中国科技论文在线 http://www.paper.edu.cn

西准噶尔萨吾尔地区 A 型花岗岩的地球动力学意义: 来自岩石地球化学和锆石 SHRIMP 定年的证据*

周涛发① 袁 峰① 范 裕① 谭绿贵①② 岳书仓①

(① 合肥工业大学资源与环境工程学院, 合肥 230009; ② 皖西学院地理与环境科学系, 六安 237012)

摘要 萨吾尔地区地处新疆阿勒泰地区吉木乃县及塔城地区和丰县, 位于哈萨克斯坦-准噶尔板块北缘. 区内酸性侵入岩较发育, 其中恰其海岩体、阔依塔斯岩体的岩石学和地球化学特征具有 A 型花岗岩的特征, 进一步的判别表明它们属于 A2 型花岗岩, 侵位于板块碰撞后或造山后期(后碰撞阶段)的张性构造环境中. 岩体具轻稀土富集的右倾稀土元素配分模型, δEu 较低, Nd, Sr 和 Pb 同位素显示出其幔源特征, O 同位素组成δ^{18}O 值由于与大气水的同位素交换而较低. 锆石 SHRIMP U-Pb 年龄分析表明, 恰其海岩体结晶年龄为 290.7 ± 9.3 Ma(1σ), 阔依塔斯岩体结晶年龄为 297.9 ± 4.6 Ma(1σ), 时代上均属于早二叠世初. A2 型花岗岩恰其海岩体和阔依塔斯岩体的产出, 表明西准噶尔萨吾尔地区在早二叠世初处于后碰撞阶段的伸展期. 西准噶尔萨吾尔地区的 A 型花岗岩可以归入乌伦古富碱火成岩带. 研究区早二叠世后碰撞 A 型花岗岩的确定为区域早二叠世地壳的垂向增生提供了新的证据.

关键词 **A** 型花岗岩 锆石 **SHRIMP** 年龄 后碰撞 准噶尔

新疆北部地区目前已成为研究后碰撞构造-成矿作用的热点地区, 其中后碰撞阶段和后碰撞阶段挤压、伸展旋回的时限, 以及古生代地壳双向增生的过程和动力学背景是研究新疆北部后碰撞构造演化与成矿的关键[1~7].

对于后碰撞的时限问题, 王京彬等[1)]依据 Liegeois[8]对后碰撞的定义, 提出了新疆北部地区后碰撞阶段的判别标志: 以不整合覆于主碰撞构造层之上的裂陷槽沉积层作为后碰撞阶段的开始标志, 以大规模的(钙碱性-偏碱性)花岗质岩浆活动和剪切活动

SCIENCE IN CHINA Ser. D Earth Sciences

收稿日期: 2005-04-29; 接受日期:2005-07-14

* 国家重点基础研究发展规划项目(2001CB409800)和安徽省优秀青年科技基金项目(04045063)资助

** E-mail: tfzhou@hfut.edu.cn

1) 王京彬, 徐 新. 新疆北部后碰撞构造演化.地质学报, 2006(待刊)

转载

中国科技论文在线 http://www.paper.edu.cn

结束作为后碰撞阶段的结束标志; 并依此判别标志, 结合地球物理资料[9,10]和花岗质岩浆作用特征[11]等, 将新疆北部地区后碰撞阶段的主体时限厘定为石炭纪-二叠纪, 同时认为后碰撞阶段的伸展期和挤压-伸展转变期是新疆北部地区大规模成矿的高峰期. 对于古生代地壳双向增生的问题, 越来越多的研究认为, 包括新疆北部地区在内的中亚造山带是古生代陆壳增生最显著的地区之一[5,7,12~18], 后碰撞岩浆活动是中亚造山带古生代陆壳增生的重要原因[19]. 但是, 新疆北部地区后碰撞阶段的时限尤其是后碰撞阶段挤压、伸展旋回的时限仍需进一步的厘定, 该区古生代陆壳的增生作用还需要更广泛的证据, 尤其是 A 型花岗岩的证据支持.

西准噶尔萨吾尔地区位于新疆维吾尔自治区伊犁哈萨克自治州阿勒泰地区吉木乃县及塔城地区和丰县, 属于哈萨克斯坦-准噶尔板块北缘[1,2,20]. 萨吾尔地区侵入岩较发育, 以酸性岩为主(图 1). 对于区内广泛发育的酸性侵入岩的时代、成因及其地球动力学意义研究极少. 恰其海岩体和阔依塔斯岩体是萨吾尔地区重要的酸性侵入岩体, 具有 A 型花岗岩的特征, 本文讨论其成因和形成的构造背景并进行成岩年龄测定, 为研究西准噶尔萨吾尔地区以及新疆北部的后碰撞构造演化、古生代地壳增生作用和动力学背景等提供重要证据.

