

冈底斯南缘变形花岗岩锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素组成：新特提斯洋早侏罗世俯冲作用的证据*

张宏飞¹ 徐旺春¹ 郭建秋^{2,3} 宗克清¹ 蔡宏明¹ 袁洪林⁴

ZHANG HongFei¹, XU WangChun¹, GUO JianQiu^{2,3}, ZONG KeQing¹, CAI HongMing¹ and YUAN HongLin⁴

1. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室和地球科学学院, 武汉 430074

2. 中国地质大学地质调查研究院, 武汉 430074

3. 西藏地质矿产勘查开发局地热地质大队, 拉萨 850000

4. 西北大学大陆动力学国家重点实验室, 西安 710069

1. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2. Academe of Geological Survey, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

3. Team of Geothermy and Geology, Tibet Development Bureau of Mineral Resource Exploration, Lhasa 850000

4. State Key Laboratory of Continental Dynamics, Northwest University, Xi'an 710069, China

2007-02-09 收稿, 2007-05-24 改回.

Zhang HF, Xu WC, Guo JQ, Zong KQ, Cai HM and Yuan HL. 2007. Zircon U-Pb and Hf isotopic composition of deformed granite in the southern margin of the Gangdese belt, Tibet: Evidence for early Jurassic subduction of Neo-Tethyan oceanic slab. *Acta Petrologica Sinica*, 23(6):1347–1353

Abstract This paper reports major and trace element compositions, LA-ICP-MS zircon U-Pb age and Hf isotopic compositions from a deformed granite occurring in the southern margin of the Gangdese belt, Tibet. The results show that the deformed granite are high silicon calc-alkaline series, with $\text{SiO}_2 = 73.38\% \sim 76.06\%$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.69 \sim 1.17$ and Al index (A/CNK) = $1.03 \sim 1.07$. The deformed granite is characterized by low LILE contents (e. g. $\text{Rb} = 47 \times 10^{-6} \sim 71 \times 10^{-6}$) and low HFSE contents (e. g. $\text{Nb} = 1.31 \times 10^{-6} \sim 3.09 \times 10^{-6}$, $\text{Ta} = 0.23 \times 10^{-6} \sim 0.54 \times 10^{-6}$), indicating that the granite has an island-arc-type geochemical affinity. Obtained U-Pb zircon age of $178 \pm 1\text{Ma}$ for the granite represents its magma crystallization age. Zircon Hf isotopic compositions from the granite display $\varepsilon_{\text{Hf}}(178\text{Ma})$ values ranging from +14.1 to +17.7, suggesting that the magma was derived from partial melting of juvenile crust. The petrogenesis of the granite is linked to Neo-Tethyan oceanic slab subduction towards the southern margin of the Europe-Asia Plate. Therefore, the formation time of the granite indicates that the beginning time of the Neo-Tethyan oceanic slab subduction is not later than Early Jurassic. The Neo-Tethyan ocean has long lasting tectonic evolution.

Key words Deformed granite, U-Pb zircon dating, Hf isotope, Gangdese belt, Neo-Tethyan ocean, Tibet

摘要 本文对产于冈底斯南缘一个变形花岗岩进行了主量元素、微量元素、原位锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年和锆石 Hf 同位素组成研究。结果表明, 变形花岗岩为高硅 ($\text{SiO}_2 = 73.38\% \sim 76.06\%$) 钙碱性岩系, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.69 \sim 1.17$, 铝指数 (A/CNK) = $1.03 \sim 1.07$, 为弱过铝质岩石。变形花岗岩微量元素组成显示贫大离子亲石元素 (e. g. $\text{Rb} = 47 \times 10^{-6} \sim 71 \times 10^{-6}$) 和高场强元素 (e. g. $\text{Nb} = 1.31 \times 10^{-6} \sim 3.09 \times 10^{-6}$, $\text{Ta} = 0.23 \times 10^{-6} \sim 0.54 \times 10^{-6}$), 具有岛弧型花岗岩的地球化学属性。变形花岗岩锆石 U-Pb 年龄为 $178 \pm 1\text{Ma}$, 该年龄代表岩浆结晶年龄。锆石 Hf 同位素组成显示 $\varepsilon_{\text{Hf}}(178\text{Ma})$ 值变化于 +14.1 ~ +17.7, 表明变形花岗岩岩浆来自初生地壳物质的部分熔融。变形花岗岩的岩石成因与新特提斯洋向欧亚板块南缘的俯冲消减作用存在联系, 其岩浆结晶年龄反映了新特提斯洋发生俯冲消减的开始时代不晚于早侏罗纪, 说明了新特提斯洋经历了较长时间的演化。

