

冈底斯南部打加错地区鸭洼基性杂岩的年代学及地球化学特征

李奋其,刘伟,张士贞,王保弟

成都地质矿产研究所,成都,610081

内容提要:前人对西藏冈底斯构造带古生代地质构造属性认识仍然存在多种解释。本文报道了位于冈底斯南部打加错地区的鸭洼基性岩浆杂岩的锆石 U-Pb 定年和地球化学数据,以期对这一问题进行约束。鸭洼基性杂岩单斜辉石岩的加权平均年龄为 $263.5 \pm 4.0 \text{ Ma}$ (MSWD=0.34), 2 件辉长岩分别为 $262.7 \pm 2.3 \text{ Ma}$ (MSWD=2.8) 和 $263.9 \pm 2.4 \text{ Ma}$ (MSWD=3.8), 反映冈底斯带存在二叠纪深成岩浆活动。鸭洼基性杂岩体的两类岩石属于碱性岩系列, 具有高的 TiO_2 含量, 区别于冈底斯二叠纪岛弧型火山岩类, 类似于板内玄武岩; 稀土配分型式呈 Σ LREE 富集型, Eu^* 值为 $0.98 \sim 1.07$; 高场强元素丰度与板内玄武岩平均丰度相近, Zr/Nb 比值、Hf/Th 比值分别变化在 $3.07 \sim 4.94$ 和 $1.25 \sim 1.98$ 范围内, 类似于板内玄武岩; 微量元素原始地幔标准化的蛛网图和 MORB 标准化的蛛网图显示岩浆形成于板内构造环境, 微量元素构造环境判别图解也支持这一结论。结合区域上石炭—二叠纪沉积特点、火山活动和变形变质作用, 认为冈底斯南部二叠纪时期为被动陆缘环境, 以北地区属于主动陆缘环境。

关键词: 基性岩浆杂岩; 板内玄武岩; 锆石 U-Pb 年龄; 二叠纪; 打加错地区; 冈底斯南部

长期以来, 冈底斯带被赋予“拉萨地体”(Dewey et al., 1990)、“冈底斯-念青唐古拉微板块”(刘增乾等, 1990)、“冈底斯-念青唐古拉板片”(周详等, 1988)等名称, 国内外学者的研究主要集中在中生代以来岛弧岩浆活动特征和沉积盆地演化, 尤其是晚侏罗世以来发育的规模宏大的冈底斯岩浆岩带, 普遍被认为是雅鲁藏布江洋、班公湖-怒江洋相向俯冲和相继的印度-亚洲大陆碰撞造山作用的产物(Hodges, 2000; 莫宣学等, 2003; 朱弟成等, 2006)。从目前已有的资料来看, 冈底斯带中生代岩浆活动与成矿作用关系较为密切, 在南冈底斯带表现为大规模的斑岩铜矿成矿作用, 隆格尔-工布江达带则表现出强烈的铅、锌、铁多金属成矿作用, 但造成此种成矿作用分带性的内在原因目前尚不清楚(侯增谦等, 2005; 李光明等, 2011)。相对于中生代而言, 古生代地质工作和研究程度明显较低, 而且其构造属性的认识分歧较大。一种观点是基于火山岩地球化学特征的研究, 认为整个冈底斯带在石炭—二叠纪受班公湖-怒江大洋的向南俯冲而处于岛弧构造环境(潘桂棠等, 2006; 耿全如等, 2007a, 2007b;

王立全等, 2008); 另一种观点主要是基于松多榴辉岩带年代学和地球化学研究, 认为它代表了古特提斯洋的残余, 是南拉萨地块(分布范围相当于南冈底斯-下察隅火山岩浆弧带)向北拉萨地块(隆格尔-工布江达弧背断隆带及其以北地区)俯冲的产物(杨经绥等, 2007; 陈松永等, 2008; Zhu Dicheng et al., 2009)(图 1a, 1b)。但是, 冈底斯石炭—二叠纪岩浆岩仅见于北冈底斯带和弧背断隆带上, 南冈底斯带迄今未见该时期岩浆岩的报道, 尤其是代表古特提斯洋残余的榴辉岩见于冈底斯东部地区, 它向西如何延展, 目前尚不清楚。因此, 上述观点值得进一步商榷。

为了探索冈底斯带石炭—二叠纪构造背景, 作者选择南冈底斯火山岩浆弧带西段、打加错北侧的鸭洼基性岩浆杂岩体为调研对象, 并进行了岩石学、高精度地球化学和 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学研究(图 1b, 1c)。本文首次报道了冈底斯带二叠纪基性岩浆杂岩及其地球化学特征, 同时结合区域资料, 探讨了南冈底斯带大地构造环境, 旨在为整个冈底斯带石炭—二叠纪构造单元的划分提供依据。

注: 本文为中国地质调查局冈底斯成矿带基础地质综合研究项目(编号 1212011086039)资助的成果。

收稿日期: 2012-02-13; 改回日期: 2012-06-29; 责任编辑: 郝梓国, 黄敏。

作者简介: 李奋其, 男, 1966 年生。博士, 副研究员, 古生物学及地层学专业。通信地址: 成都市一环路北三段 2 号。Email: lifenqi2009@sina.com。

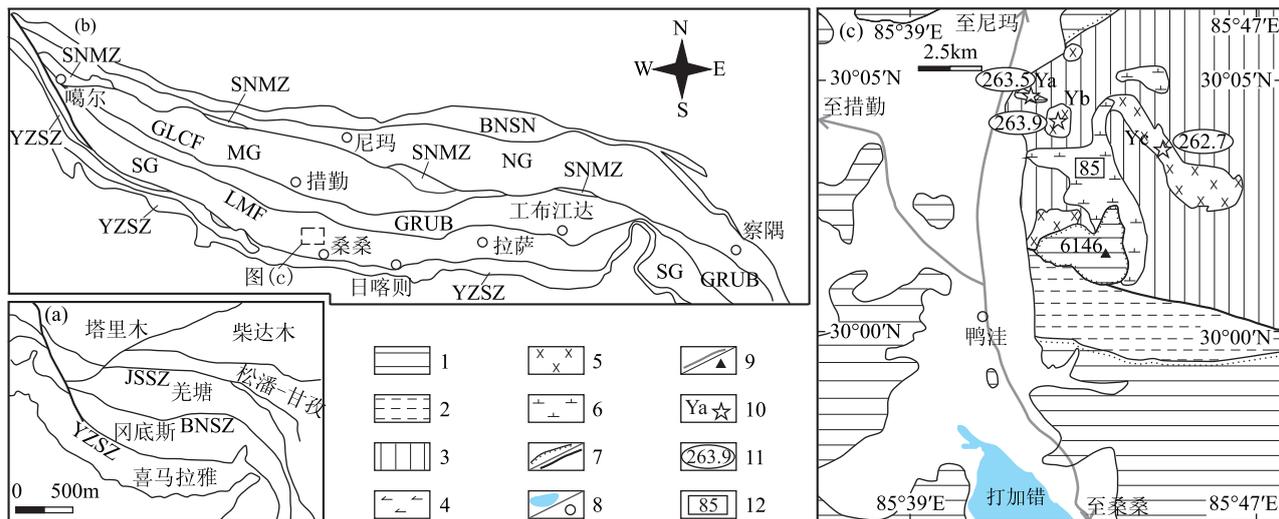


图 1 冈底斯南部打加错地区区域地质简图

Fig. 1 Simplified geological map for the Dajiacuo area, Southern Gangdese

BNSZ—班公湖-怒江缝合带; NG—北冈底斯带; SNMZ—狮泉河-纳木错蛇绿混杂岩带; MG—中冈底斯带; GLUB—隆格尔-工布江达弧背断隆带; GLCF—噶尔-隆格尔-措麦断裂; LMF—洛巴堆-米拉山断裂; SG—南冈底斯带; YZSZ—雅鲁藏布江缝合带; JSSZ—金沙江缝合带; 1—古新统一始新统; 2—下白垩统; 3—石炭系—下二叠统; 4—单斜辉石岩; 5—辉长岩; 6—辉绿玢岩; 7—角度不整合面/断层; 8—湖泊/村庄; 9—简易公路/山峰; 10—采样位置; 11—本文同位素年龄; 12—前人同位素年龄^①

BNSZ—Bangonghu-Nujiang suture zone; NG—northern Gangdese belt; SNMZ—Shiquanhe-Namucuo ophiolite mélangé zone; MG—Middle Gangdese belt; GLUB—Longgaer-Gongbujiangda uplift belt; GLCF—Gaer-Longgaer-Cuomai fault; LMF—Luobadui-Milashan fault; SG—Southern Gangdese belt; YZSZ—Yalungzangbo suture zone; JSSZ—Jinshajiang suture zone; 1—Paleocene and Eocene; 2—Lower Cretaceous; 3—Carboniferous and Lower Permian; 4—clinopyroxenites; 5—gabbro; 6—diabasic porphyrite; 7—angular unconformity/fault; 8—lake/village; 9—hastry road/mountain peak; 10—sampling location; 11—the isotopic ages of authors'; 12—the predecessor's isotopic ages^①

1 区域地质背景

冈底斯带元古界结晶基底被称为念青唐古拉岩群,它是一套深变质岩系,在纳木错以东广泛出露,西部由于后期地层覆盖仅在弧背断隆带的局部地区零星出露(胡道功等,2005;朱志勇等,2004)^{①②③}。此后,冈底斯带主要经历了晚古生代、中生代开合演化阶段和新生代印亚大陆碰撞过程(潘桂棠等,2006;耿全如等,2007a;侯增谦等,2005)。

