

doi:10.3799/dqkx.2010.106

南天山英买来花岗岩的地质、地球化学特征及其地质意义

马乐天^{1,2}, 张招崇^{1*}, 董书云¹, 张舒¹, 张东阳¹, 黄河¹

1. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京 100083

2. 北京大学地球与空间科学学院, 北京大学地质博物馆, 北京 100871

摘要: 新疆英买来岩体位于南天山中段, 其主体由黑云母钾长花岗岩组成, 局部有二云母钾长花岗岩, 形成于晚二叠世。岩体中有两种少量椭球状的包体, 一是暗色细粒包体, 二是浅色包体。花岗岩和包体的地球化学特征基本相似, 它们在主量元素特征上以高 Si、富 K、富碱, 贫 Mg、Ca 为特征, 微量元素特征上表现为富 Rb、Ba、Th 以及轻重稀土的高度分馏和 Nb、Ta、Zr、Hf 等的负异常。花岗岩和包体的 Harker 图解显示出一致的变化趋势, 表明它们是同源岩浆演化的产物。其 A/CNK 值为 0.99~1.08, 显示出准铝—过铝的特点, 而稀土元素配分曲线则显示出强烈富集轻稀土和明显的负 Eu 异常。结合其高的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ 值(0.71036~0.71585)和负的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(-1.67~-6.45), 推测岩浆起源于壳源含斜长石的角闪石质岩石脱水条件下的部分熔融(深度<50 km), 其母岩浆在就位前发生了以黑云母和斜长石为主伴随有磁铁矿等副矿物的分离结晶作用。英买来花岗岩体的岩石类型以及地球化学特征表明其是介于 A 型和 S 型之间的一种过渡类型花岗岩类, 其形成时的构造环境为碰撞晚期或接近碰撞结束向后碰撞过渡阶段。

关键词: 二云母花岗岩; 地球化学; 壳源; 二叠纪; 南天山。

中图分类号: P596

文章编号: 1000-2383(2010)06-0908-13

收稿日期: 2009-11-06

Geology and Geochemistry of the Yingmailai Granitic Intrusion in the Southern Tianshan and Its Implications

MA Le-tian^{1,2}, ZHANG Zhao-chong^{1*}, DONG Shu-yun¹, ZHANG Shu¹, ZHANG Dong-yang¹, HUANG He¹

1. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China

2. School of Earth and Space Sciences, Geological Museum, Peking University, Beijing 100871, China

Abstract: The Late Permian Yingmailai granitic intrusion is located in the middle part of the southern Tianshan. It consists predominantly of biotite K-feldspar granite with minor two-mica K-feldspar granite. Two types of ellipse-shaped xenoliths including dark-color fine-granular xenolith and light-color granitic xenolith have been recognized in the granitic intrusion. The xenoliths share geochemical similarities with granites. They are characterized by high SiO₂ contents, enrichment of K and total alkali coupled with low MgO and CaO contents. Furthermore, they display the enrichment in Rb, Ba, Th and REE as well as significant fractionation of LREE from HREE, and negative Nb, Ta, Zr and Hf anomalies on the ORG normalized trace element patterns. The similar variation trends of major oxides between granites and xenoliths on the Harker diagram suggest that they derived from a common parental magma. The A/CNK ratios range from 0.99 to 1.08, meta-aluminous to per-aluminous feature. The chondrite-normalized REE patterns are characterized by strong enrichment of LREE relative to HREE and significantly negative Eu anomalies. In combination with their high $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ ratios (0.71036 to 0.71585) and negative $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values (-1.67 to -6.45), it can be inferred that the magmas might have been produced by dehydration melting of crust-source amphibole-bearing mafic rocks (<50 km), and that crystal fractionation of biotite and plagioclase with minor magnetite might have occurred before emplacement. The petrological and geochemical characteristics of the granitic rocks suggest that the intru-

基金项目: 国家科技支撑计划(No. 2007BAB25B05); “111 计划”(B07011)资助。

作者简介: 马乐天(1986-), 女, 学士, 地质学专业 E-mail: mlt285772317@126.com

* 通讯作者: 张招崇, E-mail: zczhang@cugb.edu.cn

sion is a transition type between A and S types, and formed in the late or end stage of collision between Tarim and Kazakhstan plate in Late Permian time.

Key words: two-mica granite; geochemistry; crust source; Permian; southern Tianshan.

南天山为世界著名的金、汞、锑、铜、钨、锡和萤石成矿带,在境外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,但是在我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,这样随之而来的一个问题是,境外的成矿带是如何延伸的,有没有进入我国?要回答上述问题,我们必须首先查清地质背景是否存在相似性。已有的研究表明,无论是境内还是境外,并且不论是什么矿种,容矿围岩是什么时代,其成矿年龄大多为二叠纪—三叠纪(李华芹等,1998; Kempe *et al.*, 2001; Wilde *et al.*, 2001; 杨富全等,2001; 赵仁夫等,2002; Mao *et al.*, 2004; 陈文等,2007; Liu *et al.*, 2007; Morelli *et al.*, 2007; 朱永峰,2007),反映出成矿作用和晚华力西期的构造—岩浆活动密切相关,因此阐明晚华力西期的岩浆活动的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,因此总体研究程度较低,较之境外的吉尔吉斯坦、乌兹别克斯坦和塔吉克斯坦,南天山研究程度明显要低,有许多重要的地质科学问题有待解决,而这些问题又在很大程度上限制了我们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—卡拉库姆板块之间,经历了复杂的构造演化与地壳增生过程(高俊等,1997,2006)。多数学者认为南天山是一个经历了新生代再变形改造的晚古生代碰撞造山带(Coleman, 1989; Windley *et al.*, 1990; 肖序常等,1992; Allen *et al.*, 1993; 王宝瑜等,1994; Gao *et al.*, 1998; Chen *et al.*, 1999; Xiao *et al.*, 2004; 唐功建等,2009),但是也有部分学者认为它是晚海西—印支碰撞造山带(李曰俊等,2001)或三叠纪碰撞造山带(Brookfield, 2000; Zhang *et al.*, 2005; 张立飞等,2005)。因此不论何种观点,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—卡拉库姆板块的碰撞时限均起到关键作用,因为如果碰撞发生于晚石炭世(徐学义等,2005; 朱志新等,2008),那么二叠纪则进入后碰撞阶段。最近,我们在 1:5 万区域地质调查工

作的基础上,对位于温宿—拜城一带的英买来二叠纪花岗岩的岩石学和地球化学特征进行了研究,从而为碰撞时限提供了新的资料。

1 地质背景

英买来花岗岩体位于塔里木—卡拉库姆板块内的虎拉山晚古生代裂陷槽及塔里木中央地块内,北侧有那拉提大断裂通过(图 1a)。区内沉积岩、火山岩、侵入岩、变质岩均有出露,褶皱、断裂发育,总体构造线方向为北东东向。

区域出露的地层包括长城系、上石炭统和下二叠统等。长城系为阿克苏群中深变质岩系(绿片岩—角闪岩相),主要岩性包括混合岩、片麻岩、变粒岩和云母石英片岩。其上为上石炭统康克林组或喀拉治尔加组的一套钙质砂岩、粉砂岩和灰岩地层不整合覆盖。下二叠统地层包括小提坎立克组和库尔干组,它们不整合覆盖于上石炭统之上,前者主要为一套中酸性火山岩及其相应的火山碎屑岩,后者为一套陆相灰、深灰黑色薄层状细砂岩、粉砂岩。

研究区侵入岩较发育,主要有青白口纪(库兹文老克奥特拉克)片麻状花岗岩岩体、二叠纪(英买来)花岗岩体和二叠纪花岗闪长岩,其中后者位于英买来花岗岩体的南北两侧,并侵入于前者。另外还零星分布有脉岩。侵入岩有多期次叠加侵入现象,存在后期小岩株、岩脉叠加侵入于早期岩体的现象。

研究区的构造线以近东西向、北东向为主,其次为北西向,并显示为“弧”型构造带。此外,不同的地层显示不同的构造类型。在长城系变质基底中,构造变形属典型的深部构造层次流动构造,存在韧性变形构造、逆冲推覆构造。向南部主要由富含化石的上石炭统碳酸盐岩组成,脆性断裂比较发育,显示中深部构造层次属典型的等厚褶皱形态。向南部山前被中生代陆相盆地的粗碎屑岩覆盖,有上石炭统逆冲于上三叠统砂砾岩之上的现象。

