滇东南八布蛇绿岩的SHRIMP锆石U-Pb年代学研究

张斌辉,丁俊,张林奎,张彬,陈敏华
中国地质调查局成都地质调查中心,成都,610081

内容提要:滇东南地区是扬子、华夏、印支地块的汇聚部位。本区的八布蛇绿岩被认为是古特提斯洋分支右江洋盆的残留洋壳。对八布蛇绿岩进行的地质填图、岩石组合、地球化学和年代学综合研究表明,八布蛇绿岩具有较完整的组合,包括地幔橄榄岩、堆晶辉长岩、辉绿岩墙群、枕状玄武岩和放射虫硅质岩,但其是外来系统推覆在原地系统三叠系兰木组浊流沉积之上。其中地幔橄榄岩以方辉橄榄岩为主,熔岩和辉绿岩为低钾拉斑系列。稀土元素和微量元素具有类似N-MORB的特征,Ti/V比值为20～50之间,Nb/Yb-Th/Yb比值落在亏损地幔源区,应为MOR型蛇绿岩。斜长角闪岩SHRIMP锆石U-Pb年龄为272±8Ma(n=11, MSWD = 0.54),表明其时代为早二叠世晚期。综合扬子西南缘晚古生代火山岩分布和沉积演化特征,我们认为八布蛇绿岩代表了二叠纪早期右江洋盆剧烈扩张期的残留洋壳。

关键词:蛇绿岩;SHRIMP锆石U-Pb;古特提斯洋;右江盆地;滇东南

蛇绿岩因其赋存了古大洋岩石圈信息和大地构造意义,从20世纪70年代建立以来就是地质研究的热点。通过国内外地质学家们的不断努力逐步建立完善了蛇绿岩理论体系,较好地解释了蛇绿岩形成的大地构造环境和地球动力学依据(Dilek et al., 2011)。国内目前已经识别出多条蛇绿岩带,元古宙蛇绿岩分布零星,显生宙蛇绿岩主要分布在古亚洲洋、秦祁昆洋、古特提斯洋、新特提斯洋和环太平洋等5个区域(Zhang Q et al., 2008)。

一直以来滇东南—越北地区大地构造归属存在较大的争议,这一区域是扬子、华夏、印支地块等几个大的构造单元的结合部位(马文璞, 1998; 钟大赉等, 1998; Carter et al., 2008; Lepvrier et al., 2008; Cai J X et al., 2009; Guo L G et al., 2009)。滇东南八布蛇绿由钟大赉等(1998)首次提出,后来又陆续进行了一系列的工作(Wu G Y et al., 1999; 吴根耀等, 2001; 冯庆来等, 2002; 徐伟等, 2008)。八布地区这些超镁铁质—镁铁质岩石的时代曾被认为是中三叠世(云南省地矿局, 1990),早—中古生代(李兴振等, 2004),泥盆—石炭纪(Zhang Q et al., 2008)。吴根耀等(2001)曾报导其Sm-Nd年龄为328.3 Ma,认为该年龄代表了蛇绿岩的年龄,而角闪片岩的Ar-Ar年龄231Ma则代表了蛇绿岩的构造侵位时间(Wu G Y et al., 1999)。冯庆来等(2002)根据硅质岩中的放射虫化石判断时代应在早二叠世中期。虽然根据区域地质背景判断其时代为晚泥盆纪—早二叠纪之间,但目前为止还缺乏精确的年代学研究工作。

越北—滇东南—桂西地区近年来发现了一批镁铁质—超镁铁质岩石,这些岩石被认为是与洋壳有关的岩石(张伯友等, 1995; 钟大赉等, 1998; 董云鹏等, 1999; 张旗等, 1999; 吴根耀等, 2000; 胡丽沙等, 2012),因而越来越多的学者把八布蛇绿岩带作为一个重要的构造缝合带来看待(Cai J X et al., 2009; Guo L G et al., 2009; Metcalfe, 2011)。但对八布蛇绿岩带构造意义还存在较大的分歧,一种观点认为其为MOR型蛇绿岩,代表了闭合的古特提斯洋盆分支——右江洋盆的残留洋壳(马文璞, 1998; 钟大赉等, 1998; Wu G Y et al., 1999; Zhang Q et al., 2008; Cai J X et al., 2009),一种则认为它是SSZ型蛇绿岩,代表了华南内部古太平洋向NW俯冲的产物(徐伟等, 2008),也有学者认

注:本文为中国地质调查局"越北古陆北缘地质构造演化及其成矿效应研究"项目(1212010911065)和"云南麻栗坡地区矿产远景调查"项目(1212010880402)资助的成果。
收稿日期:2012-08-27,改回日期:2012-11-29,责任编辑:郝梓国,黄敏。
作者简介:张斌辉,男,1981年生。中国地质大学(武汉)硕士毕业,工程师,主要从事区域地质、岩石学、地球化学研究工作。Email: zbinhui@cgs.cn。

为八布-Phu Ngu 超镁铁质岩带与越南 Song Chay 南部的超镁铁质岩石组成的蛇绿岩带代表了华南洋的闭合(李兴振等，2004)。由于缺乏八布蛇绿岩精确的年代学、岩石组成、地球化学特征等的系统报导，其蛇绿岩属性在国际上还存在质疑(Lepvrier et al.，2011)。另外由于八布蛇绿岩片推覆压盖在三叠纪浊流沉积之上，为外来系统，其来源目前不清，推测可能来自西边哀牢山带或南边越南北部(马文璞，1998；Wu G Y et al.，1999；李兴振等，2004；Carter et al.，2008；Hai，2008；Lepvrier et al.，2011)。

笔者及同事在云南八布地区进行 1 ∶ 5 万区域地质调查的过程中对蛇绿岩及其周边区域进行了详细的填图工作，对蛇绿岩进行了岩石学、地球化学的工作，并首次对其进行了高精度的 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年。基于以上实际材料，本文对八布蛇绿岩属性、年代学以及与古特提斯分支洋盆演化问题进行了初步探讨。

1 地质背景

八布地区位于华南褶皱系滇东南褶皱带、文山-富宁断褶束、西畴拱凹和薄竹山拱褶之交接部位(图1)(云南省地矿局，1990)。南邻越南北部 Phu Ngu 带，南西受制于文山-麻栗坡断裂，北部与中三叠统

