

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

青藏高原唐古拉山中新世代花岗岩锆石 U-Pb 年龄、地球化学特征及其大陆动力学意义

段志明, 李勇, 张毅, 李亚林, 王谋

成都理工大学沉积地质研究所, 610059

内容提要:应用单颗粒锆石 U-Pb 法, 对出露于羌塘地体中央隆起带唐古拉山北坡的花岗岩体进行侵位年代测定, 结果表明它们是中生代末至新生代早期多次岩浆脉动、涌动上侵定位的产物。其中龙亚拉花岗岩体 (69.8 ± 2.0 Ma)、木乃花岗岩体 (67.1 ± 2.0 Ma) 是印-亚板块早期碰撞的产物; 赛多铺岗日花岗岩体 (40.6 ± 3.1 Ma) 为印-亚板块主碰撞期花岗岩。岩石类型主要包括辉石石英二长岩、二长花岗岩和钾长花岗岩, 初始锶同位素比值 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) 为 $0.706039 \sim 0.714069$ 。研究表明, 中生代末至新生代花岗岩浆均起源于壳幔混熔, 属同碰撞—晚造山期的壳幔型花岗岩。详细的单颗粒锆石 U-Pb 同位素定年为研究青藏高原的形成演化与地球动力学过程提供了重要的依据。

关键词: 中、新生代花岗岩; 锆石 U-Pb 定年; 地球化学; 大陆动力学; 唐古拉山

青藏高原巨大的地壳厚度(接近于正常地壳的两倍)是地球动力学研究要思考的首要问题。青藏高原的地质历史是印度洋板块向北俯冲, 特提斯海依次向南退缩, 各地体依次拼合, 造山成陆的演化过程(潘裕生等, 1998)。一般把高原的厚地壳归结为印度与欧亚板块大约于晚白垩世以来(李廷栋, 1995; 王成善等, 1998; 肖序常等, 1998; 高锐等, 1998; Li et al., 1999; 尹安, 2001)的碰撞及随后的陆内汇聚。李廷栋(1995)根据印度洋洋脊两侧磁条带异常及德干高原暗色岩古地磁及同位素测年数据的研究, 提出高原碰撞挤压缓慢隆升发生在晚白垩世末—始新世。王成善等(1998)在评述青藏高原隆升研究新进展时指出, 把 45 Ma 作为碰撞的确切年代是不准确的, 而把白垩纪至第三纪作为大陆碰撞接合、高原形成演化的起跑线。尹安(2001)通过约束印-亚板块最初碰撞的板块运动学和古地磁学、地层学和古生物学、冈底斯岩基年龄和同碰撞期火山活动等多种证据, 指出印-亚板块最初碰撞可能开始于白垩纪晚期(约 70 Ma)。

近年来通过 TGT 地学断面(高锐等, 1998)和 INDEPTH 深部探测(赵文津等, 1996)等大型地球科学研究, 使我们对青藏高原内部岩石圈结构状态的了解又有了重大突破, 获得了两个重要的结论: 一是印度板块在高原南缘向喜马拉雅山下俯冲, 阿拉

善地块在北缘向高原下楔入, 它们构成了使高原隆升的主要驱动力, 地震震源机制解释表明青藏高原处在双向挤压的应力状态之中; 二是主喜马拉雅深部逆冲带(MHT)和藏南拆离系(STDS)的发现, 这些成果越来越显现出高原深部动力作用在高原隆升中占据的重要地位。许志琴等(1996)通过天然地震岩石圈探测, 提出了高原深部地幔热柱即地幔底辟, 地幔底辟中的流体湍流作用及地幔对流, 是形成壳-幔岩浆的主要原因。由此可见, 研究藏北花岗岩的成因机制与深部岩石圈热力学结构状态间的关系, 对了解青藏高原地区碰撞造山和隆升过程具有重要意义。

在新一轮国土资源大调查青藏高原中部羌塘地区 1:25 万区域地质调查中, 通过对羌塘地体唐古拉山地区的工作, 发现唐古拉山北坡存在多处中、新生代花岗岩, 证明羌塘地体在 70 Ma 前发生了明显的地壳增厚, 同时伴随地形的隆起。但问题的关键是印度板块向北俯冲到欧亚板块之下, 对青藏高原造山演化产生了何种影响? 羌塘地体唐古拉山花岗岩带是否是印-亚板块碰撞的构造响应? 青藏高原上广布的中、新生代岩浆岩带是高原深部地质作用的物质记录, 是研究地球动力学深部构造的窗口。为了深入探讨青藏高原造山成陆的演化过程, 本文采用单颗粒锆石 U-Pb 法对唐古拉山花岗岩体进行精确定

注: 本文为中国地质调查局 1:25 万温泉兵站幅(编号 I46C003002)区域地质调查及国家自然科学基金项目(编号 40202022)资助的成果。
收稿日期: 2004-01-21; 改回日期: 2004-10-10; 责任编辑: 刘淑春。

作者简介: 段志明, 男, 1963 年出生。博士生, 岩石学及第四纪地质学专业。通讯地址: 610059, 成都理工大学沉积地质研究所。

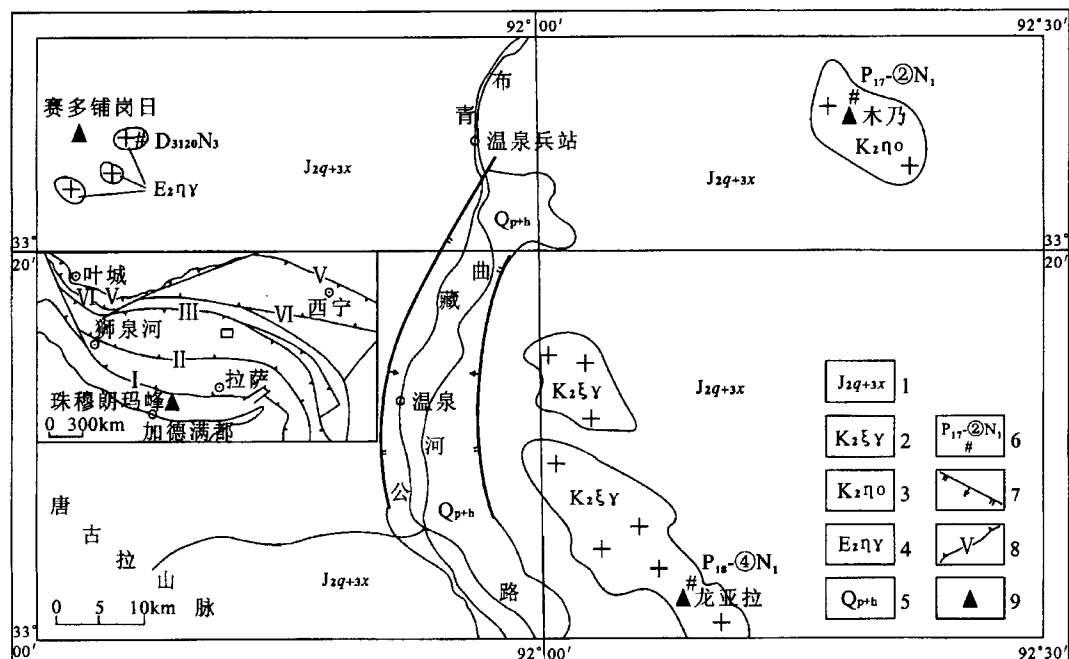


图1 青藏高原唐古拉山花岗岩分布简图

Fig. 1 Sketch map of the granites in the Tanggula range, Qinghai-Tibet Plateau

1—中、晚侏罗世雀莫错组—雪山组; 2—晚白垩世钾长花岗岩; 3—晚白垩世石英二长岩; 4—始新世二长花岗岩; 5—第四纪沉积;

6—采样位置及编号; 7—正断层; 8—缝合带及其编号; 9—山峰

1—Quemocho-Xueshan Formation in Middle-Late Jurassic; 2—moyite in the Late Cretaceous; 3—adamellite in the Late Cretaceous;

