

福建魁岐晶洞花岗岩锆石 U-Pb 年代学及其地球化学研究*

单强¹ 曾乔松¹ 李建康² 卢焕章³ 侯茂洲^{1,4} 于学元¹ 吴传军^{1,4}

SHAN Qiang¹, ZENG QiaoSong¹, LI JianKang², LU HuanZhang³, HOU MaoZhou^{1,4}, YU XueYuan¹ and WU ChuanJun^{1,4}

1. 中国科学院广州地球化学研究所,中国科学院矿物学与成矿学重点实验室,广州 510640

2. 中国地质科学院矿产资源研究所,北京 100037

3. 加拿大魁北克大学,Chicoutimi, PQ G7H7B1

4. 中国科学院大学,北京 100049

1. Key Laboratory for Mineralogy and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou, 510640, China

2. MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China

3. University of Quebec, Chicoutimi, Qc, G7H 2B1, Canada

4. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

2013-09-20 收稿, 2014-01-31 改回.

Shan Q, Zeng QS, Li JK, Lu HZ, Hou MZ, Yu XY and Wu CJ. 2014. U-Pb geochronology of zircon and geochemistry of Kuiqi miarolitic granites, Fujian Province. Acta Petrologica Sinica, 30(4):1155–1167

Abstract Geochemical analysis shows the Kuiqi miarolite is characterized by high Si, alkali and lower Ca contents, and riched in LILE and HFSE, hence classified as typical A-type granite. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating analysis shows that zircon U-Pb ages of two small miarolitic cavity granites are $101.7 \pm 2\text{Ma}$ and $97.3 \pm 0.77\text{Ma}$ respectively. Zircon U-Pb ages for two large miarolitic cavity granites are $93.6 \pm 1.5\text{Ma}$ and $92.0 \pm 1.3\text{Ma}$ respectively, representing diagenetic ages of the Kuiqi miarolite and suggesting they are the products of magmatic action of the early Late Cretaceous. Analysis of in situ zircon Lu-Hf isotope show, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ is +1.45 and +1.21, the mean value of two-staged model ages for zircon are 1064Ma and 1078Ma respectively, illustrating that they are made by magma derived from mantle underplating resulted in the melting of the lower crust. All these studies show the Kuiqi A-type granites are resulted in subduction between the Kula and Eurasian plates, which induced an extensional environment of above lithospheric plates. The original magmas are products of partial melting of the Neoproterozoic lower crust, with mixture of mantle.

Key words Kuiqi miarolitic granites; A-type granite; Zircon U-Pb age; Lu-Hf isotope; Underplating

摘要 魁岐晶洞花岗岩具有高 Si、高碱、低 Ca、富集大离子亲石元素和高场强元素的地球化学特征,为典型的 A 型花岗岩。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年分析显示,魁岐小晶洞花岗岩的锆石 U-Pb 年龄在 $101.7 \pm 2\text{Ma}$ 和 $97.3 \pm 0.77\text{Ma}$ 之间,而大晶洞花岗岩的锆石 U-Pb 年龄在 $93.6 \pm 1.5\text{Ma}$ 和 $92.0 \pm 1.3\text{Ma}$ 之间,表明它们是晚白垩世早期岩浆活动的产物。锆石原位 Hf 同位素分析显示,大晶洞锆石的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 分别为 +1.45 和 +1.21,锆石二阶段模式年龄平均值为 1064Ma 和 1078Ma,说明该类岩石是慢源岩浆底侵导致下地壳熔融的结果。以上研究成果表明,魁岐晶洞 A 型花岗岩形成于库拉板块向欧亚板块俯冲,诱发其上的大陆岩石圈板块伸展的构造环境。因此,其原始岩浆是新元古代下地壳物质部分熔融的产物,并伴有地幔物质的加入。

关键词 魁岐晶洞花岗岩; A 型花岗岩; 锆石 U-Pb 年龄; Lu-Hf 同位素; 拆沉作用

中图法分类号 P588.121; P597.3

* 本文受国家“深部探测技术与实验研究”专项课题(SinoProbe-03-01)资助。

第一作者简介:单强,男,1967年生,副研究员,地球化学专业, E-mail: qshan@gig.ac.cn

中国东南部中生代火山岩广泛分布在东南沿海地区,而福建晶洞碱性花岗岩出露在中国东南沿海中生代活动大陆边缘,同钙碱性花岗岩密切共生并属于岩浆演化晚期的产物。在活动大陆边缘带出露晶洞花岗岩,沿北东方向分布,受长乐-厦门断裂的控制,火山弧范围内分布着数十条晶洞碱性花岗岩体,构成了一条绵延 500 多千米,宽约 60 千米的 NNE 向展布的岩带,并大致与海岸线平行(图 1)。魁岐晶洞花岗岩位于该岩带北部,是其中最具代表性的岩体之一。魁岐晶洞碱性花岗岩位于福州市东郊至连江县一带,南澳-长乐大断裂北端,魁岐晶洞碱性花岗岩的分布与该断裂方向一致。岩体出露面积约 284km²,是政和-大埔深断裂以东濒海分布的晶洞花岗岩带上规模最大的岩体之一。岩体于西南和北侧分别侵入到燕山晚期鼓山花岗岩(γ_5^{3b})和丹阳二长花岗岩($\eta\gamma_5^{3b}$)中,在北侧被笔架山花岗岩斑岩($\gamma\pi_5^{3d}$)侵入(图 1)。

洪大卫等(1987)认为在福建沿海地区的碱性花岗岩带中,偏碱性过铝质含黑云母晶洞花岗岩为主要的岩石类型,它们形成于中生代,大陆边缘的形变性质由压性变为张性。浙闽沿海晚白垩世碱性花岗岩的出现,正是该区的构造性

质从压性转向张性的标志,因此它们也应当属于后造山花岗岩,而不是非造山花岗岩。邱检生等(2000)对福建沿海地区的铝质 A 型花岗岩与碱性花岗岩进行了对比研究,提出福建沿海铝质 A 型花岗岩与碱性花岗岩是同源的,两者为壳幔物质混合的产物。但是目前对福建沿海晶洞花岗岩,尤其是魁岐花岗岩的类型和成因的研究还存在不足,特别是缺乏精准的年代学研究。本文拟以魁岐晶洞花岗岩体为对象,对魁岐花岗岩的地球化学特征进行系统研究,通过精确的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年和锆石的 Hf 同位素分析,为花岗岩的物质来源与成因机制提供新的佐证。

1 花岗岩岩相学特征

魁岐晶洞花岗岩体是一个以碱性花岗岩为主,伴有黑云母花岗岩的复式岩体,碱性花岗岩与黑云母花岗岩密切共生。主侵入阶段花岗岩分相清楚,一般可分为三个相:边缘相、过渡相和内部相。边缘相为细粒结构,过渡相和内部相分别为中细粒和中粗粒结构,岩相的垂直分带现象明显,该阶段花岗岩构成魁岐岩体的主体。

本文研究的魁岐晶洞碱性花岗岩的 KQ 样品中长石条纹结构较发育。主要矿物成分为石英、碱性长石、霓石及亚铁钠闪石,长石条纹结构较发育,其他形粒状结构及花斑结构,后者在颗粒较细的岩相中较发育。岩石的晶洞构造十分发育,属晶洞碱性花岗岩。魁岐晶洞碱性花岗岩的 QZ 样品为晶洞黑云母钾长花岗岩,主要矿物组合为石英、条纹长石、斜长石(An_{12-14} ,个别达 An_{24})和黑云母等,不含碱性铁镁矿物,半自形粒状结构,局部出现花斑结构,晶洞构造普遍发育。应归属偏碱性花岗岩类,属于一种由黑云母花岗岩向晶洞碱性花岗岩演化的过渡类型。

2 花岗岩岩石化学特征

花岗岩样品的岩石化学分析结果列在表 1 中。这些花岗岩样品均为晶洞花岗岩。其化学组成呈现富硅、富碱,贫镁、铁、钙等元素特点,属于岩浆高分异的花岗岩类。其 SiO_2 含量变化范围为 71.23% ~ 77.48%,硅过饱和; $Na_2O + K_2O$ 总量大于 8% (KQ-5 除外),变化范围为 7.81 ~ 9.10; $MgO + FeO$ 含量变化范围为 1.44% ~ 3.40%,CaO 的含量特别低,相对而言,QZ 晶洞花岗岩 CaO 的含量高一些,为 0.39% ~ 0.58%,而 KQ 晶洞花岗岩 CaO 的含量就低很多,小于 0.2% (除 KQ-2 样品)。此外,KQ 晶洞花岗岩和 QZ 晶洞花岗岩相比,QZ 花岗岩的 Al_2O_3 的含量偏高一些,接近 13%,而 KQ 花岗岩 Al_2O_3 含量多低于 12%。两者的 A/CNK 指数略有不同,KQ 花岗岩的 A/NKC 指数多 < 1,变化范围为 0.85 ~ 1.01,而 QZ 花岗岩为均 ≥ 1 ,从总体来看,它们 A/CNK 指数均大于 0.95,应属于过铝质-准铝质花岗岩。如图 2 所示,QZ 三个花岗岩投影点落在过铝质花岗岩区内,KQ 花岗岩投影点则

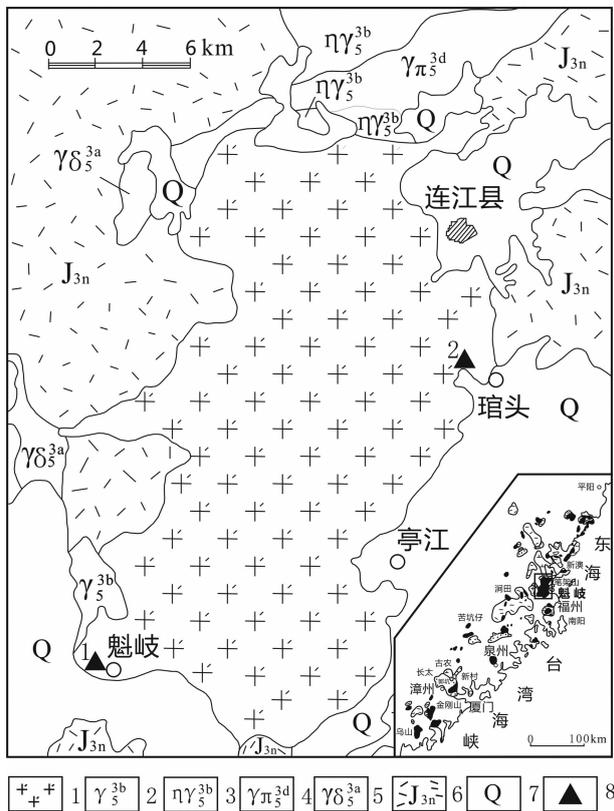


图 1 福建魁岐晶洞花岗岩带地质简图(据福建区调队资料简化)

