

青藏高原北羌塘三叠纪花岗岩中发现新元古代的 基底信息：来自锆石 SIMS U-Pb 年龄和 Hf-O 同位素的约束

姜庆运^{1,2}, 但卫^{1,3*}, 王强^{1,2,3}, 张修政¹, 唐功建^{1,3}

(1.中国科学院 广州地球化学研究所, 同位素地球化学国家重点实验室, 广东 广州 510640; 2.中国科学院 大学 地球与行星科学学院, 北京 100049; 3.中国科学院 深地科学卓越创新中心, 广东 广州 510640)

摘要:羌塘地块基底研究工作是青藏高原地学领域的难点。羌塘地区是否具有前寒武纪基底一直以来存在着很大的争议, 现有的年代学资料虽有报道, 但至今仍缺乏统一的认识。本文对北羌塘中部双湖地区花岗岩进行了 SIMS 锆石 U-Pb 年代学、全岩主微量元素、Sr-Nd 同位素和锆石 Hf-O 同位素地球化学研究。双湖花岗岩形成于晚三叠世(~217 Ma), 并捕获~828 Ma 的锆石。双湖花岗岩具有高的 SiO₂、K₂O 和低的 MgO 含量(SiO₂=64.00%~69.54%, K₂O=4.09%~5.17%, MgO=1.44%~3.34%), 具有轻稀土元素富集的配分模式, 以及富集的全岩 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值(-9.6)和锆石原位 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值(-10.8~-8.1), 岩浆锆石的 $\delta^{18}O$ 值为 6.98‰~8.30‰。岩相学和地球化学特征表明双湖花岗岩主要来源于中下地壳的部分熔融。综合区域内时空演化格架以及大量相关地质事实, 认为双湖晚三叠世花岗岩形成于后碰撞伸展构造背景。捕获锆石的阴极发光显示较明显的振荡环带, 表明来自于酸性岩浆岩; 其具有高的不均一的 O 同位素($\delta^{18}O=8.20‰\sim 10.23‰$), Hf 模式年龄为 1.7~1.9 Ga, 表明其源岩是来自古元古代地壳物质重熔形成的 S 型花岗岩, 代表了北羌塘地块的基底。综合区域地质、岩石地球化学特征及其捕获锆石信息, 本文认为双湖花岗岩为北羌塘地块可能具有扬子型晋宁期基底提供了重要信息。

关键词:羌塘地块; 基底; 新元古代; 捕获锆石; 花岗岩

中图分类号: P597; P595 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2021)02-0389-012

0 引言

羌塘地块位于青藏高原的中部(图 1a), 其南界为班公湖-怒江缝合带, 北界为金沙江缝合带。羌塘地区的基底研究工作一直为广大研究者所关注(李才等, 2004; 李才, 2008; 胡培远等, 2010a; Pullen et al., 2011; 何世平等, 2011, 2013; Fan et al., 2014; Hu et al., 2014; Ding et al., 2015; 李江涛等, 2016; 谭富

文等, 2016; Lu et al., 2017), 因为其基底的形成时代和特征对青藏高原早期形成与演化的认识起着至关重要的作用。李才(2003)认为羌塘地块南、北两部分存在不同的基底, 即南羌塘地块具有冈瓦纳型泛非-早古生代结晶基底, 北羌塘地块具有扬子型晋宁期基底, 并将羌塘地块中部变质带附近原来认为形成于新太古界-元古宇的戈木日群、果干加年山群、玛依岗日群和阿木岗群解体为晚石炭世-早二叠世和晚

收稿日期: 2020-06-15; 改回日期: 2020-07-03

项目资助: 国家自然科学基金项目(41872065、41630208)资助。

第一作者简介: 姜庆运(1994-), 男, 硕士研究生, 地质工程专业。Email: 2306680069@qq.com

通信作者: 但卫(1981-), 男, 副研究员, 从事岩石大地构造、前寒武纪地质学方向研究。Email: danwei@gig.ac.cn

三叠世的地层(李才等, 2005)。Pullen et al. (2011)在变质带中发现了早古生代花岗岩, 研究工作表明其形成于寒武纪-奥陶纪(Fan et al., 2015; Hu et al., 2015; Liu et al., 2018), 属于 S 型花岗岩, SIMS 锆石精确定年表明其形成于 480~465 Ma, 代表南羌塘地块的基底(Dan et al., 2020)。

与南羌塘地块大量的研究工作相比, 由于北羌塘地块被大量的中生代地层所覆盖, 其基底研究工作难度大, 研究程度比较低。目前只在北羌塘地块东南延伸方向的昌都地区发现了基底岩石, 该区域的宁多岩群可能形成于新元古代, 并在其中识别出了~990 Ma 的片麻状黑云母花岗岩(何世平等, 2013)。在青藏高原腹地的北羌塘地块, 目前发现的最老岩石是位于北羌塘三岔口一带的下奥陶统三岔口组浅变质碎屑岩(夏军等, 2006)。北羌塘地块是否存在新元古代基底仍然知之甚少。

过去几年, 本课题组对北羌塘地块的古生代-中生代岩石进行了大量研究, 发现在北羌塘双湖地区的花岗岩样品中存在捕获的新元古代锆石年龄峰。为了更好地约束这期岩浆事件的意义, 本文进一步开展锆石 Hf-O 同位素测试, 以探讨其对北羌塘地块基底问题的研究意义。

1 区域地质背景与样品特征

位于青藏高原中部的羌塘地块构造演化历史复杂(Dewey et al., 1988; Yin and Harrison, 2000)。部分研究者认为羌塘地块中部的高压变质带是北部金沙江缝合带向南低角度俯冲至下地壳, 而后底辟的结果(Kapp et al., 2003; Pullen et al., 2008; Gehrels et al., 2011; Pullen and Kapp, 2014)。他们认为南、北羌塘作为统一的块体, 都来自于冈瓦纳大陆。Gehrels et al. (2011)分析了羌塘和拉萨等地块晚古生代-早中生代的碎屑锆石, 发现南、北羌塘地块物源特征十分相似, 与印度冈瓦纳大陆一致, 由此认为南、北羌塘为一个陆块。但绝大部分研究者认为其中部存在一条古特提斯缝合带(李才, 1987, 2008; Leeder et al., 1988; Kapp et al., 2003; Metcalfe, 2013; Peng et al., 2014), 且将羌塘分为南、北两部分。该缝合带发育古生代洋壳残片、高压榴辉岩、蓝片岩、石炭纪-二叠纪蛇绿岩, 是冈瓦纳大陆的北界(李才, 2008; Zhai et al., 2013)。最近研究表明南、北羌塘地块具有明显不同的碎屑锆石年龄谱(Zhang et al., 2017), 在三叠纪以前被古特提斯隔开, 370~230 Ma 古特提

斯向北俯冲于北羌塘地块之下, ~230 Ma 古特提斯关闭, 南、北羌塘地块碰撞(Zhang et al., 2016; Dan et al., 2018)。羌塘地块中部晚三叠世发生大规模岩浆活动(225~202 Ma), 伴随着大量深部俯冲物质的大规模折返、侵位事件(Zhai et al., 2011)。

本次研究的岩体位于北羌塘地块南缘, 出露于双湖县地区(图 1b), 毗邻龙木错-双湖缝合带。区域内出露的地层以上三叠统土门格拉组、侏罗系和新近系沉积岩为主。岩体出露面积较大, 前人对该区域曾做过研究工作, 初步定年结果为 220~210 Ma (Li et al., 2015)。双湖地区花岗岩和花岗闪长岩侵入二叠纪玄武岩和复理石中。花岗岩具有等粒状结构, 主要由钾长石(45%~50%)、石英(25%~30%)、斜长石(15%)、绢云母和少量角闪石组成(5%)。钾长石双晶不太明显, 石英具有定向排列特征, 绢云母多以鳞片状集合体呈现, 主要是因为斜长石严重蚀变, 副矿物主要有锆石、磷灰石和少量的铁-钛氧化物(图 2b)。

2 分析方法

双湖花岗岩样品分析测试均在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室完成。锆石原位二次离子质谱仪 U-Pb 同位素测试使用的仪器型号为 Cameca IMS-1280-HR。采用强度为~10 nA 的 O_2^- 一次离子束在 13 kV 电压下加速, 轰击样品表面并激发二次离子, 随后二次离子进入质谱仪开始同位素分析, 具体的操作步骤以及实验条件见 Li et al. (2010)。锆石原位二次离子质谱 O 同位素测试分析仪器与上述 SIMS U-Pb 测试相同。采用强度为~2 nA 的 Cs^+ 一次离子束在 10 kV 电压下加速, 轰击样品表面并激发二次离子, 随后二次离子进入质谱仪开始同位素分析, 具体的操作步骤以及实验条件见 Li et al. (2010)。

