

# 川西新元古代基性岩墙群的SHRIMP锆石U-Pb年龄、元素和Nd-Hf同位素地球化学： 岩石成因与构造意义\*

林广春<sup>①②</sup> 李献华<sup>①\*\*</sup> 李武显<sup>①</sup>

① 中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学和地球化学重点实验室, 广州 510640;

② 中国科学院研究生院, 北京 100039)

**摘要** 扬子块体西缘新元古代岩浆活动非常强烈, 其成因对研究 Rodinia 超大陆的演化有重要意义. 目前对这些岩浆岩的成因和形成的构造背景存在地幔柱和岛弧两种截然不同的观点. 本文对川西康滇裂谷中康定-泸定-石棉地区广泛分布的基性岩墙群, 进行了 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄、元素和 Nd-Hf 同位素研究, 结果表明这些基性岩墙群形成于 780~760 Ma, 与康定花岗质杂岩在时-空上密切共生. 岩浆起源于亏损的软流圈地幔, 虽然在上升侵位过程中受到年轻岛弧地壳物质不同程度的混染, 但元素和 Nd-Hf 同位素仍表现出板内玄武岩的特征, 很可能是高温地幔柱部分熔融的产物. 本文的研究结果支持华南位于澳大利亚和 Laurentia 大陆之间的 Rodinia 超大陆重建模式.

**关键词** 新元古代 基性岩墙群 华南 康滇裂谷 Rodinia 超大陆

扬子块体西缘新元古代岩浆活动非常强烈, 其中以酸性岩为主, 基性岩相对较少, 包括玄武岩、辉长岩小岩体以及基性岩墙/岩脉等. 对于扬子块体西缘新元古代岩浆岩的成因, 目前有两种截然不同的解释: Li等人<sup>[1,2]</sup>提出的地幔柱/超级地幔柱模式和Zhou等人<sup>[3]</sup>提出的岛弧模式, 前者认为这些岩浆活动是地幔柱成因, 认为在 830~750 Ma期间, Rodinia超

大陆下存在一个超级地幔柱, 该超级地幔柱活动导致了华南大规模的地壳抬升-去顶、大陆裂谷和广泛的双峰式岩浆作用, 并最终导致了Rodinia超大陆的裂解; 而后者则认为扬子西-西北缘在 865~760 Ma期间是一个活动大陆边缘, 这些岩浆活动是洋壳向东俯冲消减于扬子板块下引起的岩浆弧. 陈岳龙等人<sup>[4]</sup>则认为康定杂岩可能是新元古代期间扬子地块

收稿日期: 2006-03-16; 接受日期: 2006-05-29

\* 国家自然科学基金项目(批准号: 40273012, 40421303)和中国科学院知识创新工程项目(批准号: KZCX3-SW-141, GIGCX-04-06)资助

\*\* 联系人E-mail: [lixh@gig.ac.cn](mailto:lixh@gig.ac.cn)

西北缘的新生地壳拼贴到扬子陆块的产物, 其形成环境具有岛弧岩浆或底侵作用的特征. Zhou等人<sup>[5]</sup>进一步认为在 865~760 Ma 期间华南是一个被消滅海洋岩石圈俯冲带包围的孤立陆块, 并对Li等人<sup>[6]</sup>提出的华南在 Rodinia 超大陆再造中的位置提出质疑.

值得指出的是, 以上两种对扬子西缘新元古代构造属性相对立的观点在很大程度上是由于对岩浆岩成因解释的不同, 特别是对其中的花岗质岩石的成因有很大的分歧. 我们在川西康定-泸定-石棉地区的康滇裂谷中观察到有大量的基性岩墙群与康定花岗质杂岩在时-空上密切共生. 通常基性岩墙群的年代学和地球化学研究能够对火成岩构造组合提供比较明确的制约, 然而目前还鲜有对川西这些基性岩墙群的年代学、元素和同位素地球化学的详细研究报道. 为了进一步检验上述两种不同的构造模式, 本文将报道川西康滇裂谷中新元古代基性岩墙群的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄、元素和 Nd-Hf 同位素地球化学特征, 探讨其成因, 为扬子块体西缘新元古代构造属性提供有效的岩石地球化学制约.

## 1 地质背景及岩石学特征

扬子西缘新元古代康滇裂谷发育在强烈变形、经历不同程度变质作用的中元古代基底上, 裂谷系下部苏雄组火山岩的 Rb-Sr 等时线年龄为  $(812 \pm 15)$  Ma<sup>[7]</sup>、SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为  $(803 \pm 12)$  Ma<sup>[8]</sup>, 大量的侵入杂岩体几乎沿着康滇裂谷连续分布, 包括花岗岩、花岗闪长岩、英云闪长岩、基性-超基性小侵入体和基性岩墙群. 本文的研究区位于康滇裂谷的北段(图 1). 在研究区北部的叶理状花岗质杂岩称为瓦斯沟岩体, 岩性主要为花岗岩和花岗闪长岩, 以往被认为是新太古代-古元古代变质基底<sup>[9]</sup>, 但最近的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄测定表明瓦斯沟叶理状花岗岩形成于  $\sim 795$  Ma<sup>[3]</sup>, 花岗闪长岩形成于 755~770 Ma<sup>[2]</sup>, 研究区南部的石棉花岗岩主要为二长-钾长花岗岩, 其锆石 U-Pb 年龄为  $(809 \pm 22)$  Ma<sup>[10]</sup>.

本文所研究的基性岩墙分布在泸定县以北的姑咱镇到石棉县城的大渡河两岸, 南北延长约 150 km. 大致以泸定县的两河口为界, 南、北出露的基性岩墙产状、岩性特征和矿物组合都有显著的差异.

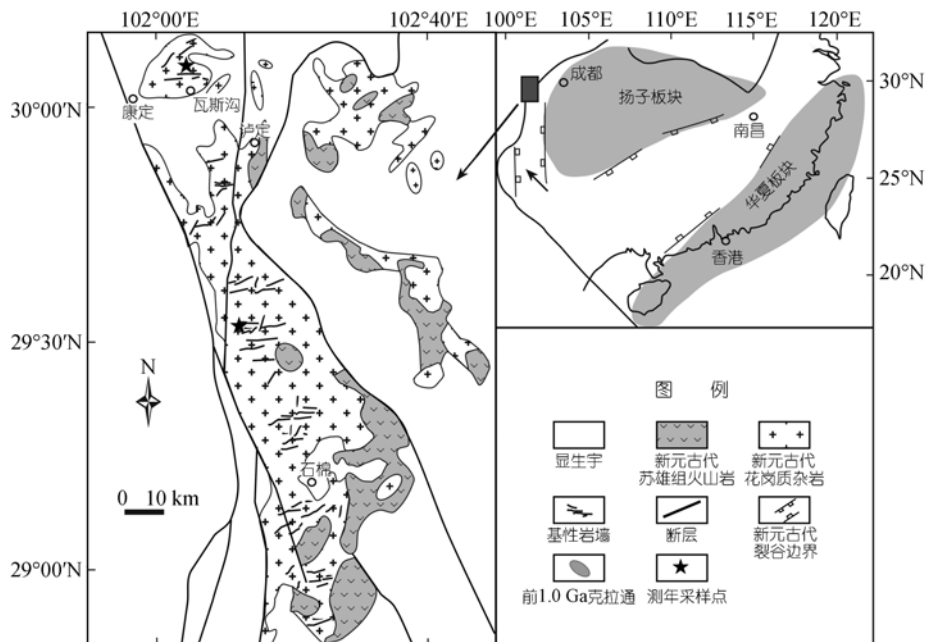


图 1 川西泸定-石棉地区前寒武纪地质简图  
 右上角插图为华南新元古代裂谷系构造简图(引自文献[1])

北部出露的基性岩墙侵入位于 ~795 Ma 的瓦斯沟花岗质杂岩<sup>[2,3]</sup>中(图 2(a)), 大多数岩墙表现出侵位略晚于花岗质岩石并与花岗质岩浆发生不同程度的岩浆混合, 表现在: (1) 有些基性岩墙的边部出现 1 至数厘米宽的冷凝边, 并可见花岗质岩石呈不规则脉状侵入岩墙中, 靠近基性岩墙的花岗质岩石边部还可见从岩墙边部破碎分离出的碎块(图 2(b)), 这种基性岩墙被称为同深成岩墙(synplutonic dyke), 侵入基性岩墙中的花岗质岩脉称为反向脉(back-vein), 基性岩墙的冷凝边是由于基性岩浆和酸性岩浆的温度差异造成, 而反向脉是基性岩墙在未固结的花岗质岩浆流动过程中被破裂, 并被花岗质岩浆侵入的结果<sup>[11]</sup>, 这些现象表明基性岩墙侵位时花岗质岩尚未完全固结; (2) 花岗质岩石中出现大量拉长的(长宽比 >2)、定向排列的基性岩包体(图 2(c)), 称为“鱼群状包体”, 也是基性岩浆侵入没有完全固结的花岗质岩石中, 由于花岗质岩浆流动而被破碎、拉长形成的<sup>[11~13]</sup>, 野外常常可见基性岩墙/小岩体的边部出现宽达数米

至数十米的这种定向包体带. 上述特征各异的岩浆混合现象是基性岩浆侵入不同结晶程度的花岗质岩浆中的不同表现<sup>[14]</sup>, 表明这些基性岩墙和它们侵入的花岗质岩石是近于同时形成的. 当花岗岩完全固结之后侵入的基性岩则形成典型的岩墙(图 2(a)). 北部的基性岩墙岩性主要为角闪辉长岩, 主要矿物成分为斜长石(45%~55%)、角闪石(35%~45%)和少量黑云母、石英及铁钛氧化物(5%~10%), 其中的斜长石强烈钠黝帘石化(图 3(a)).

与北部基性岩墙不同, 南部的基性岩墙侵入于形成略早的 ~810 Ma 石棉花岗岩中, 这些岩墙大致为 E-W 向展布、直立或近于直立, 宽度约 1~10 m(图 2(d)). 岩墙边部通常发育数厘米至数十厘米宽的冷凝边. 岩性主要为辉绿岩, 主要矿物成分为斜长石(55%~60%)和辉石(35%~40%), 及少量铁钛氧化物(~5%), 斜长石强烈钠黝绿帘石化, 残留的形态显示为自形-半自形, 并部分被辉石包裹, 辉石主要呈半自形-它形, 表明它的结晶略晚于斜长石(图 3(b)).



