and Dupal OIB (Le Roux, 1986)

始地幔的附近,并有偏向富集地幔源区的趋势,也与同位素及微量元素示踪结果一致。以上特征表明研究区基性岩源区特征,并不与前人研究的高钛玄武岩熔融深度自西向东增大的趋势相一致(Xu

Yigang et al., 2001; Xiao Long et al., 2003a),而显示出更多受到构造控制作用的特点。

大地构造位置上,黔西北地区处于岷都—蟒碛断裂构造带,区域构造活动影响下容易导致深部应力释放,造成减压,使基性岩浆熔融温度降低。华南赣杭构造带的基性岩发育同样显示出此规律,深大断裂构造影响了基性岩浆岩的形成(Qi Youqiang et al., 2011a, 2011b)。这也间接表明岷都—蟒碛断裂构造带的活动时间可能比预想的要更老,至少在峨眉山玄武岩喷发之前二叠纪已在活动。事实上,低程度的地幔熔融可能是相对厚的岩石圈地幔及较低的地热等温线协同影响的结果。黔西北地区当时应处在相对较低的地温梯度,较厚地壳厚度,岩浆活动不频繁。这与整个华南低温成矿域自中生代以来较少的岩浆活动一致(Hu Ruizhong et al., 2007, 2010)。

不活动元素 Zr、Y,在岩浆演化中能保持一定稳定性,是判别大地构造环境最有效的判别因子。区内岩石样品在 Zr/Y-Zr(Pearce et al., 1979)相关图解(图略)中主要落在板内玄武岩范围内,形成于大陆板内环境。通过上述分析,黔西北地区进行侵入岩的成岩模式如下:二叠纪时期,黔西北地区存在较厚的岩石圈地幔,在处于亏损石榴石二辉橄榄岩相向原始石榴石二辉橄榄岩相的源区深度,经历了 1%~3%

的部分熔融, 并有少量地壳物质通过源区加入造成了地幔富集。成岩过程中经历了单斜辉石为主分离结晶作用, 受深大断裂的影响, 基性岩浆在上地壳受到微弱地壳混染后, 于构造薄弱位置侵位成岩。

#### 5.4 基性岩构造意义与铅锌成矿关系讨论

基性侵入岩不仅在探索地幔化学性状及示踪岩石圈深部过程具有重要科学意义, 由于其侵位多反映出岩石圈伸展的动力学背景, 在探讨区域上与成矿关系并反映成矿的动力学过程中发挥重要的制约作用(Hu Ruizhong et al., 2010)。黔西北地区作为重要 Pb-Zn 成矿区矿床(点) 外围常伴随发育基性岩岩浆, 如图 11 青山、天桥、猫猫厂铅锌矿。空间上的耦合性引起了众多学者的重视(Yu Weilai et al., 2007, Zhou Jiayi et al., 2013a, 2013b, 2015)。有些学者认为, 基性岩可能是重要成矿源或者热液流体来源(Huang Zhilong et al., 2004), 铅锌成矿为与峨眉山玄武岩有关的远距离的岩浆热液成矿(Xu Yingkui et al., 2014), 随着成矿年代学工

作的全面开展及深入, 发现成矿时代主要在 222~192 Ma 之间(Zhou Jiayi et al., 2015), 明显晚于峨眉山玄武岩喷发时代(Zhou Meifu et al., 2002) 及本文研究结果。如何理解这种耦合性, 结合已有研究认识, 作者认为应考虑以下两方面内容。

一方面, 二者间表现出构造活动的耦合性。如图 11, 黔西北地区及邻区主要铅锌矿床点呈成群带状分布特点, 多沿重要深大断裂带。这是由于矿床形成的成矿物质来源、热液产生及运移、有利成矿岩层等要素皆与构造条件密切相关(Yu Weilai et al., 2007, Zhou Jiayi et al., 2013a, 2015)。黔西北地区许多断裂具继承性活动特征。早期发育的构造活动, 易在晚期的构造活动中优先得以响应, 这也比较合理的解释了成岩与成矿间的时差的存在。而且区内切穿多套地层的大断裂、裂隙及岩石渗透网络带, 构成了利于含矿流体广泛贯通、运移和循环的系统, 并创造了含矿流体大规模存留空间。另外, 深大断裂构造是深部与浅部物质能量交换的重要渠道, 为

