

doi: 10.12029/gc20180409

余吉远, 计波, 王国强. 2018. 中天山阿拉塔格环状杂岩体中闪长质包体地球化学与岩浆混合作用[J]. 中国地质, 45(4): 767–782.

Yu Jiyuan, Ji Bo, Wang Guoqiang. 2018. Geochemistry of dioritic enclaves related to magmatic mixing in the concentrically zoned Alatage igneous complex, central Tianshan Mountains[J]. Geology in China, 45(4): 767–782(in Chinese with English abstract).

# 中天山阿拉塔格环状杂岩体中闪长质包体地球化学 与岩浆混合作用

余吉远<sup>1,2</sup> 计波<sup>1,2</sup> 王国强<sup>1,2</sup>

(1. 中国地质调查局造山带地质研究中心, 中国地质调查局西安地质调查中心, 陕西 西安 710054;  
2. 国土资源部岩浆作用成矿与找矿重点实验室, 中国地质调查局西安地质调查中心, 陕西 西安 710054)

**摘要:**环状杂岩体的岩相分带有多种成因模式。为了查明新疆阿拉塔格环状岩体的成因, 本文特就其中暗色包体的成因及其岩浆演化进行探讨。包体分布极不均匀, 在酸性岩单元的东南角集中发育, 大部分呈浑圆状或次圆状, 微细粒结构, 部分包体中含有寄主岩石中的长石斑晶。通过对暗色包体主量、微量元素、Sr–Nd 同位素及单颗粒锆石 U–Pb 年龄测试, 认为该环状岩体中的暗色包体主要为闪长质–花岗闪长质岩浆包体, 包体 SiO<sub>2</sub>(56.72%~61.80%) 低, K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O(8.12%~10.55%) 高, 具有高钾富碱的特征, 属于高钾钙碱性岩石系列; 里特曼指数( $\sigma$ ) 为 4.59~4.85, 稀土元素富集。包体及寄主岩的主量和微量元素协变图呈不同程度的线性关系, 而且两者稀土、微量元素曲线形态相近, 显示出包体和寄主岩在地球化学特征上既有相似性, 又有不同的特点。这种特征表明, 环状花岗岩岩浆的形成至少与两种岩浆的混合有关。包体的(<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> 较低(0.705204~0.705914)、 $\epsilon_{Nd}(t) = 1.65 \sim 2.57$ , 全部为正值, 揭示包体的原始岩浆为幔源玄武质岩浆。包体和寄主岩石的关系显示岩浆的混合方式为基性岩浆注入到已经开始结晶的酸性岩浆。本研究为环状杂岩体的多种成因过程提供了重要依据, 认为其中的环状花岗岩单元为壳源酸性岩浆与幔源基性岩浆混合作用的产物。包体和寄主岩石的特征均反映在晚古生代中天山造山带发生过一定程度的后碰撞地壳垂向生长。

**关键词:** 环状岩体; 岩浆包体; 地球化学; 岩浆混合作用; 中天山

中图分类号: P588.11<sup>+</sup>5; 文献标志码: A 文章编号: 1000–3657(2018)04–0767–16

## Geochemistry of dioritic enclaves related to magmatic mixing in the concentrically zoned Alatage igneous complex, central Tianshan Mountains

YU Jiyuan<sup>1,2</sup>, JI Bo<sup>1,2</sup>, WANG Guoqiang<sup>1,2</sup>

(1. Research Center for Orogenic Geology, Xi'an Center of Geological Survey, Geological Survey of China, Xi'an 710054, Shaanxi, China; 2. Key Laboratory for the Study of Focused Magmatism and Giant Ore Deposits, Ministry of Land and Resources, Xi'an Center of Geological Survey, Geological Survey of China, Xi'an 710054, Shaanxi, China)

收稿日期: 2016–06–15; 改回日期: 2016–11–11

基金项目: 国家自然科学基金(41202045)和中国地质调查局项目“祁连成矿带肃南—大柴旦地区地质矿产调查”(12120113046400)联合资助。

作者简介: 余吉远, 男, 1978 年生, 硕士, 高级工程师, 从事区域地质矿产调查、岩石地球化学研究; E-mail: yujiyuan111@163.com。

**Abstract:** There are various genetic models about the concentrically zoned igneous complexes. In order to investigate the genesis of the concentrically zoned Alatage igneous complex in central Tianshan Mountains, the authors studied the origin of dark coloured enclaves within the complex and their magmatic evolution in this paper. The enclaves are extremely unevenly distributed, and are concentrated in the southeastern part of the more acidic granitoids within the complex. Most of them are rounded or sub-rounded, with a microlithic to fine-grained texture. Some enclaves contain feldspar phenocrysts that were derived from the host rocks. Based on an analysis of major and trace elements, Sr–Nd isotope, and U–Pb geochronology of individual zircons of the dark coloured enclaves, it is suggested that they are mainly dioritic and granodioritic enclaves and belong to high–K calc–alkaline or K–rich basalt series, with low SiO<sub>2</sub> (56.72%–61.80%) and high K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O (8.12%–10.55%) content. Their Rittman index is 4.59–4.85, with enriched rare earth elements. The covariance diagrams of the major and trace elements of the enclaves and host rocks show varying degrees of linear relationships, and the curve patterns of REE and trace elements of the enclaves and host rocks are similar, which indicates that there are both similarities and differences in the geochemistry of the enclaves and host rocks. These characteristics indicate that the genesis of the circular granitoid complex is related to magma mixing of at least two types of magma. The enclaves have relatively low (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr) ratios (0.705204–0.705914), and positive ε<sub>Nd</sub>(*t*) values (1.65–2.57), which indicates that the primary magma of the enclaves is a mantle–derived basaltic magma. The relationship between the enclaves and host rocks suggests that mafic magma was injected into acidic magma to result in magma mixing. The results obtained by the authors provide important evidence for the multiple origins of the concentrically zoned Alatage igneous complex that was generated by magma mixing between crust–sourced acidic magma and mantle–derived mafic magma.

**Key words:** concentrically zoned igneous complex; magmatic enclaves; geochemistry; magma mixing; central Tianshan Mountains

**About the first author:** YU Jiyuan, male, born in 1978, master, senior engineer, engages in regional geological and mineral surveys and rock geochemistry research, E–mail: yujiyuan111@163.com.

**Fund support:** Supported by National Natural Science Foundation of China (No. 41202045) and China Geological Survey Project: Survey of Geology and Mineral Resources in the Sunan–Dachaidan Area of Qilian Mineralization Belt (No. 12120113046400).

## 1 引 言

岩石包体是岩浆在形成、演化和迁移过程中从地下深处携带上来的岩石碎块,是壳幔相互作用和岩浆混合作用的产物(杜杨松等,2004)。包体研究,尤其是中酸性岩体中暗色包体成因研究,目前主要有3种成因类型:①同源岩浆分离(Noyes et al., 1983);②下地壳源区的残留体(Chappell et al., 1987; 1992);③基性岩浆和酸性岩浆混合(Perugini et al., 2003; Barbarin, 2005; 王晓霞等, 2005)。但是,在每一种认识中,对岩浆混合机理的认识问题依然有争论。随着研究的逐步深入,越来越多的研究成果显示,大部分暗色包体是岩浆混合的结果(Wiebe et al., 1997; 王晓霞等, 2005; Yang et al., 2007; Chen et al., 2009; 张成立等, 2009; Jiang et al., 2010)。目前,在中天山地区尚未见有关岩浆混合作用的报道,尤其是针对环状岩体这种特殊地质体中包体形成机制及其与寄主岩石之间的成因关系研究就少之又少。本次研究发现,在新疆哈密东天山的阿拉塔格铁矿北部,阿拉塔格环状岩体中的酸性岩中发

育有大量暗色包体,作者旨在通过对这些暗色包体进行详细的岩石学、岩石地球化学以及U–Pb同位素分析,结合寄主岩石的研究成果(余吉远等, 2013),探讨这些暗色包体的原始岩浆特征、岩浆混合的方式及成因,为深入研究该环状岩体的岩浆起源、演化及形成动力学背景提供重要依据。

## 2 地质背景及环状岩体的基本特征

阿拉塔格环状岩体所处的大地构造位置为中天山构造带卡瓦布拉克地块,北邻康古尔塔格碰撞带和吐哈盆地南缘古生代岛弧,南邻南天山碰撞带和塔里木地块(图1a)(李锦轶等, 2006),是研究区出露规模最大、环状形态保存最好的岩体,因附近发现并开采的阿拉塔格铁矿而著名(图1b)。

阿拉塔格环状岩体为一个多期次侵入的杂岩体。经调查,该杂岩体主要包括基性岩体、中性岩体和酸性岩体3个部分。产出形态呈热气球状,岩性分带明显,总体上有从外到内,岩性从酸性岩到中性岩到基性岩的变化趋势。岩体与围岩为明显的侵入接触关系,基性岩与中性岩、酸性岩之间为

