

西天山喇嘛苏岩体年代学、地球化学及成矿意义

解洪晶^{1,2}, 武 广^{3,4}, 朱明田⁵, 晋建平⁴, 钟 伟¹, 刘 军³, 糜 梅¹

1. 中国科学院 广州地球化学研究所 矿物与成矿重点实验室, 广东 广州 510640

2. 中国科学院研究生院, 北京 100049

3. 中国地质科学院 矿产资源研究所, 北京 100037

4. 河南省灵宝市金源矿业有限责任公司, 河南 灵宝 472500

5. 中国科学院 地质与地球物理研究所 矿产资源研究重点实验室, 北京 100029

Xie Hongjing^{1,2}, Wu Guang^{3,4}, Zhu Mingtian⁵, Jin Jianping⁴, Zhong Wei¹, Liu Jun³, Mei Mei¹

1. Key Laboratory of Mineralogy and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

3. Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China

4. Lingbao Jinyuan Mining Limited Liability Company, Henan Province, Lingbao 472500, China

5. Key Laboratory of Mineral Resources, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

Xie Hongjing, Wu Guang, Zhu Mingtian, et al. Geochronology, geochemistry and metallogenic implications of the Lamasu intrusion in western Tianshan, NW China. *Earth Science Frontiers*, 2012, 19(): 000-000

Abstract: The zircon U-Pb geochronology, major and trace elements and Sr-Nd isotopes determination of the Lamasu intrusion in western Chinese Tianshan were conducted to understand its petrogenesis and geodynamic setting. The Lamasu intrusion is mainly composed of quartz monzodiorite, granodiorite porphyry and tonalite porphyry. Among them the quartz monzodiorite was formed in 394.8 ± 4.9 Ma, while the granodiorite porphyry and tonalite porphyry were intruded in 380.9 ± 3.9 Ma. The rocks display the adakitic affinity and show a calc-alkaline and high-K calc-alkaline differentiation trend. They display REE patterns characterized by relative enrichment of LREE ($(La/Yb)_N$: 3.55–15.52) with slightly negative or positive Eu anomalies (δEu : 0.53–1.12). They have high Sr ($(322–808) \times 10^{-6}$) and low Y contents ($(12.90–18.86) \times 10^{-6}$) and also enriched in LILE but depleted in HFSE with negative Nb, Ta and Ti anomalies. Initial Sr-Nd isotopic compositions are $\epsilon_{Nd}(t) = -4.29$ to 0.75 and $I_{Sr} = 0.706052$ to 0.708263 . The Nd model ages vary from 1.03 to 1.46 Ga. The Pb isotopic ratios of granodiorite porphyry and tonalite porphyry are $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.500–19.044$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.575–15.626$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.443–38.864$, while the quartz monzodiorite are $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.694–18.711$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.622–15.630$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.648–38.660$. All these geochemical data demonstrate that the Lamasu intrusion is likely derived from the partial melting of oceanic crust, with the subsequent melts interacted during their uplift with the overlying mantle wedge metasomatized by the subducted sediments and subordinately contaminated by ancient crust. The Lamasu intrusion was emplaced in a continental arc setting during the southward subduction of the Junggar Remnant Ocean Basin in Late Devonian and are closely related with Cu (Au) mineralization of that region.

Key words: Lamasu intrusion; zircon SHRIMP U-Pb age; element geochemistry; isotope geochemistry; western Tianshan

收稿日期: 2011-06-24; 修回日期: 2012-02-10

基金项目: “十一五”国家科技支撑计划项目(2007BAB25B03); 国家重点基础研究发展计划“973”项目(2007CB411308); 国家自然科学基金项目(41172081, 40772055)

作者简介: 解洪晶(1982—), 女, 博士研究生, 从事矿物学、岩石学、矿床学研究。E-mail: xiehongjing717@163.com

摘 要:文中主要对西天山喇嘛苏岩体进行 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄、主微量及 Sr-Nd-Pb 同位素测定,阐明岩体成因及形成构造背景。喇嘛苏岩体主要由石英二长闪长岩、花岗闪长斑岩和英云闪长斑岩组成。其中,石英二长闪长岩形成于 $(394.8 \pm 4.9)\text{Ma}$,花岗闪长斑岩和英云闪长斑岩形成于 $(380.9 \pm 3.9)\text{Ma}$,略晚于石英二长闪长岩。岩体具有埃达克质岩的特征,且显示从钙碱性向高钾钙碱性演化的趋势,稀土元素配分曲线显示相对富集轻稀土($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}: 3.55 \sim 15.52$)及中等的负或正 Eu 异常($\delta\text{Eu}: 0.53 \sim 1.12$)。岩体具有较高的 Sr 含量($(322 \sim 808) \times 10^{-6}$)和较低的 Y 含量($(12.90 \sim 18.86) \times 10^{-6}$)。微量元素特征显示岩体富集 LILE 亏损 HFSE,并具有 Nb、Ta 和 Ti 负异常。岩体初始 Sr-Nd 同位素组成为 $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -4.29 \sim +0.75$ 和 $I_{\text{Sr}} = 0.706\,052 \sim 0.708\,263$,Nd 模式年龄为 $1.03 \sim 1.46\text{Ga}$ 。花岗闪长斑岩和英云闪长斑岩的铅同位素特征为 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.500 \sim 19.044$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.575 \sim 15.626$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.443 \sim 38.864$;石英二长闪长岩为 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.694 \sim 18.711$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.622 \sim 15.630$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.648 \sim 38.660$ 。所有地球化学特征显示喇嘛苏岩体是俯冲洋壳部分熔融形成的熔体,上升过程中与受俯冲带沉积物交代的地幔楔相互作用,且有少量古老地壳的混染而形成。岩体形成于晚泥盆世准噶尔残余洋盆向伊犁—中天山地块俯冲的大陆弧背景,与该区 Cu(Au) 矿化有较密切的联系。

关键词:喇嘛苏岩体;锆石 SHRIMP U-Pb 定年;元素地球化学;同位素地球化学;西天山

中图分类号:P588.1 **文献标志码:**A **文章编号:**1005-2321(2012)00-0000-00

西天山地区位于中亚造山带西南部,是我国重要的斑岩型、夕卡岩型铜(钼)矿床及浅成低温热液型金矿床的重要产区^[1-7]。该区已发现喇嘛苏中型斑岩-夕卡岩复合型铜矿床,北达巴特、科克赛、汗吉尕、恰尔巴赫特、莱历斯高尔等中—小型斑岩铜(钼)矿床,东图津、肯登高尔等中—小型夕卡岩型铜(钼)矿床,穷布拉克、109、群吉萨依、克孜克藏等中—小型斑岩型、热液脉型铜(银)矿床,阿希、伊尔曼得、京希—开布拉克、小于赞、铁列克萨依、库茹尔、脱勒等浅成低温热液型金矿床及众多的矿点。上述斑岩型、夕卡岩型及斑岩-夕卡岩复合型铜(钼)矿床主要形成于晚泥盆世—早石炭世,少数形成于晚石炭世^[8-10];阿吾拉勒地区的斑岩型铜矿床和热液脉型铜(银)矿床形成于二叠纪中晚期,与新底侵的幔源玄武质下地壳部分熔融形成的埃达克质岩关系密切^[11-12]。关于西天山晚古生代大地构造背景一直存在较大争议,一些研究者认为,西天山晚古生代为岛弧和活动大陆边缘环境^[13-20];也有学者认为此时处于后碰撞背景^[21-22];还有部分研究者认为,古亚洲洋在早石炭世已经闭合,早石炭世早期开始,天山及邻区进入陆内裂谷演化阶段^[23-24]或发育地幔柱^[25]。西天山晚古生代大地构造背景、火成岩成因研究直接关系到对该区成矿地质背景及铜、钼、金矿床成矿作用的正确认识。本文拟通过喇嘛苏岩体岩石学、岩石地球化学、同位素地球化学和锆石 SHRIMP U-Pb 定年工作,探讨喇嘛苏岩体成因、产出的大地构造背景和成矿意义。

1 区域地质背景

喇嘛苏岩体位于西天山北缘,大地构造位置属于哈萨克斯坦板块的巴尔喀什—准噶尔微板块之巴尔喀什南缘活动陆缘的赛里木地块^[27]。赛里木地块呈北西西向展布于中、哈边境地区,东西长约 350 km,南北宽 60~80 km,它的东、北、西南三面被滨巴尔喀什泥盆纪—石炭纪残余洋盆所围限,东南与博罗霍洛早古生代岛弧相邻(图 1)。地块东部出露的最老地层为古元古界温泉群,主要由角闪片岩、二云母片岩、云母石英片岩、斜长角闪岩、黑云斜长片麻岩、眼球状片麻岩等组成,构成该地块古元古代结晶基底;中、新元古界主要由产叠层石的蓟县系库松木切克群和青白口系开尔塔斯群组成,为碳酸盐岩—泥岩建造,属于古元古代结晶基底上的第一盖层;再上,为不整合覆盖的震旦系砂岩、砂质泥岩及冰碛层;下古生界出露寒武系和奥陶系,以灰岩、泥质—硅质岩、粉砂岩及含磷岩层为主,岩性稳定、厚度不大,不整合或平行不整合于震旦系之上;上古生界主要分布于地块北部,自下而上为中泥盆统汗吉尕组砾岩、砂岩、粉砂岩,上泥盆统托斯库尔他乌组砂岩、粉砂岩、放射虫硅质泥质岩,下石炭统阿克萨克组砂岩、粉砂岩、含角砾晶屑岩屑凝灰岩,上石炭统东图津河组砂岩、粉砂岩,下二叠统辉石安山岩、安山玄武岩。该区侵入岩发育,加里东期侵入岩主要分布于温泉县西南,以晚奥陶世英云闪长岩、花岗闪长岩为主;海西期侵入岩以花岗闪长岩和花岗岩