该区石炭—二叠系总体上为一套海相陆源碎屑岩-碳酸盐岩建造,但在沉积特征、火山活动和变形变质作用等方面存在一定差异。①沉积特征:隆格尔-工布江达弧背断隆带和北冈底斯东部地区的石炭系—下二叠统都显示出类复理石建造的特点,滑塌、重力流和浊流沉积较为普遍^{④⑤⑥},其他地带总体以正常滨浅海沉积为主;下二叠统总体上以混积陆棚沉积为主,但南冈底斯带的此套地层含硅质岩^⑦;中二叠统总体上为碳酸盐岩台地沉积,但南冈底斯以混积为特点;上二叠统在南冈底斯带未见出露,其他地带以海陆交互沉积为主。②火山活动:石炭

纪—早二叠世火山岩仅见于波密、然乌地区的深海一次深海沉积建造中,具有裂谷型火山岩的地球化学特征(耿全如等,2007a);二叠纪火山岩主要见于隆格尔-工布江达带的林周、措勤和狮泉河等地,具有弧火山岩的地球化学特征(王立全等,2008)。③变形变质:南冈底斯带石炭—二叠系主要岩石类型为千枚岩、板岩、变砂岩和大理岩,紧闭褶皱、同斜褶皱和倒转褶皱极为发育,片理置换强烈,局部地带出现黑云母、硬绿泥石、石榴石等变质矿物,属低绿片岩变质相^{⑧⑨};其余地带多为中常—开阔褶皱,仅出现绿泥石、绢云母等新生矿物。由上看来,南冈底斯带石炭—二叠纪时期在沉积特征、火山活动和变形变质作用等方面存在较大的差异,可能与特定的地质构造背景有关。

整个冈底斯构造带在侏罗—白垩纪时期受雅鲁藏布江大洋和班公湖-怒江大洋的相向俯冲作用的影响,形成南冈底斯、中冈底斯和北冈底斯 3 条规模宏大的火山-岩浆弧带(潘桂棠等,2006)。进入新生代以来,印-亚大陆碰撞作用不仅形成规模宏大的林子宗火山岩系,还伴随着强烈的深成岩浆活动。

2 岩体地质和岩相学

鸭洼基性岩浆杂岩位于昂仁县打加错北 5 km 处,呈一系列岩枝、岩滴侵位于中一下二叠统中,见港湾状侵入接触界线,发育后期闪长岩脉和花岗斑岩脉。该杂岩体可分出 4 种岩石类型。①单斜辉石岩:出露面积不足 0.2 km²,局部被角闪辉长岩穿插,未见烘烤边。岩石主要由单斜辉石(>80%)组成,还有少量斜长石(5%)、磷灰石(3%~5%)和钛铁矿(3%~5%),变余柱粒状结构,块状构造;单斜辉石呈柱状、柱粒状,有一定的纤闪石化、绿帘石化和绿泥石化现象;斜长石呈不规则板状,可见钠长石双晶纹;磷灰石呈柱状、柱粒状散布,具 I 级干涉色,平行消光;钛铁矿以它形粒状为主,呈单晶粒或集合体产出。②辉长岩呈岩枝、岩滴状侵位于早一中二叠世砂板岩和单斜辉石岩中,变余辉长结构,块状构造;主要由斜长石(>50%)、角闪石(<30%)、黑云母(20%)和磁铁矿组成;斜长石呈柱状、柱粒状,可见钠长石双晶纹;角闪石呈棕色,内部富含斜长石嵌晶;黑云母呈棕色,不规则状,内部常含细小的长英质嵌晶;磁铁矿呈它形粒状,零星稀疏分布。③辉绿玢岩侵位于早一中二叠世砂板岩和辉长岩中,前人在其中获得了 85Ma 同位素年龄值(K-Ar 法),并将其时代归为晚白垩世^①;岩石呈灰绿色,斑状结构,基质残余辉绿结构,块状构造;斑晶含量 6%,成分以普通辉石为主,次为普通角闪石和斜长石, $d=0.5\sim 2.5\text{mm}$;基质 $d=0.05\sim 0.2\text{mm}$ 。④石英二长闪长岩呈浅灰色,细粒半自形粒状结构, $d=0.4\sim 2.5\text{mm}$,主要由斜长石(55%)、正长石(26%)、石英(7%)和普通角闪石(12%)组成。本文重点讨论该岩体单斜辉石岩和辉长岩的形成时代和地球化学特征。该杂岩体与区域上的石炭—二叠系一样,绿帘石化、绿泥石化和绢云母化较为强烈。

3 岩浆杂岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄

本次工作为了获取打加错地区鸭洼岩体杂岩体的形成时代,采用 LA-ICP-MS 法对岩体中的岩浆锆石进行了 U-Pb 同位素年龄分析。共采集了 Ya、Yb 和 Yc 等 3 件样品(图 1),Ya 样品采集于差女温泉北东(N30°04'33",E85°41'21"),岩性为单斜辉石岩;Yb 样品采自差女温泉东(N30°04'8",E85°41'52"),岩性为辉长岩;Yc 样品岩性与 Yb 样品一样,采自 Yb 样品南东部约 4km 处

(N30°03'10",E85°45'20")。

3.1 测试方法

锆石用人工重砂方法选出,然后在双目镜下挑纯,选出晶形较好、具代表性的锆石粘贴在环氧树脂表面,抛光后将待测锆石进行透射光、反射光、背散射及阴极发光扫描电镜照相(CL)。样品 Ya、Yb 和 Yc 的 CL 图像在西北大学大陆动力学国家重点实验室用扫描电子显微镜(Quantax 400 FEG)完成。LA-ICP-MS 锆石原位微区 U-Pb 定年及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,采用的仪器相关参数、测试流程及数据处理方法等见文献(Liu Yongsheng et al., 2008; Ludwig, 2003)。

3.2 测试结果

Ya、Yb 和 Yc 这 3 件测年样品的代表性阴极发光图像和锆石 U-Pb 年龄图见图 2, U-Pb 年龄分析结果见表 1。

鸭洼基性岩浆杂岩 Ya 样品(单斜辉石岩)中的锆石为淡黄色—无色透明,显示短柱状、等粒状或长柱状的半自形到自形的晶形,粒径在 80~160 μm 之间;CL 图像显示锆石具有较为清楚的岩浆韵律环带和条带构造(图 2a),属于岩浆结晶产物(Vavra et al., 1996; 闫义等, 2003)。共计测试了 19 个点,所测锆石的 U 和 Th 含量分别介于 $56.3\times 10^{-6}\sim 410\times 10^{-6}$ 和 $77.1\times 10^{-6}\sim 558\times 10^{-6}$ 之间,锆石的 Th/U 比值都在 1.19~2.11 之间(表 1),表明了锆石为岩浆成因(Vavra et al., 1996; 闫义等, 2003; 吴元保等, 2004; Hoskin et al., 2000),显示所有测年锆石颗粒应是从同一岩浆中结晶形成的。所有测点的 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄变化范围在 255~275Ma 之间,在置信度 95% 时的 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 加权平均年龄值为 $263.5\pm 4.0\text{Ma}$ (MSWD=0.34)(图 2a),代表了单斜辉石岩的成岩年龄。

样品 Yb、Yc 岩性均为辉长岩,2 件样品中的锆石也普遍较大,以短柱状自形晶者为主,环带较宽,也显示出明显的生长韵律或振荡环带(图 2b、2c)。其中, Yb 样品共计测试了 20 个点,所测锆石的 U 和 Th 含量分别介于 $116\times 10^{-6}\sim 1685\times 10^{-6}$ 和 $119\times 10^{-6}\sim 4380\times 10^{-6}$ 之间, Th/U 比值除个别测点在 0.8~1.0 之间外(9 号、13 号、15 号和 24 号),其余测点均介于 1.0~2.11 之间(表 1),平均为 1.45,反映锆石为岩浆成因(Vavra et al., 1996; 闫义等, 2003; 吴元保等, 2004; Hoskin et al., 2000),也表明这些锆石颗粒应是从同一岩浆结晶形成的。

