西昆仑奇台达坂一带晚三叠世中酸性侵入岩锆石LA-ICP-MS年龄、地球化学特征及其构造意义

赵江林,贺宁强,杜彪,曾忠诚,袁璋
陕西省地质调查中心,西安,710068

内容提要: 奇台达坂位于新疆西昆仑新藏公路540km处,在其周围分布有小规模的中酸性侵入岩,岩体严格受郭扎错—金沙江缝合带控制呈北西向展布,岩性主要为英云闪长岩、石英闪长岩和花岗闪长岩。锆石环带结构明显,Th/U值介于0.15~0.73之间,为典型的岩浆锆石。LA-ICP-MS锆石U-Pb同位素测年结果表明,其形成年龄分别为214.7±2.0 Ma、211.3±3.3 Ma和210.6±2.8 Ma,时代为晚三叠世。主微量元素英云闪长岩⟶石英闪长岩⟶花岗闪长岩,岩石中SiO_2(58.96%~67.52%)含量逐渐增高,Al_2O_3(14.79%~16.37%)、CaO(3.41%~5.25%)和MgO(1.47%~3.42%)逐渐降低;里特曼指数1.03~1.79,K_2O+Na_2O全碱含量为4.36%~6.4%,属钙碱性系列。稀土元素中等($\sum REE=101.27\times10^{-6}\sim271.04\times10^{-6}$),轻重稀土分异明显($La_N/Yb_N$平均为10.69),Eu异常明显($\delta Eu$平均值0.60)。大离子亲石元素(LILE)Rb、K、Th富集、相对亏损Ba,高场强元素(HFSE)Nb、Zr、Hf、Sr、P、Ti亏损。对研究区侵入岩进行投图分析,认为它是形成于大陆边缘弧环境的未分异I型花岗岩,物质来源主要为岩浆弧地壳的角闪岩相变玄武岩,并卷入少量的地幔物质。根据岩体的成因类型并结合区域构造环境演化认为,在晚三叠世末,古特提斯洋南缘局限洋盆(巴颜喀拉中生代边缘裂陷海洋盆)发生自NE向SW的持续俯冲消减,洋—陆转换开始,该套中酸性侵入岩侵入就位。

关键词: 锆石U-Pb年龄;地球化学;晚三叠世;活动大陆边缘;古特提斯洋;奇台达坂地区

新疆西昆仑地区位于青藏高原西北缘和中央造山带的最西段,地处塔里木陆块西南缘,是古亚洲构造域、秦祁昆构造域和特提斯构造域的结合部位(杨克明, 1994;任纪舜,1999;姜耀辉等,1999;姜春发等,2000;肖序常等, 2004)。西昆仑地区在显生宙以来经历了原特提斯和古特提斯两大构造域的复合演化,其中尤为重要的是在早、中三叠世受印支运动影响而最终导致的古特提斯洋盆闭合和继而发生的碰撞造山,此过程完成了西昆仑地区洋—陆转化,并发育一系列印支期花岗岩,这些花岗岩成为学者们研究的重点(张玉泉等,1998;袁超等,1999;姜耀辉等,2000;崔建堂等,2006;张传林等,2007;李荣社等,2008;杨文强等,2011;康磊等,2012),特别是自中—晚二叠世—晚三叠世(258~210 Ma)以来,很多学者进行了较为详细的研究。但是他们都有不同观点的认识:计文化等(2005)根据西昆仑造山带沉积岩认为古特提斯碰撞造山作用发生在中二叠世晚期;李荣社等(2008)根据西昆仑地层研究认为碰撞事件发生在晚二叠世—中三叠世,晚三叠世已进入后碰撞阶段;杨文强等(2011)通过对麻扎—康西瓦断裂西段变质事件的研究,认为碰撞造山作用发生在中—晚三叠世;韩芳林(2006)认为晚三叠世古特提斯洋向北消减直至最终闭合事件。张传林等(2005)通过对西昆仑北部两类花岗岩的研究,推测240.5±1.8 Ma为同碰撞造山环境,228.2±1.5 Ma处于后碰撞伸展拉张造山环境,而毕华等(1999)推测224.70~211.39 Ma西昆仑还存在岛弧构造环境。

本文以奇台达坂一带晚三叠世岩体为研究对象,通过岩石学、岩石地球化学和LA-ICP-MS锆石U-Pb年代学等手段,来限定岩体的形成时代,并探讨岩石成因、岩浆起源、构造环境等问题,从而为西昆仑奇台达坂地区晚三叠世区域构造演化发展提供新信息。

注:本文为中国地质调查局项目(编号:1212011220645、12120114081901)的成果。
收稿日期:2016-08-11;改回日期:2017-06-15;责任编辑:章雨旭。Doi: 10.16509/j.georeview.2017.05.015
作者简介:赵江林,男,1991年生,助理工程师,主要从事区域地质调查工作。Email:897949385@qq.com。

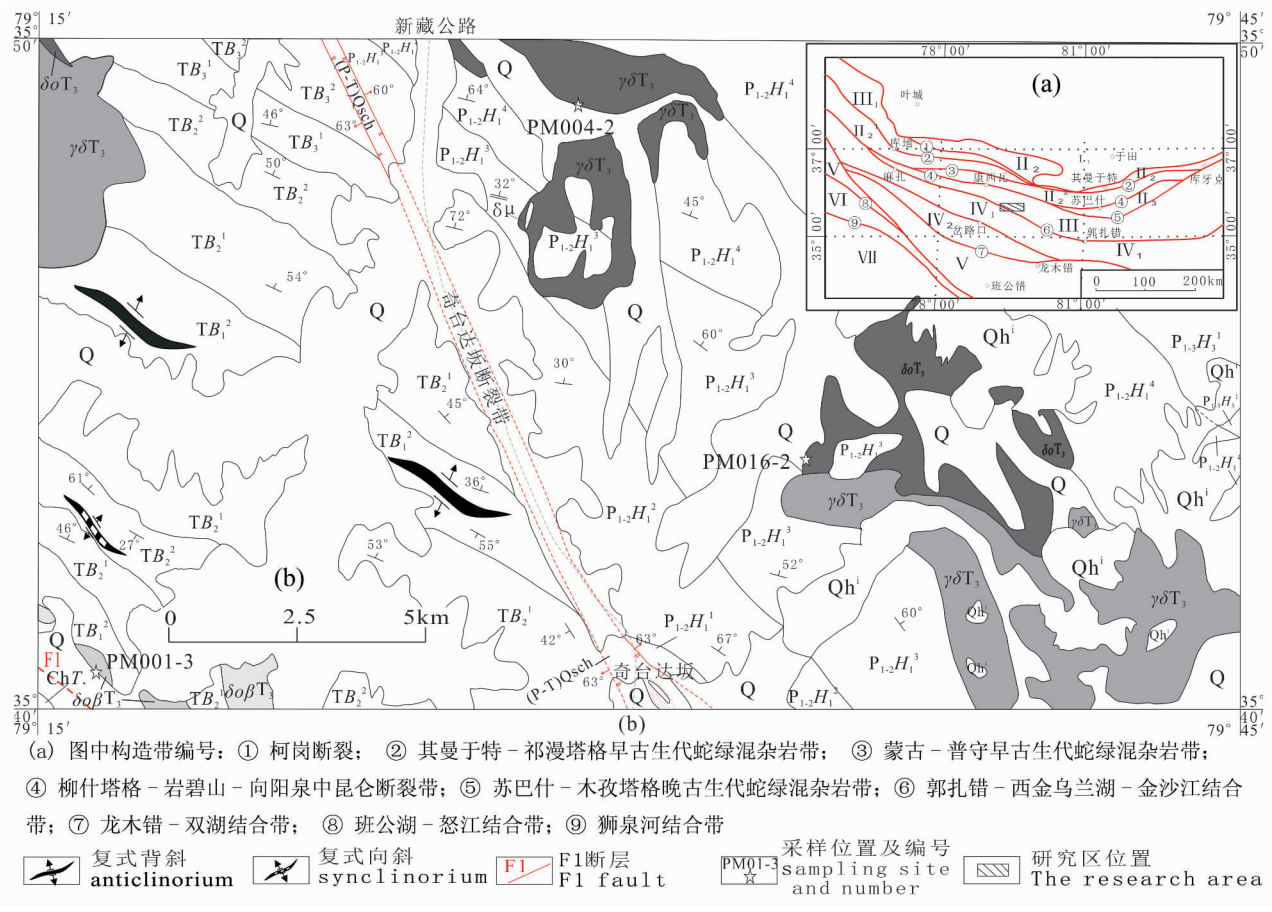


图 1 西昆仑奇台达坂地区大地构造位置(a)及侵入岩分布图(b)

Fig. 1 Geotectonic position(a)and distribution of the intrusive rocks(b)in Qitaidaban Area, West Kunlun

Ⅰ$_1$—塔里木陆块；Ⅰ$_2$—铁克里克断裂带；Ⅱ$_1$—北昆仑(其曼塔格)晚古生代岩浆弧带；Ⅱ$_2$—中昆仑微陆块(早古生代与晚古生代构造叠加复合带)；Ⅱ$_2^1$—中昆仑微陆块北带；Ⅱ$_2^2$—中昆仑微陆块南带；Ⅱ$_3$—南昆仑晚古生代残弧带；Ⅲ—巴颜喀拉晚古生代—中生代边缘裂谷盆地；Ⅳ—甜水海—北羌塘微陆块群；Ⅳ$_1$—甜水海微陆块；Ⅳ$_2$$_1$—神仙湾二叠—三叠纪边缘裂陷带；Ⅴ—喀拉昆仑—南羌塘陆块；Ⅵ—班戈—腾冲燕山期岩浆弧带；Ⅶ—岗底斯—下察隅晚燕山期岩浆弧带；Q—第四系；Qh^i—雪被区；Ch*T*—长城系甜水海岩群；三叠系巴颜喀拉山群：TB_3^2—上组上段，TB^3—上组下段，TB_2^2—中组上段，TB_2^1—中组下段，TB_1^2—下组上段；下—中二叠统黄羊岭群下砂板岩组：$P_{1-2}H_1^4$—第四段，$P_{1-2}H_1^3$—第三段，$P_{1-2}H_1^2$—第二段，$P_{1-2}H_1^1$—第一段；(P—T)Qsch—奇台达坂构造片岩；晚三叠世侵入岩：$\delta o\beta T_3$—黑云英云闪长岩，δoT_3—黑云母石英闪长岩，$\gamma\delta T_3$—黑云母花岗闪长岩；δμ—闪长玢岩脉

Ⅰ$_1$—Tarim Block; Ⅰ$_2$—Tiekelike fault belt; Ⅱ$_1$—Northern Kunlun Late Paleozoic Magma arc zone; Ⅱ$_2$—Central Kunlun microcontinent; Ⅱ$_2^1$—North zone of the Central Kunlun microcontinent; Ⅱ$_2^2$—South zone of the Central Kunlun microcontinent; Ⅱ$_3$—Southern Kunlun Late Paleozoic residual Magma arc belt; Ⅲ—Bayan Har Late Paleozoic—Mesozoic marginal rift basin; Ⅳ—Tianshuihai—Northern Qiangtang microcontinent; Ⅳ$_1$—Tianshuihai microcontinent; Ⅳ$_1^2$—Shenxianwan Permian—Triassic of marginal fault depression zone; Ⅴ—Karakoram—Sourthern Qiangtang microcontinent; Ⅵ—Banga—Nujiang Yanshanian Magma arc zone; Ⅶ—Gangdisi—Xiachayu Late Yanshanian Magma arc zone; Q—Quaternary; Qh^i—Snow area; Ch*T*—Tianshuihai Group complex of Changcheng System, Mesoproterozoic; Triassic Bayan Har Shan Group: TB_3^2—Upper Member, Upper Formation, TB_3^1—Lower Member, Upper Formation, TB_2^2—Middle Formation, Upper Member, TB_2^1—Middle Formation, Lower Member; TB_1^2—Lower Formation, Upper Member; Lower—Middle Permian Huangyangling Group Lower Sandstone—Slate Formation: $P_{1-2}H_1^4$—Fourth Member; $P_{1-2}H_1^3$—Third Member; $P_{1-2}H_1^2$— Second Member; $P_{1-2}H_1^1$— First Member; (P—T) Qsch—Qitai Pass Tectonic Schist; Late Triassic intermediate—acid intrusive rocks: $\delta o\beta T_3$—biotite tonalite; δoT_3—biotitequartz diorite; $\gamma\delta T_3$—biotitequartz granodiorite; δμ—diorite—porphyrite veins

1　区域地质背景及岩体地质特征

研究区位处西昆仑—喀喇昆仑造山带,跨巴颜喀拉晚古生代—中生代边缘裂陷带、郭扎错—金沙江缝合带和甜水海—北羌塘微陆块群三个二级构造单元,经历了长期的、多体制、多机制的构造演化,形成了复杂的构造格局和物质组成。从上古生界—新生界地层均有分布,特别是上古生界二叠系—中生界三叠系浅变质的沉积岩,新生界地层均为半固结—松散状的砂砾土。岩浆岩主要有晚三叠纪、新近纪的中酸性、酸性侵入岩及火山岩;构造主要有多机制、不同期次的面状和线状构造。研究区地层区划属巴颜喀拉地层区之大红柳滩地层分区和北羌塘地层区之甜水海地层分区(图 1a)。甜水海地层分区多为第四系覆盖,无基岩出露,但从紧邻地区观察,主要发育长城系甜水海岩群和青白口系肖尔克谷地岩组。甜水海岩群岩石变形强烈,发育一系列顺层掩卧褶皱,尖棱褶皱及韧性剪切带。青白口系肖尔克谷地岩组变形强烈,主要发育有顺层掩卧褶皱及尖棱褶皱,表明其形成于中部层次的塑性流变作用,变质程度达绿片岩相。大红柳滩地层分区出露地层主要有上古生界二叠系黄羊岭群(P*H*)、下中生界三叠系巴颜喀拉山群(T*B*)及新生界新近系泉水沟组的火山岩(N_2q)和第四系沉积物。二叠系黄羊岭群地层主要为一套浅海—半深海相的以碎屑岩为主沉积岩建造,地层发育层内褶皱,其南翼产状为 20°∠70°,北翼产状为 23°∠46°,轴面产状为 21°∠61°,显示由北东向南西的推覆特征,依据岩石组合特征进行了进一步划分,共划分为四个段级地层单位:第一段($P_{1-2}H_1^1$)、第二段($P_{1-2}H_1^2$)、第三段($P_{1-2}H_1^3$)、第三段($P_{1-2}H_1^4$);三叠系巴颜喀拉山群地层主要是以细碎屑岩沉积为主的增生杂岩,在调查区内与黄羊岭群以奇台达坂断裂为界,陕西省地质调查院在将其分为三个组:下组(TB_1)、中组(TB_2)、上组(TB_3)(《新疆阿克萨依湖 1∶ 25 万区域地质调查报告》[1]),本文仍基本沿用该划分方案,但在原有的基础上进行了补充:① 将下组分为两个段(TB_1^1 和 TB_1^2),② 将中组分为两个段(TB_2^1 和 TB_2^2),③ 将上组分为两个段(TB_3^1 和 TB_3^2)。地层中发育一系列褶皱样式显示早期为北东向南西逆冲,而晚期为转换为南西向北东逆冲特征。奇台达坂断裂在调查区长度约 28 km,宽约 1.2 ~ 1.5 km,大部分被第四系所覆盖,断裂带内部的物质组成主要劈理化砂岩、劈理化粉砂岩、碎裂岩等。其中劈理产状变化较大,个别地方陡、个别地方缓。而厚层砂岩多呈大的块体产出,而粉砂岩、泥质粉砂岩劈理化较强。从该断裂带内部的构造形迹观察、变形特征观察,其经历了两期变形作用:早期为脆韧性变形,形成一系裂片理化带,构造透镜体。晚期主要为脆性断层作用,均具压扭性特征。卫片上线性影像特征清楚,地貌上呈槽形负地形线状延伸。断裂主期片理产状为 230°∠40° ~ 60°,晚期断层产状为 50° ~ 60°∠20° ~ 60°。

晚三叠纪中酸性侵入岩主要分布在奇台达坂断裂带的两侧,严格受控于断裂带的走向,总体上呈近北西向展布。断裂两侧断续分布有大小不等的 5 个



图 2 西昆仑奇台达坂地区侵入岩的暗色闪长质暗色细粒包体(a)和辉长质微细粒包体(b)

Fig. 2 Dark microgranular enclave of gabbro(a) and dark microgranular enclave of diorice with caocured feldspar phenocryst(b) for the intrusive rocks in Qitaidaban Area, West Kunlun

岩体,面积约 117m^2,约占调查区面积的 7%,岩体中发育少量具有岩浆结构的暗色闪长质暗色细粒包体和辉长质微细粒包体。暗色闪长质暗色细粒包体呈塑性变形特征的浑圆状、椭圆状(图 2a),与寄主岩石的界线截然或渐变过渡;辉长质微细粒包体,呈条带状(图 2b),与寄主岩石多为港湾状接触,不发育冷凝边,其附近发育零散的暗色包体。岩体侵入于二叠纪的黄羊岭群以及三叠纪的巴颜喀喇岩群中(图 1b),侵入面呈港湾状或陡坡状,岩体与地层的侵入部位存在 40 cm ~2m 的角岩化带。

本次工作总共采集了 9 个样品,样品编号及岩性分别为: PM016-2、PM016-3、PM016-4, 浅黑色细粒黑云石英闪长岩;PM004-2、PM004-9、PM004-10, 花岗闪长岩;PM001-1、PM001-2、PM001-3, 深灰色细粒黑云母英云闪长岩。其岩石学特征如下:

