

塔里木大火成岩省熔结凝灰岩中富磷-稀土矿物集合体的识别及其意义

安秀慧,程志国,张招崇,刘秉翔,孔维亮

(中国地质大学 地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京 100083)

摘要: 高分异的高硅流纹岩具有稀土元素(REE)成矿的潜在价值。塔里木大火成岩省以发育高比例的长英质岩石为特征,但其是否具有稀土成矿的潜力还缺少有力证据。本次研究以来自塔里木大火成岩省塔北隆起 S42 井的高硅熔结凝灰岩为研究对象,从中识别出多种富 Fe-P-REE 的矿物集合体:① 熔结凝灰岩的岩屑具有由磁铁矿、独居石和碱性长石等矿物组成的核部,并被石英组成的边部包裹;② 熔结凝灰岩胶结物中的磁铁矿+磷灰石+金红石+独居石矿物组合;③ 晶屑石英包裹独居石和黄铁矿等。进一步的石英 SIMS 原位氧同位素分析表明,岩屑石英的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值的变化范围为 11.15‰~14.60‰,而晶屑石英的氧同位素组成偏轻(7.23‰~7.84‰),与全岩氧同位素组成基本一致(5.00‰~7.21‰)。石英钛饱和温度计估算晶屑石英的形成温度为 756~815℃,岩屑石英为 566~645℃。另外,岩屑中与独居石共生的磁铁矿的微量元素特征与热液成因的磁铁矿一致。以上证据表明,岩屑中的 Fe-P-REE 矿物集合体主要来源于热液作用。而熔结凝灰岩的胶结物中与晶屑石英包裹体中出现富 Fe-P-REE 矿物集合体表明岩浆在演化的晚期 REE 已足够富集并结晶出稀土矿物。因此,熔结凝灰岩中的富 Fe-P-REE 的矿物集合体主要与岩浆的分离结晶作用和热液作用有关,它们的识别对认识塔里木大火成岩省长英质岩石的稀土成矿潜力具有重要意义。

关键词: 塔里木大火成岩省; 熔结凝灰岩; 稀土元素; 液态不混溶; 氧同位素

中图分类号: P618.7

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2021)04-0717-12

The discovery of Fe-P-REE enriched mineral assemblages in the ignimbrite from Tarim large igneous province and its implication

AN Xiu-hui, CHENG Zhi-guo, ZHANG Zhao-chong, LIU Bing-xiang and KONG Wei-liang

(State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract: The highly fractionated high-silica rhyolite is a potential host of the rare earth elements (REE) deposits. The Tarim large igneous province (T-LIP) is characterized by a high proportion of felsic rocks; nevertheless, the potential capacity of the REE mineralization remains unclear. In this study, ignimbrite from well S42 in Northern Tarim Uplift was studied, and several Fe-P-REE enriched mineral assemblages were recognized: ① the lithoclast consisting of quartz rim and magnetite+monazite+alkali feldspar core; ② the magnetite+monazite+rutile+apatite in the groundmass; ③ the monazite+pyrite in the quartz phenocryst. Further analysis of quartz SIMS oxygen isotopes in situ showed that the $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ values of lithic quartz range from 11.15‰ to 14.60‰, while those of the quartz phenocrysts are from 7.23‰ to 7.84‰, consistent with the bulk-rock oxygenic composition (5.00‰~7.21‰). A titanium thermometer of quartz shows that the formation temperature of quartz phenocryst was 756~815℃, and that

收稿日期: 2020-07-06; 接受日期: 2021-05-02; 编辑: 尹淑苹

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(41772057, 41702064); 中央高校基本科研业务费优秀导师资助项目(2652018118)

作者简介: 安秀慧(1997-), 女, 汉族, 本科生, 地质学专业, E-mail: 1402032275@qq.com; 通讯作者: 程志国(1987-), 男, 博士, 副教授, 矿物学、岩石学、矿床学专业, E-mail: cugbczg@163.com。

of lithic quartz was 566~645°C. In addition, trace elemental compositions of magnetite associated with quartz in the lithoclast also show consistency with those of the hydrothermal origin. The above evidence indicates that the Fe-P-REE mineral assemblage in the lithoclast was derived from the late hydrothermal fluids. On the other hand, the occurrence of Fe-P-REE mineral aggregates in the groundmass of the ignimbrite and quartz phenocryst indicates that REE were sufficiently concentrated in magma and then REE minerals were crystallized in the late stage of evolution. Therefore, the Fe-P-REE enriched mineral aggregates in the ignimbrite were mainly related to the magmatic fractional crystallization and the late hydrothermal fluids. Their recognition provides an important implication for the REE mineralization of felsic rocks in the T-LIP.

Key words: Tarim large igneous province; ignimbrite; REE; liquid immiscibility; oxygen isotope

Fund support: National Natural Science Foundation of China (41772057, 41702064); Fundamental Research Funds for the Central Universities(2652018118)

稀土元素(REE)广泛应用于航空航天、合金材料、机械制造和信息工程等领域,被誉为现代工业的“维生素”。随着人类社会和高新科技的快速发展,全球对REE的需求在过去几十年内急剧上升,现已探明的稀土总量已经远不能够满足未来市场的需求(Weng *et al.*, 2016),这促使世界各国在全球范围内开展大规模的稀土资源评估和勘察工作。尽管目前碳酸岩型稀土矿床主导了稀土资源的供应,但除白云鄂博外其他矿床的规模普遍较小,因此地质学家们期望能够寻找出更多的“非传统”稀土矿床。近几年来,高分异的高硅流纹岩(SiO_2 质量分数>70%)的稀土矿化逐渐引起学者们的注意,这些高硅流纹岩可产出在多种构造环境中,但主要还是与大火成岩省或与造山后伸展环境相关的岩浆活动有关,并具有典型的A型花岗岩特征(Pankhurst *et al.*, 2011)。虽然它们的稀土矿石品位相对碳酸岩型稀土矿床较低,但其通常规模较大且易提取,因此被认为是一种潜在的稀土矿床(Weng *et al.*, 2015; Jowitt *et al.*, 2017; Menéndez *et al.*, 2019)。然而,目前有关高硅流纹岩稀土矿床的成矿机制还存在着广泛的争议,主要观点包括:① 硅酸盐岩浆体系通过岩浆不混溶作用形成富P-REE熔体(Stern *et al.*, 2018; Rusiecka and Baker, 2019);② 硅酸盐岩浆通过强烈的分离结晶作用导致稀土元素在残余岩浆中的极度富集继而结晶出稀土矿物(Jowitt *et al.*, 2017);③ 热液作用(Qiu *et al.*, 2019; Yang *et al.*, 2020)等。

塔里木大火成岩省是我国继峨眉山大火成岩省后识别的又一大火成岩省。不同于典型的镁铁质大火成岩省,塔里木大火成岩省具有长英质岩石出露面积大($4.8 \times 10^5 \text{ km}^2$, Liu *et al.*, 2014; Xu *et al.*, 2014)、相对镁铁质大火成岩省(mafic large igneous

province)所占比例高等特点,因此被认为是介于镁铁质大火成岩省和硅质大火成岩省之间的过渡型大火成岩省(Cheng *et al.*, 2020)。一些学者认为,富水下地壳的重熔以及玄武质岩浆强烈的分离结晶作用可能是塔里木大火成岩省长英质岩石形成的主要机制(Tian *et al.*, 2010; Liu *et al.*, 2014, 2019; Cheng *et al.*, 2020),但如此大规模的长英质岩石是否存在可能的稀土矿化尚没有引起关注。近期,笔者从塔北隆起S42钻井中的熔结凝灰岩样品中识别出多种富Fe-P-REE的矿物集合体。该种熔结凝灰岩的 SiO_2 含量变化范围为69.41%~72.84%,在成分上可以达到高硅流纹质。本文针对这些富Fe-P-REE的矿物集合体开展了详细的矿物学、岩石学和原位SIMS氧同位素研究,以探讨这些富Fe-P-REE矿物集合体的来源,进而为塔里木大火成岩省中的长英质岩石的稀土成矿潜力提供新的认识。

1 地质背景

塔里木克拉通位于中国西北部新疆境内,北接天山,南靠昆仑-阿尔金山,是构成我国主要构造格架的三大克拉通之一(图1)。塔里木克拉通发育由前寒武纪基底和巨厚的显生宙盖层构成的“双层”构造(Zhang *et al.*, 2013)。由于新生代南亚次大陆和欧亚大陆碰撞的远程效应,塔里木克拉通经历了一系列构造变形并发育多个东西走向的拗陷和隆升,从北到南依次是库车拗陷、塔北隆起、塔北拗陷、塔中隆起和塔西南拗陷等(图1, Tian *et al.*, 2010)。塔里木主要经历了4期岩浆活动:新元古代至寒武纪(774~673 Ma)、奥陶纪(484~460 Ma)、二叠纪(300~