锆石原位 Lu-Hf 同位素测试使用的质谱仪为 Neptune 公司生产的多接收电感耦合等离子体质谱仪(Multicollector-ICP-MS), 进样系统为 193 nm ArF 准分子激光剥蚀系统, 具体的操作步骤以及实验条件见 Zhang et al. (2014)。测试过程中 Plešovice 锆石标样的平均值为 $0.282475 \pm 9(2\sigma)$, 与前人报道的数值 $0.282482 \pm 13(2\sigma)$ 一致(Sláma et al., 2008)。

全岩主量元素分析测试采用 X 射线荧光(XRF)光谱分析法, XRF 仪器的型号为 Rigaku RIX 2000, 仪器分析精度为 1%~5%。具体的仪器操作步骤

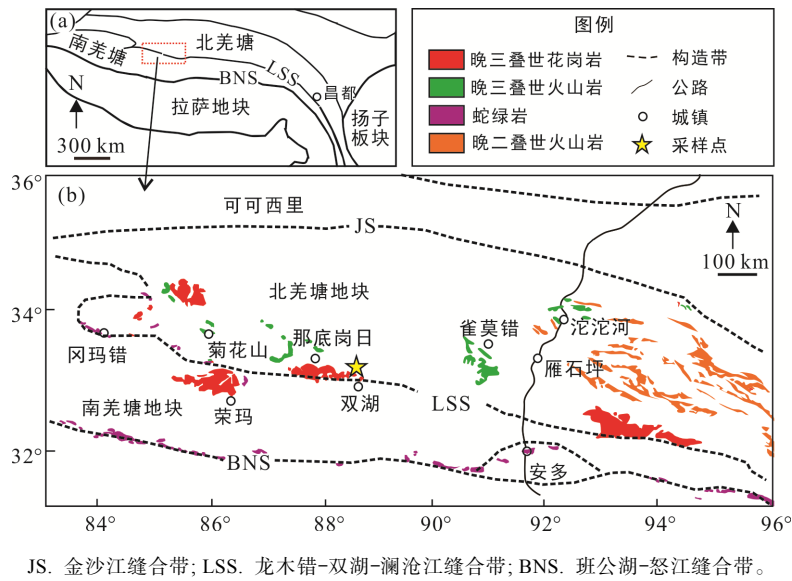


图 1 青藏高原及邻区地质概图(a)和羌塘地块区域地质简图(b, 据 Wang et al., 2018)

Fig.1 Sketch map of the Tibetan Plateau (a) and regional geological map of the Qiangtang area (b)

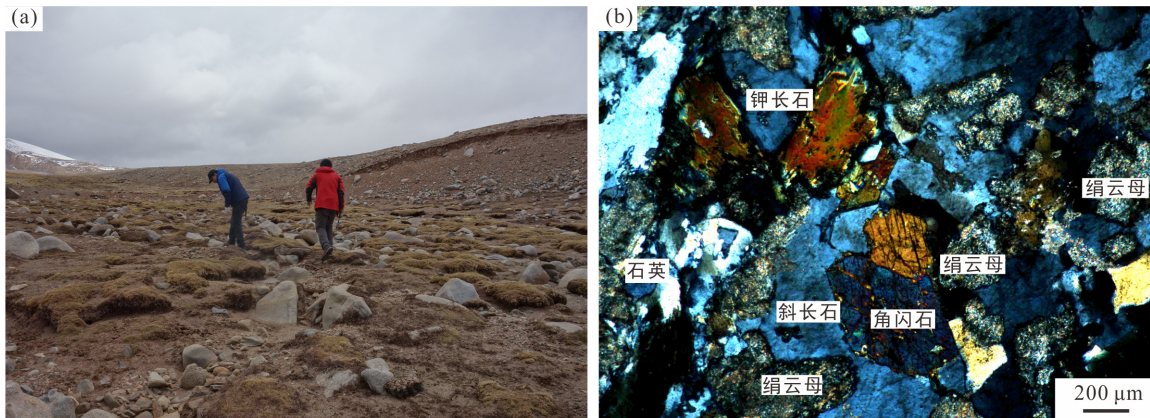


图 2 双湖花岗岩的野外(a)和显微照片(b)

Fig.2 Field photographs (a) and micrographs (b) for the Shuanghu granite

以及实验条件见 Li et al. (2005)。微量元素测试采用 ICP-MS, 仪器型号为 Perkin-Elmer Sciex ELAN 6000。具体的操作步骤以及实验条件见 Li et al. (2002)。

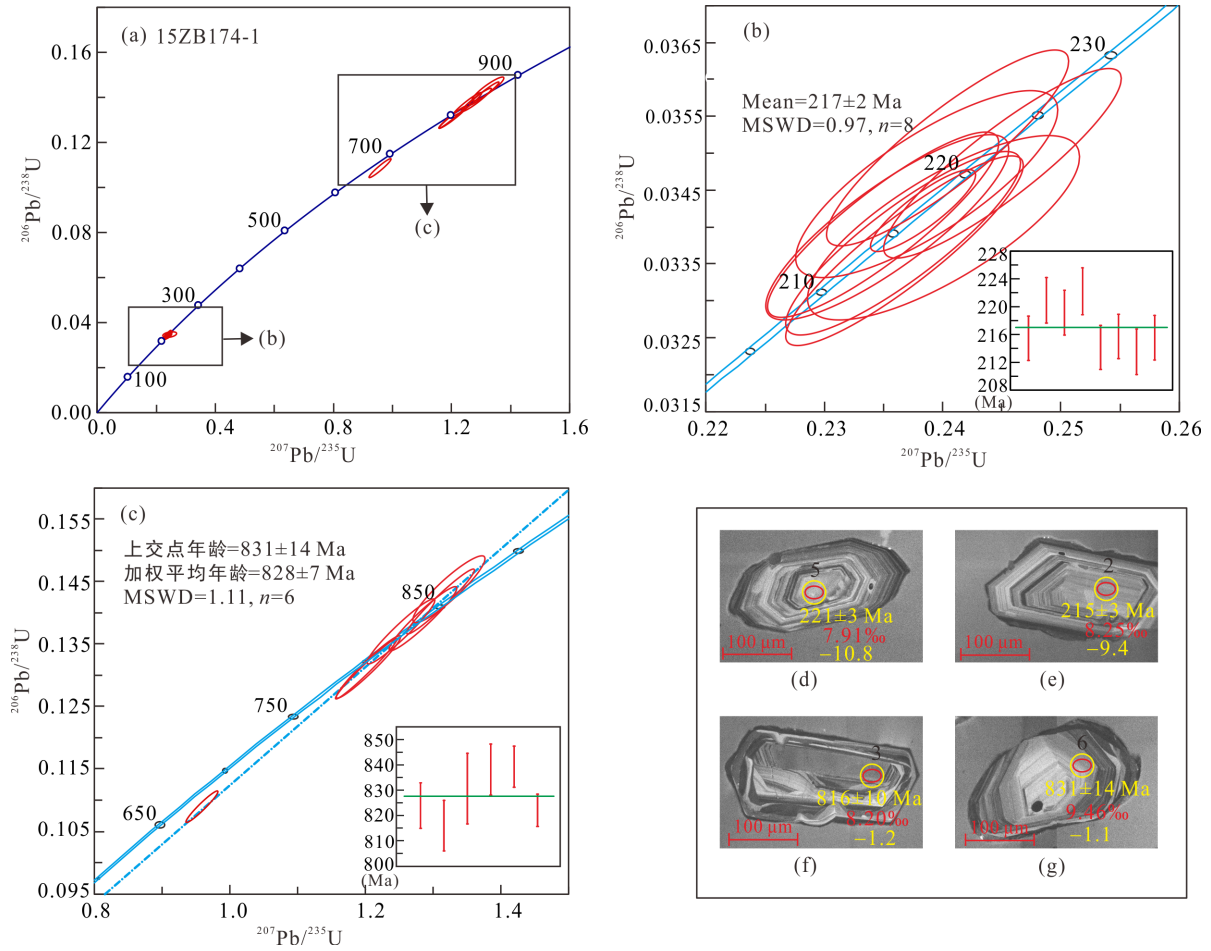
全岩 Sr-Nd 同位素测试分析采用的质谱仪是 Neptune 公司生产的多接受电感耦合等离子体质谱仪(Multicollector-ICP-MS)。所有测量的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$ 和 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ 校正。具体的操作步骤以及实验条件见梁细荣等(2003)。

