

文章编号: 1009-3850(2015)02-0076-12

桂东南藤县印支期基性侵入岩锆石 U-Pb 年龄、 岩石地球化学及其区域构造意义

许 华, 黄炳诚, 倪战旭, 韩淑朋, 潘艺文, 黄 英

(广西区域地质调查研究院, 广西 桂林 541003)

摘要: 桂东南灵山-藤县断裂带内基性侵入岩的演化背景, 是认识钦杭结合带西南段构造演化的关键。本文采用 LA-ICP-MS 技术测得三门滩岩体角闪苏长岩和东胜岩体石英角闪苏长岩的锆石 U-Pb 年龄分别为 $230.0\text{Ma} \pm 0.9\text{Ma}$ 和 $236.5\text{Ma} \pm 1.3\text{Ma}$ 。岩石地球化学特征显示出低镁、富钛铁的特征; 稀土含量低且变化大, $\Sigma \text{REE} (43 \sim 189) \times 10^{-6}$, δEu 值 $0.79 \sim 1.63$, 以具 Eu 正异常为特征; 大离子亲石元素 (LILE) Rb、Ba、Th 强烈富集, 伴有 Ce、P 和 Sm 弱富集的“三隆起”特征, 高场强元素 (HFSE) Ta、Nb 和 Zr、Hf 在弱富集的背景上显示为“谷”形, 总体显示为大陆性火山弧钙碱性玄武岩的地球化学特征。研究认为, 藤县基性侵入岩形成于中三叠世, 属大陆性火山弧钙碱性玄武岩, 形成于活动大陆边缘弧环境, 为桂东南地区印支期大陆边缘造山带的地质记录。

关键词: 印支期基性侵入岩; 岩石地球化学; LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄; 桂东南

中图分类号: P588.12⁺⁴

文献标识码: A

桂东南地区位于扬子板块与华夏板块结合带(称之为钦杭结合带)的西南段(图1), 华南著名的北东向展布的十万大山-大容山海西-印支期巨型构造-岩浆岩带就沿该结合带分布, 是研究扬子板块与华夏板块拼合造山过程及其相互关系的关键部位。目前对于该结合带西南段两陆块的拼合位置、盆地闭合时间及其构造演化过程等仍然存在较大分歧: 一些学者认为其在西南段界线大概沿云开地块西北部的“钦防海槽”分布, 二者可能在中、晚二叠世之间发生的东吴运动或者中三叠世的印支运动才最终拼合^[1-7]; 一些学者则提出两者在早古生代末已经拼合转为陆内造山^[8-11]。

在十万大山-大容山岩浆弧北东缘与大瑶山隆起结合部的藤县-南安一带, 沿灵山-藤县断裂带零星出露一些基性侵入岩体和岩脉, 风化后形成钛铁砂矿^[12]。由于地表风化层覆盖, 一直没有引起学者们的注意, 其成因和时代也未作过深入的研究。近

年来, 由于大规模的城镇建设, 使得风化层极厚的岩体被大规模地剥露出来。在 1:25 万贵县幅 (F49C001002) 区调修测工作中, 笔者对藤县基性侵入岩进行了野外调查, 从岩石学、地球化学、同位素年代学等方面进行了研究, 进而探讨其形成时代、岩石成因和构造背景。这些新资料对于更好地揭示华南早中生代的地球动力学环境及其构造演化过程具有重要意义。

1 区域地质背景

藤县基性侵入岩的构造位置处于钦杭结合带西南段大瑶山隆起与大容山岩浆弧的接合部, 金鸡中新生代断陷盆地的北西缘, 呈岩株状产出, 大致沿灵山-藤县断裂带呈北东向串珠状展布。发育有三门滩、东胜、陇村、塘村、汩池等 5 个基性侵入体, 规模大小不等, 地表出露面积约 $0.5 \sim 2.5 \text{ km}^2$ 。岩体受灵山-藤县断裂多期活动的改造, 岩体内北东东

收稿日期: 2014-09-29; 改回日期: 2014-10-17

作者简介: 许华 (1969-) 男, 硕士, 高级工程师, 从事区域地质调查研究。E-mail: xuhua88131@163.com

资助项目: 中国地质调查局地质矿产调查评价专项 (工作项目编号 1212011120815)

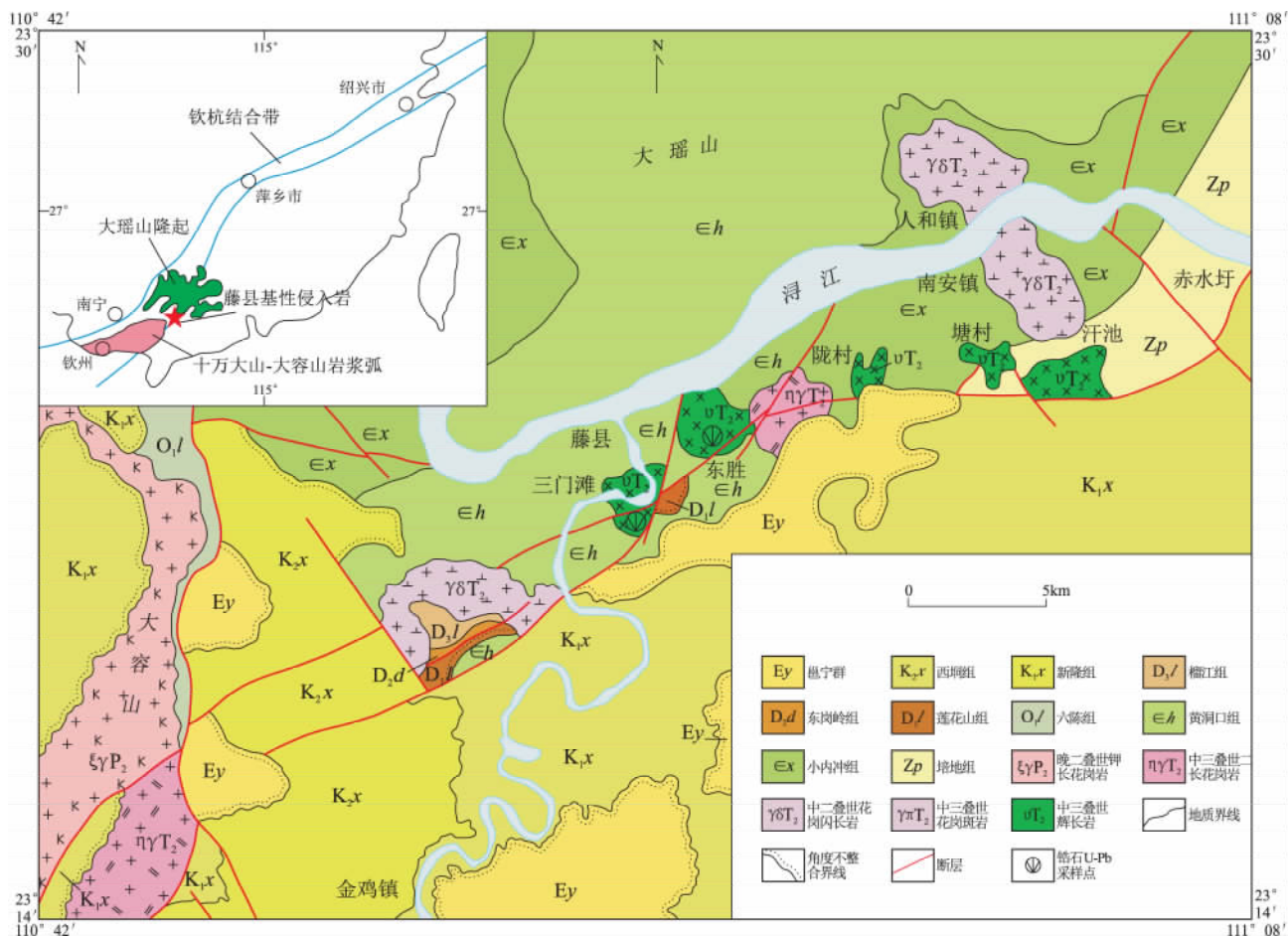


图1 藤县基性侵入岩分布地质简图

Fig. 1 Simplified geological map showing the distribution of the basic intrusive rocks from the Tengxian region, Guangxi