1-魁岐晶洞花岗岩;2-鼓山花岗岩;3-丹阳二长花岗岩;4-笔架山花岗岩斑岩;5-东山花岗岩岗长岩;6-南园组花岗岩;7-第四系;8-采样位置(1. 魁岐 KQ, 2. 青芝 QZ)

Fig. 1 Sketch geological map of Kuiqi miarolitic granite belt in Fujian Province

表 1 魁岐晶洞花岗岩的主量元素 (wt%) 和微量元素 ($\times 10^{-6}$) 含量Table 1 Major (wt%) and trace element ($\times 10^{-6}$) contents of Kuiqi miarolitic granites

Sample	KQ-1	KQ-2	KQ-5	KQ-6	KQ-11	KQ-13	KQ-15A	KQ-16	KQ-17	KQ-18	KQ-19	KQ-21	QZ-1A	QZ-33	QZ-44
SiO ₂	76.65	71.23	76.82	77.48	76.88	76.81	76.19	76.68	76.15	76.87	76.88	77.51	75.53	75.47	75.42
TiO ₂	0.17	0.35	0.18	0.20	0.16	0.19	0.14	0.13	0.07	0.15	0.15	0.13	0.15	0.13	0.14
Al ₂ O ₃	11.45	13.52	10.79	10.96	11.67	11.73	11.67	11.73	12.7	11.82	11.92	11.86	13.12	12.94	12.81
Fe ₂ O ₃ ^T	2.39	3.05	2.28	2.72	2.21	2.21	1.85	2.45	1.62	1.65	2.03	1.67	1.21	1.83	1.82
MnO	0.08	0.19	0.11	0.14	0.06	0.08	0.09	0.08	0.03	0.07	0.07	0.01	0.08	0.07	0.09
MgO	0.13	0.35	0.13	0.15	0.13	0.14	0.13	0.12	0.14	0.13	0.11	0.12	0.23	0.20	0.21
CaO	0.11	1.34	0.14	0.17	0.10	0.12	0.10	0.15	<0.01	0.10	<0.01	0.03	0.58	0.41	0.39
Na ₂ O	4.25	6.80	3.91	3.92	4.27	4.34	4.36	4.27	4.51	4.25	4.02	3.32	4.21	4.18	4.16
K ₂ O	4.22	2.03	3.90	4.08	4.34	4.22	4.26	4.31	4.59	4.41	4.37	4.91	4.38	4.41	4.31
P ₂ O ₅	0.01	0.027	0.009	0.011	0.01	0.009	0.008	0.008	0.007	0.008	0.008	0.009	0.025	0.021	0.02
LOI	0.18	0.98	0.12	0.16	0.10	0.19	0.15	0.11	0.18	0.16	0.22	0.32	0.32	0.13	0.12
Total	99.62	99.87	98.36	99.97	99.91	100.00	98.93	100.00	99.97	99.60	99.76	99.88	99.85	99.81	99.49
Cr	10.01	34.55	18.49	24.87	8.141	26.31	36.29	22.27	6.218	25.32	40.89	21.17	34.23	22.06	24.10
Ga	21.68	21.29	28.96	20.17	21.79	22.15	22.05	20.54	21.85	21.81	20.95	19.56	18.12	17.67	18.25
Rb	265.2	113.3	313.7	180.8	277.8	221.4	199.8	249.8	212.8	214.0	214.0	276.4	144.3	140.8	160.6
Sr	0.348	87.30	0.426	4.496	0.083	2.834	1.503	1.797	0.009	1.452	3.007	30.21	39.91	34.37	25.98
Y	18.14	207.3	14.52	57.17	6.684	72.04	49.05	39.38	1.542	51.06	56.97	51.96	25.64	23.47	24.33
Zr	427	537	271	205	461	269	240	376	153	357	3939	271	127	94.8	106
Sc	0.281	9.015	0.87	5.097	0.462	5.156	5.15	3.752	0.008	5.082	4.941	4.063	3.137	2.899	3.156
Ti	900.4	1766	1481	1144	701.3	878.3	1119	779.3	362.9	852.7	821.1	808.4	785.3	768.3	742.9
V	1.556	10.86	3.341	4.194	1.93	2.979	5.243	3.43	1.052	3.263	4.733	3.757	8.341	5.408	5.997
Mn	605.4	1395	1172	1110	471.9	720.3	787.8	655.7	210.8	640.9	615.4	193	696.9	660.2	792.5
Co	0.281	1.727	0.331	0.942	0.204	0.701	0.339	0.597	0.123	0.371	0.383	0.507	0.582	0.896	0.561
Ni	1.987	10.04	1.177	6.89	0.775	7.796	6.538	5.48	0.348	6.977	11.57	5.602	6.463	5.95	3.579
Cu	1.477	10.29	2.35	24.53	1.439	19.48	25.66	26.73	0.776	15.48	40.16	18.15	7.43	33.65	16.22
Zn	105.7	297.8	133.5	124.3	71.1	121.8	99.92	142.1	42.06	183.3	107.9	82.96	32.43	64.4	41.8
Ge	2.451	3.414	2.756	2.04	2.189	2.275	2.24	2.253	1.844	2.001	1.962	1.082	1.87	1.738	1.838
Nb	30.67	42.92	34.85	26.9	41.28	28.93	20.89	48.13	12.72	32.9	34.77	37.06	18.01	17.2	22.18
Cs	1.121	0.523	1.457	1.036	1.071	1.433	0.676	1.429	0.766	1.641	2.071	1.062	1.056	0.8	1.334
Ba	1.143	128.8	0.536	19.25	0.602	3.479	1.555	1.863	0.148	1.517	6.952	75.06	347	300.9	213
La	14.33	203.3	9.868	27.96	5.563	28.38	25.35	24.81	3.522	24.71	31.45	34.55	35.19	33.79	32.93
Ce	24.78	327.7	19.92	65.28	9.557	57.49	49.73	45.23	6.347	52.5	59.32	66.73	62.59	61.16	58.32
Pr	2.429	33.4	2.36	8.08	1.001	6.453	5.35	4.624	0.702	6.243	7.627	8.247	6.875	6.70	6.244
Nd	7.209	106.8	7.617	27.17	2.897	20.46	16.43	13.66	1.957	20.78	25.59	27.57	21.91	21.36	19.31
Sm	1.619	22.2	1.673	6.30	0.601	4.739	3.652	2.995	0.286	4.88	6.02	6.242	3.724	3.68	3.264
Eu	0.096	1.954	0.091	0.378	0.033	0.301	0.224	0.183	0.013	0.319	0.407	0.265	0.53	0.507	0.411
Gd	1.821	22.56	1.691	6.792	0.606	5.71	4.374	3.537	0.222	5.179	6.244	5.939	3.494	3.474	3.126
Tb	0.34	4.123	0.284	1.341	0.115	1.214	0.891	0.723	0.033	1.039	1.206	1.117	0.601	0.594	0.555
Dy	2.267	25.75	1.848	8.68	0.793	8.906	6.402	5.006	0.203	7.05	7.979	7.115	3.647	3.603	3.446
Ho	0.549	5.612	0.42	1.982	0.195	2.293	1.609	1.231	0.049	1.682	1.918	1.606	0.83	0.787	0.779
Er	1.619	16.76	1.238	5.76	0.596	7.54	5.297	3.93	0.154	5.279	5.868	4.845	2.627	2.455	2.552
Tm	0.255	2.602	0.186	0.875	0.104	1.26	0.862	0.658	0.025	0.861	0.986	0.796	0.441	0.393	0.434
Yb	1.622	17.77	1.164	5.67	0.738	8.704	5.928	4.463	0.175	5.955	6.937	5.49	3.276	2.696	3.104
Lu	0.258	2.727	0.202	0.886	0.127	1.413	0.969	0.736	0.03	0.977	1.142	0.895	0.541	0.438	0.519
Hf	14.0	18.53	8.122	7.004	15.65	8.953	7.54	14.61	5.591	11.67	12.93	9.542	4.842	3.478	4.335
Ta	0.301	1.631	0.935	1.955	1.384	1.745	1.006	3.349	0.868	2.302	2.229	2.561	1.261	1.235	1.503
Pb	7.769	38.47	14.52	16.16	7.943	21.88	13.71	24.79	10.8	28.44	31.18	17.59	27.73	29.25	31.25
Th	5.263	42.52	2.923	14.77	2.37	16.37	8.834	33.25	1.154	19.26	23.48	29.61	14.30	11.47	14.50
U	5.47	2.701	3.651	3.866	4.628	3.492	1.985	4.821	0.964	6.734	4.041	7.016	2.308	2.048	2.764

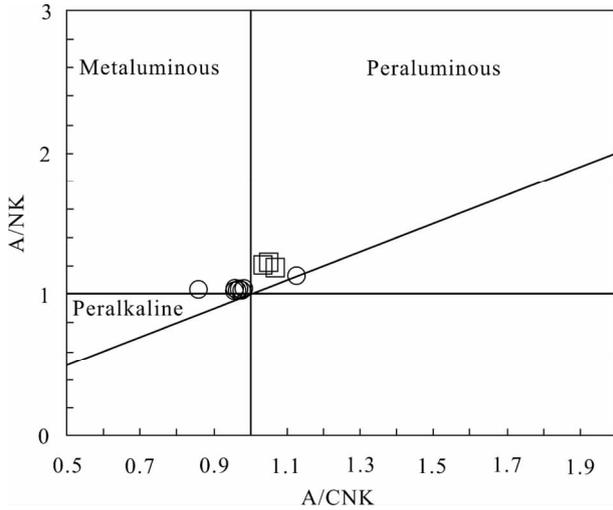


图2 魁岐晶洞花岗岩的 A/CNK-A/NK 图(据 Maniar and Piccolli, 1989)