浅黑色细粒黑云石英闪长岩:岩石新鲜面呈浅灰色,中—细粒花岗结构、块状构造;主要矿物成分为斜长石(53% ~56%)、石英(18% ~19%)、条纹长石(15% ~16%)、黑云母(8% ~9%)、角闪石 < 1%,矿物颗粒粒径在 1 ~2mm 和 2 ~5mm,斜长石呈较自形板状不均匀分布,并具环带结构、聚片双晶和绢云母化,他形粒状石英不均匀分布,局部较集中,偶见钾长石包含有斜长石和黑云母,黑云母为棕色片状,多色性明显,Ng′= 棕色,Np′= 浅黄色,微具绿泥石化。

浅灰色中—细粒黑云母花岗闪长岩:岩石呈中—细粒花岗结构,块状构造。主要矿物颗粒粒径 1 ~4mm,主要矿物成分为斜长石(50% ~52%),条纹长石、微斜长石(13% ~17%),石英(23% ~25%),黑云母 5%,斜长石具有环带状构造,并具绢云母化,斜长石自形程度比钾长石、石英好。在岩石中不均匀分布,钾长石、石英则充填于长石空隙中,黑云母呈棕色片状,多色性明显。

深灰色细粒黑云母英云闪长岩:岩石风化面为深灰色,新鲜面呈浅灰色呈半自形粒状结构,块状构造,矿物成分为斜长石 60%、石英(20% ~23%)、微斜长石(1% ~2%)、黑云母(10% ~12%)、角闪石(2% ~3%),矿物颗粒大小多在 0.3 ~1.4mm 之间,浅色矿物斜长石为半自形斑状杂乱分布,表面具绢云母化,显得很脏,他形粒状石英充填于斜长石之间,并交代斜长石,钾长石少量;暗色矿物黑云母及角闪石自形程度较好,在岩石中不均匀分布,黑云母具绿泥石化偶见方解石交代暗色矿物。

2 样品采集及测试分析方法

本次工作选取调查区中酸性侵入岩中 3 件样品进行 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年研究,其中样品编号分别为 PM001-3(英云闪长岩)、PM004-2(石英闪长岩)、PM0016-2(花岗闪长岩)。同时选择石英闪长岩 3 件、花岗闪长岩 3 件、英云闪长岩 3 件;共计 9 件样品进行主量、微量、稀土元素分析。

测年样品每件采集重量约 15kg,在核工业二〇三研究所采用常规方法进行粉碎,并用浮选和电磁选方法进行分选,然后在西北大学大陆动力学国家重点实验室双目镜下挑选出晶形和透明度较好的锆石颗粒,将它们粘贴在环氧树脂表面,待环氧树脂充分固化后,再对其进行抛光至锆石内部暴露。在西北大学大陆动力学国家重点实验室进行反射光、透射光和阴极发光显微照相。通过对反射光、透射光和阴极发光图像分析,选择吸收程度均匀和形态明显不同的区域进行分析。锆石微量元素分析在西北大学大陆动力学国家重点实验室的 LA-ICP-MS 仪器上用标准测定程序进行。分析仪器为美国 Agilent 公司生产的 Agilent7500a 型四极杆质谱仪和德国 Microlas 公司生产的 Geolas200M 型激光剥蚀系统,激光器为 193 nm ArF 准分子激光器,激光波长为 193nm,束斑为 30μm,频率为 8Hz,能量为 70MJ,采样方式为单点剥蚀。锆石年龄计算采用标准锆石 91500 作为外标,元素含量采用美国国家标准物质局人工合成硅酸盐玻璃 NISTSRM610 作为外标,^{29}Si作为内标元素进行校正。数据采集处理采用 GLITTER(Version4.0,Mcquaire University),并采用 Andersen 软件(Anderson,2002)对测试数据进行普通铅校正,年龄计算及谐和图绘制采用 ISOPLOT(3.0 版)软件完成(Ludwig,2003)。

常量、稀土、微量元素检测分析由核工业二〇三研究所分析测试中心完成。FeO 采用容量法分析,依据标准 GB/T14506.14-2010;其余主量元素、TFe_2O_3和微量元素中 P、Ba、V、Cr、Rb、Sr、Zr、Sc 均采用 XRF 法分析,使用仪器为荷兰帕纳科公司制造的 Axios X 射线光谱仪,依据标准 GB/T14506.28-2010;所有稀土元素及微量元素中 Co、Ni、Nb、Hf、Ta、Th、U 采用 ICP-MS 法分析,使用仪器为 Thermo FisherScientific 公司制造的 XSERIES2 型 ICP-MS,依据标准 GB/T14506.30-2010;Fe_2O_3 值通过计算得出,计算公式为 $TFe_2O_3 = Fe_2O_3 + FeO \times 1.1113$。主量元素分析数据中烧失量值介于 0.41% ~2.85%

之间,总量在 99.11% ~99.47% 之间,满足精度标准要求;主量元素分析精度(相对标准差)小于 1%,微量元素和稀土元素分析精度优于 5%。

3　LA-ICP-MS U-Pb 定年结果

所有样品锆石发育清晰的内部结构和典型的岩浆震荡环带(图 3),其中 Th/U 值为 0.17 ~1.03,均 >0.1,属于典型的岩浆成因锆石。结果分析见表 1。

英云闪长岩(N:35°40′35″;E:79°1627″):95% 以上为褐红色,呈不透明状,棱角状碎块,少量为浅玫瑰色,透明,金刚光泽,颗粒多为残缺柱状。30 ~40 粒呈较完整棱角状聚形晶,颗粒表面局部具麻点状蚀象,略显光滑,大部分颗粒含细小锆石包体;锆石粒径一般在 0.4 ×0.1 ~0.1 ×0.05mm^2,长宽比多为 2∶1 ~3∶1,个别可达 4∶1 或 5∶1;个别晶形由于其发育不等而形成歪晶;紫外灯照射下钱玫瑰色锆石发黄色光,褐红色锆石发光不明显。测定了 12 个锆石的 14 个点,14 个测点都位于谐和线附近(图 4a),加权平均年龄为 214.7 ±2.0Ma(图 4b),代表区内英云闪长岩的成岩年龄。

石英闪长岩(N:35°43′52″;E:79°34′09″):锆石 70% 左右为褐红色(铁染色),弱金刚光泽,不透明—半透明状,紫外灯光照射发弱黄色光。25% 左右为淡玫瑰色,少量无色,强金刚光泽,紫外灯光照射下普遍发亮黄色光。较完整锆石约有 3% ~5%,其余颗粒皆为残缺柱状及碎块状。褐红色颗粒表面较淡玫瑰色表面粗糙,多具坑凹状、小丘状及麻点状蚀象,淡玫瑰色表面仅具细蚀象,略显光滑平整。锆石内部普遍含细小锆石包体,疏密不易,排列无序,锆石的粒度在 0.55 ×0.15 ~0.01 ×0.005mm^{2}之间,长宽比多为2∶1 ~3∶1,少量 4∶1 以上,个别可达 5∶1 ~6∶1。测定了 15 个锆石的 17 个点,有 3 个测点(PM004-2-9)的年龄值明显偏离谐和线,可能为捕获锆石或继承锆石的年龄,不参与计算,其余 15 个测点都位于谐和线附近(图 4c),加权平均年龄为 211.3 ±3.3Ma(图 4d),代表区内石英闪长岩的成岩年龄。

花岗闪长岩(N:35°49′00″;E:79°28′22″):锆石 70% 为褐红色(铁染色),半透明—不透明状,弱金刚光泽,35% 左右为淡玫瑰色,透明度好,强金刚光泽,前者紫外灯光照射发弱黄色光,后者呈亮黄色光,锆石颗粒以残缺柱状及碎块状为主,较完整晶形约有5% 左右;颗粒表面特征为褐红色锆石多具较

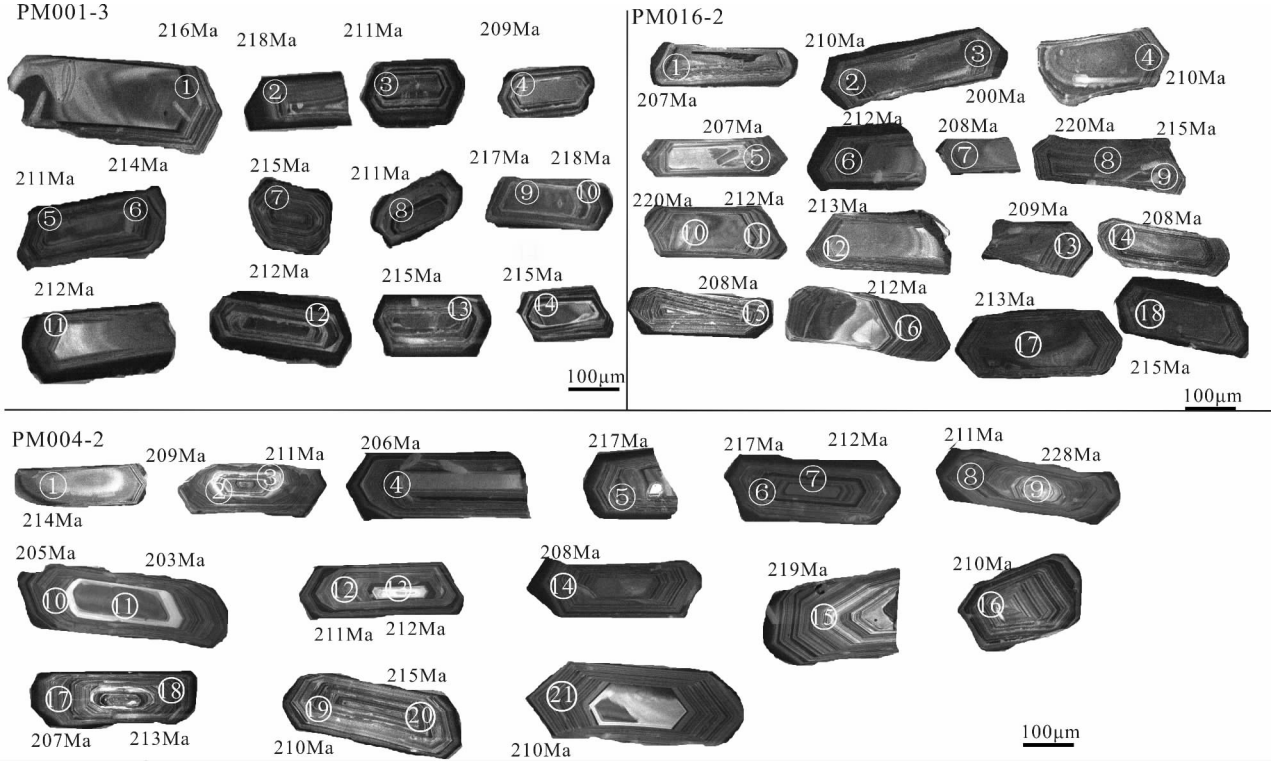


图 3　西昆仑奇台达坂地区侵入岩样品(PM001-3、PM016-2、PM004-2)锆石 CL 图像及测点位置

Fig. 3 Cathodoluminescence image of zircon and site of analyzed spots form the sample(PM001-3, PM016-2, PM004-2) in Qitaidaban Area, West Kunlun

表 1 西昆仑奇台达坂地区侵入岩 LA-ICP-MS U-Pb 年代学测试结果

Table1 LA-ICP-MS zircon U-Pb dating results of the intrusive rocks in Qitaidaban Area, West Kunlun

测点号	元素含量($\times10^{-6}$)			Th/U	同位素比值						同位素年龄(Ma)						谐和度(%)
	Pb*	Th	U		$n(^{207}Pb)/n(^{206}Pb)$		$n(^{207}Pb)/n(^{235}Pb)$		$n(^{206}Pb)/n(^{238}Pb)$		$n(^{207}Pb)/n(^{206}Pb)$		$n(^{207}Pb)/n(^{235}Pb)$		$n(^{206}Pb)/n(^{238}Pb)$		
					测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	
英云闪长岩																	
PM001-3-1	32.41	206	894	0.23	0.0505	0.0019	0.2377	0.0061	0.0341	0.00051	219	33	217	5	216	3	100.46
PM001-3-2	29.26	214	810	0.26	0.0497	0.0019	0.2353	0.0064	0.0343	0.00052	179	36	215	5	218	3	98.62
PM001-3-3	14.99	108	332	0.33	0.0536	0.0030	0.2462	0.0120	0.0333	0.0006	353	77	223	10	211	4	105.69
PM001-3-4	48.20	311	1368	0.23	0.0600	0.0020	0.2761	0.0055	0.0334	0.00049	215	81	209	6	209	3	100.00
PM001-3-5	20.54	503	487	1.03	0.0516	0.0022	0.2370	0.0077	0.0333	0.00053	269	45	216	6	211	3	102.37
PM001-3-6	41.22	279	1184	0.24	0.0515	0.0017	0.2399	0.0046	0.0338	0.0005	263	20	218	4	214	3	101.87
PM001-3-7	61.00	499	1653	0.30	0.0505	0.0018	0.2367	0.0056	0.0340	0.00052	218	28	216	5	215	3	100.47
PM001-3-8	55.70	486	1423	0.34	0.0806	0.0026	0.3814	0.0077	0.0343	0.00052	455	101	232	9	211	3	109.95
PM001-3-9	29.55	195	828	0.24	0.0510	0.0020	0.2409	0.0073	0.0343	0.00055	239	41	219	6	217	3	100.92
PM001-3-10	47.11	487	1296	0.38	0.0482	0.0016	0.2286	0.0050	0.0344	0.00053	110	25	209	4	218	3	95.87
PM001-3-11	42.60	420	1172	0.36	0.0482	0.0015	0.2220	0.0043	0.0334	0.00051	110	21	204	4	212	3	96.23
PM001-3-12	45.25	291	1212	0.24	0.0579	0.0019	0.2695	0.0056	0.0338	0.00052	244	81	215	6	212	3	101.42
PM001-3-13	37.46	310	1035	0.30	0.0508	0.0016	0.2372	0.0046	0.0339	0.00053	234	20	216	4	215	3	100.47
PM001-3-14	41.28	389	1004	0.39	0.0690	0.0023	0.3278	0.0073	0.0345	0.00055	338	105	225	8	215	3	104.65
花岗闪长岩																	
PM016-2-1	39.96	194	1082	0.18	0.0522	0.0018	0.2427	0.0053	0.0337	0.0005	296	25	221	4	214	3	103.27
PM016-2-2	43.00	218	1237	0.18	0.0518	0.0017	0.2357	0.0046	0.0330	0.00048	190	69	207	5	209	3	99.04
PM016-2-3	51.73	332	1431	0.23	0.0561	0.0019	0.2583	0.0049	0.0334	0.00048	284	71	217	5	211	3	102.84
PM016-2-4	46.77	299	1270	0.24	0.0583	0.0019	0.2636	0.0049	0.0328	0.00048	228	76	208	5	206	3	100.97
PM016-2-5	20.85	211	538	0.39	0.0526	0.0020	0.2480	0.0066	0.0342	0.00052	313	34	225	5	217	3	103.69
PM016-2-6	9.62	114	236	0.48	0.0554	0.0026	0.2630	0.0097	0.0345	0.00056	229	133	218	11	217	4	100.46
PM016-2-7	38.06	245	1056	0.23	0.0547	0.0019	0.2533	0.0051	0.0336	0.00049	207	76	211	5	212	3	99.53
PM016-2-8	37.83	280	1021	0.27	0.0531	0.0018	0.2443	0.0049	0.0334	0.00049	208	78	211	6	211	3	100.00
PM016-2-9	9.81	108	227	0.48	0.0505	0.0023	0.2506	0.0093	0.0360	0.00058	219	56	227	8	228	4	99.56
PM016-2-10	34.80	183	961	0.19	0.0667	0.0023	0.3032	0.0061	0.0329	0.00049	314	82	214	6	205	3	104.39
PM016-2-11	58.96	483	1672	0.29	0.0513	0.0017	0.2261	0.0042	0.0320	0.00046	254	20	207	3	203	3	101.97
PM016-2-12	42.77	251	1227	0.20	0.0511	0.0017	0.2307	0.0046	0.0327	0.00048	247	22	211	4	208	3	101.44