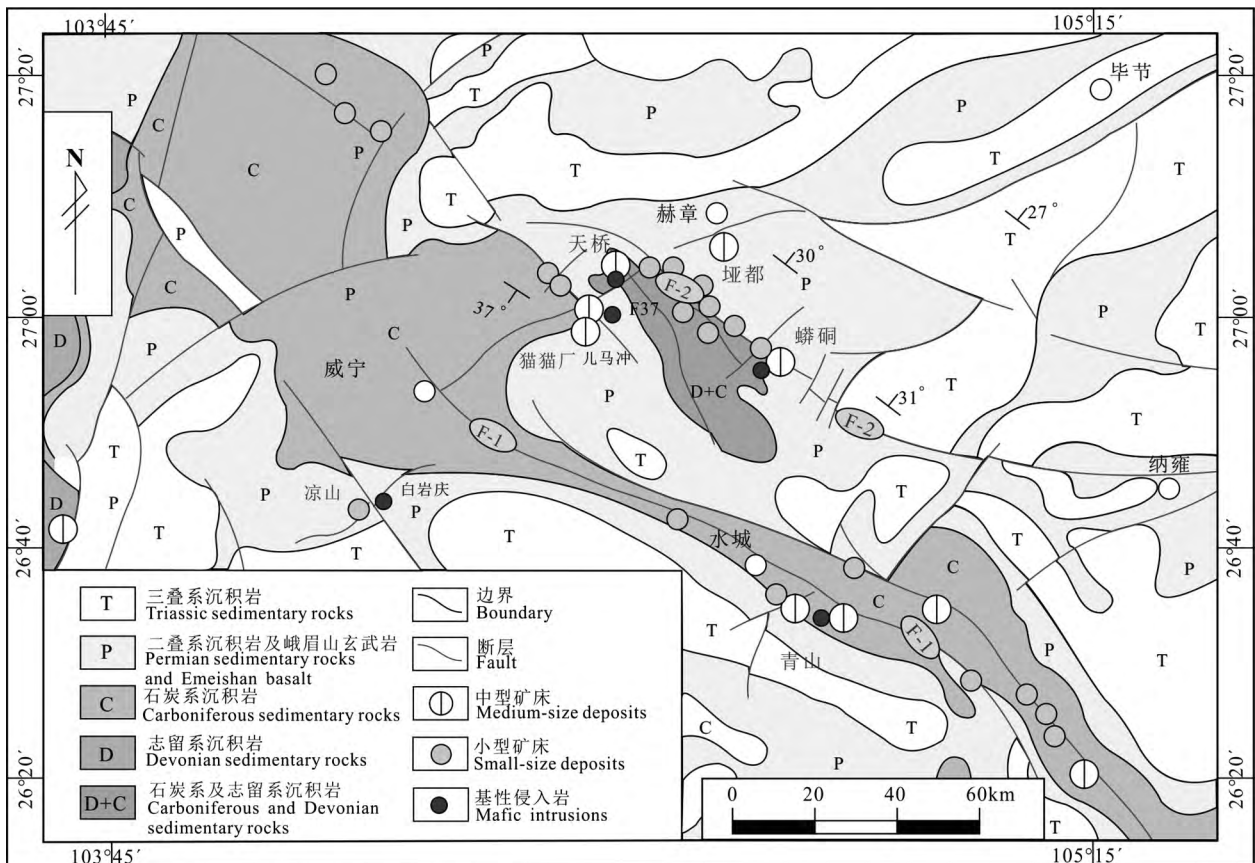


图 11 黔西北地区主要铅锌矿床(点)及基性侵入岩分布图

Fig 11 Main Pb-Zn ore deposits and mafic intrusions in northwestern Guizhou

底图引自 Zhou Jiayi et al., 2013a, 有修改

Base map after Zhou Jiayi et al., 2013a

深部热的上升、气液的运移,以及地表水的下渗提供了通道和空间,并有利于多类型流体的混合,从而改变其物理化学环境,继而在断裂带及其贯通的有利空间沉淀富集最后成矿。深大断裂具有多周期、脉动性,也利于成矿物质的多次富集及叠加,形成富矿、大矿。

众所周知,玄武岩喷发时具有一定流动性,其成岩后的分布特征对指示区域构造活动并不十分有效。反之,基性侵入岩在指示构造应力上有很多优势。研究区的基性侵入岩多分布在构造断裂带或背斜核部,即构造活动薄弱位置。而这些薄弱带也多为上述成矿作用进行的优势区域,由此,成岩与成矿作用在构造作用影响下形成耦合。

另一方面,随着对邻区成矿作用的深入,尤其是黔西北地区发育的基性岩,可能在成矿过程中起到重要的化学屏障层作用(Zhou Jiayi et al., 2013a, 2013b)。铅锌成矿作用中,不透水层对流体迁移起到阻挡作用,如在美国 Tri-State 地区,Chatanooga 和 Northview 页岩位于主要含矿碳酸盐岩之下,且矿化仅发育在页岩之上,显示出页岩和矿床位置之间的密切关系(Brockie et al., 1968)。而基性岩相对于围岩地层具有更高的不透水性,对于成矿热液流体的卸载沉淀起到重要作用。化学屏障层的存在促进了含矿流体同位素特征的均一化,研究区大量同位素(C-O-S-Pb)示踪结果也显示这一特征(Zhou Jiayi et al., 2013a, 2013b)。由于本次研究未找到成矿与成岩作用相关露头,影响了进一步深入研究。综合以上讨论并结合前人研究成果,基性岩与铅锌成矿的关系示意图见图 12。