向断裂构造发育,北东向-北东东向劈理、片理发育。

岩体侵入于寒武系碎屑岩中,外接触带围岩受热接触变质,形成宽约几十米~百余米的角岩化带。岩体内接触带(尤其是东胜、三门滩岩体)尚残余较多的大理岩、硅质岩捕虏体以及长英质角岩、透辉石质包体等,大小悬殊,从几十厘米~几十米不等,长英质角岩、透辉石质包体个体较小,大小一般几厘米~十几厘米。岩体南部断裂带附近的捕虏体、包体数量较多且体积较大,部分巨型残余体中尚清晰残余中-薄层状大理岩夹薄层硅质岩(或条带)等层理特征,从其岩性组合判断该残余体可能为中-晚泥盆统的地层捕虏体。

2 岩石学特征

侵入体的岩性基本相似,以苏长岩、辉长苏长岩、辉长岩、石英辉长闪长岩等为主。其中,规模较大的东胜、三门滩岩体出露岩性最全,以中细粒苏长岩、辉长苏长岩、辉长岩、石英辉长闪长岩为主,少量闪长岩、斜长岩、石英斜长岩、石英闪长岩、英

云闪长岩、斜长花岗岩等,偶见有辉石岩(蛇纹石化)。岩石矿物成分演化范围较宽,自辉石岩(残余体)→苏长岩、辉长苏长岩、辉长岩(闪长岩、斜长岩)→石英辉长闪长岩、石英闪长岩、石英斜长岩→英云闪长岩、斜长花岗岩演化,岩石成分及结构往往呈渐变过渡关系,局部由于快速的分离结晶和堆积作用,具条带状韵律层构造或不典型的“堆晶结构”。

岩体内发育后期派生的细粒文象正长花岗岩脉、二长花岗岩脉等浅色强分异岩脉,岩脉沿岩石节理裂隙穿插侵入,脉体宽几厘米~几十厘米不等,其中有分枝复合。

蛇纹岩:浅黄绿色,纤维状变晶结构,矿物成分为蛇纹石95%、碳酸盐矿物4%、透闪石<1%、榍石<1%。蛇纹石呈纤维状集合体,有的集合体外形略具粒状外形,可能是辉石类的假晶。岩石可能是超基性岩(辉石岩残余体)蛇纹石化的产物。

中-细粒角闪苏长岩:暗绿灰色,他形-半自形晶结构,主要矿物成分为斜长石(An 70)63%、紫苏辉

石 10%、普通角闪石 15%、黑云母 5%、石英 2%；副矿物为磷灰石、钛磁铁矿、磁铁矿等。

石英角闪苏长岩：浅绿灰色，中-细粒半自形晶结构，主要矿物成分为斜长石 (An₄₇) 52%、紫苏辉石 32%、普通角闪石 3%、黑云母 5%、石英 4%；副矿物为磷灰石、钛磁铁矿、磁铁矿等。

辉长苏长岩：暗绿灰色，中-细粒辉长结构，主要矿物成分为斜长石 (An₅₇) 55%、紫苏辉石 14%、普通辉石 3%、普通角闪石 14%、黑云母 6%、石英 3%；副矿物为磷灰石、钛磁铁矿、磁铁矿。

中-细粒辉长岩：暗灰色，辉长结构，主要矿物成分为斜长石 (An₅₅) 66%、普通辉石 (10%~15%)、普通角闪石 (5%~7%)、紫苏辉石 (3%~5%)、黑云母 4%、石英 2%；副矿物为磷灰石、钛铁矿、磁铁矿等。

石英辉长闪长岩：暗灰色，中-细粒半自形晶结构。主要矿物成分为斜长石 (An₅₀) 55%、紫苏辉石 (3%~5%)、普通角闪石 (8%~18%)、黑云母 (10%~12%)、石英 (6%~10%)；副矿物为磷灰石、钛磁铁矿、磁铁矿、锆石等。

闪长岩：浅绿灰色，中-细粒半自形晶结构，主要矿物成分为斜长石 (An₅₅) 75%、普通角闪石及透闪石 15%、黑云母 2%、石英 4%；副矿物为钛铁矿、磁铁矿、锆石、磷灰石等。

石英闪长岩：暗灰色，他形~半自形晶结构，主要矿物成分为斜长石及假晶 (An₃₇) 48%、柱状暗色矿物假晶 5%、黑云母 24%、石英 18%；副矿物为钛铁矿、磁铁矿、磷灰石、黄铁矿等。

(石英)斜长岩：呈浅绿灰色，中-细粒半自形柱板状结构，主要矿物成分为斜长石及粘土矿物 (68%~78%)、暗色矿物假晶 (4%~15%)、石英 (3%~15%)、钛磁铁矿及白钛石 (2%~3%)、磷灰石 ≤1%。

斜长花岗岩：浅灰白色，中-细粒花岗结构，主要矿物成分为石英 48%、斜长石 (An₂₇₋₃₈) 40%、黑云母-绿泥石 7%、白云母 1%、钾长石 2%；副矿物为锆石、钛铁矿、碳酸盐、斜黝帘石、白钛石、透闪石等。

细粒文象正长花岗岩 (脉)：浅灰白色，具显微文象结构。主要矿物成分为微斜微纹长石 50%、石英 34%、斜长石 10%、白云母 2%；副矿物为锆石、透闪石、绿泥石、绿帘石-斜黝帘石、白钛石、碳酸盐等。

细粒二长花岗岩 (脉)：浅灰白色，细粒花岗结构，块状构造。主要矿物成分为石英 38%、微斜微

纹长石 35%、斜长石 (An₁₂) 22%、黑云母 3%、白云母 <1%；副矿物为锆石、磷灰石、黄铁矿、褐帘石、绿泥石、葡萄石、碳酸盐等。

3 岩石地球化学特征

笔者选取了新鲜的代表性岩石，对滕县基性侵入岩进行了岩石地球化学测试。主、微量元素及稀土元素分析测试均由武汉综合岩矿测试中心完成，文中图件采用 GeoKit 软件^[13]制作。

3.1 主量元素特征

主量元素含量及相关特征参数列于表 1。由苏长岩→石英 (辉长) 苏长岩，SiO₂ 含量增高 (45.19%~54.85%)，岩石低镁、富钛铁，MgO 含量 2.41%~4.42%，TiO₂ 含量 1.79%~4.89%，FeO* 含量 11.83%~15.43%；Na₂O > K₂O，全碱 (Na₂O + K₂O) 含量 2.40%~4.03%。镁值 (Mg[#]) 24.64~38.07，岩浆结晶分异程度中等偏高。里特曼指数 (σ) 0.92~2.18 (仅个别达 4.49)，为里特曼钙碱性岩系。铝饱和和指数 (A/CNK) 为 0.88~1.0，为准铝质。高度结晶分异的浅色斜长花岗岩及派生文象正长花岗岩脉：SiO₂ 含量 74.66%~76.46%，全碱 (Na₂O + K₂O) 为 4.59%~8.54%，钛铁镁钙含量显著降低，前者富钠 (Na₂O > K₂O)，后者富钾 (K₂O > Na₂O)。在 SiO₂-(Na₂O + K₂O) (TAS) 图解 (图 2) 中，样品主要落于亚碱性辉长岩和辉长闪长岩区，仅个别样品 (2305-2) 落于碱性辉长岩区，浅色斜长花岗岩及派生的正长花岗岩脉落于花岗岩区。在 SiO₂-K₂O 图解 (图 3) 中，样品主要落于钙碱性系列范围内，派生的正长花岗岩脉落于高钾钙碱性系列。

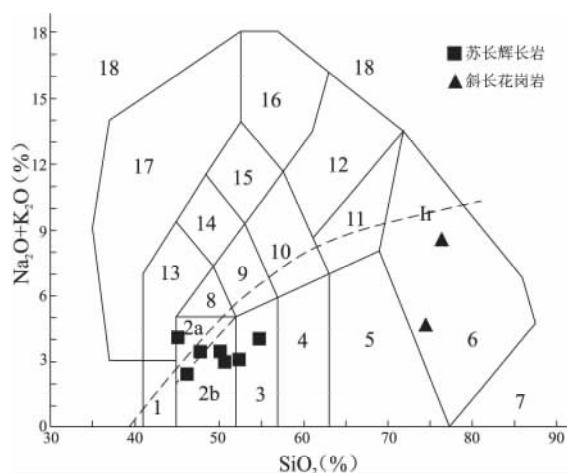


图 2 滕县基性侵入岩 TAS 图解 (底图资料据文献^[14])

Fig. 2 TAS diagram for the basic intrusive rocks from the Tengxian region, Guangxi (after Eric, 1994)

