

doi: 10.12097/gbc.2022.06.021

松潘-甘孜地体青海吾和玛高分异 I 型花岗岩的识别与岩石成因

陈敏¹, 王雁鹤^{2*}, 谷强², 马庆³

CHEN Min¹, WANG Yanhe^{2*}, GU Qiang², MA Qing³

1. 青海大学地质工程系, 青海 西宁 810016;

2. 中国地质调查局西宁自然资源综合调查中心, 青海 西宁 810000;

3. 中国地质调查局西安矿产资源调查中心, 陕西 西安 710100

1. Geological Engineering Department of Qinghai University, Xining 810016, Qinghai, China;

2. Xining Center of Natural Resources Comprehensive Survey, China Geological Survey, Xining 810000, Qinghai, China;

3. Xi'an Center of Mineral Resources Survey, China Geological Survey, Xi'an 710100, Shaanxi, China

摘要: 为探讨松潘-甘孜地体内青海吾和玛花岗岩质岩石的成因类型与岩石成因, 对其开展了岩相学、地球化学、锆石 U-Pb 年代学和 Lu-Hf 同位素等研究。吾和玛花岗岩质岩石被确定为高分异的 I 型花岗岩, 其结晶年龄为 216.6 ± 4.3 Ma, 为正长花岗岩, 具有弱过铝质高钾钙碱性特征。岩石轻、重稀土元素分馏不明显 ($(La/Yb)_N < 7$), 轻稀土元素轻微富集, 重稀土元素分布平缓, 具有明显的负 Eu 异常 ($\delta Eu = 0.08 \sim 0.43$), 明显亏损 Ba、Sr 和高场强元素 Nb、Ta、P、Ti, 富集大离子亲石元素 Rb、Th、U、K, $\epsilon_{Hf}(t)$ 值为 $-2.54 \sim 1.32$ 。吾和玛花岗岩质岩石的母岩浆是岩石圈拆沉作用引起软流圈上涌, 诱发中元古代地壳物质 (类似于变杂砂岩的物质) 部分熔融形成长英质母岩浆, 后期又受到斜长石、钾长石、磷灰石等矿物分离结晶作用的控制, 经历了高分异形成的。

关键词: 高分异 I 型花岗岩; 锆石 U-Pb; Lu-Hf 同位素; 松潘-甘孜地体; 地质调查工程; 青海

中图分类号: P588.12¹ 文献标志码: A 文章编号: 1671-2552(2024)05-0789-13

Chen M, Wang Y H, Gu Q, Ma Q. Identification and petrogenesis of Wuhema highly fractionated I-type granitoids in Qinghai Province from Songpan-Ganzi Terrane. *Geological Bulletin of China*, 2024, 43(5): 789-801

Abstract: In order to study the genetic type and petrogenesis of the Wuhema granitoids in the Songpan Ganzi Terrane, the petrography, geochemistry, zircon U-Pb chronology and Lu-Hf isotope have been studied in this paper. The Wuhema granitic rocks are identified as highly fractionated I-type granitoids with crystallization age of 216.6 ± 4.3 Ma. The rocks are syenogranite, and have the characteristics of weakly peraluminous, high-K calc-alkaline. The fractionation of REE in the rocks is not obvious ($(La/Yb)_N < 7$), light rare earth elements are slightly enriched, and heavy rare earth elements are gently distributed. The rocks have obvious negative Eu anomalies ($\delta Eu = 0.08 \sim 0.43$), with obvious depletion of Ba, Sr and high field strength elements (HFSEs, e.g., Nb, Ta, P and Ti), and enrichment of large ion lithophile elements (LILEs, e.g., Rb, Th and U), $\epsilon_{Hf}(t)$ values of the rocks range from -2.54 to 1.32 . The primary magma of the Wuhema granitic rocks were formed by the upwelling of asthenosphere caused by the lithosphere delamination, and induced the partial melting of Mesoproterozoic crustal materials (similar to metagreywacke), then the magma went through a high degree of fractionation of plagioclase, potassium feldspar, apatite and other minerals.

Key words: highly fractionated I-type granitoids; zircon U-Pb dating; Lu-Hf isotope; Songpan-Ganzi Terrane; geological survey engineering; Qinghai Province

收稿日期: 2022-06-10; 修订日期: 2022-08-04

资助项目: 中国地质调查局项目《青海省北巴彦喀拉山地区 1:5 万地下仓界(I47E010014)、侧不地(I47E011014)幅区域地质矿产调查》(编号: 12120114009001)

作者简介: 陈敏(1986-), 女, 博士, 副教授, 从事岩石学、矿物学与矿床学的教学与研究工作。E-mail: chenmin_cn@163.com

* 通信作者: 王雁鹤(1983-), 男, 高级工程师, 从事矿产勘查工作。E-mail: 289237992@qq.com

花岗岩一般根据其源区性质的不同,被划分为 I 型、S 型、M 型。M 型花岗岩极少见,常见的类型有 I 型和 S 型,A 型花岗岩为无水花岗岩也是花岗岩的常见类型。碱性暗色矿物、角闪石和堇青石被认为是识别 I 型、S 型和 A 型花岗岩的矿物学重要标志(吴福元等, 2007),还有一些地球化学指标用于区分这 3 种类型(Whalen et al., 1987)。但是,如果岩石为高分异花岗岩,其矿物组成和化学成分将趋近于低共结的花岗岩,用于区别这 3 种类型的地球化学指标就会出现重叠区域,使得其成因类型难以判断。例如,华南地区内的高分异花岗岩的成因类型就一直存在争议(李献华等, 2007; Wu et al., 2017)。

松潘-甘孜地体内发育大量印支期花岗岩类,前人在该地体内识别出了 A 型花岗岩(如年宝玉则 A 型花岗岩、桑日麻 A 型花岗岩、四姑娘山 A 型花岗岩等)(Zhang et al., 2007; 赵永久, 2007; Cai et al., 2010)、S 型花岗岩(如岗龙乡 S 型花岗岩、马尔康 S 型花岗岩、扎日加 S 型花岗岩等)(Roger et al., 2004; 边飞等, 2013; 崔加伟等, 2016)和 I 型花岗岩(胡健民等, 2005; Zhang et al., 2006, 2014; Xiao et al., 2007; Yuan et al., 2010),但未见高分异 I 型花岗岩的报道。笔者在参与《青海省北巴彦喀拉山地区 1:5 万下仓界(I47E010014)、侧不地(I47E011014)幅区域地质矿产调查》项目实施过程中,对吾和玛花岗质岩体开展了岩相学、地球化学、锆石 U-Pb 法测年及 Lu-Hf 同位素等分析,确定该花岗质岩石的成因类型及其岩石成因,为松潘-甘孜地体晚三叠世高分异花岗岩的存在及岩浆分异过程提供证据。

1 地质背景与岩石学特征

松潘-甘孜地体呈倒三角形状,以阿尼玛卿缝合带为界与东昆仑岩浆弧相邻,以龙门山断裂带为界与扬子地台相邻,以金沙江-甘孜-理塘缝合带为界与义敦岛弧和羌塘地块相邻(Yin et al., 2000)(图 1-a)。

松潘-甘孜地体东缘沿龙门山逆冲断层出露与扬子地台相似的新元古代基底(Yan et al., 2003),盖层主要为巨量的三叠系复理石沉积物(许志琴等, 1992),丹巴地区的沉积盖层受其南缘韧性滑脱构造与影响,下伏扬子地台岩石分离(Yan et al., 2003),晚三叠世一中侏罗世(205 ~ 165 Ma)大陆汇聚,三叠纪

地层受南北向挤压作用,发生强烈褶皱缩短变形,并伴随有绿片岩相的区域变质作用(许志琴等, 1992)。松潘-甘孜地体广泛分布印支期花岗岩类,侵入三叠系中,成因类型有 A 型、I 型和 S 型(Roger et al., 2004; 胡健民等, 2005; Zhang et al., 2006, 2007, 2014; Xiao et al., 2007; 赵永久, 2007; Cai et al., 2010; Yuan et al., 2010; 边飞等, 2013; 崔加伟等, 2016)。该时期的花岗岩类($228 \pm 2 \sim 204 \pm 7$ Ma)与三叠纪褶皱变形大致同期(许志琴等, 1992; 胡健民等, 2005; Xiao et al., 2007)。前人在三叠系复理石中发现少量火山岩夹层,主要为安山岩-英安岩系列,喷发时代为 $227 \pm 2 \sim 205 \pm 1$ Ma(Cai et al., 2010; Wang et al., 2011; 夏磊等, 2017),与花岗岩类的时代相近。