4—monzonite granite in Eocene; 5—sediment in Quaternary; 6—sampling position and its number;

7—normal fault; 8—sew zone and its number; 9—mountain peak

年;应用花岗岩初始锶同位素比值($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$),探讨岩浆起源,以期进一步确定这些花岗岩体的形成时代及大陆动力学背景。

1 地质概况

研究区位于青藏高原腹地,大地构造地处羌塘地体唐古拉山中央隆起带北坡,地理坐标介于N 33°00′~33°30′,E 91°30′~92°30′,北与拉竹龙—金沙江缝合带毗邻,南与班公错—怒江缝合带相接(图1)。区内出露的地层主要由中、上侏罗统雀莫错组—雪山组和白垩纪地层组成,为一套浅海相和海陆交互沉积,厚度达3800 m。羌塘地体内的变形主要发生在中生代末,以南北向挤压为特征(Coward et al., 1990)。除上述地质体外,区内还存在若干花岗岩体,如龙亚拉、木乃、赛多铺岗日岩体等。对于这些花岗岩体的时代,以往的年代学资料不尽相同。1987年青海省区调综合地质大队完成了1:20万赤布张错幅、温泉兵站幅区域地质调查^①,依据赛多铺岗日花岗岩体侵位于侏罗系雀莫错组—索瓦组中,而将其

时代定为燕山期;1993年青海省区调综合地质大队完成了1:20万唐古拉山口幅、龙亚拉幅区域地质调查^②,根据唐古拉山口幅英云闪长岩 Rb-Sr 全岩等时线年龄值为132.67 Ma,龙亚拉幅细粒花岗岩 Rb-Sr 全岩等时线年龄值为132.62 Ma;以及一件前人取得的 K-Ar 年龄值82 Ma^③,故将龙亚拉花岗岩划归燕山早期和燕山晚期。1993年青海省区调综合地质大队完成了1:20万雁石坪幅、索加幅区域地质调查^④,将木乃花岗岩划归独立侵入体,依据1:20万龙亚拉幅同类花岗岩体 Rb-Sr 同位素资料(162.62 Ma),将其归为燕山期;而1:20万雁石坪幅地质图上标注的 K-Ar 同位素测年值56.3 Ma,则无据可查。与藏南喜马拉雅(Harrison et al., 1998; Jiang et al., 2002; Yang et al., 2003)和藏北昆仑花岗岩(袁超等, 1999)相比,对青藏高原腹地羌塘地区,尤其是对唐古拉山花岗岩带的专项研究却较为滞后,研究程度明显偏低。鉴于1:20万区域地质调查测年较早,且无原始资料可查,这样既不利于对数据的可靠性进行分析,也不利于科技交流。不仅

表 1 花岗岩体单颗粒锆石 U-Pb 同位素分析结果

Table 1 The U-Pb isotope analysis result of single-grain zircon of the granite body

样品情况			浓度		普通	同位素原子比率 ^①					表面年龄 (Ma)		
点号	锆石特征	重量 (μg)	U (μg/g)	Pb (μg/g)	Pb 含量 (μg)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
样品 P ₁₈ -④N ₁													
1	黄色透明细长柱状	30	3099	54	0.350	138	0.2114	0.01087 (2)	0.06982 (251)	0.04659 (158)	69.7±2.0	68.5±2.0	28.3±2.0
2	黄色透明中长柱状	40	549	12	0.140	89	0.2229	0.01093 (9)	0.07192 (1072)	0.04773 (673)	70.1±2.0	70.5±2.0	86.1±2.0
3	浅黄色透明细长柱状	40	818	17	0.140	141	0.2628	0.01275 (6)	0.08502 (703)	0.04837 (378)	81.7±2.0	82.9±2.0	117.2±2.0
样品 P ₁₇ -②N ₁													
1	无色透明中长柱状	20	2109	50	0.370	72	0.1802	0.01057 (5)	0.06980 (510)	0.04788 (330)	67.8±2.0	68.5±2.0	93.2±2.0
2	无色透明细长柱状	30	961	21	0.210	81	0.2460	0.01050 (7)	0.06862 (782)	0.04741 (512)	67.3±2.0	67.4±2.0	69.7±2.0
3	无色透明中长柱状	20	1672	29	0.150	118	0.1941	0.01033 (6)	0.06931 (707)	0.04868 (471)	66.2±2.0	68.0±2.0	132.6±2.0
样品 D ₃₁₂₀ N ₃													
1	浅黄近无色透明细长柱状	30	3542	32	0.170	181	0.1417	0.00647 (2)	0.0414 (23)	0.0464 (24)	41.6±2.0	41.2±2.0	19.7±2.0
2	浅黄近无色透明中长柱状	30	3835	35	0.200	165	0.1387	0.00636 (3)	0.0415 (24)	0.0473 (26)	40.9±2.0	41.3±2.0	63.2±2.0
3	浅黄近无色透明细长柱状	40	1151	12	0.130	107	0.1202	0.00609 (5)	0.0396 (51)	0.0471 (58)	39.2±2.0	39.4±2.0	56.4±2.0

注:样品由天津地质矿产研究所同位素地质研究室分析。① $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 已对实验空白 ($\text{Pb}=0.050\text{ ng}$, $\text{U}=0.002\text{ ng}$) 及稀释剂作了校正。其他比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素,括号内的数字为 (2σ) 绝对误差,例如: $0.01050(7)$ 表示 $0.01050\pm0.00007(2\sigma)$ 。

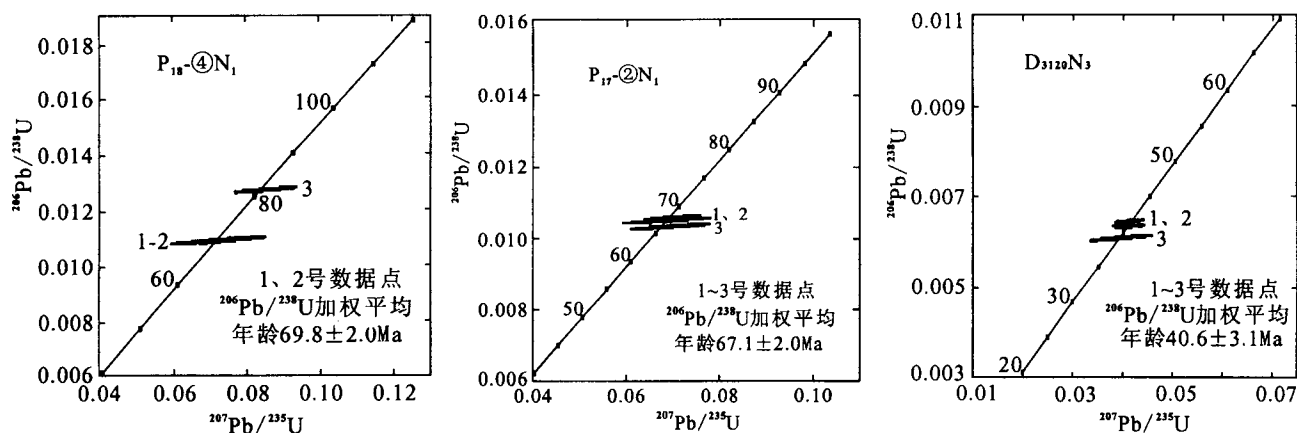


图 2 花岗岩体单颗粒锆石 U-Pb 谐和图

Fig. 2 Single-grain zircon U-Pb concordancy diagram of granite body

如此,单就测年所用的方法仍存在许多可商榷之处。因此,对该区花岗岩体重新进行高精度测年的研究具有重要意义。测区内花岗岩体均呈岩株产出,出露总面积 112.9 km^2 ,其中龙亚拉岩体出露面积 50.9 km^2 ,木乃岩体出露面积 56 km^2 ,赛多铺岗日岩体出露面积 6 km^2 。上述岩体在空间上均受 NW 向构造控制,侵位中、上侏罗统雀莫错组—雪山组中,其侵

