西南天山二叠纪中酸性侵入岩的地质学和地球化学：岩石成因和构造背景

张招崇，董书云，黄 河，马乐天，张东阳，张 舒，薛春纪
ZHANG Zhao-chong, DONG Shu-yun, Huang He, MA Le-tian,
ZHANG Dong-yang, ZHANG Shu, XUE Chun-ji

地质过程与矿产资源国家重点实验室/中国地质大学，北京 100083
State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources/China University of Geosciences, Beijing 100083, *China*

摘要：选择 3个典型岩体，即位于西南天山东段的拜城县英买来岩体和位于西段阔克萨岭区的川乌鲁岩体、巴雷公岩体(为了对比，也选择了位于塔里木盆地西北缘的麻扎山岩体)，进行了岩石学和地球化学研究。结果表明，这些岩体具有不同的特点。英买来岩体为黑云母花岗岩和二云母花岗岩，具有高的 SiO_2 含量，弱过铝，高的 Sr 同位素初始值(约 0.710)和负的 $\varepsilon_{Nd}(t)$值(−4~−6)，属于 S—A 型之间的过渡类型。麻扎山岩体由正长岩组成，属于碱性岩，微量元素标准化图解和其他岩体明显不同的是没有明显的 Nb 和 Ta 的负异常。川乌鲁岩体是一个由 3 个不同期次岩石组成的杂岩体，主体为正长岩−二长岩，地球化学特征显示是由基性岩浆和酸性岩浆不同程度混合形成的。位于同一构造区的巴雷公岩体则与川乌鲁岩体中的花岗斑岩的地球化学特征相似。综合岩石学和地球化学特征推测，南天山东段的英买来岩体是地壳熔融的结果，没有任何地幔物质加入的地球化学信息，西段的阔克萨岭地区酸性岩浆的形成则可能是来自于幔源底侵的基性岩浆导致薄的地壳发生熔融的结果。麻扎山岩体则完全是不同构造背景的产物，有可能与发生在塔里木盆地的二叠纪大规模的岩浆活动有关。因此，二叠纪岩浆活动的性质主要受地壳成分和结构的控制。

关键词：中酸性侵入岩；地壳厚度；岩石圈地幔；软流圈地幔；底侵作用；西南天山
中图分类号：P534.46;P588.12+1;P595 **文献标志码**：A **文章编号**：1671−2552(2009)12−1827−13

Zhang Z C, Dong S Y, Huang H, Ma L T, Zhang D Y, Zhang S, Xue C J. Geology and geochemistry of the Permian intermediate–acid intrusions in the southwestern Tianshan, Xinjiang, China: implications for petrogenesis and tectonics. ***Geological Bulletin of China,*** **2009, 28(12):1827–1839**

Abstract: Four typical intrusions, i.e., Yingmailai intrusion in the east part of the south Tianshan, Chuanwulu and Baleigong intrusions in the Kuokousaling regions and Mazashan intrusion in the northwest Tarim Basin, are chosen for petrological and geochemical investigations. These intrusions which come from three different regions have distinct geochemical characteristics. The Yingmailai intrusion consists of biotite granite and two−mica granite, which are characterized by high SiO_2 contents, weak aluminium−oversaturated feature, high initial Sr isotopic ratios (around 0.710) and negative εNd(t) values(−4 to −6). So it can be classified into S−A transitional type. The Mazashan intrusion is alkali, and composed of syenite, which is characterized by absence of significantly negative Nb and Ta anomalies on primitive mantle normalized trace element patterns. The Chuanwulu intrusion consists predominantly of syenite and monzonite. The systematic geochemical investigations suggest that the syenite and monzonite are formed by mixing of mafic magma with felsic magma in different ratios. Comparably, the Baleigong intrusion has similar geochemical features with granite porphyrite. In combination with petrological and geochemical characteristics, we suggest that the Yingmailai intrusion in the east part of the south

收稿日期：2009−09−07；**修订日期**：2009−11−23
科技项目：国家科技支撑项目(编号：2007BAB25B05)、111 计划项目(编号：B07011)和教育部创新团队计划项目资助
作者简介：张招崇(1965−)，男，教授，博士生导师，从事火成岩岩石学和金属矿床的研究。 E−mail: zczhang@cugb.edu.cn

Tianshan was produced by partial melting of "cool" thickened crust induced by radiogenic heating, whereas the felsic rocks were formed by partial melting of thin crust in response for underplating of mantle-derived mafic magma. In contrast, the Mazashan intrusion was formed in a different tectonic setting, which can be attributed to Permian large magmatic event in the Tarim basin. Consequently, the nature of the Permian magma is controlled by the compositions and structure of crust.

Key words: intermediate-acid intrusion; crust thickness; lithosphere mantle; asthenosphere mantle; underplating activity; southwest Tianshan

中国西南天山与中亚的吉尔吉斯斯坦、乌兹别克斯坦和塔吉克斯坦相邻，这些中亚国家产出有巨型的穆龙套金矿、阿尔玛雷克斑岩铜矿，以及库木托尔、伊什坦贝尔格、塔姆德布拉克、巴尔潘套、阿里斯坦套、道吉兹套、阿曼泰套和扎尔米坦等近 10 个大型—特大型金矿床，但是在中国境内除了萨瓦亚尔顿金矿达到大型外，其他矿床的规模均较小。随之而来的一个问题是，境外的成矿带是如何延伸的，有没有进入中国？要回答上述问题，我们首先必须查清二者的地质背景是否存在着相似性。已有的研究表明，无论是境内还是境外，不论是什么矿种，容矿围岩是什么时代，其成矿年龄大多为二叠纪—三叠纪[1-11]，反映出成矿作用和晚华力西期的构造-岩浆活动密切相关，如著名的阿尔玛雷克斑岩铜矿就直接产在最后一期的二叠纪花岗岩中。但是遗憾的是，迄今为止，在中国的西南天山地区尚未发现与二叠纪岩浆岩密切共生的成型矿床。因此，阐明研究区晚古生代尤其是二叠纪岩浆活动的性质及其构造背景对于指导研究区的找矿具有重要的意义。

南天山地区山势陡峻，大多为无人区，交通极为不便。尽管近年来在南天山地区进行了大量的研究，取得了许多新的成果，但是较之境外的南天山研究程度明显偏低，有许多重要的地质科学问题有待解决，这些问题又在很大程度上限制了对该地区矿产资源潜力的认识和评价，进而影响到找矿方向。已有的研究表明，南天山造山带位于伊犁-哈萨克斯坦板块和塔里木板块之间，其主体属于塔里木板块北缘，经历了复杂的构造演化与地壳增生过程。对于两大板块的碰撞和洋盆的闭合时间还存在着不同的认识：大多数学者认为两大板块的碰撞发生于中—晚石炭世，并且有从东向西发生剪刀式闭合的特点[12-20]，但是也有部分学者认为碰撞发生于晚海西—印支期[21]或三叠纪[22-24]。不论何种观点，二叠纪的构造背景对于说明伊犁-哈萨克斯坦板块和塔里木板块的碰撞时限均起到关键的作用，因为如果碰撞发生于晚石炭世[25-26]，那么二叠纪则进入后碰撞阶段。

与境外的南天山相比，中国境内的西南天山地区总体上岩浆岩不发育(图 1)，无论是火山岩还是侵入岩，有些学者认为这可能与中国境内的南天山总体剥蚀程度相对较低有关。近年来，研究区积累了一大批测年数据，证实西南天山地区大多数晚古生代花岗岩的时代为二叠纪[4,20,27-30]，也积累了一批高质量的地球化学数据。但是遗憾的是，以往的研究对象是单一的岩体，没有对各个地区的二叠纪中酸性岩体进行系统的比较研究，在一定程度上限制了对南天山二叠纪中酸性岩体的宏观认识。本文试图通过对中国境内的西南天山地区已有的二叠纪花岗岩资料的综合分析，结合笔者新的地球化学数据，对西南天山不同地区的几个典型岩体(从东向西依次为拜城县英买来岩体和阿合奇县巴雷公岩体、川乌鲁岩体)进行比较分析，以揭示二叠纪中酸性岩体的形成机制，进而分析其蕴含的壳幔相互作用信息及其与构造演化的关系，为研究区的找矿工作提供重要信息。为了更好地对比，对位于塔里木盆地西北缘的巴楚县麻扎山岩体一并进行讨论。

1 地质背景

南天山造山带是巨型的中亚造山带的一部分，位于该造山带的最南部，是一个晚古生代碰撞造山带[17-18]，位于塔里木板块和哈萨克斯坦-准噶尔板块之间。在碰撞事件发生之前，两大板块之间为古亚洲洋(也有人称之为南天山洋，境外称为 Turkestan Ocean)。多数学者认为，该大洋的北部边缘从奥陶纪到早泥盆世一直为活动的大陆边缘，中泥盆世—早石炭世为被动大陆边缘，而该大洋的南侧，即南天山地区则一直为被动的大陆边缘[31]。南天山地区广泛出露的蛇绿混杂岩带标志了洋盆的闭合，但对于是 1 条蛇绿岩带还是 2 条蛇绿岩带还存在不同的认识，多数学者倾向于 2 条蛇绿岩带，认为它们基本平行，呈近东西向展布[20,32-33]。伴随着俯冲作用，局部出现高温低压变质作用(蓝片岩相)，蓝片岩以小块体