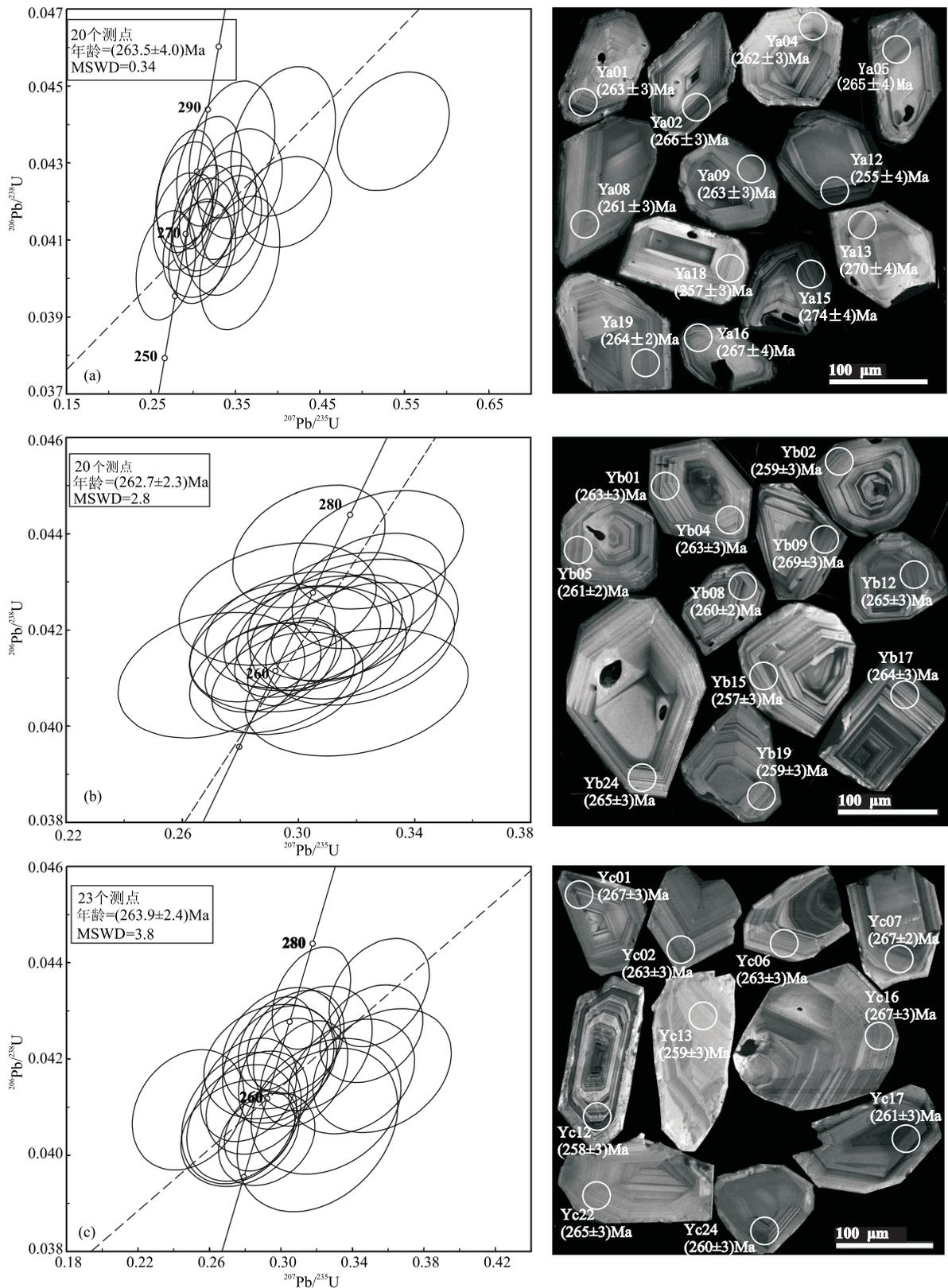


图 2 冈底斯南部打加错地区鸭洼杂岩体锆石 U-Pb 年龄谐和图及 CL 阴极发光图像
 Fig. 2 U-Pb age concordia plots and cathodoluminescence photo of zircons from Yawa basic complex in Dajiacuo area, Southern Gangdese
 (a)—Ya 样品(单斜辉长岩); (b)—Yb 样品(辉长岩); (c)—Yc 样品(辉长岩)
 (a)—Ya sample(clinopyroxenite); (b)—Yb sample(gabbro); (c)—Yc sample(gabbro)

表 1 冈底斯南部打加错北基性杂岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 分析结果

Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Pb analysis of Yawa basic complex from northern Dajiacuo, Southern Gangdese

分析号	Th ($\times 10^{-6}$)	U ($\times 10^{-6}$)	Th/U	Th-U-Pb 同位素比值				年龄 (Ma)			
				$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$
Ya, 单斜辉石岩, 19 个测点 (不包括 17 测点), 加权平均年龄为 $263.5 \pm 4.0\text{Ma}$, MSWD=0.34											
Ya01	256	155	1.66	0.0545 \pm 0.0024	0.3115 \pm 0.0138	0.0416 \pm 0.0005	0.0131 \pm 0.0003	391 \pm 100	275 \pm 11	263 \pm 3	262 \pm 6
Ya02	139	101	1.37	0.0511 \pm 0.0027	0.2928 \pm 0.0151	0.0422 \pm 0.0006	0.0139 \pm 0.0004	243 \pm 121	261 \pm 12	266 \pm 3	278 \pm 7
Ya03	376	178	2.11	0.0607 \pm 0.0025	0.3456 \pm 0.0144	0.0415 \pm 0.0005	0.0135 \pm 0.0002	628 \pm 58	301 \pm 11	262 \pm 3	272 \pm 5
Ya04	271	147	1.84	0.0513 \pm 0.0027	0.2879 \pm 0.0144	0.0415 \pm 0.0005	0.0130 \pm 0.0003	254 \pm 120	257 \pm 11	262 \pm 3	261 \pm 5
Ya05	198	130	1.52	0.0590 \pm 0.0029	0.3349 \pm 0.0162	0.0419 \pm 0.0006	0.0128 \pm 0.0003	565 \pm 138	293 \pm 12	265 \pm 4	256 \pm 6
Ya07	187	148	1.27	0.0713 \pm 0.0037	0.4109 \pm 0.0217	0.0420 \pm 0.0005	0.0147 \pm 0.0004	966 \pm 106	349 \pm 16	265 \pm 3	294 \pm 7
Ya08	236	128	1.84	0.0550 \pm 0.0027	0.3115 \pm 0.0153	0.0413 \pm 0.0005	0.0133 \pm 0.0003	413 \pm 113	275 \pm 12	261 \pm 3	268 \pm 6
Ya09	134	106	1.27	0.0556 \pm 0.0028	0.3147 \pm 0.0161	0.0416 \pm 0.0006	0.0136 \pm 0.0004	439 \pm 113	278 \pm 12	263 \pm 3	272 \pm 8
Ya10	130	93.1	1.40	0.0483 \pm 0.0026	0.2678 \pm 0.0144	0.0403 \pm 0.0006	0.0131 \pm 0.0003	122 \pm 113	241 \pm 12	255 \pm 4	262 \pm 6
Ya11	193	120	1.61	0.0556 \pm 0.0028	0.3081 \pm 0.0152	0.0407 \pm 0.0006	0.0131 \pm 0.0003	435 \pm 115	273 \pm 12	257 \pm 3	264 \pm 6
Ya12	103	86.1	1.19	0.0660 \pm 0.0038	0.3551 \pm 0.0194	0.0404 \pm 0.0007	0.0136 \pm 0.0004	806 \pm 122	309 \pm 15	255 \pm 4	272 \pm 8
Ya13	176	120	1.46	0.0543 \pm 0.0028	0.3189 \pm 0.0157	0.0428 \pm 0.0006	0.0147 \pm 0.0004	383 \pm 115	281 \pm 12	270 \pm 4	295 \pm 7
Ya14	77.1	66.4	1.16	0.0610 \pm 0.0037	0.3400 \pm 0.0199	0.0412 \pm 0.0007	0.0132 \pm 0.0004	639 \pm 130	297 \pm 15	261 \pm 4	265 \pm 8
Ya15	89.6	60.0	1.49	0.0606 \pm 0.0037	0.3460 \pm 0.0207	0.0433 \pm 0.0007	0.0135 \pm 0.0004	633 \pm 132	302 \pm 16	274 \pm 4	271 \pm 7
Ya16	112	89.1	1.25	0.0508 \pm 0.0025	0.2921 \pm 0.0144	0.0423 \pm 0.0007	0.0137 \pm 0.0004	232 \pm 110	260 \pm 11	267 \pm 4	275 \pm 7
Ya17	140	102	1.37	0.0610 \pm 0.0035	0.3554 \pm 0.0205	0.0425 \pm 0.0006	0.0145 \pm 0.0004	639 \pm 129	309 \pm 15	268 \pm 4	290 \pm 7
Ya18	144	96.6	1.49	0.0558 \pm 0.0033	0.3074 \pm 0.0176	0.0408 \pm 0.0005	0.0132 \pm 0.0003	443 \pm 131	272 \pm 14	257 \pm 3	265 \pm 6
Ya19	558	410	1.36	0.0528 \pm 0.0014	0.3036 \pm 0.0082	0.0417 \pm 0.0004	0.0130 \pm 0.0002	324 \pm 63	269 \pm 6	264 \pm 2	261 \pm 5
Ya20	80.1	56.3	1.42	0.0708 \pm 0.0045	0.4066 \pm 0.0253	0.0436 \pm 0.0008	0.0147 \pm 0.0005	954 \pm 130	346 \pm 18	275 \pm 5	294 \pm 10
Yb, 辉长岩, 20 个测点, 加权平均年龄为 $262.7 \pm 2.3\text{Ma}$, MSWD=2.8											
Yb01	196	171	1.15	0.0522 \pm 0.0026	0.2998 \pm 0.0153	0.0416 \pm 0.0005	0.0128 \pm 0.0003	295 \pm 108	266 \pm 12	263 \pm 3	257 \pm 7
Yb02	296	253	1.17	0.0518 \pm 0.0021	0.2910 \pm 0.0116	0.0410 \pm 0.0005	0.0129 \pm 0.0003	276 \pm 88	259 \pm 9	259 \pm 3	260 \pm 6
Yb03	845	848	1.00	0.0519 \pm 0.0013	0.2965 \pm 0.0075	0.0414 \pm 0.0003	0.0132 \pm 0.0002	280 \pm 59	264 \pm 6	262 \pm 2	265 \pm 4
Yb04	297	216	1.38	0.0564 \pm 0.0024	0.3213 \pm 0.0133	0.0417 \pm 0.0005	0.0142 \pm 0.0003	478 \pm 97	283 \pm 10	263 \pm 3	285 \pm 6
Yb05	4380	1685	2.60	0.0522 \pm 0.0010	0.2978 \pm 0.0062	0.0413 \pm 0.0004	0.0130 \pm 0.0002	295 \pm 42	265 \pm 5	261 \pm 2	260 \pm 4
Yb06	591	355	1.66	0.0553 \pm 0.0019	0.3242 \pm 0.0108	0.0428 \pm 0.0005	0.0135 \pm 0.0003	433 \pm 76	285 \pm 8	270 \pm 3	270 \pm 5
Yb08	1026	526	1.95	0.0507 \pm 0.0014	0.2878 \pm 0.0082	0.0412 \pm 0.0004	0.0134 \pm 0.0002	233 \pm 60	257 \pm 6	260 \pm 2	269 \pm 4
Yb09	174	180	0.97	0.0502 \pm 0.0024	0.2928 \pm 0.0139	0.0425 \pm 0.0005	0.0139 \pm 0.0003	211 \pm 111	261 \pm 11	269 \pm 3	279 \pm 7
YB11	206	202	1.02	0.0541 \pm 0.0022	0.3151 \pm 0.0133	0.0423 \pm 0.0005	0.0142 \pm 0.0004	376 \pm 93	278 \pm 10	267 \pm 3	284 \pm 7
Yb12	247	181	1.36	0.0520 \pm 0.0023	0.3002 \pm 0.0133	0.0420 \pm 0.0005	0.0134 \pm 0.0003	287 \pm 99	267 \pm 10	265 \pm 3	268 \pm 6
Yb13	119	126	0.95	0.0560 \pm 0.0028	0.3192 \pm 0.0146	0.0420 \pm 0.0006	0.0140 \pm 0.0004	454 \pm 109	281 \pm 11	265 \pm 4	282 \pm 8
Yb15	99.2	116	0.85	0.0580 \pm 0.0030	0.3201 \pm 0.0157	0.0407 \pm 0.0005	0.0138 \pm 0.0004	528 \pm 115	282 \pm 12	257 \pm 3	277 \pm 9
Yb16	361	309	1.17	0.0504 \pm 0.0018	0.3036 \pm 0.0107	0.0437 \pm 0.0005	0.0142 \pm 0.0003	217 \pm 81	269 \pm 8	276 \pm 3	285 \pm 6
Yb17	532	309	1.72	0.0499 \pm 0.0017	0.2877 \pm 0.0102	0.0417 \pm 0.0005	0.0137 \pm 0.0003	191 \pm 112	257 \pm 8	264 \pm 3	275 \pm 5
Yb18	323	248	1.30	0.0549 \pm 0.0021	0.3275 \pm 0.0120	0.0437 \pm 0.0005	0.0147 \pm 0.0003	406 \pm 90	288 \pm 9	276 \pm 3	296 \pm 6
Yb19	187	169	1.10	0.0477 \pm 0.0023	0.2700 \pm 0.0131	0.0411 \pm 0.0005	0.0137 \pm 0.0003	87.1 \pm 107.4	243 \pm 11	259 \pm 3	275 \pm 7
Yb20	315	240	1.31	0.0529 \pm 0.0020	0.2962 \pm 0.0106	0.0409 \pm 0.0004	0.0135 \pm 0.0003	328 \pm 85	263 \pm 8	258 \pm 3	271 \pm 6
Yb21	269	199	1.35	0.0529 \pm 0.0020	0.3072 \pm 0.0117	0.0419 \pm 0.0005	0.0136 \pm 0.0003	328 \pm 87	272 \pm 9	265 \pm 3	273 \pm 6
Yb23	410	275	1.49	0.0525 \pm 0.0020	0.3013 \pm 0.0110	0.0418 \pm 0.0004	0.0139 \pm 0.0003	306 \pm 87	267 \pm 9	264 \pm 3	279 \pm 5
Yb24	324	367	0.88	0.0543 \pm 0.0017	0.3152 \pm 0.0101	0.0420 \pm 0.0005	0.0136 \pm 0.0003	383 \pm 72	278 \pm 8	265 \pm 3	274 \pm 6