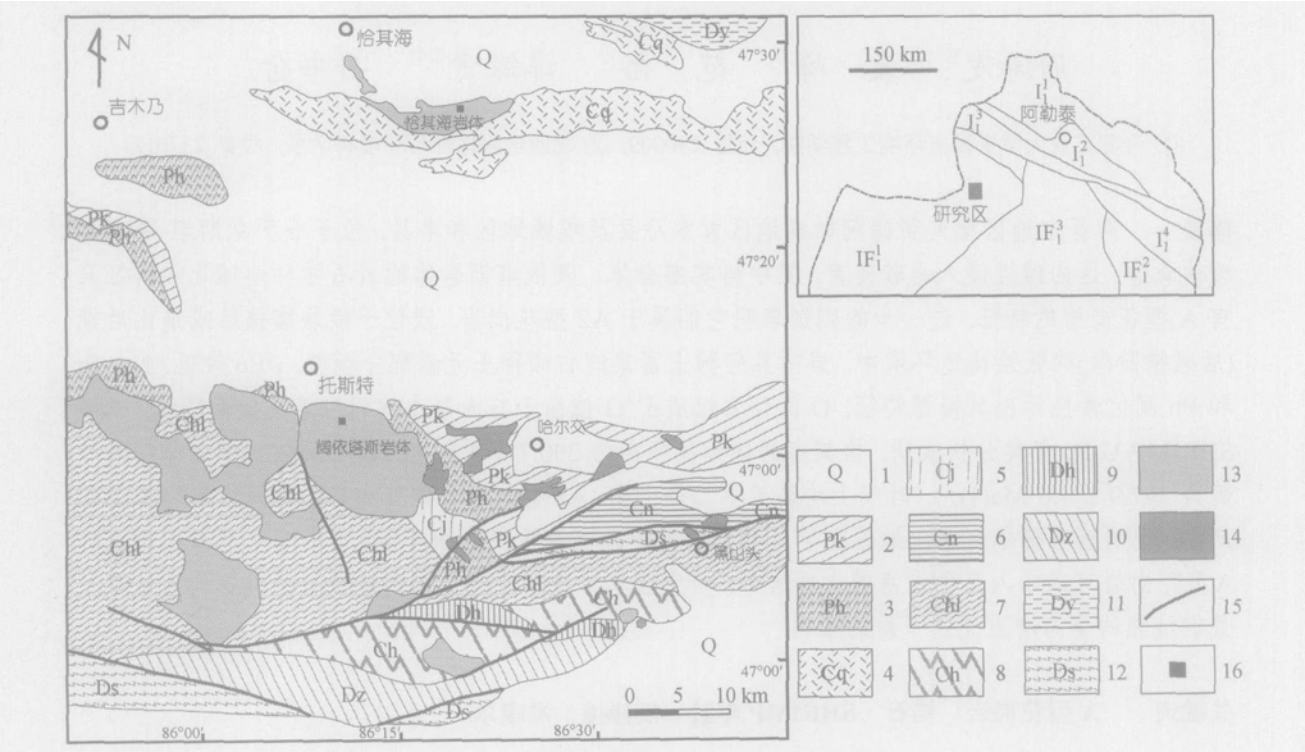


图 1 新疆西准噶尔萨吾尔地区地质图

研究区地质图据 1∶20 万区域地质图修改[1)], 构造分区图据文献[20]. I——西伯利亚板块, I_1——阿尔泰古生代大陆边缘, I_1^1——北阿尔泰早古生代非岩浆型被动陆缘, I_1^2——南阿尔泰泥盆纪岩浆型被动陆缘, I_1^3——额尔齐斯构造混杂带, I_1^4-北准噶尔泥盆纪洋内弧; II——哈萨克斯坦-准噶尔板块, II_1——准噶尔地块及大陆边缘, II_1^1——西准噶尔古生代弧盆系, II_1^2——东准噶尔古生代弧盆系, II_1^3——准噶尔坳陷. 1——第四系; 2——二叠系卡拉岗组(玄武岩、流纹岩、安山岩、凝灰岩、凝灰质砂岩); 3——二叠系哈尔加乌组(安山岩、玄武岩、凝灰岩、凝灰质砂岩); 4——石炭系恰其海组(粗砂岩、细砂岩、粉砂岩); 5——石炭系吉木乃组(安山岩、玄武岩、凝灰岩、凝灰质粉砂岩); 6——石炭系那林卡拉组(凝灰质砂岩夹安山岩、玄武岩); 7——石炭系哈拉巴依组(凝灰质砂岩夹安山岩); 8——石炭系黑山头组(粉砂岩、泥岩、砂岩); 9——泥盆系洪古勒愣组(泥岩、粉砂岩); 10——泥盆系朱鲁木特组(粗砂岩、粉砂岩、泥岩); 11——泥盆系蕴都卡拉组(砂岩、粉砂岩、泥岩); 12——泥盆系萨吾尔山组(凝灰质细砂岩、泥岩夹安山岩、灰岩); 13——花岗岩; 14——花岗斑岩; 15——断裂; 16——锆石 SHRIMP 测年样品采样位置

1) 新疆地质局区调大队第十分队. 1∶20 万区域地质调查报告. 吉木乃幅、布尔津幅. 1981

1 地质背景

研究区的褶皱构造主要为萨吾尔复式向斜和哈拉巴依复式背斜两大褶皱; 断裂广泛发育, 依据变形特征, 空间组合关系及相互切割顺序等可归纳为近东西向逆冲断裂系和走滑剪切断裂系, 主要断裂为发育于研究区中部的萨吾尔断裂(图 1).

区内出露的地层从老到新有: 泥盆系萨吾尔山组, 蕴都卡拉组, 朱鲁木特组及洪古勒愣组, 石炭系黑山头组, 哈拉巴依组, 那林卡拉组, 吉木乃组及恰其海组, 二叠系哈尔加乌组和卡拉岗组, 各地层单元基本呈整合接触, 上覆第四系松散堆积层(图 1).

区内侵入岩较发育, 以酸性岩为主, 各类岩体(脉)主要分布在萨吾尔断裂以北, 在萨吾尔断裂以南仅有零星分布, 各岩体均与石炭纪地层具侵入接触关系. 本文研究的恰其海岩体与石炭系恰其海组呈侵入接触关系, 阔依塔斯岩体侵入于下石炭统哈拉巴依组中(图 1). 研究区自中泥盆世至早二叠世均有火山活动, 其中二叠纪火山岩出露于下二叠统哈尔加乌组和卡拉岗组, 哈尔加乌组为一套陆相中基性-中性火山岩及火山碎屑岩, 卡拉岗组为一套陆相中基性-中酸性火山岩及火山碎屑岩. 野外地质工作显示, 恰其海岩体、阔依塔斯岩体的形成应在晚石炭世之后, 稍早于区内早二叠世的火山活动.

我们根据卡拉岗组火山岩地层剖面及火山岩的岩性、岩相变化特点, 确定了研究区二叠纪卡拉岗旋回的火山活动具有双峰式喷发特征(另文发表中). 其中基性喷发以喷溢开始, 形成较厚的基性熔岩, 其后为间歇性喷发, 形成橄榄玄武岩、玄武岩、杏仁状玄武岩、安山玄武岩、玄武质角砾熔岩. 酸性喷发为连续的爆发、喷溢, 形成流纹岩、流纹质凝灰熔岩及相应成分的火山碎屑岩. 岩石化学特征也显示出卡拉岗组火山岩具有典型的双峰式火山岩特征. 同时通过 Ar-Ar 同位素定年厘定了其时代为 282 Ma, 可以确定其为早二叠世火山活动. 前人的研究[21]也曾提出邻区的早二叠世卡拉岗组火山岩具有双峰式火山岩的特征.

2 岩石学特征

恰其海岩体主要岩性为碱长花岗岩, 中粗粒花岗结构, 块状构造. 主要矿物为钾长石、斜长石、石英和少量黑云母. 钾长石半自形板状, 钠长石化普遍. 斜长石半自形板状, 属钠长石, 有 2 种情况, 被显微条纹长石包围交代以及部分交代钾长石. 石英它形粒状. 黑云母为半自形-自形片状, 多被绿泥石沿解理交代或褐铁矿化. 钾长石之间见少量霓石、钠闪石, 钠闪石呈柱状. 副矿物有榍石、锆石、磷灰石、磁铁矿等. 阔依塔斯岩体主要岩性为碱长花岗岩, 中粗粒花岗结构, 块状构造. 矿物成分为钾长石、石英及少量黑云母、钠闪石、霓石及其它副矿物. 钾长石主要为条纹长石, 局部可见它形粒状石英分布于钾长石颗粒之间. 黑云母半自形片状. 钠闪石呈柱状, 霓石呈不规则柱状, 见于钾长石之间; 副矿物为粒状磁铁矿、榍石和帘石等. 从岩石学及矿物组成上看, 恰其海岩体和阔依塔斯岩体具有 A 型花岗岩的特点.

3 岩石地球化学特征

恰其海岩体和阔依塔斯岩体的化学成分、稀土元素组成和微量元素组成见表 1.