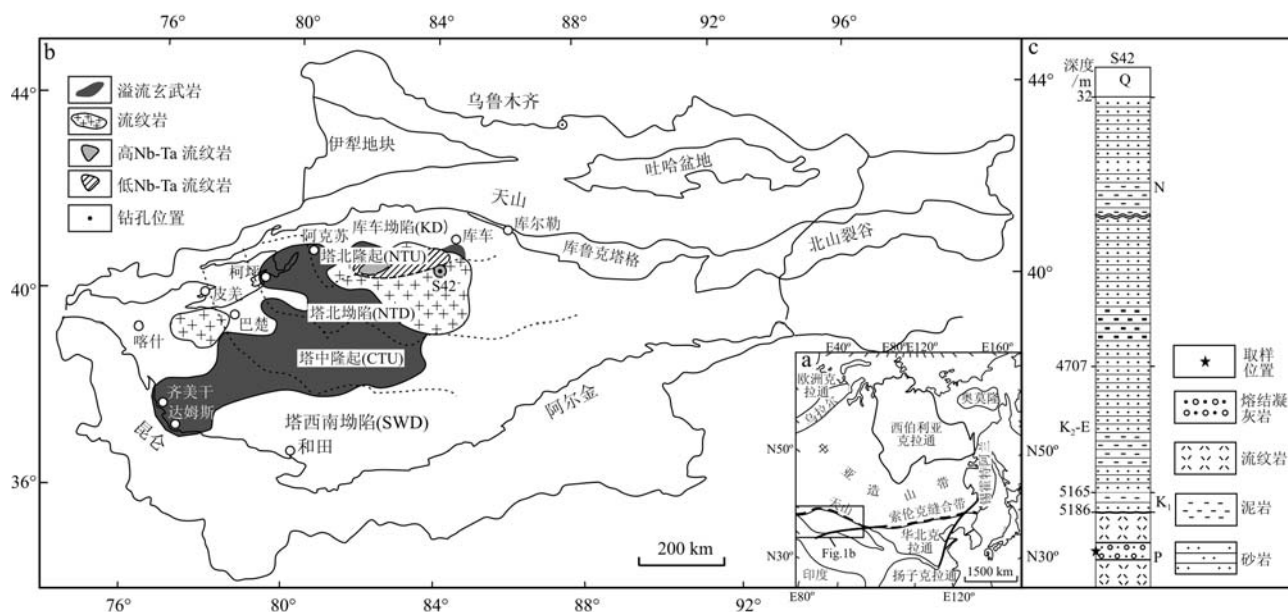


图1 中国陆块分布图(a)、塔里木大火成岩省地质简图(b, Xu *et al.*, 2014)和钻井 S42 的地层柱状图(c)

Fig. 1 Map showing the distribution of landmasses in China(a), simplified geological map of Tarim large igneous province (b, after Xu *et al.*, 2014) and stratigraphic columnar section of well S42(c)

低 Nb-Ta 流纹岩区和高 Nb-Ta 长英质岩石分布区基于 Tian *et al.* (2010) 和 Liu *et al.* (2014) 发表的数据圈定; 熔结凝灰岩样品取自 S42 钻孔

the fields of low Nb-Ta rhyolite and the high Nb-Ta rhyolite after data published by Tian *et al.* (2010) and Liu *et al.* (2014); samples of ignimbrite (corresponding to high Nb-Ta rhyolite) from well S42

270 Ma) 和中生代 (~100 Ma, 姜常义等, 2004; Zhou *et al.*, 2009; Tian *et al.*, 2010; Yu *et al.*, 2011; Ge *et al.*, 2012)。其中, 早二叠世的岩浆作用形成了 $26.5 \times 10^5 \text{ km}^2$ 的镁铁质岩石, 包括溢流玄武岩、镁铁质-超镁铁质侵入体、基性岩墙等以及 $4.8 \times 10^5 \text{ km}^2$ 的长英质岩石, 从而构成大火成岩省事件, 即塔里木大火成岩省。

不同于镁铁质大火成岩省中的长英质岩石占比通常小于 10% (Bryan *et al.*, 2002; Bryan, 2007; Bryan and Ernst, 2008), 塔里木大火成岩省长英质岩石占比较高, 约 20%。根据石油钻探和测井资料, 长英质岩石主要分布在塔北隆起和塔西南凹陷, 以玄武岩夹层产出或上覆于玄武岩层之上, 厚度变化范围在 100~300 m 之间 (Tian *et al.*, 2010; Liu *et al.*, 2014; Cheng *et al.*, 2020)。这些长英质岩石在岩性上以流纹岩为主, 并含有粗面英安岩、安山岩、英安岩和熔结凝灰岩等岩石 (Tian *et al.*, 2010; Liu *et al.*, 2014; Cheng *et al.*, 2020)。根据前人已报道的锆石 U-Pb 年龄, 长英质岩浆的活动时间从 291 Ma 至 272 Ma, 并可被进一步划分为 291~283 和 277~

272 Ma 两期 (Tian *et al.*, 2010; Liu *et al.*, 2014; Shangguan *et al.*, 2016; Cheng *et al.*, 2020)。地球化学研究表明, 塔里木大火成岩省的长英质岩石可分为两类: Group-1 型长英质岩石具有亲地壳的地球化学特征, 如 Nb-Ta 负异常, 亲地壳的微量元素比值 (如 La/Nb、Ce/Pb 和 Nb/U 值) 和富集的 Sr-Nd-Hf 同位素比值; Group-2 型长英质岩石具有亲地幔的地球化学组成, 如 Nb-Ta 正异常, 亲球粒陨石的 La/Nb 值、Nb/U 值和亏损的 Sr-Nd-Hf 同位素比值 (Tian *et al.*, 2010; Liu *et al.*, 2014, 2019; Cheng *et al.*, 2020)。这两种类型的长英质岩石被认为分别形成于古老地壳的重熔和幔源岩浆强烈的分离结晶作用, 并可能伴随着一定程度的地壳混染 (即 AFC 过程; Tian *et al.*, 2010; Liu *et al.*, 2014)。Liu 等 (2019) 和 Cheng 等 (2020) 进一步指出由于 Group-1 型的 $\varepsilon\text{Nd}(t)$ 值明显高于塔里木古老基底, 说明其在形成过程中有幔源岩浆的混入, 因此提出 MASH 模型来解释 Group-1 型长英质岩石的形成机制。本次研究的熔结凝灰岩样品来自于塔北隆起的 S42 钻孔, 取样深度 5 187~5 191 m (图 1c), 上覆地层为白

系棕褐色细砂岩和棕色泥岩,下伏地层不明(未钻透),钻孔中未见流纹岩与玄武岩的接触关系。

2 岩相学特征

熔结凝灰岩手标本呈红褐色,具有典型的熔结凝灰结构,含有岩屑、晶屑和玻屑等,发育似流纹构造(图2a)。火山碎屑物体积分数为60%~70%,其中,岩屑最为常见,粒径从0.15 mm×0.15 mm~15 mm×4 mm不等,具塑性被压扁拉长呈管状、浑圆状或椭圆状,除少量砂岩岩屑以外,多数岩屑常发育包裹结构,具有由石英组成的边部和磁铁矿、独居石和碱性长石等矿物组成的核部(图2b、2c),其中的磁

铁矿可呈针状产出,显示出淬火结构,独居石呈他形分布于碱性长石和磁铁矿等矿物粒间。晶屑主要由石英、碱性长石、磁铁矿等组成。其中,石英晶屑最为常见,部分发育溶蚀结构呈港湾状、浑圆状,粒径变化范围为0.1~2 mm,可见石英包裹独居石和黄铁矿(图2d)。碱性长石呈板状,发育卡式双晶,粒径变化范围为0.2 mm×0.3 mm~0.6 mm×1.2 mm。一些碱性长石发育球状构造,球状的直径为100~400 μm,主要由长石、磁铁矿等矿物组成,可明显地看到层状的长石包裹弧状的磁铁矿(图2e)。磁铁矿呈粒状产出,粒径变化范围0.2~1 mm。胶结物由细小的火山灰组成,可见金红石、磷灰石、独居石等矿物密切共生,一起构成富Fe-P-REE的矿物集合体(图2f)。