2 岩体的地质特征和岩相学特征

英买来岩体位于拜城县和温宿县破城子—老虎台北侧一带,1:50 万编图称为英买来钾长花岗岩

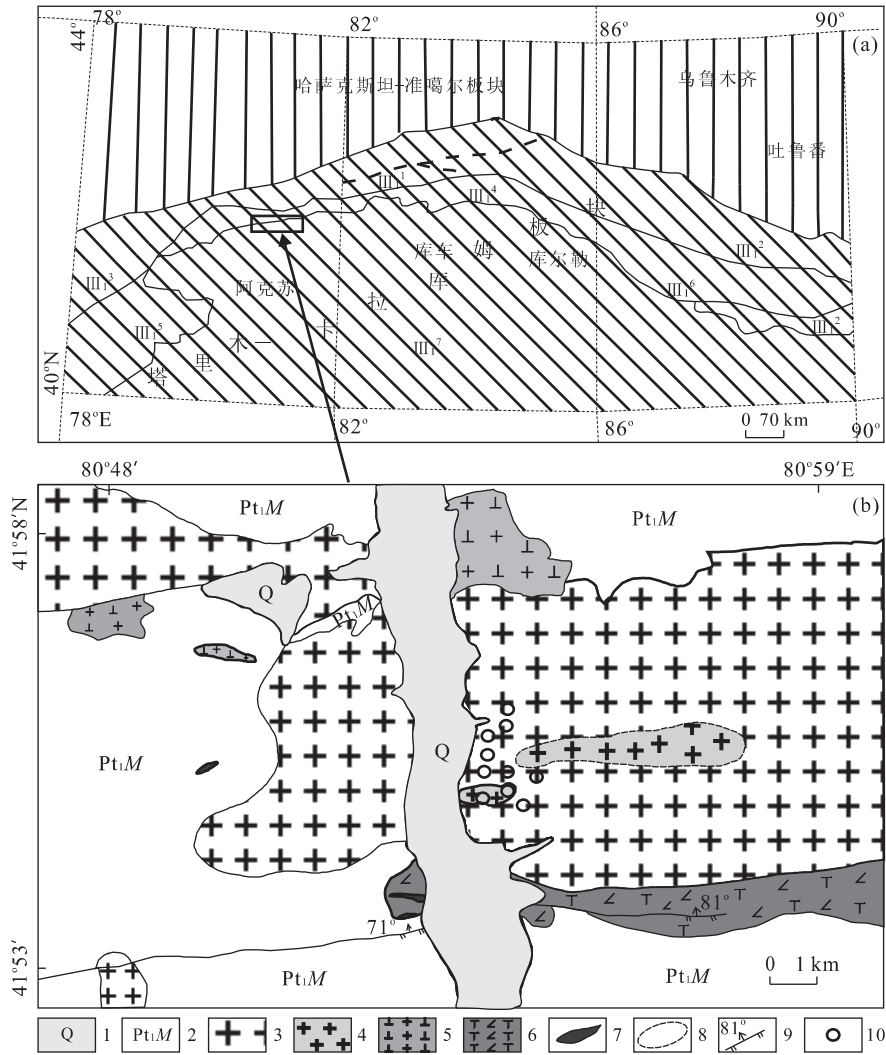


图 1 新疆构造单元划分(a)和英买来岩体地质图(b)(据新疆地质矿产局第八地质大队 2008 年资料修改)

Fig. 1 Tectonic units of Xinjian (a) and geologic map of the Yingmailai intrusion (b)

Ⅲ. 塔里木—卡拉库姆板块; Ⅲ₁. 塔里木微板块; Ⅲ₁¹. 东阿莱—哈尔克古生代复合沟弧带; Ⅲ₁². 艾尔宾晚古生代残斜盆地; Ⅲ₁³. 阔克塔勒晚古生代陆缘盆地; Ⅲ₁⁴. 虎拉山晚古生代裂陷槽; Ⅲ₁⁵. 柯坪前陆盆地; Ⅲ₁⁶. 库鲁克塔格陆缘地块; Ⅲ₁⁷. 塔里木中央地块; 1. 第四系覆盖; 2. 阿克苏群片麻岩、浅粒岩、云母片岩; 3. 二叠纪中粗粒似斑状钾长花岗岩; 4. 二叠纪粗粒似斑状钾长花岗岩; 5. 二叠纪细粒花岗岩闪长岩; 6. 青白口纪片麻状粗粒二长花岗岩; 7. 辉绿岩脉; 8. 岩相界线; 9. 逆断层及产状; 10. 采样点

体(编号为 23 号),岩体总体上呈东西向的不规则形态,出露面积约 200 km²,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. 围岩蚀变一般不明显,局部有矽卡岩化.

通过野外观察和室内显微镜观察,本次研究将该岩体划分为 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 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. 4 ± 3 Ma,说明其形成于晚二叠世.

总体上,岩体中包体比较少见,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(图 2a). 包体大多为深色、细粒,但亦有少数浅色的花岗质岩石包体(图 2b). 各主要岩石类型和包体的岩相学特征描述如下:

暗色细粒包体:细粒等粒状结构,由碱性长石、斜长石、石英和黑云母组成. 碱性长石包括正条纹长

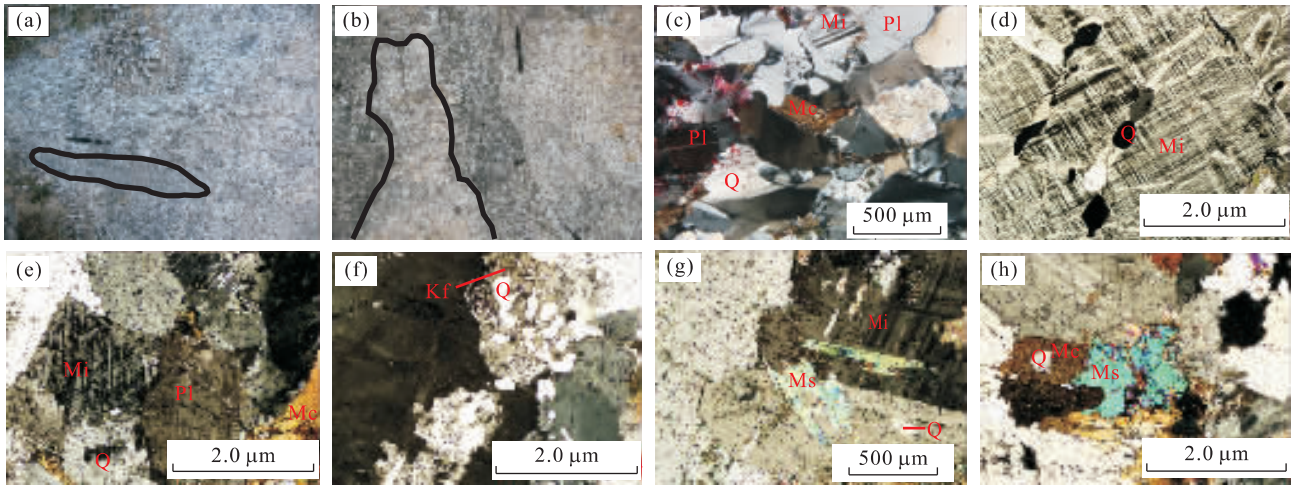


图 2 花岗岩中的细粒包体(包体和花岗岩有明显的界线)以及典型的岩相学特征

Fig. 2 Fine-granular xenolith in the granite (distinct boundary between granite and xenolith can be recognized) and typical petrographic features of the granite and xenolith

a. 粗粒黑云母钾长花岗岩中的暗色细粒包体,界线清晰(野外照片);b. 粗粒黑云母钾长花岗岩中的浅色花岗质岩石包体(野外照片);c. 暗色细粒包体中黑云母自形程度较高,而其他浅色矿物呈半自形或他形,显示出同结现象(正交偏光);d. 中粗粒黑云母钾长花岗岩中的微斜长石斑晶(正交偏光);e. 中粗粒黑云母钾长花岗岩的基质(正交偏光);f. 粗粒二云母钾长花岗岩中的文象结构(正交偏光);g. 粗粒二云母钾长花岗岩,自形程度较高的白云母分布在微斜长石中(正交偏光);h. 粗粒二云母钾长花岗岩,黑云母自形程度高,白云母与其共生(正交偏光)

石和微斜长石,呈半自形—他形,约 $0.4 \text{ mm} \times 0.3 \text{ mm}$,最大可达 $1.5 \text{ mm} \times 1.2 \text{ mm}$,含量约 35%。斜长石为更长石($An=20$),多呈他形,约 $0.3 \text{ mm} \times 0.2 \text{ mm}$,最大可达 $1.25 \text{ mm} \times 0.5 \text{ mm}$,约占 20%。石英呈他形粒状,约 $0.5 \text{ mm} \times 0.3 \text{ mm}$,约占 30%。黑云母呈半自形—自形,约 $0.2 \text{ mm} \times 0.1 \text{ mm}$,有穿插石英的现象;少部分呈他形,含量约 15%,推测早期发生黑云母的分离结晶,浅色矿物表现出同结关系(图 2c)。

浅色细粒包体: 细粒等粒状结构,由碱性长石、斜长石、石英和黑云母组成。碱性长石包括正条纹长石和微斜长石,呈半自形—他形,约 $1 \text{ mm} \times 0.75 \text{ mm}$,最大可达 $2.2 \text{ mm} \times 1.3 \text{ mm}$,内部包裹有细粒石英、黑云母,含量约 40%。斜长石为更长石($An=16$),呈半自形—他形,约 $0.5 \text{ mm} \times 0.3 \text{ mm}$,最大可达 $1.5 \text{ mm} \times 1.0 \text{ mm}$,内部包裹有细粒石英,约占 20%。石英呈他形粒状,约 $0.7 \text{ mm} \times 0.4 \text{ mm}$,约占 35%。黑云母多呈他形,不规则,含量约 5%。推测其矿物结晶顺序与中粗粒似斑状钾长花岗岩一致。