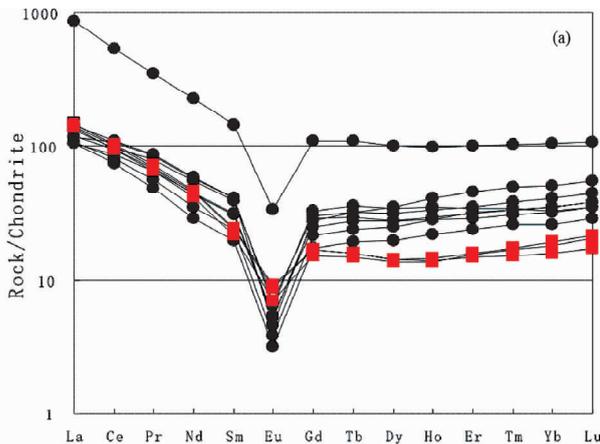
正方形代表 QZ 花岗岩; 圆圈代表 KQ 花岗岩; 图 4、图 5、图 6、图 11 图例同此图

Fig. 2 A/CNK-A/NK diagram of Kuiqi miarolitic granites (After Maniar and Piccolli, 1989)

落在准铝质花岗岩区内, 而且它们相对比较集中。

3 微量元素地球化学

魁岐晶洞花岗岩的微量元素组成列在表 1 中。本区晶洞花岗岩的特点是富集大离子亲石元素和高场强元素。如图 3 所示, 魁岐晶洞花岗岩普遍亏损 Sr, Ti 和 Ba。QZ 花岗岩与 KQ 花岗岩元素丰度有所不同, QZ 花岗岩的高场强元素



丰度相对偏低, 而 Ba, Sr 则偏高。魁岐花岗岩的 Ba, Sr 亏损以及极低的 Ca 都表明其母岩浆经历了明显的斜长石分离结晶, 从而形成了高分异的高硅、高碱的岩浆。

KQ 花岗岩 REE 元素的特征是富集 LREE, 中等负 Eu 异常(图 3)。魁岐花岗岩 Eu/Eu^* 变化较小, Eu/Eu^* 的变化范围为 0.13 ~ 0.45, 其中 KQ 花岗岩的 Eu/Eu^* 略小(0.13 ~ 0.27)。QZ 花岗岩的 Eu/Eu^* 略高(0.39 ~ 0.45)。另外一个特点是 QZ 花岗岩 HREE 丰度明显偏低, REE 球粒陨石标准化曲线的 HREE 部分比较平缓。所示特征表明两种晶洞花岗岩可能是岩相变化引起的差异。按邱检生等观点(邱检生等, 2000), 本区 KQ 花岗岩的 REE 分布模式近似于碱性花岗岩, 而 QZ 花岗岩更像是铝质花岗岩。

魁岐花岗岩 Zr/Hf 和 Nb/Ta 比值变化非常小, Zr/Hf 标准变化范围为 24 ~ 30, Nb/Ta 标准变化范围为 14 ~ 26。在图 4a, b 中, 元素的投影点呈现出非常明显的线性相关关系。其中, KQ 花岗岩的 Nb, Ta, Zr, Hf 的丰度明显高于 QZ 花岗岩。

本文测得 QZ 花岗岩年龄为 101Ma, KQ 花岗岩的年龄为 92Ma, 那么岩浆分异作用晚期形成的 KQ 花岗岩富集 Nb, Ta, Zr, Hf 等微量元素, 同时, 晚期 KQ 花岗岩还呈富集 Th, U, Rb、贫 Sr 的特点, 这是岩浆分异作用的结果(图 4c, d)。微量元素的地球化学特征暗示, 两类花岗岩是同源岩浆分异的产物。

4 魁岐花岗岩的类型

魁岐晶洞花岗岩属于过铝质-准铝质花岗岩似乎没有任何争议, 但是, 它们是碱性花岗岩还是 A 型花岗岩尚需论证。A 型花岗岩具有碱性的、无水的以及非造山的特性(Loiselle

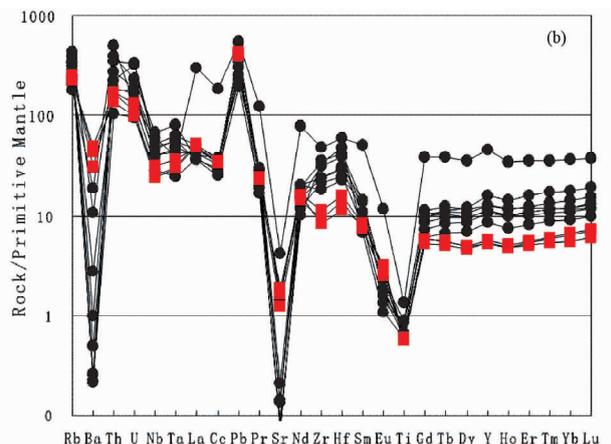


图3 魁岐晶洞花岗岩的 REE 分布模式(a)和微量元素相对于原始地幔标准化分布模式(b)(标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

红色正方形代表 QZ 花岗岩; 黑色圆圈代表 KQ 花岗岩

Fig. 3 Chondrite-normalized REE distribution patterns (a) and primary mantle normalized spidergram (b) of Kuiqi miarolitic granites (normalization values after Sun and McDonough, 1989)

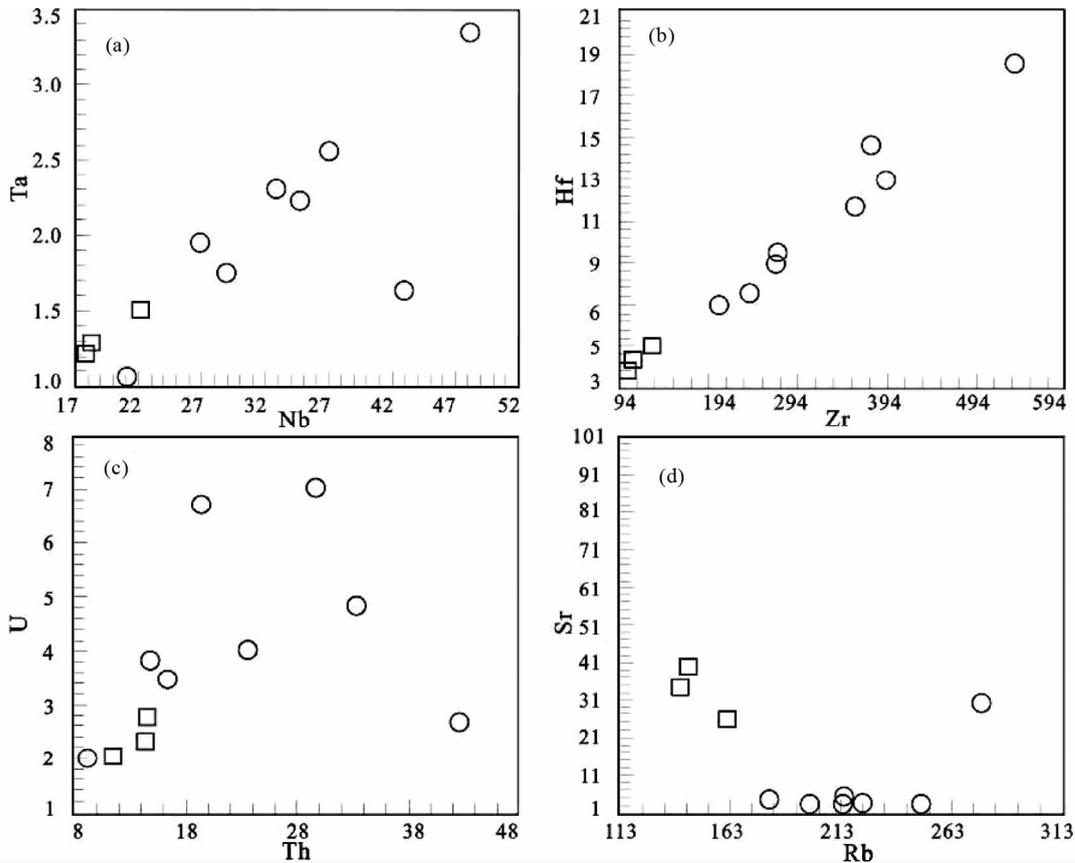


图4 魁岐晶洞花岗岩的 Nb-Ta、Zr-Hf、Th-U 和 Rb-Sr 相关图

Fig. 4 Nb-Ta, Zr-Hf, Th-U and Rb-Sr diagrams of the Kuiqi miarolitic granites

and Wones, 1979)。Ga/Al 比值是判断 A 型花岗岩最有效的方法 (Collin *et al.*, 1982), Whalen *et al.* (1987) 提出以 $10000 \times \text{Ga}/\text{Al} \geq 2.6$ 作为划分 A 型花岗岩的标准。根据这个标准绘制了一系列判别图,以确定魁岐晶洞花岗岩是否属于 A 型花岗岩。

根据微量元素-Ga/Al 的图解, KQ 花岗岩的投影点均落在 A 型花岗岩区内,但是 QZ 三个花岗岩的投影点靠近 S, I-型花岗岩与 A 型花岗岩的分界线附近,而 KQ 花岗岩样品的投影点远离分界线,两者区分明显。尽管如此,我们还是认为这些花岗岩均属于 A 型花岗岩(图 5)。同时,采用主元素 $\text{SiO}_2\text{-FeO}^T/\text{MgO}$ 进行判别花岗岩类型(图 6),也得到相同的结果。

A 型花岗岩又分为两个亚类: A_1 和 A_2 (Eby, 1992), A_1 型花岗岩形成于非造山的裂谷环境,经常出现同生的铁镁质岩石,它们是地幔柱和热点活动的产物; A_2 型花岗岩来源于地壳,地壳物质可以通过俯冲作用进入花岗岩形成的源区。同时, Eby 认为 A_2 型花岗岩形成环境比较复杂,可以是岛弧、陆陆碰撞以及后碰撞的构造环境,也可以形成于非造山的构造环境。本区魁岐 A 型花岗岩在图 6b 中的投影点绝大部分都落在 A_2 分区内,只有一个点在 A_1 分区内。由此可见本区 A_2 型花岗岩可能形成于后碰撞的拉张构造环境。

5 魁岐花岗岩的锆石 U-Pb 年龄及 Hf 同位素组成

5.1 样品采集

本次研究的锆石 U-Pb 同位素定年及 Hf 同位素组成测定样品选取了所研究魁岐岩体的典型样品,分析测试了魁岐晶洞花岗岩样品共计 11 件,同位素测年样品 KQ2、KQ18、KQ19 和 QZ04 分别采自魁岐岩体的西南和东北边缘,其中三件样品(KQ)采自魁岐岩体的南端魁岐村一带,另外一件样品(QZ)采自魁岐岩体的东北端培头镇青芝寺附近。采样位置示于图 1,经纬度坐标分别为 $26^{\circ}01'57''\text{N}$, $119^{\circ}22'42''\text{E}$ 和 $26^{\circ}08'35''\text{N}$, $119^{\circ}32'28''\text{E}$ 。