恰其海岩体 SiO_2 含量在 67.1%~68.8%, 平均 67.8%, 全碱 K_2O+Na_2O 在 10.5%~11.3%, 平均 10.9%, A/CNK 在 0.93~1.00, 平均 0.97; 阔依塔斯岩体 SiO_2 含量在 73.5%~77.1%, 平均 75.1%, 全碱 K_2O+Na_2O 在 8.6%~9.4%, 平均 9.0%, A/CNK 在 0.90~0.98, 平均 0.94. K_2O-SiO_2 图解显示, 恰其海岩体投点于钾玄岩(shoshonite)系列, 阔依塔斯岩体投点于高钾钙碱性系列(图 2). FeOt/MgO-Zr+Nb+Ce+Y, (K_2O+Na_2O)/CaO-Zr+Nb+Y+Ce 和 Zr+Ce+Y-Rb/Ba 等地球化学判别图解皆显示(图 3), 恰其海岩体和阔依塔斯岩体属于 A 型花岗岩. Nb-Y-Ce 图解的进一步判别表明其属于 A2 型花岗岩(图 4), 即侵位于板块碰撞后[22]或造山后期[22]的张性构造环境中, 而 A1 型花岗岩为板内裂谷构造背景的产物, 因此恰其海岩体和阔依塔斯岩体应形成于后碰撞阶段的张性环境, 而非板内裂谷的张性环境.

恰其海岩体 ΣREE 范围在 230.42×10^{-6}~574.10×10^{-6}, 平均值为 439.28×10^{-6}, LREE/HREE 比值范围在 6.24~7.67, 平均值为 7.12, δEu 范围在 0.44~0.54, 平均值为 0.49, $(La/Yb)_N$ 范围在 4.85~8.61, 平均值为

中国科技论文在线 http://www.paper.edu.cn

表 1 恰其海岩体和阔依塔斯岩体化学成分(%)、稀土元素组成(10^{-6})和微量元素组成(10^{-6})[a)]

岩体	恰其海						阔依塔斯						
岩性	碱长花岗岩						碱长花岗岩						
编号	QQH-13	QQH-14	QQH-17	QQH-9	QQH-19	QQH-20	YQ-56*	YQ-55*	YQ-9*	YQ-10*	YQ-54*	KY-5	KY-9
SiO_2	67.87	67.77	67.10	68.77	68.12	67.51	73.54	74.26	76.57	77.09	74.89	74.46	75.16
TiO_2	0.55	0.62	0.70	0.53	0.56	0.67	0.24	0.25	0.16	0.13	0.21	0.20	0.20
Al_2O_3	15.83	15.88	16.29	15.76	15.98	16.58	12.34	11.71	11.14	11.43	11.63	12.66	12.52
Fe_2O_3	1.21	1.11	1.90	1.18	1.58	1.63	1.64	1.75	0.96	1.25	1.46	1.35	0.89
FeO	1.28	1.37	0.66	1.15	0.65	0.63	1.18	1.48	1.43	2.92	1.42	0.75	1.09
MnO	0.08	0.10	0.08	0.10	0.05	0.09	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.06	0.06
MgO	0.53	0.53	0.42	0.44	0.40	0.48	0.34	0.35	0.15	0.15	0.16	0.30	0.18
CaO	1.06	1.21	0.75	1.04	1.03	1.29	0.60	0.28	0.28	0.12	0.20	0.49	0.43
Na_2O	5.02	5.20	4.78	4.84	4.98	5.02	4.42	4.00	4.00	4.08	4.40	4.58	4.18
K_2O	5.69	5.89	6.55	5.66	5.70	5.77	4.66	4.82	4.84	4.48	4.68	4.84	4.74
P_2O_5	0.13	0.13	0.22	0.10	0.12	0.16	0.14	0.13	0.09	0.07	0.12	0.02	0.04
H_20^+	0.18	0.12	0.32	0.26	0.32	0.16	0.45	0.42	0.31	0.28	0.26	0.28	0.32
总量	99.43	99.93	99.77	99.83	99.49	99.99	99.59	99.50	99.97	102.04	99.47	99.99	99.81
La	80.54	39.46	92.95	67.24	97.14	108.24	46.51	64.70	38.51	37.98	50.28	38.75	79.17
Ce	181.44	93.30	194.25	156.62	222.83	234.64	81.23	136.08	86.51	74.28	103.39	81.48	182.66
Pr	23.31	11.64	25.30	18.57	25.98	29.91	15.15	19.78	11.99	11.97	16.31	11.13	21.05
Nd	82.69	44.12	95.02	67.27	100.88	107.58	45.00	61.20	36.00	31.98	49.20	39.16	79.14
Sm	16.58	8.55	19.00	13.57	19.11	21.11	9.04	12.76	7.81	7.49	10.06	8.86	16.36
Eu	2.74	1.53	2.83	2.42	2.76	3.17	0.67	0.90	0.36	0.35	0.56	0.58	0.75
Gd	16.52	8.80	18.78	13.79	18.81	21.74	8.16	10.63	6.67	6.61	8.77	10.22	16.61
Tb	2.53	1.41	2.73	1.93	2.81	3.17	1.41	1.81	1.20	1.19	1.54	1.78	2.87
Dy	14.04	7.67	13.99	11.73	15.51	17.38	9.03	11.32	7.98	7.93	10.08	12.52	18.97
Ho	2.80	1.73	2.80	2.24	3.11	3.48	2.08	2.55	1.86	1.84	2.32	2.83	4.16
Er	8.49	5.08	8.19	7.14	9.49	10.31	6.26	7.55	5.65	5.62	6.98	8.54	12.43
Tm	1.27	0.79	1.16	1.03	1.40	1.51	1.00	1.19	0.99	0.92	1.13	1.41	1.94
Yb	8.77	5.48	7.28	7.46	9.44	10.20	6.65	7.85	7.09	6.28	7.61	9.98	13.72
Lu	1.31	0.86	1.03	1.10	1.50	1.66	1.02	1.20	1.11	0.93	1.49	1.56	2.09
ΣREE	443.03	230.42	485.30	372.09	530.76	574.10	233.21	339.52	213.73	195.37	269.72	228.78	451.92
LREE/HREE	6.95	6.24	7.67	7.02	7.55	7.27	5.55	6.70	5.57	5.24	5.76	3.68	5.21
δEu	0.50	0.53	0.45	0.54	0.44	0.45	0.23	0.23	0.15	0.15	0.18	0.18	0.14
Zr	488.28	429.43	220.84	1334.19	860.63	606.87	354.00	674.00	420.00	298.00	490.00	321.56	1095.59
Nb	37.69	31.20	31.73	33.48	54.75	46.97	30.00	27.00	37.00	26.00	32.00	39.98	63.72
Ce	181.44	93.30	194.25	156.62	222.83	234.64	81.23	136.08	86.51	74.28	103.39	81.48	182.66
Y	72.27	43.43	60.83	57.61	81.89	85.02	50.50	60.42	40.75	44.26	55.00	71.99	118.79
Rb	88.55	37.73	106.25	81.44	94.09	86.49	120.00	98.00	155.00	132.00	122.00	121.83	143.90
Ba	698.25	442.11	530.30	695.15	674.70	700.18	240.70	141.30	39.44	40.40	67.58	148.18	145.21
Sr	134.57	53.66	60.61	133.67	158.88	136.95	66	26.8	9.7	10.9	16.3	53.37	41.19
Th	7.97	10.66	9.12	10.88	16.05	12.00	12	9.8	12.9	12.6	10.9	23.86	19.40
U	2.00	1.88	3.57	1.86	3.28	2.19	1.9	3.2	3.2	1.3	2.2	6.06	2.90

a) 化学成分分析者: 国家地质实验测试中心，等离子光谱(IRSI). 稀土元素、微量元素分析者：北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室, 古丽冰, ICP-MS. * 示数据来源于文献[23]