关键词 变形花岗岩; U-Pb 定年; Hf 同位素组成; 冈底斯块体; 新特提斯洋

中图法分类号 P588.121; P597.3

* 国家自然科学基金(40521001)、教育部长江学者和创新团队发展计划(IRT0441)和中国地质调查局西藏江矿调项目资助。

第一作者简介: 张宏飞, 男, 1962年生, 教授, 主要从事岩石圈地球化学的教学和科研工作, E-mail: hfzhang@cug.edu.cn

1 引言

新特提斯洋壳残片以沿雅鲁藏布江断续出露的蛇绿岩块为代表。一般认为新特提斯洋于晚白垩世闭合,之后发生印度板块与欧亚板块的碰撞(Yin and Harrision, 2000;及其中的参考文献)。根据获得的雅鲁藏布江蛇绿岩年代学资料(Göpel *et al.*, 1984; Zhou *et al.*, 2002; McDermid *et al.*, 2002; Miller *et al.*, 2003; Mahéo *et al.*, 2004),新特提斯洋打开的时间至少在110~177Ma之前,而根据蛇绿岩套硅质岩所含放射虫的时代鉴定,新特提斯洋打开的时间不晚于晚三叠世(莫宣学等,2005)。新特提斯洋何时打开、何时开始向欧亚板块发生俯冲消减作用仍是青藏高原地质研究中的重要科学问题。冈底斯带岛弧岩浆作用可以对新特提斯洋的打开时代及俯冲时代给予较好地限制。位于拉萨至达孜之间的叶巴组火山岩具有岛弧型火山岩的构造属性,其形成时代为 $181 \pm 5\text{Ma}$ (锆石 U-Pb 年龄,耿全如等,2006)。然而,由于叶巴组火山岩位于冈底斯带的中部,因此有关叶巴组火山岩是归属于新特提斯洋向北的俯冲-消减还是冈底斯带北侧班公湖-怒江特提斯洋向南俯冲-消减的产物有着不同的认识(莫宣学等,2005;耿全如等,2006)。冈底斯带出露的花岗岩类是新特提斯洋发生俯冲消减和印度板块与欧亚板块发生碰撞作用的重要岩石学记录。莫宣学等(2005)将冈底斯带花岗岩类从北到南划分为三个岩带:北带花岗岩类形成时代为175~75Ma;中带花岗岩类形成时代主要为 $<40\text{Ma}$,但有印支期花岗岩类的产出,认为是北部古特提斯洋闭合造山历史的痕迹;南带花岗岩类(冈底斯带南缘)的形成时代从127Ma开始一直延续到 $\approx 12\text{Ma}$,其类型包括有俯冲型、同碰撞型和后碰撞型花岗岩类。现有冈底斯带南缘花岗岩类年代学资料表明,冈底斯带南缘缺少侏罗纪花岗岩类的岩石学记录,但在雅鲁藏布江带白垩纪砂岩和雅鲁藏布江现代沉积物中含有丰富的侏罗纪(169~194Ma)碎屑锆石(Liang *et al.*, 2004)。近期,Chu *et al.* (2006)在乌郁盆地(冈底斯南部花岗岩带北侧)获得一个黑云母花岗岩的锆石 U-Pb 年龄为 $188 \pm 2\text{Ma}$,并且具有较为亏损的锆石 Hf 同位素组成($\varepsilon_{\text{Hf}}(t) = +7 \sim +17$),他们将之解释为新特提斯洋早期俯冲作用形成的岛弧型花岗岩。本文对冈底斯南部花岗岩带南缘一个变形的花岗岩进行了锆石 U-Pb 年龄测定、岩石地球化学及锆石 Hf 同位素组成研究,进一步确定在侏罗纪早期新特提斯洋存在俯冲消减作用。

2 变形花岗岩野外产状及岩石学特征

本文所研究的变形花岗岩位于冈底斯南部花岗岩带的南侧,产于雅鲁藏布江构造带中的晚侏罗世一早白垩世(J_3-K_1)沉积盆地中(图1),地理位置上位于尼木县城南318国道去日喀则方向的尼木河大桥东、西两侧地区。变形

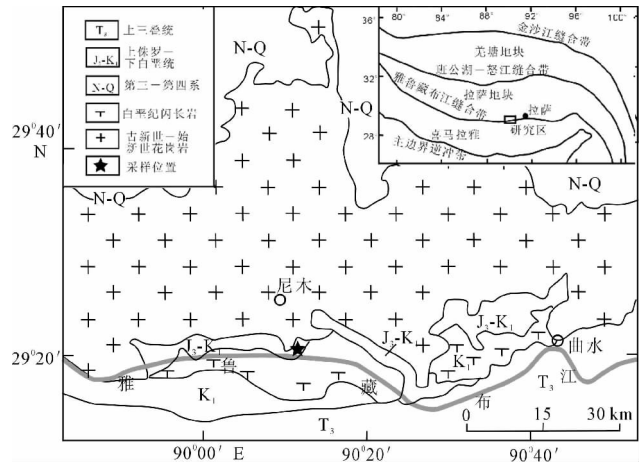


图1 冈底斯中段南缘地质简图。据 Pan and Ding (2004) 修改

Fig. 1 Simplified geological map showing locality of deformed granite in this study. Modified from Pan and Ding (2004)