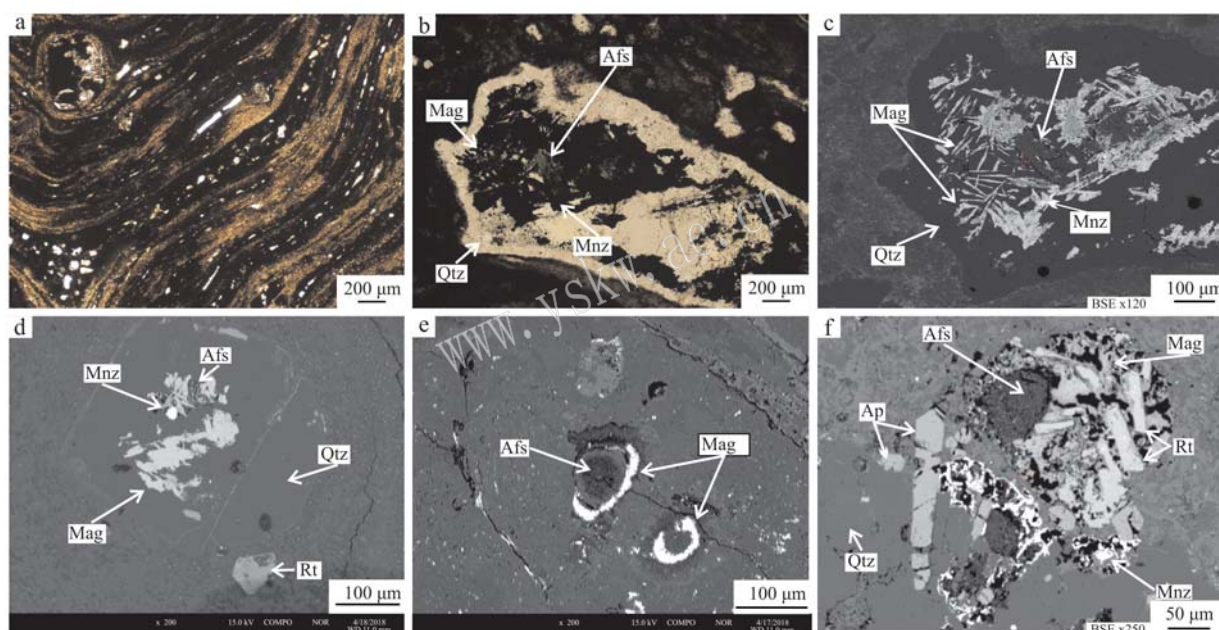


图2 熔结凝灰岩的镜下照片

Fig. 2 Photomicrographs of ignimbrite

a—假流动构造,单偏光;b—岩屑发育石英边和由磁铁矿+碱性长石+独居石组成的核部,单偏光;c—岩屑发育石英边和由磁铁矿+碱性长石+独居石组成的核部,BSE图像;d—晶屑石英包裹着针状黄铁矿、碱性长石和独居石,BSE图像;e—呈球状构造的碱性长石,包裹弧形磁铁矿,BSE图像;f—磷灰石、独居石、金红石、磁铁矿和石英共生,在熔结凝灰岩基质中构成富Fe-P-REE矿物集合体,BSE图像;Afs—碱性长石;Qtz—石英;Mag—磁铁矿;Rt—金红石;Ap—磷灰石;Mnz—独居石

a—pseudoflow structure, plainlight; b—lithoclast consisting of quartz rim and magnetite+monazite+alkali feldspar core, plainlight; c—lithoclast consisting of quartz rim and magnetite+monazite+alkali feldspar core, BSE image; d—monazite+pyrite in the quartz phenocryst, BSE image; e—spherulitic alkali feldspar surrounded by arc-like magnetite, BSE image; f—magnetite+monazite+rutile+apatite in the groundmass, BSE image; Afs—alkali feldspar; Qtz—quartz; Mag—magnetite; Rt—rutile; Ap—apatite; Mnz—monazite

3 分析方法

3.1 矿物化学分析

矿物的主微量元素分别使用电子探针(EMPA)和激光烧蚀电感耦合等离子体质谱(LA-ICP-MS)进

行分析。电子探针分析在中国地质科学院矿产资源研究所进行,使用的仪器为具备多谱衍射功能(WDS)的JXA-8230电子显微镜,运行条件设定为电压15 kV,电流20 nA,束斑1~5 μm。测试结果经ZAF法校准,精度优于1%。石英和磁铁矿的微量元素分析在合肥工业大学资源与环境工程学院矿床成

因与勘查技术研究中心(OEDC)矿物微区分析实验室完成,仪器型号为 Agilent 7900,并具备 Photon Machines Analyte HE 的激光剥蚀系统(其中激光器为 193 nm ArF 准分子激光器)。分析束斑采用 30 μm ,激光波的频率为 10 Hz,每个脉冲能量为 2 mJ,剥蚀时间为 43 ms,采集时间 70 s。另外,每 7 个测试点运行标样 NIST 612 一次,测试结果使用 ICPMSdata-Cal 程序进行校准(Liu *et al.*, 2010)。

3.2 全岩主微量元素和 Nd-O 同位素

在对样品剔除明显岩屑后,制备全岩 200 目粉末。主量和微量元素的测定在国家地质测试中心进行。主量元素实验流程参考 Norrish & Chappell (1997),微量元素分析方法参照 Qi 等(2000)。主量元素分析采用 PW4400 型 XRF 光谱仪。全岩烧失量(LOI)根据岩石粉末在 980℃ 的火焰持续加热 30 min 的质量差所得。微量元素分析采用 PE300D 电感耦合等离子体质谱法(ICP-MS)。采用两种标样 GSR-1(花岗岩)和 GSR-3(玄武岩)进行分析质量控制。主量元素的误差小于 1%,微量元素的误差则小于 10%。

Sm-Nd 同位素实验在中国地质大学(北京)地质过程与矿产资源国家重点实验室使用 Neptune Plus MC-ICP-MS 完成。约 50 mg 的样品在 HF-HNO₃-HCl 中完全溶解后,在 HCl 的环境下通过 AG50W-X12 树脂和 LN 树脂纯化。使用 ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.721 9 校准了 Nd 同位素的质量分馏,实验室的长期参考数据 Alfa Nd 为 ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512 434 ± 20(2 σ)。

全岩氧同位素由北京科荟检测技术公司通过 BrF₅ 法进行分析。样品在 500~680℃ 下与 BrF₅ 反应约 14 h 并生成 O₂、SiF₄ 和 BrF₃。采用冷冻法去除 SiF₄ 和 BrF₃ 后,在 700℃ 的石墨反应器中用 Pt 催化剂将 O₂ 转化为 CO₂。利用 MAT-253 型气体同位素质谱仪对 CO₂ 进行采集和分析。标样采用中国国家标样 GBW04409 和 GBW04410,分析精度优于 ±0.2‰。

3.3 石英 SIMS 氧同位素

石英 SIMS 原位氧同位素组成由中国科学院地质与地球物理研究所的 Cameca IMS 1280 测定。详细的分析方法可参考 Li 等(2010)。在测量之前首先通过阴极发光(CL)图像来检查这两种类型的石英的内部结构,发现晶屑石英发育明显的生长环带(图 3a),而岩屑的石英边不发光呈全黑色,无生长环带(图 3b)。仪器质量分馏系数(IMF)由石英标样 NBS-

28 和 Qinghu 校准,¹⁸O/¹⁶O 的内部精度优于 0.2‰。

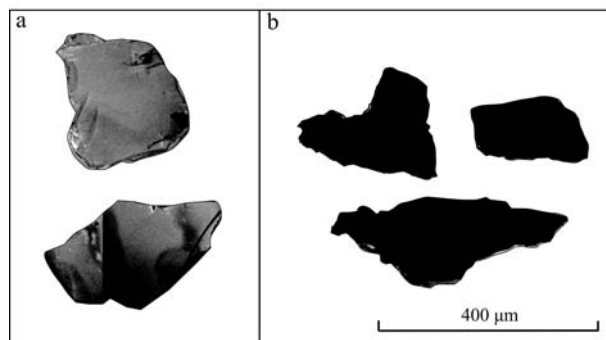


图 3 两种不同成因的石英 CL 图像

Fig. 3 CL image of two kinds of quartz

a—晶屑石英,呈浅色,振荡生长分带;b—岩屑石英,呈暗色,无生长分带

a—quartz phenocryst, with light color and oscillatory growth zoning;
b—lithic quartz, with dark color, and without growth zoning

4 分析结果

4.1 矿物化学结果

熔结凝灰岩中的碱性长石由透长石和正长石组成,其成分变化范围为 Ab_{2.07~5.83}An_{0~0.65}Or_{94.17~97.28}(表1)。磷灰石与独居石、金红石和铁钛氧化物密

表 1 塔里木大火成岩省熔结凝灰岩中的碱性长石
主量元素($w_B/\%$)及阳离子含量

Table 1 Major element content ($w_B/\%$) and cations of the alkali-feldspar in the ignimbrite in T-LIP