## 6 结论

(1)黔西北地区发育的基性侵入岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为  $268.3 \pm 7.4$  Ma,显示在二叠纪时期,黔西北地区发育有一期基性岩浆活动;

(2)基性岩为细粒辉长岩,主要由斜长石(拉长石)、单斜辉石(普通辉石)组成,基性岩  $\text{SiO}_2$  范围为 49.60%~51.09%,MgO 从 3.88%~4.27%, $\text{TiO}_2$  为 3.69%~3.85%,化学成分类似于高钛玄武岩。微量元素蛛网图呈 OIB 型特征,富集大离子亲石元素、轻稀土元素,亏损重稀土元素,轻微亏损高场强元素(Nb、Ta),有 Sr、Y 亏损,Pb 的富集;

(3)  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  范围 0.706749~0.707069,  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$  范围 0.512313~0.512363,  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  范围 0.2~1.2;岩浆源区位于石榴石橄榄岩相深度,

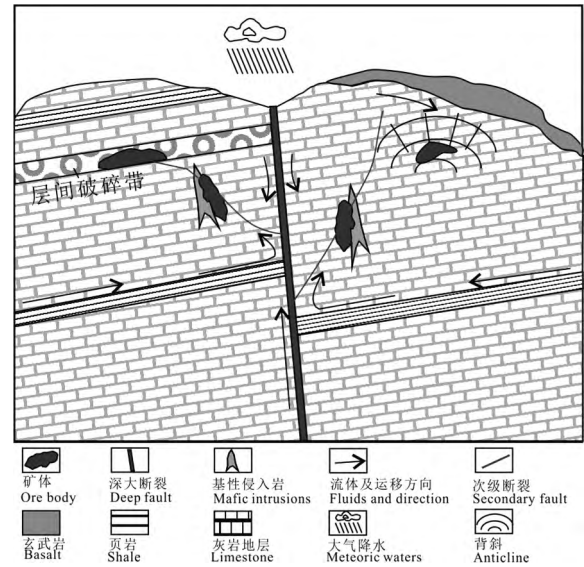


图 12 贵州西北部基性岩及铅锌成矿关系示意简图  
Fig. 12 Diagram of the relationship between the mafic rocks and Pb-Zn mineralization in northwestern Guizhou