测点号	元素含量($\times10^{-6}$)			Th/U	同位素比值						同位素年龄(Ma)						谐和度(%)
	Pb*	Th	U		$n(^{207}Pb)/n(^{206}Pb)$		$n(^{207}Pb)/n(^{235}Pb)$		$n(^{206}Pb)/n(^{238}Pb)$		$n(^{207}Pb)/n(^{206}Pb)$		$n(^{207}Pb)/n(^{235}Pb)$		$n(^{206}Pb)/n(^{238}Pb)$		
					测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	
PM016-2-13	52.36	349	1397	0.25	0.0596	0.0020	0.2769	0.0051	0.0337	0.00049	220	78	212	6	211	3	100.47
PM016-2-14	41.42	243	1163	0.21	0.0531	0.0018	0.2404	0.0047	0.0329	0.00048	331	21	219	4	208	3	105.29
PM016-2-15	15.91	101	378	0.27	0.0548	0.0024	0.2621	0.0090	0.0347	0.00056	205	112	218	9	219	3	99.54
PM016-2-16	35.19	258	959	0.27	0.0511	0.0017	0.2340	0.0048	0.0332	0.00049	246	23	213	4	210	3	101.43
PM016-2-17	45.04	258	1224	0.21	0.0592	0.0019	0.2694	0.0051	0.0330	0.00048	242	75	210	5	207	3	101.45
PM016-2-18	33.73	235	908	0.26	0.0528	0.0018	0.2448	0.0051	0.0336	0.0005	321	23	222	4	213	3	104.23
PM016-2-19	32.16	290	831	0.35	0.0583	0.0020	0.2683	0.0056	0.0334	0.00049	328	85	220	7	210	3	104.76
PM016-2-20	49.26	407	1195	0.34	0.0719	0.0024	0.3430	0.0064	0.0346	0.00051	436	87	234	7	215	3	108.84
PM016-2-21	43.28	252	1184	0.21	0.0538	0.0018	0.2465	0.0047	0.0332	0.00049	236	71	212	5	210	3	100.95
石英闪长岩																	
PM004-2-1	35.24	205	1001	0.20	0.0580	0.0020	0.2636	0.0055	0.0329	0.00049	265	77	212	6	207	3	102.42
PM004-2-2	40.37	227	1120	0.20	0.0519	0.0019	0.2373	0.0057	0.0332	0.0005	180	81	207	6	210	3	98.57
PM004-2-3	52.84	357	1383	0.26	0.0793	0.0026	0.3559	0.0066	0.0326	0.00048	323	97	210	7	200	3	105.00
PM004-2-4	43.72	209	1179	0.18	0.0593	0.0020	0.2726	0.0055	0.0333	0.00049	348	71	221	5	210	3	105.24
PM004-2-5	40.47	227	1120	0.20	0.0580	0.0020	0.2636	0.0055	0.0329	0.00049	265	77	212	6	207	3	102.42
PM004-2-6	34.35	287	899	0.32	0.0601	0.0021	0.2762	0.0060	0.0334	0.0005	605	23	248	5	212	3	116.98
PM004-2-7	52.05	291	1371	0.21	0.0673	0.0022	0.3101	0.0060	0.0334	0.00049	272	83	213	6	208	3	102.40
PM004-2-8	13.76	85	327	0.26	0.0726	0.0029	0.3479	0.0101	0.0348	0.00055	1002	34	303	8	220	3	137.73
PM004-2-9	11.13	164	225	0.73	0.1094	0.0046	0.5500	0.0170	0.0364	0.00062	357	215	227	19	215	4	105.58
PM004-2-10	20.54	142	394	0.36	0.0549	0.0023	0.2743	0.0085	0.0362	0.00057	410	41	246	7	229	4	107.42
PM004-2-11	50.54	255	1296	0.20	0.0687	0.0023	0.3234	0.0064	0.0342	0.00051	341	82	223	6	212	3	105.19
PM004-2-12	25.53	354	533	0.66	0.0516	0.0022	0.2386	0.0079	0.0335	0.00053	268	47	217	6	213	3	101.88
PM004-2-13	54.25	345	1373	0.25	0.0642	0.0022	0.2960	0.0061	0.0334	0.0005	252	88	212	7	209	3	101.44
PM004-2-14	48.92	286	1347	0.21	0.0557	0.0019	0.2531	0.0052	0.0330	0.00049	294	74	215	5	208	3	103.37
PM004-2-15	13.61	121	365	0.33	0.0517	0.0022	0.2339	0.0075	0.0328	0.00052	271	45	213	6	208	3	102.40
PM004-2-16	37.36	181	957	0.19	0.0684	0.0024	0.3219	0.0069	0.0342	0.00051	361	84	225	7	212	3	106.13
PM004-2-17	51.93	274	1187	0.23	0.0912	0.0030	0.4416	0.0080	0.0351	0.00052	444	100	233	9	213	3	109.39
PM004-2-18	43.14	226	1033	0.22	0.0616	0.0022	0.2918	0.0068	0.0343	0.00052	240	90	217	7	215	3	100.93

注:$Pb^* = 0.241 \times n(^{206}Pb) + 0.221 \times n(^{207}Pb) + 0.524 \times n(^{208}Pb)$;同位素和年龄均经过普通 Pb 校正,方法参照 Andersen (2002)。

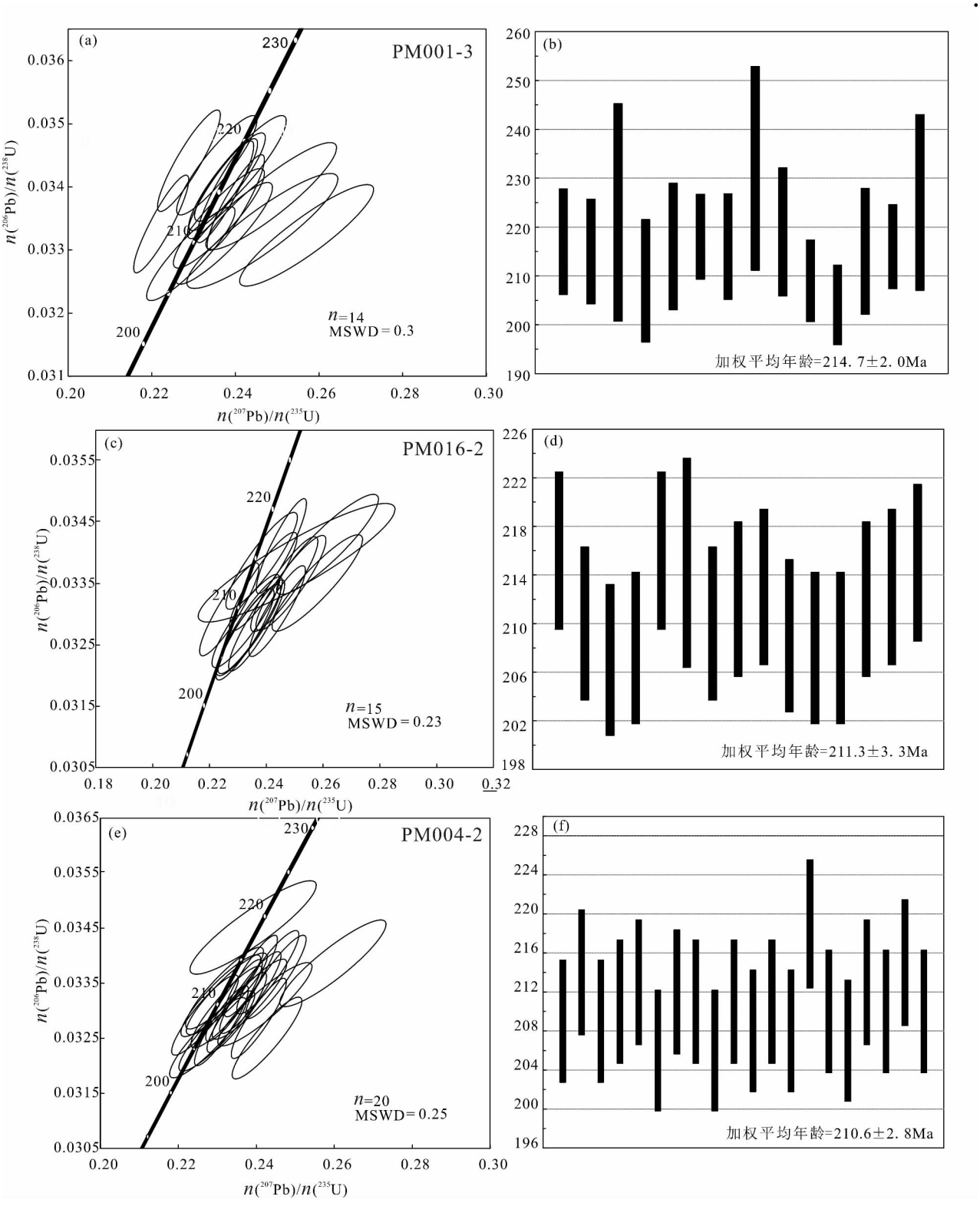


图 4 西昆仑奇台达坂地区侵入岩 U-Pb 年龄谐和图以及加权平均年龄图

Fig. 4 Zicon U-Pb concordia diagram and weighted average age of the intrusive rocks in Qitaidaban Area, Western Kunlun

粗坑凹状、小丘状蚀象,比较粗糙,而淡玫瑰色锆石相对蚀象精细,相对平整光滑;锆石粒径在 0.65 × 0.15 ~ 0.01 × 0.005mm^2 之间,长宽比多为 2: 1 ~ 3: 1,少量 4: 1 以上,个别可达 6: 1,有个别颗粒

由于晶体两端发育不对称呈“异极状”晶形。锆石发育清晰的内部结构和典型的岩浆震荡环带,其中 Th/U 值为 0.18 ~ 0.48,均 >0.1。测定了 14 个锆石的 21 个点,有 1 个测点(PM004-2-9)的年龄值明显偏离谐和线,可能为捕获锆石或继承锆石的年龄,不参与计算,其余 20 个测点都位于谐和线附近(图 4e),加权平均年龄为 210.6 ± 2.8Ma(图 4f),代表区内花岗闪长岩的成岩年龄。

4　岩石地球化学特征

大红柳滩地区奇台达坂北侧中酸性侵入岩主量元素和微量、稀土元素测试结果如表 2。将全部样品主要氧化物含量(无 CO_2、H_2O 及烧失量)重新换算成 100% 投在侵入岩 TAS 分类图解(Middlemost,1994)上分别落在闪长岩、花岗闪长岩区域(图 5a),这和岩石学的判断基本一致。

主要元素方面,石英闪长岩 SiO_2 含量变化范围在 62.98% ~ 64.02% 之间,平均含量 63.42%。Na_2O 平均含量为 2.12% ~ 2.29%,平均含量为 2.20%,K_2O 变化范围为 3.58% ~ 3.32%,平均含量为 3.68%。CaO 含量为 3.45% ~ 3.68%,MgO 含量为 2.23% ~ 2.50%,Al_2O_3 含量为 14.79% ~ 14.82%,A/CNK = 1.05 ~ 1.07 <1.1。TAS 图解上全部落入亚碱性系列闪长岩和花岗闪长岩的界线上

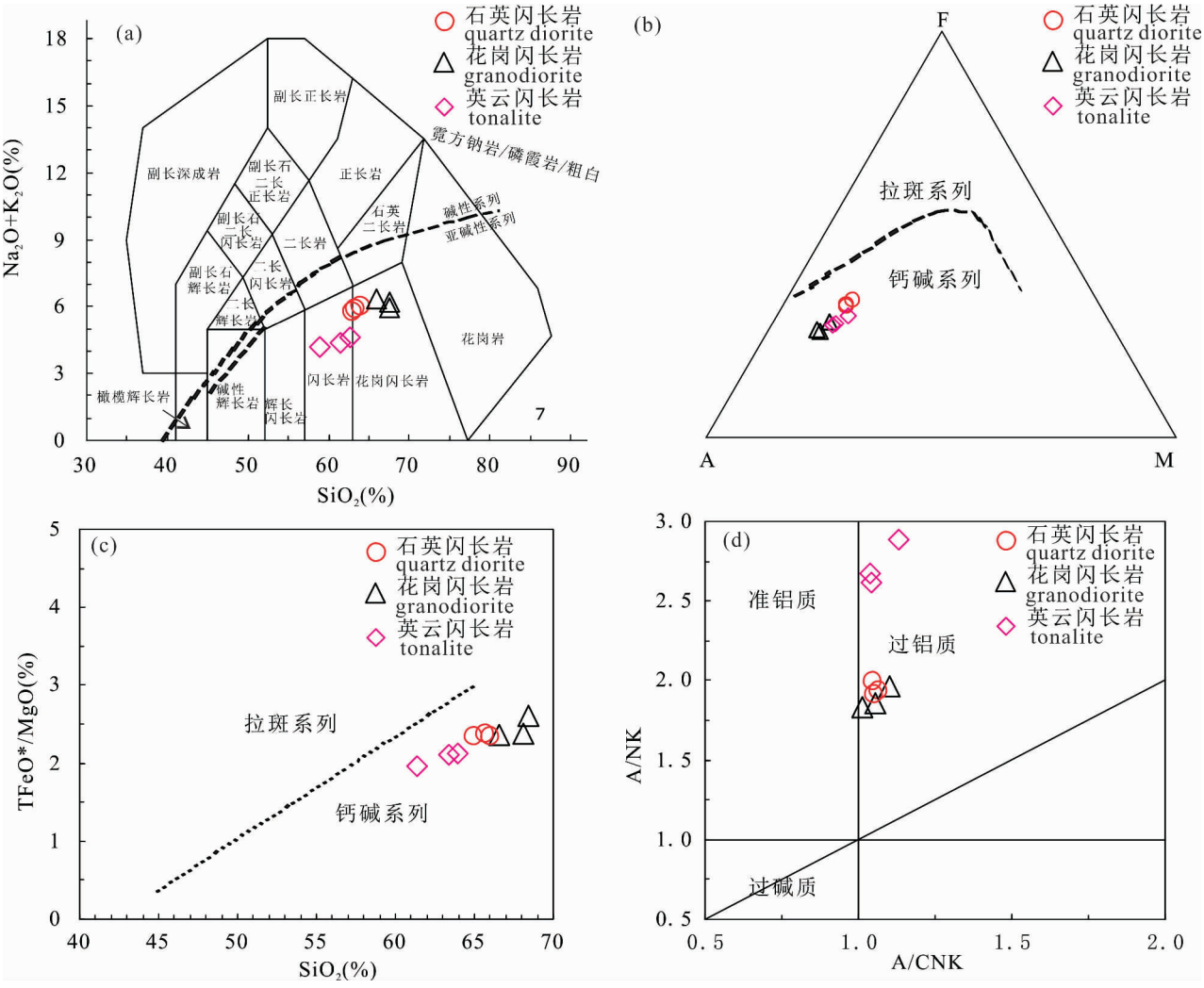


图 5 西昆仑奇台达坂地区侵入岩 TAS(据 Middlemost,1994)、F—A—M(据 Irvine T N,1971)、SiO_2—$TFeO^*/MgO$(据 Miyashiro A,1974)和 A/CNK—A/NK(据 Maniar and Piccoli,1989)图解

FMA:A—Al_2O_3 – Na_2O – K_2O;F—$TFeO^*$;M—MgO

Fig. 5 TAS(after Middlemost,1994), F—A—M(after Irvine T N,1971), SiO_2—$TFeO^*/MgO$(after Miyashiro A,1974), A/CNK—A/NK(after Maniar and Piccoli,1989) diagrams of the intrusive rocks in Qitaidaban area, West Kunlun

FMA:A—Al_2O_3 – Na_2O – K_2O;F—$TFeO^*$;M—MgO

表 2 西昆仑奇台达坂地区侵入岩主量元素(%)、稀土元素以及微量元素($\times10^{-6}$)分析结果

Table 2 Major elements(%), rare earth elements and trace elements compositions($\times10^{-6}$) of the intrusive rocks in Qitaidaban Area, West Kunlun

样号	PM016-2	PM016-3	PM016-4	PM004-9	PM004-10	PM004-2	PM001-1	DPM001-2	PM001-3
岩性	石英闪长岩			花岗闪长岩			英云闪长岩		
SiO_2	63.25	62.98	64.03	65.82	67.50	67.52	58.96	61.43	62.65
TiO_2	0.64	0.71	0.63	0.49	0.46	0.40	0.89	0.79	0.75
Al_2O_3	14.82	14.79	14.81	15.62	15.59	15.35	16.37	16.15	16.30
Fe_2O_3	0.99	1.56	1.49	1.17	1.03	1.11	1.71	0.73	0.93
FeO	4.76	4.68	4.07	3.41	3.14	2.87	5.46	5.20	4.76
MnO	0.13	0.14	0.12	0.10	0.09	0.1	0.19	0.16	0.15
MgO	2.29	2.50	2.23	1.88	1.70	1.47	3.42	2.70	2.59
CaO	3.45	3.68	3.49	3.81	3.41	3.45	4.83	5.25	5.16
Na_2O	2.29	2.12	2.19	2.84	2.62	2.74	2.09	2.35	2.26
K_2O	3.58	3.64	3.82	3.56	3.35	3.48	2.06	2.01	2.32
P_2O_5	0.19	0.21	0.18	0.15	0.13	0.12	0.14	0.13	0.13
烧失量	2.85	2.32	2.35	0.61	0.41	0.86	2.99	2.24	1.33
总量	99.24	99.33	99.41	99.46	99.43	99.47	99.11	99.14	99.33
σ	1.02	1.07	1.04	1.49	1.61	1.65	1.69	1.72	1.84
石英(Q)	22.23	23.35	21.28	28.27	27.64	23.49	23.57	24.63	23.27
钙长石(An)	26	25.25	23.98	16.23	16.56	17.4	16.47	16.63	18.13
钠长石(Ab)	20.52	19.51	18.4	22.39	23.51	18.49	20.10	19.09	24.31
正长石(Or)	12.26	13.99	12.66	19.99	20.86	22.17	21.95	23.26	21.28
刚玉(C)	0.90	1.02	2.35	1.78	1.11	1.21	1.41	1.19	0.53
紫苏辉石(Hy)	15.13	13.74	16.66	8.64	7.65	13.01	13.29	11.31	9.46
钛铁矿(Il)	1.55	1.45	1.76	0.88	0.77	1.39	1.26	1.23	0.94
磁铁矿(Mt)	1.09	1.38	2.58	1.51	1.63	2.33	1.49	2.23	1.72
磷灰石(Ap)	0.31	0.31	0.34	0.30	0.28	0.50	0.46	0.43	0.35
AR	1.51	1.54	1.49	1.93	2.00	1.91	1.96	1.99	2.00
K_2O/Na_2O	0.84	1.00	0.96	1.24	1.23	1.65	1.51	1.68	1.21
R1	2667.80	2686.08	2568.00	2649.56	2592.03	2446.47	2445.01	2467.08	2395.31
R2	1078.07	1052.06	1076.69	775.62	767.21	848.81	816.65	812.38	833.25
A/NKC	1.00	1.00	1.09	1.07	1.03	1.02	1.04	1.02	0.98
La	52.60	58.90	56.80	39.30	21.80	18.20	32.30	30.50	27.20
Ce	112.50	121.20	117.90	78.70	46.20	43.90	69.60	67.00	61.50
Pr	10.8	11.8	11.1	7.82	4.66	4.17	6.78	6.51	5.95
Nd	44.90	46.30	45.90	31.40	19.80	17.30	28.30	27.00	25.50
Sm	7.72	8.25	7.78	5.64	4.14	3.82	5.05	5.12	4.78
Eu	1.15	1.29	1.18	1.03	0.95	0.80	1.24	1.10	1.07
Gd	7.19	7.68	7.63	5.35	4.13	3.52	5.02	4.95	4.54
Tb	0.87	0.96	0.87	0.72	0.59	0.54	0.68	0.70	0.66
Dy	5.47	5.92	5.78	4.18	3.68	3.50	4.23	4.23	3.85
Ho	1.01	1.09	1.03	0.79	0.71	0.67	0.85	0.85	0.75
Er	3.26	3.58	3.35	2.26	2.06	2.14	2.38	2.42	2.14
Tm	0.43	0.42	0.44	0.32	0.30	0.31	0.35	0.36	0.31
Yb	2.83	3.18	3.14	2.16	2.00	2.09	2.22	2.34	1.94
Lu	0.48	0.47	0.46	0.32	0.29	0.31	0.32	0.34	0.29
P	1000.60	781.80	836.60	467.00	649.00	404.10	688.90	764.10	694.70
Rb	143.60	127.90	129.50	133.60	140.80	147.60	101.00	81.20	86.20
Sr	384.50	371.00	374.30	250.60	248.70	239.60	251.10	246.30	238.80
Cu	4.00	8.00	9.70	12.40	16.40	17.00	17.00	8.80	12.00
Pb	19.50	26.70	21.70	28.90	30.50	32.80	18.60	28.00	23.90
Zn	65.00	59.00	56.90	59.30	51.40	55.70	82.10	78.30	78.80
Co	11.20	10.00	10.10	9.89	8.58	7.11	13.10	10.80	11.00
Ni	8.39	8.68	8.84	8.20	7.97	6.47	10.90	7.10	7.65