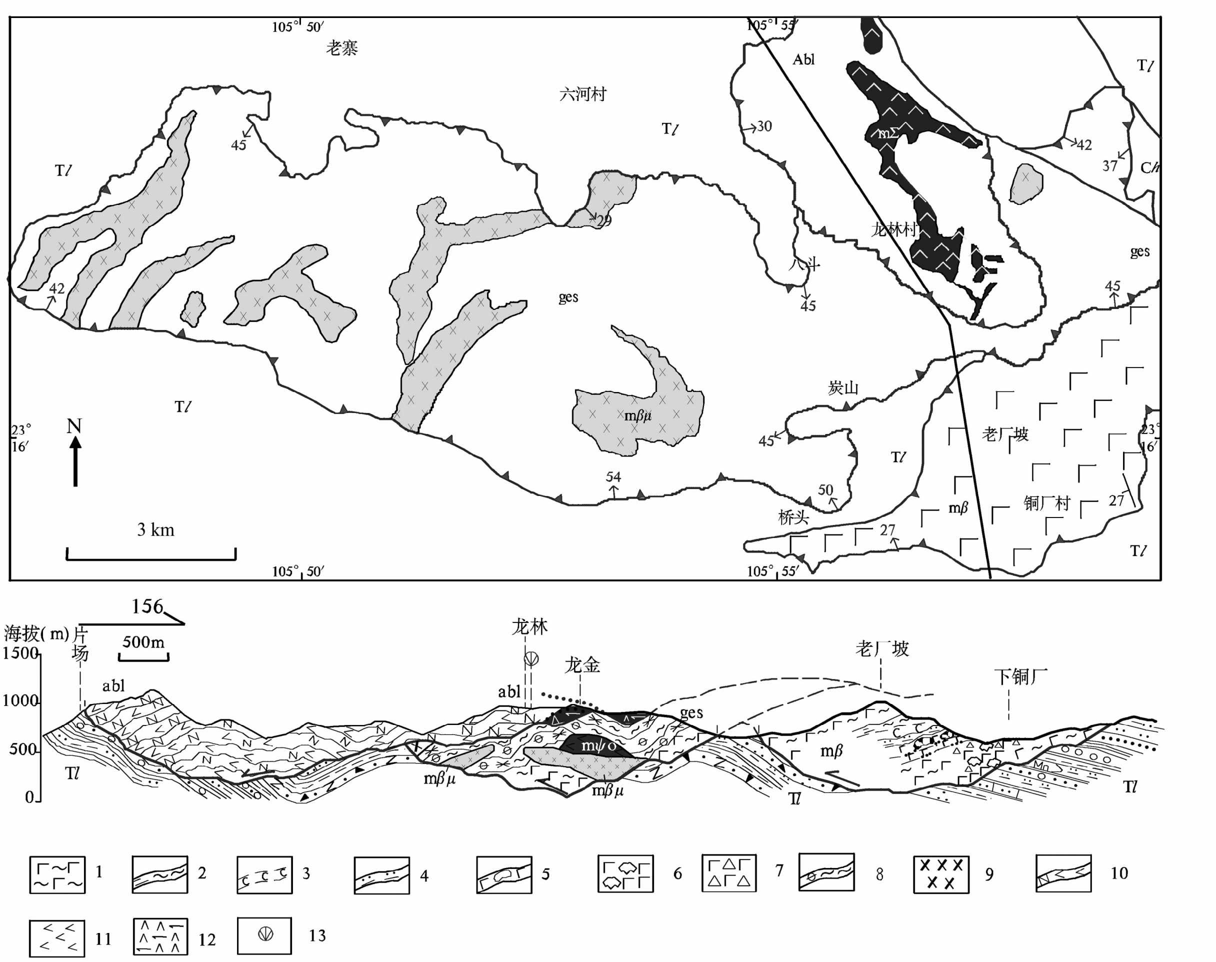

图 1 滇东南八布蛇绿岩地质简图(据成都地质调查中心资料[❶]修改)

Fig. 1 Simplified geological map of the Babu Ophiolite in Southeastern Yunnan (after Chengdu Geological Survey Center[❶])

1—变基性火山岩(未分)；2—绢云绿泥片岩；3—碳质千枚岩；4—变硅质岩；5—枕状玄武岩；6—玄武质集块熔岩；7—玄武质角砾熔岩；8—绿帘绿泥片岩；9—变辉绿岩(脉群)；10—斜长角闪片岩；11—角闪岩；12—变辉石橄榄岩；13—锆石采样点；mβ—变玄武岩；abl—斜长角闪岩；ges—绿片岩；mΣ—变超镁铁质岩

1—Meta basic volcanic rocks; 2—sericite chlorite schist; 3—carbonaceous phyllite; 4—silicolites; 5—pillow basalts; 6—basaltic agglomerate lava; 7—basaltic brecciated lava; 8—epidote-chlorite schist; 9—metadiabase (veins); 10—plagioclase amphibole schist; 11—amphibolite; 12—meta pyroxene peridotite; 13—zircon sample location; mβ—metabasalt; abl—amphibolite; ges—greenschist; mΣ—meta ultramafic rock

呈断层接触。

区内的地层主体为泥盆系和三叠系，可以分为原地系统和外来系统两类。原地系统以右江地层分区的榴江组（D*l*）、达莲塘组（D*d*）为代表的深水盆地相沉积和兰木组（T*l*）为代表的浅水盆地浊流沉积为主。而外来推覆岩片为个旧地层分区古木组（D*g*）为代表的台地相沉积。其中兰木组底部与泥盆系达莲塘组、榴江组均为角度不整合接触关系，上覆被外来推覆体压盖，为断层接触。

八布蛇绿岩出露于云南省文山州麻栗坡县八布乡龙林—金竹湾一带，前人曾把其划分为八布镁铁质—超镁铁质岩区（云南省地矿局，1990），八布蛇绿岩分为 3 个大的构造岩片由南向北逆冲—推覆压盖在三叠系兰木组之上（图 1）。区域上兰木组化石时代限制在中三叠世（黄跃祥，1998）。

八布蛇绿岩出露面积约 128km^2，其中东西长约 22km，南北最宽处 11km，一般～5km。八布蛇绿岩包含了相对较完整的蛇绿岩套的几个端元，包括出露在龙林村附近的变超镁铁质岩（图 2a）、变辉长岩（部分已变质为角闪岩）（图 2b）＋辉绿岩、辉绿岩墙群、铜厂一带的火山熔岩[枕状玄武岩（图 2c），变玄武岩]、硅质岩。超镁铁质岩石主要由方辉橄榄岩、单辉橄榄岩、辉石岩组成，以方辉橄榄岩为主体。单辉橄榄岩（现定名透闪石—蛇纹石片岩）保留有全透闪石化单斜辉石（假象）。方辉橄榄岩由强全蛇纹石化橄榄石、绢石化斜方辉石（假象）、透闪石组成。变辉长岩（辉绿岩）大部分岩石发生了变质作用，残余辉长结构，其中辉石变质成角闪石，应定名为角闪（片）岩、斜长角闪（片）岩等。个别样品中部分保留了变余辉长结构和辉绿结构。火山熔岩包括致密玄武岩、斑状玄武岩、杏仁状玄武岩，其中以致密玄武岩为主体，主要岩性为半玻晶玄武岩、玄武岩、球颗玄武岩、粒玄岩、玻玄岩等。大部分玄武岩类都经历了绿片岩相的变质作用，只有在调查区六合东南角

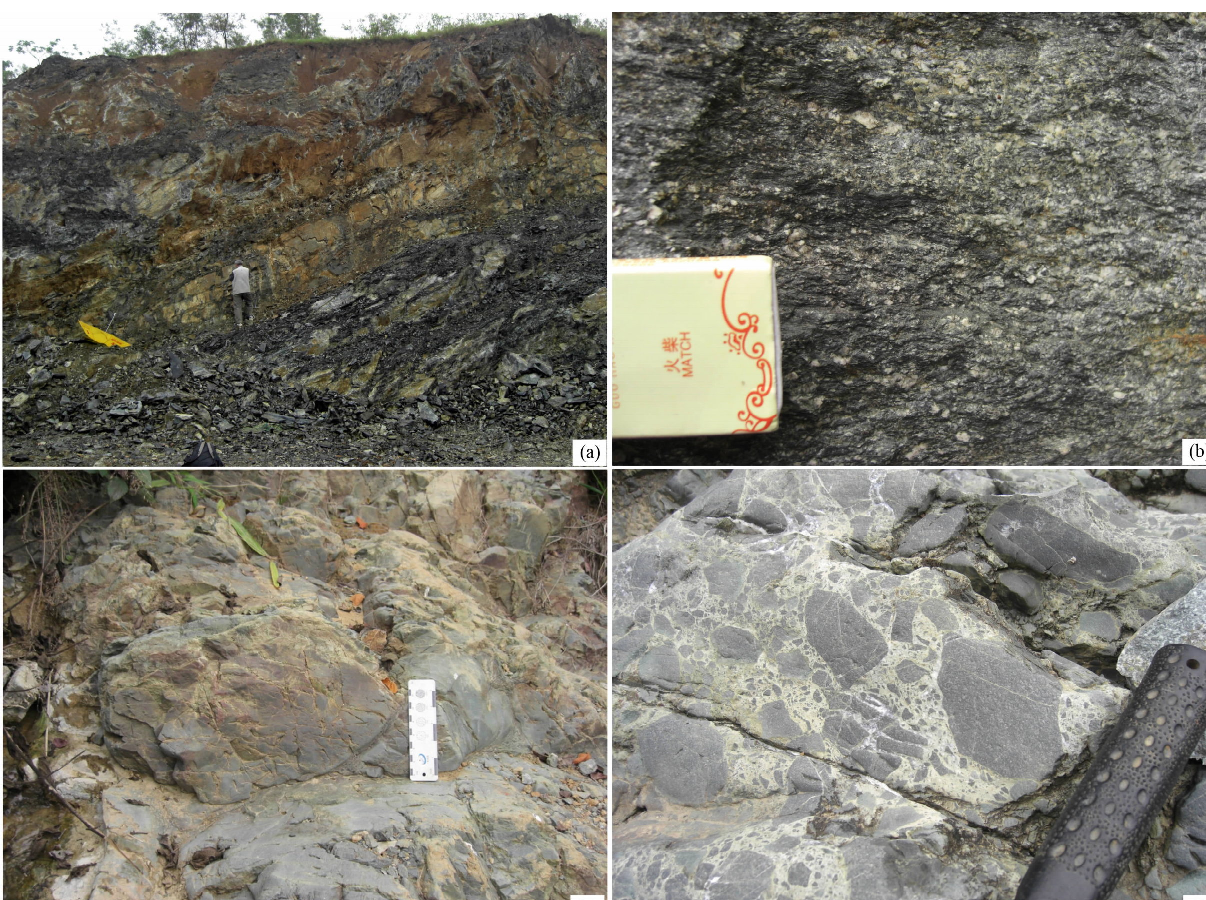

图 2　滇东南八布蛇绿岩的野外照片

Fig. 2　Field photographs for the Babu Ophiolite in Southeastern Yunnan

(a)—超镁铁质岩；(b)—斜长角闪岩；(c)—枕状玄武岩；(d)—角砾熔岩、集块熔岩

(a)—Ultramafic rocks; (b)—amphibolites; (c)—pillow basalts; (d)—breccia lava and conglomerate lava