或透镜体的形式出现,其中长阿吾子蓝闪石的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪年龄为 350.89Ma±1.96Ma[18],代表俯冲作用事件的时代。然而,对于碰撞作用的时间目前还存在着不同的认识,多数人倾向于晚石炭世,并且在碰撞后还存在一个残留海,最终导致残留海消失的是发生于石炭纪末期的因尼卡运动。

二叠纪研究区进入后碰撞阶段,构造由挤压变为走滑,出现大量的走滑构造,其影响深度达到岩石圈[34-35]。一般认为这种走滑构造是塔里木和哈萨克斯坦板块斜向碰撞的结果[18]。古地磁资料表明,走滑断裂带的宽度达 300km,长 2500km,估计的水平位错达几十千米[36]。

南天山地区侵入岩总体上不发育,仅占总面积的 0.8%,但局部相对集中(图 1)。按时间可以划分为 5 期:第一期为新元古代,主要以基性岩床、岩墙及岩脉为主,有少量片麻状花岗岩,前者分布于柯坪地块,后者出露于拜城县琼阿伯地区,以岩株的形式侵位于阿克苏群变质岩中。第二期为早古生代的花岗岩,零星分布,其时代跨度较大,为 380~490Ma,代表了俯冲作用的产物[20,25,27,37-44]。第三期为晚古生代早期的超基性岩,其中大部分为冷侵位的蛇绿杂岩。第四期为晚古生代晚期,是区内岩浆侵入活动的高峰期,也是分布范围最广的一期,侵入体的岩石类型较多,主要为花岗岩、碱性花岗岩,还有少量的碱性岩和基性岩,其时代为石炭纪—二叠纪。第五期为新生代早期,该期岩浆侵入活动极为微弱,仅分布于托云盆地和普昌-赞比勒盆地以南,以辉长岩脉、辉绿岩脉及碱性辉长岩脉为代表。

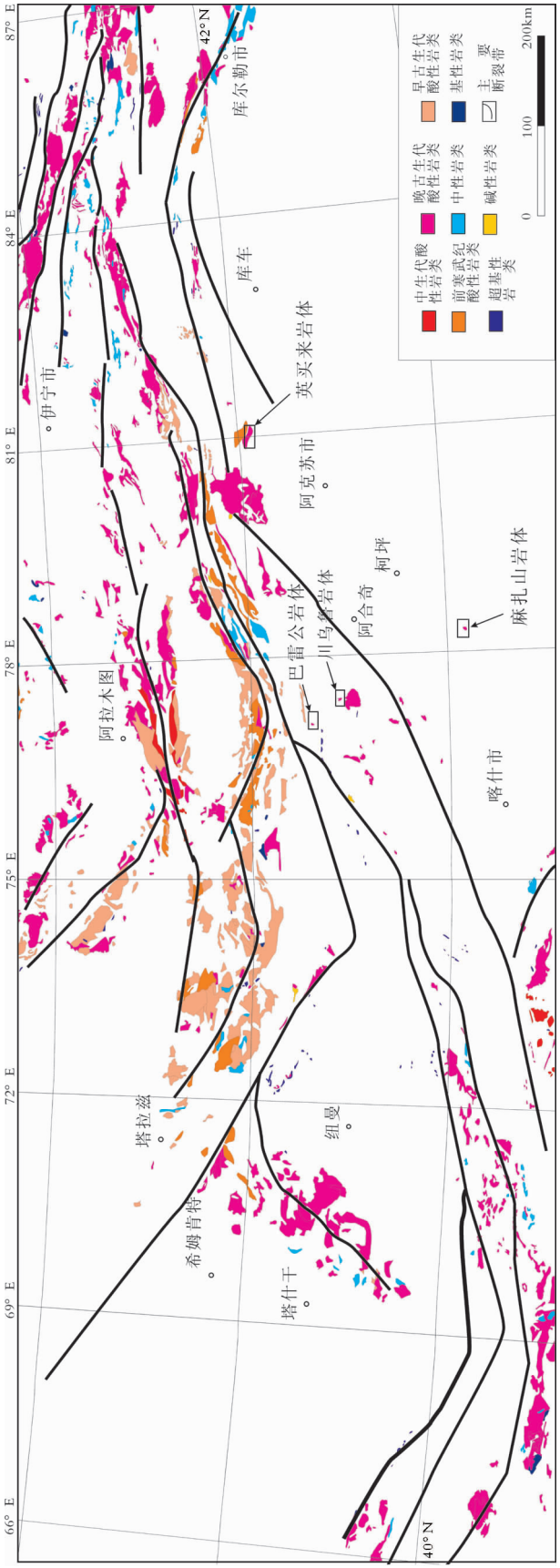


图 1　南天山及邻区侵入岩时空分布图

Fig. 1　Temperal and spatial distribution of the intrusions in the southern Tianshan area and adjacent regions

2　二叠纪中酸性侵入岩的地质学和岩相学特征

如前所述,二叠纪侵入岩广泛分布,但是多数缺少年代学证据。本文选择有较好年龄证据的代表性岩体进行对比研究,这些岩体分别为位于拜城县老虎台乡的英买来花岗岩体①和位于阔克萨岭地区的川乌鲁二长岩杂岩体②、巴雷公花岗岩体[30],以及位于塔

里木盆地西北缘的巴楚麻扎山正长岩[45]。

2.1 英买来岩体

英买来岩体总体上呈东西向的不规则形态,出露面积约 200km^2,呈岩基状侵入于长城系阿克苏群和青白口纪二长花岗岩中。该岩体可划分为 2 个期次、4 个岩相。第一期次为黑云母二长花岗岩,包括细粒黑云母二长花岗岩和中粗粒黑云母二长花岗岩 2 个岩相,均分布于岩体的边部。第二期次为黑云母钾长花岗岩, 包括中粗粒黑云母钾长花岗岩和粗粒二云母钾长花岗岩 2 个岩相,构成了该岩体的主体。其中第二期次花岗岩侵入于第一期次花岗岩中,而每个期次的 2 个岩相均为渐变过渡关系, 岩性总体比较均匀,没有明显的变化。新疆地质矿产局第八地质大队在进行 1:5 万区调时利用 LA-ICP-MS U-Pb 锆石方法对其中的粗粒二云母钾长花岗岩进行了测年,结果为 258.4Ma±3Ma,说明其形成于晚二叠世。总体上岩体中的包体比较少见, 一般呈椭球状,大小约(1~5)cm×(5~12)cm,与围岩花岗岩界线清楚。包体大多为深色、细粒,但亦有少数浅色的花岗质岩石包体。

中粗粒似斑状黑云母钾长花岗岩呈似斑状结构,斑晶含量约 45%,斑晶主要为碱性长石,次为斜长石、石英。碱性长石斑晶包括正条纹长石和微斜长石,呈半自形—自形,内部常包裹细粒石英、斜长石,约占斑晶总量的 70%;斜长石斑晶呈半自形,聚片双晶,为更长石(An=18),约占斑晶总量的 10%;石英呈他形粒状, 约占斑晶总量的 20%, 其内部包裹细粒、自形程度较高的黑云母。基质矿物组成为碱性长石、斜长石、石英、黑云母。

粗粒似斑状二云母花岗岩呈似斑状结构, 斑晶含量约 40%。斑晶主要为碱性长石, 其次为石英。碱性长石斑晶中正条纹长石含量占到 80%,其余为微斜长石, 呈半自形—自形, 约占斑晶总量的 90%,内部包裹有细粒、他形的石英和细粒半自形的白云母、斜长石;石英斑晶呈他形粒状,约占斑晶总量的 10%,内部包裹有细粒黑云母、斜长石,出现文象结构。基质矿物组成为碱性长石、斜长石、石英、黑云母、白云母。黑云母部分呈半自形—自形,有铁质析出的现象,内部包裹有细粒、他形石英;白云母部分呈自形—半自形,有被黑云母穿插的现象, 部分呈半自形—他形,填隙晶出。副矿物主要为磁铁矿、钛铁矿。

2.2 川乌鲁岩体

是一个杂岩体,由辉长岩-闪长岩、二长岩-正长岩和后期的花岗斑岩组成, 主体为二长岩-正长岩,均侵位于泥盆纪火山-沉积岩地层中,并在其接触带形成不同程度的角岩化和矽卡岩化。

二长岩-正长岩的总面积约 6km^2, 岩性主要为石英二长岩、正长岩和石英正长岩,它们均呈渐变过渡关系。从岩体边缘相带至岩体中心相带钾长石有逐渐增多的趋势,暗色矿物有逐渐减少的趋势,岩石颜色也由灰白到浅肉红色逐渐变化。岩石的矿物组成主要为斜长石、钾长石,次要矿物为黑云母、石英、角闪石、普通辉石,副矿物为榍石和磁铁矿。

辉长岩-闪长岩呈小岩株状,主要分布于正长岩-二长岩体的四周,岩体内可以划分出 2 种岩石类型,辉长闪长岩和黑云母辉石闪长岩,两者呈渐变过渡关系,没有明显的界线,只是辉石含量有所区别。

