新疆哈尔里克山二叠纪碱性花岗岩-石英正长岩组合的成因及其构造意义*

汪传胜[1,2] 顾连兴[1,2**] 张遵忠[2] 吴昌志[1] 唐俊华[2] 三金柱[3] 黎广荣[1] 李中华[1,2]

WANG ChuanSheng[1], GU LianXing[1,2**], ZHANG ZunZhong[2], WU ChangZhi[1], TANG JunHua[2], SAN JinZhu[3], LI GuangRong[1] and LI ZhongHua[1,2]

1. 内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室,南京大学地球科学系,南京 210093
2. 江苏省有色金属华东地质勘查局,南京 210007
3. 新疆有色地质勘查局 704 地质队,哈密 839000

1. *State Key Laboratory for Mineral Deposit Research*, *Department of Earth Sciences*, *Nanjing University*, *Nanjing* 210093, *China*
2. *Eastern China Geoexploration & Mining Organisation for Non-ferrous metals*, *Jiangsu Province*, *Nanjing* 210007, *China*
3. *No.* 704 *Brigade of Xinjiang Geoexploration Bureau for non-ferrous Metals*, *HaMi* 839000, *China*

2008-12-12 收稿, 2009-05-08 改回.

Wang CS, Gu LX, Zhang ZZ, Wu CZ, Tang JH, San JZ, Li GR and Li ZH. 2009. Petrogenesis and tectonic implications of the Permian alkaline granite and quartz-syenite assemblage in Harlik Mountains, XinJiang. *Acta Petrologica Sinica*, 25(12):3182 – 3196

Abstract The Omortage alkaline granite (OMAG) was intruded in the Xiaopudong monzogranite of the Kelameili-Harlik orogenic belt. The rock of the OMAG is massive, grayish purple and mainly composed of quartz (21% ~35%), k-feldspar (61% ~77%), albite (4% ±), alkaline amphibole (1% ~4%) and aegirine (<1%). Chemically, the OMAG is rich in silica and alkali, and poor in Ca, Mg and Al. It is also enriched in Rb, Th, U, Zr, Hf and Nb with Ga/Al values between 3.18×10^4 ~3.56×10^4, but depleted in Ba, Sr, Co, Cr, V and Ni. The OMAG shows higher ∑REE and right-inclined distribution patterns with strongly negative Eu anomalies ($\delta Eu = 0.26 \sim 0.33$). Zircon LA-ICP-MS U-Pb isotope determination gave an age of 287.6 ± 2.1Ma for the OMAG. The OMAG is higher in $\varepsilon_{Nd}(t)$ (+4.96) and lower in $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ (0.70159). The Qiagankunduogou hornblende-bearing quartz-syenite (QGQS), which was also intruded in the Xiaopudong monzogranite, exhibits very similar texture, structure and grayish-purple in comparison with the OMAG. Plots of these two plutons show regular distribution on the major elements and REEs diagrams, and indicating consistent evolutional trends. From QGQS to OMAG, SiO_2 increases from 64.71% ~64.83% to 71.23% ~74.31%, whereas ALK ($Na_2O + K_2O$) deceases from 11.72% ~11.79 % to 8.49% ~9.87 %, Al_2O_3 from 16.09% ~16.19% to 11.44% ~13.34%, ∑REE from 592.3×10^{-6} ~656.0×10^{-6} to 273.9×10^{-6} ~405.9×10^{-6}, and the ratio of LREE/HREE from 18.2 ~20.1 to 4.4 ~6.0 with distribution patterns varying from being smooth to intensive Eu depletion. Based on comparative study between the OMAG and OGQS in petrography, mineralogy, geochemistry and zircon chronology, it is concluded that the Omortage alkaline granites (OMAG) was derived from the quartz-syenite parental magma by fractional crystallization, the quartz-syenite magma came from the depleted-mantle-sourced. Geological evolution of the Harlik orogen indicates that these two plutons were formed during tectonic conversion of post-collision from compression to extension.

Key words Alkaline granite; Quartz-syenite; Post-collision; Fractional crystallization; Harlik orogenic belt; Xinjiang

摘 要 哈尔里克奥姆尔塔格碱性花岗岩(OMAG)侵入于小铺东二长花岗岩中。该岩体岩性较均一,呈灰紫色,主要矿物组合为石英、钾长石、钠长石、碱性角闪石和霓石;化学成分上富硅、碱,贫钙、镁,低铝;富 Rb、Th、U 和 Zr,Ga/Al 比值大(3.18×10^4 ~3.56×10^4),贫 Ba、Sr,岩石中 Co、Cr、V 和 Ni 等过渡元素显著亏损,U、Hf、Zr 和 Nb 等高场强元素的含量高;稀土总量

* 本文为国家重点基础研究发展规划项目(2007CB411301-4, 2001CB409802)、国家自然科学基金项目(40472042, 40672040, 40603008)和国土资源部百名优秀青年科技人才计划联合资助.

第一作者简介:汪传胜,男,1971 年生,博士生,矿物学、岩石学、矿床学专业,E-mail: wangcsah@126.com

** **通讯作者**:顾连兴,男,1944 年生,教授,博士生导师,矿物学、岩石学、矿床学专业,E-mail: lxgu@nju.edu.cn

较高，配分模式右倾，并具有显著的负铕异常；LA-ICP-MS 锆石 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为 287.6±2.1Ma；具有正的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值（+4.96），较低的（$^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值（0.70159）。同样侵入于小铺东二长花岗岩中的恰干昆多沟含角闪石石英正长岩（QGQS）也呈灰紫色，其结构和构造与 OMAG 非常相似。两个岩体在主量元素和 REE 图解上均呈现有规律的分布和一致的演化趋势。从 QGQS 到 OMAG，SiO_2 含量增加（从 64.71%～64.83% 到 71.23%～74.31%）、全碱含量降低（从 11.72%～11.79% 到 8.49%～9.87%）和 Al_2O_3 含量减少（从 16.09%～16.19% 到 11.44%～13.34%）、稀土总量减少（从 592.3×10^{-6}～656.0×10^{-6} 到 273.9×10^{-6}～405.9×10^{-6}）、轻/重稀土比值降低（从 18.2～20.1 到 4.4～6.0）、稀土配分曲线从平滑到 Eu 显著亏损。基于 OMAG 的岩相学、矿物学、地球化学、锆石年代学和与 QGQS 的对比研究，笔者认为奥姆尔塔格碱性花岗岩可能是由石英正长岩母岩浆经过分离结晶作用演化的产物，且这种石英正长岩岩浆起源于亏损地幔；根据哈尔里克造山带地质演化历史的分析，这两个岩体均形成于紧随主碰撞后的挤压-伸展转折阶段。

关键词 碱性花岗岩；石英正长岩；后碰撞；分离结晶；哈尔里克造山带；新疆

中图法分类号 P588.121；P588.122；P597.3

1 引言

在国际地质科学联合会（1972，1979）提出的火成岩分类命名 QAPF 图解中，碱性花岗岩与碱长花岗岩处于同一位置，只是碱性花岗岩常含有碱性暗色矿物，如钠闪石、钠铁闪石和霓石，其岩石化学以高硅、高碱及低铝为特征。自从 Loiselle and Wones（1979）提出 A 型花岗岩后，这类碱性的（alkaline）、相对地无水的（anhydrous）花岗岩通常被认为是非造山（anorogenic）环境的产物。但到 20 世纪 90 年代以后，人们发现碱性花岗岩不仅可以形成于非造山环境，也可以是后造山伸展环境的产物（Eby，1990；Bonin，1990；顾连兴等，1990a；洪大卫等，1995；许保良等，1998），并提出了判别这两种环境的若干标志（Eby，1992；Hong *et al.*，1996；刘昌实等，2003）。

另一方面，对于碱性花岗岩的岩浆成因而言，迄今已经提出了多种成因：（1）玄武岩浆分离结晶（Turner *et al.*，1992；Han *et al.*，1997；孙德有等，2005）；（2）英云闪长质-花岗闪长质源岩的部分熔融（Anderson，1983；Creaser *et al.*，1991；忻建刚等，1995；肖庆辉等，2002；苏玉平等，2008）；（3）先存花岗岩的碱交代蚀变（Taylor，1980；顾连兴等，1990a）；（4）早期已抽提出熔体的下地壳的直接部分熔融（Collins *et al.*，1982；Clemens *et al.*，1986；Landenberger and Collins，1996；顾连兴，1990b；姜耀辉和杨万志，2000；朱笑青等，2006）。但是，作者等迄今未见过有关碱性花岗岩岩浆与石英正长岩岩浆成因联系的讨论。

东天山哈尔里克 A 型花岗岩类的主要成员包括奥姆尔塔格碱性花岗岩体（OMAG）和恰干昆多沟含角闪石石英正长岩（QGQS）。对于 OMAG 前人已作过初步研究（新疆区调队，1984；褚强，1988；顾连兴等，1990a），而 QGQS 是新近发现的岩体。最近，笔者对奥姆尔塔格岩体作了锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年，以及更深入的岩石矿物学、地球化学和同位素等方面的研究。由于 QGQS 岩体露头面积甚小，本次采样较少，未做同位素分析，但我们还是做了岩石地球化学方面的分析测试和显微镜下的细致工作。在此基础上，本文将通过这两个岩体的对比研究来探讨哈尔里克碱性花岗岩的成因、构造环境及其地球动力学意义。

2 地质背景与岩石矿物学特征

奥姆尔塔格碱性花岗岩（OMAG）出露于新疆维吾尔族自治区东北部伊吾县东南约 60km 处，见于哈尔里克山北缘的奥姆尔塔格山顶（95°22′15″E，43°01′05″N），呈马蹄形侵入于小铺东黑云母二长花岗岩岩基中，出露面积约 $10km^2$（图 1）。岩体与围岩界线清晰，接触面陡立，走向 306°。野外露头可见该岩体明显切割较早侵入的二长花岗岩岩基和基性岩墙（辉绿岩，166°∠68°）（图 2A，B）。哈尔里克山东南坡的恰干昆多沟（95°23′36″E，42°54′47″N）含角闪石石英正长岩（QGQS，图 1，图 2D）岩体同样侵入于小铺东二长花岗岩中，其露头面积仅 $100m^2$ 左右。

研究区位于哈尔里克岛弧（马瑞士等，1993；Gu *et al.*，1999）东段，其南为吐（鲁番）-哈（密）地块，其北为西伯利亚板块南缘的库兰喀孜干岛弧。在哈尔里克岛弧和库兰喀孜干岛弧之间为克拉麦里-麦钦乌拉断裂带，此带中分布有一条呈 NW 走向的蛇绿岩套，蛇绿岩套中硅质岩的放射虫化石年龄为泥盆纪和早石炭世（舒良树和王玉净，2003），在克拉麦里山南侧的上石炭统下部发现厚达 1600m 具有磨拉石特征的粗粒碎屑岩（新疆地质矿产局，1999），同时，该研究区所出露的地层主要为下-中泥盆统、下石炭统火山-沉积碎屑岩系，且受到强烈的褶皱变形，表明板块主碰撞的时间可能为早石炭世末-晚石炭世初（李锦轶，2004），主碰撞后该区进入挤压-伸展转折阶段（310～285Ma，顾连兴等，2006）。

OMAG 呈灰紫色，块状构造，中粒结构，缺乏各种类型的包体；主矿物成分为钾长石（主要为条纹长石）61%～77%，石英 21%～35%，钠长石 4%±，碱性角闪石 1%～4%，霓石<1%；副矿物包括磁铁矿、榍石、磷灰石和锆石等，约占 1%。QGQS 同样呈灰紫色（与 OMAG 的颜色难以区分），块状构造，中粒结构，岩性均匀；主要矿物成分为钾长石（主要为条纹长石）83%±，石英 7%±，斜长石（主要为钠长石，少量更长石）6%±，普通角闪石为 3%±；副矿物主要为磁铁矿、榍

