

DOI:10.19826/j.cnki.1009-3850.2021.01002

扬子陆块西缘江浪穹窿超基性岩的成因:锆石 U-Pb 定年、岩石地球化学及 Sr-Nd 同位素

代堰锬, 李同柱, 张惠华

(中国地质调查局成都地质调查中心, 四川 成都 610081)

摘要:江浪穹窿位于扬子陆块西缘,本文作者在穹窿南部新发现一套侵入于二叠系及志留系的超基性岩,岩石主要由蛇纹石(约60%)、橄榄石(约30%)和少量磁铁矿(约5%)、角闪石(约5%)组成。为探讨超基性岩的成因,本文进行了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年、岩石地球化学及 Sr-Nd 同位素研究。定年结果表明,超基性岩中发育大量 2427 ~ 430 Ma 的捕获锆石,最年轻一组岩浆锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 222.3 ± 4.4 Ma (MSWD = 1.9, n = 6)。主微量元素分析显示岩石:(1)具有低的 SiO_2 含量(46.76% ~ 39.07%)、高的 Mg#值(82.3 ~ 74.0)与 Cr、Co、Ni 丰度;(2)稀土元素含量(ΣREE 平均 31.8 $\mu\text{g/g}$)与 $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 值(5.26 ~ 1.38)偏低,稀土配分型式较为平坦,具有较弱的 Ce 负异常($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0.80 \sim 0.67$);(3)富集大离子亲石元素 Rb、Ba 和 U,亏损高场强元素 Zr 和 Hf;(4) $(\text{Th}/\text{Yb})_{\text{PM}}$ 值(29.8 ~ 1.56)、 $(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{PM}}$ 值(0.22 ~ 0.03)、 $(\text{La}/\text{Nb})_{\text{PM}}$ 值(1.91 ~ 0.39)及 La/Sm 值(5.88 ~ 1.11)较低。Sr-Nd 同位素分析显示,超基性岩具有较低的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{i}}$ 值(0.706872 ~ 0.702598)和高的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(8.02 ~ 5.64),成分接近于亏损地幔和岛弧玄武岩,计算表明地壳物质的混染程度低于 5%。结合前人研究成果,本文认为超基性岩结晶年龄为 222.3 Ma,可能形成于古特提斯洋闭合阶段的岛弧背景;原始岩浆来自高度部分熔融的地幔源区,上升侵位过程中可能经历了铬铁矿与橄榄石的分离结晶作用。此外,捕获锆石的年龄谱反映江浪穹窿很可能存在太古宙—古元古代变质基底,并且具有 Rodinia 超大陆会聚—裂解以及泛非事件的地质年龄记录。

关键词:超基性岩;锆石 U-Pb 定年;地球化学;Sr-Nd 同位素;江浪穹窿

中图分类号:P581

文献标识码:A

0 引言

扬子陆块西缘和松潘—甘孜造山带的接合带分布着十余个大小不等的穹窿状地质体(图 1a),被称为变质核杂岩带(颜丹平等,1997;Yan et al., 2003)或穹状变质体(游振东等,2006),是研究扬子陆块西缘及青藏高原东缘地质演化的重要窗口(颜丹平等,2002)。其中,江浪穹窿构造层位发育较全、变形构造最具代表性,基本结构包括前寒武纪堆垛层、古生代褶皱层及三叠纪西康群板岩带,其间为顺层韧性剪切滑脱带(颜丹平等,1997)。此外,江浪穹窿核部地层里伍岩群发育一系列铜多金属矿床,具体包括里伍、黑牛洞、笋叶林、柏香林、挖金沟及中咀等(图 1b)。这些铜矿床地质特征相似,

矿石品位平均为 2.5%,局部可高达 16.9%,被学者统称为里伍式富铜矿床(代堰锬等,2016)。因此,近年来江浪穹窿的基本地质问题及铜矿化作用已引起地质学家的极大关注。

在野外地质填图过程中,本文作者在穹窿南部地层之中发现一套超基性岩体(图 1b)。已有的研究表明,超基性岩体起源于地幔,是探索地幔化学性状及示踪岩石圈深部过程的良好研究对象(邓晋福等,2003;吴建亮等,2019;次琼等,2020;王永等,2020)。截至目前,该岩体的形成时代与成岩构造背景尚未得到有效约束。本文基于野外地质工作及室内岩相学观察,结合 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年、岩石地球化学和 Sr-Nd 同位素分析,厘定了超基性岩的形成时代并深入探讨其岩石成因。

收稿日期:2020-10-13;改回日期:2020-12-22

作者简介:代堰锬(1986—),男,副研究员,理学博士,主要从事岩石学与矿床地球化学研究。E-mail:diyepilas@foxmail.com

资助项目:国家自然科学基金青年科学基金项目(41902068)

1 地质背景

江浪穹窿位于青藏高原东部,地处扬子陆块西缘和松潘-甘孜造山带东南缘的接合部位(图1a)。松潘-甘孜造山带形成于古特提斯洋闭合阶段,以发育巨厚的(>5000 m)三叠系复理石为特征(许志琴等,2020)。该造山带受控于古特提斯造山作用,其变形过程主要发生于印支期并发育大量的三叠纪花岗岩(Roger et al., 2010;解超明等,2020;潘桂棠等,2020)。江浪穹窿总体为一个北北西向的短轴背斜,长轴 ~ 25 km,短轴 ~ 20 km。穹窿轴部面理倾角较为平缓,介于 $14^{\circ} \sim 33^{\circ}$;两翼面理倾角变陡:东翼 $22^{\circ} \sim 51^{\circ}$,西翼 $21^{\circ} \sim 62^{\circ}$ (图1b)。各地层内部具紧闭同斜褶皱、顺层掩卧褶皱、等厚开阔褶皱等,穹窿核部尚广泛存在顺层韧性剪切带;不同地层单元之间发育环状拆离断裂带(颜丹平等,1997;Yan et al., 2003)。

穹窿核部地层里伍岩群是里伍式富铜矿床的赋矿地层,岩性为云母石英片岩、石英岩夹变基性

火山岩。颜丹平等(1997)获得片状石英岩中碎屑锆石 U-Pb 上交点年龄为 1437 Ma,斜长角闪岩全岩 Sm-Nd 等时线年龄为 1677 ~ 1674 Ma,表明里伍岩群应当是一套中元古代的变质火山-沉积岩组合。翼部地层包括奥陶系江浪岩组(含砾石英岩夹石英片岩、千枚岩)、志留系甲坝岩组(变硅质岩、碳质板岩夹变基性火山岩)、二叠系乌拉溪组(大理岩、变硅质岩夹变基性火山岩)及三叠系西康群(复理石陆源碎屑岩夹碳酸盐岩)。穹窿周缘岩浆活动频繁,主要为花岗岩与少量基性岩、超基性岩。穹窿东北侧出露文家坪花岗岩体(图1b),岩性为中细粒似斑状黑云二长花岗岩,其锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 161.5 ± 0.6 Ma(周家云等,2013);喷发相主要为中-新元古代及二叠纪基性火山岩(颜丹平等,1997)。