入接触界线清楚,呈锯齿状,岩体内缺乏定向组构,并在围岩中形成宽 $500\sim 1500\text{ m}$ 的热接触变质石榴子石、堇青石、红柱石长英质角岩带。

龙亚拉岩体主要岩性为中—粗粒似斑状黑云角闪二长花岗岩、中—粗粒似斑状黑云钾长花岗岩与微—细粒黑云钾长花岗岩斑岩;除微—细粒黑云钾长花岗岩斑岩为斑状结构外,中—粗粒相岩石具似斑状

表 2 花岗岩类岩石化学组成(%)

Table 2 Chemical compositions (%) of granitoid rocks

岩体	岩性	样品编号	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Loss	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	总量
赛多铺岗日	中粗粒	D ₃₁₂₀ GS ₁	74.93	13.10	0.15	0.43	0.19	0.02	0.05	1.43	2.80	6.00	0.055	0.60	0.41	0.06	99.76
	似斑状二长	D ₃₁₂₀ GS ₂	72.02	14.20	0.33	0.96	0.85	0.04	0.82	1.83	3.15	4.79	0.13	0.59	0.08	0.24	99.71
	花岗岩	D ₃₁₂₀ GS ₃	68.30	15.22	0.58	1.46	0.85	0.04	0.66	2.51	2.85	6.15	0.16	0.77	0.76	0.18	99.55
木乃	细粒石英二长斑岩	P ₂₈₋₃ GS ₂	70.72	14.49	0.30	1.13	0.92	0.06	2.05	1.83	3.15	5.42	0.13	0.32	0.32	0.40	100.52
		P ₂₉₋₃ GS ₁	70.12	15.36	0.29	0.42	1.32	0.03	0.89	2.71	3.36	4.00	0.07	0.65	0.33	0.22	99.22
		P ₁₇₋₅ GS ₁	63.60	15.89	0.60	0.62	0.64	0.03	1.95	4.86	5.55	3.69	0.11	2.11	0.64	0.34	99.65
	中粗粒似斑状二长花岗岩	D ₂₀₅₂ GS ₁	74.30	14.30	0.18	1.07	0.16	0.05	0.16	1.14	5.45	1.63	0.09	1.44	0.76	0.14	99.97
		1	73.10	13.47	0.15	1.01	0.75	0.02	0.24	0.90	3.55	4.98	0.11	1.62	0.21		99.90
		2	71.89	13.59	0.21	1.15	0.73	0.01	0.24	1.22	3.84	4.98	0.11	1.76	0.08		99.73
	粗粒似斑状辉石石英二长岩	P ₂₉₋₆ GS ₁	64.30	15.87	0.77	1.79	1.77	0.06	2.11	4.63	3.36	4.44	0.06	0.42	0.37	0.08	99.58
		4	63.96	16.13	0.68	1.10	1.91	0.04	1.98	4.03	3.76	5.65	0.23	0.70	0.32		100.17
		3	63.4	15.43	0.76	1.89	2.57	0.06	2.62	3.78	3.88	4.61	0.34	0.61	0.24		99.95
		P ₂₈₋₆ GS ₁	63.06	15.86	0.85	2.27	1.92	0.10	2.46	4.23	3.48	4.91	0.24	0.69	0.26	0.40	100.07
		P ₁₇₋₂ GS ₃	62.42	15.95	0.79	1.97	2.25	0.07	2.11	5.09	3.36	4.44	0.12	0.73	1.69	0.20	99.30
	中粗粒似斑状辉石石英二长岩	P ₂₉₋₅ GS ₁	65.44	15.36	0.66	1.90	1.92	0.06	1.66	3.78	3.46	4.74	0.075	0.60	0.17	0.16	99.655
		P ₁₇₋₃ GS ₁	64.08	15.72	0.72	1.92	2.19	0.07	2.15	4.29	3.51	4.44	0.12	0.80	0.47	0.10	100.01
		P ₂₈₋₅ GS ₁	63.88	15.37	0.84	2.32	1.78	0.09	2.54	3.37	3.54	5.29	0.28	0.97	0.59	0.22	100.27
	中细粒似斑状辉石石英二长岩	P ₂₉₋₄ GS ₁	62.38	15.09	0.92	2.41	2.35	0.07	1.30	6.67	3.56	4.55	0.08	0.62	0.98	0.14	100.00
		P ₂₈₋₄ GS ₂	59.60	15.74	0.90	2.14	3.11	0.14	4.02	5.83	3.59	4.07	0.35	0.73	0.55	0.18	100.22
		P ₁₇₋₄ GS ₁	58.26	15.65	0.83	2.12	2.89	0.09	4.38	7.23	3.26	4.00	0.16	0.82	0.39	0.20	99.69
龙亚拉	细粒钾长花岗岩斑岩	P ₁₈₋₈ GS ₁	76.46	12.47	0.17	0.78	0.36	0.03	0.09	0.79	2.81	5.00	0.06	0.66	0.62	0.10	99.68
		P ₁₈₋₁₁ GS ₁	76.06	12.65	0.17	0.62	0.57	0.02	0.32	0.79	3.00	4.79	0.06	0.84	1.59	0.04	99.89
		P ₁₈₋₁₅ GS ₁	76.04	12.61	0.24	0.74	0.40	0.01	0.49	0.90	2.64	4.67	0.06	0.74	1.13	0.34	99.54
	中粗粒似斑状钾长花岗岩	P ₁₈₋₁₃ GS ₁	75.83	12.67	0.22	0.74	0.46	0.01	0.49	0.66	2.77	4.72	0.06	0.94	3.55	0.38	99.57
		P ₁₈₋₆ GS ₁	75.68	12.88	0.18	0.54	0.47	0.02	0.24	1.18	3.17	4.55	0.06	0.65	2.04	0.42	99.62
		P ₁₈₋₅ GS ₁	74.94	13.19	0.18	0.76	0.38	0.02	0.41	1.13	3.17	4.54	0.06	0.80	1.13	0.08	99.58
		P ₁₈₋₄ GS ₁	77.28	12.58	0.14	0.68	0.31	0.01	0.25	1.24	2.64	4.44	0.07	0.31	0.99	0.06	99.95
	中粗粒似斑状二长花岗岩	P ₁₈₋₁₂ GS ₁	73.06	13.56	0.29	0.77	0.93	0.04	1.06	1.58	3.17	4.67	0.07	0.46	1.19	0.08	99.66
		P ₁₈₋₇ GS ₁	74.10	13.11	0.29	0.70	0.99	0.02	0.41	1.69	3.00	4.55	0.06	0.69	0.64	0.04	99.61
		P ₁₈₋₃ GS ₄	73.54	13.30	0.28	0.57	1.11	0.03	1.14	1.81	3.17	4.55	0.06	0.44	0.52	0.18	100.00
		P ₁₈₋₃ GS ₃	71.88	13.74	0.29	1.00	1.00	0.04	2.07	1.92	3.26	4.44	0.06	0.66	0.58	0.24	100.37
		P ₁₈₋₃ GS ₁	70.66	14.23	0.37	1.15	1.30	0.04	0.81	2.71	3.17	4.32	0.08	0.70	0.60	0.14	99.54

注:样品由四川省地质调查局攀枝花地矿检测中心利用硅酸盐全分析测试;1~4号样品引自青海省地矿局1:20万雁石坪、索加幅区域地质调查报告(1994)。

花岗结构。长石斑晶一般1 cm×2 cm,最大可达2 cm×3 cm,呈半自形板柱状,边部明显溶蚀。斜长石板条均有一钠长石净边,发育聚片双晶。主要造岩矿物成分为钾长石、斜长石、石英、黑云母、角闪石,副矿物为锆石、磷灰石、榍石等。由早期单元向晚期单元岩石酸性程度增加,钾长石含量渐增,分别为32%→50%→53%,斜长石含量递减,分别为34%→16%→13%。

