

# 内蒙古镶黄旗哈达庙金矿杂岩体年代学、 地球化学及其形成机制

郝百武<sup>1,2</sup> 蒋杰<sup>3</sup>

(1. 昆明理工大学 国土资源工程学院, 云南 昆明 650093; 2. 中国地质科学院 地质研究所, 北京 100037;  
3. 青海西部稀贵金属有限公司, 青海 西宁 810000)

**摘要:**在中亚造山带东段华北地台北缘, 识别出一套原认为是燕山期的晚古生代哈达庙石英闪长岩, 其 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为  $272.9 \pm 2.4$  Ma (MSWD=2.0)。哈达庙石英闪长岩及其相伴出露的哈达庙含金花岗斑岩, 都具有高钾钙碱性 I 型花岗岩的性质,  $\Sigma$ REE 较低, LREE 富集明显, 具有中等到弱的铕负异常, 与原始地幔相比, 都具有大离子亲石元素 (LILE) K, Rb, Th, Zr, Hf, 轻稀土元素 (LREE) La, Ce, 相对高场强元素 (HFSE) Nb, Ta, Ti, P 富集的消减带组分 (SZC) 特性, 并且具有陆缘弧火山岩的特征。从石英闪长岩到含金 Au 花岗斑岩, 具有板块碰撞前到同碰撞的岩石特征, 通过 Sr, Nd, Pb 同位素分析, 认为哈达庙金矿杂岩主要来源于壳-幔混源, 具有新生下地壳 (古岛弧带) 的特征, 石英闪长岩的先期熔出为贫硫化物斑岩型金矿成矿元素在花岗斑岩体内的富集创造了条件, 哈达庙含金花岗斑岩异常富集易熔流体相元素 (Rb, Ba, Th, U, K) 可能是成矿岩体与非成矿岩体的鉴别标志。本文为在中亚造山带东段华北地台北缘寻找与古亚洲洋俯冲增生碰撞有关金矿提供了线索。

**关键词:**哈达庙金矿杂岩体, LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄, 地球化学, 构造环境, 形成机制, 华北地台北缘

中图分类号: P588.12<sup>+</sup>1; P618.51

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2010)06-0750-13

## Chronology, geochemistry of the Hadamiao complex related to gold deposits in Xianghuang Banner, Inner Mongolia

HAO Bai-wu<sup>1,2</sup> and JIANG Jie<sup>3</sup>

(1. Faculty of Land Resource Engineering, Kunming University of Science and Technology Kunming 650093, China;  
2. Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 3. West Qinghai Rare and Precious Metal Co., Ltd., Xining 810000, China)

**Abstract:** A suite of Late Paleozoic Hadamiao quartz diorites were discovered in the northern part of the North China Platform within eastern Central Asia Orogen, which were previously considered to be products of Yanshanian intrusion and fractionation. U-Pb age dating with the LA-ICP-MS method yielded  $272.9 \pm 2.4$  Ma (MSWD=2.0), which represents the crystallization age of the quartz diorites. The Hadamiao quartz diorites and the associated Hadamiao auriferous granitic porphyries all show features of high-potassium and calc-alkaline I-type. The quartz diorites can be distinguished from the auriferous granitic porphyries in high content of  $Al_2O_3$ ,  $FeO^T$ , CaO, MgO,  $TiO_2$ , Sr, high mantle components (Co, Ni, Cr, Mn), and low content of  $SiO_2$ , K, Ta, Th, U. The total REE content is quite low, lower than the REE content of intermediate rocks in the crust ( $\Sigma REE = 196 \times 10^{-6}$ ) and that of acid rocks in the crust ( $\Sigma REE = 290 \times 10^{-6}$ ). LREE is evidently enriched,

收稿日期: 2010-03-23; 修订日期: 2010-08-30

基金项目: 国家自然科学基金重点项目 (40730419); 国家自然科学基金青年基金 (0902030); 中国地质科学院地质研究所基本科研业务费 (J0908)

作者简介: 郝百武 (1973-), 男, 博士研究生, 主要从事区域成矿研究, E-mail: haob1698@yahoo.com.cn.

and medium to weak negative anomalies of Eu can be seen. The granitic porphyries are stronger than the quartz diorites in the fractionation between LREE and HREE and the manifestation of negative anomalies of Eu. Compared with the primitive mantle, they are obviously enriched in LILE (K, Rb, Th, Zr, Hf) and depleted in HFSE (Nb, Ta, Ti, P), indicating features of SZC and continental arc. Both the quartz diorites and the auriferous granitic porphyries show features of fore-collision and syn-collision between plates. An isotopic analysis of Sr, Nd and Pb reveals that the original rocks of the Hadamiao complex were derived from the mixture of the crust and the mantle, assuming characteristics of newly-formed lower crust (paleoisland arc). The model ages of Nd ( $t_{DM} = 1\ 054 \sim 1\ 260$  Ma) in Hadamiao area are comparable with those of the Bainaimiao arc greenschists ( $1\ 130 \pm 16$  Ma), suggesting the existence of some genetic relations. The relation graph of La/Sm versus La and the changing degree of the magma concentrations indicate that the quartz diorites were formed by crystallization separation whereas the auriferous granitic porphyries were produced through partial melting. The early separation of the biotite quartz diorites provided preferential conditions for Au concentration in the bodies of granitic porphyry within the sulfide-poor porphyry gold deposit. The abnormal enrichment of hydrophilic elements (Rb, Ba, Th, U, K) in the Hadamiao auriferous granitic porphyries can be used to distinguish auriferous granites from barren granites. Therefore, this paper supplies prospecting clues to the gold deposits related to the Paleo-Asia Ocean subduction and accretion leading to collision in the Late Paleozoic.

**Key words:** Hadamiao complex; zircon U-Pb age with LA-ICP-MS method; geochemistry; tectonic setting; formation mechanism; northern North China Platform

哈达庙金矿位于内蒙古中部镶黄旗北西、白乃庙金矿北东。前人认为哈达庙金矿杂岩体是燕山期岩浆活动产物,从不同方面做过详细研究(聂凤军等,1989a,1989c)。本文对哈达庙金矿杂岩体的年代学、地球化学进行了详细工作,重新厘定出一套原认为是燕山期(182 Ma,内蒙古区域地质资料,转引聂凤军等,1989b)的晚古生代哈达庙金矿石英闪长岩(简称石英闪长岩或哈达庙石英闪长岩),其与哈达庙含金花岗斑岩(简称花岗斑岩)鲁颖淮等,2009)相伴产生。本文详细论述了哈达庙金矿杂岩体的年代学、地球化学及其形成机制,欲为在该区寻找与古亚洲洋俯冲、增生碰撞有关的金矿提供线索。

## 1 区域地质概述及岩石组合特征

作为全球显生宙地壳增生最显著、规模最大的造山带(Sengör *et al.*, 1993; Jahn *et al.*, 2000, 2004; Xiao *et al.*, 2009),中亚造山带具有独特的造山演化历史,以普遍缺失蓝晶石-矽线石等区域变质岩、同构造S型花岗岩、与广阔的造山运动相伴随的磨拉石建造以及造山后期大规模A型俯冲和推覆构造为特征(邵济安,1991;任纪舜等,1999;刘伟等,2000)。古亚洲洋以增生造山为特色(Shao *et al.*, 1989; Sengör *et al.*, 1993; Xiao *et al.*, 2003,

2009)经历了复杂的“软碰撞”弱造山的演化历史(任纪舜,1991;杨烧然,1992;牛树银等,1993),最终形成以古生代小型陆块相嵌、多块体拼贴增生的独特地质构造格局(陈衍景,2000)。关于塔里木-中朝板块与西伯利亚板块的最终闭合问题,目前主要的观点认为在石炭—二叠纪末沿索仑—林西—西拉木伦—长春—延吉—线闭合(Sengör *et al.*, 1993; Windley *et al.*, 2002; Xiao *et al.*, 2003, 2009; Li *et al.*, 2006; Zhang *et al.*, 2007)。在伴随古亚洲洋俯冲消减、碰撞而产生的古生代沟—弧—盆体系内,中亚成矿域西段的天山—阿尔泰山地区形成了众多世界级金、银、铜、钼、铅锌和镍等矿床和矿点(Rui *et al.*, 2002; Goldfarb *et al.*, 2003; Seltmann *et al.*, 2003; Yakubchuk, 2004; Han *et al.*, 2006a, 2006b; Xiao *et al.*, 2009);中亚成矿域东段具有相似的地质构造演化背景,同类型、同时代的矿床发现的却较少。位于中亚成矿域东段华北地台北缘的内蒙古中部地区,不仅发育有与早古生代弧、陆增生碰撞有关的白乃庙大型斑岩型Cu-Au-Mo矿(陈衍景等,2009)还发育有晚古生代(鲁颖淮等,2009)镶黄旗哈达庙与岩浆有关Au矿(聂凤军等,1989a)及最近识别出的苏尼特右旗毕力赫超大型与岩浆有关的Au矿(葛良胜等,2009)。

哈达庙金矿所处大地构造位置位于华北地台北

缘、温都尔庙-西拉木伦断裂带以南,赤峰-白云鄂博断裂以北的白乃庙早古生代弧岩浆带内(Xiao *et al.*, 2009; Chen *et al.*, 2009; 鲁颖淮等, 2009)。矿区出露的地层主要有中元古代白音都西群变质杂岩、白乃庙群火山沉积岩,新元古代—早古生代白云鄂博群变质砂岩夹板岩、变质石英砂岩、千枚状板