在实验室将样品粉碎至 80 ~ 100 目,经常规浮选和磁选方法分选后,得到约 150 粒锆石。在双目镜下根据锆石颜色、自形程度、形态等特征初步分类,挑选出具有代表性的锆石约 90 粒作为测定对象。将分选出的锆石分组置于 DEVCON 环氧树脂中,待固结后抛磨至粒径的大约二分之一,使锆石内部充分暴露,然后进行锆石显微(反射光和透射光)照相、阴极发光(CL)显微图像研究及锆石微区 U-Pb 同位素年龄测定。

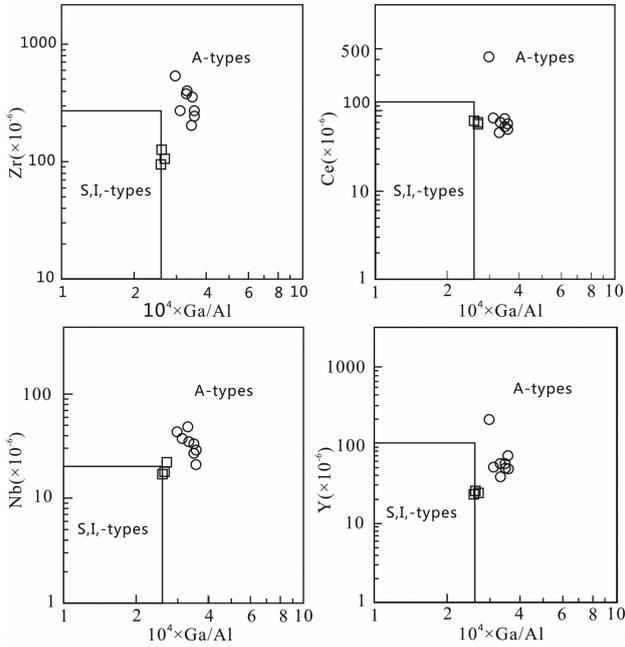


图5 魁岐晶洞花岗岩的A型,I+S型判别图(据 Whalen *et al.*, 1987)

Fig.5 Discrimination diagrams for tectonic settings of Kuiqi miarolitic granites for A, S + I type (after Whalen *et al.*, 1987)

5.2 分析测试条件

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 XL30 型 SFEG 电子束进行锆石内部结构显微照相分析。同位素测试点的选取首先根据锆石反射光和透射光照片进行初选, 再与 CL 图像反复对比, 力求避开内部裂隙和包裹体, 以获得较准确的年龄信息。

LA-ICP-MS 锆石微区 U-Pb 年龄测定在西北大学大陆动力学国家重点实验室 Agilent7500 型 ICPMS 和德国 Lambda

Physik 公司的 ComPex102 ArF 准分子激光器(工作物质 ArF, 波长 193nm)以及 MicroLas 公司的 GeoLas200M 光学系统的联机上进行。激光束斑直径为 30 μ m, 激光剥蚀深度为 20 ~ 40 μ 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 SRM610 进行仪器最佳化调试, 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 个待测样品测定, 插入标样测一次。在所测锆石样品 15 ~ 20 个点前后各测 2 次 NIST SRM610。锆石年龄采用标准锆石 91500 作为外部标准物质, 元素含量采用 NIST SRM610 作为外标。由于 SiO₂ 在锆石中的含量较恒定, 选择²⁹Si 作为内标来消除激光能量在点分析过程中以及分析点之间的漂移, 对于大多数元素单点分析的相对标准偏差为 5% ~ 15%。LA-ICP-MS 锆石定年虽然在放射性同位素含量较低时测定误差相对较大, 但对古老锆石和铀含量较高的年轻锆石测定结果可以与 SIMS 和 SHRIMP 结果相媲美 (Skjerlie and Johnston, 1992; Patiño Douce, 1997; Sylvester, 1989)。详细分析步骤和数据处理方法参见相关文献 (Eby, 1990; Turner and Stuart, 1992)。

5.3 锆石特征

魁岐晶洞花岗岩中获得的锆石均为岩浆锆石, 总体可分为两类(图7)。一类为无色透明的短柱状或等轴状晶体, 自形程度高, 粒径多在 60 ~ 100 μ m 左右, 该类锆石是测试的主体, 锆石的 CL 图像色调较为均匀, 同心环状岩浆结晶环带规则, 具典型的岩浆结晶锆石特征(KQ18、KQ19), 应为成岩锆石; 另一类锆石为长柱状晶体, 透明无色, 自形程度高, 粒径多在 50 ~ 200 μ m 左右, CL 图像显示结晶环带规则、细而密集, 为较典型的岩浆锆石, 部分锆石见少量包裹体(KQ2、QZ4)。

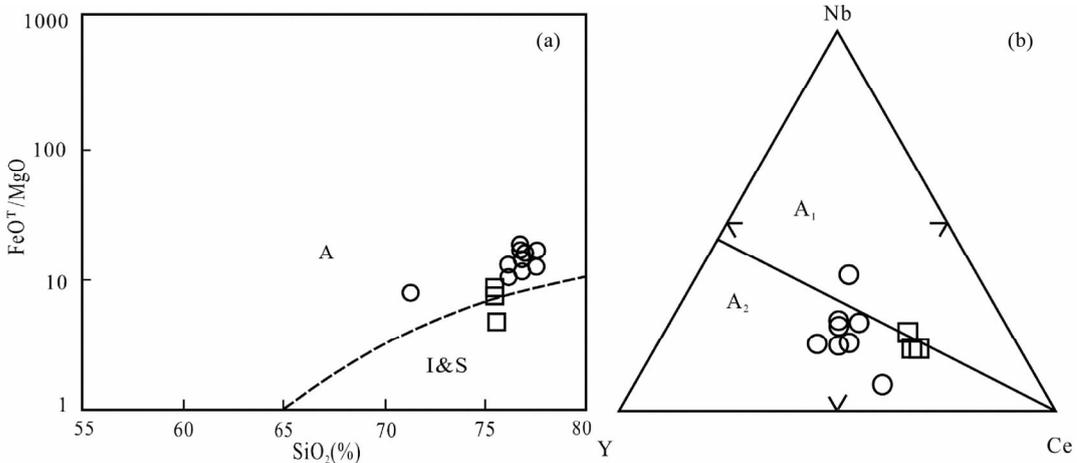


图6 魁岐晶洞花岗岩的 SiO₂-FeO^T/MgO 判别图(a)和 A 型岩套的 Nb-Y-Ce 图(b)

Fig.6 SiO₂-FeO^T/MgO (a) and Nb-Y-Ce (b) discrimination diagrams of Kuiqi miarolitic granites

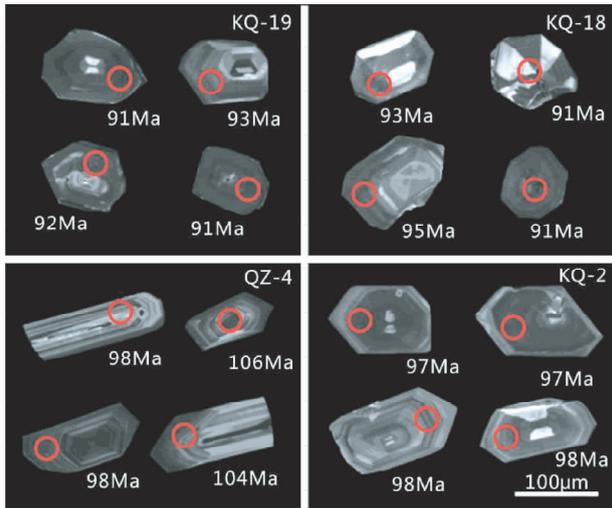


图7 魁岐晶洞花岗岩的部分代表性锆石的 CL 图像

Fig. 7 CL images of typical zircons of Kuiqi miarolitic granites

5.4 锆石 U-Pb 年龄

本次研究对 KQ2、KQ-18、KQ-19 以及 QZ-4 四个晶洞花岗岩的锆石进行了单颗粒锆石 U-Pb 年龄测定, 结果列在表 2。

KQ-2 样品测了 21 个单颗粒锆石, ^{232}Th 的含量变化范围为 $154 \times 10^{-6} \sim 779 \times 10^{-6}$, 平均值为 389×10^{-6} , ^{238}U 为 $89 \times 10^{-6} \sim 534 \times 10^{-6}$, 平均值为 2975×10^{-6} , Th/U 变化也很小, 平均值 = 1.34。 $^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$ 的年龄变化范围为 94 ~ 102Ma, 平均年龄为 $97.3 \pm 0.77\text{Ma}$ (图 8c)。

KQ-18 样品测了 11 个单颗粒锆石, ^{232}Th 的含量变化范围为 $357 \times 10^{-6} \sim 801 \times 10^{-6}$, 平均值为 582×10^{-6} , ^{238}U 为

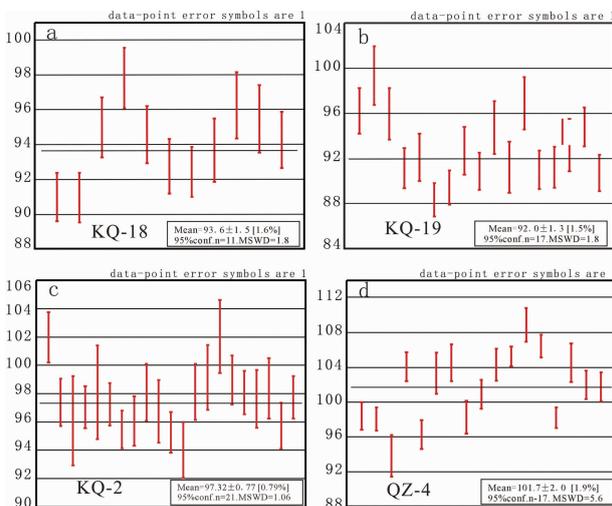


图8 魁岐晶洞花岗岩锆石的 U-Pb 平均年龄

Fig. 8 Mean age diagrams of U-Pb zircons of Kuiqi miarolitic granites

$309 \times 10^{-6} \sim 516 \times 10^{-6}$, 平均值为 409×10^{-6} , Th/U 变化很小, 平均值 = 1.43。 $^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$ 的年龄变化范围为 91 ~ 98Ma, 平均年龄为 $93.6 \pm 1.5\text{Ma}$ (图 8a)。