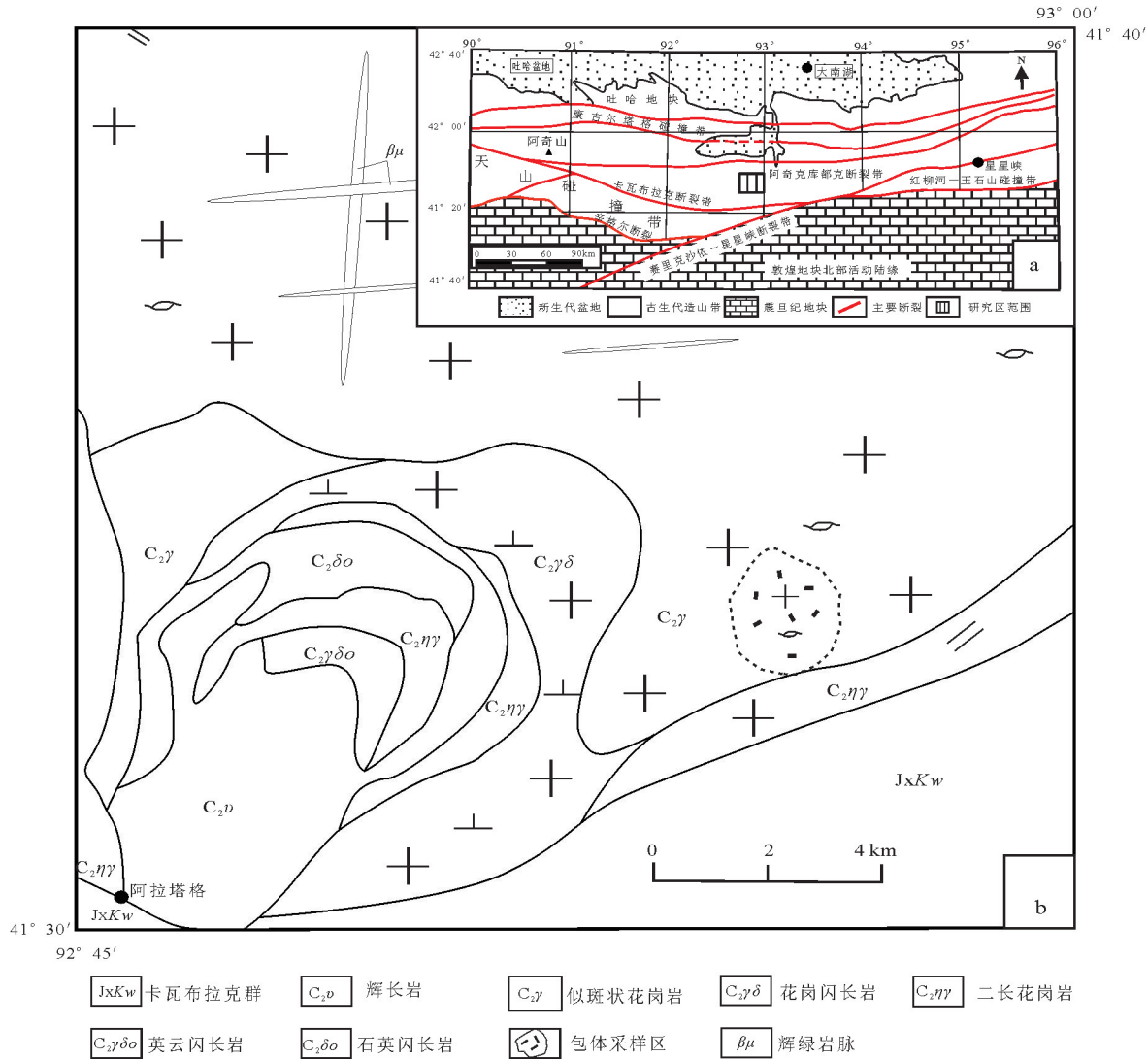


图1 阿拉塔格岩体地质略图 (李锦轶等, 2006)

Fig.1 Geological sketch map of the concentrically zoned Alataige igneous complex (Li et al., 2006) C<sub>2</sub>γδo

侵入接触关系。围岩为蓟县系卡瓦布拉克岩群,主要岩性为大理岩、黑云石英片岩、火山碎屑岩等,为低绿片岩相变质,其原岩为碳酸盐岩、碎屑岩夹火山岩。而在酸性岩中发育大量基性岩脉,在中性岩和基性岩中几乎没有脉岩产出。

寄主岩石岩较简单,以二长花岗岩和似斑状花岗岩为主体,少量花岗闪长岩,经过岩石类型投图,寄主岩样品全部落入花岗岩区,与岩性定名基本吻合。在酸性岩体中采集的包体样品全部投入中性岩区域,为闪长质包体。其各岩石样品的镜下特征描述如下:

二长花岗岩(图2a):肉红色,块状构造,花岗结

构,主要组成矿物为钾长石(30%~40%)、斜长石(30%~40%)、石英(15%~30%)、黑云母(5%~15%)。钾长石内部发现有残留体斜长石,粒径从粗到细。斜长石常呈半自形变晶结构,局部有斜长石与钾长石形成的蠕虫结构,粒度粗-细,粒径在10~15 mm,可见环边交代,能见到细粒变晶集合体;石英呈不等粒集合体存在,看不见塑性变形;有少量团块状黑云母残留,细鳞片状集合体,绿泥石化。在粗晶长石之间,粗晶长石与石英集合体之间,都分布蠕虫状的长石,粒径一般为1~2 mm,还有微粒集合体的矿物粒径小于0.2 mm。

似斑状花岗岩(图2b):浅褐色,似斑状结构,块



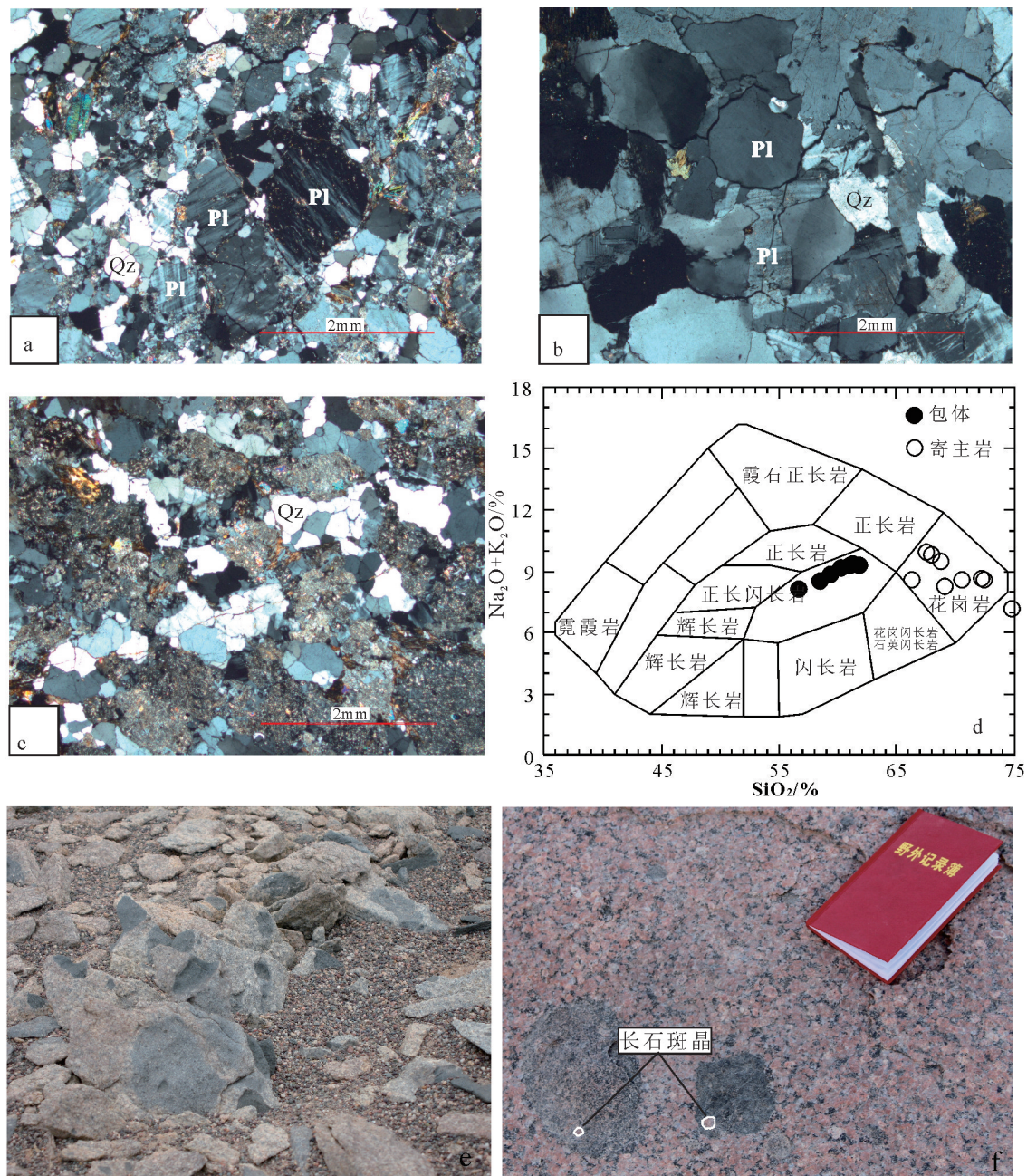


图2 暗色包体与阿拉塔格岩体的 $\text{SiO}_2$ -ALK 分类命名图解

Fig.2  $\text{SiO}_2$ -ALK classifying-naming diagram of Alatage igneous complex and their MEE

状构造。钾长石斑晶最大达 18 mm, 可见环边结构(环边是钾长石的一部分)。主要组成矿物为石英(15%~20%)、钾长石(30%~40%)、斜长石(20%~30%)、黑云母(10%~15%)。岩石可分为 3 个粒级:> 3 mm, 1~2 mm 和 0.1~0.3 mm。大于 3 mm 粗粒级由条纹长石组成, 可见明显环带, 内有斜长石残留和石英包体。在斑晶之间充填中、细粒石英和黑云母; 1~2 mm 中粒级由斜长石和石英组成, 石英呈粒状集合体,

斜长石呈半自形单体或集合体出现; 0.1~0.3 mm 细粒级由石英、斜长石和微斜长石细粒集合体组成。

花岗闪长岩(图 2c): 浅肉红色-肉红色, 块状构造, 花岗结构, 主要矿物组成为石英(20%~35%)、斜长石(20%~35%)、钾长石(15%~20%)和暗色矿物黑云母(10%~15%)。后期碳酸盐化发育。斜长石为半自形-板柱状, 石英、钾长石为他形粒状。局部有团块状石英集合体, 少量钾长石与石英组成文象结构。

包体的宏观特征:花岗岩体中发育大量暗色包体,可分为捕虏体和岩浆暗色包体两类。捕虏体仅局部出现在岩体的边部,一般为棱角状或不规则状。岩浆暗色包体分布广泛,但分布极不均匀,在似斑状花岗岩体的东南角最为发育,以闪长质包体为主,是本文研究的对象。它们的形态一般为椭球状、浑圆状,大小不一(图2e),小者粒径不足1 cm,大者可达50 cm,一般为5~15 cm,粒度明显比寄主岩石细小。包体与寄主岩石的界线清晰,有时可见细粒冷凝边,有时可见包体与寄主岩石成过渡关系,也可见二者构成似条带状构造。一般以细粒结构为主,少量半自形中粒结构,块状构造。部分包体中包含有寄主岩石中的长石斑晶(图2f),表明包体和寄主岩石代表两种共存但成分截然不同的岩浆。

