

# 中帕米尔塔什库尔干早白垩世二云母花岗岩与 中-基性包体的岩石成因及其地质意义

马鑫<sup>1,2</sup>, 但卫<sup>1,3</sup>, 王强<sup>1,3</sup>, 杨亚楠<sup>1,3</sup>, 唐国荣<sup>1,2</sup>, 唐功建<sup>1,3\*</sup>

(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, 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:** 中-南帕米尔在早白垩世发生了岩浆爆发事件, 出露的花岗质岩基规模巨大并且分布广泛。这些白垩纪花岗质岩石为钙碱性系列, 具有弧岩浆岩的微量元素特征, 可能形成于 Shyok 洋和/或新特提斯洋的北向俯冲环境, 但其岩石成因与动力过程仍然不清楚。本文对中帕米尔塔什库尔干地区的二云母花岗岩与中-基性包体开展了二次离子质谱(SIMS)锆石 U-Pb 年代学、岩相学、全岩主微量元素和 Sr-Nd 同位素地球化学研究。塔什库尔干二云母花岗岩与中-基性包体形成时代分别为  $112.8 \pm 2.7$  Ma 和  $116.1 \pm 4.2$  Ma, 与早白垩世岩浆爆发期同期。二云母花岗岩具有高的  $\text{SiO}_2$  (71.79%~72.91%)、 $\text{K}_2\text{O}$  (4.60%~6.03%) 和低的  $\text{MgO}$  (0.30%~0.53%) 含量, 总体显示弱过铝质特征 ( $A/\text{CNK}=1.04\sim 1.11$ )。岩石富集轻稀土元素和大离子亲石元素, 亏损 Nb、Ta、Ti, 具有弧岩浆岩微量元素特征, 以及富集的 Sr-Nd 同位素组成 ( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0.707916\sim 0.721691$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)=-10.4\sim -10.1$ )。岩相学与地球化学特征表明其为 S 型花岗岩, 源区主要为变杂砂岩, 通过水致白云母部分熔融形成。中-基性包体的主量元素含量变化较大 ( $\text{SiO}_2=44.91\%\sim 56.61\%$ ,  $\text{MgO}=4.75\%\sim 9.80\%$ ); 轻重稀土分异明显, 无 Eu 异常; 微量元素组成显示不同程度的亏损 Nb 和 Ta; 具有较为富集并且变化较大的 Sr-Nd 同位素特征 ( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0.703927\sim 0.707694$ ;  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)=-5.9\sim -0.7$ )。通过分析认为 Shyok 洋和/或新特提斯洋的俯冲沉积物发生部分熔融, 熔体与上覆的新生岩石圈地幔发生交代反应, 交代的辉石岩经历部分熔融形成具洋岛玄武岩微量元素特征的基性岩浆, 岩浆上升形成基性包体。基性岩浆在侵位过程中同化混染了大陆下地壳, 形成闪长质包体。推测中-南帕米尔地区早白垩世岩浆爆发可能与地幔楔熔体的底侵作用所导致的地壳广泛熔融有关。

**关键词:** 二云母花岗岩; 大陆边缘弧; 岩浆爆发; 塔什库尔干; 帕米尔

**中图分类号:** P595; P597 **文献标志码:** A **文章编号:** 1001-1552(2022)02-0380-018

## 0 引言

大陆边缘弧是地壳生长与消亡的关键场所 (Annen et al., 2006), 也是壳-幔相互作用的主要区域 (Chen et al., 2016), 出露大量的花岗岩质岩石, 这些岩浆岩整体上与大陆地壳的成分一致 (Gómez-Tuena et al.,

2018)。大陆边缘弧花岗质岩石的形成是否代表新生组分的加入, 还是仅仅代表地壳物质的再循环, 也就是大陆边缘弧是否存在大陆地壳的净生长目前仍然存在争论。因此, 研究大陆边缘弧花岗质岩石成因, 对于理解大陆地壳的生长与演化具有重要的意义。另外, 大陆边缘弧往往具有幕式岩浆活动特征

收稿日期: 2021-02-08; 改回日期: 2021-03-22

项目资助: 新疆维吾尔自治区重大科技专项(202101679)和国家自然科学基金项目(41722205、41673033)联合资助。

第一作者简介: 马鑫(1994-), 男, 硕士研究生, 岩石地球化学专业。E-mail: 549768803@qq.com

通信作者: 唐功建(1979-), 男, 研究员, 从事岩石学与地球化学研究工作。E-mail: tanggj@gig.ac.cn

(Ducea et al., 2015), 目前对于大陆边缘弧岩浆爆发的机制仍然缺乏深入了解。作为青藏高原的西部延伸 (Chapman et al., 2018a), 帕米尔高原从古生代到新生代经历了多个周期性的俯冲与增生过程, 伴随着多期幕式岩浆活动, 以及特提斯洋的消亡 (Schwab et al., 2004; Robinson, 2015; Chapman et al., 2018b)。

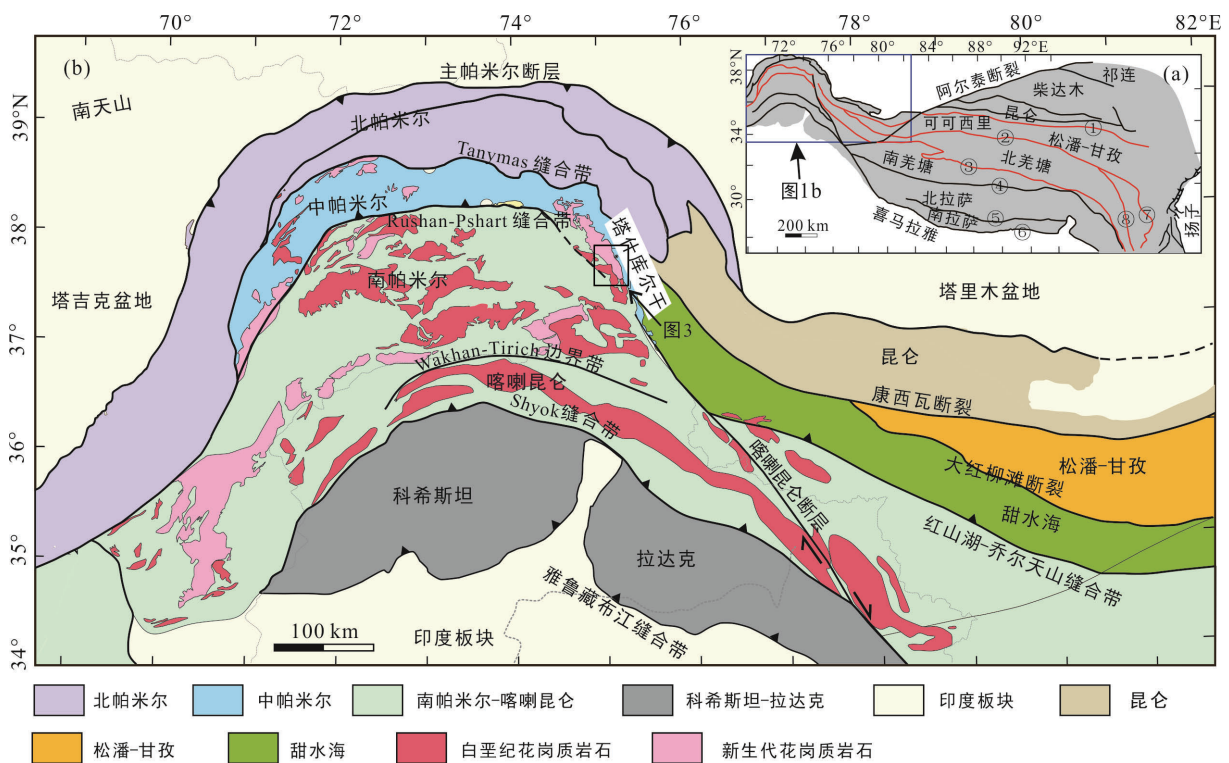
一般认为中-南帕米尔在白垩纪处于大陆边缘弧构造背景 (Li et al., 2016; Aminov et al., 2017; Chapman et al., 2018b; Liu et al., 2020), 自南部的喀喇昆仑到北部的中帕米尔地区, 发育大量白垩纪中酸性岩浆岩。这些岩浆岩  $\text{SiO}_2$  (53.7%~74.6%) 和高  $\text{K}_2\text{O}$  (2.1%~6.6%) 含量高, 为钙碱性系列, 并具有弧岩浆岩的微量元素特征 (Schwab et al., 2004; Ravikant et al., 2009; Jiang et al., 2013; Li et al., 2016; Aminov et al., 2017; Liu et al., 2020)。早白垩世中-南帕米尔存在高通量的岩浆爆发事件 (Chapman et al., 2018b), 深成岩基规模巨大, 在俯冲带以北 500 km 外的区域仍有分布, 这些花岗岩基是否形成于同一动力学背景下仍不清楚, 可能受到 Shyok 洋俯冲影响 (Aminov et al., 2017; Liu et al., 2020), 或者是新特

提斯洋平板俯冲影响 (Jiang et al., 2013)。

本文对中帕米尔的塔什库尔干地区二云母花岗岩和中-基性包体进行了精确的 SIMS 锆石 U-Pb 定年, 并对样品的岩相学、全岩地球化学、Sr-Nd 同位素组成进行研究, 揭示了塔什库尔干二云母花岗岩和中-基性包体的岩石成因和形成的动力学过程, 探讨了帕米尔幕式岩浆活动以及大陆弧岩浆爆发的形成机制。

## 1 地质背景

帕米尔高原位于青藏高原西侧, 其南、北边界分别是 Shyok 缝合带和主帕米尔逆冲断裂, 内部被 Tanymas 断裂和 Rushan-Pshart 缝合带分隔成北帕米尔、中帕米尔和南帕米尔-喀喇昆仑地块 (图 1)。南帕米尔-喀喇昆仑内部的 Wakhan-Tirich 边界带分隔南帕米尔和喀喇昆仑, 可能代表陆内小洋盆 (Zanchi et al., 2000)。北帕米尔与中帕米尔之间的 Tanymas 缝合带闭合时代可能为晚三叠世 (Dewey et al., 1988)。关于中帕米尔和南帕米尔之间的 Rushan-Pshart



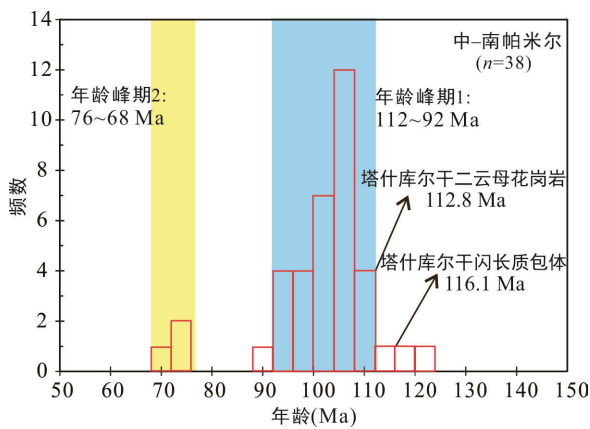
① 阿尼玛卿缝合带; ② 西金乌兰缝合带; ③ 龙木错-双湖缝合带; ④ 班公-怒江缝合带; ⑤ 松多缝合带; ⑥ 雅鲁藏布江缝合带; ⑦ 改则-里塘缝合带; ⑧ 金沙缝合带。

图 1 青藏高原大地构造简图(a)和帕米尔地区白垩纪和新生代花岗岩质岩石分布图(b, 据 1:100 万兴都库什-西昆仑地质矿产图, GS(2013)535 号)

Fig.1 Simplified tectonic map of the Tibetan Plateau (a) and a brief map of the tectonic framework of the distribution of Cretaceous and Cenozoic granitic rocks in the Pamir region (b)

缝合带的闭合时限,主要有两种观点:一种观点认为 Rshan-Pshart 缝合带的闭合时间为晚三叠世-早侏罗世(Robinson, 2015),南帕米尔东部强烈变形的晚古生代和三叠纪沉积地层被侏罗纪红色砾岩和砂岩不整合覆盖,之后整合覆盖白垩纪砂岩组之上(Angiolini et al., 2013);另一种观点认为 Rshan-Pshart 缝合带的闭合时间为晚侏罗世-早白垩世(Pashkov and Shvol'man, 1979; Schwab et al., 2004),这种观点主要基于中-南帕米尔白垩纪陆相砂岩和砾岩覆盖在变形的侏罗纪碳酸盐岩之上(Shvol'man, 1978)以及 Rushan-Pshart 带具有弧岩岩浆性质的岩浆岩时代为侏罗纪(200~160 Ma)(Schwab et al., 2004)。Rshan-Pshart 洋闭合之后,南帕米尔-喀喇昆仑地区受到 Shyok 洋北向俯冲作用处于大陆弧的背景。科希斯坦洋内弧与南帕米尔-喀喇昆仑之间 Shyok 洋的闭合时代一般认为在 80 Ma(Schwab et al., 2004),但也有可能发生在更晚的始新世(Bouilhol et al., 2013)。科希斯坦洋内弧以南的新特提斯洋在 50~55 Ma 拼合到欧亚大陆南缘,标志着印度-欧亚板块在该地区完成碰撞(Jain et al., 2002)。