样号	PM016-2	PM016-3	PM016-4	PM004-9	PM004-10	PM004-2	PM001-1	DPM001-2	PM001-3
岩性	石英闪长岩			花岗闪长岩			英云闪长岩		
Cr	34.70	30.70	30.10	18.90	20.70	13.50	22.30	22.00	23.60
V	111.70	95.00	99.60	46.20	57.90	35.10	97.70	87.90	68.80
Ga	17.30	17.20	17.20	19.50	18.90	18.40	22.30	22.00	23.60
Ba	596.70	572.10	552.80	468.50	522.90	420.60	554.50	411.90	463.70
Nb	16.00	8.15	26.9	9.72	10.40	9.94	7.24	8.34	11.50
Ta	1.36	0.97	1.98	1.53	1.25	1.41	1.11	0.97	1.23
Zr	136.70	160.50	180.00	103.80	102.00	91.60	157.5	149.1	162.1
Hf	1.86	1.54	2.30	1.02	1.20	1.48	0.45	0.48	0.44
U	2.30	3.67	2.24	2.16	0.96	1.48	1.42	1.23	1.66
Th	18.6	16.9	15.5	8.48	8.93	8.01	7.98	6.68	11.4
Y	31.70	34.20	34.00	24.40	22.20	21.80	24.40	25.30	22.10
Rb/Sr	0.37	0.34	0.35	0.53	0.57	0.62	0.40	0.33	0.36
K/Rb	206.96	236.26	244.88	221.21	197.51	195.73	169.32	205.49	223.43
10000Ga/Al	2.21	2.20	2.19	2.36	2.29	2.26	2.57	2.57	2.73
∑REE	251.21	271.04	263.36	179.99	111.31	101.27	159.32	153.42	140.48
LREE	229.67	247.74	240.66	163.89	97.55	88.19	143.27	137.23	126.00
HREE	21.54	23.30	22.70	16.10	13.76	13.08	16.05	16.19	14.48
LREE/HREE	10.66	10.63	10.60	10.18	7.09	6.74	8.93	8.48	8.70
$(La/Yb)_N$	13.33	13.29	12.98	13.05	7.82	5.87	10.44	9.35	10.06
$(La/Sm)_N$	2.00	4.61	4.71	4.50	3.40	3.00	4.13	3.85	3.67
$(Gd/Yb)_N$	7.00	2.00	2.01	2.05	1.71	1.36	1.87	1.75	1.94
δEu	0.46	0.49	0.46	0.56	0.69	0.66	0.74	0.66	0.69
δCe	1.10	1.06	1.08	1.04	1.07	1.17	1.10	1.11	1.13

(图 5a);在 F—A—C(图 5b)、SiO_2—TFeO*/MgO 图解(图 5c)中,样品全部落在钙碱性系列;在图解 A/CNK—A/NK 图解(图 5d)中,样品全部投到弱过铝质区域。花岗闪长岩 SiO_2 含量变化范围在 65.82% ~67.52%之间,平均含量 66.95%。Na_2O 平均含量为 2.62% ~2.84%,平均含量为 2.73%,K_2O 变化范围为 3.35% ~3.56%,平均含量为 3.46%。CaO 含量为 3.4% ~3.81%,MgO 含量为 1.47% ~1.88%,Al_2O_3 含量为 15.35% ~15.62%,A/CNK=1.01 ~1.10 <1.1。TAS 图解上全部落入亚碱性系列花岗闪长岩区域(图 5a);在 F—A—C(图 5b)、SiO_2—TFeO*/MgO 图解(图 5c)中,样品全部落在钙碱性系列;在图解 A/CNK—A/NK 图解(图 5d)中,样品全部投到弱过铝质区域。英云闪长岩 SiO_2 含量变化范围在 58.96% ~62.65%之间,平均含量 61.01%。Na_2O 平均含量为 2.09% ~2.35%,平均含量为 2.23%,K_2O 变化范围为 2.01% ~2.32%,平均含量为 2.13%。CaO 含量为 4.83% ~5.25%,MgO 含量为 2.70% ~3.42%,Al_2O_3 含量为 16.15% ~16.37%,A/CNK=1.04 ~1.13。TAS 图解上全部落入亚碱性系列花岗闪长岩区域(图 5a)。在 F—A—C(图 5b)、SiO_2—TFeO*/MgO 图解(图 5c)中,样品全部落在钙碱性系列;在图解 A/CNK—A/NK 图解(图 5d)中,样品全部投到弱过铝质区域。

在主量元素与 SiO_2 的 Harker 图解(图 6)中,MnO、TFe_2O_3、MgO、CaO、TiO_2 与 SiO_2 呈明显的负相关关系;Al_2O_3、P_2O_5、基本没变化,Na_2O 呈正相关关系,反映研究区侵入岩的原始岩浆可能为同源岩浆,且具有从早期中性岩浆到晚期酸性岩浆的演化过程。

石英闪长岩、花岗闪长岩和英云闪长岩的稀土配分模式图形状相似,岩石中稀土∑REE 总量(表 2)含量为 101.27×10^{-6} ~ 271.04×10^{-6},其中 LREE 为 88.19×10^{-6} ~ 247.74×10^{-6},HREE 为 13.08×10^{-6} ~ 23.30×10^{-6},轻重稀土比值 LREE/REE 为 6.74 ~10.66,显示轻稀土富集的特点。稀土元素标准化配分图中标准化曲线右倾为轻稀土富集型(图 7a),轻稀土部分右倾斜,重稀土部分呈较平坦,Eu 处"V"字型谷明显,$(La/Yb)_N$ 值为 5.87 ~13.33,远大于 1;δEu 值为 0.46 ~0.74,Eu 异常中等,说明在部分熔融作用中,源区有长石残留或岩浆在向上运移演化过程中发生了斜长石的分离结晶,但是作用不显著。微量元素方面,在原始地幔标准化蛛网图上(图 7b),显示大离子亲石元素(LILE)Rb、K、Th 相对富集,相对于 Rb 和 Th 亏损 Ba,高场

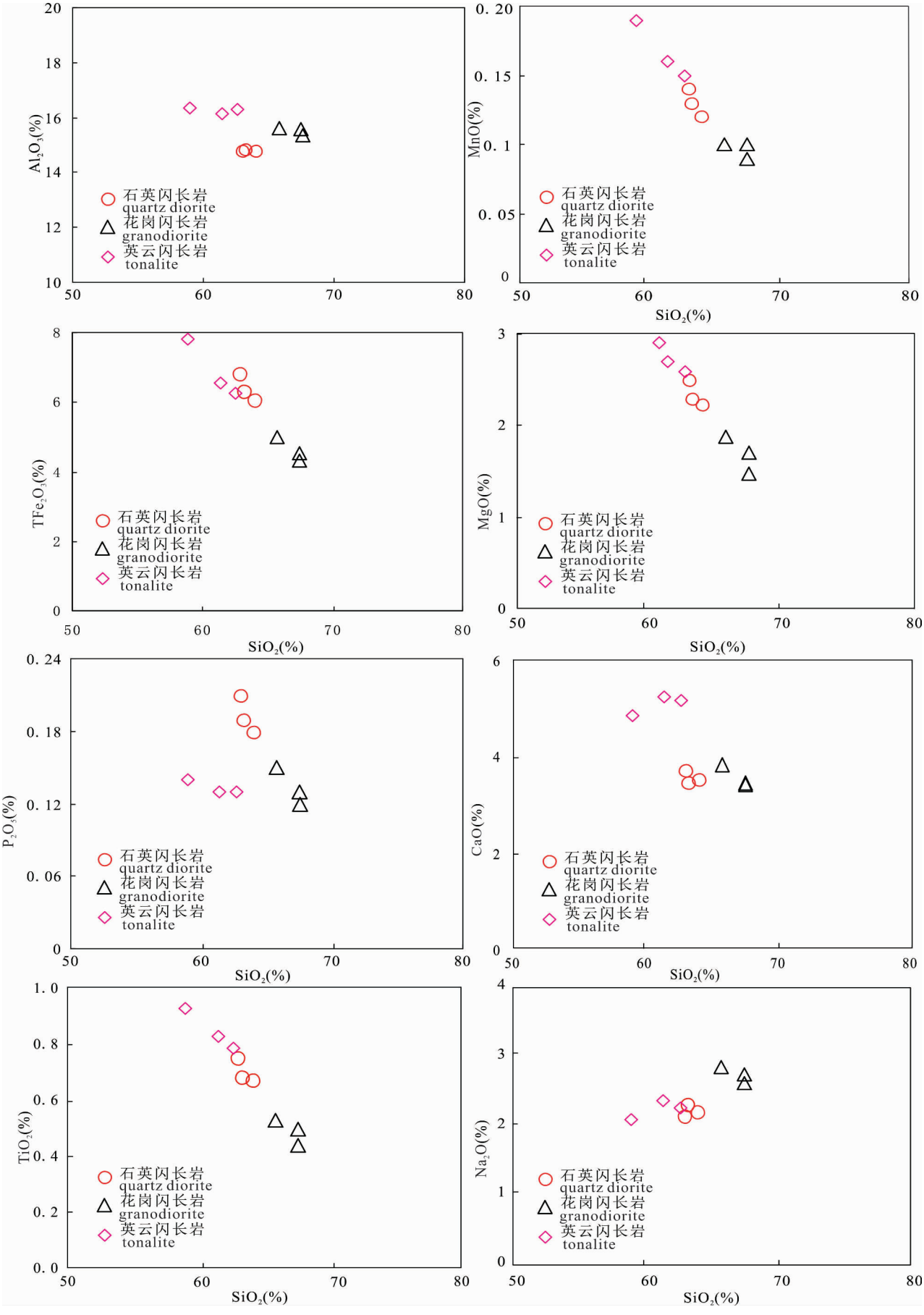

Al2O3(%)
MnO(%)
TFe2O3(%)
MgO(%)
P2O5(%)
CaO(%)
TiO2(%)
Na2O(%)
SiO2(%)
石英闪长岩
quartz diorite
花岗闪长岩
granodiorite
英云闪长岩
tonalite

图 6 西昆仑奇台达坂地区侵入岩哈克图解

Fig. 6 Harker diagrams of the intrusive rocks in Qitaidaban area, West Kunlun

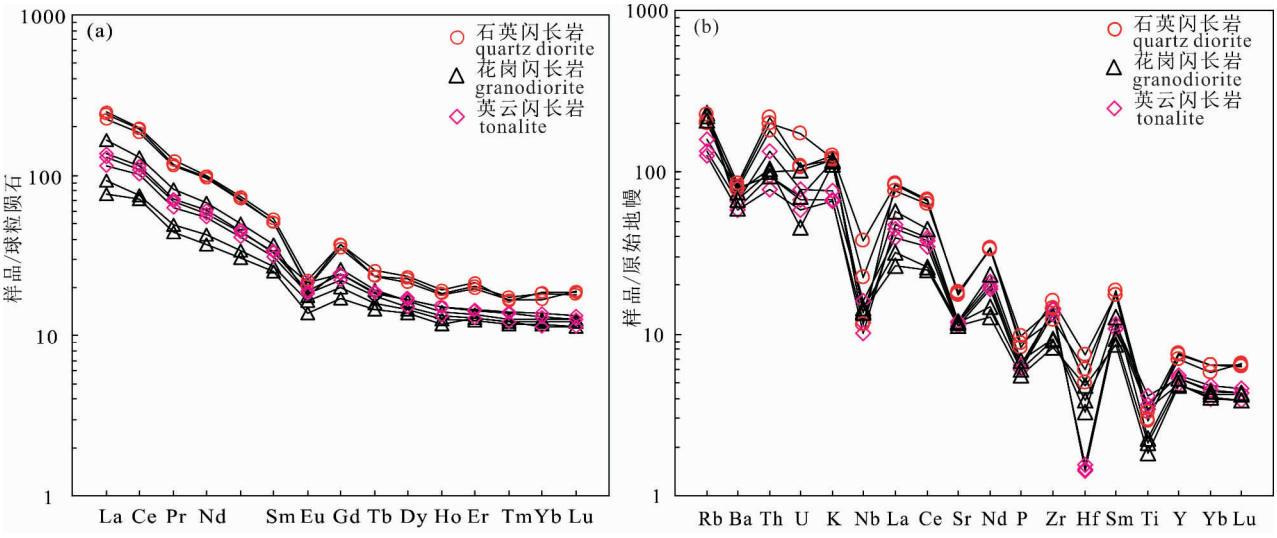


图 7 西昆仑奇台达坂地区入岩原始地幔标准化微量元素蛛网图(a)和球粒陨石标准化稀土元素配模式图(b)(据 Sun et al. ,1989)

Fig. 7 Primitive mantle-normalized trace elements pattern(a) and Chondrite-normalized rare earth elements pattern(b) of the intrusive rocks in Qitaidaban area, West Kunlun(after Sun et al. ,1989)

强元素(HFSE)Nb、Hf、Sr、P、Ti 亏损,总体反映岛弧岩浆岩的特征。

俯冲环境的火成岩构造组合主要有 TTG 组合和 Adakite 组合[即高镁安山岩(HMA),镁安山岩系列(MA),富铌弧玄武岩组合(NEAB)](邓晋福等,2010)。

主量元素(去掉烧失量后重新换算成 100%)结果显示,SiO_2 含量为 61.34% ~68.47%,Na_2O 的值在 2.17 ~2.87%,K_2O 的值在 2.07 ~3.94%,Na_2O/K_2O 为 0.57 ~1.17,TiO_2 为 0.13% ~0.22% <1%,此外 Nb/La 为 0.14% ~0.55%,均值 <0.5%,Nb/U 值为 2.22 ~12.01,均值 <10%,不属于富铌弧玄武岩组合(NEAB)(邓晋福等,2015a)。MgO 含量的 1.49% ~ 3.58%, $TFeO^*/MgO$ 值为 2.05% ~ 2.63%,$Mg^{\#}$值为 0.23 ~0.28,对比邓晋福等(2010)给出的镁安山岩系列(MA)的三个特征参数值(MgO 和 TFeO/MgO 或 MgI#),这些所有的比值参数都满足镁安山岩系列,但根据岩石组合来看,笔者更倾向于 TTG 组合,可是为什么该套岩体不富钠且富镁呢? Rapp 等(2002)在高温高压熔融实验与源岩关系的实验中阐述到,洋壳玄武质源岩局部熔融程度 <10% 时,$Na_2O/K_2O \leqslant 1.2$(0.8 ~1.2),这可能是导致岩石不富钠的原因之一;富镁的原因可能与岩浆的壳幔结构类型有关,具体将在将在岩浆起源

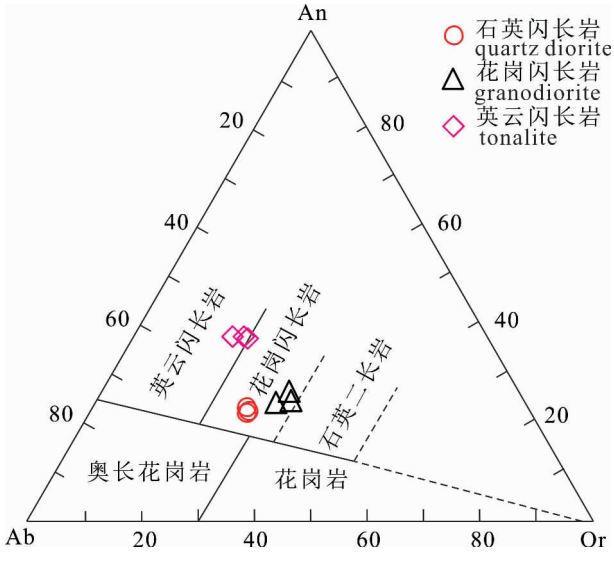


图 8 西昆仑奇台达坂地区侵入岩 An—Ab—Or 图解(据 O'Connor,1965;冯艳芳,2011)

Fig. 8 An—Ab—Or classification diagram of the intrusive rocks in Qitaidaban area, Western Kunlun(after O'Connor, 1965; Feng Yanfang et al. ,2011&)