木乃岩体主要岩性为细一中粒似斑状黑云辉石石英二长岩、中一粗粒黑云辉石石英二长岩、粗粒似斑状黑云辉石石英二长岩、中一粗粒似斑状黑云二长花岗岩和细粒粗斑状黑云二长岩。除细粒粗斑状黑云二长岩为粗斑状结构外,中粗粒及粗粒相岩石具似斑状结构。长石斑晶一般0.8 cm×1.5 cm,最大可达1.4 cm×2.6 cm,呈半自形板柱状,边部明显溶

蚀。斜长石发育聚片双晶及环带构造,边部常被正长石交代呈港湾状,辉石具强烈的次闪石化。主要造岩矿物为钾长石、斜长石、石英、辉石、黑云母,副矿物为锆石、磷灰石等。由早期单元向晚期单元岩石酸性程度渐增,钾长石和石英含量增加,分别由30%→33%→35%→37%→34%和5%→6%→7%→22%→9%,斜长石和辉石含量减少,分别由48%→43%→39%→35%→33%和12%→8%→6%→1.5%→1%。

赛多铺岗日岩体主要岩性为中一粗粒似斑状黑云二长花岗岩、微一细粒黑云二长花岗岩斑岩。似斑状花岗结构、文象结构、板状结构,块状构造。斜长石发育聚片双晶和环带构造,钾长石具卡氏双晶。主要矿物由斜长石(28%~40%)、钾长石(26%~37%)、石英(23%~29%)、黑云母(1%~5%)和少量角闪石

表 3 花岗岩类岩石稀土元素与微量元素丰度($\mu\text{g/g}$)Table 3 REE and trace element abundances($\mu\text{g/g}$) of granitoid rocks

岩体	样品编号	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	ΣREE	LREE/HREE	δEu	Sc	Rb	Sr	Cs	Ba	Hf	Ta	Th	Zr
赛多铺岗日	D ₃₁₂₀ XT ₃	17.43	109.30	29.57	6.41	1.17	1.40	1.41	0.14	197.97	7.14	0.43	5.50	240	989	5.4	2468	8.4	1.32	37.84	365
	D ₃₁₂₀ XT ₂	11.36	51.78	13.79	3.15	0.95	0.66	0.93	0.19	97.76	7.05	0.76	6.30	184	697	4.0	1800	5.9	1.78	19.90	317
木乃	P ₂₉ -3XT ₁	18.28	103.12	21.84	4.73	1.51	0.91	1.98	0.23	175.84	8.65	0.88	6.25	242	594	27.9	942	4.0	2.35	25.10	73
	P ₁₇ -5XT ₂	43.91	125.70	58.68	11.57	1.33	1.78	4.19	0.54	292.34	7.03	0.35	8.74	162	301	3.3	963	7.9	2.40	27.13	342
	D ₂₀₅₂ XT ₁	18.31	98.08	23.72	5.49	0.72	1.12	2.81	0.32	177.83	6.65	0.35	4.64	64	40	1.1	159	4.6	1.70	21.68	128
	P ₂₈ -6XT ₁	26.92	146.80	35.33	7.27	1.92	1.74	2.82	0.27	263.23	4.00	0.63	10.87	195	726	13.0	1515	5.1	1.56	19.99	141
	P ₁₇ -2XT ₃	87.85	149.90	71.12	9.46	1.89	1.24	2.28	0.28	361.86	14.13	0.64	9.20	168	863	8.3	1556	4.1	2.18	19.87	105
	P ₂₉ -5XT ₁	30.07	182.80	54.86	8.53	1.96	1.78	3.37	0.42	329.74	8.54	0.61	8.97	225	729	18.0	1287	10.5	1.72	35.64	398
	P ₂₈ -5XT ₁	26.59	155.10	34.54	7.73	1.82	1.88	2.28	0.30	271.96	7.09	0.54	9.00	198	527	13.8	1237	7.5	1.97	27.16	407
	P ₂₈ -4XT ₂	27.09	161.70	43.29	9.10	2.14	1.74	2.51	0.33	289.71	8.04	0.62	14.54	143	981	11.2	1665	5.1	1.62	19.31	365
	P ₂₉ -4XT ₁	33.55	195.30	50.98	10.01	1.74	2.12	3.15	0.39	347.92	7.87	0.44	10.97	219	687	15.3	1226	12.0	2.72	33.44	597
龙亚拉	P ₁₈ -15XT ₁	7.66	36.82	10.82	2.48	0.63	0.61	2.15	0.24	75.80	4.43	0.65	2.83	266	63	8.8	889	3.6	1.57	31.50	80
	P ₁₈ -8XT ₁	18.62	79.64	10.85	1.77	0.35	0.42	1.62	0.23	126.22	11.69	0.52	1.82	280	30	4.1	383	4.0	1.99	44.98	64
	P ₁₈ -13XT ₁	17.22	96.02	22.08	3.40	0.74	0.79	1.1	0.12	161.77	10.23	0.52	2.78	301	179	7.0	850	0.6	1.71	25.41	110
	P ₁₈ -6XT ₁	19.28	89.76	13.87	2.16	0.52	0.50	1.41	0.18	142.36	12.28	0.62	2.91	289	6.6	6.8	516	3.0	1.72	43.85	269
	P ₁₈ -4XT ₁	22.91	82.01	13.16	2.00	0.36	0.47	1.62	0.18	136.75	11.80	0.47	1.28	287	130	6.3	570	2.2	1.67	57.32	251
	P ₁₈ -12XT ₁	21.54	101.50	18.75	3.05	0.81	0.67	1.82	0.22	167.34	10.78	0.70	4.18	275	312	5.9	814	2.4	1.77	29.06	35
	P ₁₈ -3XT ₄	27.57	127.57	24.13	3.94	0.79	0.71	2.7	0.37	210.26	11.56	0.60	4.06	273	200	5.7	593	6.4	2.49	44.81	264
	P ₁₈ -3XT ₃	74.61	124.40	39.19	4.37	0.82	0.66	1.42	0.19	268.57	19.35	0.57	3.80	263	274	4.7	1007	2.8	2.24	39.38	157

备注:样品由成都理工大学应用核技术研究所利用中子活化法分析。

(1%~2%)组成,副矿物为锆石、榍石、磷灰石等。

2 锆石 U-Pb 同位素分析结果

样品分别采自唐古拉山北坡的龙亚拉(P₁₈-④N₁)、木乃山(P₁₇-②N₁)及赛多铺岗日(D₃₁₂₀N₃)(采样位置见图1),各岩石样品主要特征如下:

样品 P₁₈-④N₁:岩性为似斑状中—粗粒黑云钾长花岗岩;主要造岩矿物为:钾长石(45%~50%)、斜长石(15%~20%)、石英(25%~28%)、黑云母(2%~5%);副矿物主要有锆石、磷灰石及金属矿物等。

样品 P₁₇-②N₁:岩性为似斑状粗粒黑云石英二长岩;主要造岩矿物为:钾长石(35%~40%)、斜长石(30%~35%)、石英(5%~8%)、黑云母(2%~5%)、紫苏辉石(1%~3%)、单斜辉石和角闪石少量;副矿物主要有锆石、榍石及金属矿物等。

样品 D₃₁₂₀N₃:岩性为似斑状中—粗粒二长花岗岩;主要造岩矿物为:斜长石(28%~35%)、钾长石(26%~35%)、石英(24%~29%)、黑云母(1%~3%)和角闪石(1%~2%);副矿物主要为锆石、榍石、磷灰石、褐帘石及金属矿物等。

通过人工重砂从样品中分选出锆石,然后在双目镜下挑选出无裂隙、无包体、透明干净的自形锆石颗粒,送国土资源部天津地质矿产研究所同位素地质研究室作单颗粒锆石 U-Pb 同位素稀释法测年。

化学分离采用改进的 Krogh 流程,质谱计为 VG-354,其中²⁰⁶Pb 和²⁰⁴Pb 结果已对试验空白和稀释剂做过校正。U-Pb 同位素分析结果见表1;应用 ISOPLOT 软件进行处理得出²⁰⁶Pb/²³⁸U-²⁰⁷Pb/²³⁵U 谐和图(图2)。