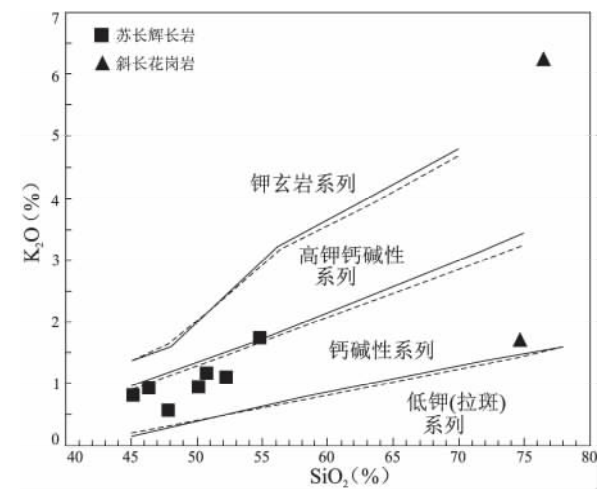


图3 藤县基性侵入岩 SiO₂-K₂O 图解(底图资料据文献^[15]; 虚线据文献^[16])

Fig.3 SiO₂-K₂O diagram for the basic intrusive rocks in the Tengxian region , Guangxi (solid lines from Peccerillo et al. , 1976; dashed lines from Middlemost , 1985)

3.2 稀土元素特征

稀土元素含量列于表 2。稀土总量 (Σ REE) (43 ~ 189) × 10⁻⁶, 稀土总量低且含量变化较大。自

苏长岩→石英(辉长) 苏长岩→斜长花岗岩 ,酸度 (SiO₂ 含量) 增加 ,Σ REE 显著增高。轻稀土分馏程度高 ,轻、重稀土比值 (LREE/HREE) 为 5.19 ~ 16.80 ,高度分异的斜长花岗岩轻稀土分馏程度高显著增高。δEu 值 0.79 ~ 1.63 ,以具 Eu 正异常为特征。其稀土配分曲线为轻稀土富集型(图 4) ,各类岩石稀土配分曲线基本协调 ,模式相似 ,表明其可能来自于相同或相似的岩浆源岩。稀土配分曲线显示 ,自苏长岩→石英(辉长) 苏长岩→斜长花岗岩 ,Σ REE 由低→高、Eu 正异常由强→弱。高度分异的斜长花岗岩曲线斜率 ((La/Yb)_N 26.95) 显著增高 ,反映了同源玄武岩浆结晶分异演化的特征。

3.3 微量元素特征

微量元素含量列于表 3。在微量元素 MORB 标准化蛛网图(图 5) 中 ,表现为钙碱性火山弧玄武岩的“三隆起”型式 ,大离子亲石元素 (LILE) Rb、Ba、Th 强烈富集 ,伴有 Ce、P 和 Sm 的弱富集;高场强元素 (HFS) Ta、Nb 和 Zr、Hf 在弱富集的背景上显示为“谷”形。其中 2305-2 样品 (偏碱性) 表现 Zr、Hf 亏损 ,而 Rb、Ba、Th、Ta、Nb 和 Ti 的富集 ,类似于板内

表 1 藤县基性侵入岩的主量元素分析结果 (wt%)

Table 1 Major element contents (wt%) in the basic intrusive rocks from the Tengxian region , Guangxi

侵入体	岩性	样品号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	CO ₂	总量	Mg#	A/NKC	σ
东胜	石英角闪苏长岩	2281-1	50.77	2.64	15.94	2.93	11.05	0.21	3.59	7.69	1.80	1.15	1.02	0.95	0.09	99.83	31.87	0.88	1.06
东胜	石英角闪苏长岩	2282-1	54.85	1.79	16.43	2.58	9.90	0.21	2.41	5.99	2.27	1.72	0.61	1.03	0.05	99.84	26.02	1.00	1.30
东胜	角闪苏长岩	2284-1	46.38	2.73	15.79	3.41	10.15	0.19	4.42	7.20	1.46	0.94	0.34	4.04	2.78	99.83	37.36	0.96	0.97
三门滩	角闪苏长岩	2305-2	45.19	4.89	18.16	3.18	9.80	0.16	3.44	7.40	3.22	0.81	0.11	2.42	0.97	99.75	32.64	0.93	4.49
陇村	石英辉长苏长岩	2295-1	52.25	2.13	15.97	2.15	9.90	0.18	4.08	7.43	1.94	1.10	0.33	1.62	0.75	99.83	38.07	0.89	0.92
塘村	角闪苏长岩	塘村-1	47.88	2.53	16.47	2.87	12.85	0.24	2.83	8.56	2.84	0.57	1.13	0.89	0.18	99.84	24.64	0.79	2.18
汗池	辉长苏长岩	汗池-1	50.18	2.65	13.87	4.11	9.75	0.20	4.22	7.87	2.43	0.96	1.22	2.22	0.16	99.84	35.88	0.72	1.44
东胜	斜长花岗岩脉	2281-6	74.66	0.36	11.53	0.60	3.17	0.04	0.61	2.60	2.89	1.70	0.04	1.14	0.49	99.83	22.67	1.02	0.66
东胜	正长花岗岩脉	2281-7	76.46	0.06	12.10	0.06	0.47	0.01	0.11	1.12	2.30	6.24	0.02	0.61	0.22	99.78	27.24	0.96	2.17

注: 镁值 (Mg[#]) 表示 100MgO/(MgO + FeO^{*}) 分子数比值; 铝饱和度 (A/NKC) 表示 Al₂O₃/(K₂O + Na₂O + CaO) 分子数比值; 里特曼指数 (σ) 表示 (K₂O + Na₂O)²/(SiO₂ - 43) 质量百分比值

表 2 藤县基性侵入岩的稀土元素分析结果 (×10⁻⁶)

Table 2 REE contents (×10⁻⁶) in the basic intrusive rocks from the Tengxian region , Guangxi

样品号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	LREE/HREE	δEu
2281-1	26.84	57.21	7.87	35.18	7.81	2.56	7.50	1.09	6.08	1.18	3.35	0.45	2.76	0.41	31.64	160.29	6.02	1.01
2282-1	31.26	66.41	8.35	34.59	7.19	2.18	6.64	1.00	5.73	1.15	3.25	0.47	2.82	0.43	30.44	171.45	6.98	0.95
2284-1	14.09	28.42	3.67	15.86	3.64	1.51	3.54	0.58	3.39	0.68	2.00	0.28	1.77	0.27	17.81	79.68	5.38	1.27
2305-2	7.87	15.10	1.91	8.07	1.90	1.01	1.83	0.30	1.81	0.35	1.09	0.17	1.03	0.16	9.94	42.60	5.32	1.63
2295-1	20.26	38.42	4.78	19.19	4.28	1.62	4.14	0.67	3.87	0.79	2.38	0.36	2.21	0.34	22.14	103.31	6.00	1.16
塘村-1	24.44	52.84	7.46	31.63	7.38	3.20	7.85	1.20	6.60	1.31	3.53	0.48	3.03	0.48	33.17	151.42	5.19	1.28
汗池-1	26.78	58.32	7.95	32.54	7.74	2.02	7.76	1.17	6.86	1.33	3.71	0.52	3.30	0.52	34.06	160.51	5.38	0.79
2281-6	50.13	84.84	9.03	28.52	4.86	1.34	3.80	0.55	2.81	0.50	1.32	0.20	1.25	0.21	12.93	189.35	16.80	0.92
2281-7	20.63	38.64	4.46	15.47	3.47	1.21	3.15	0.51	3.00	0.60	1.92	0.31	2.02	0.33	17.57	95.71	7.08	1.10

表 3 藤县基性侵入岩微量元素分析结果($\times 10^{-6}$)

Table 3 Trace element contents($\times 10^{-6}$) in the basic intrusive rocks from the Tengxian region , Guangxi