图 2 川西两类基性岩墙产状

(a) 侵入到北部瓦斯沟杂岩体中的基性岩墙; (b) 北部基性岩墙边部的冷凝边以及花岗质反向脉; (c) 北部瓦斯沟花岗质围岩中拉长的、定向排列的基性岩墙包体; (d) 侵入南部石棉花岗岩体中的基性岩墙

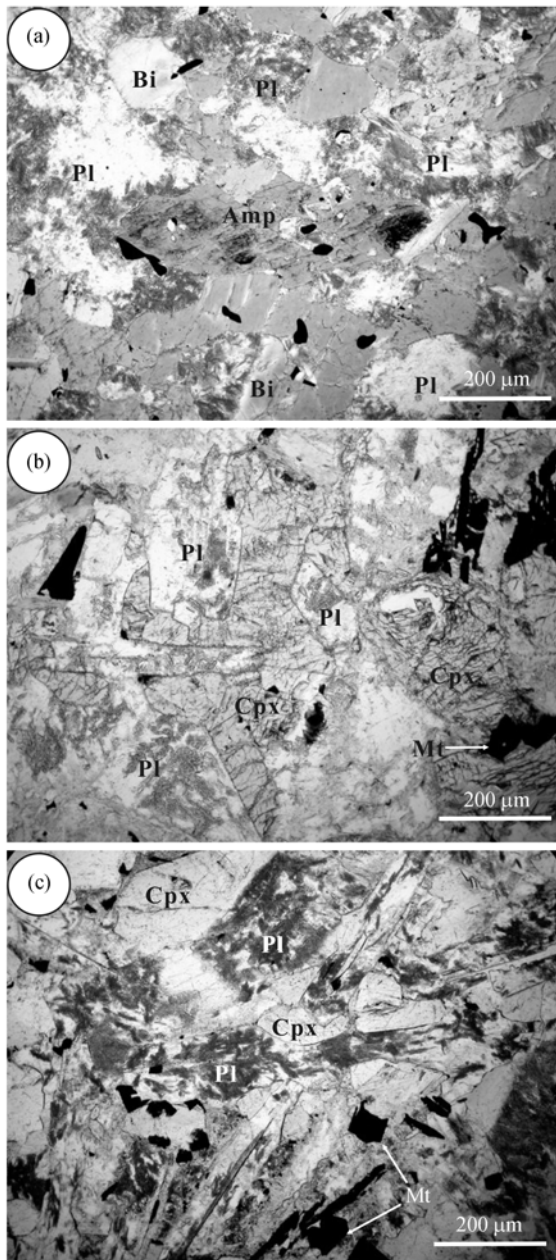


图3 川西基性岩墙样品的单偏光显微照片

(a) 北部瓦斯沟杂岩体中的基性岩墙(04KD1-12), 代表岩性为角闪辉长岩, 暗色矿物为含水的角闪石和少量黑云母; (b) 南部石棉花岗岩体中的基性岩墙(04KD22-2), 代表岩性为辉绿岩, 暗色矿物为辉石; (c) 高镁基性岩墙(04KD4-24), 代表岩性为辉绿岩, 暗色矿物为辉石

虽然野外关系表明这些基性岩墙的侵位年龄大致为新元古代<sup>[15]</sup>, 但是目前对这些基性岩墙还没有精确同位素年龄报道. 本文从研究区岩墙样品中挑出两个代表性的进行锆石U-Pb年代测定, 其中

04KD4-1为中粒辉长岩, 采自北部瓦斯沟地区发育岩浆混合的基性岩墙内部未发生岩浆混合部分; 04KD16-4为细粒辉绿岩, 采自南部的石棉花岗岩体中发育冷凝边的基性岩墙. 同时还挑选了17个蚀变程度最低的全岩样品进行主量和微量元素地球化学分析, 样品04KD1-9, 04KD1-12, 04KD4-1, 04KD4-3和04KD4-5采自北部瓦斯沟地区, 其他样品采自研究区中南部石棉地区, 并对其中的11个样品进行了Nd-Hf同位素分析.

## 2 分析方法

在双目镜下挑选晶型完好、具有代表性的锆石颗粒和标准锆石TEMORA ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0.0668$ , 相应的年龄为417 Ma<sup>[16]</sup>)一起粘贴在环氧树脂表面, 抛光后对待测锆石进行透射光、反射光显微照相和阴极发光图像分析, 以检查锆石的内部结构, 从而帮助选定最佳的待测锆石部位和数据解释. 锆石的U-Th-Pb同位素分析在中国地质科学院北京离子探针中心的SHRIMP-II离子探针上进行.

主量元素和微量元素分别在中国科学院广州地球化学研究所的Rigaku RIX 2000型荧光光谱仪(XRF)和Perkin-Elmer Sciex ELAN 6000型电感耦合等离子体-质谱仪(ICP-MS)上分析, 主量元素的XRF分析采用了36个标样建立工作曲线<sup>[17]</sup>, 使主量元素的分析精度优于2%~5%, 其中Fe/Mn比值的分析精度优于2%. 微量元素的ICP-MS分析流程见Li<sup>[18]</sup>, 分析精度优于3%. Sm-Nd的化学分离采用常规的阳离子树脂(REE和其他元素分离)和HDEHP(Sm, Nd分离)方法, Nd同位素测试在中国科学院广州地球化学研究所的Micromass Isoprobe型MC-ICPMS上进行, 详细的分析程序参见Li等人<sup>[19]</sup>.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值用 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ 做质量分馏校正, 并用Shin Etsu JNdi-1标准的0.512115做进一步的外部校正<sup>[20]</sup>. Hf同位素分析在中科院地质与地球物理所的Finnigan Neptune型MC-ICPMS上进行, 采用HCl-单柱Ln-Spec提取色谱方法将Hf和基体元素及干扰元素分离<sup>[21]</sup>, 用 $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.7325$ 和JMC-475标准的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282160$ 做质量分馏校正和外部校正.

### 3 结果

#### 3.1 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄

对样品 04KD4-1(30°08'58"N, 102°10'20"E)的 14 个锆石颗粒进行了 14 个分析点的 U-Pb 同位素年龄分析, 分析结果列于表 1 和图 4(a). 所分析的锆石均为自形晶, 长 150~200  $\mu\text{m}$ , 长宽比约 2:1, 锆石的阴极发光图像均显示完好的内部环带结构(图 5(a)~(c)), 表明为典型的自形岩浆成因锆石. 分析的锆石 U 和 Th 含量较低(大多数分析点  $U < 200 \mu\text{g/g}$ ,  $Th < 120 \mu\text{g/g}$ ), Th/U 主要集中在 0.6~1.0. 这些锆石的 U, Th 含量和变化范围明显低于瓦斯沟花岗质杂岩的锆石(后者的 U, Th 含量变化范围大, 可高达  $>1000 \mu\text{g/g}$  [21]),

表明这些锆石是从基性岩浆结晶的, 而不是混染的花岗质岩石中的锆石. 11 号分析点的 U-Pb 年龄明显老于其他分析点, 可能是继承锆石; 其余 13 个分析点在误差范围内有一致的 U-Pb 同位素组成, 其  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄的加权平均值为  $(779 \pm 6) \text{ Ma}$  ( $2\sigma$ ), 代表该基性岩墙的结晶年龄. 该年龄和与其共生的瓦斯沟杂岩体年龄  $(795 \pm 11) \text{ Ma}$  [3] 在误差范围内一致.

对样品 04KD16-4(29°28'05"N, 102°10'31"E)的 11 个锆石颗粒进行了 11 个分析点的 U-Pb 同位素年龄分析, 分析结果列于表 1 和图 4(b). 所分析的锆石颗粒大多数是透明的自形晶体, 少数为破碎晶, 锆石长 50~100  $\mu\text{m}$ , 长:宽比略大于 1:1(图 5(d)~(f)). 这些分析点的 U, Th 含量较高并且变化较大,  $U = 143\sim$