经历了 1%~3% 的部分熔融,处于 GD 向 GP 的过渡区,富集作用可能与深部地幔源区地壳物质的加入有关;成岩过程中,发生单斜辉石、斜长石等矿物分离结晶,受到了有限的地壳混染作用,未经历明显的 AFC 过程;

(4)侵入岩与成矿作用之间的关系,一方面与二者在构造活动上的耦合性有关,另一方面基性岩在成矿过程中可能发挥了重要的化学屏障层作用。

致谢:感谢评审老师对文章提出的建设性意见。野外采样得到贵州省地矿局 113 队的大力协助,微量元素分析测试工作感谢胡静、包广平、黄艳老师,同位素测试工作感谢天津地矿局肖志斌提供的帮助。

## References

- Brockie D C, Hare E H J R, Dingess P R. 1968, The geology and ore deposits of the Tri-State district of Missouri, Kansas, and Oklahoma. In Ridge, J D, (ed). Ore deposits of the United States, 1933~1967; New York, American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers, 400~430.
- Chen D, Liu Y. 2012. Discussion on the relationships between Emeishan basalt and Pb-Zn mineralization. Mineral Exploration, 3(4): 469~475 (in Chinese with English abstract).
- Condie, K C. 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. Chemical Geology, 104(1~4): 1~37.
- Frey F A, Garcia M O, Wise W S, Kennedy A, Gurriet P, Albarede F. 1993. The evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: petrogenesis of tholeiitic and alkali basalts. J.



