

天山托木尔峰花岗质岩石的同位素地球化学特征*

周泰禧¹ 陈江峰¹ 谢智¹ 张翼¹ 杨学昌² 陈福明²

1. 化学地球动力学研究实验室, 中国科学技术大学地球和空间科学系, 合肥 230026;

2. 中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640

1. *The Laboratory for Chemical Geodynamics, Department of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026, China;*

2. *Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China.*

1999-04-06 收稿, 2000-03-20 改回

Zhou Taixi, Chen Jiangfeng, Xie Zhi, Zhang Yun, Yang Xuechang and Chen Fuming 2000 Isotopic geochemistry of granitic rocks from Tuomuer Peak region, Tianshan, China Acta Petrologica Sinica, 16(2): 153~ 160

Abstract Rare earth and other trace elements as well as O, Pb, Sr and Nd isotopic compositions were analyzed for granitic and basement rock samplers from Tuomuer Peak region, west Tianshan, China. Nd isotopic model ages of basement rocks suggested that the crustal age of Ili plate in the north (1.9Ga) is younger than that of the South Tianshan (STS) fold belt in the south (2.2Ga). Because of high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(T)$ (0.706 to 0.733), granitic rocks occurring in the entire region are mostly products of melting of the crust. However, O, Pb, Sr and Nd isotopic compositions suggested that granitic rocks in the Ili plate and those in the STS fold belt were derived from the crust with Nd model age similar to that of the Ili crust. The geochemical characteristics of the two sources are slightly different. Granitic rocks in Ili plate were generated by crustal rocks with low $\delta^{18}\text{O}$, lower μ and Th/U ratio, while those in the STS fold belt by rocks having higher $\delta^{18}\text{O}$, higher μ and Th/U ratio. Granitic rocks in both Ili plate and STS fold belt formed 290Ma ago show significantly lower Nd model ages (1.4~ 1.5 Ga), suggesting a mantle input event which was contemporaneous with emplacement of mafic-ultramafic igneous rocks in the region.

Key words Granitic rocks, O, Pb, Sr and Nd isotopic compositions, Tectonic setting, Petrogenesis, Crustal evolution, Tuomuer Peak

摘要 分析了西天山托木尔峰地区花岗质岩石和基底岩石的稀土元素, 微量元素以及O、Pb、Sr、Nd同位素组成。本区北部伊犁地块基底岩石的Nd同位素模式年龄约为1.9Ga, 南部南天山褶皱带的约为2.2Ga, 高的Sr同位素初始比值($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(T)$)约为0.706到0.733表明本区花岗质岩石主要为地壳熔融产物。O、Pb、Sr、Nd同位素组成指示位于伊犁地块和南天山褶皱带的花岗岩源区岩石的Nd模式年龄都相当于伊犁地壳, 但源区性质不同, 前者源区 $\delta^{18}\text{O}$ 低, μ 值低, Th/U比低, 后者相反。于290Ma前后形成的岩体, 无论产出于伊犁地块或南天山褶皱带, 其Nd模式年龄均很低(1.4~ 1.5Ga), 指示一次幔源物质加入事件, 此事件与西天山地区基性和超基性岩侵位同时。

关键词 花岗质岩石; O、Pb、Sr、Nd同位素组成; 构造环境; 岩石成因; 地壳演化; 天山托木尔峰

中图法分类号 P588.121; P591.1; P597.3

1 引言

自 1986 年开始实施国家三 0 五项目以来, 对北疆花岗岩开展了大量研究, 积累了大量同位素地球化学资料。尤其是近年来, 用花岗岩的 Nd 同位素组成研究中亚造山带的显生宙地壳生长, 正在成为固体地球科学研究的一个新热点 (如 Han *et al.*, 1997; 胡霭琴等, 1997; 赵振华等, 1996; 周泰禧等, 1996)。

托木尔峰地区位于中亚造山带-显生宙地壳增长带南缘, 该地区花岗岩发育, 但缺乏系统的地质地球化学研究。本文对该地区的花岗质岩石和基底变质岩进行了地球化学和同位素研究, 据此讨论了花岗质岩石的成因、产出的大地构造环境以及地壳演化历史。

2 地质概况

托木尔峰地区位于新疆维吾尔自治区的西部, 东经 79°50' ~ 80°10', 北纬 41°50' ~ 42°40', 区内托木尔峰是天山的最高峰, 海拔 7435.3m (图 1)。本区北部的图拉苏达坂断裂 (图 1 中 F1) 是那拉提断裂的西端 (中国科学院登山科学考

察队, 1985)。断裂以北为伊犁地块, 以南属南天山褶皱带 (新疆维吾尔自治区地质矿产局, 1993; 曹荣龙, 1993)。

本区构造线的方向与山脉走向一致, 呈东西向。除主干断裂-那拉提断裂外, 与之平行的还有多条东西向断裂。

地层以下古生界志留系变质岩为主, 岩性为大理岩化灰岩、硅灰岩、大理岩并夹云母片岩、绿泥片岩等, 片岩有时还有混合岩化现象, 它们构成托木尔山、汗腾格里山等高山。上古生界和中生界沉积地层分布在高山南、北两坡, 北坡主要为火山岩建造, 南坡主要为碎屑岩和碳酸盐岩建造。此外, 在山坡南麓还有下元古界变质地层出露, 为一套石英片岩类夹云母片岩类。沿那拉提断裂并有大小不等的许多基性-超基性岩块体分布 (陈江峰等, 1995)。