3 分析测试结果

3.1 SIMS 锆石 U-Pb 年龄

双湖花岗岩(15ZB174-1)中锆石晶形完整, 自形

程度好, 呈长柱状, 颗粒大小不一, 粒径在 100~200 μm 之间。大部分锆石颗粒阴极发光图像(CL)显示清晰的振荡环带结构(图 3d、e), 表明其为典型的岩浆成因锆石(Hoskin and Black, 2001)。部分颗粒核部环带模糊(图 3f、g), 表明其受到后期地质事件改造。SIMS 锆石 U-Pb 年代学分析结果见表 1。本次分析的双湖花岗岩当中锆石测点年龄变化范围在 866~214 Ma 之间(表 1, 图 3a)。9 颗 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄最小的锆石 Th/U 值为 0.37~0.92, 8 个测点位于谐和线上, 加权平均年龄为 217 ± 2 Ma (MSWD=0.97)(图 3b), 代表了花岗岩的岩浆结晶年龄为晚三叠世。剩余 8 颗锆石的 Th/U 比值为 0.17~0.63, 其上交点年龄为 831 ± 14 Ma, 6 个谐和点的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 加权平均年龄为 828 ± 7 Ma(MSWD=1.11)(图 3c)。



红色圈指示锆石 U-Pb 年龄和 O 同位素的测试位置, 黄色圈指示 Hf 同位素测试位置, 年龄下面依次为 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值。

图 3 双湖地区花岗岩 SIMS 锆石 U-Pb 谐和图(a~c)和锆石阴极发光图像(d~g)

Fig.3 U-Pb concordia diagrams (a~c) and CL images (d~g) of zircon grains from the Shuanghu granite

表 1 双湖花岗岩 SIMS 锆石 U-Pb 年龄分析结果(样品 15ZB174-1)

Table 1 SIMS U-Pb dating results of zircon grains from the Shuanghu granite

点号	含量($\mu\text{g/g}$)			Th/U	同位素比值						年龄(Ma)					
	Pb	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$
01	60	91	402	0.22	0.0666	0.43	1.2046	1.61	0.1313	1.55	823.9	9.0	802.7	9.0	795.1	11.6
02	16	175	403	0.37	0.0512	1.25	0.2401	1.96	0.0340	1.50	251.3	28.6	218.5	3.9	215.5	3.2
03	165	581	962	0.63	0.0663	0.48	1.2528	1.62	0.1370	1.55	815.9	10.0	824.7	9.2	827.9	12.1
04*	11	116	264	0.37	0.0515	3.72	0.2456	4.02	0.0346	1.50	262.2	83.3	223.0	8.1	219.3	3.2
05	46	617	1077	0.54	0.0510	0.75	0.2451	1.68	0.0349	1.50	240.0	17.2	222.6	3.4	220.9	3.3
06	102	133	625	0.22	0.0668	0.67	1.3233	1.65	0.1437	1.51	830.6	13.9	855.9	9.6	865.8	12.2
07	82	90	529	0.17	0.0670	0.48	1.2845	1.59	0.1390	1.52	838.1	10.1	838.9	9.1	839.1	11.9
08	78	197	616	0.29	0.0640	0.47	0.9580	1.62	0.1086	1.55	740.9	9.9	682.3	8.1	664.6	9.8
09	10	125	239	0.59	0.0501	1.16	0.2387	1.90	0.0346	1.50	197.8	26.7	217.3	3.7	219.1	3.2
10	42	695	932	0.92	0.0497	0.81	0.2404	1.74	0.0351	1.54	181.9	18.8	218.8	3.4	222.2	3.4
11	284	825	1641	0.52	0.0670	0.39	1.3108	1.55	0.1418	1.50	839.3	8.1	850.5	9.0	854.8	12.0
12	209	1359	2309	0.22	0.0730	4.04	0.7449	4.31	0.0740	1.50	1013.7	79.8	565.2	18.9	460.3	6.7
13	106	381	648	0.57	0.0665	0.31	1.2013	1.53	0.1310	1.50	822.0	6.4	801.2	8.5	793.8	11.2
14	17	168	415	0.38	0.0508	0.83	0.2367	1.71	0.0338	1.50	232.8	19.0	215.7	3.3	214.1	3.2
15	18	196	451	0.49	0.0501	0.80	0.2350	1.70	0.0340	1.50	198.6	18.4	214.3	3.3	215.7	3.2
16	28	342	695	0.45	0.0510	0.75	0.2368	1.73	0.0337	1.56	240.5	17.2	215.8	3.4	213.5	3.3
17	13	182	311	0.64	0.0502	0.95	0.2353	1.78	0.0340	1.51	204.3	21.8	214.6	3.5	215.5	3.2

3.2 全岩主量、微量元素和 Sr-Nd 同位素组成

双湖花岗岩的全岩地球化学分析结果见表 2。岩石的 SiO₂ 和 K₂O 含量很高, 分别为 64.00%~69.54% 和 4.09%~5.17%, MgO 含量为 1.44%~3.34%, Mg[#] 为 51~54。在 TAS 图解上, 样品落入花岗闪长岩

和花岗岩区域, 与三叠纪果干加年山花岗岩一致(图 4a)。在 K₂O-SiO₂ 图解中, 双湖花岗岩显示高钾或钾玄质特征(图 4b), 铝饱和指数 A/CNK 为 1.06~1.22, 在 A/NK-A/CNK 图解中, 双湖花岗岩表现为过铝质特征(图 4c)。

表 2 双湖花岗岩主量(%)、微量(μg/g)元素和 Sr-Nd 同位素分析结果

Table 2 Major (%) and trace element (μg/g) concentrations and Sr-Nd isotopic compositions for the Shuanghu granite

样品	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ¹	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total	Mg [#]	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu
15ZB174-1	69.54	0.35	14.91	2.51	0.05	1.44	0.9	3.01	5.17	0.14	1.41	99.43	50.6	7.14	33.1	31.4	6.31	19.8	5.56
15ZB174-2	64.00	0.58	14.8	5.07	0.1	3.34	3.14	2.34	4.09	0.19	2.06	99.7	54	16.7	105	67.8	11.7	13.5	14.4
样品	Zn	Ga	Ge	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
15ZB174-1	63.3	24.3	2.04	289	116	14.5	132	10.2	22.4	471	28.26	60.25	6.82	25.01	5.21	1.02	4.37	0.62	3.16
15ZB174-2	56.9	18.8	2.47	140	301	19.6	151	11.6	5.13	1014	38.01	78.13	8.62	31.24	5.72	1.16	4.88	0.69	3.86
样品	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U	ΣREE	δEu	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	ε _{Nd} (t)	t _{DM2} (Ma)	
15ZB174-1	0.59	1.49	0.21	1.37	0.2	4.29	1.22	56.2	14.3	4.33	138.57	0.64							
15ZB174-2	0.77	2.1	0.31	2.06	0.31	4.52	1.11	19.3	19.6	2.91	177.86	0.65	0.71838	0.71417	0.1106	0.51202	-9.61	1781	

注: Fe₂O₃¹ 为全铁; LOI 为烧失量; Mg[#] = Mg²⁺ / (Fe²⁺ + Mg²⁺) × 100; δEu = Eu_N / (Sm_N × Gd_N)^{1/2}; Sr、Nd 同位素初始值以 t = 220 Ma 为回算年龄。