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%,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,结晶粒度约 $5 \text{ mm} \times 4 \text{ mm}$,最大可达 $10 \text{ mm} \times 5.5 \text{ mm}$,内部常包裹细粒石英、斜

长石(图 2d),约占斑晶总量 70%;斜长石斑晶呈半自形,聚片双晶,结晶粒度约 $3 \text{ mm} \times 1.5 \text{ mm}$,为更长石($An=18$),约占斑晶总量 10%;石英呈他形粒状,结晶粒度约 $4 \text{ mm} \times 3.5 \text{ mm}$,约占斑晶总量 20%,其内部包裹细粒、自形程度较高黑云母的现象。基质矿物组成为碱性长石、斜长石、石英和黑云母(图 2e)。碱性长石呈半自形—他形,约 $2 \text{ mm} \times 1.25 \text{ mm}$,约占基质总量 40%;斜长石为更长石($An=20$),呈半自形,约 $1.5 \text{ mm} \times 1.0 \text{ mm}$,约占基质总量 10%;石英他形粒状,约占基质总量 30%;黑云母部分呈半自形—自形,约 $2.5 \text{ mm} \times 2 \text{ mm}$,有铁质析出,有穿插后期形成的石英的现象,部分呈他形,约占基质总量 20%。副矿物包括磁铁矿、钛铁矿和榍石,含量小于 1%,推测早期分离结晶作用形成的黑云母、斜长石被包裹在石英和稍晚形成的碱性长石中,另有他形黑云母均匀分布于基质,第二期次的石英部分被其穿插。

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,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,结晶粒度约 $6.5 \text{ mm} \times 5 \text{ mm}$,最大可达 $8.5 \text{ mm} \times 6.0 \text{ mm}$,约占斑晶总量 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,结晶粒度约 $4 \text{ mm} \times 3.5 \text{ mm}$,约占斑晶总量 10%,内部包裹

表 1 英买来花岗岩体和包体的主量元素分析结果(%)

Table 1 Major element analyses of the Yingmailai granites and xenoliths

样品	Q01	Q03	Q04	Q05	Q06	Q07	Q08	Q09	Qab01	Qab03	Qab05	Qabb
SiO ₂	73.9	71.3	72.1	74.7	77.6	74.4	77	74.4	75.1	69.9	76.4	66.2
TiO ₂	0.11	0.26	0.22	0.12	0.18	0.21	0.15	0.16	0.16	0.59	0.13	0.78
Al ₂ O ₃	13.6	13.91	13.62	13.3	11.25	12.75	11.86	12.51	12.56	13.5	11.91	14.12
Fe ₂ O ₃	1.33	3.27	2.67	1.22	1.88	2.22	1.67	1.64	1.58	5.81	1.63	8.23
FeO	0.92	2.13	1.67	0.94	1.41	1.58	1.14	1.19	1.18	4.49	1.21	6.64
MnO	0.03	0.06	0.05	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.08	0.03	0.11
MgO	0.12	0.18	0.17	0.18	0.21	0.25	0.21	0.19	0.21	0.78	0.19	1.13
CaO	0.84	1.33	1.09	0.75	0.69	0.96	0.81	0.85	0.73	1.88	0.45	2.04
Na ₂ O	3.39	3.39	3.15	2.96	2.6	2.97	2.74	2.91	2.78	3.73	2.42	4.04
K ₂ O	5.9	5.6	6.1	6.2	4.8	5.3	4.9	5.4	5.9	3	5.9	2.5
P ₂ O ₅	0.06	0.09	0.08	0.07	0.08	0.09	0.08	0.08	0.07	0.25	0.07	0.33
LOI	0.68	0.49	0.41	0.5	0.38	0.56	0.64	0.54	0.47	0.91	0.5	0.86
SUM	100	99.9	99.7	101.1	99.7	99.1	101.1	99.6	99.6	100.4	99.7	100.3
A/KN	1.14	1.2	1.15	1.14	1.19	1.2	1.2	1.18	1.15	1.44	1.15	1.51
A/CNK	1.011	0.99	0.988	1.024	1.048	1.028	1.048	1.028	1.024	1.057	1.067	1.082
δ	2.774	2.845	2.956	2.672	1.587	2.197	1.733	2.172	2.333	1.671	2.061	1.841

注: A/KN=Al₂O₃/(K₂O+Na₂O)(分子比); A/CNK=Al₂O₃/(Na₂O+K₂O+CaO)(分子比); δ=(K₂O+Na₂O)²/(SiO₂-43).

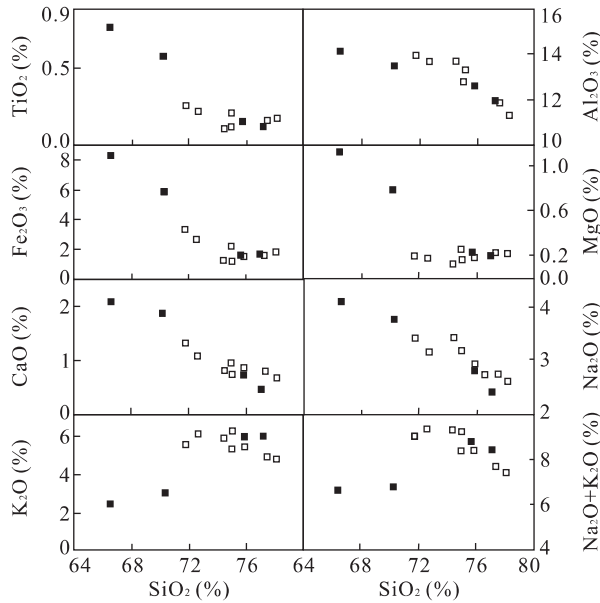


图 3 英买来花岗岩和包体的 Harker 图解

Fig. 3 Harker diagram of the Yingmailai granites and xenoliths
空心方框为花岗岩样品; 实心方框为包体样品

有细粒黑云母、斜长石, 出现文象结构(图 2f)。基质矿物组成为碱性长石、斜长石、石英、黑云母、原生白云母。碱性长石呈半自形—他形, 约 1.5 mm × 1.0 mm, 约占基质总量 40%。斜长石为更长石 (An=18), 呈半自形—自形, 约 1.5 mm × 1.25 mm, 约占基质总量 5%。石英他形粒状, 约占基质总量 30%。黑云母部分呈半自形—自形, 约 1.5 mm × 0.75 mm, 有铁质析出现象, 内部包裹有细粒、他形石英; 部分呈他形, 约占基质总量 15%。

原生白云母部分呈自形—半自形, 不与其他矿物呈反应关系(图 2g), 约 0.75 mm × 0.5 mm, 最大可达 2.7 mm × 1.75 mm, 有被黑云母穿插现象; 部分呈半自形—他形, 填隙晶出, 粒径约 0.2 mm × 0.2 mm, 但断面清晰(图 2h); 干涉色 II 级顶部到 III 级, 约占基质总量 10%。副矿物包括磁铁矿、钛铁矿、绢云母, 含量小于 5%。

3 地球化学特征

新鲜的、代表性的去掉表面风化面后的小块样品, 经洗净干燥后在无污染的玛瑙乳钵粉碎成 200 目粉末样。主量元素、微量元素和 Sr-Nd 同位素均在南京大学现代分析测试中心进行, 其中主量元素和 Nb、Ta 的分析方法为 XRF 方法, 微量元素为 ICP-MS, Sr 和 Nd 同位素用混合酸熔解, 取清液上离子交换柱分离, 然后在英国 VG354 同位素质谱仪上分别测定含量及同位素比值。Sr 同位素的标样为美国 NBS987, Nd 同位素的标样为美国 La Jolla。

3.1 主量元素

主量元素分析结果见表 1。由表 1 可以看出, 花岗岩的 SiO₂ 含量较高, 为 71.3%~77.0%, 包体则显示出变化较大的特点, 为 66.2%~76.4%。花岗岩的 MgO 和 CaO 含量均较低, 分别为 0.12%~0.25% 和 0.69%~1.33%, 而 Na₂O 和 K₂O 的含量则较高, 分别为 2.6%~3.4% 和 4.8%~6.2%, 而且均表现为 K₂O > Na₂O 的特点。包体总体上和花

表 2 英买来花岗岩体和包体的微量元素分析结果(10^{-6})