表 1 川西康滇裂谷基性岩墙的 SHRIMP 锆石 U-Pb 同位素分析结果

分析序号	U( $\mu\text{g/g}$ )	Th( $\mu\text{g/g}$ )	Th/U	$f_{206}^{\text{a)}}$ /%	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age $\pm 1\sigma$ (Ma)
04KD4-1								
1	254	286	1.16	0.24	0.0657 $\pm$ 0.0009	0.1298 $\pm$ 0.0007	1.175 $\pm$ 0.018	787 $\pm$ 4
2	79	73	0.96	0.53	0.0684 $\pm$ 0.0022	0.1295 $\pm$ 0.0012	1.222 $\pm$ 0.041	785 $\pm$ 7
3	94	60	0.66	0.35	0.0698 $\pm$ 0.0023	0.1281 $\pm$ 0.0009	1.233 $\pm$ 0.042	777 $\pm$ 5
4	147	192	1.35	0.47	0.0662 $\pm$ 0.0014	0.1271 $\pm$ 0.0008	1.160 $\pm$ 0.025	771 $\pm$ 5
5	321	121	0.39	0.21	0.0648 $\pm$ 0.0007	0.1264 $\pm$ 0.0006	1.129 $\pm$ 0.013	767 $\pm$ 4
6	94	56	0.61	0.98	0.0648 $\pm$ 0.0036	0.1260 $\pm$ 0.0010	1.126 $\pm$ 0.063	765 $\pm$ 6
7	185	117	0.66	0.07	0.0676 $\pm$ 0.0010	0.1267 $\pm$ 0.0007	1.181 $\pm$ 0.019	769 $\pm$ 4
8	85	30	0.36	0.57	0.0662 $\pm$ 0.0021	0.1279 $\pm$ 0.0010	1.168 $\pm$ 0.039	776 $\pm$ 6
9	106	74	0.72	0.41	0.0687 $\pm$ 0.0015	0.1304 $\pm$ 0.0009	1.236 $\pm$ 0.028	790 $\pm$ 5
10	105	70	0.69	0.02	0.0690 $\pm$ 0.0015	0.1284 $\pm$ 0.0012	1.221 $\pm$ 0.029	779 $\pm$ 7
11	102	81	0.83	0.03	0.0715 $\pm$ 0.0010	0.1398 $\pm$ 0.0010	1.377 $\pm$ 0.021	843 $\pm$ 6
12	158	118	0.77	0.26	0.0711 $\pm$ 0.0010	0.1293 $\pm$ 0.0008	1.268 $\pm$ 0.019	784 $\pm$ 5
13	178	86	0.50	0.07	0.0678 $\pm$ 0.0007	0.1309 $\pm$ 0.0009	1.223 $\pm$ 0.015	793 $\pm$ 5
14	223	175	0.1	0.17	0.0700 $\pm$ 0.0007	0.1302 $\pm$ 0.0007	1.257 $\pm$ 0.014	789 $\pm$ 4
04KD16-4								
1	559	142	0.26	0.03	0.0771 $\pm$ 0.0004	0.1701 $\pm$ 0.0017	1.808 $\pm$ 0.020	1013 $\pm$ 10
2	439	69	0.16	0.10	0.0816 $\pm$ 0.0004	0.2062 $\pm$ 0.0021	2.319 $\pm$ 0.026	1209 $\pm$ 11
3	614	112	0.19	0.05	0.0485 $\pm$ 0.0002	0.3308 $\pm$ 0.0039	4.877 $\pm$ 0.060	1842 $\pm$ 19
4	267	303	1.17	1.17	0.0519 $\pm$ 0.0036	0.0207 $\pm$ 0.0003	0.138 $\pm$ 0.010	132 $\pm$ 2
5	331	297	0.93	0.22	0.0626 $\pm$ 0.0009	0.0729 $\pm$ 0.0020	0.630 $\pm$ 0.019	454 $\pm$ 12
6	207	212	1.06	0.46	0.0620 $\pm$ 0.0017	0.0510 $\pm$ 0.0006	0.436 $\pm$ 0.013	321 $\pm$ 4
7	615	189	0.32	0.08	0.1030 $\pm$ 0.0005	0.1269 $\pm$ 0.0013	1.803 $\pm$ 0.021	770 $\pm$ 8
8	143	58	0.42	0.51	0.0950 $\pm$ 0.0020	0.1319 $\pm$ 0.0015	1.727 $\pm$ 0.042	799 $\pm$ 9
9	836	153	0.19	0.00	0.1086 $\pm$ 0.0012	0.2586 $\pm$ 0.0026	3.871 $\pm$ 0.057	1482 $\pm$ 13
10	904	1461	1.67	0.01	0.0629 $\pm$ 0.0004	0.0851 $\pm$ 0.0009	0.738 $\pm$ 0.009	526 $\pm$ 5
11	187	210	1.16	0.17	0.0524 $\pm$ 0.0019	0.0250 $\pm$ 0.0004	0.181 $\pm$ 0.007	159 $\pm$ 2

a)  $f_{206}$  表示普通  $^{206}\text{Pb}$  占总  $^{206}\text{Pb}$  的百分比; 采用  $^{204}\text{Pb}$  校正方法计算年龄

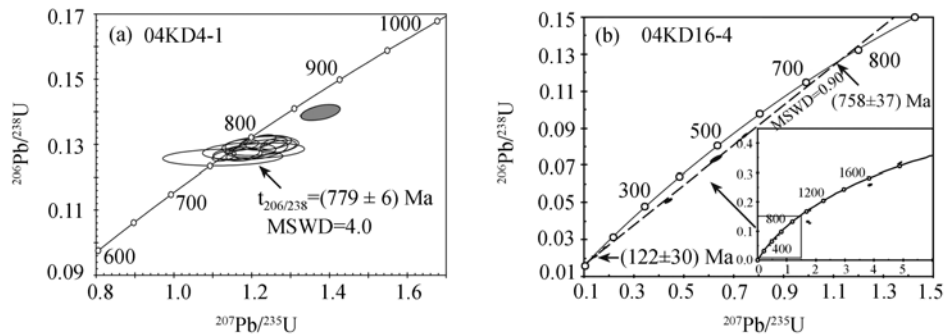


图 4 川西基性岩墙的锆石 U-Pb 一致图解

(a) 样品 04KD4-1; (b) 样品 04KD16-4

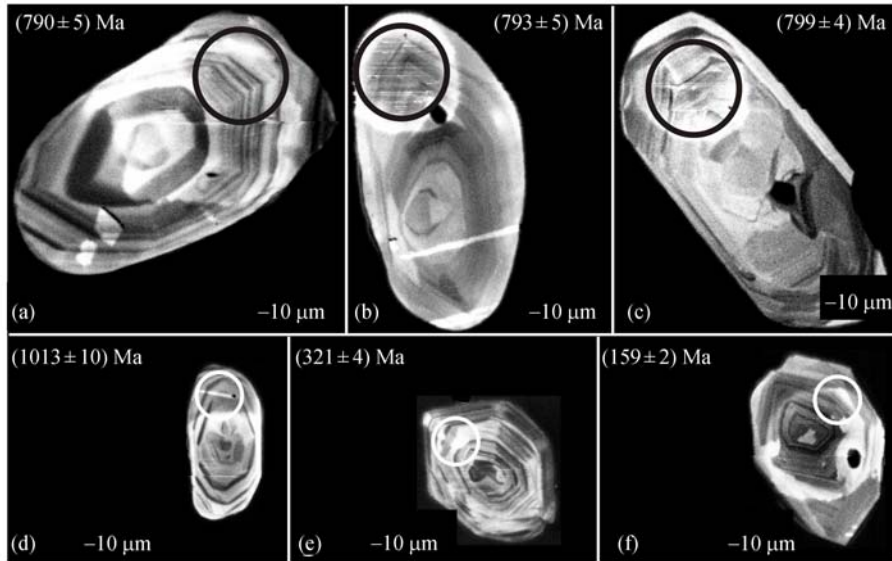


图 5 代表性锆石形态类型和阴极发光特征及  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  表面年龄

图中圆圈为测点位置; (a)~(c)分别为样品 04KD4-1.9、04KD4-1.13 和 04KD4-1.14, 锆石呈短柱状, 有宽阔的岩浆结晶生长环带; (d)~(f)分别为样品 04KD16-4.4、04KD16-4.6 和 04KD16-4.11, 锆石细小呈近粒状, 可见岩浆结晶生长环带状构造

904  $\mu\text{g/g}$ ; Th = 58~1461  $\mu\text{g/g}$ , 同时U-Pb年龄不谐和。根据Th/U比值, 可将 11 个分析点分为两组, 低Th/U比值(0.16~0.42)的 6 个分析点的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄值明显高于其侵入的石棉花岗岩年龄(~810 Ma), 为基性岩浆上升侵位过程中捕获的锆石; 高Th/U比值(0.93~1.67)组的 5 个分析点显示明显低的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄, 并可以构成一线性较好的U-Pb不一致线, 上、下交点年龄分别为 (758 ± 37)和(122 ± 30) Ma。虽然这不是一个理想的定年结果, 但是: (1) 区内基性岩墙大量发育在石棉岩体及震旦系下伏地层中, 未见到基性

岩墙穿插到上覆的古生代地层中 [15], 表明这些基性岩墙早于古生代地层的形成; (2) 分析的锆石具有较高的Th/U比值(0.93~1.67), 是基性岩浆结晶的锆石而不是变质锆石; (3) 样品 04KD16-4 的锆石粒度很小 (50~100  $\mu\text{m}$ ), 而U, Th含量高, 加之南部地区相对于北部晚期热事件影响更强, 因此很容易造成放射成因 Pb 丢失; (4) 本区经历了明显的中生代构造热事件影响, 造成许多新元古代的锆石不同程度地发育变质生长边, 这种现象在研究区南边的西昌-攀枝花一带尤为普遍 [3]。11 号分析点的锆石CL图像(图 5(f))

也显示出与内部结晶环带不协调的生长边,表明其中生代年龄(159 Ma)不可能是锆石结晶的年龄; (5) 获得的(758±37) Ma 的上交点年龄与北部基性岩墙的年龄相当,而低于其围岩石棉花岗岩的年龄 ~810 Ma<sup>[10]</sup>,与地质观察相符;而下交点年龄(122±30) Ma 与区内普遍发育的中生代构造热事件年龄一致,如石棉大水沟碛矿区斜长角闪岩锆石不一致线下交点年龄(135.5±6.9) Ma<sup>[22]</sup>,扁路岗角闪二长花岗岩的 U-Pb 不一致线下交点年龄(163±6) Ma<sup>[23]</sup>,丹巴地区斜长角闪岩、十字石片岩的矿物 Rb-Sr 等时线年龄 150~160 Ma<sup>[24]</sup>等,区域的中生代构造热事件很可能与秦岭造山带、三江造山带和扬子板块相互作用引起的多层次滑脱-推覆有关的区域动热变质作用有关<sup>[25]</sup>.因此,我们认为上交点年龄更可能代表了基性岩墙的形成年龄,而下交点年龄则更可能代表的是后期构造热事件的改造年龄.

上述分析结果表明,本文所研究的扬子西缘康滇裂谷的基性岩墙群主要形成于 780~760 Ma.

### 3.2 主量和微量元素地球化学

17 个基性岩墙样品的主量和微量元素分析结果列于表 2. 虽然在手标本和薄片上看这些样品的蚀变程度低,但仍有不同程度蚀变(烧失量 LOI >1.5%). 由于 K, Na 和低场强元素(LFSE: Cs, Rb, Sr, Ba)在蚀变过程中可能发生了迁移,因此我们将主要依据高场强元素(HFSE: Ti, Zr, Y, Nb, Ta, Hf), Th 和稀土元素(REE)等不活泼元素对样品进行岩石学分类和成因

讨论. 这些不活泼元素以及其他一些中等不活泼元素(如 Fe, Mn)的含量与 LOI 没有相关关系,表明在蚀变过程中这些元素没有发生迁移. 在 Nb/Y-Zr/TiO<sub>2</sub> 岩石分类图<sup>[26]</sup>上,所有样品 Nb/Y 比值 < 0.5, 落入亚碱性玄武岩范围(图 6(a)); 在 FeO/MgO-TiO<sub>2</sub> 图上<sup>[27]</sup>上,除 04KD4-1, 04KD4-3 和 04KD4-5 三个样品的 TiO<sub>2</sub> 含量低显示钙碱性特征外,其余样品均显示拉斑系列的演化趋势(图 6(b)). 因此,本文分析的康滇裂谷基性岩墙主要为拉斑玄武质岩石.