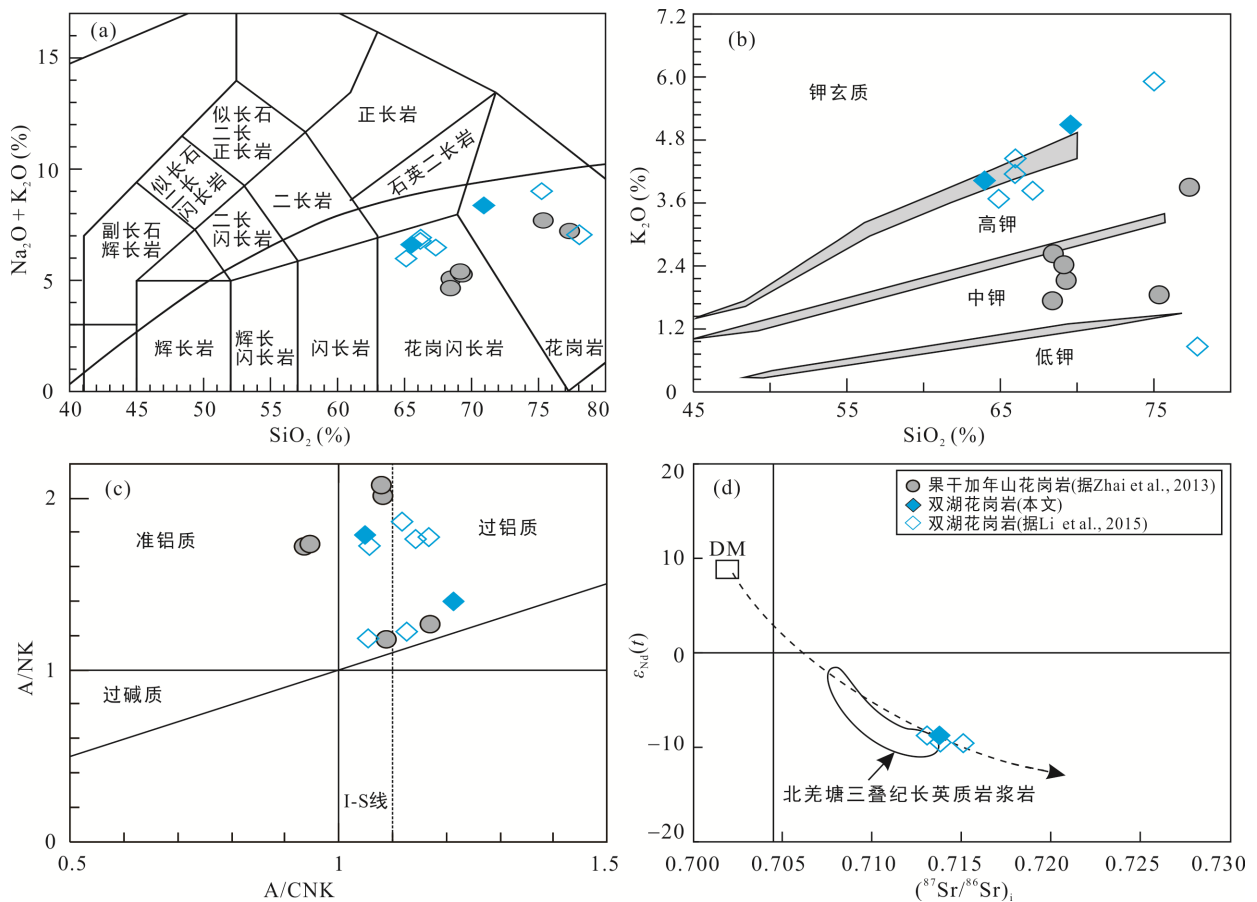


图 4 双湖花岗岩 TAS (a, 据 Middlemost, 1994)、K₂O-SiO₂ (b, 据 Peccerillo and Taylor, 1976)、A/NK-A/CNK (c) 和 ε_{Nd}(t) (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i (d) 图解

Fig.4 Plots of TAS (a), K₂O vs. SiO₂ (b), A/NK vs. A/CNK (c) and ε_{Nd}(t) vs. (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i (d) for the Shuanghu granite

双湖花岗岩的稀土元素的总量($\Sigma\text{REE}=138.57\sim 177.86\ \mu\text{g/g}$)高于大陆地壳平均值($106\ \mu\text{g/g}$), 稀土元素配分曲线表现为富集轻稀土元素的右倾配分模式(图 5a), $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 范围在 13.3~14.8, Eu 负异常($\delta\text{Eu}=0.64\sim 0.65$)表明存在斜长石的分离结晶。在原始地幔标准化微量元素蛛网图上, 具有富集 Rb、Th、U 和 Pb, 亏损 Nb、Ta、Sr 和 Ti 的特征(图 5b)。双湖花岗岩与同期果干加年山花岗岩的稀土元素和微量元素特征整体较为一致(图 5)。

双湖花岗岩(15ZB174-2)初始的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 为 0.714169, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值较低为 -9.61, Nd 同位素模式年龄(t_{DM2})为 1.78 Ga(表 2), 落在北羌塘三叠纪长英质岩浆岩范围内(图 4d)。研究该区域花岗岩的初始 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 为 0.7131~0.7151, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 -9.7~-8.9, Nd 同位素模式年龄(t_{DM2})为 1.72~1.79 Ga(Li et al., 2015), 与本文研究结果相同。

3.3 锆石 Hf-O 同位素

锆石 Hf-O 同位素分析结果见表 3。原生岩浆锆

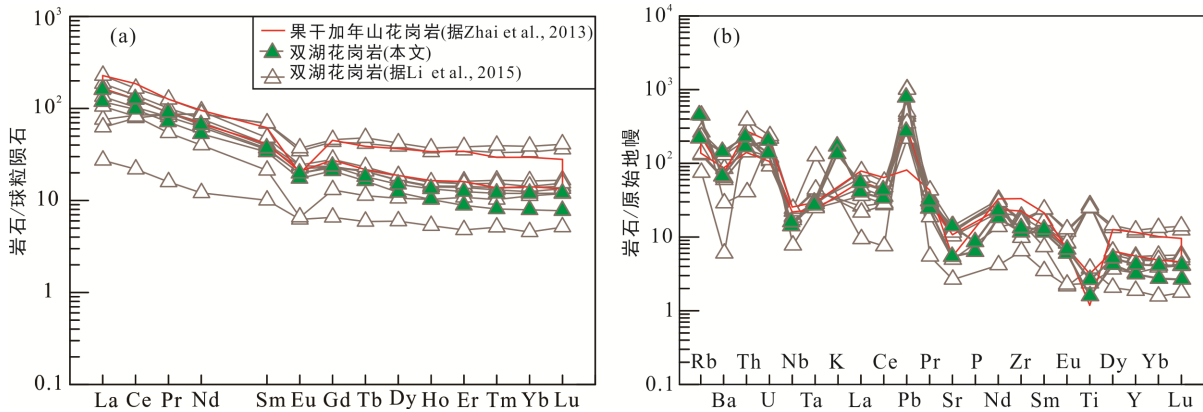


图 5 双湖地区花岗岩球粒陨石标准化稀土元素配分模式图(a)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b)(球粒陨石和原始地幔标准化值引自 Sun and McDonough, 1989)

Fig.5 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle normalized trace element spider diagrams (b) for the Shuanghu granite

表 3 双湖花岗岩锆石原位 Hf-O 同位素分析结果

Table 3 *In-situ* zircon Hf-O compositions of the Shuanghu granite

点号	年龄(Ma)	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$	$\epsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	$\pm 2\sigma$	$t_{\text{DM}}(\text{Ma})$	$t_{\text{DM2}}(\text{Ma})$	$\pm 2\sigma$	$f_{\text{Lu/Hf}}$	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$	$\pm 2\sigma$
2	217	0.023953	0.000930	0.282378	0.000011	0.282374	-14.1	-9.4	0.4	1234	1840	37	-0.97	8.25	0.20
4	217	0.033529	0.001266	0.282374	0.000010	0.282369	-14.2	-9.4	0.3	1250	1846	37	-0.96	6.98	0.22
5	217	0.037449	0.001407	0.282335	0.000011	0.282329	-15.7	-10.8	0.4	1310	1934	39	-0.96	7.91	0.24
9	217	0.031757	0.001202	0.282387	0.000010	0.282382	-13.8	-8.9	0.3	1230	1817	36	-0.96	8.04	0.13
10	217	0.025546	0.000965	0.282382	0.000009	0.282378	-13.9	-9.0	0.3	1229	1825	37	-0.97	7.94	0.19
14	217	0.019032	0.000757	0.282359	0.000008	0.282356	-14.7	-9.9	0.3	1255	1876	38	-0.98	7.79	0.17
15	217	0.021642	0.000839	0.282404	0.000009	0.282400	-13.1	-8.2	0.3	1194	1774	35	-0.97	8.05	0.22
16	217	0.019760	0.000775	0.282409	0.000010	0.282406	-12.9	-8.1	0.3	1185	1765	35	-0.98	8.30	0.20
17	217	0.040046	0.001466	0.282366	0.000010	0.282360	-14.6	-9.7	0.3	1268	1866	37	-0.96	7.94	0.24
18	217*	0.020530	0.000818	0.282409	0.000008	0.282406	-12.9	-8.2	0.3	1186	1767	35	-0.98	7.58	0.25
19	217*	0.029191	0.001113	0.282392	0.000008	0.282388	-13.6	-8.8	0.3	1220	1808	36	-0.97	7.60	0.17
20	217*	0.025216	0.000946	0.282395	0.000009	0.282391	-13.5	-8.7	0.3	1210	1800	36	-0.97	8.22	0.20
1	828	0.038120	0.001266	0.282199	0.000010	0.282179	-21.0	-2.8	0.4	1497	1887	38	-0.96	10.23	0.21
3	828	0.026278	0.000915	0.282243	0.000010	0.282229	-19.2	-1.2	0.3	1421	1781	36	-0.97	8.20	0.18
6	828	0.035363	0.001189	0.282242	0.000011	0.282224	-19.4	-1.1	0.4	1433	1784	36	-0.96	9.46	0.14
7	828	0.044638	0.001506	0.282243	0.000008	0.282219	-19.5	-1.1	0.3	1444	1789	36	-0.95	9.57	0.22
8	828	0.018543	0.000625	0.282202	0.000009	0.282193	-20.5	-4.2	0.3	1468	1909	38	-0.98	8.80	0.16
11	828	0.033279	0.001103	0.282278	0.000009	0.282261	-18.1	0.4	0.3	1379	1696	34	-0.97	8.51	0.21
12	828	0.023977	0.000852	0.282214	0.000010	0.282201	-20.2	-1.9	0.4	1459	1837	37	-0.97	8.38	0.19
13	828	0.032387	0.001072	0.282258	0.000010	0.282242	-18.8	-0.6	0.4	1406	1750	35	-0.97	8.68	0.16