部分展开描述。邓晋福等(2015a)、冯艳芳等(2011)认为 O'Connor(1965)的 An—Ab—Or 图解是很好的识别 TTG 岩套的图解,对标准矿物进行计算,所有样品的石英(Q-norm)均 >10%。另外,Le Maitre(2002)指出 TTG 岩类亦包括 QAP 实际矿物分类的部分(>10% 石英)的石英闪长岩。在 An—Ab—Or 图解(图 8)中,样品投到了英云闪长岩和花岗闪长岩区域,这与薄片鉴定的结果一致。因此该套中酸性岩体是英云闪长岩 + 花岗闪长岩 + 石英闪长岩组成的 TTG 岩石组合。

5 讨论

5.1 岩石成因类型

角闪石、堇青石和碱性暗色矿物分别是判断 I、S 和 A 型花岗岩的重要矿物学标志(吴福元等,2007),该套岩体没有白云母、堇青石等过铝质矿物而出现暗色矿物组合黑云母 ± 角闪石,因此该套岩体不属于 S 型花岗岩(邓晋福等,2004,2015b)而属于 I 型花岗岩。岩石的 A/CNK 介于 1.01 ~ 1.13,平均值为 1.06。对岩石进行标准矿物计算时,出现刚玉分子(刚玉-norm),体现 S 型花岗岩的特点,两者似乎存在矛盾? 然而,邓晋福(2015b)指出刚玉分子不能作为 S 型花岗岩的判别标准;A/CNK >1,也不能作为排除 A 型花岗岩的特征参数值,特别是在有些 TTG 组合中,A/CNK 可以 >1(Maniar&Piccoli,1989;Chen Chenghong et al,2004;冯艳芳等,2011),此外,在高温高压实验获得的 TTG 组合的刚玉-norm 可高达 7.9(Helz,1976)。

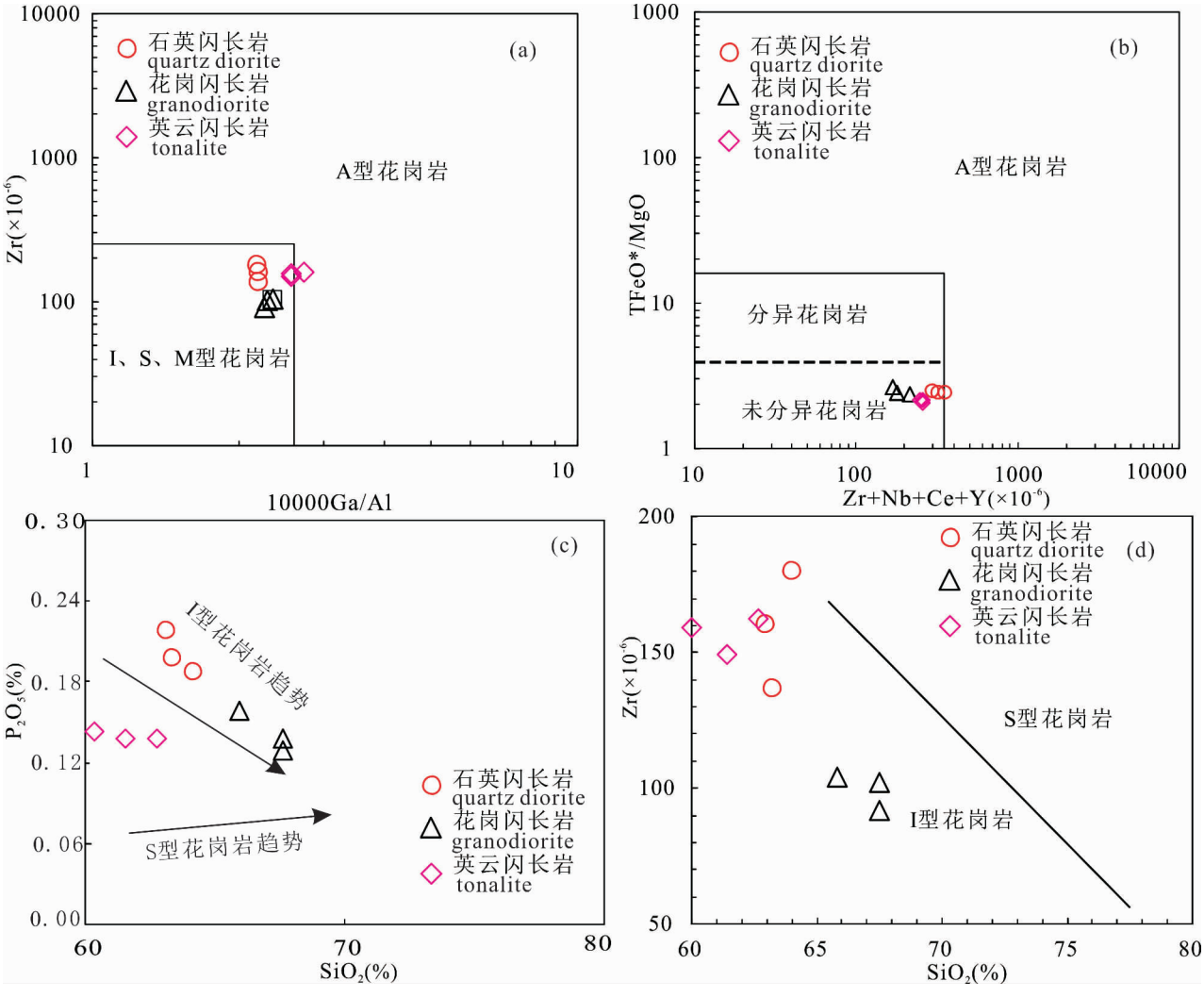


图 9 西昆仑奇台达坂地区侵入岩 10000Ga/Al—Zr(a)、(Zr + Nb + Ce + Y)—TFeO*/MgO(b)、SiO_2—P_2O_5(c)、SiO_2—Zr(d)图解(据 Whalen 等,1987)

Fig. 9 10000 Ga/Al—Zr(a), Zr + Nb + Ce + Y—TFeO*/MgO(b), SiO_2—P_2O_5(c) and SiO_2—Zr(d) diagrams of the intrusive rocks in Qitaidaban area, Western Kunlun(after Whalen et al., 1987)

Rb/Sr 比值能灵敏地记录源区物质的性质,该套岩体 Rb/Sr 在 0.33 ~ 0.62 之间,小于 0.9,为 I 型花岗岩(王德滋等,1993)。10000Ga/Al 的值除了 PM001/3 为 2.73 外,其余介于 2.19 ~ 2.57,所有样品 10000Ga/Al 的平均值为 2.38,小于 A 型花岗岩的最低下限值 2.6(Whalen,1987)。在图解 10000Ga/Al—Zr(图 9a)中,样品全部投入 I&S 型花岗岩区域。高分异 I 型、S 型花岗岩与 A 型花岗岩在地球化学特征及矿物学特征方面十分相似(King et al.,1997),因此有必要对花岗岩是否经历了高程度结晶分异作用进行判断,$TFeO^*/MgO$ 的比值较低(2.05 ~ 2.63),全部小于 4,属于未分异或分异作用相当微弱的花岗岩,在图解(Zr + Nb + Ce + Y)—$TFeO^*/MgO$(图 9b)中样品全部落入未分异的长英质花岗岩(OGT)区域。Zr + Nb + Ce + Y 的含量为 167.24×10^{-6} ~ 358.80×10^{-6},平均 256.68×10^{-6},低于 A 型花岗岩的下限值 350×10^{-6}(Whaen et al.,1987)。一般而言,在准铝质到弱过铝质岩浆中,磷灰石的溶解度很低,并在岩浆分异过程中随 SiO_2 的增加而降低;而在强过铝质岩浆中,磷灰石溶解度变化趋势与此相反(Wolf and Wyllie,1994)。磷灰石在 I 型和 S 型花岗岩浆中这种不同行为已被成功地用于区分 I 型和 S 型花岗岩类(Chappell,1999;Wu Fuyuan et al.,2003),在图解 SiO_2—P_2O_5(图 9c)中,P_2O_5 随 SiO_2 的增加而呈下降趋势,岩石具有 I 型花岗岩演化的特征。图解 SiO_2—Zr(图 9d)中(邓晋福,2015b),样品也全部落在 I 型花岗岩区域。综上所述,研究区的中酸性侵入岩为未分异(或分异作用微弱)的 I 型花岗岩。

5.2　岩浆起源

在微量元素蛛网图上(图 7b),Sr、Th 显示正异常而 Nb 显示负异常,在稀土元素配分图上显示大离子亲石元素富集而高场强元素亏损的特征,总体反映了消减带的特征,明显的区别于伸展环境。岩石稀土元素为右倾型配分模式,δEu 值为 0.46 ~ 0.74 之间,反映岩石是经由地壳不同程度的部分熔融形成(高秉璋等,1991)。Rb、Th、U 等元素富集,Ba、Sr、Ti、Nb 等元素相对亏损。Nb 异常的负异常,其它高场强元素也相对亏损,表明岩体是以岛弧物质为物源的壳源花岗岩(Ma Changqian et al.,1998)。Ba、Sr 的弱亏损应与源区有长石残留或岩浆在向上运移演化过程中发生了少量的斜长石的分离结晶有关,与 Eu 的中等负异常相对应,反映其可能是壳源物质低程度部分熔融的产物(Harris et al.,1992)。对于角闪石和石榴子石来说,Yb 具有比 Y 更高的分配系数,角闪石或石榴子石的分离结晶会导致残留熔体中 Y/Yb 的值升高,但是该套岩体 Y/Yb 的变化不大(10.43 ~ 11.39,平均值为 10.98),说明在岩浆演化过程中可能未发生角闪石和石榴子石的分离结晶(康磊等,2012)。在 La—La/Sm(图 10a)、La—La/Yb 图解(图 10b)中,显示该岩体在形成过程中以部分熔融为主。La / Nb(1.83 ~ 7.23,平均 3.45)均大于 1.0 而区别于地幔来源的岩浆(DePaolo and Daley,2000)。Nb 亏损

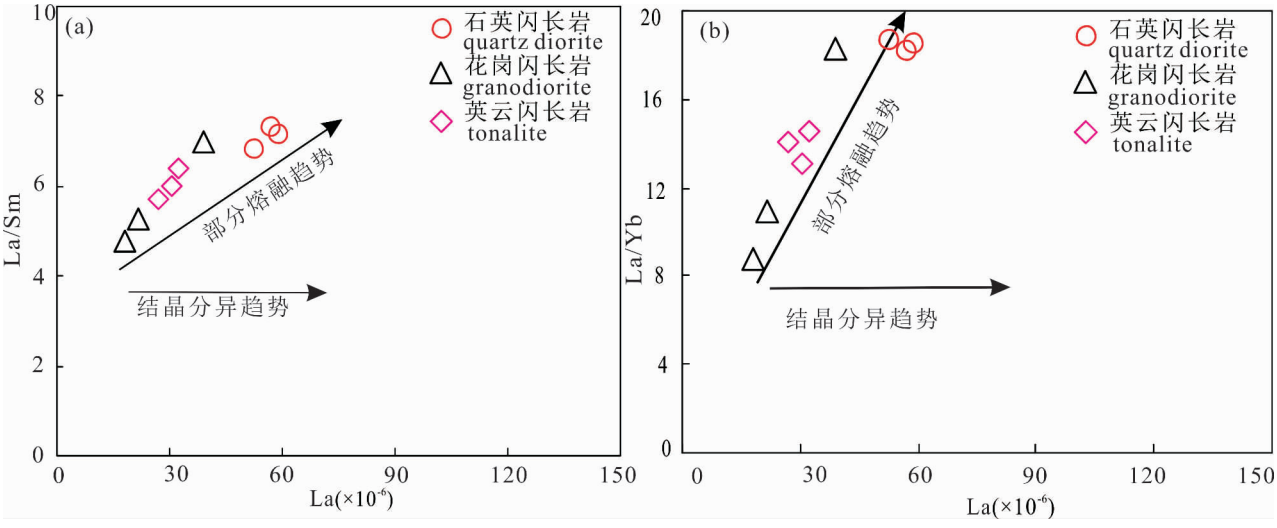


图 10 西昆仑奇台达坂地区侵入岩 La—La/Sm(a)、La—La/Yb(b)图解(据 Treuil et al.,1975)

Fig. 10 La—La/Sm(a), La—La/Yb(b) diagrams of the intrusive rocksin Qitaidaban area, Western Kunlun(after Treuil et al.,1975)

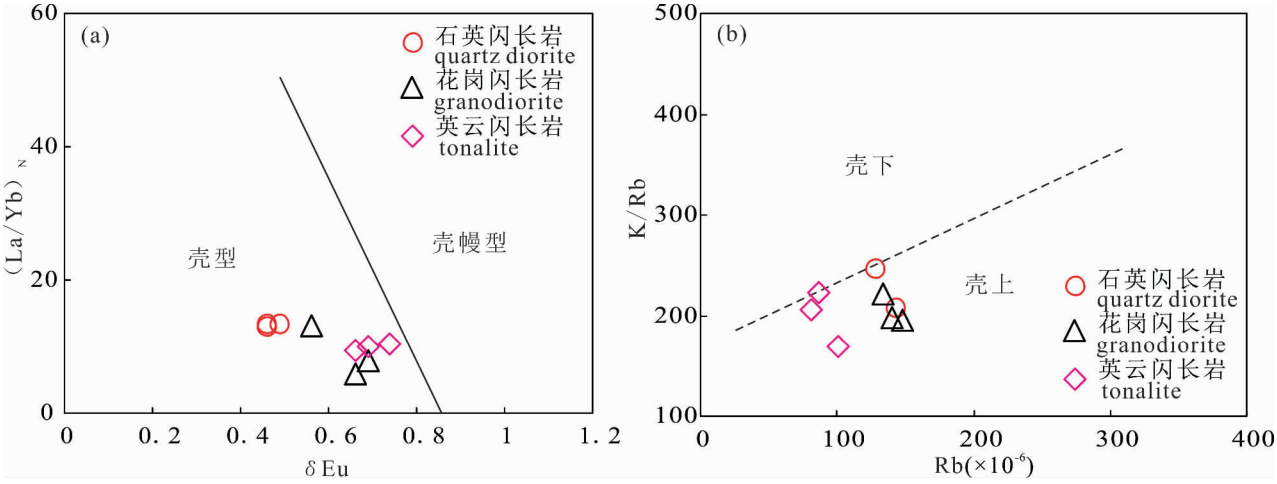


图 11 西昆仑奇台达坂地区侵入岩 δEu—$(La/Yb)_N$、Rb—K/Rb(b)图解(据康磊等,2012)

Fig. 11 δEu—$(La/Yb)_N$(a), Rb—K/Rb(b) diagrams of the intrusive rocksin Qitaidaban area, Western Kunlun(after Kang Leiet al., 2012)

同时还伴随着 Nb/Ta 比值下降,表明 Nb/Ta 这一对互代元素已开始分馏,这一种典型的壳源的成因类型(李佐臣等,2013),Nb/Ta 比值(平均为 8.8)也十分接近下地壳(8.3)(Rudnick and Gao,2003)。肖庆辉等(2002)认为 I 型花岗岩的形成多少有幔源物质的贡献,岩体的 Rb/Sr 比值介于 0.33 ~ 0.62 之间,平均值为 0.43,小于 0.9,但是略大于大陆壳的平均值(0.24)(Taylor and McLennan,1985),说明在成岩过程中可能存在少量幔源物质的参与。奇台达坂中酸性侵入岩岩体中发育暗色闪长质细粒包体与辉长质包体等特征也说明成岩过程中有地幔物质的贡献,包体与寄主岩石的界线在宏观上以截然突变多见(图 2a),部分暗色包体可以清楚看到冷凝边现象(图 2b),而包体的冷凝边表明包体与寄主岩石存在较大的温差,是快速冷凝的结果(Castro et al., 1991;李昌年等,1997;邵济安等,1999;吴福元等,1999),暗色包体是基性岩浆团注入、裂解的产物(刘成东等,2002)。

众所周知,洋壳为玄武质(或镁铁质),陆壳为花岗质(或长英质),而弧地壳下部为镁铁质,上部为长英质,此外,洋壳与陆壳的过渡位置还存在一个特殊的地壳类型,即岩浆弧地壳。邓晋福等(1996)认为岩浆弧的地壳具有双层结构,下地壳为镁铁质,上地壳为长英质。在 δEu—$(La/Yb)_N$(图 11a)和 Rb—K/Rb 图解(图 11b)中,几乎所有样品落入壳型的壳上区域,说明该套侵入岩起源于特殊的洋陆转换型地壳(岩浆弧地壳)。

花岗岩熔体中 CaO/Na_2O 值与温度和压力无关,主要受源岩成分的控制(Junget al., 2007),因此可以用 CaO/Na_2O 的比值可以用来推断中酸性岩浆的源区特征。当 $CaO/Na_2O < 0.3$ 时暗示源区为泥质岩,当 CaO/Na_2O 值介于 0.3 ~ 1.5 之间时中酸性的花岗质岩石则源于变杂砂岩或火成岩(Sylvester, 1998),而且角闪岩部分熔融而成的偏中性熔体(花岗闪长岩、石英闪长岩等)会具有略高的 CaO/Na_2O 值(Junget al., 2007)。研究区侵入岩的 CaO/Na_2O 比值介于 1.34 ~ 2.31 之间(平均值为 1.73),应该为角闪岩部分熔融而成的偏中性熔体。在 $(Na_2O + K_2O + FeO + MgO + TiO_2)$—$(Na_2O + K_2O)/(FeO + MgO + TiO_2)$(图 12a)和 C/FM—A/MF 的源岩判别图(图 12b)中,石英闪长岩、英云闪长岩主要落入角闪岩和变质玄武岩范围,花岗闪长岩投入变质杂砂岩部分熔融区域与变质玄武岩部分熔融的界线附近。