岩、碳质板岩,下二叠统呼格特组变质砂岩、粉砂岩夹灰岩透镜体。呼格特组主要分布于哈达庙金矿区南部,矿区中部有局部出露(图 1)。

哈达庙地区断裂构造十分发育,以近 EW 向构造为主,其次为 NE 向,将区域分割为众多断块。自北往南的 EW 向大断裂主要有温都尔庙断裂带、徐

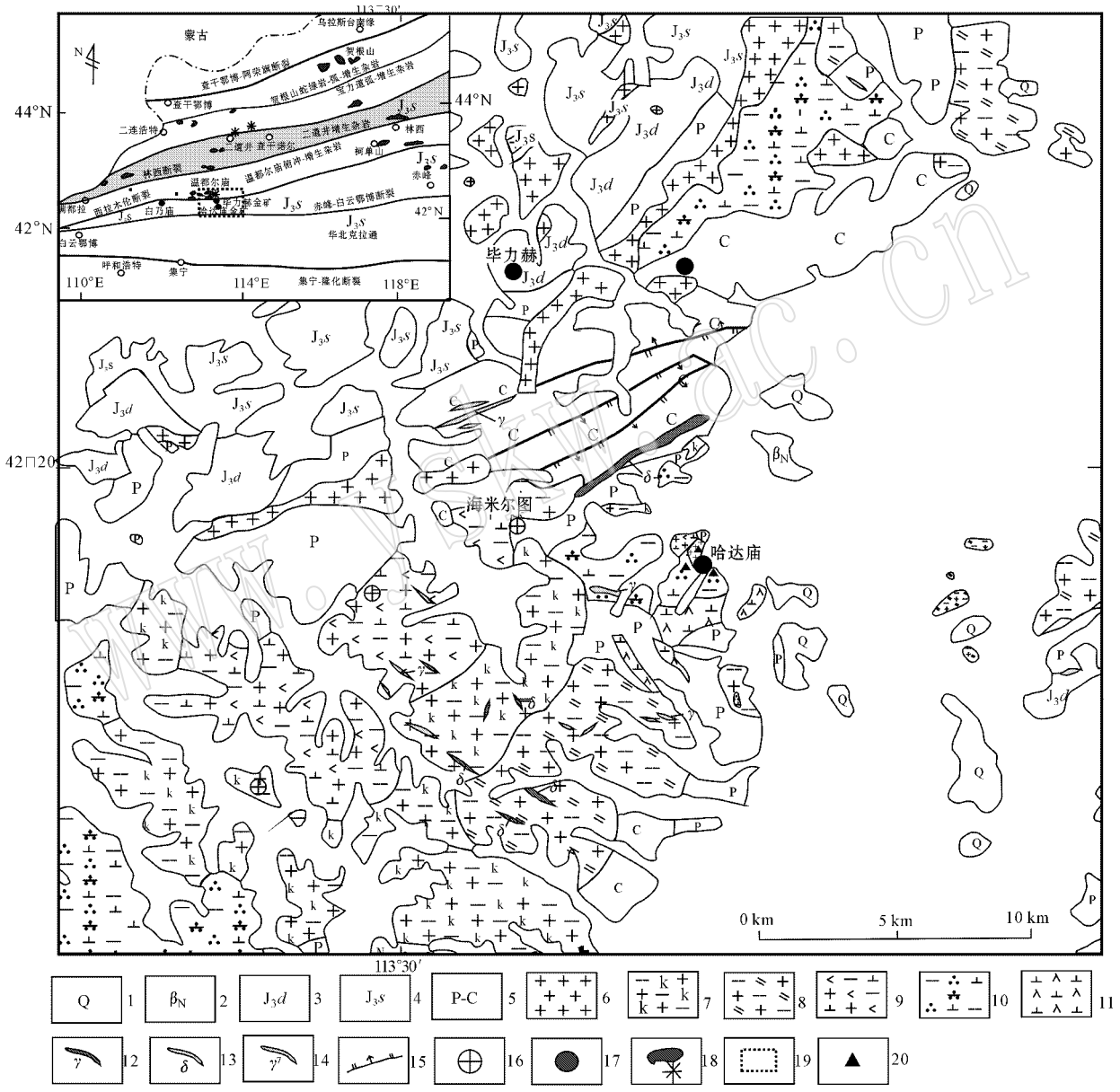


图 1 哈达庙矿区地质简图

Fig. 1 Regional geological sketch map of the Hadamiao ore district

- 1—第四系; 2—中新统玄武岩; 3—上侏罗统多伦组; 4—上侏罗统三道沟组; 5—二叠系-石炭系; 6—花岗斑岩; 7—黑云钾长花岗岩; 8—黑云二长花岗岩; 9—角闪黑云花岗闪长岩; 10—石英闪长岩; 11—闪长玢岩; 12—花岗岩脉; 13—闪长岩脉; 14—石英脉; 15—断层; 16—铜矿床; 17—金矿床; 18—蛇纹岩; 19—研究区; 20—取样位置
- 1—Quaternary; 2—Miocene basalts; 3—Upper Jurassic Duolun Formation; 4—Upper Jurassic Sandaogou Formation; 5—Permian-Carboniferous; 6—granite porphyry; 7—biotite-feldspar granite; 8—biotite monzogranite; 9—hornblende-biotite granodiorite; 10—quartz diorite; 11—diorite porphyry; 12—granite dyke; 13—diorite dyke; 14—quartz vein; 15—fault; 16—copper deposit; 17—gold deposit; 18—ophiolites; 19—study area; 20—sampling location

尼乌苏断裂带和乌兰哈达断裂带。EW向断裂对地层和岩浆分布起控制作用,如温都尔庙群只分布于温都尔庙断裂带以北,白云鄂博群主要限于徐尼乌苏断裂带和乌兰哈达断裂带之间,最古老的下元古界则分布于乌兰哈达断裂带以南,二叠系主要集中于温都尔庙断裂带和徐尼乌苏断裂带之间。

区内华力西期侵入岩规模较大,其展布方向为NE30°~50°,与区域构造线方向一致(图1)。华力西期侵入岩主要有黑云石英闪长岩、花岗闪长斑岩、花岗斑岩、黑云母钾长花岗岩、黑云母二长花岗岩。其中,作为哈达庙金矿围岩的石英闪长岩,出露于哈达庙矿区及其南西和北东,呈线状展布。与其相伴产生的哈达庙含金花岗斑岩,出露面积较小,呈不规则椭圆状侵入于外围石英闪长岩体内(聂凤军等,1989a;鲁颖淮等,2009),二岩体又共同侵位于下二叠统呼格特组沉积岩中。

## 2 样品特征及实验分析方法

哈达庙石英闪长岩呈灰白色,块状构造,镜下为半自形粒状结构,矿物成分有斜长石(35%~50%)、石英(5%~15%)、普通角闪石(10%~15%)、黑云母(5%~8%),副矿物有磷灰石、榍石、磁铁矿、锆石等,次生变化较弱,如斜长石绢云母化、钠黝帘石化。

哈达庙含金花岗斑岩为浅肉红色,斑状结构,块状构造。斑晶为斜长石、条纹长石、石英和黑云母,基质为钾长石、钠长石、石英和黑云母,副矿物为磁铁矿、榍石、锆石、磷灰石。较弱次生变化有绢云母化、绿泥石化。

尽量采集哈达庙金矿远离矿体的新鲜无蚀变哈达庙石英闪长岩和花岗斑岩样品,然后进行无污染全岩样品加工和单矿物分选。主、微量元素在国家地质测试中心测试。主量元素用X荧光光谱法(XRF)测试,仪器为理学3080E型X荧光光谱仪,精密度RSD<2%~8%,微量元素的测定选用质谱法,仪器为Ex-cell等离子质谱ICP-MS,精度RSD<10%。

将选取的锆石U-Pb定年石英闪长岩样品破碎到60目以下,经重选和磁选分离出100粒以上,锆石大多呈浅黄色、透明、半自形-自形晶,柱状、等轴状,长宽比为1:1~3:1,最大直径<350 μm。大部分锆石晶体棱面不平整。

锆石的CL图像拍照在西北大学扫描电镜实验室完成,采用FEI公司的XL30型SFEG电子束进

行锆石内部结构显微照相分析。LA-ICP-MS锆石U-Pb在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成。首先在双目镜下挑选出50颗以上无包裹体、无裂隙和不同颜色、不同晶形的锆石,然后用环氧树脂固定制靶,进行锆石透、反射光、CL照像。对比分析,选择25个无裂隙、包裹体锆石点位。

测试用ICP-MS为Agilent7500,采用德国193 nm ArF准分子(excimer)激光器的Geo Las200M剥蚀系统,激光频率10Hz,激光直径30 μm,剥蚀深度20~40 μm。采用91500作为外标,<sup>29</sup>Si作为内标,普通铅校正采用Andersen(2002)方法,年龄采用ISOPLOT程序计算。元素含量用NIST SRM610作为外标。样品含量的相对标准差(RSD)对于大多数元素RSD介于1%~2.6%之间(柳小明等,2002)。样品的同位素比值及元素含量计算采用GLITTER(ver4.0,Macquarie University),具体的实验方法及实验参数见文献(Yuan *et al.*, 2003)。

## 3 分析测试结果

### 3.1 石英闪长岩锆石LA-ICP-MS U-Pb年龄

根据哈达庙石英闪长岩的锆石CL图像(图2)分析,所有锆石均未见继承核。大部分锆石如点8、24、20所示,颜色较重,自形程度较差,可能因含U较高、放射状裂隙较发育,大小不一,环带不清晰;小部分如点4、14、18、22所示,锆石颜色相对较浅,同样比较破碎,具有清晰韵律的震荡环带。

24颗锆石共25个测点的测试分析结果见表1。锆石的U、Th含量分别为 $345.51 \times 10^{-6} \sim 7748.92 \times 10^{-6}$ 和 $267.37 \times 10^{-6} \sim 4808.85 \times 10^{-6}$ ,Th/U比值大于0.1(0.79~4.88),平均为2.48,应属典型的岩浆锆石(Belousova *et al.*, 2002)。

可能因锆石含U较高,裂隙和包裹体较发育,致使普通Pb丢失,<sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U年龄值偏大。扣除<sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U和<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U极不和谐点,得19个有效点,根据合理的谐和度值(MSWD),在<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U-<sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U谐和图和直方图(图3)上,所有分析点都基本集中在一致线及其附近,从而得到哈达庙石英闪长岩加权平均年龄( $272.9 \pm 2.4$ ) Ma(MSWD=2.0)。