2 样品采集与测试

2.1 岩相学

新发现的超基性岩体位于江浪穹窿南部(图1b),

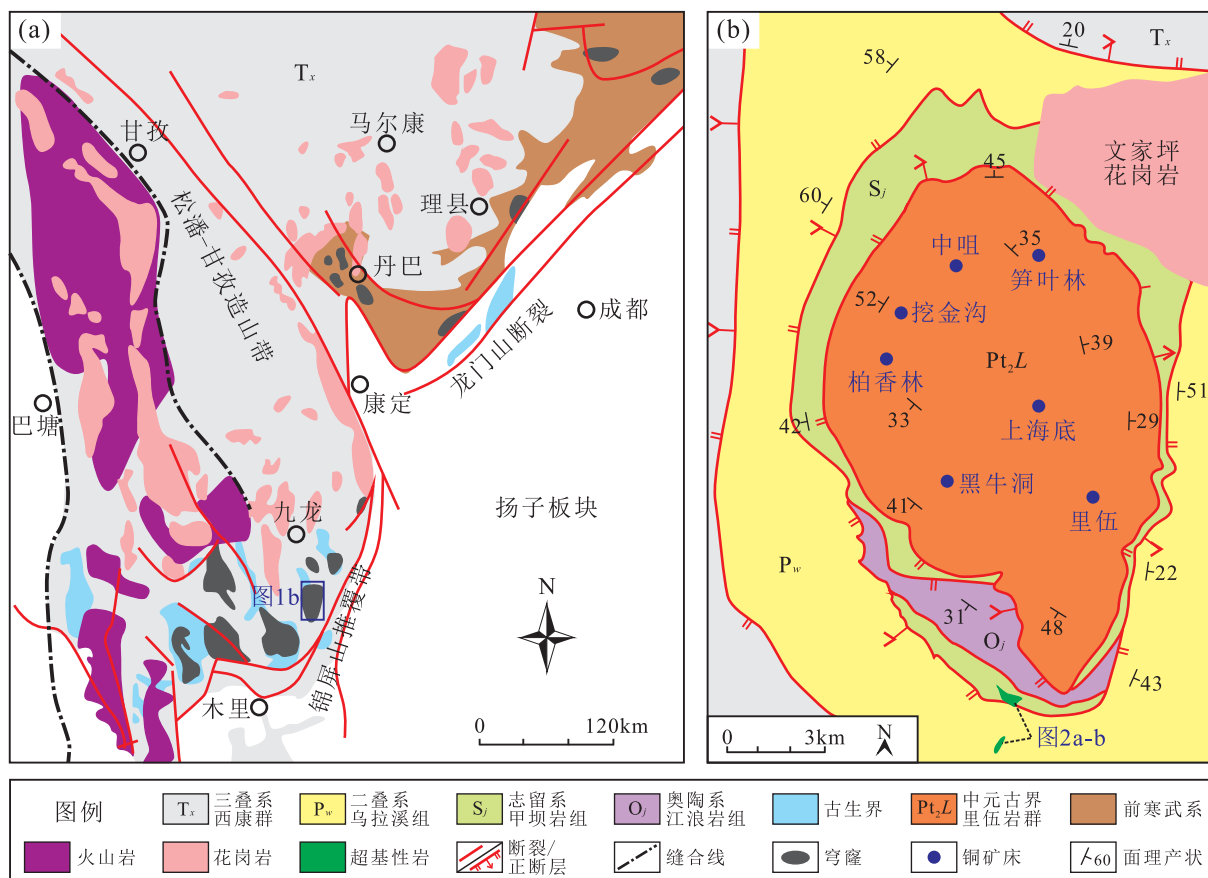


图1 江浪穹窿大地构造位置(a)及区域地质图(b,修改自 Yan et al., 2003)

Fig. 1 The tectonic position (a) and regional geological map (b) of the Jianglang dome (after Yan et al., 2003)

野外可见其侵入二叠系乌拉溪组以及志留系甲坝岩组地层之中(图 2a)。超基性岩岩性为磁铁矿化橄榄蛇纹岩,野外可见局部发育蛇纹石石棉。岩石呈灰黑色,具自形一半自形中细粒粒状结构、交代残留结构和块状构造;矿物组成主要为:(1)蛇纹石,含量约 60%,主要呈纤维状集合体;(2)橄榄石,

含量约 30%,主要呈交代残留体产出,普遍发育蛇纹石化;(3)磁铁矿,含量约 5%,呈粒状产出、粒径 300 ~ 50 μm ; (4)角闪石,含量约 5%,呈柱状或粒状,粒径 1000 ~ 100 μm ,可见两组解理呈锐角相交(图 2b)。

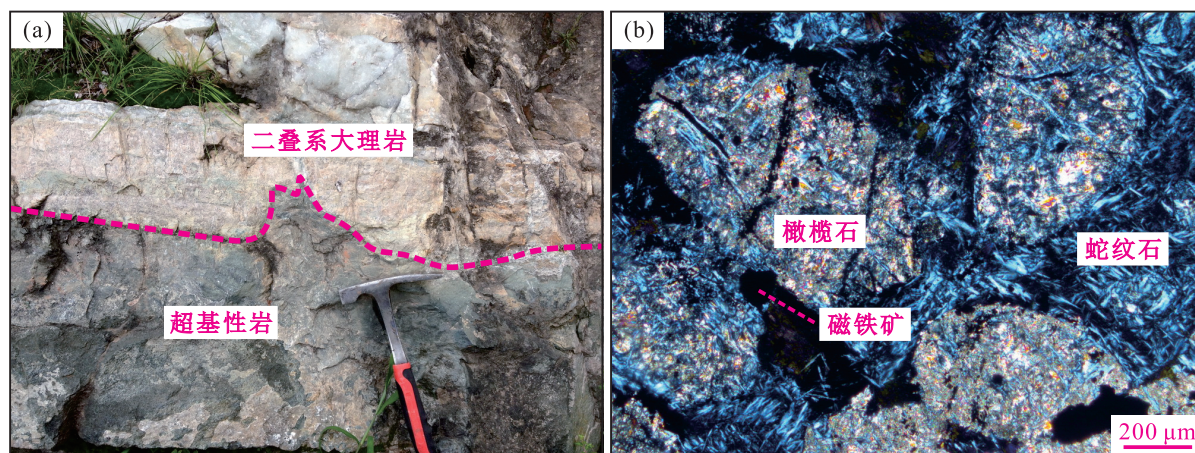


图 2 超基性岩野外(a)及镜下(b)特征

Fig. 2 Field (a) and microscopic (b) features of the ultramafic pluton

2.2 分析方法

锆石分选在河北区域地质调查院完成,于双目镜下挑选粒度较大、透明度高的锆石粘到双面胶上并制成靶。透反射显微照相、阴极发光图象分析及锆石 U-Pb 定年均南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室完成。锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测试采用的仪器型号为 Agilent 7500a, 配备 UP213 型固体激光剥蚀系统,束斑直径 32 μm 、频率 5 Hz。实验原理和详细测试方法可参照 Fryer et al. (1993)。数据处理使用 Glitter 4.0 程序,计算获得同位素比值、年龄和误差,普通铅校正采用 Anderson (2012)的方法进行。

超基性岩样品经室内挑选新鲜、蚀变较弱者碎样至 74 μm 后进行岩石地球化学与 Sr-Nd 同位素分析。主微量元素测试在国土资源部西南矿产资源监督检测中心完成,主量元素分析仪器为荷兰帕纳科公司生产的 AXIOS-X 荧光光谱仪;稀土、微量元素分析仪器为加拿大 PerkinElmer 公司制造的四级杆型电感耦合等离子质谱 Q-ICP-MS, 仪器型号 ELADRC-e。Sr-Nd 同位素测试在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室完成,所用仪器为 Finnigan MAT-261 热电离蒸发固体质谱仪

(TIMS),详细的实验流程参见 Zhang et al. (2002); Sr、Nd 同位素比值测定分别采用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ 和 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ 进行标准化。

3 锆石 U-Pb 定年

3.1 锆石形态学

锆石阴极发光图像显示,超基性岩样品 CMP22 中锆石多呈长柱状,长度介于 120 ~ 50 μm ,长宽比大致为 2:1(图 3)。多数锆石具有清晰的振荡环带, Th/U 值大于 0.4(表 1),应该为典型的岩浆锆石(Hoskin and Schaltegger, 2003)。部分锆石阴极发光图像发白,可能是遭受后期变质重结晶作用的影响;但锆石具有较高的 Th/U 比值(表 1),表明重结晶作用强度不大,对锆石 U-Pb 同位素体系(封闭温度高于 950 $^{\circ}\text{C}$ (Hoskin and Schaltegger, 2003),无明显影响,仍然可以有效地反映岩浆的结晶年龄(代堰镭等,2012)。此外,一些锆石形态浑圆(如点 4),应当为捕获自围岩的碎屑锆石。