- Geophys. Res. 96, 14347~14375.
- Gao Wanli, Wang Zongxiu, Li Chunlin, Wang Duiding. 2014. Zircon U - Pb Geochronological Geochemistry and tectonic implication of Indosinian Granite from southeastern Zhejiang, South China. *Acta Geologica Sinica*, 88(6): 1055~1067 (in Chinese with English abstract).
- Hardarson B S, Fitton J G. 1991. Increased mantle melting beneath Snaefellsjokull volcano during Late Pleistocene deglaciation. *Nature*, 353(6339): 62~64.
- Hofmann, A W. 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90(3): 297~314.
- Hu R Z, Peng J T, Ma D S, Su W C, Shi C H, Bi X W, Tu G Z. 2007. Epoch of large-scale low-temperature mineralizations in southwestern Yangtze massif. *Mineral Deposits*, 26(6): 583~596 (in Chinese with English abstract).
- Hu R Z, Mao J W, Fan W M, Hua R M, Bi X W, Zhong H, Song X Y, Tao Y. 2010. Some scientific questions on the intra-continental metallogeny in the South China continent. *Earth Science Frontiers*, 17(2): 13~26 (in Chinese with English abstract).
- Jahn B M, Wu F Y, Lo C H, Tsai, C H. 1999. Crust-mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: geochemical and Sr-Nd isotopic evidence from post-collisional mafic-ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China. *Chemical Geology*, 157(1~2): 119~146.
- Jiang H B, Jiang C Y, Qian Z F, Zhu S F, Zhang P B, Tang D M. 2009. Petrogenesis of high-Ti and low-Ti basalts in Emeishan, Yunnan, China. *Acta Petrologica Sinica*, 25(5): 1117~1134 (in Chinese with English abstract).
- Jowitt S M, Williamson M C, Ernst R E. 2014. Geochemistry of the 130 to 80 Ma Canadian High Arctic Large Igneous Province (HALIP) Event and Implications for Ni-Cu-PGE Prospectivity. *Economic Geology*, 109(2): 281~307.
- Le Roex, AP. 1986. Geochemical correlation between southern African kimberlites and South Atlantic hotspots. *Nature*, 324(6094): 243~245.
- Li B, Gu X C, Wen S M, Han R S, Sheng R, Xu G D, Cao Y, Wu H, Zou G F. 2012. Effect of Emeishan basalt in northeast Yunnan on lead and zinc mineralization. *Mineral Resources and Geology*, 26(2): 95~100 (in Chinese with English abstract).
- Li X H, Hu R Z, Rao B. 1997. Geochronology and geochemistry of Cretaceous mafic dikes from northern Guangdong, SE China. *Geochimica* 26(2), 15~31 (in Chinese with English abstract).
- Li X H, Li Z X, Li W X. 2014. Detrital zircon U-Pb age and Hf isotope constrains on the generation and reworking of Precambrian continental crust in the Cathaysia Block, South China: A synthesis. *Gondwana Research*, 25(3): 1202~1215.
- Liu S, Su W C, Hu R Z, Feng C X, Gao S, Coulson I M, Wang T, Feng G Y, Tao Y, Xia Y. 2010. Geochronological and geochemical constraints on the petrogenesis of alkaline ultramafic dykes from southwest Guizhou Province, SW China. *Lithos*, 114(1~2): 253~264.
- Liu Y S, Hu Z C, Gao S, Günther D, Xu J, Gao C G, Chen H H. 2008. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. *Chemical Geology*, 257(1~2): 34~43.
- Liu Y S, Gao S, Hu Z C, Gao C G, Zong K Q, Wang D B. 2010a. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons of mantle xenoliths. *Journal of Petrology*, 51(1&2): 537~571.
- Liu Y S, Hu Z C, Zong K Q, Gao C G, Gao S, Xu J, Chen, H H. 2010b. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS. *Chinese Science Bulletin*, 55(15): 1535~1546.
- MacDonald R, Rogers N W, Fitton J G, Black S, Smith M. 2001. Plume-Lithosphere Interactions in the Generation of the Basalts of the Kenya Rift, East Africa. *Journal of Petrology*, 42(5): 877~900.
- McDonough W F, Sun, S S. 1995. Composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223~253.
- Pearce J A, Norry M J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69: 33~47.
- Qi Y Q, Hu R Z, Liu S, Coulson I M, Qi H W, Tian J J, Feng C X, Wang T. 2011a. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of Mesozoic mafic dikes from the Gan-Hang tectonic belt, South China: petrogenesis and geodynamic significance. *International Geology Review*, 54(8): 920~939.
- Qi Y Q, Hu R Z, Liu S, Feng C X, Tian J J, Feng G Y, Wang T. 2011b. Geochemical Characteristics of the Yanshanian Mafic Dykes in the Jinqiu Basin, Gan-Hang Tectonic Belt and Its Petrogenesis. *Acta Petrologica Sinica*, 85(3): 354~365 (in Chinese with English abstract).
- Qian J P. 2001. Tectono-dynamic mineralization in weining-Shuicheng Pb-Zn ore belt, northwestern Guizhou. *Geology-Geochemistry*, 29(3): 134~139 (in Chinese with English abstract).
- Rudnick R L. 1992. Xenoliths-samples of the lower continental crust. In: Fountain D M, Arculus R J, Kay R W. (Editors), *Continental Lower Crust*. Amsterdam: Elsevier, 269~316.
- Rudnick R L, Gao S. 2003. Composition of the continental crust. *Treatise on geochemistry*, 3: 1~64.
- Späth A, Le Roex A P, Opiyo-Akech N. 2001. Plume-lithosphere interaction and the origin of continental rift-related alkaline volcanism-the Chyulu Hills Volcanic Province, southern Kenya. *Journal of Petrology*, 42(4): 765~787.
- 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.
- Taylor S R, McLennan S M. 1985. *The continental crust: Its composition and evolution*. Blackwell Scientific Publications,