### 3 测试方法

主量元素、微量元素、Sr-Nd同位素均由中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室分析测试。主量元素采用VF320单道荧光光谱仪(XRF)测定,分析精度优于5%。用碱熔法测 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,用酸溶法测 $\text{FeO}$ ;微量、稀土元素采用Agilent 7500a等离子体质谱仪(ICP-MS)测定,分析精度优于5%~10%,样品处理流程如下:(1)称取粉碎至大约200目的岩石粉末50 mg于Teflon溶样弹中,并用1.5 mL  $\text{HNO}_3$ +1.5 mL HF在195°C条件下消解48h;(2)将其在115°C条件下蒸干后,用3mL  $\text{HNO}_3$ 在195°C条件下再次消解12h;(3)用2%  $\text{HNO}_3$ 稀释至约100g,定容于干净的聚酯瓶。详细方法及流程参见文献(Gao et al., 2002)。全岩Sr-Nd同位素分析利用Triton TI型热电离同位素质谱仪(TIMs)完成。样品处理流程如下:(1)称取粉碎至大约200目的岩石粉末50~100 mg Teflon溶样弹中,并用1.5 mL  $\text{HNO}_3$ +1.5 mL HF在195°C条件下消解48 h;(2)将其在115°C条件下蒸干后,加入约1 mL HCl;(3)用AG50X8阳离子交换树脂分离Rb、Sr和REE,再用HDEHP萃淋树脂分离Sm和Nd。测得的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值分别用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$ 和 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ 标准化。详细的实验流程和分析方法见文献(Ling et al., 2009)。

锆石样品(包体年龄样编号201311)通过人工重砂、电磁选和双目镜下挑选,锆石的CL图像和

LA-ICP-MS法单颗粒锆石微区U-Pb年龄测定是在西北大学大陆动力学教育部重点实验室完成,其中CL发光仪为加载于扫描电镜上的英国Gatan公司的Mono CL3+型阴极荧光探头。LA-ICP-MS分析采用Agilent 7500型ICP-MS和德国LambdaPhysik公司的Compex102 ArF准分子激光器(工作物质ArF,波长193 nm)以及MicroLas公司的GeoLas 200 M光学系统联机进行。激光束斑直径为30  $\mu\text{m}$ ,激光剥蚀样品的深度为20~40  $\mu\text{m}$ 。实验中采用He作为剥蚀物质的载气,用美国国家标准技术研究院研制的人工合成硅酸盐玻璃标准参考物质NIST SRM 610进行仪器最佳化,采样方式为单点剥蚀,数据采集选用一个质量峰一点的跳峰方式,每完成4~5个测点的样品测定,加测标样一次。在所测锆石样品分析15~20个点前后各测2次NIST SRM610。锆石年龄采用国际标准锆石91500作为外标标准物质,元素含量采用NIST SRM610作为外标, $^{29}\text{Si}$ 作为内标。测试结果通过GLITTER(ver4.0, Mac-quaie University)软件计算得出。详细分析步骤和数据处理方法参见参考文献(Yuan et al., 2004)。

### 4 包体地球化学、同位素组成

#### 4.1 主量元素

暗色包体地球化学分析结果见表1,为了便于对比,引用了寄主岩石(二长花岗岩、似斑状花岗岩和花岗闪长岩)的主量、微量及Sr-Nd同位素结果(余吉远等, 2013)。在主量元素上,岩体中暗色岩浆包体的 $\text{SiO}_2=56.72\% \sim 61.80\%$ ,  $\text{CaO}=3.42\% \sim 4.68\%$ ,明显比寄主岩石 $\text{SiO}_2=66.29\% \sim 77.47\%$ ,  $\text{CaO}=0.55\% \sim 2.26\%$ 更加偏碱性。包体的全碱含量( $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}=8.12\% \sim 10.55\%$ )比寄主岩石的( $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}=6.75\% \sim 9.93\%$ )要高,里特曼指数 $\sigma=4.59 \sim 4.85$ ,较寄主岩石 $\sigma=1.32 \sim 4.02$ 偏碱性。包体A/NKC=1.16~1.24,寄主岩石A/NKC=1.19~1.50,总体上较为接近,均为过铝质岩石。同时,包体的 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0.42 \sim 0.66$ ;而寄主岩石的 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0.21 \sim 1.36$ ,除一个样品较低外,总体上接近或大于1。包体在 $\text{SiO}_2$ - $\text{K}_2\text{O}$ 图上显示为高钾钙碱性系列(图3),而寄主岩石主体显示为高钾钙碱性-钾玄岩系列。同时他们的 $\text{SiO}_2$ 与 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{FeO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{MnO}$ 、





续表1

代号	闪长质包体										二长花岗岩										似斑状花岗岩										花岗闪长岩																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																		
	13022h	13025h	13026h	13026-2h	13029h	13029-2h	13030h	D2636*	D1561*	D6364*	D1562*	D7122*	D6339*	D2566*	3*	D1413*	D2543*	D2613*	D2571*	13022h	13025h	13026h	13026-2h	13029h	13029-2h	13030h	D2636*	D1561*	D6364*	D1562*	D7122*	D6339*	D2566*	3*	D1413*	D2543*	D2613*	D2571*	13022h	13025h	13026h	13026-2h	13029h	13029-2h	13030h	D2636*	D1561*	D6364*	D1562*	D7122*	D6339*	D2566*	3*	D1413*	D2543*	D2613*	D2571*	13022h	13025h	13026h	13026-2h	13029h	13029-2h	13030h	D2636*	D1561*	D6364*	D1562*	D7122*	D6339*	D2566*	3*	D1413*	D2543*	D2613*	D2571*																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Y	128.00	142.00	134.00	130.00	93.10	81.40	142.00	56.58	51.20	59.12	56.07	27.20	67.10	54.70	191.00	71.80	63.60	75.10	71.60	153.00	108.00	131.00	131.00	88.90	87.40	140.00	142.20	278.00	209.40	140.90	222.00	173.00	142.00	37.70	122.00	112.00	112.00	158.00	263.00	316.00	341.00	261.00	325.00	361.00	286.50	118.00	71.59	84.64	302.00	349.00	425.00	140.00	445.00	474.00	448.00	476.00	7.11	7.71	8.08	10.10	7.17	7.96	6.24	23.86	29.30	30.42	29.94	40.20	22.80	15.80	174.00	16.70	13.40	17.90	13.90	2.71	3.25	2.53	2.72	2.11	2.06	2.81	2.62	4.02	4.73	3.83	4.92	3.40	2.37	25.50	2.99	1.82	3.21	2.10	20005	21583	27974	28970	23907	24903	29137	36205	26784	36387	38786	28087	37051	35947	38201	33117	38637	38910	40056	49.90	53.90	55.80	56.30	33.00	30.40	67.40	27.63	27.60	23.14	21.06	14.00	28.00	25.50	68.30	31.80	29.20	31.70	33.70	145.00	202.00	218.00	216.00	186.00	187.00	249.00	103.00	39.90	28.78	39.45	93.60	104.00	144.00	40.80	147.00	142.00	137.00	153.00	535.00	426.00	523.00	567.00	524.00	541.00	454.00	83.26	217.00	145.90	95.64	168.00	435.00	557.00	578.00	623.00	532.00	692.00	714.00	10012	7254	6654	6295	5935	5935	7374	2118	876	678	540	858	2202	2820	3072	3702	3186	3306	3654	2.13	2.87	2.81	2.79	1.63	1.55	3.01	1.76	2.35	2.19	1.94	0.99	2.12	1.53	4.08	2.46	1.71	1.79	2.22	12.30	10.30	12.40	13.00	11.60	11.90	10.90	3.53	8.08	6.44	5.11	5.77	12.20	13.90	15.60	15.70	13.30	16.60	17.40	4.81	4.69	4.85	4.77	4.76	4.59	4.76	2.56	1.67	1.96	1.96	1.61	2.49	2.70	1.32	2.60	3.87	3.51	4.02	423.89	426.38	388.81	387.11	312.02	294.73	425.82	359.54	274.92	299.15	316.31	167.20	339.51	315.45	405.39	412.97	341.60	432.73	388.78	347.50	340.44	306.59	307.39	256.09	245.27	338.43	319.20	243.23	260.93	279.42	149.50	296.40	276.62	375.84	363.51	297.88	381.92	338.95	76.39	85.94	82.22	79.72	55.93	49.46	87.39	40.34	31.69	38.22	36.89	17.70	43.11	38.83	113.20	49.46	43.72	50.81	49.83	4.55	3.96	3.73	3.86	4.58	4.96	3.87	7.91	7.68	6.83	7.57	8.45	6.88	7.12	7.52	7.35	6.81	7.52	6.80	3.24	2.49	2.28	2.45	2.71	3.20	2.68	9.03	6.85	6.06	7.73	7.50	6.77	8.04	7.94	8.34	7.20	7.87	7.05	0.30	0.34	0.33	0.35	0.50	0.54	0.31	0.32	0.20	0.19	0.19	0.37	0.40	0.42	0.42	0.41	0.51	0.40	0.43	1.00	0.99	1.00	1.00	1.05	1.04	0.99	0.99	1.00	1.01	1.00	1.02	0.99	0.96	1.08	0.98	0.98	1.09	1.00	1.16	1.16	1.22	1.24	1.24	1.24	1.17	1.32	1.50	1.37	1.36	1.38	1.36	1.38	1.36	1.34	1.26	1.23	1.19	0.42	0.44	0.58	0.60	0.45	0.48	0.66	1.02	0.76	1.17	1.36	0.90	1.09	1.01	0.21	0.94	0.90	0.98	0.95