铜厂一带保留有较为原始的玄武岩类，在铜厂局部地区可见玄武岩的枕状构造(图 2c)。另外还有少量集块熔岩和角砾熔岩，碎屑含量一般小于 75%，为早期冷凝玄武岩岩块(图 2d)。

2 样品及分析方法

2.1 样品描述

分析的样品采集自八布铜厂等地分布的玄武岩及分布全区的变玄武岩和变辉绿岩。其中除了铜厂地区的玄武岩较新鲜外，其余地区均不同程度发生了绿片岩相变质作用。对蛇绿岩中的层状和均质斜长角闪岩(保留了辉长结构)进行了锆石的挑选，只有采集自龙林附近的斜长角闪岩样品 D57TW1 选出了锆石并进行了 SHRIMP U-Pb 定年获得了谐和年龄。

2.2 分析方法

样品主量元素分析在国土资源部西南矿产资源监督检测中心完成，采用 AXIOS X 荧光光谱仪分析，FeO 采用湿化学分析法。微量元素分析在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室完成，利用 Agilent 7500a ICP-MS 分析，详细的样品分析处理过程、分析精度和准确度见文献(Liu Y S et al.，2008)。

锆石采用常规方法在河北廊坊区调院挑选，锆石制靶、光学和 CL 照相在北京离子探针中心完成，U-Pb 定年在北京离子探针中心的 SHRIMP II 上按照标准程序测定，详细的实验原理和流程参照(宋彪等，2002；刘敦一等，2003)。采用实测^{204}Pb 校正锆石中的普通 Pb，数据处理采用 SQUID 1.02 及 ISOPLOT 3 程序(Ludwig，2001，2003)。

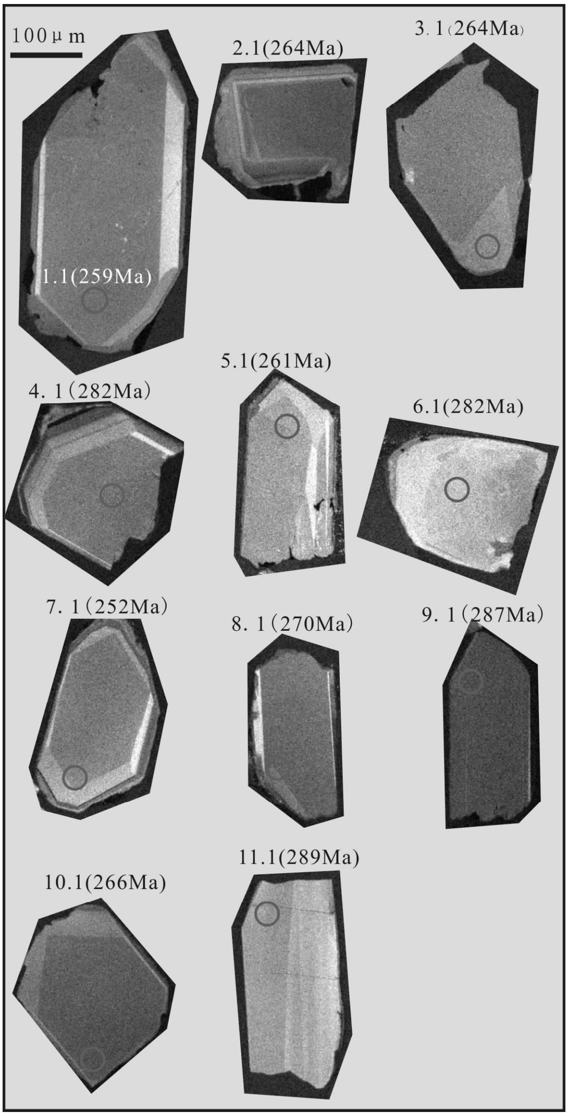

图 3 滇东南八布蛇绿岩斜长角闪岩锆石阴极发光图像

Fig. 3 Cathodoluminescence images of the dated zircons from amphibolite in the Babu Ophiolite in Southeastern Yunnan

3 结果

3.1 锆石 U-Pb 年代学

我们从斜长角闪岩样品 D57TW1 中挑选出了少量锆石，其中锆石大部分为透明自形，短柱状，长宽比 1 ∶ 2～1 ∶ 1，宽度约 100μm，部分样品稍大于 100μm。阴极发光显示，锆石内部均匀，或具有非常宽的环带(图 3)，为典型的辉长岩锆石环带类型。

SHRIMP 分析数据的结果见表 1，其中 11 颗锆石获得的^{206}Pb/^{238}U 加权平均年龄为 271±8Ma (MSWD=0.54；图 4)。锆石的 U 含量在 5×10^{-6}～28×10^{-6}之间，平均为 21×10^{-6}，锆石 Th/U 比值范围集中在 0.4～0.6 之间(除点 11.1=0.2)，为典型的岩浆锆石特征。综合锆石 CL 特征以及 Th、U 特征，这个年龄应代表了原岩辉长岩的结晶年龄。

3.2 岩石地球化学特征

样品玄武岩和辉绿岩主量元素变化范围较小，其中 SiO_2 为 48.4%～51.1%，平均 49.2%；MgO 为 6.1%～8.2%，平均 7.1%；TiO_2 为 1.3%～2.3%，平均 1.77%；K_2O 为 0.05%～0.33%，平均 0.1%(表 2，图 5a，5b)，表现为典型的低 K 拉斑玄武岩特征(图 5c)。∑REE 为 43.8×10^{-6}～81.5×10^{-6}，球粒陨石标准化的稀土元素表现为 LREE 的亏损，为10～20倍球粒陨石，HREE较平坦，为20

表 1　滇东南八布蛇绿岩斜长角闪岩锆石 SHRIMP 分析结果

Table 1　Zircon U-Pb isotopic analyses of amphibolite from the Babu Ophiolite in Southeastern Yunnan

点号	U ($\times10^{-6}$)	Th ($\times10^{-6}$)	Th/U	$^{206}Pb_c$ (%)	$^{206}Pb^*$ ($\times10^{-6}$)	$^{206}Pb^*/^{238}U$	±%	$^{207}Pb^*/^{235}U$	±%	$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±%	$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄(Ma)
D57TW-1.1	28	13	0.46	4.99	1.08	0.0421	3.9	0.160	36	0.0275	36	266±10
D57TW-2.1	68	39	0.59	2.17	2.54	0.0427	2.9	0.303	18	0.0515	18	270± 8
D57TW-3.1	9	3	0.36	7.30	0.335	0.0421	7.8	0.27	94	0.047	94	266±20
D57TW-4.1	17	7	0.39	0.00	0.673	0.0453	4.4	0.482	12	0.0772	11	286±12
D57TW-5.1	29	13	0.46	4.06	1.10	0.0419	4.6	0.28	49	0.048	49	264±12
D57TW-6.1	15	7	0.47	3.85	0.610	0.0467	5.2	0.39	38	0.061	38	294±15
D57TW-7.1	18	7	0.38	5.19	0.704	0.0421	4.7	0.28	39	0.049	39	266±12
D57TW-8.1	18	10	0.57	4.37	0.696	0.0431	5.5	0.26	64	0.044	64	272±15
D57TW-9.1	11	5	0.46	0.00	0.409	0.0450	5.3	0.464	15	0.075	14	284±15
D57TW-10.1	19	8	0.46	2.89	0.699	0.0425	4.5	0.32	32	0.055	32	268±12
D57TW-11.1	5	1	0.23	14.57	0.206	0.0422	12	0.45	78	0.078	77	267±30