### 3.2 元素地球化学

对哈达庙金矿石英闪长岩和花岗斑岩进行了主量元素和微量元素测试,测试结果及相关参数见表2。

与花岗斑岩相比,哈达庙金矿石英闪长岩具相

表 1 哈达庙石英闪长岩(H20)LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄测定结果  
Table 1 Zircon U-Pb data from the Hadamiao quartz-diorites (H20)

点号	$\alpha_{\text{Pb}}/10^{-6}$				同位素比值				表面年龄(Ma)								
	$^{206}\text{Pb}$	$^{232}\text{Th}$	$^{238}\text{U}$	$\text{Th}/\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$1\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm \sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm \sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th} \pm \sigma$		
H20-01	154.39	1123.49	839.24	1.33870	0.05335	0.00143	0.32241	0.00529	0.04382	0.00058	0.01314	0.00012	343.7	59.74	283.8±4	276.5±4	263.8±2
H20-02	90.76	530.76	512.07	1.03650	0.05579	0.00155	0.32687	0.00584	0.04248	0.00057	0.01325	0.00013	443.8	60.57	287.2±5	268.2±4	266.1±2
H20-03	111.49	552.12	600.2	0.91989	0.05218	0.0015	0.32386	0.00622	0.045	0.00061	0.01412	0.00015	293.2	64.23	284.9±5	283.8±4	283.3±3
H20-04	114.87	738.35	632.11	1.16807	0.05446	0.00161	0.32635	0.0066	0.04345	0.00059	0.01284	0.00013	390	64.56	284.9±5	274.2±4	257.9±3
H20-05	43.38	358.39	267.37	1.34043	0.05461	0.00148	0.31722	0.00533	0.04212	0.00056	0.01307	0.00012	396.1	59.41	284.9±4	266±4	262.4±2
H20-06	103.84	628.63	586.21	1.07236	0.05669	0.00157	0.33545	0.0059	0.04291	0.00057	0.02725	0.00024	478.8	60.06	284.9±5	270.8±4	543.5±5
H20-07	136.36	1618.29	817.53	1.97949	0.05888	0.00188	0.38532	0.00902	0.04745	0.00066	0.01365	0.00016	562.6	68	284.9±7	298.9±4	274.1±3
H20-08	141.38	805.02	774.73	1.03910	0.05203	0.00142	0.31475	0.00536	0.04386	0.00058	0.013	0.00012	286.9	61.19	284.9±4	276.7±4	261.1±2
H20-09	223.44	1498.21	1261.12	1.18800	0.05239	0.00138	0.30817	0.00475	0.04265	0.00056	0.01264	0.00011	302.3	58.72	284.9±4	269.3±4	253.9±2
H20-10	64.01	345.51	369.67	0.93464	0.05171	0.00153	0.30943	0.00631	0.04339	0.00059	0.0129	0.00014	272.5	66.47	284.9±5	273.8±4	259.1±3
H20-11	74.88	432.26	422.38	1.02339	0.05227	0.0017	0.31942	0.00776	0.04431	0.00061	0.01269	0.00015	297.3	72.5	284.9±6	279.5±4	255±3
H20-12	95.75	551.59	528.93	1.04284	0.05274	0.00146	0.30478	0.00539	0.0419	0.00056	0.01291	0.00012	317.5	61.79	284.9±4	264.6±3	259.2±3
H20-13	842.12	7748.92	4808.85	1.61139	0.05303	0.00134	0.31078	0.00422	0.04249	0.00055	0.01258	0.0001	330.2	56.22	284.9±3	268.3±3	252.7±3
H20-14	159.06	1118.29	891.84	1.25391	0.05685	0.00151	0.3407	0.00541	0.04345	0.00057	0.01314	0.00012	485.2	58.36	284.9±4	274.2±4	263.8±2
H20-15	173.8	2143.55	1025.86	2.08952	0.14886	0.00386	0.87505	0.01281	0.04262	0.00056	0.01071	0.0001	2332.9	43.77	284.9±7	269.1±4	215.3±2
H20-16	176.59	2507.05	1068.9	2.34545	0.16586	0.00426	0.95441	0.0136	0.04173	0.00055	0.00952	0.00008	2516.3	42.57	284.9±7	263.5±3	191.5±2
H20-17	105.23	615.55	578.65	1.06377	0.05649	0.00155	0.33921	0.00585	0.04354	0.00058	0.01263	0.00012	470.8	60.06	284.9±4	274.8±4	253.7±2
H20-18	186.24	1330.23	1046.03	1.27169	0.07493	0.00196	0.44044	0.00666	0.04262	0.00056	0.01387	0.00012	1066.5	51.78	284.9±5	269.1±4	278.5±3
H20-19	115.44	733.59	629.56	1.16524	0.05354	0.00149	0.324	0.00572	0.04388	0.00058	0.01363	0.00013	351.7	61.62	284.9±4	276.8±4	273.6±3
H20-20	89.38	384.76	484.31	0.79445	0.05561	0.00157	0.33014	0.00602	0.04305	0.00057	0.01391	0.00014	436.4	61.28	284.9±5	271.7±4	279.3±3
H20-21	170.07	1778.61	948.19	1.87579	0.05488	0.00158	0.31885	0.00608	0.04213	0.00056	0.0145	0.00015	407.4	62.39	284.9±5	266±4	290.9±3
H20-22	118.35	822.08	640.7	1.28310	0.05305	0.00142	0.32144	0.00517	0.04394	0.00057	0.01321	0.00012	330.8	59.63	284.9±4	277.2±4	265.2±2
H20-23	217.21	4672	1380.34	3.38467	0.23299	0.00589	1.24037	0.01672	0.0386	0.0005	0.00822	0.00007	3072.7	39.85	284.9±8	244.2±3	165.4±2
H20-24	89.89	501.83	482.12	1.04088	0.05235	0.00148	0.31609	0.00577	0.04378	0.00058	0.01391	0.00014	300.9	62.96	284.9±4	276.2±4	279.2±3
H20-25	236.52	6762.46	1385.41	4.88120	0.3504	0.00885	2.02115	0.02699	0.04183	0.00055	0.01111	0.0001	3708.7	37.94	284.9±9	264.2±3	223.3±2

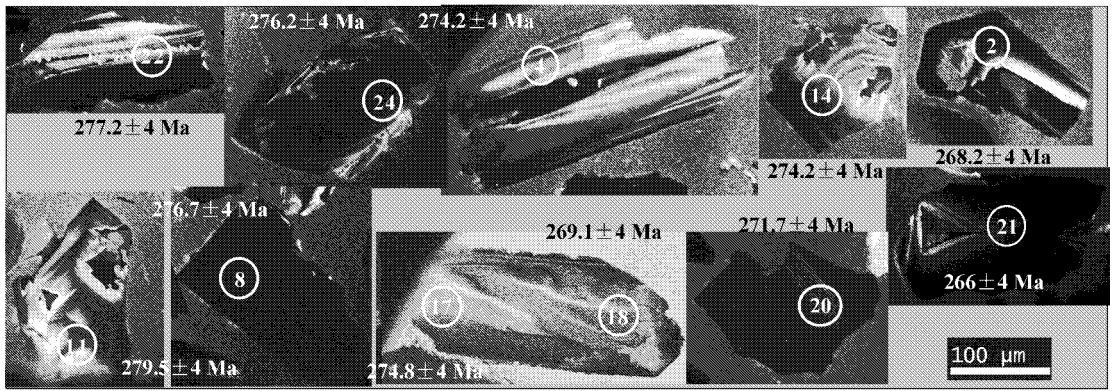


图2 哈达庙石英闪长岩部分锆石 CL 图像

Fig. 2 Cathodoluminescence (CL) images of zircons from the Hadamiao quartz diorites

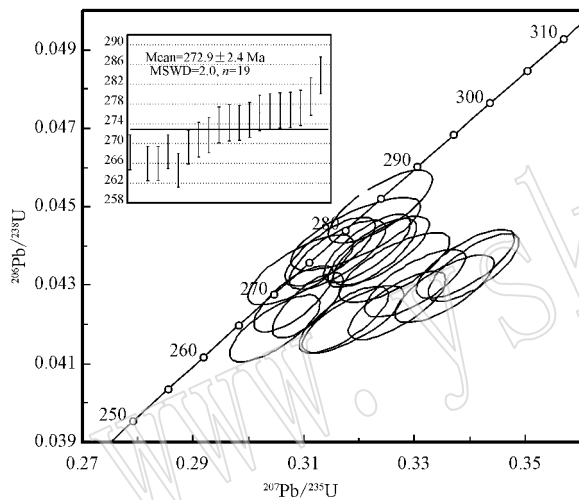


图3 哈达庙石英闪长岩锆石 U-Pb 年龄谐和图

Fig. 3 Zircon LA-ICP-MS U-Pb concordia plots for the Hadamiao quartz diorites

对低  $\text{SiO}_2$ 、全碱含量,高  $\text{FeO}^T$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{TiO}_2$  含量。石英闪长岩的  $\text{SiO}_2$  含量为 59.48% ~ 60.34%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量为 15.37% ~ 15.75%,  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  含量为 5.05% ~ 5.53%,  $\text{FeO}^T$  含量为 6.2% ~ 6.6%,  $\text{TiO}_2$  含量为 0.59% ~ 0.80%; 花岗斑岩的  $\text{SiO}_2$  含量为 70.96% ~ 71.99%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量为 12.18% ~ 13.15%,  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  含量为 6.88% ~ 7.93%,  $\text{FeO}^T$  含量为 1.41% ~ 2.58%,  $\text{TiO}_2$  含量为 0.28% ~ 0.32%。石英闪长岩富  $\text{Na}_2\text{O}$ , 花岗斑岩富  $\text{K}_2\text{O}$ , 二者的  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  分别为 1.38 ~ 1.52 和 0.68 ~ 1.21, 里特曼指数 ( $\delta$ ) 都小于 3.3,  $A/\text{CNK}$  值都小于 1。石英闪长岩和花岗斑岩的镁指数都较高, 分别为 0.47 ~ 0.52 和 0.41 ~ 0.49, 都属于高钾钙碱性系