续表 1

分析号	Th ($\times 10^{-6}$)	U ($\times 10^{-6}$)	Th/U	Th-U-Pb 同位素比值				年龄 (Ma)			
				$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$
Yc, 辉长岩, 23 个测点, 加权平均年龄为 $263.9 \pm 2.4\text{Ma}$, MSWD=3.8											
Yc01	773	308	2.51	0.0528 ± 0.0019	0.3082 ± 0.0111	0.0423 ± 0.0004	0.0136 ± 0.0003	320 ± 116	273 ± 9	267 ± 3	273 ± 5
Yc02	657	299	2.20	0.0548 ± 0.0018	0.3130 ± 0.0100	0.0417 ± 0.0004	0.0136 ± 0.0003	467 ± 74	277 ± 8	263 ± 3	273 ± 5
Yc03	203	159	1.28	0.0509 ± 0.0026	0.2939 ± 0.0151	0.0419 ± 0.0005	0.0137 ± 0.0003	235 ± 112	262 ± 12	265 ± 3	276 ± 7
Yc04	1330	296	4.49	0.0595 ± 0.0019	0.3550 ± 0.0114	0.0434 ± 0.0005	0.0132 ± 0.0002	583 ± 66	308 ± 9	274 ± 3	264 ± 4
Yc05	364	192	1.89	0.0594 ± 0.0025	0.3395 ± 0.0144	0.0416 ± 0.0005	0.0134 ± 0.0003	589 ± 94	297 ± 11	263 ± 3	269 ± 6
Yc06	1110	317	3.51	0.0525 ± 0.0018	0.3012 ± 0.0102	0.0417 ± 0.0005	0.0137 ± 0.0003	306 ± 75	267 ± 8	263 ± 3	275 ± 5
Yc07	3928	610	6.44	0.0507 ± 0.0014	0.2971 ± 0.0086	0.0423 ± 0.0004	0.0131 ± 0.0002	228 ± 69	264 ± 7	267 ± 2	262 ± 4
Yc08	291	164	1.77	0.0501 ± 0.0024	0.2781 ± 0.0125	0.0407 ± 0.0005	0.0129 ± 0.0003	198 ± 111	249 ± 10	257 ± 3	259 ± 6
Yc09	117	78.1	1.50	0.0573 ± 0.0032	0.3205 ± 0.0184	0.0405 ± 0.0007	0.0126 ± 0.0004	502 ± 122	282 ± 14	256 ± 4	254 ± 8
Yc10	116	111	1.05	0.0575 ± 0.0031	0.3252 ± 0.0171	0.0410 ± 0.0006	0.0129 ± 0.0004	509 ± 123	286 ± 13	259 ± 4	258 ± 8
Yc11	556	372	1.49	0.0596 ± 0.0020	0.3506 ± 0.0118	0.0425 ± 0.0004	0.0144 ± 0.0003	587 ± 70	305 ± 9	268 ± 3	289 ± 6
Yc12	544	151	3.61	0.0493 ± 0.0024	0.2779 ± 0.0137	0.0408 ± 0.0006	0.0129 ± 0.0003	161 ± 115	249 ± 11	258 ± 3	259 ± 5
Yc13	219	130	1.69	0.0443 ± 0.0023	0.2481 ± 0.0128	0.0409 ± 0.0005	0.0127 ± 0.0003		225 ± 10	259 ± 3	255 ± 7
Yc14	289	294	0.99	0.0525 ± 0.0020	0.2921 ± 0.0110	0.0403 ± 0.0004	0.0122 ± 0.0003	309 ± 89	260 ± 9	255 ± 2	245 ± 5
Yc15	338	203	1.66	0.0496 ± 0.0024	0.2770 ± 0.0135	0.0405 ± 0.0005	0.0122 ± 0.0002	176 ± 113	248 ± 11	256 ± 3	245 ± 5
Yc16	415	212	1.95	0.0550 ± 0.0024	0.3178 ± 0.0136	0.0422 ± 0.0005	0.0135 ± 0.0003	409 ± 98	280 ± 10	267 ± 3	271 ± 5
Yc17	419	284	1.47	0.0499 ± 0.0020	0.2819 ± 0.0110	0.0414 ± 0.0004	0.0134 ± 0.0003	191 ± 93	252 ± 9	261 ± 3	269 ± 5
Yc18	906	181	5.02	0.0521 ± 0.0024	0.3003 ± 0.0135	0.0422 ± 0.0005	0.0132 ± 0.0002	300 ± 101	267 ± 11	267 ± 3	264 ± 5
Yc19	373	216	1.73	0.0619 ± 0.0026	0.3566 ± 0.0158	0.0418 ± 0.0005	0.0141 ± 0.0003	733 ± 95	310 ± 12	264 ± 3	283 ± 6
Yc20	1861	555	3.35	0.0517 ± 0.0014	0.2881 ± 0.0081	0.0405 ± 0.0003	0.0125 ± 0.0002	333 ± 63	257 ± 6	256 ± 2	251 ± 4
Yc21	1504	439	3.42	0.0533 ± 0.0015	0.3171 ± 0.0090	0.0433 ± 0.0004	0.0143 ± 0.0002	343 ± 95	280 ± 7	273 ± 3	287 ± 5
Yc22	346	227	1.52	0.0525 ± 0.0024	0.2985 ± 0.0128	0.0419 ± 0.0005	0.0132 ± 0.0003	306 ± 97	265 ± 10	265 ± 3	265 ± 6
Yc24	502	282	1.78	0.0510 ± 0.0021	0.2866 ± 0.0116	0.0411 ± 0.0004	0.0131 ± 0.0003	243 ± 99	256 ± 9	260 ± 3	263 ± 5

20 个测点 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄变化范围在 257~276Ma 之间,在置信度 95% 时的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄值为 $262.7 \pm 2.3\text{Ma}$ (MSWD=2.8) (图 2b)。Yc 样品共测试了 23 个点,所测锆石的 U 和 Th 含量分别介于 $78.1 \times 10^{-6} \sim 610 \times 10^{-6}$ 和 $116 \times 10^{-6} \sim 3929 \times 10^{-6}$ 之间, Th/U 比值除 14 号测点为 0.99 外,其余样品均介于 1.05~6.44 之间,也呈现出岩浆锆石的成因特点 (Vavra et al., 1996; 闫义等, 2003; 吴元保等, 2004; Hoskin et al., 2000), 这些测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄变化范围在 255~274Ma 之间,在置信度 95% 时的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄值为 $263.9 \pm 2.4\text{Ma}$ (MSWD=3.8) (图 2c), 代表了辉长岩的成岩时代。

由上看来,鸭洼基性岩浆杂岩中的单斜辉石岩、辉长岩形成时代基本一致,应为统一构造事件的产物。

4 岩浆杂岩的地球化学特征和形成构造环境

4.1 分析方法

鸭洼基性岩浆杂岩主量元素由国土资源部成都

地质矿产研究所分析测试中心分析,在 AXIOSAXAIOS-X-荧光光谱仪和 BS-12 4S 分析天平-1 上进行,分析精度优于 2%;检测依 (TJA X-Series) 法测定,检测依据为 DZ/T 0223-2001、GB/T 14506-1993。辉石岩、辉长岩的稀土、微量元素由中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室测试,利用电感耦合等离子体-质谱 ICP-MS 仪器完成,分析精度优于 2%。鸭洼基性杂岩单斜辉石岩、辉长岩的主量元素、稀土元素和微量元素分析结果见表 2。