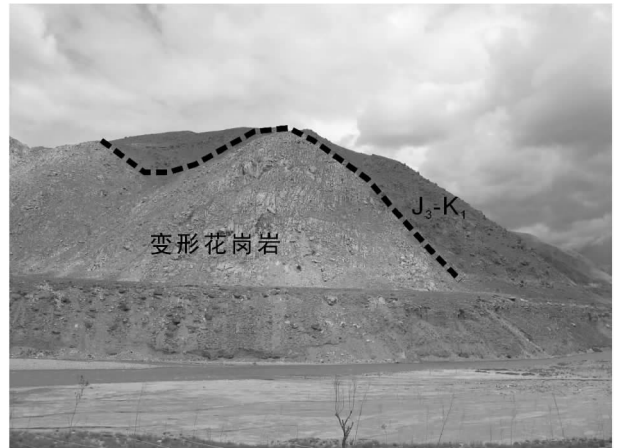


图2 变形花岗岩野外露头

Fig. 2 A photo showing field cropout of deformed granite

花岗岩出露面积不足 2km^2 ,其上部被 J_3-K_1 地层覆盖,两者呈断层接触(图2)。变形花岗岩呈灰白色,具较强的片麻状构造,中粒花岗变晶结构,主要矿物组成为:石英28%~34%、斜长石40%~48%、钾长石30%~35%、黑云母2%~4%,副矿物包括锆石、榍石、磷灰石、石榴子石和Fe-Ti氧化物等,其原岩类型属于黑云母二长花岗岩。变形花岗岩中含有变基性火山岩的岩块或包体,大小不一,变基性火山岩具有强的面理,细粒结构,成分属于玄武质。在尼木河两侧随机对变形花岗岩进行样品采集,用于本文研究。样品新鲜,除了受到强烈的构造变形外,未发现后期变质矿物。

3 分析方法

用于主量元素和微量元素测定的样品,样品无污染粉碎

至 200 目以下。样品主量元素组成在西北大学大陆动力学国家重点实验室用 XRF 方法测定获得, 其分析的准确度优于 5%。样品微量元素组成在中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室用 ICP-MS 方法测定获得, 其分析的准确度优于 10%, 详见 Zhang *et al.* (2002)。

用于锆石 U-Pb 年代学测定的样品, 在廊坊诚信地质服务有限公司利用标准技术对锆石进行分选。锆石制靶后, 进行了锆石阴极发光照像, 以观察锆石的内部结构。锆石 U-Pb 年龄在地质过程与矿产资源国家重点实验室利用 LA-ICP-MS 方法测定, 激光束斑直径为 32 μm 。实验中采用 He 作为剥蚀物质的载气, 锆石 91500 作为外标, NIST610 作为内标, 分析方法及仪器参数类似于 Yuan *et al.* (2004)。锆石测定点的同位素比值、U-Pb 表面年龄和 U-Th-Pb 含量计算采用 GLITTER 程序。采用 Anderson *et al.* (2002) 方法对普通 Pb 进行校正, 并采用 ISOPLOT 程序 (Ludwig, 2001) 进行锆石加权平均年龄计算及谐和图的绘制。

锆石原位 Lu-Hf 同位素测定在大陆动力学国家重点实验室装有 193nm ArF 激光器的 Nu Plasma MC-ICP-MS 仪器上完成, 其分析方法类似于 Wu *et al.* (2006)。激光束斑直径为 44 μm , 剥蚀频率为 10Hz。用 $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu} = 0.02669$ (DeBievre and Taylor, 1993) 和 $^{176}\text{Yb}/^{172}\text{Yb} = 0.5886$ (Chu *et al.*, 2002) 进行同量异位干扰校正计算测定样品的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 和 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值。在样品测定期间, 获得锆石 91500 的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.2822952 \pm 0.0000056$ ($n = 111, 2\sigma$)。 ε_{Hf} 的计算采用 ^{176}Lu 衰变常数为 $1.865 \times 10^{-11} \text{a}^{-1}$ (Scherer *et al.*, 2001), 球粒陨石现今的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$ 和 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$ (Blichert-Toft and Albarede, 1997); Hf 亏损地幔模式年龄 (t_{DM}) 的计算采用现今的亏损地幔 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ 和 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ (Vervoort and Blichert-Toft, 1999)。

4 结果

4.1 主量元素和微量元素

变形花岗岩 4 个样品的主量元素和微量元素资料列于表 1。

由表 1 可见, 变形花岗岩 $\text{SiO}_2 = 73.38\% \sim 76.06\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.81\% \sim 14.17\%$, $\text{MgO} = 0.43\% \sim 0.56\%$, $\text{CaO} = 1.78\% \sim 2.36\%$, $\text{K}_2\text{O} = 2.83\% \sim 3.66\%$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.69\% \sim 1.17\%$ 。从主量元素组成看, 岩石属于高硅钙碱性岩系, 它们的 $\text{A}/\text{CNK} = 1.03 \sim 1.07$, 表明它们为弱过铝质岩石。

在微量元素组成上, 变形花岗岩大离子亲石元素的含量较低, 如: $\text{Rb} = 47 \times 10^{-6} \sim 71 \times 10^{-6}$, $\text{Sr} = 182 \times 10^{-6} \sim 252 \times 10^{-6}$, $\text{Ba} = 296 \times 10^{-6} \sim 725 \times 10^{-6}$, 高场强元素的含量也较低, 如: $\text{Nb} = 1.31 \times 10^{-6} \sim 3.09 \times 10^{-6}$, $\text{Ta} = 0.23 \times 10^{-6} \sim 0.54 \times 10^{-6}$, $\text{Zr} = 41 \times 10^{-6} \sim 72 \times 10^{-6}$, $\text{Hf} = 1.15 \times 10^{-6} \sim 2.25 \times 10^{-6}$ 。变形花岗岩的微量元素组成特征与碰撞型花

表 1 冈底斯南缘变形花岗岩主量元素 (wt%) 和微量元素 ($\times 10^{-6}$) 资料

Table 1 Major (wt%) and trace element ($\times 10^{-6}$) data of deformed granite