中-南帕米尔地区存在早白垩世与晚白垩世两期岩浆爆发,在 90~78 Ma 之间存在岩浆间歇期(Chapman et al., 2018b)(图 2)。早白垩世岩浆爆发期出露的花岗质岩基规模巨大并且广泛分布于中-南帕米尔地区。通过整理中-南帕米尔地区白垩纪岩浆岩的年代学资料,早白垩世花岗质岩石形成时代大致相同,岩浆活动时代峰期集中在 112~92 Ma(Schwab et al., 2004; Li et al., 2016; Aminov et al., 2017; Chapman et al., 2018b; Liu et al., 2020)。出露的岩石类型主要



数据来源: Schwab et al., 2004; Li et al., 2016; Aminov et al., 2017; Chapman et al., 2018b; Liu et al., 2020。

图 2 中-南帕米尔白垩纪岩浆岩锆石 U-Pb 年龄直方图  
Fig.2 Histogram of zircon U-Pb ages for Cretaceous magmatic rocks in the Central-South Pamir

为花岗闪长岩、二长花岗岩、英安岩、安粗岩,岩石具有富集的 Sr-Nd 同位素特征( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0.7069\sim 0.7116$ ;  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)=-6.2\sim -11.0$ )(Malz et al., 2012; Aminov et al., 2017; Liu et al., 2020)。晚白垩世(76~68 Ma)发生小规模的岩浆爆发,出露的花岗质岩石稀少,仅在 Rushan-Pshart 缝合带的附近有分布,岩石类型有二长岩、白云母花岗岩,岩石具有较为富集的 Sr-Nd 同位素特征( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0.7080\sim 0.7097$ ;  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)=-4.6\sim -6.5$ )(Malz et al., 2012)。

中帕米尔的塔什库尔干侵入杂岩体位于 Rushan-Pshart 缝合带以北,处于大陆边缘弧的东北角。该杂岩体呈 NW-SE 向分布,主要由白垩纪和新生代花岗岩质岩石组成(图 3)。其中,白垩纪二云母花岗岩出露于塔什库尔干侵入杂岩体的西南部,出露面积广阔,

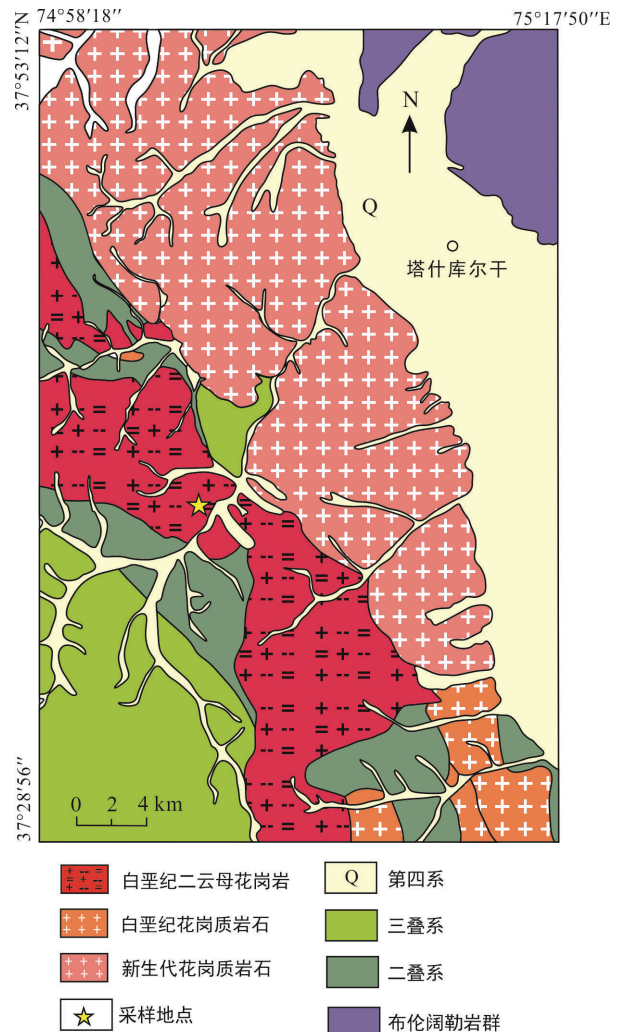


图 3 塔什库尔干二云母花岗岩分布区域地质简图(据 1:25 万塔什库尔干塔吉克自治县地质图, J43C003003)

Fig.3 Simplified geological map of the Taxkorgan two-mica granites



侵入于周围的二叠系与三叠系。在二云母花岗岩中发现了与其伴生的中-基性包体, 外形不均一, 形状从球状到不规则状, 大小从几厘米到十几厘米不等。

## 2 岩相学特征

本次研究的样品采自中帕米尔的塔什库尔干岩基, 岩石类型为二云母花岗岩以及与其伴生的中-基性包体。在野外观察中, 中-基性包体常见于寄主二云母花岗岩中, 两者之间的接触面通常为圆形、无规则或弥散状(图 4a、b)。

塔什库尔干二云母花岗岩整体为灰白色, 块状构造, 不等粒结构, 主要由斜长石(35%~40%), 石英(25%~30%), 黑云母(15%~20%)和白云母(8%~10%)等矿物组成(图 4c)。斜长石通常以自形-半自形板条状出现, 发育聚片双晶。石英以间隙相的形式出现, 偶尔表现出波状消光。黑云母呈它形-半自形片状。白云母为自形或半自形, 颗粒较大(直径 0.3~1 mm), 与其他矿物的接触界面平直, 因此, 判断其为原生的。

塔什库尔干闪长质包体为深灰色, 呈椭圆形, 细粒结构, 块状构造, 主要由斜长石(45%~55%), 黑云母(15%~20%), 阳起石(15%~20%)和石英(<5%)等矿物组成。副矿物有针状磷灰石和铁钛氧化物

(图 4d)。

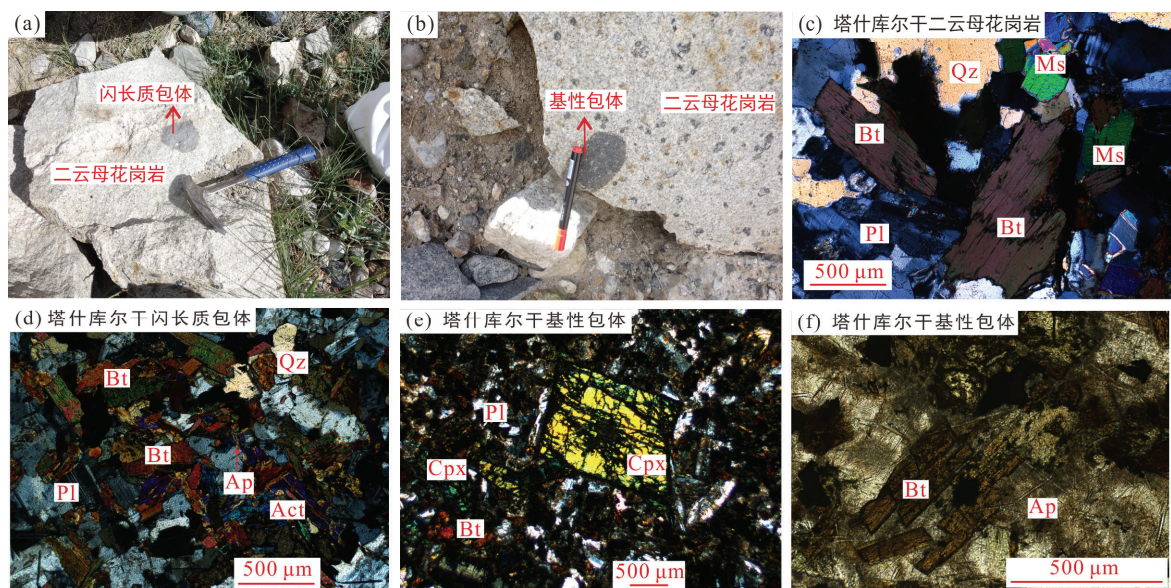
塔什库尔干基性包体为深灰色, 呈椭圆形, 细粒结构, 主要由斜长石(45%~60%), 单斜辉石(20%~30%)和黑云母(5%~10%)等矿物组成。副矿物有针状磷灰石和铁钛氧化物。斜长石表面有轻微蚀变(图 4e、f)。

## 3 分析方法

本次研究所有测试分析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。

### 3.1 SIMS 锆石 U-Pb 年龄分析

采用常规的重液和磁选技术从二云母花岗岩和闪长质包体中分选了锆石颗粒。利用 JEOL JXA-8100 电子探针针对锆石进行阴极发光(CL)图像分析, 以观察锆石内部结构, 指导选择目标位置进行 U-Pb 定年。SIMS U-Pb 定年使用 Cameca IMS-1280HR 二次离子质谱仪, 分析方法见 Li et al. (2009)。所测数据使用锆石标样 Plešovice (Sláma et al., 2008)进行校正, Qinghu 锆石作为监控校正结果的工作标样。采用 Isoplot/Ex v.3.0 程序绘制年龄谐和图并计算加权平均年龄(Ludwig, 2003)。所测 Qinghu 锆石获得谐和年龄为  $157.5 \pm 1.5$  Ma (MSWD=0.19,  $n=10$ ), 与推荐值  $159.5 \pm 0.2$  Ma 的在误差范围内一致(Li et al., 2013)。



矿物代号: Qz. 石英; Pl. 斜长石; Bt. 黑云母; Ms. 白云母; Act. 阳起石; Cpx. 单斜辉石; Ap. 磷灰石。

图 4 塔什库尔干二云母花岗岩与中-基性包体的野外露头(a、b)及显微特征(c-f)

Fig.4 Field photographs (a, b) and microphotographs (c - f) of the Taxkorgan two-mica granites and the medium-mafic magmatic enclaves



### 3.2 全岩主微量元素分析

使用 Rigaku RIX 2000 X 射线荧光光谱仪在熔融玻璃片上分析主量元素氧化物。熔融玻璃是由样品粉末和偏硼酸锂( $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ )按 1:5 的比例混合制成的。分析不确定度在 1%~5% 之间。使用 Agilent 7500a 电感耦合等离子体质谱(ICP-MS)仪器分析微量元素,详细见 Li et al. (2006), 大多数元素的分析精度 <3%RSD(相对标准偏差)。

### 3.3 全岩 Sr-Nd 同位素分析

通过 Neptune Plus 多接受器电感耦合等离子体质谱仪(MC-ICPMS)完成全岩 Sr-Nd 同位素比值的分析测试,测试方法详见 Li et al. (2004)。Sr 以及稀土元素分离和富集是通过使用特效 Sr 柱和 AGW50-X12 阳离子交换树脂柱完成的, Nd 的分离和富集是用专用的阳离子交换树脂柱(HDEHP)实现。用  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$  和  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$  分别对测试的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  和  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  值进行校正。在样品分析过程中,该仪器测定的 Sr 同位素国际标准样品 NBS987 的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.710247\pm 9(2\sigma)$ , Nd 同位素国际标准样品 JNdi-1 的  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512103\pm 5(2\sigma)$ 。

## 4 分析结果

### 4.1 SIMS 锆石 U-Pb 年龄

二云母花岗岩的大多数锆石颗粒呈自形、棱柱状、无色透明。锆石粒径长 100~300  $\mu\text{m}$ , 且长/宽为 2:1~4:1, 具有清晰的振荡环带(图 5a), Th/U 值为 0.01~0.49(表 1), 表明锆石为岩浆成因。二云母花岗岩样品 18KL12-5 共进行了 10 个锆石点位分析, 有

两颗锆石分析点(18KL12-5@1 和 18KL12-5@5)误差范围过大, 不参与谐和年龄计算。3 颗锆石为继承锆石, 年龄分别为 135.6 Ma, 228.7 Ma 和 619.0 Ma。其余 5 个锆石分析点的谐和年龄为  $112.8\pm 2.7$  Ma(图 5a), 代表了岩浆结晶年龄。