样品号	2281-1	2282-1	2284-1	2305-2	2295-1	塘村-1	汗池-1	2281-6	2281-7
Li	14.90	16.20	17.90	15.20	8.48	11.96	16.42	14.57	2.64
Be	1.90	2.57	1.25	0.97	1.55	1.71	1.71	2.12	1.55
Sc	35.10	32.30	43.40	46.80	39.80	40.15	28.93	10.22	2.64
Cr	15.70	24.70	30.90	37.40	54.10	38.22	36.48	13.89	3.70
Co	29.50	20.50	37.50	41.30	36.30	26.44	32.93	5.57	0.77
Cu	26.90	20.90	25.30	38.20	24.50	31.52	34.95	3.61	2.15
Zn	171.00	181.00	122.00	117.00	126.00	174.40	149.30	41.08	5.67
Ga	24.20	25.30	22.20	23.30	21.40	23.35	18.69	12.00	10.84
Rb	55.40	75.60	44.60	38.60	48.70	15.16	31.75	56.40	104.50
Nb	14.50	13.30	8.44	9.77	9.40	13.27	10.02	6.96	2.68
Ta	1.14	1.27	0.70	0.76	0.83	0.90	0.94	1.04	0.49
Pb	7.54	11.50	5.29	2.77	9.33	5.87	8.83	16.88	50.08
Th	5.58	10.90	3.12	1.81	6.23	2.18	5.05	31.77	27.35
U	1.26	2.02	0.86	0.57	1.40	0.70	2.25	6.77	6.38
Ni	4.24	6.95	9.58	8.84	11.60	0.29	0.73	4.93	3.08
Sr	215.00	194.00	145.00	268.00	200.00	273.60	189.50	130.70	94.50
V	310.00	53.80	425.00	1043.00	253.00	61.23	268.500	18.82	1.91
Zr	73.30	64.10	75.80	58.50	96.20	73.80	102.00	161.10	57.80
Ba	275.00	382.00	239.00	298.00	296.00	228.20	252.000	462.00	485.00
Hf	2.84	2.57	2.56	1.86	3.91	3.50	5.60	6.60	3.00

(裂谷)拉斑质-碱性玄武岩的“双隆起”型式。总体显示为大陆性火山弧钙碱性玄武岩的地球化学特征。

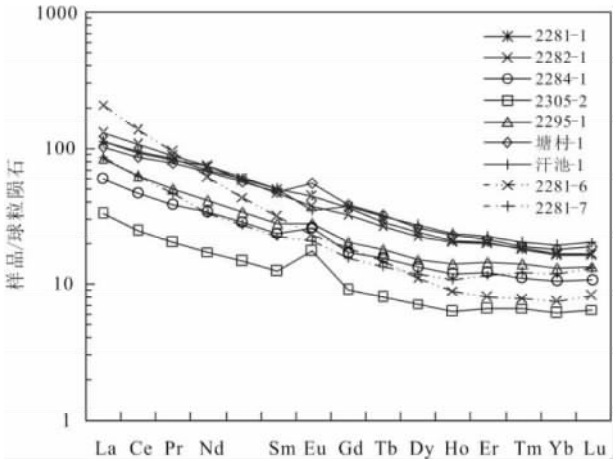


图 4 藤县基性侵入岩稀土元素配分曲线图(球粒陨石标准数据据文献^[17])
Fig. 4 Chondrite-normalized REE distribution patterns for the basic intrusive rocks from the Tengxian region , Guangxi (chondrite data from Sun et al. ,1989)

4 锆石 U-Pb 年龄

4.1 样品采集和测试方法

分别在东胜岩体和三门滩岩体中 ,选取代表性的新鲜基岩进行锆石分选和年龄测试(图 6)。2281-1 样品采自东胜岩体的中-细粒石英角闪苏长岩;2305-2 样品采自三门滩岩体的中-细粒角闪苏长岩。锆石样品用常规的重选和磁选 ,将其从全岩中分离 ,最后在双目镜下挑纯。

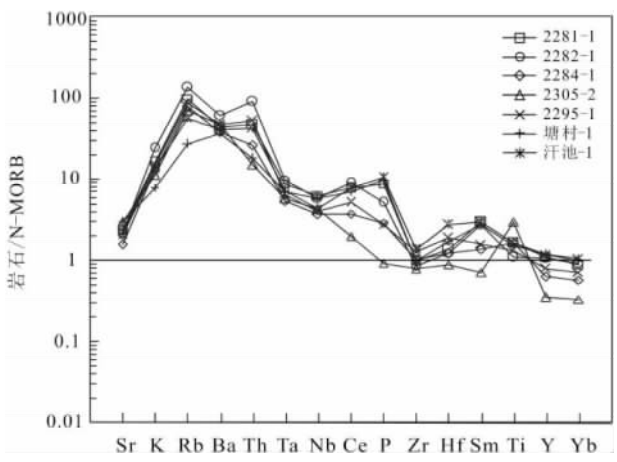


图 5 藤县基性侵入岩微量元素蛛网图(N-MORB 标准数据据文献^[17])
Fig. 5 N-MORB-normalized trace element spidergram for the basic intrusive rocks from the Tengxian region , Guangxi (N-MORB data from Sun et al. ,1989)

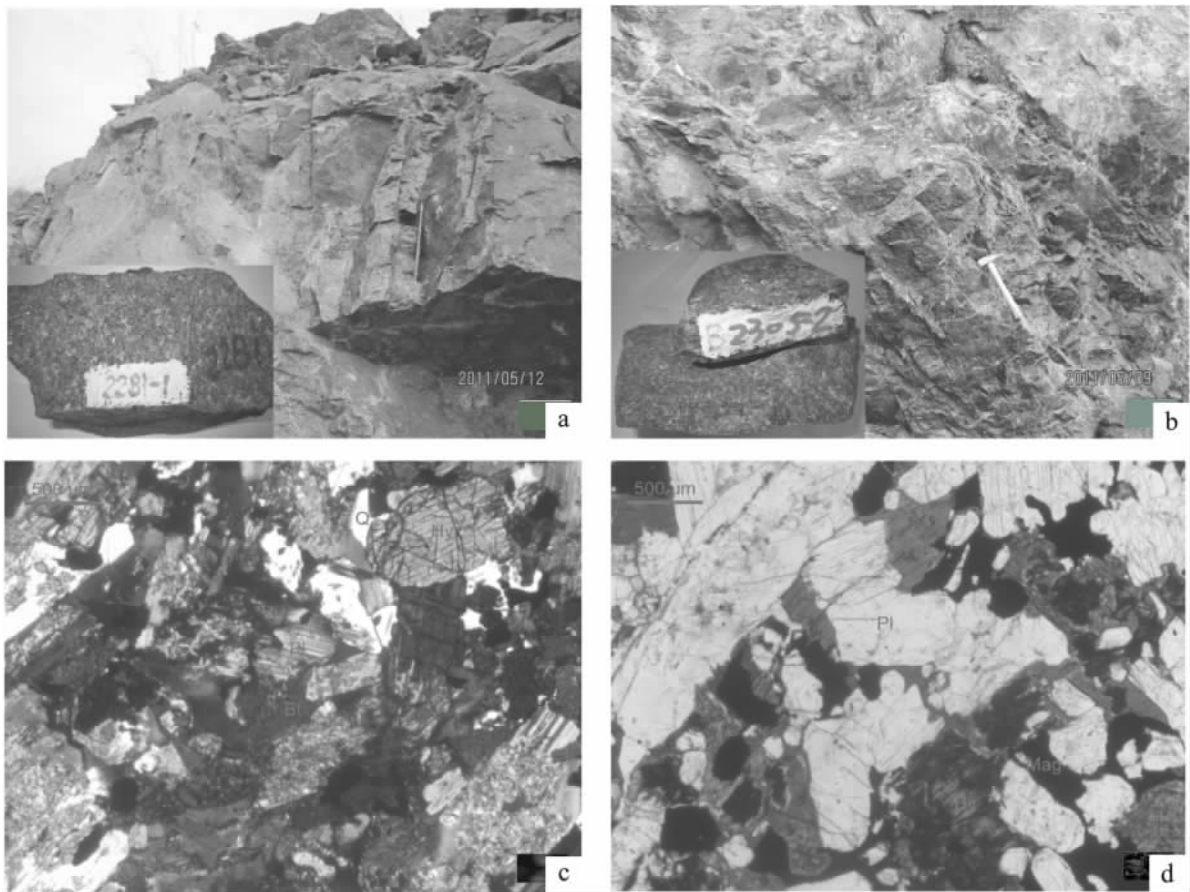


图6 测年样品野外露头宏观及微观照片

a. 东胜岩体 2281-1 号样品; b. 三门滩岩体 2305-2 号样品; c. 石英角闪苏长岩 (正交偏光, $\times 25$); d. 角闪苏长岩 (单偏光, $\times 25$)

Fig. 6 Photomacrographs and photomicrographs for the samples 2281-1 from the Dongsheng rock masses (a) and 2305-2 from the Sanmentan rock masses (b)

2281-1 样品中的锆石呈浅玫瑰色、无色,少数为浅褐色。少数颗粒中含少量包裹体,晶形主要为复四方双锥柱状,少数为四方双锥柱状,绝大部分晶形完好。晶形长 $\leq 250\mu\text{m}$,宽 $\leq 80\mu\text{m}$,长宽比约 3:1。2305-2 样品中的锆石呈浅褐色、浅玫瑰色、无色。晶形主要为复四方双锥柱状和四方双锥柱状,大部分成碎屑状,晶形不完整,但晶棱、晶面清晰,晶形的长 $\leq 250\mu\text{m}$,宽 $\leq 120\mu\text{m}$,长宽之比 3:1~2:1。