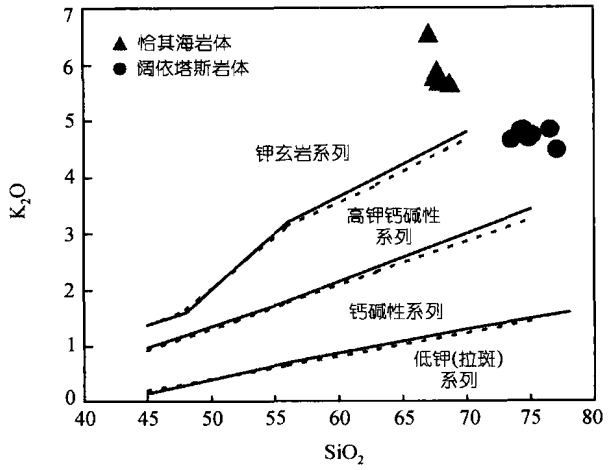


图 2 K_2O-SiO_2 图解
底图来源于文献[28]

6.64, 稀土元素配分模型为轻稀土富集的右倾配分模型(图 5). 阔依塔斯体ΣREE 范围在 195.37×10^{-6}~451.92×10^{-6}, 平均值为 276.03×10^{-6}, LREE/HREE 比值范围在 3.68~6.70, 平均值为 5.39, δEu 范围在 0.14~0.23, 平均值为 0.18, $(La/Yb)_N$ 范围在 2.62~5.56, 平均值为 4.12, 稀土元素配分模型为轻稀土富集的右倾配分模型(图 5). 阔依塔斯岩体的δEu比恰其海岩体更低, “V”形稀土分布模式更为典型.

Sr, Nd 和 Pb 同位素组成由宜昌地质矿产研究所测试, Finnigan MAT261 质谱计分析; O 同位素组成由中国地质科学院矿产资源研究所万德芳测试, BrF_5 法、MAT251 EM 质谱计分析. 恰其海岩体 $(87Sr/86Sr)i$ 值为 0.70392, $\varepsilon Sr(t)$值为−3.43, $\varepsilon Nd(t)$值为 7.61(t=290.7 ± 9.3 Ma), $^{206}Pb/^{204}Pb$ 值为 18.147, $^{207}Pb/^{204}Pb$ 值为 15.510, $^{208}Pb/^{204}Pb$ 值为 37.934; 阔依塔斯岩体 $(87Sr/86Sr)i$ 值为 0.70559, $\varepsilon Sr(t)$值为 20.35, $\varepsilon Nd(t)$值为 6.30(t=297.9 ± 4.6 Ma), $^{206}Pb/^{204}Pb$ 值为 18.317, $^{207}Pb/^{204}Pb$ 值为 15.508, $^{208}Pb/^{204}Pb$ 值为 38.091. 恰其海岩体和阔依塔斯岩体 $\delta^{18}O$(全岩)值分别为 2.8‰和 1.5‰.

恰其海岩体具有高$\varepsilon Nd(t)$值, 低$\varepsilon Sr(t)$值及低 $(87Sr/86Sr)i$ 值, 因此其应起源于地幔. 而阔依塔斯岩体具有高$\varepsilon Nd(t)$值, 高$\varepsilon Sr(t)$值及较高的(87Sr/86Sr)i 值, 对于这一类型的花岗岩, 周泰禧等[24]、Chen 等[25]研究认为, 高$\varepsilon Nd(t)$值反映了地幔的贡献, 而高$\varepsilon Sr(t)$值反映了地壳物质的贡献, 其成因可以用 AFC 模式解释, 即由幔源岩浆结晶分异并混染地壳物质而形成, 同时这类花岗岩主要形成于拉张的构造背景. 恰其海岩体和阔依塔斯岩体 Pb 同位素组成在 Zartman[26]的 Pb 同位素构造模式图(图略)落于地幔线附近, 也显示出其具有幔源特征. 因此, Sr, Nd 和 Pb 同位素组成特征表明恰其海岩体和阔依塔斯岩体具有幔源特征.

恰其海岩体和阔依塔斯岩体 $\delta^{18}O$(全岩)值较低, 刘伟等[27]曾根据新疆乌仑古碱性花岗岩全岩样品普遍不同程度地亏损 $\delta^{18}O$ 和 D 指出, 岩浆次固相冷凝

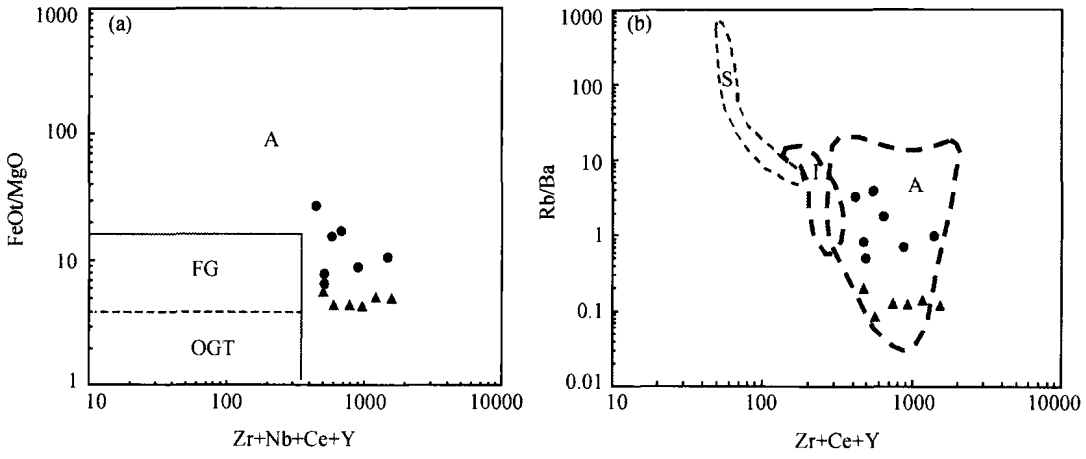


图 3 A 型花岗岩判别图解
图例同图 2. A 示 A 型花岗岩; FG 示 M+I+S 型分异花岗岩; OGT-未分异 M+I+S 型花岗岩; S 示分异的 S 型花岗岩; I 示分异的 I 型花岗岩. (a), (b)底图来源于文献[29]