基性岩墙样品的 Mg# = 0.45~0.76, 包括了从原始到高分异演化岩浆的组分. 在以 MgO 为横坐标的 Harker 图解上(图 7), Ni, Cr 含量随着 MgO 的降低而降低,表明发生了橄榄石的结晶分异. 其中样品 04KD4-24, 04KD4-26 具有非常高的 Mg# 值(0.73~0.76)和很高的 Ni(427~519 μg/g), Cr(1053~1236 μg/g) 含量. 对这两个样品进行了详细的岩相学观察,岩石具自形-半自形等粒结构,未发现矿物发育环带,也没有嵌晶结构等典型的堆晶结构(图 3(c)). 在 FeO-(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)-MgO 和 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-CaO-MgO 三角图上,这两个样品落入非堆晶岩区(图略). 因此,样品 04KD4-24 和 04KD4-26 的化学成分可以近似代表原始岩浆的组成. 样品 04KD4-1, 04KD4-3 和 04KD4-5 的 TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量则明显低于其他样品.

根据 REE 的分布形式,基性岩墙样品可分为两组. 第 I 组样品包括南部石棉花岗岩体中的 3 个基性岩墙样品(05KD15-1, 05KD15-2 和 05KD23-2)和全部北部瓦斯沟地区基性岩墙样品,中等富集 LREE

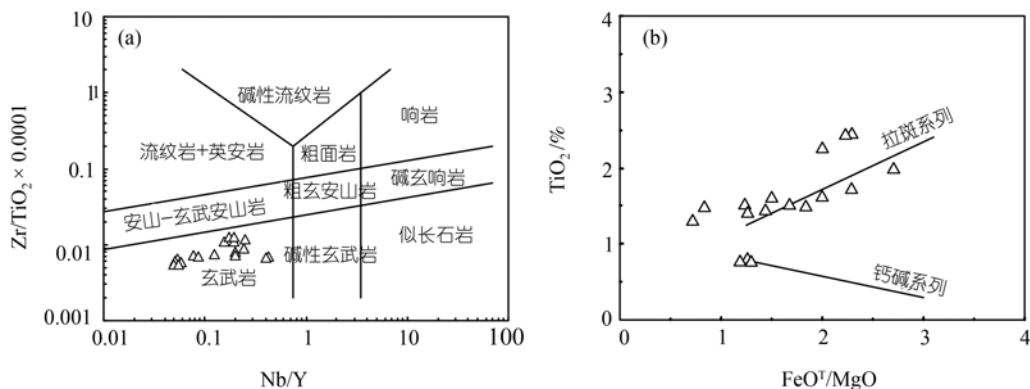


图 6 川西基性岩墙的(a) Nb/Y-Zr/TiO<sub>2</sub> 岩石分类图解<sup>[26]</sup>和(b) FeO<sup>T</sup>/MgO-TiO<sub>2</sub> 图解<sup>[27]</sup>

表 2 川西康滇裂谷基性岩墙样品的主量元素和微量元素分析结果

样品号	04KD1-12	04KD1-9	04KD4-1	04KD4-3	04KD4-5	04KD4-24	04KD4-26	04KD15-1	04KD15-2
分组	I	I	I	I	I	I	I	I	I
主量元素 (%)									
SiO <sub>2</sub>	47.85	47.39	53.68	54.72	56.27	48.50	48.58	51.60	48.70
TiO <sub>2</sub>	1.50	1.61	0.77	0.77	0.79	1.47	1.30	1.71	1.49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.89	16.34	15.95	15.99	16.21	11.61	10.94	14.92	16.57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.22	13.46	9.50	9.25	9.24	12.66	12.27	13.83	13.35
MnO	0.19	0.22	0.19	0.17	0.16	0.18	0.17	0.21	0.23
MgO	6.56	6.05	7.21	6.44	6.55	13.48	15.37	5.44	6.52
CaO	9.75	9.73	8.29	8.23	5.31	9.87	9.25	6.40	7.40
Na <sub>2</sub> O	3.19	3.06	2.32	2.51	0.82	1.13	1.32	3.07	1.07
K <sub>2</sub> O	1.17	1.51	1.46	1.25	3.87	0.62	0.27	2.07	3.97
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.29	0.28	0.18	0.19	0.21	0.13	0.12	0.39	0.30
总量	99.60	99.66	99.56	99.55	99.45	99.65	99.57	99.63	99.58
LOI	1.88	1.47	2.34	1.80	3.04	3.36	4.59	2.37	2.46
Mg# <sup>a)</sup>	0.57	0.53	0.65	0.63	0.64	0.73	0.76	0.49	0.55
Fe/Mn	56.8	54.2	44.0	48.1	50.5	64.9	66.0	57.9	53.3
微量元素 (μg/g)									
V	256	290	171	217	171	281	257	309	254
Cr	116	103	247	224	207	1053	1236	37.8	52.6
Ni	32.1	23.4	102	89.1	93.2	427	520	10.2	36.3
Rb	27.6	33.0	67.6	55.4	197	25.3	9.60	110	319
Sr	399	358	317	371	189	330	108	382	358
Y	36.7	40.6	17.1	17.3	18.8	18.5	15.7	29.8	22.4
Zr	118	175	83.2	94.8	96.6	99.5	84.8	150	106
Nb	7.32	7.86	2.63	2.97	3.64	7.94	6.37	7.15	4.43
Ba	270	339	273	223	470	203	99.3	453	426
La	22.1	31.3	11.0	12.1	11.1	10.8	8.99	20.8	13.3
Ce	53.8	72.5	25.0	26.0	24.2	25.8	21.7	47.7	32.1
Pr	7.42	9.93	3.44	3.70	3.42	3.69	3.13	6.69	4.77
Nd	30.9	40.5	14.3	15.4	14.9	16.1	13.9	28.2	20.5
Sm	6.96	8.36	3.20	3.28	3.38	3.71	3.30	6.02	4.51
Eu	1.92	2.24	1.07	1.12	0.85	1.28	1.19	1.90	1.56
Gd	7.06	8.01	3.36	3.68	3.55	4.09	3.65	5.87	4.56
Tb	1.14	1.29	0.54	0.55	0.57	0.63	0.56	0.91	0.72
Dy	6.63	7.31	3.14	3.24	3.44	3.68	3.27	5.37	4.04
Ho	1.36	1.46	0.65	0.66	0.70	0.71	0.65	1.08	0.83
Er	3.69	4.07	1.79	1.94	2.08	1.81	1.69	2.97	2.21
Tm	0.53	0.58	0.27	0.29	0.32	0.24	0.23	0.43	0.32
Yb	3.54	3.91	1.75	1.98	2.10	1.62	1.47	2.85	2.12
Lu	0.57	0.62	0.27	0.32	0.34	0.25	0.22	0.46	0.34
Hf	3.08	4.12	2.11	2.53	2.45	2.56	2.30	3.58	2.59
Ta	0.46	0.48	0.17	0.18	0.21	0.54	0.46	0.49	0.26
Th	1.09	1.88	1.16	1.37	1.39	1.34	1.17	3.81	1.11
U	0.35	0.39	0.27	0.39	0.43	0.35	0.31	0.84	0.25



表 2(续)

样品号	04KD23-2	04KD13-3	04KD14-5	04KD16-1	04KD16-3	04KD16-4	04KD21-1	04KD22-2
分组	I	II	II	II	II	II	II	II
主量元素 (%)								
SiO <sub>2</sub>	50.80	48.12	48.48	48.41	46.05	45.85	48.28	46.63
TiO <sub>2</sub>	1.97	1.50	1.43	1.59	2.44	2.42	1.40	2.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.24	16.16	15.81	15.03	13.76	13.69	16.24	15.17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.36	12.72	12.86	13.62	17.79	17.66	12.27	15.30
MnO	0.21	0.20	0.23	0.23	0.30	0.29	0.22	0.24
MgO	4.45	9.29	8.02	8.14	6.98	7.10	8.70	6.87
CaO	7.36	6.63	8.76	8.54	8.34	8.90	7.68	9.95
Na <sub>2</sub> O	3.97	1.49	2.07	2.75	2.74	2.24	1.60	2.31
K <sub>2</sub> O	1.82	3.24	1.85	1.19	1.36	1.43	3.09	0.79
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.48	0.17	0.12	0.13	0.22	0.19	0.11	0.24
总量	99.66	99.50	99.61	99.64	99.97	99.76	99.58	99.74
LOI	2.26	3.89	2.78	3.48	2.67	2.61	2.49	2.60
Mg# <sup>a)</sup>	0.45	0.64	0.61	0.60	0.49	0.50	0.64	0.53
Fe/Mn	56.0	58.0	51.2	53.8	53.8	55.3	51.3	58.3
微量元素 (μg/g)								
V	277	255	259	299	381	399	246	286
Cr	27.5	220	159	148	103	107	341	129
Ni	4.65	95.3	73.1	70.1	46.5	44.8	109	46.6
Rb	146	387	106	67.8	75.4	71.5	335	50.9
Sr	412	184	120	284	277	243	198	225
Y	37.3	28.3	28.1	30.4	45.8	41.7	27.4	37.4
Zr	226	105	91.8	91.2	145	129	74.5	155
Nb	9.27	2.17	1.52	1.76	2.33	2.08	1.53	3.26
Ba	468	250	277	119	270	268	383	210
La	28.9	4.91	4.87	4.68	6.55	5.87	3.80	8.09
Ce	65.5	13.0	13.3	13.0	18.9	16.9	10.4	21.9
Pr	9.19	2.15	2.19	2.21	3.30	2.97	1.81	3.66
Nd	38.0	11.1	11.0	11.3	17.4	15.7	9.45	18.5
Sm	8.12	3.49	3.42	3.51	5.42	5.02	3.12	5.32
Eu	2.48	1.40	1.35	1.38	2.13	2.02	1.26	2.07
Gd	7.70	4.71	4.53	4.85	7.48	6.68	4.28	6.75
Tb	1.20	0.82	0.79	0.84	1.29	1.16	0.76	1.12
Dy	6.69	5.09	5.09	5.38	8.13	7.39	4.94	6.84
Ho	1.34	1.08	1.09	1.14	1.65	1.58	1.04	1.41
Er	3.65	2.97	3.04	3.16	4.61	4.27	2.85	3.93
Tm	0.52	0.43	0.44	0.46	0.68	0.63	0.41	0.56
Yb	3.38	2.87	2.83	3.03	4.57	4.12	2.71	3.69
Lu	0.55	0.46	0.46	0.47	0.71	0.65	0.44	0.59
Hf	5.18	2.61	2.45	2.35	3.78	3.41	2.02	3.74
Ta	0.59	0.15	0.10	0.13	0.16	0.15	0.12	0.23
Th	4.90	0.27	0.26	0.32	0.23	0.18	0.19	0.39
U	1.00	0.09	0.07	0.08	0.07	0.06	0.56	0.53

a) Mg# =  $Mg^{2+}/(Mg^{2+} + Fe^{2+})$ , 假设  $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+}) = 0.80$