综合判断该套侵入岩的源岩应为岩浆弧地壳的角闪岩相变玄武岩,岩浆弧代表洋陆转换(带)的构造环境相符合。

Wyllie(1984)设计了 4 种可能的俯冲洋壳与上覆楔形地幔区的热结构配置,用以讨论岩浆可能发生的源区,其中 TTG 属于冷幔—热壳结构(转自邓晋福等,2015a)。在图解 SiO_2—K_2O(图 13)中,英云闪长岩投点在弧地壳厚度在 40 km 以浅,而石英闪长岩、花岗闪长岩的弧地壳厚度投到 67 km 左右的区域,所以两者的形成位置应该是略有差异的。

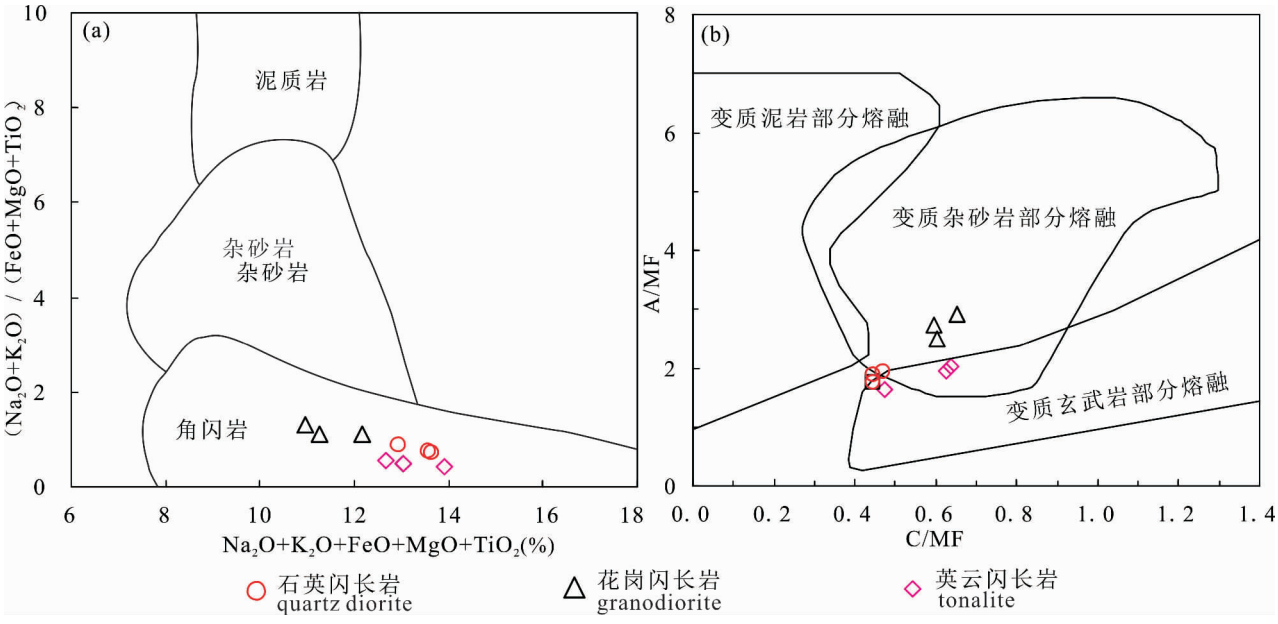


图 12 西昆仑奇台达坂地区侵入岩($Na_2O+K_2O+FeO+MgO+TiO_2$)—(Na_2O+K_2O)/($FeO+MgO+TiO_2$)(a)和 C/FM—A/MF(b)图解(据 Altherr R et al.,2000)

Fig. 12($Na_2O+K_2O+FeO+MgO+TiO_2$)—(Na_2O+K_2O)/($FeO+MgO+TiO_2$)(a) and C/FM—A/MF(b) diagrams of the intrusive rocksin Qitaidaban area, Western Kunlun(after Altherr R et al.,2000)

理想的模式为玄武质热洋壳俯冲到达角闪岩相靠近榴辉岩相的时候,热洋壳诱发岩浆弧地壳的角闪石较低程度的脱水熔融(可能 < 10%,)(Rapp et al.,2002),最先形成了石英闪长岩、花岗闪长岩岩浆,岩浆上升穿过地幔楔时会与橄榄岩发生反应使之 MgO 含量升高,在到达地壳底部(40 km 左右)时诱发地壳的局部熔融形成了英云闪长岩,最终定位于浅部地壳。

5.3　构造环境及意义

一般来说,高钾钙碱性 I 型花岗岩主要形成与两种环境:一是类似于安第斯山型大陆弧的活动陆缘弧,二是伸展环境(董传万,1994)。对研究样品的岩石地球化学分析结果表明:样品均落入钙碱性—高钾钙碱性系列,稀土元素特征表现为轻稀土富集、重稀土相对亏损的右倾型,具有左陡右缓,铕负异常的特征,显示典型的岛弧或活动大陆边缘岩浆弧环境而非伸展环境,Sr、P、Ti 的亏损进一步表明了该套侵入岩具有正常大陆弧花岗岩的特征。在图解 Y—Sr/Y(图 14a),样品全部投到经典岛弧区域。

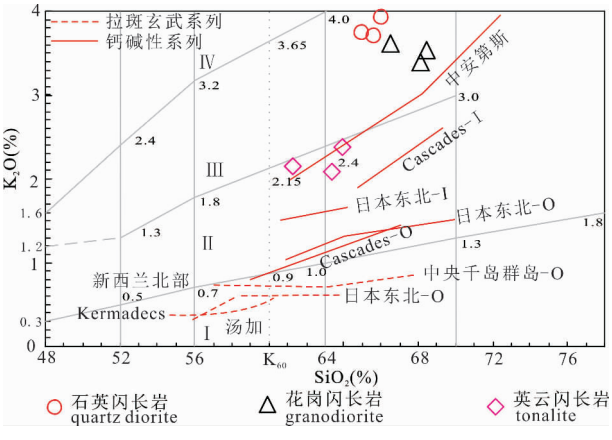


图 13 西昆仑奇台达坂地区侵入岩 SiO_2—K_2O 图解(据 Miyashiro,1974; Peccerillo and Taylor,1976; 邓晋福等,2004)

Fig. 13 SiO_2—K_2O diagrams of the intrusive rocksin Qitaidaban area, Western Kunlun (after Miyashiro,1974; Peccerillo and Taylor,1976; Deng Jinfu et al.,2004&)

Ⅰ—弧拉斑玄武岩系列或低钾钙碱性系列(LKCA);Ⅱ—中钾钙碱性系列(MKCA);Ⅲ—高钾钙碱性系列(HKCA);Ⅳ—钾玄岩系列(sh)。LKCA—MKCA、MKCA—HKCA,和 HKCA—sh 边界 K_{60} 分别为 0.9、2.15 和 3.65,以及这些边界 K_{60} 对应的弧地壳厚度分别为 17 km、40 km 和 67 km

Ⅰ—Low-K and Calc-Alkaline series(LKCA); Ⅱ—Medium-K and Calc-Alkaline series(MKCA); Ⅲ—High-K and Calc-Alkaline series(HKCA); Ⅳ—Shoshonite series (sh). The K_{60} boundary of LKCA—MKCA, MKCA—HKCA and HKCA—sh is 0.9, 2.15 and 3.65, and they corresponding Magma arc crust thickness is 17 km, 40 km and 67 km

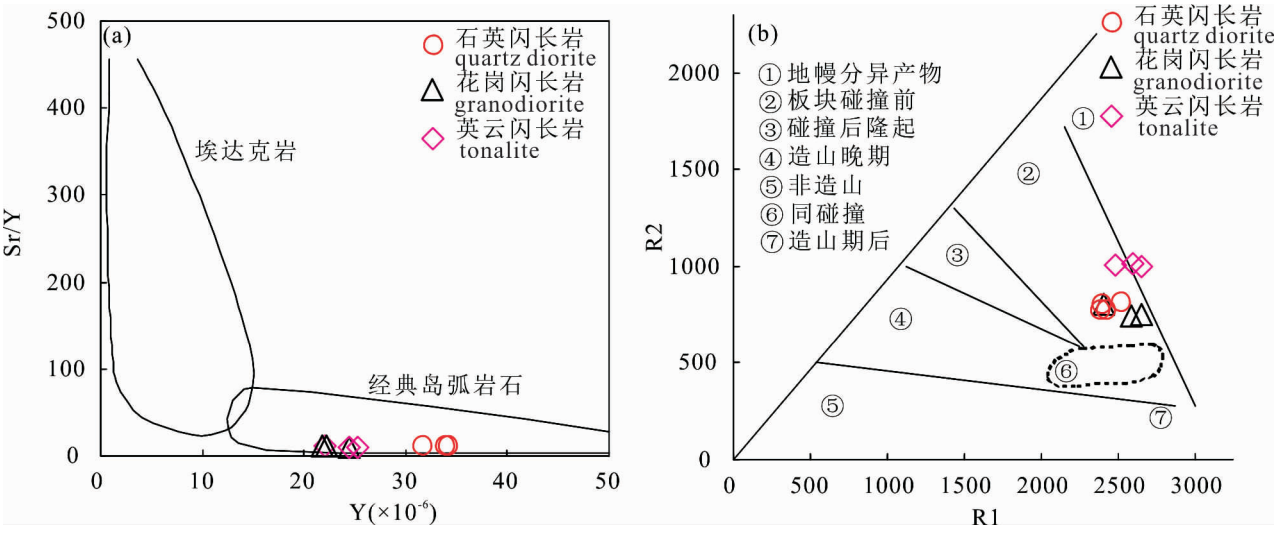


图 14 西昆仑奇台达坂地区侵入岩 Y—Sr/Y(a)(据 Defant and Drummond,1990)、R_1—R_2(b)(据 Batchelor and Bowden,1985)图解

Fig. 14 Y—Sr/Y(after Defant and Drummond,1990), R_1—R_2(after Batchelor and Bowden,1985) diagrams of the intrusive rocksin Qitaidaban area, Western Kunlun

在侵入岩微量元素判别图解上 Y—Nb(图 15a)、Y—Ta(图 15b)和(Y + Nb)—Rb(图 15c)中,样品数据点落入火山弧花岗岩靠近同碰撞花岗岩的区域。图解 R1—R2 上(图 14b),样品落入活动板块边缘花岗岩区域。在图解 Nb/Yb—Th/Yb(图 15d)中,样品全部投到活动陆缘弧区域。在图解 SiO_2—K_2O(图 13)中,样品与中安第斯弧走势一致,而安第斯弧为成熟的大陆边缘弧。

如前面所述,许多学者对西昆仑西段 240 ~ 210 Ma 阶段的岩体进行了研究,但是对于古特提斯洋的碰撞到碰撞后伸展仍然存在许多分歧。综合本文所研究的地区不同,笔者等认为西昆仑西北缘应该存在北带(布伦口—塔什库尔干—库地)和南带(库地南—麻扎—三十里营房—奇台达坂)。北带的研究已经相当的成熟,且有较多的同位素年龄支撑:喀英列克岩体(240.5 ±2.6Ma)为同碰撞阶段的产物[2];西昆仑西段布伦口岩体片麻状含石榴子石花岗岩(240.5 ±1.8Ma)形成于挤压构造环境,塔尔岩体(234.2 ±2.8Ma)显示了碰撞环境的特征(张传林等,2005);慕士塔格岩体(231.4 ±0.7Ma)为后碰撞花岗(康磊等,2012);科岗一带的含角闪石花岗岩(228.2 ±1.5Ma),为造山后伸展阶段的产物(张传林等,2005);喀英迪一带 I 型侵入岩(225 ±4.9Ma ~213.4 ±5.4Ma)形成于碰撞挤压环境,而 A 型花岗岩(200 ±3.6 Ma)标志着造山运动趋于尾声[3];宋樾等(2015)通过对慕士塔格 - 公格尔岩体的研究认为在 213.0 ±0.5 ~220.6 ±0.5 Ma 阶段是古特提斯洋处于闭合碰撞造山和碰撞后拉伸的转换过渡阶段;杨文强等(2011)测得塔什库尔干县城东的矽线石榴黑云片麻岩和石榴角闪片麻岩具有(220 ±2 Ma)和(220 ±3 Ma)的变质年龄,认为是古特提斯洋俯冲碰撞的时间;乔耿彪等(2015)认为大红柳滩岩体(220 ±2.2 ~217.4 ±2.2 Ma)为碰撞挤压作用环境的产物。袁超等(2003)对阿卡阿孜山岩体(213.4 Ma)进行了研究,认为岩体形成与一种碰撞后抬升的环境。综合以上观点,笔者等认为在,晚三叠世,西昆仑西北缘北带的古特提斯洋(北西向俯冲)已经全部闭合,240 ~210 Ma 阶段完成了碰撞挤压 - 碰撞后伸展阶段。

研究区地处西昆仑西北缘南带,张玉泉等(1998)、袁超等(1999)等对西昆仑地区新藏公路沿线的印支期岩体做了统计:麻扎二长花岗岩(211.4Ma)、麻扎兵站花岗闪长岩(199.3 ±2.2Ma);黑卡兵站北 15 km 花岗闪长(207.8 Ma),康西瓦南花岗岩(191.0 ±4.81Ma);七一桥二长花岗岩(196.3 ±1.4Ma);阿卡孜山岩体(214.9 ±1.5Ma)。这些侵入岩显示具有岛弧型钙碱性花岗岩特征。本次研究的奇台达坂中酸性侵入岩地理位置为上述路线的南部,所测年龄为英云闪长岩为(214.7 ±2.0Ma)、石英闪长岩为(211.3 ±3.3 Ma)、

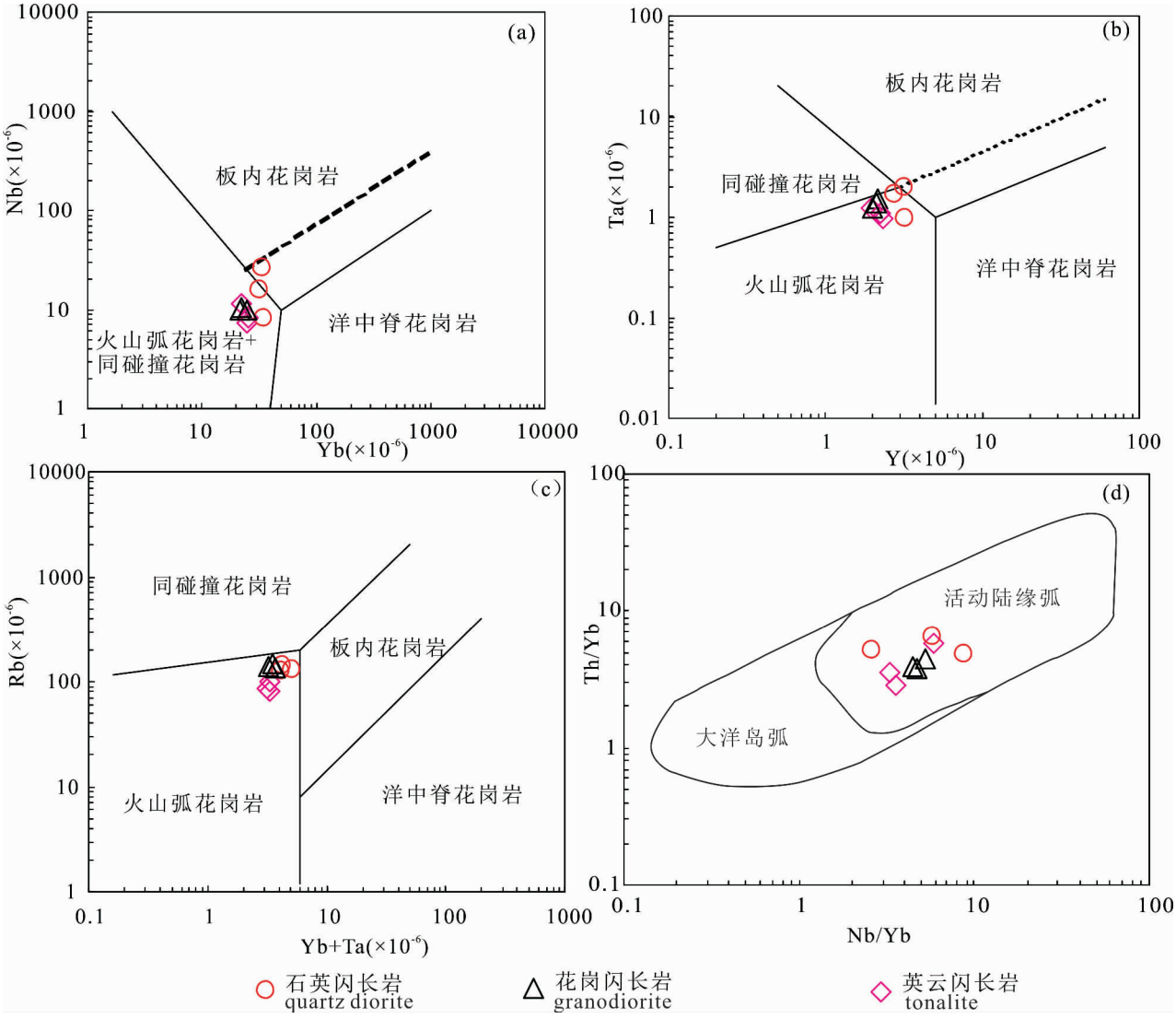


图 15 西昆仑奇台达坂地区侵入岩 Y—Nb(a)、Yb—Ta(b)、Y + Nb—Rb(c)(据 Pearce et al. ,1984)和 Yb + Ta—Rb(d)图解(据 Pearce et al. ,1995)