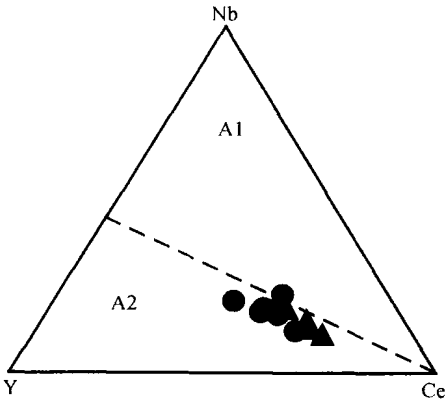


图 4 Nb-Y-Ce 构造环境判别图

图例同图 2. A1 示 A1 型花岗岩; A2 示 A2 型花岗岩. 底图来源于文献[22]

过程中与大气降水发生了同位素交换, 恰其海岩体和阔依塔斯岩体δ^{18}O(全岩)值较低的原因可能与之相类似.

4 锆石 SHRIMP 定年

4.1 样品分选与分析方法

SHRIMP U-Pb 定年样品取自恰其海碱长花岗岩(QQH-14, GPS 坐标: N47°26′37.6″, E86°20′21.8″)和阔依塔斯碱长花岗岩(KY-5, GPS 坐标: N47°13′27.9″, E86°10′31.7″), 样品经重液分离和磁选后, 挑选代表性的锆石制作样品靶, 样品靶制作方法见文献[30]. 进行 SHRIMP U-Pb 分析前, 进行了透、反射电子像(BSE)及阴极发光(CL)分析(图 6), 以确定锆石颗粒的晶体形态、内部结构以及标定测年点. 恰其海岩体和阔依塔斯岩体中的锆石外形特征主要呈长柱状或短柱状, 无色、透明, 内见细小的包裹体及裂纹, 阴极发光图像显示锆石具有较典型的岩浆振荡环带结构(生长环带), 应为岩浆成因, 为原岩结晶锆石.

锆石的 U, Th 和 Pb 同位素组成分析在中国地质科学院地质研究所北京离子探针中心的 SHRIMP II 上进行, 分析流程和原理参考文献[30,31]. 测试中应用 RSES 参考锆石 TEM(417 Ma)进行元素分馏校正, 应用 SL13(年龄 572 Ma)标定样品的 U, Th 和 Pb 含量. 数据处理采用 Ludwig 的 SQUID1.02 和 ISOPLOT2.0 程序. 应用实测 ^{204}Pb 校正锆石中的普通铅.

4.2 测年结果

恰其海碱长花岗岩(QQH-14)和阔依塔斯碱长花岗岩(KY-5)锆石 SHRIMP U-Pb 年龄分析结果见表 2, 采用 ^{206}Pb/^{238}U 加权平均年龄. 分析结果中, 恰其海岩体和阔依塔斯岩体样品的锆石 Th/U 均大于 0.1, 也表明了锆石的岩浆成因[32]. 锆石 SHRIMP U-Pb 年龄谐和图见图 7, 得到的 ^{206}Pb/^{238}U 加权平均年龄为: 恰其海岩体, 290.7 ± 9.3 Ma(1σ), n=11; 阔依塔斯岩体, 297.9 ± 4.6 Ma(1σ), n=12. 它们代表岩体的结晶年龄.

5 讨论

西准噶尔萨吾尔地区恰其海岩体、阔依塔斯岩体锆石 SHRIMP U-Pb 年龄分析结果表明, 恰其海岩体的结晶年龄为 290.7 ± 9.3 Ma(1σ), 阔依塔斯岩体的结晶年龄为 297.9 ± 4.6 Ma(1σ), 时代上属于早二叠世初, 说明在西准噶尔萨吾尔地区存在二叠纪花岗质侵入岩. 同时, 恰其海岩体、阔依塔斯岩体具有 A2 型花岗岩的特征, 形成于板块碰撞后或造山后期的张性构造环境中. 对照王京彬等确定的新疆北部地