闪长质包体中的锆石颗粒为半自形, 具有伸长状形状, 长/宽为 2:1~3:1。在 CL 图像中振荡环带发育较差(图 5b), 具变化的 Th(30~249  $\mu\text{g/g}$ )和 U(823~1159  $\mu\text{g/g}$ )含量以及较高的 Th/U 值(0.03~0.30)(表 1), 表明为岩浆锆石。大多数锆石呈黑色, 海绵状结构, 可能受流体蚀变或热液影响, 最终仅得到了 3 个谐和的锆石分析点, 得出谐和年龄为  $116.1\pm 4.2$  Ma (MSWD=3.9)(图 5b), 代表了闪长质包体岩浆结晶年龄。二云母花岗岩与闪长质包体具有相似的形成时代, 意味着它们形成于同一个岩浆爆发事件中, 具有成因联系。

### 4.2 全岩主微量元素

9 个样品(5 个二云母花岗岩与 4 个中-基性包体)的全岩主微量元素和 Sr-Nd 同位素组成见表 2。

塔什库尔干二云母花岗岩样品具有极为相似的主微量元素特征,  $\text{SiO}_2$ (71.79%~72.99%)与  $\text{K}_2\text{O}$ (4.56%~6.03%)变化不大, 并具有相对高的全碱( $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}=7.67\%\sim 9.24\%$ ), 在 TAS 图中(图 6a)均投点于花岗岩区域, 属于高钾钙碱性系列(图 6b), 具弱过铝质特征( $A/\text{CNK}=1.04\sim 1.11$ )(图 6c)。岩石具有极低的  $\text{MgO}$  (0.30%~0.53%)、 $\text{Mg}^\#$ (34.7~37.7)、Cr(1.96~14.2  $\mu\text{g/g}$ )和 Ni(1.22~2.73  $\mu\text{g/g}$ )。球粒陨石标准化稀土元素配分模式图显示样品富集轻稀土元素, 亏损重稀土元素

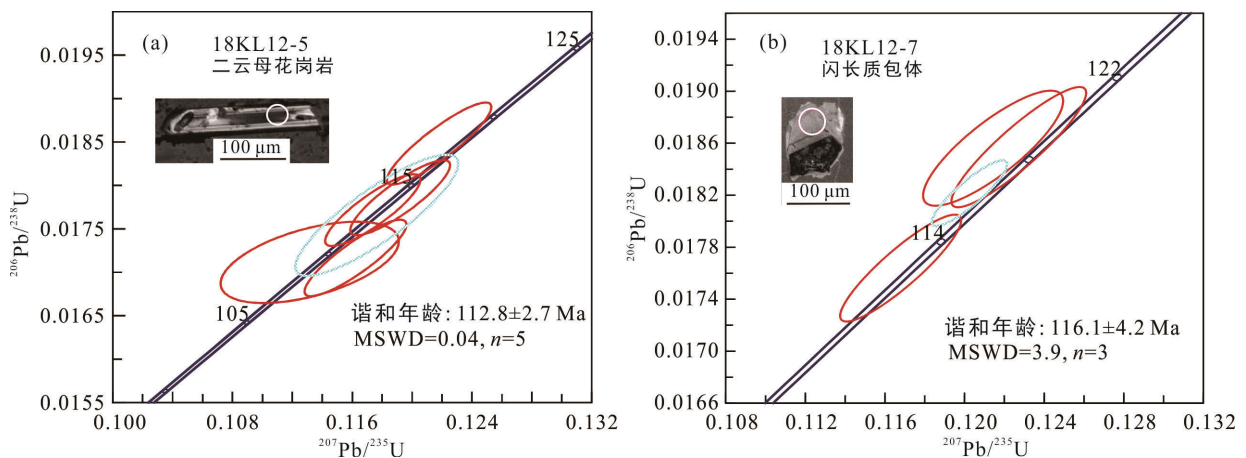


图 5 塔什库尔干二云母花岗岩(a)和闪长质包体(b)SIMS 锆石 U-Pb 年龄谐和图

Fig.5 U-Pb concordia diagrams of zircon from the Taxkorgan two-mica granite (a) and the Taxkorgan dioritic enclave (b)

表 1 塔什库尔干二云母花岗岩与闪长质包体锆石 SIMS U-Pb 同位素分析结果  
Table 1 SIMS zircon U-Pb isotope analysis results of the Taxkorgan two-mica granite and dioritic enclaves

分析点	含量(μg/g)		Th/U	同位素比值					年龄(Ma)						
	Th	U		f <sub>206</sub> %	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±σ%	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±σ%	ρ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> U	±σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±σ
二云母花岗岩(18KL12-5)															
18KL12-5@1	39	122	0.318	45.14	0.12522	116.37	0.0176	2.21	0.01895	272.9	1557.4	119.8	123.6	112.2	2.5
18KL12-5@2	360	1105	0.326	0.07	0.12180	1.89	0.0185	1.69	0.89151	89.2	20.2	116.7	2.1	118.1	2.0
18KL12-5@3	77	1159	0.067	0.02	0.14548	2.28	0.0213	2.22	0.97212	177.1	12.4	137.9	2.9	135.6	3.0
18KL12-5@4	195	494	0.396	1.42	0.24747	2.37	0.0361	1.55	0.65374	181.1	41.2	224.5	4.8	228.7	3.5
18KL12-5@5	150	578	0.259	4.59	0.11842	21.35	0.0178	1.65	0.07749	116.9	437.4	113.6	23.2	113.5	1.9
18KL12-5@6	326	669	0.487	0.08	0.11920	1.85	0.0179	1.60	0.86548	119.4	21.7	114.3	2.0	114.1	1.8
18KL12-5@7	76	327	0.231	0.09	0.86782	1.65	0.1008	1.52	0.91851	689.7	13.9	634.4	7.8	619.0	9.0
18KL12-5@8	192	584	0.328	0.04	0.11622	1.93	0.0172	1.69	0.87545	153.0	21.7	111.6	2.0	109.7	1.8
18KL12-5@11	11	800	0.014	0.09	0.11738	1.79	0.0177	1.54	0.85878	101.9	21.6	112.7	1.9	113.2	1.7
18KL12-5@12	133	308	0.434	0.91	0.11316	3.47	0.0171	1.81	0.52007	97.2	68.7	108.9	3.6	109.4	2.0
闪长质包体(18KL12-7)															
18KL12-7@1	30	1159	0.026	0.06	0.11679	1.72	0.0176	1.54	0.89529	100.3	18.0	112.2	1.8	112.7	1.7
18KL12-7@2	249	823	0.302	0.08	0.12144	1.91	0.0186	1.57	0.82305	72.0	25.6	116.4	2.1	118.6	1.8
18KL12-7@3	89	940	0.094	0.03	0.12273	1.82	0.0186	1.64	0.90270	96.0	18.4	117.5	2.0	118.6	1.9

表 2 塔什库尔干二云母花岗岩与中-基性包体主量(%), 微量元素(μg/g)和 Sr-Nd 同位素分析结果  
Table 2 Major (%), trace element (μg/g) concentrations and Sr-Nd isotopic compositions of the Taxkorgan two-mica granites and medium-mafic magmatic enclaves

样品名称	18KL12-1	18KL12-2	18KL12-3	18KL12-4	18KL12-5	18KL12-7	18KL12-9	18KL12-6	18KL12-8
岩性	二云母花岗岩					闪长质包体		基性包体	
SiO <sub>2</sub>	71.79	72.26	72.17	72.56	72.99	56.61	53.14	44.91	45.26
TiO <sub>2</sub>	0.20	0.23	0.22	0.21	0.15	0.85	1.11	1.65	1.66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.49	14.29	14.46	14.30	14.04	17.36	18.21	12.17	12.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	2.10	2.15	2.01	1.98	1.20	5.85	7.41	11.08	10.78
MnO	0.09	0.09	0.08	0.09	0.05	0.13	0.19	0.15	0.15
MgO	0.48	0.53	0.52	0.49	0.30	4.75	5.29	9.80	9.29
CaO	1.52	1.59	1.74	1.60	0.93	6.74	7.22	8.68	8.86
Na <sub>2</sub> O	3.25	3.11	3.19	3.07	3.21	3.40	3.11	2.70	2.74
K <sub>2</sub> O	4.74	4.56	4.73	4.60	6.03	2.28	2.46	2.20	2.27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.14	0.15	0.14	0.13	0.48	0.47	0.98	0.94
LOI	0.83	0.65	0.47	0.59	0.54	1.09	0.96	4.60	4.58
Total	99.62	99.58	99.75	99.62	99.57	99.52	99.57	98.91	98.82
Li	82.6	102	107	84.9	47.1	118	167	50.8	45.3
Be	4.70	4.96	5.12	4.84	2.72	3.07	3.23	1.69	1.76
Sc	3.10	3.38	3.18	3.76	0.38	15.2	25.5	20.8	20.3
V	16.0	17.8	17.7	16.8	7.18	136	199	153	150
Cr	14.2	10.6	5.72	6.14	1.96	142	124	426	424
Co	1.94	2.22	1.94	1.89	0.82	17.0	19.0	50.2	47.8
Ni	2.73	2.71	2.35	2.38	1.22	46.1	22.3	249	224
Cu	2.71	2.12	2.09	2.45	0.80	4.43	9.78	54.2	50.7
Zn	40.5	44.6	44.4	52.8	25.6	99.7	162	158	157
Ga	20.1	20.9	19.9	20.3	16.5	20.1	20.4	18.0	18.1
Rb	254	265	270	248	308	152	257	47.2	45.8
Sr	238	251	276	229	111	676	570	1564	1636

续表 2:

样品名称	18KL12-1	18KL12-2	18KL12-3	18KL12-4	18KL12-5	18KL12-7	18KL12-9	18KL12-6	18KL12-8
岩性	二云母花岗岩				闪长质包体		基性包体		
Y	16.9	16.1	19.0	15.3	8.05	23.6	26.5	18.7	18.6
Zr	96.1	112	102	100	79.3	114	141	196	198
Nb	14.7	16.7	15.2	15.7	11.7	25.8	19.9	60.7	62.9
Sn	11.6	9.02	8.19	12.3	5.04	5.32	11.8	1.35	1.52
Cs	8.16	8.79	8.23	8.68	7.10	9.51	25.1	1.32	1.30
Ba	460	443	476	424	507	763	1168	1447	1425
La	29.4	32.9	31.4	27.3	25.8	60.8	61.7	80.9	83.5
Ce	58.6	64.9	62.8	54.8	52.4	114	117	174	180
Pr	6.09	6.83	6.56	5.74	5.45	12.5	12.6	22.1	22.6
Nd	22.0	24.1	23.0	20.2	19.0	46.2	48.3	77.8	78.4
Sm	4.28	4.88	4.59	4.09	3.82	8.06	8.21	11.7	11.2
Eu	0.61	0.57	0.65	0.60	0.49	1.86	1.99	3.08	3.02
Gd	3.32	3.58	3.56	3.05	2.92	5.94	6.00	7.63	7.19
Tb	0.53	0.51	0.54	0.49	0.43	0.81	0.83	0.86	0.84
Dy	3.13	2.93	3.31	2.87	2.01	4.32	4.63	4.32	4.15
Ho	0.54	0.54	0.64	0.51	0.26	0.79	0.89	0.74	0.70
Er	1.60	1.51	1.78	1.42	0.62	2.21	2.49	1.89	1.92
Tm	0.21	0.18	0.24	0.20	0.09	0.29	0.32	0.23	0.21
Yb	1.40	1.35	1.46	1.33	0.64	1.78	2.30	1.38	1.33
Lu	0.23	0.21	0.24	0.22	0.08	0.29	0.31	0.21	0.18
Hf	2.96	3.33	2.98	3.07	2.61	2.91	3.80	4.48	4.57
Ta	2.01	2.01	2.16	2.43	1.39	1.76	1.17	2.88	2.87
Tl	1.43	1.47	1.53	1.40	1.83	1.04	1.84	0.25	0.25
Pb	34.8	35.1	35.7	33.9	47.2	17.8	11.8	5.05	5.32
Th	16.7	17.0	17.4	15.5	13.3	21.3	21.2	5.93	6.04
U	3.14	3.34	3.07	2.77	2.22	4.98	4.62	1.83	1.76
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.712701				0.725566	0.708871		0.705119	0.705103
$\pm 2\sigma$	0.000011				0.000011	0.000012		0.000011	0.000010
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	0.707916				0.721691	0.707694		0.703942	0.703927
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512061				0.512039	0.512241		0.512507	0.512509
$\pm 2\sigma$	0.000004				0.000004	0.000006		0.000004	0.000005
$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	-10.1				-10.4	-5.9		-0.8	-0.7
$t_{\text{DM}}(\text{Ma})$	1672				1650	1004		711	709
$t_{\text{DM}2}(\text{Ma})$	1729				1760	1397		976	972
$T_{\text{Zr}}(^{\circ}\text{C})$	747	762	750	753	728				