龙亚拉花岗岩体,样品 P₁₈-④N₁挑选3颗锆石,1、2号数据点²⁰⁶Pb/²³⁸U 表面年龄统计加权平均值:69.8±2.0 Ma,代表花岗岩浆侵位时代;3号数据点²⁰⁶Pb/²³⁸U 表面年龄统计加权平均值:81.7±0.4 Ma,代表花岗岩浆中碎屑锆石的年龄。

木乃花岗岩体,样品 P₁₇-②N₁挑选3颗锆石,1~3号点无论是同一颗粒还是不同颗粒之间年龄接近,1、2号数据点²⁰⁶Pb/²³⁸U 表面年龄统计加权平均值:67.6±2.7 Ma;1~3号数据点²⁰⁶Pb/²³⁸U 表面年龄统计加权平均值:67.1±2.0 Ma,代表花岗岩浆侵位时代。

赛多铺岗日花岗岩体,样品 D₃₁₂₀N₃挑选3颗锆石,1~3号点无论是同一颗粒还是不同颗粒之间年龄相近,1、2号数据点²⁰⁶Pb/²³⁸U 表面年龄统计加权平均值:41.3±4.4 Ma;1~3号数据点²⁰⁶Pb/²³⁸U 表面年龄统计加权平均值:40.6±3.1 Ma,代表花岗岩浆侵位时代。

3 岩石地球化学特征及岩浆起源

测区内花岗岩类岩石地球化学组成、稀土及微

量元素组成、全岩 Rb-Sr 同位素测试结果列于表 2~4。

表 4 花岗岩类全岩 Rb-Sr 同位素测试结果

Table 4 The Rb-Sr isotope geochemistry datasheet of granitoid whole rock

岩体	编号	岩性	Rb ($\mu\text{g/g}$)	Sr ($\mu\text{g/g}$)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2 σ)
赛多铺 岗日	D ₃₁₂₀ WD ₃	中粗粒似斑状 二长花岗岩	548	1514	1.0482	0.706809 (9)
木 乃	P ₁₇₋₅ WD ₁	细粒斑状 石英二长岩	384	605	1.8402	0.707108 (7)
	D ₂₀₅₂ WD ₁	中粗粒似斑状 二长花岗岩	145	114	3.6832	0.711251 (11)
	P ₁₇₋₂ WD ₁	粗粒似斑状 石英二长岩	484	1777	0.7884	0.706039 (7)
	P ₂₈₋₅ WD ₁	中粗粒似斑状 石英二长岩	407	1358	0.8673	0.706309 (11)
	P ₂₉₋₄ WD ₁	中细粒似斑状 石英二长岩	420	1332	0.9137	0.706379 (7)
		辉石石英二长岩				
龙 亚 拉	P ₁₈₋₈ WD ₁	细粒斑状 钾长花岗岩	682	164	11.9871	0.714069 (12)
	P ₁₈₋₄ WD ₁	粗粒似斑状 钾长花岗岩	566	220	7.4335	0.711853 (11)
	P ₁₈₋₃ WD ₁	粗粒似斑状 二长花岗岩	544	609	2.5856	0.709039 (9)
	P ₁₈₋₆ WD ₁	中粒似斑状 二长花岗岩	675	280	6.9673	0.710646 (7)

注:样品由天津地质矿产研究所同位素地质研究室分析。括号内的数字 2 σ 为实测误差,例如:(10)表示 ± 0.000010 。

龙亚拉花岗岩体主要岩石类型为二长花岗岩、钾长花岗岩和钾长花岗斑岩。岩石化学特征为硅铝过饱和岩石,轻稀土强烈富集, $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$ (%), $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$ 比值为(分子比)0.98~1.14,该比值与壳幔岩浆混熔比值呈正相关; $\Sigma\text{REE}126.22 \times 10^{-6} \sim 268.57 \times 10^{-6}$, LREE/HREE 比值10.23~19.35; δEu 为0.47~0.70;初始锶同位素比值($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)为0.709039~0.714069。以上岩石地球化学表明,龙亚拉花岗岩浆起源于壳幔混熔(福尔等,1975)。

木乃山花岗岩体主要岩石类型为辉石石英二长岩、石英二长岩、二长花岗岩和石英二长斑岩。岩石化学特征为铝过饱和岩石,富钾、富轻稀土, $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$ (%), $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$ 比值为0.66~1.05; $\Sigma\text{REE}175.84 \times 10^{-6} \sim 361.86 \times 10^{-6}$, LREE/HREE 比值4.00~14.13; δEu 为0.35~0.88,初始锶同位素比值($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)为0.706039~0.711251。上述岩石地球化学和同位素组成揭示了一个壳幔混熔的物源区(福尔等,1975)。

赛多铺岗日花岗岩体主要岩石类型为淡色二长

花岗岩和淡色二长花岗斑岩。岩石化学特征为硅铝过饱和岩石,富钾,轻稀土显著富集; $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$ (%), $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$ 比值为0.95~1.04; $\Sigma\text{REE}97.76 \times 10^{-6} \sim 197.97 \times 10^{-6}$, LREE/HREE 比值7.05~7.14; δEu 为0.43~0.76,初始锶同位素比值($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)为0.706809。上述岩石地球化学特征表明赛多铺岗日花岗岩浆亦起源于壳幔混熔(福尔等,1975)。

唐古拉山花岗岩体的岩石化学在 R_1 - R_2 图解中(图3),多数点落入碰撞后隆起期花岗岩及造山晚期花岗岩区;在微量元素 Rb-(Yb+Ta)图解中(图4),均落入同碰撞花岗岩区。

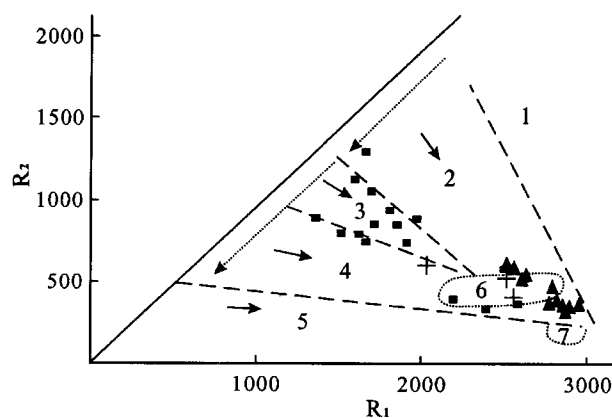


图 3 R_1 - R_2 多阳离子图解

Fig. 3 R_1 - R_2 multicationic diagram

1—地幔斜长花岗岩;2—活动板块边缘花岗岩;3—碰撞后隆起花岗岩;4—造山晚期花岗岩;5—非造山花岗岩;6—同碰撞花岗岩;7—造山后 A 型花岗岩;▲—龙亚拉花岗岩体;■—木乃花岗岩体;+—赛多铺岗日花岗岩体

1—Mantle lagio granite; 2—destructive active plate margin granite; 3—postcollision uplift granite; 4—late orogenic granite; 5—anorogenic granite; 6—syncollision granite; 7—postorogenic A-type granite; ▲—Longyala granite body; ■—Munai granite body; +—Saiduopugangri granite body

4 关于岩浆成因及其大陆动力学意义的讨论

青藏高原作为印度板块与欧亚大陆碰撞和进一步构造缩短的产物已被广大地质工作者所接受。青藏高原隆升和崛起是晚白垩世以来发生的最重大的地质事件,高原的形成和演化是地球科学领域研究的热点。高原的隆起是印-亚板块碰撞后持续挤压—隆升的结果(高锐等,1998;杨振宇等,1998;Li Tingdong et al.,1999;崔军文等,2001)。赵文津等