Table 2 Trace element analyses of the Yingmailai granites and xenoliths

样品	Q01	Q03	Q04	Q05	Q06	Q07	Q08	Q09	Qab01	Qab03	Qab05	Qabb
La	54.5	39.3	83.1	42.2	73.2	31.3	34.3	26.7	45	32.3	24.9	32.8
Ce	102	78.3	157	90.4	153	64.3	75	59.4	96.9	69.7	55.7	72.1
Pr	19.6	12.8	25.3	14.4	26.2	10.8	11.7	9.28	15.6	11.3	8.71	11.7
Nd	38.1	32	54.6	32	57.1	25.1	26.6	21.3	38.1	26.3	19.7	28.8
Sm	8.38	7.36	8.45	7.21	8.63	5.75	5.86	4.89	8.32	5.67	4.11	6.63
Eu	3.17	1.96	1.88	0.465	0.408	0.475	0.303	0.224	0.422	0.362	0.205	0.361
Gd	11.5	10.7	12	7.02	11.5	7.2	6.46	4.82	8.1	7.89	5.02	9.51
Tb	1.62	1.59	1.55	1	1.51	1.1	0.841	0.622	1.12	1.23	0.801	1.61
Dy	7.83	7.65	7.51	5.11	7.24	6.04	3.83	3	5.94	6.44	4.58	8.28
Ho	1.36	1.34	1.15	0.958	1.25	1.14	0.641	0.532	1.11	1.07	0.943	1.45
Er	3.15	3.08	2.97	2.39	3.06	2.9	1.48	1.32	2.81	2.53	2.59	3.26
Tm	0.654	0.596	0.482	0.357	0.421	0.425	0.2	0.19	0.413	0.322	0.376	0.417
Yb	3.15	3.1	2.99	2.08	2.39	2.4	1.07	1.08	2.39	1.59	1.98	2.02
Lu	0.461	0.442	0.426	0.303	0.339	0.347	0.152	0.162	0.162	0.345	0.211	0.251
Ba	734	783	762	244	268	315	180	138	219	137	150	145
Cu	176	27.1	85.1	300	235	286	61.2	38.8	19.6	50.6	47.4	167
Sr	49.2	67.2	66.3	33.9	29.5	54.1	25.4	41.8	30.4	29.8	16.8	28.9
V	6.26	5.19	4.44	6.09	6.04	6.49	4.52	3.29	4.16	21	3.38	34.2
Zn	91.8	86.6	88.1	77	63.6	372	548	260	67.3	121	48.2	219
Co	0.487	0.811	0.62	0.674	0.965	1.98	1.19	1.27	0.8	3.45	0.545	6.21
Ga	48.7	49.5	47.3	20.2	22	24.2	21.5	12.1	18.7	15.2	12.8	18.7
Rb	101	154	158	162	151	158	107	87.4	152	173	132	222
Th	22.4	25.9	29.9	29.9	67.5	53.1	34.3	23.7	35.2	31.2	16.2	24.8
U	3.42	3.91	2.84	2.04	5.49	10	2.22	7.46	2.86	0.986	1.11	0.55
Cr	17.3	30.3	14.6	14.6	11.5	24	19.5	21.5	12.6	25.7	10.5	13.4
Ni	2.41	1.69	1.62	2.22	1.66	4.68	14.5	0.223	2.03	2.86	1.78	4.7
Zr	3.34	11.2	13.8	4.67	3.05	6.7	2.58	3.75	2.98	7.16	0.63	3.33
Nb	22.3	39.3	29.4	14.3	20.0	22.7	16.4	16.7	17.8	23.5	17.8	23.1
Hf	0.911	1.84	2.33	1.07	0.366	1.02	0.367	0.486	0.319	0.927	0.098	0.256
Ta	1.25	1.34	1.20	0.98	1.18	0.99	1.27	1.60	0.83	0.90	0.76	0.71
W	5.92	2.92	2.53	2.47	2.02	38.4	3.69	33.3	7.84	5.29	2.16	3.23
Y	35.9	58.9	55.8	21.4	28.4	25.6	14.4	12.3	24.7	23.6	22.6	31.4
∑REE	255.48	200.22	359.41	205.89	346.25	159.28	168.44	133.52	226.39	167.05	129.83	179.19
LREE	225.75	171.72	330.33	186.68	318.54	137.73	153.76	121.79	204.34	145.63	113.33	152.39
HREE	29.73	28.50	29.08	19.22	27.71	21.55	14.67	11.73	22.05	21.42	16.50	26.80
LREE/HRE	7.59	6.03	11.36	9.71	11.50	6.39	10.48	10.39	9.27	6.80	6.87	5.69
(La/Yb) _n	9.56	7.65	15.92	12.89	19.50	8.01	21.32	15.84	25.84	8.73	11.40	12.41
δEu	1.00	0.68	0.58	0.20	0.13	0.23	0.15	0.14	0.16	0.17	0.14	0.14
δCe	1.79	1.48	1.54	1.51	1.60	1.54	1.48	1.48	1.48	1.51	1.48	1.48

岗岩相差不大,其 MgO、CaO、Na₂O 和 K₂O 的含量分别为 0.19%~1.13%、0.45%~2.04%、2.4%~4.0%和 2.5%~5.9%。值得注意的是 2 个 SiO₂ 含量较低的包体(暗色包体)含有较高的 MgO 含量和 FeO 含量,这主要是由于其中含有较多的黑云母所致(这 2 个样品同时有相对高的烧失量)。花岗岩的 A/CNK 为 0.99~1.05,显示出准铝—过铝的特点,而包体则显示出过铝的特点,其 A/CNK 为 1.02~1.08。花岗岩和包体的里特曼指数(δ)均显示出钙碱性岩浆的特点,为 1.6~3.0,但花岗岩的 δ 较包体

要高,前者平均为 2.36,后者平均为 1.97。有意思的是,其中有 2 个包体的样品:Qab01 和 Qab05(浅色包体),分别和 Q09、Q08 的 2 个花岗岩样品的主量元素含量非常接近。

在 Harker 图解(图 3)上,除 K₂O 外,花岗岩和包体中的 TiO₂、Al₂O₃、MgO、CaO 和 Na₂O 含量均显示出随 SiO₂ 的升高呈降低的趋势,而 K₂O 则显示出总体升高的趋势。

3.2 微量元素

微量元素分析结果见表 2。无论是花岗岩还是

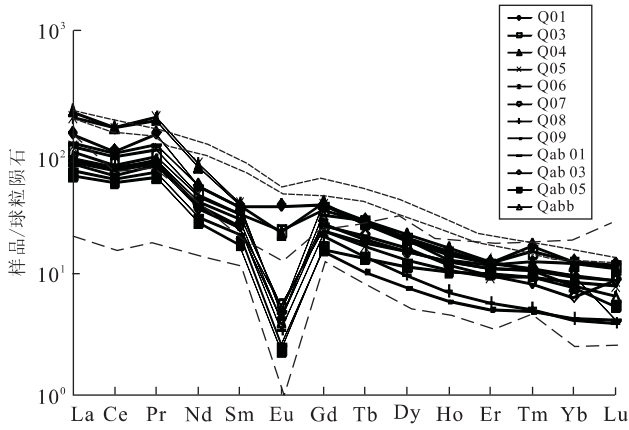


图 4 英买来花岗岩和包体的球粒陨石标准化曲线(球粒陨石标准化数据据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns of the Yingmailai granites and xenoliths

两条细虚线之间的区域代表前人测得的该地区钾长花岗岩稀土元素配分曲线范围,据姜常义等(1999);两条粗虚线之间的区域代表前人测得的南天山西段川乌鲁杂岩体稀土元素配分曲线范围,据黄河等(2010)

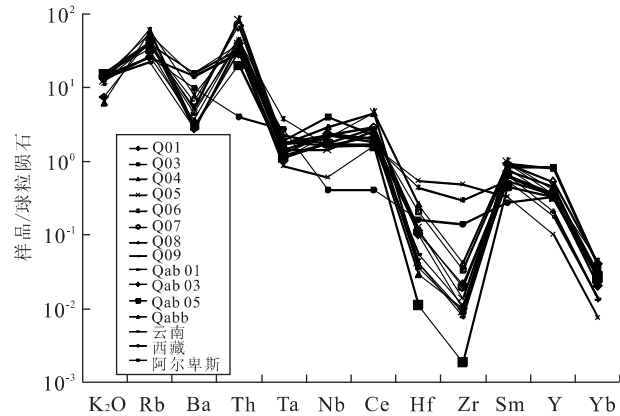


图 5 英买来花岗岩和包体的洋脊花岗岩标准化曲线(标准化数据 Pearce *et al.*, 1984)

Fig. 5 ORG-normalized trace element patterns of the Yingmailai granites and xenoliths

包体稀土元素配分曲线总体上显示出相似的特点,没有明显的区别,均表现为轻稀土相对重稀土明显富集(图 4),其 $(La/Yb)_n$ 为 7.65~21.32,而稀土总量则显示出较大的变化范围,为 $130 \sim 359 \times 10^{-6}$ (表 2)。然而,除一个样品(Q01)不存在负 Eu 异常外,其他所有样品均有不同程度的负 Eu 异常,其中有 2 个样品(Q03 和 Q04)的负 Eu 异常程度相对较低,其 δEu 值为 0.58~0.68,而包括所有包体在内的其他样品均显示出强烈的负 Eu 异常,其 δEu 值为 0.13~0.23。这与姜常义等(1999)根据南天山钾长花岗岩得到的稀土元素配分曲线特征是基本一致的,但后者负 Eu 异常更加明显(图 4)。