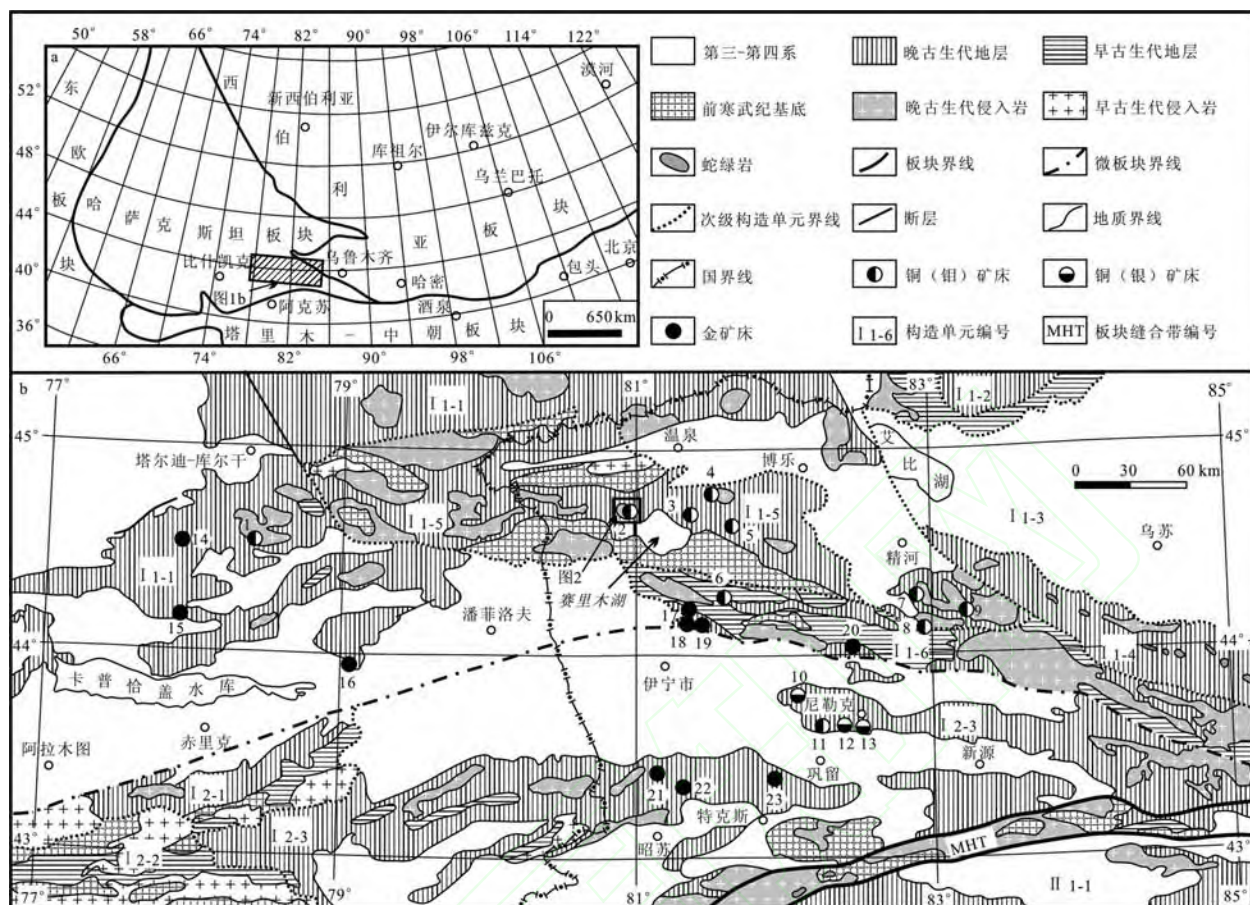


图1 西天山及邻区大地构造位置(a)和地质矿产简图(b)

(图a据文献[26]改编;图b据文献[27]改编)

Fig.1 Sketch regional geological map of the western Tianshan and its neighboring areas, showing geotectonic units (a) and locations of major Cu (Mo) and Au deposits (b)

构造单元名称: I₁₋₁—滨巴尔喀什泥盆-石炭纪残余洋盆; I₁₋₂—达拉布特-克拉麦里泥盆-石炭纪残余洋盆; I₁₋₃—准噶尔中央地块; I₁₋₄—依连哈比尔尕晚古生代残余洋盆; I₁₋₅—赛里木地块; I₁₋₆—博罗霍洛早古生代岛弧; I₂₋₁—吉尔吉斯-捷尔斯克伊-那拉提早古生代岛弧; I₂₋₂—伊赛克地块; I₂₋₃—伊犁石炭-二叠纪裂谷; II₁₋₁—塔里木北缘古生代活动陆缘; MHT—木扎尔特-红柳河板块缝合带。铜(钼)矿床名称: 1—哈萨克斯坦科克赛; 2—喇嘛苏; 3—北达巴特; 4—西天山科克赛; 5—汗吉尕; 6—恰尔巴赫特; 7—东图津; 8—莱历斯高尔; 9—肯登高尔。铜(银)矿床名称: 10—穷布拉克; 11—109; 12—群集萨伊; 13—克孜克藏。金矿床名称: 14—达拉拜; 15—阿尔哈尔雷; 16—乌仁科布拉克; 17—伊尔曼得; 18—京希—开布拉克; 19—阿希; 20—小于赞; 21—铁列克萨依; 22—库茹尔; 23—脱勒。

为主,与该区斑岩型、夕卡岩型铜钼矿化关系密切,成岩时代为中泥盆世—早二叠世。区域上发育一条东西向复式向斜构造,位于塔克赛尔断裂和喇嘛苏推覆断裂之间,被两条断裂所夹持,长度大于30 km,宽12~16 km,核部地层由上古生界地层组成,两翼为中元古界地层,喇嘛苏矿床即位于该复式向斜南翼。

2 岩相学特征

喇嘛苏岩体呈北北西向展布,主要岩石类型为石英二长闪长岩、花岗闪长斑岩和英云闪长斑岩,还有少量晚期的中基性脉岩(图2)。

石英二长闪长岩呈不等粒花岗结构,主要矿物有斜长石、石英、钾长石、角闪石。斜长石呈自形—半自形板状,可见聚片双晶、环带,大多绢云母化、高岭土化,大小为0.25 mm×0.5 mm~1.25 mm×2.5 mm,含量60%±;石英呈他形粒状,大小为0.5~2 mm,含量10%±;钾长石多数粘土化,呈他形粒状分布于自形斜长石粒间,含量15%±;角闪石无色—浅绿多色性,干涉色一级黄、二级紫红,正中突起,可见简单双晶,部分角闪石发育绿泥石化,可见包含长石现象,含量10%±。副矿物主要有绿泥石、榍石。

花岗闪长斑岩呈斑状结构,斑晶含量约80%,主要由石英、斜长石、钾长石、少量黑云母组成。石

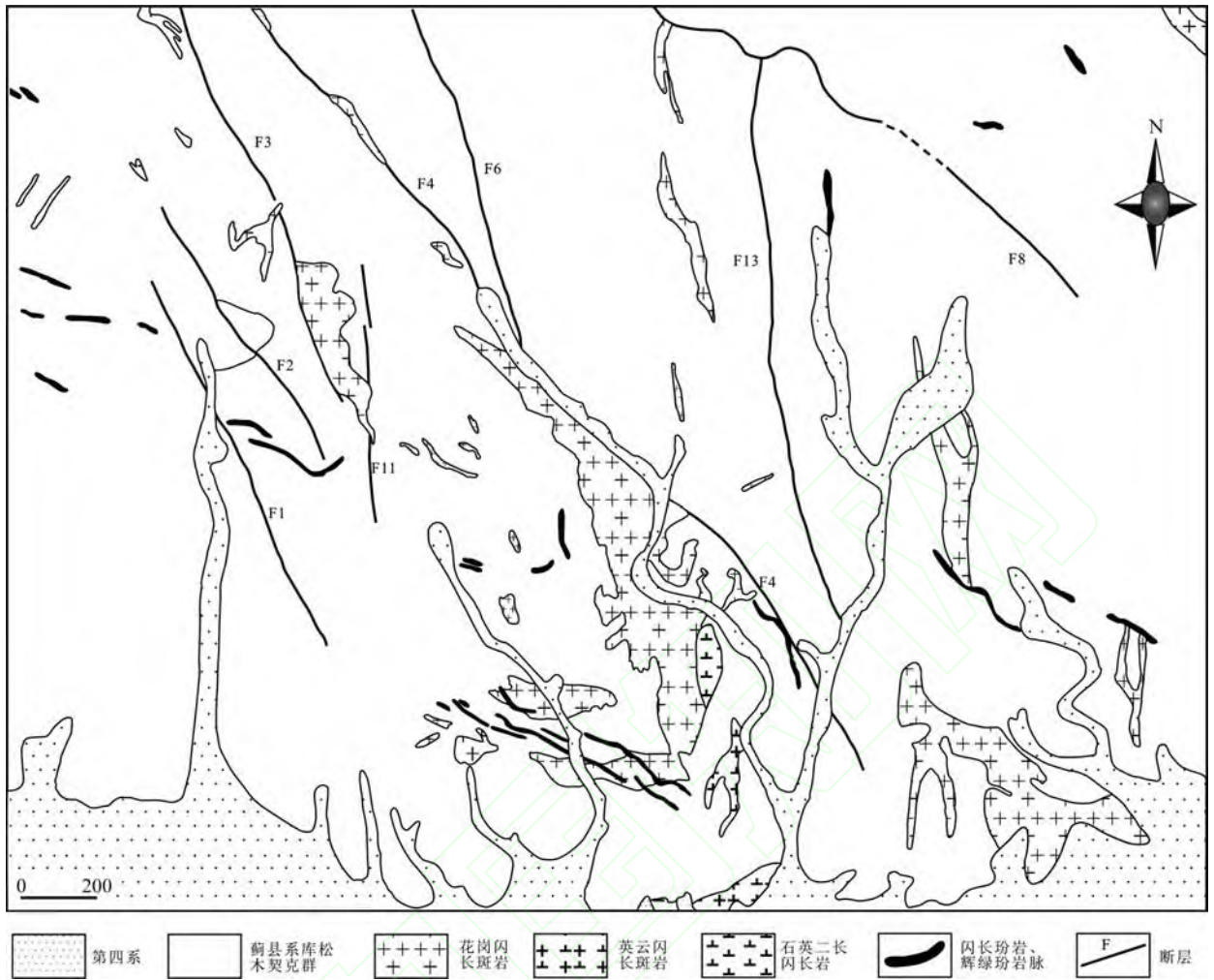


图2 西天山喇嘛苏岩体地质图

Fig. 2 Sketch geological map of the Lamasu intrusion

英斑晶呈自形-半自形粒状,可见熔蚀现象,大小为0.25 mm~1.25 mm,含量30%±;斜长石斑晶呈自形板状,聚片双晶发育,多数发生绢云母化,大小为0.25 mm×0.5 mm~2 mm×2.5 mm,含量30%±;钾长石他形粒状,高岭土化严重,含量15%±;黑云母呈自形片状,呈浅黄-深褐色多色性,部分黑云母发育绿泥石化,大小为0.25 mm×0.5 mm~0.5 mm×1.5 mm,含量5%±。副矿物主要有黝帘石和黑云母周围析出的铁质矿物。基质含量约20%,成分主要为长英质隐晶质。英云闪长斑岩具有与花岗闪长斑岩相似的结构特征和矿物组成,不同之处在于英云闪长斑岩具有更高的斜长石含量。

3 样品及分析方法

本次对16件样品进行了主量、稀土和微量元素

分析,对其中6件样品进行了全岩Sr、Nd同位素分析和长石Pb同位素分析。

主量、稀土和微量元素测试由国土资源部廊坊地球物理地球化学勘查研究所完成。其中全岩主量元素采用XRF分析,稀土和微量元素采用ICP-MS分析。主量元素分析精度优于3%,稀土和微量元素分析精度优于5%。

Sr、Nd同位素在中国科学院广州地球化学研究所超净实验室进行前处理,Sr和REE分离采用AG50-8X离子交换柱,分别收集Sr和REE解析液;REE的分离采用HDEHP交换柱,收集Nd解析液。测试在北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室完成,所用实验仪器为VG Axiom HR-MC-ICP-MS,Sr和Nd同位素比值用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$ 和 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ 作质量分馏校正。

实验室对 Sr 标样 NIST SRM 987 测定结果为 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.710\,255\pm15(2\sigma)$, 对 Nd 标样 Shin-Etsu JNdi-1 测定结果为 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512\,121\pm9(2\sigma)$ 。 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 的测试精度优于 2% 和 0.5%。

Pb 同位素测试在核工业北京地质研究院分析测试中心完成。首先称取适量样品放入聚四氟乙烯坩埚中,加入氢氟酸中溶样。样品分解后,将其蒸干,再加入盐酸溶解蒸干,加入 0.5 N HBr 溶液溶解样品进行铅的分离。然后将溶解的样品溶液倒入预先处理好的强碱性阴离子交换树脂中进行铅的分离,用 0.5 N HBr 溶液淋洗树脂,再用 2N HCl 溶液淋洗树脂,最后用 6 N HCl 溶液解脱,将解脱溶液蒸干备质谱测定。最后用热表面电离质谱法进行铅同位素测量,仪器型号为 ISOPROBE-T,该仪器对 $1\,\mu\text{g}$ 的 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 测量精度优于 0.005%。