注:★样品数据引自参考文献(余吉远等,2013)。

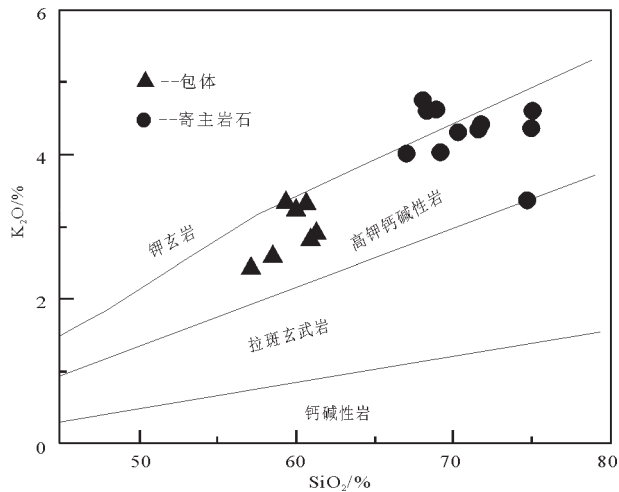


图3 包体及寄主岩石  $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$  图(郭晓冬等, 2011)  
Fig. 3  $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$  diagram of enclaves and host rocks (after Guo et al., 2011)

$\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$  具有良好的线性关系。除了  $\text{K}_2\text{O}$  随  $\text{SiO}_2$  的增加而增加外, 其他  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{FeO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{MnO}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$  随  $\text{SiO}_2$  的增加而减少(图4)。在  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} - \text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$ 、 $\text{SiO}_2/\text{CaO} - \text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{MgO} - \text{SiO}_2/\text{MgO}$ 、 $\text{MgO}/\text{K}_2\text{O} - \text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$  的同分母双比值协变图(图5)显示, 包体和寄主岩之间具有良好的线性关系。莫宜学等(2006)认为岩浆混合作用可以通过岩浆作用的元素和同位素地球化学特征表现出来。这两种协变图中线性变化反映了包体及寄主岩石成分的变化与岩浆的混合作用有关, 包体是岩

浆混合作用的产物(周珣若, 1994)。

#### 4.2 稀土元素特征

从包体及寄主岩稀土元素组成及相关特征参数(表1)和稀土元素配分模式(图6a、b)可以看出: 包体稀土元素总量较高,  $\Sigma \text{REE}$  为  $294.73 \times 10^{-6} \sim 426.38 \times 10^{-6}$ , 平均为  $379.82 \times 10^{-6}$ ; 轻稀土元素富集, LREE 为  $245.27 \times 10^{-6} \sim 347.50 \times 10^{-6}$ , 平均为  $305.96 \times 10^{-6}$ ; LREE/HREE 为 3.73~4.96,  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  为 2.28~3.24,  $\delta\text{Eu}=0.3\sim 0.54$ 、 $\delta\text{Ce}=0.99\sim 1.05$ , 表现为明显的负铕异常, 几乎没有铈异常; 相对于暗色包体, 寄主岩石的稀土特征值略微偏低,  $\Sigma \text{REE}$  为  $315.45 \times 10^{-6} \sim 396.45 \times 10^{-6}$ , 平均为  $347.28 \times 10^{-6}$ , LREE/HREE 为 5.92~7.59,  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  为 5.26~7.57(均大于 4.3), 反映具有 LREE 丰度相对较高的壳源物质参与岩浆作用的特点(董国臣等, 2011)。 $\delta\text{Eu} = 0.28\sim 0.41$ 、 $\delta\text{Ce} = 0.82\sim 0.86$ , 亦表现出较明显的负铕异常和微弱的铈异常。由图6可见, 包体和寄主岩石的标准化曲线十分相似, 它们均表现了轻稀土富集、重稀土平缓的曲线, 弱的铕异常。稀土分配曲线型的整体形态一致, 说明它们在成因上有一定的亲缘关系。

#### 4.3 微量元素特征

由包体及寄主岩微量元素分析结果(表1)及微量元素原始地幔标准化蛛网图(图6c、d)可以看出: 相对于原始地幔, 包体及寄主岩石微量元素含量均相对富集, Nb、Sr、Ti 元素亏损, 其中 Rb、Th、U、K、La、Ce 强烈富集,  $w_B(\text{岩石})/w_B(\text{原始地幔}) > 100$ ; Nd、

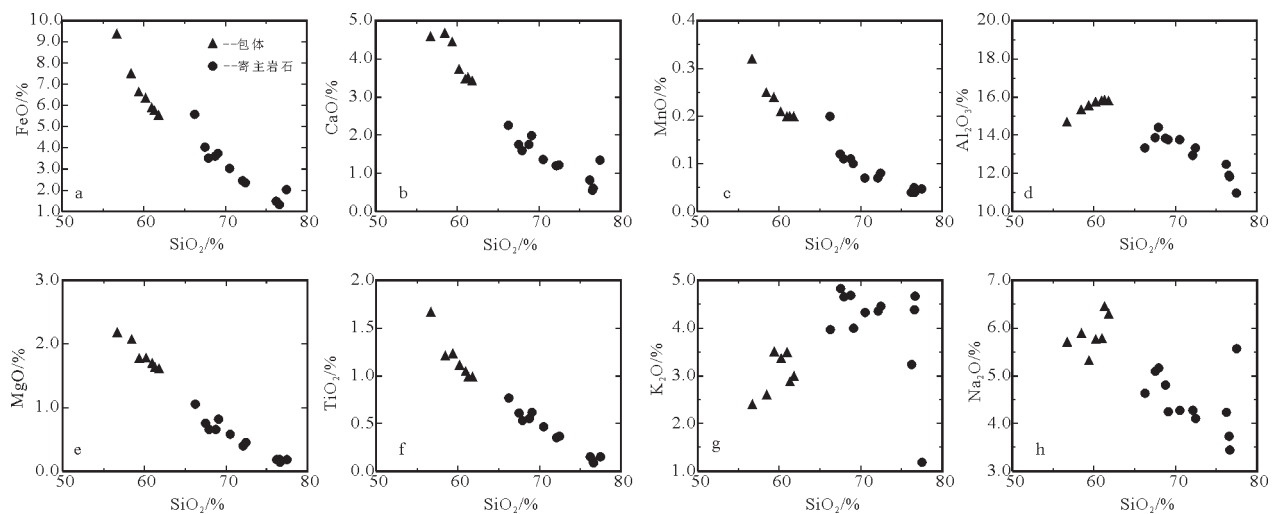


图4 暗色包体与寄主岩石  $\text{SiO}_2$  与主要元素协变图  
Fig. 4 Compositional variation diagrams of the dark enclaves and host rocks



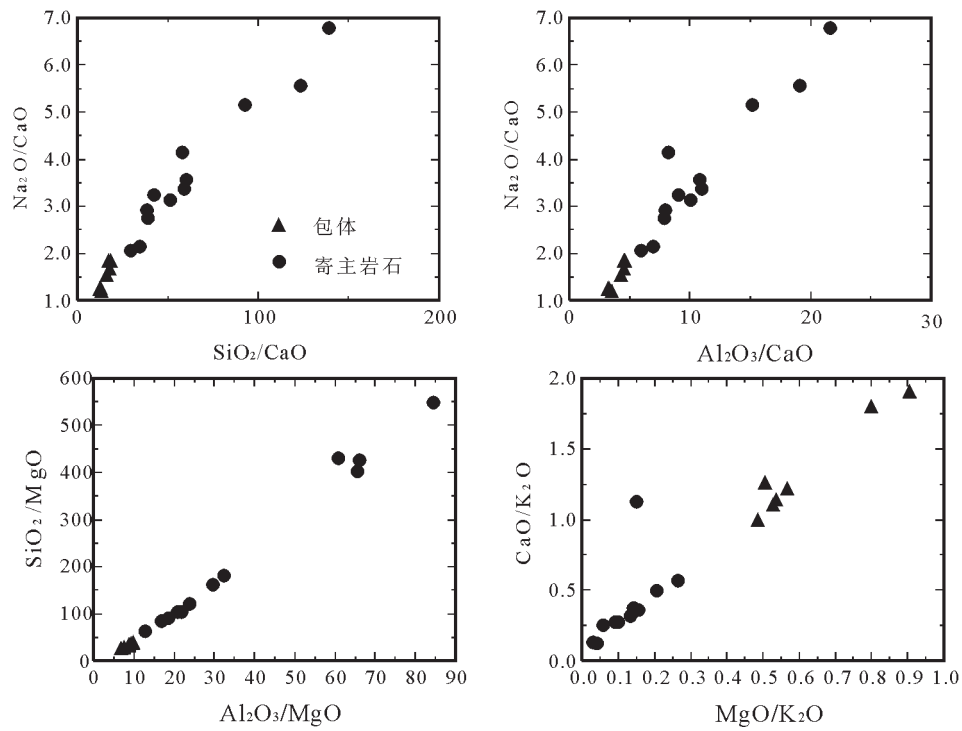


图5 包体及寄主岩石主要元素同分母氧化物比值协变图解  
Fig.5 Compositional variation diagrams of enclaves and host rocks

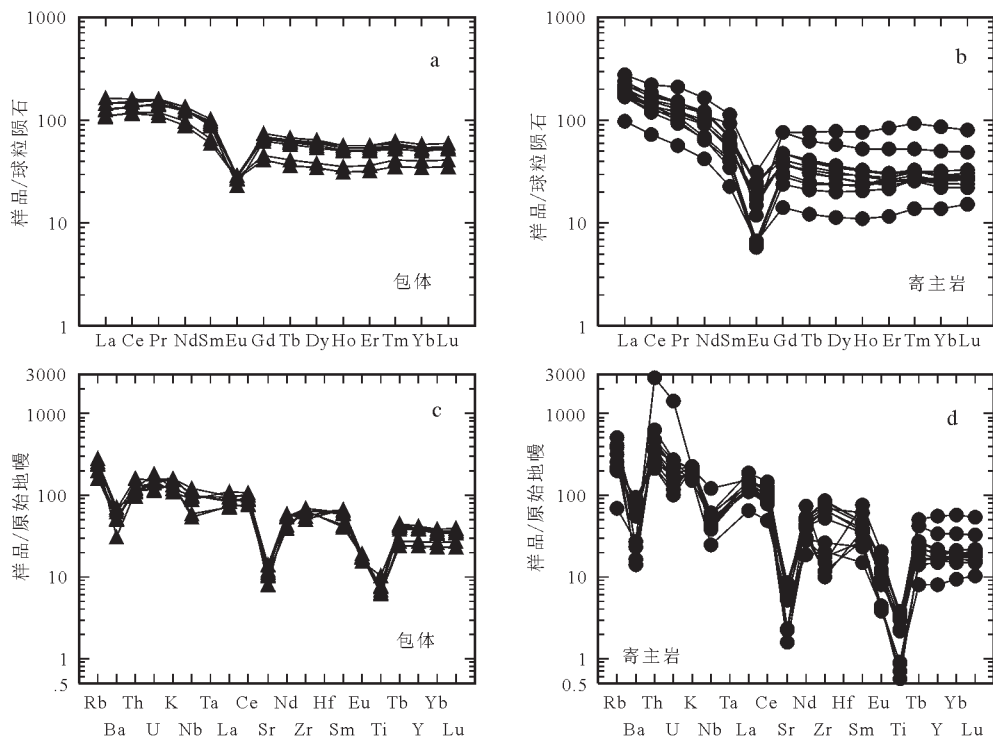


图6 包体及寄主岩石微量元素蛛网图和稀土标准化配分模式图(Boynton,1984 and Sun & McDonough,1989)  
Fig. 6 REE distribution patterns and trace elements' spider diagrams of enclaves and host rocks