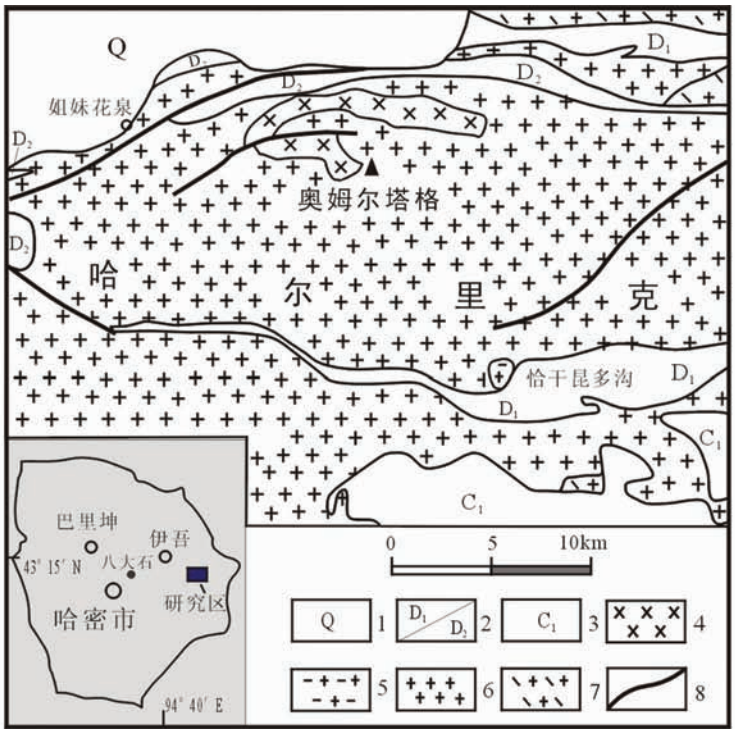


图 1 哈尔里克碱性花岗岩地质略图(据新疆地质矿产局第六地质大队,1984① 修编)

1-第四系;2-下/中泥盆统;3-下石炭统;4-碱性花岗岩;5-石英正长岩;6-二长花岗岩;7-闪长岩;8-断裂

Fig. 1 Simplified geological map of the Harlik area

石、磷灰石和锆石等,约占 1% 左右。奥姆尔塔格岩体中出现碱性暗色矿物(如钠闪石和霓石)(图 2C,E),而恰干昆多沟岩体中的暗色矿物为普通角闪石(图 2F),未见其它碱性暗色矿物。两岩体各主要造岩矿物特征如下:

石英在 OMAG 和 QGQS 中均为 0.7 ~ 1.6mm 的半自形-他形晶,与钾长石成等粒镶嵌,表明石英和钾长石大体上同时结晶;石英在 OMAG 中的含量比在 QGQS 中的含量明显偏高。在 OMAG 中斜长石主要为钠长石,而在 QGQS 中斜长石主要为钠长石,其次为更长石;斜长石在 QGQS 中的含量比在 OMAG 中的含量高。

两个岩体中的钾长石主要为条纹长石(图 2G,H),均呈厚板状半自形-他形晶,粒径 1.2 ~ 3.0mm。钠长石主要在钾长石主晶中呈条纹状分布,相对一般花岗岩中的条纹长石,该条纹宽而疏,各条纹在同一个主晶颗粒中大致平行,有一定的方向性,而在不同颗粒中互不平行,表明钠长石的排列受到钾长石主晶结晶方位的控制。但是,也有一部分钠长石颗粒聚集在钾长石颗粒的边界上。相对于条纹中的钠长石而言,钾长石颗粒边界上的钠长石颗粒较粗,其粒径可达 200μm。这种边界上钠长石颗粒增粗的现象可以这样来解释:钠长石叶片状出溶体的形成过程虽然能降低系统的体自由能($-\Delta G_v$),但是额外地产生了出溶应变自由能($+\Delta G_{st}$)和界面自由能($+\Delta G_{if}$),因而出溶叶片的形成未能使系统达到最终平衡。体系所维持的高能量状态使出溶叶片在缓慢冷却过程中发生了退火和粗化(Robin, 1974;Brady, 1987;顾连兴和 Vokes,1997)。实验证明,高温形成的钾长石,在岩体缓慢冷却或后期热液作用下,均会使出溶的钠长石叶片的宽度和间距加大,数量减少,形态变得不规则,产生出溶体的粗化现象(Yund *et al.*, 1974),两个岩体中的钾长石均出现明显粗化现象,一方面是因为从高温岩浆中晶出的钾长石中含有大量混溶的钠长石,另一方面可能暗示岩浆结晶后缓慢的冷却过程。

OMAG 中霓石多呈半自形-他形(图 2C),粒径 0.5 ~ 1.0mm,镜下呈绿色,负延性,Np = 蓝绿色,Ng = 黄色,吸收性为 Np > Nm > Ng,C∧Np 为 0° ~ 5°,辉石式解理清晰可见,据电子探针分析结果(表 1)算得其分子式为 $(Na_{0.78}Ca_{0.14}Fe^{2+}_{0.03}Mn_{0.03})_{0.98}(Mg_{0.07}Fe^{2+}_{0.23}Fe^{3+}_{0.69}Al_{0.01})_{1.00}Si_{2.04}O_{6.00}$,其中含较多的普通辉石分子,为向霓辉石过渡的种属。

OMAG 中碱性角闪石呈半自形-他形(图 2E),具有显著的蓝色多色性,N_p = 深蓝色,N_m = 蓝色,N_g = 浅黄绿色,消光角 C∧N_p < 15°,负延性,粒径 0.1 ~ 0.6mm,多呈聚晶分布。QGQS 中普通角闪石为自形-半自形(图 2F),粒径 0.5 ~ 1.2mm,镜下呈绿色,有较强的多色性和吸收性,斜消光,正延性。它们的电子探针分析结果列于表 1。根据国际角闪石

① 新疆地质矿产局第六地质大队. 1984. 新疆哈密岩浆岩图(1∶50 万). 王新花编图

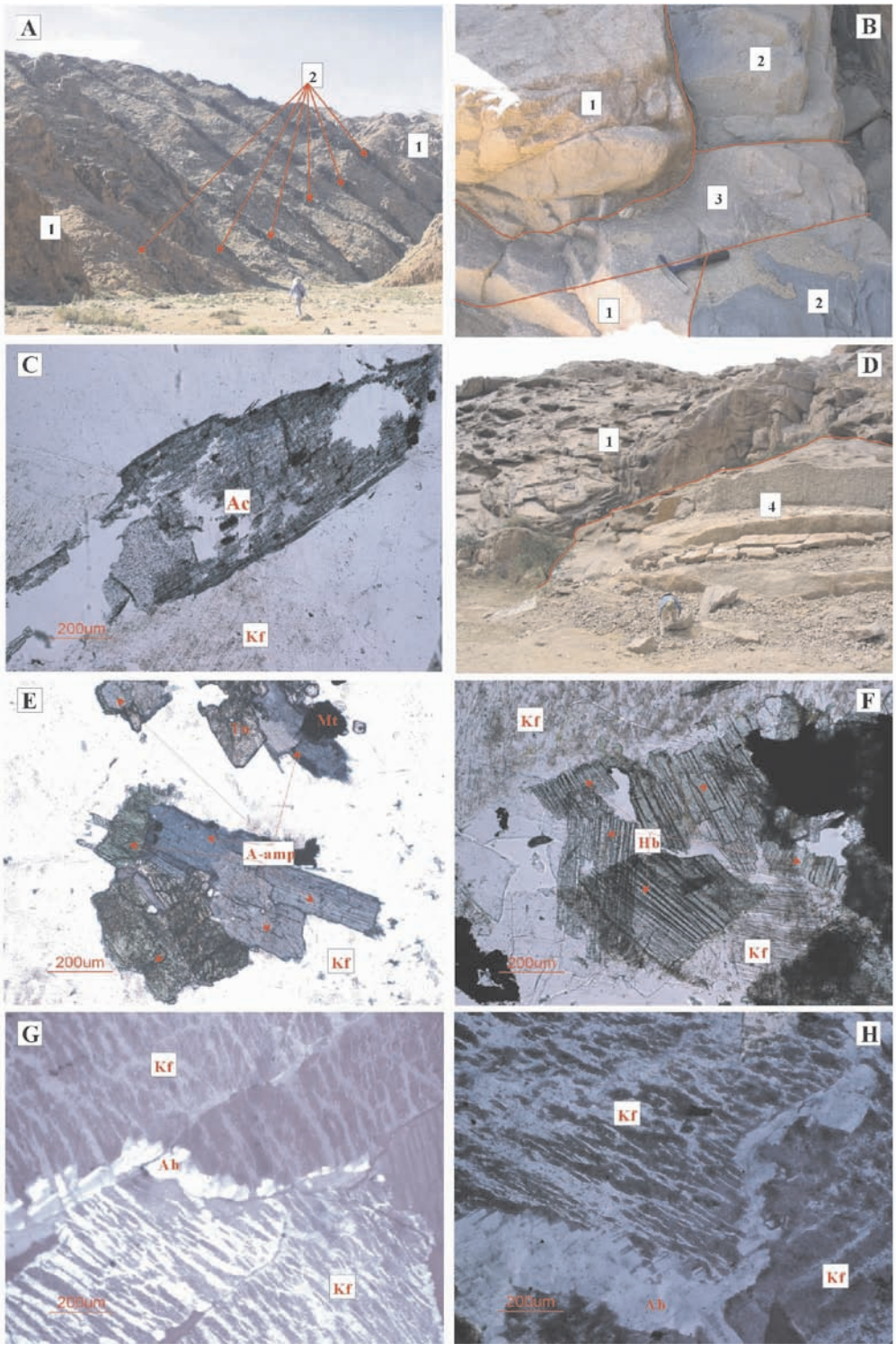


图 2　哈尔里克岩体野外和镜下照片

A-辉绿岩墙(216°∠69°)侵入小铺东二长花岗岩;B-奥姆尔塔格碱性花岗岩(OMAG,走向 306°)切割小铺东二长花岗岩和辉绿岩墙(166°∠68°);C-OMAG 中霓石斑晶,单偏光;D-恰干昆多沟含角闪石石英正长岩(QGQS,70°∠40°)侵入小铺东二长花岗岩;E-OMAG 中碱性角闪石,单偏光;F-QGQS 中普通角闪石斑晶,单偏光;G-OMAG 中钾长石中的钠长石出溶体,正交偏光;H-QGQS 中钾长石中的钠长石出溶体,正交偏光。1-二长花岗岩(早);2-基性岩墙(中);3-碱性花岗岩(晚);4-含角闪石石英正长岩;Ab-钠长石;Kf-钾长石;A-amp-碱性角闪石;Hb-普通角闪石;Ac-霓石;Tn-榍石;Mt-磁铁矿

Fig. 2　Field photos and micrographs of the Harlik igneous rocks

A-Diabase dikes intruded in the Xiaopudong monzogranite; B-Omortage alkaline granite intruded in the Xiaopudong monzogranite and diabase dike; C-Aegirine phenocryst in the sample of the OMAG, plane-polarized light; D-Qiagankunduogou hornblende-bearing quartz-syenite intruded in the Xiaopudong monzogranite; E-Alkalic amphiboles in the sample of the OMAG, plane-polarized light; F-Hornblende phenocrysts in the sample of the QGQS, plane-polarized light; G-Exsolution of albites from orthoclases in the sample of the OMAG, cross-polarized light; H-Exsolution of albites from orthoclases in the sample of the QGQS, cross-polarized light. 1-monzogranite (early); 2-basic dikes (middle); 3-alkaline granite (late); 4-hornblende-bearing quartz-syenite; Ab-albite; Kf-K-feldspar; A-amp-alkalic amphibole; Hb-hornblende; Ac-aegirine; Tn-sphene; Mt-magnetite

表 1 OMAG 和 QGQS 中角闪石和霓石电子探针分析结果(wt%)

Table 1 Electron microprobe analyses of amphiboles and aegirine from the OMAG and the QGQS(wt%)