Fig. 15Y—Nb(a), Yb—Ta(b), Y + Nb—Rb(c)(after Pearce et al. ,1984)and Nb/Yb—Th/Yb(d)diagrams of the intrusive rocksof the intrusive rocksin Qitaidaban area, Western Kunlun(after Pearce et al. ,1995)

花岗闪长岩为(210.6 ± 2.8Ma)的构造环境均为活动大陆边缘性质的岩浆岩。因此笔者认为晚三叠世在西昆仑西北缘南带古特提斯洋并没有闭合,这与毕华等(1999)对西昆仑南带北部存在 224.70 ~ 211.39Ma 的岛弧花岗岩带认识一致。Condie(1986)对洋俯冲带上面的岩浆弧提出三个主要特征,即岩浆前锋;组成(组分)极性、地球化学极性指数(转自邓晋福等,2015a;肖庆辉等,2016)。岩浆前锋面向海沟的俯冲增生杂岩与岩浆作用有相同的年龄,而岩浆弧的后陆(hinterland)是由比岩浆弧老的岩石构成的,岩浆前锋的面向可指示洋壳的俯冲方向,即与岩浆前锋面向相反的方向为洋俯冲的方向。调查区岩体呈 NW 向展布,岩体的 NE 方向为晚古生代—中生代增生楔,时代与岛弧岩浆岩相近,而在 SW 方向主要为长城系的甜水海微陆块,因此岩浆前锋的面向应该为 NE 向(图 1b),从图中可以看出,岩浆弧向东北方向的二叠纪黄羊岭群后退侵入,反映了多幕洋俯冲作用,说明当时的洋足够的宽,岩浆弧向洋后退,并侵入到先前的俯冲增生杂岩内,构成了由俯冲增生物质加岩浆弧构成的新生陆壳,奇台达坂的位置应该为海沟的实际位置,所以俯冲方向应该为 NE ⟶SW 向俯冲,因此,原先认为的缝合带(图 1b 中的 F1)的位置应该是不对的,缝合带应该是穿过奇台达坂并经三十里营房到麻扎,

最后向西北斜接康西瓦断裂;组分极性、地球化学极性指数:英云闪长岩——石英闪长岩——花岗闪长岩(岛弧轴为 NW 向展布)(图 1b),主量元素 K_2O、Na_2O+K_2O 和(K_2O+Na_2O)/Al_2O_3 值逐渐升高,在 SiO_2—K_2O 图解(图 11)中,样品为中钾钙碱性系列——高钾钙碱性系列,总体也反映了从外带—内带(小阶段)的趋势(Condie,1986;Frost et al.,2001;Miyashiro,1974)。另外,在构造方面,调查区内黄羊岭群、巴颜喀拉山群地层发育一系列层内同斜褶皱,褶皱南翼 20°~33°∠61°~70°,北翼 23°~29°∠46°~55°,轴面产状为 30°~36°∠48°~57°,由总体显示了一套由北东向南西推覆构造特征,同时在调查区内部的黄羊岭的西南缘具有推覆体的前峰带的特征。而巴颜喀喇群增生杂岩中还显示了晚期褶皱转折端冲断的特征,如在黄草沟背形的核部,其南翼产状向南缓倾(200°~210°∠40°~55°),其北翼产状向北陡倾(20°~30°∠50°~65°),轴面产状 203°∠30°,其翼部的转折端发生了冲断现象,且在褶皱的南翼发育一系列的同构造期的层间小褶皱,显示了晚期由 SW 向 NE 推覆构造特征,应该为碰撞造山后的应力转化造成的❹。

综合前人对区域上的总结及区域地质特征,古特提斯洋具有双极性特征❹❺:晚三叠世以来,在古特提斯洋北带已经完成了甜水海地块向西北方向的拼贴直至封闭造山;而古特提斯洋在南带地区在该时期并没有闭合,在大红柳滩—奇台达坂—带残留巴颜喀拉中生代边缘裂陷海(洋)盆,且海(洋)盆向甜水海陆块之下(NE——SW)的俯冲消减作用,形成了麻扎—黑卡—康西瓦—大红柳滩—奇台达坂的岛弧岩浆带,此过程一直持续到晚三叠世末。区域上,该岩浆岛弧带可能为郭扎错—西金乌兰湖—金沙江缝合带的西北向延伸,并向西北向接康西瓦断裂(图 1b 的奇台达坂断裂带)。潘桂棠等(2002)、莫宣学等(2006)根据三叠纪前陆盆地、火山岩弧、蛇绿岩等空间配置,以及地球物理特征也证实了西金乌兰构造混杂岩带构造极性具有向南俯冲的特点。晚三叠世末—早侏罗世,由于受冈瓦纳大陆向北漂移的板块挤压作用再次俯冲和右旋斜冲性质的褶冲变形,盆地发生折返,研究区结束了长期以来的板块演化历史,进入陆内演化阶段。

6 结论

(1) 奇台达坂地区中酸性侵入岩石由英云闪长岩岩、石英闪长岩、花岗闪长岩共同组成,属于弱铝质高钾钙碱性—钙碱性的未分异(弱分异)I 型 TTG 岩石组合。其锆石 U-Pb 年龄加权平均值分别为 214.7±2.0Ma、211.3±3.3Ma 和 210.6±2.8 Ma,形成于晚三叠世。

(2) 奇台达坂地区中酸性侵入岩的稀土元素特征表现为轻稀土富集、重稀土相对亏损的右倾型,具有左陡右缓,中等负铕异常的特征。大离子亲石元素 Rb、K、Th 富集,高场强元素 Nb、Hf、Sr、P、Ti 亏损,具有与岛弧岩浆岩的地球化学特征。

(3) 奇台达坂地区中酸性侵入岩来源于壳源角闪岩相的变玄武岩。玄武质洋壳俯冲到达角闪岩相靠近榴辉岩相时,热洋壳诱发洋壳的角闪石脱水熔融形成了石英闪长岩、花岗闪长岩,岩浆上升穿过地幔楔时会与橄榄岩发生反应使 MgO 含量升高,在到达地壳底部(40 km 左右)时诱发地壳的局部熔融形成了英云闪长岩。

(4) 晚三叠世末,古特提斯洋南缘局限洋盆(巴颜喀拉中生代边缘裂陷洋盆)发生自 NE 向 SW 的持续俯冲消减,洋陆转换开始,并形成了麻扎—黑卡—康西瓦—大红柳滩—奇台达坂的 I 型花岗岩岛弧岩浆带。

致谢:成文过程中得到了审稿专家提出的恳切意见与建议,在此由衷的表示感谢!同时感谢野外工作的同事支持以及西北大学柳小明老师的指导和帮助!

注 释 / Notes

❶ 陕西省地质调查院. 2006. 新疆 1∶25 万阿克萨依湖幅 I44C001002 区域地质调查项目报告.

❷ 陕西省地质调查院. 2012. 新疆 1∶5 万如森迭尔阿勒等 7 幅区域地质调查报告.

❸ 陕西省地质调查院. 2015. 新疆 1∶5 万喀英迪吉勒嘎等 5 幅区域地质调查报告.

❹ 陕西省地质调查院. 2015. 新疆 1∶5 万 I44E002006 等 4 幅区域地质调查报告.

❺ 陕西省地质调查院. 2006. 新疆 1∶25 万岔路口幅 I44C001001 区域地质调查项目报告.

参 考 文 献 / References

(The literature who publishing year followed by a"&"is in Chinese with English abstract; the literature whose publishing year followed by a"#"is in Chinese without English abstract)

毕华,王中刚,王元龙,朱笑青. 1999. 西昆仑造山带构造—岩浆演化史. 中国科学(D 辑),42 (6):604~619.

Condie K C. 1986. 板块构造与地壳演化(1982,第二版). 杜宽平. 译. 武汉:武汉地质学院,1~326.

崔建堂,王炬川,边小卫,朱海平,杨克俭. 2006. 西昆仑康西瓦北侧早古生代角闪闪长岩、英云闪长岩的地质特征及其锆石 SHRIMP U-Pb 测年. 地质通报,25(12):1441~1449.

邓晋福,赵海玲,莫宣学,吴宗絮,罗照华. 1996. 中国大陆根—柱构造. 北京:地质出版社:1 ~ 110.

邓晋福,罗照华,苏尚国,莫宣学,于炳松,赖兴运,谌宏伟. 2004. 岩石成因、构造环境与成矿作用. 北京:地质出版社:155 ~ 187.

邓晋福,刘翠,冯艳芳,肖庆辉,苏尚国,赵国春,孔维琼,曹文燕. 2010. 高镁安山岩/闪长岩类(HMA)和镁安山岩/闪长岩类(MA):与洋俯冲作用相关的两类典型的火成岩类. 中国地质,37(4):1112 ~ 1118.

邓晋福,冯艳芳,狄永军,刘翠,肖庆辉,苏尚国,赵国春,孟斐,马帅,姚图. 2015a. 岩浆弧火成岩构造组合与洋陆转换. 地质论评,61(3):473 ~ 484.

邓晋福,刘翠,冯艳芳,肖庆辉,狄永军,苏尚国,赵国春,段培新,戴蒙. 2015b. 关于火成岩常用图解的正确使用:讨论与建议. 地质论评,04:717 ~ 734.

董传万. 1994. 高钾钙碱性 I 型花岗岩类的成因. 世界地质,13(4):8 ~ 12.

冯艳芳,邓晋福,肖庆辉,邢光福,苏尚国,崔显岳,公凡影. 2011. TTG 岩类的识别:讨论与建议. 高校地质学报,17(3):406 ~ 414.

高秉璋,洪大卫,郑基俭,廖庆康,方宗斌. 1991. 花岗岩类区 1∶ 5 万区域地质填图方法指南. 北京:中国地质大学出版社:110 ~ 122.

韩芳林. 2006. 西昆仑增生造山带演化及成矿背景. 导师:张洪涛,陈仁义. 北京:中国地质大学博士学位论文:141 ~ 160.

计文化. 2005. 西昆仑—喀喇昆仑晚古生代—早中生代构造格局. 导师:吴淦国,张达. 北京:中国地质大学博士学位论文:16 ~ 106.

姜春发,王宗起,李锦铁. 2000. 中央造山带开合构造. 北京:地质出版社,1 ~ 154.

姜耀辉,周珣若. 1999. 西昆仑造山带花岗岩岩石学及构造岩浆动力学. 现代地质,13(4):378.

姜耀辉,杨万志. 2000. 西昆仑山 A 型花岗岩带的发现及其地球动力学意义. 地质论评,46(3):235 ~ 244.

康磊,校培喜,高晓峰,董曾产,过磊,奚仁刚. 2012. 西昆仑慕士塔格岩体的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年:对古特提斯碰撞时限的制约. 地质论评,58(4):763 ~ 774.

李昌年,薛重生,廖群安,赵良政. 1997. 江西横峰县港边岩浆混合杂岩体岩石学研究及其成因探讨. 地球科学,22(3):261 ~ 266.

李荣社,计文化,杨永成. 2008. 昆仑山及邻区地质. 北京:地质出版社:1 ~ 5.

李佐臣,裴先治,李瑞保,裴磊,胡波,刘成军,陈国超,陈有炘. 2013. 西秦岭糜署岭花岗岩体年代学、地球化学特征及其构造意义. 岩石学报,08:2617 ~ 2634.

刘成东,张文秦,莫宣学,罗照华,喻学惠,李述为,赵欣. 2002. 东昆仑约格鲁岩体暗色微粒包体特征及成因. 地质通报,21(11):739 ~ 744.

莫宣学,潘桂棠. 2006. 从特提斯到青藏高原形成:构造—岩浆事件的约束. 地学前缘,13(6):43 ~ 51.

潘桂棠,李兴振,王立全,丁俊,陈智梁. 2002. 青藏高原及邻区大地构造单元初步划分. 地质通报,21(11):701 ~ 707.

乔耿彪,张汉德,伍跃中,金谋顺,杜玮,赵晓健,陈登辉. 2015. 西昆仑大红柳滩岩体地质和地球化学特征及对岩石成因的制约. 地质学报,89(7):1180 ~ 1194.

任纪舜. 1999. 从全球看中国大地构造(中国及邻区大地构造图). 北京:地质出版社:1 ~ 15.

邵济安,韩庆军,张履桥,牟保磊,乔广生. 1999. 陆壳垂向增生的两种方式:以大兴安岭为例. 岩石学报,15(4):600 ~ 605.

宋樾,王建,刘金霖,包真艳. 2015. 西昆仑慕士塔格—公格尔印支期侵入岩岩石与锆石地球化学特征及研究意义,吉林大学学报(地球科学版),45(5):1418 ~ 1435.

王德滋,刘昌实,沈渭洲,陈繁荣. 1993. 桐庐 I 型和相山 S 型两类碎斑熔岩对比. 岩石学报,9(1):44 ~ 54.

吴福元,孙德有,林强. 1999. 东北地区显生宙花岗岩的成因与地壳增生. 岩石学报,15(2): 181 ~ 189.

吴福元,李献华,杨进辉,郑永飞. 2007. 花岗岩成因研究的若干问题. 岩石学报,23(6) : 1217 ~ 1238.

肖庆辉,邓晋福,马大铨,洪大卫,莫宣学,卢欣祥,李志昌,汪雄武,马昌前,吴福元,罗照华,王涛等. 2002. 花岗岩研究思维与方法. 北京:地质出版社:1 ~ 294.

肖庆辉,李廷栋,潘桂棠,陆松年,丁孝忠,邓晋福,冯益民,刘勇,寇彩化,杨琳琳. 2016. 识别洋陆转换的岩石学思路—洋内弧与初始俯冲的识别. 中国地质,43(3):721 ~ 737.

肖序常, 王军. 2004. 西昆仑—喀喇昆仑及其邻区岩石圈结构、演化中几个问题的探讨. 地质论评, 50(3): 285 ~ 294.

杨克明. 1994. 论西昆仑大陆边缘构造演化及塔里木西南盆地类型. 地质论评, 40(1):9 ~ 18.

杨建超,章雨旭,黄泽光. 2007. 地质学某些术语用词辨析. 中国科技术语,(3):35 ~ 39.

杨文强,刘良,曹玉亭,王超,何世平,李荣社,朱小辉. 2011. 西昆仑塔什库尔干印支期(高压)变质事件的确定及其构造地质意义. 中国科学:地球科学,41(8):1047 ~ 1060.

袁超,孙敏,李继亮. 1999. 西昆仑中带两个花岗岩的年龄和可能的源区. 科学通报,44(5):534 ~ 537.

袁超,孙敏,周辉,肖文交,候泉林,李继亮. 2003. 西昆仑阿卡阿孜山岩体的年代学、源区和构造意义. 新疆地质,21(1):37 ~ 45.

张传林,于海锋,王爱国,郭坤一. 2005. 西昆仑西段三叠纪两类花岗岩年龄测定及其构造意义. 地质学报,79(5):645 ~ 652.

张传林,陆松年,于海峰,叶海敏. 2007. 西昆仑造山带构造演化:来自锆石 SHRIMP 及 LA-ICP-MS 测年的证据. 中国科学:D 辑:地球科学,37(2):145 ~ 155.

张玉泉,朱炳泉,谢应雯,T M 哈里森,W S F 基德. 1998. 青藏高原西部的抬升速率:叶城—狮泉河花岗岩^{40}Ar—^{39}Ar 年龄的地质解释. 岩石学报,14(1):11 ~ 22.

Altherr R, Holl A, Heger E, et al. 2000. High potassium calc-alkaline I-type plutism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarcwald (Germany).

Anderson T. 2002. Correction of common Pb in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb. Chemcal Geology, 192(1 ~ 2):59 ~ 79.

Batchelor R A, Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoidrock series using multicationic parameters. Chem. Geol., 48:43 ~ 55.

Bi Hua, Wang Zhonggang, Wang Yuanlong, Zhu Xiaoqing. 1999&. History of tectonic magmatic evolution of western Kunlun. Science in China (Serries D), 42(6):604 ~ 619.

Castro A, Moreno-Ventas I and De La Rosa J D. 1991. H-type (hybrid) granitoids: A proposed revision of the granite type classification andnomenclature. Earth Science Reviews, 31(3 ~ 4):237 ~ 253.

Chappell B W. 1999. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. Lithos, 46 (3): 535 ~ 551.

Chen Chenghong, Lin Wayue, Lan Chengying, Lee Chihe. 2004. Geochemica Sr and Nd isotopic Characteristics and tetonic implications for threes stages of igneous rocks in the late Yanshanian (Cretaceous) orogeny, SE China. Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci. ,95:237 ~ 248.

Condie K C. 1984#. Plate Tectonic Crustal Evolution (1982, The Sccond Edition). Translated by: Du Kuanping. Wuhan: Wuhan College of Geology:1 ~ 326.

Cui Jiangtang, Wang Juchuan, Bian Xiaowei, Zhu Hhaiping, Yang Kejian.

2006&. Geological characteristics of Early Paleozoic quartz diorite in the vicinity of Kangxiwar, West Kunlun, China and its zircon SHRIMP U-Pb dating. Geological Bulletin of China, 25(12):1450 ~1457.

Defant M J, Drummond M S. 1990. Derivation of SomeModern Arc Magmas by Melting of Young Subducted Lithosphere. Nature, 347: 662 ~665.

Deng Jinfu, Zhao Hailing, Mo Xuexuan, Wu Zongxu, Luo Zhaohua. 1996&. Continental Roots—Plume Tectonic of China: Key to the Continental Dynamics. Beijing: Geological Publishing House: 1 ~ 110.

Deng Jinfu, Luo Zhaohua, Su Shanghuo, Mo Xuexuan, Yu Bingsong, Lai Xingyun, Chen Hongwei. 2004&. Petrgenesis, Tectoinc Setting and Mineralization. Beijing: Geological Publishing House: 155 ~187.