锆石颗粒选自石英二长闪长岩样品 LM2-4 和花岗闪长斑岩样品 LM1-4,通过常规的重液和磁选进行初选,然后在双目镜下挑出晶形和透明度较好的锆石,将锆石置于环氧树脂中,磨制约一半大小,使锆石内部暴露,用于阴极发光和 SHRIMP U-Pb 分析。锆石阴极发光在中国地质科学院矿产资源研究所电子探针研究室完成,锆石 SHRIMP U-Pb 定年在中国地质科学院地质研究所 SHRIMP II 上完成,样品分析流程及原理参见文献[28]。应用 RSES 参考锆石 TEM(417 Ma)进行元素间的分馏校正,应用 SL13(年龄为 572 Ma, U 含量为 238×10^{-6})标定样品的

U、Th 和 Pb 含量。数据处理采用 Ludwig SQUID 1.0 及 ISOPLLOT 3.0 程序。应用实测 ^{204}Pb 校正锆石中的普通铅,采用年龄为 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄。

4 锆石 SHRIMP U-Pb 年龄

在双目镜下观察,样品 LM2-4 大多呈柱状,浅褐色-褐色,玻璃光泽,透明-半透明,无包体,表面光滑,大小 $100\sim200\,\mu\text{m}$,长宽比 1.5~4;样品 LM1-4 锆石呈浅褐色,玻璃光泽,透明-半透明,大多呈双锥状,棱角分明,大小 $100\sim300\,\mu\text{m}$,长宽比 1.5~4,其中有些锆石还含有不规则的残留核。两样品的阴极发光图像都显示出典型的岩浆韵律环带和明暗相间的条带结构(图 3),属于岩浆结晶的产物。

锆石 SHRIMP 分析结果见表 1。石英二长闪长岩样品 LM2-4 和花岗闪长斑岩样品 LM1-4 的 Th/U 比值分别介于 0.37~0.65 和 0.27~1.04,高于变质成因锆石(一般小于 0.1),而与典型的岩浆成因锆石一致[29]。在一致曲线图中,LM2-4 样品 8 个锆石点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $(394.8\pm4.9)\text{Ma}$, MSWD=2.0(图 4a)。LM1-4 样品数据点集中分布,11 个锆石点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $(380.9\pm3.9)\text{Ma}$, MSWD=1.7,另外有两粒锆石具有较老的表面年龄,其值为 700.1 Ma 和 865.1 Ma (LM1-4-4 和 LM1-4-12),结合锆石内部结构图像特征,我们认为,这两个年龄为继承锆石年龄或岩浆形成过程中捕获的锆石年龄(图 4b)。

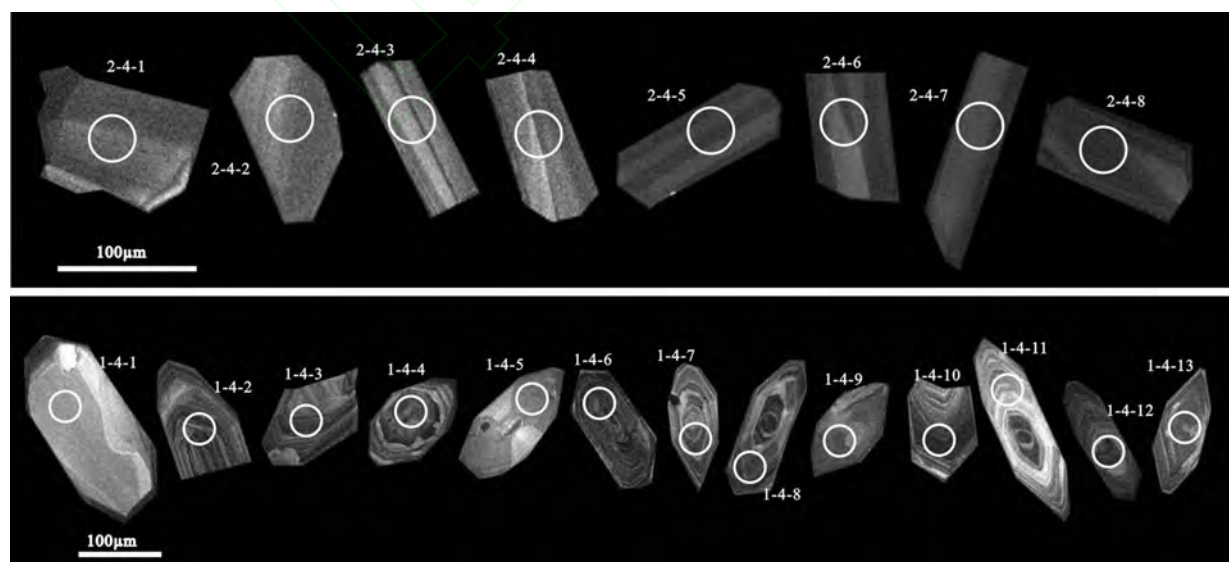


图 3 西天山喇嘛苏岩体锆石的形态及分析点位图

Fig. 3 Cathodoluminescence (CL) images of zircons from Lamasu intrusion in western Tianshan

表 1 喇嘛苏岩体 SHRIMP 锆石分析结果

Table 1 SHRIMP zircon U-Pb data for the Lamasu intrusion

测试点	$w_B/10^{-6}$		$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$w(^{206}\text{Pb}^*)/10^{-6}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄/Ma	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}(1\sigma)$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}(1\sigma)$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*(1\sigma)$
	U	Th						
LM1-4-1	76	77	1.04	4.1	385.9(7.8)	0.061 7(2.1)	0.41(8.9)	0.048 4(8.6)
LM1-4-2	769	356	0.48	40.3	380.2(6.2)	0.060 7(1.7)	0.46(2.5)	0.054 5(1.8)
LM1-4-3	742	225	0.31	40.4	395.4(6.4)	0.063 2(1.7)	0.48(2.0)	0.054 8(1.1)
LM1-4-4	185	46	0.26	18.3	700.1(11.6)	0.114 7(1.7)	1.07(2.5)	0.067 4(1.7)
LM1-4-5	458	150	0.34	24.7	391.5(6.4)	0.062 6(1.7)	0.46(3.0)	0.053 4(2.4)
LM1-4-6	437	132	0.31	22.0	365.9(6.4)	0.058 4(1.8)	0.43(2.7)	0.053 3(2.0)
LM1-4-7	687	333	0.50	35.8	378.3(6.2)	0.060 4(1.7)	0.46(2.4)	0.055 1(1.7)
LM1-4-8	164	78	0.49	8.7	385.0(7.1)	0.061 5(1.9)	0.51(3.6)	0.060 5(3.0)
LM1-4-9	406	203	0.52	21.0	376.4(6.2)	0.060 1(1.7)	0.45(2.9)	0.054 8(2.3)
LM1-4-10	403	168	0.43	21.3	383.5(6.4)	0.061 3(1.7)	0.45(3.0)	0.053 4(2.5)
LM1-4-11	177	143	0.83	9.1	370.9(6.6)	0.059 2(1.8)	0.44(5.2)	0.054 1(4.9)
LM1-4-12	451	279	0.64	56.0	865.1(13.7)	0.143 6(1.7)	1.35(2.3)	0.068 2(1.5)
LM1-4-13	733	194	0.27	38.3	380.1(6.2)	0.060 7(1.7)	0.45(2.3)	0.053 9(1.6)
LM2-4-1	674	327	0.50	37.8	407.7(6.9)	0.065 3(1.7)	0.51(3.0)	0.056 4(2.4)
LM2-4-2	532	236	0.46	28.9	393.9(8.6)	0.063 0(2.3)	0.48(2.7)	0.055 3(1.5)
LM2-4-3	363	141	0.40	19.9	398.9(6.9)	0.063 8(1.8)	0.50(2.9)	0.056 8(2.3)
LM2-4-4	723	298	0.43	39.8	400.5(6.5)	0.064 1(1.7)	0.48(2.1)	0.054 56(1.2)
LM2-4-5	919	575	0.65	50.1	396.0(6.8)	0.063 4(1.8)	0.48(2.2)	0.055 0(1.3)
LM2-4-6	602	371	0.64	31.6	381.6(6.4)	0.061 0(1.7)	0.46(2.6)	0.054 8(1.9)
LM2-4-7	289	105	0.37	16.0	402.4(7.7)	0.064 4(2.0)	0.53(4.1)	0.059 4(3.6)
LM2-4-8	415	193	0.48	21.8	382.1(6.4)	0.061 1(1.7)	0.46(2.4)	0.055 2(1.7)

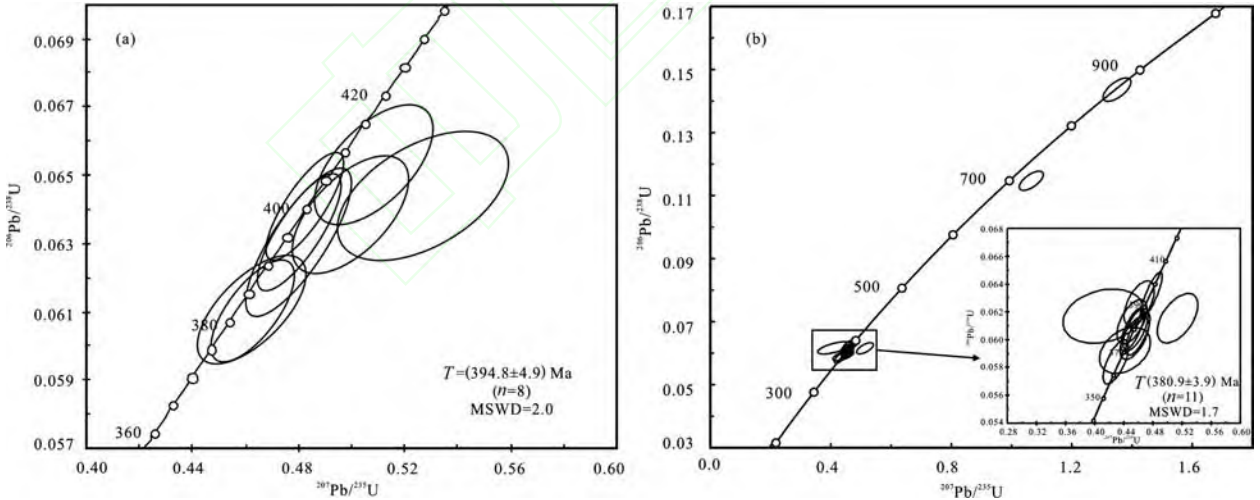


图 4 喇嘛苏岩体锆石的 SHRIMP U-Pb 年龄谐和图
Fig. 4 Concordia diagrams of SHRIMP U-Pb zircon dating results for the Lamasu intrusion

5 元素地球化学特征

5.1 主量元素特征

主量、微量和稀土元素分析结果见表 2。

石英二长闪长岩 SiO₂ 质量分数为 59.77%~63.94%，Na₂O/K₂O 为 1.03~2.19；MgO 为 1.45%~1.85%，且 Mg[#] 为 47~65；Al₂O₃ 含量较高，为 17.19%~18.77%；铝指数(ASI)为 0.87~0.99，属准铝质花岗岩类。在 QAP 图解中，样品