3.2 分析结果

锆石 U-Pb 定年共分析了 19 个数据点(表 1),锆石测点均位于谐和线上及附近(图 4a)。锆石年龄介于 2427 ~ 219 Ma(大于 1.0 Ga 的分析结果采

用 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄,小于1.0 Ga的采用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄),主要分布在5个年龄区间:(1)2427~1745 Ma,包括3个分析点(图略),Th/U值为0.88~0.30;(2)965~726 Ma,8个分析点Th/U值介于1.48~0.27;(3)591 Ma,该分析点Th/U值为0.64;

(4)430 Ma,该分析点Th/U值为1.60;(5)230~219 Ma(图4b),6个分析点Th/U值较高(3.27~0.59),属岩浆成因(Hoskin and Schaltegger, 2003), $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 222.3 ± 4.4 Ma (MSWD=1.9,图4c)。

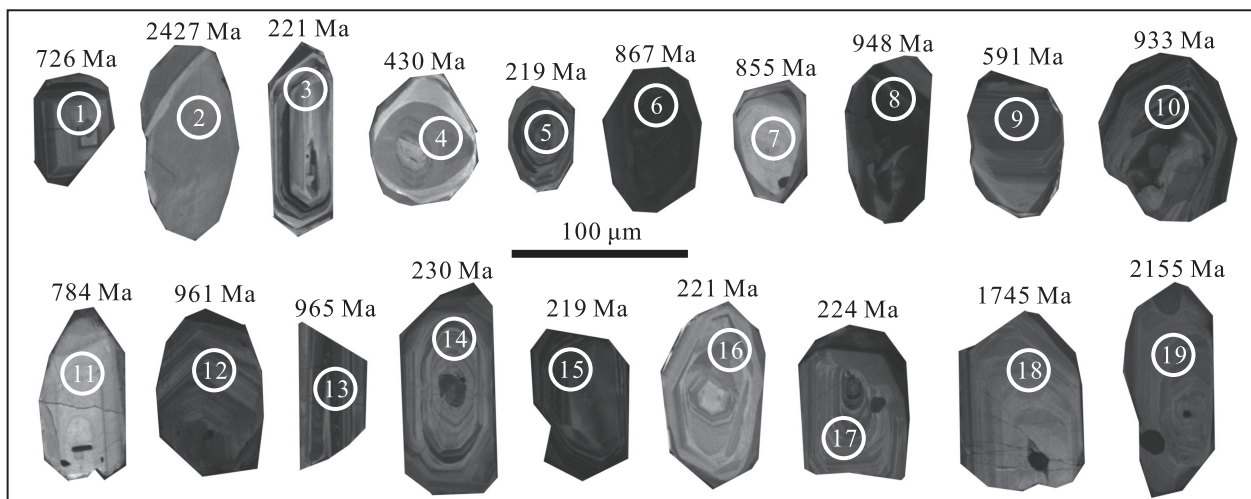


图3 超基性岩样品 CMP22 锆石阴极发光照片及 U-Pb 年龄

Fig. 3 Cathodoluminescent images and U-Pb ages of zircons in the ultramafic pluton sample CMP22

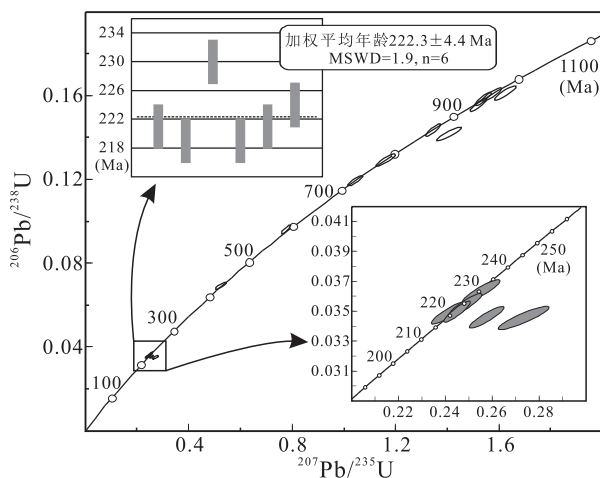


图4 超基性岩样品 CMP22 锆石 U-Pb 年龄谐和图

Fig. 4 U-Pb concordia diagrams of zircons in the ultramafic pluton sample CMP22

4 岩石地球化学

4.1 主量元素

超基性岩主微量元素测试数据列于表2。样品 $w(\text{SiO}_2)$ 含量很低,介于46.76%~39.07%,平均42.73%; $w(\text{TiO}_2)$ 为1.27%~0.45%,平均0.78%; $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 为9.30%~4.54%,平均6.23%;

$w(\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}})$ 为13.20%~11.46%,平均12.34%; $w(\text{MnO})$ 为0.20%~0.16%,平均为0.18%; $w(\text{MgO})$ 为28.96%~17.33%,平均为24.63%; $w(\text{CaO})$ 为8.30%~2.94%,平均5.80%; $w(\text{Na}_2\text{O})$ 为1.19%~0.04%,平均为0.25%; $w(\text{K}_2\text{O})$ 为0.06%~0.01%,平均为0.03%; $w(\text{P}_2\text{O}_5)$ 为0.11%~0.03%,平均为0.07%。TAS图解显示超基性岩化学成分大致相当于苦橄玄武岩(图5a), $\text{FeO}^{\text{T}}/\text{MgO}-\text{SiO}_2$ 图解表明超基性岩属拉斑系列岩石(图5b)。

4.2 稀土、微量元素

超基性岩样品稀土元素总量 ΣREE 为51.3~13.0 $\mu\text{g/g}$,平均31.8 $\mu\text{g/g}$; $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 介于5.26~1.38,平均3.36。球粒陨石标准化稀土元素配分型式显示为轻微的右倾型(图6a),具有较弱的Ce负异常($\text{Ce}/\text{Ce}^*=0.80\sim0.67$,平均0.74),Eu异常不明显($\text{Eu}/\text{Eu}^*=1.17\sim0.63$,平均0.85)。样品微量元素Sr(平均51.4 $\mu\text{g/g}$)、Ba(平均57.8 $\mu\text{g/g}$)、Zr(平均21.0 $\mu\text{g/g}$)、Cr(平均2112 $\mu\text{g/g}$)、Co(平均91.8 $\mu\text{g/g}$)、Ni(平均1117 $\mu\text{g/g}$)、V(平均174 $\mu\text{g/g}$)具有较高含量。在原始地幔标准化微量元素蛛网图中,超基性岩富集大离子亲石元素Rb、Ba和U等,亏损高场强元素Zr和Hf(图6b)。