样号	T383	T384	T385	T387
SiO_2	76.06	73.38	73.98	73.94
TiO_2	0.14	0.19	0.17	0.17
Al_2O_3	12.81	14.17	13.77	13.98
FeO^{T}	1.42	1.90	1.74	1.53
MnO	0.03	0.06	0.05	0.05
MgO	0.43	0.56	0.48	0.44
CaO	1.84	2.36	1.78	2.12
Na_2O	3.13	3.63	3.48	4.08
K_2O	3.65	3.05	3.66	2.83
P_2O_5	0.04	0.06	0.05	0.05
烧失量	0.26	0.29	0.39	0.37
总量	99.81	99.65	99.55	99.56
A/CNK	1.03	1.04	1.07	1.03
$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	1.17	0.84	1.05	0.69
Sc	2.77	3.17	3.75	2.65
V	20.5	25.0	20.8	19.3
Cr	1.93	2.01	1.92	1.74
Ni	0.82	1.00	0.94	0.90
Cu	4.56	2.37	3.53	2.62
Zn	18.0	24.2	21.7	16.2
Ga	10.5	11.6	12.0	12.3
Rb	60.8	47.4	70.6	57.9
Sr	252	242	202	182
Y	3.90	6.68	14.1	10.4
Zr	62.3	41.1	71.8	62.0
Nb	1.31	1.79	3.09	2.85
Ba	725	526	448	296
La	9.12	10.91	15.68	9.53
Ce	16.87	20.78	31.31	18.10
Pr	1.71	2.16	3.32	1.90
Nd	5.86	7.55	11.77	6.66
Sm	0.93	1.36	2.24	1.35
Eu	0.31	0.51	0.54	0.42
Gd	0.78	1.16	1.94	1.30
Tb	0.10	0.17	0.32	0.22
Dy	0.62	1.00	2.04	1.48
Ho	0.13	0.21	0.45	0.34
Er	0.33	0.61	1.50	1.07
Tm	0.05	0.09	0.24	0.17
Yb	0.40	0.66	1.80	1.38
Lu	0.07	0.10	0.29	0.24
Hf	1.85	1.15	2.25	1.93
Ta	0.23	0.24	0.54	0.44
Pb	9.56	7.87	9.24	8.02
Th	2.73	3.98	6.94	4.46
U	0.35	0.44	1.08	1.42

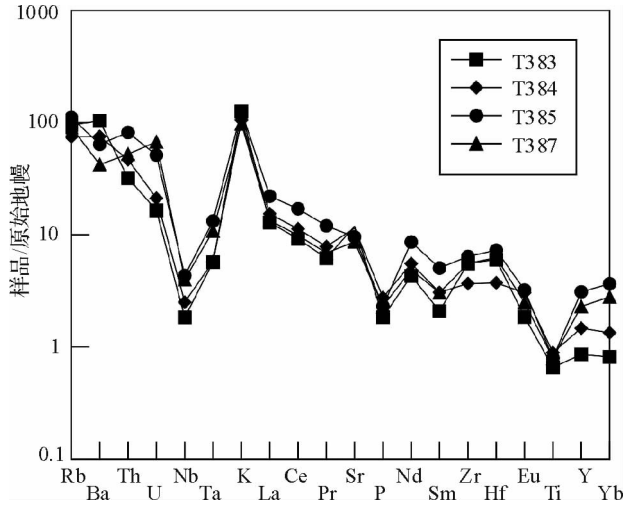


图3 变形花岗岩原始地幔标准化的元素组成模式. 原始地幔标准化值据 Sun and McDonough (1989)

Fig.3 Primitive mantle normalized elemental compositional patterns of deformed granite

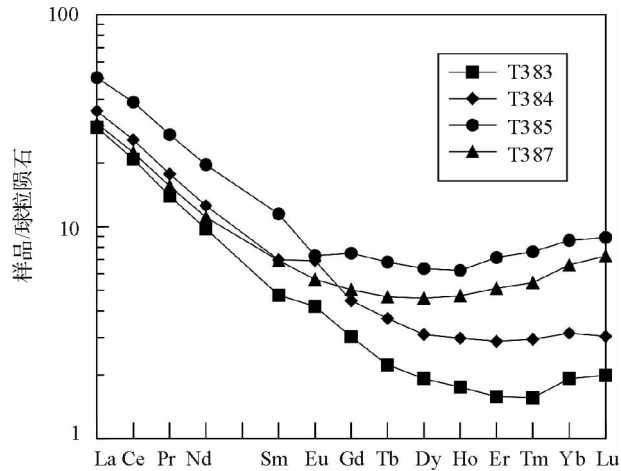


图4 变形花岗岩稀土元素组成模式. 球粒陨石标准化值据 Taylor and McLennan (1985)

Fig.4 Chondrite-normalized REE patterns of deformed granite

花岗岩存在明显的差异,但类似于岛弧型花岗岩 (Pearce *et al.*, 1984)。在元素蛛网图上(图3),Nb、Ta、P和Ti具有明显的负异常,Zr和Hf无明显异常,而K呈明显的正异常。在稀土元素组成模式上(图4),变形花岗岩具有中等程度的轻、重稀土元素分异模式,它们的轻稀土部分较为相似,但在重稀土部分呈现出较大的变化。样品T383和T384的稀土元素组成模式较为相似, $(La/Yb)_N = 11.17 \sim 15.34$, $Eu/Eu^* = 1.08 \sim 1.21$; 而样品T385和T387较为相似, $(La/Yb)_N = 4.66 \sim 5.87$, $Eu/Eu^* = 0.77 \sim 0.94$,后者偏高的重稀土元素与这2个样品中含有一定数量的石榴石($\approx 0.5\%$)的岩相学观察相一致。