岩体		OMAG(X-614)									QGQS(X-648)						OMAG①	岩体	
点号		1	2	3	4	5	6	7	8	9	1	2	3	4	5	6	621-61	点号	
SiO_2		52.94	53.65	53.54	52.08	51.66	51.51	49.02	48.46	48.44	52.43	52.61	52.07	52.31	54.34	52.71	51.51	SiO_2	
TiO_2		0.65	0.42	0.03	0.32	0.39	0.20	0.08	0.08	0.23	0.68	0.84	0.95	0.88	0.30	0.92	0.12	TiO_2	
Al_2O_3		2.40	1.39	0.30	1.05	1.41	0.28	0.02	0.06	0.04	2.25	3.20	3.35	3.13	1.72	3.71	0.26	Al_2O_3	
FeO*		15.05	19.65	27.46	21.74	19.93	26.38	27.71	27.37	27.80	12.05	11.89	12.23	10.85	12.51	11.77	28.53	FeO*	
MnO		2.48	3.17	2.48	3.21	2.91	2.04	0.83	0.91	0.85	1.26	1.07	1.11	1.04	1.71	1.10	0.80	MnO	
MgO		12.80	9.66	6.00	9.57	11.50	2.46	2.54	2.69	2.48	16.31	17.21	16.65	17.35	16.82	16.89	1.15	MgO	
CaO		6.77	3.92	1.27	3.80	4.48	8.12	9.65	10.46	9.23	10.50	10.40	10.21	10.51	10.69	10.43	3.21	CaO	
Na_2O		4.99	5.78	5.78	5.67	5.85	7.79	6.70	7.52	8.46	1.60	1.67	1.81	1.94	1.00	1.88	10.13	Na_2O	
K_2O		0.52	0.76	0.20	0.75	0.60	—	0.01	—	—	0.30	0.30	0.29	0.33	0.16	0.33	0.00	K_2O	
P_2O_5								0.02	0.02	0.04								P_2O_5	
Cr_2O_3		0.00	0.08	0.04	—	—	—				—	—	—	—	—	0.03		Cr_2O_3	
Total		98.60	98.46	97.08	98.17	98.72	98.77	96.59	97.57	97.56	97.38	99.19	98.68	98.33	99.26	99.76	95.89	Total	
T	Si^{4+}	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	7.92	7.68	7.63	8.00	8.00	7.96	8.00	8.00	7.96	2.04	Si^{4+}	
	Al^{3+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.04	0.00	Al^{3+}	T
C	Al^{3+}	0.43	0.24	0.05	0.19	0.26	0.05	0.00	0.00	0.00	0.40	0.57	0.57	0.56	0.30	0.62	0.00	Fe^{3+}	
	Ti^{4+}	0.07	0.05	0.00	0.04	0.05	0.02	0.01	0.01	0.03	0.08	0.10	0.11	0.10	0.03	0.10	0.01	Al^{3+}	
	Fe^{3+}	0.47	1.26	2.23	0.65	0.16	0.26	0.24	0.91	1.26	0.65	0.01	0.00	0.08	1.25	0.00	0.00	Ti^{4+}	
	Mg^{2+}	0.56	0.70	0.55	0.73	0.67	0.47	0.20	0.22	0.20	0.29	0.24	0.25	0.24	0.38	0.25	0.69	Fe^{3+}	
	Fe^{2+}	1.44	1.19	1.20	2.14	2.42	3.16	3.51	2.71	2.40	0.89	1.50	1.57	1.31	0.29	1.49	0.23	Fe^{2+}	M1
	Mn^{2+}	1.64	1.22	0.76	1.25	1.45	0.32	0.35	0.36	0.33	2.11	2.22	2.16	2.25	2.10	2.16	0.00	Cr^{3+}	
	Mg^{2+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	Mg^{2+}	
	Fe^{2+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	Mn^{2+}	
B	Mn^{2+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mg^{2+}	
	Ca^{2+}	1.10	0.63	0.20	0.62	0.74	1.35	1.67	1.78	1.56	1.72	1.69	1.67	1.72	1.69	1.69	0.03	Fe^{2+}	
	Na^{+}	0.90	1.37	1.67	1.38	1.19	0.65	0.33	0.22	0.44	0.28	0.31	0.33	0.28	0.29	0.31	0.14	Ca^{2+}	M2
A	Na^{+}	0.56	0.30	0.00	0.31	0.56	1.70	1.77	2.09	2.14	0.19	0.19	0.21	0.30	0.00	0.24	0.78	Na^{+}	
	K^{+}	0.10	0.15	0.04	0.15	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.06	0.06	0.06	0.03	0.06	0.00	K^{+}	
矿物种属		铁钠透闪石		钠闪石	铁钠透闪石			铁浅闪石			铁阳起石						霓石	矿物种属	

注:FeO* 为全铁,角闪石分子式中离子系数以 23 个氧原子计算,其中 Fe^{3+} 与 Fe^{2+} 按 Schumacher(1997)方法计算;辉石先用郑巧荣(1983)方法计算得到 Fe_2O_3 含量,再用 MinPet 2.0 计算其结构式。矿物化学成分由南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室 JEOL JXA-8800M 型电子探针仪分析。测试条件为:加速电压 15kV,束流 10nA,特征峰测量时间 10s,背景测量时间 5s,数据采用 ZAF 方法修正。①引自顾连兴等(1990a)

分类命名法(IMA-CNMMN,1997),OMAG 中的角闪石包含钠角闪石、钠钙角闪石和钙角闪石三个种属,而 QGQS 中只包含钙角闪石一个种属,这表明,在石英正长岩向碱性花岗岩演化的过程中,钙角闪石也向碱性角闪石演化。

3 地球化学

3.1 主量元素

主量元素、微量元素和同位素样品的采集及分析方法与汪传胜等(2009)相同,为同批次测试样品。所测结果列于表 2,并借助 MinPet2.0 计算程序得到岩石的 CIPW 标准矿物及主要岩石化学参数。为了加强对比,表 2 中还列出了福建魁岐和乌伦古河碱性花岗岩主量元素的平均值。奥莫尔塔格和恰干昆多沟岩体主量元素化学成分上的特点表现为:

(1)奥姆尔塔格碱性花岗岩(OMAG)富硅,SiO_2 含量变化于 71.23% ~74.31%,低于福建魁岐碱性花岗岩 SiO_2 含量的平均值,而与新疆乌伦古河碱性花岗岩 SiO_2 含量接近;OMAG 的分异指数 DI 变化大,为 71.1 ~92.9,SiO_2 的含量和 DI 数值变化较大,说明 OMAG 在不同地方的岩性不大均匀,分异演化程度不同。恰干昆多沟含角闪石英正长岩(QGQS)低硅,SiO_2 的含量为 64.71% ~64.83%,远低于 Whalen *et al.*(1987)对 A 型花岗岩的统计值 73.81 ± 3.25%,QGQS 的分异指数 DI 为 90.8 ~91.9,说明其岩性相对均匀。

(2)OMAG 全碱含量 ALK = 8.49% ~9.87 %,碱性指数(NK/A)变化于 1.00 ~1.03,Na_2O 的含量小于 K_2O 的含量,Na_2O/K_2O = 0.91 ~0.96;QGQS 全碱含量 ALK = 11.72% ~11.79%,碱性指数(NK/A)为 0.98 ~0.99,Na_2O 的含量小于 K_2O 的含量,Na_2O/K_2O = 0.91 ~0.92;表明 QGQS 全碱含量

表 2 OMAG 和 QGQS 岩石化学成分(wt%)、CIPW 标准矿物及主要岩石化学参数

Table 2 Chemical composition(wt%), CIPW normative minerals and main petrochemical parameters for the OMAG and the QGQS

岩体名称	OMAG								QGQS		魁岐	乌伦古河
样品号	X-610	X-611	X-612	X-613	X-614	X-616	X-617	X-619	X-648	X-649	KQ(5)	WLG(11)
SiO_2	73.38	74.31	72.00	71.36	73.38	72.70	73.47	71.23	64.71	64.83	76.90	74.07
TiO_2	0.32	0.31	0.38	0.34	0.39	0.37	0.38	0.39	0.79	0.71	0.13	0.25
Al_2O_3	12.72	11.80	12.99	11.44	11.93	12.23	11.93	13.34	16.09	16.19	11.72	11.69
Fe_2O_3	1.05	1.47	1.27	1.37	1.55	1.35	1.50	1.27	1.70	1.55	0.95	2.41
FeO	1.51	1.75	1.51	4.05	1.58	1.92	1.76	1.77	2.08	1.89	0.44	1.11
MnO	0.06	0.08	0.08	0.09	0.11	0.09	0.10	0.09	0.13	0.11	0.11	0.19
MgO	0.25	0.30	0.25	0.59	0.38	0.39	0.40	0.46	0.65	0.60	0.02	0.12
CaO	0.52	0.47	0.52	0.79	0.78	0.76	0.75	0.79	1.15	1.02	0.11	0.50
Na_2O	4.56	4.22	4.65	4.11	4.43	4.38	4.37	4.71	5.66	5.57	4.57	4.61
K_2O	4.94	4.64	5.12	4.38	4.62	4.68	4.60	5.15	6.12	6.15	4.49	4.44
P_2O_5	0.04	0.03	0.03	0.04	0.06	0.05	0.05	0.04	0.17	0.15	0.02	0.13
LOI	0.34	0.23	0.34	0.75	0.39	0.34	0.43	0.44	0.43	0.51	0.32	0.55
Total	99.69	99.62	99.14	99.31	99.59	99.25	99.76	99.69	99.68	99.28	99.78	100.06
Q	47.2	48.9	45.1	44.8	47.6	46.8	47.7	22.1	5.8	6.5	54.0	48.7
Or	29.4	27.6	30.7	26.3	27.5	28.0	27.4	30.7	36.5	36.8	26.7	26.4
Ab	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	40.1	48.2	47.7	0.0	0.0
An	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	1.0	0.0	0.0
Ac	3.1	4.3	3.7	4.0	4.5	3.9	4.4	0.0	0.0	0.0	2.8	7.0
Ns	8.2	7.2	8.3	7.2	7.6	7.7	7.5	0.0	0.0	0.0	8.3	7.3
A/CNK	0.92	0.92	0.92	0.88	0.87	0.90	0.88	0.90	0.89	0.92	0.93	0.88
ALK	9.50	8.86	9.77	8.49	9.05	9.06	8.97	9.87	11.79	11.72	9.06	9.05
NK/A	1.01	1.01	1.02	1.01	1.03	1.00	1.02	1.00	0.99	0.98	1.06	1.06
N/K	0.92	0.91	0.91	0.94	0.96	0.94	0.95	0.91	0.92	0.91	1.02	1.04
A. R	5.43	5.40	5.42	5.09	5.62	5.14	5.44	5.00	4.83	4.67	7.77	7.20
W	0.41	0.46	0.46	0.25	0.49	0.41	0.46	0.42	0.45	0.45	0.68	0.68
DI	76.6	76.5	75.7	71.1	75.1	74.8	75.1	92.9	90.8	91.9	80.7	75.1
R1	2035	2273	1864	2114	2140	2096	2169	1775	747	793	2410	2162
R2	318	297	323	338	337	341	334	369	471	457	243	289

注：Q-石英；Ab-钠长石；Or-钾长石；An-钙长石；Ac-霓石；Ns-硅酸钠。铝饱和指数 $A/CNK = Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$，mol；全碱含量 $ALK = Na_2O + K_2O$(wt%)；碱性指数 $NK/A = (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$，mol；$N/K = Na_2O/K_2O$；碱度率 $A.R = (Al_2O_3 + CaO + 2 \times Na_2O)/(Al_2O_3 + CaO - 2 \times Na_2O)$，因为 $1 < K_2O/Na_2O < 2.5$(Wright, 1969)；$W = Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO)$；DI 为分异指数；$R_1 = 4Si - 11 \times (Na + K) - 2 \times (Fe + Ti)$，$R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$。KQ(5)-福建魁岐碱性花岗岩 5 个样品平均值(王蓉嵘和刘家远,1993)；WLG(11)-新疆乌伦古河碱性花岗岩 11 个样品平均值(王式洸等,1994)；其它数据均为本文资料，各样品的采集位置分别为 X-610(95°22′29″E, 43°01′03″N)，X-611(95°22′15″E,43°01′05″N)，X-612(95°22′04″E,43°01′09″N)，X-613(95°22′01″E,43°01′15″N)，X-614(95°21′58″E, 43°01′17″N)，X-616(95°21′53″E,43°01′14″N)，X-617(95°21′49″E,43°01′12″N)，X-619(95°21′37″E,43°01′12″N)，X-648(95°23′36″E, 42°54′47″N)，X-649(95°23′38″E,42°54′40″N)

明显比 OMAG 的全碱含量高。莱特碱度率 A. R. 在 OMAG 中为 5.00 ~ 5.62，在 QGQS 中为 4.67 ~ 4.83，两者相差不大，均小于 8。

(3)OMAG 铁的氧化指数(W)变化于 0.25 ~ 0.49，显示岩石形成于相对还原的介质环境；QGQS 铁的氧化指数(W)为 0.45，显示岩石形成于弱还原的介质环境。在 OMAG 和 QGQS 中，Al_2O_3 的含量分别为 11.44% ~ 13.34% 和 16.09% ~ 16.19%，表明在铝的含量上 QGQS 明显高于 OMAG；A/CNK 值分别为 0.87 ~ 0.92 和 0.89 ~ 0.92，两者比较接近。OMAG 中 R_1 因子主要变化于 1775 ~ 2273 的范围内，而 QGQS 中 R_1 因子为 747 ~ 793，后者明显小于 2000。