花岗斑岩呈脉状沿节理、裂隙充填,宽约 1m。

根据穿插关系, 岩石形成的先后顺序为: 辉长岩-闪长岩→二长岩-正长岩→花岗斑岩。

2.3 巴雷公岩体

巴雷公花岗岩体位于阔克萨岭西南部, 托什罕河上游北岸的齐齐加纳克苏河两侧,呈岩株状产出,出露总面积 3.24km^2,岩性主体为似斑状黑云母二长花岗岩。岩体与围岩呈侵入接触,可见该岩体明显呈脉状(岩枝)侵入于围岩中,岩体中见有少量围岩俘虏体,且围岩中近岩体处已发生角岩化。侵入界面不平直,呈波状起伏,围岩一侧见烘烤边。岩石呈肉红色, 中—粗粒自形结构, 块状构造。主要矿物为钾长石、斜长石、石英、黑云母,副矿物主要为磷灰石、锆石、磁铁矿等。王超[30]等利用 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 方法获得该岩体的年龄为 273Ma±2Ma。

2.4 麻扎山岩体

麻扎山正长岩体出露于巴楚东南小海子水库北闸东部,出露面积只有几平方千米,其主体侵入于泥盆纪地层中,主要为浅色—肉色正长岩,边部发育灰色正长岩。岩石具粗粒似斑状—斑状结构,块状构造,矿物自形—半自形。矿物组成主要为碱性长石(70%~95%),且主要由钠长石或条纹长石、斜长石(3%~15%)和石英(2%~5%) 组成,含少量角闪石。孙林华等[45]测得其 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 285.9Ma±2.6Ma。

3　中酸性侵入岩的地球化学特征

不同岩体主要元素的差别较大。位于东部的英买来岩体的 SiO_2 含量最高(图 2),为 71.3%~77.6%;巴雷公岩体次之,其 SiO_2 含量为 68.7%~70.8%;麻扎山正长岩岩体的 SiO_2 含量变化不大,为 64.1%~66.0%;川乌鲁岩体 SiO_2 含量变化较大,不同岩性之间差别较大,其中花岗斑岩的 SiO_2 含量与巴雷公岩体相似,为 67.1%~70.6%,辉长岩-闪长岩的 SiO_2 含量为 50.8%~58.9%,正长岩-二长岩的 SiO_2 含量为 52.9%~68.6%。但是在 SiO_2-K_2O 图解(图 2)上,除英买来岩体的少数样品点落在高钾钙碱性系列范围外,其余均落在钾玄质范围内,显示出高钾的特点。在 A/CNK-A/NK 图解(图 3)上,川乌鲁岩体全部为准铝质,英买来岩体和巴雷公岩体总体上为弱过铝质(大于 1.0 而小于 1.1),麻扎山岩体则以准铝质为主。此外,川乌鲁岩体有些样品还显示出过碱的特点,其 A/NK<1,这一点在其他岩体中均未发现。相比之下,川乌鲁岩体的里特曼指数(σ)高,除 1 个样品外(达 14.59),其余样品均为 4.09~9.26,均大于 3.3,显示出碱性的特点。川乌鲁岩体中少数样品过碱的特点可能与其中含有较多的碱性长石有关。

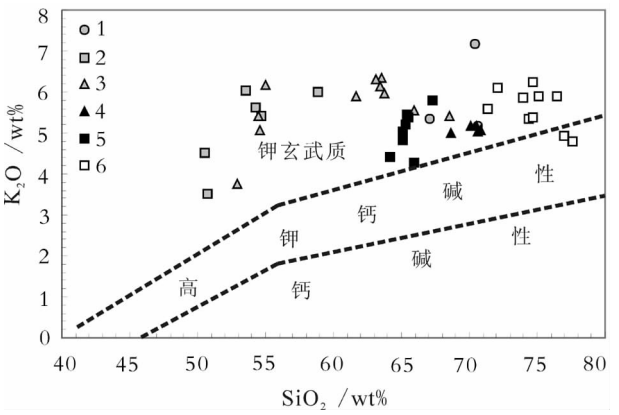


图 2　SiO_2-K_2O 图解(底图据参考文献[46],巴雷公岩体和麻扎山岩体的数据分别来自参考文献[30]和[45],下同)

Fig. 2　SiO_2-K_2O diagram

1—川乌鲁花岗斑岩;2—川乌鲁辉长岩-闪长岩;3—川乌鲁二长岩-正长岩;4—巴雷公岩体;5—麻扎山岩体;6—英买来岩体

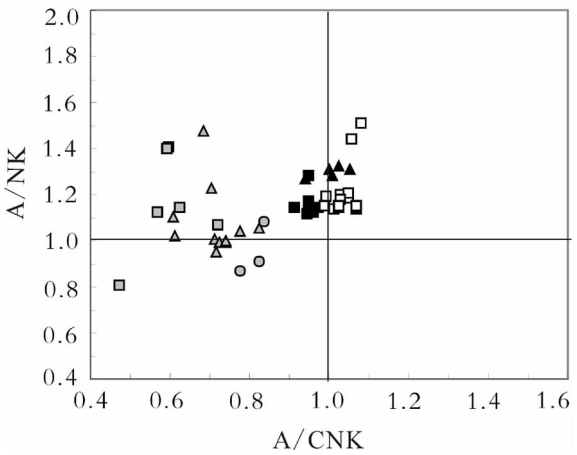


图 3　A/CNK-A/NK 图解

Fig. 3　A/CNK-A/NK diagram

A/CNK=Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O) (原子比)、A/NK=Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)(原子比),图例同图 2

各个岩体的稀土元素曲线均显示出轻稀土元素相对重稀土元素富集的特点(图 4),但以川乌鲁花岗斑岩的稀土元素总量最低,其他各岩体的稀土元素总量则差别不大。除麻扎山正长岩多数样品显示出正的 Eu 异常外,其他各岩体的不同岩石类型均有不同程度的负 Eu 异常,其中以位于东段的英买来岩体的负 Eu 异常最为明显(图 4-f),其次为巴雷公岩体(图 4-d)。川乌鲁岩体则显示轻微的负 Eu 异常,但是从花岗斑岩→二长岩-正长岩→辉长岩-闪长岩,显示出负 Eu 异常逐渐减弱的特点。

在微量元素原始地幔标准化图解(图 5)上,不同岩体的微量元素配分曲线既存在相似性,又有不同的特点。相似性表现是,所有岩体的不同岩石类型均显示出大离子亲石元素(LILE)相对高场强元素富集(HFSE),具明显的 Ti 和 P 的负异常,以及正的 Pb 和 K 异常。不同表现在以下 3 个方面:①英买来花岗岩的 LILE 相对 HFSE 的富集程度要低一些,而其他岩体为强烈富集,即表现为向右的陡倾斜曲线(图 4)。②麻扎山的正长岩 Nb 和 Ta 的负异常轻微,其他岩体均有很明显的 Nb 和 Ta 的负异常。③英买来岩体和巴雷公岩体均有明显的负 Sr 和负 Zr 异常,而川乌鲁和麻扎山岩体则不出现负 Sr 和负 Zr 异常。

英买来岩体具有高的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ 值(0.71036~0.71585)和负的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值(-1.67~-6.45,其中 t=258 Ma)。和南天山东段其他岩体相比,该岩体的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值相似,但 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ 值则略高,南天山东段其他岩体的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ 值和 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值分别为 0.7069~0.7121 和 -4.42~-6.51[27]。麻扎山岩体的 Sr 和 Nd 同位素组成具有明显不同的特点,即具有亏损地幔的特点,其