注: 年龄后的标记*表示该点未进行年龄测定, $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$ 值根据推断年龄进行回算。

石和捕获锆石分别用 217 Ma 结晶年龄和 828 Ma 年龄来计算初始 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值和 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值。与两种类型的锆石相对比。岩浆锆石 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 范围在 0.282335~0.282409, ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$)_i 值范围为 0.282329~0.282406, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值在 -10.8~-8.1 之间, Hf 同位素模式年龄(t_{DM2}) 在 1.77~1.93 Ga 之间。捕获锆石 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 范围在 0.282199~0.282278, ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$)_i 值范围为 0.282179~0.282261, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值在 -4.2~0.4 之间, Hf 同位素模式年龄(t_{DM2}) 在 1.70~1.90 Ga 之间(表 3, 图 6)。

与锆石的 Hf 同位素组成类似, 岩浆锆石和捕获锆石的 O 同位素也不同。岩浆锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 的范围在 6.98‰~8.30‰之间, 平均值为 7.88‰。捕获锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 的范围在 8.20‰~10.23‰之间, 平均值为 8.98‰(表 3, 图 7)。

4 讨 论

4.1 双湖晚三叠世花岗岩的成因

双湖花岗岩虽具有过铝质花岗岩的特征(A/CNK 为 1.06~1.22), 但其具有 I 型花岗岩的特征矿物角闪石, 岩浆锆石较低的 O 同位素($\delta^{18}\text{O}=6.98\text{‰}\sim 8.30\text{‰}$) 也表明其为 I 型花岗岩。I 型花岗岩的成因有以下几种解释: ①幔源玄武质岩浆的分离结晶(Soesoo, 2000; Li et al., 2007); ②幔源岩浆底侵下地壳, 在壳幔混合作用下形成(邱检生等, 2008); ③中下地壳物质的部分熔融。研究区未发现辉长岩-闪长岩-花岗闪长岩-花岗岩连贯的一系列岩体, 上述系列连贯的岩石类型通常为玄武质幔源岩浆经分离结晶作用形成, 故由此可排除幔源玄武质岩浆的分离结晶模式。晚三叠世该区域处于后碰撞造山阶段(Zhai et al., 2011, 2013; 张修政等, 2014), 岩浆活动最活跃, 产

生了巨量的花岗质岩浆。前人曾在双湖花岗岩中发现了一些闪长质包体, 认为地幔物质参与了双湖花岗岩的演化(Li et al., 2015), 与花岗岩具有较高的 $\text{Mg}^\#(50\sim 54)$ 一致。但是本文研究的双湖花岗岩锆石具有均一的 Hf 同位素($\epsilon_{\text{Hf}}(t)=-10.8\sim -8.1$) 和氧同位素($\delta^{18}\text{O}=6.98\text{‰}\sim 8.30\text{‰}$) 组成, 表明其源区较为均一, 或地幔物质加入的量较少并且在岩浆房中均一化了。因此, 地幔物质可能主要提供了热源, 导致中下地壳的熔融作用。花岗岩锆石均一的氧同位素进一步表明其源区以变火成岩为主, 而这些变火成岩可能来自早期受到俯冲作用影响的源区, 因此在其岩浆演化和上升过程中能捕获基底岩石信息。虽然捕获了具有高 O 同位素的基底岩石, 但并没有明显改变花岗岩的 O 同位素。因此, 混染的量可能较小。

花岗岩的地球化学成分受多种条件的约束, 如源区性质, 熔融条件及后期构造演化等, 其地球化学特征与构造背景并不直接挂钩(吴福元等, 2007)。研究表明, 双湖晚三叠世花岗岩可能形成于后碰撞的构造背景。首先, 龙木错-双湖缝合带代表的古特提斯洋盆在中三叠世完全关闭, 南、北羌塘地块发生陆陆碰撞(Zhai et al., 2011; Dan et al., 2018), 晚三叠世部分区域形成新一轮沉积, 且以角度不整合覆盖在混杂岩之上(李才等, 2007), 表明构造环境由陆陆碰撞转向板内。双湖晚三叠世花岗岩从演化时间上符合后碰撞背景。其次, 蜈蚣山部分晚三叠世(209 Ma) 花岗岩表现为 A 型花岗岩(胡培远等, 2010b), 暗示该时期区域处于伸展构造背景。此外, 区域内高压变质岩的一系列的折返活动及侵位机制(227~203 Ma, 张修政等, 2010, 2014; Zhai et al., 2011), 更进一步说明该时期区域内伸展构造背景, 同时也表明块体间的

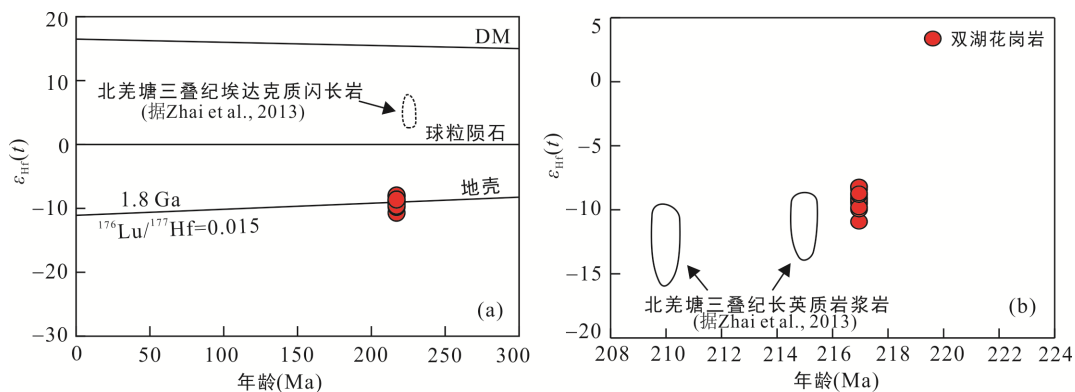


图 6 双湖花岗岩 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ -年龄图解

Fig.6 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. age diagrams for the Shuanghu granite

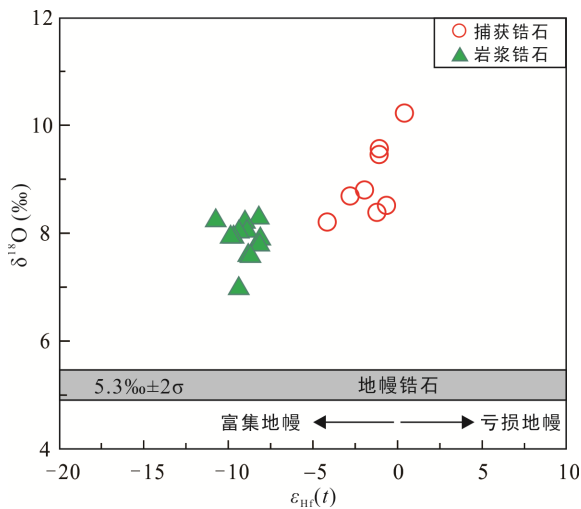


图 7 双湖花岗岩锆石 $\delta^{18}\text{O}$ - $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 图