注: LOI. 烧失量; A/CNK=Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)摩尔比; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>T</sup>. 指全铁含量; T<sub>Zr</sub>(°C). 锆饱和温度, 计算方法见 Watson and Harrison, 1983。

((La/Yb)<sub>N</sub>=20.6~40.4), Eu 负异常明显(Eu/Eu\*=0.41~0.52), 其中样品 18KL12-5 比其他 4 个二云母花岗岩具有更明显的重稀土元素分异程度((Dy/Yb)<sub>N</sub>=3.14)(图 7a)。原始地幔标准化微量元素蛛网图显示二云母花岗岩富集 Rb、Th、U、Pb, 亏损 Nb、Ta、P、Ti(图 7b)。

塔什库尔干中-基性包体的主量元素成分变化较大, SiO<sub>2</sub>(44.91%~56.61%), MgO(4.75%~9.80%), Mg<sup>#</sup>

(62.4~67.3)。在 TAS 图中样品分别位于二长辉长岩(18KL12-6, 18KL12-8)、二长闪长岩(18KL12-9)和闪长岩(18KL12-7)区域(图 6a), 属于高钾钙碱性至钾玄岩系列(图 6b)。4 个中-基性包体具有相似的稀土元素配分模式, 富集轻稀土元素, 亏损重稀土元素((La/Yb)<sub>N</sub>=26.82~62.94), Eu 异常不明显(Eu/Eu\*=0.82~1.03)(图 7c)。原始地幔标准化微量元素蛛网图表现

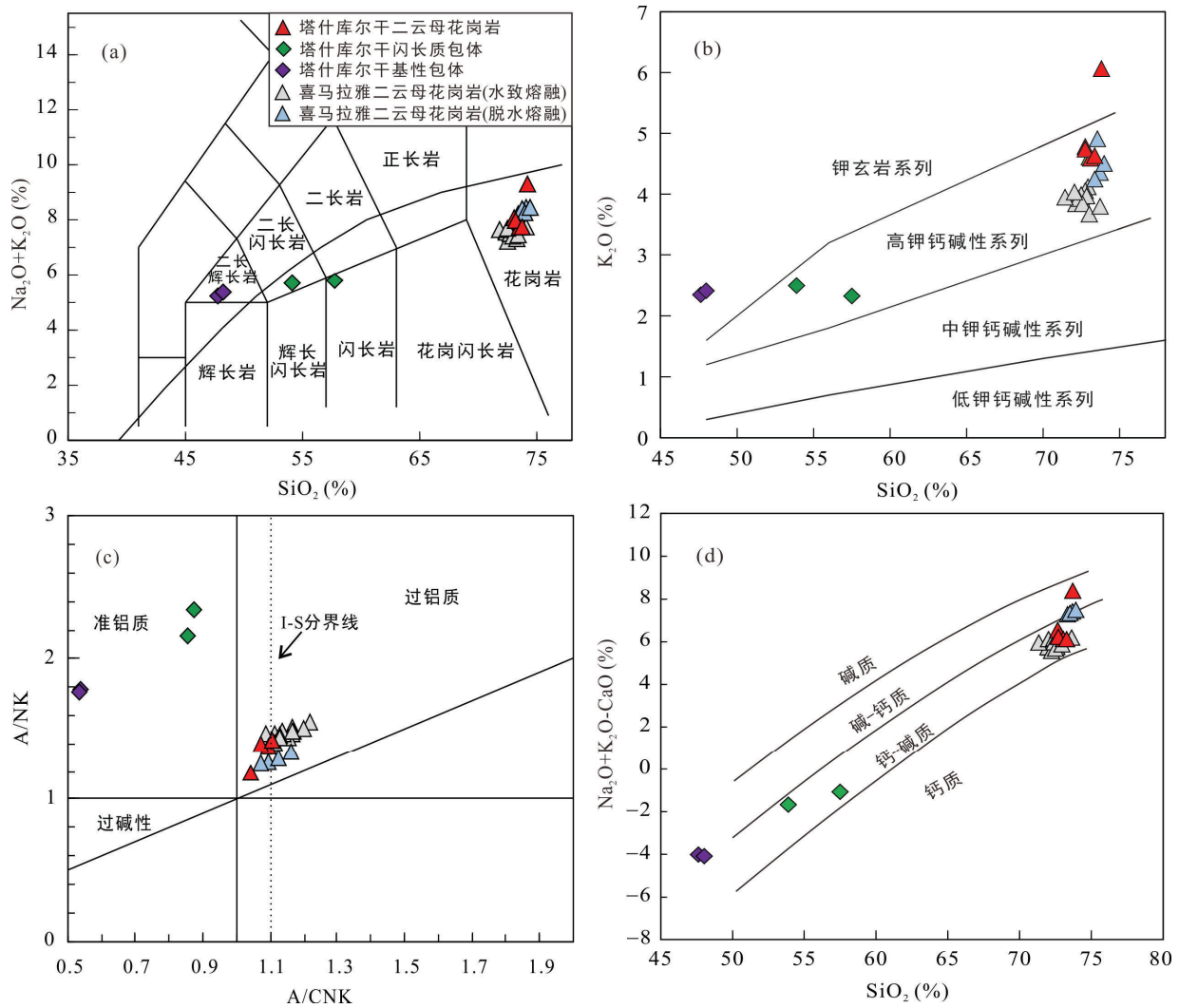


出两种不同的微量元素特征(图 7d): 基性包体样品(18KL12-6 和 18KL12-8)轻微亏损 Nb 和 Ta, 富集 Ba, U、Th、Rb、Pb 无明显富集, 类似于洋岛玄武岩。闪长质包体样品(18KL12-7 和 18KL12-9)则具有弧岩浆岩的微量元素特征, 富集 U、Th、Rb、Pb, 亏损 Nb、Ta、Ti。

### 4.3 全岩 Sr-Nd 同位素

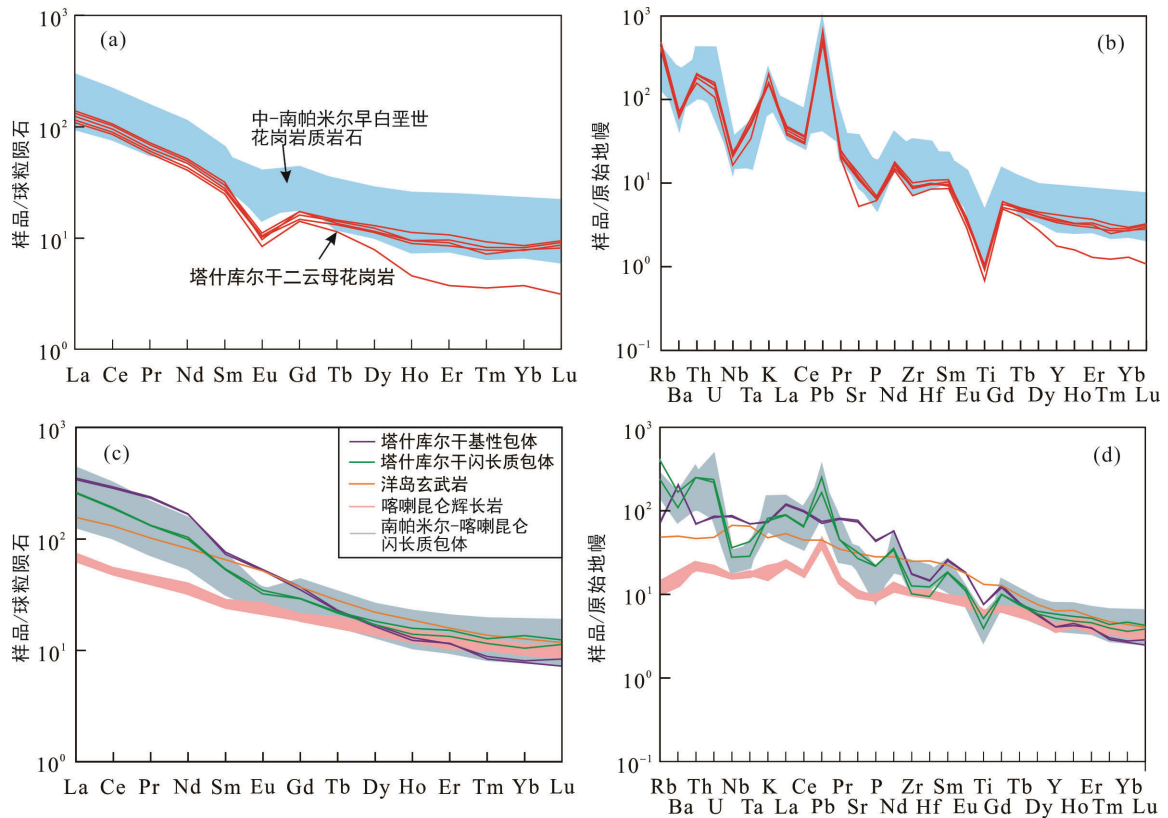
根据 SIMS 锆石 U-Pb 年龄  $112.8 \pm 2.7$  Ma 和  $116.1 \pm 4.2$  Ma 分别计算了二云母花岗岩与中-基性包体的初始 Sr 与 Nd 的同位素比值。二云母花岗岩具有富集 Sr-Nd 同位素特征, Sr 同位素变化较大 ( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.707916 \sim 0.721691$ ); Nd 同位素较均一 ( $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -10.4 \sim -10.1$ ), 二阶段 Nd 模式年龄为 1729~

1760 Ma(表 2)。塔什库尔干中-基性包体具有较为富集且变化的 Sr-Nd 同位素特征(图 8、表 2)。基性包体具有略亏损的 Sr-Nd 同位素特征 ( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.703927 \sim 0.703942$ ;  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -0.8 \sim -0.7$ ), Nd 同位素一阶段模式年龄为 709~711 Ma, 相比于南帕米尔早白垩世辉长岩 ( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7058 \sim 0.7064$ ;  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -5.9 \sim -5.8$ ) 具有更为亏损 Sr-Nd 同位素(李杭等, 2020)。闪长质包体具有更为富集的 Sr-Nd 同位素 ( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.707694$ ;  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -5.9$ ), Nd 同位素一阶段模式年龄为 1004 Ma, 与南帕米尔-喀喇昆仑早白垩世闪长质包体具有相似的同位素特征(Li et al., 2016, 2020), 并且接近南帕米尔早白垩世 I 型花岗岩的 Sr-Nd 同位素组成(Liu et al., 2020)(图 8)。



数据来源: 喜马拉雅二云母花岗岩(水致熔融)据 Gao and Zeng, 2014; 喜马拉雅二云母花岗岩(脱水熔融)据 Gao et al., 2013。

图 6 塔什库尔干二云母花岗岩与中-基性包体 TAS 分类(a, 据 Middlemost, 1994)、K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub>(b, 据 Peccerillo and Taylor, 1976)、A/NK-A/CNK(c, 据 Maniar and Piccoli, 1989)和(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O-CaO)-SiO<sub>2</sub>(d, 据 Frost et al., 2001)图解  
Fig.6 TAS (a), K<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub> (b), A/NK vs. A/CNK (c), (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O-CaO) vs. SiO<sub>2</sub> (d) diagrams of the Taxkorgan two-mica granites and medium-mafic magmatic enclaves



原始地幔和球粒陨石标准化值据 Sun and McDonough, 1989。中-南帕米尔早白垩世花岗岩质岩石数据来源: Schwab et al., 2004; Ravikant et al., 2009; Jiang et al., 2013; Li et al., 2016; Liu et al., 2020。

图 7 塔什库尔干二云母花岗岩与中-基性包体球粒陨石标准化稀土元素配分模式图(a, c)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b, d)

Fig.7 Chondrite-normalized REE patterns (a, c) and primitive mantle normalized trace element spider diagrams (b, d) of the Taxkorgan two-mica granites and medium-mafic magmatic enclaves