根据《1:100 万青海省地质图说明书》(张雪亭, 2007),三叠系复理石自下而上被划分为昌马河组($T_{1-2}c$)、甘德组(T_2gd)和清水河组(T_3q)3 个岩石地层单位。吾和玛地区主要出露下一中三叠统昌马河组,其岩石自下而上分为 3 个段:下段为砂岩夹板岩,以夹中一细砾岩透镜体为特征;中段为砂岩与板岩互层或板岩夹砂岩;上段为砂岩夹板岩,以夹较多滑塌灰岩块为标志,局部被第四系覆盖(图 1-b)。

吾和玛花岗质岩石出露面积较大,约为 26 km²,呈面状展布(图 1-b),侵入于三叠系昌马河组下段的砂岩夹板岩中(图版 I-a)。本次在剖面 PM006 上采集了 PM006-2-YH1、PM006-2-YH2、PM006-3-YH1、PM006-3-YH2、PM006-4-YH1、PM006-4-YH2、PM006-5-YH1、PM006-5-YH2 八件花岗质岩石样品,岩石风化面灰褐色,新鲜面灰白色-灰红色,似斑状结构、基质中粗粒花岗结构、块状构造(图版 I-b)。岩石由似斑晶和基质组成。似斑晶大小为 1.5 ~ 3.0 cm,含量 5% ~ 8%,由碱性长石、斜长石和石英组成(图版 I-c)。基质含量为 95% ~ 92%,呈中粗粒花岗结构,主要由钾长石、斜长石、石英组成,大小 2 ~ 6 mm,其中钾长石含量 45% ~ 35%,呈半自形-他形粒状,杂乱分布;斜长石含量 25% ~ 35%,呈半自形板状,杂乱分布;石英含量 21% ~ 25%,呈他形粒状。次要矿物为黑云母,含量约 4%,呈片状,多被绿泥石、白云母矿物交代(图版 I-d ~ f)。副矿物含量较少,由磷灰石、锆石组成。岩石蚀变弱,蚀变矿物为绢云母、高岭土、绿泥石、白云母。

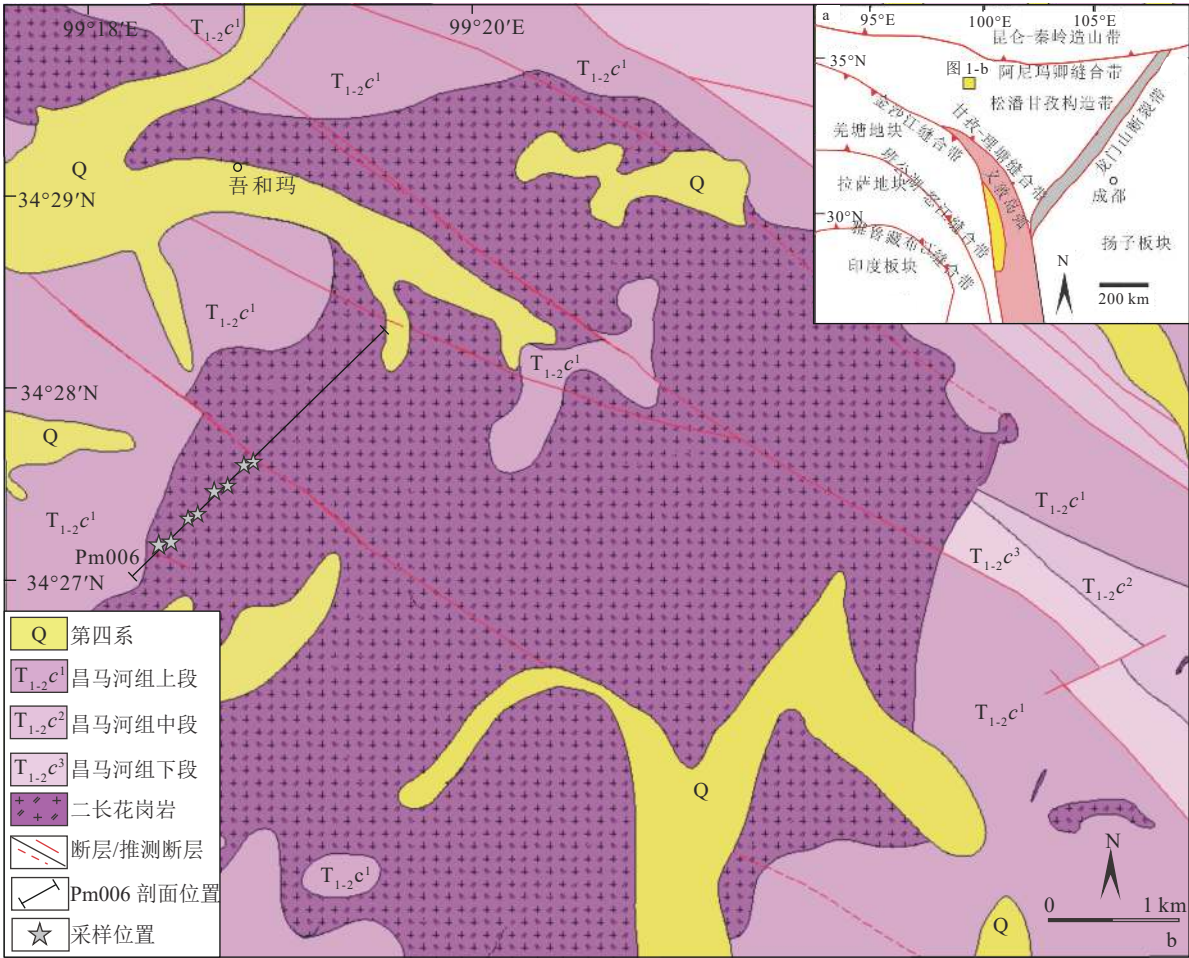


图 1 松潘-甘孜地体及邻区大地构造单元简图 (a, 据 Yin et al., 2000) 和吾和玛地区地质简图(b)

Fig. 1 Tectonic units of the Songpan-Ganzi Terrane and its adjacent area (a) and simplified geological map of the Wuhema area (b)