- United States, 1~328.
- Wang Y J, Fan W M, Guo F, Peng T P, Li C W. 2003. Geochemistry of Mesozoic mafic rocks around the Chenzhou-Linwu fault in South China; implication for the lithospheric boundary between the Yangtze and the Cathaysia Blocks. *International Geology Review* 45 (3), 263~286.
- Wang Y J, Fan, W M, Peter, A, Cawood, Li S Z. 2008. Sr-Nd-Pb isotopic constraints on multiple mantle domains for Mesozoic mafic rocks beneath the South China Block. *Lithos* 106, 297~308.
- Wang Y J, Fan W M, Zhang G W, Zhang Y H. 2013. Phanerozoic tectonics of the South China Block; Key observations and controversies. *Gondwana Research* 23(4): 1273~1305.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis: a global tectonic approach*. London; Unwin Hyman: 153~226.
- Wu Y B, Zheng Y F. 2004. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age. *Chinese Science Bulletin*, 49(16): 1589~1604 (in Chinese with English abstract).
- Xiao L, Xu Y G, Chung S L, He B, Mei H J. 2003a. Chemostratigraphic Correlation of Upper Permian Lavas from Yunnan Province, China; Extent of the Emeishan Large Igneous Province. *International Geology Review*, 45(8): 753~766.
- Xiao L, Xu Y G, He B. 2003b. Emei Mantle Plume-Subcontinental Lithosphere Interaction; Sr-Nd and O Isotopic Evidences from Low-Ti and High-Ti Basalts. *Geological Journal of China Universities*, 9 (2): 207 ~ 217 (in Chinese with English abstract).
- Xu Y G, Chung S L, Jahn B M, Wu G. 2001. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China. *Lithos*, 58(3~4): 145~168.
- Xu Y K, Huang Z L, Zhu D, Luo T Y. 2014. Origin of hydrothermal deposits related to the Emeishan magmatism. *Ore Geology Review*. 63, 1~8.
- Yang J H, Chung S L, Zhai M G, Zhou X H. 2004. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of mafic dikes from the Jiaodong Peninsula, China; evidence for vein-plus-peridotite melting in the lithospheric mantle. *Lithos*, 73 (3~4): 145~160.
- Yang Zeli, Qiu Jiansheng, Xing Guangfu, Yu Minggang, Zhao Jiaolong. 2014. Petrogenesis and Magmatic Evolution of the Yashan Granite Pluton in Yichun, Jiangxi Province, and Their Constraints on Mineralization. *Acta Geologica Sinica*, 88(5): 850~868 (in Chinese with English abstract).
- Yu W L, Fan L W. 2007. Geological Characteristics of typical Lead-Zinc Deposits and Pondering on Ore prospecting in Northwestern Guizhou Province. *ACTA MINERALOGICA SINICA*, 27 (3/4): 461 ~ 465 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Yiping, Zhang Jin, Chen Bihe, Wang Zongxiu, Zhang Beihang, Zhao Heng. 2015. Geochronology of Baimashan Granitic Composite Batholith of Hunan Province and Its Constraints on the Timing of Regional Deformation. *Acta Geologica Sinica*, 89 (1): 1 ~ 17 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Z C, Wang F S. 2003. Sr, Nd and Pb Isotopic Characteristics of Emeishan Basalt Province and Discussion on Their Source Region. *Earth Science (Journal of China University of Geosciences)*, 28 (4): 431 ~ 439 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Z C, Wang F S, Hao Y L. 2004. Geochemistry of the Picrites and Associated Basalts from the Emeishan Large Igneous Basalt Province and Constraints on Their Source Region. *ACTA GEOLOGICA SINICA*, 78(2): 171~180 (in Chinese with English abstract).
- Zhou J X, Huang Z L, Zhou, M F, Li, X B, Jin, Z G. 2013a. Constraints of C-O-S-Pb isotope compositions and Rb-Sr isotopic age on the origin of the Tianqiao carbonate-hosted Pb-Zn deposit, SW China. *Ore Geology Reviews*, 53(0): 77~92.
- Zhou J X, Gao J, Chen D, Liu X K. 2013b. Ore genesis of the Tianbaoshan carbonate-hosted Pb-Zn deposit, Southwest China; geologic and isotopic (C-H-O-S-Pb) evidence. *International Geology Review*, 55(10): 1300~1310.
- Zhou J X, Bai J H, Huang Z L, Zhu D, Yan Z F, Lv Z C. 2015. Geology, isotope geochemistry and geochronology of the Jinshachang carbonate-hosted Pb-Zn deposit, southwest China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 98(0): 272~284.
- Zhou M F, Malpas J, Song X Y, Kennedy A K, Robinson P T, Sun M, Leshner M, Keays R R. 2002. A temporal link between the Emeishan large igneous province (SW China) and the end-Guadalupian mass extinction. *Earth Planet. Sci. Lett.* 196, 113~122.