(4)CIPW 标准矿物计算结果显示 OMAG 和 QGQS 中的矿物组成基本一致，主要为碱性长石和石英，其次为硅酸钠和霓石，这与在镜下观察的岩石组合有所不同。

综上所述，OMAG 和 QGQS 由于岩石化学成分上的不同，导致某些参数的差异，但两者在矿物组成上仍有着很亲近的关系；OMAG 与典型碱性花岗岩一致，富硅、富碱、低铝、贫镁和钙；QGQS 则低硅，更加富碱和富铝。

从氧化物协变图解(图 3)可以看出，从 QGQS 到 OMAG，氧化物样品投影点构成一条明显间断的演化趋势曲线，随着

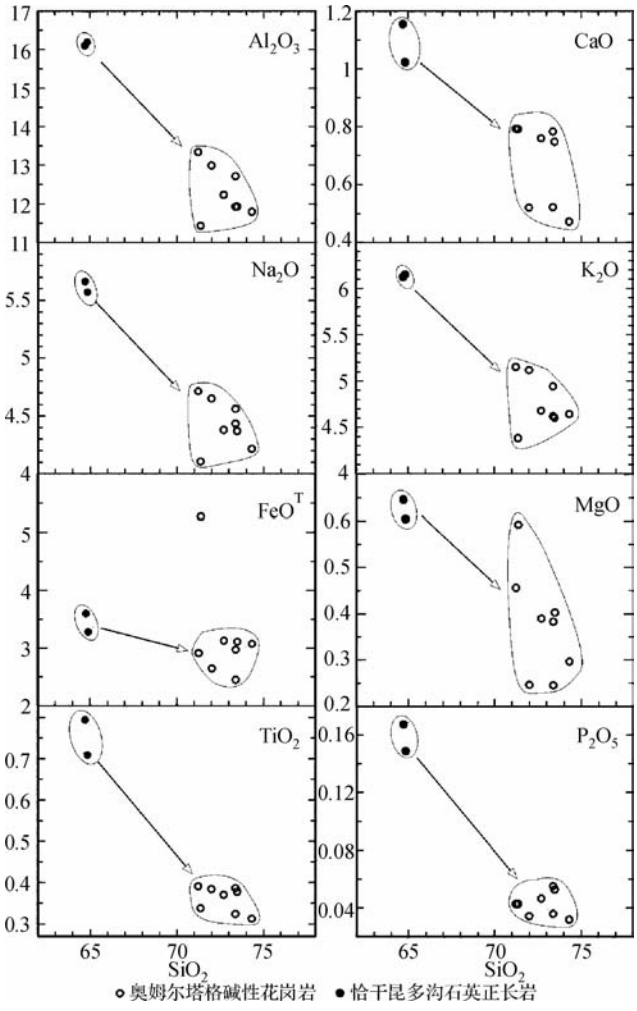


图 3 OMAG 和 QGQS 主要氧化物含量与 SiO_2 协变图解

Fig. 3 Variation diagram of the main oxides vs SiO_2 for the OMAG and the QGQS

SiO_2 含量的增加，Al_2O_3、CaO、Na_2O、K_2O、FeO^T（将 Fe^{3+} 和 Fe^{2+} 全部换算成 Fe^{2+}）、MgO、TiO_2 和 P_2O_5 的含量随之降低，呈负相关，在 OMAG 内部，各种氧化物的演化也具有类似趋势，只是变化幅度较小。

3.2 稀土元素

由表 3 和图 4 可知，奥姆尔塔格碱性花岗岩（OMAG）的 ∑REE 含量为 $273.9 \times 10^{-6} \sim 405.9 \times 10^{-6}$，轻/重稀土比值（LREE/HREE）为 4.4 ~ 6.0，$(La/Sm)_{CN}$，$(Gd/Yb)_{CN}$ 和 $(La/Yb)_{CN}$ 分别为 1.2 ~ 2.1，1.7 ~ 2.8 和 3.8 ~ 6.7，δEu 为 0.26 ~ 0.33。这些数据表明 OMAG 稀土总量较高，轻、重稀土分馏较显著，富轻稀土，贫重稀土，配分模式右倾，并具有显著的负铕异常。铕的负异常可能是长石类矿物、特别是钾长石的分离结晶在岩浆演化过程中起着重要作用。这与新疆乌伦古河碱性花岗岩的性质非常相似（王式洸等，1994；刘家远等，1999）。

恰干昆多沟含角闪石石英正长岩（QGQS）∑REE 的含量为 $592.3 \times 10^{-6} \sim 656.0 \times 10^{-6}$，轻重稀土比值（LREE/HREE）为 18.2 ~ 20.1，$(La/Sm)_{CN}$，$(Gd/Yb)_{CN}$ 和 $(La/Yb)_{CN}$ 分别为 6.3 ~ 6.8，3.3 ~ 3.5 和 32.8 ~ 33.4，δEu 为 0.89 ~ 1.02。这些数值均显著地高于 OMAG 的相应数值，在配分曲线上表现出更强烈的右倾和铕负异常的缺失。

3.3 微量元素

由表 3 和图 5 可知，奥姆尔塔格碱性花岗岩（OMAG）贫 Ba、Sr，富 Rb、Th、U 和 Zr，在原始地幔标准化蛛网图上，Ba、Sr 和 Co 呈明显的“V”型谷；岩石中 Co、Cr、V 和 Ni 等基性场元素显著亏损，U、Hf、Zr 和 Nb 等高场强元素含量较高，与浙江桃花岛碱性花岗岩相似（邱检生等，1996）。富 Ga，$(Ga/Al) \times 10^4$ 为 3.18 ~ 3.56，接近于碱性花岗岩的平均值（$Ga/Al = 3.93 \times 10^4$，刘昌实等，2003）。这样的特征表明碱性花岗岩是由某种母岩浆经过斜长石分离结晶的产物，或者表明其母岩浆的源区含有富 Ca 斜长石，因而在母岩浆形成过程中，Ga 先于 Al 被排出残留相（Collins *et al.*，1982），使熔体中 Ga/Al 增高。Nb/Ta 主要集中在 6.38 ~ 12.64，小于原始地幔和球粒陨石（$Nb/Ta = 17.5 \pm 2.0$）而略大于太古代大陆地壳平均值（$Nb/Ta = 11$），暗示岩浆中可能有陆壳物质参与（Green，1995）。Y/Nb 为 3.78 ~ 4.39，大于 1.2，属于 Eby（1992）所划分的后造山环境。

恰干昆多沟含角闪石石英正长岩（QGQS）的蛛网图与 OMAG 相似，只是其 Ba 的含量（$526.61 \times 10^{-6} \sim 602.24 \times 10^{-6}$）显著高于 OMAG 中 Ba 的含量（$60.50 \times 10^{-6} \sim 173.92 \times 10^{-6}$），Ba 占据早期富含 K 的矿物中 K 的位置，Ba 主要进入钾长石，其次才是黑云母（Cerny *et al.*，1985），当母岩浆中钾长石和黑云母结晶后，残留岩浆中 Ba 含量就会降低。QGQS 中 Rb/Sr 和 Rb/Ba 分别为 1.76 ~ 1.79 和 0.08，略低于 OMAG 的对应数值（分别为 1.93 ~ 4.22 和 0.53 ~ 1.57）；QGQS 中 $(Ga/Al) \times 10^4$ 值为 2.46 ~ 2.73，略小于 OMAG 的 Ga/Al 数值；QGQS 中 Nb/Ta 为 13.76 ~ 32.33，大于 OMAG 的对应值；Y/Nb 为 1.53 ~ 3.37，比 OMAG 的 Y/Nb 略小。

在 $Ga/Al \times 10^4$-Zr、Nb、Ce、Y 化学分类图上（图 6），OMAG 和 QGQS 均投影在前人所划分的后造山 A 型花岗岩区（PA），并与内蒙古中部的碱性花岗岩（洪大卫等，1995）非常相似。

Eby（1990，1992）按照 Nb、Y、Ga、Al、Rb 和 Ce 等元素的含量及其比值的显著差异将 A 型花岗岩分为两类（A1 和 A2）。两类 A 型花岗岩岩浆生成的构造环境不同，其中 A1 型侵位于大陆裂谷或板内岩浆活动过程中，而 A2 型既可以与非造山岩浆活动有关，也可以形成于后碰撞环境，其岩浆来源于经历过陆-陆碰撞或岛弧岩浆作用旋回的陆壳。在 Eby（1990）的 Y/Nb-Ce/Nb 图上（图 7），本区 OMAG 和 QGQS 两个岩体的投影点均落入 A2（后造山）区。

表 3 OMAG 和 QGQS 稀土元素和微量元素分析数据($\times10^{-6}$)

Table 3 Rare earth and trace element contents ($\times10^{-6}$) for the OMAG and the QGQS

岩体名称	OMAG								QGQS	
样品号	X-610	X-611	X-612	X-613	X-614	X-616	X-617	X-619	X-648	X-649
La	41.84	31.44	57.97	34.89	50.63	44.40	44.77	65.91	170.03	136.34
Ce	124.25	98.26	146.83	106.41	127.65	122.96	126.41	152.04	262.53	267.02
Pr	17.64	14.55	21.57	14.93	16.76	15.11	17.06	20.69	33.00	31.42
Nd	76.76	60.78	93.70	60.71	72.82	62.76	77.24	86.75	134.64	112.78
Sm	18.59	16.66	22.43	14.38	15.85	14.49	15.99	20.18	17.04	12.55
Eu	1.67	1.40	1.94	1.36	1.54	1.62	1.53	1.82	4.67	4.17
Gd	17.20	15.66	20.69	14.64	15.99	15.07	14.79	18.12	14.22	12.02
Tb	2.54	2.17	2.67	2.04	2.26	2.12	2.23	2.54	1.46	1.12
Dy	15.92	15.74	18.81	14.54	16.45	14.99	15.92	17.11	8.66	7.00
Ho	2.82	2.58	3.11	2.47	3.01	2.78	2.80	3.03	1.39	1.11
Er	7.33	7.28	8.17	7.03	9.26	8.24	7.87	8.13	3.80	3.15
Tm	0.99	0.88	1.08	1.02	1.21	1.08	1.17	1.05	0.54	0.43
Yb	5.95	5.65	6.01	5.48	7.81	6.69	7.10	6.63	3.50	2.75
Lu	0.81	0.81	0.88	0.84	1.17	0.96	1.05	0.94	0.54	0.42
Y	75.59	71.47	82.32	68.14	81.99	71.18	78.88	75.09	38.46	29.14
∑REE	334.3	273.9	405.9	280.7	342.4	313.3	335.9	404.9	656.0	592.3
LR/HR	5.2	4.4	5.6	4.8	5.0	5.0	5.3	6.0	18.2	20.1
$(La/Sm)_{CN}$	1.4	1.2	1.6	1.5	2.0	1.9	1.8	2.1	6.3	6.8
$(Gd/Yb)_{CN}$	2.3	2.2	2.8	2.2	1.7	1.8	1.7	2.2	3.3	3.5
$(La/Yb)_{CN}$	4.7	3.8	6.5	4.3	4.4	4.5	4.2	6.7	32.8	33.4
δEu	0.28	0.26	0.27	0.28	0.29	0.33	0.30	0.29	0.89	1.02
Rb	96.73	95.07	86.75	92.47	99.51	108.05	92.08	94.79	46.28	43.61
Sr	32.72	22.53	23.73	36.66	37.59	54.83	47.60	38.62	26.31	24.42
Ba	102.42	60.50	66.70	173.92	142.51	160.69	163.81	79.41	602.24	526.61
Th	12.06	11.66	15.04	11.30	11.93	14.60	14.45	13.36	6.63	6.30
U	1.95	1.91	3.00	2.07	2.94	2.40	2.21	2.69	1.35	1.28
Ta	1.36	2.58	1.65	1.46	1.90	1.63	1.78	1.53	0.78	0.63
Nb	17.24	16.49	19.89	17.47	21.71	18.35	20.56	17.74	25.21	8.65
Hf	10.50	9.33	12.48	9.87	16.07	12.65	14.06	12.33	5.90	4.23
Zr	542.11	507.75	588.52	515.64	774.55	555.83	626.18	599.70	289.75	225.49
Sc	4.32	4.48	5.16	5.45	8.41	7.02	6.81	6.08	14.07	12.47
V	7.56	8.37	8.26	11.06	11.40	13.41	13.00	12.15	16.20	16.10
Co	1.53	1.88	1.04	4.69	1.79	2.48	2.15	2.75	1.50	1.94
Cr	13.80	19.04	11.79	69.60	11.26	13.41	15.93	11.46	10.05	10.63
Ni	6.14	12.90	8.54	41.93	7.57	9.06	9.36	11.18	5.33	9.65
Cu	13.94	14.74	11.62	39.45	9.44	10.49	20.70	7.72	9.71	11.65
Pb	15.41	22.97	20.09	71.15	20.04	19.93	32.20	19.47	17.65	15.65
Zn	47.97	65.94	65.25	100.70	85.15	78.51	91.51	59.86	90.51	71.08
Ga	21.99	22.20	21.89	20.52	22.32	20.85	22.07	22.78	23.25	21.12
Rb/Sr	2.96	4.22	3.66	2.52	2.65	1.97	1.93	2.45	1.76	1.79
Rb/Ba	0.94	1.57	1.30	0.53	0.70	0.67	0.56	1.19	0.08	0.08
Y/Nb	4.39	4.33	4.14	3.90	3.78	3.88	3.84	4.23	1.53	3.37
Ce/Nb	7.21	5.96	7.38	6.09	5.88	6.70	6.15	8.57	10.41	30.88
Nb/Ta	12.64	6.38	12.06	11.98	11.45	11.28	11.57	11.61	32.33	13.76
$Ga/Al(\times10^4)$	3.27	3.56	3.18	3.39	3.54	3.22	3.50	3.23	2.73	2.46