2 分析方法

2.1 锆石 U-Pb 同位素定年与 Lu-Hf 同位素

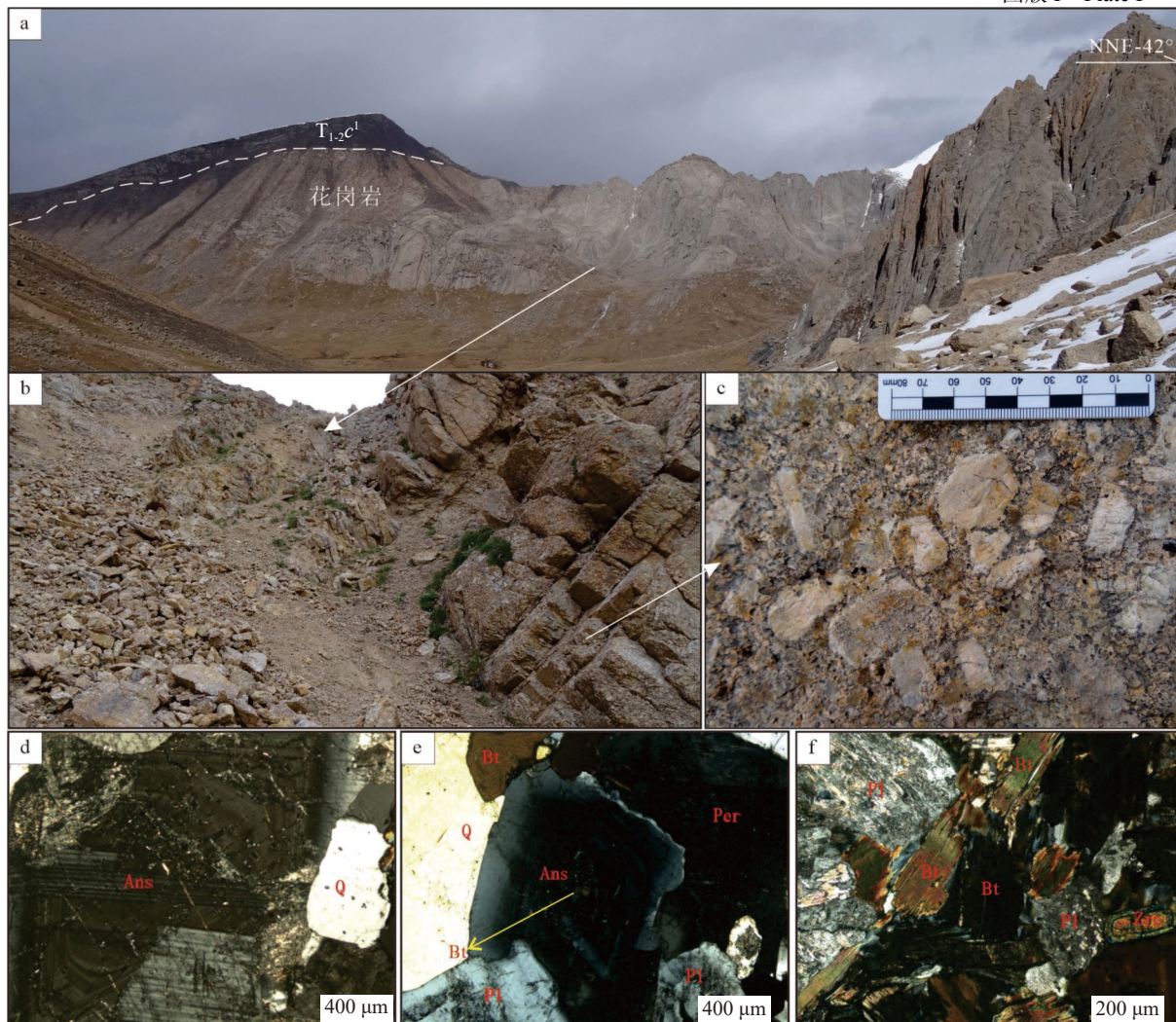
锆石 U-Pb 同位素定年在中国地质调查局西安地质调查中心自然资源部岩浆作用成矿与找矿重点实验室完成。样品采用机械方法粉碎至 80~100 目, 经淘洗、电磁选、酒精重力分选等分离, 得到 500 余粒锆石后, 再在双目镜下挑选出晶形完整的锆石颗粒制作样品靶。将锆石颗粒粘在双面胶上, 然后用环氧树脂镶嵌固定, 待环氧树脂充分凝固后, 对其表面进行打磨抛光至锆石晶体中部暴露, 再进行锆石阴极发光(CL)观测和拍照及 LA-ICP-MS 分析。阴极发光采用 TESCAN MIRA3 场发射扫描电镜和 TESCAN 公司阴极发光探头进行锆石内部结构观测。激光剥蚀系统为 GeoLas Pro, ICP-MS 为 Agilent 7700x。激光剥蚀过程中采用氦气作载气、氩气为补偿气以调节灵敏度, 二者在进入 ICP 之前通过一个

T 型接头混合。每个时间分辨分析数据包括约 10 s 的空白信号和 40 s 的样品信号。对分析数据的离线处理(包括对样品和空白信号的选择、仪器灵敏度漂移校正、元素含量及 U-Th-Pb 同位素比值和年龄计算)采用软件 Glitter 4.4(Van et al., 2001)完成, 详细仪器参数和测试过程可参考李艳广等(2015)。

U-Pb 同位素定年中采用锆石标准 91500 作外标进行同位素分馏校正。对于与分析时间有关的 U-Th-Pb 同位素比值漂移, 利用 91500 的变化采用线性内插的方式进行了校正。锆石样品的 U-Pb 年龄谱和图绘制和年龄权重平均计算均采用 Isoplot/Ex_ver3(Ludwig, 2003)完成。锆石微量元素含量利用参考标样 NIST610 玻璃作为外标、Si 作内标的方法进行定量计算。NIST610 玻璃中元素含量的推荐值据 GeoReM 数据库 (<http://georem.mpch-mainz.gwdg.de/>)。

锆石原位微区 Lu-Hf 同位素测试是在中国地质

图版 I Plate I



a. 吾和玛花岗岩野外露头, 花岗岩侵入早—中三叠世昌马河组上段($T_{1-2}c^1$)砂板岩中; b. 花岗岩; c. 花岗岩似斑状构造; d ~ f. 花岗岩的正交偏光照片, 其中 e 的中长石中包含黑云母碎片。Ans—中长石; Pl—斜长石; Per—条纹长石; Bt—黑云母; Q—石英; Zrn—锆石

调查局西安地质调查中心自然资源部岩浆作用成矿与找矿重点实验室利用 Neptune 型多接收等离子体质谱仪和 Geolas Pro 型激光剥蚀系统联用的方法完成的, 详细测试流程可参照 Liu et al. (2018)。测试束斑直径为 32 μm , 激光剥蚀的样品气溶胶由氦气作为载气输送到质谱仪中进行测试, 为了调节和提高仪器灵敏度, 气路中间引入了氩气和少量氮气。所有测试位置与 U-Pb 定年点位相同或靠近。每分析 10 个样品测点分析 1 次锆石标准 GJ-1 作为监控, 本次实验 GJ-1 的测试精准度为 $0.282030 \pm 40(2SD)$ 。

2.2 全岩主量和微量元素分析

全岩主量元素分析利用帕纳科 AxiosMAX XRF 分析完成。用于 XRF 分析的样品处理流程: ①将 200 目样品置于 120 $^{\circ}\text{C}$ 烘箱中烘干 8 h; ②称取 0.5 ~

1.0 g 上述烘干的样品于恒重陶瓷坩埚中, 于马弗炉中 1000 $^{\circ}\text{C}$ 灼烧 200 min, 冷却至 400 $^{\circ}\text{C}$ 左右时转移至干燥皿中, 待冷却至室温再进行称量, 计算烧失量; ③分别称取 6.0000 g (误差 ± 0.3 mg) $49.75 \text{ Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$: 49.75 LiBO_2 : 0.5% LiBr 助熔剂 (加拿大 Claisse) 与 0.6000 g (误差 ± 0.3 mg) 上述烘干的样品于陶瓷坩埚中, 用石英棒搅拌使样品与熔剂混匀, 将混合样品倒入 XRF 专用铂金坩埚中, 置于熔样炉中 1100 $^{\circ}\text{C}$ 熔融, 熔样程序运行结束后钳取出坩埚, 摇晃坩埚将熔体中的气泡赶出并使熔体充满坩埚底, 再转移到耐火砖上冷却, 然后将玻璃片取出, 贴上标签, 以备 XRF 测试。样品分析的精密度和准确度满足 GB/T 14506.28—2010《硅酸盐岩石化学分析方法第 28 部分: 16 个主次成分测定》的要求(国家地质实验测

试中心, 2010)。

全岩微量元素组成利用 Elan DRC-e ICP-MS 分析完成。用于 ICP-MS 分析的样品流程: ①将 200 目样品置于 105℃ 烘箱中烘干 12 h; ②准确称取粉末样品 50 mg 置于 Teflon 溶样弹中; ③先后依次缓慢加入 1.5 mL 高纯 HNO₃、1.5 mL 高纯 HF 和 0.1 mL 高纯 HClO₄(结核结壳加入 3 mL 高纯 HNO₃ 和 1 mL 高纯盐酸); ④将 Teflon 溶样弹放入钢套, 拧紧后置于 190℃ 烘箱中加热 48 h; ⑤待溶样弹冷却, 开盖后置于 140℃ 电热板上蒸干, 然后加入 3 mL HNO₃ 并蒸干; ⑥加入 3 mL 体积分数为 50% 的高纯 HNO₃, 加盖及钢套密闭, 在 190℃ 的烘箱中保持 12 h; ⑦冷却后, 将提取液转移至 100 mL 干净的 PET(聚酯)瓶中, 加入 1 mL 的(Rh+Re)双内标溶液(浓度 1 mg/L), 用 Milli-Q 稀释至 100.00 g, 使得 Rh 和 Re 在溶液中的浓度为 10 ng/mL, 待上机测定。

3 分析结果

3.1 锆石 U-Pb 年龄和 Lu-Hf 同位素特征

本次采集了花岗岩(PM006-1-TW)锆石 U-Pb 测年样品, 样品均重约 10 kg。花岗岩的锆石透明, 多为自形晶, 在 CL 图像中具有明显的岩浆振荡环带(图 2)。本次对样品的 20 粒锆石进行了 U-Pb 同位素分析, 其中 18 个测点测点具有较一致的 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 表面年龄(230 ~ 204 Ma)(图 2; 表 1), 年龄加权平均值为 217±4 Ma(MSWD=5.8, n=18), 代表岩体的结晶年龄。测点 15 和 20 的锆石 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 表面年龄分别为 185 Ma 和 445 Ma, 可能为捕获锆石。