列准铝质(图 4a、4b)。

石英闪长岩和花岗斑岩的稀土元素(表 2)特征如下。石英闪长岩的  $\Sigma\text{REE} = 90.64 \times 10^{-6} \sim 112.9 \times 10^{-6}$ ,  $\text{LREE}/\text{HREE} = 6.15 \sim 6.56$  ( $\text{La}/\text{Yb}$ )<sub>N</sub> = 6.23 ~ 6.99 ( $\text{Gd}/\text{Yb}$ )<sub>N</sub> = 1.36 ~ 1.55 ( $\text{La}/\text{Sm}$ )<sub>N</sub> = 3.30 ~ 3.50; 含金花岗斑岩的  $\Sigma\text{REE} = 81.71 \times 10^{-6} \sim 105.24 \times 10^{-6}$ ,  $\text{LREE}/\text{HREE} = 6.96 \sim 9.30$ , ( $\text{La}/\text{Yb}$ )<sub>N</sub> = 6.70 ~ 10.24 ( $\text{Gd}/\text{Yb}$ )<sub>N</sub> = 1.10 ~ 1.32, ( $\text{La}/\text{Sm}$ )<sub>N</sub> = 4.41 ~ 5.85。稀土元素总量都较低, 轻重稀土元素和轻稀土元素分馏明显, 重稀土元素分馏较弱, 其中石英闪长岩的  $\Sigma\text{REE}$  相对较高, 轻重稀土元素和轻稀土元素分馏相对较小, 重稀土元素分馏相对较大。稀土元素配分模式(图 5a)上都表现为轻稀土元素富集、重稀土元素亏损的右倾型式, 具有明显的铕负异常。石英闪长岩的铕负异常 ( $\delta\text{Eu} = 0.64 \sim 0.68$ ) 低于花岗斑岩 ( $\delta\text{Eu} = 0.48 \sim 0.57$ )。

在原始地幔标准化微量元素蛛网图(图 5b)上, 哈达庙石英闪长岩和花岗斑岩都相对富集轻稀土元素(La、Ce)和大离子亲石元素(LILE)(K、Rb、Th), 亏损高场强元素(Nb、Ta、Ti、P), 相对亏损 Ba、Sr, 富集 Zr、Hf、Nd; 含金花岗斑岩的 Rb、Ba、K、Th、U 和 Sr、P、Ti 的富集和亏损程度相对较大。另外, 石英闪长岩相对含金花岗斑岩具有较高的幔源碱性组分(Fe、Co、Ni、Cr、Mn)(表 2)。

## 4 讨论

### 4.1 杂岩体的基本属性和源区特征

关于哈达庙金矿杂岩体, 其中石英闪长岩相对含金花岗斑岩, 具有高  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{FeO}^T$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$ 、

表2 哈达庙杂岩主量元素( $w_B/\%$ )、微量元素分析数据( $w_B/10^{-6}$ )Table 2 Analytical data of major ( $w_B/\%$ ) and trace elements ( $w_B/10^{-6}$ ) from the Hadamiao complex

	石英闪长岩						花岗斑岩					
	H9-21	H9-22	H9-23	H9-24	H9-25	H9-26	H9-27	H9-28	H9-29	H9-30	H9-31	H9-32
SiO <sub>2</sub>	60.34	59.56	59.68	60.16	59.74	59.48	70.96	71.23	71.37	71.7	71.39	71.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.56	15.75	15.65	15.62	15.37	15.43	13.15	13.08	13.08	12.78	12.92	12.86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.07	2.26	2.07	2.67	2	2.14	1.21	1.25	1.42	1.02	1.16	0.78
FeO	4.36	4.19	4.65	4.19	4.62	4.72	1.1	1.17	1.31	1.53	1.24	1.2
CaO	5.83	6.42	6.4	6.06	5.97	5.98	2.52	2.22	2.28	1.87	2.03	1.96
MgO	3.43	3.69	3.92	3.25	3.71	3.26	1.06	0.97	1.07	1.02	1.03	1.04
K <sub>2</sub> O	2.32	2.13	2.12	2.19	2.5	2.16	4.2	4.61	4.15	3.29	4.18	4.47
Na <sub>2</sub> O	3.19	3.17	2.93	3.32	3.03	3.2	3.73	3.14	3.23	3.98	3.53	3.44
TiO <sub>2</sub>	0.69	0.59	0.61	0.78	0.65	0.8	0.32	0.3	0.31	0.32	0.3	0.31
MnO	0.15	0.15	0.15	0.14	0.15	0.15	0.07	0.08	0.08	0.09	0.08	0.07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.12	0.1	0.15	0.12	0.16	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.28	1.04	1.24	1.24	1.36	1.20	1.06	1.12	0.94	1.06	1.10	0.58
CO <sub>2</sub>	0.00	0.73	0.43	0.43	0.52	0.52	0.78	0.60	0.52	0.52	0.60	1.03
LOI	1.23	1.29	1.14	1.21	1.38	1.16	1.75	1.59	1.33	1.67	1.53	1.48
TOTAL	98.36	99.80	99.95	100.20	99.74	99.20	100.20	99.82	99.81	99.23	99.61	99.35
δ	1.75	1.70	1.53	1.77	1.83	1.74	2.25	2.13	1.92	1.84	2.09	2.19
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	5.51	5.30	5.05	5.51	5.53	5.36	7.93	7.75	7.38	7.27	7.71	7.91
A/CNK	0.85	0.82	0.83	0.83	0.83	0.84	0.86	0.92	0.94	0.95	0.92	0.91
A/NK	2.01	2.10	2.20	2.00	2.00	2.03	1.23	1.29	1.33	1.26	1.25	1.23
Mg <sup>#</sup>	0.50	0.51	0.52	0.47	0.51	0.47	0.46	0.43	0.42	0.43	0.45	0.49
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	1.38	1.49	1.38	1.52	1.21	1.48	0.89	0.68	0.78	1.21	0.84	0.77
TFeO	6.22	6.22	6.51	6.59	6.42	6.65	2.19	2.29	2.59	2.45	2.28	1.90
Rb	78.0	72.6	73.3	69.8	91.5	69.8	102	104.5	93.1	75.5	99.5	102
Ba	608	528	512	641	558	591	963	1040	1015	772	967	928
Th	11.2	9.99	9.91	10.3	10.2	10.8	25.1	24.7	24.6	25.2	25.8	25.3
U	1.71	1.76	1.78	1.38	1.88	1.75	4.67	6.57	5.10	4.16	5.73	4.60
Ta	0.38	0.33	0.32	0.36	0.33	0.38	0.60	0.63	0.61	0.65	0.61	0.63
Nb	5.76	4.54	4.66	5.73	5.32	6.10	5.93	5.84	5.91	6.18	5.99	6.07
Sr	311	319	312	310	298	304	149	145	150	156	134	143
Nd	17.7	17.1	15.7	20.0	17.3	20.2	14.4	14.2	13.9	13.3	15.8	15.2
Zr	104	99.1	137	116	113	106	123	124	109	123	121	110
Hf	3.10	3.18	3.71	3.53	3.44	3.35	3.85	4.00	3.63	3.87	3.84	3.79
Y	20.6	19.8	19.5	23.3	20.9	23.5	15.9	17.4	15.0	16.8	16.6	16.3
Ga	17.5	17.2	17.1	17.8	17.3	17.5	13.6	12.9	13.8	13.3	13.3	13.0
Sc	20.8	21.3	22.7	22.7	22.0	21.4	7.37	6.45	7.18	7.04	6.63	6.97
V	152	166	158	156	156	159	51.3	38.9	45.9	46.0	43.1	41.8
Cr	53.5	54.4	54.2	45.4	51.4	42.5	19.3	16.7	21.5	19.0	20.9	18.5
Mn	1206	1208	1211	1141	1199	1150	568	650	629	738	657	569
Co	22.0	23.2	24.2	21.3	22.7	21.9	4.88	7.14	9.28	7.61	12.4	5.83
Ni	21.8	22.6	23.1	17.9	22.1	18.9	8.67	6.86	8.80	9.01	8.75	6.66
La	19.4	18.9	17.8	21.2	19	21.7	23.2	21.4	21.3	20.9	25	25
Ce	40.9	39	36.4	44.3	39.2	45.6	43	39.6	41.4	38.2	46.3	46
Pr	4.57	4.35	4.04	5.02	4.38	5.1	4.13	4.02	4	3.87	4.61	4.5
Nd	17.7	17.1	15.7	20	17.3	20.2	14.4	14.2	13.9	13.3	15.8	15.2
Sm	3.65	3.52	3.29	4.15	3.58	4.12	2.64	2.63	2.47	2.47	2.82	2.76
Eu	0.8	0.79	0.75	0.95	0.77	0.92	0.5	0.46	0.45	0.45	0.49	0.44
Gd	3.72	3.65	3.37	4.28	3.78	4.29	2.72	2.76	2.46	2.63	2.8	2.69
Tb	0.55	0.54	0.52	0.63	0.56	0.64	0.39	0.4	0.36	0.4	0.4	0.4
Dy	3.52	3.39	3.35	4.02	3.54	4.03	2.49	2.58	2.34	2.62	2.54	2.55
Ho	0.72	0.7	0.69	0.81	0.75	0.83	0.54	0.555	0.5	0.56	0.53	0.54
Er	2.14	2.1	2.08	2.42	2.23	2.44	1.64	1.72	1.56	1.76	1.67	1.68
Tm	0.31	0.3	0.29	0.35	0.33	0.36	0.26	0.265	0.25	0.27	0.25	0.26
Yb	1.99	2.01	2.05	2.33	2.11	2.33	1.75	1.825	1.75	1.89	1.75	1.79
Lu	0.31	0.3	0.31	0.35	0.33	0.34	0.29	0.285	0.28	0.3	0.28	0.28
ΣREE	100.3	96.65	90.64	110.8	97.86	112.9	97.95	92.7	93.02	89.62	105.2	104.1
LREE	87.02	83.66	77.98	95.62	84.23	97.64	87.87	82.31	83.52	79.19	95.02	93.90
HREE	13.26	12.99	12.66	15.19	3.63	15.26	10.08	10.39	9.50	10.43	10.22	10.19
LREE/HREE	6.56	6.44	6.16	6.29	6.18	6.40	8.72	7.92	8.79	7.59	9.30	9.21
δEu	0.66	0.67	0.68	0.68	0.64	0.66	0.57	0.52	0.55	0.54	0.53	0.49
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	6.99	6.74	6.23	6.53	6.44	6.68	9.51	8.41	8.73	7.93	10.25	10.02