## 5 讨论

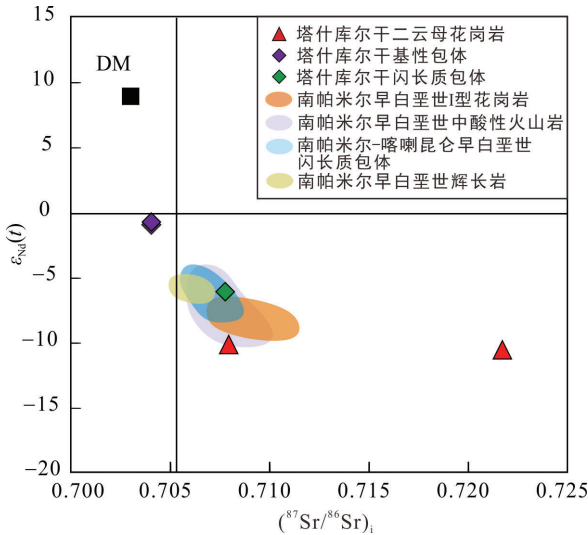
### 5.1 二云母花岗岩的岩石类型与岩石成因

花岗岩成因类型复杂多样, 根据源区岩石以及矿物组成的差异, 可将花岗岩分为 I、S、A、M 型花岗岩(Whalen et al., 1987; Chappell and White, 1992)。大多数 I 型花岗岩是由壳内中基性的变质火成岩部分熔融形成的(Chappell and Stephens, 1988), 通常具有高  $\text{Na}_2\text{O}$  含量( $>3.2\%$ ), 属偏铝质或弱过铝质( $A/\text{CNK}<1.1$ ), 出现角闪石是判别 I 型花岗岩的特征矿物。S 型花岗岩主要来自于变质沉积岩的部分熔融, 一般具有低  $\text{Na}_2\text{O}$  含量( $<3.2\%$ ), 高  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ( $>1$ ), 过铝质( $A/\text{CNK}>1.1$ )特征, 白云母、堇青石、石榴石常常作为判别 S 型花岗岩的特征矿物(Chappell and White, 2001; Ghani et al., 2013)。A 型花岗岩出现碱性暗色矿物(如钠闪石、霓辉石和钠角闪石)(Collins et al., 1982; Clemens

et al., 1986)。M 型花岗岩可由洋壳发生部分熔融形成(White, 1979), 也可由拉斑玄武质岩浆分离结晶形成(Whalen, 1985)。

塔什库尔干二云母花岗岩具有高  $\text{SiO}_2$ ( $71.79\% \sim 72.99\%$ ), 高  $\text{K}_2\text{O}$ ( $4.56\% \sim 6.03\%$ ), 高  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  值( $1.46 \sim 1.88$ ), 相对低  $\text{Na}_2\text{O}$ ( $3.11\% \sim 3.25\%$ ), 低  $\text{CaO}$ ( $0.93\% \sim 1.74\%$ ), 属于高钾钙碱性系列, 具弱过铝质特征( $A/\text{CNK}=1.04 \sim 1.11$ ), 符合 S 型花岗岩的主量元素特征(Chappell and White, 2001; Ghani et al., 2013), 与沉积物部分熔融形成的喜马拉雅淡色花岗岩相似(Gao et al., 2013; Gao and Zeng, 2014)(图 6)。相比于南帕米尔的早白垩世 I 型花岗岩的  $\text{Sr}-\text{Nd}$  同位素组成( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0.7076 \sim 0.7106$  和  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)=-8.4 \sim -7.4$ )(Liu et al., 2020), 塔什库尔干二云母花岗岩具有更为富集的同位素特征( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0.707916 \sim 0.721691$  和  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)=-10.4 \sim -10.1$ )(图 8)。结合特征矿物白云母的出现以及锆石中保留有古老继承核, 可以证实塔什库尔干二云母花岗岩为 S 型花岗岩。

前人实验结果表明, 富斜长石和贫泥质的变质杂砂岩和变质火成岩部分熔融形成的过铝质花岗岩具有高的  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  值( $>0.3$ ), 相反, 由贫斜长石和富泥质的变泥质岩部分熔融所形成的过铝质花岗岩具有相对低的  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  值( $<0.3$ )(Sylvester, 1998)。



数据来源: 南帕米尔早白垩世 I 型花岗岩据 Liu et al., 2020; 南帕米尔早白垩世中酸性火山岩据 Aminov et al., 2017; 南帕米尔-喀喇昆仑早白垩世闪长质包体据 Li et al., 2016; Liu et al., 2020; 南帕米尔早白垩世辉长岩据李杭等, 2020; 亏损地幔(DM)(( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub>=0.7030,  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)=9$ )据 Zindler et al., 1984。

图 8 塔什库尔干二云母花岗岩与中-基性包体  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ - $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  图解

Fig.8  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  vs.  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  plot of the Taxkorgan two-mica granites and medium-mafic magmatic enclaves

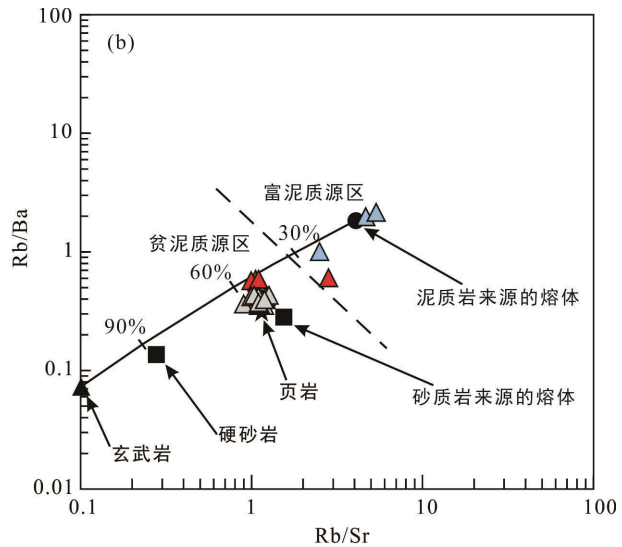
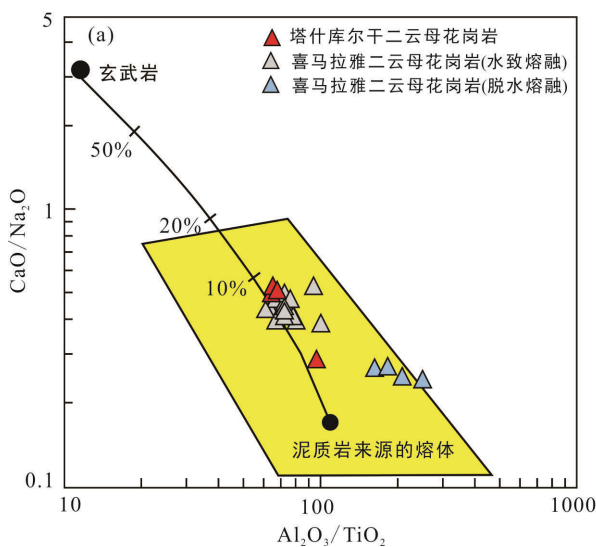


图 9 塔什库尔干二云母花岗岩  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (a)和  $\text{Rb}/\text{Ba}-\text{Rb}/\text{Sr}$ (b)图解(底图据 Patiño and Harris, 1998; Sylvester, 1998。数据来源同图 6)

Fig.9  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  (a) and  $\text{Rb}/\text{Ba}$  vs.  $\text{Rb}/\text{Sr}$  (b) plots for the Taxkorgan two-mica granites

塔什库尔干二云母花岗岩具有高  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  值(0.3~0.5)(图 9a), 低  $\text{Rb}/\text{Ba}$ (0.55~0.61)与  $\text{Rb}/\text{Sr}$  值(0.98~2.78), 样品点落在富集斜长石并且贫泥质的变杂砂岩区域, 仅有一个样品(18KL12-5)位于泥质岩与砂质岩源区交界处(图 9b), 这意味着其源区成分主要是变杂砂岩, 与水致白云母部分熔融所形成的喜马拉雅二云母花岗岩源区成分相似(Gao and Zeng, 2014)。

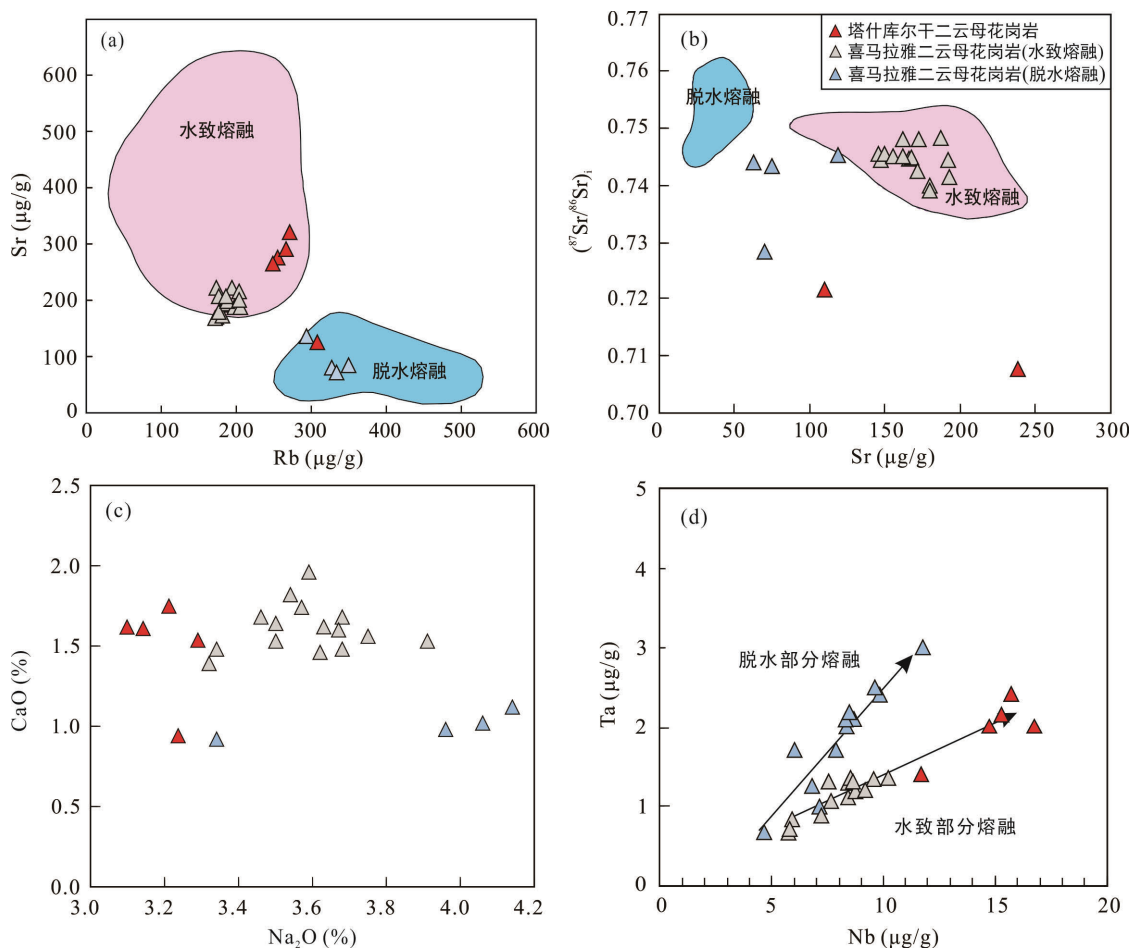
值得注意的是, 实验岩石学结果表明变沉积岩部分熔融形成的熔体具有强过铝质特征( $A/\text{CNK}>1.1$ )(Patiño and Harris, 1998), 但塔什库尔干二云母花岗岩具有弱过铝质特征( $A/\text{CNK}=1.04\sim 1.11$ )。沉积物部分熔融形成的喜马拉雅淡色花岗岩(Gao et al., 2013; Gao and Zeng, 2014)的  $\text{Sr}-\text{Nd}$  同位素组成( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0.7285\sim 0.7482$  和  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)=-14.1\sim -13.4$ )比塔什库尔干二云母花岗岩更富集。由于在寄主二云母花岗岩中发现了与其伴生的基性包体, 认为少量准铝质幔源镁铁质岩浆混入到变杂砂岩的源区, 从而部分熔融产生具有弱过铝质特征的 S 型花岗岩。综上所述, 塔什库尔干二云母花岗岩的源区主要是变杂砂岩并含有少量的幔源岩浆。

根据源区中存在的水含量, 变质沉积岩发生部分熔融的方式分为两种, 较低温度下的水致部分熔融和较高温度的脱水部分熔融, 两种方式形成的熔体在主要、微量和同位素组成上表现出明显的差异(Gao et al., 2013, 2017; Gao and Zeng, 2014)。Rb、Sr、Ba 等微量元素是判别变沉积岩部分熔融方式的