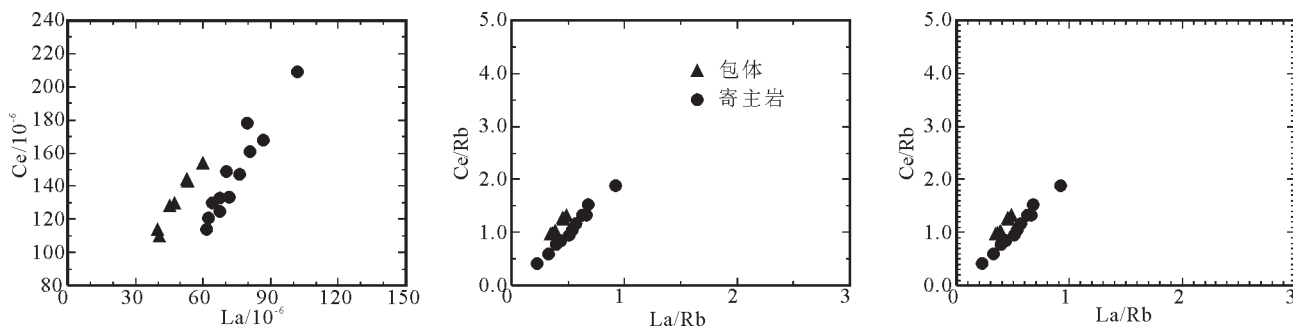


图7 暗色包体及寄主岩石微量元素协变图

Fig.7 Covariant diagram for trace elements of dark microgranular enclaves and their host rocks

Hf、Zr、Sm、Tb、Y、Yb、Lu 显著富集,  $10 < w_B(\text{岩石})/w_B(\text{原始地幔}) < 100$ ; 而 Eu 则轻微富集,  $1 < w_B(\text{岩石})/w_B(\text{原始地幔}) < 10$ , 表明微量元素在演化过程中发生了明显的分异。相对于寄主岩的似斑状花岗岩, Cr、Ni 的含量总体较高, 而 Ta 的含量变化要大, 介于 1.55~3.01, 并表现为从包体向寄主岩有降低的趋势。从微量元素蛛网图(图 6c、d)可以看出, 相对于原始地幔, 它们明显富集大离子亲石元素(LILE) Rb、U、Sr 和 Ba 及高场强元素(HFSE) Nb、Zr 和 Hf。包体曲线中出现明显的 Ba、Sr、Ti 槽和微弱的 Nb-Ta 槽(图 6d), 而寄主岩中出现明显的 Ba、Sr、Ti 槽、Nb-Ta 槽(图 6c)。总体上, 二者在蛛网图中的曲线整体形态相似, 反映包体微量元素含量与寄主岩相当。已有的研究表明, 同源岩浆的 Nb/Ta 值相同, 在没有外来物质加入的前提下, 岩浆演化的 Nb/Ta 值可以保持一个定值(王晓霞等, 2005)。而本次测得包体的 Nb/Ta 值为 18.78~23.43, 比富集地幔的 Nb/Ta 值(17.7)要高(Sun et al., 1989), 寄主岩的 Nb/Ta 值为 13.21~16.67, 比下地壳的 Nb/Ta 值(8.3)明显偏高(Rudnick, 2003); 同时微量元素相关图和同分母比值图上呈直线(图 7), 这也说明包体岩浆与花岗质岩浆是有联系的, 它们之间存在相互混合的关系。这与 Nb、Sr、Ti 元素亏损代表反映岩浆不同程度地受壳源物质的混染相吻合(董国臣等, 2011)。

以上数据表明, 包体岩浆可能起源于相对亏损地幔的镁铁质岩浆, 微量元素显示的特征主要受下地壳酸性岩浆混染导致的; 而寄主岩的岩浆上升位过程中, 可能受到下地壳酸性岩浆混染。

#### 4.4 同位素特征

##### 4.4.1 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测试及结果

本文测定了闪长质包体中 21 个单颗粒锆石, 共

21 个点, 其测点位置见图 8。分析数据见表 3。暗色包体样品中锆石晶型较完整, 为长柱状或短柱状, 颗粒较小, 一般长 100~200  $\mu\text{m}$ , 宽 50~100  $\mu\text{m}$ 。锆石透明度相对较差, 透明至半透明, 多数为浅黄色, 少数为无色。从阴极发光照片(图 8)上可看出闪长质包体中锆石均具清晰的韵律环带结构, 表明为岩浆成因(吴元保等, 2004); 从表 3 中可看出包体中锆石的 Th/U 比值介于 0.32~0.55, 与前人认为的暗色包体中岩浆成因锆石的 Th/U 比值大于 0.1 相符(Hoskin et al., 2000; 刘敏等, 2011), 也说明该样品的锆石为岩浆成因。

表 6 中  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄数据集中分布于 300.1~308.4 Ma, 所有数据点基本投影在谐和曲线上或其附近(图 9a), 用 Isoplot 2 程序计算得到包体中锆石 21 个点的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  加权平均年龄为  $(303.7 \pm 1.9)$  Ma ( $n=21$ , MSWD = 0.33) (图 9b), 可能代表了该暗色包体的成岩年龄。

##### 4.4.2 Rb-Sr 和 Sm-Nd 同位素特征

对 7 件包体作了 Sr、Nd 同位素测试(表 2)。 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  和  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ , 计算时采用的年龄值为 303.7 Ma。包体和寄主岩石的 Sr、Nd 同位素组成有一定差异, 包体  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值为 0.711102~0.717918, 明显小于寄主岩石的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值 0.71691~0.72397(余吉远等, 2013); 包体  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  比值为 0.512629~0.512673, 稍高于寄主岩石  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  比值 0.512584~0.512593; 包体和寄主岩石的  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = 1.65 \sim 2.57$ , 全部为正值, 显示岩浆来源于亏损型地幔。而包体和寄主岩石的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ , 十分相似, 分别为 0.705204~0.705914 和 0.705615~0.705630, 明显高于 0.705, 显示地幔物源或下地壳物质部分熔融的源区特征。在  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$  图上(图 10), 可见全部样品落在

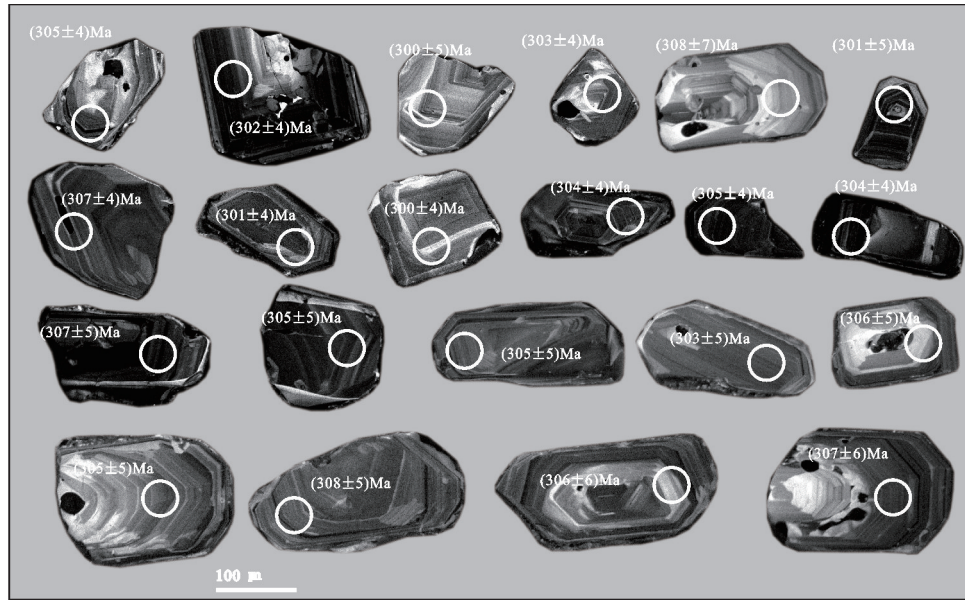


图8 阿拉塔格环状岩体中暗色包体(2013011)中锆石样品阴极发光照片  
Fig.8 Cathodoluminescence images of zircons in sample 201311 from MME of the Alatage granite

表2 阿拉塔格花岗岩及暗色包体Sr-Nd同位素组成  
Table 2 Sr-Nd isotopic analyses of Alatage granitic rocks and MME