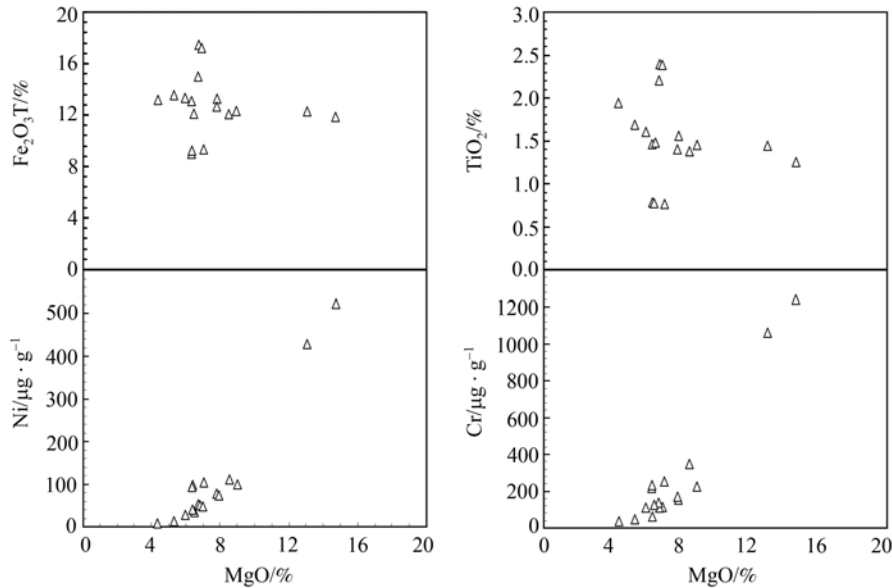


图 7 川西基性岩墙的 Harker 图解

( $La_N = 38\sim 132$ ,  $(La/Yb)_N = 3.8\sim 6.1$ ) (图 8(a)), 除了样品 04KD1-12, 04KD1-9 和 04KD4-5 表现出 Eu 负异常( $Eu/Eu^* = 0.75\sim 0.84$ )外, 其他样品没有明显的 Eu 异常( $Eu/Eu^*$ 为  $0.96\sim 1.05$ )。第 II 组样品均来自南部石棉花岗岩体中, 表现出较平坦的 REE 分布形式(图 8(b)),  $La_N = 16\sim 48$ ,  $(La/Yb)_N = 1.0\sim 2.0$ , 没有明显的 Eu 异常。与第 I 组样品相比, 第 II 组样品的 LREE 富集程度略低, 而 HREE 丰度略高。

在原始地幔标准化蛛网图(图 9(a), (b))上, 第 I 组样品具有右倾的分布形式, 不相容元素富集, Nb-Ta 明显亏损; 第 II 组样品大多数微量元素的分布形式较平坦, Th, Nb 和 Ta 亏损, 与 N-MORB 类似, 少数样品具有较高的 LOI, 它们所表现的 Sr 明显负异常可能是由后期的蚀变所致。

### 3.3 Nd-Hf 同位素

11 个样品的 Nd-Hf 同位素分析结果列于表 3。所有样品的 Nd-Hf 同位素组成有较大的变化范围:  $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1248\sim 0.1998$ ,  $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512382\sim 0.513007$ ,  $\epsilon Nd(T) = 1.73\sim 8.62$ ,  $^{176}Lu/^{177}Hf = 0.0137\sim 0.0287$ ,  $^{176}Hf/^{177}Hf = 0.282737\sim 0.283118$ ,  $\epsilon Hf(T) = 7.86\sim 17.44$ , Hf-Nd 同位素组成呈明显的正相关关系(图 10)。

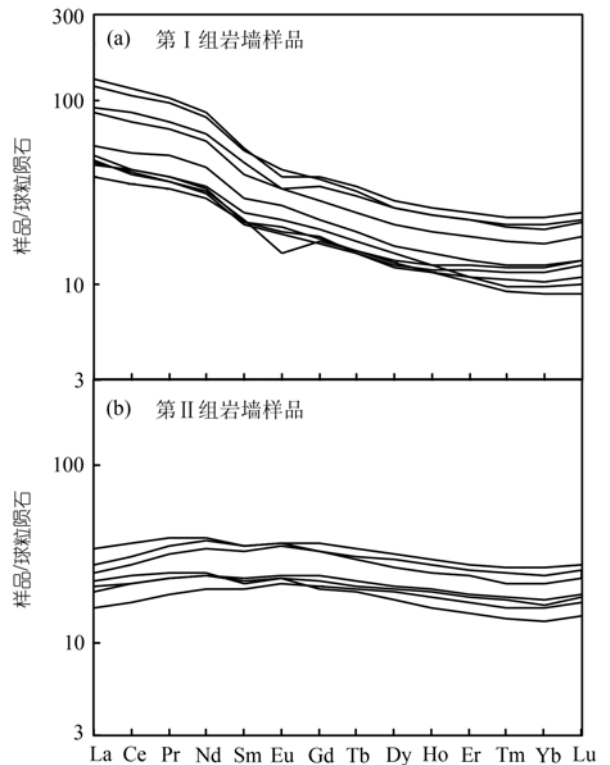


图 8 川西基性岩墙第 I 组(a)和第 II 组(b)样品的稀土元素分布形式图 (球粒陨石 REE 数据引自文献[27])

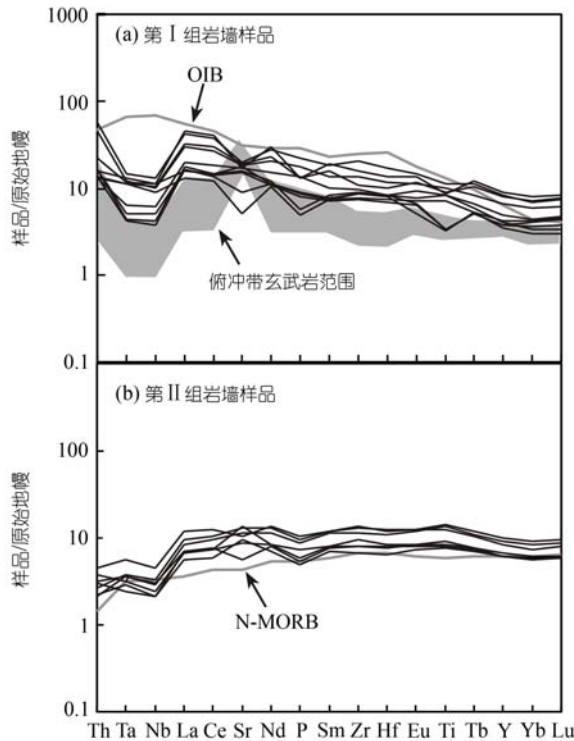


图 9 川西基性岩墙第 I 组(a)和第 II 组(b)样品的微量元素“蛛网图”  
(原始地幔微量元素数据引自文献[28]; 岛弧低钾拉斑玄武岩和高钾钙碱性玄武岩的平均微量元素组成引自文献[29])

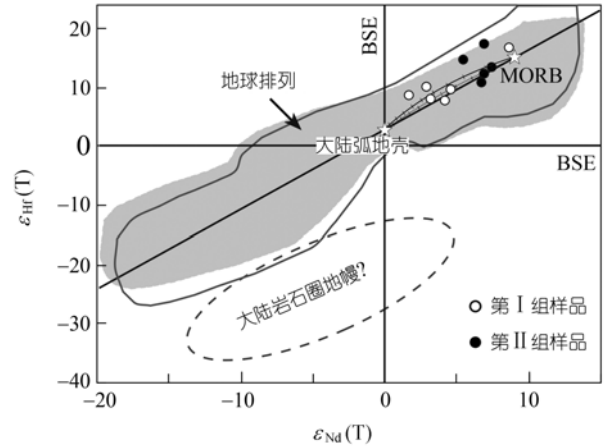


图 10 川西基性岩墙的 Hf-Nd 同位素相关关系图

“地球排列”是由现代 OIB, MORB 和陆源碎屑沉积物的构成的 Hf-Nd 同位素变化趋势范围<sup>[30]</sup>, 阴影区代表了 0.8 Ga 时的“地球排列”; 古老大陆岩石圈的 Hf-Nd 同位素组成大致范围引自文献[31]. 用 E-MORB 和 N-MORB 分别作为第 I 组和第 II 组样品的基性端元组分, 以岛弧地壳为酸性端元组分, 模拟了两组样品的混染比例. 图中实线为 N-MORB 与岛弧地壳混合模拟线, 虚线为 E-MORB 与岛弧地壳混合模拟线; 假定的 N-MORB 端元组分为:  $\epsilon_{Nd}(T) = +9$ ,  $Nd = 7.3 \mu\text{g/g}$ ,  $\epsilon_{Hf}(T) = +16$ ,  $Hf = 2.05 \mu\text{g/g}$ <sup>[28]</sup>; E-MORB 的端元组分为:  $\epsilon_{Nd}(T) = +9$ ,  $Nd = 9 \mu\text{g/g}$ ,  $\epsilon_{Hf}(T) = +16$ ,  $Hf = 2.03 \mu\text{g/g}$ <sup>[28]</sup>; 岛弧地壳的端元组分为:  $\epsilon_{Nd}(T) = 0$ ,  $Nd = 17.9 \mu\text{g/g}$ ,  $\epsilon_{Nd}(T) = +3$ ,  $Hf = 3.3 \mu\text{g/g}$ <sup>[32]</sup>