样号	碱性长石晶屑		球状碱性长石		
	S5-3-2	S5-2-7	S5-4-3	S5-4-2	S5-4-5
SiO ₂	64.89	65.77	65.72	64.95	64.28
TiO ₂	0.01	0.00	0.00	0.00	0.40
Al ₂ O ₃	18.92	17.66	18.03	18.69	18.88
FeO	0.14	0.15	0.91	0.43	1.19
CaO	0.00	0.00	0.06	0.12	0.09
Na ₂ O	0.62	0.59	0.28	0.21	0.26
K ₂ O	15.14	15.13	14.59	14.91	14.65
Total	99.72	99.30	99.58	99.31	99.76
Si	2.99	3.04	3.03	3.00	2.97
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Al	1.03	0.96	0.98	1.02	1.03
Fe	0.01	0.01	0.04	0.02	0.05
Ca	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Na	0.06	0.05	0.03	0.02	0.02
K	0.89	0.89	0.86	0.88	0.86
Total	4.97	4.95	4.92	4.94	4.95
Ab	5.83	5.60	2.84	2.07	2.65
An	0.00	0.00	0.32	0.65	0.52
Or	94.17	94.40	96.84	97.28	96.83

切共生,形成富 Fe-P-REE 的矿物集合体,EMPA 数据显示磷灰石的 P_2O_5 的质量分数为 41.01%~42.97%,CaO 为 50.32%~50.82%,F 为 4.41%~5.24%(表2)。独居石的 P_2O_5 的含量为 17.16%~21.21%, La_2O_3 为 5.01%~7.20%, Sm_2O_3 为 1.73%~2.01%, Gd_2O_3 为 4.54%~5.81%, Ce_2O_3 为 27.34%~41.58%, Pr_2O_3 为 5.60%~9.91%, Nd_2O_3

为 9.03%~13.41%,FeO 为 8.89%~9.35%,另外,还有少量的 Al_2O_3 (0.83%~1.16%) 和 CaO (2.80%~2.91%)(表3)。岩屑中被石英边包裹的铁钛氧化物主要是含钛磁铁矿,其 FeO 含量为 72.78%~88.68%, TiO_2 含量为 0.31%~4.65%,而晶屑铁钛氧化物的 FeO 含量为 78.14%~85.09%, TiO_2 含量变化范围为 0.76%~5.27%(表4)。

表2 塔里木大火成岩省熔结凝灰岩中磷灰石的 EMPA 主量元素含量

 $w_B/\%$

Table 2 Major element content of the apatite by EMPA in the ignimbrite in T-LIP

样号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	F	Total
S5-1-01	0.24	0.00	0.00	0.41	0.13	0.08	50.57	0.11	0.01	42.97	4.46	99.00
S5-1-02	0.28	0.03	0.00	0.38	0.06	0.08	50.82	0.17	0.06	41.97	4.92	98.87
S5-1-03	0.43	0.14	0.00	0.43	0.18	0.10	50.58	0.12	0.05	42.44	4.41	98.92
S5-1-04	0.45	0.14	0.22	0.65	0.18	0.09	50.32	0.24	0.08	41.01	5.24	98.80

表3 塔里木大火成岩省熔结凝灰岩中独居石的 EMPA 主量元素含量

 $w_B/\%$

Table 3 Major elements content of the monazite in the ignimbrite in T-LIP

样号	FeO	La ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	MgO	K ₂ O	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Total
S5-7-1	8.89	7.20	13.41	0.86	2.80	21.21	0.83	0.09	0.08	0.08	1.73	4.54	27.34	9.91	100.00
S5-7-2	9.35	5.01	9.03	0.29	2.91	17.16	1.16	0.05	0.05	-	2.01	5.81	41.58	5.60	100.39

表4 塔里木大火成岩省熔结凝灰岩中磁铁矿的 EMPA 主量元素含量

 $w_B/\%$

Table 4 Major element content of the magnetite in the ignimbrite in T-LIP

样号	被石英包裹的针状磁铁矿							磁铁矿晶屑				
	S5-4-3	S5-3-1	S5-4-1	S5-4-1	S5-4-2	S5-1-4	S5-2-4	S5-4-3	S5-4-4	S5-4-4	S5-3-2	
FeO	72.78	84.31	86.91	79.00	86.76	88.09	88.68	85.09	84.05	78.14	79.49	
TiO ₂	2.90	4.65	0.31	0.32	0.48	3.12	0.47	0.76	0.88	5.27	1.63	
SiO ₂	3.02	0.04	0.81	3.77	1.00	1.13	0.57	2.23	4.87	2.04	2.70	
Al ₂ O ₃	1.77	0.04	0.07	1.65	0.15	0.54	0.12	1.19	1.43	1.24	1.20	
MgO	0.08	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.04	0.08	0.49	1.27	0.55	
MnO	0.22	0.04	0.17	0.07	0.15	0.04	0.02	0.09	0.10	0.13	0.02	
V ₂ O ₃	0.01	0.07	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.36	0.33	0.26	0.10	
Cr ₂ O ₃	0.13	0.07	0.02	0.05	0.03	0.05	0.08	0.11	0.08	0.25	0.20	
NiO	0.02	0.00	0.00	0.0	0.01	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	
Total	81.31	89.25	88.34	85.50	88.72	93.34	90.07	90.00	93.17	88.79	86.14	

另外,岩屑中被石英包裹的磁铁矿中的微量元素含量列于表5。在 Ca+Al+Mn-Ti+V 和 Al+Mn-Ti+V 图解中,大部分样品落在热液成因(矽卡岩)的磁铁矿范围内,而与钒钛磁铁矿中的磁铁矿成分明显不一致(图4a、4b)。晶屑石英的 Ti 浓度在 $44.82 \times 10^{-6} \sim 91.95 \times 10^{-6}$ 之间,而岩屑石英的 Ti 浓度在 $1.58 \times 10^{-6} \sim 7.98 \times 10^{-6}$ 之间(表6)。此外,与晶屑石英相比,岩屑石英的 Ni ($1.34 \times 10^{-6} \sim 71.09 \times 10^{-6}$)、Rb ($6.58 \times 10^{-6} \sim 8.43 \times 10^{-6}$)、Sr ($1.61 \times 10^{-6} \sim 4.43 \times$

10^{-6}) 和 Zr ($34.88 \times 10^{-6} \sim 99.23 \times 10^{-6}$) 含量更高。根据 Thomas 等(2010)的石英 Ti 饱和温度计,计算方程式如下: $RT \ln X_{TiO_2}^{quartz} = -60\,952 + 1.520T - 1\,741 p + RT \ln \alpha_{TiO_2}$, 其中 $R = 8.314\,5\,J/K$, 代表气体常数; T 代表温度,单位是 K; $X_{TiO_2}^{quartz}$ 代表二氧化钛在石英中的摩尔分数; α_{TiO_2} 代表二氧化钛在体系中的活度。当 $p = 0.1\,GPa$ 且 $\alpha_{TiO_2} = 1$ 时,晶屑石英所计算出来的形成温度为 $756 \sim 815^\circ C$,岩屑石英的形成温度为 $566 \sim 645^\circ C$ 。

表5 熔结凝灰岩中被石英包裹的磁铁矿微量元素

含量

 $w_B/10^{-6}$

Table 5 Trace element content of the magnetite enclosed by quartz in the ignimbrite in T-LIP

样号	5-4-1	5-4-2	5-4-3	5-2-2-1	5-2-4-1
Sc	2.81	0.00	1.55	2.03	9.82
V	5.90	5.52	6.54	15.51	12.71
Cr	25.70	7.49	10.23	111.80	12.68
Co	0.48	0.98	8.22	0.32	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	15.70
Cu	0.02	0.00	2.65	4.15	1.09
Zn	29.88	57.05	131.02	113.08	14.50
Ga	7.03	3.60	6.19	15.38	5.16
Ge	9.80	15.16	15.28	15.00	4.40
Rb	3.06	2.36	4.07	23.74	2.56
Sr	3.59	3.52	5.83	7.87	6.17
Y	86.72	80.09	65.04	7.12	51.97
Zr	80.22	40.98	84.80	52.09	38.51
Nb	459.35	1 034.83	1 139.94	1 335.54	131.82
Cs	1.40	0.49	1.20	1.79	0.37
Ba	4.76	9.75	3.98	5.00	1.74
La	19.96	28.51	72.08	27.78	20.20
Ce	41.32	53.86	117.99	50.52	64.59
Pr	4.47	6.07	12.97	5.48	8.15
Nd	19.91	20.75	58.77	20.12	31.89
Sm	5.14	5.23	11.43	4.30	14.15
Eu	0.48	0.55	0.38	0.21	0.16
Gd	8.18	5.68	13.95	3.56	11.90
Tb	2.35	1.40	2.56	0.36	3.08
Dy	19.58	12.96	13.90	1.33	15.10
Ho	4.37	3.98	3.32	0.74	2.94
Er	13.54	11.30	9.71	1.00	12.69
Tm	1.97	1.33	1.11	0.17	0.88
Yb	10.29	9.99	10.00	1.91	9.05
Lu	1.67	1.08	0.92	0.44	0.76
Hf	3.22	2.12	2.53	4.29	2.29
Pb	40.81	46.29	79.69	75.42	71.29
Th	4.84	2.80	3.99	1.07	1.01
U	5.70	1.36	5.66	0.69	1.27
Li	5.27	0.00	0.71	0.00	0.00
Be	5.86	4.69	23.98	18.07	15.29
B	12.11	0.00	0.00	11.64	4.28
As	53.88	34.63	41.59	46.57	48.16
Se	8.42	24.52	0.00	0.00	0.00
Mo	14.67	5.89	5.15	60.66	53.97
Cd	0.00	4.61	1.64	0.00	0.00
In	0.00	0.32	0.24	0.56	1.69
Sn	26.61	43.77	30.88	42.12	18.52
Sb	3.61	1.86	5.69	5.22	5.26
Ta	10.88	19.33	13.86	29.79	2.57
W	185.19	83.47	331.65	205.07	401.63
Bi	0.01	0.00	0.02	0.29	0.02