样品制靶和锆石阴极发光、背散射照像在中国地质科学院矿产资源研究所电子探针实验室完成。在背散射照像和阴极发光图像(图 7)中,两样品的大部分颗粒均具有较清晰的振荡环带结构,晶棱、晶面清晰,属于典型的岩浆结晶锆石。

LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年测试在中国地质科学院矿产资源研究所 MC-ICP-MS 实验室完成,测试仪器为 Finnigan Neptune 型 MC-ICP-MS 及与之配套的 Newwave U-Pb213 激光剥蚀系统。锆石的测定数

据处理采用 ICPMSDatacal 6.4 程序计算,锆石年龄谐和图用 Isoplot 3.0 程序获得,仪器工作条件、分析精度和分析方法参考文献^[18-20]。

4.2 测试结果

每个样品选择环带清晰的二十多颗粒进行测试,测试结果列于表 4。

2281-1 样品 Pb 含量为 163~746 ppm, U 含量为 39~96 ppm, Th 含量为 30~108 ppm, Th/U 比值为 0.74~1.24,为典型的岩浆结晶锆石比值^[21]。锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 231~239 Ma,基本可以代表岩浆的结晶年龄。在锆石 U-Pb 谐和图(图 8a)中,除两个测点(6、13 号继承性锆石)未在 U-Pb 谐和图中显示及不参加平均值计算外,其余 18 个测点所获得的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄加权平均值为 $236.5 \pm 1.3\text{Ma}$ (MSWD = 1.08),代表了石英角闪苏长岩的结晶年龄或成岩年龄。

2305-2 样品的测试结果获得 3 组年龄:(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄范围 922.2~2930.6Ma(1、11、17、25 号

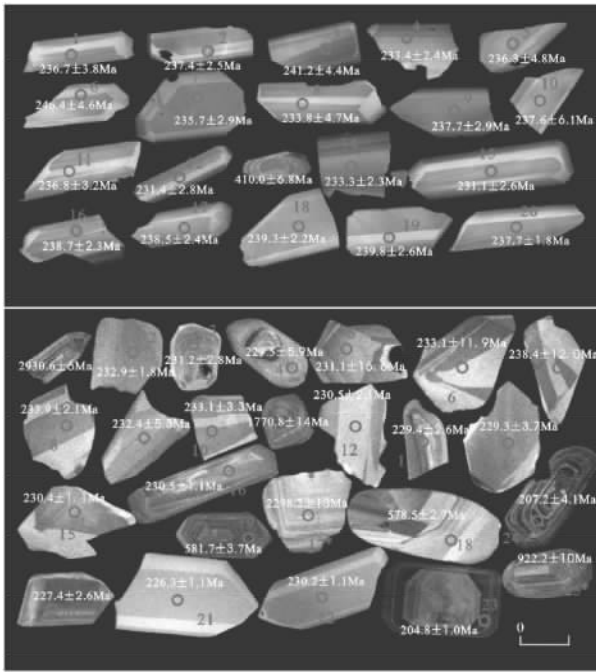


图7 藤县基性侵入岩锆石 CL 图像、测点位置及年龄(加“*”号测点为 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄值,其余为 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄值)

Fig.7 Cathodoluminescence images, analytical spots and ages of the basic intrusive rocks from the Tengxian region, Guangxi (All the spots represent the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages except the star spots representing $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages)

锆石)和 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄范围 578.5 ~ 581.7Ma (18、19 号锆石)为继承性锆石年龄。上述继承性锆石呈短柱状、粒状,有的晶形完整,有的呈浑圆状,透明度低,颜色较深,但振荡环带结构尚清晰。其中, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄 2298 ~ 2930Ma 和 922 ~ 1813Ma 两组捕掳锆石年龄表明,本区可能存在太古代-古元古

代结晶基底;(2) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄范围为 226 ~ 238 Ma,其 Pb 含量为 56 ~ 357 ppm, U 含量为 74 ~ 590 ppm, Th 含量为 83 ~ 465 ppm, Th/U 比值为 0.35 ~ 1.46,为典型的岩浆结晶锆石比值,其锆石年龄基本可以代表岩浆的结晶年龄;(3) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄范围 204 ~ 207Ma,其锆石透明度低,颜色较深。其 Pb 含量为 163 ~ 1501 ppm, U 含量为 74 ~ 590 ppm, Th 含量为 317 ~ 3087 ppm。上述含量异常性偏高,可能是由于受后期热流叠加,锆石原有形态已不同程度遭到破坏,其 U-Pb 同位素体系受到破坏,导致 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄的偏低。在锆石 U-Pb 谐和图(图 8b)中,第二组年龄的 17 个测点所获得的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄加权平均值为 230.0 ± 0.9 Ma (MSWD = 1.3),代表了角闪苏长岩的结晶年龄或成岩年龄。

5 讨论

5.1 岩体形成时代

藤县基性侵入岩的形成时代一直缺乏高精度测年数据。广西区域地质志(广西壮族自治区地质矿产局,1985)以及 1999 年及 2006 年版 1:50 万广西壮族自治区数字地质图均为比对苍梧回龙岩体(222 Ma,锆石 U-Pb 法),将其形成时代定为晚三叠世^[6 22-23]。

从岩体产出的地质背景看,岩体北缘侵入寒武系和震旦系碎屑岩中,南侧遭受灵山-藤县断裂带切割并被中新代断陷盆地红层沉积覆盖。但从东胜岩体和三门滩岩体中大量残留的大理岩夹薄层(或条带)硅质岩等地层残余体的岩性组合判断,该残余体可能为中-上泥盆统的岩石地层捕掳体。

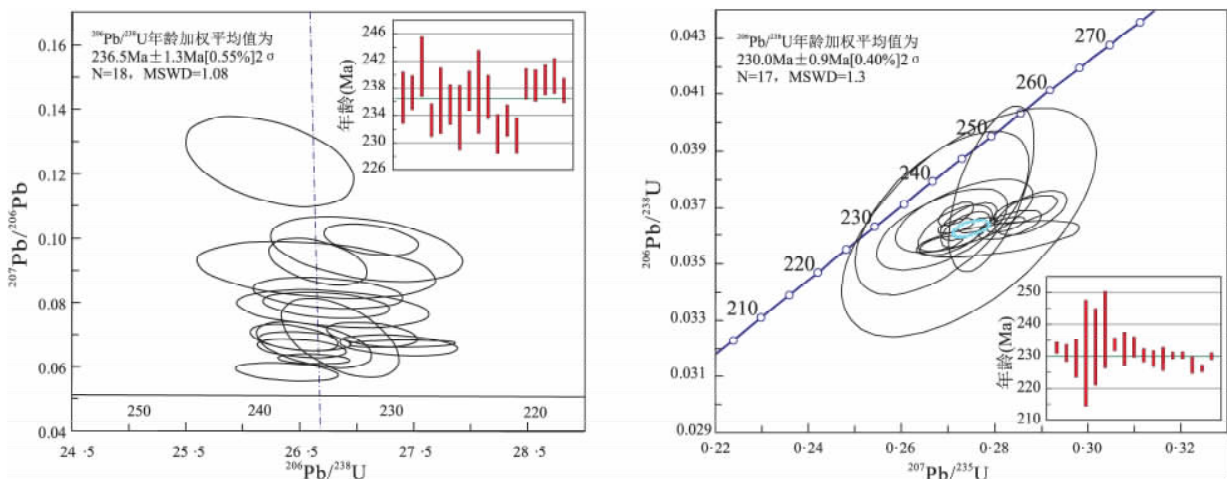


图8 藤县基性侵入岩锆石 U-Pb 谐和图(a:2281-1 号样品, b:2305-2 号样品)

Fig.8 Zircon U-Pb concordia plots for the samples 2281-1 (a) and 2305-2 (b) of the basic intrusive rocks from the Tengxian region, Guangxi

表 4 藤县基性侵入岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素测试结果

Table 4 LA-ICP-MS zircon U-Pb analytical results for the basic intrusive rocks from the Tengxian region ,Guangxi