注：误差为 1σ；Pb_c 和 Pb^* 分别代表普通铅和放射性成因铅；标准校正差的误差为 0.54%，普通铅由实测 ^{204}Pb 校正。

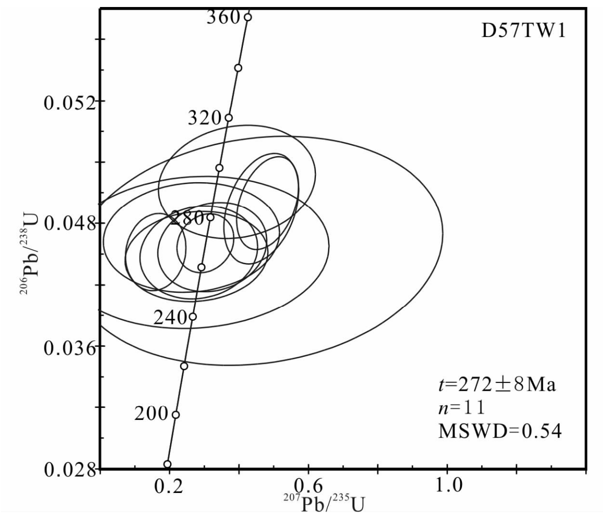

图 4　滇东南八布蛇绿岩斜长角闪岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 谐和年龄

Fig. 4　SHRIMP zircon U-Pb concordia plots for the amphibolite from the Babu Ophiolite in Southeastern Yunnan

～40 倍球粒陨石，La_N/Yb_N = 0.47～0.64，与 N-MORB 相似，但更富集(图 6a)。弱的负 Eu 异常表明岩浆演化过程中可能受到了斜长石分异结晶的影响。

微量元素上样品存在差异，相对于 MORB，多数样品表现出 V-Zr 之间的相对平坦，以及不相容元素 Cs、Rb、Ba 的富集，具有 Nb-Ta 相对亏损，其中几件样品还具有 Zr-Hf 的相对亏损，所有样品的 Pb 表现出相对富集，但 Sr 正常(图 6c)。由于 Cs、Rb、Ba、Sr、Pb 和 K 等元素可能遭受变质过程的影响(Wang X C et al., 2008, 2010)，因此这些元素在原始地幔标准化图上呈现的较大变化可能不能够反映原始岩浆的信息。除去这些流体活泼元素的影响，本次研究的样品呈现出较为一致的微量元素配分模式，与 N-MORB 相似。因此，Nb-Ta 表现出来的负异常也可能是由于流体活动性元素在变质过程中相对富集所造成。

在 Ti-V 图解上(Shervais, 1982)，样品落在 20～50 之间，表现为 MORB 特征。在 Nb/Yb-Th/Yb、Nb/Yb-TiO_2/Yb 判别图上(Pearce, 2008)(图 5e)，样品落在 MORB-OIB 演化序列中，集中在 N-MORB 区，表明岩浆为亏损地幔源区(DMM)，未受到明显的地壳混染的影响。Cr-Y 和 Ce/Sr-Cr 判别图解中为 MORB 区(图 7)。

4　讨论

4.1　蛇绿岩类型

越来越多的研究表明，蛇绿岩可以形成于大洋岩石圈到卷入造山带的演化过程中的多种环境中(Pearce, 2008; 周国庆, 2008; Dilek et al., 2011)。多样的地球动力学环境也造成了蛇绿岩在结构、构造、岩石学、地球化学等方面的多样性。由于不同的依据条件，蛇绿岩存在多种分类(Dilek et al., 2011; 张进等, 2012)，如国外学者的分类 SZZ 型和 MOR 型(Pearce et al., 1984; Pearce, 2008)，以及 Dilek 等(2011)最新的分类方案，国内学者的分类如张旗(1990)、肖序常(1995)等的分类。

八布蛇绿岩最初被认为是 MOR 型蛇绿岩，因其上部熔岩为 N-MORB，代表了古特提斯洋的分支洋盆(钟大赉等, 1998; Wu G Y et al., 1999; Zhang Q et al., 2008)。Sr-Nd 同位素也表明，其源区为亏损的软流圈地幔源区(DMM)，Pb、Sr同位

表 2 滇东南八布蛇绿岩主量(%)、微量元素($\times 10^{-6}$)地球化学分析结果

Table 2 Major (%) and trace elements($\times 10^{-6}$) analyses for the Babu Ophiolite in Southeastern Yunnan

样号	D873B1	D838YQ1	D611YQ1	D4171B1	D0907B1	D4171B2	D4170B1	D0953B1	D0995B1	D57YQ1	D52YQ1	D59YQ1
岩石名称	变玄武岩+变辉绿岩									角闪岩		
SiO_2	48.4	49.3	51.0	49.1	49.2	49.4	49.1	48.4	48.9	51.2	49.0	49.5
Al_2O_3	12.5	14.3	13.4	13.3	13.6	13.0	13.1	14.2	14.0	15.5	15.7	14.1
Fe_2O_3	7.11	2.54	4.13	4.81	3.73	4.37	4.69	6.11	4.46	2.47	4.07	5.40
FeO	7.88	8.61	7.27	8.62	8.96	9.22	9.76	5.65	7.29	5.42	4.38	6.09
CaO	10.1	9.52	10.4	10.1	10.2	10.3	9.21	11.0	10.0	11.9	10.9	9.91
MgO	6.06	7.93	6.41	6.81	7.56	6.69	6.98	7.38	8.23	7.64	9.42	7.24
K_2O	0.06	0.19	0.05	0.05	0.07	0.07	0.06	0.33	0.07	0.06	0.09	0.08
Na_2O	2.94	2.64	3.79	2.93	3.04	2.89	2.90	2.05	2.72	2.87	3.00	3.83
TiO_2	2.30	1.28	1.55	1.91	1.80	1.92	2.09	1.54	1.51	0.86	1.00	1.79
P_2O_5	0.20	0.10	0.13	0.16	0.16	0.17	0.18	0.12	0.13	0.08	0.08	0.15
MnO	0.24	0.19	0.19	0.22	0.21	0.22	0.23	0.20	0.22	0.16	0.16	0.17
LOI	1.35	2.40	0.85	0.97	1.84	0.73	0.66	2.37	1.69	1.27	1.75	1.06
总量	99.1	99.0	99.2	99.0	100	98.9	98.9	99.4	99.2	99.4	99.5	99.3
Li	1.64	9.58	2.22	2.54	4.51	3.57	3.72	9.12	2.70	1.22	6.65	3.99
Be	0.57	0.30	0.40	0.56	0.47	0.73	0.72	0.43	0.47	0.31	0.30	0.48
Sc	45.3	47.6	26.2	46.5	24.4	22.8	24.3	46.4	24.0	50.4	38.2	45.0
V	470	335	364	432	380	387	424	374	334	282	246	388
Cr	42.7	158	134	84.4	161	78.0	68.3	233	214	211	471	209
Co	59.4	49.9	42.9	51.3	50.5	49.4	53.7	46.4	46.1	34.9	42.8	44.1
Ni	43.1	64.9	58.9	51.8	58.2	44.3	45.5	69.4	69.2	85.4	173	76.8
Cu	93.8	73.7	8.22	56.2	76.6	48.8	73.4	45.7	71.7	37.2	92.9	17.6
Zn	117	93.2	68.5	99.5	109	104	130	96.9	113	56.4	131	87.4
Ga	21.1	17.7	19.1	19.1	17.1	17.0	18.4	18.7	16.3	16.7	15.4	18.6
Rb	1.17	5.13	0.53	0.69	1.05	1.62	1.65	12.5	1.62	0.44	0.99	0.90
Sr	118	82.7	117	104	87.8	98.0	94.4	98.7	112	144	136	113
Y	58.8	34.3	40.5	49.4	47.6	49.1	54.5	41.1	41.0	31.8	26.4	46.9
Zr	130	74.4	98.0	120	29.9	28.1	28.5	99.0	35.2	47.3	54.9	70.7
Nb	1.66	0.78	1.05	1.28	1.15	1.22	1.37	1.16	1.02	0.52	0.40	1.03
Cs	0.14	0.26	0.15	0.24	0.16	0.20	0.43	0.53	0.29	0.24	0.11	0.11
Ba	6.61	6.07	8.19	2.70	4.79	16.9	15.7	24.2	6.69	1.70	3.86	5.32
La	4.60	2.23	2.95	3.53	3.56	3.73	4.27	3.60	2.84	1.87	1.69	3.41
Ce	15.5	7.74	9.89	12.2	11.8	12.4	14.1	11.0	9.38	6.64	6.27	12.2
Pr	2.79	1.43	1.86	2.27	2.10	2.20	2.50	1.96	1.71	1.26	1.21	2.26
Nd	15.8	8.11	10.4	12.7	12.4	12.7	14.2	10.9	9.86	7.13	6.96	12.3
Sm	5.79	3.12	3.96	4.66	4.52	4.71	5.26	3.85	3.70	2.75	2.52	4.47
Eu	2.07	1.13	1.37	1.56	1.43	1.66	1.57	1.36	1.25	1.08	1.00	1.53
Gd	7.85	4.45	5.57	6.53	5.51	5.91	6.61	5.58	4.70	4.17	3.68	6.39
Tb	1.45	0.83	1.02	1.19	1.32	1.36	1.52	1.01	1.10	0.77	0.66	1.17
Dy	10.0	5.75	7.05	8.04	8.38	8.74	9.54	6.97	7.17	5.22	4.53	7.89
Ho	2.12	1.24	1.49	1.75	1.79	1.89	2.04	1.49	1.50	1.15	0.99	1.70
Er	5.94	3.51	4.28	5.00	5.24	5.51	5.95	4.33	4.45	3.21	2.70	4.81
Tm	0.89	0.54	0.63	0.74	0.83	0.88	0.97	0.63	0.69	0.49	0.41	0.73
Yb	5.80	3.29	4.05	4.77	5.26	5.34	5.90	4.06	4.33	3.10	2.52	4.50
Lu	0.90	0.52	0.64	0.74	0.75	0.81	0.83	0.65	0.62	0.48	0.39	0.70
Hf	3.63	2.04	2.73	3.22	1.39	1.19	1.12	2.70	1.45	1.41	1.56	2.26
Ta	0.14	0.06	0.08	0.10	0.10	0.12	0.12	0.08	0.09	0.04	0.04	0.08
Pb	0.96	4.34	0.59	0.33	1.63	0.86	0.86	0.73	1.42	0.32	0.48	0.49
Th	0.15	0.09	0.08	0.14	0.12	0.10	0.18	0.18	0.11	0.05	0.04	0.08
U	0.07	0.04	0.04	0.06	0.28	0.09	0.12	0.04	0.22	0.02	0.02	0.03