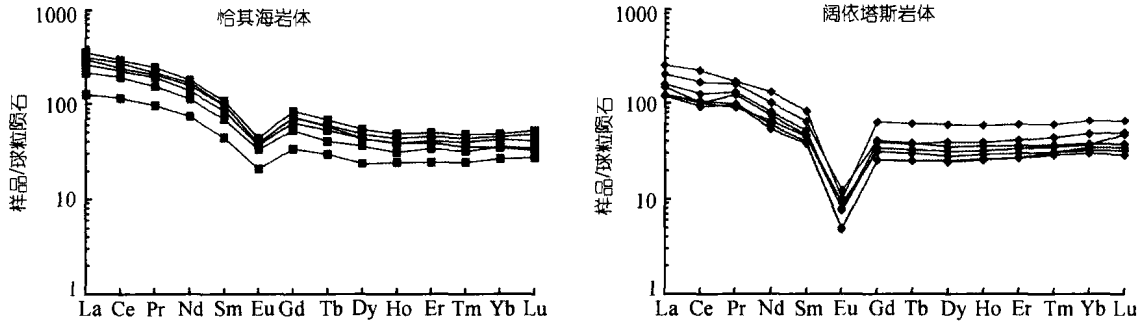


图 5 稀土元素配分模型

中国科技论文在线 http://www.paper.edu.cn

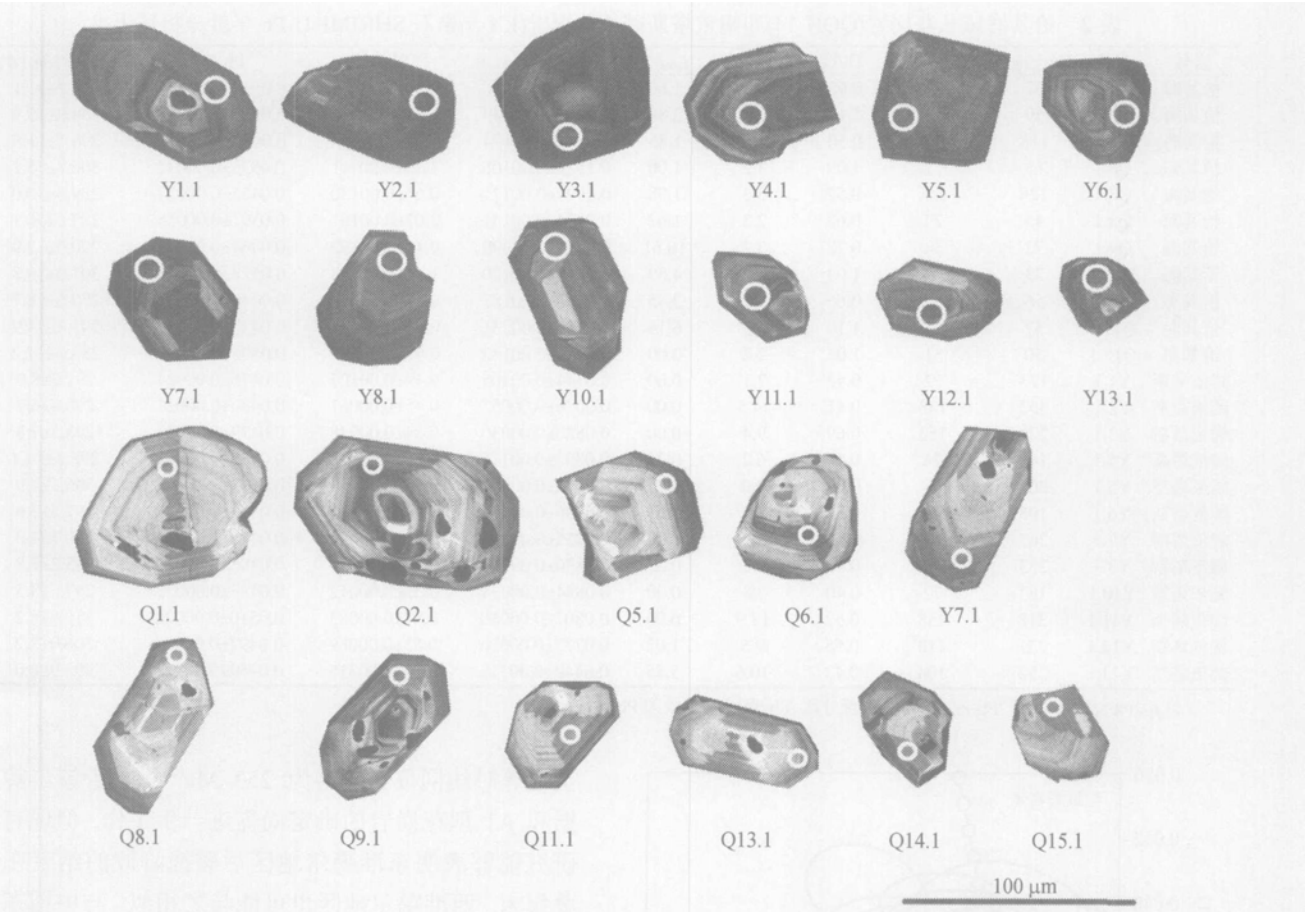


图 6 锆石阴极发光图像

Q: 恰其海岩体, Y: 阔依塔斯岩体, 圆圈为分析点位置

区后碰撞阶段的主体时限, 可以表明西准噶尔萨吾尔地区在早二叠世初处于后碰撞阶段的伸展期. 另一方面, 区内发育早二叠世卡拉岗组火山岩地层(该组中发现的植物化石 Noeggerathiopsis subangusta Zalessky, Noeggerathiopsis theoderi Tschirkova et Zalessky, Noeggerathiopsis derzavinii Neuburg 等均为早二叠世分子[1]), 火山岩 Ar-Ar 同位素定年为 282 Ma(作者另文发表中), 邻区同层位火山岩的同位素年龄在 271.5~286.4 Ma 之间[33,34], 前已述及, 该组火山岩具有典型的双峰式特征, 其发育也显示了萨吾尔地区处于拉张的构造背景, 支持西准噶尔萨吾尔地区在早二叠世初处于后碰撞阶段伸展期的结论. 同时, 西准噶尔萨吾尔地区早二叠世后碰撞 A 型花岗岩的确定, 进一步证实了早二叠世区内地壳的垂向增生作用.

据前人对邻区花岗岩的研究, 东准噶尔卡拉麦里富碱花岗岩带中萨惹什克岩体(锆石 U-Pb 年龄为 290±11 Ma)属于 A2 型花岗岩[35]; 乌伦古富碱花岗岩带中代表性岩体萨吾德格尔、萨尔铁列克、结尔德卡拉和塔斯嘎克等岩体(Rb-Sr 全岩等时线同位素年龄在 294~309 Ma 之间)也属于 A2 型花岗岩[11,36,37], 而刘家远等得到了 314~323 Ma 的单颗粒锆石铀铅龄[38]. 这些研究显示, 东准噶尔地区在晚石炭世末－早二叠世初处于后碰撞阶段的伸展期, 这与西准噶尔萨吾尔地区类似. 但是在东准噶尔地区扎河坝一带的北带碱性花岗岩带中, 得到 A1 型花岗岩的 Rb-Sr

1) 见 40页脚注

中国科技论文在线 http://www.paper.edu.cn

表 2 恰其海碱长花岗岩(QQH-14)和阔依塔斯碱长花岗岩(KY-5)锆石 SHRIMP U-Pb 年龄分析结果 a)

岩体	点位	U/μg·g^{-1}	Th/μg·g^{-1}	Th/U	Pb*/μg·g^{-1}	f_{206}/%	$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*\pm1\sigma$	$^{207}Pb^*/^{235}U$	$^{206}Pb^*/^{238}U$	$t_{206/238}$(Ma,1σ)
恰其海	Q1.1	37	33	0.92	1.7	1.66	0.1720±0.00136	1.28±0.00153	0.0540±0.00071	288.7±31.1
恰其海	Q2.1	59	66	1.17	2.7	2.88	0.1419±0.00149	1.01±0.00153	0.0517±0.00033	288.0±15.9
恰其海	Q5.1	113	54	0.50	4.9	1.85	0.1072±0.00174	0.74±0.00176	0.0498±0.00028	296.1±11.8
恰其海	Q6.1	68	72	1.09	3.2	1.00	0.1525±0.00106	1.13±0.00111	0.0535±0.00031	300.8±15.2
恰其海	Q7.1	126	63	0.52	5.3	1.98	0.0990±0.00127	0.66±0.00130	0.0485±0.00027	289.6±10.0
恰其海	Q8.1	45	27	0.62	2.3	1.62	0.2484±0.00151	2.02±0.00161	0.0591±0.00055	282.6±30.1
恰其海	Q9.1	72	54	0.78	3.2	10.61	0.0738±0.00390	0.47±0.00392	0.0464±0.00041	290.0±12.9
恰其海	Q11.1	33	33	1.03	1.6	4.39	0.1541±0.00120	1.12±0.00128	0.0528±0.00043	307.0±19.8
恰其海	Q13.1	56	35	0.65	2.2	2.45	0.1362±0.00183	0.84±0.00187	0.0449±0.00036	270.6±18.7
恰其海	Q14.1	57	61	1.10	2.5	6.14	0.1061±0.00231	0.69±0.00234	0.0473±0.00039	291.4±14.9
恰其海	Q15.1	50	51	1.05	2.2	0.00	0.1386±0.00142	0.97±0.00146	0.0505±0.00037	283.0±17.2
阔依塔斯	Y1.1	173	72	0.43	7.1	0.60	0.0744±0.00105	0.49±0.00107	0.0476±0.00024	291.2±8.0
阔依塔斯	Y2.1	352	138	0.41	14.5	0.00	0.0676±0.00057	0.45±0.00061	0.0480±0.00021	298.4±6.7
阔依塔斯	Y3.1	228	153	0.69	9.4	0.00	0.0820±0.00030	0.54±0.00038	0.0479±0.00023	293.5±7.8
阔依塔斯	Y4.1	147	76	0.54	6.2	0.74	0.0832±0.00115	0.56±0.00122	0.0486±0.00041	296.2±14.4
阔依塔斯	Y5.1	207	78	0.39	9.0	0.74	0.0805±0.00097	0.56±0.00100	0.0503±0.00023	306.7±7.9
阔依塔斯	Y6.1	195	96	0.51	8.1	1.05	0.0706±0.00100	0.47±0.00103	0.0478±0.00024	297.5±7.6
阔依塔斯	Y7.1	267	102	0.40	10.9	0.00	0.0755±0.00036	0.49±0.00042	0.0474±0.00022	290.7±7.0
阔依塔斯	Y8.1	233	103	0.46	9.7	0.23	0.0830±0.00068	0.55±0.00071	0.0485±0.00023	295.2±7.8
阔依塔斯	Y10.1	183	72	0.40	7.8	0.00	0.0834±0.00034	0.57±0.00042	0.0493±0.00025	297.6±8.5
阔依塔斯	Y11.1	318	158	0.52	13.9	0.00	0.0807±0.00080	0.57±0.00083	0.0510±0.00022	310.8±8.2
阔依塔斯	Y12.1	221	118	0.55	9.5	1.02	0.0773±0.00086	0.53±0.00089	0.0497±0.00023	306.0±8.2
阔依塔斯	Y13.1	252	104	0.42	10.6	5.85	0.0440±0.00316	0.28±0.00318	0.0459±0.00026	293.9±8.0