Deng Jinfu, Liu Cui, Feng Yanfang, Xiao Qinghui, Su Shanghuo, Zhao Guochun, Kong Weiqiong, Cao Wenyan. 2010&. High magensian andesitic/dioritic rocks (HMA) and magnesian andesitic/dioritic rocks(MA): two igneous rock types relatedto oceanic subduction, Geology in China, 37(4):1112 ~1118.

Deng Jinfu, Feng Yanfang, Di Yongjun, Liu Cui, Xiao Qinghui, Su Shanghuo, Meng Fei, Ma Shuai, Yao Tu. 2015a&. Magmaic Arc and Ocean—Continent Transition: Discussion, Geological Review, 61 (3):473 ~484.

Deng Jinfu, Liu Cui, Feng Yanfang, Xiao Qinghui, Di Yongjun, Su Shanghuo, Zhao Guochun, Duan Peixin, Dai meng. 2015b&. On the Correct Application in the Common Igneous Petrological Diagrams: Discussion and Suggestion, Geological Review, 61(4):717 ~734.

DePaolo DJ and Daley EE. 2000. Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning duringcontinental extension. Chemical Geology, 169(1 ~2) : 157 ~ 185.

Dong Chuanwan. 1994&. The genesis of high-K calc-alkaline I-type granitiod. Global Geology, 13(4):8 ~12.

Feng Yanfang, Deng Jinfu, Xiao Qinghui, Xing Guangf, Su Shangguo, Cui Xianyue, Gong Fanying, 2011&. Recognizing the TTG rock types: Discussion and suggestion. Geological Journal of China University, 17 (3):406 ~414.

Frost B R, Barnes C G, Collins W J, Arculus R J, Ellts D J. 2001. A Geochemitic Classification For Granitic Rocks. Journal of petrology, 42:2033 ~2048.

Gao Bingzhang, Hong Dawei, Zheng Jijian, Liao Qingkang, Fang Zongbin, 1991&. A guide to the method of the 1: 50000 regional survey in igneous areas. Wuhan: China University of Geosciences press: 110 ~ 122.

Han Fanglin. 2006&. Tectonic Evolution and Mineralization of the Wsetern Kunlun Accretion-Type Orogen(Dissertation for Doctoral). Supervisor: Zhang Hongtao, Chen Renyi. Beijing: China University of Geosciences: 141 ~160.

Harris N B W, Inger S. 1992. Trace element modelingof pelite-derived granites. Cont rid. Mineral. Petrol. ,110:46 ~56.

Helz R T. 1976. Phase relations of basalts in their melting ranges at P_{H_2O} =5kb, Part Ⅱ, Melt Compositons. Journal of Petrology, 17(2): 139 ~193.

Irvine T N, Baragar W R A. 1971. A guild to the chemical classification of the common volcani crocks. Ganad. Earth Sci. ,8:523 ~548.

Ji Wenhua. 2005&. The Late Paleozoic—early Mesozioc Tectonic Frame in the Western Kunlun—Karakorum Area (Dissertation for Doctoral). Supervisor: WuGanguo, Zhang Da. Beijing: China University of Geosciences: 16 ~106.

Jiang Chunfa, Wang Zongqi, Li Jintie. 2000&. Opening—closing Tectonics of Central Orogenic Belt. Beijing: Geological Publishing House: 1 ~154.

Jiang Yaohui, Zhou Xunruo. 1999&. The petrology and tectonicmagmatic dynamics of the Western Kunlun. Geoscience, 13(4):378.

Jiang Yaohui, Yang Wanzhi. 2000&. Discovery of A-type Granite Zone and Its Geodynamic in the Western Kunlun Mts. , China. Geological Review, 46(3):235 ~244.

Jung S, Pfander J A. 2007. Source composition and melting temperatures of orogcnic granitoid: constraints fromCaO/Na_2O, Al_2O_3/TiO_2 and accessory mineral saturation thermometry. European Journal of Mineralogy, 19:859 ~870.

Kang Lei, Xiao Peixi, Gao Xiaofeng, Dong Zengchan, Guo Lei, Xi Reengang. 2012&. LA-ICP-MS U-Pb dating of the zircon from Muztagata Pluton in Western Kunlun orogenic belt: Constraints on the time of paleotethys' collision. Geological Review, 58(4):763 ~ 774.

King P L, White A J R, Chappell B W, et al. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. J. Petrol. ,36:371 ~391.

Le Maitre R W. 2002. Igneous Rocks, A Classification and Glossary of Terms. Gambridge: Gambridge University Press, (2nd ed.): 1 ~ 236.

Li Changnian, Xue Chongsheng, Liao Qun'an, Zhao Liangzheng. 1997&. Petrology of Gangbian magma—migmatite complex body and their genesis, Henfeng County, Jiangxi Province. Earth Science, 22(3): 261 ~266.

Li Rongshe, Ji Wenhua, Yang Yongcheng. 2008&. Kunlun Mountains and Its Adjacent Geology. Beijing: Geological Publishing House: 1 ~5.

Li Zuocheng, Pei Xianzhi, Li Ruibao, Pei Lei, Hu Bo, Liu Chengjun, Chen Guochao, Chen Youxin. 2013&. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating, geochemistry of the Mishuling intrusion in western Qinling and their tectonic significance. Acta Petrologica Sinica, 29(8) :2617 ~2634.

Liu Chengdong, Zhang Wenqin, Mo Xuanxue, Luo Zhaohua, Yu Xuehui, Li Shuwei, Zhao Xin. 2002&. Features and origin of mafic microgranular enclaves in the Yuegelu granite in the eastern Kunlun. Geological Bulletin of China, 21(11):739 ~744.

Ludwig K R. 2003. Isoplot/Exversion 2. 49. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special Publication. 1a: 1 ~56.

Ma Changqian, Li Zhichang, Ehlers Carl, Yang Kunguang, Wang Renjing. 1998. A post-collisional magmatic plumbing system: Mesozoic granitoid plutonsfrom the Dabieshan high-pressure and ultrahigh-pressuremetamorphic zone, east—central China. Lithos, 45 (1 ~4):431 ~456.

Maniar P D and Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin, 101:615 ~643.

Middlemost E A. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth-Science Reviews, 37(3 ~4):215 ~224.

Miyashiro, A. 1974. Volcanic rock series in island arc and active continental margins. Am. J. Sci. ,274:321 ~355.

Mo Xuanxue, Pan Guitang. 2006&. From the Tethys to the formation of the Qinghai—Tibet Plateau: constrained by tectonomagmaticevents. Earth Science Frontiers, 13(6):43 ~51.

O'Connor J T. 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios [G]. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 525B, B79 ~ B84.

Pan Guitang, Li Xingzhen, Wang Liquan, Ding Jun, Chen Zhiliang. 2002&. Preliminnnary division of tectonicuints of the Qianghai—Tibet Plateau and its adjacent regions. Geological Bulletin of China, 21(11):739 ~ 744.

Pearce J A, Harris N B W and Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of graniticrocks. Journal of Petrology, 25(4):956 ~ 983.

Pearce J A, Peate D W. 1995. Tectonic Implications of the Composition of Volcanic Arc Magmas. Annu. Rev. Sci., 23:251 ~ 285.

Peccerillo A and Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocenecalc alkaline volcanicrocks form the Kastamonuarea, Northern Turkey. Contributions to Mineralgy and Petrology, 58:63 ~ 81.

Qiao Gengbiao, Zhang Hande, Wu Yuezhong, Jin Moushun, Du Wei, Zhao Xiaojian, Chen Denghui. 2015&. Petrogenesis of the Dahongliutan maozogranite in western Kunlun: Constraints from SHRIMP zircon U-Pb geochronologyand geochemical characteristics. Acta Geologica Sinica, 89(7):1180 ~ 1194.

Rapp R P, Xiao L and ShimizuN. 2002. Experimental constraints on the origin of potassium – rich adakites in eastern China. Acta Petrologica Sinica, 18(3):293 ~ 302.

Ren Jishun. 1999&. Chinese geotectonics form a global angle (Geotectonic mao of China and adjacent areas). Beijing: Geological Publishing House: 1 ~ 15.

Rudnick R L and Gao S. 2003. Composion of the continental crust. In: Rudnick R. eds. Treatise on Geochemistry. Oxford: Elsevier, 3: 1 ~ 64.

Shao Ji'an, Han Qingjun, Zhang Lüqiao, Mu Baolei, Qiao Guangsheng. 1999&. Two kinds of vertical accretion of the continental crust: An example of the Da Hinggan Mts. Acta Petrologica Sinica, 15(4): 600 ~ 605.

Song Yue, Wang Jian, Liu Jinlin, Bao Zhenyan. 2015&. Chronology, geochemistry, hafnium isotope characteristics and tectonic implications of Muztag—Kongur Indosinian intrusive rocks. Journal of Jilin University: Earth Science Edition, 45(5):1418 ~ 1435.

Sun S S, McDonongh W F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implication for mantle compostion and processes// Sannders A D, Norry M J(eds.). Magmatism in Oceanic Basins. Spec. Publ. Geol. Soc. Lond., 42:313 ~ 345.

Sylvester P J. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. Lithos, 45:29 ~ 44.

Taylor S R and McLennan S M. 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell Scientific Publication, 1 ~ 132.

Treuil M, Joron J L. 1975. Utilisation des elements hydromagmatophiles pour la simplification de la modelisation quantitative desprocesses magmatiques. Exemples de LpAfar et de la dorsale medioatlantique. Society of Italia Mineralogy and Petrology, 31:125 ~ 174.

Wang Dezi, Liu Changshi, Shen Weizhou, Chen Fanrong. 1993&. The contrast between Tonglu I-type and Xiangshan S-type clastoporphyritic lava. Acta Petrologica Sinica, 9(1):44 ~ 54.

Whalen J B, Currie K L and Chappell B W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology, 95(4):407 ~ 419.

Wolf M B and Wyllie P J. 1994. Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: The effects of temperature and time. Contributions to Mineralogy and Petrology, 115(4):369 ~ 383.

Wu Fuyuan, Sun Deyou, Lin Qiang. 1999&. Petrogenesis of the Phanerozoic granites and crustal growth in Northeast China. Acta Petrologica Sinica, 15(2):181 ~ 189.

Wu Fuyuan, Jahn Borming, Wilde Simon, Lo ChingHua, Yui Tzenfu, Lin Qiang, Ge Wenchun, Sun Deyou. 2003. Highly fractionated I-type granites in NE China (I): Geochronology and petrogenesis. Lithos, 66(3 ~ 4):241 ~ 273.

Wu Fuyuan, Li Xianhua, Yang Jinhui, Zheng Yongfei. 2007&. Discussions on the petrogenesis. Acta Petrol. Sinica, 23(6):1217 ~ 1238.

Wyllie P J. 1984. Constraints imposed by experimental petrology on possible and impossible magma sources and products. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A310:439 ~ 456.

Xiao Qianghui, Deng Jinfu, Ma Daquan, Hong Dawei, Mo Xuanxue, Lu Xinxiang, Li Zhichang, Wang Xiongwu, Ma Changqian, Wu Fuyuan, Luo Zhaohua, Wang Tao. 2002&. The Ways of Investigation on Granitoids. Beijing: Geological Publishing House: 1 ~ 294.

Xiao Qianghui, Li Tingdong, Pan Guitang, Lu Songnian, Ding Xiaozhong, Deng Jinfu, Feng Yimin, Liu Yong, Kou Caihua, Yang Linlin. 2016&. Petrologic ideas for identification of ocean—continent transision: Recognition of intra-oceanic arc and initial subduction. Geology in China, 43(3):721 ~ 737.

Xiao Xuchang, Wang Jun. 2004&. Discussion on the Lithospheric Structure and Evolution of the West Kunlun Mountains—Karakorum Mountains and Their Adjacent Areas. Geological Review, 50(3): 285 ~ 294.

Yang Keming. 1994&. The formation and evolution of the western Kunlun continental margin. Geological Review, 40(1):9 ~ 18.

Yang Jianchao, Zhang Yuxu, Huang Zeguang. 2007&. Discrimination of Some Geological Terms: China Terminology, (3):35 ~ 39.

Yang Wenqiang, Liu Liang, Cao Yuting, Wang Chao, He Shiping, Li Rongshe, Zhu Xiaohui. 2011&. Geochronological evidence of indosinian (High-Pressure) metamorphin event and its tectonic significance in Taxkorgan area of the Western Kunlun Mountains, NW China. Scientia Sinica Terrae, 41(8):1047 ~ 1060.

Yuan Chao, Sun Min, Li Jiliang. 1999&. Ages and possible source of the two granite plutons in middle of Western Kunlun. Science Bulletin, 44(5):534 ~ 537.

Yuan Chao, Sun Min, Zhou Hui, Xiao Wenjiao, Hou Quanlin, Li Jiliang. 2003&. Arkarz shan intrusive complex, Western Kunlun: age, source and tectonic implications. Xinjiang Geology, 21(1):37 ~ 45.

Zhang Chuanlin, Yu Haifeng, Wang Aiguo, Guo Kunyi. 2005&. Dating of Triassic Granites in the Western Kunlun Mountains and Its Tectonic Significane. Acta Geologica sinica, 79(5):645 ~ 652.

Zhang Chuanlin, Lu Songnian, Yu Haifeng, Ye Haimin. 2007&. Tectonic evolution of the western Kunlun orogenic belt in northern Qinghai—Tibet Plateau: Evidences from zircon SHRIMP and LA-ICP-MS U-Pb geochrconology. Science in China(Series D), 37(2):145 ~ 155.

Zhang Yuquan, Zhu Bingquan, Xie Yingwen, Harrison T M, Kidd W S F. 1998&. The Uplifting Rates for the Western Qinghai—Xizang Plateau: Interpretation of ^{40}Ar—^{39}Ar Dating Data for the Granites in the Area from Yecheng to Shiquanhe. Acta Petrologica Sinica, 14(1):11 ~ 22.

LA-ICP-MS Zircon U-Pb Ages, Geochemical Characteristics of Late Triassic Intermediate—Acid Intrusive Rocks in Qitaidaban Area, Western Kunlun and Their Tectonic Significance

ZHAO Jianglin, HE Ningqiang, DU Biao, ZENG Zhongcheng, YUAN Zhang

Shaanxi Center of Geological Survey, Xi'an, 710068

Objectives: Based on Petrology study and method of zircon LA-ICP-MS ages and geochemistry of Intrusive Rocks in Qitaidaban Area, to dicuss the age of the Paleo-Tethys closure and to explore It's direction subduction.

Methods: Zircon trace element analysis by the Northwest University of State Key Laboratory of Continental Dynamics completed, this instrument was the United States Agilent Company produced Agilent7500a-type quadrupole mass spectrometer and Germany Microlascompany's Geolas200M-type laser ablation system. Calculating rhe zircon age used the standard ziecon 91500 as the external standard, elemental content used NISTSRM610 as an external standard, ^{29}Si was calibrated as an internal standard element. Data acquisition and processing used GLITTER, And used the Andersen to test the data for ordinary Pb correction, Ages calculation and concatenation drawing used ISOPLOT.

Main quantity elements, rare earth elements, trace elements are completed by Industry Analysis test center of No. 203 Researth Institute of Nuclear. Main quantity elements and Trace elements (such as P, Ba, V, Cr, Rb, Sr, Zr, Sc) was analyzed by XRF method (FeO was analyzed by volumetric method), this instrument was an Axios X-ray spectrometer manufactured in the Netherlands; all rare earth and trace elements such as Co, Ni, Nb, Hf, Ta, Th, U by ICP-MS analysis, This instrument was an XSERIES2-type ICP-MS manufactured by Thermo Fisher Scientific.

Results: The intrusive rocks of Qitaidaban area were composed of tonalite, quartz diorite and granodiorite. LA-ICP-MS zircon U-Pb LA ages results show that their were 214.7 ± 2 Ma、211.3 ± 3.3 Ma and 210.6 ± 2.8 Ma, their belongs to Late Triassic. Geochemmical analysis shows that: SiO_2 = 58.96% ~ 67.52%, Al_2O_3 = 16.37% ~ 14.79%, CaO = 3.41% ~ 5.25%, MgO = 1.47% ~ 3.42%, (K_2O + Na_2O) = 4.36% ~ 6.4%, They belong to calc-alkaline series. $\sum$ REE = $101.27 \times 10^{-6} \sim 271.04 \times 10^{-6}$, REE fractionation is obvious (La_N/Yb_N average was 10.69), Which whith Eu is obviously abnormal. LILE (Rb, K and Th) are quite enrichment, but relative loss Ba; Strong loss of high field strength elements(HFSE) such as Nb, Zr, Hf, Sr, P, Ti.

Conclusions: Analysis of the intrusive rocks in the study area, results show that they are formed in the continental margin arc environment of Non I-type granite, the material derived from the crust source for amphibolite facies basalt, involved in a small amount of mantle material. According to the genetic types of the intrusives and combined with the regional tectonic environment evolution. in the Late Triassic, the southern margin of the Paleo-Tethys occurred continuously underthrust from NE to SW, began to ocean—continent transition. At the same time, the intrusives was produced under such mechanism.

Keywords: LA-ICP-MS zircon U-Pb dating; geochemistry; Late Triassic; active continental margin; Paleo-Tethys Ocean; Qitaidaban Area

Acknowledgements: We thanks anonymous reviewers and editor for their critical comments and suggestions, thanks Prof. Liu Xingming of Northwest University and my colleagues for their guidance and help. This research was financially supported by China geological Survey Projects (Grant No. 1212011220645, 12120114081901)

First author: ZHAO Jianglin, male, born in 1991, assistant engineer. Mainly engaged in the regional geological survey. Email: 897949385@qq.com

Manuscript received: 2016-08-11; Accepted on: 2017-06-15; Edited by: ZHANG Yuxu.

Doi: 10.16509/j.georeview.2017.05.015