4.2 主量元素

鸭洼基性岩浆杂岩 2 件单斜辉石岩样品的 SiO_2 含量分别为 38.04% 和 38.30%,在全碱-硅分类图解中均落入副长深成岩区,属于碱性岩系列(图 3)。 TiO_2 含量较高,分别为 4.12% 和 4.17%,远高于 MORB、OIB 和 VAB 型玄武岩,以及隆格尔-工布江达带二叠纪玄武岩的含量(0.65%~1.26%,平均为 0.97%),而与喜马拉雅带二叠纪边缘裂陷型火山岩(1.54%~1.90%)、板内玄武岩(2.23%~2.90%)相对接近(朱弟成, 2003; 王立全等, 2008;

Sun et al., 1989), 表明形成于板内环境。MgO 含量和 $Mg^\#$ 值 $[MgO/(MgO + Fe_2O_3^T) \times 100]$ 的摩尔比] 较高, 分别为 6.60%~10.63% 和 40.3%~60%, 与喜马拉雅带二叠纪火山岩的 MgO 含量(平均为 4.35%) 和 $Mg^\#$ 值(平均为 56.86%) 相近。全铁 FeO^T 含量为 14.40%~15.56%, 全碱 ALK ($Na_2O + K_2O$) 为 3.40%~4.41%, 且 $K_2O > Na_2O$, 显示出富钾低钠的特点。4 件辉长岩样品 SiO_2 含量变化在 41.30%~45.30% 之间, 平均为 42.38%, 它们在全碱-硅分类图解中均落入似长辉长岩区, 也具有碱性系列的特征(图 3)。TiO₂ 含量较辉长岩相对较低(2.98%~3.86%), 但明显高于 MORB、OIB、VAB 玄武岩和隆格尔-工布江达带二叠纪弧玄武岩, 而与喜马拉雅带二叠纪陆缘裂陷型火山岩和 Pearce(1982) 统计的板内玄武岩相近(朱弟成, 2003; 王立全等, 2008; 耿全如等, 2007b)。MgO 含量为 4.79%~10.05%, 平均为 7.95%, $Mg^\#$ 值为 41.4%~56.7%, 平均为 50.75%, 明显低于隆格尔-工布江达地区二叠纪弧火山岩(MgO 和 $Mg^\#$ 值分别为 4.35% 和 56.86%), 而与喜马拉雅带二叠纪火山岩相近(朱弟成, 2003; 王立全等, 2008); 全铁 FeO^T 含量变化在 12.40%~14.68% 范围内, ALK 为 4.18%~6.56%, 且 $K_2O > Na_2O$, 也显示出富钾低钠的特点。

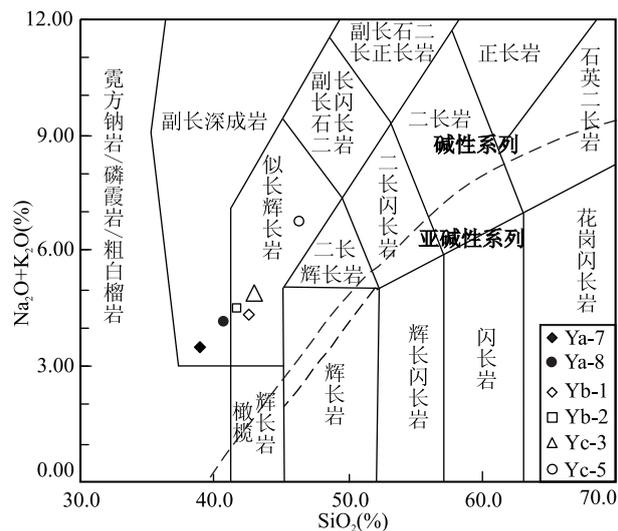


图 3 冈底斯南部打加错地区鸭洼碱性杂岩 SiO_2 - $(Na_2O + K_2O)$ 图解(底图据 Le Maitre, 2002)

Fig. 3 SiO_2 - $(Na_2O + K_2O)$ diagram of Yawa basic complex in Dajiacuo region, Southern Gangdese(after Le Maitre, 2002)

图中代号见表 2

Symbols in the figure are shown in Table 2

表 2 冈底斯南部打架错地区鸭洼碱性杂岩主量元素(%), 微量元素($\times 10^{-6}$) 组成
Table 2 Major(%) and trace ($\times 10^{-6}$) elements analyses for Yawa basic complex in Dajiacuo, Southern Gangdese

样品号	Ya-7	Yb-8	Yb-1	Yb-2	Yc-3	Yc-5
岩石名称	单斜辉石岩		辉长岩			
SiO ₂	38.04	40.4	41.98	41.3	40.91	45.3
Al ₂ O ₃	14.03	11.51	14.05	12.51	13.76	17.17
Fe ₂ O ₃	15.19	13.83	13	13.69	14.36	12.1
CaO	15.6	12.05	10.52	10.7	11.36	7.66
MgO	6.6	11.63	8.73	10.05	8.21	4.79
K ₂ O	2.18	2.57	2.34	2.24	2.41	2.99
Na ₂ O	1.22	1.64	2.48	1.94	2	3.57
TiO ₂	4.17	2.62	3.7	3.64	3.86	2.98
P ₂ O ₅	0.47	0.25	0.72	0.55	0.76	0.85
MnO	0.17	0.15	0.17	0.19	0.17	0.18
灼失	2.32	2.81	2.12	2.14	2.15	2.35
总量	99.99	99.46	99.81	98.95	99.95	99.94
$Mg^\#$	43.6	60.0	54.5	56.7	50.5	41.4
Li	31.3	24.2	16.1	21.6	18.0	22.70
Be	1.20	1.38	1.17	1.27	1.13	1.24
Sc	38.5	40.9	37.5	33.5	41.9	13.80
V	285	318	362	319	379	231
Cr	501	507	263	287	279	40.80
Co	69.7	68.9	55.9	53.4	60.1	27.0
Ni	247	236	127	140	122	29.50
Cu	67.2	82.3	41.5	40.4	51.9	34.50
Zn	110	97.6	111	119	110	107
Ga	15.1	15.4	18.9	19.6	18.9	22.70
Rb	24.5	24.5	24.4	25.3	35.5	64.90
Sr	322	394	572	691	539	1612
Zr	162	182	198	200	190	185
Nb	32.7	41.9	57.6	65.0	44.3	57.30
Mo	0.91	1.34	0.99	0.97	1.65	1.05
Sn	1.70	1.86	2.01	1.85	2.13	1.97
Cs	4.67	4.54	3.29	3.47	7.71	6.01
Ba	351	450	422	489	514	542
La	27.2	30.3	44.3	42.5	34.5	60.9
Ce	55.0	66.0	95.3	94.9	75.1	119
Pr	6.84	8.07	12.0	11.9	9.50	14.8
Nd	28.8	33.5	49.1	49.8	39.5	59.8
Sm	5.93	6.86	9.59	9.98	8.03	10.8
Eu	1.93	2.23	2.92	3.11	2.51	3.59
∑LREE	125.74	146.99	213.24	212.19	169.08	269.04
Gd	5.46	6.20	8.59	8.77	7.31	9.62
Tb	0.79	0.92	1.25	1.27	1.06	1.35
Dy	4.10	4.76	6.28	6.45	5.41	6.63
Ho	0.75	0.86	1.15	1.17	1.00	1.22
Er	1.85	2.09	2.83	2.90	2.34	2.98
Tm	0.25	0.30	0.36	0.37	0.31	0.37
Yb	1.42	1.67	2.18	2.10	1.85	2.00
Lu	0.22	0.24	0.31	0.32	0.26	0.30
Y	19.0	22.0	28.7	29.7	24.6	30.70
∑HREE	33.8	39.0	51.7	53.1	44.1	55.20
∑REE	159.5	186.0	264.9	265.2	213.2	324.2
∑LREE / ∑HREE	3.72	3.77	4.12	4.00	3.83	4.88
Hf	4.49	5.03	5.86	5.81	5.48	4.71
Ta	2.10	2.67	3.47	3.83	2.79	3.37
Tl	0.089	0.086	0.10	0.099	0.15	0.26
Pb	3.00	3.31	3.10	2.67	2.91	3.15
Th	3.30	3.35	2.96	3.41	3.37	3.78
U	0.73	0.70	0.57	0.72	0.77	0.78
Eu*	1.04	1.05	0.98	1.02	1.00	1.07
Sr*	0.58	0.6	0.6	0.73	0.71	1.37
Nb*	1.17	1.41	1.63	1.79	1.38	1.21

4.3 微量元素和稀土元素

鸭洼基性杂岩单斜辉石岩的稀土元素分布型式呈轻稀土富集型(图 4),轻、重稀土分馏较明显,稀土元素总量 $\sum \text{REE} = 159.5 \times 10^{-6} \sim 186.0 \times 10^{-6}$, $\sum \text{LREE} / \sum \text{HREE} = 3.72 \sim 3.77$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 12.99 \sim 13.99$, $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} = 2.85 \sim 2.96$, $\text{Eu}^* = 1.04 \sim 1.05$,显示铕基本无亏损。辉长岩也同样为轻稀土富集型,具有与单斜辉石岩非常相似的配分型式(图 4b),显示二者属于同源岩浆演化的产物。LREE 与 HREE 之间分馏相对较明显, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 13.39 \sim 21.86$, $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} = 2.75 \sim 3.63$,稀土总量高于单斜辉石岩且变化较大。 $\sum \text{REE} = 213.2 \times 10^{-6} \sim 324.2 \times 10^{-6}$,明显较隆格尔-工布江达带弧玄武岩 ($73.02 \times 10^{-6} \sim 213.86 \times 10^{-6}$,平均为 143.39×10^{-6})和喜马拉雅带中一晚二叠世陆缘裂陷型火山岩的稀土元素总量 ($93.44 \times 10^{-6} \sim 125.43 \times 10^{-6}$,平均为 108.20×10^{-6})高。 $\sum \text{LREE} / \sum \text{HREE}$ 值为 $3.83 \sim 4.88$ (平均为 4.21),较隆格尔-工布江达带的低(平均为 6.63),而与喜马拉雅带相近(4.41)。 $\text{Eu}^* = 0.98 \sim 1.07$ (平均为 1.02),与隆格尔-工布江达带相近(平均为 0.98),而较喜马拉雅带高(平均为 0.89)(朱弟成,2003;王立全等,2008;耿全如等,2007b)。