测点 编号	Pb *	²³² Th	²³⁸ U	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		协和度
	ppm	ppm	ppm		同位素 比值	1σ (%)	同位素 比值	1σ (%)	同位素 比值	1σ(%)	年龄 (Ma)	1σ	年龄 (Ma)	1σ	年龄 (Ma)	1σ	
2281-1 (石英角闪苏长岩)																	
1	584	66.2	68.4	0.97	0.0837	0.40	0.4291	2.02	0.0374	0.06	1287.0	93	362.5	14	236.7	3.8	57%
2	165	71.9	67.1	1.07	0.0931	0.48	0.4809	2.70	0.0375	0.04	1500.0	97	398.7	19	237.4	2.5	49%
3	490	31.8	42.8	0.74	0.1256	1.24	0.6526	5.48	0.0381	0.07	2038.9	176	510.1	34	241.2	4.4	28%
4	587	89.5	88.8	1.01	0.1002	0.35	0.5071	1.88	0.0369	0.04	1628.7	65	416.5	13	233.4	2.4	43%
5	528	55.4	63.2	0.88	0.0792	0.56	0.4033	2.41	0.0373	0.08	1175.9	140	344.0	18	236.3	4.8	62%
6*	608	45.0	52.6	0.86	0.0720	0.59	0.3869	3.69	0.0390	0.07	987.0	167	332.1	27	246.4	4.6	70%
7	598	86.6	85.4	1.01	0.0718	0.90	0.3659	4.41	0.0372	0.05	988.9	259	316.6	33	235.7	2.9	70%
8	708	30.1	39.3	0.77	0.0980	0.84	0.4932	3.93	0.0369	0.08	1587.0	161	407.1	27	233.8	4.7	45%
9	637	70.4	84.5	0.83	0.0676	0.54	0.3477	2.74	0.0376	0.05	855.2	166	303.0	21	237.7	2.9	75%
10	517	68.0	78.3	0.87	0.0906	0.55	0.4677	3.61	0.0375	0.10	1438.9	117	389.6	25	237.6	6.1	51%
11	693	59.2	67.7	0.87	0.0799	0.30	0.4105	1.67	0.0374	0.05	1195.4	789	349.2	12	236.8	3.2	61%
12	684	62.1	72.7	0.85	0.0673	0.24	0.3377	1.29	0.0365	0.05	855.6	74	295.4	10	231.4	2.8	75%
13*	443	36.7	67.5	0.54	0.0848	0.69	0.7715	7.25	0.0657	0.11	1322.2	157	580.6	42	410.0	6.8	65%
14	569	95.4	96.0	0.99	0.0707	0.30	0.3582	1.43	0.0369	0.04	950.0	87	310.9	11	233.3	2.3	71%
15	271	68.4	60.0	1.14	0.0676	0.03	0.3395	0.49	0.0365	0.04	855.2	5	296.8	4	231.1	2.6	75%
16	513	108	87.3	1.24	0.0660	0.21	0.3431	1.18	0.0377	0.04	807.1	67	299.5	9	238.7	2.3	77%
17	746	87.6	79.4	1.10	0.0682	0.21	0.3541	1.15	0.0377	0.04	875.9	65	307.8	9	238.5	2.4	74%
18	486	102	90.0	1.13	0.0689	0.26	0.3606	1.62	0.0378	0.04	894.4	80	312.7	12	239.3	2.2	73%
19	163	99.0	85.8	1.15	0.0587	0.21	0.3068	1.10	0.0379	0.04	566.7	76	271.7	9	239.8	2.6	87%
20	444	108	96.0	1.13	0.0627	0.11	0.3246	0.61	0.0376	0.03	698.2	44	285.5	5	237.7	1.8	81%

注:加“*”号的测点未在 U-Pb 谐和图中显示及不参加平均值计算; Pb* 为总铅含量

续表 4(Table 4 Continued)

测点 编号	Pb*	²³² Th	²³⁸ U	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		协和度
	ppm	ppm	ppm		同位素 比值	1σ (%)	同位素 比值	1σ (%)	同位素 比值	1σ(%)	年龄 (Ma)	1σ	年龄 (Ma)	1σ	年龄 (Ma)	1σ	
2305-2(角闪苏长岩)																	
1*	523	72.8	56.7	1.28	0.2133	0.08	16.9126	13.50	0.5753	0.46	2930.6	6	2929.9	8	2929.5	18.9	99%
2	174	208	274	0.76	0.0536	0.03	0.2716	0.25	0.0368	0.03	353.8	15	244.0	2	232.9	1.8	95%
3	122	126	243	0.52	0.0545	0.05	0.2743	0.40	0.0365	0.04	390.8	19	246.2	3	231.2	2.8	93%
4	89.3	82.6	200	0.41	0.0538	0.18	0.2686	0.93	0.0362	0.10	364.9	76	241.6	7	229.5	5.9	94%
5	357	347	375	0.93	0.0548	0.24	0.2744	1.80	0.0365	0.27	466.7	98	246.2	14	231.1	16.6	93%
6	141	155	130	1.19	0.0530	0.23	0.2686	1.23	0.0368	0.19	327.8	100	241.6	10	233.1	11.9	96%
7	115	94.5	74.3	1.27	0.0539	0.39	0.2792	0.60	0.0377	0.19	368.6	165	250.0	5	238.4	12.0	95%
8	196	242	166	1.46	0.0563	0.09	0.2865	0.46	0.0369	0.03	464.9	35	255.8	34	233.9	2.1	91%
9	141	154	114	1.34	0.0542	0.28	0.2733	0.97	0.0367	0.09	388.9	121	245.3	8	232.4	5.3	94%
10	207	316	245	1.29	0.0567	0.11	0.2877	0.51	0.0368	0.05	479.7	43	256.7	4	233.1	3.3	90%
11*	1384	267	338	0.79	0.1108	0.08	4.8294	4.68	0.3161	0.29	1813.3	14	1790.0	8	1770.8	14.2	98%
12	64.0	112	133	0.85	0.0565	0.08	0.2832	0.45	0.0364	0.03	477.8	32	253.2	4	230.5	2.1	90%
13	249	427	299	1.42	0.0548	0.04	0.2737	0.35	0.0362	0.04	405.6	17	245.6	3	229.4	2.6	93%
14	249	465	389	1.19	0.0544	0.07	0.2714	0.52	0.0362	0.06	387.1	25	243.8	4	229.3	3.7	93%
15	115	199	156	1.27	0.0550	0.05	0.2761	0.27	0.0364	0.02	413.0	19	247.6	2	230.4	1.1	92%
16	55.9	85.9	148	0.58	0.0562	0.05	0.2822	0.28	0.0364	0.02	461.2	22	252.4	2	230.5	1.1	90%

17 [*]	247	46.0	40.6	1.13	0.1458	0.11	6.6393	5.98	0.3303	0.26	2298.2	13	2064.6	8	1839.7	12.5	88%
18 [*]	71.2	48.2	38.7	1.24	0.0644	0.06	0.8325	0.84	0.0939	0.05	753.7	22	615.0	5	578.5	2.7	93%
19 [*]	386	245	280	0.87	0.0657	0.04	0.8562	0.66	0.0944	0.06	798.2	11	628.0	4	581.7	3.4	92%
20	299	458	590	0.78	0.0566	0.17	0.2806	1.16	0.0359	0.04	476.0	67	251.1	9	227.4	2.6	90%
21	74.2	135	109	1.24	0.0545	0.06	0.2685	0.30	0.0357	0.02	394.5	26	241.5	2	226.3	1.1	93%
22	133	244	227	1.07	0.0542	0.04	0.2716	0.26	0.0364	0.02	376.0	14	244.0	2	230.2	1.1	94%
23 [#]	163	317	899	0.35	0.0502	0.03	0.2235	0.16	0.0323	0.02	211.2	13	204.8	1	204.8	1.0	99%
24 [#]	1501	3087	3266	0.95	0.0545	0.06	0.2452	0.41	0.0327	0.07	390.8	24	222.7	3	207.2	4.1	92%
25 [*]	417	173	315	0.55	0.0695	0.04	1.4549	1.53	0.1518	0.15	922.2	10	911.9	6	910.9	8.3	99%