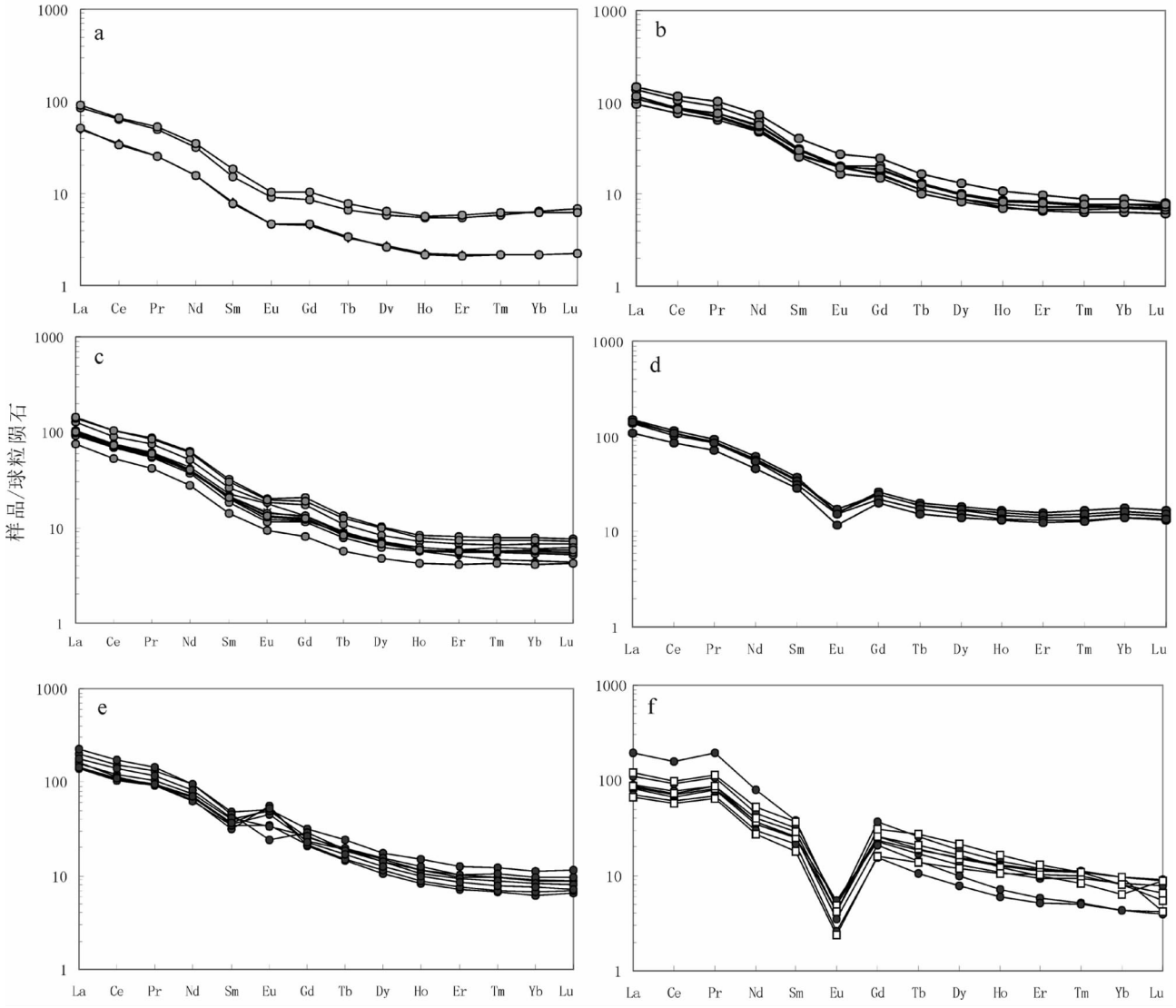


图 4 稀土元素球粒陨石标准化图解(球粒陨石标准化数值据参考文献[49])

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns

A—川乌鲁花岗斑岩;b—川乌鲁辉长岩-闪长岩;c—川乌鲁二长岩-正长岩;d—巴雷公岩体;e—麻扎山岩体;f—英买来岩体

$(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ 值和 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值分别为 0.70303~0.70304 和+3.4~+4.3,这一点和中亚造山带北部的花岗岩具有明显的相似性,即低的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ 值和正的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值[47-48]。此外,英买来岩体的二阶段 Nd 模式年龄为 1190~1544Ma,平均为 1419Ma,这与南天山东段其他岩体相似,后者分别为 1378~1580Ma 和 1470Ma。但是麻扎山正长岩的二阶段 Nd 模式年龄则要年轻得多,为 702~779Ma,平均为 746Ma。

4 讨 论

在讨论地质构造背景之前,有必要探讨岩石类型和岩体的形成机制,因为岩石类型、岩体的形成机制与其动力学过程密切相关。

4.1 岩体的类型

麻扎山正长岩毫无疑问属于 A 型,并且其 Ga/Al 值(2.80~3.26)×10^{-4} 和(Zr+Nb+Ce+Y)值(405.11~606.49)×10^{-6} 同样也指示其属于 A 型花岗岩,孙林华等[45]进一步论述了其属于 A1 型花岗岩[50]。

英买来岩体的有些地球化学特征类似于 A 型花岗岩,如 Na_2O+K_2O(7.5%~9.3%)、CaO(0.7%~1.3%)均完全符合 A 型花岗岩的特点,A 型花岗岩分别为 7%~11%、小于 1.8%。而另外一些参数如 FeO^*/MgO

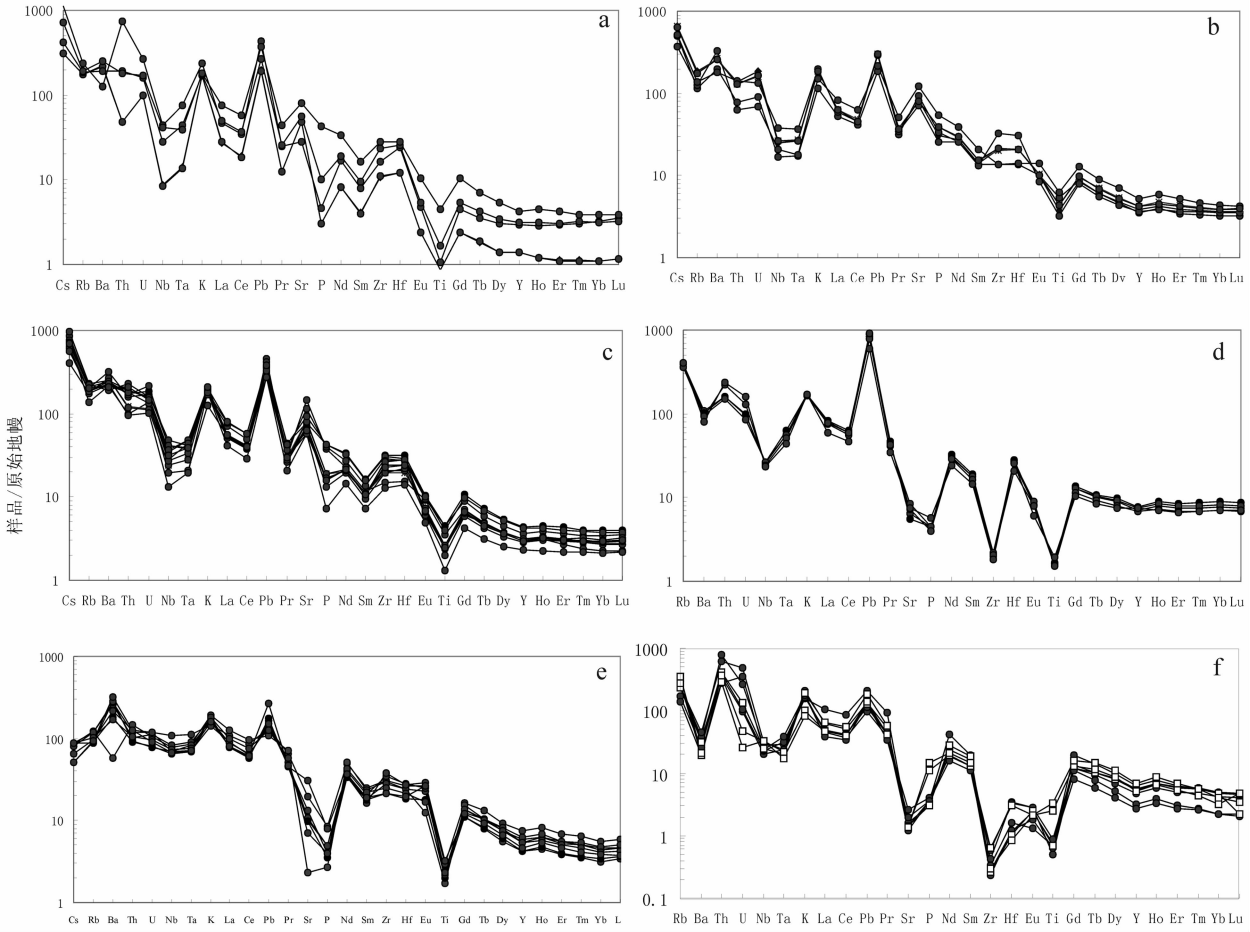


图 5　微量元素原始地幔标准化图解(原始地幔标准化数值据参考文献[49],图例同图 4)

Fig. 5　Primitive mantle normalized trace element patterns

(6.8~18.2)、KN/A(0.83~0.88)、稀土元素总量(134×10^{-6}~359×10^{-6})和(Ga/Al)×10000(1.8~6.7)则部分在 A 型花岗岩范围内，部分不在 A 型花岗岩范围内(分别为 8~80、大于 0.85、219.03×10^{-6}、大于 2.5)，而 Zr+Nb+Ce+Y(92×10^{-6}~256×10^{-6})则完全不符合 A 型花岗岩的特点(大于 350×10^{-6})。那么是否可能是 I 型或者是 S 型?英买来岩体富硅、相对富铝和岩石的组合特点(没有闪长岩和花岗闪长岩)、出现白云母缺乏角闪石的特征，说明其不可能是 I 型花岗岩。另外,其高的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$值(大于 0.710)也同样说明不是 I 型花岗岩。岩石中出现的白云母、高硅及高的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$值则说明其有 S 型花岗岩的特点,但是稀土元素总量则超了过 S 型花岗岩的平均含量(173.14×10^{-6})。由此分析,英买来岩体兼具 A 型和 S 型花岗岩的特点,可能属于两者之间的过渡类型。

川乌鲁岩体的 Ga/Al 为 2.29~2.76,Zr+Nb+Ce+Y 为 166×10^{-6}~508×10^{-6}，表明只有部分样品位于 A 型花岗岩范围内,其中花岗斑岩相应的值均不在 A 型花岗岩的范围内。根据岩体的岩石组合,即辉长岩-闪长岩-二长岩-正长岩，并且 A/CNK<1.0,说明其具有 I 型花岗岩的特点,因此川乌鲁岩体具有 I 型和 A 型之间过渡的特点。