表 1 超基性岩样品 CMP22 锆石 U-Pb 定年结果

Table 1 Zircon U-Pb dating results of the ultramafic pluton sample CMP22

点号	Th U		Th/U	²⁰⁷ Pb		1σ	²⁰⁷ Pb		1σ	²⁰⁶ Pb		1σ	²⁰⁷ Pb		1σ	²⁰⁷ Pb		1σ	²⁰⁶ Pb		1σ
	(×10 ⁻⁶)			²⁰⁶ Pb			²³⁵ U			²³⁸ U			²⁰⁶ Pb			²³⁵ U			²³⁸ U		
													(Ma)			(Ma)			(Ma)		
2	110	140	0.79	0.1573	0.0017		9.9668	0.1385		0.4597	0.0062		2427	11		2432	13		2438	27	
19	57	192	0.3	0.1343	0.0015		7.3142	0.1015		0.395	0.0053		2155	11		2151	12		2146	24	
18	108	123	0.88	0.1068	0.0014		3.9402	0.0599		0.2678	0.0037		1745	12		1622	12		1529	19	
13	387	514	0.75	0.073	0.0011		1.6249	0.0279		0.1615	0.0023		1014	16		980	11		965	12	
12	98	123	0.8	0.071	0.0009		1.5745	0.0245		0.1609	0.0022		958	14		960	10		961	12	
8	815	724	1.13	0.0705	0.0008		1.539	0.0215		0.1585	0.0021		941	13		946	9		948	12	
10	398	870	0.46	0.0708	0.0008		1.5209	0.0212		0.1558	0.0021		952	13		939	9		933	12	
6	138	506	0.27	0.0679	0.0008		1.3469	0.0191		0.1439	0.0019		866	13		866	8		867	11	
7	72	133	0.54	0.072	0.0015		1.4089	0.031		0.1419	0.0021		987	22		893	13		855	12	
11	83	77.7	1.07	0.0653	0.0013		1.1639	0.0249		0.1293	0.0019		785	22		784	12		784	11	
1	107	72.2	1.48	0.0636	0.0011		1.0449	0.0193		0.1193	0.0017		727	18		726	10		726	10	
9	430	677	0.64	0.0588	0.0007		0.7776	0.0111		0.096	0.0013		558	14		584	6		591	8	
4	378	237	1.6	0.0553	0.0014		0.5261	0.0135		0.069	0.0011		424	31		429	9		430	6	
平均年龄 222.3 ±4.4 Ma,MSWD = 1.9,n = 6																					
3	964	1627	0.59	0.0508	0.0006		0.2449	0.0037		0.035	0.0005		234	16		222	3		221	3	
5	292	334	0.88	0.0541	0.0009		0.2577	0.0049		0.0346	0.0005		374	20		233	4		219	3	
14	197	270	0.73	0.051	0.001		0.2553	0.0053		0.0363	0.0005		240	24		231	4		230	3	
15	352	108	3.27	0.0574	0.0015		0.2734	0.0072		0.0345	0.0005		508	33		245	6		219	3	
16	140	235	0.6	0.0502	0.0009		0.2413	0.0048		0.0349	0.0005		204	23		219	4		221	3	
17	395	431	0.92	0.0509	0.0009		0.2486	0.0046		0.0354	0.0005		237	20		225	4		224	3	

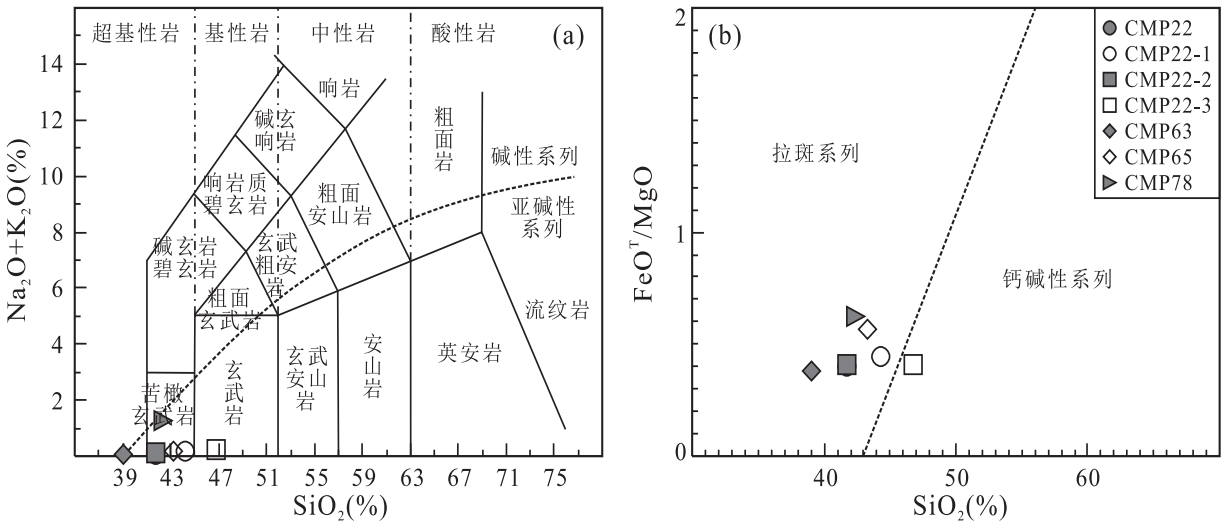


图 5 超基性岩主量元素图解,底图分别据 Le Bas et al. (1986) 和 Miyashiro(1974)

Fig. 5 Major element diagrams of the ultramafic pluton, after Le Bas et al. (1986) and Miyashiro(1974)

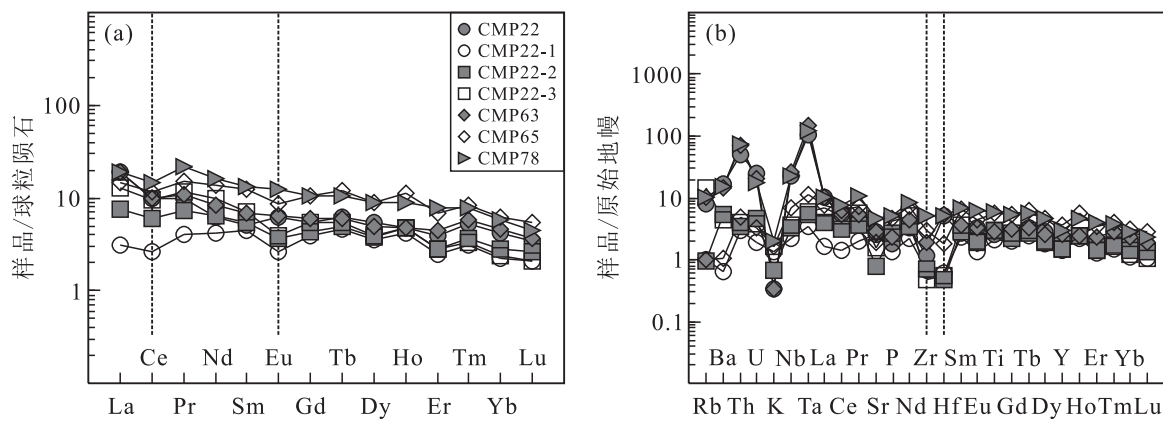


图6 超基性岩稀土元素配分图及微量元素蛛网图,球粒陨石与原始地幔标准化数据源自 Taylor and McLennan (1985) 和 Sun and McDonough(1985)

Fig.6 REE pattern and trace element diagram of the ultramafic pluton,the chondrite and primitive mantle values after Taylor and McLennan (1985) , Sun and McDonough(1985)

表2 超基性岩主量(%)、微量元素(μg/g)及Sr-Nd同位素分析结果

Table 2 Major, trace element contents and Sr-Nd isotopes of the ultramafic pluton

样号	CMP22	CMP22-1	CMP22-2	CMP22-3	CMP63	CMP65	CMP78
SiO ₂	41.7	44.24	41.76	46.76	39.07	43.26	42.35
TiO ₂	0.57	0.45	0.64	0.66	0.62	1.26	1.27
Al ₂ O ₃	4.54	5.83	4.81	5.17	4.76	9.3	9.17
Fe ₂ O _{3T}	11.8	12.35	13.2	11.46	12.32	13.18	12.08
MnO	0.18	0.16	0.18	0.2	0.17	0.18	0.16
MgO	26.42	24.78	28.89	25.18	28.96	20.87	17.33
CaO	5.91	6.73	2.94	5.04	4.18	7.5	8.3
Na ₂ O	0.04	0.12	0.08	0.17	0.04	0.14	1.19
K ₂ O	0.01	0.04	0.02	0.05	0.01	0.05	0.06
P ₂ O ₅	0.04	0.03	0.06	0.09	0.05	0.1	0.11
LOI	8.82	5.93	8.31	6.06	9.84	5.06	7.95
Total	100.02	100.66	100.89	100.84	100.02	100.89	99.97
Mg#	81.6	79.9	81.3	81.3	82.3	75.9	74
FeO	4.83	4.94	6	6.04	4.41	8.67	7.6
La	6.94	1.14	2.74	4.67	6.9	5.29	7.09
Ce	9.43	2.52	5.7	9.16	9.5	11.3	13.8
Pr	1.33	0.56	1.01	1.6	1.48	2.05	2.96
Nd	4.36	3.02	4.63	7.03	5.87	9.83	11.6
Sm	1.18	1.03	1.26	1.64	1.59	2.9	3.11
Eu	0.54	0.23	0.32	0.34	0.56	0.74	1.07
Gd	1.69	1.19	1.34	1.64	1.84	3.19	3.18
Tb	0.36	0.27	0.29	0.32	0.35	0.69	0.62
Dy	2.08	1.33	1.44	1.51	1.87	3.45	3.35
Ho	0.4	0.36	0.4	0.4	0.41	0.95	0.75
Er	0.97	0.62	0.69	0.69	1.13	1.69	1.92
Tm	0.19	0.11	0.13	0.12	0.21	0.3	0.28
Yb	1.03	0.56	0.7	0.6	1.15	1.56	1.42
Lu	0.13	0.08	0.1	0.08	0.14	0.21	0.17