KQ-19 样品测了 17 个单颗粒锆石, ^{232}Th 的含量变化范围为 $204 \times 10^{-6} \sim 927 \times 10^{-6}$, 平均值为 539×10^{-6} , ^{238}U 为 $168 \times 10^{-6} \sim 576 \times 10^{-6}$, 平均值为 382×10^{-6} , Th/U 变化也很小, 平均值 = 1.38。 $^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$ 的年龄变化范围为 88 ~ 99Ma, 平均年龄为 $92.0 \pm 1.3\text{Ma}$ (图 8b)。

QZ-4 样品测了 17 个单颗粒锆石, ^{232}Th 的含量变化范围为 $116 \times 10^{-6} \sim 1823 \times 10^{-6}$, 平均值为 621×10^{-6} , ^{238}U 为 $120 \times 10^{-6} \sim 1276 \times 10^{-6}$, 平均值为 532×10^{-6} , Th/U 变化也很小, 平均值 = 1.16。 $^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$ 的年龄变化范围为 94 ~ 109Ma, 平均年龄为 $101.7 \pm 2\text{Ma}$ (图 8d)。

本次研究的魁岐晶洞花岗岩属于魁岐花岗岩岩体的边缘相, 形成于魁岐花岗岩体的主侵入阶段。QZ-4 样品为小晶洞花岗岩, 采自魁岐花岗岩岩体的东部垵头镇西北的清芝。KQ-2 样品为小晶洞花岗岩, 而 KQ-18 和 KQ-19 样品为大晶洞花岗岩, 采自魁岐花岗岩岩体的西南端魁岐村附近。LA-ICP-MS 的锆石精确定年结果显示, QZ-4 小晶洞花岗岩的 U-Pb 年龄为 $101.7 \pm 2\text{Ma}$, KQ-2 小晶洞花岗岩的 U-Pb 年龄为 $97.3 \pm 0.77\text{Ma}$; 而 KQ-18 和 KQ-19 两个大晶洞花岗岩的 U-Pb 年龄分别为 $93.6 \pm 1.5\text{Ma}$ 和 $92.0 \pm 1.3\text{Ma}$, 形成时间晚于魁岐的小晶洞花岗岩, 它们相当于间隔为 5 ~ 10Myr 左右的两个岩浆作用期。

5.5 锆石 Hf 同位素组成

本次研究选取 KQ-18 和 KQ-19 两个 A 型晶洞花岗岩, 测试锆石 Hf 同位素组成, 结果列在表 3。

如表 3 所示, KQ-18 和 KQ-19 两个花岗岩的 Lu-Hf 同位素组成非常相似。

KQ-18 花岗岩的 $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$ 比值变化范围为 0.282707 ~ 0.282852, 平均值为 0.282755; $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 变化范围 -0.25 ~ +4.88, 平均值为 +1.45; 其二阶段模式年龄 (t_{DM2}) 变化较小, 变化范围为 846 ~ 1173Ma, 平均值为 1064Ma。

KQ-19 花岗岩的 $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$ 比值变化范围为 0.282652 ~ 0.282825, 平均值为 0.282749; $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 变化范围 -2.24 ~ +3.89, 平均值为 +1.21; 其二阶段模式年龄 (t_{DM2}) 变化较小, 变化范围为 907 ~ 1298Ma, 平均值为 1078Ma。从图 9 可以看出, 本区两种晚期过渡相花岗岩 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值的峰值完全一致, 都在 +1 左右。同时, 二者的 $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$ 比值的峰值非常接近, 都在 0.282750 左右。这些特点充分说明魁岐 A 型花岗岩的原始岩浆源自新元古代古老下地壳物质的部分熔融, 同时也有地幔物质的加入, 是壳幔混合作用的产物。

这样的成因机制还可以从 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ -年龄的演化途径得以证实。在图 10 中, KQ-18 和 KQ-19 两个花岗岩的投影点都高于下地壳, 分布在下地壳和亏损地幔演化线之间, 暗示其原始岩浆是壳幔混合的结果。

表2 魁岐晶洞花岗岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄分析结果

Table 2 LA-ICP-MS zircon U-Pb dating results of Kuiqi miarolitic granites

Spot No.	元素含量 ($\times 10^{-6}$)			Th/U	同位素比值						同位素年龄 (Ma)			
	Total Pb	^{232}Th	^{238}U		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	1 σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	1 σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1 σ
KQ-2-02	16.40	402.3	340.7	1.18	0.05450	0.00430	0.1170	0.00879	0.01594	0.00028	112	8	102	2
KQ-2-04	18.85	482.5	374.4	1.29	0.05394	0.00383	0.11347	0.00783	0.01522	0.00026	109	7	97	2
KQ-2-06	5.92	153.9	89.42	1.72	0.12397	0.01453	0.21390	0.01869	0.01502	0.00050	197	16	96	3
KQ-2-08	17.99	429.0	356.8	1.20	0.05355	0.00320	0.11091	0.00629	0.01517	0.00023	107	6	97	1
KQ-2-09	8.32	216.2	90.73	2.38	0.13686	0.01086	0.25609	0.01683	0.01533	0.00052	232	14	98	3
KQ-2-11	25.44	644.2	460.1	1.40	0.05177	0.00288	0.10951	0.00625	0.01520	0.00023	106	6	97	1
KQ-2-13	30.18	779.4	534.4	1.46	0.05766	0.00331	0.11701	0.00652	0.01492	0.00021	112	6	95	1
KQ-2-14	11.85	269.3	241.0	1.12	0.08152	0.00513	0.16328	0.00968	0.01502	0.00028	154	8	96	2
KQ-2-15	10.79	251.9	221.5	1.14	0.07872	0.00679	0.16028	0.01216	0.01533	0.00032	151	11	98	2
KQ-2-17	10.18	237.7	198.3	1.20	0.07892	0.00570	0.15875	0.01081	0.01512	0.00035	150	9	97	2
KQ-2-19	29.92	712.2	521.2	1.37	0.06570	0.00414	0.13273	0.00835	0.01489	0.00022	127	7	95	1
KQ-2-20	9.66	227.5	204.8	1.11	0.06988	0.00505	0.13419	0.00994	0.01469	0.00031	128	9	94	2
KQ-2-22	12.57	295.3	233.1	1.27	0.07312	0.00597	0.14941	0.01155	0.01534	0.00031	141	10	98	2
KQ-2-23	8.58	197.7	194.0	1.02	0.08062	0.00704	0.15783	0.01197	0.01550	0.00036	149	10	99	2
KQ-2-24	7.22	162.2	145.6	1.11	0.10543	0.00835	0.22964	0.01920	0.01596	0.00041	210	16	102	3
KQ-2-25	16.03	368.7	336.5	1.10	0.06951	0.00451	0.14419	0.00921	0.01547	0.00027	137	8	99	2
KQ-2-26	19.50	471.8	404.6	1.17	0.05700	0.00363	0.12120	0.00786	0.01533	0.00024	116	7	98	2
KQ-2-27	18.80	494.8	262.3	1.89	0.08950	0.00722	0.19721	0.01797	0.01526	0.00032	183	15	98	2
KQ-2-28	11.70	313.6	209.0	1.50	0.06710	0.00510	0.14132	0.01005	0.01538	0.00034	134	9	98	2
KQ-2-29	21.33	527.8	408.6	1.29	0.06262	0.00467	0.12350	0.00829	0.01496	0.00025	118	7	96	2
KQ-2-30	21.11	528.6	418.6	1.26	0.05163	0.00338	0.10947	0.00703	0.01528	0.00023	105	6	98	1
KQ-18-02	33.38	800.7	515.5	1.55	0.05676	0.00316	0.11145	0.00598	0.01422	0.00022	107	5	91	1
KQ-18-03	30.37	684.8	479.1	1.43	0.06363	0.00499	0.12481	0.01030	0.01421	0.00022	119	9	91	1
KQ-18-06	22.61	552.2	349.1	1.58	0.05247	0.00342	0.10412	0.00637	0.01484	0.00027	101	6	95	2
KQ-18-10	20.05	451.6	326.9	1.38	0.06312	0.00427	0.13200	0.00920	0.01529	0.00027	126	8	98	2
KQ-18-11	24.13	539.9	428.9	1.26	0.05185	0.00383	0.10336	0.00760	0.01478	0.00026	100	7	95	2
KQ-18-13	27.90	626.4	455.6	1.38	0.06936	0.00402	0.13621	0.00759	0.01449	0.00025	130	7	93	2
KQ-18-19	27.50	654.8	461.6	1.42	0.05851	0.00390	0.11472	0.00729	0.01444	0.00023	110	7	92	1
KQ-18-21	23.83	547.7	408.7	1.34	0.06233	0.00421	0.12439	0.00784	0.01464	0.00028	119	7	94	2
KQ-18-22	24.57	594.3	308.8	1.92	0.07048	0.00493	0.14162	0.00986	0.01504	0.00030	134	9	96	2
KQ-18-24	19.28	357.1	353.8	1.01	0.08000	0.00524	0.16208	0.01045	0.01492	0.00031	153	9	95	2
KQ-18-25	24.50	591.9	410.0	1.44	0.06440	0.00519	0.12637	0.00939	0.01473	0.00025	121	8	94	2
KQ-19-1	18.21	358.6	284.6	1.26	0.10151	0.00795	0.21268	0.01644	0.01504	0.00032	196	14	96	2
KQ-19-2	15.16	304.6	237.5	1.28	0.10218	0.00848	0.20300	0.01672	0.01448	0.00033	188	14	93	2
KQ-19-3	24.20	604.7	399.8	1.51	0.07753	0.00503	0.14494	0.00885	0.01422	0.00027	137	8	91	2
KQ-19-5	24.36	578.7	446.5	1.30	0.06614	0.00438	0.12789	0.00837	0.01425	0.00029	122	8	91	2
KQ-19-6	13.83	268.4	230.3	1.17	0.10145	0.00774	0.18225	0.01299	0.01456	0.00037	170	11	93	2
KQ-19-7	28.24	620.5	457.2	1.36	0.07153	0.00425	0.14420	0.00864	0.01481	0.00027	137	8	95	2
KQ-19-9	34.18	837.2	554.6	1.51	0.06164	0.00376	0.11825	0.00690	0.01417	0.00025	113	6	91	2
KQ-19-13	11.66	203.8	168.0	1.21	0.11630	0.00976	0.27489	0.03204	0.01553	0.00041	247	26	99	3
KQ-19-15	23.51	460.0	353.7	1.30	0.08989	0.00717	0.17997	0.01336	0.01499	0.00036	168	11	96	2
KQ-19-16	22.27	542.9	386.1	1.41	0.06643	0.00409	0.13002	0.00785	0.01424	0.00028	124	7	91	2
KQ-19-17	19.68	455.8	365.1	1.25	0.06793	0.00555	0.13116	0.01049	0.01439	0.00033	125	9	92	2
KQ-19-18	30.72	805.7	520.3	1.55	0.06570	0.00391	0.12190	0.00721	0.01380	0.00023	117	7	88	1
KQ-19-19	35.75	926.6	575.8	1.61	0.05392	0.00355	0.10300	0.00663	0.01397	0.00024	100	6	89	2
KQ-19-20	29.72	735.1	457.1	1.61	0.06484	0.00448	0.12513	0.00842	0.01419	0.00026	120	8	91	2
KQ-19-21	37.03	715.9	456.2	1.57	0.14159	0.01063	0.29514	0.02290	0.01480	0.00037	263	18	95	2
KQ-19-22	16.35	334.5	288.7	1.16	0.09659	0.00643	0.18462	0.01211	0.01425	0.00035	172	10	91	2
KQ-19-23	19.27	415.7	311.2	1.34	0.09404	0.00971	0.18221	0.01419	0.01514	0.00037	170	12	97	2
QZ-4-01	11.36	235.4	289.3	0.81	0.05329	0.00348	0.10944	0.00697	0.01538	0.00025	105	6	98	2