A/CNK=(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)/(CaO+K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O),摩尔数比;A/NK=(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)/(K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O),摩尔数比;Mg<sup>#</sup>=Mg/(Mg+Fe<sup>T</sup>);δEu=Eu<sub>N</sub>/(Sm<sub>N</sub>×Gd<sub>N</sub>)<sup>1/2</sup>。图中部分花岗斑岩地球化学数据引自未发表内部资料。

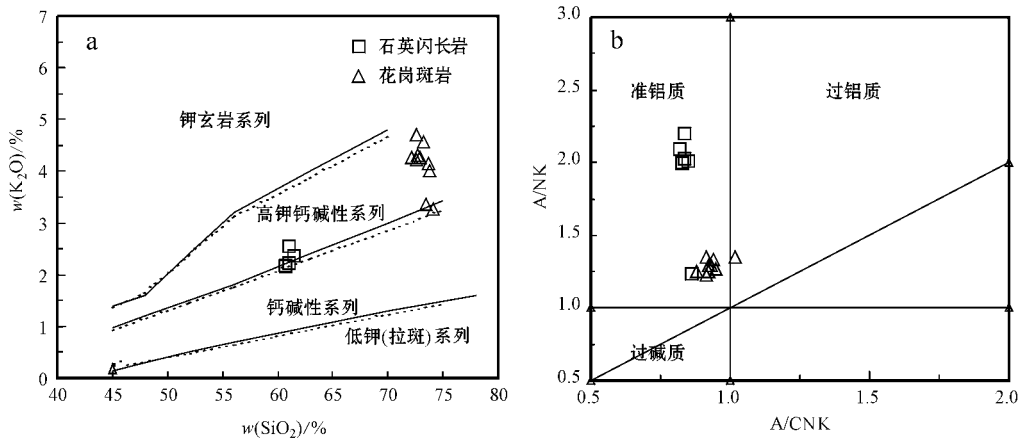


图 4 哈达庙杂岩  $K_2O - SiO_2$  图及  $A/NK - A/CNK$  图

Fig. 4  $K_2O$  versus  $SiO_2$  plot and  $A/NK$  versus  $A/CNK$  plot for Hadamiao complex

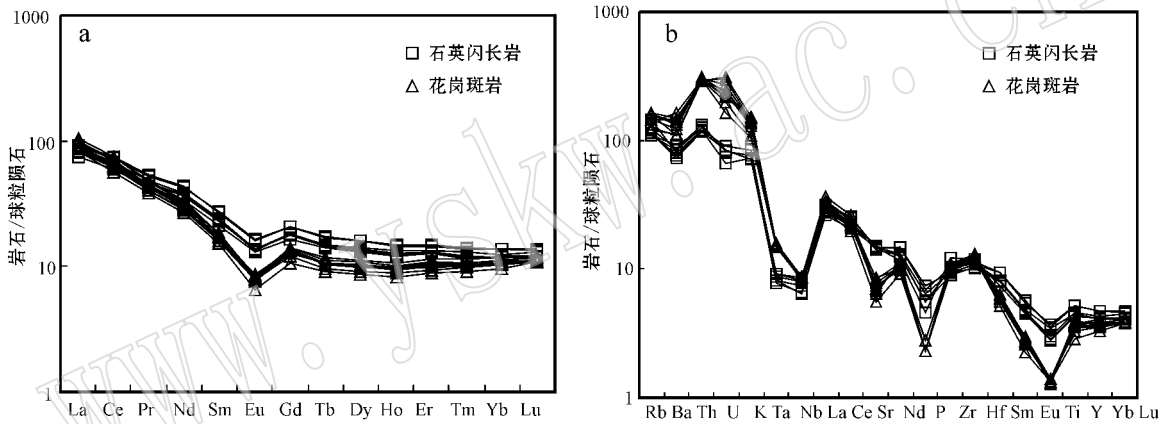


图 5 哈达庙杂岩稀土元素球粒陨石标准化模式 (a) 及微量元素原始地幔标准化蛛网图 (b)  
(标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns and primitive mantle (PM) normalized trace elements spider diagrams of samples from Hadamiao complex (normalized data from Sun and McDonough, 1989)

$TiO_2$ 、 $Sr$ 、 $Co$ 、 $Ni$ 、 $Cr$ 、 $Mn$  含量, 低  $SiO_2$ 、 $K$ 、 $Ta$ 、 $Th$ 、 $U$  含量的特征(表 2), 在主量和微量元素谐和图上(图略)具有类似于“双峰式火山岩”的特性, 二岩体的各主、微量元素样点明显分离, 可能因其后期演化以及受壳源混染差别较大造成; 同属于高钾钙碱性、准铝质, 石英闪长岩表现为 I 型花岗岩的性质, 花岗斑岩同样具有 I 型花岗岩的性质, 但可能因壳源混染程度较高, 部分样品含钾量较高。具有较高的镁指数, 暗示二岩体源岩都含有较多的幔源基性组分; 在  $(Na_2O + K_2O) - 10\ 000 Ga/Al$  (图 6a) 和  $FeO^T/MgO - 10\ 000 Ga/Al$  (图 6b) 相关图解中, 样品点都落入 I&S 型花岗岩区域, 表明其形成于相对挤压的构造环境。

这两个岩体的稀土元素配分模式很相似, 表明其具相似的岩浆来源。 $\sum REE$  都较低, 明显低于地壳中

性岩 ( $\sum REE = 196 \times 10^{-6}$ ) 和地壳酸性岩 ( $\sum REE = 290 \times 10^{-6}$ )。花岗斑岩的轻重稀土元素分馏较石英闪长岩大, 说明其形成时地壳厚度可能较大, 受壳源混染程度高, 岩浆分异演化更充分。其钕负异常强, 中稀土元素相对亏损(图 5a), 说明有斜长石、角闪石相的分离结晶或在源区残留 (Turner *et al.*, 1992; Eby, 1992; 张旗等 2006) 程度较高, 岩石演化更充分; 花岗斑岩的  $\sum REE$  相对较低, 可能因其后期热扩散及挥发性组分释放造成 (聂凤军, 1989c)。

在微量元素蛛网图上, 哈达庙石英闪长岩和花岗斑岩都具有 LREE, 大离子亲石元素 (LILE)  $K$ 、 $Rb$ 、 $Th$  相对高场强元素 (HFSE)  $Ti$ 、 $P$ 、 $Nb$ 、 $Ta$  富集的俯冲组分 (SZC) 特性。一般地, 与大洋俯冲有关的流体交代作用主要表现出  $Nb$ 、 $Ta$  的亏损,  $Zr$ 、 $Hf$  则



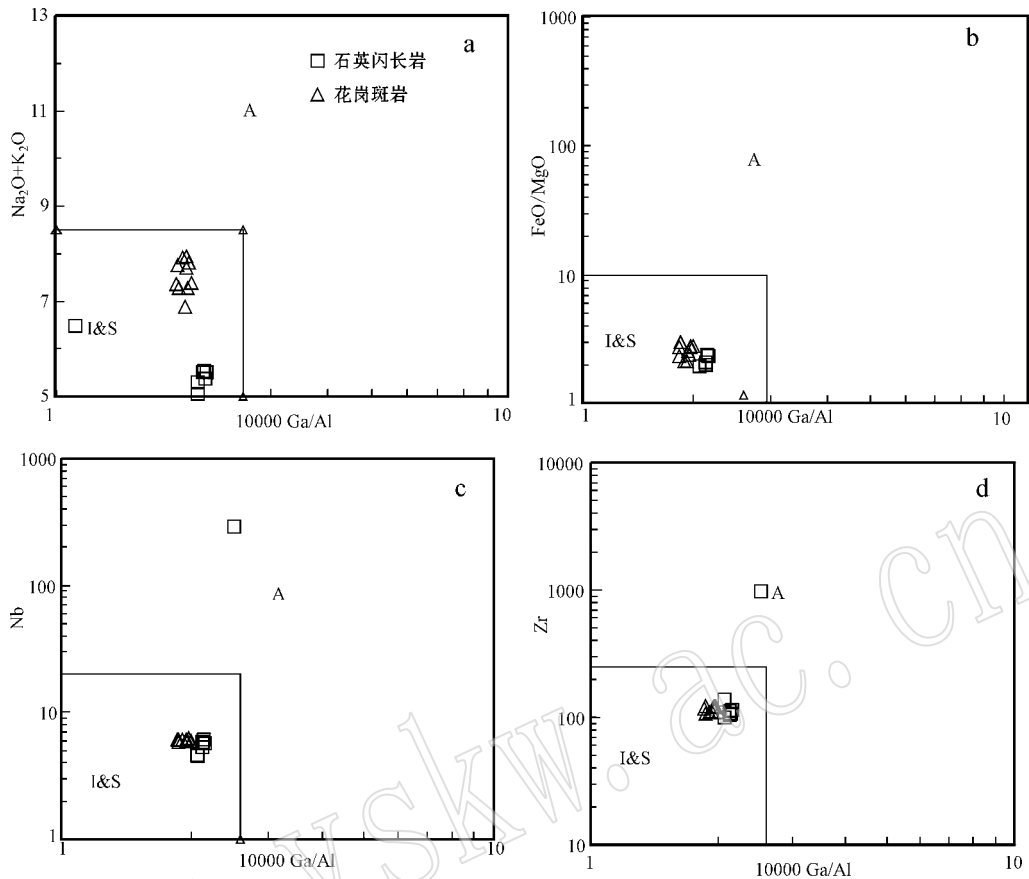


图 6 哈达庙花岗闪长岩在 A 型花岗岩判别图中的位置(据 Whalen 等, 1987)