4.2　岩石成因

前已述及，各个岩体的主量元素、微量元素及 Sr 和 Nd 同位素之间存在着明显的区别，暗示着它们有不同的成因。

由图 6 可以看出，除川乌鲁辉长岩-闪长岩和二长岩-正长岩的样品点落在变质玄武岩-英云闪长岩区域外，川乌鲁花岗斑岩和其他 3 个岩体的样品点均落在变质杂砂岩范围内。但是对于这个图解

需要进行具体分析,换言之,落在其中并不意味着其源区就是这个源区,需要具体分析。

英买来花岗岩体具有高的 SiO_2 含量,含白云母,其A/CNK>1.0,稀土元素图解上具有非常显著的负 Eu 异常,微量元素原始地幔标准化图解上有明显的负 Sr 异常,暗示其源区存在斜长石并且是富铝的(长英质)。此外,具有明显高的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$值(0.71036~0.71585)和负的 $\varepsilon_{Nd}(t)$值(−1.67~−6.45),说明其源区为壳源,而且是沉积岩,因为火成岩往往具有相对低的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$值和相对高的 $\varepsilon_{Nd}(t)$值。结合其二阶段 Nd 模式年龄(1190~1544Ma),推测英买来岩体的源区为元古宙沉积岩(杂砂岩)。因为南天山区域上存在元古宙阿克苏群的变质火山−沉积岩,而且英买来岩体侵入于阿克苏群变质岩之中,所以推测英买来岩体可能是阿克苏群变质沉积岩(砂岩)部分熔融形成的。所有的地球化学特征均表明,其源区没有幔源物质的加入。其高的 TFeO/MgO (6.8~18.2)指示了低的 H_2O 逸度和氧逸度。

位于塔里木盆地西北缘的麻扎山岩体具有亏损地幔的特点,即低的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$值和正的 $\varepsilon_{Nd}(t)$值,这一点与中亚造山带北部的花岗岩具有明显的相似性,其二阶段 Nd 模式年龄为 702~779Ma,明显比英买来岩体年轻,指示了它们有不同的形成机制。普遍认为,亏损地幔的熔融产生的是基性—超基性岩浆,不可能直接形成中性岩浆。因此,其低的$(^{87}Sr/^{86}Sr)t$值和正的 $\varepsilon_{Nd}(t)$值的特征可以解释为是早期亏损地幔熔融形成的基性岩石发生再熔融形成的,这种熔融的岩浆继承了母岩的同位素特征。麻扎山正长岩没有明显的 Nb 和 Ta 的负异常,说明岩浆在上升过程中没有经历明显的地壳物质的混染。微量元素原始地幔标准化图解上出现明显的负 Sr、P、Ti 异常,可以解释为其源区存在斜长石、磷灰石和金红石或榍石的残留,这种特点也与源区是基性岩石的特点吻合。所以麻扎山正长岩体的形成可能是由新元古代底侵于下地壳的基性岩石发生熔融形成的。

川乌鲁岩体由基性、中性和酸性岩石组成,一个简单的解释是通过分离结晶作用形成的。然而,如果仅仅按照目前出露的面积来看,中性的二长岩−正长岩占的面积最大,占出露总面积的 90%左右,这很难用分离结晶作用来解释,因为如果是分离结晶作用形成的,那么基性岩浆可能占主要的比例,然后是中性岩浆,最少的应该是酸性岩浆。另

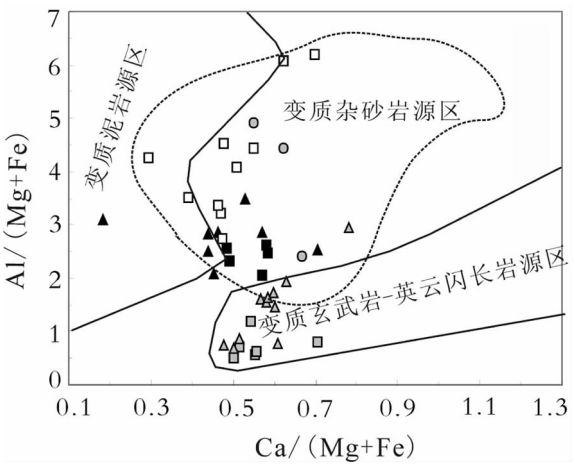


图 6 Ca/(Mg+Fe)−Al/(Mg+Fe)图解
(底图据参考文献[51],图例同图 2)

Fig. 6 Diagram of Ca/(Mg+Fe)−Al/(Mg+Fe)

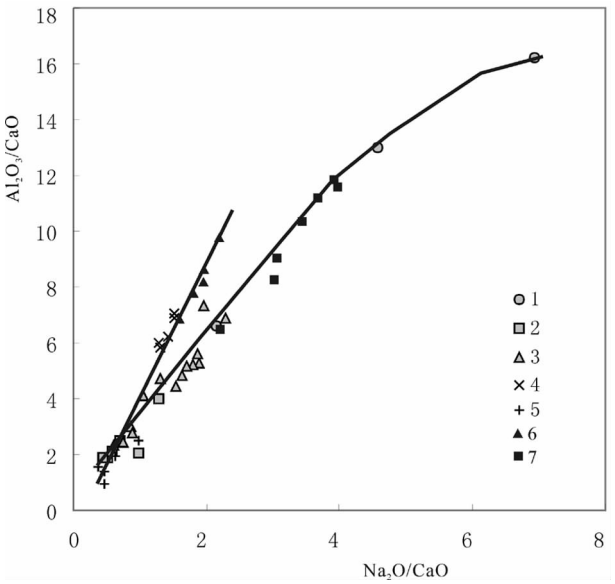


图 7 $Na_2O/CaO-Al_2O_3/CaO$ 图解

Fig. 7 Diagram of $Na_2O/CaO-Al_2O_3/CaO$

1—川乌鲁花岗斑岩;2—川乌鲁辉长岩−闪长岩;3—川乌鲁二长岩−闪长岩;4—阔克萨岭齐齐尔哈纳克岩体①;5—阔克萨岭佘西穷柯白陶岩体①;6—英买来岩体;7—巴雷公岩体

外一种可能的机制是基性岩浆和酸性岩浆的混合作用,而中性岩浆是混合作用的产物。由图 7 可以看出,川乌鲁岩体不同岩石类型基本上呈线性关系,这种多元素共分母比值的线性关系说明它们与混合作用有关[52]。另外,在反映岩浆演化方式的 TFeO−MgO 图(图 8)上,杂岩体的不同成分岩石样品点均沿混合线分布。那么,随之而来的一个问

题是，基性端元的岩浆和酸性端元的岩浆来自哪里？毫无疑问，基性岩浆来自于上地幔的部分熔融,那么是软流圈地幔还是岩石圈地幔？在微量元素标准化图解(图 5)上,川乌鲁岩体显示出明显的 Nb 和 Ta 的负异常,从这点而言,应该是岩石圈地幔的部分熔融。另外,辉长岩中含有黑云母和角闪石说明岩浆中含有挥发分，并且说明源区是湿的而不是干的，这种特点也说明其源区为岩石圈地幔。辉长岩低的 Zr/Ba 比值(0.07~0.18)也说明其来自于岩石圈地幔，因为来自于软流圈地幔的熔体的 Zr/Ba 比值一般大于 0.2[53]。另外,通常认为富水的岩石圈地幔只是局部出现，是地幔交代作用的产物,一般呈脉状或团块状分布在地幔中,其具有低的熔点,可以首先发生熔融[54]。SiO_2 含量 70%左右的酸性端元应该来自于地壳,考虑到 A/CNK 比值只有 0.78~0.83，说明源区不是由泥质岩石或硬砂岩的部分熔融形成的，因为这些岩石熔融形成的岩浆是铝过饱和的[55-64]。这样,花岗斑岩的源区可能是地壳中的中性火成岩(一般中性岩石熔融产生的是酸性岩浆)。火成岩中普遍含有斜长石,如果其源区中有斜长石的残留，那么部分熔融形成的岩浆将会出现 Sr 的负异常，但是花岗斑岩的原始地幔标准化图解(图 5)上出现的是正的 Sr 异常。在水饱和的条件下，中性岩石中的斜长石将会首先被熔融，因此其熔融形成的岩浆会因为斜长石的熔融产生正的 Sr 异常[55]。图 6 中花岗斑岩的投影点落在变质杂砂岩的范围内，是因为该图解只适合于钙碱性岩石和过铝质岩石[51],而不适合相对富碱和准铝质的岩石。

由图 7 可以看出,川乌鲁岩体不同的岩石类型为线性关系,2 个端元分别是花岗斑岩和辉长岩-闪长岩。有意思的是,构造位置同位于阔克萨岭构造带的巴雷公岩体也在同一趋势线上，而位于南天山东段的英买来岩体则不在该趋势线上，暗示了巴雷公岩体和川乌鲁的花岗斑岩可能有相同的成因。另外,二者稀土元素和微量元素标准化曲线也具有一定的相似性，只是巴雷公岩体具有明显的负 Eu 和负 Sr 异常,而川乌鲁花岗斑岩则具有正的 Sr 异常和微弱的负 Eu 异常。巴雷公岩体负 Eu 和负 Sr 异常可能与后期的斜长石分离结晶作用有关。