4.2 全岩的主量元素和微量元素组成

熔结凝灰岩 SiO_2 的含量为 69.41%~72.84%, Al_2O_3 含量为 9.16%~12.32%, TFeO 含量为 4.99%~9.05%, CaO 含量为 0.19%~0.51%, TiO_2 含量为 0.37%~0.48%, Na_2O 含量为 1.81%~4.59%, K_2O 含量为 3.85%~5.05% (表 7)。熔结凝灰岩具有典型的高 TFeO、低 Al_2O_3 和 CaO 含量的特征。熔结凝灰岩的稀土总量为 $562.9 \times 10^{-6} \sim 1\,827.0 \times 10^{-6}$ 。在球粒陨石标准化稀土元素配分曲线中,熔结凝灰岩的稀土元素配分模式呈现出明显的轻稀土元素富集, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值为 13~46,并可见显著的 Eu 负异常 ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.13 \sim 0.47$; 图 5a)。在原始地幔标准化微量元素蛛网图中,样品呈现出大离子亲石元素(如 Rb、Th、U)富集以及高场强元素弱的正异常(如 Nb、Ti)(图 5b)。使用 Miller 等(2003)提出的铅饱和温度计估算的温度为 952~979℃,具有典型的高温流纹岩特征。

4.3 同位素地球化学

熔结凝灰岩的全岩的 Nd-O 同位素组成在表 8 中列出, $\varepsilon\text{Nd}(t)$ 值变化范围为 $-0.63 \sim -0.08$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值的变化范围为 5.0‰~7.2‰,与正常地幔值相似 ($5.5 \pm 0.2\text{‰}$; Matthey *et al.*, 1994; Eiler, 2001)。晶屑石英和岩屑发育的石英边 SIMS 原位氧同位素分析结果在表 9 中列出,其中,晶屑石英的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值的范围为 7.23‰~7.84‰,与全岩氧同位素组成基本一致,而岩屑石英的氧同位素明显偏重,变化范围为 8.63‰~12.27‰(表 9)。

5 讨论

塔里木大火成岩省熔结凝灰岩 SiO_2 的含量可达 72.84%,呈现出高硅流纹岩的特征(Rudnick and Gao, 2003)。本次研究在熔结凝灰岩中共识别出 3 种富 Fe-P-REE 的矿物集合体:①熔结凝灰岩的岩屑发育包裹结构,具有由石英组成的边部和磁铁矿、独居石和碱性长石等矿物组成的核部(图 2b、2c);②晶屑石英包裹独居石和黄铁矿等(图 2d);③熔结凝灰岩胶结物中的磁铁矿+磷灰石+金红石+独居石矿物组合(图 2f)。综合前人研究成果,这种富 Fe-P-REE 的矿物集合体可能的形成机制包括液态不混溶作用、分离结晶作用和热液作用等(Jowitt *et al.*, 2017; Stern *et al.*, 2018; Rusiecka and Baker, 2019; Qiu *et al.*, 2019; Yang *et al.*, 2020)。

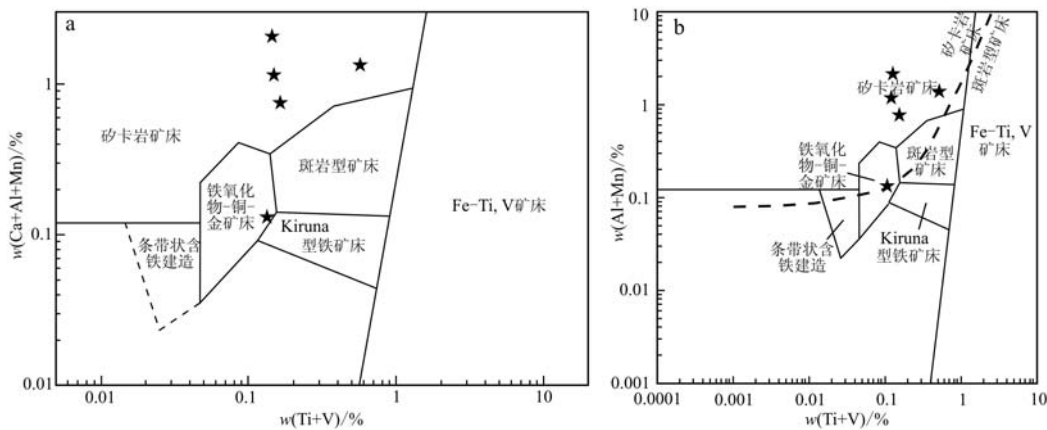


图4 根据成分鉴别磁铁矿成因投点图(a据 Céline and Georges, 2011; b据 Patrick *et al.*, 2014)
Fig. 4 Projection diagram for identifying magnetite from different formations (a after Céline and Georges, 2011; b after Patrick *et al.*, 2014)

表6 塔里木大火成岩省熔结凝灰岩中石英的微量元素含量
Table 6 Trace element content of the quartz in the ignimbrite in T-LIP

样号	晶屑石英		岩屑石英				
	5-1 01-2	5-2_5	5-1 02	5-3 01-2	5-1_1	5-1_3	5-2TZ_3
Sc	0.15	11.53	0.87	0.00	4.59	2.15	2.16
Ti	44.82	91.95	5.21	3.55	2.82	7.98	1.58
V	0.00	0.42	0.13	0.00	0.00	0.32	0.09
Cr	2.44	7.63	0.00	2.39	1.00	6.95	6.42
Co	0.07	0.00	0.07	0.33	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	1.93	1.58	71.09	61.30	1.34
Cu	0.00	0.00	0.71	3.26	0.00	0.00	0.30
Zn	0.26	0.00	1.17	16.95	0.00	0.00	0.00
Ga	0.00	0.00	0.87	2.37	1.51	1.04	0.14
Ge	1.48	5.65	1.25	6.32	5.80	1.90	3.30
Rb	0.00	0.16	8.39	7.27	6.58	8.43	7.74
Sr	0.00	1.07	4.43	3.53	1.61	2.46	3.02
Y	0.00	0.00	0.00	0.00	7.20	0.03	0.00
Zr	0.03	0.00	63.53	84.47	99.23	34.88	61.61
Nb	0.00	0.00	1.27	1.43	0.91	2.45	1.86
Cs	0.00	0.25	3.24	0.75	0.94	2.02	2.02
Ba	0.00	6.59	2.14	3.50	2.83	3.30	3.57
La	0.00	0.07	0.00	0.00	0.07	0.10	0.04
Ce	0.00	0.00	0.05	0.00	0.27	0.13	0.00
Pr	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.02	0.03
Nd	0.00	0.00	0.00	0.19	0.06	0.00	0.00
Sm	0.07	0.00	0.13	0.00	0.28	0.00	0.09
Eu	0.00	0.15	0.00	0.00	0.02	0.11	0.00
Gd	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00
Tb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22	0.03	0.01
Dy	0.00	0.00	0.00	0.00	1.91	0.00	0.00
Ho	0.00	0.00	0.00	0.00	0.37	0.02	0.00
Er	0.02	0.00	0.00	0.00	0.96	0.01	0.00
Tm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00	0.01
Yb	0.04	0.00	0.00	0.00	0.32	0.08	0.00
Lu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00
Hf	0.00	0.00	1.75	1.80	5.78	0.68	2.47
Pb	0.00	0.91	0.61	0.03	0.14	0.00	1.03
Th	0.00	0.00	0.02	0.26	0.31	0.00	0.05
U	0.00	0.00	0.01	0.00	0.31	0.02	0.04