续表 2

Continued Table 2

Spot No.	元素含量 ($\times 10^{-6}$)			Th/U	同位素比值				同位素年龄 (Ma)					
	Totol Pb	^{232}Th	^{238}U		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	1 σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	1 σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1 σ
QZ-4-04	26.00	590.3	659.0	0.90	0.04843	0.00251	0.10185	0.00522	0.01533	0.00021	98	5	98	1
QZ-4-05	5.03	115.6	120.1	0.96	0.10013	0.00774	0.19456	0.01459	0.01466	0.00038	181	12	94	2
QZ-4-06	35.19	800.7	648.0	1.24	0.04913	0.00238	0.11105	0.00543	0.01628	0.00026	107	5	104	2
QZ-4-07	17.23	428.2	258.2	1.66	0.06880	0.00444	0.14200	0.00932	0.01504	0.00026	135	8	96	2
QZ-4-08	7.39	175.0	134.7	1.30	0.07025	0.00647	0.14265	0.01094	0.01615	0.00037	135	10	103	2
QZ-4-09	32.70	474.2	569.9	0.83	0.08757	0.00968	0.24046	0.03417	0.01635	0.00034	219	28	105	2
QZ-4-10	11.64	274.9	202.8	1.36	0.07503	0.00674	0.15237	0.01316	0.01536	0.00030	144	12	98	2
QZ-4-11	19.13	430.8	381.4	1.13	0.04693	0.00400	0.10389	0.00826	0.01578	0.00026	100	8	101	2
QZ-4-12	29.75	461.7	604.8	0.76	0.08639	0.00790	0.21735	0.02232	0.01631	0.00029	200	19	104	2
QZ-4-13	75.67	1407	1021	1.38	0.12849	0.00625	0.29720	0.01407	0.01647	0.00018	264	11	105	1
QZ-4-14	18.76	370.3	267.4	1.38	0.09137	0.00640	0.20988	0.01350	0.01704	0.00031	193	11	109	2
QZ-4-16	39.04	743.6	811.0	0.92	0.05534	0.00281	0.12881	0.00677	0.01665	0.00021	123	6	106	1
QZ-4-18	66.95	1498	1276	1.17	0.06469	0.00237	0.13700	0.00497	0.01535	0.00019	130	4	98	1
QZ-4-19	9.04	186.3	176.3	1.06	0.08167	0.00608	0.17594	0.01205	0.01635	0.00035	165	10	105	2
QZ-4-20	69.79	1823	1197	1.52	0.04986	0.00223	0.10889	0.00502	0.01595	0.00026	105	5	102	2
QZ-4-22	22.47	543.7	431.3	1.26	0.05749	0.00321	0.12561	0.00704	0.01591	0.00026	120	6	102	2

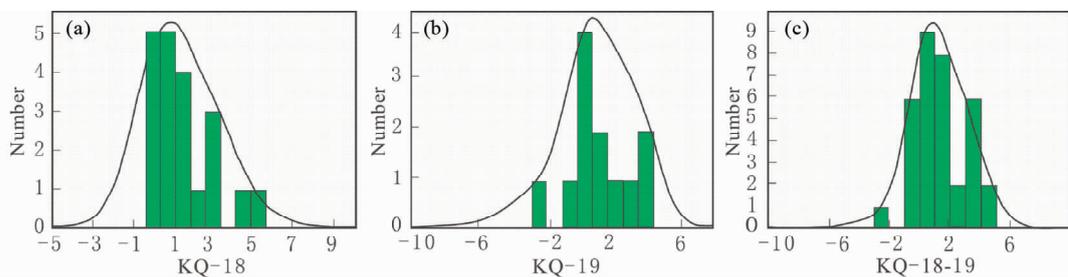


图 9 魁岐晶洞花岗岩的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 频率分布图

Fig. 9 Histogram of zircons $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values of Kuiqi miarolitic granites

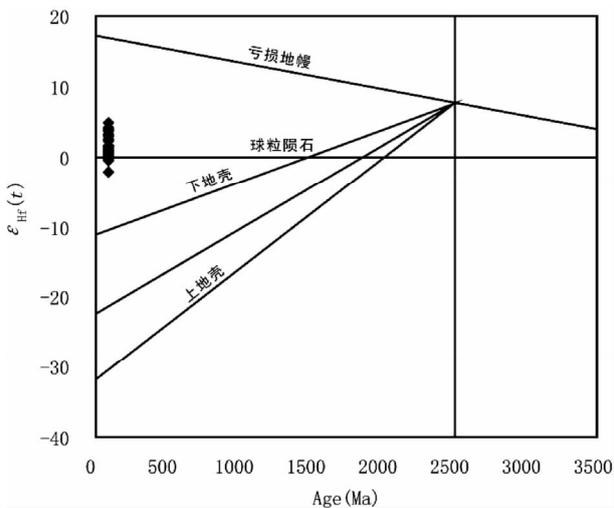


图 10 魁岐晶洞花岗岩的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ -年龄的演化图

Fig. 10 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ -age evolution diagram of Kuiqi miarolitic granites

6 讨论

6.1 形成时代

魁岐花岗岩体形成时代,前人做了大量的研究工作。与之共生的有一系列燕山晚期花岗质侵入岩(鼓山花岗岩和笔架山花岗斑岩等)。从野外的相互接触关系来看,魁岐花岗岩侵位发生于鼓山花岗岩之后,笔架山花岗斑岩之前,属燕山晚期较晚阶段的侵入岩,其 Rb-Sr 等时线年龄为 $107.65 \pm 1.12\text{Ma}$ (王德滋等,1985)。Martin *et al.* (1991) 测得魁岐花岗岩的 Rb-Sr 等时线年龄为 93Ma,比钙碱性岩体的 Rb-Sr 等时线年龄(103~104Ma)晚得多(Martin *et al.*, 1991)。二者相差近 10Myr,因此还需要精确的同位素年代学数据来厘定魁岐花岗岩体的形成时代。研究者对魁岐花岗岩 LA-ICP-MS 的锆石精确定年的结果显示:QZ-4 小晶洞花岗岩的 U-Pb 年龄为 $101.7 \pm 2\text{Ma}$,KQ-2 小晶洞花岗岩的 U-Pb 年龄为