Fig. 6 Location of the Hadamiao granodiorites in discrimination diagrams for A-type granites (after Whalen *et al.*, 1987)

相对 REE 亏损不明显 (LaFlèche *et al.*, 1998)。哈达庙杂岩体相对富集 Zr、Hf 表明源岩可能遭受过大洋板块流体交代作用; Ba、Sr 亏损表明有斜长石分离结晶或在源区残留; Ba 的亏损, 是远离岛弧带岩体的特征 (侯增谦等, 2003)。富集 K、Rb 和亏损 Ba、Sr, 表明不利于斜长石的形成, 而有利于钾长石及黑云母等矿物的形成, 暗示具有逐渐远离流体相的趋势; 亏损高场强元素 (HFSE) Ti、P、Nb、Ta, 暗示板块俯冲过程中有金红石、榍石、磷灰石和角闪石相的残留分离; Nb、Ta 的强烈亏损是地壳来源或曾受到地壳物质混染岩浆的显著特征 (孙德有等, 2004); 在图 6c 和图 6d 的花岗岩岩石类型判别图上, 样品点同样具有 I 型花岗岩的性质。从主量、微量和稀土元素特征看, 哈达庙石英闪长岩和花岗斑岩的地球化学特征较相似, 可能暗示其为同源岩浆不同演化阶段的产物 (聂凤军等, 1989b; 鲁颖淮等, 2009)。

#### 4.2 杂岩体的形成时代和构造环境

通过以上分析, 哈达庙石英闪长岩和花岗斑岩都具有壳幔混源的性质, 都为高钾钙碱性, 准铝质, I

型 (聂凤军等, 1989b; 侯增谦等, 2009)。在 Harris 等 (1986) 火山岩构造环境判别图  $Hf - Rb/30 - 3Ta$  (图 7a) 上, 石英闪长岩和花岗斑岩都具有弧岩浆岩的性质; 在微量元素标准化模式图 (图 5b) 上, 石英闪长岩和花岗斑岩共同富集 Rb、K 和亏损 Nb、Ta、Ti、P 等高场强元素, 同样反映了俯冲带岩浆的特征 (Kelemen *et al.*, 2003); 二岩体的稀土元素配分模式, 都与大陆弧 (ADR) 的稀土元素配分曲线 (肖庆辉等, 2002; 张玉清, 2009) 相似; 在 Batchelor 和 Bowden (1985) 的主量元素 R1 - R2 花岗岩成因分类图 (图 7b) 上, 石英闪长岩落入板块碰撞前花岗岩区, 花岗斑岩具有同碰撞花岗岩的性质; 含矿花岗斑岩的 Rb、Ba、K、Th、U 和 Sr、P、Ti 的富集和亏损程度较石英闪长岩大, 可能暗示基底岩石圈地壳加厚, 受壳源混染程度较高。

本文获得的哈达庙金矿石英闪长岩年龄为  $272.9 \pm 2.4$  Ma (MSWD = 2.0), 与前人获得的哈达庙含金花岗斑岩年龄 ( $271.8 \pm 3.3$  Ma, 鲁颖淮等, 2009) 基本相符, 也与镶黄旗东的豪义哈达石英闪长

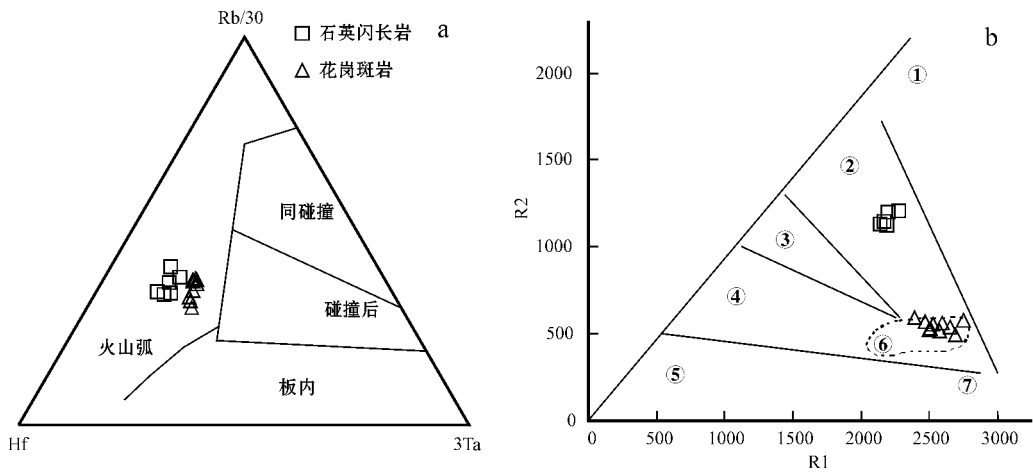


图 7 哈达庙杂岩体微量元素构造环境判别 Rb/30 - Hf - 3Ta (据 Harris 等, 1986) 和 R1 - R2 (据 Batchlor 等, 1985) 图

Fig. 7 Trace element discrimination diagrams of the tectonic setting for Hadamiao complex: Rb/30 - Hf - 3Ta

(after Harris *et al.*, 1986); R1 - R2 (after Batchlor *et al.*, 1985)

1—幔源花岗岩; 2—板块碰撞前消减花岗岩; 3—板块碰撞后隆起花岗岩; 4—晚造山期花岗岩; 5—非造山期花岗岩; 6—同造山期花岗岩; 7—造山后 A 型花岗岩

1—mantle-derived granite; 2—pre-plate collision subducted granite; 3—post-collision uplifted granite; 4—late-orogenic granite; 5—anorogenic granite; 6—syn-collision granite; 7—post-orogenic granite

岩年龄  $266 \pm 2$  Ma (苏捷, 2009) 基本一致。研究区同时代的岩体还有哈达庙金矿西别鲁乌图组安山岩、玄武岩 (年龄为  $275 \pm 5.2$  Ma) (聂凤军等, 1994) 和镶黄旗一带花岗岩 (TIMS 年龄为  $275 \sim 262$  Ma) (洪大卫等, 2007)。哈达庙金矿杂岩的地球化学性质及形成环境与同时代哈达庙金矿西别鲁乌图组玄武岩和流纹岩相似, 后者形成于火山弧和同碰撞环境, 和古亚洲洋向华北地台俯冲消亡有关 (聂凤军等, 1994)。在区域上, 具有与哈达庙 Au 矿杂岩形成时代及形成环境相似的晚古生代与古亚洲洋俯冲增生碰撞有关的岩体大量存在, 如与大陆弧和同碰撞有关的吉林大玉山岩体 U-Pb 年龄为  $248 \pm 4$  Ma (孙德等有, 2004), 与大陆弧和同碰撞有关的内蒙古苏尼特左旗巴音乌拉岩体的 U-Pb 年龄为  $256.1 \pm 0.9$  Ma (张玉清, 2009), 内蒙古四子王旗与弧岩浆有关的大庙黑云母花岗闪长岩的 Rb-Sr 年龄为  $252 \text{ Ma} \pm 19 \text{ Ma}$  (章永梅等, 2008), 与弧岩浆有关的北京喇叭沟门闪长岩的 U-Pb 年龄为  $288 \pm 4.8$  Ma, 丰宁天桥石英闪长岩的 SHRIMP U-Pb 年龄为  $279.5 \pm 5.6$  Ma (王惠初等, 2007)。结合区域地质、年代学和地球化学分析, 认为哈达庙杂岩体形成于晚古生代华北地台北缘弧、陆转换的过渡环境, 可能与古亚洲洋俯冲增生及软碰撞 (Xiao *et al.*, 2003; Zhang *et al.*, 2009) 有关。

#### 4.3 杂岩体形成机制及其成矿作用

哈达庙石英闪长岩异常富集放射性 Pb, 其 Pb 同位素值位于造山带与上地壳演化线之间, 处于上地壳范围 (聂凤军等, 1989b)。哈达庙地区含 Au 花岗岩体的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$  值为  $0.7032 \sim 0.7086$ ,  $\epsilon\text{Nd}(t)$  为  $0.1 \sim -2.5$  (据内部未发表资料), 明显反映其具有壳幔混源和新生下地壳的特性。同时哈达庙地区含 Au 花岗岩体 Nd 模式年龄  $t_{\text{DM}}$  为  $1054 \sim 1260$  Ma (据内部未发表资料) 与白乃庙岛弧绿片岩锆石年龄  $1130 \pm 16$  Ma (聂凤军等, 1991) 相当, 可能暗示哈达庙地区含金花岗岩体及金矿的形成与白乃庙岛弧绿片岩具有某种成因联系。

在岩浆上升侵位过程中, 先期形成的石英闪长岩主要以分离结晶作用演化, 而后期形成的含金花岗岩斑岩主要以壳源熔融方式形成 (图 8)。随着岩浆的演化, 花岗岩斑岩的主要组分浓度变化幅度较小, 明显小于石英闪长岩, 同样暗示其熔融成因的性质 (侯增谦等, 2003)。与古亚洲洋于晚古生代向华北克拉通深部俯冲, 因俯冲增生“软碰撞” (任纪舜, 1991; Zhang *et al.*, 2009) 产生大量平行碰撞带的走滑断裂 (Xiao *et al.*, 2009), 导致哈达庙地区先存断裂重新复活。当俯冲达一定深度后, 板片脱水熔融, 流体交代上覆的楔形地幔, 被交代的楔形地幔熔融 (玄武质岩浆) 底垫于华北克拉通下地壳之下, 经历 MASH