Fig.7 $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ diagram of zircon grains from the Shuanghu granite

相互作用,与典型的板内环境不同,但与后碰撞过程特点相同(Liegeois, 1998)。综上所述,我们认为双湖晚三叠世花岗岩形成于后碰撞伸展构造背景。

4.2 捕获锆石来自于基底岩石

近年来,龙木错-双湖缝合带附近区域,发现较多格林威尔-晋宁期的构造岩浆事件记录,雁石坪地区同样发现大量 1192~803 Ma 碎屑锆石(李江涛等, 2016),暗示北羌塘地块可能存在格林威尔构造岩浆热事件和晋宁运动。由于沉积岩中的碎屑锆石具有某种程度的圆形特征,因此不能有效表明其来自北羌塘地块自身的基底岩石。双湖花岗岩中的捕获锆石为半自形-自形,828 Ma 的锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显大于 217 Ma 的岩浆锆石(图 7),进一步表明前者是捕获的而不是继承自源区的,否则 217 Ma 锆石应该具有与 828 Ma 锆石类似的 O 同位素。因此,这些锆石可能来自于结晶基底岩石。

捕获锆石的 CL 图像、O 和 Hf 同位素特征有助于我们进一步了解北羌塘地块深部基底的性质。锆石 CL 图像显示这些锆石虽然经历了后期的改造,但仍保留了明显的振荡环带,是由酸性岩浆结晶出来的(Corfu et al., 2003)。结合这些锆石来自于基底岩石,可合理推测其源岩为花岗岩。锆石原位 O 同位素能有效区分 S 型和 I 型花岗岩, S 型花岗岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值一般 $>8\%$,并具有宽广的范围(Dan et al., 2014, 2020; Hopkinson et al., 2017)。捕获锆石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 8.20% ~ 10.23% ,表明其 828 Ma 的原岩为 S 型花岗岩。结合锆石 Hf 模式年龄为 1.7~1.9 Ga,表明其来自古元古代地壳物质的重熔。

4.3 北羌塘地块起源于扬子地块

目前北羌塘地块的起源和漂移演化历史仍存在争议。一些研究者认为其起源于劳亚大陆(潘桂棠等, 2002, 2004),另一些研究者认为其在晚古生代时期便从冈瓦纳大陆分离(Kapp et al., 2003; Metcalfe, 2006),还有部分研究者认为其来自华夏古陆(李才, 2008; Zhang et al., 2013)。针对这个问题,本文捕获锆石携带的基底信息可提供一定的约束。

前人研究认为龙木错-双湖缝合带为冈瓦纳大陆的北界。该缝合带南侧南羌塘地块来自冈瓦纳大陆,北侧北羌塘地块来自欧亚大陆或者华夏古陆(李才, 1987, 2008)。晚三叠世北羌塘地块的地层和古生物与欧亚大陆的塔里木地块及昆仑地块差异较大,与扬子地块较为相似(朱同兴等, 2010)。近年来,越来越多的研究表明北羌塘地块起源于华南板块, Wang et al. (2018)通过对北羌塘地块那益雄组的一套双峰式火山岩研究发现,二叠纪中期俯冲的古特提斯洋板片回撤,导致地幔对流可能驱使轻的峨眉山地幔柱发生变形而向西流动。北羌塘地块晚二叠世双峰式火山岩可能是峨眉山地幔柱与古特提斯洋俯冲系统相互作用的产物,进一步表明北羌塘地块与华南板块具有亲缘性。另外,古地磁研究表明北羌塘地块和南羌塘地块从冈瓦纳大陆裂解的时间可能不同(Song et al., 2017; Ma et al., 2019),并提供了北羌塘地块和华南板块在二叠纪一起发生北向漂移的证据。

因此,在北羌塘地块寻找具有与扬子地块相似的基底特征岩石,就能有力证明其来自于扬子地块。近年来,在北羌塘地块东南方向延伸的昌都宁多岩群发现了 1045~965 Ma 的基底岩石(何世平等, 2011, 2013),类似于云南、四川等地发现 1300~1000 Ma 碰撞事件的记录(王生伟等, 2013; 徐通等, 2016)。但是,华南板块特别是扬子地块在新元古代的一个重要特征是发育大量的~825 Ma 的伸展型岩浆活动,并以花岗岩为主(Li et al., 2003; 夏林圻等, 2009; 李献华等, 2012)。北羌塘地块沱沱河碎屑锆石年龄存在 1205~751 Ma 阶段的峰值(张畅, 2018);唐古拉山地区雁石坪群中也有 1192~803 Ma 阶段的碎屑锆石(李江涛等, 2016)。本文的研究进一步表明北羌塘地块具有类似华南新元古代裂解时期的基底岩石。因此,北羌塘地块很可能来源于扬子地块,在新元古代时期一起经历了俯冲增生及后续的裂解活动。

5 结 论

(1) 新的 SIMS 锆石 U-Pb 定年显示, 北羌塘双湖 I 型花岗岩形成于 217 Ma, 可能来自北羌塘地块古老地壳的深部熔融作用, 其形成于南、北羌塘地块碰撞后的伸展构造背景。

(2) 双湖花岗岩捕获锆石年龄为 828 Ma, O 同位素组成表明其可能来源于晚新元古代 S 型花岗岩, 其揭示的基底信息与扬子地块相似, 为北羌塘地块具有扬子型基底提供重要信息。

致谢: 感谢中国地质科学院地质研究所胡培远副研究员和吉林大学王明副教授对本文提出的宝贵的修改意见。

参考文献(References):

- 何世平, 李荣社, 王超, 辜平阳, 于浦生, 时超, 查显锋. 2013. 昌都地块宁多岩群形成时代研究: 北羌塘基底存在的证据. 地学前缘, 20(5): 15-24.
- 何世平, 李荣社, 王超, 张宏飞, 计文化, 于浦生, 辜平阳, 时超. 2011. 青藏高原北羌塘昌都地块发现 ~4.0 Ga 碎屑锆石. 科学通报, 56(8): 573-585.
- 胡培远, 李才, 苏犁, 李春斌, 于红. 2010b. 青藏高原羌塘中部蜈蚣山花岗岩片麻岩锆石 U-Pb 定年——泛非与印支事件的年代学记录. 中国地质, 37(4): 1050-1061.
- 胡培远, 李才, 杨韩涛, 张海波, 于红. 2010a. 青藏高原羌塘中部果干加年山一带晚三叠世花岗岩的特征、锆石定年及其构造意义. 地质通报, 29(12): 1825-1832.
- 李才. 1987. 龙木错-双湖-澜沧江板块缝合带与石炭二叠纪冈瓦纳北界. 长春地质学院学报, 17(2): 155-166.
- 李才. 2003. 羌塘基底质疑. 地质论评, 49(1): 3-9.
- 李才. 2008. 青藏高原龙木错-双湖-澜沧江板块缝合带研究二十年. 地质论评, 54(1): 105-119.
- 李才, 程立人, 张以春, 翟庆国. 2004. 西藏羌塘南部发现奥陶纪-泥盆纪地层. 地质通报, 23(5): 602-604.
- 李才, 翟庆国, 陈文, 董永胜, 于介江. 2007. 青藏高原龙木错-双湖板块缝合带闭合的年代学证据——来自果干加年山蛇绿岩与流纹岩 Ar-Ar 和 SHRIMP 年龄制约. 岩石学报, 23(5): 911-918.
- 李才, 翟庆国, 程立人, 徐峰, 黄小鹏. 2005. 青藏高原羌塘地区几个关键地质问题的思考. 地质通报, 24(4): 295-301.
- 李江涛, 梁斌, 何文劲, 徐刚, 文龙, 谢启兴. 2016. 藏北羌塘盆地基底的地质构造演化: 来自侏罗纪雁石坪群砂岩碎屑锆石 U-Pb 同位素年代学证据. 中国地质, 43(4): 1216-1226.
- 李献华, 李武显, 何斌. 2012. 华南陆块的形成与 Rodinia 超大陆聚合-裂解——观察、解释与检验. 矿物岩石地球化学通报, 31(6): 543-559.
- 梁细荣, 韦刚健, 李献华, 刘颖. 2003. 利用 MC-ICPMS 精确测定 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 和 Sm/Nd 比值. 地球化学, 32(1): 91-96.
- 潘桂棠, 李兴振, 王立全, 丁俊, 陈智梁. 2002. 青藏高原及邻区大地构造单元初步划分. 地质通报, 21(11): 701-707.
- 潘桂棠, 王立全, 朱弟成. 2004. 青藏高原区域地质调查中几个重大科学问题的思考. 地质通报, 23(1): 12-19.
- 邱检生, 肖娥, 胡建, 徐夕生, 蒋少涌, 李真. 2008. 福建北东沿海高分异 I 型花岗岩的成因: 锆石 U-Pb 年代学、地球化学和 Nd-Hf 同位素制约. 岩石学报, 24(11): 2468-2484.
- 谭富文, 张润合, 王剑, 斯春松, 马立桥. 2016. 羌塘晚三叠世-早白垩世裂陷盆地基底构造. 成都理工大学学报(自然科学版), 43(5): 513-521.
- 王生伟, 廖震文, 孙晓明, 周邦国, 郭阳, 蒋小芳, 朱华平, 孙志明, 罗茂金, 马东, 沈战武, 张海. 2013. 会东菜园子花岗岩的年龄、地球化学——扬子地台西缘格林威尔造山运动的机制探讨. 地质学报, 87(1): 55-70.
- 吴福元, 李献华, 杨进辉, 郑永飞. 2007. 花岗岩成因研究的若干问题. 岩石学报, 23(6): 1217-1238.
- 夏军, 钟华明, 童劲松, 鲁如魁. 2006. 北龙木错东部三岔口地区下奥陶统与泥盆系的不整合界面. 地质通报, 25(1): 113-117.
- 夏林圻, 夏祖春, 李向民, 马中平, 徐学义. 2009. 华南新元古代中期裂谷火山岩系: Rodinia 超大陆裂谷化-裂解的地质纪录. 西北地质, 42(1): 1-33.
- 徐通, 裴先治, 刘成军, 陈有炘, 李瑞保, 李佐臣, 裴磊. 2016. 南秦岭勉略构造带张儿沟新元古代变安山岩地球化学特征及锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄——Rodinia 超大陆聚合事件的记录. 地质论评, 62(2): 434-450.
- 张畅. 2018. 北羌塘沱沱河河流碎屑锆石 U-Pb 年代学和 Hf 同位素研究及其地质意义. 北京: 中国地质大学(北京)硕士学位论文: 32-34.
- 张修政, 董永胜, 李才, 邓明荣, 张乐, 许王. 2014. 羌塘中部晚三叠世岩浆活动的构造背景及成因机制——以红脊山地区香桃湖花岗岩为例. 岩石学报, 30(2): 547-564.
- 张修政, 董永胜, 李才, 施建荣, 王生云. 2010. 青藏高原羌塘中部榴辉岩地球化学特征及其大地构造意义. 地质通报, 29(12): 1804-1814.