4.3　岩浆作用的构造背景

前已述及，尽管对南天山的构造演化还存在着不同的认识，但多数学者倾向于二叠纪时洋盆已关闭,并进入后碰撞阶段。后碰撞是一个复杂的阶段,包括板块之间沿剪切带的大规模运动、合拢,岩石圈的拆沉,大洋板块的继续俯冲,以及后期的岩石圈伸展、软流圈的上涌、裂谷的生成等,在这些过程中可以形成不同类型的岩浆。Zwart[66]提出了 2 种不同类型的造山作用,Sylwester[67]进一步发展了该模式,即高温低压造山和低温高压造山 2 种类型，当然也存在 2 种类型之间的过渡类型。高压型造山以喜马拉雅和阿尔卑斯为代表,有厚的地壳(大于 50km),在花岗岩形成之前出现高压—超高压变质作用(如蓝片岩、麻粒岩和榴辉岩相变质作用等[68-70],岩浆作用的热主要是放射性的热，当然也可以有地幔热的参与[71],出现的花岗岩以二云母花岗岩为代表,但是其形成温度一般小于 875℃。在高温造山中,地壳的厚度小于 50km,出现的是 I 型花岗岩,与之伴随的是高温变质作用(混合岩)。与之同时出现的 S 型花岗岩也是含堇青石和矽线石的高温类型[67,72]。

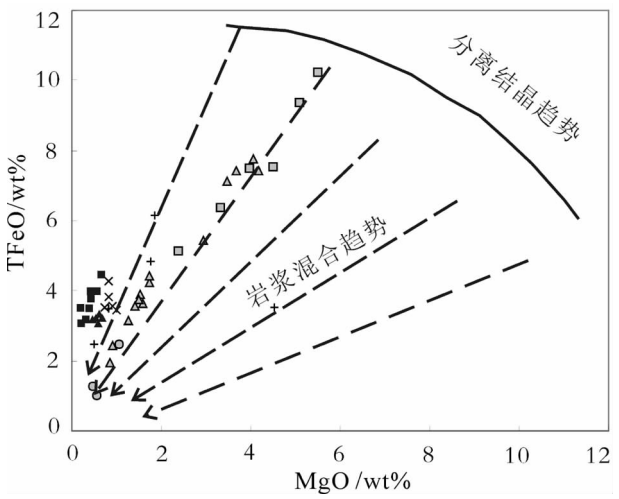


图 8　MgO-TFeO 图解(底图据参考文献[65])

Fig. 8　Diagram of MgO-TFeO

在 Pearce 等[73]提出的花岗岩类构造环境判别图(图 9)上,麻扎山正长岩的样品点全部落在板内花岗岩区域,而英买来岩体部分落在板内花岗岩区域,部分则落在火山弧花岗岩范围内，其他花岗岩则全部落在火山弧花岗岩内。对这些地球化学判别图需要进行具体分析，落在火山弧花岗岩范围内的花岗岩并不一定代表其形成于火山弧环境，而是暗示了其源区具有类似于火山弧的特征，因为构造环境判

别图的本质是建立在构造环境和源区关系的基础上的[74]。Pearce 等[73,75]对后碰撞花岗岩在判别图中的投影作了解释,认为后碰撞花岗岩比较复杂,其投影点落在火山弧花岗岩、同碰撞花岗岩和板内花岗岩的交界位置,需要对其进行具体分析,该判别图不能有效地和其他环境的花岗岩加以区别。

在阔克萨岭地区分布着一条被肢解的蛇绿混杂岩带,该蛇绿混杂岩由蛇纹石化的地幔橄榄岩、枕状熔岩和硅质岩组成,代表了碰撞后残留在陆壳中的洋壳碎块。该地区的二叠纪巴雷公花岗岩侵入于蛇纹石化的地幔橄榄岩中[30],说明该岩体形成于碰撞后。因此,结合区域构造演化特征,英买来岩体和巴雷公岩体、川乌鲁岩体都形成于后碰撞阶段。至于麻扎山岩体,由于在图 9 中落在板内花岗岩内,并且其类型属于 A1 型,其形成可能与板内的岩石圈伸展导致的软流圈上涌有关,地球动力学背景可能与南天山地区不同,而与塔里木盆地内部发生于二叠纪的大火成岩省有关[76-77],因为在峨眉山大火成岩省的中、后期也存在类似的碱性岩浆活动[78]。

如前所述,英买来岩体为黑云母花岗岩和二云母花岗岩,暗色矿物含量很低,属于 S—A 型之间的过渡类型,并且其源区为壳源,没有地幔物质的加入。马乐天等④利用二长石温度计计算它们的形成温度为 730~770℃,小于 875℃,这些特征指示了其可能为高压低温型。另外,该地区出现的蓝片岩[79-81]、麻粒岩[82-84]和榴辉岩[85-86]均指示了高压的环境,这些特征均说明南天山东段可能属于类似于喜马拉雅和阿尔卑斯型的高压低温型造山。

位于南天山西段的川乌鲁岩体除了中酸性岩石外,还存在基性岩石,地球化学特征指示其来自于交代富集的岩石圈地幔,而酸性岩石则来自于地壳,中性的二长岩和正长岩是两者混合作用的产物。考虑到它们在时空分布上的一致性,推测酸性岩浆是由来自于交代富集的岩石圈地幔熔融形成的基性岩浆上升到地壳时导致地壳中的中性火成岩发生熔融形成的,基性岩浆和酸性岩浆不同程度地混合形成了中性岩浆,中性岩浆发生一定程度的分异形成了二长岩和正长岩,可能由于岩浆混合比较充分,故没有见到矿物不平衡的现象。在伸展的环境中,不同的岩浆再上侵到现在的位置,形成了川乌鲁岩体。另外,交代富集岩石圈地幔熔融的原因可能是:在伸展环境下软流圈地幔的上涌导致岩石圈地幔中低熔点的组分首先发生熔融,形成偏碱性的富挥发分的基性岩浆。至于巴雷公岩体,在其中没有发现中基性岩石,考虑到在图 7 中和川乌鲁岩体中的花岗斑岩比较接近,且和川乌鲁岩体位于同一演化线上,推测巴雷公岩体也是由基性岩浆的底侵导致地壳物质发生熔融形成的。因此,位于南天山西段的阔克萨岭构造区的二叠纪酸性岩浆活动可能是幔源岩浆底侵作用的结果,这种岩浆作用的背景应该是高温低压型的(相对薄的地壳)。

Solomovich[87]对吉尔吉斯斯坦境内的后碰撞岩

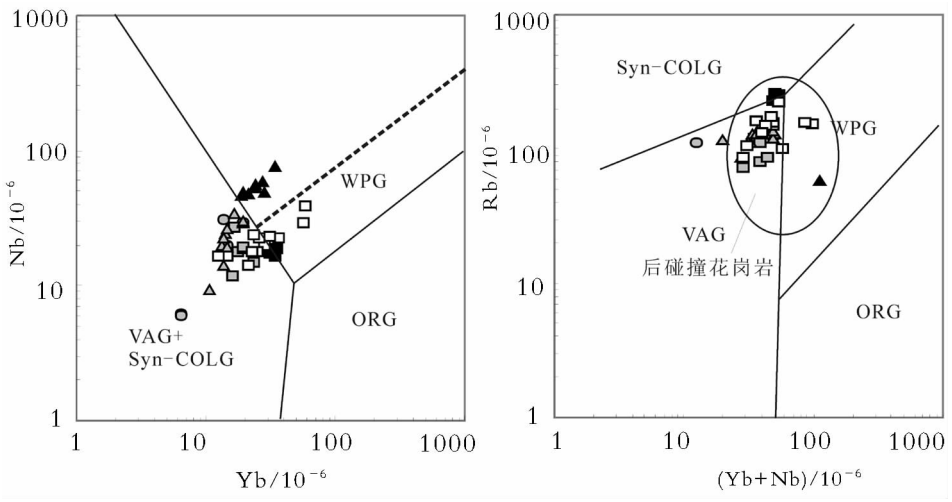


图 9 Yb-Nb 和(Yb+Nb)-Rb 构造判别图(底图据参考文献[73]和[74])

Fig. 9 Discrimination diagrams of Yb -Nb and(Yb+Nb)-Rb

WPG—板内花岗岩; VAG—火山弧花岗岩;ORG—洋中脊花岗岩;Syn-COLG—同造山花岗岩

浆活动进行了系统的研究，提出以费尔干纳走滑断裂为界，将研究区分为东部的 Kokshal 地块和西部的阿赖(Alay)地块,其中东部地块地壳厚度厚(60~65km),西部地壳较薄(约 45km),东部和西部地块均分布大量的后碰撞岩浆岩,但岩浆的性质不同。他认为东部的 Kokshal 地块是属于高压低温型造山，而西部则为高温低压型造山，有幔源岩浆的底侵作用。因此笔者初步认为,中国境内的南天山西段的阔克萨岭构造区与吉尔吉斯境内的西部阿赖地块岩浆活动的性质相似,有可能是其东延部分,这和前人从构造和成矿带的角度得出的结论一致[88];中国境内的南天山东段则有可能是 Kokshal 地块的东延部分。如果这个认识正确的话,将对中国南天山地区的找矿有着指导意义，因为吉尔吉斯境内的 Kokshal 地块是著名的伊塞克湖-萨雷贾兹金锡钨矿集区,而其西部的阿赖地块则是著名的金汞锑矿集区。当然这仅仅是从花岗岩的角度得出的，尚需结合其他区域地质资料加以综合分析。