续表 2

ΣREE	30.6	13	20.8	29.8	33	44.1	51.3
(La/Yb) _N	4.55	1.38	2.65	5.26	4.05	2.29	3.37
Ce/Ce [*]	0.69	0.73	0.8	0.78	0.67	0.8	0.7
Eu/Eu [*]	1.17	0.63	0.75	0.63	1	0.74	1.03
La/Sm	5.88	1.11	2.17	2.85	4.34	1.82	2.28
Rb	5.1	0.63	0.62	9	6.5	0.64	6.6
Sr	59.9	53.8	16.9	32.3	59.2	39.6	98.3
Ba	117	4.52	38.2	30.5	102	7.25	105
Nb	16.2	1.55	2.38	2.54	18.4	4.82	16.1
Ta	4.3	0.14	0.22	0.24	6	0.46	5.1
Zr	13.2	7.53	7.78	5.36	21.9	33.1	58.3
Hf	1.6	0.19	0.15	0.17	1.7	0.56	1.6
Th	4.2	0.25	0.29	0.34	5.9	0.42	6.3
U	0.53	0.04	0.1	0.08	0.43	0.07	0.38
Y	10.1	6.59	6.77	6.66	11.6	16.7	13.6
Cr	2352	2393	2688	2270	2263	1496	1323
Co	106	84.6	99.2	77.2	114	83	78.4
Ni	1563	1081	939	851	1714	786	888
V	137	157	141	103	162	276	240
(Th/Yb) _{PM}	23.7	2.59	2.4	3.29	29.8	1.56	25.7
(Th/Ta) _{PM}	0.06	0.14	0.22	0.15	0.03	0.07	0.04
(La/Nb) _{PM}	0.44	0.76	1.19	1.91	0.39	1.14	0.46
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	0.2468	0.034	0.1066	0.8078	0.3183	0.0468	0.1946
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.707652	0.705156	0.705367	0.705152	0.704672	0.705787	0.704609
±2σ	0.000013	0.000004	0.000003	0.000004	0.000003	0.000004	0.000003
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	0.706872	0.705049	0.70503	0.702598	0.703666	0.705639	0.703994
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0.1636	0.2062	0.1645	0.141	0.1637	0.1783	0.1621
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512934	0.512941	0.512948	0.512968	0.512921	0.512951	0.512934
±2σ	0.000004	0.000004	0.000003	0.000003	0.000004	0.000006	0.000012
ε _{Nd} (<i>t</i>)	6.72	5.64	6.96	8.02	6.46	6.63	6.76

注:Mg#=100Mg/(Mg+ΣFe),用原子个数比计算;Ce/Ce^{*}=2Ce_N/(La_N+Pr_N),Eu/Eu^{*}=2Eu_N/(Sm_N+Gd_N),球粒陨石标准化数据引自 Taylor and McLennan (1985);表中原始地幔标准化数据据 Sun and McDonough (1985)

5 Sr-Nd 同位素

超基性岩的 Sr-Nd 同位素分析数据列于表 2, (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i值和 ε_{Nd}(*t*)值根据锆石 U-Pb 年龄 222.3 Ma 进行计算。样品的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 值介于 0.707652 ~ 0.704609, (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i值为 0.706872 ~ 0.702598, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 值分布于 0.512968 ~ 0.512921, ε_{Nd}(*t*)值介于 8.02 ~ 5.64。在(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i-ε_{Nd}(*t*)图解中,样品落点接近于亏损地幔和岛弧玄武岩(图 7)。

6 讨论

6.1 年代学

近年来部分学者基于锆石 U-Pb 定年数据,提出扬子西缘变质程度最高、年龄最古老的康定杂岩(新太古代—古元古代)是新元古代的产物(Zhou et al., 2002; 耿元生和陆松年,2012)。甚至有学者认为,扬子陆块西缘并不具有古老(太古宙—古元古代)的结晶基底(耿元生和陆松年,2012)。本文的

锆石 U-Pb 定年数据显示,江浪穹窿超基性岩中存在 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄为 2427 ~ 1745 Ma 的锆石,应当为捕获成因。新近的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果表明:(1)江浪穹窿志留系甲坝岩组发育一套顺层产出的角闪岩形成时代为 2211 Ma,并且具有一组 2385 Ma 的捕获锆石(张惠华等,2016a),暗示至少有一部分甲坝岩组地层应当解体为古元古界;(2)侵

石开始形成(李惠民等,2006),而这些锆石的 U-Pb 年龄即为超基性岩的成岩时代(冯光英等,2011;李立兴等,2012;冯宏业等,2014)。因此,本文认为最年轻一组岩浆锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄可以代表超基性岩的结晶年龄,即江浪穹窿超基性岩体形成于 ~ 222.3 Ma。

6.2 部分熔融、分离结晶与地壳混染

超基性岩样品发育大量蛇纹石化(图 2),且具有较高烧失量(表 2),表明部分元素可能发生了活化迁移。Zr 被认为是最不活泼的元素,与 TiO_2 、 MgO 、Cr 等元素具有良好正相关关系(图 8a-c),表明这些元素在后期地质作用过程中没有发生明显迁移(Hoskin and Schaltegger, 2003)。为了更有效评估,本文主要利用不活泼元素对岩石成因和构造背景进行讨论。

超基性岩 SiO_2 含量很低(46.76% ~ 39.07%),具有高的 Mg# 值(82.3 ~ 74.0,平均 79.5)、 MgO (平均 24.63%)与 Cr(平均 2112 $\mu\text{g/g}$)含量(表 2),在 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 图解中样品落点接近于亏损地幔(图 7),表明其起源于超基性的地幔源区。众所周知,随着地幔橄榄岩熔融程度增大,岩浆 Mg 含量逐渐升高、稀土元素分异逐渐减弱(Gill, 2010)。岩石 Mg# 值与 MgO 含量高,稀土元素含量(ΣREE 平均 31.8 $\mu\text{g/g}$)与 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值(5.26 ~ 1.38)偏低,稀土配分型式较为平坦(图 6a),暗示超基性岩应该是幔源岩浆高度部分熔融的产物。

岩石具有高的 Cr(平均 2112 $\mu\text{g/g}$)、Co(平均 91.8 $\mu\text{g/g}$)及 Ni(平均 1117 $\mu\text{g/g}$)含量(表 2),结合其高 Mg# 值与 MgO 含量特点,表明母岩浆分异程度相对较低(Liu et al., 2008)。哈克图解显示(图 8d-i):(1) SiO_2 与 Fe_2O_3^T 含量呈负相关,Cr 与 MgO 为正相关,可能由于铬铁矿的分离结晶造成;(2)Co 含量较高且与 MgO 含量为正相关,暗示存在橄榄石的分离结晶作用;(3) MgO 与 TiO_2 、 Al_2O_3 、 CaO 含量呈明显的负相关,说明含 Ti 矿物(如金红石、钛铁矿和榍石等)和辉石不是主要的结晶相,同时斜长石也不具有明显的分离结晶(冯光英等,2011),与稀土配分型式缺乏 Eu 负异常吻合(图 6a)。