## 参 考 文 献

- 陈大, 刘义. 2012. 峨眉山玄武岩与铅锌成矿作用关系探讨. *矿产勘查*, 3(4): 469~475.
- 邓晋福, 赵海玲, 莫宣学, 吴宗黎, 罗照华. 1996. 中国大陆根-柱构造——大陆动力学的钥匙. 北京: 地质出版社, 1~124.
- 高万里, 王宗秀, 李春麟, 王对兴. 2014. 浙东南印支期花岗岩的锆石 U-Pb 年代学、地球化学及意义. *地质学报*, 88(6): 1055~1067.
- 贵州省地质矿产局. 1987. 贵州省区域地质志. 北京: 地质出版社.
- 姜寒冰, 姜常义, 钱壮志, 朱士飞, 张蓬勃, 唐冬梅. 2009. 云南峨眉山高钛和低钛玄武岩的岩石成因. *岩石学报*; 钱建平. 黔西北威宁—水城铅锌矿带动力成矿作用研究. 2001. *地质地球化学*, 29(3): 134~139.
- 胡瑞忠, 彭建堂, 马东升, 苏文超, 施春华, 毕献武, 涂光炽. 2007. 扬子地块西南缘大面积低温成矿时代. *矿床地质*, 26(6): 583~596.
- 胡瑞忠, 毛景文, 范蔚茗, 华仁民, 毕献武, 钟宏, 宋谢炎, 陶琰. 2010. 华南陆块陆内成矿作用的一些科学问题. *地学前缘*, 17(2): 13~26.
- 黄智龙, 陈进, 韩润生, 李文博, 刘丛强, 张振亮, 马德云, 高德荣, 杨海林. 2004. 云南会泽超大型铅锌矿床地球化学及成因: 兼

- 论峨眉山玄武岩与铅锌成矿的关系. 北京:地质出版社, 1~214.
- 李波, 顾晓春, 文书明, 韩润生, 盛蕊, 徐国端, 曹宇, 吴昊, 邹国富. 2012. 滇东北地区峨眉山玄武岩在铅锌成矿中的作用. 矿产与地质, 26(2): 95~100.
- 李献华, 胡瑞忠. 1997. 粤北白垩纪基性岩脉的年代学和地球化学. 地球化学, 26(2): 14~31.
- 齐有强, 胡瑞忠, 刘燊, 冯彩霞, 田建吉, 冯光英, 王涛. 2011. 赣杭构造带金衢盆地燕山期基性岩脉地球化学特征及成因探讨. 地质学报, 85(3): 354~365.
- 钱建平. 2001. 黔西北威宁—水城铅锌矿带动力成矿作用研究. 地质地球化学, 29(3): 134~139.
- 吴元保, 郑永飞. 2004. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约. 科学通报, 49(16): 1589~1604.
- 肖龙, 徐义刚, 何斌. 2003. 峨眉地幔柱—岩石圈的相互作用: 来自低钛和高钛玄武岩的 Sr-Nd 和 O 同位素证据. 高校地质学报, 9(2): 207~217.
- 杨泽黎, 邱检生, 邢光福, 余明刚, 赵蛟龙. 2014. 江西宜春雅山花岗岩体的成因与演化及其对成矿的制约. 地质学报, 88(5): 850~868.
- 余未来, 范良伍. 2007. 黔西北地区典型铅锌矿床地质特征分析及找矿思路. 矿物学报, 27(3/4): 461~465.
- 张义平, 张进, 陈必河, 王宗秀, 张北航, 赵衡. 2015. 湖南白马山复式花岗岩基年代学及对区域构造变形时间的约束. 地质学报, 89(1): 1~17.
- 张招崇, 王福生. 2003. 峨眉山玄武岩 Sr、Nd、Pb 同位素特征及其物源探讨. 地球科学, 28(4): 431~439. 25(5): 1117~1134.
- 张招崇, 王福生, 郝艳丽. 2004. 峨眉山大火成岩省中苦橄岩与其共生岩石的地球化学特征及其对源区的约束. 地质学报, 78(2): 171~180.