锆石 Lu-Hf 同位素分析, 选择锆石 U-Pb 同位素分析用于年龄加权平均值计算的 10 个测点进行原位测试, 锆石 Lu-Hf 同位素分析结果见表 2。锆石 ¹⁷⁶Yb/¹⁷⁷Hf 值为 0.021790 ~ 0.037459; ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf

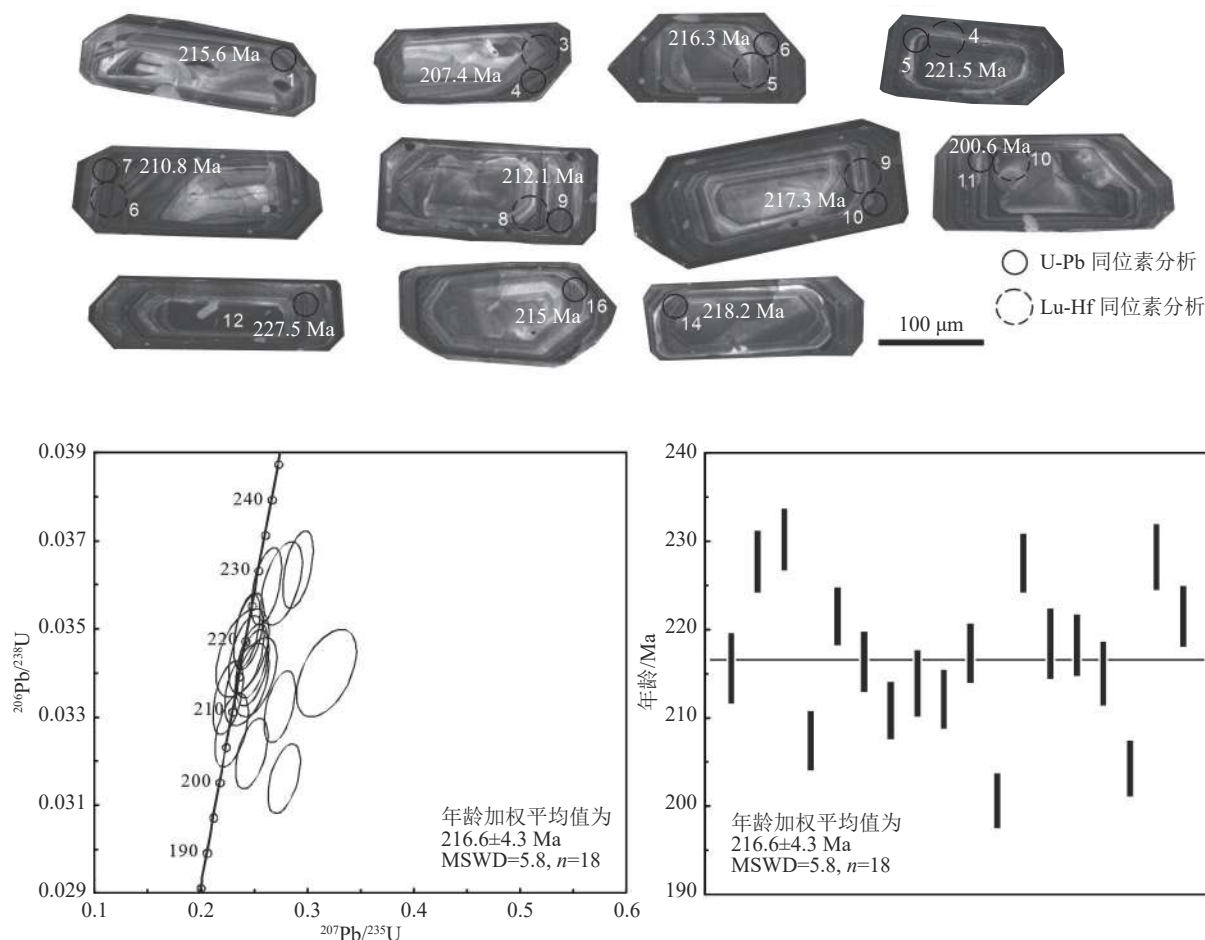


图 2 吾和玛花岗质岩石代表性锆石阴极发光图像和 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年结果

Fig. 2 Cathodoluminescence images of representative zircon grains and LA-ICP-MS zircon U-Pb dating results of the Wuhema granitoid rock

值为 0.000849 ~ 0.001418; 锆石 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值为 1000 Ma。
0.282700 ~ 0.282809; 锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 2.54 ~ 1.32, 平均
均值约为 0.76; 锆石二阶模式年龄值 (T_{DM2}) 为 1250 ~

3.2 全岩主量和微量元素组成

本次对吾和玛花岗质岩石分析了 8 个全岩主量

表 1 吾和玛花岗质岩石样品 (P006-1-TW1) LA-ICP-MS 锆石 U-Th-Pb 分析结果

测点号	同位素比值								年龄/Ma	
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ
1	0.06784	0.00395	0.31801	0.01833	0.034	0.00066	0.01486	0.0006	215.6	4.1
2	0.05287	0.0019	0.26214	0.00959	0.03596	0.00058	0.01137	0.00031	227.7	3.58
3	0.05818	0.00189	0.29154	0.00969	0.03635	0.00058	0.01273	0.00029	230.2	3.58
4	0.05088	0.0023	0.22936	0.01042	0.0327	0.00055	0.00826	0.00035	207.4	3.46
5	0.05048	0.00162	0.24334	0.00801	0.03497	0.00055	0.00969	0.00022	221.5	3.4
6	0.05288	0.0022	0.24881	0.01043	0.03413	0.00057	0.01042	0.00028	216.3	3.53
7	0.05986	0.00209	0.27428	0.00971	0.03323	0.00054	0.01053	0.00028	210.8	3.36
8	0.05236	0.00302	0.24352	0.01396	0.03374	0.00062	0.01108	0.00039	213.9	3.86
9	0.04904	0.00201	0.22609	0.00933	0.03344	0.00055	0.00955	0.00027	212.1	3.42
10	0.05268	0.00206	0.24899	0.00984	0.03428	0.00056	0.01051	0.0003	217.3	3.49
11	0.06386	0.0023	0.27834	0.01013	0.03161	0.00052	0.01295	0.00033	200.6	3.23
12	0.09867	0.00235	0.48867	0.01222	0.03592	0.00056	0.01552	0.00029	227.5	3.48
13	0.05043	0.00351	0.2396	0.01657	0.03446	0.00066	0.0113	0.00036	218.4	4.11
14	0.05113	0.0023	0.24263	0.01099	0.03442	0.00058	0.01022	0.0003	218.2	3.59
15	0.06856	0.00256	0.2753	0.01036	0.02913	0.00048	0.01268	0.00035	185.1	3.02
16	0.05385	0.00278	0.25171	0.01297	0.03391	0.0006	0.01174	0.00037	215	3.73
17	0.05591	0.0023	0.24805	0.0103	0.03218	0.00053	0.01085	0.00032	204.2	3.31
18	0.05553	0.00258	0.2759	0.01287	0.03604	0.00062	0.01222	0.00046	228.2	3.84
19	0.05093	0.002	0.2454	0.00975	0.03495	0.00057	0.00982	0.00031	221.5	3.56
20	0.33927	0.00537	3.34562	0.05896	0.07153	0.00111	0.18423	0.00285	445.4	6.67

表 2 吾和玛花岗质岩石锆石 Lu-Hf 同位素分析结果

测点号	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	$\pm 1\sigma$	T_{DM2}/Ga
Hf-BD02	0.023024	0.000850	0.000018	0.282764	-0.27	0.03	1.10
Hf-BD03	0.029089	0.001110	0.000022	0.282736	-1.28	0.03	1.17
Hf-BD04	0.022269	0.000861	0.000022	0.282727	-1.59	0.03	1.19
Hf-BD05	0.037337	0.001418	0.000022	0.282807	1.24	0.03	1.01
Hf-BD06	0.021790	0.000849	0.000019	0.282700	-2.54	0.03	1.25
Hf-BD07	0.036377	0.001300	0.000021	0.282809	1.32	0.03	1.00
Hf-BD08	0.037459	0.001345	0.000022	0.282765	-0.26	0.03	1.10
Hf-BD09	0.024019	0.000934	0.000021	0.282734	-1.35	0.03	1.17
Hf-BD10	0.022585	0.000857	0.000021	0.282711	-2.15	0.03	1.22
Hf-BD11	0.032601	0.001179	0.000024	0.282753	-0.68	0.03	1.13