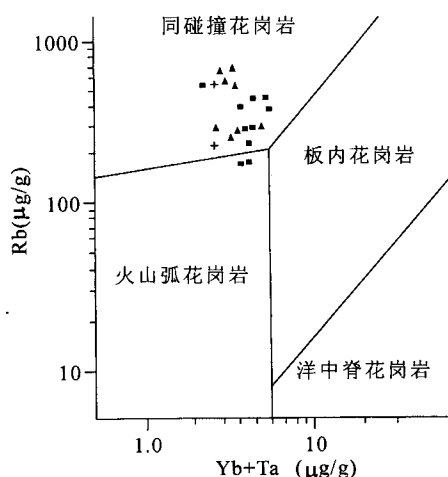


图 4 Rb-(Yb+Ta) 判别图解

Fig. 4 Rb-(Yb+Ta) discriminant diagram

- ▲—龙亚拉花岗岩体; ■—木乃花岗岩体; +—赛多铺岗日花岗岩体
 ▲—Longyala granite body; ■—Munai granite body; +—Saiduopugangri granite body

(1996)通过 INDEPTH 剖面数据,提出印度大陆地壳分层俯冲到特提斯喜马拉雅之下,壳内低速层、MHT、Moho、软流圈顶界及软流圈内180 km 深的界面作为应力调整层。中美两国科学家执行的 INDEPTH 项目收集制作的 CMP 和广角深部地震反射资料表明,在喜马拉雅壳幔中发育的 MHT 为一条巨型向北下冲的陆内俯冲带,印度大陆地壳整体(或者是下地壳)沿此俯冲带向北俯冲到陆棚区北部的喜马拉雅地壳之下,它严格地控制着上、下地壳的变形活动(Zhao et al., 1993);其上盘的抬升导致了地形大幅隆起^⑥。Hauck 等(1997)^⑦发现 STDS 沿造山带延伸达2000 km 以上,并伸入27 km 的地下深处,MHT 则为北倾8°、厚60~80 m 的流体剪切带,同时 STDS 与 MHT 在地下深部呈会聚趋势。

青藏高原由一系列地体拼合而成,随着昆仑洋盆、金沙江洋盆、班公错—怒江洋盆及雅鲁藏布江洋盆的消减和随后的碰撞过程中都会发生明显的地壳加厚及地形隆起,特别是在青藏高原羌塘地区,自三叠纪末金沙江洋盆闭合以来,本区一直继续着汇聚作用。三叠纪末,伴随拉竹龙—金沙江缝合带的闭合,昆仑地体产生向南逆冲和构造加载作用,在被动大陆边缘多岛洋体制下,形成羌塘复合型前陆盆地(李勇等,2001),并持续发展至早白垩世。班公错—怒江缝合带代表早侏罗世—中侏罗世发育在特提斯大洋北部的一个小海盆(黄汲清等,1987),班公错—

怒江缝合带的分裂始于中生代,晚三叠系确哈拉群(又称乌嘎群)代表了其初始拉张阶段的产物(周祥,1984),班公错—怒江洋盆的形成演化仅限于侏罗纪,这可从放射虫硅质岩、浊积岩及蛇绿岩的时代得到证实(王成善等,2001)。晚侏罗世—早白垩世,由于班公错—怒江洋盆由东向西逐渐闭合,冈底斯地体向北俯冲于羌塘地体之下,加之昆仑地体向南仰冲,羌塘地体从此结束了海相沉积,引起羌塘地体的缩短、加厚及地形隆起,唐古拉山呈现。因此,羌塘地体的早期加厚及快速隆起是班公错—怒江洋沿羌塘地体南部的开始俯冲和北部拉竹龙—金沙江缝合带逐渐封闭的共同作用的结果。

晚白垩世以来,由于印度洋发生的海底扩张加速了新特提斯洋的消亡,新特提斯洋壳在晚白垩纪中—晚期延伸达2000 km 的 STDS 向北俯冲一直到班公错—怒江缝合带(孔祥儒等,1996),受阻于岩石圈巨厚的较“软”的羌塘地体(钟大赉等,1996),在拉萨地体形成冈底斯岛弧带,并在北侧发育了白垩纪末至古近纪的弧后盆地。同时,强大的陆内汇聚作用,使羌塘地体发生挤压造山运动,地壳缩短,岩石圈增厚,由于热动力结果,部分地幔物质被挤进地壳内部,形成壳幔混合层,岩石密度不断增加,处于重力不稳定的状态,通过拆沉作用及底侵作用进而导致软流圈物质的热扰动上涌,上涌的软流圈物质的伸展减压引起部分熔融,从而诱发了羌塘地体板内地幔柱岩浆活动(许志琴等,1996)。沿地壳拉伸减薄带脉动、涌动上侵,在远离印-亚碰撞带达400 km 的唐古拉山北坡形成同碰撞—晚造山期的壳幔型龙亚拉花岗岩体(69.8 ± 2.0 Ma)及木乃花岗岩体(67.1 ± 2.0 Ma)(图5)。

印-亚板块碰撞在45 Ma 时达到主体碰撞的高峰(Patriat et al., 1984),由于这一陆陆碰撞效应,导致雅鲁藏布江缝合带的关闭,青藏高原崛起。这一时期,羌塘地体以南北压缩为主,浅层变形主要表现为地层的褶皱和逆冲推覆,并使羌塘地区地壳缩短量达429 km(Zeng et al., 1995)。同时结合火山岩与均衡作用模式的推断,反映此时该羌塘地区地表高度已达3000m 以上(王成善等,2001)。深层变形不仅导致西藏地区出现双层或多层地壳结构,而且伴随地壳缩短过程发生的壳幔岩浆活动(马宗晋等,1998),由于热隆扩展(崔军文等,2001),而在唐古拉山北坡的赛多铺岗日形成同碰撞期—晚造山期的壳幔混熔型新生代淡色花岗岩体(40.6 ± 3.1 Ma)。

青藏高原地壳的横向分带、纵向分层的特点十

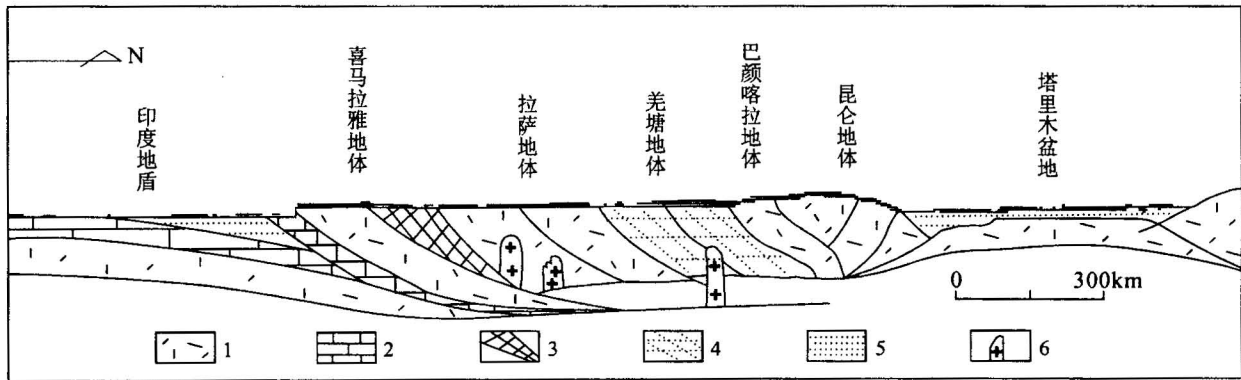


图5 青藏高原构造剖面略图

Fig. 5 The structural profile outline in Qinghai-Tibet Plateau

1—地体沉积物; 2—大洋台地沉积物; 3—特提斯喜马拉雅沉积物; 4—羌塘地体沉积物; 5—盆地沉积物; 6—花岗岩

1—Sediment in the terrain; 2—sediment in the mesa of ocean; 3—Tethys sediment in the Himalaya range;