都落在石英二长闪长岩区(图 5a),在 SiO₂-K₂O 图解中,岩体投影点位于高钾钙碱性系列(图 5b)。

花岗闪长斑岩和英云闪长斑岩 SiO₂ 质量分数较高(67.00%~69.92%),Na₂O/K₂O 为 0.61~1.94;MgO 为 1.11%~1.94%,且 Mg[#] 较高,为 48~79;Al₂O₃ 含量较高,为 15.98%~16.67%;铝指数(ASI)为 1.00~1.37,大多数大于 1.1。在 QAP 图解中,样品都落在花岗闪长岩和英云闪长岩区(图 5a),在 SiO₂-K₂O 图解中,岩体投影点位于钙碱性-高钾钙碱性系列(图 5b)。

表 2 喇嘛苏岩体主量元素、稀土元素及微量元素分析结果

Table 2 Major, rare earth and trace elements compositions of the Lamasu intrusion

岩石名称	样品 编号	w _B /%													Mg [#]	A/CNK	
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total			
石英二长 闪长岩	LM1-7	63.50	0.31	17.19	0.93	2.04	0.03	1.45	6.14	3.45	2.62	0.10	1.56	99.33	47	0.87	
	LM2-2	63.62	0.44	18.34	0.60	1.61	0.04	1.77	4.58	3.78	3.67	0.11	1.78	100.30	59	0.99	
	LM2-3	59.77	0.39	18.77	0.49	1.61	0.03	1.49	3.94	6.09	2.78	0.10	4.09	99.57	56	0.93	
	LM2-4	63.94	0.40	17.56	0.00	1.83	0.04	1.74	5.01	3.85	3.28	0.12	1.67	99.45	63	0.92	
	LM2-5	63.92	0.45	18.25	0.43	1.38	0.04	1.85	5.22	3.45	2.97	0.11	1.66	99.74	65	0.99	
英云闪长斑岩	LM1-4	67.00	0.43	16.38	0.19	0.74	0.02	1.94	3.22	2.99	3.91	0.13	3.48	100.44	79	1.09	
	LM1-5	68.11	0.41	16.38	1.50	1.24	0.02	1.61	1.58	3.33	3.35	0.13	2.09	99.73	53	1.37	
	LM1-6	67.60	0.42	16.30	0.27	0.79	0.02	1.82	3.38	3.62	3.48	0.13	1.51	99.34	76	1.03	
	LM1-8	69.40	0.29	16.01	0.83	1.49	0.02	1.18	2.55	3.59	2.51	0.10	1.61	99.57	48	1.21	
	LM1-9	69.88	0.28	16.13	0.90	1.20	0.02	1.12	3.01	3.86	1.99	0.09	1.64	100.12	50	1.15	
	LM1-11	68.48	0.33	16.46	0.65	1.50	0.02	1.37	2.39	3.67	2.84	0.10	1.77	99.59	54	1.22	
花岗闪长斑岩	LM1-1	69.26	0.27	16.16	0.58	1.48	0.02	1.24	2.02	3.72	2.77	0.10	1.78	99.41	52	1.26	
	LM1-2	68.78	0.31	16.67	0.47	1.04	0.01	1.28	3.54	3.16	2.93	0.10	1.38	99.67	61	1.13	
	LM1-3	67.97	0.42	16.45	0.77	1.04	0.02	1.92	1.64	2.77	4.51	0.14	2.41	100.08	66	1.32	
	LM1-10	69.92	0.29	16.15	0.31	0.76	0.01	1.11	3.89	3.89	2.50	0.09	1.15	100.06	66	1.00	
	LM2-1	69.11	0.27	15.98	0.58	1.53	0.02	1.16	2.23	3.05	3.53	0.08	2.25	99.81	50	1.24	
岩石名称	样品 编号	w _B /%													REE	δEu	
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb			Lu
石英二长 闪长岩	LM1-7	37.34	66.60	7.50	25.36	3.83	0.89	3.29	0.49	2.74	0.55	1.49	0.24	1.62	0.26	152.21	0.75
	LM2-2	12.63	24.41	3.04	11.59	2.43	0.87	2.25	0.38	2.19	0.45	1.19	0.20	1.30	0.22	63.15	1.12
	LM2-3	12.48	25.80	3.35	13.22	2.72	0.46	2.59	0.45	2.68	0.54	1.54	0.26	1.69	0.29	68.08	0.53
	LM2-4	12.22	27.11	3.59	14.25	2.94	0.84	2.84	0.49	2.91	0.58	1.56	0.26	1.70	0.27	71.57	0.87
	LM2-5	13.89	31.28	4.02	15.25	2.95	0.93	2.79	0.45	2.68	0.54	1.48	0.25	1.65	0.26	78.43	0.98
英云闪长岩	LM1-4	20.69	43.22	5.56	21.54	4.02	0.85	3.41	0.56	3.25	0.64	1.74	0.30	1.87	0.30	107.95	0.69
	LM1-5	12.43	24.36	3.43	13.49	2.94	0.98	2.69	0.47	2.77	0.58	1.59	0.28	1.81	0.29	68.10	1.05
	LM1-6	19.18	41.20	5.34	20.67	3.95	0.97	3.43	0.55	3.09	0.61	1.66	0.27	1.82	0.28	103.03	0.78
	LM1-8	16.55	31.81	3.75	13.61	2.67	0.71	2.50	0.44	2.59	0.53	1.50	0.25	1.74	0.27	78.93	0.83
	LM1-9	15.72	31.71	3.88	14.61	2.90	0.72	2.73	0.49	2.93	0.61	1.68	0.29	1.95	0.31	80.53	0.77
	LM1-11	25.21	48.06	5.63	20.60	3.83	0.83	3.46	0.56	3.23	0.66	1.78	0.29	1.98	0.32	116.45	0.69
花岗闪长岩	LM1-1	16.36	32.09	3.92	14.61	2.82	0.74	2.76	0.47	2.88	0.58	1.62	0.28	1.85	0.30	81.28	0.81
	LM1-2	18.76	36.66	4.34	16.12	3.22	0.84	3.06	0.51	3.09	0.62	1.71	0.30	1.96	0.33	91.53	0.80
	LM1-3	19.71	41.98	5.44	20.78	3.95	0.84	3.38	0.54	3.13	0.60	1.65	0.27	1.83	0.29	104.40	0.69
	LM1-10	9.51	22.51	3.23	12.76	2.80	0.66	2.59	0.46	2.75	0.55	1.57	0.27	1.80	0.28	61.72	0.74
	LM2-1	18.96	36.85	4.54	16.97	3.42	0.67	3.08	0.55	3.24	0.65	1.75	0.31	2.00	0.32	93.30	0.62

续表

岩石名称	样品 编号	$w_b/\%$																
		Sr	Rb	Ba	Th	Nb	Zr	Cs	Ga	Hf	Sc	Cr	V	Ni	Co	U	Y	Ta
石英二长 闪长岩	LM1-7	553	70	251	6.90	5.48	116.38	5.63	17.96	3.43	5.93	7.17	29.10	6.38	4.58	0.89	15.17	0.44
	LM2-2	615	121	397	3.74	4.50	75.68	3.67	18.42	2.55	4.95	8.16	32.70	6.39	5.44	0.71	12.90	0.41
	LM2-3	363	81	275	3.93	5.00	117.30	1.62	15.78	3.30	4.82	8.71	30.90	6.06	3.80	0.52	15.43	0.47
	LM2-4	605	99	366	4.12	4.59	83.84	2.11	17.19	2.89	5.65	9.52	31.20	7.01	4.38	0.74	16.63	0.39
	LM2-5	755	102	294	4.27	5.12	91.09	2.81	18.51	3.11	5.38	9.07	32.30	6.98	4.12	0.78	15.39	0.45
英云闪长岩	LM1-4	533	117	366	7.04	6.57	133.42	20.62	19.81	3.94	6.12	7.62	41.10	4.30	1.20	1.58	18.24	0.59
	LM1-5	687	122	298	5.55	6.39	129.54	20.86	20.16	3.82	5.89	11.25	43.30	10.44	6.53	1.14	16.90	0.57
	LM1-6	808	104	383	7.36	6.88	135.15	9.32	19.38	3.95	6.24	9.98	41.00	14.40	1.81	1.48	17.46	0.59
	LM1-8	504	71	263	6.57	6.97	118.22	4.67	19.89	3.85	4.68	5.17	25.60	5.56	4.07	0.99	15.58	0.74
	LM1-9	518	58	216	6.98	6.89	115.57	3.59	19.71	3.85	4.88	4.72	27.30	5.45	3.57	1.11	17.58	0.72
	LM1-11	584	84	372	8.20	8.50	134.54	5.72	19.48	4.01	5.16	4.81	30.50	7.42	4.44	1.08	18.86	0.69
花岗闪长岩	LM1-1	396	98	397	7.04	7.25	124.54	9.22	17.60	3.83	4.40	2.36	24.30	3.70	3.31	1.42	17.40	0.70
	LM1-2	522	80	385	7.90	7.85	127.30	5.07	18.36	3.89	5.34	6.44	28.90	5.70	3.34	1.40	18.30	0.71
	LM1-3	495	133	428	7.16	6.46	134.54	27.74	20.82	3.98	6.35	6.26	41.70	6.05	4.58	1.76	17.14	0.58
	LM1-10	616	68	238	6.36	6.96	117.71	6.70	18.65	3.74	4.81	2.81	22.20	4.56	1.88	1.06	16.47	0.69
	LM2-1	322	113	385	6.45	5.70	104.96	3.03	16.56	3.31	4.07	4.90	23.00	4.53	4.26	1.11	18.72	0.54

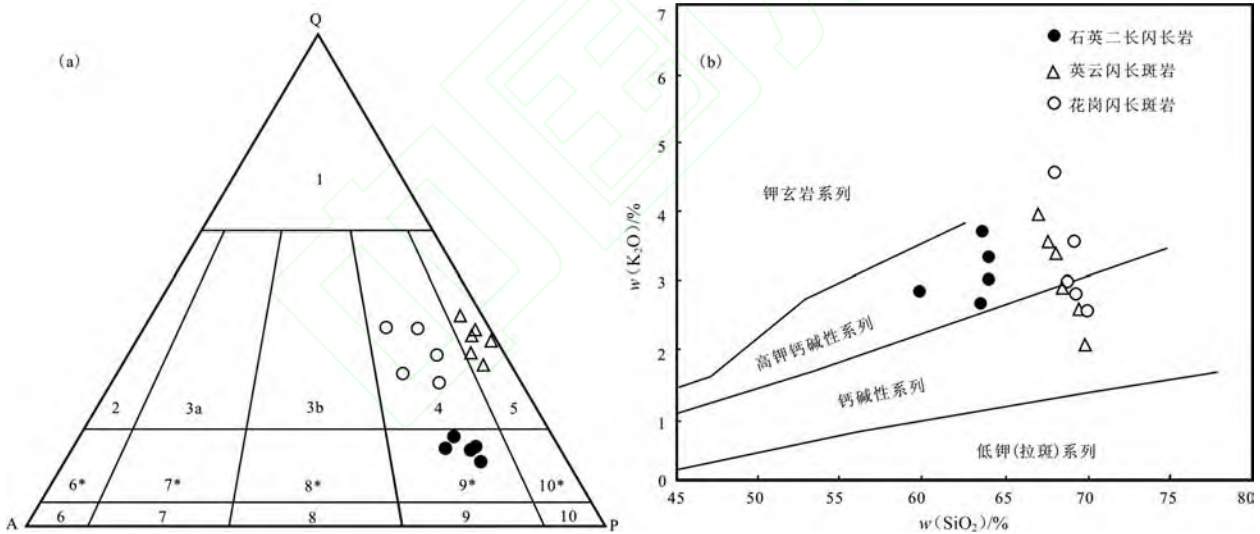


图5 花岗岩类实际矿物含量 QAP 分类图解(a)和 SiO₂ 与 K₂O 关系图解(b)