样号	岩性	w(Sm) 10 <sup>-6</sup>	w(Nd) 10 <sup>-6</sup>	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	( <sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd) <sub>t</sub>	ε <sub>Nd</sub> (0)	ε <sub>Nd</sub> (t)	w(Rb) 10 <sup>-6</sup>	w(Sr) 10 <sup>-6</sup>	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>t</sub>
130022h	包体	20.6	89.4	0.141514	0.512637	86.507284	-0.019507	2.12	153	145	2.94176	0.717918	0.705204
13025h	包体	23.4	96.0	0.149633	0.512629	92.543706	-0.175562	1.65	108	202	1.49302	0.712367	0.705914
13026h	包体	22.4	88.8	0.155039	0.512673	85.346089	0.682743	2.30	131	218	1.68442	0.712847	0.705567
13026-2h	包体	21.4	86.6	0.151527	0.512653	83.401950	0.292604	2.046	131	216	1.69218	0.712622	0.705309
13029h	包体	15.2	68.6	0.136545	0.512639	66.536659	0.019507	2.35	88.9	186	1.33111	0.711227	0.705474
13029-2h	包体	13.9	63.4	0.134995	0.512647	61.554065	0.175562	2.57	87.4	187	1.30746	0.711102	0.705451
13030h	包体	23.4	95.1	0.151687	0.512648	91.497281	0.195069	1.94	140	249	1.56266	0.712275	0.705521
2636-1-1*	二长花岗岩	10.6	52.88	0.1213	0.512584	0.512345	-1.053375	1.85	37.7	40.8	4.278	0.72397	0.705615
3*	似斑状花岗岩	17.65	70.9	0.1506	0.512634	0.512337	-0.078028	1.70	111	118	2.549	0.72351	0.712574
5*	花岗闪长岩	22.17	105.1	0.1277	0.512593	0.512341	-0.877812	1.78	142.2	103	2.629	0.71691	0.7056304

注:同位素分析在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室测试,ε<sub>Nd</sub>(t)和(<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>t</sub>计算时采用年龄值303.7Ma;★样品数据引自文献(余吉远等,2013)。

大洋玄武岩形成的地幔阵列(mantle array)的右侧, Sr素变化明显,而Nd变化不大, Sr-Nd形成近水平的变化趋势。

## 5 讨论

### 5.1 包体的成因讨论

区域上,该环状杂岩体围岩为蓟县纪卡瓦布拉

克岩群,主要岩性有黑云石英片岩、大理岩、火山碎屑岩等,为低绿片岩相变质,其原岩为碳酸盐岩、碎屑岩夹火山岩,与暗色包体在矿物成分和结构构造上差异明显,而且包体中不发育接触变质或接触交代现象;一般情况下,围岩捕虏体多为棱角状,而暗色包体形态多为浑圆状、椭球状,两者在形态上有较大的差别,而且镜下可以观察到典型的岩浆岩矿



表3 阿拉塔格岩体中暗色包体锆石U-Pb分析结果  
Table 3 U-Pb isotope analyses of zircons from MME OF the Alatage granitic rocks

序 号	含量/ $10^{-6}$		Th/U	同位素比值						表面年龄/Ma			
	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$1\sigma$
201311-1	443.77	1239.22	0.36	0.05190	0.00194	0.34645	0.01253	0.04838	0.00059	302.00	9.45	304.60	3.62
201311-2	254.23	549.89	0.46	0.05263	0.00264	0.34799	0.01699	0.04793	0.00069	303.20	12.80	301.80	4.24
201311-3	197.28	401.62	0.49	0.05256	0.00300	0.34558	0.01925	0.04767	0.00075	301.40	14.53	300.20	4.60
201311-4	391.01	930.48	0.42	0.05326	0.00203	0.35357	0.01309	0.04812	0.00060	307.40	9.82	303.00	3.68
201311-5	342.68	679.50	0.50	0.05227	0.00341	0.34408	0.02191	0.04772	0.00083	300.30	16.55	300.50	5.11
201311-6	365.46	1090.87	0.34	0.05418	0.00264	0.35620	0.01686	0.04766	0.00069	309.40	12.62	300.20	4.24
201311-7	172.06	523.55	0.33	0.05412	0.00232	0.36401	0.01518	0.04877	0.00065	315.20	11.30	307.00	3.99
201311-8	267.65	749.70	0.36	0.05363	0.00258	0.35293	0.01657	0.04771	0.00069	306.90	12.44	300.50	4.27
201311-9	433.54	781.41	0.55	0.05259	0.00213	0.34563	0.01369	0.04765	0.00062	301.40	10.33	300.10	3.84
201311-10	385.51	807.69	0.48	0.05285	0.00230	0.35224	0.01496	0.04833	0.00067	306.40	11.24	304.30	4.10
201311-11	412.11	1143.92	0.36	0.05274	0.00212	0.35134	0.01385	0.04830	0.00064	305.70	10.41	304.10	3.94
201311-12	450.95	1414.22	0.32	0.05608	0.00310	0.37694	0.02047	0.04873	0.00079	324.80	15.09	306.70	4.87
201311-13	275.15	728.48	0.38	0.05347	0.00273	0.35713	0.01791	0.04842	0.00074	310.10	13.40	304.80	4.55
201311-14	322.14	806.41	0.40	0.05399	0.00312	0.36040	0.02050	0.04839	0.00081	312.50	15.30	304.70	4.97
201311-15	317.17	729.99	0.43	0.05532	0.00286	0.36668	0.01870	0.04806	0.00075	317.20	13.89	302.60	4.62
201311-16	208.93	623.70	0.33	0.05474	0.00318	0.36647	0.02099	0.04853	0.00082	317.00	15.60	305.50	5.05
201311-17	377.89	941.02	0.40	0.05420	0.00283	0.36255	0.01883	0.04848	0.00078	314.10	14.03	305.20	4.77
201311-18	470.19	1263.15	0.37	0.05542	0.00306	0.37426	0.02055	0.04894	0.00082	322.80	15.19	308.00	5.02
201311-19	253.74	596.83	0.43	0.05487	0.00352	0.36816	0.02340	0.04863	0.00091	318.30	17.37	306.10	5.58
201311-20	318.59	827.75	0.38	0.05836	0.00413	0.39289	0.02755	0.04878	0.00097	336.50	20.08	307.00	5.99
201311-21	131.28	277.97	0.47	0.05968	0.00475	0.40361	0.03176	0.04900	0.00108	344.30	22.98	308.40	6.66

物组合和结构特点,未见富铝矿物石榴子石、堇青石、红柱石等,亦不具有变晶结构和面理构造等变质岩常见的特征(Rudnick et al., 2003),因此可以排除暗色包体是围岩捕虏体和地壳深部变质岩残留体的可能性。

暗色包体的分布并非等体积地分布在整个花岗岩体中。在酸性单元的东南角集中分布,这可能与基性岩浆上升部位和基底断裂的扰动有关。这种分布说明包体不同于常见的均匀分布于岩体中的析离体。暗色包体主要呈浑圆状、椭圆状,包体与寄主岩接触界面为明显的圆弧形或港湾状,部分包体被拉长,这些均显示出明显的塑性流变特点,表明包体与寄主岩曾一度同为熔融态。部分暗色微粒包体与寄主岩的界线整体比较清晰,说明是基性岩浆混入酸性岩浆快速冷凝的结果;但有的界线

较模糊呈渐变过渡关系,可能说明两种岩浆的温度差别不大,即花岗质岩浆处于过热的状态发生了岩浆混合作用。这说明岩浆混合作用不是简单的单一过程,可能是复杂的多期次作用过程(朱金初等, 2006; 陈国超, 2013)。

因此,包体应是混入花岗质酸性岩浆的镁铁质岩浆固结所形成,是岩浆混合作用的产物,包体和寄主岩是同时或近同时所形成的,这得到了二者相近的锆石U-Pb年龄数据证实。另外,在寄主岩石和包体中都能观察到(图2b)有钾长石斑晶出露。从成分上来说,暗色包体的化学成分不适合较大的钾长石斑晶的结晶条件,因此钾长石应该来源于包体之外,是早先结晶的寄主花岗岩浆的斑晶,在镁铁质岩浆和花岗质岩浆混合时被带到镁铁质岩浆中(肖庆辉等, 2002)。包体和寄主岩的界线有的截

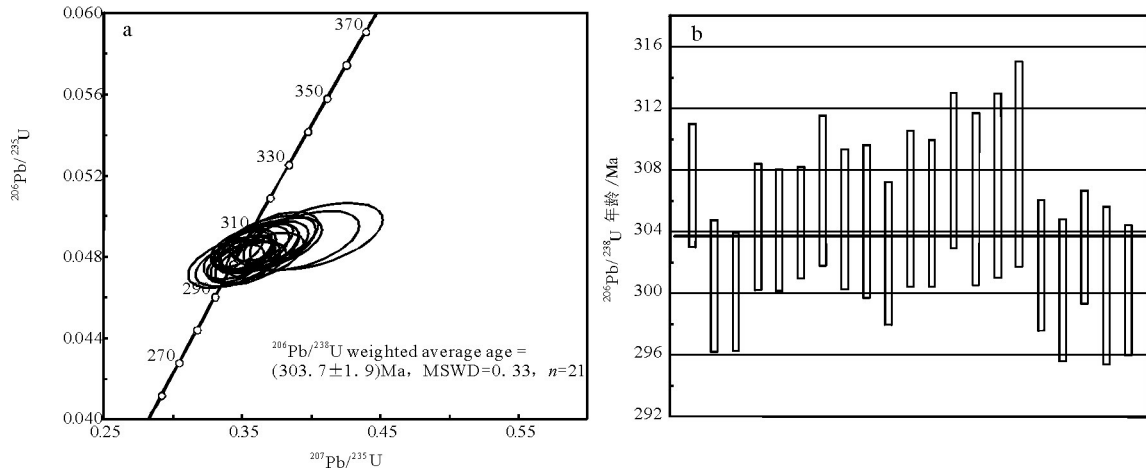


图9 暗色包体中单颗粒锆石的谐和图及<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U加权平均年龄直方图  
 Fig. 9 Concordia diagram and weighted average <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U age for single-grain zircon from MME dioritic enclaves

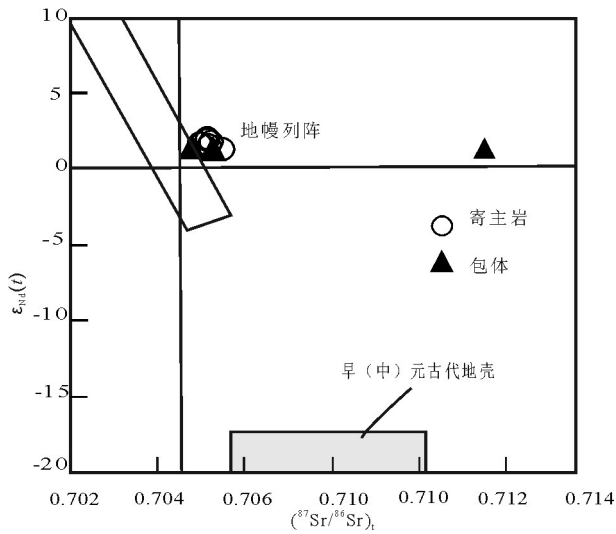


图10 阿拉塔格花岗岩体及包体(<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>t</sub> - ε<sub>Nd</sub>(t)图(曹锐等, 2012)  
 Fig.10 (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>t</sub> - ε<sub>Nd</sub>(t) diagram of Alatage granites and MME(after Cao et al., 2012)