岩浆演化过程中,分离结晶和同化混染作用往往相伴相生,即 AFC 过程(Depaolo, 1981)。锆石 U-Pb 定年显示,超基性岩中含有大量捕获锆石(图 4),表明岩浆侵位过程中确实发生了一定程度的地壳混染。前人研究指出,地壳混染程度可通过 $(\text{Th}/$

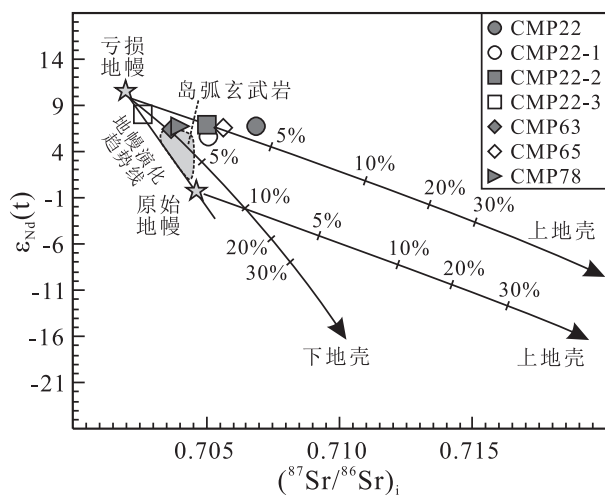


图 7 超基性岩 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 图解

Fig. 7 The $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \epsilon_{\text{Nd}}(t)$ diagram of the ultramafic pluton

位于里伍岩群中的煌斑岩结晶年龄为 ~ 30 Ma,当中还存在 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄为 2784 ~ 2439 Ma 的捕获锆石(张惠华等,2016b)。这些新的测试结果均表明,江浪穹窿很可能存在太古宙—古元古代变质基底。

此外,超基性岩中发育 965 ~ 726 Ma 的锆石,多数锆石具有清晰的振荡环带与高的 Th/U 比值(如点 1、10、12),应当为岩浆成因;个别锆石阴极发光图像发白、Th/U 比值较低(如点 6、7),可能属变质锆石(Hoskin and Schaltegger, 2003)。该年龄范围对应于全球 Rodinia 超大陆会聚和裂解时间(Li et al., 2008),代表了扬子西缘对该地质事件的岩浆及变质作用响应(李献华等,2002)。591 Ma 锆石(点 9)可能是泛非事件(0.8 ~ 0.5 Ga;Rino et al., 2008)的年龄记录,430 Ma 锆石(点 4)应当是捕获自志留系甲坝岩组。230 ~ 219 Ma 锆石发育清晰的振荡环带,Th/U 值介于 3.27 ~ 0.59,当属岩浆成因(Hoskin and Schaltegger, 2003),其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 222.3 ± 4.4 Ma (MSWD = 1.9,图 4c)。众所周知,在超基性岩浆结晶早期,由于硅的相对不饱和,所形成的含锆矿物只能是斜锆石而不是锆石;到了超基性岩浆结晶的中晚期,达到硅的相对饱和时锆

Yb)_{PM} 值来判别 (Qi and Zhou, 2008), 超基性岩的 $(\text{Th}/\text{Yb})_{\text{PM}}$ 值 (29.8 ~ 1.56, 表 2) 部分介于上地壳 (28) 与下地壳 (4.6) 之间 (Taylor and McLennan, 1985), 表明岩浆遭受了地壳物质的混染。一般而言, 岩浆混入下地壳物质之后, $(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{PM}}$ 值接近 1, $(\text{La}/\text{Nb})_{\text{PM}}$ 值大于 1 (Sun and McDonough, 1989); 混入上地壳物质后, 两个比值均在 2 以上 (Peng et al., 1994)。超基性岩样品 $(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{PM}}$ 值为 0.22 ~ 0.03, $(\text{La}/\text{Nb})_{\text{PM}}$ 值介于 1.91 ~ 0.39, 表明岩浆地壳混染

程度较低。另外, 高的 La/Sm 值 (>4.5) 指示了地壳物质的混染 (Peng et al., 1994), 超基性岩 La/Sm 值介于 5.88 ~ 1.11 (平均 2.92), 暗示较低的混染程度。Sr-Nd 同位素分析显示, 超基性岩样品具有较低的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值 (0.706872 ~ 0.702598) 和高的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 (8.02 ~ 5.64, 表 2), 表明岩浆侵位过程中地壳物质的混染程度十分有限; 以亏损地幔和上、下地壳作为两端元进行混合计算, 结果显示地壳物质的混染程度低于 5% (图 7)。

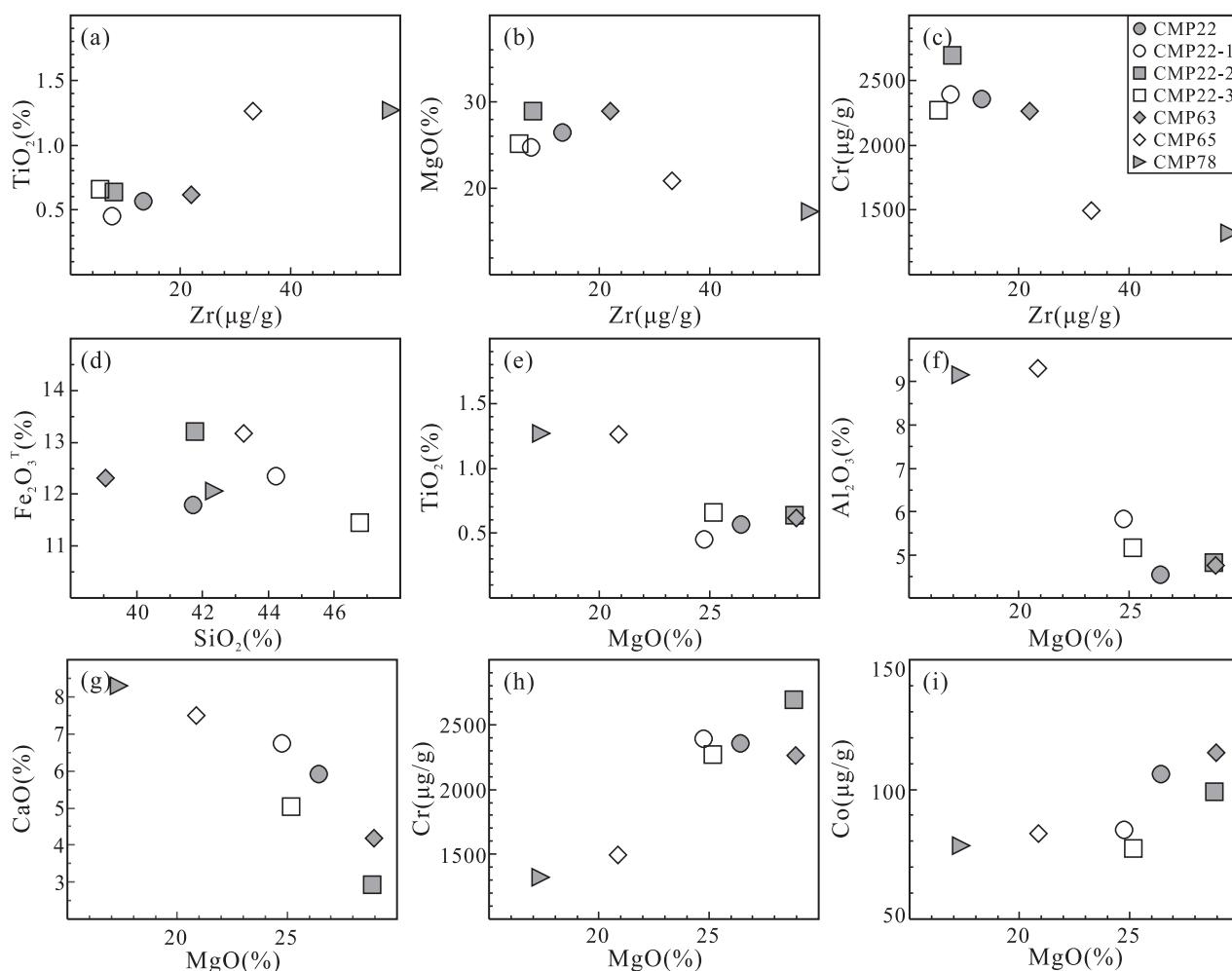


图 8 超基性岩主微量元素哈克图解

Fig. 8 The major and trace element Harker diagrams of the ultramafic pluton

6.3 构造背景

如前所述, 江浪穹窿的超基性岩体仅遭受了较低程度 ($<5\%$) 的地壳物质混染, 因此其岩石地球化学特征可有效地反映成岩构造背景 (Gill, 2010)。地球化学研究显示, 超基性岩石具有较低的 TiO_2 含量 (1.27% ~ 0.45%) 与 Ce 负异常 ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0.80 \sim 0.67$, 图 6a), 富集大离子亲石元素 Rb、Ba 和 U