5　结　语

中亚南天山是重要的金多金属成矿带，但成矿带在中国境内的延伸一直不清楚，这是南天山地区找矿没有取得很大突破的一个重要原因。大量的研究表明,无论是境内还是境外,大多数矿床的形成都与二叠纪后碰撞阶段的岩浆活动有关，但是境内外二叠纪侵入岩的岩石类型多样，主要是由岩浆的源区不同造成的。总体上,南天山西段地壳相对较薄,软流圈上涌导致富集的岩石圈地幔发生熔融形成基性岩浆，底侵的基性岩浆上升导致地壳熔融形成酸性岩浆，基性岩浆和酸性岩浆不同程度地混合形成一系列过渡类型的中性岩浆。但南天山东段由于地壳相对较厚,软流圈难以上涌,酸性岩浆的形成可能主要与地壳在放射性热的作用下的熔融有关，尽管尚不能排除地壳的熔融与幔源岩浆底侵作用提供的热有关。总体上,根据对二叠纪岩浆性质的分析,西段的阔克萨岭构造带与吉尔吉斯西段的阿赖带相似,所以阔克萨岭带有着寻找金汞锑矿的远景,同时鉴于岩浆中有幔源组分，该地区可能有寻找斑岩和矽卡岩型铜矿的远景。境内南天山东段的背景可能和吉尔吉斯东部的 Kokshal 地块的背景相似,是寻找金锡钨矿的远景区(在该地区已经发现了一些金和锡的矿床/点)。

谨以此文祝贺尊敬的肖序常院士 80 华诞,感谢先生多年的教诲。作为学生和晚辈,衷心祝愿先生身体健康,为地质事业做出更大的贡献。感谢韩宝福和郭召杰教授的有益建议，感谢新疆地矿局第八地质大队的野外协助。

参考文献

[1]李华芹,谢才富,常海亮,等.新疆北部有色贵金属矿床成矿作用年代学[M].北京:地质出版社,1998:202-206.

[2]赵仁夫, 杨建国, 王满仓,等.西南天山成矿地质背景研究及找矿潜力评价[J]. 西北地质,2002, 35(4):101-121.

[3]叶锦华, 王立本, 叶庆同, 等. 西南天山萨瓦亚尔顿金(锑) 矿床成矿时代与赋矿地层时代[J].地球学报,1999,20(3):278-283.

[4]杨富全, 王立本, 叶锦华, 等. 新疆霍什布拉克地区花岗岩锆石U-Pb年龄[J].中国区域地质, 2001, 20(3): 267-273.

[5]Wilde A R, Layer P, Mernach T, et al.. The giant Muruntau gold deposit: Geologic, geochronologic, and fluid inclusion constraints on ore genesis[J]. Economic Geology, 2001, 96: 633-644.

[6]Kempe U, Belyatsky B V, Krymsky R S, et al. Sm-Nd and Sr isotope systematics of scheelite from the giant Au (-W) deposit Muruntau (Uzbekistan): Implications for the age and sources of Au mineralization[J]. Mineralium Deposita, 2001, 36: 379-392.

[7]Mao J W, Konopelko D, Seltmann R, et al. Postcollisional age of the Kumtor gold deposit and timing of Hercynian events in the Tien Shan, Kyrgyzstan[J]. Economic Geology, 2004, 99: 1771-1780.

[8]Liu J J, Zheng M H, Cook N J, et al. Geological and geochemical characteristics of the Sawaya´erdun gold deposit, southwestern Chinese Tianshan[J]. Ore Geology Reviews, 2007, 32: 125-156.

[9]陈文,张彦,秦克章,等.新疆东天山剪切带型金矿床时代研究[J].岩石学报,2007,23(8):2007-2016.

[10]朱永峰.新疆的印支运动与成矿[J].地质通报,2007,26(5):510-519.

[11]Morelli R, Creaser R A, Seltmann R, et al. Age and source constraints for the giant Muruntau gold deposit, Uzbekistan, from couples Re-Os-He isotopes in arsenopyrite[J]. Geology, 2007, 35: 795-798.

[12]Coleman R G. Continental growth of northwestern China [J]. Tectonics, 1989, 8: 621-635.

[13]Windley B F, Allen M B, Zhang C, et al.. Paleozoic accretion and Cenozoic redeformation of the Chinese Tien Shan range, central Asia[J]. Geology, 1990, 18: 128-131.

[14]Allen M B, Windley B F, Zhang C. Palaeozoic collisional tectonics and magmatism of the Chinese Tien Shan, central Asia[J]. Tectonophysics, 1992, 220: 89-115.

[15]肖序常, 汤耀庆, 李锦轶,等,新疆北部及邻区大地构造[M].北京:地质出版社,1992:169.

[16]王宝瑜, 郎智君, 李向东,等.中国天山西段地质剖面综合研究[M].北京:科学出版社,1994: 202.

[17]Gao J, Li M, Xiao X, et al. Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan orogen, northwestern China[J]. Tectonophysics, 1998, 287: 213-231.

[18]Chen C, Lu 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.

[19]Xiao W J, Zhang L C, Qin K Z, et al. Paleozoic accretionary and collisional tectonics of the eastern Tianshan (China): implications for the continental growth of Central Asia[J]. American Journal of Science, 2004, 304: 370-395.

[20]高俊, 龙灵利, 钱青,等.南天山晚古生代还是三叠纪碰撞造山带[J].岩石学报,2006,22(5):1049-1061.

[21]李曰俊, 宋文杰, 买光荣,等.库车和北塔里木前陆盆地与南天山造山带的耦合关系[J].新疆石油地质,2001,22(5):376-381.

[22]Brookfield M E. Geological development and Phanerozoic crustal accretion in the western segment of the southern Tien Shan(Kyrgyzstan, Uzbekistan and Tagikistan)[J]. Tectonophysics, 2000, 328: 1-14.

[23]Zhang L F, Ai Y, Rubatto D, et al. Triassic collision of western Tianshan orogenic belt, China: evidence from SHRIMP U-Pb dating of zircons from UHP eclogitic rocks [C]//7th International Eclogite Conference (abstract). Seggau, Austria,2005: 173.

[24]张立飞, 艾永亮, 李强, 等,新疆西南天山超高压变质带的形成与演化[J].岩石学报,2005,21(4):1029-1038.

[25]徐学义,马中平,夏祖春,等.天山石炭-二叠纪后碰撞花岗岩的Nd、Sr、Pb 同位素源区示踪[J].西北地质,2005,38(2):1-18.

[26]朱志新,李锦轶,董连慧,等.新疆南天山盲起苏晚石炭世侵入岩的确定及其对南天山洋盆闭合时限的限定[J]. 岩石学报,2008,24(12): 2761-2766.

[27]姜常义,穆艳梅,白开寅,等.南天山花岗岩类的年代学、岩石学、地球化学及其构造环境[J].岩石学报,2002,15:298-308.

[28]Solomovich L I, Trifonov B A. Postcollisional granites in the South Tien Shan Variscan collisional belt, Kyrgyzstan[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2002, 21: 7-21.

[29]刘楚雄, 许保良, 邹天人, 等.塔里木北缘及邻区海西期碱性岩岩石化学特征及其大地构造意义[J].新疆地质,2004,22(1):43-49.

[30]王超, 刘良,罗金海,等. 西南天山晚古生代后碰撞岩浆作用——以阔克萨彦岭地区巴雷公花岗岩为例[J].岩石学报,2008,23:1830-1840.

[31]Burtman V S. Kyrgyz Republic[C]//Moores E M, Fairbridge R W. Encyclopedia of European and Asian Regional Geology. Chapman and Hall, London, 1997:483-492.

[32]汤耀庆, 高俊, 赵民,等. 西南天山蛇绿岩和蓝片岩[M]. 北京: 地质出版社, 1995:59-67.

[33]肖序常,汤耀庆,李锦轶,等. 试论新疆北部大地构造演化[C]//新疆地质科学,第Ⅰ辑.北京:地质出版社,1990:47-68.

[34]Allen M B, Sengor A M C, Natal'in B A. Junggar, Turfan and Alakol basins as Late Permian to Early Triassic extensional structures in sinistral shear zone in the Altaid orogenic collage, Central Asia[J]. Journal of Geological Society, London , 1995, 152:327-338.

[35]Natal'in B A, Sengor A M. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Turan and Scythian platforms: The pre-history of the Paleo-Tethyan closure[J]. Tectonophysics, 2005, 404:175-202.

[36]Bazhenov M L, Burtman V S, Dvorova A V. Permian paleomagnetism of the Tien Shan fold belt, Central Asia: postcollisional rotations and deformation[J]. Tectonophysics, 1999, 312: 303-329.

[37]陈义兵, 胡霭琴, 张国新,等.西南天山前寒武纪基底时代和特征:锆石 U-Pb 年龄和 Nd-Sr 同位素组成[J].岩石学报,2000,16(1):91-98.