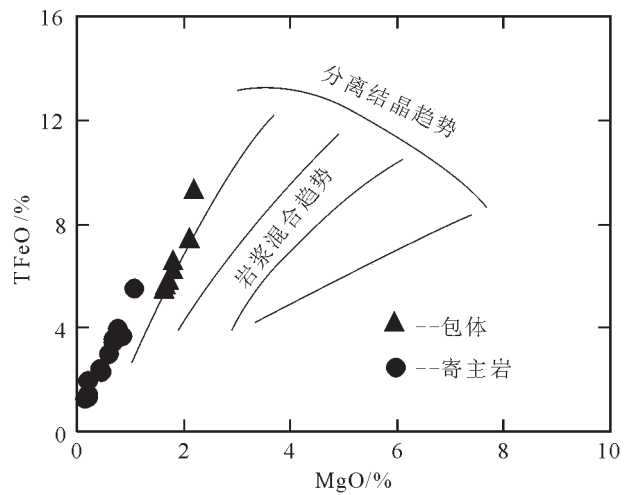


图11 包体和寄主岩 MgO - TFeO演化图解(Rudnick et al., 2003)  
 Fig.11 Diagram of MgO - TFeO evolution of enclaves and host rocks(after Rudnick et al., 2003)

然,也有过渡接触关系,反映了两种岩浆在达到温度平衡后发生了不同程度的物质交换。根据物质交换程度高低,暗色包体的基性程度也不同。

除了宏观特征方面外,在岩浆混合过程中两种岩浆的物质交换可以通过包体与寄主岩的主量及稀土微量元素特征的相似性来判断。主量及微量元素元素-元素协变图以及同分母双比值协变图良好的线性关系,即为岩浆混合过程中物质交换所致;而包体与寄主岩石在稀土元素配分模式图、蛛网图上较为一致的变化特征,也正是物质进行充分

交换的直观体现(Rudnick et al., 2003)。

在 MgO-TFeO演化图(图11)上,包体和寄主岩不是沿着玄武岩的结晶分异趋势 I 演化,而是位于幔源岩浆和壳源岩浆混合线附近,且还表现出一定的线性关系,反映了形成包体和寄主岩的岩浆不是同源的,显示出包体与寄主岩的混合关系。另外,包体沿着靠近右侧的基性岩浆和壳源岩浆的混合线分布,表明形成包体的岩浆本身没有发生过明显的分离结晶作用。同时,在岩石硅酸盐成分的哈克图上(图4)投影点呈连续一致的线性关系,在分离

结晶作用中多为曲线,而不会是直线,这些图解中直线分布特征反映它们是岩浆混合作用的产物(邹涛等,2011)。

在微量元素方面,包体和寄主岩石的蛛网图、稀土配分图都很相似(图6),表明岩浆演化过程中微量元素也发生过交换,大离子亲石元素和轻稀土在混合过程中扩散较明显,它们在包体和寄主岩石中含量趋于相似(王晓霞等,2005)。在同位素方面,包体的( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )值、 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值与寄主岩石的相近(图10)。这也反映了两种岩浆混合成分交换后均一化现象,这种同位素均一化在很多地区的岩浆混合中普遍存在。同时,包体及寄主岩石的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值均高于原始地幔现代值0.70450(肖庆辉等,2002)和0.512638(邹涛等,2011), $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值全是正值,这种高Sr、高Nd的特征不属于典型原始地幔或者典型大陆地壳的Sr-Nd同位素特征,指示岩浆源区为幔源岩浆,在成岩过程中可能有壳源组分的参与。LA-ICP-MS 锆石U-Pb测年结果表明,包体锆石U-Pb形成年龄为303.7 Ma,与寄主岩石年龄301.5 Ma<sup>①</sup>在误差范围内是一致的,排除了暗色包体为熔融残留体或浅部围岩捕虏体的可能性,同时也排除了基性岩浆在花岗质岩浆固结后才侵入的可能,为岩浆混合作用的存在提供了有力证据。说明阿拉塔格花岗岩体形成于晚石炭世。结合Sr-Nd同位素特征,表明是在后碰撞拉张的构造背景下酸性幔源岩浆在上升过程中发生壳幔混合的结果(余吉远等,2013)。而其中闪长质包体是基性的源岩浆与酸性岩浆不同程度混合的证据。

## 5.2 地质意义

阿拉塔格环状岩体位于哈萨克斯坦板块南部的晚古生代火山弧,其北侧的康古尔断裂带和沿此带分布的蛇绿岩带代表着晚石炭世碰撞带。阿拉塔格花岗岩体未变形的特征,表明这类花岗岩是主碰撞和区域构造变形之后的产物,结合其石炭纪年龄数据,认为其形成于大陆碰撞后挤压-伸展转折阶段(Gu et al., 2006)。上述讨论表明,阿拉塔格花岗岩岩浆在形成时至少出现过两种不同来源的岩浆,即基性岩浆和酸性岩浆。基性岩浆可能起源于地幔,底侵于下地壳。在此过程中产生的热和挥发分可能导致中天山造山带基底岩石部分熔融,形成壳源酸性岩。这些岩体中发育的岩浆暗色包体具

有壳幔混源岩浆的特征,表明在酸性岩浆活动的同时该地区也有基性岩浆的活动。基性岩浆可能是以底侵的方式侵入到地壳的,这种作用本身就造成了地壳的垂向生长。同时,寄主岩石的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值比一般壳源花岗岩高,表明在花岗岩浆形成过程中有较多的幔源物质参与。包体岩浆与壳源酸性岩浆的混合反映中天山在晚古生代后碰撞阶段有幔源物质通过花岗岩浆作用增添到了地壳中。根据Forst et al.(2001)的估算,具这种 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值特征的花岗岩,提供幔源物质的未出露的基性岩体积至少大于地表出露的花岗岩体积的10个数量级。由此可见,包体和寄主岩石的特征均反映在晚古生代中天山造山带发生过一定程度的后碰撞地壳垂向生长。

## 6 结 论

(1)阿拉塔格环状岩体中暗色岩浆包体 $\text{SiO}_2$ 、全碱含量、主要氧化物间线性关系显示,包体具有岩浆混合的岩石学和地球化学特征。

(2)通过LA-ICP-MS 锆石U-Pb测年获得阿拉塔格环状岩体中包体的年龄为(303.7 $\pm$ 1.9) Ma, MSWD=0.33;在误差范围内与寄主岩石的301.5 Ma基本一致。

(3)包体及寄主岩石的同位素所表现出的壳幔混合特征也证实了壳幔岩浆混合作用的存在,而闪长质包体是基性幔源岩浆和酸性幔源岩浆不同程度混合的物质记录。

## 注释

① 李建星,余吉远,孟勇. 1:5万双庆铜矿东幅区域地质调查报告. 西安:西安地质调查中心,2008.

## References

- Barbarin B. 2005. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: Nature, origin, and relations with the hosts[J]. *Lithos*, 80: 155-177.
- Boynton W V. 1984. Geochemistry of the rare earth element: meteorite studies[C]//Henderson P(ed.). *Rare Earth Element Geochemistry*.(Elsevier), 63-114.
- Cao Rui, Muhetaer. ZhaiRi, Chen Bin, Chen Bin, Li Dewei, Cao Fugen, Liu Demin. 2012. Geochemistry and Sr-Nd isotopic characteristics of the Carboniferous volcanic rock from the eastern Tianshan suture zone and tectonic implications[J]. *Journal of Jilin University*