等、亏损高场强元素 Zr 和 Hf (图 6b), 这些是岛弧岩浆具有的特征 (Gill, 2010)。TiO₂-MnO-P₂O₅ 及 Ti-Zr (图 9a-b) 构造环境判别图解进一步显示超基性岩属于岛弧拉斑玄武岩, 与其 Sr-Nd 同位素组成接近岛弧玄武岩的特征一致 (图 7)。

已有的研究表明, 松潘-甘孜造山带形成于古特提斯洋闭合阶段, 是三叠纪末华北、扬子和羌塘

陆块的主要汇聚区(许志琴等,1992; Roger et al., 2010)。莫宣学和潘桂棠(2006)研究认为,古特提斯洋在晚三叠世末—早侏罗世初完全闭合。许志琴等(1992)基于大量的变形构造证据指出,该造山带主造山作用发生于晚印支期—早燕山期。近年来精细的地质年代学研究显示,松潘—甘孜造山带钙碱性 I 型花岗岩和埃达克质花岗岩形成于 219 Ma

~185Ma(周家云等,2013),代表了造山带俯冲—碰撞作用时间。本文的锆石 U-Pb 定年结果表明,江浪穹窿超基性岩结晶年龄为 222.3 ± 4.4 Ma (MSWD = 1.9, $n = 6$, 图 4c),暗示其很可能形成于古特提斯洋闭合阶段的板片俯冲相关构造背景,与前述岩石地球化学与 Sr-Nd 同位素分析结果完全吻合。

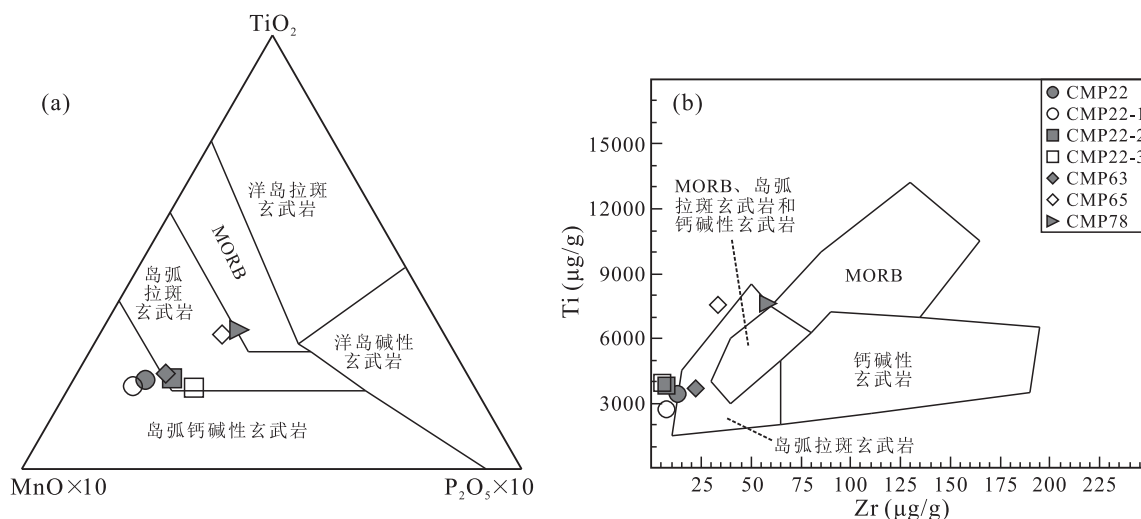


图9 超基性岩构造环境判别图解,底图据 Mullen(1983)和 Pearce and Cann(1973)

Fig. 9 Tectonic discrimination diagrams of the ultramafic pluton, after Mullen (1983), Pearce and Cann (1973)

7 结论

(1)江浪穹窿南部的超基性岩结晶年龄约为 222.3 Ma,可能形成于古特提斯洋闭合阶段的板片俯冲相关(如岛弧)构造背景。

(2)该岩石是幔源岩浆高度部分熔融的产物,岩浆上升侵位过程中主要经历了铬铁矿与橄榄石的分离结晶作用,且遭受了较低程度(<5%)的地壳物质混染。

(3)捕获锆石的年龄谱反映江浪穹窿很可能存在太古宙—古元古代变质基底,并且具有 Rodinia 超大陆会聚—裂解以及泛非事件的地质年龄记录。

参考文献(References):

- Anderson T, 2002. Corrections of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{206}Pb [J]. *Chemical Geology*, 192: 59–79.
- Depaolo D J, 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 53(2): 189–202.
- Fryer B J, Jackson S E, Longerich H P, 1993. The application of laser

- ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICP-MS) to in situ U-Pb zircon geochronology[J]. *Chemical Geology*, 109: 1–8.
- Gill R, 2010. *Igneous rocks and processes: A practical guide* [M]. Chichester: Wiley-Blackwell; 1–472.
- Hoskin P W O, Schaltegger U, 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis[J]. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53: 27–62.
- Le Bas M J, Le Maitre R W, Streckeisen A, et al., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram[J]. *Journal of Petrology*, 27(3): 745–750.
- Li Z X, Bogdanova S V, Collins A S, et al., 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis[J]. *Precambrian Research*, 160(1–2): 179–210.
- Liu S, Hu R Z, Gao S, et al., 2008. Zircon U-Pb geochronology and major, trace elemental and Sr-Nd-Pb isotopic geochemistry of mafic dykes in western Shandong province, east China: Constraints on their petrogenesis and geodynamic significance[J]. *Chemical Geology*, 255(3): 329–345.
- Miyashiro A, 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins[J]. *American Journal of Science*, 274(4): 321–355.
- Mullen E D, 1983. $\text{MnO}/\text{TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$: A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for