表7 塔里木大火成岩省熔结凝灰岩全岩主量($w_B/\%$)、微量元素($w_B/10^{-6}$)元素含量
Table 7 Bulk-rock major ($w_B/\%$) and trace ($w_B/10^{-6}$) element compositions of the ignimbrite in T-LIP

样号	S5-1	S5-2	S5-3	S5-4
SiO ₂	72.03	71.62	69.41	72.84
TiO ₂	0.48	0.37	0.39	0.42
Al ₂ O ₃	9.82	9.16	11.65	12.32
TFeO	7.28	9.05	6.96	4.99
MnO	0.02	0.02	0.03	0.03
MgO	0.12	0.09	0.10	0.11
CaO	0.51	0.32	0.19	0.21
Na ₂ O	2.18	1.81	3.83	4.59
K ₂ O	4.52	5.05	4.51	3.85
P ₂ O ₅	0.10	0.04	0.03	0.03
Mn	140.0	116.0	202.0	172.0
Co	0.5	0.3	0.5	0.3
Ni	1.1	0.6	1.0	0.8
Cu	4.0	3.1	3.5	2.5
Zn	146.0	119.0	127.0	124.0
Ga	36.3	30.7	36.6	39.9
Rb	146.0	154.0	121.0	93.4
Sr	135.0	43.9	36.3	37.0
Cs	5.5	3.5	1.8	1.3
Ba	464.0	80.7	75.8	61.3
Pb	17.8	21.7	22.4	19.9
Th	11.2	20.0	18.3	15.2
U	5.9	5.2	4.2	3.4
Nb	125.0	139.0	130.0	111.0
Ta	4.9	8.2	7.6	7.6
Zr	785.0	1 026.0	1 010.0	926.0
Hf	18.5	27.5	27.5	25.2
Sc	3.3	2.6	2.5	2.0
V	3.7	2.7	3.2	0.6
Cr	2.8	1.1	1.9	2.4
La	419.0	140.0	133.0	102.0
Ce	712.0	305.0	237.0	198.0
Pr	103.0	35.7	33.0	27.5
Nd	396.0	138.0	130.0	113.0
Sm	54.1	23.1	20.1	18.9
Eu	2.8	1.2	1.1	1.0
Gd	33.6	19.1	18.5	15.1
Tb	4.0	3.1	3.0	2.3
Dy	16.9	16.1	16.6	13.5
Ho	2.8	3.0	3.1	2.6
Er	7.0	8.1	8.1	6.6
Tm	1.0	1.3	1.2	0.9
Yb	6.5	7.7	7.3	5.8
Lu	0.9	1.1	1.1	0.8
Y	67.4	77.3	83.0	54.9
ΣREE	1 827.0	779.8	696.1	562.9
LREE/HREE	12.04	4.70	3.91	4.49

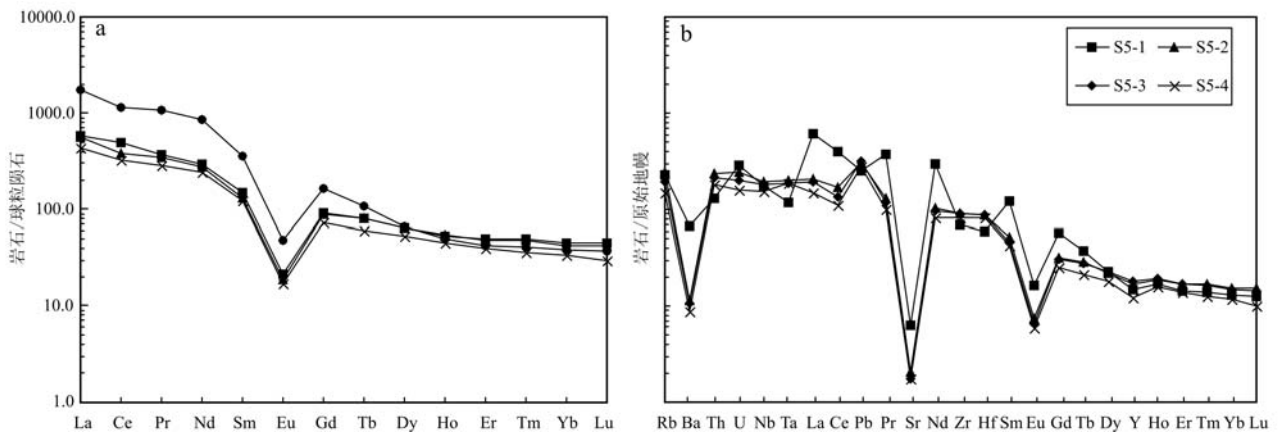


图5 全岩球粒陨石标准化稀土元素配分图(a)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b)

Fig. 5 Bulk rock chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle normalized trace element diagram (b)

球粒陨石数据据 McDonough and Sun (1995), 原始地幔数据据 Sun and McDonough (1989)

chondrite values and primitive mantle after McDonough and Sun (1995) and Sun and McDonough (1989), respectively

表8 塔里木大火成岩省熔结凝灰岩全岩 Nd-O 同位素组成

Table 8 Bulk-rock Nd-O isotopic compositions of the ignimbrite in T-LIP

样号	Sm/ 10^{-6}	Nd/ 10^{-6}	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$	$\varepsilon\text{Nd}(t)$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$
S5-1	54.1	396.0	0.082 6	0.512 4	0.512 2	-0.33	7.2
S5-2	23.1	138.0	0.101 2	0.512 4	0.512 2	-0.63	5.5
S5-3	20.1	130.0	0.093 5	0.512 4	0.512 3	-0.08	6.1
S5-4							5.0

注: $t=286\text{ Ma}$ 。

表9 塔里木大火成岩省熔结凝灰岩中晶屑石英 SIMS 氧同位素

‰

Table 9 SIMS O isotopic compositions of the ignimbrite in T-LIP

样号	5-1-4	5-1-6	5-1-7	5-1-8	5-1-10	5-1-11	5-1-13	5-1-17	5-1-19	5-1-20	5-1-21	5-1-22
$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$	7.26	7.72	7.31	7.61	7.47	7.84	7.27	7.57	7.35	7.35	7.40	7.25
2SE	0.29	0.23	0.36	0.24	0.24	0.19	0.40	0.25	0.26	0.34	0.25	0.30
样号	5-1-23	5-1-24	5-1-25	5-1-27	5-1-29	5-1-31	5-1-32	5-1-33	5-1-34	5-1-35	5-1-1	5-1-2
$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$	7.60	7.50	7.25	7.33	7.51	7.44	7.23	7.59	7.44	7.27	9.76	9.84
2SE	0.31	0.26	0.24	0.31	0.19	0.14	0.20	0.27	0.20	0.21	0.21	0.31
样号	5-1-3	5-1-5	5-1-9	5-1-14	5-1-15	5-1-16	5-1-18	5-1-28	5-1-26	5-1-30	5-1-37	
$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$	8.63	9.82	10.82	12.27	9.88	12.11	11.45	9.31	10.54	10.97	9.53	
2SE	0.19	0.24	0.24	0.23	0.23	0.28	0.27	0.26	0.31	0.24	0.27	

液态不混溶作用(或熔离作用)是岩浆演化的重要形式之一,能够导致两种或两种以上化学组成迥异且成分共轭的岩浆形成,如硅酸盐和碳酸盐熔体的分离(Guzmics *et al.*, 2011, 2019)、硅酸盐-硅酸盐系统的相分离(Jakobsen *et al.*, 2005; Veksler *et al.*, 2006; Charlier and Grove, 2012; Charlier *et al.*, 2013)、硫化物熔体和硅酸盐熔体的相分离(Naldrett, 1999)等,因此在岩石学和矿床学的研究中被广泛用来解释某些岩石(如霞石岩、碳酸岩)和矿石(如铜镍硫化物矿石和磁铁矿-磷灰石矿石)的

成因(Thompson *et al.*, 2007; Charlier *et al.*, 2013; 侯通, 2017; Hou *et al.*, 2018)。值得指出的是,前人对自然样品和实验岩石学的研究发现流纹质岩浆可以通过液态不混溶作用产生硅酸盐熔体和富 P-REE 熔体,这种富 P-REE 熔体的进一步演化可结晶出稀土矿物,如独居石(Bogaerts and Schmidt, 2006; Stern *et al.*, 2018; Rusiecka and Baker, 2019)。从结构上看,第1种(即岩屑)富 Fe-P-REE 矿物集合体常呈浑圆状和椭圆状产出,与一些不混溶结构(如球粒)相似。然而,进一步研究表明这种富 Fe-P-REE