理想示踪元素(Gao et al., 2017)。Sr 主要寄存在长石中, 而且 Ca 是组成斜长石的必要元素, Ba、Eu 可以通过类质同象的方式替换 Ca, 因此, Sr、Ba、Ca、Eu 等元素大量富集在长石中(Knesel and Davidson, 2002); 而 Rb 则主要寄存在云母中(Douce, 1998)。变沉积岩部分熔融过程中, 水的存在具有稳定含水相的作用, 水致部分熔融比脱水部分熔融反应消耗更少的云母和更多的斜长石(Conrad et al., 1988; Douce, 1996), 因此, 水致熔融所形成的熔体具有更高的 Sr、Ba、Ca 含量, 较低的 Rb 含量以及 Rb/Sr 值, 并具有相对亏损的 Sr 同位素特征。与白云母脱水部分熔融产生喜马拉雅淡色花岗岩相比, 塔什库尔干二云母花岗岩具有较高的 Sr(111~276  $\mu\text{g/g}$ )(图 10a)、Ba(424~507  $\mu\text{g/g}$ )(图 11a)、CaO(0.93%~1.74%)(图 10c)含量, 较低的 Rb(248~308  $\mu\text{g/g}$ )(图 10a)、

Rb/Sr 值(0.98~2.78)(图 11a、b), 相对亏损的 Sr 同位素特征( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0.707916\sim 0.721691$ )(图 10b), 符合水致部分熔融特征(图 10)。高场强元素同样可以作为判别部分熔融方式的有效途径, Nb 和 Ta 由于具有相似的电荷和离子半径而被认为是地球化学孪晶, 两者均相容于富 Ti 矿物相和云母中, 在过铝质花岗岩类岩石中由于云母的出现发生 Nb-Ta 元素的分异作用(Stepanov and Hermann, 2013)。由于水致部分熔融相比于脱水部分熔融消耗更少的云母(Gao et al., 2017), 导致熔体具有更少的 Nb、Ta 含量(图 10d)。在 Rb/Sr-Ba 与 Rb/Sr-Sr 图解中(图 11), 样品具有变化的 Ba 和 Sr 含量, 但 Rb/Sr 值几乎保持一致, 沿着水致白云母部分熔融趋势线。除此之外, 塔什库尔干二云母花岗岩的锆饱和温度为 728~762  $^{\circ}\text{C}$ , 佐证了二云母花岗岩产生于低温水致熔融条件下。



数据来源: 喜马拉雅二云母花岗岩(水致熔融)据 Gao and Zeng, 2014; 喜马拉雅二云母花岗岩(脱水熔融) 据 Gao et al., 2013; 水致熔融据脱水熔融据 Gao et al., 2013; Gao and Zeng, 2014; 王晓先等, 2015。

图 10 塔什库尔干二云母花岗岩 Sr-Rb(a, 据 Gao et al., 2017)、 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ -Sr(b, 据 Gao et al., 2017)、CaO-Na<sub>2</sub>O(c, 据 Patiño and Harris, 1998)和 Ta-Nb(d, 据 Stepanov and Hermann, 2013)图解

Fig.10 Sr vs. Rb (a),  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  vs. Sr (b), CaO vs. Na<sub>2</sub>O (c) and Ta vs. Nb (d) plots for the Taxkorgan two-mica granites

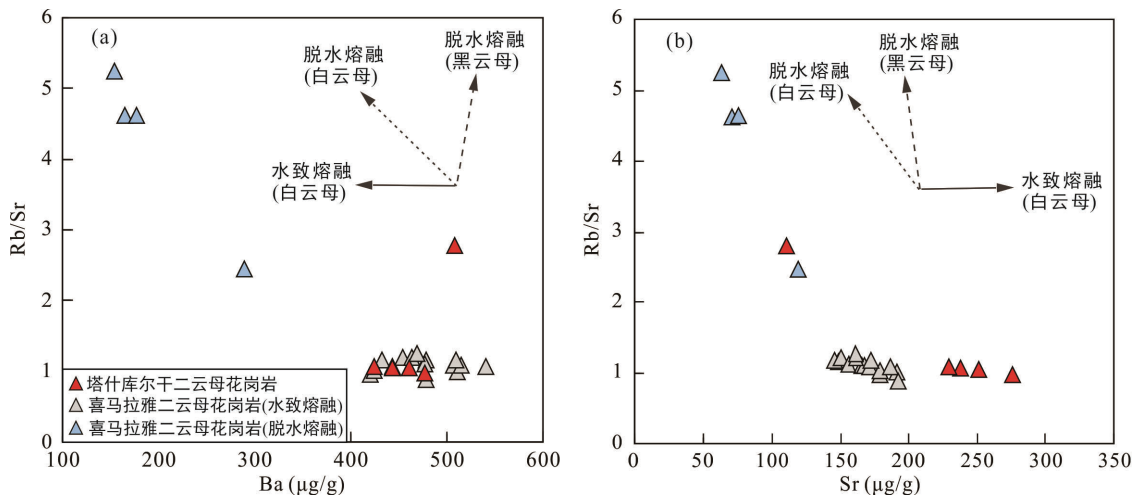


图 11 塔什库尔干二云母花岗岩 Rb/Sr-Ba(a)和 Rb/Sr-Sr(b)图解(底图据 Inger and Harris, 1993; Weinberg and Hasalová, 2015。数据来源同图 6)

Fig.11 Rb/Sr vs. Ba (a) and Rb/Sr vs. Sr (b) plots for the Taxkorgan two-mica granites

综上所述,塔什库尔干二云母花岗岩形成于早白垩世岩浆爆发时期,为弱过铝质 S 型花岗岩,具有富集的 Sr-Nd 同位素特征。其源区主要是由变杂砂岩构成,是在相对低温条件下发生水致白云母部分熔融的产物。

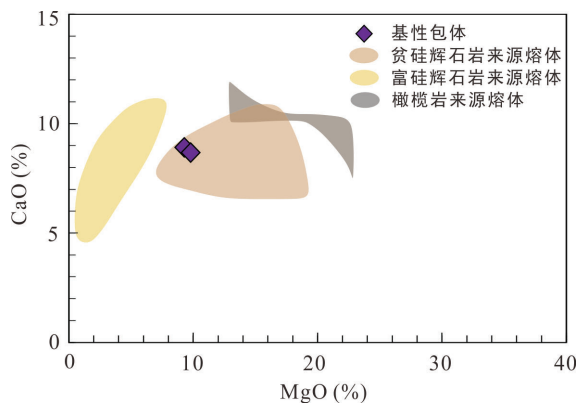
## 5.2 中-基性包体的源区与岩石成因

塔什库尔干基性包体具有低 SiO<sub>2</sub>(44.91%~45.26%),高 MgO(9.29%~9.80%)、Cr(424~426 μg/g)和 Ni(224~249 μg/g)含量,表明来自于超基性地幔的部分熔融。正常的软流圈地幔部分熔融形成的基性熔体通常亏损轻稀土元素与大离子亲石元素,具有亏损的同位素特征(Salters and Stracke, 2004; Workman and Hart, 2005)。塔什库尔干基性包体富集大离子亲石元素与轻稀土元素,无 Nb、Ta 亏损,具有略亏损的 Sr-Nd 同位素特征( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0.703927\sim 0.703942$ ;  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)=-0.8\sim -0.7$ )。这些地球化学特征的差异表明软流圈地幔并不是塔什库尔干基性包体的源区。大陆下岩石圈地幔是基性岩的地幔源区之一(Barry et al., 2003; Xu et al., 2012),考虑到中-南帕米尔在早白垩世处于大陆弧背景,岩石圈地幔楔是塔什库尔干基性包体最可能的地幔源区。塔什库尔干基性包体的 Nb/U 值(33.1~35.7)明显的高于大陆地壳的 Nb/U 值(9±3)(Rudnick and Gao, 2003),并且基性包体与寄主二云母花岗岩具有明显不同的 Sr-Nd 同位素特征(图 8)。因此,基性岩浆在侵位过程中并未受到明显的地壳混染作用,塔什库尔干基性包体的地球化学特征主要受控于源区成分,具略亏损的 Sr-Nd 同位素特征, Nd 同位素一阶段模式年龄非常年轻(709~711 Ma),

表明其来源于相对新生的岩石圈地幔。

塔什库尔干闪长质包体具有相对高的 SiO<sub>2</sub>(53.14%~56.61%),低 MgO(4.75%~5.29%)、Cr(124~142 μg/g)和 Ni(22~46 μg/g)含量,富集轻稀土元素与大离子亲石元素,亏损重稀土元素与高场强元素,具有弧岩浆岩微量元素特征,并具有明显富集的同位素特征( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0.7077$ ;  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)=-5.9$ )和更古老的 Nd 同位素一阶段模式年龄(1104 Ma)。以上差异表明塔什库尔干闪长质包体与基性包体的母岩浆成分有所差异。其 Sr-Nd 同位素组成与来自大陆下地壳的部分熔融的南帕米尔早白垩世 I 型花岗岩(Liu et al., 2020)比较接近。综上表明基性岩浆在侵位过程中同化混染了大陆下地壳,最终形成闪长质包体的母岩浆。

Shyok 洋和/或新特提斯洋的俯冲沉积物发生部分熔融,所形成的熔体交代上覆地幔楔橄榄岩,根据交代作用的强弱程度,形成富硅型与贫硅型两种辉石岩(Hirschmann et al., 2003; Herzberg, 2006, 2011; Lambart et al., 2013),均可能是基性熔体的岩浆源。富硅辉石岩由地幔橄榄岩与大量的壳源熔体反应形成,贫硅辉石岩一般由地幔橄榄岩与少量壳源熔体反应生成,后者部分熔融所形成的基性熔体具有更高的 MgO 与 CaO 含量。塔什库尔干基性包体具有较高的 MgO(9.29%~9.80%)与 CaO(8.68%~8.86%)含量,与贫硅辉石岩部分熔融来源的熔体成分相似(Keshav et al., 2004; Sobolev et al., 2007),与富硅辉石岩(Pertermann and Hirschmann, 2003)和橄榄岩部分熔融来源的熔体(Herzberg, 2011)明显不同(图 12),表明其源区为贫硅辉石岩。



数据来源: 贫硅辉石岩来源熔体据 Keshav et al., 2004; Sobolev et al., 2007; 富硅辉石岩来源熔体据 Pertermann and Hirschmann, 2003; 橄榄岩来源熔体据 Herzberg, 2011。

图 12 塔什库尔干基性包体 CaO-MgO 图解

Fig.12 CaO vs. MgO plot of the Taxkorgan mafic magmatic enclaves

综上所述, Shyok 洋和/或新特提斯洋的俯冲沉积物发生部分熔融, 熔体与上覆的新生岩石圈地幔发生交代反应产生贫硅辉石岩。贫硅辉石岩经历部分熔融形成具洋岛玄武岩微量元素特征的基性熔体, 侵位过程中并未受到明显下地壳混染作用的基性熔体最终形成了塔什库尔干基性包体; 而受到下地壳同化混染作用的基性熔体形成了具有弧岩浆岩微量元素特征的闪长质包体。

### 5.3 构造环境与地质意义

中-南帕米尔早白垩世大型岩基主要以中酸性岩岩岩为主, 高  $\text{SiO}_2$  (53.7%~74.6%)、高  $\text{K}_2\text{O}$  (2.1%~6.6%), 为钙碱性系列, 属准铝质-过铝质 ( $A/\text{CNK}=0.77\sim 1.21$ ), 具有弧岩浆的微量元素特征以及富集的 Sr-Nd 同位素组成 (Schwab et al., 2004; Li et al., 2016; Chapman et al., 2018b; Liu et al., 2020)。平行于 Shyok 洋或新特提斯大洋板片的汇聚边缘, 在中-南帕米尔弧系中发现了大量的白垩纪深成岩基 (Aminov et al., 2017; Chapman et al., 2018b)。帕米尔在白垩纪时期存在两期岩浆爆发, 即早白垩世和晚白垩世 (Chapman et al., 2018b) (图 2)。其中, 早白垩世岩浆爆发期具有更强烈的岩浆活动, 花岗质岩基规模巨大, 并且广泛分布于整个中-南帕米尔区域。通过整理前人关于帕米尔岩岩的年代学资料, 中-南帕米尔早白垩世花岗岩类岩石形成时代大致相同, 岩浆活动时代峰期为 112~92 Ma (Schwab et al., 2004; Li et al., 2016; Aminov et al., 2017; Chapman et al., 2018b; Liu et al., 2020)。塔什库尔干二云母花岗岩以及中-基性包体形成于早白垩世这期岩浆爆发活动。