- petrogenesis[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 62: 53–62.
- Pearce J A, Cann J R, 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 19: 290–300.
- Peng Z X, Mahoney J, Hooper P, et al., 1994. A role for lower continental crust in flood basalt genesis? Isotopic and incompatible element study of the lower six formations of the western Deccan traps[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 267–288.
- Qi L, Zhou M F, 2008. Platinum-group elemental and Sr-Nd-Os isotopic geochemistry of Permian Emeishan flood basalts in Guizhou Province, SW China[J]. *Chemical Geology*, 248(1–2): 83–103.
- Rino S, Kon Y, Sato W, et al., 2008. The Grenvillian and Pan-african orogens: World's largest orogenies through geologic time, and their implications on the origin of superplume[J]. *Gondwana Research*, 14: 51–72.
- Roger F, Jolivet M, Malavieille J, 2010. The tectonic evolution of the Songpan-Garzê (North Tibet) and adjacent areas from Proterozoic to Present: A synthesis[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39(4): 254–269.
- Sun S S, McDonough W F, 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 42: 313–345.
- Taylor S R, McLennan S M, 1985. The continental crust: Its composition and evolution[M]. Oxford: Blackwell: 1–328.
- Yan D P, Zhou M F, Song H L, et al., 2003. Structural style and tectonic significance of the Jianglang dome in the eastern margin of the Tibetan Plateau, China[J]. *Journal of Structural Geology*, 25(5): 765–779.
- Zhang H F, Gao S, Zhong Z Q, et al., 2002. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of Cretaceous granitoids: Constraints on tectonic framework and crustal structure of the Dabieshan ultrahigh-pressure metamorphic belt, China[J]. *Chemical Geology*, 186(3): 281–299.
- Zhou M F, Yan D P, Kennedy A K, et al., 2002. SHRIMP U-Pb zircon geochronological and geochemical evidence for Neoproterozoic arc-magmatism along the western margin of the Yangtze Block, South China[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 196: 51–67.
- 次琼, 永忠拉达, 阿旺旦增, 等, 2020. 西藏冈底斯岩带曲水杂岩体锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄及其地质意义[J]. *沉积与特提斯地质*, 40(2): 116–128.
- 代堰镭, 张惠华, 朱玉娣, 等, 2016. 扬子陆块西缘江浪穹窿及“里伍式”富铜矿床研究进展与问题[J]. *地球科学与环境学报*, 38(1): 66–78.
- 代堰镭, 张连昌, 王长乐, 等, 2012. 辽宁本溪歪头山条带状铁矿的成因类型、形成时代及构造背景[J]. *岩石学报*, 28(11): 3574–3594.
- 邓晋福, 苏尚国, 周肃, 等, 2003. 华北地区燕山期岩石圈减薄的深部过程[J]. *地学前缘*, 10(3): 41–50.
- 冯光英, 刘燊, 冯彩霞, 等, 2011. 吉林红旗岭超基性岩体的锆石 U-Pb 年龄、Sr-Nd-Hf 同位素特征及岩石成因[J]. *岩石学报*, 27(6): 1594–1606.
- 冯宏业, 许英霞, 唐冬梅, 等, 2014. 东天山圪塔山口镁铁-超镁铁质岩体地球化学、锆石 U-Pb 年代学及其对 Ni-Cu 成矿的指示[J]. *岩石学报*, 30(6): 1558–1574.
- 耿元生, 陆松年, 2014. 中国前寒武纪地层年代学研究的进展和相关问题[J]. *地学前缘*, 21(2): 102–118.
- 解超明, 李才, 李光明, 等, 2020. 西藏松多古特提斯洋研究进展与存在问题[J]. *沉积与特提斯地质*, 40(2): 1–13.
- 李惠民, 陈志宏, 相振群, 等, 2006. 秦岭造山带商南-西峡地区富水杂岩的变辉长岩中斜锆石与锆石 U-Pb 同位素年龄的差异[J]. *地质通报*, 25(6): 653–659.
- 李立兴, 李厚民, 崔艳合, 等, 2012. 河北高寺台含铬超基性岩杂岩体成岩成矿时代及岩石成因[J]. *岩石学报*, 28(11): 3757–3771.
- 李献华, 李正祥, 周汉文, 等, 2002. 川西新元古代玄武岩岩浆岩的锆石 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[J]. *地学前缘*, 9(4): 329–338.
- 莫宣学, 潘桂棠, 2006. 从特提斯到青藏高原形成: 构造-岩浆事件的约束[J]. *地学前缘*, 13(6): 43–51.
- 潘桂棠, 王立全, 耿全如, 等, 2020. 班公湖-双湖-怒江-昌宁-孟连对接带时空结构-特提斯大洋地质及演化问题[J]. *沉积与特提斯地质*, 40(3): 1–19.
- 王永, 吴玉, 陈柏林, 等, 2020. 北阿尔金地区超基性岩地球化学特征及其成矿潜力分析[J]. *中国地质*, 47(4): 1220–1240.
- 吴建亮, 尹显科, 王波, 等, 2019. 藏北阿翁错地区中基性脉岩年代学、地球化学特征及其板内伸展构造作用[J]. *中国地质*, 46(6): 1356–1371.
- 许志琴, 侯立玮, 王宗秀, 1992. 中国松潘带的造山过程[M]. 北京: 地质出版社: 1–190.
- 颜丹平, 宋鸿林, 傅昭仁, 等, 1997. 扬子地台西缘变质核杂岩带[M]. 北京: 地质出版社: 1–94.
- 颜丹平, 周美夫, 宋鸿林, 等, 2002. 华南在 Rodinia 古陆中位置的讨论: 扬子地块西缘变质-岩杂岩证据及其与 Seychelles 地块的对比[J]. *地学前缘*, 9(4): 249–256.
- 游振东, 程素华, 赖兴运, 2006. 四川丹巴穹状变质体[J]. *地学前缘*, 13(4): 148–159.
- 张惠华, 代堰镭, 胡智丹, 等, 2016a. 川西江浪穹窿煌斑岩地球化学特征及锆石 U-Pb 定年[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 35(4): 663–673.
- 张惠华, 代堰镭, 王昌南, 等, 2016b. 川西江浪穹窿甲坝岩组角闪岩地球化学特征、锆石 U-Pb 定年及地质意义[J]. *矿物岩石*, 36(2): 47–54.
- 周家云, 谭洪旗, 龚大兴, 等, 2013. 川西江浪穹窿核部新火山花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年和 Hf 同位素研究[J]. *矿物岩石*, 33(4): 42–52.

Petrogenesis of the ultramafic pluton in the Jianglang dome, western margin of the Yangtze block: Zircon U-Pb dating, geochemistry and Sr-Nd isotopes

DAI Yanpei, LI Tongzhu, ZHANG Huihua

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

Abstract: The Jianglang dome is located in the western margin of the Yangtze block. A set of ultramafic pluton were newly discovered in the south of the Jianglang dome and they intruded into the Permian and Silurian. The rocks are mainly composed of serpentine (ca. 60%), olivine (ca. 30%) with minor magnetite (ca. 5%) and hornblende (ca. 5%). In order to discuss the petrogenesis, we performed LA-ICP-MS zircon U-Pb dating, geochemical and Sr-Nd isotopic studies. Dating results show that the ultramafic pluton have numerous 2427 ~ 430 Ma captured zircons, and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ weighted mean age of the youngest magmatic zircons is 222.3 ± 4.4 Ma (MSWD = 1.9, $n = 6$). Geochemical analyses results show that: (1) the rock samples exhibit low SiO_2 contents (46.76% ~ 39.07%) with high Mg# values (82.3 ~ 74.0) and Cr, Co, Ni abundances; (2) low ΣREE (average 31.8 $\mu\text{g/g}$) and $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ values (5.26 ~ 1.38) with flat REE pattern and negative Ce anomalies ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0.80 \sim 0.67$); (3) enrichment in large ion lithophile elements (e. g., Rb, Ba and U) and depletion in high field strength elements (e. g., Zr and Hf); (4) low $(\text{Th}/\text{Yb})_{\text{PM}}$ values (29.8 ~ 1.56), $(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{PM}}$ values (0.22 ~ 0.03), $(\text{La}/\text{Nb})_{\text{PM}}$ values (1.91 ~ 0.39) and La/Sm values (5.88 ~ 1.11). Sr-Nd isotopic analyses indicate that the samples have low $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{i}}$ values (0.706872 ~ 0.702598) and high $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ values (8.02 ~ 5.64). Their compositions are close to the depleted mantle and island arc basalts with contamination of crustal materials lower than 5%. Combining with the previous studies, we propose that the crystallization age of ultramafic pluton is ca. 222.3 Ma which probably formed under island arc setting of the Paleo-Tethys closure stage. The primitive magma was possibly derived from highly partial melting of mantle source region. The magma might experience crystallization differentiation of chromite and olivine. In addition, the age spectrum of captured zircons reflects that Archean-Palaeoproterozoic metamorphosed basements most likely exist in the Jianglang dome, where also have geological age records of the Rodinia supercontinent convergence-disintegration processes and Pan-African events.

Key words: ultramafic pluton; zircon U-Pb dating; geochemistry; Sr-Nd isotopes; Jianglang dome