素具有 DUPAL 异常特征,因此 Wu G Y 等(1999)认为八布蛇绿岩的这些同位素特征指示了 Indian MORB 源区。但徐伟等(2008)认为,由于部分元素 LIE、Th 的富集以及 Nb、Ta、Zr、Hf 的亏损表现出俯冲带的特征,八布蛇绿岩的形成与特提斯无关,而是代表了与太平洋板块俯冲有关的弧后盆地。

更多的数据可以更好地反应蛇绿岩的地球化学特征,本文引用了徐伟等(2008)的数据进行了对比。但徐伟等(2008)数据在一些个别元素上与我们和钟大赉等(1998)的数据存在差异,如:徐伟等(2008)的数据在 SiO_2-FeO^*/MgO 图上表现出的趋势较陡(图 5c),与本文及钟大赉等(1998)数据不同而表现

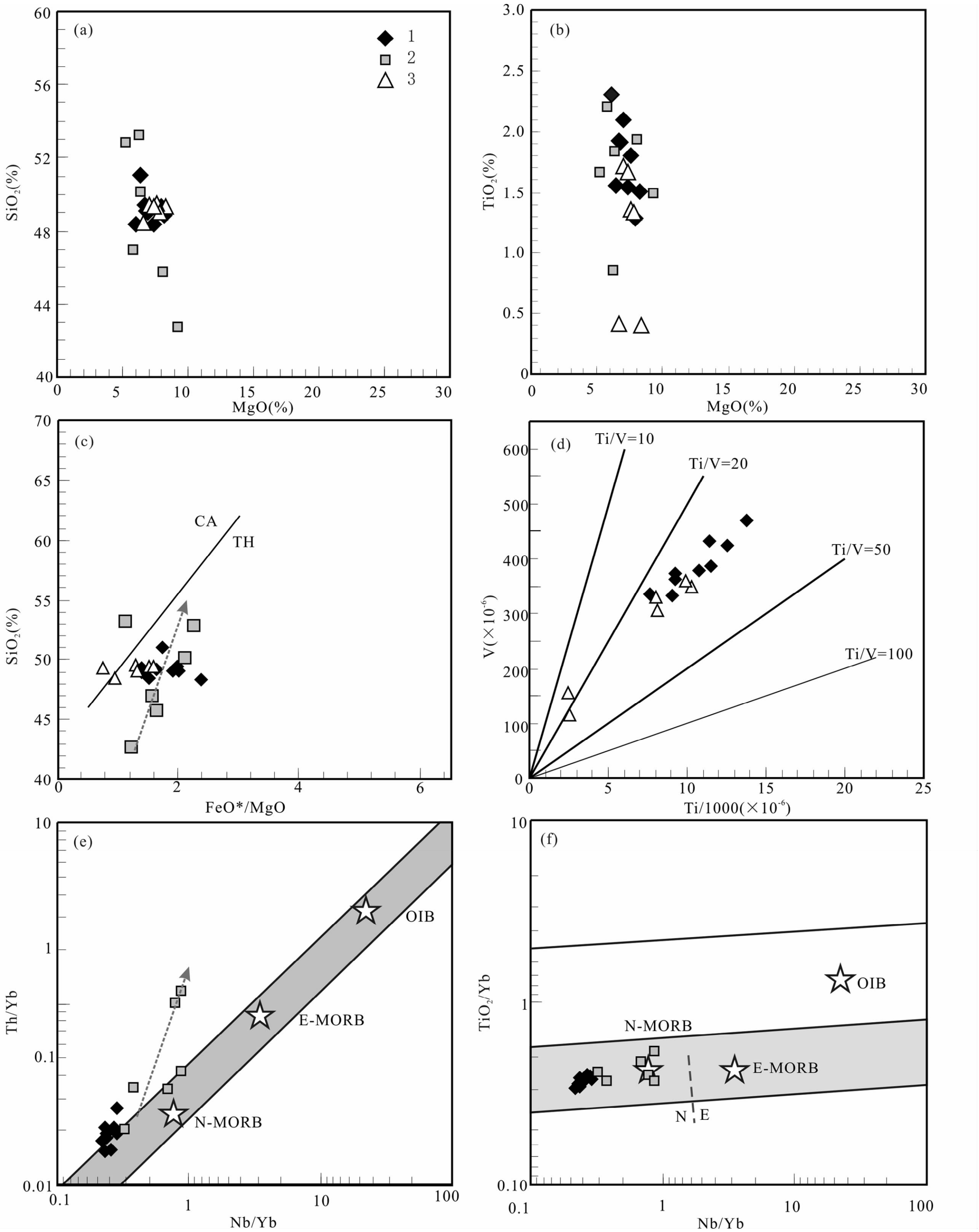

图 5　滇东南八布蛇绿岩的地球化学图解

Fig. 5　Geochemical diagram for the Babu Ophiolite in Southeastern Yunnan

(a,b)—MgO-SiO_2，MgO-TiO_2 协变图解；(c)—SiO_2-FeO*/MgO 判别图解(据 Miyashiro，1974)；(d)—V-Ti/1000 图解(据 Shervais，1982)；(e,f)—Nb/Yb-Th/Yb，Nb/Yb-TiO_2/Yb 图解(据 Pearce，2008)。(数据来源：1—本文；2—徐伟等，2008；3—钟大赉等，1998)

(a，b)—MgO-SiO_2，MgO-TiO_2 diagram；(c)—SiO_2-FeO*/MgO discrimination diagram (after Miyashiro，1974)；(d)—V-Ti/1000 discrimination diagram (after Shervais，1982)；(e，f)—Nb/Yb-Th/Yb，Nb/Yb-TiO_2/Yb discrimination diagrams (after Pearce，2008) (data source：1—this paper；2—Xu W et al.，2008；3—Zhong D L et al.，1998)