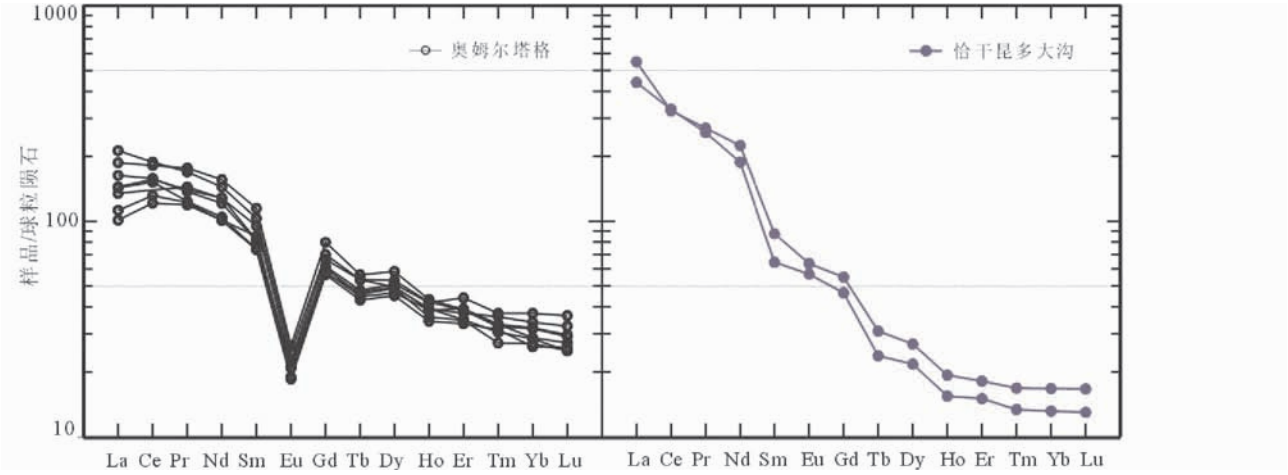


图 4 OMAG 和 QGQS 球粒陨石标准化稀土配分模式(标准化数据引自 Boynton, 1984)

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns for the OMAG and the QGQS (chondrite values from Boynton, 1984)

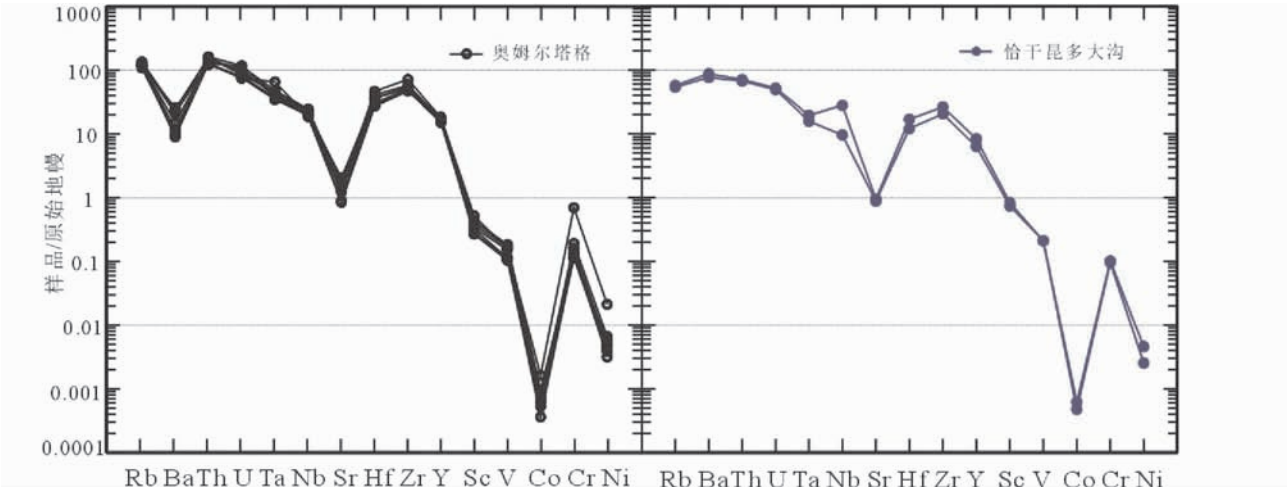


图 5 OMAG 和 QGQS 微量元素原始地幔标准化曲线(原始地幔数据引自 Jagoutz *et al.*, 1979)

Fig. 5 Primitive mantle-normalized patterns of trace elements for the OMAG and the QGQS (after Jagoutz *et al.*, 1979)

表 4 奥姆尔塔格碱性花岗岩(X-614)中锆石 U-Pb 分析结果

Table 4 U-Pb isotope analyses of zircons in the sample X-614 from the OMAG

序号	^{204}Pb ($\times10^{-6}$)	^{232}Th ($\times10^{-6}$)	^{238}U ($\times10^{-6}$)	Th/U	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$^{207}Pb/^{206}Pb$		$^{207}Pb/^{235}U$		$^{206}Pb/^{238}U$		$^{207}Pb/^{235}U$		$^{206}Pb/^{238}U$	
						比值	1σ	比值	1σ	比值	1σ	(Ma)	1σ	(Ma)	1σ
2	0.61	523	435	1.20	148	0.05206	0.00064	0.33010	0.00280	0.04598	0.00023	289.6	2.1	289.8	1.4
3	3.32	513	330	1.55	21	0.09143	0.00123	0.57144	0.00565	0.04532	0.00025	458.9	3.7	285.7	1.5
4	3.94	254	250	1.02	14	0.10880	0.00143	0.71390	0.00682	0.04758	0.00026	547.1	4.0	299.7	1.6
5	2.47	832	445	1.87	38	0.06458	0.00074	0.40676	0.00296	0.04568	0.00022	346.5	2.1	287.9	1.4
6	1.01	358	361	0.99	76	0.06118	0.00072	0.38786	0.00300	0.04597	0.00023	332.8	2.2	289.8	1.4
7	<0.43	140	165	0.85	82	0.05804	0.00089	0.36509	0.00453	0.04561	0.00025	316.0	3.4	287.5	1.6
8	1.07	228	233	0.98	47	0.05942	0.00080	0.37336	0.00377	0.04556	0.00024	322.1	2.8	287.2	1.5
9	2.60	438	320	1.37	26	0.07592	0.00103	0.47408	0.00480	0.04528	0.00024	394.0	3.3	285.5	1.5
10	1.45	1182	528	2.24	78	0.05804	0.00065	0.36418	0.00249	0.04551	0.00022	315.3	1.9	286.9	1.3
11	1.49	379	325	1.17	47	0.06395	0.00082	0.40495	0.00378	0.04592	0.00023	345.2	2.7	289.4	1.5
12	<0.49	76	98	0.77	43	0.05536	0.00090	0.34876	0.00468	0.04568	0.00025	303.8	3.5	288.0	1.6
13	<0.54	172	224	0.77	89	0.05565	0.00081	0.35303	0.00409	0.04600	0.00024	307.0	3.1	289.9	1.5
16	1.07	623	553	1.13	108	0.05440	0.00060	0.34387	0.00230	0.04584	0.00022	300.1	1.7	288.9	1.3

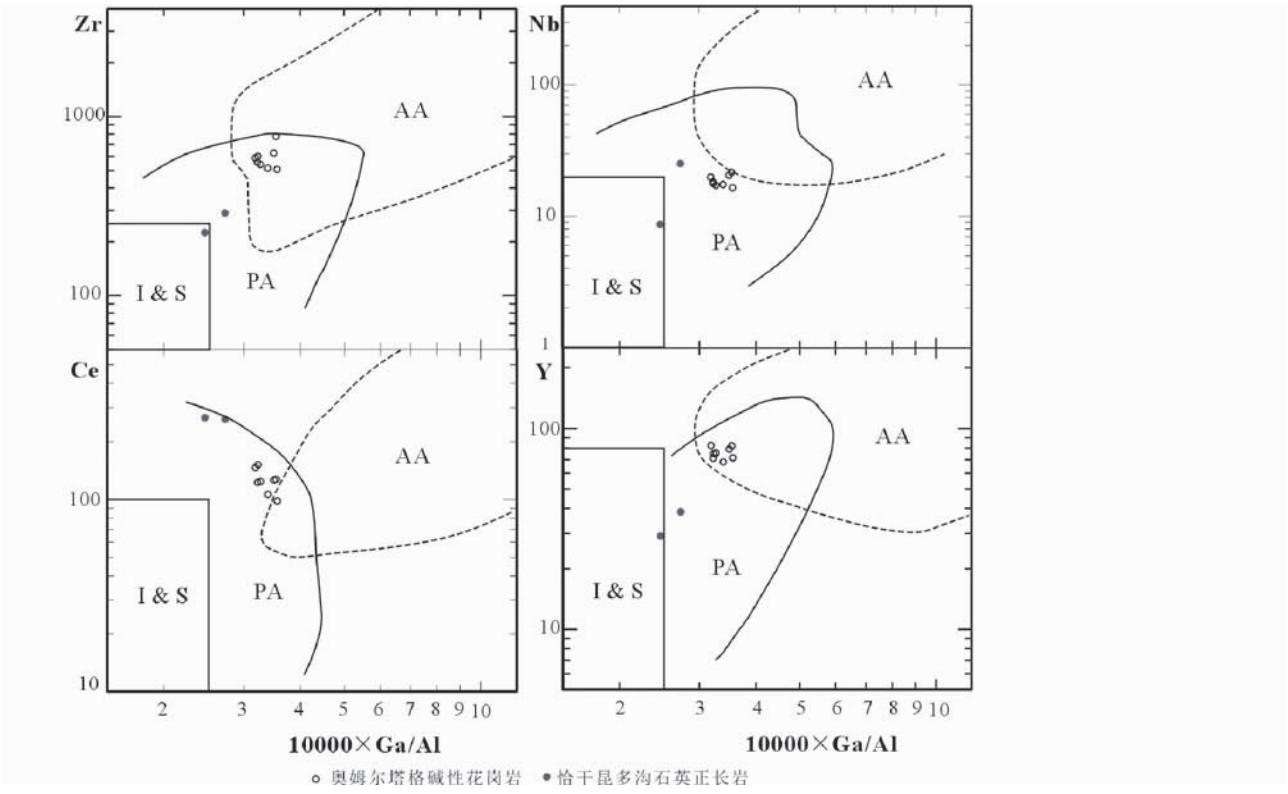


图 6 OMAG 和 QGQS 中 Ga/Al × 10^4-Zr、Nb、Ce、Y 化学分类图(据 Whalen *et al.*,1987;Hong *et al.*,1996)

I & S-I 和 S 型花岗岩;PA-后造山 A 型花岗岩;AA-非造山 A 型花岗岩

Fig. 6 Geochemical discrimination diagram of Ga/Al × 10^4-Zr、Nb、Ce、Y for the OMAG and the QGQS (after Whalen *et al.*,1987; Hong *et al.*,1996)