注:加“*”号的测点为第一组;加“#”号的测点为第三组;其余为第二组;Pb*为总铅含量

因此,其侵入上限可追溯到中-晚泥盆世,沉积下限为早白垩世。

藤县基性侵入岩沿盆地边缘构造线呈带状分布,显示出岩浆活动与印支运动地层褶皱回返具密切的成因联系。本次工作采用 LA-ICP-MS 技术测得三门滩岩体角闪苏长岩和东胜岩体石英角闪苏长岩的锆石 U-Pb 年龄的加权平均值分别为 $230.0 \text{ Ma} \pm 0.9 \text{ Ma}$ 和 $236.5 \text{ Ma} \pm 1.3 \text{ Ma}$,两个样品的年龄数据在误差范围内基本一致。该年龄数据与相邻的十万大山-大容山印支期花岗岩带的形成年龄 $230 \sim 250 \text{ Ma}$ (广西区域地质志修编,内部资料)基本吻合,其形成时代可能比桂西南沿十万大山盆地边缘分布的 E-MORB 型基性火山岩 (251 Ma)、岛弧型酸性火山岩 ($246 \sim 251 \text{ Ma}$) 等^[7]稍晚,但它们无疑均属于印支造山运动不同阶段的构造-岩浆演化记录。因此,将藤县基性侵入岩的形成时代确定为中三叠世 ($230 \sim 236 \text{ Ma}$)。

5.2 岩石成因及构造背景

藤县基性侵入岩以苏长岩、辉长苏长岩、辉长岩、石英辉长闪长岩为主,少量闪长岩、斜长岩、石英斜长岩、石英闪长岩、英云闪长岩、斜长花岗岩等,偶见有辉石岩(蛇纹石化残余体)。岩石富 TiO_2 、 FeO^* ,低 MgO ,岩石化学系列为钙碱性系列。稀土总量(ΣREE)低且含量变化大,稀土配分曲线以具 Eu 正异常或异常不明显为特征。在微量元素 MORB 标准化蛛网图上,大离子亲石元素(LILE) Rb、Ba、Th 强烈富集,伴有 Ce、P 和 Sm 的弱富集。高场强元素(HFS) Ta、Nb 和 Zr、Hf 在弱富集的背景上显示为“谷”形。总体显示为大陆性火山弧钙碱性玄武岩的地球化学特征。

结合玄武质岩石构造环境判别图解,在 $2\text{Nb}-\text{Zr}/4-\text{Y}$ 图^[24](图 9a)(据 Meschede M. 1986),样品投点主要落于 B 区(E 型 MORB),个别(2305-2)落于 A2 区(板内碱性玄武岩和板内拉斑玄武岩);而

在 $\text{Hf}/3-\text{Th}-\text{Nb}/16$ 图^[25](图 9b)中,样品投点则主要落于 CAB 区(火山弧钙碱性玄武岩)。

对藤县基性侵入岩的岩石组合、主量元素、稀土元素和微量元素的特征分析表明,该系列基性侵入岩为典型的大陆性火山弧钙碱性玄武岩,形成于早中生代的大陆边缘弧环境。

5.3 构造意义

华南地区早中生代经历了强烈的构造变形和岩浆活动,构造动力体制发生了重大的转换。这个时期大地构造过程及其发生的构造动力学背景一直是地学界争议的焦点问题之一。

Hsü *et al.* (1987、1988、1990)从大地构造学角度认为华南存在三叠纪碰撞造山带,是扬子与华夏板块之间的大洋(南盘江洋)闭合造成^[1-3]。近年来,张伯友等(1995)、马文璞(1996)、丘元禧(2000)等学者曾先后提出华南古特提斯的东延问题,即现今的华南从桂西经桂东南、粤西、赣中至闽浙,也是北特提斯北部裂解大陆边缘。当古特提斯开始向北俯冲走向关闭时,其转化为活动大陆边缘,出现一系列弧间或弧后小洋盆,彼此可能并不相连,而呈串珠状东西向分布^[5 26-27]。马力等(2004)将两广沿海和海南岛的印支期造山带命名为粤海造山带,并细分为滇桂段、粤桂段和海南段,桂东南地区属粤桂段^[28]。吴根耀等(2011)将马山杂岩体内的残留顶盖玄武岩厘定为印支期亚速尔型洋岛玄武岩,为桂东南属古特提斯造山带提供了来自洋盆内地质记录的新证据。并认为粤桂交界区很可能有一个长期(中元古代至二叠纪-三叠纪)发育的洋,其在晋宁期和加里东期都发生过向南东消减,但未闭合。因消减而洋盆的位置逐步向北西后退式地迁移,经晚二叠世一早三叠世的消减后洋盆于晚三叠世最终闭合,留下的缝合线即灵山断裂^[29]。

越来越多证据也支持上述观点。彭松柏等(2006)报道云开地区变苏长辉长岩(Sm-Nd 等时线

年龄 392 ± 53 Ma) 和变辉长岩是形成于俯冲-碰撞大陆边缘的火山弧构造背景的加里东期基性侵入岩^[30]。覃小锋等(2005 2006)先后报道了云开地区云开群上部沙湾坪组中的变质基性岩为弧火山岩和石窝、清水口等中新元古代的古洋壳残片(锆石

SHRIMP U-Pb 年龄 1462 ± 28 Ma, 在距今约 455 Ma 时经历了一期变质作用)^[31-32]。许华等(2012)在大瑶山隆起的东南缘厘定出具活动陆缘性质的加里东期科迪勒拉型 I 型古龙花岗岩株群(LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄 445.9 ± 1.2 Ma)^[33]。

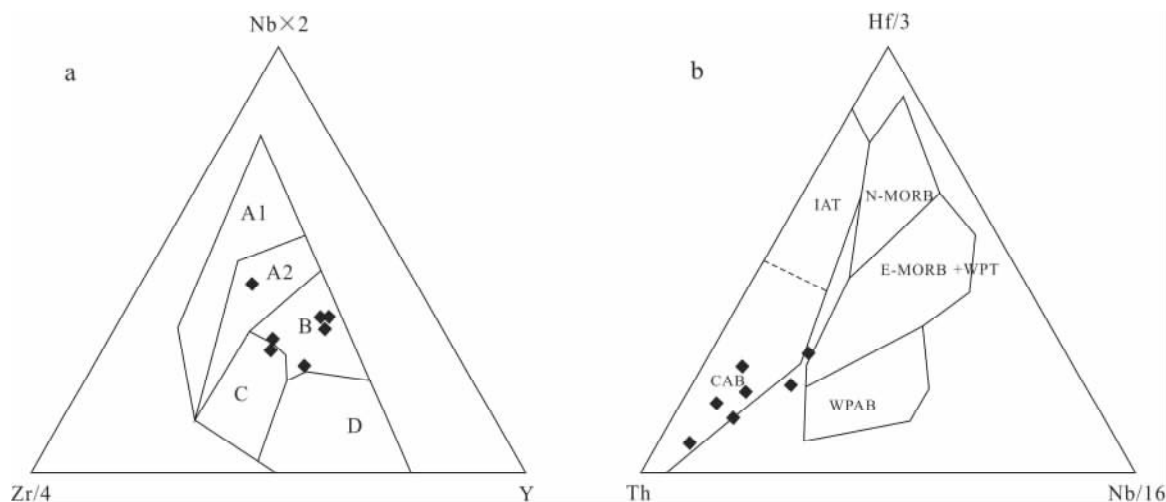


图9 藤县基性侵入岩构造环境判别图(a. 底图资料据文献^[24]; b. 底图资料据文献^[24])

A1. WPAB; A2. WPAB + WPT; C. WPT + VAB; B. E-MORB; D. N-MORB + VAB; IAT. 岛弧拉斑玄武岩; CAB. 火山弧钙碱性玄武岩; N-MORB. 正常型洋中脊玄武岩; E-MORB. 富集型洋中脊玄武岩; WPAB. 板内碱性玄武岩; WPT. 板内拉斑玄武岩

Fig. 9 Discrimination diagrams for the tectonic interpretation of the basic intrusive rocks in the Tengxian region, Guangxi (modified from Wood, 1980(a) and Meschede, 1986(b))

本次工作发现的沿灵山-藤县断裂带分布的藤县印支期基性侵入岩,属大陆性火山弧钙碱性玄武岩,表明该地区于早中生代可能已转化为活动大陆边缘弧环境。同时也表明钦防残余海槽洋盆自晋宁期和加里东期先后向南东消减,但未闭合,俯冲消减过程延续至中三叠世,扬子板块与华夏板块发生再次碰撞造山。其可能代表了桂东南地区印支期大陆边缘造山带的地质记录。

需要指出的是,在桂东南岑溪糯垌-苍梧新地一带沿岑溪-梧州断裂带尚有类似的印支期基性侵入岩分布。因此,藤县印支期具大陆性火山弧钙碱性玄武岩性质的基性侵入岩的厘定,对于深入研究华南早中生代的地球动力学环境及其构造演化过程具有重要意义。