一些在基性岩中表现为相容的元素,如 V、Cr、Ni 和 Co 等元素含量总体较低,只是在相对基性的包体中的含量要高一些。不相容元素 Sr、Zr、Hf 等元素的含量也不高,尤其是 Sr 的含量只有 $17 \sim 67 \times 10^{-6}$,比埃达克岩的 Sr 含量($>400 \times 10^{-6}$)几乎要差一个数量级,其 Zr、Hf 的含量也比一般的碰撞型花岗岩明显要低,后者平均分别为 100×10^{-6} 和 4×10^{-6} (Pearce *et al.*, 1984)。在微量元素洋脊花岗岩标准化曲线上,花岗岩和包体的曲线总体上显示出相似性,均表现为 Ba、Nb、Ta、Zr 和 Hf 的负异常,这一点和其他地区一些碰撞型的花岗岩(如云南、西藏和阿尔卑斯)的微量元素标准化曲线相似(图 5, Pearce *et al.*, 1984)。另外,在图 5 中还可以看出,除 K、Rb、Ba、Th 和 Ce 高于洋脊花岗岩外,其他高场强元素均低于洋脊花岗岩,显示出亏损的特点。

3.3 Sr 和 Nd 同位素

英买来花岗岩和包体的 Sr 和 Nd 同位素分析结果见表 3。由表 3 可以看出,花岗岩和包体年龄校正的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ ($t = 258 \text{ Ma}$) 值非常接近,均 >0.710 ,为 0.71036~0.71585,但是总体上花岗岩的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ 值比包体要高,前者为 0.71096~0.71585,后者为 0.71036~0.71210。年龄校正的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 $-1.67 \sim -6.45$,但是包体的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值明显比花岗岩要高,前者为 $-1.67 \sim -3.73$,后者为 $-5.38 \sim -6.45$ 。和南天山其他地区的二叠纪花岗岩相比,本区花岗岩的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ 值基本上较为接近,但略比南天山其他地区的花岗岩高;而 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值也基本上和南天山其他地区的花岗岩相当(图 6),而其中的包体则要略高(表 3)。但和北天山以及准噶尔地区的花岗岩则有明显的区别,后者具有较低的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ 值(0.704~0.705)和正的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值($+3 \sim +8$) (Wu *et al.*, 2000; Hong *et al.*, 2003; Chen and Arakawa, 2005; Zhang *et al.*, 2006)。

4 讨论

4.1 包体的成因和岩浆演化过程

花岗岩中暗色细粒包体一般被认为是岩浆混合作用的重要证据,进而作为岩浆底侵作用的证据(杜杨松等,2004)。如前所述,英买来花岗岩体中的包体既有暗色细粒包体,又有浅色的花岗质包体,后者的化学成分基本上和岩体的主体化学成分相当,而前者虽然比花岗岩要基性,但是其矿物组成则基本上和花岗岩相同,缺乏角闪石,也不存在不平衡矿物现象,所

表 3 英买来花岗岩体和包体的 Sr 和 Nd 同位素成分

Table 3 Sr and Nd isotopic compositions of the Yingmailai granites and xenoliths

样品	Q01	Q03	Q04	Q05	Q06	Q07	Q08	Q09	Qab 01	Qab 03	Qab 05	Qabb
Rb(10^{-6})	107.2	155.1	160.5	158.9	148.7	161.5	110.9	90.23	149.8	170.7	129.8	226.2
Sr(10^{-6})	51.23	69.76	63.85	34.71	30.25	52.81	27.32	39.89	29.15	28.53	15.45	31.23
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	6.055	6.781	7.062	14.13	15.14	8.632	12.39	6.139	14.94	17.12	23.18	22.71
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.737 603	0.740 051	0.737 133	0.764 298	0.765 357	0.743 812	0.758 03	0.735 034	0.764 03	0.772 631	0.795 005	0.793 691
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$	0.715 850	0.715 689	0.711 762	0.713 534	0.710 964	0.712 8	0.713 517	0.712 979	0.710 356	0.711 125	0.711 728	0.712 102
Sm(10^{-6})	7.998	7.235	8.172	7.504	7.954	5.841	5.702	4.775	5.568	5.524	4.156	6.498
Nd(10^{-6})	37.23	31.45	53.78	31.96	56.33	23.76	26.81	20.99	33.87	6.094	20.18	27.33
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.120 9	0.120 1	0.110 8	0.111 2	0.101 3	0.120 4	0.120 8	0.119 5	0.130 5	0.132 8	0.125 9	0.123 1
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512 205	0.512 184	0.512 217	0.512 208	0.512 186	0.512 179	0.512 195	0.512 187	0.512 441	0.512 429	0.512 398	0.512 323
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$	0.512 001	0.511 981	0.512 03	0.512 02	0.512 015	0.511 976	0.511 991	0.511 985	0.512 221	0.512 205	0.512 185	0.512 115
$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	-5.96	-6.34	-5.39	-5.58	-5.68	-6.45	-6.15	-6.26	-1.67	-1.98	-2.35	-3.73

注:年龄校正采用 $t=258\text{ Ma}$; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}=0.512\ 638$; $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}=0.196\ 7$; $\lambda_{\text{Sr}}=1.39\times 10^{-11}/\text{a}$; $\lambda_{\text{Sm}}=6.54\times 10^{-12}/\text{a}$.

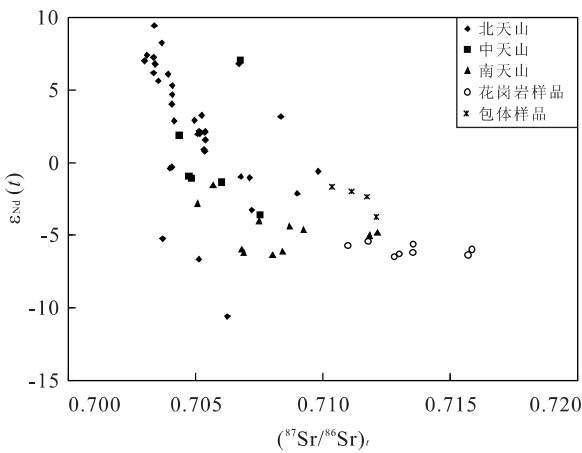


图 6 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t - \epsilon_{\text{Nd}}(t)$

Fig. 6 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ versus $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ diagram

图解其他地区的年龄数据据徐学义等(2005)

以基本上可以排除它们是岩浆混合作用成因的包体的可能性。另外,在 Harker 图解上,包体和花岗岩均在相同的演化趋势线上,而且其 Sr 和 Nd 同位素成分也基本接近,这些均指示了同源演化关系。

由图 3 可以看出,随 SiO_2 含量的增高, MgO 、 FeO 、 TiO_2 、 CaO 和 Na_2O 含量降低,并结合岩相学观察,说明发生了黑云母、斜长石和磁铁矿的分离结晶作用。另外,岩相观察还表明,暗色包体中黑云母自形程度较高,而其他浅色矿物(如斜长石、钾长石和少量的石英)呈半自形或他形,显示出同结现象(图 2c),推测黑云母为早期的分离结晶相。考虑到暗色包体有很强的负 Eu 异常(表 2,图 4),而黑云母不会产生负 Eu 异常,所以其负 Eu 异常很可能是由其他部分(浅色相)产生。一般认为,斜长石分离结晶后的残留液相具有负 Eu 异常(因为斜长石具有正 Eu 异常)。因此,推测暗色包体可能是由代表早

期的分离结晶相黑云母和残留的液相组成。

至于浅色的包体,由于其成分和花岗岩基本相同,所以推测是和花岗岩主体同源演化晚期的产物。由于目前出露的岩体岩性非常均一,没有明显的变化,这样岩浆的分离结晶作用应该发生在深部,而不是就地分异作用的产物。至于花岗岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值比包体的低,则可能是因为花岗岩在侵位时混染了少量的沉积物所致。

4.2 岩浆的源区

大量的实验研究表明,源岩为泥质岩石的熔融,不论水是否饱和,其形成的花岗质岩浆 Al 总是过饱和的, $A/\text{CNK} > 1.1$ (Beard and Lofgren, 1991; Rapp *et al.*, 1991; Skjerlie, 1992; Sen and Dunn, 1994; Wolf and Wyllie, 1994; Rapp and Watson, 1995; Winther, 1996; Montel and Vielzeuf, 1997; Stevens *et al.*, 1997)。硬砂岩熔融形成的岩浆也是形成铝饱和—过饱和的花岗闪长岩—花岗岩 (Skjerlie, 1992; Montel and Vielzeuf, 1997; Stevens *et al.*, 1997)。但是英买来花岗岩体的 A/CNK 均 < 1.1 , 所以不可能是由泥质岩石或硬砂岩的部分熔融形成。同样绿岩和角闪岩在水饱和的条件下熔融形成的岩浆也是过铝的 (Beard and Lofgren, 1991)。但是角闪岩在水不饱和的条件下,随着水压的降低,脱水熔融形成岩浆的 A/CNK 逐渐从大于 1 变为小于 1,同时 Al 的含量随着熔融压力的增加而增加,因为其中斜长石的 An 组分在高压下变得不稳定(基性斜长石比酸性斜长石的 Al 高)。由此看来,英买来岩体的源岩为角闪石质岩石的可能性较大,即相当于基性的岩石,英买来岩体的形成可能是在水压不高的条件下通过角闪石的脱水作用导致的熔融形成的。另外,实验研究还表明,在压力