表 3 川西康滇裂谷基性岩墙的 Nd-Hf 同位素分析结果<sup>a)</sup>

样号	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$\epsilon_{Nd}(T)$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} \pm 2\sigma$	$\epsilon_{Hf}(T)$
04KD1-12	0.1361	$0.512494 \pm 0.000013$	3.24	0.0219	$0.282841 \pm 0.000011$	8.25
04KD1-9	0.1248	$0.512479 \pm 0.000012$	4.06	0.0191	$0.282789 \pm 0.000008$	7.86
04KD4-1	0.1350	$0.512557 \pm 0.000013$	4.56	0.0189	$0.282834 \pm 0.000013$	9.59
04KD4-26	0.1437	$0.512808 \pm 0.000013$	8.62	0.0154	$0.282989 \pm 0.000011$	16.87
04KD13-3	0.1893	$0.512945 \pm 0.000013$	6.75	0.0239	$0.282943 \pm 0.000010$	10.85
04KD14-5	0.1874	$0.512965 \pm 0.000013$	7.32	0.0221	$0.282990 \pm 0.000013$	13.43
04KD15-1	0.1291	$0.512443 \pm 0.000013$	2.93	0.0159	$0.282815 \pm 0.000018$	10.43
04KD16-4	0.1933	$0.512974 \pm 0.000013$	6.91	0.0287	$0.283056 \pm 0.000013$	12.31
04KD21-1	0.1998	$0.513007 \pm 0.000012$	6.91	0.0231	$0.283118 \pm 0.000022$	17.44
04KD22-2	0.1740	$0.512799 \pm 0.000012$	5.42	0.0192	$0.282984 \pm 0.000009$	14.72
04KD23-2	0.1293	$0.512382 \pm 0.000011$	1.73	0.0137	$0.282737 \pm 0.000007$	8.84

a)  $T = 779 \text{ Ma}$ ; Sm, Nd, Lu 和 Hf 含量采用 ICP-MS 测试结果;  $^{176}\text{Lu}$  半衰期  $\lambda = 1.867 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$

## 4 讨论

### 4.1 岩石成因

本文研究的基性岩墙高的  $\epsilon\text{Nd}(T)$  值( $\sim 8$ )和  $\epsilon\text{Hf}(T)$  值( $\sim 17$ ), 表明岩浆起源于亏损的软流圈地幔, 同时 Hf-Nd 同位素呈明显的相关关系, 并落入由 MORB-OIB-地壳岩石所构成的 Nd-Hf 同位素“地球排列”<sup>[30]</sup>, 表明基性岩浆在上升侵位过程中混染了  $\epsilon\text{Nd}(T)$ - $\epsilon\text{Hf}(T)$  值较低的地壳物质, 而不是古老岩石圈地幔<sup>[31]</sup>.

在微量元素蛛网图上(图 9), 第 I 组基性岩墙样品显示出与岛弧玄武岩相似的 Nb-Ta 负异常, 但不相容元素的丰度总体上高于岛弧玄武岩, 介于洋岛玄武岩和岛弧玄武岩之间, 表现出板内和岛弧玄武岩双重的地球化学特征. 第 II 组样品的微量元素分布形式虽然类似于 N-MORB, 但不相容元素的丰度总体上高于 N-MORB. 在 La-Y-Nb 判别图上<sup>[33]</sup>, 第 I 组和第 II 组样品分别落入活动大陆边缘的钙碱性玄武岩

和岛弧拉斑玄武岩的范围(图 11(a)); 在 Th-Hf-Ta 判别图上<sup>[34]</sup>也有类似的情况, 第 I 组样品总体上落入活动大陆边缘的钙碱性玄武岩范围, 少数样品向 E-MORB 过渡, 而第 II 组样品落入 N-MORB 和岛弧拉斑玄武岩的过渡区(图 11(b)); 在 Ti-V 相关图上<sup>[35]</sup>, 所有样品的 Ti/V 都在 20~50 之间, 明显高于岛弧玄武岩, 与 MORB 相当, 但低于典型的板内玄武岩(Ti/V > 50) (图 11(c)); 在 Ti-Zr 相关图上<sup>[36]</sup>, 除 04KD4-1, 04KD4-3 和 04KD4-5 等少数样品外, 绝大多数样品的 Ti 和 Zr 含量高而落入板内玄武岩范围, 部分样品介于板内和岛弧玄武岩之间(图 11(d)). 结合野外地质和同位素组成特征, 川西新元古代基性岩墙应形成于板内裂谷环境, 岩浆在上升侵位过程中受到了地壳物质的混染. 鉴于所有基性岩脉都具有正的  $\epsilon\text{Nd}(T)$  和  $\epsilon\text{Hf}(T)$  值, 而且混染比例高的样品的 Nb/La (如样品 04KD4-1 的 Nb/La = 0.24) 明显低于大陆地壳的平均 Nb/La  $\approx 0.7$ <sup>[37]</sup>, 并表现出岛弧玄武岩的地球化学特征, 因此, 我们认为混染的地壳组成应以年轻的岛

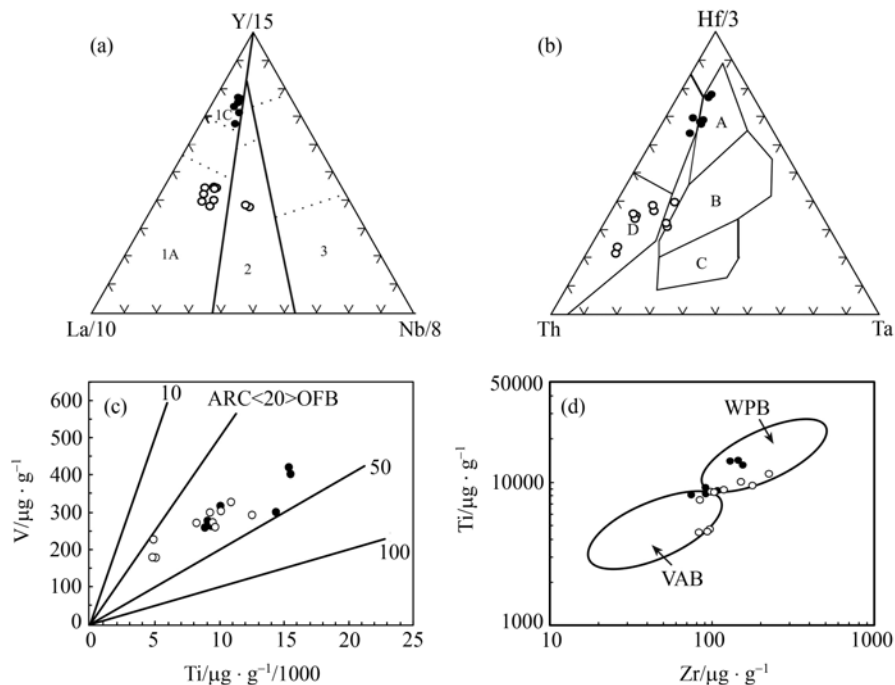


图 11 川西基性岩墙构造判别图(图例同图 10)

(a) La-Y-Nb 判别图<sup>[33]</sup>, 其中 1A 区为钙碱性玄武岩, 1C 区是岛弧拉斑玄武岩, 2 区为大陆玄武岩, 3 区为陆内裂谷区的碱性玄武岩; (b) Th-Hf-Ta 判别图<sup>[34]</sup>, 其中 A 区是 N 型 MORB, B 区为 E 型 MORB 和板内拉斑玄武岩, C 区为板内碱性玄武岩, D 区为火山弧玄武岩, 其中岛弧拉斑玄武岩的 Hf/Th > 3, 而钙碱性玄武岩的 Hf/Th < 3; (c) Ti-V 判别图<sup>[35]</sup>; (d) Zr-Ti 判别图<sup>[36]</sup>

弧地壳为主, 这与扬子西缘可能存在晚中元古-新元古代初期(> 860 Ma)岛弧地壳物质增生一致<sup>[38,39]</sup>.

我们注意到在Nd-Hf同位素相关图上, 第I组样品除 04KD4-26 具有最高的 $\varepsilon\text{Nd}(\text{T})$ 值(8.6)和 $\varepsilon\text{Hf}(\text{T})$ 值(16.9), 其余样品的 $\varepsilon\text{Nd}(\text{T})$ 值和 $\varepsilon\text{Hf}(\text{T})$ 值分别为2.9~4.6和7.9~10.4, 明显低于第II组样品的 $\varepsilon\text{Nd}(\text{T})$ 值(5.4~7.3)和 $\varepsilon\text{Hf}(\text{T})$ 值(10.9~17.4), 说明第I组的绝大多数样品具有较高的壳-幔混合比例. 我们用Nd-Hf同位素模拟了两端元混合过程, 选择 E-MORB和N-MORB作为第I组和第II组基性岩的端元成分, 岛弧地壳成分作为地壳端元成分, 分别模拟了两组基性岩受地壳物质混染的比例(图 10, 各个端元的同位素组成和Nd, Hf含量见图例说明). 第I组基性岩的混合比例变化很大, 从 0~50%, 绝大多数在 30%~50%之间, 如此大比例的混合显然无法与主量元素组成匹配. Lesher(1990)的基性岩浆和酸性岩浆交换实验表明, 同位素的交换速度远比化学成分的交换速度快<sup>[40]</sup>, 表明主量元素的混合比例要远小于 30%~50%; 第II组基性岩的混合比例在 5%~20% 之间. 模拟获得的第I组基性岩混合比例明显大于第II组基性岩, 与第I组基性岩主要发育在岩浆混合区经历了不同程度的岩浆混合, 而第II组基性岩基本没有明显岩浆混合现象的地质观察相一致, 即北部瓦斯沟地区出现明显的岩浆混合现象, 导致岩墙样品混染较强, 出现角闪石等含水矿物, 样品 04KD4-1, 04KD4-3, 04KD4-5 也有较高的  $\text{SiO}_2$  含量和较低的  $\text{TiO}_2$  含量, 并表现出钙碱性的特点; 相反, 南部石棉地区样品中暗色矿物主要为辉石, 为拉斑玄武质岩石, 混染程度较低.