注: $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) = \{ [(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{样品}} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{样品}} \times (e^{\lambda t} - 1)] / [(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} \times (e^{\lambda t} - 1)] - 1 \} \times 10000$, $t_{\text{DM1}} = 1/\lambda \times \ln \{ 1 + [(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{样品}} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}] / [(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{样品}} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}] \}$, $T_{\text{DM2}} = T_{\text{DM1}} - (T_{\text{DM1}} - t) \times [(f_{\text{cc}} - f_{\text{样品}}) / (f_{\text{cc}} - f_{\text{DM}})]$, $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} = 0.0332$, $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} = 0.282772$ (据 Blichert-Toft et al., 1999); $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.0384$, $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.28325$ (据 Griffin et al., 2000), f_{cc} , $f_{\text{样品}}$ 和 f_{DM} 分别代表陆壳、样品和亏损地幔的 $f_{\text{Lu/Hf}}$ 值, t 表示锆石结晶年龄, $\lambda = 1.867 \times 10^{-11}/\text{a}$

和微量元素样品, 其含量见表 3。

花岗质岩石样品 SiO_2 含量为 74.0% ~ 77.3%; K_2O 含量为 4.32% ~ 4.88%; $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 含量为 7.82% ~ 8.22%; CaO 含量为 0.50% ~ 1.20%; P_2O_5 含量为 0.01% ~ 0.06%; TiO_2 含量为 0.06% ~ 0.22%; MgO 为 0.06% ~ 0.25%; A/CNK 值为 1.03 ~ 1.07, 具弱过铝质花岗岩特征(图 3-a)。在 TAS 图解(图 3-b)中, 样品点均落入花岗岩区, 在 QAP 图解(图 3-c)中, 样品点均落入正长花岗岩区, 与野外观察和镜下鉴定基本一致; 在 SiO_2 - K_2O 图解(图 3-d)中, 样品点落入高钾钙碱性系列。综上, 吾和玛花岗质岩石为正长花岗岩, 具有弱过铝质高钾钙碱性特征。

吾和玛花岗质岩石样品具有相似的稀土元素配分曲线(图 4-a), 轻、重稀土元素分馏不明显 ($(\text{La/Yb})_N < 7$), 轻稀土元素轻微富集, 重稀土元素分布平缓, 具有明显的负 Eu 异常 ($\delta\text{Eu}=0.08 \sim 0.43$)。稀土元素总量较低, 为 $42.2 \times 10^{-6} \sim 132.9 \times 10^{-6}$, 平均值为 89.5×10^{-6} 。样品具有相似的原始地幔标准化微量元素配分曲线(图 4-b), 明显亏损高场强元素 Nb、Ta、P、Ti 和 Ba、Sr 元素, 富集大离子亲石元素 Rb、Th、U、K。其中, 样品 PM006-2-YH1 具有略高的稀土、微量元素含量(Eu、Ba、Sr 等)。

4 讨论

4.1 成因类型

本文研究的吾和玛花岗质岩石样品具有高 SiO_2 (最高达 77.3%)、高 K_2O (4.32% ~ 4.88%)、高碱含量 ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=7.82\% \sim 8.22\%$)、高 TFeO/MgO 值 (6.8 ~ 16.6, 平均值为 13.0), 低 P_2O_5 (0.01% ~ 0.06%)、 MgO (0.06% ~ 0.25%) 和 Ti_2O (0.06% ~ 0.22%) 含量, 明显的负 Eu 异常 ($\delta\text{Eu}=0.08 \sim 0.43$), 亏损 Ba、Sr 和高场强元素 Nb、Ta、P、Ti, 富集大离子亲石元素 Rb、Th、U、K, 显示弱过铝质等特征。这些特征显示, 吾和玛花岗岩既有 A 型花岗岩的高硅、高钾、高 TFeO/MgO 值、低磷的特点, 又与高硅、弱过铝质的 S 型花岗岩相似。与此同时, 其高钠、正的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值又与 I 型花岗岩吻合。因此, 吾和玛花岗质岩石的成因类型值得探讨。

A 型花岗岩的形成温度较高, 一般大于 800℃ (King et al., 2001), 具有高硅、高钾、高 TFeO/

MgO 值 (>10, 据 Whalen et al., 1987) 和高场强元素含量等特征, 特征矿物有钠闪石-钠铁闪石、霓石-霓辉石等碱性暗色矿物 (Chappell, 1999)。本次根据锆石饱和温度计算方法 (Watson et al., 1983), 计算吾和玛样品的锆石饱和温度为 729 ~ 775℃, 明显低于 A 型花岗岩; 样品矿物学观察中, 未见 A 型花岗岩的特征矿物; 样品微量元素中亏损高场强元素。这些均与 A 型花岗岩不符。样品在 $(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})-\text{TFeO/MgO}$ 图解 (图 5-a) 和 $(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ 图解 (图 5-b) 上, 均未落入 A 型花岗岩区域。因此, 综合认为吾和玛花岗质岩石不太可能是 A 型花岗岩。

P_2O_5 与 SiO_2 的关系被认为是区分 I 型和 S 型花岗岩的有效方法 (李献华等, 2007; 朱弟成等, 2009)。吾和玛花岗岩 P_2O_5 含量随着分馏程度的增加而降低, 指示 I 型花岗岩特征 (图 5-c)。样品的 Rb-Th 关系图也指示 I 型花岗岩特征 (图 5-d)。样品具有较高的 Na_2O 含量 (>3.13%), 与 S 型花岗岩特征不同 (Chappell, 1999); 样品的 CIPW 标准矿物中虽然出现了刚玉分子, 但其含量较低 (0.40% ~ 0.94%), 矿物学观察中也未见 S 型花岗岩的特征矿物, 如刚玉、堇青石、铝石榴石等。因此, 吾和玛花岗质岩石也不可能是 S 型花岗岩。吾和玛花岗岩具有高的分异指数 (89.7 ~ 95.2), 指示岩石经历了高程度的结晶分异, 这与华南佛冈高分异 I 型花岗岩和西藏冈底斯察隅高分异 I 型花岗岩 (82 ~ 94) 相似 (Li et al., 2007; 朱弟成等, 2009)。岩石分类投图样品点均落入高分异的钙碱性花岗岩区域 (图 5-a,b)。综合分析认为, 吾和玛花岗质岩石应属于高分异 I 型花岗岩。

4.2 岩石成因

I 型花岗岩的岩石成因主要有壳幔混合、镁铁质熔体的分离结晶和壳源物质的部分熔融 (Chappell, 1999)。吾和玛花岗质岩石样品具有高的 SiO_2 含量 (74.0% ~ 77.3%), 和 K_2O 含量 (4.32% ~ 4.88%), 低的 $\text{Mg}^\#$ 值 (10 ~ 21) 和 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 值 (0.65 ~ 0.81) 等特征, 指示该岩石与纯地壳起源的岩浆相似, 而与壳幔混合岩浆完全不同 (图 6-a)。该岩石的 Nb/Ta 平均值 (12.9) 和 Zr/Hf 平均值 (23.0) 也与地壳值接近 ($\text{Nb}/\text{Ta}=10.9$, $\text{Zr}/\text{Hf}=35.7$) (Rudnick, 1995), 锆石的 Lu ~ Hf 同位素组成分析结果显示, 样品的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值

表 3 吾和玛花岗岩质岩石全岩主量、微量和稀土元素组成分析结果

Table 3 Whole-rock major, trace and rare earth elements of the Wuhema granitoid rock