表 4 英买来岩体和 A 型花岗岩特征比较

Table 4 Comparison of the Yingmailai intrusion with A type of granite

	英买来岩体	A 型花岗岩	参考文献
Na ₂ O+K ₂ O	7.5~9.3	7~11%	Eby(1990);
CaO	0.7~1.3	<1.8%	谭俊等(2008)
FeO*/MgO	5~12	8~80	
KN/A	0.83~0.88	>0.85	
Zr+Nb+Ce+Y	92~256×10 ⁻⁶	>350×10 ⁻⁶	
稀土总量	134~359×10 ⁻⁶	平均 219.03×10 ⁻⁶	Whalen(1987)
稀土配分形式	“V”字型,重稀土分馏明显	“V”字型,重稀土分馏不明显	
(Ga/Al)×10 000	1.8~6.7	>2.5	

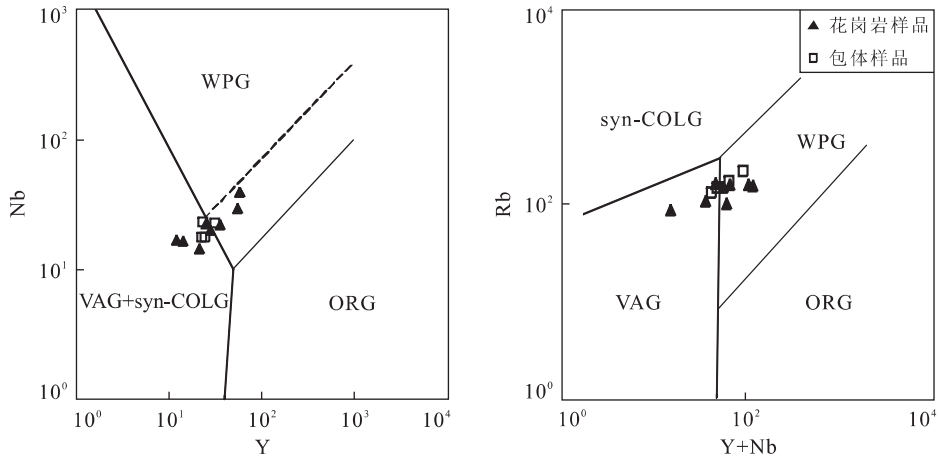
图 7 Nb-Y 和 Rb-(Y+Nb)图解(底图据 Pearce *et al.*, 1984)

Fig. 7 Diagrams of Nb versus Y and Rb versus Y+Nb

$\geq 15 \times 10^5$ kPa 时,其形成的岩浆的 Na₂O 为 4.5%~6.5% (Sen and Dunn, 1994; Rapp and Watson, 1995; Winther, 1996). 因此高 Na 的花岗质岩浆通常被解释为镁铁质岩石的源区在高压下脱水熔融形成的 (Petford and Atherton, 1996). 由表 1 可知,尽管岩浆发生分离结晶作用导致了 Na₂O 含量的降低,但英买来岩体中所有岩石的 Na₂O 含量均 < 4.5%,表明贫 Na 的英买来岩体的形成压力 < 15×10^5 kPa (相当于 50 km). 另外,岩石中 Y 和 Yb 的含量较高说明源区没有石榴子石的残留,这一点也说明其压力不高,和前面的论述一致 (没有达到高压的榴辉岩相).

另一方面,英买来岩体除一个样品外,其他样品均不同程度地存在 Eu 的负异常. 相对低的负 Eu 异常可能代表了相对原始的岩浆 (其 SiO₂ 的含量也相对较低), 因此低的负 Eu 异常反映了源区有少量斜长石的存在. 至于其他样品高的负 Eu 异常则应当是斜长石分离结晶作用的产物, 因为其具有相对高的 SiO₂ 含量. 这与南天山西段川乌鲁杂岩体具有 Eu 的正异常或极微弱的 Eu 负异常不同 (图 4), 但和南天山东

段其他地区的花岗岩类基本相似,后者也均具有不同程度的负 Eu 异常 (姜常义等, 1999).

另一方面,英买来岩体高的 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_t 值和负的 ε_{Nd}(t) 值也支持了岩浆来自于地壳的部分熔融, 没有地幔物质的加入. 这与前人得出的该地区的石炭—二叠纪花岗岩是古老地壳部分熔融的产物, 而没有可察觉的新生幔源物质的加入, 均具有负的 ε_{Nd}(t) 值和高的 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_t 值的结论相一致 (姜常义等, 1999; 徐学义等, 2005). 其高的 Nb 和 Ta 的含量也指示了地壳的来源, 且与大洋板块的俯冲作用无关 (Pearce and Peate, 1995).

4.3 花岗岩的类型: I 型、S 型还是 A 型

在论证英买来花岗岩体的构造背景之前,有必要阐明其类型. 多数学者认为,南天山造山带乃至整个天山造山带的二叠纪花岗岩为 A 型花岗岩,代表了后造山作用的产物 (徐学义等, 2005).

A 型花岗岩在主量元素和微量元素的特点上均有别于 I 型或 S 型,为了叙述方便,在此将前人总结的 A 型花岗岩的特点列于表 4, 为了比较,将英买来岩体相应的值也一同列于表 4. 由表 4 可以看出,英

买来岩体有些特点类似于 A 型花岗岩,如 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{CaO} + \text{FeO} \times / \text{MgO}$ 均完全符合 A 型花岗岩的特点,而另外一些参数如 KN/A 、稀土总量和 $(\text{Ga}/\text{Al}) \times 10\,000$ 则部分在 A 型花岗岩范围内,部分不在 A 型花岗岩范围内,而 $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ 则完全不符合 A 型花岗岩的特点。另外,岩石中只有少量条纹长石的现象也暗示了其并不完全符合 A 型花岗岩的所有特征。

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、岩石组合特点(没有闪长岩和花岗闪长岩)以及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 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ 值 (>0.710) 也同样说明不是 I 型花岗岩。其中岩石中出现的白云母、高硅以及高的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ 值则说明其有 S 型花岗岩的特点,但是其稀土总量则超过 S 型花岗岩的平均含量 (173.14×10^{-6})。

综上所述,英买来岩体兼具 A 型和 S 型花岗岩的特点,可能是属于两者之间的过渡类型。

4.4 构造背景

南天山造山带经历了复杂的地质演化历史,但总体上可以划分为 4 个演化阶段,即大陆地壳早期演化阶段形成 Rodinia 超大陆、超大陆裂解及古亚洲洋演化阶段、后造山板内伸展阶段(板内裂谷、伸展上叠盆地及板内岩浆作用演化)和陆内盆地演化阶段(肖序常等,1992)。但是目前对某一阶段的具体演化过程均存在着不同的认识,如后造山板内伸展阶段是什么时期开始的?这涉及到伊犁—哈萨克斯坦板块和塔里木—卡拉库姆板块碰撞是什么时候开始的?什么时候结束的?目前多数学者倾向于晚石炭世碰撞作用已经完全结束,二叠纪已经进入后造山阶段(高俊等,2006;朱志新等,2008),但也有学者认为发生在二叠纪—三叠纪(李曰俊等,2001; Xiao *et al.*, 2008),或者发生在三叠纪(Brookfield, 2000; Zhang *et al.*, 2005)。而高俊等(2006)则进一步指出,在南天山东段和西段碰撞时间是不一致的,东段的碰撞时间要早于西段,并且碰撞时间有从东向西逐渐变晚的趋势。

众所周知,花岗岩类的岩石学和地球化学特征反映了岩浆的源区特征和岩浆的形成过程,而岩浆的源区和演化过程以及侵位状态则又与其形成时的构造环境密切相关。因此,花岗岩的地质学、岩石学和地球化学特征在一定程度上可为其形成时的大地构造环境提供重要信息。邓晋福等(2004)指出,二云母花岗岩是碰撞作用的岩石学标志。对于 A 型花岗

岩一般认为其为后造山阶段或者板内阶段形成的(Eby, 1992)。前已述及,英买来岩体存在着二云母花岗岩,且具有 I 型和 S 型花岗岩的过渡特征,从这一点来看,该岩体可能形成于碰撞阶段或者碰撞接近尾声向后碰撞阶段过渡时期。在 Nb-Y 和 Rb-(Y+Nb)地球化学构造判别图(图 7)上,除少数落在板内花岗岩的过渡区域,大多数落在火山弧花岗岩和同碰撞花岗岩区域,这也和我们前面的论述一致。因此,如果英买来岩体形成于碰撞的尾声阶段这一结论正确的话,那么在南天山的中段拜城—温宿—伊犁—哈萨克斯坦板块和塔里木—卡拉库姆板块的碰撞在石炭纪时并没有完全结束,到二叠纪时尚未进入到后碰撞阶段,碰撞作用至少已经延续到晚二叠世。另外,到目前为止,无论是英买来岩体还是南天山地区的其他岩体均具有高的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ 值 (>0.710) 和低的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值,指示没有或很少有幔源物质的加入,而英买来岩体中的暗色细粒包体也不代表幔源岩浆的混合,所以从这点看,南天山地区在二叠纪可能不存在幔源岩浆底侵作用,这一点与准噶尔造山带有明显的幔源岩浆底侵作用特征不同。