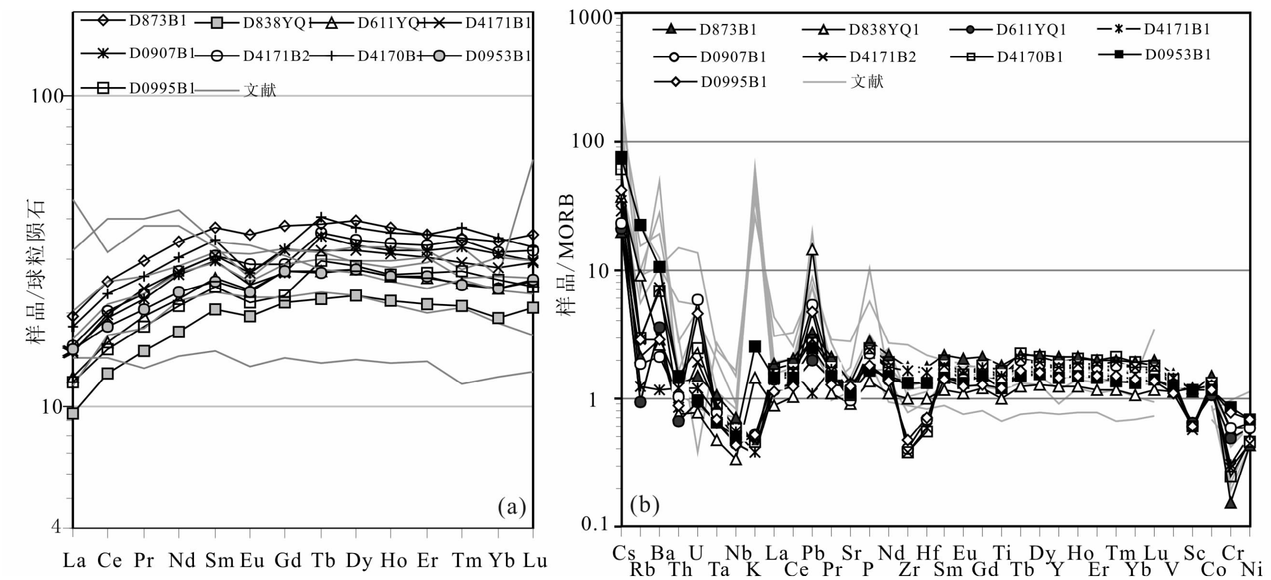

图 6 滇东南八布蛇绿岩的球粒陨石标准化稀土元素配分曲线(a)和 MORB 标准化微量元素分布曲线(b)
(球粒陨石标准化值据 Sun et al., 1989; MORB 微量元素顺序及数值据 Dilek et al., 2011; 文献数据来自徐伟等, 2008)

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns(a) and MORB-normalized trace elements diagram for the Babu Ophiolite in Southeastern Yunnan (chondrite normalizing values after Sun et al., 1989; MORB normalizing values after Dilek et al., 2011; reference data are from Xu W et al., 2008)

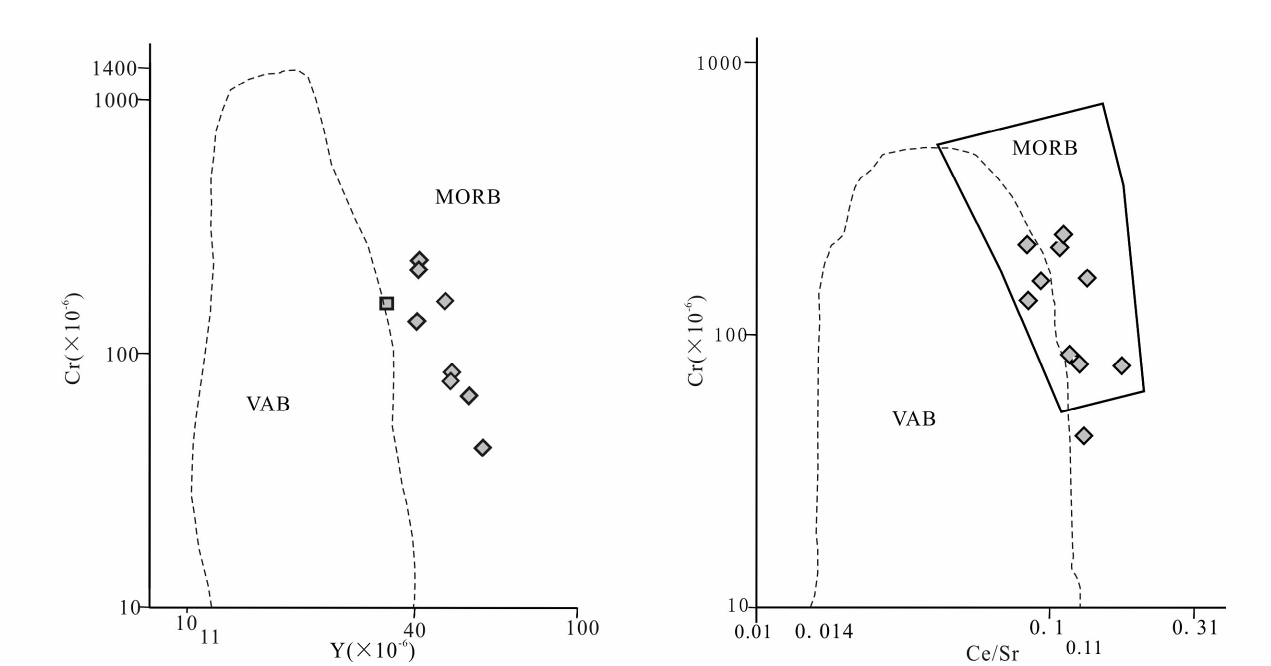

图 7 滇东南八布蛇绿岩的玄武岩的 Cr-Y 和 Ce/Sr-Cr 判别图解(Pearce, 1982)

Fig. 7 The Cr-Y and Cr-Ce/Sr discrimination diagram for basalts of the Babu Ophiolite in Southeastern Yunnan (after Pearce, 1982)

出钙碱系列特征。在 Nb/Yb-Th/Yb 图解上,徐伟等(2008)数据的 Th 含量明显偏高,Th/Nb 比值较高,在 MORB-OIB 序列外,Th/Yb 指示其受到了强烈的地壳混染作用的影响(图 5e)(Pearce, 2008)。因此本文结论仅建立在我们数据之上。

在地球化学特征上(图 5,6,7),我们的数据表明八布蛇绿岩的熔岩和辉绿岩均具低 K 拉斑玄武岩特征,具有类似于 N-MORB 的稀土元素配分模式,Ti-V 比值在 20～50 之间的 MORB 区,Nb/Yb-Th/Yb 判别图上位于亏损地幔源区,Nb/Yb-TiO_2/

Yb 图中落在 N-MORB 区，Cr-Y 和 Cr-Ce/Sr 图解中落在 MORB 区与 VAB 不同，这些特征与 Pearce 等(1984)、Pearce(2008)划分的 MOR 型蛇绿岩吻合。

弧后盆地(特别是成熟的)扩张中心的玄武岩与大洋中脊玄武岩在地球化学特征上存在一定重叠，但两者最大的区别在于弧后盆地玄武岩表现出更大的多样性，可能包含了 MORB、OIB、俯冲带不同端元组分，岩石系列从低 K 拉斑到亚碱性，岩性包含玄武岩到流纹岩(Wilson，1989；Shervais，2001；Metcalf et al.，2008)。但就目前工作程度而言，八布蛇绿岩组成相对单一，并未表现出弧后盆地的多样性特征(如 SSZ 型蛇绿岩中的 IAT、玻安岩)。建水岛弧火山岩被认为是八布以北与其相关的岛弧的证据(马文璞，1998；董云鹏等，1999)，除了岩石地球化学上的岛弧特征外，还具有安山岩、英安岩、流纹岩等岩石组合。此外玄武岩在微量元素蛛网图上个别样品"岛弧特征"可能受到多方面因素的影响，可能暗示部分样品受到了俯冲带流体的影响(Pearce et al.，1984，2006)，或者指示其受到了地壳混染作用(Rudnick et al.，2003)，或者这种特征也可能来自于地幔源区(Hermann et al.，2007)。而且八布蛇绿岩由于经历了变质作用，这种不活动元素的负异常现象可能源于流体活动性元素的相对富集作用(Wang X C et al.，2008，2010)。而如 Th/Yb 比值以及 Sr-Nd 同位素特征表明其受地壳混染作用影响不大，且除了个别样品个别元素的异常外，并未发现与岛弧有关的其余信息。考虑到蛇绿岩 Pb-Sr 同位素表现出了 DUPAL 异常(Wu G Y et al.，1999)，而 DUPAL 异常可能来源于深部地幔源区(Castillo，1988；Class et al.，2011)，推测八布蛇绿岩中的"岛弧特征"可能来自于深部地幔源区或者变质作用，详细的机制还有待于进一步研究。

4.2　时代及构造意义

考虑到围岩地层的时代，八布地区这些超镁铁质—镁铁质岩石曾被认为是中三叠世(云南省地矿局，1990)。吴根耀等(2001)曾报导其 Sm-Nd 年龄为 328.3 Ma，认为该年龄代表了蛇绿岩的年龄。冯庆来等(2002)根据硅质岩中的放射虫化石判断时代应在早二叠世中期。Zhang Q 等(2008)则把其划为与云南双沟蛇绿岩同时代的泥盆—石炭纪。我们对其中斜长角闪岩进行的 SHRIMP 定年获得的 U-Pb 年龄为 272±8Ma(n = 11，MSWD = 0.54)，为早二叠世末期。这个年龄与前人的 Sm-Nd 年龄存在较大差异，但与放射虫硅质岩的时代基本吻合。