样品编号	PM006-2-YH2	PM006-2-YH1	PM006-3-YH1	PM006-3-YH2	PM006-4-YH1	PM006-4-YH2	PM006-5-YH1	PM006-5-YH2
SiO ₂	75.5	74.0	76.8	76.8	76.4	77.3	76.5	76.7
TiO ₂	0.075	0.22	0.10	0.10	0.08	0.06	0.11	0.07
Al ₂ O ₃	12.26	13.4	12.22	12.31	12.23	12.27	12.31	12.43
Fe ₂ O ₃	1.50	0.34	0.14	0.05	0.23	0.09	0.05	0.03
FeO	1.30	1.40	1.4	1.30	1.4	0.80	1.50	1.10
MnO	0.02	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04	0.04
MgO	0.16	0.25	0.12	0.11	0.11	0.06	0.15	0.07
CaO	0.65	1.2	0.80	0.70	0.70	0.50	0.70	0.70
Na ₂ O	3.49	3.5	3.41	3.14	3.13	3.34	3.4	3.36
K ₂ O	4.43	4.32	4.44	4.81	4.82	4.88	4.59	4.82
P ₂ O ₅	0.012	0.06	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02
H ₂ O	4.53	4.32	4.78	4.8	4.75	4.91	4.74	4.78
总计	99.99	100	100	100.01	100	99.98	100.01	99.98
A/CNK	1.05	1.07	1.03	1.06	1.06	1.05	1.04	1.04
烧失量	0.60	1.25	0.58	0.65	0.95	0.69	0.59	0.70
Mg [#]	10	21	12	13	11	11	15	10
DI	92	93	93	93	93	95	90	94
Ta	1.56	0.85	0.9	0.81	0.85	0.93	1.16	0.99
U	10.33	5.38	7.08	8.73	10.9	7.78	8.53	8.81
Ba	27.3	89	100	78.3	63.4	54.6	66.2	37.9
Cs	12.74	14.6	11.6	17.7	19.1	14.5	19.8	14.2
Zr	77.95	135	88.6	104	85.2	88	95.8	76.3
Hf	3.34	4.82	3.76	4.44	4.01	4.12	4.48	3.53
Rb	317.82	258	312	348	397	418	384	429
Th	33.63	28.1	30.7	28	31.9	21.2	35.2	31.3
Sr	26.47	29	39.2	33	28.4	21.9	32.8	21.6
Sn	3.72	7.34	6.12	14.7	9.8	6.04	10.4	9.54
Nb	7.84	12.6	12.4	12.5	12.6	13	14.2	13
La	13.43	23.4	15.4	7.66	16.2	7.12	17	12.5
Ce	74.91	46.2	34.7	19.2	38.6	15.5	37.6	30.2
Pr	4.03	5.26	4.16	2.25	4.51	1.61	4.42	3.66
Nd	16.08	19.8	16.5	8.49	17.4	5.85	17	13.9
Sm	4.27	4.42	4.55	2.18	4.46	1.49	4.87	3.44
Eu	0.16	0.61	0.21	0.17	0.12	0.067	0.17	0.1
Gd	4.39	4.11	4.56	2.61	4.41	2.12	5.12	3.57
Tb	0.73	0.65	0.76	0.48	0.75	0.4	0.9	0.58
Dy	4.93	3.89	4.73	3.3	4.82	2.75	5.75	3.54
Ho	1.05	0.83	0.98	0.73	0.99	0.61	1.24	0.76
Er	3.33	2.43	2.84	2.3	3.01	1.9	3.66	2.27
Tm	0.58	0.38	0.44	0.36	0.48	0.31	0.58	0.36
Yb	4.25	2.61	2.94	2.56	3.26	2.16	4.12	2.58
Lu	0.72	0.37	0.43	0.36	0.48	0.3	0.57	0.36
Y	31.41	22.4	26.4	20.8	28	18.4	34.5	21.5
δEu	0.11	0.43	0.14	0.22	0.08	0.12	0.1	0.09
Sr/Y	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
(La/Yb) _N	2.27	6.43	3.76	2.15	3.56	2.36	2.96	3.48
La/Yb	3.16	8.97	5.24	2.99	4.97	3.3	4.13	4.84
ΣREE	132.86	114.96	93.2	52.65	99.49	42.19	103	77.82

注: 主量元素含量单位为%, 微量和稀土元素含量单位为10⁻⁶; Mg[#]=100×Mg²⁺/(Mg²⁺+TFe²⁺); A/CNK=Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O); A/NK=Al₂O₃/(Na₂O+K₂O); δEu=2×Eu_N/(Sm_N+Gd_N); N表示球粒隕石标准化

吾和玛花岗质岩石具有高的分异指数、高硅、高的 Rb/Sr 值(平均值大于 12), 明显亏损高场强元素 Nb、Ta、P、Ti、Ba、Sr 与 Eu 等(图 4-b), 表明其母岩浆应该还经历了明显的分离结晶。样品明显的负 Eu 异常($\delta\text{Eu}=0.08 \sim 0.43$) 与斜长石/钾长石的分离

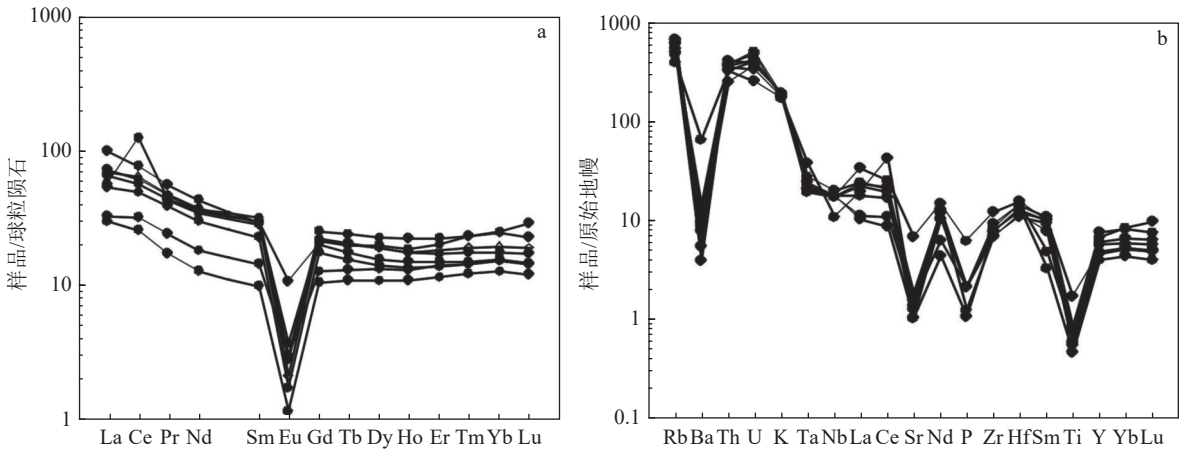


图 4 吾和玛花岗质岩石稀土元素球粒陨石标准化配分图 (a) 及微量元素原始地幔标准化蛛网图 (b)
(标准化值据 [McDonough et al.,1995](#))

Fig. 4 Chondrite-normalized REE distribution patterns (a) and primitive mantle normalized distribution patterns of trace elements(b) of the Wuhema granitoid rock

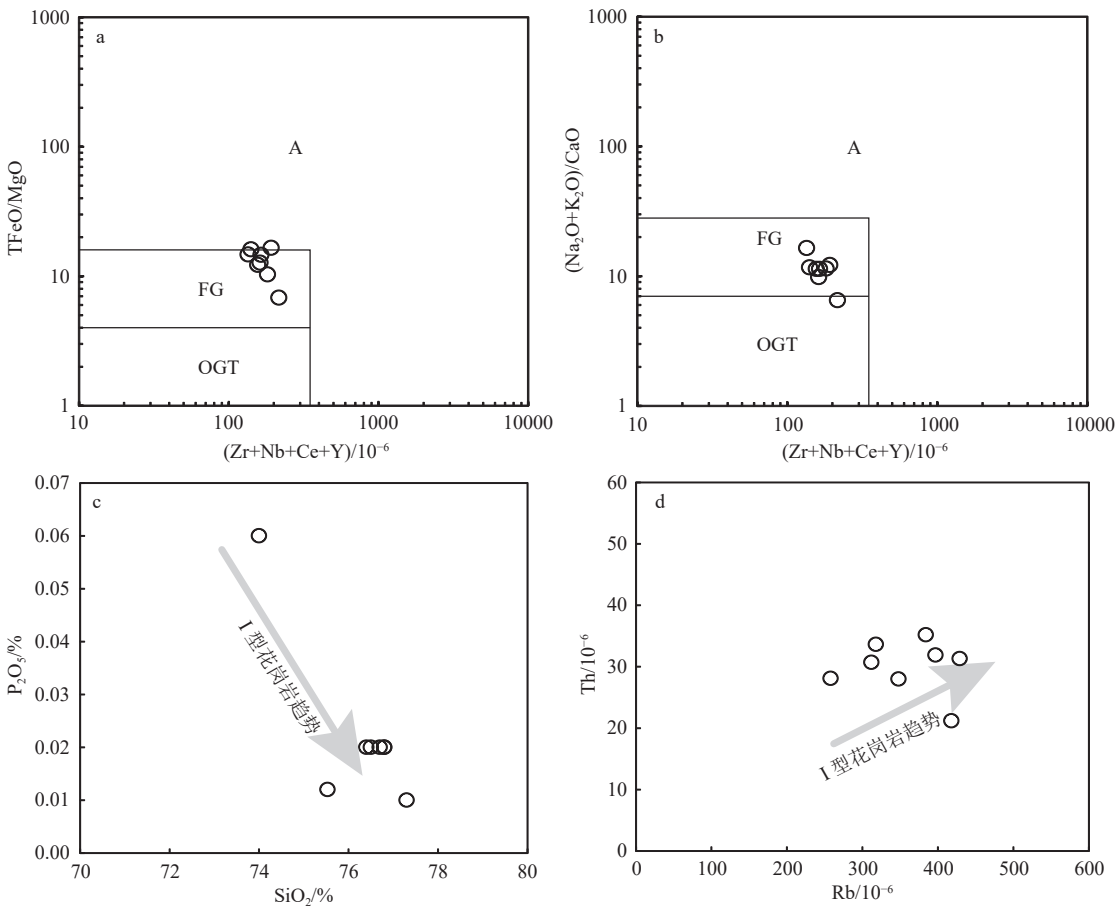


图 5 吾和玛花岗质岩石地球化学分类图解

Fig. 5 The geochemical classification diagrams of Wuhema granites rock

a— $(Zr+Nb+Ce+Y)-TFeO/MgO$ 图解; b— $(Zr+Nb+Ce+Y)-(Na_2O+K_2O)/CaO$ 图解; c, d—地球化学散点图。FG—分异的长英质花岗岩; OGT—未分异的 M、I、S 花岗岩 (a, b 底图均据 [Whalen et al.,1987](#))