的矿物集合体可能并不能代表不混溶的产物,主要基于以下证据:①根据石英钛饱和温度计的估算结果,与富 Fe-P-REE 的矿物集合体共生的石英边的形成温度为 566~645℃,明显低于晶屑石英的结晶温度(756~815℃)和熔结凝灰岩的温度($t_{\text{Zr}} = 952 \sim 979^\circ\text{C}$),说明富 Fe-P-REE 的矿物集合体是在相对低温的环境下形成的。②根据石英 SIMS 原位氧同位素的结果显示,岩屑石英和晶屑石英呈现出不同的氧同位素组成,即岩屑石英的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值为 8.63‰~12.27‰,晶屑石英的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值是 7.23‰~7.84‰。虽然不混溶过程会导致氧同位素分馏,但是通常会在 0.4‰~1.0‰之间(Kyser *et al.*, 1998; Lester *et al.*, 2013),因此这种迥异的氧同位素组成很可能指示着它们具有不同的物质来源。③岩屑石英包裹的磁铁矿的成分与热液成因的磁铁矿较为一致,而与钽钛磁铁矿中的磁铁矿明显不同,即表明其不是岩浆结晶的产物(图4)。因此,液态不混溶作用并不能作为形成熔结凝灰岩富 Fe-P-REE 矿物集合体的主要机制,相关证据表明热液应起到了更为重要的作用。事实上,这种富 Fe-P-REE 矿物集合体在一些热液矿床中普遍出现,如铁氧化物-铜-金矿床(IOCG)、玢岩型铁矿(基鲁纳型铁矿或 IOA)和矽卡岩型铁-(铜-金)矿床等。在这些矿床中,稀土矿物(如独居石和氟碳铈矿)可和磷灰石、磁铁矿等密切共生,并交代造岩矿物,表明其为热液成因(Weng *et al.*, 2015; Qiu *et al.*, 2019; Yang *et al.*, 2020)。

另一方面,本次研究的熔结凝灰岩的地球化学组成具有亲地幔的 $\varepsilon\text{Nd}(t)$ 值($-0.63 \sim -0.08$)和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值(全岩为 5.00‰~7.21‰,晶屑石英为 7.23‰~7.84‰)以及微量元素蛛网图呈现出 Nb、Ta 的正异常,表明其与幔源岩浆存在着紧密的关联,应属于塔里木大火成岩省 Group-2 型长英质岩石,为玄武质岩浆发生强烈的分离结晶作用(并可能伴随着一定程度的地壳混染)形成的(AFC 过程; Tian *et al.*, 2010; Liu *et al.*, 2014, 2019; Cheng *et al.*, 2020)。由于在硅酸盐岩浆系统中 REE 为不相容元素,强烈的分离结晶作用会导致残余岩浆逐渐富集 REE 并最终发生稀土矿物(如独居石)的分离结晶作用(Jowitt *et al.*, 2017),这也与熔结凝灰岩胶结物基质中和晶屑石英包裹体中发现富 Fe-P-REE 矿物集合体的现象一致(图 2d、2e),表明流纹质岩浆在岩浆演化的晚期 REE 已经足够富集并结晶出稀土

矿物。

最后,本次研究中样品全岩的稀土元素总量平均值为 966.45×10^{-6} , LREE/HREE 为 6.28。通过已知的统计数据可知,其他已确认含有稀土元素矿床和被认为是具有稀土元素成矿潜力的流纹岩中稀土元素的含量大多数分布于 $300 \times 10^{-6} \sim 800 \times 10^{-6}$ 之间,少量矿床的稀土元素氧化物含量可达到全岩的 5%~10%, LREE/HREE 值则根据岩体的不同情况在 0.18~6.25 之间分布(Jowitt *et al.*, 2017)。另一方面,不具有稀土矿化的流纹岩的稀土元素总量约为 110.6×10^{-6} , LREE/HREE 值为 3.3(Mahar *et al.*, 2019)。对比可知,本次研究的熔结凝灰岩中稀土元素总量远高于不含矿流纹岩中的稀土总量,位于不含矿和含矿流纹岩的稀土含量之间,并且更加富集轻稀土元素。值得指出的是,多数含矿流纹岩中的 F 元素含量也比不含矿流纹岩高,指示 F 含量可能与稀土元素的富集作用有关(Jowitt *et al.*, 2017)。本次研究中样品中的磷灰石均是氟磷灰石,暗示岩浆中 F 含量偏高,有利于稀土成矿(表 2)。

综上所述,熔结凝灰岩在化学组成上属于高分异的高硅流纹岩,其中的富 Fe-P-REE 矿物集合体主要与岩浆的分离结晶作用和热液活动有关。在全球范围内,这种高硅流纹岩的稀土矿化已引起矿床学家的注意,如美国西部的 Topaz 流纹岩(Christiansen *et al.*, 1984, 2007)和澳大利亚西北部的 Brockman 流纹岩(Jaireth *et al.*, 2014)等,虽然它们的品位相对低,但是规模大易开采的特征(与斑岩铜矿类似)使得它们具有一定的经济价值。本次研究富 Fe-P-REE 矿物组合的识别暗示塔里木大火成岩省长英质岩石可能具有稀土元素成矿潜力,应该引起注意。

6 结论

塔里木大火成岩省塔北隆起熔结凝灰岩具有亲地幔的 $\varepsilon\text{Nd}(t)$ 值($-0.63 \sim -0.08$)和全岩 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值(5.00‰~7.21‰)的地球化学组成,表明其由幔源岩浆经 AFC 过程形成。本次研究在熔结凝灰岩中识别出多种富 Fe-P-REE 矿物集合体,研究表明它们的成因主要与岩浆的分离结晶和热液活动有关。由于塔里木大火成岩省发育着巨量的长英质岩石($4.8 \times 10^5 \text{ km}^2$),本次研究发现的富 Fe-P-REE 矿物集合体对认识塔里木大火成岩省长英质岩石的稀土矿化和成矿潜力具有重要指示意义。