(图 a 据文献[30];图 b 据文献[31])

Fig. 5 Diagrams of QAP (a) and K₂O versus SiO₂ (b)

4—花岗闪长岩;5—英云闪长岩;9*—石英二长闪长岩。

5.2 稀土元素特征

由表 2 可知,石英二长闪长岩的稀土总量为 (63.15~152.21)×10⁻⁶,Yb 含量较低,为(1.30~1.70)×10⁻⁶;具有微弱的 Eu 负异常和 Eu 正异常 (δEu 为 0.53~1.12);稀土元素分馏较强 ((La/Yb)_N 为 4.84~15.52);重稀土分馏较弱 ((Gd/

Yb)_N 为 1.23~1.64);稀土配分曲线为轻稀土富集的右倾式(图 6a)。

花岗闪长斑岩和英云闪长斑岩稀土元素总量为 (61.72~116.45)×10⁻⁶;Yb 含量较低,为(1.74~2.00)×10⁻⁶;具有微弱的 Eu 亏损 (δEu 为 0.62~1.05);稀土元素分馏较强 ((La/Yb)_N 为 3.55~

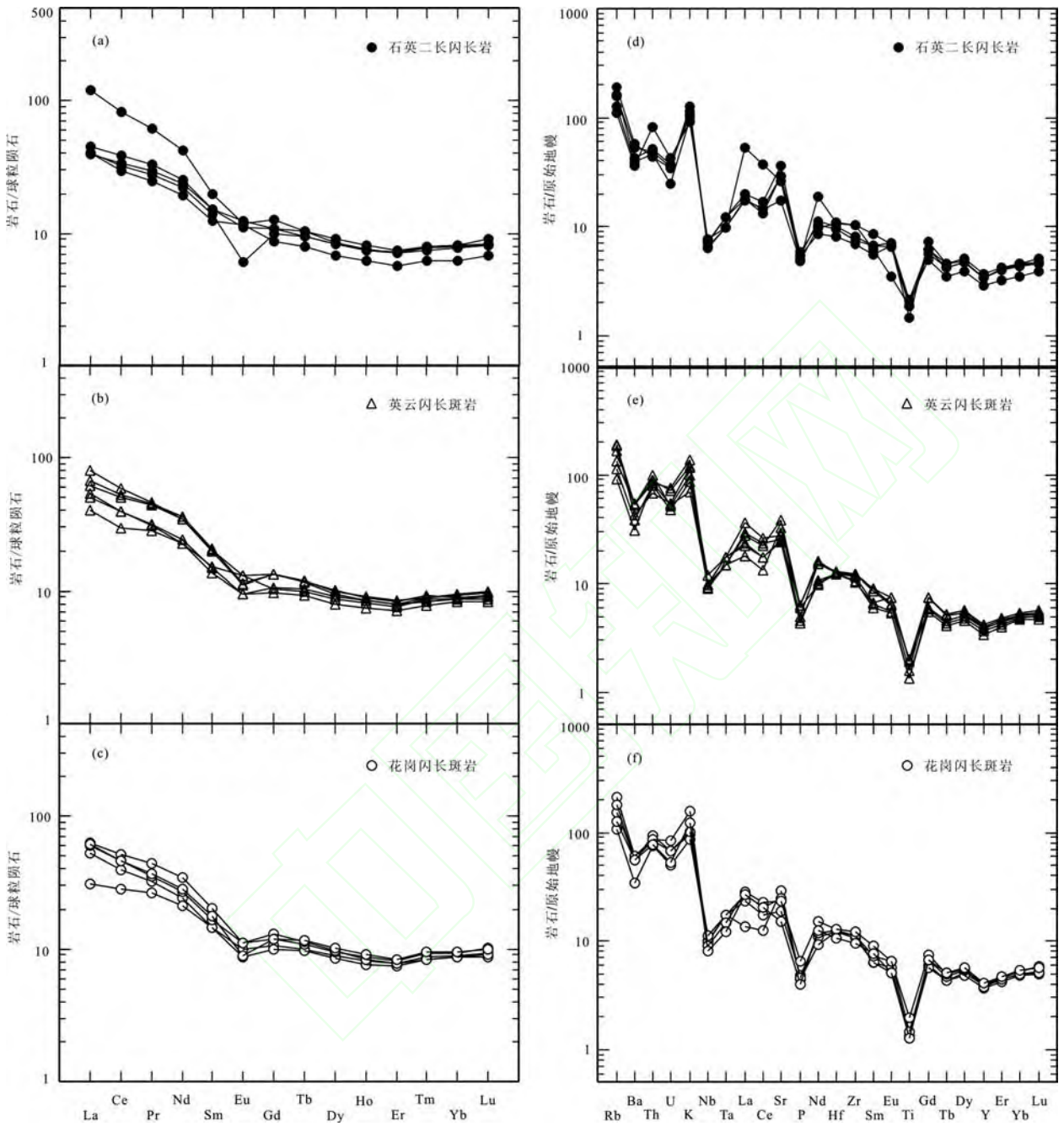


图6 喇嘛苏岩体稀土元素配分曲线(a,b和c)和微量元素原始地幔标准化蛛网图(d,e和f)
(标准化数值分别据文献[32-33])

Fig.6 Chondrite-normalized REE patterns (a, b and c) and primitive mantle-normalized trace elements spidergrams (d, e and f) of the Lamasu intrusion

8.59),但重稀土分馏较弱($(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 为1.13~1.52);稀土配分曲线为轻稀土富集型(图6b,c)。

5.3 微量元素特征

石英二长闪长岩的Sr含量为 $(363\sim 755)\times 10^{-6}$,除一个样品外,Sr含量都大于 400×10^{-6} ,较低的Yb含量 $((1.30\sim 1.70)\times 10^{-6})$ 和Y含

量 $((12.90\sim 16.63)\times 10^{-6})$,Sr/Y为24~49,微量元素蜘蛛网图显示富集Rb、Th、U、K、Sr和La、Ce、Nd等大离子亲石元素(LILE),亏损高场强元素(HFSE),具有Nb-Ta和P、Ti亏损(图6d)。

花岗闪长斑岩和英云闪长斑岩具有较高的Sr

含量($(322\sim 808)\times 10^{-6}$),Y 含量为 $(15.58\sim 18.86)\times 10^{-6}$,Sr/Y 为 $17\sim 46$ 。Cr、Co、Ni 含量较低(平均分别为 6.0×10^{-6} 、 3.5×10^{-6} 、 6.6×10^{-6})。在微量元素蜘蛛网图上(图 6e,f),富集 LILE,亏损 HFSE,具有弱的 Nb-Ta 和 P、Ti 亏损。

6 同位素地球化学特征

Sr-Nd-Pb 同位素分析数据列于表 3。石英二长闪长岩具有较高的 I_{Sr} ,为 $0.707\,941\sim 0.708\,263$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为绝对值较小的负值,为 $-2.51\sim -2.31$,相应的 Nd 模式年龄为 $1.40\sim 1.44\text{ Ga}$;花岗闪长斑岩和英云闪长斑岩 I_{Sr} 为 $0.706\,052\sim 0.708\,204$,低于现今大陆壳 I_{Sr} 平均值 0.719 , $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为 $-4.29\sim +0.75$,相应的 Nd 模式年龄为 $1.03\sim 1.46\text{ Ga}$ 。

一般来说,长石中 U 和 Th 含量低微,当其形成后 U 和 Th 衰变产生的放射成因铅数量极少,对铅同位素组成的影响可以忽略,因此我们没有对铅同位素做年龄校正。测试结果显示,石英二长闪长岩 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 $18.694\sim 18.711$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 $15.622\sim 15.630$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 $38.648\sim 38.660$;花岗闪长斑岩和英云闪长斑岩的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 $18.500\sim 19.044$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 $15.575\sim 15.626$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

为 $38.443\sim 38.864$ 。

7 讨论

7.1 构造背景

多数学者认为,西天山地区在晚古生代处于 B 型俯冲阶段^[34-36],天山北部地区石炭纪埃达克岩—高镁安山岩—富 Nb 玄武岩组合的发现也表明泥盆纪—早石炭世晚期($>320\text{ Ma}$)西天山地区仍处于洋壳俯冲阶段^[37]。西天山喇嘛苏铜矿区与成矿相关岩石形成于晚泥盆世,微量元素蜘蛛网图上显示 Nb-Ta、P-Ti 亏损,指示岩体形成于俯冲背景。在铅同位素图解中(图 7),样品主要落在岛弧和造山带区域。在微量元素构造图判别上(图 8a,b),投影点都位于火山弧区,亦表明形成于俯冲环境,且在 La/Nb-Ba/Nb 图中,样品点都落在弧火山岩区(图 8c)。用 Yb 标准化的 HFSE 比值可以消除或减少部分熔融和高压分离结晶作用对元素含量产生的影响,从而得到岩浆源区的地球化学性质,因此,Th/Yb-Nb/Yb 图解可以区分大陆弧和岛弧环境^[43],在图 8d 中,喇嘛苏样品点都落在大陆弧区。因此,喇嘛苏岩体最可能形成于陆缘弧环境,这也与文献^[10,44]对喇嘛苏地区岩浆岩研究得出的认识相一致。

表 3 喇嘛苏岩体 Sr-Nd-Pb 同位素分析结果及主要参数
Table 3 The Sr-Nd-Pb isotopic determination data and some major parameters from the Lamasu intrusion

样品号	岩性	$w(\text{Rb})/10^{-6}$	$w(\text{Sr})/10^{-6}$	Rb/Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	I_{Sr}	$w(\text{Sm})/10^{-6}$	$w(\text{Nd})/10^{-6}$	Sm/Nd
LM2-2	石英二长闪长岩	121.3	615	0.571 2	0.711 154	0.707 941	2.43	11.59	0.127 0
LM2-4	石英二长闪长岩	99.1	605	0.474 4	0.710 931	0.708 263	2.94	14.25	0.124 7
LM1-1	花岗闪长斑岩	97.6	396	0.713 9	0.711 157	0.707 295	2.82	14.61	0.116 6
LM1-4	英云闪长斑岩	116.6	533	0.633 5	0.709 480	0.706 052	4.02	21.54	0.112 8
LM1-6	英云闪长斑岩	103.5	808	0.371 0	0.708 518	0.706 510	3.95	20.67	0.115 5
LM1-11	英云闪长斑岩	83.9	584	0.415 7	0.710 453	0.708 204	3.83	20.60	0.112 5
样品号	岩性	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	I_{Nd}	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
LM2-2	石英二长闪长岩	0.512 329	0.512 001	-2.51	1.44	-0.35	18.694	15.622	38.660
LM2-4	石英二长闪长岩	0.512 334	0.512 011	-2.31	1.40	-0.37	18.711	15.630	38.648
LM1-1	花岗闪长斑岩	0.512 219	0.511 929	-4.29	1.46	-0.41	18.615	15.599	38.443
LM1-4	英云闪长斑岩	0.512 468	0.512 187	0.75	1.03	-0.43	18.660	15.575	38.494
LM1-6	英云闪长斑岩	0.512 452	0.512 164	0.31	1.09	-0.41	19.044	15.626	38.864
LM1-11	英云闪长斑岩	0.512 264	0.511 984	-3.21	1.34	-0.43	18.500	15.603	38.536