4.2 锆石 U-Pb 年龄

进行锆石 U-Pb 年代学测定的样品为 T384 (东经 $29^{\circ}21'21.2''$, 北纬 $90^{\circ}11'28.2''$, 海拔 3708 m)。所分选的锆石极大部分无色透明,少数呈浅玫瑰红色。锆石自形程度完好,在阴极发光图像上呈现密集的岩浆型锆石的振荡环带(图5),继承型锆石极为少见,但少数锆石具有较窄的边,可能反映岩浆期后事件的影响。15 颗自形和具有振荡环带的锆石成功地进行了 LA-ICP-MS U-Pb 定年,结果列于表2。这些锆石的 Th/U 比值变化于 0.53 ~ 1.15 之间, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄具有较小的变化范围,为 177 ~ 180Ma, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年龄变化于 169 ~ 184Ma 之间。在 U-Pb 谐和图上(图6),这些锆石具有谐和的 U-Pb 年龄, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄的加权平均值为 $178 \pm 1\text{Ma}$ (MSWD = 0.35),该年龄解释为变形花岗岩的岩浆结晶年龄。

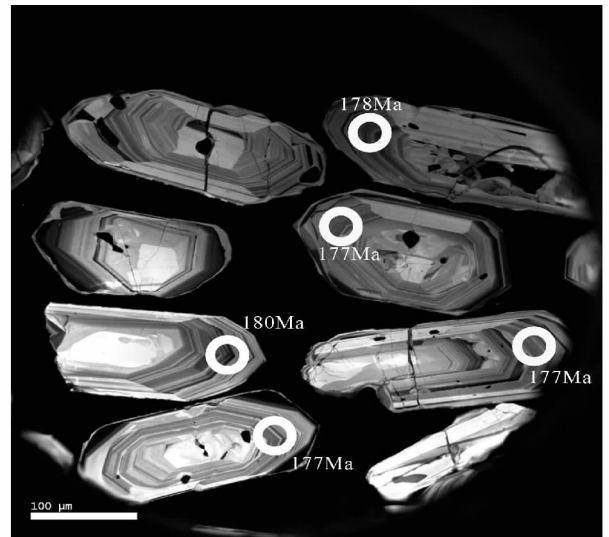


图5 样品 T384 代表性锆石阴极发光图像

Fig.5 Representative CL image of zircons from sample T384

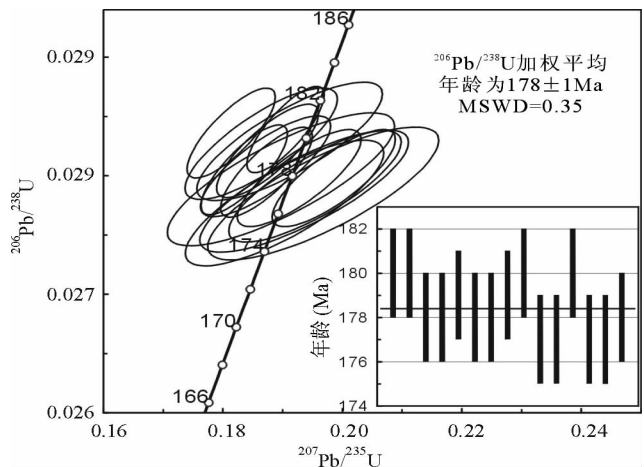


图6 样品 T384 锆石 U-Pb 谐和图

Fig.6 U-Pb zircon concordia diagram of sample T384

表 2 样品 T384 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素资料

Table 2 U-Pb zircon LA-ICP-MS chronological data of sample T384 from deformed granite