右江洋盆被认为是古特提斯洋的分支，从早泥盆世晚期开始的含玄武岩的深水沉积一直持续到中三叠世(张伯友等，1995；吴根耀等，2000；陈丛林等，2006；史晓颖等，2006)。根据右江盆地晚古生代沉积特征，史晓颖等(2006)将其划分为几个阶段：陆表海浅水盆地(D_1)、深水裂谷盆地($D_{2\text{-}3}$)、扩张洋盆(C_1～P_2)、收缩洋盆(P_3～T_2)、残留盆地(T_2 晚期～T_3 早期)。右江盆地的晚古生代基性火山岩被认为是与这一区域发育的地幔柱/热点活动有关(张旗等，1999)，张旗等(1999)认为右江盆地的演化指示地幔柱的活动可能开始于早泥盆世，并且地幔柱活动中心从早泥盆世位于广西西部向 NW 迁移，早二叠世略向 NW 迁移，到二叠纪迁移距离最大至云南大理—丽江一带(张招崇等，2005；He B et al.，2007)。同时裂陷作用也表现出从粤桂边界一带向云南丽江—大理及其以北地区迁移的趋势(马文璞，1992)。

早二叠世末期正是右江洋壳盆地形成后剧烈扩张的时期(陈丛林等，2006；史晓颖等，2006)，形成大量的以南丹组、四大寨组为代表的海底火山岩。同时滇东南区正好位于地幔柱迁移轨迹的中间，八布蛇绿岩年龄稍早于富宁地区的基性火山岩(260Ma，Zhou M F et al.，2006)，表明其更靠近东南边，这一点与野外观察其从 S 向 N 逆冲推覆于三叠纪兰木组之上的特征耦合。文山-麻栗坡断裂带是一个区域性左行走滑断裂，断裂带内分布的黄龙组(Ch)、他披组(CPt)、岩头组(P_2yt)、石炮组($T_1\hat{s}$)等代表滇东南—越北地区泥盆系—三叠系连续沉积的地层在麻栗坡—八布其余地区并无连续分布，而且在八布地区还表现为 Tl 与泥盆系的角度不整合。同时文麻断裂东侧$\in_3$～O_2 的连续沉积在西侧的麻栗坡—马关地区也未见分布，因此推测这些地层可能来自文麻断裂的大规模左行走滑。Hai(2008)报导了在越南东北部中越边境地区发现了一套镁铁质岩石，包括枕状玄武岩、辉长-辉绿岩，以及灰岩和含燧石的深海沉积物，推测其亦代表了与古特提斯有关的残留洋壳。由于目前越南北部缺少资料，存在很多时代不明的超镁铁质—镁铁质岩石(Metcalfe，2011)，随着实际材料越来越丰富，古特提斯分支的轮廓会越来越清楚。基于以上因素判断，八布蛇绿岩来自于南边的越北 Phu Ngu 带的可能性较大。

八布地区原地系统的沉积特征表明本区在泥盆

纪—早二叠世时是一个深水盆地到碳酸盐台地的演化过程。达莲塘组上部的硅质岩、锰质层渐次出现，继而是上覆榴江组的硅质岩、含放射虫硅质岩与红色页岩互层组合夹铁锰质层，但顺甸河组（C$\hat{s}d$）即为碳酸盐岩与硅质岩的互层组合，再上覆他披组（CPt）至岩头组（P_2yt），硅质岩占比递减，且自下而上由夹层渐变为碳酸盐岩层中的条带、直至小规格不定形散布的硅质团块；而碳酸盐岩占比则向上递增，与前述硅质岩呈消长关系，且渐有夹叠而上的含云灰岩、云灰岩、灰云岩、直至白云岩出现，反映出八布地区自早石炭世－中二叠世随台盆沉积充填厚度累增而致水体变浅的演化过程，这与右江盆地同时期典型的南丹组、四大寨组基性火山岩广泛发育所代表的洋盆强烈扩张的情况不同，可能代表了特提斯多岛洋中的碳酸盐台地（殷鸿福等，1999；史晓颖等，2006）。

我们根据地球化学特征和年代学上与右江盆地地幔柱迁移的耦合性提出一个新的解释：从早泥盆纪开始活动的地幔柱导致桂滇-北越块体的裂开，滇东南区则表现为以泥盆系达莲塘组、榴江组、石炭系顺甸河组、他披组硅质岩为代表的深水沉积。在早二叠世时地幔柱加速迁移，导致特提斯分支——右江洋盆的彻底张开，八布蛇绿岩代表了强烈扩张期的残留洋壳。晚二叠世－中三叠世早期，随着右江盆地的收缩，洋壳的俯冲和消减在滇－桂边界发育了大量的岛弧火山岩（吴根耀等，2000，2001，2002）。中三叠世晚期（～231Ma，Wu G Y et al.，1999）仰冲至活动大陆边缘，随后在三叠纪末期印支晚期造山过程中从南边越南 Phu Ngu 带逆冲推覆于八布地区三叠纪兰木组之上。

5 结论

通过对八布蛇绿岩野外特征、岩石组合、地球化学特征、年代学的研究表明，地幔橄榄岩主要为方辉橄榄岩，堆晶岩主要为辉长岩，熔岩具有 N-MORB 特征，为 MOR 型蛇绿岩。获得的锆石年龄为 272±8Ma，为早二叠世末期，代表了古特提斯分支——右江洋盆强烈扩张期的残留洋壳。根据地幔柱活动轨迹和野外推覆岩片证据，结合区域构造演化，推测其来自于南部的越南 Phu Ngu 带。

致谢：成都地质调查中心刘书生、高建华、王子正、康建威参加了野外填图工作。野外工作得到了云南地矿局王义昭教高，成都地质调查中心潘桂棠研究员和天津地质调查中心陆松年研究员的指导。在论文写作之初，中科院地质与地球物理研究所张旗研究员、简平研究员给予了重要启示。论文修改得到了澳大利亚 Curtin 大学王选策博士的帮助。在此一并感谢！

注 释/Note

❶成都地质调查中心．2011．云南麻栗坡地区矿产远景调查项目报告．

参 考 文 献

陈丛林，史晓颖．2006．右江盆地晚古生代深水相地层沉积构造演化．中国地质，33(2)：436～443．

董云鹏，朱炳泉．1999．滇东南建水岛弧型枕状熔岩及其对华南古特提斯的制约．科学通报，44(21)：2323～2328．

冯庆来，刘本培．2002．滇东南八布蛇绿混杂岩中的早二叠世放射虫化石．地球科学——中国地质大学学报，27(1)：1～3．

胡丽沙，杜远生，杨江梅，黄虎，黄宏伟，黄志强．2012．广西那龙地区中三叠世火山岩地球化学特征及构造意义．地质论评，58(3)：481～494．

黄跃祥．1998．麻栗坡八布三叠系碎屑岩沉积相特征及层位归属．云南地质，17(2)：191～198．

李兴振，刘朝基，丁俊．2004．大湄公河次地区主要结合带的对比与连接．沉积与特提斯地质，24(4)：1～12．

刘敦一，简平，张旗，张福勤，石玉若，施光海，张履桥，陶华．2003．内蒙古图林凯蛇绿岩中埃达克岩 SHRIMP 测年：早古生代洋壳消减的证据．地质学报，77(3)：317～327．

马文璞．1992．区域构造解析——方法理论和中国板块构造．北京：地质出版社．

马文璞．1998．八布蛇绿岩突厥型造山带．科学通报，43(13)：1363～1365．

史晓颖，侯宇安，帅开业．2006．桂西南晚古生代深水相地层序列及沉积演化．地学前缘，13(6)：153～170．

宋彪，张玉海，万渝生，简平．2002．锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论．地质论评，48(SUPP)：26～30．

吴根耀，吴浩若，钟大赉，邝国敦，季建清．2000．滇桂交界处古特提斯的洋岛和岛弧火山岩．现代地质，14(4)：393～400．

吴根耀，马力，钟大赉，吴浩若，季建清，邝国敦，徐克定．2001．滇桂交界区印支期增生弧型造山带：兼论与造山作用耦合的盆地演化．石油实验地质，23(1)：8～18．

吴根耀，季建清，何顺东，钟大赉．2002．广西凭祥地区早二叠世的岩浆弧及其构造意义．矿物岩石，22(3)：61～65．

肖序常．1995．从扩张速率试论蛇绿岩的类型划分．岩石学报，11(S1)：10～23．

徐伟，刘玉平，郭利果，叶霖，皮道会，廖震．2008．滇东南八布蛇绿岩地球化学特征及构造背景．矿物学报，28(1)：6～9．

殷鸿福，吴顺宝，杜远生，彭元桥．1999．华南是特提斯多岛洋体系的一部分．地球科学——中国地质大学学报，24(1)：1～12．

云南省地矿局．1990．云南省区域地质志．北京：地质出版社．

张伯友，石满全，杨树锋，陈汉林．1995．古特提斯造山带在华南两广交界地区的新证据．地质论评，41(1)：1～6．

张进，邓晋福，肖庆辉，陆松年，潘桂棠，张智勇，冯艳芳．2012．蛇绿岩研究的最新进展．地质通报，31(1)：1～12．

张旗．1990．蛇绿岩的分类．地质科学，25(1)：56～41．

张旗，钱青，王焰，徐平，韩松，贾秀琴．1999．扬子地块西南缘晚古生代基性岩浆岩的性质与古特提斯洋的演化．岩石学报，15

(4): 576～583.