6 结论

(1) 藤县基性侵入岩形成于中三叠世(230 ~ 236 Ma)。

(2) 藤县基性侵入岩属大陆性火山弧钙碱性玄武岩,形成于活动大陆边缘弧环境,为印支期大陆边缘造山带的物质记录。

(3) 藤县印支期具大陆性火山弧钙碱性玄武岩性质的基性侵入岩的厘定,对于深入研究华南早中生代的地球动力学环境及其构造演化过程具有重要意义。

致谢 本文成文过程中得到了成都地质矿产研究所廖忠礼博士、桂林理工大学覃小锋博士和中国地质科学院矿产资源所陈懋弘博士的指导,在此谨致谢忱。

参考文献:

- [1] HSU K J, SUN S, LI J et al. Mesozoic suturing in the Huanan Alps and the tectonic assembly of South China [A]. SENGOR A M C. Tectonic Evolution of the Tethyan Region [C]. Dordrecht/Boston/London: Kluwer Academic Publishers, 1989. 551 - 565.
- [2] HSU K J, SUN S, LI J et al. Mesozoic overthrust tectonics in South China [J]. Geology, 1988, 16(5): 418 - 421.
- [3] HSU K J, LI J L, Chen H et al. Tectonics of South China: Key to understanding West Pacific geology [J]. Tectonophysics, 1990, 183(1-4): 9 - 39.
- [4] 殷鸿福, 吴顺宝, 杜远生. 华南是特提斯多岛洋体系的一部分 [J]. 地球科学—中国地质大学学报, 1999, 24(1): 1 - 11.
- [5] 马文璞. 华南陆域内古特提斯形迹、二叠纪造山作用和互换构造域的东延 [J]. 地质科学, 1996, 31(2): 105 - 113.

- [6] 梁新权,李献华,丘元禧,等. 华南印支期碰撞造山——十万大山盆地构造和沉积学证据[J]. 大地构造与成矿学, 2005, 29(1): 99–112.
- [7] 覃小锋,王宗起,张英利,等. 桂西南早中生代酸性火山岩年代学和地球化学:对钦-杭结合带西南段构造演化的约束[J]. 岩石学报, 2011, 27(3): 794–808.
- [8] 任纪舜,姜春发,张正坤. 中国大地构造及其演化[M]. 北京: 科学出版社, 1980. 1–140.
- [9] 刘宝珺,许效松,潘杏南,等. 中国南方古大陆沉积、地壳演化与成矿[M]. 北京: 科学出版社, 1993. 1–263.
- [10] 郭福祥. 关于华南东部的印支运动[J]. 桂林工学院学报, 1998a, 18(4): 313–322.
- [11] 郭福祥. 中国南方大地构造演化的再认识[J]. 桂林工学院学报, 1998b, 18(2): 100–103.
- [12] 广西壮族自治区地质矿产局. 广西壮族自治区区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1985. 1–853.
- [13] 路远发. GeoKit: 一个用 VBA 构建的地球化学工具软件包[J]. 地球化学, 2004, 33(5): 459–464.
- [14] ERIC A K M. Naming materials in the magma/igneous rock system [J]. Earth-Science Reviews, 1994, 37: 215–224.
- [15] PECCERILLO R, TAYLOR S R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey [J]. Contrib. Mineral. Petrol., 1976, 58(1): 63–81.
- [16] MIDDLEMOST E A K. Magmas and Magmatic Rocks [M]. London: Longman, 1985. 1–266.
- [17] SUN S S, MCDONOUGH W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [A]. Saunders A D, Norry M J. Magmatism in Ocean Basins [C]. London: Geological Society of London, Special Publication, 1989, 42: 313–345.
- [18] LIU Y S, HU Z C, CAO S et al. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard [J]. Chemical Geology, 2008, 257(1–2): 34–43.
- [19] YUAN H L, GAO S, DAI M N et al. Simultaneous determinations of U-Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser-ablation quadrupole and multiple-collector ICP-MS [J]. Chemical Geology, 2008, 247(1–2): 100–118.
- [20] YUAN H L, GAO S, LIU X M et al. Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry [J]. Geostandards and Geoanalytical Research, 2007, 28(3): 353–370.
- [21] 吴元保, 郑永飞. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约[J]. 科学通报, 2004, 49(16): 1589–1605.
- [22] 广西壮族自治区地质矿产勘查开发局. 广西壮族自治区数字地质图及说明书(1:50 万) [M]. 南宁: 广西壮族自治区地质矿产局, 1999. 1–126.
- [23] 广西壮族自治区地质矿产勘查开发局. 广西壮族自治区数字地质图及说明书(1:50 万) [M]. 南宁: 广西壮族自治区地质矿产局, 2006. 1–126.
- [24] WOOD D A. The application of a Th-Hf-Nb diagram to problems of tectomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of the British Tertiary volcanic province [J]. Earth Planet. Sci. Lett., 1980, 50(1): 11–30.
- [25] MESCHÉDE M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram [J]. Chemical Geology, 1986, 56(3–4): 207–218.
- [26] 张伯友, 石满全, 杨树锋, 等. 古特提斯造山带在华南两广地区的新证据[J]. 地质论评, 1995, 41(1): 1–6.
- [27] 丘元禧, 张伯友. 华南古特提斯东延问题的探讨[J]. 中国区域地质, 2000, 19(2): 175–180.
- [28] 马力, 陈焕疆, 甘克文, 等. 中国南方大地构造和海相油气地质[M]. 北京: 地质出版社, 2004. 41, 123–125, 207–212.
- [29] 吴根耀, 李曰俊. 桂东南马山沿灵山断裂出露的印支期洋岛玄武岩及其区域构造意义[J]. 现代地质, 2011, 25(4): 682–689.
- [30] 彭松柏, 金振民, 付建明. 两广云开隆起区基性侵入岩的地球化学特征及其构造意义[J]. 地质通报, 2006, 25(4): 434–441.
- [31] 覃小锋, 周府生, 胡昂贵, 等. 云开地块北缘 MORB 型火山岩的首次发现及其大地构造意义[J]. 地质科技情报, 2005, 24(3): 20–24.
- [32] 覃小锋, 潘元明, 李江, 等. 桂东南云开地区变质杂岩锆石 SHRIMP U-Pb 年代学[J]. 地质通报, 2006, 25(5): 553–559.
- [33] 许华, 黄炳诚, 倪战旭, 等. 钦杭成矿带西段古龙花岗岩株群岩石学、地球化学及年代学[J]. 华南地质与矿产, 2012, 28(4): 331–339.

LA-ICP-MS zircon U-Pb ages , petrogeochemistry and tectonic significance of the Indosinian basic intrusive rocks in the Tengxian region , southeastern Guangxi

XU Hua , HUANG Bing-cheng , NI Zhan-xu , HAN Shu-peng , PAN Yi-wen , HUANG Ying
(Guangxi Institute of Regional Geological Survey , Guilin 541003 , Guangxi , China)

Abstract: The basic intrusive rocks in the Tengxian region , southeastern Guangxi occur as N - E-orientated beads along the Lingshan-Tengxian fault , including the Sanmentan , Dongsheng , Longcun , Tangcun and Hanchi intrusive rock masses , and consist dominantly of norite , gabbro norite , gabbro and quartz gabbro diorite. The LA-ICP-MS zircon U-Pb ages are dated at 230.0 ± 0.9 Ma for hornblende norite from the Sanmentan rock masses and 236.5 ± 1.3 Ma for quartz hornblende norite from the Dongsheng rock masses. Geochemically , these intrusive rocks are characterized by low Mg and high Ti and Fe contents. The total REE contents are relatively low and highly variable , with ΣREE amounts of $(43 - 189) \times 10^{-6}$ δEu values from 0.79 to 1.63 showing positive Eu anomalies. The primitive mantle-normalized trace element distribution patterns display the geochemical signatures of continental volcanic arc calc-alkaline basalts characteristic of the highly enrichment of the large-ion lithophile elements (LILE) Rb , Ba and Th and slightly enrichment of the elements Ce , P and Sm , indicating “three uplifts” features and the “valley” shape distribution of the high field strength elements (HFSE) Ta , Nb , Zr and Hf against the background of weak enrichment. The results of research have reflected that the basic intrusive rocks in the Tengxian region were formed during the Middle Triassic , and are assigned to the continental volcanic arc calc-alkaline basalts in the active epicontinental arc environments , and represent the geological records of the Indosinian epicontinental orogenic belts in southeastern Guangxi.

Key words: Indosinian basic intrusive rock ; petrogeochemistry ; LA-ICP-MS zircon U-Pb age ; southeastern Guangxi