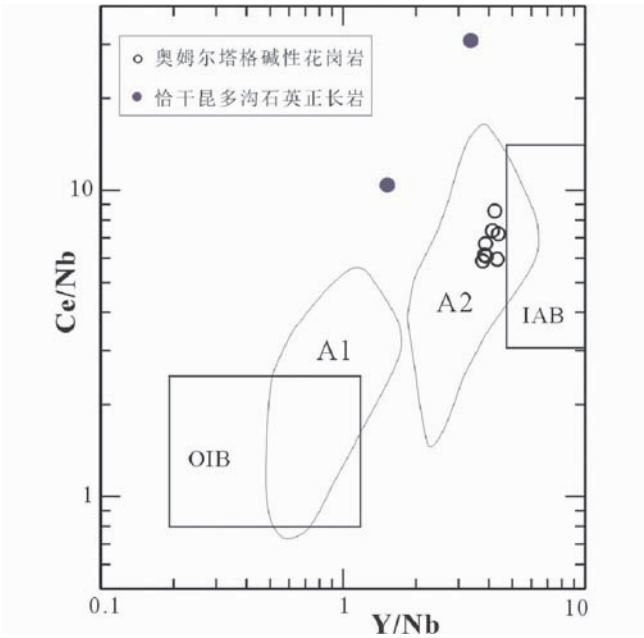


图 7 OMAG 和 QGQS 中 Y/Nb-Ce/Nb 图解(据 Eby,1990;王式洸等,1994)

OIB-大洋岛屿玄武岩;IAB-岛弧玄武岩;A1-非造山 A 型花岗岩;A2-后造山 A 型花岗岩

Fig. 7 Geochemical diagram of Y/Nb-Ce/Nb for the OMAG and the QGQS (after Eby,1990; Wang *et al.*,1994)

4 同位素特征

4.1 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测试及结果

本文测定了奥姆尔塔格碱性花岗岩中 16 个单颗粒锆石,由于$^{207}Pb/^{235}U$ 值系统误差较大,剔除了 3 个点,剩下 13 个点,其测点位置见图 8,分析数据见表 4。从阴极发光照片(图 8)上可以看出奥姆尔塔格碱性花岗岩中的锆石均具清晰的韵律环带结构,表明岩体中锆石来自于岩浆结晶(吴元保和郑永飞,2004);从表 4 中可以看出岩体中的锆石含较高的 U($98 \times 10^{-6} \sim 553 \times 10^{-6}$)和 Th($76 \times 10^{-6} \sim 1182 \times 10^{-6}$);Th/U 比值介于 0.77 ~ 2.24 之间,同样指示锆石的岩浆成因(一般 Th/U > 0.4,Rubatto and Gebauer, 2000)。

当$^{206}Pb/^{204}Pb \geqq 200$(年轻锆石)或$\geqq 3000$(年老锆石)时,对锆石中的普通 Pb 可不进行校正(梁细荣等,2000),本文中 OMAG 的锆石$^{206}Pb/^{204}Pb$ 为 14 ~ 148,不符合这个条件,所以对锆石中^{204}Pb 都进行了校正。对于形成于前寒武纪的锆石,一般用$^{207}Pb/^{206}Pb$ 进行锆石定年,而对较年轻的锆石则采用$^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄更为合适(Compston *et al.*, 1992)。因本文所研究的岩体形成于显生宙,故采用$^{206}Pb/^{238}U$计算岩体的侵位年龄。由于$^{207}Pb/^{235}U$ 值存在系统误差,

表 5 奥姆尔塔格碱性花岗岩(X-617)Sr-Nd 同位素测定及计算结果

Table 5 Sr-Nd isotope analyses and calculated parameters for the sample X-617 from the OMAG

样品	岩体名称	SiO_2(wt%)	Rb($\times10^{-6}$)	Sr($\times10^{-6}$)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr(2\sigma)$	Sm($\times10^{-6}$)	Nd($\times10^{-6}$)
X-617	奥姆尔塔格	73.47	103.62	42.54	7.018964	0.730315±11	14.57	59.87
样品	岩性	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd(2\sigma)$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$	$f_{Sm/Nd}$	$\varepsilon_{Nd}(0)$	$\varepsilon_{Nd}(t)$	t_{DM2}(Ma)
X-617	碱性花岗岩	0.149968	0.512887±11	0.70159	−0.25	+3.14	+4.96	634

注:(1) $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i=(^{87}Sr/^{86}Sr)_S-(^{87}Rb/^{86}Sr)_S(e^{\lambda Rbt}-1)$; $(^{143}Nd/^{144}Nd)^t_S=(^{143}Nd/^{144}Nd)_S-(^{147}Sm/^{144}Nd)_S(e^{\lambda Smt}-1)$;

$(^{143}Nd/^{144}Nd)^t_{CHUR}=(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}-(^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR}(e^{\lambda Smt}-1)$;

$$\varepsilon_{Nd}(t)=\left[\frac{(^{143}Nd/^{144}Nd)^t_S}{(^{143}Nd/^{144}Nd)^t_{CHUR}}-1\right]\times10^4;\ t_{DM}=\frac{1}{\lambda}Ln\left[1+\frac{(^{143}Nd/^{144}Nd)_S-(^{143}Nd/^{144}Nd)_{DM}}{(^{147}Sm/^{144}Nd)_S-(^{147}Sm/^{144}Nd)_{DM}}\right];$$

$$f_{Sm/Nd}=\frac{(^{147}Sm/^{144}Nd)_S}{(^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR}}-1;\ t_{DM2}=\frac{t_{DM1}-(t_{DM1}-0.246)\times(-0.4-f_{Sm/Nd})}{-04-0.08592}$$

(2)上面公式中:t 为岩体结晶年龄,S 为样品同位素现今测定值,其中奥姆尔塔格岩体的结晶年龄为 t=287.6Ma。$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}$=0.512638, $(^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR}$=0.1967, $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{DM}$=0.51315, $(^{147}Sm/^{144}Nd)_{DM}$=0.2137; $\lambda_{Sm}=6.54\times10^{-12}a^{-1}$, $\lambda_{Rb}=1.42\times10^{-11}a^{-1}$

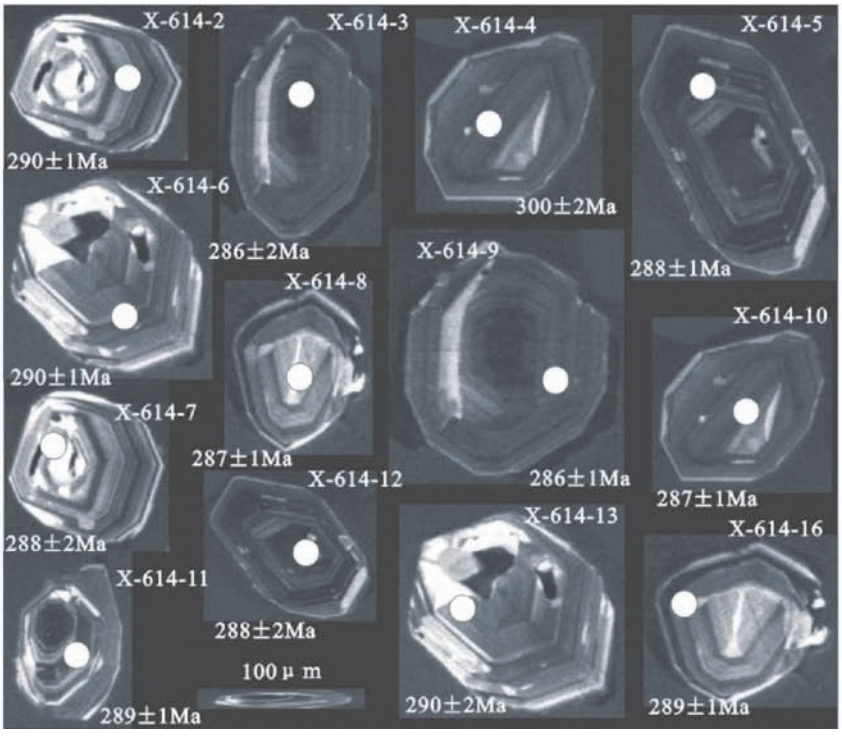


图 8 奥姆尔塔格碱性花岗岩(X-614)中锆石样品阴极发光照片

Fig. 8 Cathode luminescence images of zircons in the sample X-614 from the OMAG

在锆石 U-Pb 年龄谐和曲线上(图 9),少数几个样品比较分散,落在谐和曲线的右侧。用 Isoplot2 计算程序获得岩体中锆石 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为 287.6±2.1Ma(图 9),这与顾连兴等(1990a)测得的 Rb-Sr 同位素等时线年龄 289.9±6.2Ma 在误差允许的范围内基本一致。

4.2 Rb-Sr 和 Sm-Nd 同位素特征

表 5 中奥姆尔塔格碱性花岗岩(OMAG)的分馏因子 $f_{Sm/Nd}$ 为 −0.25,不落在 −0.5 ~ −0.3 之间,所以用两阶段模式计算 OMAG 的模式年龄比较合适(Liew and Hofman, 1988;李献华等,1991;李献华,1996),计算得到 OMAG 的模式年龄 t_{DM2} 为 634Ma,表明其源岩至新元古代已经从地幔中分离出来,但目前学界对该区是否存在"前寒武纪基底"或说"新元古代的初生地壳"有不同的看法,所以这个结论值得商榷。计算得到 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 为 +4.96, $\varepsilon_{Nd}(0)$ 为 +3.14, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 为 0.70159。正的 $\varepsilon_{Nd}(t)$、较低的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 表明岩浆起源于亏损地幔(Macera *et al.*, 1994;贺伯初等,1994;赵

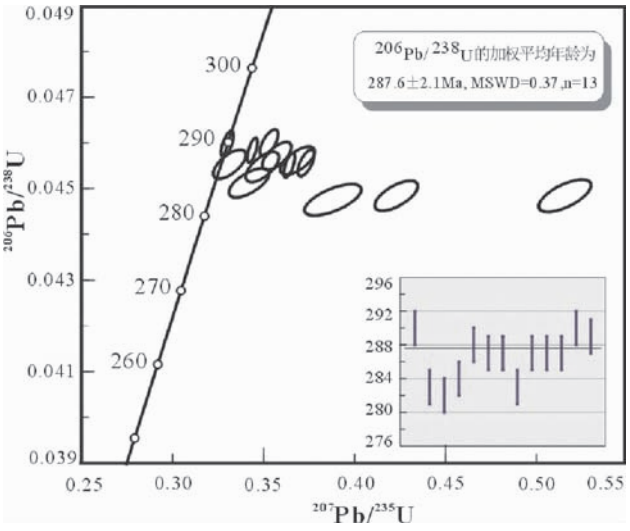


图 9 奥姆尔塔格碱性花岗岩(X-614)中锆石 U-Pb 年龄谐和图

Fig. 9 Concordia diagrams of U-Pb determinations for the sample X-614 from the OMAG

振华等,1996;韩宝福等,1999)。

5 讨论

关于造山过程的时段划分,前人提出过不同的术语。Simonen(1960)在研究瑞芬造山带花岗岩时,将造山过程从早期到晚期分为同造山、晚造山、后造山与非造山四个阶段。Liégeois(1998)则提出活动边缘、碰撞、后碰撞和板(陆)内等四种构造环境,其中活动边缘相当于有些学者所称的碰撞前环境。近年来,前缀"晚"已经很少使用,通常用"后"代替,而对"晚造山"、"后造山"、"碰撞后"这几个术语的含意和相互关系也有不同理解,从而导致学术界缺少共同语言(张旗等,2008)。按 Liégeois(1998)和 Liégeois *et al.*(1998)的意见,碰撞阶段的主要事件是指洋盆消失,两个板块大规模碰撞,其表现为大规模推覆和高压变质作用,自此之后直到进入板内环境为止,均作为后碰撞环境。笔者认为,碰撞和大规模推覆运动的末期可伴有间歇性的松驰,并可发生不同规模的剪切走滑,直到总体挤压的环境让位于以伸展为主的环境,顾连兴等(2006)将这一阶段称为挤压-伸展转折阶段。随后,伸展作用可一直持续到进入板内环境为止,这一阶段则为碰撞后伸展阶段(顾连兴等,2006)。按顾连兴等(2006)的意见,东天山地区挤压-伸展转折和碰撞后伸展两个阶段的大致时域分别为 310~285Ma 和 285~250Ma。