结合上述岩浆的源区特征和岩浆的演化过程,推测英买来岩体的形成过程如下:二叠纪时伊犁—哈萨克斯坦板块和塔里木—卡拉库姆板块碰撞作用导致塔里木—卡拉库姆板块的陆壳俯冲到伊犁—哈萨克斯坦板块之下 ($<15 \times 10^5$ kPa, 即 <50 km),其中大陆壳中的角闪石质岩石发生脱水降低了固相线温度,从而发生熔融形成富钾的花岗质岩浆。当其上升到地壳的某一位置时,发生黑云母、斜长石等矿物的分离结晶作用,其形成的演化岩浆进一步上侵形成英买来岩体,同时少量在深部的分离结晶产物以包体的形式也一同被携带。

5 结论

(1)英买来岩体在主量元素特征上以高 Si、富 K、富碱,贫 Mg、Ca 为特征,微量元素特征上表现为富 Rb、Nb、Ta、稀土以及轻重稀土的高度分馏和 Sr、Ba、Zr 和 Hf 等的亏损。其 Sr 和 Nd 同位素则以高的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ 值和负的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为特征。

(2)花岗岩中的包体有 2 种类型,一是暗色细粒包体,二是浅色包体,前者可能代表了早期分离结晶产物的黑云母和残留岩浆的混合物;后者则可能是分离结晶后残留的液相。

(3) 英买来花岗岩主要来自于壳源的含斜长石的角闪石质岩石脱水条件下的部分熔融(深度 < 50 km), 其母岩浆在就位前发生了以黑云母和斜长石为主伴随有磁铁矿等副矿物的分离结晶作用。

(4) 英买来花岗岩体属于介于 A 型和 S 型之间的一种过渡类型花岗岩类, 其形成时的构造环境可能属于碰撞晚期或接近碰撞结束向后碰撞过渡阶段。

野外期间得到新疆地质矿产局第八地质大队和四川区调队杜红星、魏永峰、邓泽锦、曾伟等的大力协助, 地球化学测试工作得到了南京大学现代分析中心王银喜教授和杨涛、裘丽雯、王琳和张孟群等的全力相助, 在此一并表示衷心的感谢!

References

- Allen, M. B., Windley, B. F., Zhang, C., 1993. Palaeozoic collisional tectonics and magmatism of the Chinese Tien Shan, Central Asia. *Tectonophysics*, 220(1-4): 89-115. doi: 10.1016/0040-1951(93)90225-9
- Beard, J. S., Lofgren, G. E., 1991. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6, 9 kb. *J. Petrol.*, 32: 365-401. doi: 10.1093/ptrology/32.2.365
- Brookfield, M. E., 2000. Geological development and Phanerozoic crustal accretion in the western segment of the southern Tien Shan Kyrgyzstan, Uzbekistan and Tagikistan. *Tectonophysics*, 328: 1-14. doi: 10.1016/S0040-1951(00)00175-X
- Chen, B., Arakawa, Y., 2005. Elemental and Nd-Sr isotopic geochemistry of granitoids from the west Junggar fold belt (NW China), with implications for Phanerozoic continental growth. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69: 1307-1320. doi: 10.1016/j.gca.2004.09.019
- Chen, C., Lu, F., Jia, D., et al., 1999. Cloning history of the southern Tianshan oceanic basin, western China: an oblique collisional orogeny. *Tectonophysics*, 302: 23-40. doi: 10.1016/S0040-1951(98)00273-X
- Chen, W., Zhang, Y., Qin, K. Z., et al., 2007. Study on the age of the shear zone-type gold deposit of East Tianshan, Xinjiang, China. *Acta Petrologica Sinica*, 23(8): 2007-2016 (in Chinese with English abstract).
- Coleman, R. G., 1989. Continental growth of northwestern China. *Tectonics*, 8: 621-635. doi: 10.1029/TC008i003p00621
- Deng, J. F., Luo, Z. H., Su, S. G., et al., 2004. Lithofacies, tectonic setting and metalization. Geological Publishing House, Beijing, 42-46 (in Chinese).
- Du, Y. S., Qin, X. L., Li, X. J., 2004. Mesozoic mantle-driven magma underplating in Tongling, Anhui Province: evidence from megacrysts and xenoliths. *Acta Petrologica et mineralogica*, 23(2): 109-116 (in Chinese with English abstract).
- Eby, G. N., 1990. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 26(1-2): 115-134. doi: 10.1016/0024-4937(90)90043-Z
- Eby, G. N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20: 641-644. doi: 10.1130/0091-7613(1992)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2
- Gao, J., He, G. Q., Li, M. S., 1997. Paleozoic orogenic processes of western Tianshan orogen. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 22(1): 27-32 (in Chinese with English abstract).
- Gao, J., Li, M., Xiao, X., et al., 1998. Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan orogen, northwestern China. *Tectonophysics*, 287(1): 213-231. doi: 10.1016/S0040-1951(97)00211-4
- Gao, J., Long, L. L., Qian, Q., et al., 2006. South Tianshan: a Late Paleozoic or a Triassic orogen? *Acta Petrologica Sinica*, 22(5): 1049-1061 (in Chinese with English abstract).
- Hong, D. W., Wang, S. G., Xie, X. L., et al., 2003. Metallogenic province derived from mantle sources: Nd, Sr, S and Pb isotope evidence from the Central Asian orogenic belt. *Gondwana Research*, 6(4): 711-728. doi: 10.1016/S1342-937X(05)71019-4
- Huang, H., Zhang, D. Y., Zhang, Z. C., et al., 2010. Petrology and geochemistry of the Chuanwulu alkaline complex in south Tianshan: constraints on petrogenesis and tectonic setting. *Acta Petrologica Sinica*, 26(3): 947-962 (in Chinese with English abstract).
- Jiang, C. Y., Mu, Y. M., Bai, K. Y., et al., 1999. Chronology, petrology, geochemistry and tectonic environment of granitoids in the southern Tianshan, western China. *Acta Petrologica Sinica*, 15(2): 298-308 (in Chinese with English abstract).
- Kempe, U., Belyatsky, B. V., Krymsky, R. S., et al., 2001. 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. *Mineralium Deposita*, 36: 379-392. doi: 10.1007/s001260100156
- Li, H. Q., Xie, C. F., Chang, H. L., et al., 1998. Metallization chronology of nonferrous metal deposit, North Xinjiang. Geological Publishing House, Beijing, 4-9 (in Chinese).