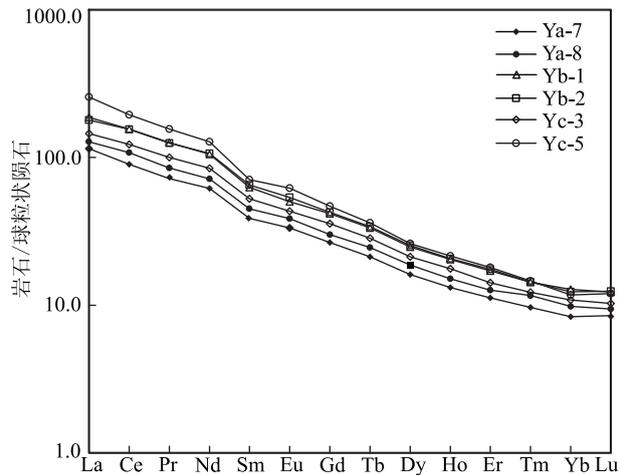


图 4 冈底斯南部打加错地区鸭洼基性岩浆杂岩稀土元素配分样式(标准化数据 Sun et al., 1989)

Fig. 4 REE pattern for Yawa basic complex in Dajiacuo region, Southern Gangdese (after Sun et al., 1989)

高场强元素(HFSE)Zr、Hf、Nb、Ta、Sm、P、Ti、Y、Yb 等元素活动性较小,是研究岩浆成因和演化的可靠指标。鸭洼基性岩浆杂岩的 Zr/Hf 比值稳定,Zr 含量变化在 $162 \times 10^{-6} \sim 200 \times 10^{-6}$ 之间,远

大于典型 MORB(洋中脊玄武岩)和岛弧拉斑玄武岩的 Zr 丰度,而与板内拉斑玄武岩和碱性玄武岩相近(分别为 149×10^{-6} 和 213×10^{-6})(Pearce, 1982)。Hf 含量变化在 $4.49 \times 10^{-6} \sim 5.86 \times 10^{-6}$ 之间,也高于 MORB 和岛弧玄武岩的 Hf 平均含量(分别为 2.44×10^{-6} 和 $1.17 \times 10^{-6} \sim 2.23 \times 10^{-6}$),而与板内玄武岩接近($3.44 \times 10^{-6} \sim 6.36 \times 10^{-6}$)。Nb 含量变化在 $32.7 \times 10^{-6} \sim 65.0 \times 10^{-6}$ 之间,远大于洋中脊、火山弧玄武岩的含量,但相当于板内玄武岩的含量($\text{Nb} > 12 \times 10^{-6}$)(Condie, 1982)。Ta 含量变化在 $2.10 \times 10^{-6} \sim 3.83 \times 10^{-6}$ 范围内,类似于过渡型、富集型 MORB 和板内玄武岩($\text{Ta} > 0.7 \times 10^{-6}$),而明显不同于亏损型 MORB 和岛弧玄武岩($\text{Ta} \leq 0.7 \times 10^{-6}$)(Condie, 1982)。

Zr/Nb 比值被认为是非常有效的构造环境判别标志。N-MORB 的 Zr/Nb 比值大于 30, P-MORB 的 Zr/Nb 比值约为 10 左右(Wilson, 1989),鸭洼基性岩浆杂岩的 Zr/Nb 比值变化在 $3.07 \sim 4.94$ 之间。Hf/Th 比值变化范围在 $1.25 \sim 1.98$ 之间,类似于板内玄武岩($\text{Hf}/\text{Th} < 8$)(Condie, 1982)。Zr/Y 比值在 $6.02 \sim 8.52$ 范围内,低于原始地幔、N-MORB 和岛弧型玄武岩的比值。6 件鸭洼基性杂岩样品在 Nb \times 2-Zr/4-Y 图解(图 5a)、Hf/3-Th-Ta 图解(图 5b)、Zr-Zr/Y 图解(图 5c)和 Ta/Yb-Th/Yb 图解(图 5f)中,均落入“板内玄武岩”区和“板内碱性玄武岩”区。另在 Cr-Y 图解(图 5d)中,6 件样品落入“板内玄武岩区”与“洋岛玄武岩区”的过渡部位,在 Ce/Sr-Cr 图解(图 5e)中,大多数样品落在“板内玄武岩区”和“洋脊玄武岩区”的叠覆部位。上述地质信息很可能暗示着鸭洼基性岩浆杂岩为被动大陆边缘的产物。

鸭洼基性岩浆杂岩在岩石微量元素原始地幔标准化的蜘蛛网图上(图 6a),单斜辉石岩和辉长岩的分布型式总体相似,总体富集大离子亲石元素(LILE)Cs、Ba、K 等和高场强元素 Nb,亏损 Rb 和放射性生热元素 Th、U 等,显示同源岩浆演化特征。在岩石微量元素 MORB 标准化蜘蛛网图上(图 6b),显示大离子亲石元素 K、Rb、Ba,放射性生热元素 Th,非活动性元素 Nb、Ta 和过渡型元素 Cr、Sc 的相对富集,以及 Sr、Y 和 Yb 等元素的明显亏损,略具 Zr、Hf、Rb 和 Ba 的负异常,总体特征类似于板内玄武岩的微量元素分布型式(Baker, 1987)。另外,单斜辉石岩的 Sr、Yb 较辉长岩亏损相对明显, Sr* 值为 $0.58 \sim 0.6$;辉长岩 Sr* 值除一件样品为

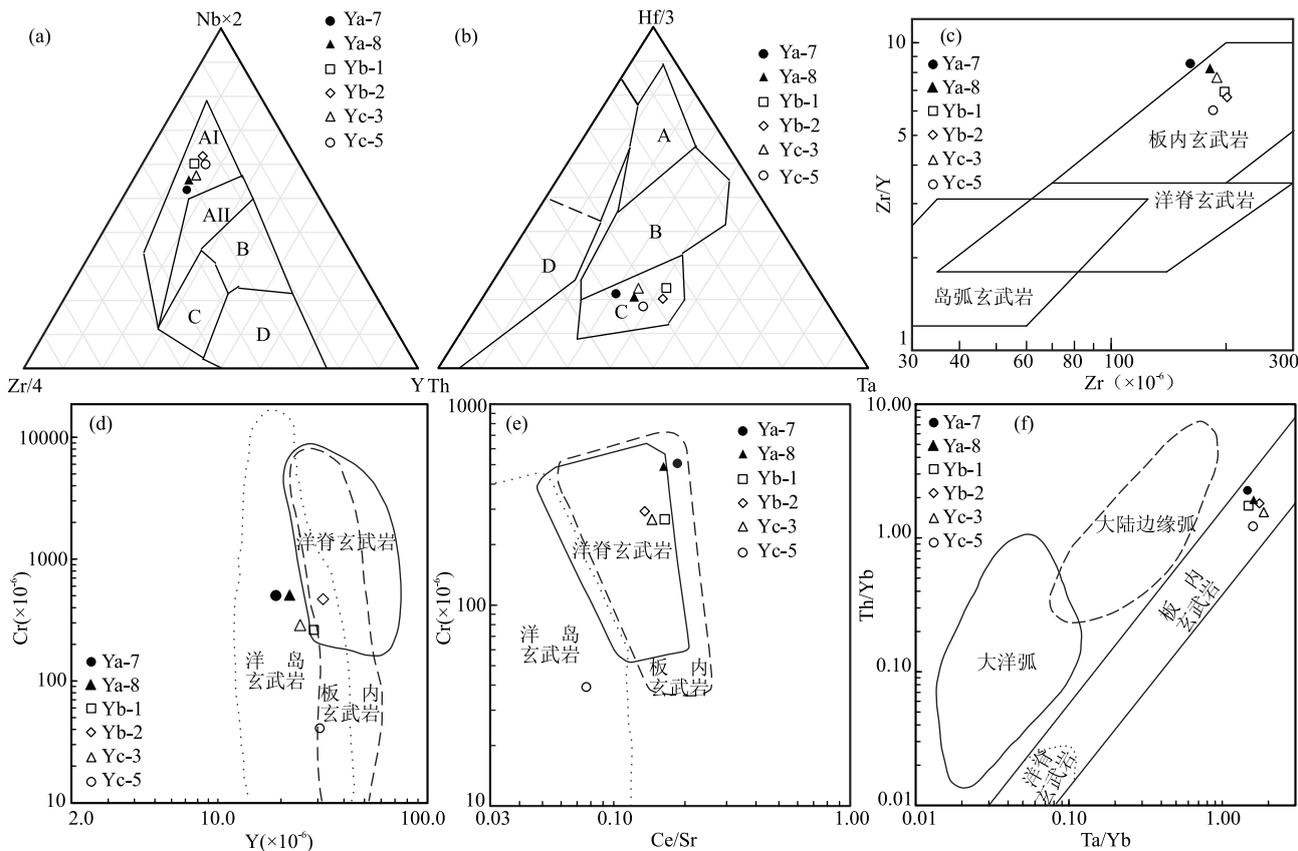


图5 冈底斯南部打加错地区鸭洼基性杂岩的构造环境判别图解

Fig. 5 Tectonic discriminant diagram for Yawa basic complex Dajiacuo area, Southern Gangdese