点号	Pb ($\times 10^{-6}$)	Th ($\times 10^{-6}$)	U ($\times 10^{-6}$)	Th/U	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	1 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	1 σ	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	1 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	
											(Ma)	1 σ	(Ma)	1 σ	(Ma)	1 σ
T384-1	47.8	441.9	384.4	1.15	0.04846	0.00080	0.19048	0.00427	0.02839	0.00024	122	37	177	4	180	2
T384-2	35.9	231.9	289.4	0.80	0.04743	0.00097	0.18138	0.00488	0.02836	0.00025	71	46	169	4	180	2
T384-3	31.1	134.4	253.2	0.53	0.04730	0.00087	0.18357	0.00477	0.02805	0.00025	64	44	171	4	178	2
T384-4	42.5	253.6	346.5	0.73	0.04832	0.00089	0.18729	0.00506	0.02803	0.00025	115	47	174	4	178	2
T384-5	43.9	263.5	355.8	0.74	0.04810	0.00099	0.18749	0.00563	0.02821	0.00026	104	53	174	5	179	2
T384-6	37.8	258.4	309.2	0.84	0.05205	0.00118	0.19856	0.00681	0.02798	0.00027	288	61	184	6	178	2
T384-7	51.4	283.7	420.1	0.68	0.04979	0.00112	0.19277	0.00684	0.02798	0.00027	185	65	179	6	178	2
T384-8	45.3	198.1	369.2	0.54	0.04808	0.00118	0.18712	0.00719	0.02808	0.00028	103	69	174	6	179	2
T384-9	40.3	224.2	326.4	0.69	0.04927	0.00153	0.18641	0.00842	0.02827	0.00031	161	85	174	7	180	2
T384-11	32.0	153.3	262.7	0.58	0.05119	0.00152	0.19543	0.00954	0.02791	0.00031	249	92	181	8	177	2
T384-12	34.2	187.3	281.9	0.66	0.05103	0.00199	0.19031	0.01096	0.02777	0.00035	242	110	177	9	177	2
T384-13	64.5	492.0	522.9	0.94	0.04908	0.00154	0.19118	0.01025	0.02829	0.00033	152	101	178	9	180	2
T384-15	78.2	637.5	643.5	0.99	0.05023	0.00172	0.19360	0.01153	0.02787	0.00034	206	114	180	10	177	2
T384-16	32.6	146.3	268.4	0.55	0.05214	0.00202	0.19681	0.01276	0.02785	0.00037	292	124	182	11	177	2
T384-17	50.5	275.7	413.9	0.67	0.04892	0.00184	0.18972	0.01256	0.02797	0.00037	144	124	176	11	178	2

表 3 样品 T384 锆石 Lu-Hf 同位素资料

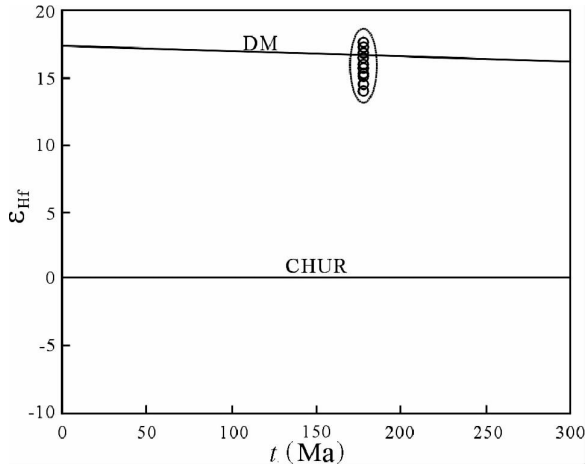
Table 3 Zircon Lu-Hf isotopic data of sample T384 from deformed granite

点号	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	$\pm 2\sigma$	$t_{\text{DM}}(\text{Ma})$	$\pm 2\sigma$
T384-1	0.283144	0.000026	0.001974	0.065629	13.2	16.8	0.9	156	76
T384-2	0.283099	0.000022	0.001611	0.055376	11.6	15.3	0.8	220	64
T384-3	0.283101	0.000028	0.001727	0.057237	11.6	15.3	1.0	217	82
T384-4	0.283077	0.000022	0.001321	0.043329	10.8	14.5	0.8	250	63
T384-5	0.283094	0.000026	0.001425	0.044806	11.4	15.1	0.9	226	75
T384-6	0.283136	0.000020	0.001710	0.055018	12.9	16.6	0.7	166	58
T384-7	0.283158	0.000032	0.002400	0.078082	13.7	17.3	1.1	137	95
T384-8	0.283062	0.000016	0.000973	0.031618	10.3	14.1	0.6	269	45
T384-9	0.283144	0.000022	0.002203	0.074702	13.2	16.8	0.8	157	65
T384-11	0.283114	0.000028	0.002008	0.067271	12.1	15.8	1.0	200	82
T384-12	0.283122	0.000028	0.002282	0.075940	12.4	16.0	1.0	190	83
T384-13	0.283146	0.000032	0.002244	0.073038	13.2	16.9	1.1	154	95
T384-15	0.283169	0.000028	0.002504	0.083096	14.0	17.7	1.0	121	83

4.3 锆石 Hf 同位素

在上述 U-Pb 定年的锆石中, 13 颗锆石进行锆石 Lu-Hf 同位素测定(表 3)。它们的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 变化于 0.283062 ~ 0.283169, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 变化于 0.000973 ~ 0.002504。根据该样品锆石平均年龄(178Ma)统一计算的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化于

+14.1 ~ +17.7, 加权平均值为 +15.7 \pm 0.7, 在图 7 中, 它们位于亏损地幔演化线上或其附近, 由此指示变形花岗岩的岩浆源区来自亏损地幔或初生地壳物质。它们的 Hf 同位素亏损地幔模式年龄 (t_{DM}) 变化于 121 ~ 269Ma, 平均为 189Ma, 这与锆石的平均 U-Pb 年龄(178Ma)基本一致, 进一步说明岩浆物质来自于亏损地幔或初生地壳物质。

图7 变形花岗岩 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ - t 图Fig. 7 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. t diagram of deformed granite

5 讨论

5.1 岩石成因

由于变形花岗岩产于雅鲁藏布江构造带,可能与雅鲁藏布江蛇绿岩存在时间上或空间上的联系。在蛇绿岩组合中,酸性岩浆端元一般为斜长花岗岩,而本文研究的变形花岗岩的岩石类型为二长花岗岩,在地球化学特征上明显富K,低Sr,明显不同于蛇绿岩组合中由基性岩浆分异形成的斜长花岗岩(Coleman and Donato, 1979; Pearce *et al.*, 1984)。野外岩相学观察表明,变形花岗岩缺乏与之相配套的基性或中基性的侵入岩类的岩石组合(如变形辉长岩或闪长岩等),也可排除由基性岩浆分异的可能性。