4—sediment in the Qiangtang terrain; 5—sediment in the basin; 6—granite

分清楚。从亚东—格尔木地学综合大断面研究的结果(高锐等, 1998; Li et al., 1999)可以得知, 高原具有三层地壳结构。在上、中、下地壳的界面之间普遍存在上低速低阻层和下低速低阻层, 这被解释为局部熔融的岩浆囊。在下地壳底部与莫霍面之间普遍出现厚度不一的“壳-幔混合层”(邓万明, 1994)。青藏高原碰撞造山带最显著的特征就是通过逆冲推覆、不均匀缩短加厚和俯冲来实现接近于正常地壳厚度的两倍。岩石圈地幔可以通过拆沉作用或底侵作用增厚或减薄(Butler et al., 1997; Patino et al., 1998), 加厚的岩石圈地壳底部亦可沿“壳-幔混合层”发生某种形式的快速剥离或平流减薄作用(邓万明, 1994)。羌塘地体作为青藏高原的核部, 在侏罗纪末已产生明显的陆壳增生和加厚(丁林等, 2003), 是典型的大陆碰撞造山带。已知在下地壳接近莫霍面上几公里的深度位置上, 岩石中已无渗透性的自由流体相, 在富水流体缺乏的条件下, 含水矿物的分解将是加厚岩石圈壳幔岩石产生局部熔融的主要诱因(Yardley et al., 1997)。青藏高原羌塘地体白垩纪和古近纪特殊的构造环境和已明显加厚的地壳, 完全具备使下地壳岩石脱水熔融产生岩浆的地质条件, 大量的幔源岩浆的上侵和在 Moho 面附近的底侵作用及“壳-幔混合层”的快速剥离或平流减薄作用将更有利于下地壳遭受热侵蚀形成熔融体, 而大量的幔源岩浆屯积, 亦将诱发大规模壳内熔融(赖绍聪, 1999)。另外, 青藏高原的挤压缩短和加厚作用可以更好地封闭壳幔岩浆池, 使底侵岩浆有更充分条件与陆壳物质相互作用(邓晋福等, 1996), 包括壳幔岩

石的熔融作用、幔源岩浆与壳源岩浆的物质交换以及岩浆结晶分离作用等。羌塘地体唐古拉山北部中、新生代花岗岩正是在这种特定的构造环境中, 通过 STDS 向北俯冲、加厚岩石圈的脱水熔融和沿“壳-幔混合层”发生快速剥离或平流减薄作用而形成的同碰撞—晚造山期壳幔型花岗岩。

综上所述, 青藏高原唐古拉山北坡中生代末至新生代花岗岩是印-亚板块早期碰撞之远程效应的产物, 为青藏高原隆升事件的构造响应。

注 释

- ① 青海省区调综合地质大队. 1987. 中华人民共和国区域地质调查报告(1:20万赤布张错幅、温泉兵站幅)。
- ② 青海省区调综合地质大队. 1993. 中华人民共和国区域地质调查报告(1:20万唐古拉山口幅、龙亚拉幅)。
- ③ 张起振. 1979. 青海省同位素地质年龄数据汇编。
- ④ 青海省区调综合地质大队. 1993. 中华人民共和国区域地质调查报告(1:20万雁石坪幅、索加幅)。
- ⑤ Nelson K D, Brown L D, et al. 1996. Initial results of INDEPTH II (1994); Deep Crustal Profiling in Southern Tibet. 11th Himalaya-Karakorum-Tibet workshop, 110~112.
- ⑥ Hauck M L, et al. 1997. A re-examination of INDEPTH-I data: Evidence for STDS continuation to 27 km depth and internal structure of the MHT. 12th Himalaya-Karakorum-Tibet workshop, 147~148.

参 考 文 献

- 崔军文, 李朋武, 李莉. 2001. 青藏高原的隆升: 青藏高原的岩石圈结构和构造地貌. 地质论评, 47(2): 157~163.
- Coward W P, Kidd W S F, 潘耘, Shackleton R M, 张湖. 1990. 拉萨至格尔木的构造. 见: 中英青藏高原综合地质考察队编. 青藏高原地质演化. 北京: 科学出版社, 321~347.

- 邓晋福, 赵海岭, 莫宣学, 等. 1996. 中国大陆根柱构造——大陆动力学的钥匙. 北京: 地质出版社, 17~20.
- 邓万明. 1994. 青藏高原新生代岩浆活动与岩石圈演化. 见: 西藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究学术论文年刊. 北京: 科学出版社, 288~295.
- 丁林, 来庆洲. 2003. 冈底斯地壳碰撞前增厚及隆升的地质证据: 岛弧拼贴对青藏高原隆升及扩展历史的制约. 科学通报, 48(8): 836~842.
- 福尔 G, 鲍威尔 J L. 1975. 锆同位素地质学. 北京: 科学出版社, 213~235.
- 高锐, 李廷栋, 吴功建. 1998. 青藏高原岩石圈演化与地球动力学过程——亚东—格尔木—额济纳旗地学断面的启示. 地质论评, 44(4): 389~395.
- 黄汲清, 陈炳蔚. 1987. 中国及临区特提斯海的演化. 北京: 地质出版社, 52~53.
- 孔祥儒, 王谦身, 熊绍柏. 1996. 西藏高原西部综合地球物理与岩石圈结构研究. 中国科学(D辑), 26: 308~315.
- 赖绍聪. 1999. 青藏高原北部新生代火山岩成因机制. 岩石学报, 15(1): 98~104.
- 李廷栋. 1995. 青藏高原隆升的过程和机制. 地球学报, (1): 1~9.
- 李勇, 王成善, 伊海生, 等. 2001. 青藏高原中侏罗世—早白垩世羌塘复合型前陆盆地充填模式. 沉积学报, 19(1): 20~27.
- 马宗晋, 张家声, 汪一鹏. 1998. 青藏高原三维变形运动学的时段划分和新构造分区. 地质学报, 72(3): 211~225.
- 潘裕生, 孔祥儒. 1998. 青藏高原岩石圈结构演化和动力学. 广州: 广东科学技术出版社, 333~428.
- 王成善, 丁学林. 1998. 青藏高原隆升研究新进展综述. 地球科学进展, 13(6): 526~532.
- 王成善, 伊海生, 李勇, 等. 2001. 西藏羌塘盆地地质演化与油气远景评价. 北京: 地质出版社, 77~82.
- 肖序常, 王军. 1998. 青藏高原构造演化及隆升的简要评述. 地质论评, 44(4): 372~381.
- 许志琴, 姜枚, 杨经绥. 1996. 青藏高原北部隆升的深部构造物理作用——以“格尔木—唐古拉山”地质及地球物理综合剖面为例. 地质学报, 70(3): 195~206.
- 杨振宇, 孙知明, 赵越. 1998. 印度支那地块第三纪构造滑移与青藏高原岩石圈构造演化. 地质学报, 72(2): 112~125.
- 尹安. 2001. 喜马拉雅—青藏高原造山带地质演化——显生宙亚洲大陆生长. 地球学报, 22(3): 193~230.
- 袁超, 孙敏, 李继亮. 1999. 西昆仑中带两个花岗岩体的年龄和可能的源区. 科学通报, 44(5): 534~539.
- 赵文津, 纳尔逊 K D, 车敬凯, 等. 1996. 喜马拉雅地区深反射地震——揭示印度大陆北缘岩石圈的复杂结构. 地球学报, 17(2): 138~152.
- 钟大赉, 丁林. 1996. 青藏高原的隆起过程及其机制探讨. 中国科学(D辑), 26: 289~295.
- 周祥. 1984. 西藏板块构造—建造图及说明书. 北京: 地质出版社.
- Parbat, Pakistan Himalayas. Mineralogical Magazine, 61: 37~52.
- Coward W P, Kidd W S F, Pan Yun, Shackleton R M, Zhang Hu. 1990. The structure of Tibet Geotraverse, Lhasa to Golmud. In: Sino-British Comprehensive Geological Expedition Team of the Qinghai-Tibet Plateau, ed. The geological evolution of the Qinghai-Tibet. Beijing: Science Press, 321~347 (in Chinese with English abstract).
- Cui Junwen, Li Pengwu, Li Li. 2001. Uplift of the Qinghai-Tibet Plateau: Tectonic geomorphology and lithospheric structure of the Qinghai-Tibet Plateau. Geological Review, 47(2): 157~163 (in Chinese with English abstract).
- Deng Jinfu, Zhao Hailing, Mo Xuanxue, et al. 1996. Continental roots-plume tectonic of China——Key to the continental dynamics. Beijing: Geological Publishing House, 17~20 (in Chinese with English abstract).
- Deng Wanming. 1994. Cenozoic Magmatic Activities and Lithospheric Evolution of the Qinghai-Xizang Plateau. In: Studies on Formation and Evolution, Environmental Changes and Ecosystem in the Qinghai-Xizang Plateau. Beijing: Science Press, 288~295 (in Chinese).
- Ding Lin, Lai Qingzhou. 2003. New geological evidence of crustal thickening in the Gangdese block prior to the Indo-Asian. Chinese Science Bulletin, 48(5): 836~842 (in Chinese).
- Gao Rui, Li Tingdong, Wu Gongjian. 1998. Lithospheric evolution and geodynamic process of the Qinghai-Tibet Plateau: An inspiration from the Yadong-Golmud-Ejin geoscience transect. Geological Review, 44(4): 389~395 (in Chinese with English abstract).
- Harrison T M, Grove M, Lovera O M, Catlos E J. 1998. A model for the origin of Himalayan anatexis and inverted metamorphism. J. Geophys. Res., 103: 27017~27032.
- Huang Jiqing, Chen Bingwei. 1987. Tethy's evolution in and around China. Beijing: Geological Publishing House, 52~53 (in Chinese).
- Jiang Yaohui, Ling Hongfei, Jiang Shaoyong, et al. 2002. Enrichment of mantle-derived fluids in the formation process of granitoids: Evidence from the Himalayan granitoids around Kunjirap in the Western Qinghai-Tibet Plateau. Acta Geologica Sinica (English Edition), 73(2): 173~180.
- Lai Shaocong. 1999. Petrogenesis of the Cenozoic volcanic rocks from the northern part of the Qinghai-Tibet Plateau. Acta Petrologica, 15(1): 98~104 (in Chinese with English abstract).
- Li Tingdong. 1995. The Uplifting Process and Mechanism of the Qinghai-Tibet Plateau. Acta Geoscientia Sinica, (1): 1~9 (in Chinese with English abstract).
- Li Tingdong, Gao Rui, Wu Gongjian. 1999. Lithospheric evolution and geodynamic process of the Qinghai-Tibet Plateau: an inspiration from the Yagong-Golmud-Ejin Geoscience Transect. Acta Geologica Sinica (English Edition), 73(2): 173~180.
- Li Yong, Wang Chengshan, Yi Haisheng, et al. 2001. Fill models of in the Qiangtang composite foreland basin in Qinghai-Xizang Plateau, China. Acta Sedimentologica Sinica, 19(1): 20~27 (in Chinese with English abstract).
- Ma Zongjin, Zhang Jiasheng, Wang Yipeng. 1998. The 3-d deformational movement episodes and neotectonic domains in the Qinghai-Tibet Plateau. Acta Geological Sinica, 72(3): 211~225 (in Chinese with English abstract).
- Pan Yusheng, Kong Xiangru. 1998. Lithosphere structure, evolution