- Li, Y. J., Song, W. J., Mai, G. R., et al., 2001. Characteristics of Kuqa and northern Tarim foreland basins and their coupling relation to South Tianshan orogeny. *Xinjiang Petroleum Geology*, 22(5): 376—381 (in Chinese).
- Liu, J. J., Zheng, M. H., Cook, N. J., et al., 2007. Geological and geochemical characteristics of the Sawaya'erdun gold deposit, southwestern Chinese Tianshan. *Ore Geology Reviews*, 32: 125—156. doi:10.1016/j.oregeorev.2006.11.003
- Mao, J. W., Konopelko, D., Seltmann, R., et al., 2004. Postcollisional age of the Kumtor gold deposit and timing of Hercynian events in the Tien Shan, Kyrgyzstan. *Economic Geology*, 99(8): 1771—1780. doi:10.2113/99.8.1771
- Montel, J. M., Vielzeuf, D., 1997. Partial melting of metagreywackes, part II: compositions of minerals and melts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 128: 176—196. doi:10.1007/s004100050302
- Morelli, R., Creaser, R. A., Seltmann, R., et al., 2007. Age and source constraints for the giant Muruntau gold deposit, Uzbekistan, from couples Re-Os-He isotopes in arsenopyrite. *Geology*, 35: 795—798. doi:10.1130/G23521A.1
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25(4): 956—983. doi:10.1093/petrology/25.4.956
- Pearce, J. A., Peate, D. W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.*, 23: 251—285. doi:10.1146/annurev. ea.23.050195.001343
- Petford, N., Atherton, M., 1996. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca batholith, Peru. *J. Petrol.*, 37: 1491—1521. doi:10.1093/petrology/37.6.1491
- Rapp, R. P., Watson, E. B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8—32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *J. Petrol.*, 36(4): 891—931. doi:10.1093/petrology/36.4.891
- Rapp, R. P., Watson, E. B., Miller, C. F., 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Res.*, 51(1—4): 1—25. doi:10.1016/0301-9268(91)90092-O
- Sen, C., Dunn, T., 1994. Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa: implications for the origin of adakites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 117(4): 394—409. doi:10.1007/BF00307273
- Skjerlie, K. P., 1992. Petrogenesis and significance of Late Caledonian granitoid magmatism in western Norway. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 110: 473—487. doi:10.1007/BF00344082
- Stevens, G., Clemens, J. D., Droop, G. T. R., 1997. Melt production during granulite-facies anatexis: experimental data from 'primitive' metasedimentary protoliths. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 128(4): 352—370. doi:10.1007/s004100050314
- Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D., Norry, M. J., eds., *Magmatism in the ocean basins. Geological Society of London, Special Publication*, 42: 313—345. doi:10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
- Tan, J., Wei, J. H., Li, S. R., et al., 2008. Geochemical characteristics and tectonic significance of Kunlunquan A-type granite, Guangxi. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 33(6): 743—754 (in Chinese with English abstract).
- Tang, G. J., Wang, Q., Zhao, Z. H., et al., 2009. Geochronology and geochemistry of the ore-bearing porphyries in the Baogutu area (western Junggar): petrogenesis and their implications for tectonics and Cu-Au mineralization. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 34(1): 56—74 (in Chinese with English abstract).
- Wang, B. Y., Lang, Z. J., Li, X. D., et al., 1994. Integrated study of geological section, West Tianshan, China. Science Press, Beijing, 158—159 (in Chinese).
- Whalen, J. B., Currie, K. L., Chappell, B. W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95(4): 407—419. doi:10.1007/BF00402202
- Wilde, A. R., Layer, P., Mernach, T., et al., 2001. The giant Muruntau gold deposit: geologic, geochronologic, and fluid inclusion constraints on ore genesis. *Econ. Geol.*, 96(3): 633—644. doi:10.2113/96.3.633
- Windley, B. F., Allen, M. B., Zhang, C., et al., 1990. Paleozoic accretion and Cenozoic reformation of the Chinese Tien Shan range, Central Asia. *Geology*, 18(2): 128—131. doi:10.1130/0091-7613(1990)018<0128
- Winther, K. T., 1996. An experimentally based model for the origin of tonalitic and trondhjemitic melts. *Chem. Geol.*, 127: 43—59. doi:10.1016/0009-2541(95)00087-9
- Wolf, M. B., Wyllie, P. J., 1994. Dehydration-melting of amphibole at 10 kbar: the effects of temperature and time. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 115: 369—383. doi:10.1007/BF00320972
- Wu, F. Y., Jahn, B. M., Wilde, S., et al., 2000. Phanerozoic crustal growth: U-Pb and Sr-Nd isotopic evidence from the granites in northeastern China. *Tectonophysics*, 328(1—2): 89—113. doi:10.1016/S0040-1951(00)00179-7
- Xiao, W. J., Han, C. M., Yuan, C., et al., 2008. Middle Cam-

- brian to Permian subduction-related accretionary orogenesis of northern Xinjiang, NW China: implications for the tectonic evolution of Central Asia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32(2-4): 102-117. doi: 10.1016/j.jseas.2007.10.008
- Xiao, W. J., Zhang, L. C., Qin, K. Z., et al., 2004. Paleozoic accretionary and collisional tectonics of the eastern Tianshan (China): implications for the continental growth of Central Asia. *American Journal of Science*, 304:370-395. doi:10.2475/ajs.304.4.370
- Xiao, X. C., Tang, Y. Q., Li, J. Y., et al., 1992. Geotectonics of North Xinjiang and vicinity adjacent region. Geological Publishing House, Beijing, 122-123 (in Chinese).
- Xu, X. Y., Ma, Z. P., Xia, Z. C., et al., 2005. Discussion of the sources and characteristics on Sr, Nd, Pb isotopes of the Carboniferous to Permian post-collision granites from Tianshan. *Northwestern Geology*, 38(2): 1-18 (in Chinese with English abstract).
- Yang, F. Q., Wang, L. B., Ye, J. H., et al., 2001. Zircon U-Pb ages of granites in the Huoshi Bulak area, Xinjiang. *Regional Geology of China*, 20(3): 267-273 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, L. F., Ai, Y. L., Rubatto, D., et al., 2005. Triassic collision of western Tianshan orogenic belt, China: evidence from SHRIMP Y-Pb dating zircons from UHP eclogitic rocks. 7th International Eclogite Conference (abstract), Seggau, Austria, 173. doi:10.1016/j.lithos.2006.09.012
- Zhang, L. F., Ai, Y. L., Li, Q., et al., 2005. The formation and tectonic evolution of U-HP metamorphic belt in southwestern Tianshan, Xinjiang. *Acta Petrologica Sinica*, 21(4): 1029-1038 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, Z. C., Yan, S. H., Chen, B. L., et al., 2006. SHRIMP zircon U-Pb dating for subduction-related granitic rocks in the northern part of East Junggar, Xinjiang. *Chinese Science Bulletin*, 51:952-962. doi:10.1007/s11434-008-0952-7
- Zhao, R. F., Yang, J. G., Wang, M. C., et al., 2002. The study of metallogenic geologic setting and prospecting potential evaluation in southwestern Tianshan mountains. *Northwestern Geology*, 35(4): 101-121 (in Chinese with English abstract).
- Zhu, Y. F., 2007. Indosinian movement and metallogeny in Xinjiang, China. *Geological Bulletin of China*, 26(5): 510-519 (in Chinese with English abstract).
- Zhu, Z. X., Li, J. Y., Dong, L. H., et al., 2008. The age determination of Late Carboniferous intrusions in Mangqisu region and its constraints to the closure of oceanic basin in South Tianshan, Xinjiang. *Acta Petrologica Sinica*, 24(12): 2761-2766 (in Chinese).
- 附中中文参考文献**
- 陈文, 张彦, 秦克章, 等, 2007. 新疆东天山剪切带型金矿床时代研究. *岩石学报*, 23(8): 2007-2016.
- 邓晋福, 罗照华, 苏尚国, 等, 2004. 岩石成因、构造环境与成矿作用. 北京:地质出版社, 42-46.
- 杜杨松, 秦新龙, 李铎具, 2004. 安徽铜陵地区中生代幔源岩浆底侵作用——来自矿物巨晶和岩石包体的证据. *岩石矿物学杂志*, 23(2): 109-116.
- 高俊, 何国琦, 李茂松, 1997. 西天山造山带的古生代造山过程. *地球科学——中国地质大学学报*, 22(1): 27-32.
- 高俊, 龙灵利, 钱青, 等, 2006. 南天山:晚古生代还是三叠纪碰撞造山带? *岩石学报*, 22(5): 1049-1061.
- 黄河, 张东阳, 张招崇, 等, 2010. 南天山川乌鲁木齐碱性杂岩体的岩石学和地球化学特征及其岩石成因. *岩石学报*, 26(3): 947-962.
- 姜常义, 穆艳梅, 白开寅, 等, 1999. 南天山花岗岩类的年代学、岩石学、地球化学及其构造环境. *岩石学报*, 15(2): 298-308.
- 李华芹, 谢才富, 常海亮, 等, 1998. 新疆北部有色贵金属矿床成矿作用年代学. 北京:地质出版社, 4-9.
- 李日俊, 宋文杰, 买光荣, 等, 2001. 库车和北塔里木前陆盆地与南天山造山带的藕合关系. *新疆石油地质*, 22(5): 376-381.
- 王宝瑜, 郎智君, 李向东, 等, 1994. 中国天山西段地质剖面综合研究. 北京:科学出版社, 158-159.
- 谭俊, 魏俊浩, 李水如, 等, 2008. 广西昆仑关 A 型花岗岩地球化学特征及构造意义. *地球科学——中国地质大学学报*, 33(6): 743-754.
- 唐功建, 王强, 赵振华, 等, 2009. 西准噶尔包古图成矿斑岩年代学与地球化学: 岩石成因与构造、铜金成矿意义. *地球科学——中国地质大学学报*, 34(1): 56-74.
- 肖序常, 汤耀庆, 李锦轶, 等, 1992. 新疆北部及邻区大地构造. 北京:地质出版社, 122-123.
- 徐学义, 马中平, 夏祖春, 等, 2005. 天山石炭—二叠纪后碰撞花岗岩的 Nd, Sr, Pb 同位素源区示踪. *西北地质*, 38(2): 1-18.
- 杨富全, 王立本, 叶锦华, 等, 2001. 新疆霍什布拉克地区花岗岩锆石 U-Pb 年龄. *中国区域地质*, 20(3): 267-273.
- 张立飞, 艾永亮, 李强, 等, 2005. 新疆西南天山超高压变质带的形成与演化. *岩石学报*, 21(4): 1029-1038.
- 赵仁夫, 杨建国, 王满仓, 等, 2002. 西南天山成矿地质背景研究及找矿潜力评价. *西北地质*, 35(4): 101-121.
- 朱永峰, 2007. 新疆的印支运动与成矿. *地质通报*, 26(5): 510-519.
- 朱志新, 李锦轶, 董连慧, 等, 2008. 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. *岩石学报*, 24(12): 2761-2766.