注: $\epsilon_{\text{Nd}}(t)=[(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{s}}/(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}-1]\times 10\,000$, $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}=(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})/(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}-1$, $T_{\text{DM}}=1/\lambda\times \ln\{1+[(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{s}}-0.513\,15]/[(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})-0.213\,5]\}$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}=0.512\,638$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}=0.196\,7$; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}=0.513\,15$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}=0.213\,5$ 。

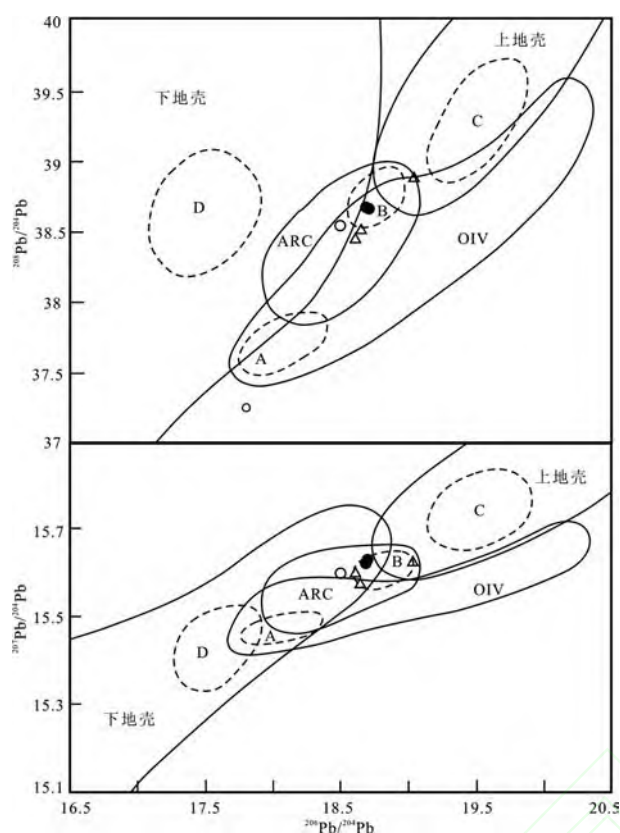


图7 喇嘛苏岩体铅同位素特征
(据文献[38])

Fig. 7 Lead isotope signatures of rocks from the Lamasu intrusion
A—地幔; B—造山带; C—上地壳; D—下地壳; OIV—洋岛火山岩; ARC—岛弧。岩石类型符号同图5b。

准噶尔洋主体于奥陶纪俯冲,晚志留世造山结束,准噶尔洋主体消亡,使原游移于准噶尔洋中的大小陆块拼贴一起,形成早古生代统一大陆,但在哈萨克斯坦巴尔喀什一带,到中国的西准噶尔和北天山的部分地区,还存在洋盆,被称之为巴尔喀什—准噶尔残余洋盆^[27]。通过对喇嘛苏岩体研究,我们认为喇嘛苏岩体形成于晚泥盆世巴尔喀什—准噶尔残余洋盆向伊犁—中天山地块俯冲阶段。

7.2 成因模式

实验研究发现, $Mg^\#$ 是判断岩浆熔体单纯来源于地壳还是有地幔物质参与的有效参数,地壳部分熔融形成的熔体不管熔融程度如何,形成的岩石均具有较低的 $Mg^\#$ (<40),而 $Mg^\#$ (>40) 的岩石则可能是与地幔物质加入有关^[45]。喇嘛苏岩体较高的 $Mg^\#$ (平均 59) 指示岩浆形成过程中有地幔物质的参与。在 $I_{Sr}-\epsilon_{Nd}(t)$ 图解(图 9a)中,样品点均位于 BSE 和 EM II 型富集地幔之间,锶同位素初始值变化较大, $\epsilon_{Nd}(t)$ 值两个样品在 0 附近,其余都为绝

对值较小的负值,表现出由 BSE 端员向 EM II 型富集地幔演化趋势,具有被大洋沉积物或地壳物质所混染的富含大离子亲石元素和轻稀土元素的不均一富集地幔源区的特征。

不管是较深成的石英二长闪长岩还是浅成英云闪长斑岩和花岗闪长斑岩,它们的 SiO_2 含量都大于 56%,具有高的 Sr(多数大于 400×10^{-6}) 和 Al_2O_3 含量($>15\%$),低的 Y(平均 16.76×10^{-6}) 和 Yb(平均 1.79×10^{-6}) 含量,具有埃达克质岩的特征,另据文献[49]提出的花岗岩 Sr-Yb 分类,喇嘛苏岩体也基本位于高 Sr 低 Yb 的埃达克岩区(图 9b)。埃达克质岩的成因主要包括以下几种成因模型:(1)俯冲大洋板片的部分熔融^[50-52]; (2)增厚的下地壳镁铁质岩石熔融^[53-58]; (3)拆沉下地壳的部分熔融^[59-90]; (4)镁铁质岩浆分离结晶作用^[61-62]。

高压下角闪石或石榴石的分离结晶会直接导致 Sr/Y 和 La/Yb 的升高^[61],且 Sr/Y、La/Yb 和 MgO 或 SiO_2 呈正(或负)相关。由图 10 看出,喇嘛苏岩体不存在此相关关系,因此其形成主要不是分离结晶过程,且对角闪石和石榴石来说,Yb 具有比 Y 更高的分配系数,因此在 Y/Yb 图解中,部分熔融和分离结晶会产生完全不同的演化趋势。角闪石或石榴石的分离结晶就会导致残留熔体中 Y/Yb 的升高,而喇嘛苏岩体的 Y/Yb(8.93~9.91)变化不大,与分离结晶模式相悖,其形成可以解释为残留石榴石或角闪石的镁铁质源区的部分熔融作用产生。同时,在研究区不存在与喇嘛苏岩体同期形成的大量镁铁质岩石也不支持分离结晶模式。实验研究证明,由玄武质岩石部分熔融产生的埃达克质熔体, $Mg^\#$ 绝大部分小于 35,喇嘛苏岩体普遍具有较高的 $Mg^\#$ (平均 59),排除了单纯来自增厚下地壳部分熔融的可能性。拆沉下地壳部分熔融形成的熔体上升过程中不可避免会与其上部地幔相互作用,可形成具较高的 $Mg^\#$ 的熔体,但拆沉作用一般发生在拉张背景下,喇嘛苏岩体形成于俯冲背景,因此也不可能为拆沉下地壳部分熔融形成。

俯冲洋壳的部分熔融是最可能的成因机制。喇嘛苏岩体较高的 $Mg^\#$ (平均 59) 可能是埃达克质岩浆与地幔楔相互作用的结果,但相比典型埃达克质岩来说,喇嘛苏岩体 Sr/Y 比值稍低,可能是由于其形成深度稍浅、石榴石残留量较少且有少量斜长石残留造成,而相对较低的 Cr、Ni 含量则可能是岩浆形成后经历过橄榄石、辉石的分离

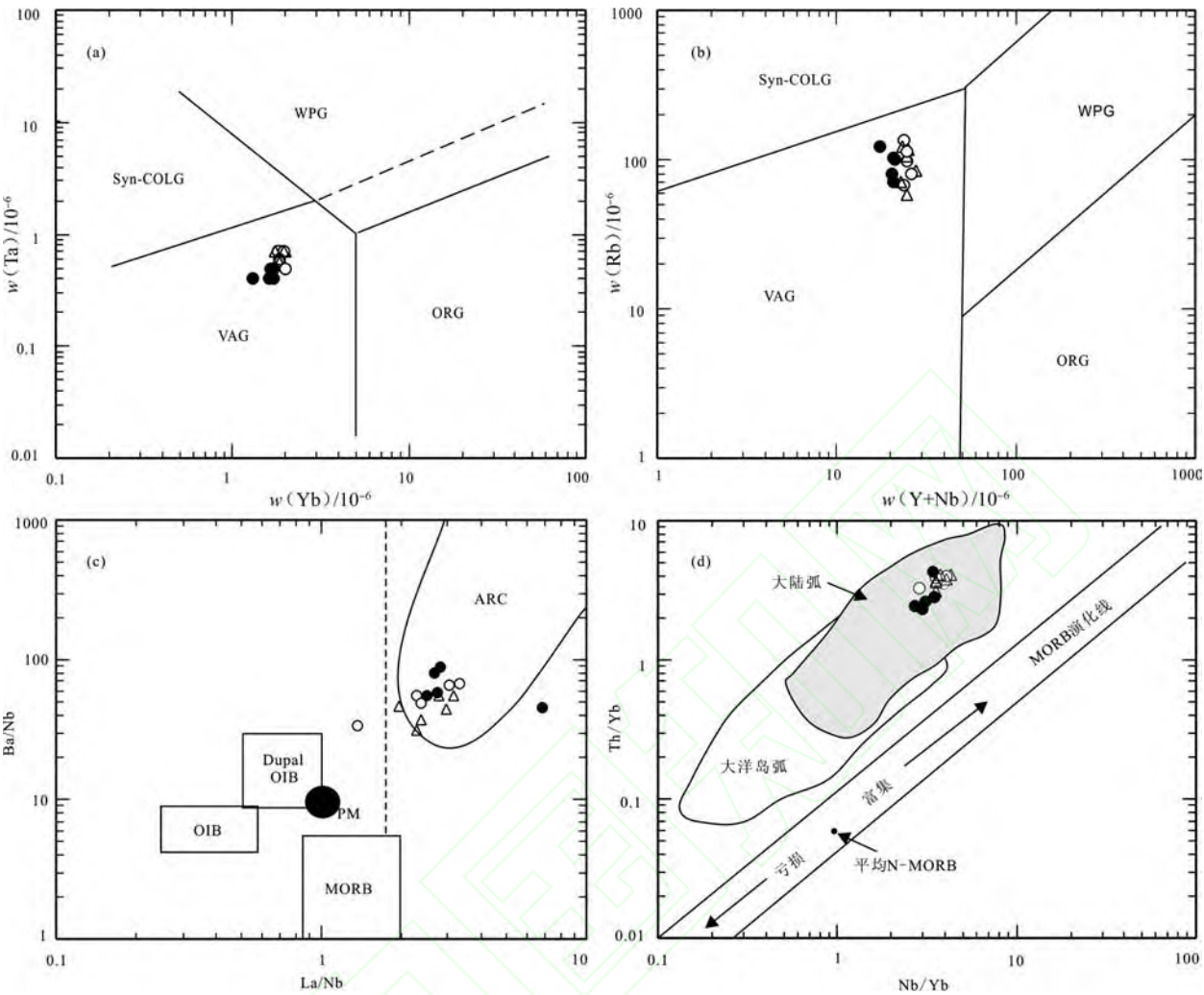


图 8 喇嘛苏岩体形成的构造环境判别图

Fig. 8 Discrimination diagrams of tectonic setting for the Lamasu intrusion of the western Tianshan

(a) Yb-Ta 判别图(底图据文献[39]); (b) Y+Nb-Rb 判别图(底图据文献[40]; syn-COLG—同碰撞花岗岩, VAG—火山弧花岗岩, ORG—洋脊花岗岩, WPG—板内花岗岩; (c) Ba/Nb-La/Nb 图解, 岛弧火山岩数据来自文献[41-42], PM—原始地幔, OIB—洋岛玄武岩, MORB—大洋中脊玄武岩, Dupal OIB—具 Dupal 异常的洋岛玄武岩; (d) Nb/Yb-Th/Yb 判别图(底图据文献[43])。岩石类型符号同图 5b。