表 3 魁岐晶洞花岗岩 Hf 同位素组成

Table 3 Hf isotopic composition of Kuiqi miarolitic granites

Spot No.	$\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}$	1 σ	$\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}$	1 σ	$\frac{^{176}\text{Yb}}{^{177}\text{Hf}}$	1 σ	Age (Ma)	$\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_i$	$\epsilon_{\text{Hf}}(0)$	1 σ	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	1 σ	$t_{\text{DM}}(\text{Ma})$	$t_{\text{DM2}}(\text{Ma})$	f_{DMHf}
KQ-18-1	0.282839	0.000026	0.003341	0.000023	0.127939	0.000754		0.282833	2.359922	1.049348	4.215546	1.05389	624.7	888.0	-0.89936
KQ-18-2	0.282812	0.000027	0.003832	0.000046	0.145210	0.001328		0.282805	1.415911	1.084944	3.24083	1.090659	674.4	950.2	-0.88456
KQ-18-4	0.282760	0.000018	0.002811	0.000009	0.108772	0.000530		0.282755	-0.41839	0.823789	1.469583	0.828357	732.2	1063	-0.91532
KQ-18-6	0.282762	0.000022	0.003740	0.000065	0.142972	0.002180		0.282756	-0.33794	0.934441	1.492378	0.941487	748.2	1062	-0.88736
KQ-18-8	0.282806	0.000018	0.002573	0.000062	0.098661	0.002395		0.282802	1.205989	0.812617	3.109147	0.819742	659.6	958.7	-0.92252
KQ-18-10	0.282715	0.000025	0.004160	0.000208	0.156358	0.005835		0.282708	-2.01731	1.036489	-0.21344	1.051043	830.5	1170	-0.8747
KQ-18-11	0.282766	0.000037	0.003113	0.000017	0.120076	0.000835		0.282761	-0.21134	1.394265	1.657917	1.397891	729.6	1051	-0.90622
KQ-18-12	0.282741	0.000024	0.003812	0.000041	0.145048	0.001324		0.282735	-1.0889	0.996375	0.736757	1.002004	782.2	1110	-0.88517
KQ-18-13	0.282745	0.000032	0.003402	0.000047	0.126312	0.001775		0.282739	-0.96413	1.238069	0.887027	1.2436	767.7	1100	-0.89752
KQ-18-14	0.282730	0.000031	0.003130	0.000067	0.118431	0.002774		0.282725	-1.47681	1.201267	0.391141	1.20796	783.6	1132	-0.90571
KQ-18-15	0.282806	0.000019	0.003971	0.000075	0.152964	0.002945	94	0.282799	1.196264	0.855968	3.012521	0.863644	686.6	964.8	-0.88039
KQ-18-16	0.282748	0.000028	0.002410	0.000084	0.094291	0.001938		0.282744	-0.84036	1.104811	1.072474	1.112588	741.6	1089	-0.92741
KQ-18-17	0.282744	0.000033	0.004453	0.000088	0.161331	0.001707		0.282736	-0.98288	1.275676	0.803001	1.283466	792.2	1106	-0.86588
KQ-18-18	0.282856	0.000037	0.002300	0.000028	0.094389	0.000998		0.282852	2.9603	1.413503	4.880744	1.417718	581.8	845.6	-0.93072
KQ-18-19	0.282717	0.000030	0.003662	0.000070	0.131867	0.001525		0.282710	-1.96268	1.191977	-0.12789	1.198889	816.3	1165	-0.88969
KQ-18-21	0.282745	0.000034	0.003889	0.000167	0.140165	0.003767		0.282738	-0.94429	1.301125	0.876655	1.313397	777.6	1101	-0.88288
KQ-18-22	0.282710	0.000040	0.002119	0.000019	0.081874	0.001584		0.282707	-2.1756	1.518629	-0.24495	1.522174	790.6	1173	-0.93618
KQ-18-23	0.282712	0.000018	0.002452	0.000068	0.095006	0.001641		0.282708	-2.11389	0.828462	-0.20391	0.835845	795.3	1170	-0.92615
KQ-18-24	0.282783	0.000025	0.003535	0.000125	0.133066	0.004336		0.282777	0.39134	1.010567	2.23455	1.020679	712.6	1014	-0.89353
KQ-18-25	0.282712	0.000034	0.003171	0.000051	0.125252	0.002113		0.282707	-2.11648	1.309662	-0.25118	1.315326	811.6	1173	-0.90449
平均值	0.282761	0.000028	0.003294	0.000068	0.124999	0.002114		0.282755	-0.40606	1.19099	1.451945	1.26018	741.9	1064	-0.90079
KQ-19-1	0.282807	0.000026	0.003019	0.000132	0.119366	0.004911		0.282802	1.242768	1.06542	3.078255	1.075656	666.3	959.1	-0.90907
KQ-19-2	0.282709	0.000058	0.003717	0.000269	0.163152	0.010481		0.282702	-2.24152	1.26155	-0.4492	1.43935	829.6	1184	-0.88804
KQ-19-3	0.282658	0.000056	0.004030	0.000233	0.164298	0.010593		0.282652	-4.01627	2.046139	-2.24335	2.061842	914.1	1298	-0.8786
KQ-19-5	0.282742	0.000033	0.003625	0.000054	0.138057	0.002243		0.282735	-1.07663	1.269318	0.721551	1.275071	777.5	1109	-0.89082
KQ-19-6	0.282787	0.000036	0.002716	0.000016	0.108365	0.000707		0.282783	0.544997	1.363232	2.39873	1.366732	689.9	1003	-0.91818
KQ-19-7	0.282832	0.000025	0.004193	0.000074	0.168887	0.003670		0.282825	2.129878	1.008998	3.894136	1.016239	650.2	907.0	-0.8737
KQ-19-9	0.282821	0.000032	0.002935	0.000025	0.110304	0.001198	92	0.282816	1.742924	1.235539	3.583623	1.239768	643.6	926.9	-0.9116
KQ-19-10	0.282724	0.000038	0.003666	0.000098	0.135637	0.002217		0.282718	-1.70257	1.437802	0.092987	1.445884	805.3	1149	-0.88959
KQ-19-11	0.282758	0.000034	0.004230	0.000038	0.168365	0.000885		0.282751	-0.49747	1.308972	1.264036	1.313811	765.8	1075	-0.8726
KQ-19-20	0.282740	0.000032	0.003705	0.000051	0.144145	0.001475		0.282734	-1.11751	1.234519	0.675769	1.240148	781.0	1112	-0.8884
KQ-19-21	0.282761	0.000038	0.003664	0.000128	0.149396	0.004102		0.282754	-0.40142	1.452241	1.394509	1.462027	749.3	1066	-0.88964
KQ-19-23	0.282725	0.000025	0.003863	0.000153	0.141571	0.004417		0.282719	-1.65186	1.014405	0.131707	1.025779	807.6	1147	-0.88364
平均值	0.282755	0.000036	0.003614	0.000106	0.142629	0.003908		0.282749	-0.58706	1.380228	1.211896	1.388908	756.7	1078	-0.89116

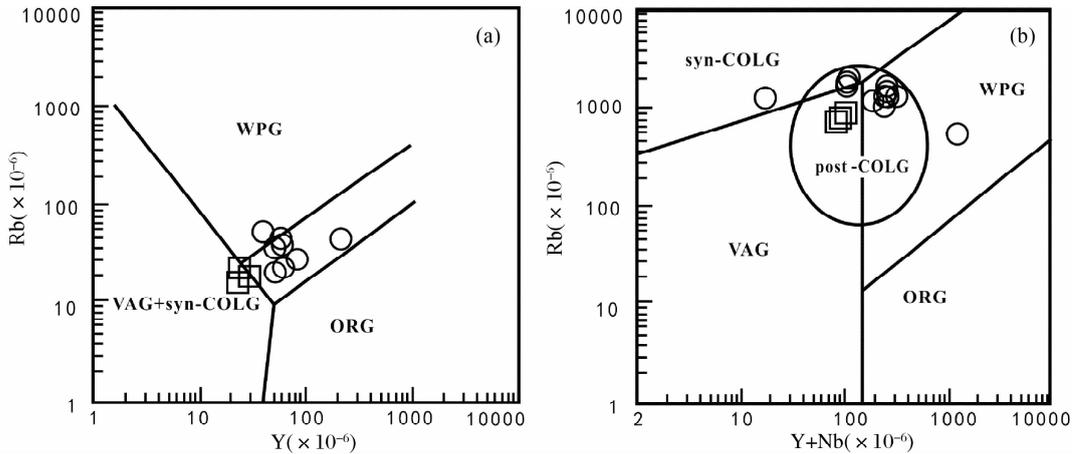


图 11 魁岐晶洞花岗岩的微量元素构造背景判别图

Fig. 11 Discrimination diagrams for tectonic settings of Kuiqi miarolitic granites

97.3 ± 0.77Ma; 而 KQ18 和 KQ-19 两个大晶洞花岗岩的 U-Pb 年龄分别为 93.6 ± 1.5Ma 和 92.0 ± 1.3Ma, 形成时间明显晚于魁岐的小晶洞花岗岩, 即魁岐花岗岩体是两次岩浆活动间隔为 5 ~ 10Myr 左右的产物。

6.2 岩石成因和构造背景

诸多研究者从不同的角度探讨了魁岐 A 型花岗岩的形成机制, 现在越来越多的证据倾向福建沿海 A 型花岗岩是壳幔物质混合作用的产物(邱检生等, 2000; 王德滋等, 1985; 洪大卫等 1987; Martin *et al.*, 1991; 彭亚鸣和袁朴, 1984; 赵振华等, 2000; 朱金初等, 2008)。本次研究的结果显示福建魁岐 A 型花岗岩具有高硅、高碱、低钙、低二价铁的特征, 而且富集大离子亲石元素和高场强元素。尤其是锆石 Lu-Hf 同位素组成的分析结果充分说明福建魁岐 A 型花岗岩的原始岩浆在成因上受到地幔岩浆的制约。魁岐花岗岩锆石的二阶段模式年龄为 1064 ~ 1078Ma, 由此推测, 魁岐 A 型花岗岩的原始岩浆是新元古代早期下地壳部分熔融形成的花岗质岩浆与上涌地幔物质的混合产物。

A 型花岗质岩石是重要的“岩石探针”, 通过对它开展系统的元素地球化学、同位素地球化学和同位素年代学的研究, 不但可以揭示该类岩石的源区物质组成及成岩机制, 而且还可以阐述岩石形成的地球动力学背景、示踪成岩的深部过程和壳幔相互作用及反演区域构造-岩浆活动演化历史。

目前, 对 A 型花岗岩的岩石成因存在较大分歧, 一种观点认为 A 型花岗岩的成因与地幔作用有关(Loiselle and Wones, 1979; Pearce *et al.*, 1984; Eby, 1992; 许保良等, 1998); 另一种观点认为 A 型花岗岩的成因与地壳作用有关(Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al.*, 1987; Clemens *et al.*, 1986; Frost and Frost, 1997; Anderson and Bender, 1989); 还有一种幔源岩浆与壳源岩浆相互作用的观点(Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al.*, 1987; Clemens *et al.*, 1986; Frost and Frost, 1997; Anderson and Bender, 1989)。

近十几年来, 国内对 A 型花岗岩类的研究取得了丰硕成果, 尤其是在 A 型花岗岩类的成因和构造背景等方面取得了一些重要进展(洪大卫等, 2000; Chen and Jahn, 2004; 苏玉平等, 2006; 唐红峰等, 2007)。

洪大卫等(1995)将碱性花岗岩分为非造山(AA)和后造山(PA)两类(洪大卫等, 1995), 非造山(AA)花岗岩相当于 Eby 的 A₁ 型花岗岩, 后造山(PA)花岗岩则与 Eby 的 A₂ 型花岗岩类似。刘昌实等(2003a)根据岩石学和地球化学特征将 A 型花岗岩分为铝质 A 型花岗岩(黑云母正长花岗岩或黑云母花岗岩)、碱性 A 型花岗岩(角闪黑云碱长花岗岩和碱性花岗岩, 碱性流纹岩和钠闪碱流岩)和硅酸不饱和的似长石正长岩和碱性正长岩三类, 并探讨了它们地球化学特征和成因。

许保良等(1998)根据 Nd-Sr 同位素地球化学特点认为新疆乌伦古河 A 型花岗岩的成因与亏损地幔有关。刘昌实等(2003b)根据 ALAG 和 AAG 两组 A 型花岗岩的微量元素(特别是高场强元素)的特点, 认为其起源物质除地幔组分外, 还有地壳物质的加入, 显示壳-幔混源特点, 并且根据 Sr-Nd 同位素组成定量描述了这两组壳-幔混源成因的 A 型花岗岩。唐红峰等(2008)选用锆石 Hf 同位素地球化学组成讨论东准噶尔 A 型花岗岩的成因, 认为其源岩主要是具有亏损地幔 Hf-Nd 同位素组成的年轻玄武质洋壳, 并在源区混入了少量陆源大洋沉积物。