(a)— $2 \times \text{Nb}-\text{Zr}-\text{Y}$ 图(底图据 Meschede, 1986), AI—板内玄武岩, AII—板内碱性玄武岩和板内拉斑玄武岩, B—E MORB, C—板内拉斑玄武岩和火山弧玄武岩, D—N 型 MORB 和火山弧玄武岩; (b)— $\text{Hf}/3-\text{Th}-\text{Ta}$ 图(底图据 Meschede, 1986), A—N 型 MORB, B—E 型 MORB 和板内拉斑玄武岩, C—板内碱性玄武岩, D—岛弧玄武岩; (c)— $\text{Zr}-\text{Zr}/\text{Y}$ 图解; (d)— $\text{Y}-\text{Cr}$ 图解; (e)— $\text{Ce}/\text{Sr}-\text{Cr}$ 图解; (f)— $\text{Ta}/\text{Yb}-\text{Th}/\text{Yb}$ 图解(均据 Pearce, 1982)

(a)— $2 \times \text{Nb}-\text{Zr}-\text{Y}$ (after Meschede, 1986), AI—alkalic within plate basalts, AII—alkalic and tholeiite within plate basalts, B—E-MORB, C—within plate tholeiite and volcanic arc basalt, D—N-MORB and volcanic arc basalt; (b)— $\text{Hf}/3-\text{Th}-\text{Ta}$ (after Meschede, 1986), A—N-MORB, B—E-MORB and tholeiite within plate basalts, C—alkalic within plate basalts, D— island arc basalts; (c)—diagram of $\text{Zr}-\text{Zr}/\text{Y}$; (d)—diagram of $\text{Y}-\text{Cr}$; (e)—diagram of $\text{Ce}/\text{Sr}-\text{Cr}$; (f)—diagram of $\text{Ta}/\text{Yb}-\text{Th}/\text{Yb}$ (all from Pearce et al., 1982)

1.37 外,其余均在 0.60~0.73 之间,此种现象可能与后期蚀变有关。鸭洼基性岩浆杂岩大多数样品出现轻微的 Zr、Hf 亏损(图 6b),这种 Zr、Hf 亏损一般被认为与俯冲带流体交代岩石圈地幔有关,但是,派生于被俯冲带流体交代的岩石圈地幔多出现明显的 Nb 负异常。鸭洼基性杂岩 Nb^* 值在 1.17~1.79 之间,平均为 1.43,与喜马拉雅带二叠纪陆缘裂陷型火山岩(Nb^* 值为 1.01~1.29,平均为 1.12)相近,而较隆格尔-工布江达带二叠纪岛弧型火山岩(Nb^* 为 0.26~1.03,平均为 0.65)低^⑨(王立全等, 2008),故不应属于俯冲带流体交代作用。其实板内玄武岩常常出现 Zr、Hf 亏损,如粤东的拉斑质基性岩脉具有明显的 Zr、Hf 亏损(李献华等, 1997); Rio Grande 裂谷的过渡性玄武岩就显示出微弱的 Zr、

Hf 亏损,并有轻微的负 Nb 异常(Meschede, 1986); 肯尼亚碱性玄武岩也具有类似性状(Davis et al., 1987)。由上分析看来,鸭洼基性岩浆杂岩应形成于板内伸展环境。

5 讨论

被动大陆边缘与主动大陆边缘的区别不仅反映在岩浆岩组合特点上,而且在沉积特点、变形变质作用方面也存在一定的差异。例如,北喜马拉雅侏罗—白垩纪被动大陆边缘的侏罗—白垩系呈现出向北水体加深,紧闭褶皱、同斜褶皱和倒转褶皱极其发育,以及劈理置换非常强烈的特点^⑩,相应的南冈底斯侏罗—白垩纪岛弧带未显示出此种沉积分带的特点,变形变质也较微弱。此种特征可能与被动陆

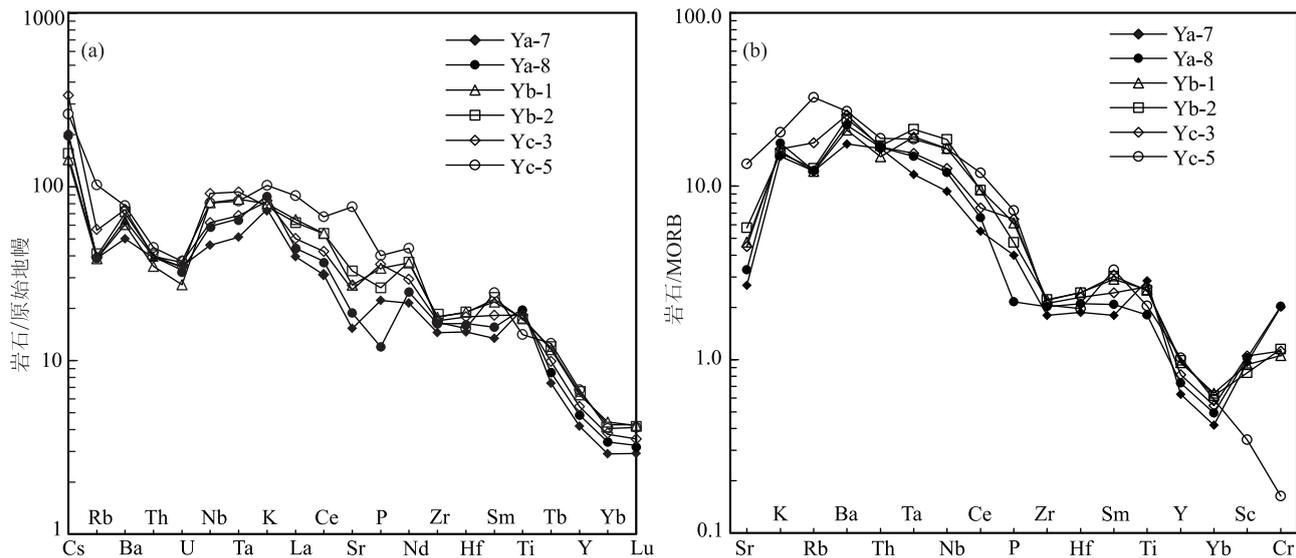


图 6 冈底斯南部打加错地区鸭洼基性岩浆杂岩微量元素原始地幔标准化蛛网图(a)和 MORB 标准化蛛网图(b)
(原始地幔标准化数据引自 Sun et al., 1989; MORB 标准化数据引自文献 Pearce, 1982)

Fig. 6 Spider diagram for Primitive-normalized(a) and MORB-normalized(b) of trace elements of Yawa basic complex in Dajiacuo region, Southern Gangdese (primitive mantle after Sun et al., 1989; MORB after Pearce, 1982)

缘向下俯冲有关,强大的剪切力使俯冲板片上的沉积物发生变形。松多榴辉岩带在冈底斯东部地区划分了南、北拉萨地块(杨经绥等,2007;陈松永等,2008;刘鸿飞等,2009),向西虽然延展情况不明,但从南冈底斯带已有的石炭—二叠系露头来看,其变形特征与北喜马拉雅带侏罗—白垩纪被动大陆边缘沉积非常相似,变质程度明显较隆格尔—工布江达弧背断隆带及其以北地区强,进一步反映石炭—二叠纪时期南冈底斯带、隆格尔—工布江达弧背断隆带可能分属于不同地块。

南冈底斯带西段打加错地区的鸭洼基性岩浆杂岩单斜辉石岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 263.5 ± 4.0 Ma (MSWD=0.34), 2 件辉长岩年龄分别为 262.7 ± 2.3 Ma (MSWD=2.8) 和 263.9 ± 2.4 Ma (MSWD=3.8), 其主量元素、微量元素和稀土元素地球化学特征都显示出板内岩浆活动的亲和性,与隆格尔—工布江达弧背断隆带狮泉河、措勤和洛巴堆等地的二叠纪岛弧型玄武岩明显不同。综上分析看来,二叠纪时期南冈底斯带可能为被动大陆边缘,隆格尔—工布江达弧背断隆带则属于主动大陆边缘。

进一步而言,在北喜马拉雅带、仲巴—札达地块也可见到中—晚二叠世裂谷型碱性岩浆岩组合^{①②},它们是独立陆块伸展背景的产物,还是与鸭洼岩浆杂岩一道是统一被动大陆边缘伸展活动的产物?由于雅鲁藏布江大洋的打开时限尚存争议,目前还很难定论。

6 结论

(1) 冈底斯南带打加错地区鸭洼岩浆杂岩主要由单斜辉石岩、辉长岩组成,构成同源岩浆演化序列。地球化学特征表明其形成于板内构造环境。

(2) 打加错地区鸭洼岩浆杂岩中的单斜辉石岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 263.5 ± 4.0 Ma (MSWD=0.34), 2 件辉长岩样品年龄分别为 262.7 ± 2.3 Ma (MSWD=2.8) 和 263.9 ± 2.4 Ma (MSWD=3.8), 代表了杂岩体主体岩浆结晶时代,表明冈底斯南带伸展型岩浆岩的形成时代为中—晚二叠世,同时也揭示了冈底斯带西段的隆格尔—工布江达带弧背断隆带和南冈底斯火山岩弧带在二叠纪时期属于不同的地块,南冈底斯带处于被动大陆边缘构造环境。

致谢: 中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室刘勇胜教授在 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年和微量元素分析上给予了帮助,成都地质矿产研究所王东兵工程师、缪国夏同志在室内、野外工作中给予了帮助,在此一并感谢。

注释

- ① 向树元. 2005. 中华人民共和国 1:25 万嘉黎县幅区域地质调查报告. 西藏自治区地质调查院内部报告.
- ② 卢书炜. 2002. 中华人民共和国 1:25 万热布喀幅区域地质调查报告. 河南省地质调查院内部报告.