结晶所致。喇嘛苏岩体具有高 LILE/HFSE 和 LREE/HREE,反映源区经历了俯冲带流体或熔体的改造。与地幔楔相互作用产生的岩浆根据俯冲带入的成分不同而不同,大体分为两种情况:(1)俯冲带入洋壳或沉积物的脱水产生的流体的影响;(2)俯冲带入沉积物的影响。俯冲带流体携带较少的 REE 和 HFSE(Th、Nb、Ta 等),而沉积物则正好相反,含有较多的 LREE 和 Th。因此受俯冲带流体交代形成的岩浆具有较高的 Ba/Nb、Ba/Th,而受沉积物交代形成的岩浆则具有较高的 Th 含量及 LREE。Ba 是俯冲带流体中非常富集的元素,高 Ba/Th(>300)一般指示俯冲带流体对岩浆源区贡献显著^[63],喇嘛苏岩体具有较低的 Ba/Th

(30.9~106.1),表明岩体形成受俯冲带流体作用影响较小,而较高的 Th 含量及 Th/Ce 比值指示岩体形成主要受俯冲带入沉积物的影响。岩体较高初始 Sr 比值可能就由俯冲带入沉积物影响或上升过程中地壳混染造成,在样品 LM1-4 中有些锆石还含有不规则的残留核,且具有 700.1 Ma 和 865.1 Ma 的表面年龄,暗示岩浆上升过程中存在古老地壳物质的混染。所以,喇嘛苏岩体是俯冲洋壳部分熔融形成的熔体,上升过程中与受俯冲带沉积物交代的地幔楔相互作用,且有少量古老地壳物质的参与而形成。

7.3 成矿潜力分析

Thieblemont 等^[64]统计了全球 43 个浅成低温

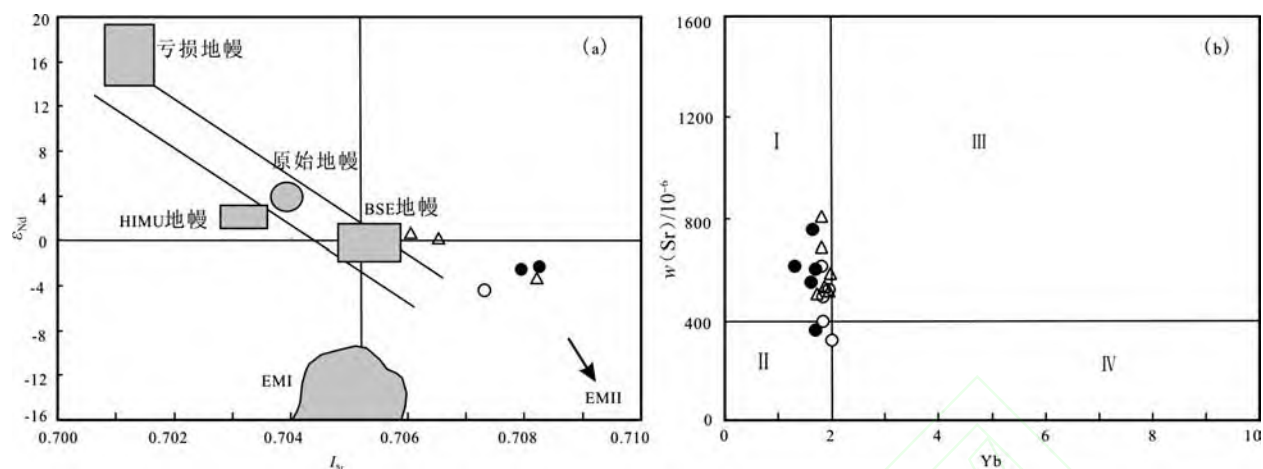


图9 喇嘛苏岩体 Sr-Nd 同位素关系图解(a)及 Sr-Yb 判别图(b)
(据文献[46])

Fig. 9 Sr-Nd correlation diagram (a) and Yb-Sr diagram of the Lamasu intrusion from the western Tianshan
BSE,DM,EM I、EM II、HIMU 和原始地幔为文献[47]与文献[48]定义的地幔端员。

I—高 Sr 低 Yb 型花岗岩(埃达克岩型花岗岩); II—低 Sr 低 Yb 型花岗岩(喜马拉雅型花岗岩); III—高 Sr 高 Yb 型花岗岩; IV—低 Sr 高 Yb 型花岗岩(闽浙型花岗岩); V—非常低 Sr 高 Yb 型花岗岩(南岭型花岗岩)。岩石类型符号同图 5b。

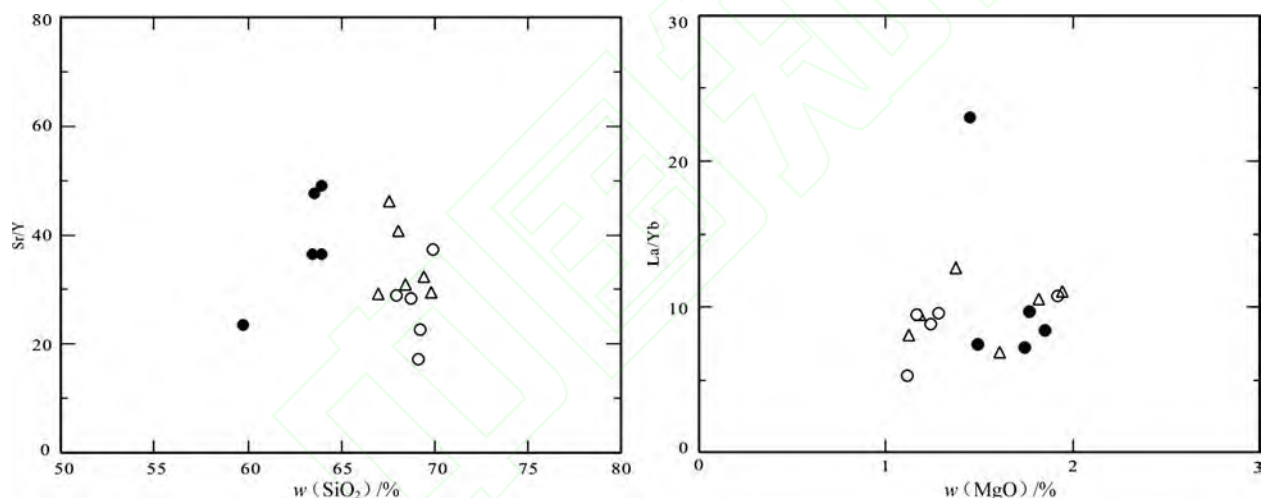


图10 喇嘛苏岩体 SiO₂-Sr/Y 与 MgO-La/Yb 图解

Fig. 10 Diagrams of SiO₂ versus Sr/Y and MgO versus La/Yb
岩石类型符号同图 5b。

热液型金、银矿床和斑岩型铜、钼矿床,其中 38 个与埃达克质岩有关。冷成彪等^[65]统计了中国 26 个大中型斑岩铜矿床,发现其中 25 个与埃达克质岩有关。对于俯冲洋壳熔融形成的埃达克质岩,Cu、Au 是亲硫元素,主要赋存在地幔和镁铁质岩石中,洋壳本身富含 Cu、Au 等成矿元素,洋壳熔融形成的熔体上升过程中与地幔楔相互作用使成矿元素进一步富集,这就构成了形成矿床的物质基础。而埃达克质岩之所以利于成矿的另一个重要条件就是板片熔体高氧逸度,板片熔体携带大量的 Fe₂O₃,富 Fe₂O₃ 熔体进入地幔楔导致氧逸度升高,使地幔中的金属硫

化物被氧化,利于地幔中的 Cu、Au 等亲硫元素进入熔体^[66-67],富含 Cu(Au)等成矿物质的岩浆上升很容易形成斑岩型铜矿床和浅成低温热液型金矿床。在晚古生代泥盆纪—石炭纪期间,天山地区发现了多处铜金矿床和矿化集中区。其中与埃达克质岩有关的除西天山喇嘛苏夕卡岩—斑岩复合型铜矿床(与成矿相关的岩体年龄为 380.9~394.8 Ma)外,还有东天山土屋—延东铜矿(与成矿相关的英云闪长斑岩时代为 361~333 Ma)^[68]。另外还有些矿床与高镁安山岩(闪长岩)有关,如阿希浅成低温热液型金矿床(赋矿火山岩年龄为 (363.2 ± 5.7)

Ma)^[69]、恰尔巴赫特铜(金)矿床(与成矿相关的闪长岩年龄为 368.4 Ma,另文发表)。我们认为,晚泥盆世准噶尔洋向南俯冲,俯冲板片熔融形成的熔体进入地幔楔,使得地幔楔橄榄岩的氧逸度升高,地幔中金属硫化物被氧化使得亲铜元素进入岩浆,利于矿床的形成。因此,西天山地区具有形成斑岩型铜钼(金)矿床和浅成低温热液型金矿床的良好地质背景,应加强对晚泥盆世—早石炭世与俯冲洋壳熔融形成的埃达克质岩有关的铜、金找矿工作。

8 结论

(1)喇嘛苏岩体主要由石英二长闪长岩、花岗闪长斑岩和英云闪长斑岩组成,其中石英二长闪长岩形成于(394.8±4.9)Ma;花岗闪长斑岩和英云闪长斑岩形成于(380.9±3.9)Ma。

(2)喇嘛苏岩体形成于准噶尔残余洋盆向伊犁—中天山地块俯冲背景。是俯冲洋壳部分熔融形成的熔体上升过程中与受俯冲带沉积物交代的地幔楔橄榄岩相互作用,并受到少量古老地壳物质污染的产物。

(3)喇嘛苏岩体具有埃达克质岩的特征,具有良好的铜(金)成矿潜力。应重视西天山地区晚泥盆世—早石炭世与俯冲洋壳熔融形成的埃达克质岩有关的铜、金找矿工作。

新疆维吾尔自治区地质矿产勘查开发局科技处李凤鸣教授级高级工程师、中国地质调查局基础研究部李景春研究员提供了相关资料;论文写作过程中笔者与北京大学陈衍景教授进行了多次探讨,受益匪浅;锆石 SHRIMP U-Pb 定年工作得到中国地质科学院离子探针中心石玉若博士的帮助,在此一并致以诚挚的感谢。

参考文献

- [1] 涂光炽. 初议中亚成矿域[J]. 地质科学, 1999, 34(4): 397-404.
- [2] 陈衍景. 中国西北地区中亚型造山—成矿作用的研究意义和进展[J]. 高校地质学报, 2000, 6(1): 17-22.
- [3] 王志良, 毛景文, 张作衡, 等. 西天山古生代铜多金属矿床类型、特征及其成矿地球动力学演化[J]. 地质学报, 2004, 78(6): 836-847.
- [4] 王京彬, 徐新. 新疆北部后碰撞构造演化与成矿[J]. 地质学报, 2006, 80(1): 23-31.
- [5] 陈毓川, 刘德权, 唐延龄, 等. 中国新疆战略性固体矿产大

型矿集区研究[M]. 北京: 地质出版社, 2007: 265-273.