哈尔里克造山带属于哈萨克斯坦板块东南部之准(噶尔)-吐(鲁番)-哈(密)陆块东北缘的晚古生代岛弧(何国琦等,1994;Gu *et al.*, 1999;顾连兴等,2001),其北侧的库兰喀孜干造山带为西伯利亚板块南缘的晚古生代岛弧,两者之间的克拉麦里-麦钦乌拉断裂带和沿此带分布的蛇绿岩套代表着晚石炭世碰撞带(马瑞士等,1993;舒良树和王玉净,2003;李锦轶,2004)。哈尔里克地区最晚海相沉积作用的结束和碰撞时间也为晚石炭世(汪传胜等,2009)。该区小铺东和八大石(LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄 298±2Ma)等高钾钙碱性花岗岩体侵入于强烈变形的围岩而本身未受变形的特征表明,这类花岗岩是主碰撞和区域构造变形以后的产物(汪传胜等,2009)。野外可见基性岩墙群切割高钾钙碱性花岗岩,而年龄为 287.6±2.1Ma 的奥姆尔塔格碱性花岗岩(OMAG)又切割基性岩墙。迄今虽然尚未测得恰干昆多沟含角闪石石英正长岩(QGQS)的年龄,但据其与碱性花岗岩在手标本颜色、结构、构造等方面的相似性和在地球化学上的演化关系,可以推测其侵入时间可能介于基性岩墙群和碱性花岗岩之间。上述四种不同类型的侵入岩紧随碰撞后,并且在大约 12Ma 的时段内接踵侵位,因此,笔者认为它们均应当是碰撞后挤压-伸展转折阶段的岩浆活动产物。

OMAG 和 QGQS 两个岩体的微量元素投影点均落入前人所称的"后造山"区(图 6 和图 7),但是考虑到有关作者所使用的"后造山"这一术语所涵盖时段的宽广性,本文的这些投影与这两个岩体侵入于碰撞后挤压-伸展转折阶段的认识相一致。除了 OMAG 和 QGQS 以外,在法国科西嘉岛上,碱性花岗岩(290~284Ma)几乎紧随浅色二长花岗岩(292~286Ma)侵位(Paquette *et al.*, 2003);在我国福建沿海,太平洋板块从中侏罗世晚期到早白垩世向欧亚大陆俯冲(137~112Ma),而碱性花岗岩则侵位于 97~91Ma(Martin *et al.*, 1994;朱笑青等,2006);在加拿大纽芬兰的阿帕拉契亚造山带中,后碰撞的碱性花岗岩与钙碱性花岗岩几乎同时侵位(Whalen *et al.*, 2006)。这三处的碱性花岗岩也应当形成于碰撞后的挤压-伸展转折期,因而可以与奥莫尔塔格岩体进行对比。

如前文所述,OMAG 和 QGQS 均为灰紫色,岩石结构和构造非常相似,两者中的钾长石均为条纹长石,在其它矿物组成上略有不同,OMAG 中斜长石均为钠长石,并含有碱性角闪石和霓石,而 QGQS 中斜长石为钠长石和更长石,含有普通角闪石,不含其它碱性暗色矿物。两个岩体在主量元素氧化物协变图解上显示出一条明显间断的演化趋势曲线,从 QGQS 到 OMAG,SiO_2 含量增加(从 64.71%~64.83% 到 71.23%~74.31%),全碱含量降低(从 11.72%~11.79% 到 8.49%~9.87%),Al_2O_3 含量减少(从 16.09%~16.19% 到 11.44%~13.34%)。两者的 REE 配分曲线均为右倾,从 QGQS 到 OMAG,稀土总量减少(从 592.3×10^{-6}~656.0×10^{-6} 到 273.9×10^{-6}~405.9×10^{-6}),轻/重稀土比值降低(从 18.2~20.1 到 4.4~6.0),稀土配分曲线从平滑到 Eu 显著亏损。两者的微量元素蛛网图相似,从 QGQS 到 OMAG,仅 Ba 的含量显著降低(从 526.61×10^{-6}~602.24×10^{-6} 到 60.50×10^{-6}~173.92×10^{-6}),Rb/Sr 和 Rb/Ba 略为升高(Rb/Sr 从 1.76~1.79 到 1.93~4.22、Rb/Ba 从 0.08 到 0.53~1.57),Nb/Ta 降低(从 13.76~32.33 到 6.38~12.64),

Ga/Al 和 Y/Nb 升高(Ga/Al 从 $2.46 \times 10^4 \sim 2.73 \times 10^4$ 到 $3.18 \times 10^4 \sim 3.56 \times 10^4$, Y/Nb 从 1.53 ~ 3.37 到 3.78 ~ 4.39)。这些规律表明,碱性花岗岩浆可能是由石英正长质母岩浆经角闪石、钾长石,斜长石、以及磷灰石、锆石、榍石、钛铁氧化物等副矿物分离结晶后的产物。OMAG 正的 $\varepsilon_{Nd}(t)$值(+4.96),较低的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值(0.70159),表明石英正长质母岩浆起源于亏损地幔。

6 结论

本文得出如下结论:

(1)恰干昆多沟含角闪石的石英正长岩和奥姆尔塔格碱性花岗岩均形成于主碰撞后的挤压-伸展转折阶段。

(2)石英正长质岩浆起源于亏损地幔,而碱性花岗岩则是石英正长质母岩浆分离结晶的产物。

References

Anderson JL. 1983. Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America. In: Medaris LG, Byers CW, Michelson DM and Shanks DM (eds.). Proterozoic Geology. Geol. Soc. Am. Mem., 161: 133 – 153

Bonin B. 1990. From orogenic to anorogenic settings: Evolution of granitoid suites after a major orogenesis. Geol. J., 25: 261 – 270

Boynton WV. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: Henderson P (ed.). Rare Earth Element Geochemistry. Elservier, 63 – 114

Brady JB. 1987. Coarsening of fine-scale exsolution lamellae. Am. Mineral., 72: 697 – 706

Bureau of Geology and Mineral Resources of Xinjiang Uygur Autonomous Region (BGMRX). 1999. Stratigraphy (litostratic) of Xinjiang Uygur Autonomous Region. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1 – 430 (in Chinese)

Cerny P, Meintzer RE and Anderson AJ. 1985. Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites: Selected examples of data and mechanisms. Can. Mineral., 23: 381 – 421

Chu Q. 1988. Studies on the granitoids and their mineralization process in Harlik of the eastern Xinjiang. Master Degree Thesis. Nanjing: Nanjing University

Clemens JD, Holloway JR and White AJR. 1986. Origin of an A-type granite: Experimental constraints. American Mineralogist, 71: 317 – 326

Collins WJ, Beams SD, White AJR *et al.* 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to south-eastern Australia. Contr. Mineral. Petrol., 80: 189 – 200

Compston W, Williams IS, Kirschvink JL *et al.* 1992. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale. J. Geol. Sci. London, 149: 1 – 84

Creaser RA, Price RC and Wormald RJ. 1991. A-type granites revisited: Assessment of a residual source model. Geology, 19: 163 – 166

Eby GN. 1990. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. Lithos, 26: 115 – 134

Eby GN. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. Geology, 20: 641 – 644

Green TH. 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. Chem. Geol., 120: 347 – 359

Gu LX, Chu Q, Hu SX and Yan ZF. 1990a. Geological features and origin of the Kelameili-Haerrike alkali granite belt, Xinjiang Province. In: The Editorial Committee of Geoscience of Xinjiang of Project 305 (eds.). Geoscience of Xinjiang, No. 2. Beijing: Geological Publishing House, 47 – 55 (in Chinese with English abstract)

Gu LX, Chu Q, Hu SX and Yan ZF. 1990b. Geological features, petrogenesis and metallogeny of A-type granites. Geological Science and Technology Information, 1: 26 – 31 (in Chinese with English abstract)

Gu LX and Vokes FM. 1997. Annealing and coarsening of monoclinic exsolution lamella in pyrhotite in some nickel-copper ores from Norway. Acta Mineralogica Sinica, 17(1): 17 – 23 (in Chinese with English abstract)

Gu LX, Hu SX, Chu Q, Yu CS and Xiao XJ. 1999. Pre-collision granites and post-collision intrusive assemblage of the Kelameili-Harlik orogenic belt. Acta Geologica Sinica, 73(3): 316 – 329

Gu LX, Hu SX, Yu CS, Wu CZ and Yan ZF. 2001. Initiation and evolution of the Bogda subduction-torn-type rift. Acta Petrologica Sinica, 17(4): 585 – 597 (in Chinese with English abstract)

Gu LX, Zhang ZZ, Wu CZ, Wang YX, Tang JH, Wang CS *et al.* 2006. Some problems on granites and vertical growth of the continental crust in the eastern Tianshan Mountains, NW China. Acta Petrologica Sinica, 22(5): 1103 – 1120 (in Chinese with English abstract)

Han BF, Wang SG, Jahn BM, Hong DW, Kagami H and Sun YL. 1997. Depleted-mantle source for the Ulungur River A-type granites from North Xinjiang, China: Geochemistry and Nd-Sr isotopic evidence and implications for Paleozoic crustal growth. Chem. Geol., 138: 135 – 159

Han BF, He GQ and Wang SG. 1999. Post collisional mantle-derived magmatism, underplating and implications for basement of the Junggar basin. Science in China (Series D), 29(1): 16 – 21 (in Chinese)

He BC, Tan KR and Wu QH. 1994. Ages and Sr, Nd isotopic evidences of mantle source magmatite in the Bu's gold deposit, Jimunal County, northern Xinjiang. Geotectonia et Metallogenis, 18(3): 219 – 228 (in Chinese with English abstract)

He GQ, Li MS, Liu DC, Tang YL and Zhou YH. 1994. Paleozoic Crustal Evolution and Mineralizeation in Xinjiang of China. Urumqi: Xinjiang People's Publishing House, 31 – 220 (in Chinese with English abstract)

Hong DW, Wang SG, Han BF and Jin MY. 1995. Classification and discriminating symbols of tectonic setting for alkaline granites. Science in China (series B), 2(4): 418 – 426 (in Chinese)

Hong DW, Wang SG, Han BF and Jin MY. 1996. Post-orogenic alkaline granites from China and comparisons with anorogenic alkaline granites elsewhere. Journal of Southeast Asian Earth Sciences, 13(1): 13 – 27

IMA-CNMMN. 1997. Nomenclature of Amphiboles. The Canadian Mineralogist, 35: 219 – 246

Jagoutz E, Palme H, Baddenhausen H *et al.* 1979. The abundances of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. Proc. Lunar and Planet. Sci. Conf. No. 10. Geochim. Cosmochim Acta, 11(Suppl.): 2031 – 2050

Jiang YH and Yang WZ. 2000. Discovery of A-type granite zone and its geodynamic significance in the western Kunlun Mts., China. Geological Review, 46(3): 235 – 244 (in Chinese with English abstract)

Landenberger B and Collins WJ. 1996. Derivation of A-type granites from a dehydrated charnockitic lower crust: Evidence from the Chaelundi complex, Eastern Australia. J. Petrol., 37: 145 – 170

Li JY. 2004. Late Neoproterozoic and Paleozoic tectonic framework and evolution of eastern Xinjiang, NW China. Geological Review, 50(3): 304 – 322 (in Chinese with English abstract)

Li XH, Zhao ZH, Gui XT and Yu JS. 1991. Sm-Nd isotopic and zircon U-Pb constraints on the age of formation of the Precambrian crust in southeast China. Geochimica, 26(3): 255 – 264 (in Chinese with English abstract)

Li XH. 1996. A discussion on the model and isochronal ages of Sm-Nd

isotopic systematics: Suitability and limitation. Scientic Geologica Sinica, 31(1): 97 - 104 (in Chinese with English abstract)

Liang XR, Li XH, Liu YK, Zhu BQ and Zhang HX. 2000. U-Pb isotopic dating of young zircons by laser ablation microprobe inductively coupled plasma mass spectrometry (LAM-ICPMS). Geochimica, 29(1): 1 - 5 (in Chinese with English abstract)

Liégeois JP, Navez J, Hertogen J *et al*. 1998. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids: The use of sliding normalization. Lithos, 45: 1 - 28

Liégeois JP. 1998. Preface-some words on the post collisional magmatism. 45: Ⅹ Ⅴ - Ⅴ Ⅶ

Liew TC and Hofmann AW. 1988. Precambrian crustal components, plutonic assimilations, plate environment of the Hercynian Fold belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study. Contrib. Minera1. Petrol., 98: 129 - 138

Liu CS, Chen XM, Chen PR, Wang RC and Hu H. 2003. Subdivision, discrimination criteria and genesis for A-type rock suites. Geological Journal of China Universities, 9(4): 573 - 591 (in Chinese with English abstract)