- ③ 熊兴国. 2011. 西藏塔惹错地区 1:5 万区域地质调查项目 2011 年设计. 贵州省地质调查院内部报告
- ④ 谢国刚, 邹爱建, 袁建芽. 2002. 中华人民共和国 1:25 万措麦区幅区域地质调查报告. 江西省地质调查院内部报告.
- ⑤ 杨德明. 2005. 中华人民共和国 1:25 万门巴区幅区域地质调查报告. 吉林大学地质调查院内部报告.
- ⑥ 吴珍汉. 2003. 中华人民共和国 1:25 万当雄县幅区域地质调查报告. 中国地质科学院地质力学研究所内部报告.
- ⑦ 尹光侯. 2003. 中华人民共和国 1:25 万林芝县幅区域地质调查报告. 云南省地质调查院内部报告.
- ⑧ 朱杰. 2003. 中华人民共和国 1:25 万拉孜县幅区域地质调查报告. 湖北省地质调查院内部报告.
- ⑨ 钟华明. 2002. 中华人民共和国 1:25 万洛扎幅区域地质调查报告. 安徽省地质调查院内部报告.
- ⑩ 尹光侯. 2004. 中华人民共和国 1:25 万隆子幅区域地质调查报告. 云南省地质调查院内部报告.
- ⑪ 张计东. 2006. 中华人民共和国 1:25 万霍尔巴幅、巴巴扎东幅区域地质调查报告. 河北省地质调查院内部报告.

参 考 文 献

- 陈松永, 杨经绥, 徐向珍, 李化启, 杨岳衡. 2008. 西藏拉萨地块多榴辉岩的锆石 Lu/Hf 同位素研究及 LA-ICP-MS 定年. 岩石学报, 24(7): 1528~1538.
- Dewey J F, Shackleton R M, 常承法, 孙亦因. 1990. 青藏高原的构造演化. 见: 中英青藏高原综合地质考察队主编. 青藏高原地质演化. 北京: 地质出版社, 384~415.
- 耿全如, 王立全, 潘桂棠, 金振民, 朱弟成, 廖忠礼, 李光明, 李奋其. 2007a. 西藏冈底斯带石炭纪陆缘裂陷作用: 火山岩和地层学证据. 地质学报, 81(9): 1259~1276.
- 耿全如, 王立全, 潘桂棠, 金振民, 朱弟成, 廖忠礼, 李光明, 李奋其. 2007b. 西藏冈底斯带洛巴堆组火山岩地球化学及构造意义. 岩石学报, 23(11): 2699~2714.
- 侯增谦, 曲晓明, 王淑贤, 高永丰, 杜安道, 黄卫. 2005. 西藏冈底斯斑岩铜矿带埃达克质斑岩含矿性: 源岩相变及深部过程约束. 矿床地质, 24(2): 108~114.
- 胡道功, 吴珍汉, 江万, 石玉若, 叶培盛, 刘琦胜. 2005. 西藏念青唐古拉岩群 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄和 Nd 同位素研究. 中国科学 D 辑(地球科学), 35(1): 29~37.
- 李光明, 刘波, 丁俊, 潘桂棠, 余宏全. 2011. 西藏冈底斯成矿带及邻区铜铁多金属矿成矿规律与成矿预测. 北京: 地质出版社, 104~123.
- 李献华, 胡瑞忠, 饶冰. 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.
- 刘鸿飞, 刘焰. 2009. 旁那石榴蓝闪片岩特征及其构造意义. 岩石矿物学杂志, 28(3): 199~214.
- 刘增乾, 徐宪, 潘桂棠, 李泰钊, 余光明, 余希静, 蒋兴治, 卫管一, 王成善. 1990. 青藏高原大地构造与形成演化. 北京: 地质出版社, 1~174
- 莫宣学, 赵志丹, 邓晋福, 董国臣, 周肃, 郭铁鹰, 张双全, 王亮亮. 2003. 印度-亚洲大陆主碰撞过程的火山作用响应. 地学前缘, 10(3): 135~148.
- 潘桂棠, 莫宣学, 侯增谦, 朱弟成, 王立全, 李光明, 赵志丹, 耿全如, 廖忠礼. 2006. 冈底斯造山带的时空结构及演化. 岩石学报, 22(3): 521~533.
- 王立全, 潘桂棠, 朱弟成, 周长勇, 袁四化, 张万平. 2008. 西藏冈底斯带石炭—二叠纪岛弧造山作用: 火山岩及地球化学证据. 地质通报, 27(9): 1509~1534.
- 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.
- 杨经绥, 许志琴, 李天福, 李化启, 李兆丽, 任玉峰, 徐向珍, 陈松永. 2007. 青藏高原拉萨地块中的大洋俯冲型榴辉岩: 古特提斯洋盆的残留? 地质通报, 26(10): 1277~1287.
- 闫义, 林舸, 李自安. 2003. 利用锆石形态、成分组成及年龄分析进行沉积物源区示踪的综合研究. 大地构造与成矿学, 27(2): 184~190.
- 朱志勇, 王天武, 李才. 2004. 西藏班戈节浪垭地区念青唐古拉群变质作用特征. 世界地质, 23(9): 128~133.
- 周详, 曹佑功, 朱明玉, 夏代祥, 钱定宇. 1988. 西藏板块构造-建造图(1:50 万)说明书. 北京: 地质出版社, 1~32.
- 朱弟成. 2003. 特提斯喜马拉雅带中段晚古生代以来的火山岩及其意义. 成都理工大学博士论文, 1~123.
- 朱弟成, 潘桂棠, 莫宣学, 王立全, 廖忠礼, 赵志丹, 董国臣, 周长勇. 2006. 冈底斯中北部晚侏罗世-早白垩世地球动力学环境: 火山岩约束. 岩石学报, 22(3): 534~546.
- Baker B H. 1987. Outline of the petrology of the Kenya rift alkaline province. In: Fitton J G, Upton G J C (eds). Alkaline Igneous Rocks. London: Geol. Soci. Spec. Publ., 30:293~311.
- Condie K C. 1982. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archaean-Proterozoic boundary: identification and significance. Lithos, 23:1~18.
- Davis G R, MacDonald R. 1987. Crustal influences in the petrogenesis of the Naivasha basalt-comendite complex: Combined trace element and Sr-Nd-Pb isotope constraints. J Petrol., 28:1009~1031.
- Hodges K V. 2000. Tectonics of the Himalaya and southern Tibet from two perspectives. Geological Society of America Bulletin, 112(3): 324~350.
- Hoskin P W O, Black L P. 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. Journal of Metamorphic Geology, 18: 423~439.
- Le Maitre R W. 2002. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. 2nd Edition. Cambridge: Cambridge University Press, 33~39.
- Liu Yongsheng, Hu Zhaochu, Gao Shan. 2008. In-situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. Chemical Geology, 257: 34~43.
- Ludwig K R. 2003. ISOPLOT 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 4:1~70.
- Meschede M A. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chemical Geology, 56: 207~218.
- Pearce J A. 1982. Trace element characteristics of lave from

- destructive plate boundaries. In: Thorpe R S (ed). *Andesites*. Chichester: Wiley, 525~548.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J (eds). *Magmatism in the Ocean Basin*. London: Geological Society Special Publication, 42: 313~345.
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. London: Unwin Hyman, 1~466.
- Vavra G, Gebauer D, Schmid R. 1996. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): anion microprobe (SHRIMP) study. *Contrib Mineral Petrol*, 122: 337~358.
- Zhu Dicheng, Mo Xuanxue, Niu Yaoling, Zhao Zhidan, Wang Liqian, Pan Guitang, Wu Fuyuan. 2009. Zircon U/Pb dating and in situ Hf isotopic analysis of Permian peraluminous granite in the Lhasa Terrane, southern Tibet: implications for Permian collisional orogeny and paleogeography. *Tectonophysics*, 469(1~4): 48~60.

Chronology and Geochemical Characteristics of Yawa Mafic Complex in the Dajiacuo Area, Southern Gangdese

LI Fenqi, LIU Wei, ZHANG Shizheng, WANG Baodi

Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Ministry of Land and Resources, Chengdu, 610081

Abstract

There has been different understanding of geological natures of the Gangdese belt in Tibet during the Paleozoic. This paper presents the data of geochemistry and U-Pb dating of Yawa mafic complex exposed in Dajiacuo area, southern Gangdese so as to put constrain on this issue. A weighted average age of one clinopyroxene sample from the Jawa mafic rock is 263.5 ± 4.0 Ma ($MSWD = 0.34$) and the ages of two gabbro samples are 263.9 ± 2.4 Ma ($MSWD = 0.38$) and 262.7 ± 2.3 Ma ($MSWD = 2.8$) respectively, revealing that the Permian plutonism existed in the Gangdese belt. Two kinds of rocks in the Yawa complex belong to alkaline rock series characterized by high content of TiO_2 , and are different from island-arc volcanic rocks in the Gangdese belt, similar to intraplate basalt. The REE patterns of the samples exhibit enrichment of light REE, with $Eu = 0.98 \sim 1.07$. The HSE abundance of the samples is equal to that of intraplate basalt, and the ratios of Zr/Nb and Hf/Th are $3.07 \sim 4.94$ and $1.25 \sim 1.98$, respectively. All these features indicate that the Yawa mafic complex is similar to intraplate basalt. The patterns of chondrite-normalized REE and MORB-normalized trace element indicate that the Yawa complex developed in an intraplate setting, and this is supported by the trace element identification figure of tectonic setting. Based on the regional sedimentary features, volcanics and deformation and metamorphism during Carboniferous and Devonian, it is suggested that southern Gangdese was in passive continental margin, and northern area in active continental margin during the Devonian.

Key words: mafic complex; intraplate basalt; zircon U-Pb age; Permian; Dajiacuo region; Southern Gangdese