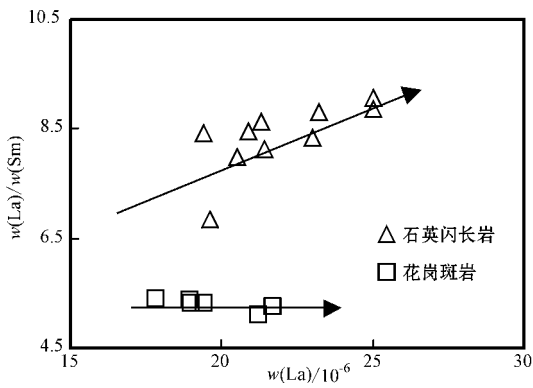


图 8 哈达庙杂岩体 La/Sm - La 图解

Fig. 8 La/Sm versus La plot for Hadamiao complex

(熔融、同化混染、存贮、均一)过程后,先期含较多基性组分的岩浆主要以断裂控制方式上升,并主要以分离结晶方式形成哈达庙石英闪长岩;稍后含更多新生下地壳(可能为白乃庙岛弧)组分(Zhang *et al.*, 2009)的哈达庙含矿花岗斑岩主要以熔融方式形成。同时,后期侵位的哈达庙花岗斑岩经过石英闪长岩先期熔出后,可能使其成矿元素(主要为 Au)得以初步富集(Richards, 2009),其小面积孤立出露、贫硫化物的矿化特征(葛良胜等, 2009)以及与石英闪长岩特殊的产出关系(鲁颖淮等, 2009)为高品位斑岩型金矿的形成提供充分证据。在微量元素蛛网图上,可能因含金花岗斑岩大量富集有利于成矿的流体相,致使亲流体相元素(Rb、Ba、Th、U、K)标准化值显著相对增高,尤其是 U 的异常富集(据内部未发表资料),其可能是成矿岩体和非成矿岩体的鉴别标志。

## 5 结论

在中亚造山带东段华北地台北缘识别出一套原认为是燕山期的晚古生代哈达庙金矿石英闪长岩,其侵位结晶年龄为  $272.9 \pm 2.4$  Ma (MSWD = 2.0); 哈达庙金矿杂岩为一套与弧岩浆有关的高钾钙碱性 I 型花岗岩,具有壳幔混源的性质,其中含金花岗斑岩具有相对较高的新生壳源(早古生代弧岩浆带)熔融组分的特征,它们的形成与晚古生代古亚洲洋向华北地台北缘俯冲、增生碰撞有关。石英闪长岩的先期熔出为高品位斑岩金矿的形成创造了条件。本文为在中亚造山带东段寻找晚古生代与古亚洲洋增生碰撞环境下特殊成因的斑岩型金矿提供了线索。

致谢 在行文及野外工作中得到中国地质科学院地质研究所侯增谦研究员、杨志明博士的热心指导和地质科学院地质研究所江迎飞、卞雄飞硕士,中国武警黄金研究所葛良胜博士后的帮助;样品分析过程中得到国家实验测试中心王淑贤研究员,西北大学大陆动力学国家重点实验室柳小明教授、第五春容博士的大力支持,在此表示衷心感谢!同时,衷心感谢审稿专家提出宝贵意见!

## References

- Andersen T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report  $^{204}\text{Pb}$  [J]. *Chemical Geology*, 192(1-2): 59-79.
- Belousova E A, Griffin W L, O'Reilly S Y, *et al.* 2002. Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 143: 602-622.
- Batchlor R B and Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoids rock series using muticationic parameters [J]. *Chemical Geology*, 48: 43-55.
- Chen B, Jahn B M and Tian W. 2009. Evolution of the Solonker suture zone: Constraints from zircon U-Pb ages, Hf isotopic ratios and whole-rock Nd-Sr isotope compositions of subduction and collision-related magmas and forearc sediments [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34: 245-257.
- Chen Yanjing. 2000. Progress in the study of central Asia type Orogenesis-Metallogenesis in Northwest China [J]. *Geological Journal of China Universities*, (1): 17-22 (in Chinese with English abstract).
- Chen Yanjing, Zhai Mingguo and Jiang Shaoyong. 2009. Significant achievements and open issues in study of orogenesis and metallogenesis surrounding the North China continent [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 25(11): 2 695-2 726 (in Chinese with English abstract).
- Eby G N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implication [J]. *Geology*, 20: 641-644.
- Ge Liangsheng, Qing Min, Yuan Shisong, *et al.* 2009. Prospecting process of Bil ihei large sized gold deposit in Inner Mongolia and its revelatory significance [J]. *Mineral Deposits*, 28(4): 390-402 (in Chinese with English abstract).
- Goldfarb R J, Mao J W, Hart C, *et al.* 2003. Tectonic and metallogenic evolution of the Altay Shan, northern Xinjiang Uygur Autonomous Region, northwestern China [A]. Mao J W, Goldfarb R J, Seltmann R, *et al.* Tectonic Evolution and Metallogeny of the Chinese Altay and Tianshan [C]. IAGOD Guidebook Ser. 10. CERCAMS/NHM, London, 17-30.
- Han C M, Xiao W J, Zhao G C, *et al.* 2006a. Major types, characteristics and geodynamic mechanism of Late Paleozoic copper deposits in Northern Xinjiang, Northwestern China [J]. *Ore Geol. Rev.*, 28: 308-328.
- Han C M, Xiao W J, Zhao G C, *et al.* 2006b. Geological characteristics and genesis of the Tuwu porphyry copper deposit, Hami, Xinjiang,

- Central Asia [ J ]. *Ore Geol. Rev.* , 29 : 77~94.
- Harris N B W , Pearce J A & Tindle A G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism [ A ]. Coward M P & Ries A C. *Collision Tectonics* [ C ]. Geological Society of America , Special Papers , 9 : 67~82.
- Hong Dawei , Huang Huaizeng and Xiao Yijun. 1994. The Permian alkaline granites in central Inner Mongolia and their geodynamic significance [ J ]. *Acta Geologica Sinica* , 68( 3 ) : 219~230( in Chinese with English abstract ).
- Hong Dawei , Wang Tao and Tong Ying. 2007. An outline about granitoids in China [ J ]. *Geological Reviews* , 52( Supp. ) : 9~16( in Chinese ).
- Hou Zengqian and Yang Zhiming. 2009. The basic features , magma and hydrothermal system , the metallogenic notional model for continental setting porphyry deposits in china [ J ]. *Acta Geologica Sinica* , 83( 12 ) : 1~39( in Chinese ).
- Hou Zengqian , Yang Yueqing , Wang Haiping , *et al.* 2003. The Collision Orogenic Process and Metallogenic System of Three-River Yidun Island Arc [ M ]. Beijing : Geological Publishing House( in Chinese ).
- Jahn B M , Wu F Y and Chen B. 2000. Granitoids of the Central Asian Orogenic Belt and continental growth in the Phanerozoic [ J ]. *Trans. R. Soc. Edinburgh. Earth Sci.* , 91 : 181~193.
- Jahn B M , Windley B , Natal 'in B , *et al.* 2004. Phanerozoic continental growth in Central Asia [ J ]. *J. Asian Earth Sci.* , 23 : 599~603.
- Kelemen P B , Hangh K and Greenem A R. 2003. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs , with an emphasis on primitive andesite and lower crust [ A ]. Rudnick R L. *Treatise On Geochemistry* [ C ] , 3 : 593~659.
- LaFlche M R , Camire G and Tenner G A. 1998. Geochemistry of post-Acadian , Carboniferous continental intraplate basalts from the Marimes Basin , Magdalen Islands , Quebec , Canada [ J ]. *Chemical Geology* , 184( 3~4 ) : 115~136.
- Li J Y. 2006. Permian geodynamic setting of Northeast China and adjacent regions : closure of the Pale-Asian Ocean and subduction of the Paleo-Pacific Plate [ J ]. *Journal of Asian Earth Sciences* , 26( 3~4 ) : 207~224.
- Liu Wei , Deng Jun , Chu Xuelei , *et al.* 2000. Characteristics and geological background of formation of the large and giant ore deposits within the northern margin of the north china Craton [ J ]. *Geophysical Progressing* , ( 15 ) : 85~96( in Chinese with English abstract ).
- Liu Xiaoming , Gao Shan , Yuan Honglin *et al.* 2007. The simultaneous analysis of U-Pb age and trace elements by 20um insitu spot beams LA-ICP-MS of single particle zircon [ J ]. *Chinese Science Bulletin* , 52( 2 ) : 228~232( in Chinese with English abstract ).
- Nie Fengjun , Pei Rongfu and Wu Liangshi. 1994. The study of Sm and Nd isotopic of Bieluwutu volcanic rocks from Inner Mongolia [ J ]. *Acta Petrologica et Minerologica* , 13( 4 ) : 289~296( in Chinese ).
- Nie Fengjun and Zhang Hongtao. 1989b. Main characteristics of the Hadamiao gold-bearing intrusive complex and its origin in the Xianguang Banner [ J ]. *Inner Mongolia Geological Review* , 35( 4 ) : 297~305( in Chinese with English abstract ).
- Nie Fengjun and Zhang Hongtao. 1989c. The studying of the REE geochemical from Hadamiao gold deposit intrusive complex [ J ]. *Geological Prospecting Papers* , 62( 4 ) : 62~70( in Chinese with English abstract ).
- Nie Fengjun , Zhang Hongtao , Chen Qi , *et al.* 1991. The Zircon U-Pb years of metamorphic basic volcanics from Inner Mongolian Bainaimiao Groups stratun [ J ]. *Science Bulletin* , 35( 13 ) : 1 012~1 015( in Chinese ).
- Nie Fengjun , Zhang Hongtao , Sun Hao , *et al.* 1989a. Geological features and origin of the Hadamiao gold deposit in Inner Mongolia [ J ]. *Mineral Deposits* , ( 2 ) : 51~59( in Chinese with English abstract ).
- Ren Jishun. 1991. Discussing the basic tectonic characteristics of Chinese continental lithosphere [ J ]. *Chinese Region Geology* , ( 4 ) : 289~293( in Chinese ).
- Ren Jishun , Niu Baogui and Liu Zhigang. 1999. Soft collision , superposition orogeny and polycyclic suturing [ J ]. *Earth Scienc Frontiers ( China University of Geosciences , Beijing )* , ( 3 ) : 85~93( in Chinese with English abstract ).
- Richards J P. 2009. Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits : Products of remelting of subduction-modified lithosphere [ J ]. *Geological Society of America* , 37( 3 ) : 247~250.
- Rui Z Y , Goldfarb R J , Qiu Y M , *et al.* 2002. Paleozoic-early Mesozoic gold deposits of the Xinjiang Autonomous Region , Northwestern China [ J ]. *Mineral Deposit* , 37 : 393~418.
- Selmann S , Shatov V V and Yakubchuk S. 2003. Mineral deposit map of Central Asia( Scale : 1 : 1 , 500 000 [ M ]. London : Natural History Museum.
- Sengör A M C , Natal 'in B A and Burtman V S. 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia [ J ]. *Nature* , 364 : 299~307.
- Shao Ji 'an. 1989. Continental crust accretion and tectono-magmatic activity at the northern margin of the Sino-Korean plate [ J ]. *SE Asian Earth Sci.* , 3 : 57~62.
- Shao Ji 'an. 1991. Crust Evolution in the Middle Part of the northern Sino-Korean plate tectonics [ M ]. Beijing : Peking University Publishing House( in Chinese ).
- Su Jie. 2009. The Geological Characteristics , Deposit Type , Prospecting Model and Research Daolangheduge Copper Polymetallic Deposit of Central Inner Mongolia( Master Paper [ D ]. CAS( in Chinese ).
- Sun Deyou , Wu Fuyuan , Zhang Yanbin , *et al.* 2004. The final closing time of the west Lamulun River-Changchun -Yanji plate suture zone-Evidence from the Dayushan granitic pluton , Jilin Province [ J ]. *Journal of Jilin University* , 34( 2 ) : 174~181( in Chinese with English abstract ).
- Wang Huichu , Zhao Fengqing , Li Huimin *et al.* 2007. Zircon SHRIMP U-Pb age of the dioritic rocks from northern Hebei : The geological records of Late Paleozoic magmatic arc [ J ]. *Acta Petrologica Sinica* , 23( 3 ) : 597~604( in Chinese with English abstract ).
- Turner S P , Foden J D and Morrison R S. 1992. Derivation of some A-type magmas by fraction of basaltic magma : An example from the padthaway Ridge , south Australia [ J ]. *Lithos* , 28( 2 ) : 151~179.
- Whalen J B , Currie K L and Chappell B W 1987. A-type granites : Geochemical characteristics discrimination and petrogenesis [ J ]. *Contrib. Mineral. Petrol.* , 95 : 407~419.