- [6] Chen Y J, Chen H Y, Zaw K, et al. Geodynamic settings and tectonic model of skarn gold deposit in China: An overview[J]. Ore Geology Reviews, 2007, 31: 139-169.
- [7] Yang F Q, Mao J W, Bierlein F P, et al. A review of the geological characteristics and geodynamic mechanisms of Late Paleozoic epithermal gold deposits in North Xinjiang, China[J]. Ore Geology Reviews, 2009, 35: 217-234.
- [8] 李华芹, 王登红, 万闯, 等. 新疆莱尔斯高尔铜钼矿床的同位素年代学研究[J]. 岩石学报, 2006, 22(10): 2437-2443.
- [9] Han C M, Xiao W J, Zhao G C, et al. Major types, characteristics and geodynamic mechanism of Upper Paleozoic copper deposits in northern Xinjiang, northwestern China[J]. Ore Geology Reviews, 2006, 28: 308-328.
- [10] Tang G J, Wang Q, Wyman D A, et al. Geochronology and geochemistry of Late Paleozoic magmatic rocks in the Lama-su-Dabate area, northwestern Tianshan (west China): Evidence for a tectonic transition from arc to post-collisional setting[J]. Lithos, 2010, 119: 393-411.
- [11] Zhao Z H, Xiong X L, Wang Q, et al. Underplating-related adakites in Xinjiang Tianshan, China[J]. Lithos, 2008, 102: 374-391.
- [12] Zhao Z H, Xiong X L, Wang Q, et al. Late Paleozoic underplating in North Xinjiang: Evidence from shoshonites and adakites[J]. Gondwana Research, 2009, 16: 216-226.
- [13] 肖序常, 汤耀庆, 冯益民, 等. 新疆北部及其邻区大地构造[M]. 北京: 地质出版社, 1992: 1-169.
- [14] 张增杰, 陈衍景, 陈华勇, 等. 天山海西期不同类型花岗岩类化学特征及其地球动力学意义[J]. 矿物岩石, 2003, 23(1): 15-24.
- [15] 李锦轶, 何国琦, 徐新, 等. 新疆北部及邻区地壳构造格架及其形成过程的初步探讨[J]. 地质学报, 2006, 80(1): 148-168.
- [16] Wang B, Shu L S, Cluzel D, et al. Geochemical constraints on Carboniferous volcanic rocks of the Yili Block (Xinjiang, NW China): Implication for the tectonic evolution of Western Tianshan[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2007, 29: 148-159.
- [17] Wang B, Cluzel D, Shu L S, et al. Evolution of calc-alkaline to alkaline magmatism through Carboniferous convergence to Permian transcurrent tectonics, western Chinese Tianshan[J]. International Journal of Earth Sciences, 2009, 98: 1275-1298.
- [18] Xiao W J, Han C M, Yuan C, et al. Middle Cambrian to Permian subduction-related accretionary orogenesis of Northern Xinjiang, NW China: Implications for the tectonic evolution of central Asia[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2008, 32: 102-117.
- [19] Xiao W J, Huang B C, Han C M, et al. A review of the western part of the Altai: A key to understanding the ar-

- chitecture of accretionary orogens[J]. *Gondwana Research*, 2010, 18: 253-273.
- [20] de Jong K, Wang B, Faure M, et al. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints on the Late Palaeozoic tectonic evolution of the western Tianshan (Xinjiang, northwestern China), with emphasis on Permian fluid ingress[J]. *International Journal of Earth Sciences*, 2009, 98: 1239-1258.
- [21] Sun L H, Wang Y J, Fan W M, et al. Post-collisional potassic magmatism in the Southern Awulale Mountain, western Tianshan Orogen, petrogenetic and tectonic implications[J]. *Gondwana Research*, 2008, 14: 383-394.
- [22] 车自成, 刘良, 刘洪福, 等. 论伊犁古裂谷[J]. *岩石学报*, 1996, 12(3): 478-489.
- [23] 顾连兴, 胡受奚, 于春水, 等. 东天山博格达造山带石炭纪火山岩及其形成地质环境[J]. *岩石学报*, 2000, 16(3): 305-316.
- [24] Xia L Q, Xu X Y, Xia Z C, et al. Petrogenesis of Carboniferous rift-related volcanic rocks in the Tianshan, northwestern China[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 2004, 116: 419-433.
- [25] 夏林圻, 夏祖春, 徐学义, 等. 天山及邻区石炭纪—早二叠世裂谷火山岩岩石成因[J]. *西北地质*, 2008, 41(4): 1-68.
- [26] 李锦轶, 张进, 杨天南, 等. 北亚造山区南部及其毗邻地区地壳构造分区与构造演化[J]. *吉林大学学报: 地球科学版*, 2009, 39(4): 584-605.
- [27] 何国琦, 成守德, 徐新, 等. 中国新疆及邻区大地构造图说明书[M]. 北京: 地质出版社, 2004: 1-110.
- [28] Williams I S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe[J]. *Reviews in Economic Geology*, 1998, 7: 1-35.
- [29] Williams I S, Buick A, Cartwright I. An extended episode of early Mesoproterozoic metamorphic fluid flow in the Reynold Region, central Australia[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 1996, 14: 29-47.
- [30] Streckeisen A L. Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition; a provisional attempt [J]. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Monatshefte*, 1976, 1: 1-15.
- [31] Peccerillo A, Taylor S R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1976, 58: 68-81.
- [32] Boynton W V. Cosmochemistry of the rare earth elements; Meteorite studies[M]//Henderson P. *Rare Earth Elements Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, 1984: 63-114.
- [33] McDonough W F, Sun S S, Ringwood A E, et al. Potassium, rubidium, and cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1992, 56: 1001-1012.
- [34] Gao J, Li M S, Xiao X C, et al. Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan Orogen, northwestern China[J]. *Tectonophysics*, 1998, 287: 213-231.
- [35] Chen C M, Lu H F, Jia D, et al. Closing history of the southern Tianshan oceanic basin, western China: An oblique collisional orogeny[J]. *Tectonophysics*, 1999, 302: 23-40.
- [36] Gao J, Klemd R. Formation of HP-LT rocks and their tectonic implications in the western Tianshan Orogen, NW China: Geochemical and age constraints[J]. *Lithos*, 2003, 66: 1-22.
- [37] 王强, 赵振华, 许继峰, 等. 天山北部石炭纪埃达克岩-高镁安山岩-富 Nb 岛弧玄武质岩: 对中亚造山带显生宙地壳增生与铜金成矿的意义[J]. *岩石学报*, 2006, 22(1): 11-30.
- [38] Zartman R E, Doe B R. Plumbotectonics: The model[J]. *Tectonophysics*, 1981, 75: 135-162.
- [39] Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. *Journal of Petrology*, 1984, 25 (4): 956-983.
- [40] Pearce J A. Source and settings of granitic rocks[J]. *Episodes*, 1996, 19: 120-125.
- [41] Jahn B M, Wu F Y, Lo C H, et al. Crust-mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: Geochemical and Sr-Nd isotopic evidence from post-collisional maficultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China[J]. *Chemical Geology*, 1999, 157: 119-146.
- [42] Fan W M, Guo F, Wang Y J, et al. Late Mesozoic volcanism in the northern Huaiyang tectonic-magmatic belt, central China: Partial melts from a lithospheric mantle with subducted continental crust relicts beneath the Dabie orogen [J]? *Chemical Geology*, 2004, 209: 27-48.
- [43] Pearce J A, Peate D W. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magma[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1995, 23: 251-285.
- [44] 张东阳, 张招崇, 薛春纪, 等. 西天山喇嘛苏铜矿成矿斑岩的岩石学、地球化学特征及成因探讨[J]. *岩石学报*, 2010, 26(3): 680-694.
- [45] Rapp R P, Watson E B. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling[J]. *Journal of Petrology*, 1995, 36: 891-931.
- [46] 张旗, 王元龙, 金惟俊, 等. 造山前、造山和造山后花岗岩的识别[J]. *地质通报*, 2008, 27(1): 1-18.
- [47] Hart S R. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle[J]. *Nature*, 1984, 309: 753-757.
- [48] Zindler A, Hart S. Chemical geodynamics[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 1986, 14: 493-571.
- [49] 张旗, 王焰, 李承东, 等. 花岗岩的 Sr-Yb 分类及其地质意义[J]. *岩石学报*, 2006, 22(9): 2249-2269.
- [50] Defant M J, Drummond M S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere[J]. *Nature*, 1990, 347: 662-665.
- [51] Kay S M, Ramos V A, Marquez M. Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trench colli-

- sion in southern South America[J]. *Journal of Geology*, 1993, 101: 703-714.
- [52] Sajona F G, Maury R C, Pubellier M, et al. Magmatic source enrichment by slab-derived melts in a young post-collision setting, central Mindanao (Philippines) [J]. *Lithos*, 2000, 54: 173-206.
- [53] Atherton M P, Petford N. Generation of sodium rich magmas from newly underplated basaltic crust[J]. *Nature*, 1993, 362: 144-146.
- [54] Muir R J, Weaver S D, Bradshaw J D, et al. Geochemistry of the Cretaceous Separation Point Batholith, New Zealand: Granitoid magmas formed by melting of mafic lithosphere[J]. *Journal of the Geological Society*, 1995, 152: 689-701.
- [55] Petford N, Atherton M. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: The Cordillera Blanca Batholith, Peru[J]. *Journal of Petrology*, 1996, 37: 1491-1521.
- [56] Johnson K, Barnes C G, Miller C A. Petrology, geochemistry, and genesis of high-Al tonalite and trondhjemites of the Cornucopia stock, Blue Mountains, Northeastern Oregon [J]. *Journal of Petrology*, 1997, 38: 1585-1611.
- [57] Xiong X L, Li X H, Xu J F, et al. Extremely high-Na adakite-like magmas derived from alkali-rich basaltic underplate: The Late Cretaceous Zhantang andesites in the Huichang Basin, SE China[J]. *Geochemical Journal*, 2003, 37: 233-252.
- [58] Wang Q, McDermott F, Xu J F, et al. Cenozoic K-rich adakitic volcanics in the Hohxil area, northern Tibet: Lower crustal melting in an intracontinental setting[J]. *Geology*, 2005, 33: 465-468.
- [59] Xu J F, Shinjo R, Defant M J, et al. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: Partial melting of delaminated lower continental crust[J]? *Geology*, 2002, 12: 1111-1114.
- [60] Wang Q, Xu J F, Jian P, et al. Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China: Implications for the genesis of porphyry copper mineralization[J]. *Journal of Petrology*, 2006, 47: 119-144.
- [61] Castillo P R, Janney P E, Solidum R U. Petrology and geochemistry of Camiguin island, southern Philippines: Insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1999, 134: 33-51.
- [62] Macpherson C G, Dreher S, Thirlwall M F. Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, 243: 581-593.
- [63] Devine J D. Petrogenesis of the basalt-andesite-dacite association of Grenada, Lesser Antilles island arc, revisited[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1995, 69: 1-33.
- [64] Thieblemont D, Stern G, Lescuyer J L. Epithermal and porphyry deposits: The adakite connection[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1997, 325: 103-109.
- [65] 冷成彪, 张兴春, 陈衍景, 等. 中国斑岩铜矿与埃达克(质)岩关系探讨[J]. *地学前缘*, 2007, 14(5): 199-210.
- [66] Mungall J E. Roasting the mantle: Slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits[J]. *Geology*, 2002, 30: 915-918.
- [67] 王强, 赵振华, 许继峰, 等. 鄂东南铜山口、殷祖埃达克质(adakitic)侵入岩的地球化学特征对比: (拆沉)下地壳的熔融与斑岩铜矿的成因[J]. *岩石学报*, 2004, 20(2): 351-360.
- [68] 张连昌, 秦克章, 英基丰, 等. 东天山土屋-延东斑岩铜矿带埃达克岩及其与成矿作用的关系[J]. *岩石学报*, 2004, 20(2): 259-268.
- [69] 翟伟, 孙晓明, 高俊, 等. 新疆阿希金矿床赋矿围岩: 大哈拉军山组火山岩 SHRIMP 锆石年龄及其地质意义[J]. *岩石学报*, 2006, 22(5): 1399-1404.