## Zircon U-Pb Geochronology and Geochemical Characteristics of the Mafic Intrusions in Northwestern Guizhou Province, and Their Significances to the Lead-Zinc Mineralization

QI Youqiang<sup>1)</sup>, HU Ruizhong<sup>1)</sup>, ZHANG Hai<sup>2)</sup>, REN Guangming<sup>3)</sup>, WU Liyan<sup>1)</sup>, ZHU Jingjing<sup>1)</sup>, WANG Xinsong<sup>1)</sup>, MENG Changzhong<sup>2)</sup>, JIN Xianglin<sup>2)</sup>

1) State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang, 550081;

2) Guizhou Province Bureau of Geology and Mineral Resources, No. 113 Geological Brigade, Liupanshui, Guizhou, 553001;

3) Chengdu Center, China Geological Survey, Chengdu, 610081

### Abstract

Mafic intrusions in northwest Guizhou emplaced along major deep faults and around lead-zinc mines normally with small sizes ( $\sim 0.25 \text{ km}^2$ ). This study carried out detailed exploration in the Ermachong and Baiyanqing intrusions located in Maomaochang and Liangshan lead-zinc mine respectively. The intrusive rocks consisted mainly of fine-grained gabbros and main rock-forming minerals are plagioclase (labradorite) and clinopyroxene (augite). The  $\text{SiO}_2$  contents range from 49.60%~51.09%, MgO from 3.88%~4.27% and  $\text{TiO}_2$  from 3.69%~3.85%. Zircon LA-ICP-MS U-Pb dating yielded an age of  $268.3 \pm 7.4 \text{ Ma}$  for the Ermachong intrusion, suggesting that the mafic magma emplaced in Permian. Trace elements diagrams of the mafic intrusive rocks are indicative of OIB-type, enriched in LREE and LILE, depleted in HREE and in HFSE (Nb, Ta), with negative anomalies of Sr and Y.  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.706749 \sim 0.707069$ ,  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i = 0.512313 \sim 0.512363$  and  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = 0.2 \sim 1.2$  suggest that depth of magma source(s) was equivalent to that of garnet lherzolite where the magma was in transition zone from depleted garnet lherzolite (GD) to primitive garnet lherzolite (GP). Both intrusions were the products of 1%~3% of partial melting with fractional crystallization of clinopyroxenes and minor plagioclases, and this process experienced weak crust contamination but no obvious AFC processes. The addition of crustal material into the mantle source was probably the main cause of the mantle enrichment. The relationship between the diagenesis and mineralization in the study area are displayed in the following aspects. One is the coupling between tectonic activities and the other is that the mafic rocks may play an important role as a chemical barrier in the process of mineralization.

**Key words:** mafic intrusions; zircon U-Pb dating; petrogeochemistry; coupling of diagenesis and mineralization; northwestern Guizhou