a) f_{206}(%)表示普通 ^{206}Pb 占总 ^{206}Pb 的百分比, Pb*表示放射成因 Pb

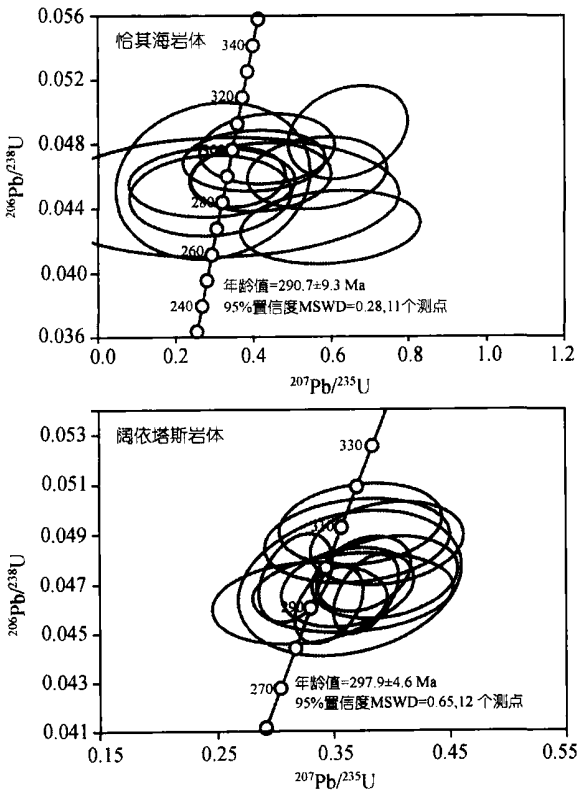


图 7 锆石 SHRIMP U-Pb 年龄谐和图

全岩等时线同位素年龄为 253 Ma[39], 尽管该年龄数据和 A1 型花岗岩的确定尚需进一步工作, 但现有的研究能够表明东准噶尔地区后碰撞阶段的结束在二叠纪末, 西准噶尔地区也可能与之相似. 与中国东北地区的 A 型花岗岩相比[40], 亦可得出类似的认识. 此外, 从岩石地球化学特征上看, 东准噶尔乌伦古富碱花岗岩的 Nd, Sr 和 Pb 同位素显示出其幔源特征[18,41], O 同位素组成由于与大气降水的同位素交换而较低[27,41], 具有典型的"V"形稀土分布模式, δEu 较低, <0.3[41], 西准噶尔萨吾尔地区的 A 型花岗岩均与之相似. 西准噶尔萨吾尔地区的 A 型花岗岩从形成时代、岩石地球化学特征、形成的构造背景上均与东准噶尔乌伦古 A 型花岗岩相似, 因此可以归入乌伦古富碱火成岩带, 而该带沿乌伦古可向西延至哈萨克斯坦的斋桑[42].

6 结论

恰其海岩体、阔依塔斯岩体锆石 SHRIMP U-Pb 年龄分析结果表明, 恰其海岩体的结晶年龄为 290.7 ± 9.3 Ma(1σ), 阔依塔斯岩体的结晶年龄为 297.9 ± 4.6 Ma(1σ), 时代上属于早二叠世初, 说明在西准噶尔

中国科技论文在线 http://www.paper.edu.cn

萨吾尔地区存在二叠纪花岗质侵入岩.

西准噶尔萨吾尔地区的恰其海岩体、阔依塔斯岩体主要岩性为碱长花岗岩, 岩石学及矿物组成显示其具有 A 型花岗岩的特点. 地球化学判别显示它们岩体属于 A 型花岗岩, 进一步的判别表明其属于 A2 型花岗岩, 其侵位于板块碰撞后或造山后期(后碰撞)的张性构造环境中. 恰其海岩体和阔依塔斯岩体 A2 型花岗岩的产出, 表明西准噶尔萨吾尔地区在早二叠世初处于后碰撞阶段的伸展期.

西准噶尔萨吾尔地区早二叠世后碰撞 A 型花岗岩的确定, 进一步证实了早二叠世区内地壳的垂向增生作用.

西准噶尔萨吾尔地区的 A 型花岗岩从形成时代、岩石地球化学特征、形成的构造背景上均与东准噶尔乌伦古 A 型花岗岩相似, 可以归入乌伦古富碱火成岩带.

致谢 研究工作得到了新疆“305”项目办公室、新疆第四地质大队, 以及王京彬研究员、高俊研究员、马映军研究员、王宝林研究员和王煜研究员等的大力支持, 本文的锆石样品制靶、SHRIMP 测年工作得到了刘敦一研究员以及石玉若、宋彪、王彦斌、陶华等专家的帮助, 野外工作还得到杨文平、何立新等同志的帮助, 匿名审稿专家提出了宝贵的修改意见, 在此一并表示衷心的感谢.