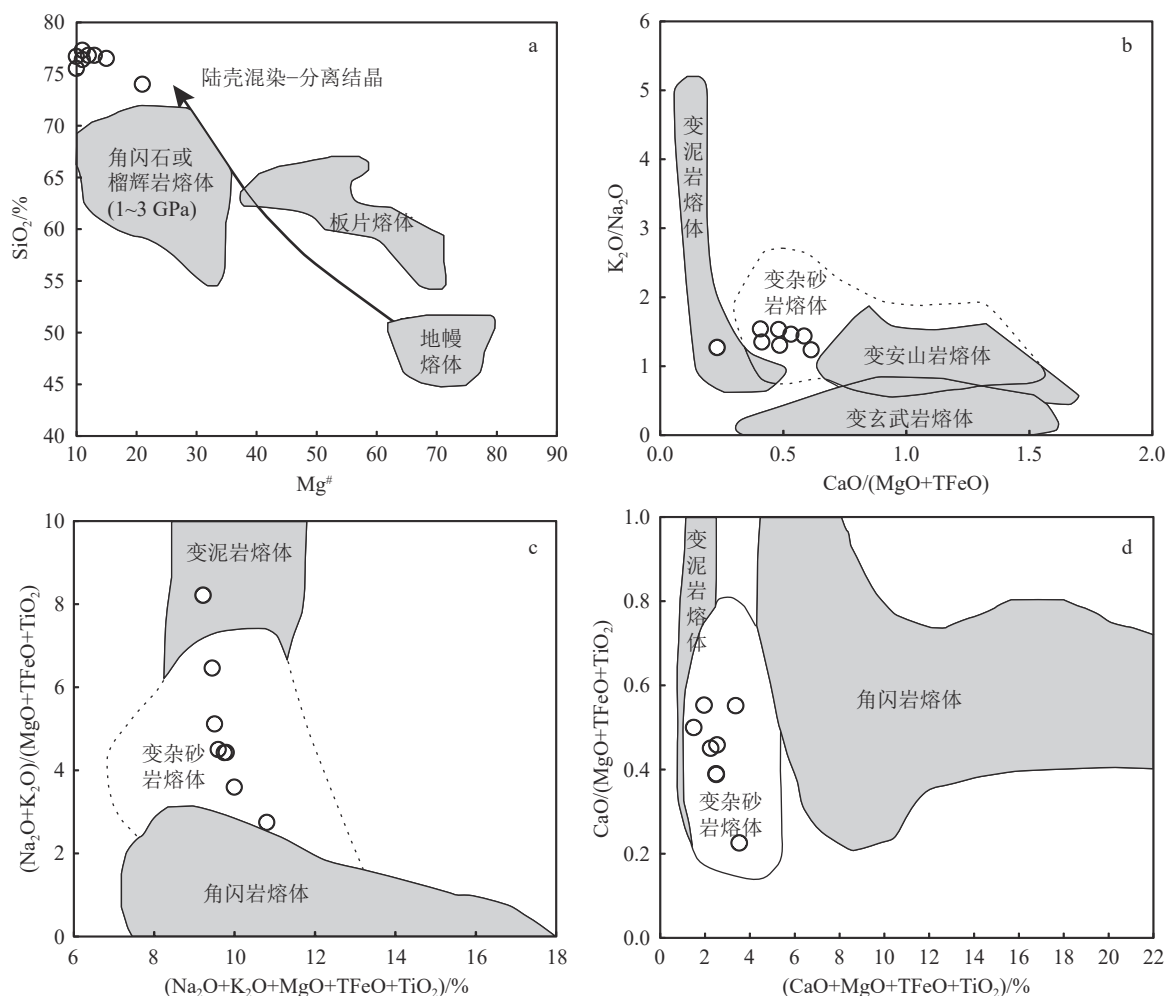


图 6 吾和玛花岗质岩石源区组成判别图

(a 底图据 Stern et al., 1996, b ~ d 底图据 Altherr et al., 2002; Kaygusuz et al., 2008)

Fig. 6 Discrimination diagrams of magma source for Wuhema granites rock

a— $Mg^{\#}$ - SiO_2 图解; b— $CaO/(MgO+TFEO)-K_2O/Na_2O$ 图解; c— $(Na_2O+K_2O+MgO+TFEO+TiO_2)-(Na_2O+K_2O)/(MgO+TFEO+TiO_2)$ 图解;
d— $(CaO+MgO+TFEO+TiO_2)-CaO/(MgO+TFEO+TiO_2)$ 图解.

结晶有关, Sr 和 Ba 的亏损也指示斜长石和钾长石分离结晶(Rudnick et al., 1995), 在 Sr-Ba 图解(图 7-a)上, 反映出斜长石和钾长石的分离结晶, 且以钾长石居多, 这与样品中可见钾长石和斜长石似斑晶的特征相符。样品中 P 元素的亏损与磷灰石的分离结晶有关, 在 La-(La/Yb)_N 图解(图 7-b)上, 也反映了磷灰石和榍石的分离结晶。Nb, Ta 和 Ti 的亏损与富钛矿物的分离结晶有关, 样品较低的 Zr 含量($76 \times 10^{-6} \sim 135 \times 10^{-6}$)和 Zr/Hf 值(21 ~ 28), 与锆石的分离结晶有关。

综合以上分析, 吾和玛花岗质岩石是软流圈上涌诱发中元古代地壳物质(类似于变杂砂岩的物质)部分熔融形成长英质母岩浆, 后期又受到斜长石、钾

长石、磷灰石等矿物分离结晶作用的控制, 经历了高程度分异作用形成的。

5 结 论

(1) 吾和玛花岗质岩石为正长花岗岩, 具有弱过铝质高钾钙碱性特征, 其形成年龄为 216.6 ± 4.3 Ma, 被确定为高分异 I 型花岗岩的。

(2) 吾和玛花岗质岩石是软流圈上涌诱发中元古代地壳物质(类似于变杂砂岩的物质)部分熔融形成长英质母岩浆, 后期又受到斜长石、钾长石、磷灰石等矿物分离结晶作用的控制, 经历了高程度的分异形成的。

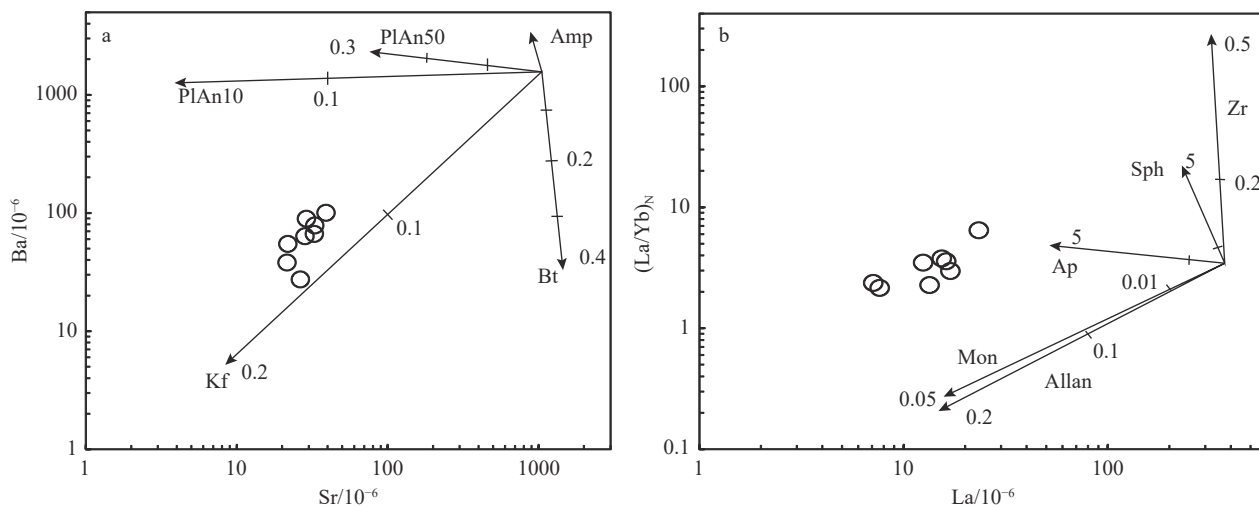


图7 吾和玛高分异I型花岗岩 Sr-Ba (a) 和 La-(La/Yb)_N (b) 关系图及分离结晶趋势
(矿物分离结晶趋势线据 Rudnick et al., 1995)