References

Butler R W H, Harris N B W, Whittington A G. 1997. Interactions between deformation, magmatism and hydrothermal activity during active crustal thickening: A field example from Nanga

- and dynamics of Qinghai-Xizang (Tibetan) plateau. Guangzhou: Guangdong Science & Technology Press, 333~428 (in Chinese).
- Patino Douce A E, McCarthy T C. 1998. Melting of crustal rocks during continental collision and subduction. Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 27~55.
- Patriat P, Achache J. 1984. India-Asia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanisms of plates. *Nature*, 311: 615~621.
- Wang Chengshan, Ding Xuelin. 1998. The new researching progress of Tibet plateau uplift. *Advance in Earth Science*, 13(6): 526~532 (in Chinese with English abstract).
- Wang Chengshan, Yi Haisheng, Li Yong, et al. 2001. Geological evolution and prospective assessment for oil and gas of the Qingtang basin. Beijing: Geological Publishing House, 77~82 (in Chinese).
- Xiao Xuchang, Wang Jun. 1998. A brief review of tectonic evolution and uplift of the Qinghai-Tibet Plateau. *Geological Review*, 44(4): 372~381 (in Chinese with English abstract).
- Xu Zhiqin, Jiang Mei, Yang Jingsui. 1996. Tectonophysical process at depth for the uplift of the northern part of the Qinghai-Tibet Plateau; illustrated by the geological and geophysical comprehensive profile from Golmud to the Tanggula mountains, Qinghai province, China. *Acta Geologica Sinica*, 70(3): 195~206 (in Chinese with English abstract).
- Yang Xiaosong, Ma Jin, Jin Zhenmin, et al. 2003. Partial melting and its implications for understanding the seismic velocity structure within the Southern Tibetan Crust. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 77(1): 64~71.
- Yang Zhenyu, Sun Zhiming, Zhao Yue. 1998. Tertiary squeeze-out of the Indo-China block and lithospheric evolution of the Qinghai-Tibetan Plateau. *Acta Geologica Sinica*, 72(2): 112~125 (in Chinese with English abstract).
- Yardley B W D, Valley J W. 1997. The petrologic case for a dry lower crust. *Journal of Geophysical Research*, 102: 12173~12185.
- Yuan Chao, Sun Min, Li Jiliang. 1999. The age of two granite bodies and possible source area in western Kunlun range. *Chinese Science Bulletin*, 44(5): 534~539 (in Chinese).
- Zeng R, Ding Z, Wu Q. 1995. A review of lithospheric structures in the Tibetan plateau and constraints for dynamics. *PAGE*, 145(3/4): 425~443.
- Zhao Wenjin, Nelson K D. 1993. Deep seismic reflection evidence for continental underthrusting beneath southern Tibet. *Nature*, 366: 557~559.
- Zhao Wenjin, Nelson K D, Che Jingkai, et al. 1996. Deep seismic reflection in Himalaya region reveals the complexity of the crust and upper mantle. *Acta Geoscientia Sinica*, 17(2): 138~152 (in Chinese with English abstract).
- Zhou Xiang. 1984. Tectonic-structural map of Tibet plate and instruction. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Zhong Dalai, Ding Lin. 1996. Rising process of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and its mechanism. *Science in China (Series D)*, 39: 369~379.

Zircon U-Pb Age, Continent Dynamics Significance and Geochemical Characteristics of the Mesozoic and Cenozoic Granites from the Tanggula Range in the Qinghai-Tibet Plateau

DUAN Zhiming, LI Yong, ZHANG Yi, LI Yaling, WANG Mou

Institute of Sedimentary Geology, Chengdu University of technology, Chengdu, 610059

Abstract

By means of the single-grain zircon U-Pb technique, we have determined the emplacement age of the granite outcrops in the central uplift zone of the Qiangtang basin on the northern slope of the Tanggula range. The result suggests that they are products of repeated magmatic pulsations and upward emplacement from the late Mesozoic to the early Cenozoic. The Longyala granite body (69.8 ± 2.0 Ma) and Munai granite body (67.1 ± 2.0 Ma) are the products of the early-stage collision of the Indian and Asian plates and the Saiduopugangri intrusion (40.6 ± 3.1 Ma) is the granite in the main collisional phase. The rock types mainly include pyroxene-adamellite, monzonite granite and moyite, and the initial strontium isotopic ratios ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) are in a range of 0.706039 to 0.714069. The research indicates that the granitic magma in the late Mesozoic originated in the crust-mantle mixture and is attributed to syncollisional and late orogenic crust-mantle type granite. Detailed single-grain zircon U-Pb isotope dating is the important basis for studying the evolution and geodynamical process of the Qinghai-Tibet Plateau.

Key words: Mesozoic and Cenozoic granite; zircon U-Pb dating; geochemistry; continental dynamics; Tanggula range