变形花岗岩具有高度亏损的锆石 Hf 同位素组成指示岩浆物质或者来自于地幔直接的部分熔融,或者来自初生(juvenile)地壳物质的部分熔融。一般认为花岗岩岩浆不可能直接来自于地幔的部分熔融(Taylor and McLenna, 1985),地幔橄榄岩的部分熔融至多能产生相当于高镁安山质成分的岩浆(Hofmann, 1988)。尽管 Jiang *et al.* (2006)认为有些花岗岩类是从富集地幔直接部分熔融的产物,但变形花岗岩具有高度亏损的 Hf 同位素组成显然不属于这种情况。变形花岗岩 SiO_2 含量高达 73.38 ~ 76.06%,如果其岩浆来自地幔的直接熔融,这只能在极低部分熔融程度的情况下才有这种可能性,但这样低的熔体分数难以使熔体聚集并上侵。因此,变形花岗岩的岩浆应来自于初生地壳物质的部分熔融。

板块汇聚边缘是地壳增长的主要场所之一,大量的初生地壳物质主要来自于洋壳板片的俯冲消减作用而导致的地幔楔的部分熔融,并形成岛弧岩浆作用,由此使地壳增长。这样的岛弧岩浆可以喷发至地表形成岛弧火山岩,也可以岩浆底侵的方式(主要是玄武质岩浆)加入岛弧地壳的底部(Altherton and Perford, 1993; Muir *et al.*, 1995; Petford and Atherton, 1996),形成初生地壳。由于受洋壳板片持续的俯

冲消减作用(如俯冲带流体的向上运移或新的岩浆底侵所带来的热源),使得这一初生地壳在形成后不久发生了部分熔融作用,形成花岗质熔体。这种机制可以较好地解释变形花岗岩具有岛弧型花岗岩的地球化学特征和高度亏损的 Hf 同位素组成。

5.2 对新特提斯洋早期俯冲时代的约束

变形花岗岩 U-Pb 年龄(178Ma)和 Hf 同位素模式年龄(189Ma)反映了冈底斯南缘早侏罗世的地壳增长事件。由于变形花岗岩位于冈底斯南缘,并且区域上无证据说明这一地壳增长事件与冈底斯北侧班公湖-怒江洋的俯冲消减作用存在联系。因此,这一地壳增长事件很可能与新特提斯洋的俯冲消减作用存在密切联系,变形花岗岩是新特提斯洋向欧亚板块南缘俯冲消减形成岛弧岩浆作用的岩石学记录。结合 Chu *et al.* (2006)在冈底斯获得的黑云母花岗岩 $188 \pm 2\text{Ma}$ 的锆石年龄和岩石成因信息,新特提斯洋发生俯冲消减作用的开始时代应不晚于早侏罗世,从而冈底斯早侏罗世叶巴组岛弧型火山岩可以不需要用班公湖-怒江洋的向南俯冲-消减进行解释(耿全如等, 2006),并能说明新特提斯洋打开的开始时代不晚于晚三叠世是可能的(莫宣学等, 2005),这意味着冈底斯块体离散于冈瓦纳大陆也不晚于晚三叠世。

新特提斯洋发生俯冲消减作用的开始时代不晚于早侏罗世的确定,说明新特提斯洋经历了较长时间的演化。从现有获得的研究成果看,冈底斯岛弧岩浆作用具有明显的阶段性,并且至少可以划分为三个阶段:早侏罗世、白垩纪和早第三纪。由于目前的研究主要集中于后两者,而对前者的研究相对较少,早侏罗世岛弧岩浆作用的范围和强度值得将来作进一步研究。

6 结论

冈底斯南缘产于雅鲁藏布江构造带中的变形花岗岩具有岛弧型花岗岩的地球化学属性,岩浆结晶年龄为 $178 \pm 1\text{Ma}$,锆石 Hf 同位素组成指示岩浆来自初生地壳物质的部分熔融。根据该花岗岩产出的构造位置,它的形成与新特提斯洋向欧亚板块南缘的俯冲消减作用存在密切联系。变形花岗岩的岩浆结晶年龄的确定指示了新特提斯洋打开后发生俯冲消减的开始时代不晚于早侏罗世,说明了新特提斯洋经历了较长时间的演化,并且说明了冈底斯岛弧岩浆作用具有多阶段性。

致谢 感谢两位评审者对本文提出的宝贵意见。

References

- Altherton MP and Perford N. 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 362:144-146