王德滋等(1985)认为福建沿海广泛分布的 A 型花岗岩形成与库拉板块向欧亚大陆板块俯冲导致的弧后拉张有关。赵振华等(2000)提出湖南柿竹园钨多金属矿床形成于长期拉张裂隙及地幔隆起的构造背景。在 Nb-Y 图解中(图 11a), 福建魁岐 A 型花岗岩投影点大都落在板内构造区域内, 而 Rb-Y + Nb 图解中(图 11b), 福建魁岐 A 型花岗岩的投影点也主要落在板内区域内, 并大多集中在后碰撞区域内。由此判断, 福建魁岐 A 型花岗岩形成于后碰撞-板内伸展的构造环境。

综上所述,本文认为在中晚白垩世(100~70Ma)由于库拉板块向欧亚板块俯冲(王德滋等,1985),诱发其上的大陆岩石圈板块拉伸,伴随着地幔上涌和岩石圈的拆沉作用,致使大陆下地壳物质发生强烈的部分熔融,形成了高硅、高碱、贫镁铁和钙的花岗质岩浆,与此同时由于强烈地壳地幔交代作用导致大量的地幔物质与花岗质岩浆混合,最终形成了福建沿海广泛分布的A型花岗岩的原始岩浆。

7 结论

(1) 魁岐小晶洞花岗岩的锆石 U-Pb 年龄为 $97.3 \pm 0.77\text{Ma}$ 和 $101.7 \pm 2\text{Ma}$; 大晶洞花岗岩的锆石 U-Pb 年龄分别为 $93.6 \pm 1.5\text{Ma}$ 和 $92.0 \pm 1.3\text{Ma}$, 形成时间晚于小晶洞花岗岩, 代表了魁岐晶洞花岗岩岩体的形成年龄, 它们是中生代燕山期晚白垩世早期构造-岩浆活动的产物。

(2) 魁岐晶洞花岗岩具有高硅、高碱、低钙的特征, 并且富集大离子亲石元素和高场强元素, 主、微量元素地球化学特征均显示其为典型 A 型花岗岩的 A₂ 亚类, 它们形成于后碰撞的拉张构造环境。

(3) 魁岐晶洞花岗岩的锆石 Lu-Hf 同位素组成暗示福建魁岐 A 型花岗岩的原始岩浆在形成时受到地幔岩浆的制约。因此, 魁岐晶洞花岗岩的原始岩浆是中新元古代幔源岩浆底侵导致下地壳熔融的产物。

致谢 野外工作得到福建地质调查院大力帮助; 西北大学张红博士在锆石 U-Pb 定年和锆石 Hf 同位素分析给予了帮助; 在此一并致谢。

References

Anderson JL and Bender EE. 1989. Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States of America. *Lithos*, 23(1/2): 19–52

Chen B and Jahn BM. 2004. Genesis of post-collisional granitoids and basement nature of the Junggar Terrane, NW China: Nd-Sr isotope and trace element evidence. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(5): 691–703

Clemens JD, Holloway JR and White AJR. 1986. Origin of an A-type granite: Experimental constraints. *American Mineralogists*, 71(3–4): 317–324

Collins WJ, Beams SD, White AJR and Chappel BW. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80(2): 189–200

Eby GN. 1990. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 26(1–2): 115–126

Eby GN. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20(7): 641–644

Frost CD and Frost BR. 1997. Reduced rapakivi-type granites: The tholeiite connection. *Geology*, 25: 647–650

Hong DW, Guo WQ, Li GJ, Kang W and Xu HM. 1987. The Petrology of the Belt of Miarolitic Granites in the Southeast Coast of Fujian Province and Their Generation. Beijing: Science and Technology

Publishing House, 1–129 (in Chinese)

Hong DW, Wang SG, Han BF and Jin MY. 1995. Tectonic environment classification and identification criteria of alkali granites. *Science in China (Series B)*, 25(4): 418–426 (in Chinese)

Hong DW, Wang SG, Xie XL and Zhang JS. 2000. Genesis of positive $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ granitoids in the Da Hinggan Mts. – Mongolia orogenic belt and growth continental crust. *7(2)*: 441–456 (in Chinese with English abstract)

Liu CS, Chen XM, Chen PR, Wang RC and Hu H. 2003a. 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 CS, Chen XM, Wang RC and Hu H. 2003b. Origin of Nankunshan aluminous A-type granite, Longkou County, Guangdong Province. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 22(1): 1–10 (in Chinese with English abstract)

Loiselle MC and Wones DR. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America. Abstracts with Programs*, 11: 468

Maniar PD and Piccoli PM. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of American Bulletin*, 101: 635–643

Martin H, Bonin B, Capdevila R, Didier J, Jahn BM, Lameyre J, Qiu YZ and Wang YX. 1991. The Fuzhou granitic complex (SE China) petrology and geochemistry. *Geochimica*, 20(2): 101–111 (in Chinese with English abstract)

Patiño Douce AE. 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, 25(8): 743–746

Pearce JA, Harris NBW and Tindle AG. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956–983

Peng YM and Yuan P. 1984. Petrological characteristics and petrogenesis of Kuiqi granite, Fujian Province. *Journal of Nanjing University (Natural Sciences Edition)*, 20(4): 740–752 (in Chinese with English abstract)

Qiu JS, Wang DZ, Kanisawa S, McInnes BIA. 2000. Geochemistry and petrogenesis of aluminous A-type granites in the coastal area of Fujian Province. *Geochimica*, 29(4): 313–321 (in Chinese with English abstract)

Skjerlie KP and Johnston AD. 1992. Vapor-absent melting at 10 kbar of a biotite-and amphibole-bearing tonalitic gneiss; Implications for the generation of A-type granites. *Geology*, 20(3): 263–266

Su YP, Tang HF, Liu CQ, Hou GS and Liang LL. 2006. The determination and a preliminary study of Sujiquan aluminous A-type granites in East Junggar, Xinjiang. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 25(3): 175–184 (in Chinese with English abstract)

Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes. In: Saunders AD and Norry MJ (eds.). *Magmatism in Oceanic Basins. Spec. Publ. Geol. Soc. Lond.*, 42(1): 313–345

Sylvester PJ. 1989. Post-collisional alkaline granites. *The Journal of Geology*, 97(3): 261–280

Tang HF, Qu WJ, Su YP, Hou GS, Du DA and Cong F. 2007. Genetic connection of Sareshike tin deposit with the alkaline A-type granites of Sabei body in Xinjiang: Constraint from isotopic ages. *Acta Petrologica Sinica*, 23(8): 1989–1997 (in Chinese with English abstract)

Tang HF, Zhao ZQ, Huang RS, Han YJ and Su YP. 2008. Primary Hf isotopic study on zircons from the A-type granites in eastern Junggar of Xinjiang, Northwest China. *Acta Mineralogica Sinica*, 28(4): 335–342 (in Chinese with English abstract)

Turner G and Stuart F. 1992. Helium/heat ratios and deposition temperatures of sulphides from the ocean floor. *Nature*, 357(6379): 581–583

Wang DZ, Peng YM and Yuan P. 1985. Petrology, Geochemistry and genesis of Kuiqi granite batholith. *Geochimica*, (3): 197–205 (in Chinese with English abstract)

Whalen JB, Currie KL and Chappell BW. 1987. A-type granites:

- Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4): 407-419
- 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)
- Zhao ZH, Bao ZW, Zhang BY and Xiong XL. 2001. Crust-mantle interaction and its contribution to the Shizhuyuan superlarge tungsten polymetallic mineralization. *Science in China (Series D)*, 44(3): 266-276
- Zhu JC, Chen J, Wang RC, Lu JJ and Xie L. 2008. Early Yanshanian NE trending Sn/W-bearing A-type granites in the western-middle part of the Nanling Mts region. *Geological Journal of China Universities*, 14(4): 474-484 (in Chinese with English abstract)
1991. 中国东南部福州花岗岩质杂岩的岩石学和地球化学. *地球化学*, 20(2): 101-111
- 彭亚鸣, 袁朴. 1984. 福建魁岐碱性花岗岩特征及其成因类型. *南京大学学报(自然科学版)*, 20(4): 740-752
- 邱检生, 王德滋, 蟹泽聪史, McInnes BIA. 2000. 福建沿海铝质 A 型花岗岩的地球化学及岩石成因. *地球化学*, 29(4): 313-321
- 苏玉平, 唐红峰, 刘丛强, 侯广顺, 梁莉莉. 2006. 新疆东准噶尔苏吉泉铝质 A 型花岗岩的确立及其初步研究. *岩石矿物学杂志*, 25(3): 175-184
- 唐红峰, 屈文俊, 苏玉平, 侯广顺, 杜安道, 丛峰. 2007. 新疆萨惹什克锡矿与萨北碱性 A 型花岗岩成因关系的年代学制约. *岩石学报*, 23(8): 1989-1997
- 唐红峰, 赵志琦, 黄荣生, 韩宇捷, 苏玉平. 2008. 新疆东准噶尔 A 型花岗岩的锆石 Hf 同位素初步研究. *矿物学报*, 28(4): 335-342
- 王德滋, 彭亚鸣, 袁朴. 1985. 福建魁岐花岗岩的岩石学和地球化学特征及成因探讨. *地球化学*, (3): 197-205
- 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. *地学前缘*, 5(3): 113-124
- 赵振华, 包志伟, 张伯友等. 2000. 柿竹园超大型钨多金属矿床形成的壳幔相互作用背景. *中国科学(D 辑)*, 30(B12): 161-168
- 朱金初, 陈俊, 王汝成, 陆建军, 谢磊. 2008. 南岭中西段燕山早期北东向含锡钨 A 型花岗岩带. *高校地质学报*, 14(4): 474-484

附中文参考文献

- 洪大卫, 郭文岐, 李戈晶, 康炜, 徐海明. 1987. 福建沿海晶洞花岗岩带的岩石学和成因演化. 北京: 科学技术出版社, 1-129
- 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
- 洪大卫, 王式洸, 谢锡林, 张季生. 2000. 兴蒙造山带正 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值花岗岩的成因和大陆地壳生长. *地学前缘*, 7(2): 441-456
- 刘昌实, 陈小明, 陈培荣, 王汝成, 胡欢. 2003a. A 型岩套的分类、判别标志和成因. *高校地质学报*, 9(4): 573-591
- 刘昌实, 陈小明, 王汝成, 胡欢. 2003b. 广东龙口南昆山铝质 A 型花岗岩的成因. *岩石矿物学杂志*, 22(1): 1-10
- Martin H, Bonin B, Didier J, 江博明, Lameyre J, 裘愉卓, 王一先.