Fig. 7 Sr-Ba (a) and La-(La/Yb)_N (b) diagrams showing the fractional crystallization trends for the Wuhema highly fractionated I type granite

Pl—斜长石; PlAn50—斜长石(An=50); PlAn10—斜长石(An=10); Kfs—钾长石; Amp—角闪石; Bt—黑云母; Zr—锆石;
Sph—榍石; Ap—磷灰石; Mon—独居石; Allan—褐帘石

致谢: 感谢审稿专家的宝贵意见, 感谢在野外地质考察期间中国地质调查局西宁自然资源综合调查中心项目组提供的帮助。

参考文献

- Altherr R, Siebel W. 2002. I-type plutonism in a continental back-arc setting: Miocene granitoids and monzonites from the central Aegean Sea, Greece[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(4): 397–415.
- Blichert-Toft J, Albarède F. 1999. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 148: 243–258.
- Cai H M, Zhang H F, Xu W C, et al. 2010. Petrogenesis of indosinian volcanic rocks in Songpan-Garze fold belt of the northeastern Tibetan Plateau: New evidence for lithospheric delamination[J]. *Science China (Earth Sciences)*, 53(9): 1316–1328.
- Chappell B W. 1999. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites[J]. *Lithos*, 46: 535–551.
- Griffin W L, Pearson N J, Belousova E, et al. 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LA-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(1): 133–147.
- Kaygusuz A, Siebel W, En C, et al. 2008. Petrochemistry and petrology of I-type granitoids in an arc setting: the composite Torul pluton, Eastern Pontides, NE Turkey[J]. *International Journal of Earth Sciences*, 97(4): 739–764.
- King P L, Chappell B W, Allen C M et al. 2001. Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah suite[J]. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4): 501–514.
- Li X H, Li Z X, Li W X, et al. 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? [J]. *Lithos*, 96: 186–204.
- Liu L, Chu G, Li Y G, et al. 2018. Mesozoic high- and low-SiO₂ adakites and A-type granites in the Lower Yangtze River Belt, Eastern China: Implications for petrogenesis and metallogeny[J]. *Minerals*, 8(8): 328.
- Ludwig K R. 2003. ISOPLOT 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel [M]. Berkeley Geochronology Center, California.
- Maniar P D, Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids[J]. *GSA Bulletin*, 101(5): 635–643.
- McDonough W F, Sun S S. 1995. The composition of the Earth[J]. *Chemical Geology*, 120(3/4): 223–253.
- Middlemost E A K. 1994. Naming Materials in the Magma / igneous Rock System[J]. *Earth-Science Reviews*, 37(3/4): 215–224.
- Rickwood P C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements[J]. *Lithos*, 22(4): 247–263.
- Roger F, Malavieille J, Leloup P H, et al. 2004. Timing of granite emplacement and cooling in the Songpan-Garze Fold Belt (eastern Tibetan Plateau) with tectonic implications[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 22: 465–481.
- Rudnick R L. 1995. Making continental crust[J]. *Nature*, 378(6557): 571–577.

- Stern C R, Kilian R. 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123(3): 263–281.
- Van Achterbergh E, Ryan C G, Jackson S E, et al. 2001. Data reduction software for LA-ICP-MS[C]//Sylvester P J. Laser-Ablation-ICPMS in the Earth Sciences. Principles and Applications. Mineralogical Society of Canada Short Course Series, 29: 239–243.
- Wang Q, Li Z X, Chung S L, et al. 2011. Late Triassic high-Mg andesite/dacite suites from northern Hohxil, North Tibet: Geochronology, geochemical characteristics, petrogenetic processes and tectonic implications[J]. *Lithos*, 126(1/2): 54–67.
- Watson E B, Harrison T M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 64: 295–304.
- Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 407–419.
- Wu F Y, Liu X C, Ji W Q, et al. 2017. Highly fractionated granites: recognition and research[J]. *Science China Earth Sciences*, 60(7): 1201–1219.
- Xiao L, Zhang H F, Clemens J D, et al. 2007. Late Triassic granitoids of the eastern margin of the Tibetan Plateau: Geochronology, petrogenesis and implications for tectonic evolution[J]. *Lithos*, 96(3/4): 436–452.
- Yan D P, Zhou M F, Song H L, et al. 2003. Origin and tectonic significance of a Mesozoic multi-layer over-thrust system within the Yangtze Block (Yangtze Block)[J]. *Tectonophysics*, 361: 239–254.
- Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan Tibetan orogen[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28: 211–280.
- Yuan C, Zhou M F, Sun M, et al. 2010. Triassic granitoids in the eastern Songpan-Ganzi Fold Belt, SW China: Magmatic response to geodynamics of the deep lithosphere[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 290(3/4): 481–492.
- Zhang H F, Parrish R, Zhang L, et al. 2007. A-type granite and adakitic magmatism association in Songpan-Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau: Implication for lithospheric delamination[J]. *Lithos*, 97(3/4): 323–335.
- Zhang H F, Zhang L, Harris N, et al. 2006. U-Pb zircon ages, geochemical and isotopic compositions of granitoids in Songpan-Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau: Constraints on petrogenesis and tectonic evolution of the basement[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152(1): 75–88.
- Zhang L Y, Ding L, Pullen A, et al. 2014. Age and geochemistry of western Hoh-Xil-Songpan-Ganzi granitoids, northern Tibet: Implications for the Mesozoic closure of the Paleo-Tethys ocean[J]. *Lithos*, 190: 328–348.
- 边飞, 吴柏林, 高永旺. 2013. 青海扎日加花岗岩地球化学、锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年及地质意义[J]. *矿床地质*, 32(3): 625–640.
- 崔加伟, 郑有业, 孙祥. 2016. 松潘-甘孜造山带北段岗乡花岗岩岩石成因及地球动力学特征[J]. *地质科技情报*, 35(2): 129–139.
- 国家地质实验测试中心. 2010. (GB/T 14506.28–2010) 硅酸盐岩石化学分析方法 第 28 部分: 16 个主次成分量测定[S]. 北京: 中国标准出版社.
- 胡健民, 孟庆任, 石玉若, 等. 2005. 松潘-甘孜构造带内花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其构造意义[J]. *岩石学报*, 21(3): 867–880.
- 李献华, 李武显, 李正祥. 2007. 再论南论燕山早期花岗岩的成因类型与构造意义[J]. *科学通报*, 52(9): 981–992.
- 李艳广, 汪双双, 刘民武, 等. 2015. 斜锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年方法及应用[J]. *地质学报*, 89(12): 2400–2418.
- 吴福元, 李献华, 郑永飞, 等. 2007. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用[J]. *岩石学报*, 23(2): 185–220.
- 夏磊, 闫全人, 向忠金, 等. 2017. 松潘-甘孜地体中部晚三叠世安山质增生弧的确定及其意义[J]. *岩石学报*, 33(2): 579–604.
- 许志琴, 侯立伟, 王宗秀. 1992. 中国松潘带的造山过程 [M]. 北京: 地质出版社.
- 张雪亭. 2007. 1 : 100 万青海省地质图及说明书[M]. 北京: 地质出版社.
- 赵永久. 2007. 松潘-甘孜东部中生代中酸性侵入体的地球化学特征、岩石成因及构造意义[D]. 中国科学院研究生院 (广州地球化学研究所) 博士学位论文.
- 朱弟成, 莫宣学, 王立全, 等. 2009. 西藏冈底斯东部察隅高分异 I 型花岗岩的成因: 锆石 U-Pb 年代学、地球化学和 Sr-Nd-Hf 同位素约束[J]. *中国科学 (D 辑)*, 39(7): 833–848.