Liu JY, Yu HX and Wu GQ. 1999. Two kinds of alkaline granites in eastern Junggar, Xinjiang and their geological significance. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 18(2): 89 - 94 (in Chinese with English abstract)

Loiselle MC and Wones DR. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. Geol. Soc. Am. Abstr. Program, 11: 468

Ma RS, Wang CY and Ye SF. 1993. Tectonic Framework and Crustal Evolution of the Eastern Tianshan Mountains. Nanjing: Publishing House of Nanjing University. 1 - 255 (in Chinese with English abstract)

Macera P, Del Moro A, Bargossi GM, Campana R and Rottura A. 1994. Polygenetic nature of the Cima d'Asta intrusive complex, Southern Alps, Italy: Inferences from petrological, geochemical and isotopic (Sr and Nd) data. Lithos, 32: 47 - 62

Martin H, Bonin B, Capdevila R *et al*. 1994. The Kuiqi peralkaline granitic complex (SE China): Petrology and geochemistry. J. Petrology, 35(4): 983 - 1015

Paquette JL, Ménot RP, Pin C *et al*. 2003. Episodic and short-lived granitic pulses in a post collisional setting: Evidence from precise U-Pb zircon dating through a crustal cross-section in Corsica. Chemical Geology, 198: 1 - 20

Qiu JS, Wang DZ, Peng YM and Zhou JC. 1996. Petrology, geochemistry and genesis of Taohudao alkali granite in Zhoushan, Zhejiang Province. Journal of Nanjing University (Natural Sciences), 32(1): 80 - 89 (in Chinese with English abstract)

Robin PYF. 1974. Thermodynamic equilibrium across a coherent interface in a stresses crystal. Am. Mineral., 59: 1286 - 1298

Rubatto D and Gebauer D. 2000. Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by IOM Microprobe: Some examples from the western Alps. Cathodoluminescence in Geoscience. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Germany, 373 - 400

Schumacher JC. 1997. Estimation of Fe^{3+} and Fe^{2+} from electron microprobe analyses. In: Nomenclature of Amphiboles-Appendix 2. IMA-CNMMN. The Canadian Mineralogist, 35: 219 - 246

Shu LS and Wang YJ. 2003. Late Devonian-Early Carboniferous radiolarian fossils from siliceous rocks of the Kalamaili ophiolite, Xinjiang. Geological Review, 49(4): 408 - 412 (in Chinese with English abstract)

Simonen A. 1960. Plutonic rocks of the Svecfennides in Finland. Geol. Surv. Finland Bull., 189(1): 100 - 102

Su YP, Tang HF and Cong F. 2008. Zircon U-Pb age and petrogenesis of the Huangyangshan alkaline granite body in east Junggar, Xinjiang. Acta Mineralogica Sinica, 28(2): 117 - 126 (in Chinese with English abstract)

Sun DY, Wu FY, Gao S *et al*. 2005. Confirmation of two episodes of A-type granite emplacement during Late Triassic and Early Jurassic in the central Jilin Province, and their constraints on the structural pattern of Eastern Jilin-Heilongiiang Area, China. Earth Science Frontiers, 21(2): 63 - 275 (in Chinese with English abstract)

Taylor HP. 1980. The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}O/^{16}O$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ systematics in igneous rocks. Earth Planet. Sci. Lett., 47: 243 - 254

Turner SP, Foden JD and Morrison RS. 1992. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: An example from the Padthaway ridge, South Australia. Lithos, 28: 151 - 179

Wang CS, Gu LX, Zhang ZZ, Wu CZ, Tang JH and Tang XQ. 2009. Petrogenesis and geological implications of the Permian high-K calc-alkaline granites in Harlik Mountains of eastern Tianshan, NW China. Acta Petrologica sinica, 25(6): 1499 - 1511 (in Chinese with English abstract)

Wang RR and Liu JY. 1993. The characteristics and genesis of KuiQi miarlitic granite batolith, Fujian. Journal of Guilin College of Geology, 13(1): 14 - 23 (in Chinese with English abstract)

Wang SG, Han BF, Hong DW, Xu BL and Sun YY. 1994. Geochemistry and tectonic significance of alkali granites along Ulungur River, Xinjiang. Scientia Geologica Sinica, 29(4): 373 - 383 (in Chinese with English abstract)

Whalen JB, Currie K and Chappell BW. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discriminateion and petrogenesis. Contrib. Min. Petrol., 95: 407 - 419

Whalen JB, Mcnicoll VJ, Van Staal CR *et al*. 2006. Spatial, temporal and geochemical characteristics of Silurian collision zone magmatism, Newfoundland Appalachians: An example of a rapidly evolving magmatic system related to slab break off. Lithos, 89: 377 - 404

Wright JB. 1969. A simple alkalinity ratio and its applicaton to questions of non-oroginic granite genesis. Geological Magazine, 106(4): 370 - 384

Wu YB and Zheng YF. 2004. Genesic research of zircon in mineralogy and its restriction to the U-Pb age. Chinese Science Bulletin, 49(16): 1589 - 1604 (in Chinese)

Xiao QH, Deng JF, Ma DQ *et al*. 2002. The Way of Investigation on Granitoids. Beijing: Geological Publishing House, 1 - 294 (in Chinese)

Xin JG, Yuan KR and Liu JY. 1995. The alkali granites and their genesis and tectonic significance in the north area of the east Junggar, Xinjiang. Geotectonics et Metallogenia, 19(3): 214 - 226 (in Chinese with English abstract)

Xinjiang Regional Survey Party. 1984. Geology of Granites in Tianshan Mt. Beijing: Geological Publishing House, 22 - 180 (in Chinese)

Xu BL, Yan GH, Zhang C, Li ZT and He ZF. 1998. Petrological subdivision and source material of A-type granites. Earth Science Frontiers, 5(3): 113 - 124 (in Chinese with English abstract)

Yund RA, Mclaren AC and Hobbs BE. 1974. Coarsening kinetics of exsolution microstructure in alkali feldspar. Contrib. Miner. Petrol., 48: 45 - 55

Zhang Q, Wang YL, Jin WJ and Jia XQ, Li CD. 2008. Criteria for the recognition of pre-, syn- and post-orogenic granitic rocks. Geological Bulletin of China, 27(1): 1 - 18 (in Chinese with English abstract)

Zhao ZH, Wang ZG, Zou TR and Masuda A. 1996. Study on petrogenesis of alkali-rich intrusive rocks of Ulungur, Xinjiang. Geochimica, 25(3): 205 - 220 (in Chinese with English abstract)

Zheng QR. 1983. Calculating Fe^{3+} and Fe^{2+} of mineral from electron Microprobe analyses. Acta Mineralogica Sinica, 55 - 62 (in Chinese with English abstract)

Zhu XQ, Wang ZG, Wang YL and Bi H. 2006. Geological characteristics of the post-orogenic alkaline granites in Xinjiang. Acta Petrologica Sinica, 22(12): 2945 - 2956 (in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

诸强. 1988. 新疆东部碱性花岗岩和哈尔里克地区花岗岩及其成矿作用研究. 硕士学位论文. 南京:南京大学

顾连兴,褚强,胡受奚,严正富. 1990a. 新疆克拉美丽-哈尔里克碱性

花岗岩带地质特征及成因. 新疆地质科学. 北京:地质出版社,2(1):47 – 55

顾连兴,褚强,胡受奚,严正富. 1990b. A 型花岗岩的特征、成因及成矿. 地质科技情报,9(1):26 – 31

顾连兴,Vokes FM. 1997. 挪威某些铜镍矿石中单斜磁黄铁矿出溶体的退火和粗化. 矿物学报,17(1):17 – 23

顾连兴,胡受奚,于春水,吴昌志,严正富. 2001. 论博格达俯冲撕裂型裂谷的形成与演化. 岩石学报,17(4):585 – 597

顾连兴,张遵忠,吴昌志,王银喜,唐俊华,汪传胜等. 2006. 关于东天山花岗岩与陆壳垂向增生的若干认识. 岩石学报,22(5):1103 – 1120

韩宝福,何国琦,王式洸. 1999. 后碰撞幔源岩浆活动,底垫作用及准噶尔盆地基底的性质. 中国科学(D 辑),29(1):16 – 21

何国琦,李茂松,刘德权,唐延龄,周汝洪. 1994. 中国新疆古生代地壳演化及成矿. 乌鲁木齐:新疆人民出版社. 31 – 220

贺伯初,谭克仁,吴堑虹. 1994. 北疆吉木乃布氏金矿幔源岩浆时代及 Sr、Nd 同位素证据. 大地构造与成矿学,18(3):219 – 238

洪大卫,王式洸,韩宝福,靳满元. 1995. 碱性花岗岩的构造环境分类及其鉴别标志. 中国科学(B 辑),25(4):418 – 426

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

李锦轶. 2004. 新疆东部新元古代构造格局及其演变. 地质论评,50(3):304 – 322

李献华,赵振华,桂训唐,于津生. 1991. 华南前寒武纪地壳形成时代的 Sm-Nd 和锆石 U-pb 同位素制约. 地球化学,(3):255 – 264

李献华. 1996. Sm-Nd 模式年龄和等时线年龄的适用性与局限性. 地质科学,31(1) :97 – 104

梁细荣,李献华,刘永康,朱炳泉,张海祥. 2000. 激光探针等离子体质谱法(LAM-ICP-MS)用于年轻锆石 U-Pb 定年. 地球化学,29(1):1 – 5

刘昌实,陈小明,陈培荣,王汝成,胡欢. 2003. A 型岩套的分类、判别标志和成因. 高校地质学报,9(4):573 – 591

刘家远,喻亨祥,吴郭泉. 1999. 新疆东准噶尔两类碱性花岗岩及其地质意义. 矿物岩石地球化学通报,18(2):89 – 94

马瑞士,王赐银,叶尚夫. 1993. 东天山构造格架与地壳演化. 北京:地质出版社,1 – 225

邱检生,王德滋,彭亚鸣,周金城. 1996. 浙江舟山桃花岛碱性的岩石学和地球化学特征及成因探讨. 南京大学学报,32(1):80 – 89

舒良树,王玉净. 2003. 新疆卡拉麦里蛇绿岩带中硅质岩的放射虫化石. 地质论评,49(4):408 – 412

苏玉平,唐红峰,丛峰. 2008. 新疆东准噶尔黄羊山碱性花岗岩岩体的锆石 U-Pb 年龄和岩石成因. 矿物学报,28(2):117 – 126

孙德有,吴福元,高山等. 2005. 吉林中部晚三叠世和早侏罗世两期铝质 A 型花岗岩的厘定及对吉黑东部构造格局的制约. 地学前缘,21(2):63 – 275

汪传胜,顾连兴,张遵忠,吴昌志,唐俊华,汤晓茜. 2009. 东天山哈尔里克山区二叠纪高钾钙碱性花岗岩成因及地质意义. 岩石学报,25(6):1499 – 1511

王蓉嵘,刘家远. 1993. 福建魁岐晶洞碱性花岗岩特征及成因. 桂林冶金地质学院学报,13(1):14 – 23

王式洸,韩宝福,洪大卫,许保良,孙亚芸. 1994. 新疆乌伦古河碱性花岗岩的地球化学及其构造意义. 地质科学,29(4):373 – 383

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. 科学通报,49(16):1589 – 1604

肖庆辉,邓晋福,马大铨等. 2002. 花岗岩研究思维与方法. 北京:地质出版社,1 – 294

忻建刚,袁奎荣,刘家远. 1995. 新疆东准噶尔北部碱性花岗岩的特征、成因及构造意义. 大地构造与成矿学,19(3):214 – 226

新疆区调队. 1984 天山花岗岩地质. 北京:地质出版社,22 – 180

新疆维吾尔自治区地质矿产局. 1999. 新疆维吾尔自治区岩石地层. 武汉:中国地质大学出版社,1 – 430

许保良,阎国翰,张臣,李之彤,何中甫. 1998. A 型花岗岩的岩石学亚类及其物质来源. 地学探索,5(3):113 – 124

张旗,王元龙,金惟俊,贾秀勤,李承东. 2008. 造山前、造山和造内后花岗岩的识别. 地质通报,27(1):1 – 18

赵振华,王中刚,邹天人,增田彰正. 1996. 新疆乌伦古富碱侵入岩成因探讨. 地球化学,25(3):205 – 220

郑巧荣. 1983. 由电子探针分析值计算 Fe^{3+} 和 Fe^{2+}. 矿物学报,55 – 62

朱笑青,王中刚,王元龙,毕华. 2006. 新疆后造山碱性花岗岩的地质特征. 岩石学报,22(12) :2945 – 2956