张招崇，王福生，郝艳丽，Mahoney J J. 2005. 峨眉山大火成岩省和西伯利亚大火成岩省地球化学特征的比较及其成因启示. 岩石矿物学杂志，24(1): 12～20.

钟大赉，吴根耀，季建清，张旗，丁林. 1998. 滇东南发现蛇绿岩. 科学通报，43(13): 1365～1370.

周国庆. 2008. 蛇绿岩研究新进展及其定义和分类的再讨论. 南京大学学报(自然科学版)，44(1): 1～24.

Cai J X, Zhang K J. 2009. A new model for the Indochina and South China collision during the Late Permian to the Middle Triassic. Tectonophysics, 467: 35～43.

Carter A, Clift P D. 2008. Was the Indosinian orogeny a Triassic mountain building or a thermotectonic reactivation event? Comptes Rendus Geosciences, 340: 83～93.

Castillo P. 1988. The Dupal anomaly as a trace of the upwelling lower mantle. Nature, 336: 667～670.

Class C, le Roex A. 2011. South Atlantic DUPAL anomaly: Dynamic and compositional evidence against a recent shallow origin. Earth Planet. Sci. Lett., 305: 92～102.

Dilek Y, Furnes H. 2011. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. Geol. Soc. Am. Bull., 123: 387～411.

Guo L G, Liu Y P, Li C Y, Xu W, Ye L. 2009. SHRIMP zircon U-Pb geochronology and lithogeochemistry of Caledonian Granites from the Laojunshan area, southeastern Yunnan province, China: Implications for the collision between the Yangtze and Cathaysia blocks. Geochem. J., 43: 101～122.

Hai T T. 2008. The existence of remnants of ancient oceanic crust in northeastern Vietnam and its implication to the tectonic evolution of Paleotethys. 33rd International Geological Congress Abstracts, Oslo Norway, 1142916.

He B, Xu Y G, Huang X L, Luo Z Y, Shi Y R, Yang Q J, Yu S Y. 2007. Age and duration of the Emeishan flood volcanism, SW China: Geochemistry and SHRIMP zircon U-Pb dating of silicic ignimbrites, post-volcanic Xuanwei Formation and clay tuff at the Chaotian section. Earth Planet. Sci. Lett., 255: 306～323

Hermann J, Spandler C J. 2007. Sediment Melts at Sub-arc Depths: an Experimental Study. J. Petrol., 49: 717～740.

Lepvrier C, Van Vuong N, Maluski H, Truong Thi P, Van Vu T. 2008. Indosinian tectonics in Vietnam. Comptes Rendus Geosciences, 340: 94～111.

Lepvrier C, Faure M, Van V N, Vu T V, Lin W, Trong T T, Hoa P T. 2011. North-directed Triassic nappes in Northeastern Vietnam (East Bac Bo). J. Asian Earth Sci., 41: 56～68.

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. Chem. Geol., 257: 34～43.

Ludwig K R. 2001. SQUID1.02: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Berkeley Geochronology Center.

Ludwig K R. 2003. Isoplot 3: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Berkeley Geochronology Center.

Metcalf R V, Shervais J W. 2008. Suprasubduction-zone ophiolites: Is there really an ophiolite conundrum? Geological Society of America Special Papers, 438: 191～222.

Metcalfe I. 2011. Palaeozoic-Mesozoic history of SE Asia. Geological Society, London, Special Publications, 355: 7～35.

Miyashiro A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. Am. J. Sci., 274(4): 321～355.

Pearce J A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R S (Ed). Orogenic andesites and related rocks. Chichester, John Wiley and Sons, 528～548.

Pearce J A, Lippard S J, Roberts S. 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. Geological Society, London, Special Publications, 16: 77～94.

Pearce J A, Stern R J. 2006. Origin of back-arc basin magmas: trace element and isotope perspectives. Geophysical Monograph Series, 166: 63～86.

Pearce J A. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. Lithos, 100: 14～48.

Rudnick R L, Gao S. 2003. 3.01-Composition of the Continental Crust. In: Heinrich D H and Karl K T (Eds). Treatise on Geochemistry. Oxford: Pergamon, 1～64.

Shervais J W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth Planet. Sci. Lett., 59: 101～118.

Shervais J W. 2001. Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites. Geochemistry Geophysics Geosystems, vol2. 2000GC000080

Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Magmatism in the Ocean Basins, 42. London: Geol. Soc. Spec. Pub., 313～345.

Wang X C, Li X H, Li W X, Li Z X, Liu Y, Yang Y H, Liang X R, Tu X L. 2008. The Bikou basalts in the northwestern Yangtze block, South China: Remnants of 820～810 Ma continental flood basalts? Geol. Soc. Am. Bull., 120: 1478～1492.

Wang X C, Li X H, Li Z X, Liu Y, Yang Y H. 2010. The Willouran basic province of South Australia: Its relation to the Guibei large igneous province in South China and the breakup of Rodinia. Lithos, 119: 569～584.

Wilson B M (Editor). 1989. Igneous Petrogenesis A Global Tectonic Approach. London : Springer, 466.

Wu G Y, Zhong D L, Zhang Q, Ji J Q. 1999. Babu-Phu Ngu Ophiolites: a geological record of Paleotethyan ocean bordering China and Vietnam. Gondwana Res., 2: 554～557.

Zhang Q, Wang C Y, Liu D, Jian P, Qian Q, Zhou G, Robinson P T. 2008. A brief review of ophiolites in China. J. Asian Earth Sci., 32: 308～324.

Zhou M F, Zhao J H, Qi L, Su W C, Hu R Z. 2006. Zircon U-Pb geochronology and elemental and Sr-Nd isotope geochemistry of Permian mafic rocks in the Funing area, SW China. Contrib. Mineral. Petrol., 151: 1～19.

SHRIMP Zircon U-Pb Chronology of the Babu Ophiolite in Southeastern Yunnan Province

ZHANG Binhui, DING Jun, ZHANG Linkui, ZHANG Bin, CHEN Minhua

Chengdu Center, China Geological Survey, Chengdu, 610082

Abstract

The southeastern Yunnan area is the convergent plaace of Yantze, Cathaysia, Indo-China blocks. The Babu opholite is considered a remnant of the Youjiang oceanic crust, one branch of Paleo-Tethys. This study conducted an investigation using geological mapping, rock association, geochemistry and geochronology. Results shows that the Babu ophiolite has a relatively complete association: mantle peridotite, cumulate gabbro, diabase wall groups, pillow lava and radiolarian silicalite. But the Babu ophiolite is an allochthonousnappe superimposed onto Triassic turbidite deposit. Mantle peridotites consist mainly of harzburgite, and lavas and dikes are low-K tholeiitic basaltic rocks, with REE and trace elements similar to N-MORB. The typical trace element ratios such as Ti/V＝20～50, Nb/Yb-Th/Yb show that they were likely derived from DMM source. The observations suggest a MOR-type ophiolite. SHRIMP U-Pb age of zircons from amphibolites is 272±8Ma(n＝11, MSWD = 0.54), indicating a late Early Permian epoch. Considering late Paleozoic basic magmatism and sedimentary evolution of southwest Yangtze block, we proposed that the Babu ophiolite represents the residual oceanic crust of Youjiang basin during strong spreading in early Permian.

Key words: Ophiolite; SHRIMP zircon U-Pb; Paleo-Tethys; Youjiang Basin; Southeastern Yunnan