- 朱同兴, 冯心涛, 王晓飞, 周铭魁. 2010. 青藏高原羌塘地区晚三叠世构造-古地理研究. *沉积与特提斯地质*, 30(4): 1-10.
- Corfu F, Hanchar J M, Hoskin P W O and Kinny P. 2003. Atlas of zircon textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(16): 469-500.
- Dan W, Li X H, Wang Q, Wang X C, Liu Y and Wyman D A. 2014. Paleoproterozoic S-type granites in the Helanshan Complex, Khondalite Belt, North China Craton: Implications for rapid sediment recycling during slab break-off. *Precambrian Research*, 254: 59-72.
- Dan W, Wang Q, White W M, Zhang X Z, Tang G J, Jiang Z Q, Hao L L and Ou Q. 2018. Rapid formation of eclogites during a nearly closed ocean: Revisiting the Pianshishan eclogite in Qiangtang, central Tibetan Plateau. *Chemical Geology*, 477: 112-122.
- Dan W, Wang Q, Zhang X Z and Tang G J. 2020. Early Paleozoic S-type granites as the basement of Southern Qiantang Terrane, Tibet. *Lithos*, 356-357, 105395.
- Dewey J F, Shackleton R M, Cheng F C and Yi Y S. 1988. The tectonic evolution of the Tibetan Plateau. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 327(1594): 379-413.
- Ding H X, Zhang Z M, Dong X, Yan R, Lin Y H and Jiang H Y. 2015. Cambrian ultrapotassic rhyolites from the Lhasa terrane, south Tibet: Evidence for Andean-type magmatism along the northern active margin of Gondwana. *Gondwana Research*, 27(4): 1616-1629.
- Fan J J, Li C, Xie C M and Liu Y M. 2014. Depositional environment and provenance of the upper Permian-Lower Triassic Tianquanshan Formation, northern Tibet: Implications for the Palaeozoic evolution of the Southern Qiangtang, Lhasa, and Himalayan terranes in the Tibetan Plateau. *International Geology Review*, 58(2): 1-18.
- Fan J J, Li C, Wang M, Xie C M and Xu W. 2015. Features, provenance, and tectonic significance of Carboniferous-Permian glacial marine diamictites in the Southern Qiangtang-Baoshan block, Tibetan Plateau. *Gondwana Research*, 28(4): 1530-1542.
- Gehrels G, Kapp P, Pg D, Pullen A, Blakey R, Weislogel A, Ding L, J G, Martin A, Mcquarrie N and Yin A. 2011. Detrital zircon geochronology of pre-Tertiary strata in the Tibetan-Himalayan orogen. *Tectonics*, 30(5), TC5016.
- Hopkinson T N, Harris N B W, Warren C J, Spencer C J, Roberts N M W, Horstwood M S A and Parrish R R. 2017. The identification and significance of pure sediment-derived granites. *Earth and Planetary Science Letters*, 467: 57-63.
- Hoskin P W O and Black L P. 2001. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, 18(4): 423-439.
- Hu P Y, Zhai Q G, Jahn B M, Wang J, Li C, Lee H Y and Tang S H. 2015. Early Ordovician granites from the South Qiangtang terrane, northern Tibet: Implications for the early Paleozoic tectonic evolution along the Gondwanan proto-Tethyan margin. *Lithos*, 220: 318-338.
- Hu P Y, Li C, Wu Y W, Xie C M, Wang M and Li J. 2014. Opening of the Longmu Co-Shuanghu-Lancangjiang ocean: Constraints from plagiogranites. *Chinese Science Bulletin*, 59(25): 3188-3199.
- Kapp P, Yin A, Manning C E, Harrison T M, Taylor M H and Ding L. 2003. Tectonic evolution of the early Mesozoic blueschist-bearing Qiangtang metamorphic belt, central Tibet. *Tectonics*, 22(4), 1043.
- Leeder M R, Smith A and Ji X Y. 1988. Sedimentology, palaeoecology and palaeoenvironmental evolution of the 1985 Lhasa to Golmud Geotraverse. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 327(1594): 107-143.
- Li G M, Li J X, Zhao J X, Qin K Z, Cao M J and Evans N J. 2015. Petrogenesis and tectonic setting of Triassic granitoids in the Qiangtang terrane, central Tibet: Evidence from U-Pb ages, petrochemistry and Sr-Nd-Hf isotopes. *Journal of Asian Earth Sciences*, 105: 443-455.
- Li X H, Li W X, Wang X C, Li Q L, Liu Y and Tang G Q. 2009. Role of mantle-derived magma in genesis of early Yanshanian granites in the Nanling Range, South China: *In situ* zircon Hf-O isotopic constraints. *Science in China (Series D)*, 52(9): 1262-1278.
- Li X H, Li Z X, Ge W, Zhou H, Li W, Liu Y and Wingate M T D. 2003. Neoproterozoic granitoids in South China: Crustal melting above a mantle plume at ca. 825 Ma? *Precambrian Research*, 122(1): 45-83.
- Li X H, Li Z X, Li W X, Liu Y, Yuan C, Wei G and Qi C. 2007. U-Pb zircon, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on age and origin of Jurassic I- and A-type granites from central Guangdong, SE China: A major igneous event in response to foundering of a subducted