[38]陈义兵, 胡霭琴, 张国新,等.西天山独库公路花岗片麻岩的锆石 U-Pb 年龄及其地质意义[J].科学通报, 1999,44(21):2328-2332.

[39]韩宝福, 何国琦, 吴泰然,等.天山早古生代花岗岩锆石 U-Pb 定年、岩石地球化学特征及其大地构造意义[J].新疆地质,2004, 22(1):4-11.

[40]胡霭琴, 张国新, 张前锋,等.天山造山带基底时代和地壳增生的同位素制约[J].中国科学,1999,29(2):104-112.

[41]刘树文, 郭召杰, 张志诚,等.中天山东段前寒武纪变质地块的性质:地质年代学和钕同位素地球化学的约束[J].中国科学,2004,34(5):395-403.

[42]杨天南, 李锦轶, 孙桂华, 等.中天山早泥盆纪陆弧:来自花岗质糜棱岩的地球化学及 SHRIMP U-Pb 锆石定年的证据[J].岩石学报,2006, 22(1):41-48.

[43]张成立, 周鼎武, 王居里, 等. 南天山库米什南黄尖石山岩体的年代学、地球化学和 Sr、Nd 同位素组成及其成因意义[J].岩石学报,2007,23(8):1821-1829.

[44]朱志新, 王克卓, 郑玉洁,等.新疆伊犁地块南缘志留纪和泥盆纪花岗质侵入体 SHRIMP 定年及其形成时构造背景的初步探讨[J]. 岩石学报, 2006, 22(5): 1193-1200.

[45]孙林华,王岳军,范蔚茗,等.再论巴楚麻扎山正长岩体岩石成因和构造意义[J].吉林大学学报(地球科学版),2008,38:8-20.

[46]Peccerillo A, Taylor S R. Geochemistry of Eocene calk-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1976, 58: 63-81.

[47]Hong D W, Wang S G, Xie X L, et al. Metallogenic province derived from mantle sources: Nd, Sr, S and Pb isotope evidence from the Central Asian orogenic belt[J]. Gondwana Research, 2003, 6: 711-728.

[48]Wu F Y, Jahn B M, Wilde S, et al. Phanerozoic crustal growth: U-Pb and Sr-Nd isotopic evidence from the granites in northeastern China[J]. Tectonophysics, 2000, 328: 89-113.

[49]Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes[C]//Saunders A D, Norry M J. Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society, London: Special Publication, 1989, 42: 313-345.

[50]Eby G N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications[J]. Geology, 1992, 20: 641-644.

[51]Alther R, Holl A, Hegner E, et al. High potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany)[J]. Lithos, 2000, 50: 51-73.

[52]马昌前, 杨坤光, 唐仲华, 等. 花岗岩类岩浆动力学——理论方法及鄂东花岗岩类例析[M] . 武汉: 中国地质大学出版社, 1994: 44-48.

[53]Ormerod D S, Rogers N W, Hawkesworth C J. Melting of the lithospheric mantle: inverse modelling of alkali-olivine basalts from the Big Pine volcanic field, California[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1991, 108: 305-317.

[54]Niu Y, O'Hara M J. The origin of ocean island basalts (OIB): A new perspective from petrology, geochemistry and mineral physics considerations[J]. Journal of Geophysical Research, 2003, 108, 10.

1029/2002JB002048.

[55]Beard J S, Lofgren G E. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6.9 kb[J]. Journal of Petrology, 1991, 32: 365-401.

[56]Rapp R P, Watson E B, Miller C F. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites[J]. Precambrian Research, 1991, 51: 1-25.

[57]Wolf M B, Wyllie P J. Dehydration-melting of amphibole at 10 kbar: The effects of temperature and time[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1994, 115: 369-383.

[58]Sen C, Dunn T. Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa: Implications for the origin of adakites [J].Contributions to Mineralogy and Petrology, 1994, 117: 394-409.

[59]Rapp R P, Watson E B. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: Implications for continental growth and crustmantle recycling [J]. Journal of Petrology, 1995, 36: 891-931.

[60]Rapp R P. Amphibole-out phase boundary in partially melted metabasalt, its control over liquid fraction and composition, and source permeability[J]. Journal of Geophysical Research, 1995, 100: 15601-15610.

[61]Winther K T. An experimentally based model for the origin of tonalitic and trondhjemitic melts[J]. Chemical Geology, 1996, 127: 43-59.

[62] Skjerlie K P. Petrogenesis and significance of late Caledonian granitoid magmatism in western Norway[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1992, 110: 473-487.

[63]Montel J M, Vielzeuf D. Partial melting of metagreywackes, part II. Compositions of minerals and melts[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1997, 128: 176-196.

[64]Stevens G, Clemens J D, Droop G T R. Melt production during granulite-facies anatexis: experimental data from "primitive" metasedimentary protoliths[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1997, 128: 352-370.

[65]Zorpi M J, Coulon C, Orisini J B. Hybridization between felsic and mafic magma in calk-alkaline granitoids—a case study in northern Sardinia, Italy[J]. Chemical Geology, 1991, 92:45-86.

[66]Zwart H J. The duality of orogenic belts[J]. Geologie en Mijnbouw, 1967, 46:283-309.

[67]Sylwester P J. Post-collisional strongly peraluminous granites[J]. Lithos, 1998, 45: 29-44.

[68]Scharer U, Xu R H, Allegre C J. U-(Th)-Pb systematics and ages of Himalayan leucogranites, South Tibet[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1986, 77: 35-48.

[69]von Blanckenburg F. Combined high-precision chronometry and geochemical tracing using accessory minerals: applied to the Central-Alpine intrusion (central Europe)[J]. Chemical Geology, 1992, 100: 19-40.

[70]Gebauer D, Schertl H, Brix M, et al. 350Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora Maira Massif, West Alps[J]. Lithos, 1997, 41: 5-24.

[71]Wickham S M, Oxburgh E R. Low-pressure regional metamorphism in the Pyrenees and its implications for the thermal evolution of rifted continental crust[J]. Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A, 1987, 321: 219-242.

[72]Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origin and their geodynamic environments[J]. Lithos, 1999, 46: 605-626.

[73]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.

[74]Wilson M. Igneous petrogenesis[M]. London: Unwin Hyman, 1989.

[75]Pearce J A. Sources and setting of granitic rocks[J]. Episodes, 1996, 19(4): 120-125.

[76]杨树锋, 陈汉林, 董传万, 等. 塔里木盆地二叠纪正长岩的发现及其地球动力学意义[J]. 地球化学,1996, 25(2): 121-128.

[77]杨树锋, 陈汉林, 龚登武, 等. 塔里木盆地早—中二叠世岩浆作用过程及地球动力学意义[J]. 高校地质学报, 2005, 11(4): 504-511.

[78]罗震宇,徐义刚,何斌,等.论攀西猫猫沟霞石正长岩与峨眉山大火成岩省的成因联系:年代学和岩石地球化学证据[J].科学通报, 2006, 51:1802-1810.

[79]肖序常,汤耀庆,王军,等.中国南天山造山带蓝片岩及其构造意义[J]. 地球学报,1994,(3/4): 54-64.

[80]高俊, 何国琦, 李茂松,等.新疆南天山高压变质岩石的抬升机制[J].地质科学,1996,31:365-374.

[81]艾永亮, 张立飞, 李旭平, 等. 新疆西南天山昭苏一带超高压变质榴辉岩、蓝片岩地球化学特征及其大地构造意义[J]. 自然科学进展, 2005, 11: 1346-1356.

[82]王居里,王润三,周鼎武,等.南天山榆树沟麻粒岩相构造岩研究[J].岩石学报,1999,15:539-547.

[83]王润三,周鼎武,王居里,等.南天山榆树沟华力西期深地壳麻粒岩地体研究[J].中国科学,1999,29:306-313.

[84]周鼎武,苏犁,简平,等.南天山榆树沟蛇绿岩地体中高压麻粒岩SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及构造意义[J].科学通报,2004,49:1411-1415.

[85]高俊.西南天山榴辉岩的发现及其大地构造意义[J].科学通报, 1997,42:737-739.

[86]张立飞, Ellis D J, 艾永亮,等.新疆西天山超高压变质榴辉岩[J].岩石矿物学杂志,2002,21:371-386.

[87]Solomovich L I. Postcollisional magmatism in the South Tien Shan Variscan Orogenic Belt, Kyrgyzstan: Evidence for high-temperature and high-pressure collision[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2007, 30: 142-153.

[88]杨建国,闫晔轶,徐学义,等.西南天山成矿规律及其与境外对比研究[J].矿床地质,2004,23:20-30.

① 马乐天, 等. 南天山英买来花岗岩的地质-地球化学特征及其地质意义.2009,待刊.

② 黄河,等.南天山川乌鲁岩体的岩石学和地球化学特征及其岩石成因.2009,待刊.

③ 新疆地矿局第八地质大队.契恰尔幅、阿文库幅、下麻勒都幅、治雷苏幅 1:5 万区域地质调查报告.2005.

④ 马乐天, 等. 南天山英买来花岗岩:磁铁矿系列还是钛铁矿系列? 2009, 待刊.