- Anderson T. 2002. Correction of common lead in U Pb analyses that do not report ^{204}Pb . *Chem. Geol.*, 192:59 – 79
- Blichert-Toft J and Albarede F. 1997. The Lu Hf geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 148:243 – 258
- Chu MF, Chung SL, Song B, Liu DY, O'Reilly SY, Pearson N, Ji J and Wen DJ. 2006. Zircon U-Pb and Hf isotope constraints on the Mesozoic tectonics and crustal evolution of southern Tibet. *Geology*, 34: 745 – 748
- Chu NC, Taylor RN, Chavagnac V, Nesbitt RW, Boella RM, Milton JA, Germain CR, Bayon G and Burton K. 2002. Hf isotope ratio analysis using multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry: An evaluation of isobaric interference corrections. *J. Anal. Atom. Spectrom.*, 17: 1567 – 1574
- Coleman RG and Donato MM. 1979. Oceanic Plagiogranite Revisited. In: Barker, F (Ed.), *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Elsevier, Amsterdam, 149 – 168
- DeBievre P and Taylor PDP. 1993. Table of the isotopic composition of the elements. *J. Mass. Spectrom. Ion Process*, 123: 149
- Geng QR, Pan GT, Wang LQ, Zhu DC and Liao ZL. 2006. Isotopic geochronology of the volcanic rocks from the Yeba Formation in the Gangdise zone, Xizang. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 26: 1 – 7 (in Chinese with English abstract)
- Göpel C, Allègre CJ and Xu RH. 1984. Lead isotopic study of the Xigaze ophiolite (Tibet): The problem of the relationship between magmatites (gabbros, dolerites, lavas) and tectonites (harzburgites). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 69: 301 – 310
- Hofmann AW. 1988. Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90:297 – 314
- Jiang YH, Jiang SY, Ling HF and Dai BZ. 2006. Low-degree melting of a metasomatized lithospheric mantle for the origin of Cenozoic Yulong monzogranite-porphry, east Tibet; Geochemical and Sr Nd Pb Hf isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 241: 617 – 633
- Liang YH, Chung SL, Liu D, O'Reilly SY, Chu MF, Ji J, Song B and Pearson NJ. 2004. Detrital zircon study along the Tsangpo River, SE Tibet; *Eos*, 85: T53A – 0466
- Ludwig KR. 2001. *Users Manual for Isoplot/Ex (rev. 2.49): A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 1a, 55
- Mahéo G, Bertrand H, Guillot S, Villa IM, Keller F and Capiez P. 2004. The South Ladakh ophiolites (NW Himalaya, India): An intraoceanic theoleiitic arc origin with implication for the closure of the Neo Tethys. *Chem. Geol.*, 203:273 – 303
- McDermid IRC, Aitchison JC, Davis AM, Harrison TM and Grove M. 2002. The Zedong terrane: A Late Jurassic intraoceanic magmatic arc within the Yarlung-Tsangpo suture zone, southeastern Tibet. *Chem. Geol.*, 187:267 – 277
- Miller C, Thfni M, Frank W, Schuster R, Melcher F and Meisel T. 2003. Geochemistry and tectono-magmatic affinity of the Yungbwa ophiolite, SW Tibet. *Lithos*, 66:155 – 172
- Mo XX, Dong GC, Zhao ZD, Zhou S, Wang L, Qiu RZ and Zhang FQ. 2005. Spatial and temporal distribution and characteristics of granitoids in the Gangdese, Tibet and implication for crustal growth and evolution. *Geological Journal of China Universities*, 11: 281 – 290 (in Chinese with English abstract)
- Muir RG, Weaver SD and Bradshaw JD. 1995. Geochemistry of the Cretaceous Separation Point batholiths, New Zealand; granitoid magmas formed by melting of mafic lithosphere. *J. Geol. Soc.*, London, 152: 689 – 701
- Pan GT and Ding J. 2004. Geological map of Qinghai-Tibet Plateau and its adjacent area. Chengdu: Map Press
- Pearce JA, Harris NB and Tindle AG. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956 – 983
- Petford N and Atherton M. 1996. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: The Cordillera Blanca batholith, Peru. *Journal of Petrology*, 37:1491 – 1521
- Scherer E, Munker C and Mezger K. 2001. Calibration of the lutetium – hafnium clock. *Science*, 293:683 – 687
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: *Sunders A. D. and Norry M. J. (Eds), Magmatism in the Ocean Basins*. London: Special Publications, 42:313 – 345
- Taylor SR and McLennan SM. 1985. *The continental Crust: Its composition and Evolution*. Oxford: Blackwell Scientific Publication, 1 – 132
- Vervoort JD and Blichert-Toft J. 1999. Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63:533 – 556
- Wu FY, Yang YH, Xie LW, Yang JH and Xu P. 2006. Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U – Pb geochronology. *Chem. Geol.*, 234: 105 – 126
- Yin A and Harrison TM. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 28: 211 – 280
- Yuan HL, Gao S, Liu XM, Li HM, Gunther D and Wu FY. 2004. Accurate U – Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry. *Geostand. Newsl.*, 28: 353 – 370
- Zhang HF, Gao S, Zhong ZQ, Zhang BR, Zhang L and Hu SH. 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. *Chem. Geol.*, 186:281 – 299
- Zhou S, Mo XX and Mahoney JJ. 2002. Geochronology and Nd and Pb isotope characteristics of gabbro dikes in the Luobusha ophiolite, Tibet. *Chinese Science Bulletin*, 47: 143 – 146

附中文参考文献

- 耿全如, 潘桂棠, 王立全, 朱弟成, 廖忠礼. 2006. 西藏冈底斯带叶巴组火山岩同位素地质年代. 沉积与特提斯地质, 26: 1 – 7
- 莫宣学, 董国臣, 赵志丹, 周肃, 王亮亮, 邱瑞照, 张风琴. 2005. 西藏冈底斯带花岗岩的时空分布特征及地壳生长演化信息. 高校地质学报, 11: 281 – 290