参 考 文 献

1 何国琦, 李茂松, 刘德权, 等. 中国新疆古生代地壳演化及成矿.香港: 香港文化教育出版社, 1994. 1~437
2 Windley B F, Kroner A, Guo J H, et al. Neoproterozoic to Paleozoic Geology of the Altai Orogen, NW China: New Zircon Age Data and Tectonic Evolution. The Journal of Geology, 2002, 110: 719~737
3 涂光炽. 初议中亚成矿域. 地质科学, 1999, 34(1): 397~404
4 Coleman R G. Continental growth of Northwest China. Tectonics, 1989, 8: 621~635
5 Sengör A M C. Natal'In B A, Burtman V S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. Nature, 1993, 364: 299~307
6 Groves D I, Goldfarb R J, Gebre-Mariam M, et al. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. Ore Geology Reviews, 1998, 13: 7~26
7 Brookfield M E. Geological development and Phanerozoic crustal accretion in the western segment of the southern Tien Shan (Kyrgyzstan, Uzbekistan and Tajikistan). Tectonophysics, 2000, 328: 1~14
8 Liegeois L P. Preface-some words on the post-collisional magmatism. Lithos, 1998, 45: 15~17
9 肖序常, 汤耀庆, 冯益民, 等. 新疆北部及邻区大地构造. 北京: 地质出版社, 1992. 1~169
10 李锦轶, 肖序常. 对新疆地壳结构与构造演化几个问题的简要评述. 地质科学, 1999, 34(4): 405~419
11 韩宝福, 何国琦, 王式洸. 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, 1999, 29(1): 16~21
12 Jahn B M, Wu F, Chen B. Granitoids of the Central Asian Orogenic Belt and continental growth in the Phanerozoic. Trans R Soc Edinburgh Earth Sci, 2000, 91: 181~193
13 Heinhorst J, Lehmann B, Ermolov P, et al. Palaeozoic crustal growth and metallogeny of Central Asia: Evidence from magmatic-hydrothermal ore systems of Central Kazakhstan. Tectonophysics, 2000, 328: 69~88
14 Hu A Q, Jahn B M, Zhang Y. Crustal evolution and Phanerozoic crustal growth in northern Xinjiang: Nd isotopic evidence. Part I. Isotopic characterization of basement rocks. Tectonophysics, 2000, 328: 15~52
15 Chen Bin, Jahn Bor-ming. 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, 2004, 23: 691~703
16 Chen B, Jahn B M, Wilde S, et al. Two contrasting Palaeozoic magmatic belts in northern Inner Mongolia, China:Petrogenesis and tectonic implications. Tectonophysics, 2000, 328: 157~182
17 Chen B, Jahn B M. Geochemical and isotopic studies of the sedimentary and granitic rocks of the Altai orogen of northwest China and their tectonic implications. Geol Mag, 2002, 139: 1~13
18 Han Bao-fu, Wang Shi-guang, Jahn Bor-ming, et al. Depleted-mantal source for Ulungur River A-type granites from North Xinjiang, China: geochemistry and Nd-Sr isotopic evidences, and implications for Phanerozoic crustal growth. Geochemical Geology, 1997, 138: 135~159
19 Chen B, Arakawa Y. Elemental and Nd-Sr isotopic geochemistry of granitoids from the West Junggar foldbelt (NW China), with implications for Phanerozoic continental growth. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2005, 69: 1307~1320
20 何国琦, 刘德权, 李茂松, 等. 新疆主要造山带地壳发展的五阶段模式及成矿系列专辑. 新疆地质, 1995, 13(2): 99~194
21 木合塔尔扎日, 张旺生, 韩春名, 等. 新疆沙尔布尔山卡拉岗组火山岩岩石化学及其构造环境分析. 地质科技情报, 2002, 21(2): 19~28
22 Eby G N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. Geology, 1992, 20: 641~644
23 周 刚. 新疆吉木乃县阔依塔斯花岗岩的地球化学及构造意义. 新疆地质, 1999, 17(2): 179~187

中国科技论文在线 http://www.paper.edu.cn

24 周泰禧, 陈江峰, 李学明. 新疆阿拉套山花岗岩类高εNd 值的成因探讨. 地质科学, 1996, 31(1): 71~79

25 Chen Jiang-feng, Zhou Tai-xi, Xie Zhi, et al. Formation of positive εNd(T) granitoids from the Alataw Mountains, Xinjiang, China, by mixing and fractional crystallization: implication for Phanerozoic crustal growth. Tectonophysics, 2000, 328: 53~67

26 Zartman R E, Doe B R. Plumbotectonucs-the model. Tectonophysics, 1981, 75: 135~162

27 刘 伟, 赵振华, 张福勤. 新疆塔斯嘎克碱性花岗岩体矿物-大气水相互作用的氢、氧同位素制约. 科学通报, 1999, 44(7): 704~710

28 Peccerillo R, Taylor S R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contrib Mineral Petrol, 1976, 58: 63~81

29 Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. A-type granites: geochemical characteristics, discriminatuon and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1987, 95: 407~419

30 宋 彪, 张玉海, 万渝生, 等. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论. 地质论评, 2002, 48(增刊): 26~30

31 Williams I S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In: Mckibben M A, Shanks III W C, Ridley W I, eds. Applications of microanalytical techniques to understanding mineraling processes. Reviews in Economic Geology, 1998, 7: 1~35

32 Belousova E A, Griffin W L, O Reilly S Y, et al. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. Contrib Mineral Petrol, 2002, 143: 602~622

33 林克湘, 闫春德, 龚文平. 新疆三塘湖盆地早二叠世火山岩地球化学特征与构造环境分析. 矿物岩石地球化学通报, 1997, 16(1): 39~42

34 刘洪福, 尹凤娟. 新疆三塘湖盆地卡拉岗组时代问题商榷. 西北大学学报(自然科学版), 2001, 31(6): 496~499

35 刘家远, 喻亨祥, 林锦富. 新疆东准噶尔两类花岗质成矿岩浆建造及其矿床系列. 桂林工学院学报, 1998, 18(3): 205~214

36 王式洸, 韩宝福, 洪大卫, 等. 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, 1994, 29(4): 373~383

37 许保良, 王式洸, 韩宝福, 等. 富集性和亏损性 A 型花岗岩——以华北燕山和新疆乌伦古河地区岩石为例. 北京大学学报(自然科学版), 1998, 34(2-3): 252~262

38 刘家远, 袁奎荣. 新疆乌伦古成因及其形成构造环境. 高校地质学报, 1996, 2(3): 257~272

39 忻建刚, 袁奎荣, 刘家远. 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, 1995, 19(3): 214~226

40 Wu Fu-yuan, Sun De-you, Li Hui-min, et al. Wilde S. A-type granites in northeastern China: age andgeochemical constraints on their petrogenesis. Chemical Geology, 2002, 187: 143~173

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

42 Zhao Zhen-hua, Xiong Xiao-lin, Wang Qiang, et al. Alkali-rich igneous rocks and related Au and Cu large and superlarge deposits in China. Science in China, Ser. D, 2003, 46(Supp): 1~13