关于大陆边缘弧岩浆爆发的触发机制目前仍然存在激烈争论 (Ducea, 2001; Ducea and Barton, 2007)。尽管大陆边缘弧岩浆的产生与俯冲作用密切相关, 但是岩浆爆发不能简单归因于大洋板片俯冲速率增加或者俯冲角度的改变, 也不仅仅是因为地幔楔熔体底侵作用的程度更大 (Ducea, 2001; Chapman et al., 2017)。岩浆在爆发过程中发生的地球化学成分与同位素特征的变化是研究岩浆爆发触发机制的关键线索。从区域构造的角度来看, 触发大陆边缘弧岩浆爆发的机制主要分为两类: 一类是地壳增厚与上板块易熔组分通过弧后逆冲输送至弧岩浆源区。大陆弧的区域同位素研究通常强调上板块物质对于弧岩浆的主要贡献 (Farmer and Depaolo, 1983; Taylor and Hugh, 1988)。例如加利福尼亚大陆边缘弧在晚白垩世期间发生了岩浆爆发, 在此之前的 15~25 Ma 前陆区域发生了岩石圈规模的逆冲活动 (Ducea, 2001); 另一类是岩石圈伸展或对流移除将会导致新生幔源熔体输入 (Kay and Kay, 1991; Sepidbar et al., 2018)。

许多地质记录表明中-南帕米尔在中生代受 Shyok 洋和/或新特提斯洋俯冲影响发生了明显的地壳缩短增厚 (Schwab et al., 2004; Chapman et al., 2018a)。南帕米尔缺失侏罗纪之后的海相沉积 (Shvol'man, 1978), 表明早白垩世期间地体升高到海平面以上, 这是由于地壳的缩短和增厚造成的。喀喇昆仑地区强烈变形的侏罗系及较老的地层被早白垩世砾岩呈角度不整合覆盖, 同样证明了早白垩世发生地壳缩短增厚 (Gaetani et al., 1990)。活动大陆边缘环境, 富钾岩浆作用通常与贝尼奥夫带的变陡以及弧后位置地壳增厚有关 (Morrison, 1980; Meen, 1987)。塔什库尔干二云母花岗岩为高钾钙碱性-钾玄岩系列 (图 6b), 可能意味着在 Shyok 洋俯冲期间弧后位置发生了地壳缩短。伴随着前陆褶皱与逆冲带, 并未发育弧后盆地, 中-南帕米尔早白垩世花岗岩很可能形成于挤压弧环境 (Ducea et al., 2015)。因此, 地壳增厚和上板块物质向弧岩浆源区的输送为中-南帕米尔早白垩世岩浆爆发提供了一个很好的解释 (DeCelles et al., 2009)。

塔什库尔干二云母花岗岩富集的 Sr-Nd 同位素组成证明源区物质主要来源于大陆上板块地壳物质, 并且中-南帕米尔早白垩世花岗质岩石整体上具有富集的 Sr-Nd 同位素特征 ( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0.7069\sim 0.7116$ ;  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)=-11.0\sim -6.2$ ) (Aminov et al., 2017; Liu et al., 2020), 地壳深熔主要发生在早白垩世期间。大规模的地壳熔融是由地幔楔熔体补充的, 地



幔楔熔体对触发地壳熔融爆发起重要作用, 地壳下部幔源岩浆的热能与物质输入可能为岩浆爆发提供了附加的影响(Wang et al., 2017; Mazhari et al., 2019; Zhang et al., 2020), 中-南帕米尔地区早白垩世岩浆爆发可能是由地幔楔熔体的底侵作用所形成的。目前普遍认为新特提斯俯冲过程中幔源镁铁质岩浆的底侵作用和俯冲洋壳的再循环在地壳生长过程中发挥了重要作用(Ji et al., 2009; Ma et al., 2013; Hou et al., 2015; Wei et al., 2017)。正如塔什库尔干二云母花岗岩中发现了基性包体的存在, 意味着有来自岩石圈地幔物质添加到大陆弧地壳中, 表明存在少量新生地壳的产生。因此, 中-南帕米尔在早白垩时期处于活动大陆边缘环境, 主要发生地壳的重熔再造, 存在少量的新生地壳生长, 早白垩世岩浆爆发可能是由地幔楔熔体的底侵作用形成的。

## 6 结 论

(1) 塔什库尔干二云母花岗岩与中基性包体均形成于早白垩世岩浆爆发事件中。

(2) 塔什库尔干二云母花岗岩为弱过铝质的 S 型花岗岩, 具有富集的 Sr-Nd 同位素特征。其源区主要由变杂砂岩构成, 可能在后期混合了少量基性包体的母岩浆, 在相对低温条件下发生水致白云母部分熔融。

(3) Shyok 洋和/或新特提斯洋的俯冲沉积物发生部分熔融, 熔体与上覆的新生岩石圈地幔发生交代反应, 交代辉石岩经历部分熔融形成具洋岛玄武岩微量元素特征的基性熔体, 形成基性包体。基性岩浆在侵位过程中同化混染了大陆下地壳, 最终形成闪长质包体。

(4) 中-南帕米尔地区早白垩世岩浆爆发可能是由地幔楔熔体的底侵作用所形成的。

致谢: 中国地质科学院地质研究所尹继元研究员和匿名评审专家进行了细致地评审, 并提出宝贵的建议, 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夏小平研究员在 SIMS 锆石 U-Pb 测年和数据分析过程中给予了热心指导和帮助, 在此一并表示衷心感谢。

### 参考文献(References):

李杭, 柯强, 李昊, 洪涛, 赵同寿, 徐兴旺. 2020. 喀喇昆仑地体甜水海地区 102 Ma 辉长岩的发现及其对区域

- 中生代构造演化的约束. *岩石学报*, 36(4): 1041–1058.
- 王晓先, 张进江, 闫淑玉, 刘江, 王佳敏, 郭磊. 2015. 北喜马拉雅恰芒巴二云母花岗岩的年龄及形成机制. *地质科学*, 50(3): 708–727.
- Aminov J, Ding L, Mamadjonov Y, Dupont N G, Aminov J, Zhang L Y, Yoqubov S, Aminov J, Abdulov S. 2017. Pamir Plateau formation and crustal thickening before the India-Asia collision inferred from dating and petrology of the 110–92 Ma Southern Pamir volcanic sequence. *Gondwana Research*, 51: 310–326.
- Angiolini L, Zanchi A, Zanchetta S, Nicora A, Vezzoli G. 2013. The Cimmerian geopuzzle: New data from South Pamir. *Terra Nova*, 25(5): 352–360.
- Annen C, Blundy J D, Sparks R S J. 2006. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology*, 47(3): 505–539.
- Barry T L, Saunders A D, Kempton P D, Windley B F, Pringle M S, Dorjnamjaa D, Saandar S. 2003. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Mongolia: Evidence for the role of asthenospheric versus metasomatized lithospheric mantle sources. *Journal of Petrology*, 44: 55–91.
- Bouilhol P, Jagoutz O, Hanchar J M, Dudas F O. 2013. Dating the India-Eurasia collision through arc magmatic records. *Earth and Planetary Science Letters*, 366: 163–175.
- Chapman J B, Ducea M N, Kapp P, Gehrels G E, DeCelles P G. 2017. Spatial and temporal radiogenic isotopic trends of magmatism in Cordilleran orogens. *Gondwana Research*, 48: 189–204.
- Chapman J B, Robinson A C, Carrapa B, Villarreal D, Worthington J, DeCelles P G, Kapp P, Gadoev M, Oimahmadov I, Gehrels G. 2018a. Cretaceous shortening and exhumation history of the South Pamir terrane. *Lithosphere*, 10(4): 494–511.
- Chapman J B, Scoggin S H, Kapp P, Carrapa B, Ducea M N, Worthington J, Oimahmadov I, Gadoev M. 2018b. Mesozoic to Cenozoic magmatic history of the Pamir. *Earth and Planetary Science Letters*, 482: 181–192.
- Chappell B W, Stephens W E. 1988. Origin of infra crustal (I-type) granite magmas. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 79(2): 71–86.
- Chappell B W, White A J R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 83(1–2): 1–26.

- Chappell B W, White A J R. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4): 489–499.
- Chen M, Sun M, Buslov M M, Cai K D, Zhao G C, Kulikova A V, Rubanova E S. 2016. Crustal melting and magma mixing in a continental arc setting: Evidence from the Yaloman intrusive complex in the Gornyy Altai terrane, Central Asian Orogenic Belt. *Lithos*, 252: 76–91.
- Clemens J, Holloway J R, White A. 1986. Origin of an A-type granite: Experimental constraints. *American Mineralogist*, 71(3–4): 317–324.
- Collins W J, Beams S D, White A J R, Chappell B W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80(2): 189–200.
- Conrad W K, Nicholls I A, Wall V J. 1988. Water-saturated and undersaturated melting of metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10 kb: Evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo volcanic zone, New Zealand, and other occurrences. *Journal of Petrology*, 29(4): 765–803.
- DeCelles P G, Ducea M N, Kapp P, Zandt G. 2009. Cyclicity in Cordilleran orogenic systems. *Nature Geoscience*, 2(4): 251–257.
- Dewey J F, Shackleton R M, Chang C F, Sun Y Y. 1988. The tectonic evolution of the Tibetan Plateau. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London (A)*, 327: 379–413.
- Douce A E P. 1996. Effects of pressure and H<sub>2</sub>O content on the compositions of primary crustal melts. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 87(1–2): 11–21.
- Douce A E P. 1998. Experimental constraints on Himalayan anatexis. *Journal of Petrology*, 39(4): 689–710.
- Ducea M. 2001. The California Arc: Thick granitic batholiths, eclogitic residues, lithospheric-scale thrusting, and magmatic flare-ups. *GSA Today*, 11(11): 4–10.
- Ducea M N, Barton M D. 2007. Igniting flare-up events in Cordilleran arcs. *Geology*, 35(11): 1047–1050.
- Ducea M N, Saleeby J B, Bergantz G. 2015. The architecture, chemistry, and evolution of continental magmatic arcs. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 43(1): 299–331.
- Farmer G L, Depaolo D J. 1983. Origin of Mesozoic and Tertiary granite in the western United States and implications for Pre-Mesozoic crustal structure: 1. Nd and Sr isotopic studies in the geocline of the Northern Great Basin. *Journal of Geophysical Research*, 88(B4): 3379–3401.
- Frost B R, Barnes C G, Collins W J, Arculus R J, Ellis D J, Frost C D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42: 2033–2048.
- Gaetani M, Garzanti E, Jadoul F, Nicora A, Tintori A, Pasini M, Khan K S A. 1990. The north Karakorum side of the Central Asia geopuzzle. *Geological Society of America Bulletin*, 102: 54–62.
- Gao L E, Zeng L S. 2014. Fluxed melting of metapelite and the formation of Miocene high-CaO two-mica granites in the Malashan gneiss dome, southern Tibet. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 130: 136–155.
- Gao L E, Zeng L S, Asimow P D. 2017. Contrasting geochemical signatures of fluid-absent versus fluid-fluxed melting of muscovite in metasedimentary sources: The Himalayan leucogranites. *Geology*, 45: 39–42.
- Gao L E, Zeng L S, Hou K J, Guo C L, Tang S H, Xie K J, Hu G Y, Wang L. 2013. Episodic crustal anatexis and the formation of Paiku composite leucogranitic pluton in the Malashan Gneiss Dome, Southern Tibet. *Chinese Science Bulletin*, 58(28): 3546–3563.
- Ghani A A, Searle M, Robb L, Chung S L. 2013. Transitional I-S type characteristic in the Main Range Granite, Peninsular Malaysia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 76: 225–240.
- Gómez-Tuena A, Cavazos-Tovar J G, Parolari M, Straub S M, Espinasa-Pereña R. 2018. Geochronological and geochemical evidence of continental crust ‘relamination’ in the origin of intermediate arc magmas. *Lithos*, 322: 52–66.
- Herzberg C. 2006. Petrology, thermal structure of the Hawaiian plume from Mauna Kea volcano. *Nature*, 444: 605–609.
- Herzberg C. 2011. Identification of source lithology in the Hawaiian, Canary Islands: Implications for origins. *Journal of Petrology*, 52: 113–146.
- Hirschmann M M, Kogiso T, Baker M B, Stolper E M. 2003. Alkalic magmas generated by partial melting of garnet pyroxenite. *Geology*, 31: 481–484.
- Hou Z Q, Yang Z M, Lu Y J, Kemp A, Zheng Y C, Li Q Y, Tang J X, Yang Z S, Duan L F. 2015. A genetic linkage between subduction- and collision-related porphyry Cu deposits in continental collision zones. *Geology*, 43: 247–250.
- Inger S, Harris N. 1993. Geochemical constraints on leucogranite magmatism in the Langtang Valley, Nepal Himalaya.