- flat-slab? *Lithos*, 96(1–2): 186–204.
- Li X H, Long W G, Li Q L, Liu Y, Zheng Y F, Yang Y H, Chamberlain K R, Wan D F, Guo C H, Wang X C and Tao H. 2010. Penglai zircon megacrysts: A potential new working reference material for microbeam determination of Hf-O isotopes and U-Pb age. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34(2): 117–134.
- Li X H, Qi C S, Liu Y, Liang X R, Tu X L, Xie L W and Yang Y H. 2005. Petrogenesis of the Neoproterozoic bimodal volcanic rocks along the western margin of the Yangtze Block: New constraints from Hf isotopes and Fe/Mn ratios. *Chinese Science Bulletin*, 50(21): 2481–2486.
- Li X H, Zhou H, Chung S L, Lo C H, Wei G, Liu Y and Lee C Y. 2002. Geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics of Late Paleogene ultrapotassic magmatism in southeastern Tibet. *International Geology Review*, 44(6): 559–574.
- Liegeois L P. 1998. Preface-some words on the post-collisional magmatism. *Lithos*, 45: 15–17.
- Liu Y M, Xie C M, Li C, Li S Z, Santosh M, Wang M and Fan J J. 2018. Breakup of the northern margin of Gondwana through lithospheric delamination: Evidence from the Tibetan Plateau. *Geological Society of America Bulletin*, 131(3–4): 675–697.
- Lu L, Zhang K J, Yan L L, Jin X and Zhang Y X. 2017. Was late Triassic Tanggula granitoid (central Tibet, western China) a product of melting of underthrust Songpan-Ganzi flysch sediments? *Tectonics*, 36(5–6): 902–928.
- Ma Y M, Wang Q, Wang J, Yang T S, Tan X D, Dan W, Zhang X Z, Ma L, Wang Z L, Hu W L, Zhang S H, Wu H C, Li H Y and Cao L W. 2019. Paleomagnetic constraints on the origin and drift history of the North Qiangtang terrane in the Late Paleozoic. *Geophysical Research Letters*, 46(2): 689–697.
- Metcalf I. 2006. Palaeozoic and Mesozoic tectonic evolution and palaeogeography of East Asian crustal fragments: The Korean peninsula in context. *Gondwana Research*, 9(1–2): 24–46.
- Metcalf I. 2013. Gondwana dispersion and Asian accretion: Tectonic and palaeogeographic evolution of eastern Tethys. *Journal of Asian Earth Sciences*, 66: 1–33.
- Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3–4): 215–224.
- Peccerillo A and Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63–81.
- Peng T P, Zhao G C, Fan W M, Peng B X and Mao Y S. 2014. Late Triassic granitic magmatism in the eastern Qiangtang, Eastern Tibetan Plateau: Geochronology, petrogenesis and implications for the tectonic evolution of the Paleo-Tethys. *Gondwana Research*, 27(4): 1494–1508.
- Pullen A and Kapp P. 2014. Mesozoic tectonic history and lithospheric structure of the Qiangtang terrane: Insights from the Qiangtang metamorphic belt, central Tibet. *Special Paper of the Geological Society of America*, 507: 71–87.
- Pullen A, Kapp P, Gehrels G E, Ding L and Zhang Q H. 2011. Metamorphic rocks in central Tibet: Lateral variations and implications for crustal structure. *Geological Society of America Bulletin*, 123(3–4): 585–600.
- Pullen A, Kapp P, Gehrels G E, Vervoort J D and Ding L. 2008. Triassic continental subduction in central Tibet and Mediterranean-style closure of the Paleo-Tethys Ocean. *Geology*, 36(5): 351–354.
- Sláma J, Kostler J, Condon D, Crowley J L, Gerdes A, Hanchar J, Horstwood M, Morris G, Nasdala B, Turbett M N and Whitehouse M J. 2008. Plešovice — A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic analysis. *Chemical Geology*, 249(1–2): 1–35.
- Soesoo A. 2000. Fractional crystallization of mantle-derived melts as a mechanism for some I-type granite petrogenesis: An example from Lachlan Fold Belt, Australia. *Journal of the Geological Society*, 157(1): 135–149.
- Song P, Ding L, Li Z, Lippert P and Yue Y H. 2017. An early bird from Gondwana: Paleomagnetism of Lower Permian lavas from northern Qiangtang (Tibet) and the geography of the Paleo-Tethys. *Earth and Planetary Science Letters*, 475: 119–133.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313–345.
- Wang J, Wang Q, Zhang C, Dan W, Qi Y, Zhang X Z and Xia X P. 2018. Late Permian bimodal volcanic rocks in the Northern Qiangtang terrane, Central Tibet: Evidence for interaction between the Emeishan plume and the Paleo-Tethyan subduction system. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(8): 6540–6561.
- Yin A and Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the

- Himalayan-Tibetan orogen. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28(1): 211–280.
- Zhai Q G, Jahn B M, Su L, Wang J, Mo X X, Lee H Y, Wang K L and Tang S H. 2013. Triassic arc magmatism in the Qiangtang area, northern Tibet: Zircon U-Pb ages, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic characteristics, and tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 63: 162–178.
- Zhai Q G, Zhang R Y, Jahn B M, Li C, Song S G and Wang J. 2011. Triassic eclogites from central Qiangtang, northern Tibet, China: Petrology, geochronology and metamorphic P-T path. *Lithos*, 125(1–2): 173–189.
- Zhang L, Ren Z Y, Nichols A R L, Zhang Y H, Zhang Y, Qian S P and Liu J Q. 2014. Lead isotope analysis of melt inclusions by LA-MC-ICP-MS. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 29(8): 1393–1405.
- Zhang X Z, Dong Y S, Wang Q, Dan W, Zhang C, Deng M R, Xu W, Xia X P, Zeng J P and Liang H. 2016. Carboniferous and Permian evolutionary records for the Paleo-Tethys Ocean constrained by newly discovered Xiangtaohu ophiolites from central Qiangtang, central Tibet. *Tectonics*, 35(7): 1670–1686.
- Zhang X Z, Dong Y S, Wang Q, Dan W, Zhang C, Xu W and Huang M L. 2017. Metamorphic records for subduction erosion and subsequent underplating processes revealed by garnet-staurolite-muscovite schists in central Qiangtang, Tibet. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 18(1): 266–279.
- Zhang Y C, Shi G R and Shen S Z. 2013. A review of Permian stratigraphy, palaeobiogeography and palaeogeography of the Qinghai-Tibet plateau. *Gondwana Research*, 24(1): 55–76.

Neoproterozoic Basement Information Revealed in the Triassic Granites in the Northern Qiangtang, Tibetan Plateau: Constraints from Zircon SIMS U-Pb Age and Hf-O Isotopes

JIANG Qingyun^{1,2}, DAN Wei^{1,3*}, WANG Qiang^{1,2,3}, ZHANG Xiuzheng¹ and TANG Gongjian^{1,3}

(1. State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2. College of Earth and Planetary Science, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. CAS Center for Excellence in Deep Earth Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China)

Abstract: The basement of the Qiangtang block, Tibetan Plateau, has not yet been well-documented. The existence of a pre-Cambrian basement in the Qiangtang area is actively debated, even though previous chronological data suggest the pre-Cambrian basement may exist. In this study, we present SIMS zircon U-Pb dating results, whole rock major and trace elements, Sr-Nd and zircon Hf-O isotopic data for the Shuanghu granite in the central part of Northern Qiangtang. The Shuanghu granite was formed at Late Triassic (*ca.* 217 Ma) and captured *ca.* 828 Ma zircon xenocrysts. The Shuanghu granite rocks have high SiO₂, K₂O and low MgO contents (SiO₂ = 64.0% – 69.5%, K₂O = 4.1% – 5.2%, MgO = 1.4% – 3.3%). They exhibit enrichment in light REEs, enriched whole rock Nd and zircon Hf isotopic compositions ($\epsilon_{Nd}(t) = -9.6$, $\epsilon_{Hf}(t) = -10.8 - -8.1$) with zircon $\delta^{18}O$ range from 6.98‰ to 8.30‰. These petrographic and geochemical characteristics suggest that the Shuanghu granite was originated from partial melting of the middle-lower crust. Combined with regional tectonic evolution framework, the Shuanghu granite was formed in a post-collision extensional setting. The 828 Ma zircon xenocrysts exhibit obvious oscillatory zones in cathodoluminescence images, implying they were derived from acidic magmatic rocks. They have high and heterogeneous $\delta^{18}O$ values (8.20‰ – 10.23‰) and ancient Hf model ages (1.7 – 1.9 Ga), indicating that they were sourced from S-type granites by remelting of the Paleoproterozoic crustal materials, which may represent the northern Qiangtang basement. Combining regional geological and rock geochemical characteristics and zircon xenocrysts, we suggest that the Shuanghu granite provide favorable evidence for the Yangtze-type Jinningian basement in the Northern Qiangtang block.

Keywords: Qiangtang; basement; Neoproterozoic; captured zircon; granite