References

- Bogaerts M and Schmidt M W. 2006. Experiments on silicate melt immiscibility in the system Fe_2SiO_4 - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - CaO - MgO - TiO_2 - P_2O_5 and implications for natural magmas[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152(3): 257~274.
- Bryan S E. 2007. Silicic Large Igneous Provinces[J]. *Episodes*, 30(1): 20~31.
- Bryan S E and Ernst R E. 2008. Revised definition of Large Igneous Provinces(LIPs)[J]. *Earth-Science Reviews*, 86(1~4): 175~202.
- Bryan S E, Riley T R, Jerram D A, *et al.* 2002. Silicic volcanism: An undervalued component of large igneous provinces and volcanic rifted margins[J]. *Geological Society of America Special Paper*, 362: 97~118.
- Céline D and Georges B. 2011. Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types[J]. *Mineralium Deposita*, 46(4): 319~335.
- Charlier B and Grove T L. 2012. Experiments on liquid immiscibility along tholeiitic liquid lines of descent[J]. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 164(1): 27~44.
- Charlier B, Namur O and Grove T L. 2013. Compositional and kinetic controls on liquid immiscibility in ferrobalt-rhyolite volcanic and plutonic series[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 113(1): 79~93.
- Cheng Zhiguo, Zhang Zhaochong, Wang Zhenchao, *et al.* 2020. Petrogenesis of Transitional Large Igneous Province: Insights From Bimodal Volcanic Suite in the Tarim Large Igneous Province[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(5): 1~22.
- Christiansen E H, Bikun J V, Sheridan M F, *et al.* 1984. Geochemical evolution of topaz rhyolites from the Thomas Range and Spor Mountain, Utah[J]. *American Mineralogist*, 69(3~4): 223~236.
- Christiansen E H, Haapala I and Hart G L. 2007. Are Cenozoic topaz rhyolites the erupted equivalents of Proterozoic rapakivi granites? Examples from the Western United States and Finland[J]. *Lithos*, 97(1~2): 219~246.
- Eiler J M. 2001. Oxygen isotope variations of basaltic lavas and upper mantle rocks[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 43(1): 319~364.
- Ge Rongfeng, Zhu Wenbing, Wu Hailin, *et al.* 2012. The Paleozoic northern margin of the Tarim Craton: Passive or active[J]. *Lithos*, 142~143: 1~15.
- Guzmics T, Berkesi M, Bodnar R J, *et al.* 2019. Natrocarbonatites: A hidden product of three-phase immiscibility[J]. *Geology*, 47(6): 527~530.
- Guzmics T, Mitchell R, Szabó C, *et al.* 2011. Carbonatite melt inclusions in coexisting magnetite, apatite and monticellite in Kerimasi calciocarbonatite, Tanzania; Melt evolution and petrogenesis[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 161(2): 177~196.
- Hou Tong. 2017. A brief introduction on the principle of silicate liquid immiscibility[J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 36(1): 14~25(in Chinese with English abstract).
- Hou Tong, Charlier B, Holtz F, *et al.* 2018. Immiscible hydrous Fe-Ca-P melt and the origin of iron oxide-apatite ore deposits[J]. *Nature Communications*, 9(1): 1 415.
- Jaireth S, Hoatson D M and Miezi Y. 2014. Geological setting and resources of the major rare-earth-element deposits in Australia[J]. *Ore Geology Reviews*, 62: 72~128.
- Jakobsen J K, Veksler I V, Tegner C, *et al.* 2005. Immiscible iron-and silica-rich melts in basalt petrogenesis documented in the Skaergaard intrusion[J]. *Geology*, 33(1): 885~888.
- Jiang Changyi, Zhang Pengbo, Lu Dengrong, *et al.* 2004. Petrogenesis and magma source of the ultramafic rocks at Wajilitage region, western Tarim Plate in Xinjiang[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 20(6): 1 433~1 444(in Chinese with English abstract).
- Jowitz S M, Medlin C C and Cas R A F. 2017. The rare earth element (REE) mineralization potential of highly fractionated rhyolites: A potential low-grade, bulk tonnage source of critical metals[J]. *Ore Geology Reviews*, 86: 548~562.
- Kyser T K, Leshner C E and Walker D. 1998. The effects of liquid immiscibility and thermal diffusion on oxygen isotopes in silicate liquids[J]. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 133: 373~381.
- Lester G W, Kyser T K and Clark A H. 2013. Oxygen isotope partitioning between immiscible silicate melts with H_2O , P and S[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 109(1): 306~311.
- Li Xianhua, Li Wuxian, Li Qiuli, *et al.* 2010. Petrogenesis and tectonic significance of the ~850 Ma Gangbian alkaline complex in South China: Evidence from in situ zircon U-Pb dating, Hf-O isotopes and whole-rock geochemistry[J]. *Lithos*, 114(1): 1~15.
- Liu Haiquan, Xu Yigang, Tian Wei, *et al.* 2014. Origin of two types of rhyolites from Tarim Large Igneous Province: Consequences of plume incubation and melting[J]. *Lithos*, 204: 59~72.
- Liu Haiquan, Xu Yigang, Zhong Yuting, *et al.* 2019. Crustal melting above a mantle plume: Insights from the Permian Tarim Large Igneous Province, NW China[J]. *Lithos*, 326~327: 370~383.
- Liu Yongsheng, Hu Zhaochu, Zong Keqing, *et al.* 2010. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS[J]. *Chinese Science Bulletin*, 55(15): 1 535~1 546.
- Mahar M A, Goodell P C, Ramirez A, *et al.* 2019. Timing and origin of silicic volcanism in northwestern Mexico: Insights from zircon U-Pb geochronology, Hf isotopes and geochemistry of rhyolite ignimbrites from Palmarejo and Guazapares in Southwest Chihuahua[J]. *Lithos*, 324(A11): 246~264.
- Mattey D, Lowry D and Macpherson C. 1994. Oxygen isotope composition of mantle peridotite[J]. *Earth Planet*, 128: 231~241.

- McDonough W F and Sun S S. 1995. The composition of the Earth[J]. *Chemical Geology*, 120(3~4): 223~253.
- Menéndez I, Campeny M, Quevedo-González L, *et al.* 2019. Distribution of REE-bearing minerals in felsic magmatic rocks and paleosols from Gran Canaria, Spain: Intraplate oceanic islands as a new example of potential, non-conventional sources of rare-earth elements[J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 204: 270~288.
- Miller C F, Meschter-McDowell S and Mapes R W. 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance[J]. *Geology*, 31(6): 529~532.
- Naldrett A J. 1999. World-class Ni-Cu-PGE deposits: Key factors in their genesis[J]. *Mineralium Deposita*, 34(3): 227~240.
- Norrish K and Chappell B W. 1997. X-ray Fluorescence Spectrometry, Version 2, Methods in Determinative Mineralogy[M]. New York: Academic Press, 201~272.
- Pankhurst M J, Schaefer B F and Betts P G. 2011. Geodynamics of rapid voluminous felsic magmatism through time[J]. *Lithos*, 123: 92~101.
- Patrick N, Thomas A and Jeffrey L M. 2014. The chemistry of hydrothermal magnetite: A review[J]. *Ore Geology Reviews*, 61: 1~32.
- Qi Liang, Hu Jing and Gregoire D C. 2000. Determination of trace elements in granites by inductively coupled plasma mass spectrometry[J]. *Talanta*, 51(3): 507~513.
- Qiu Kunfeng, Yu Haocheng, Wu Mingqian, *et al.* 2019. Discrete Zr and REE mineralization of the Baerzhe rare-metal deposit, China[J]. *American Mineralogist*, 104(10): 1 487~1 502.
- Rudnick R L and Gao Shan. 2003. Composition of the continental crust[A]. *Treatise on Geochemistry 3: The Crust*[C]. Elsevier Ltd., 1~64.
- Rusiecka M K and Baker D R. 2019. Monazite and xenotime solubility in hydrous, boron-bearing rhyolitic melt[J]. *American Mineralogist*, 104(8): 1 117~1 130.
- Shangguan S M, Peate I U, Tian W, *et al.* 2016. Re-evaluating the geochronology of the Permian Tarim magmatic province: Implications for temporal evolution of magmatism[J]. *Journal of the Geological Society*, 173(1): 228~239.
- Stern C R, Allaz J M, Raschke M B, *et al.* 2018. Formation by silicate-fluoride+ phosphate melt immiscibility of REE-rich globular segregations within aplite dikes[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 173(8): 65.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[A]. *Saunders A D and Norry M J. Magmatism in the Ocean Basins*[C]. Geological Society. London. Special Publication, 42(1): 313~345.
- Thomas J B, Watson B E, Spear F S, *et al.* 2010. Titanite under pressure: The effect of pressure and temperature on the solubility of Ti in quartz[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(3): 743~759.
- Thompson A B, Aerts M and Hack A C. 2007. Liquid immiscibility in silicate melts and related systems[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 65(1): 99~127.
- Tian Wei, Campbell I H, Allen C M, *et al.* 2010. The Tarim picrite-basalt-rhyolite suite, a Permian flood basalt from northwest China with contrasting rhyolites produced by fractional crystallization and anatexis[J]. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 160(3): 407~425.
- Weng Zhehan, Haque N, Mudd G M, *et al.* 2016. Assessing the energy requirements and global warming potential of the production of rare earth elements[J]. *Journal of Cleaner Production*, 139: 1 282~1 297.
- Weng Zhehan, Jowitt S M, Mudd G M, *et al.* 2015. A detailed assessment of global rare earth element resources: Opportunities and challenges[J]. *Economic Geology*, 110(8): 1 925~1 952.
- Veksler I V, Dorfman A M, Danyushevsky L V, *et al.* 2006. Immiscible silicate liquid partition coefficients: Implications for crystal-melt element partitioning and basalt petrogenesis[J]. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 152(6): 685~702.
- Xu Yigang, Wei Xun, Luo Zhenyu, *et al.* 2014. The Early Permian Tarim large igneous province: Main characteristics and a plume incubation model[J]. *Lithos*, 204: 20~35.
- Yang Wubin, Niu Hecai, Li Ningbo, *et al.* 2020. Enrichment of REE and HFSE during the magmatic-hydrothermal evolution of the Baerzhe alkaline granite, NE China: Implications for rare metal mineralization[J]. *Lithos*, 358~359: 105 411.
- Yu Xing, Yang Shufeng, Chen Hanlin, *et al.* 2011. Permian flood basalts from the Tarim Basin, Northwest China: SHRIMP zircon U-Pb dating and geochemical characteristics [J]. *Gondwana Research*, 20(2~3): 485~497.
- Zhang Dongyang, Zhang Zhaochong, Santosh M, *et al.* 2013. Perovskite and baddeleyite from kimberlitic intrusions in the Tarim large igneous province signal the onset of an end-Carboniferous mantle plume[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 361(1): 238~248.
- Zhou Meifu, Zhao Junhong, Jiang Changyi, *et al.* 2009. OIB-like, heterogeneous mantle sources of Permian basaltic magmatism in the western Tarim Basin, NW China: Implications for a possible Permian large igneous province[J]. *Lithos*, 113: 583~594.

附中文参考文献

- 侯通. 2017. 硅酸盐岩浆不混溶作用的理论基础概述[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 36(1): 14~25.
- 姜常义, 张蓬勃, 卢登荣, 等. 2004. 新疆塔里木板块西部瓦吉里塔格地区二叠纪超镁铁岩的岩石成因与岩浆源区[J]. *岩石学报*, 20(6): 1 433~1 444.