- Windley B F, Kroner A, Guo J, *et al.* 2002. Neoproterozoic to Paleozoic Geology of the Altai Orogen, NW China: new zircon age data and tectonic evolution[J]. *The Journal of Geology*, 110: 719~731.
- Xiao Qinghui, Deng Jinfu, Ma Daquan, *et al.* 2002. The Thinking and Method Studying Granitoids[M]. Beijing: Geological Publishing House, 172~191(in Chinese).
- Xiao W J, Windley B F, Hao J, *et al.* 2003. Accretion leading to collision and the Permian Solonkersuture, Inner Mongolia, China: termination of the central Asian orogenic belt[J]. *Tectonics*, 22(6): 1189~1217.
- Xiao W J, Windley B F, Huang B C, *et al.* 2009. End-Permian to mid-Triassic termination of the accretionary processes of the southern Altai: implications for the geodynamic evolution, Phanerozoic continental growth, and metallogeny of Central Asia[J]. *Int. J. Earth Sci.(Geol Rundsch)*, 98: 1189~1217.
- Yang Shaoran. 1992. Try to discuss the relation between Plate tectonics and continental tectonics[J]. *The Information of Geological Science and Technology*, (1): 2~3(in Chinese).
- Yakubchuk A. 2004. Architecture and mineral deposit settings of the Altai orogenic collage: a revised model[J]. *J. Asian Earth Sci.*, 23: 761~779.
- Yuan H L, Wu F Y, Gao S, *et al.* 2003. Determination of U-Pb age and rare earth element concentrations of zircon from Cenozoic intrusions in northeastern China by laser ablation ICP-MS[J]. *Chinese Science Bulletin*, 48: 1511~1520.
- Zhang Qi, Wang Yan, Li Chenglong, *et al.* 2006. The classing of granitoids by its Sr-Yb and geological significance[J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 22(9): 2249~2269(in Chinese with English abstract).
- Zhang S H, Zhao Y, Kröner A, *et al.* 2009. Early Permian plutons from the northern Northern China block: constraints on continental arc evolution and convergent margin magmatism related to the Central Asian Orogenic Belt[J]. *Int. J. Earth Sci.*, 98(6): 1441~1467.
- Zhang S H, Zhao Y, Yang Z Y, *et al.* 2007. Carboniferous granitic plutons from the northern margin of the North China block: implications for a late Palaeozoic active continental margin[J]. *Journal of the Geological Society, London*, 164: 451~463.
- Zhang Yongmei, Zhang Huafeng, Zhou Zhiguang, *et al.* 2008. Genetic and tectonics significance of the Damiao granodiorite, Siziwangqi, Inner Mongolia[J]. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 28(2): 28~38(in Chinese with English abstract).
- Zhang Yuqing. 2009. Geochemical characteristics of Permian adakitic granodiorite in Bayinwula of Sonid Left Banner, Inner Mongolia[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 28(4): 329~338(in Chinese with English abstract).
- 葛良胜, 卿敏, 袁士松, 等. 2009. 内蒙古毕力赫大型金矿勘查突破过程及启示意义[J]. *矿床地质*, 28(4): 390~402.
- 洪大卫, 王涛, 童英. 2007. 中国花岗岩概述[J]. *地质评论*, 53(增刊): 9~16.
- 侯增谦, 杨志明. 2009. 中国大陆环境斑岩型矿床基本地质特征、岩浆热液系统和成矿概念模型[J]. *地质学报*, 83(12): 1~39.
- 侯增谦, 杨岳清, 王海平等. 2003. 三江义敦岛弧碰撞造山过程与成矿系统[M]. 北京: 地质出版社.
- 柳小明, 高山, 袁洪林, 等. 2002. 193 nm LA-ICPMS 对国际地质标准参考物质中 42 种主量和微量元素的分析[J]. *岩石学报*, 18(3): 408~418.
- 刘伟, 邓军, 储雪雷, 等. 2000. 华北北部大型-超大型矿床的特征及其形成的宏观地质背景[J]. *地球物理学进展*, (15): 85~96.
- 鲁颖淮, 李文博. 2009. 内蒙古镶黄旗哈达庙金矿含矿斑岩体形成时代和成矿构造背景[J]. *岩石学报*, 25(10): 2615~2620.
- 聂凤军, 裴荣富, 吴良士. 1994. 内蒙古别鲁乌图晚古生代火山岩 Sm-Nd 同位素研究[J]. *岩石矿物学杂志*, 13(4): 289~296.
- 聂凤军, 张洪涛. 1989b. 内蒙古哈达庙含金侵入杂岩体的基本地质特征及岩体成因问题[J]. *地质评论*, 35(4): 297~306.
- 聂凤军, 张洪涛. 1989c. 内蒙古哈达庙含金侵入杂岩体稀土元素地球化学研究[J]. *地质找矿论丛*, 62(4): 62~70.
- 聂凤军, 张洪涛, 陈琦, 等. 1991. 内蒙古白乃庙群变质基性火山岩锆石铀-铅年龄[J]. *科学通报*, 35(13): 1012~1015.
- 聂凤军, 张洪涛, 孙浩, 等. 1989a. 内蒙古哈达庙金矿床地质特征及矿床成因探讨[J]. *矿床地质*, 8(2): 51~60.
- 牛树银, 胡晓, 孙爱群. 1993. 华北地台北侧的古板块构造演化[J]. *地质科技情报*, 24(1): 17~21.
- 任纪舜. 1991. 论中国大陆岩石圈构造的基本特征[J]. *中国区域地质*(4): 289~293.
- 任纪舜, 牛宝贵, 刘志刚. 1999. 软碰撞、叠覆造山和多旋回缝合作用[J]. *地学前缘*, (3): 85~93.
- 邵济安. 1991. 中朝板块构造北缘中段地壳演化[M]. 中国北方板块构造丛书. 北京: 北京大学出版社.
- 苏捷. 2009. 内蒙古中部道郎和都格铜多金属矿的地质特征、矿床类型及找矿模式研究[D]. 中国科学院硕士学位论文.
- 孙德有, 吴福元, 张艳斌, 等. 2004. 西拉木伦河-长春-延吉板块缝合带的最后闭合时间——来自吉林大玉山花岗岩体的证据[J]. *吉林大学学报*, 34(2): 174~181.
- 王惠初, 赵凤清, 李惠民, 等. 2007. 冀北闪长质岩的 SHRIMP U-Pb 年龄: 晚古生代岩浆弧的地质记录[J]. *岩石学报*, 23(3): 597~604.
- 肖庆辉, 邓晋福, 马大铨, 等. 2002. 花岗岩研究思维与方法[M]. 北京: 地质出版社, 172~191.
- 杨烧然. 1992. 试论板块构造与大陆构造的关系[J]. *地质科技情报*, (1)2~3.
- 张旗, 王焰, 李承龙, 等. 2006. 花岗岩的 Sr-Yb 分类及其意义[J]. *岩石学报*, 22(9): 2249~2269.
- 章永梅, 张华锋, 周志广, 等. 2008. 内蒙古四子王旗大庙花岗岩体的成因与构造意义[J]. *矿物岩石*, 28(2): 28~38.
- 张玉清. 2009. 内蒙古苏尼特左旗巴音乌拉二叠纪埃达克质花岗岩类长岩类地球化学特征及其地质意义[J]. *岩石矿物学杂志*, 28(4): 329~338.

## 附中文参考文献

- 陈衍景. 2000. 中国西北地区中亚型造山-成矿作用的研究意义和进展[J]. *高校地质学报*, 6(1): 17~22.
- 陈衍景, 翟明国, 蒋少涌. 2009. 华北大陆边缘造山过程与成矿研究的重要进展和问题[J]. *岩石学报*, 25(11): 2695~2726.