第I组样品 04KD4-26 具有最高的MgO (15.37%), Ni(520  $\mu\text{g/g}$ ), Cr(1236  $\mu\text{g/g}$ )含量以及最高的正 $\varepsilon\text{Nd}(\text{T})$ 和 $\varepsilon\text{Hf}(\text{T})$ 值, 并且FeO/MgO比值<1, 因此它应该是直接来源于地幔部分熔融<sup>[41]</sup>, 其化学组成基本上代表了原始岩浆的成分. 采用Albarede<sup>[42]</sup>的公式:  $T(^{\circ}\text{C}) = 2000 \times \text{MgO}/(\text{MgO} + \text{SiO}_2) + 969$ , 我们计算出该样品的熔融温度为 1450 $^{\circ}\text{C}$ . 该熔融温度明显高于正常软流圈的潜能温度(1280~1350 $^{\circ}\text{C}$ <sup>[43]</sup>), 表明第I组基性岩墙样品的母岩浆可能来源于异常高温的地幔柱. 样品 04KD4-24 的MgO(13.48%)略低, 可能经历了少量

的橄榄石分离结晶. 我们采用逐步(1%)向样品添加橄榄石的方法, 直到岩浆的成分与橄榄石( $\text{Fo} = 89$ )达到平衡, 采用橄榄石和熔体的FeO/-MgO分配系数 $Kd = (\text{FeO}/\text{MgO})^{\text{Ol}}/(\text{FeO}/\text{MgO})^{\text{L}} = 0.3$ <sup>[44]</sup>和 $\text{Fe}^{2+}/\Sigma\text{Fe} = 0.85$ . 计算结果表明, 样品 04KD4-24 经过 10%橄榄石分离结晶校正后, 与橄榄石( $\text{Fo} = 89$ )达到平衡, 其成分为  $\text{SiO}_2 = 47.4\%$ ,  $\text{MgO} = 15.9\%$ ,  $\text{FeO} = 11.4\%$ , 与 04KD4-26 非常接近, 其熔融温度为 1471 $^{\circ}\text{C}$ .

我们还注意到样品 04KD4-24 和 04KD4-26 的  $\text{Fe}/\text{Mn} = 65\sim 66$ , 与夏威夷玄武岩<sup>[45]</sup>和澳大利亚西北部 ~755 Ma地幔柱成因的 Mundine Well 基性岩墙群<sup>[46]</sup>的 $\text{Fe}/\text{Mn}$ 比范围一致, 但明显高于岛弧玄武岩和 MORB的 $\text{Fe}/\text{Mn}$ 比 55~58<sup>[45,47]</sup>, 进一步支持它们的地幔柱成因.

第 II 组岩墙样品的微量元素特征类似于 N-MORB, 表明它们可能(1)与 MORB 有相似的成因, 即来源于高度亏损地幔的低压大比例部分熔融, (2)或者是已经经历过部分熔融的耐熔地幔在更加高温的条件下部分熔融. 一般说来, 大陆岩石圈的厚度远大于大洋岩石圈, 因此大陆岩石圈下的软流圈地幔发生低压大比例部分熔融的可能性很小, 所以第一种成因的可能性较小. 我们对第 II 组 4 个  $\text{MgO} > 8\%$ , Nd-Hf 同位素比值较高的样品(04KD13-3, 04KD14-5, 04KD16-1, 04KD21-1)进行了逐步添加橄榄石反演计算, 获得了非常一致的原始岩浆的成分为  $\text{SiO}_2 = 45.2\%\sim 45.5\%$ ,  $\text{MgO} = 18.0\%\sim 19.0\%$ ,  $\text{FeO} = 11.5\%\sim 12.9\%$ , 相应的熔融温度为 1538~1573 $^{\circ}\text{C}$ . 第 II 组和第 I 组基性岩墙不仅时空上密切共生, 而且有一致的 Nd-Hf 同位素组成, 暗示两者很可能来自相同的地幔源区. 因此, 第 II 组基性岩墙很可能是第 I 组岩墙部分熔融后的残留地幔柱源区在更高温度条件下部分熔融形成的.

## 4.2 构造意义

本文的研究表明, 扬子西缘康滇裂谷北段 780~760 Ma基性岩墙群是板内幔源岩浆活动的产物, 虽然岩浆在上升侵位过程中混染了不同比例的年轻岛弧地壳物质, 使部分样品具有一些“岛弧地球化学”特征, 但是混染程度低的样品与板内玄武岩的地球

化学特征相似, 并且显示出一些典型的地幔柱成因玄武岩的地球化学特征(如高MgO和高Fe/Mn比), 表明这些基性岩墙的形成与新元古代超级地幔柱活动密切相关. 我们的研究结果与Li等<sup>[2,8]</sup>、李献华等人<sup>[39]</sup>以及朱维光等人<sup>[48]</sup>的研究结果一致, 而不同于 Zhou 等人<sup>[3]</sup>和陈岳龙等人<sup>[4]</sup>的新元古代岛弧模式. 值得指出的是Zhou等<sup>[3]</sup>根据花岗质岩石的一些“岛弧地球化学特征(如 Nb-Ta亏损等)”进行岩浆岩构造环境判别是有问题的, 因为花岗岩的地球化学特征主要受源区组成和岩浆结晶演化过程等因素的制约, 而构造环境往往是第二位<sup>[49,50]</sup>. 与花岗质岩石不同, 玄武质岩石往往有比较明确的岩石构造组合关系. 结合本区中其他与地幔柱/板内裂谷活动有关的岩浆岩, 如(803±12) Ma的苏雄火山岩<sup>[8,17]</sup>和(808±12) Ma的冷碛辉长岩<sup>[39]</sup>, 我们认为地幔柱模式不仅能够更好地解释川西康滇裂谷新元古代岩浆岩的成因, 并且对于判别华南新元古代的地质构造背景及其在Rodinia 超大陆重建中的位置都具有重要的意义.

迄今为止, 导致 Rodinia 超大陆在 750 Ma前裂解的新元古代超级地幔柱活动的主要岩石学记录包括: (1) 澳大利亚中南部 ~825 Ma的Gairdner 基性岩墙群<sup>[51,52]</sup>; (2) 扬子西北缘铁船山组拉斑玄武岩<sup>[53]</sup>以及金川超基性岩<sup>[54,55]</sup>; (3) 北美西部 ~780 Ma的基性岩事件<sup>[56,57]</sup>; (4) 澳大利亚西南部 ~755 Ma的Mundine Well 基性岩墙群<sup>[46,58]</sup>. 本文厘定的川西780~760 Ma地幔柱成因基性岩墙, 表明扬子块体与北美西部 ~780 Ma的基性岩事件和澳大利亚西北部~755 Ma的 Mundine Well 基性岩墙群在时间、空间以及地幔柱岩浆活动上有相当密切的联系. 如果这个认识是对的, 那么华南在Rodinia超大陆的位置位于澳大利亚和Laurentia大陆之间, 即华南是连接澳大利亚和Laurentia的“纽带”的重建模式<sup>[6]</sup>更为合理, 而不是将华南置于印度板块东北或东南侧与澳大利亚西北相连的大陆边缘模式<sup>[59-61]</sup>, 更不支持华南在新元古代是 Rodinia 超大陆之外的一个孤立陆块模式<sup>[3]</sup>.

## 5 结论

本文的主要结论是:

(1) 野外地质关系和 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄测定结果表明川西康滇裂谷北段基性岩墙群的侵位结晶年龄为 780~760 Ma.

(2) 基性岩墙为拉斑玄武质系列岩石, 是高温地幔柱部分熔融形成的. 幔源岩浆在上升侵位过程中受到年轻岛弧地壳物质不同程度的混染, 使得部分样品显示出“岛弧地球化学特征”.

(3) 川西 780~760 Ma 地幔柱成因基性岩墙群与北美西部 ~780 Ma 的基性岩事件和澳大利亚西北部~755 Ma 基性岩墙群在时-空和地幔柱岩浆活动上有相当密切的联系, 支持华南位于澳大利亚和 Laurentia 大陆之间的 Rodinia 超大陆重建模式.

**致谢** 刘颖、涂湘林、梁细荣、杨岳衡对主量、微量元素和 Nd, Hf 同位素测试给予了热情的帮助; 北京离子探针中心宋彪和陶华对 SHRIMP 锆石 U-Pb 分析提供了大力支持和帮助; 王选策帮助基性岩原始岩浆成分的反演计算; 两位匿名评审人的评审意见对本文的改进起到了很大作用, 在此一并致谢.