- (Earth Science Edition). 42(2): 400–409 (in Chinese with English abstract).
- Chappell B W, White A J R, Wyborn D. 1987. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis[J]. *J. Petrol.*, 28: 1111–1138.
- Chappell B W, White A J R. 1992. I- and S- type granites in the Lachlan fold belt[J]. *Trans R Soc Edinb. Earth Sci.*, 83: 1–26.
- Chen B, Chen Z C, Jahn B M. 2009. Origin of mafic enclaves from the Taihang Mesozoic orogen, north China craton[J]. *Lithos*, 110: 343–358.
- Chen Guochao, Pei Xianzhi, Li Ruibao, Li Zuochen, Pei Lei, Liu Zhanqing, Chen Youxi, Liu Chengjun. 2013. Late Triassic magma mixing in the East Kunlun orogenic belt: A case study of Helegang Xilikete granodiorites[J]. *Geology in China*, 40(4): 1044–1065 (in Chinese with English abstract).
- DePaolo D J, Wasserburg G J. 1979. Petrogenetic mixing models and Nd–Sr isotopic patterns[J]. *Geochim et Cosmochim Acta*, 43: 615–627.
- Dong Guochen, Mo Xuanxue, Zhao Zhidan, Zhu Dicheng, Xie Xufeng, Dong Meiling. 2011. The Neocene magmatism from Namuru intrusion in western Gangdese, Tibet and its tectonic significance[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 27(7): 1983–1992 (in Chinese with English abstract).
- Du Yangsong, Qin Xinlong, Tian Shihong. 2004. Mesozoic magmatic to hydrothermal Process in the Tongguanshan ore field. Tongling, Anhui Province, China: Evidence from xenoliths and their hosts[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 20(2): 339–350(in Chinese with English abstract).
- Forst C D, Bell J M, Chamberlain K R. 2001. Crustal growth by magmatic underplating: Isotopic evidence from the northern Sherman batholith[J]. *Geology*, 29: 515–518.
- Gao S, Liu X M, Yuan H L, Hattendorf B, Gunther D, Chen L, Hu S H. 2002. Determination of forty-two major and trace elements in USGS and NIST SRM lasses by laser ablation– inductively coupled plasma– Mass Spectrometry[J]. *Geostandards Newsletter*, 26(2): 181–196.
- Gu L X, Zhang Z Z, Wu Z C, Wang YW, Tang J H, Wang C S, Xi A H, Zheng Y C. 2006. Some problems on granites and vertical growth of the continental crust in the eastern Tianshan Mountains, NW China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(5): 1103–1120.
- Guo Xiaodong, Wang Zhihua, Liu Yang, Su Xueying, Wang Liang. 2011. Geochemical characteristics of the Machangqing intrusive and its deep– derived enclaves, western Yunnan Province[J]. *Journal of Jilin University*, 41( Supp. 1):141–153 (in Chinese with English abstract).
- Hoskin P W O, Black L P. 2000. Metamorphic zircon formation by solid–state recrystallization of protolith igneous zircon[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 18: 423–439.
- Jiang Y H, Jin G D, Liao S Y, Zhou Q, Zhao P. 2010. Geochemical and Sr– Nd– Hf isotopic constraints on the origin of Late Triassic granitoids from the Qinling orogen, central China: Implications for a continental arc to continent–continent collision [J]. *Lithos*, 117: 183–197.
- Li Jinyi, Wang Kezhuo, Sun Guihua, Mo Shenguo, Li Wenqian, Yang Tiannan, Gao Liming. 2006. Paleozoic active margin slices in the southern Turfan–Hami Basin: Geological records of subduction of the Paleo– Asian Ocean Plate in Central Asian Regions[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(5): 1087–1102 (in Chinese with English abstract).
- Ling W L, Duan R C, Xie X J, Zhang Y Q, Zhang J B, Cheng J P, Liu X M, Yang H M. 2009b. Contrasting geochemistry of the Cretaceous volcanic suites in Shandong Province and its implications for the Mesozoic lower crust delamination in the eastern North China craton[J]. *Lithos*, 113(3/4): 640–658.
- Liu Min, Zhao Zhidan, Guan Qi, Dong Guochen, Mo Xuanxue, Liu Yongsheng, Hu Zhaochu. 2011. Tracing magma mixing genesis of the middle Early–Jurassic host granites and enclaves in Nyainrong microcontinent, Tibet from zircon LA–ICP–MS U–Pb dating and Hf isotopes[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 27(7):1931–1937(in Chinese with English abstract).
- Mo Xuanxue, Zhao Zhidan, DePaolo D J, Zhou Su, Dong Guochen. 2006. Three types of collisional and post–collisional magmatism in the Lasa block, Tibet and implications for India intra–continental subduction and mineralization: Evidence from Sr–Nd isotopes[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(4): 795–803 (in Chinese with English abstract).
- Noyes H J, Frey F A, Wones D R. 1983. A tale of two plutons: Geochemical evidence bearing on the origin and differentiation of the Red Lake and Eagle Peak plutons, Central Sierra Nevada California[J]. *J. Geol.*, 91: 487–509.
- Perugini D, Poli G, Christofides G, Eleftheriadis G. Magma mixing in the Sithonia plutonic complex, Greece: Evidence from mafic microgranular enclaves[J]. *Mineral. Petrol.*, 2003, 78: 173–200.
- Rudnick R L, Cao S. 2003. Composition of the continental crust[C]// Rudnick R L. The crust, treaties on geo– chemistry: Oxford: Elsevier Pergamon, 3: 1–64.
- Sun S S, McDough W F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [C]//Saunders A D, Norry M J. Magmatism in the Ocean Basins. London: Geological Society Special Publications, 313–345.
- Wang Xiaoxia, Wang Tao, Ilma Happal, Lu Xinxiang. 2005. Genesis of mafic enclaves from rapakivi–textured granites in Qinling and its petrological significance: Evidence of elements and Nd, Sr isotopes[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 21(3): 935–946 (in Chinese with English abstract).
- Wasserburg G J, Jacobasen S B, De Paolo D J, et al. 1981. Precise determination of Sm / Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions[J]. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 45: 2311–

- 2323.
- Wiebe R A, Smith D, Stum M, King E M, Seckler M S. 1997. Enclaves in the Cadillac mountain granite (Coastal Maine): Samples of hybrid magma from the base of the chamber[J]. *J. Petrol.*, 38: 393–426.
- Wu Yuanbao, Zheng Yongfei. 2004. Genesis of zircon and its constraint interpretation of U–Pb age[J]. *Chinese Science Bulletin*, 49(16):1589–1604 (in Chinese).
- Xiao Qinghui, Deng Jinfu, Ma Dashuan. 2002. Studying Thinking and Method of Granite[M]. Beijing: Geological Publishing House, 53–58(in Chinese with English abstract).
- Yang J H, Wu F Y, Wilde S A, Xie L W, Yang Y H, Liu X M. 2007. Tracing magma mixing in granite genesis: In situ U–Pb dating and Hf– isotope analysis of zircons[J]. *Contrib. Mineral Petrol.*, 153: 177–190.
- Yu Jiyuan, Meng Yong, Li Jianxin, Guo Lin, Wang Jian. 2013. Geochemical characteristics and tectonic significance of granitoid rock in Alataige, eastern Tianshan[J]. *Journal of Jilin University*, 43 (3):765–775 (in Chinese with English abstract).
- Yuan H L, Gao S, Liu X M, Li M, Gunther D, Wu F Y. 2004. Accurate U– Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation– inductively coupled plasma mass spectrometry [J]. *Geoanalytical and Geostandard News Letters*, 28(3): 353–370.
- Zhang Chengli, Wang Xiaoxia, Wang Tao, Dai Mengning. 2009. Origin of Shahewan granite intrusion in Eastern Qiling: Evidences from zircon U–Pb dating and Hf isotopes[J]. *Journal of Northwest University*, 39(3): 453–465 (in Chinese with English abstract).
- Zhou Xunruo. 1994. Hybridization in the genesis of granitoids[J]. *Earth Science Frontiers*, 1(1/2): 87–97 (in Chinese with English abstract).
- Zhu Jinchu, Zhang Peihua, Xie Caifu, Zhang Hui, Yang Ce. 2006. Magma mixing origin of the mafic enclaves in Lisong granite, NE Guangxi, western Nanling Mountains [J]. *Geochimica*, 25 (5): 506–516 (in Chinese with English abstract).
- Zou Tao, Wang Jingbin, Wang Yuwang, Long Linli. 2011. Magma mixing in the Karamay rock body of west Junggar, Xinjiang: Evidence from geochemistry[J]. *Geology in China*, 38(1): 65–76 (in Chinese with English abstract).
- 地构造意义[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 42(2): 400–409.
- 陈国超, 裴先治, 李瑞保, 李佐臣, 裴磊, 刘战庆, 陈有焱, 刘成军. 2013. 东昆仑造山带晚三叠世岩浆混合作用: 以勒冈希里克特花岗岩闪长岩体为例[J]. *中国地质*, 40(4):1044–1065.
- 董国臣, 莫宣学, 赵志丹, 朱弟成, 谢许峰, 董美玲. 2011. 冈底斯带西段那木如岩体始新世岩浆作用及构造意义[J]. *岩石学报*, 27(7): 1983–1992.
- 杜杨松, 秦新龙, 田世洪. 2004. 安徽铜陵铜官山矿区中生代岩浆来自岩石包体及其寄主岩的证据[J]. *岩石学报*, 20(2): 339–350.
- 郭晓东, 王治华, 刘焯, 苏学影, 王梁. 2011. 滇西马厂箐岩体及其中深源包体地球化学特征[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*: 41(增1): 141–153.
- 李锦轶, 王克卓, 孙桂华, 莫申国, 李文铅, 杨天南, 高立明. 2006. 东天山吐哈盆地南缘古生代活动陆缘残片: 中亚地区古亚洲洋板块俯冲的地质记录[J]. *岩石学报*, 22(5): 1087–1102.
- 刘敏, 赵志丹, 管琪, 董国臣, 莫宣学, 刘勇胜, 胡兆初. 2011. 西藏聂荣微陆块早侏罗世中期花岗岩及其包体的岩浆混合成因: 锆石 LA–ICP–MS U–Pb 定年和 Hf 同位素证据[J]. *岩石学报*, 27(7): 1931–1937.
- 莫宣学, 赵志丹, Don J DEPAOLO, 周肃, 董国臣. 2006. 青藏高原拉萨地块碰撞–后碰撞岩浆作用的三种类型及其对大陆俯冲和成矿作用的启示: Sr–Nd 同位素证据[J]. *岩石学报*, 22(4): 795–803.
- 王晓霞, 王涛, Ilmari Hapala, 卢新祥. 2005. 秦岭环斑结构花岗岩中暗色包体的岩浆混合成因及岩石学意义——元素和 Nd, Sr 同位素地球化学证据[J]. *岩石学报*, 21(3): 935–946.
- 吴元保, 郑永飞. 2004. 锆石成因矿物学研究及其对 U–Pb 年龄解释的制约[J]. *科学通报*, 49(16): 1589–1604.
- 肖庆辉, 邓晋福, 马大栓. 2002. 花岗岩研究思维与方法[M]. 北京: 地质出版社, 53–58.
- 余吉远, 孟勇, 李建星, 郭琳, 王健. 2013. 东天山阿拉塔格花岗岩体地球化学特征及其构造意义[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 43 (3): 765–775.
- 张成立, 王晓霞, 王涛, 戴梦宁. 2009. 东秦岭沙河湾岩体成因——来自锆石定年及其 Hf 同位素的证据[J]. *西北大学学报*, 39(3): 453–465.
- 周珣若. 1994. 花岗岩混合作用[J]. *地学前缘*, 1( 1/2): 87–97.
- 朱金初, 张佩华, 谢才富, 张辉, 杨策. 2006. 桂东北里松花岗岩中暗色包体的岩浆混合成因[J]. *地球化学*, 25(5): 506–516.
- 邹滔, 王京彬, 王玉往, 龙灵利. 2011. 新疆克拉玛依岩体的岩浆混合作用成因: 岩石地球化学证据[J]. *中国地质*, 38(1): 65–76.

## 附中文参考文献

- 曹锐, 木合塔尔·扎日, 陈斌, 李德威, 曹福根, 刘德民. 2012. 东天山板块缝合带石炭纪火山岩地球化学和 Sr–Nd 同位素特征及其大