- Journal of Petrology*, 34: 345–368.
- Jain A K, Singh S, Manickavasagam R M. 2002. Himalayan collision tectonics. *Gondwana Research*, 6(4): 950–951.
- Ji W Q, Wu F Y, Chung S L, Li J X, Liu C Z. 2009. Zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Gangdese batholith, southern Tibet. *Chemical Geology*, 262: 229–245.
- Jiang Y H, Liu Z, Jia R Y, Liao S Y, Zhao P, Zhou Q. 2013. Origin of Early Cretaceous high-K calc-alkaline granitoids, western Tibet: Implications for the evolution of the Tethys in NW China. *International Geology Review*, 56(1): 88–103.
- Kay R W, Kay S M. 1991. Creation and destruction of lower continental crust. *Geologische Rundschau*, 80(2): 259–278.
- Keshav S, Gudfinnsson G H, Sen G, Fei Y. 2004. High-pressure melting experiments on garnet clinopyroxenite and the alkalic to tholeiitic transition in ocean-island basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 223: 365–379.
- Knesel K M, Davidson J P. 2002. Insights into collisional magmatism from isotopic fingerprints of melting reactions. *Science*, 296: 2206–2208.
- Lambart S, Laporte D, Schiano P. 2013. Markers of the pyroxenite contribution in the major-element compositions of oceanic basalts: Review of the experimental constraints. *Lithos*, 160–161: 14–36.
- Li J Y, Niu Y L, Hu Y, Chen S, Zhang Y, Duan M, Sun P. 2016. Origin of the late Early Cretaceous granodiorite and associated dioritic dikes in the Hongqilafu pluton, northwestern Tibetan Plateau: A case for crust-mantle interaction. *Lithos*, 260: 300–314.
- Li X H, Li Z X, Wingate M T D, Chung S L, Liu Y, Lin G C, Li W X. 2006. Geochemistry of the 755 Ma Mundine Well dyke swarm, northwestern Australia: Part of a Neoproterozoic mantle superplume beneath Rodinia? *Precambrian Research*, 146(1–2): 1–15.
- Li X H, Liu D, Sun M, Li W X, Liang X R, Liu Y. 2004. Precise Sm-Nd and U-Pb isotopic dating of the supergiant Shizhuyuan polymetallic deposit and its host granite, SE China. *Geological Magazine*, 141(2): 225–231.
- Li X H, Liu Y, Li Q L, Guo C H, Chamberlain K R. 2009. Precise determination of Phanerozoic zircon Pb/Pb age by multicollector SIMS without external standardization. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(4), Q04010.
- Li X H, Qi C S, Liu Y, Liang X R, Tu X L, Xie L W, 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: 2481–2486.
- Li X H, Tang G Q, Gong B, Yang Y H, Hou K J, Hu Z, Li Q, Liu Y, Li W. 2013. Qinghu zircon: A working reference for microbeam analysis of U-Pb age and Hf and O isotopes. *Chinese Science Bulletin*, 58(36): 4647–4654.
- Liu X Q, Zhang C L, Hao X S, Zou H B, Zhao H X, Ye X T. 2020. Early Cretaceous granitoids in the Southern Pamir: Implications for the Meso-Tethys evolution of the Pamir Plateau. *Lithos*, 362–363, 105492.
- Ludwig K. 2003. ISOPLOT 3.0: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 4: 1–74.
- Ma L, Wang Q, Wyman D A, Jiang Z Q, Yang J H, Li Q L, Gou G N, Guo H F. 2013. Late Cretaceous crustal growth in the Gangdese area, southern Tibet: Petrological and Sr-Nd-Hf-O isotopic evidence from Zhengga diorite-gabbro. *Chemical Geology*, 349: 54–70.
- Malz N, Pfänder J A, Ratschbacher L, Hacker B R. 2012. Cretaceous-Cenozoic magmatism in the Pamir and a comparison with Tibet. *Journal of Nepal Geological Society*, 45: 119–120.
- Maniar P D, Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5): 635–643.
- Mazhari S A, Klötzli U, Safari M. 2019. Petrological investigation of Late Cretaceous magmatism in Kaboodan area, NE Iran: Evidence for an active continental arc at Sabzevar zone. *Lithos*, 348–349, 105183.
- Meen J K. 1987. Formation of shoshonites from calcalkaline basalt magmas: Geochemical and experimental constraints from the type locality. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 97: 333–351.
- Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3–4): 215–244.
- Morrison G W. 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, 13: 97–108.
- Pashkov B, Shvol'man V. 1979. Rift margins of Tethys in the Pamirs. *Geotectonics*, 13(6): 447–456.
- Patiño D A E, Harris N. 1998. Experimental constraints on Himalayan anatexis. *Journal of Petrology*, 39(4): 689–710.
- Peccerillo A, 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.
- Pertermann M, Hirschmann M M. 2003. Anhydrous partial melting experiments on MORB-like eclogite: Phase relations, phase compositions and mineral-melt partitioning of major elements at 2–3 GPa. *Journal of Petrology*, 44: 2173–2201.
- Ravikant V, Wu F Y, Ji W Q. 2009. Zircon U-Pb and Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Cretaceous-Tertiary granites in eastern Karakoram and Ladakh, India. *Lithos*, 110(1–4): 153–166.
- Robinson A C. 2015. Mesozoic tectonics of the Gondwanan terranes of the Pamir plateau. *Journal of Asian Earth Sciences*, 102: 170–179.
- Rudnick R L, Gao S. 2003. Composition of the continental crust // Holland H D, Turekian K K. *Treatise on Geochemistry*, 3: 1–64.
- Salters V J M, Stracke A. 2004. Composition of the depleted mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(5), Q05004.
- Schwab M, Ratschbacher L, Siebel W, Williams M M, Minaev V, Lutkov V, Chen F, Stanek K, Nelson B, Frisch W. 2004. Assembly of the Pamirs: Age and origin of magmatic belts from the southern Tien Shan to the southern Pamirs and their relation to Tibet. *Tectonics*, 23(4), TC4002.
- Sepidbar F, Mirnejad H, Ma C, Moghadam H S. 2018. Identification of Eocene-Oligocene magmatic pulses associated with flare-up in east Iran: Timing and sources. *Gondwana Research*, 57: 141–156.
- Shvol'man V A. 1978. Relicts of the Mesotethys in the Pamirs. *Himalayan Geology*, 8: 369–378.
- Sláma J, Košler J, Condon D J, Crowley J L, Gerdes A, Hancher J M, Horstwood M S A, Morris G A, Nasdala L, Norberg N, Schaltegger U, Schoene B, Tubrett M N, Whitehouse M J. 2008. Plešovice zircon — A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249: 1–35.
- Sobolev A V, Hofmann A W, Kuzmin D V, Yaxley G M, Arndt N T, Chung S L, Danyushevsky L V, Elliott T, Frey F A, Garcia M O. 2007. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. *Science*, 316: 412–417.
- Stepanov A S, Hermann J. 2013. Fractionation of Nb and Ta by biotite and phengite: Implications for the “missing Nb paradox”. *Geology*, 41: 303–306.
- Sun S S, 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.
- Sylvester P J. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45(1): 29–44.
- Taylor J R, Hugh P. 1988. Oxygen, hydrogen, and strontium isotope constraints on the origin of granites. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 79(2–3): 317–338.
- Wang R Q, Qiu J S, Yu S B, Zhao J L. 2017. Crust-mantle interaction during Early Jurassic subduction of Neo-Tethyan oceanic slab: Evidence from the Dongga gabbro-granite complex in the southern Lhasa subterrane, Tibet. *Lithos*, 292: 262–277.
- Watson E B, Harrison T M. 1983. Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64(2): 295–304.
- Wei Y Q, Zhao Z D, Niu Y L, Zhu D C, Liu D, Wang Q, Hou Z Q, Mo X X, Wei J C. 2017. Geochronology and geochemistry of the Early Jurassic Yeba Formation volcanic rocks in southern Tibet: Initiation of back-arc rifting and crustal accretion in the southern Lhasa Terrane. *Lithos*, 278: 477–490.
- Weinberg R F, Hasalová P. 2015. Water-fluxed melting of the continental crust: A review. *Lithos*, 212: 158–188.
- Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4): 407–419.
- White A J R. 1979. Sources of granite magmas. *Geological Society of America*, 11(7): 539.
- Workman R K, Hart S R. 2005. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters*, 231: 53–72.
- Xu H J, Ma C Q, Song Y R, Zhang J F, Ye K. 2012. Early Cretaceous intermediate-mafic dykes in the Dabie orogen, eastern China: Petrogenesis and implications for crust-mantle interaction. *Lithos*, 154: 83–99.
- Zanchi A, Poli S, Fumagalli P, Gaetani M. 2000. Mantle exhumation along the Tirich Mir Fault Zone, NW Pakistan: Pre-mid-Cretaceous accretion of the Karakoram terrane to the Asian margin. *Geological Society*, 170(1): 237–252.
- Zhang Z M, Ding H X, Palin R M, Dong X, Tian Z L, Chen Y F. 2020. The lower crust of the Gangdese magmatic arc,



southern Tibet, implication for the growth of continental crust. *Gondwana Research*, 77: 136–146.

Zindler A, Staudigel H, Batiza R. 1984. Isotope and trace

element geochemistry of young Pacific seamounts: Implications for the scale of upper mantle heterogeneity.

*Earth and Planetary Science Letters*, 70: 175–195.

## Petrogenesis of the Taxkorgan Early Cretaceous Two-mica Granites and Medium-mafic Magmatic Enclaves in the Central Pamir and Their Geological Significance

MA Xin<sup>1,2</sup>, DAN Wei<sup>1,3</sup>, WANG Qiang<sup>1,3</sup>, YANG Yanan<sup>1,3</sup>,  
TANG Guorong<sup>1,2</sup>, TANG Gongjian<sup>1,3\*</sup>

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

**Abstract:** A magma flare-up occurred in the Central and South Pamir during the Early Cretaceous as evidenced by the widely distributed granitic batholiths. These Cretaceous granitoid rocks are calc-alkaline series with arc-like trace element signatures. They may be formed in the northward subduction environment of the Shyok Ocean and/or the Neo-Tethys, but their petrogenesis and dynamical processes are still unclear. In this paper, we present the secondary ion mass spectrometry (SIMS) zircon U-Pb geochronological, petrographical, whole rock major and trace elements, Sr-Nd isotopic geochemical data of the Taxkorgan two-mica granites and medium-mafic magmatic enclaves of the Central Pamir. The Taxkorgan two-mica granites and medium-mafic magmatic enclaves were formed at  $112.8 \pm 2.7$  Ma and  $116.1 \pm 4.2$  Ma, respectively, which coincided with the Early Cretaceous magmatic flare-up. The Taxkorgan two-mica granites have high  $\text{SiO}_2$  (71.79% – 72.99%),  $\text{K}_2\text{O}$  (4.60% – 6.03%) and low  $\text{MgO}$  (0.30% – 0.53%) content. They generally have weak peraluminous characteristics ( $A/\text{CNK} = 1.04 - 1.11$ ). The two-mica granites are enriched in light rare earth elements and large ion lithophile elements, but depleted in Nb, Ta and Ti. They are characterized by arc-like trace element characteristics and enrichment in Sr-Nd isotopes ( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.707916 - 0.721691$ ,  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = -10.4 - -10.1$ ). The petrographic and geochemical characteristics indicate that the Taxkorgan two-mica granites are S-type granites, and the magma source is mainly composed of metagreywacke, which was produced by fluid-fluxed muscovite melting. The major elements in the medium-mafic magmatic enclaves are variable ( $\text{SiO}_2 = 44.91\% - 56.61\%$ ;  $\text{MgO} = 4.75\% - 9.80\%$ ). The light and heavy rare earth element fractionation is obvious, and there is no Eu anomaly. In the trace element diagrams, the medium-mafic magmatic enclaves have different degrees of Nb and Ta depletions. The Sr-Nd isotopic characteristics of these rocks are relatively enriched and varied greatly ( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.703927 - 0.707694$ ;  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = -5.9 - -0.7$ ). We suggest that the subducted sediments of the Shyok Ocean and/or the Neo-Tethys Ocean were partially melted, and the melt underwent a metasomatic reaction with the overlying juvenile lithospheric mantle. The metasomatic pyroxenes underwent partial melting to form a mafic magma with the trace element characteristics of ocean island basalt, and the magma rose to form the mafic magmatic enclaves. The mafic magma assimilated the continental lower crust during the emplacement process and eventually formed the dioritic enclaves. The early Cretaceous magmatic flare-up in the Central-South Pamir area may be related to the extensive melting of the crust caused by the underplating of the mantle wedge melt.

**Keywords:** two-mica granite; continental margin arc; magmatic flare-up; Taxkorgan; Pamir