## 参 考 文 献

- Li Z X, Li X H, Kinny P D, et al. The breakup of Rodinia: did it start with a mantle plume beneath South China? *Earth Planet Sci Lett*, 1999, 173: 171—181[DOI]
- Li Z X, Li X H, Kinny P D, et al. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents: evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia. *Precambrian Res*, 2003, 122: 8—109
- Zhou M F, Yan D P, Kennedy A K, et al. SHRIMP U-Pb zircon geochronological and geochemical evidence for Neoproterozoic arc-magmatism along the western margin of the Yangtze Block, South China. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 196: 51—67[DOI]
- 陈岳龙, 罗照华, 赵俊香, 等. 从锆石 SHRIMP 年龄及岩石地球化学特征论四川冕宁康定杂岩的成因. *中国科学, D辑*, 2004, 34(8): 687—697
- Zhou M F, Kennedy A K, Sun M, et al. Neoproterozoic arc-related mafic intrusions along the northern margin of South China: implications for the accretion of Rodinia. *J Geol*, 2002, 110: 611—618[DOI]
- Li Z X, Zhang L, Powell C. South China in Rodinia: part of the missing link between Australia-East Antarctica and Laurentia? *Geology*, 1995, 23: 407—410[DOI]
- 刘鸿允. 中国震旦系. 北京: 科学出版社, 1991. 1—388
- Li X H, Li Z X, Zhou H W, et al. U-Pbzircon geochronology, geochemistry and Nd isotopic study of Neoproterozoic bimodal

- volcanic rocks in the Kangdian Rift of South China: implications for the initial rifting of Rodinia. *Precambrian Res*, 2002, 113: 135—154[DOI]
- 9 四川省地质矿产局. 四川省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1991. 1—730
- 10 马国干, 张自超, 李华芹, 等. 扬子地台震旦系同位素年代地层学的研究. 宜昌地质矿产研究所所刊, 1989, 14: 83—124
- 11 Vernon R H, Etheridge M A, Wall V J. Sharp and microstruture of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow. *Lithos*, 1988, 22: 1—11[DOI]
- 12 董传万, 李武显, 陈小明, 等. 闽东南晚中生代岩浆混合作用: 平潭火成杂岩的岩石学证据. *自然科学进展*, 1998, 8(5): 581—586
- 13 Xu X S, Dong C W, Li W X, et al. Late Mesozoic intrusive complexes in the coastal area of Fujian, SE China: the significances of the gabbro-diorite-granite association. *Lithos*, 1999, 46: 299—315[DOI]
- 14 Barbarin B. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos*, 2005, 80: 155—177[DOI]
- 15 四川省地质局. 中华人民共和国区域地质调查报告——石棉幅. 1974, 1—114
- 16 Black L P, Kamo S L, Allen C M, et al. TEMORA 1: a new standard for Phanerozoic U—Pb geochronology. *Chem Geol*, 2003, 200: 155—170[DOI]
- 17 李献华, 祁昌实, 刘颖, 等. 扬子块体西缘新元古代双峰式火山岩成因: Hf 同位素和 Fe/Mn 新制约. *科学通报*, 2005, 50(19): 2155—2160
- 18 Li X H. Geochemistry of the Longsheng Ophiolite from the southern margin of Yangtze Craton, SE China. *Geochem J*, 1997, 31: 323—337
- 19 Li X H, Liu D Y, Sun M, et al. Precise Sm-Nd and U-Pb isotopic dating of the super-giant Shizhuyuan polymetallic deposit and its host granite, Southeast China. *Geol Mag*, 2004, 141: 225—231
- 20 Tanaka T, Togashi S, Kamioka H, et al. JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chem Geol*, 2000, 168: 279—281[DOI]
- 21 李献华, 祁昌实, 刘颖, 等. 岩石样品快速 Hf 分离与 MC-ICPMS 同位素分析: 一个改进的单柱提取色谱方法. *地球化学*, 2005, 34(2): 109—114
- 22 徐士进, 聂桂平. 大水沟碓矿含矿斜长角闪岩的锆石 U-Pb 定年. *科学通报*, 1998, 43(8): 883—885
- 23 郭建强, 游再平, 杨军, 等. 川西石棉地区田弯与扁路岗岩体的锆石 U-Pb 定年. *矿物岩石*, 1998, 18(1): 91—94
- 24 沈渭洲, 徐士进, 王汝成, 等. 川西丹巴地区变质岩的 Rb-Sr 年代学研究. *高校地质学报*, 1997, 3(4): 379—383
- 25 许志琴, 侯立玮, 王宗秀, 等. 中国松潘-甘孜造山带的造山过程. 北京: 地质出版社, 1992. 1—190
- 26 Winchester J A, Floyd P A. Geochemical magMatype discrimination: application to altered and metamorphosed igneous rocks. *Earth Planet Sci Lett*, 1976, 28: 459—469
- 27 Miyashiro A. Volcanic rock series in island arc and active continental margins. *Am J Sci*, 1974, 274: 321—355
- 28 Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J, eds. *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geol Soc Spec Publ*, 1989, 42: 528—548
- 29 Tatsumi Y, Eggins S M. *Subduction Zone Magmatism*. Cambridge, Boston: Black Well Science, 1995. 1—211
- 30 Vervoort J, Patchett P J, Blichert-Toft J, et al. Relationships between Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systems in the global sedimentary system. *Earth Planet Sci Lett*, 1999, 168: 79—99[DOI]
- 31 Griffin W L, Pearson N J, Belousova E, et al. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochim Cosmochim Acta*, 2000, 64: 133—147[DOI]
- 32 Rudnick R L, Fountain D M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Rev Geophys*, 1995, 33(3): 267—309[DOI]
- 33 Cabanis B, Lecolle M L. diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des procesus de melange et/ou de contamination crutale. *C R Acad Sci Ser II*, 1989, 309: 2023—2029
- 34 Wood D A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crust contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet Sci Lett*, 1980, 50: 11—30[DOI]
- 35 Shervais J W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet Sci Lett*, 1982, 31: 457—484
- 36 Pearce J A. A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams. In: Wyman D A, ed. *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 1996, 12: 79—113
- 37 Taylor S R, McCulloch M T. The Geochemical evolution of the continental crust. *Earth Planet Sci Lett*, 1989, 94: 257—273[DOI]
- 38 李献华, 李正祥, 周汉文, 等. 川西南关刀山岩体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄、元素和 Nd 同位素地球化学——岩石成因与构造意义. *中国科学, D 辑*, 2002, 32(增刊): 60—68
- 39 李献华, 李正祥, 周汉文, 等. 川西新元古代玄武质岩体的锆石 U-Pb 年代学、元素和 Nd 同位素研究: 岩石成因与地球动力学意义. *地学前缘*, 2002, 9(4): 329—338
- 40 Leshner C E. Decoupling of chemical and isotopic exchange during magma mixing. *Nature*, 1999, 340: 235—237
- 41 DePaolo D J, Daley E E. Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension. *Chem Geol*, 2000, 169: 157—185[DOI]
- 42 Albarede F. How deep do common basaltic magmas form and differentiate? *J Geophys Res*, 1992, 97: 10997—11009
- 43 McKenzie D P, Bickle M J. The volume and composition of melt generated by extension of whole lithosphere. *J Petrol*, 1988, 29: 625—679

- 44 Roeder P L, Emslie R F. Olivine-liquid equilibrium. *Contrib Mineral Petrol*, 1970, 29: 275—289
- 45 Humayun M, Qin L P, Norman M D. Geochemical evidence for excess iron in the Hawaiian mantle: implications for mantle dynamics. *Science*, 2004, 306: 91—94[DOI]
- 46 Li X H, Li Z X, Wingate M T D, et al. Geochemistry of the 755 Ma Mundine Well dyke swarm, northwestern Australia: part of a Neoproterozoic mantle superplume beneath Rodinia? *Precambrian Res*, 2006, 146: 1—15[DOI]
- 47 Wilson M. *Igneous Petrogenesis*. London: Unwin Hyman Ltd, 1989. 1—466
- 48 朱维光, 邓海琳, 刘秉光, 等. 四川盐边高家村镁铁-超镁铁质杂岩体的形成时代: 单颗粒锆石 U-Pb 和角闪石  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年代学制约. *科学通报*, 2004, 49(10): 985—992
- 49 Frost B R, Barnes C, Collins W J, et al. A geochemical classification for granitic rocks. *J Petrol*, 2001, 42: 2033—2048[DOI]
- 50 Li X H, Li Z X, Ge W C, et al. Neoproterozoic granitoids in South China: crustal melting above a mantle plume at ca. 825 Ma? *Precambrian Res*, 2003, 122: 45—83[DOI]
- 51 Zhao J X, McCulloch M T, Korsch R J. Characterisation of a plume-related ~800 Ma magmatic event and its implications for basin formation in central-southern Australia. *Earth Planet Sci Lett*, 1994, 121: 349—367[DOI]
- 52 Wingate M T D, Campbell I H, Compston W, et al. Ion microprobe U-Pb ages for Neoproterozoic basaltic magmatism in south-central Australia and implications for the breakup of Rodinia. *Precambrian Res*, 1998, 87: 135—159[DOI]
- 53 Ling W L, Gao S, Zhang B R, et al. From subduction zone to intracontinental rifting: Neoproterozoic tectonic setting conversion along the northwestern margin of Yangtze craton, South China. *Precambrian Res*, 2002, 122: 111—140[DOI]
- 54 李献华, 苏犁, 宋彪, 等. 金川超镁铁侵入岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及地质意义. *科学通报*, 2004, 49(4): 401—402
- 55 Li X H, Su L, Chung S L, et al. Formation of the Jinchuan ultramafic intrusion and the world's third largest Ni-Cu sulfide deposit: Associated with the ~825 Ma South China mantle plume? *Geochem Geophys Geosyst*, 2005, 6: Q11004, 1029/2005GC001006
- 56 Park J K, Buchan K L, Harlan S S. A proposed giant radiating dyke swarm fragmented by the separation of Laurentia and Australia based on paleomagnetism of ca. 780 Ma mafic intrusions in western North America. *Earth Planet Sci Lett*, 1995, 132: 129—139[DOI]
- 57 Harlan S S, Heaman L, LeCheminant A N, et al. Gunbarrel mafic magmatic event: A key 780 Ma time marker for Rodinia plate reconstructions. *Geology*, 2003, 31: 1053—1056[DOI]
- 58 Wingate M T D, Giddings J W. Age and palaeomagnetism of the Mundine Well dyke swarm, Western Australia: implications for an Australia-Laurentia connection at 755 Ma. *Precambrian Res*, 2000, 100: 335—357[DOI]
- 59 颜丹平, 周美夫, 宋鸿林, 等. 华南在 Rodinia 古陆中位置的讨论——扬子地块西缘变质-岩浆杂岩证据及其与 Seychelles 地块的对比. *地学前缘*, 2002, 9(4): 249—256
- 60 郑永飞. 新元古代超大陆构型中华南的位置. *科学通报*, 2004, 49(8): 715—717
- 61 Zhou M F, Ma Y, Yan D P, et al. The Yanbian Terrane (Southern Sichuan Province, SW China): A Neoproterozoic arc assemblage in the western margin of the Yangtze Block. *Precambrian Res*, 2006, 144: 19—38[DOI]