花岗质岩石侵入在石炭系、志留系和下元古界地层中, 岩体的长轴方向与区域构造线方向及山脉走向一致, 明显受区域地质构造控制。岩石类型有碱长花岗岩、二长花岗岩、英云闪长岩和闪长岩, 前两者常构成大岩体, 后两者出露面积较小。

根据同位素地质年龄 (锆石 U-Pb, 榍石 Th-Pb 以及 K-Ar 法) 测定, 本区岩浆活动延续很长时间 (中国科学院登山科学考察队, 1985), 闪长岩 (T53) 的年龄为 382Ma, 本区岩浆活动主要发生在地槽期, 北部的二长花岗岩 (T81) 年龄为 344Ma, 北部的碱长花岗岩 (T8) 和南部的二长花岗岩 (T3) 大体同时, 年龄约为 290Ma, 南部的碱长花岗岩 (T13) 和流纹斑岩 (T23) 年龄约为 260Ma。此外北部尚有小规模的印支期岩浆活动, 形成碱长花岗岩 (T75) 和英云闪长岩 (T104) 小岩体。

3 分析方法

中国科学院登山科学考察队于 1977~1978 年间对本区进行了综合考察, 系统采集了岩石标本 (中国科学院登山科学考察队, 1985)。

我们分析了天山托木尔峰地区 8 个花岗质岩石和 2 个基底变质岩的微量元素、稀土元素和 O、Sr、Pb、Nd 同位素组成。

主量元素用常规化学法, 微量元素和稀土元素采用等离子体光谱法和 X-射线荧光法在湖北省地质研究所分析。

O 同位素组成在中国地质科学院矿床地质研究所同位素地质实验室用 BrF₅ 法测定。采用的国际标准为 SMOW, 分析精度为 ±0.2‰。

Sr、Nd、Pb 同位素组成在中国科技大学化学地球动力学实验室用 MAT-262 质谱计分析。Sm、Nd、Rb、Sr 等采用同位素稀释法分析, 流程见文献 (Foland and Allen, 1991)。¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd 和 ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr 分析精度分别好于 0.2% 和 0.5%。Nd 同位素比值测定时采用 ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.721900 为正常化值, La Jolla 标准样的 ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 比值为 0.511866, 用实测 Nd 同位素比值, 按样品年龄扣除放射成因 Nd 的贡献求得

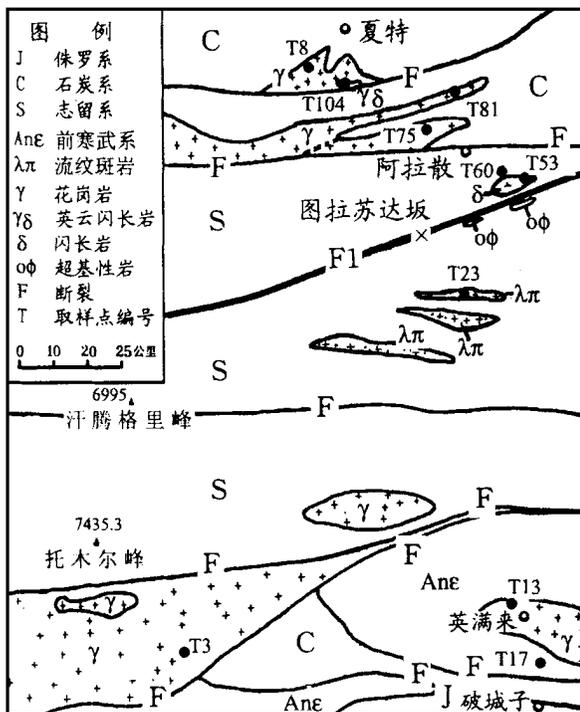


图 1 天山托木尔峰地区地质简图

(据中国科学院登山科学考察队, 1985 简化)

Fig. 1 Geological sketch of the Tuomuer Peak region, Tianshan (Simplified after Expedition of Tuomuer Peak, Chinese Academy of Sciences, 1985)

Nd 同位素初始比值 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(T)$, 初始比值用 ϵ 单位表示, 采用参数为 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} = 0.1966$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} = 0.512638$ 。为了估计大陆地壳从地幔储库中的分离时间, 计算了岩石的Nd 同位素模式年龄 T_{DM} , 计算基于亏损地幔线性演化模式, 参数为亏损地幔 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21357$, $\epsilon_{\text{d}}(0) = +10$, 即 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $\epsilon_{\text{d}}(4.55\text{Ga}) = 0$ 。考虑到花岗质岩石在其源岩的部分熔融过程中, Sm/Nd 比值有可能发生改变, 本文采用两阶段方法计算Nd 模式年龄(T_{DM}) (Liew and Hofmann, 1988), 计算时地壳平均 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 取 0.118 (Jahn and Condie, 1995)。Sr 同位素比值质谱测定时对 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.119400$ 正常化, 实测 Sr 同位素比值用样品年龄扣除放射成因 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 贡献后得到 Sr 的初始比值 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(T)$ 。Rb, Sr, Sm, Nd 的流程空白分别为: < 1ng, 2ng, 0.25ng 和 0.25ng。长石铅的化学分离采用彭子成等 (1986) 的流程。

4 结果

4.1 稀土元素和微量元素

Nb, Ta, Rb, Ga 和稀土元素测定结果列在表 1。本区花岗岩类稀土总量变化范围介于 350~114 $\mu\text{g/g}$ 之间。闪长岩类稀土总量较小, 为 58 $\mu\text{g/g}$ 。两类岩石 Eu 亏损程度也明显不同, 花岗岩类均有不同程度 Eu 亏损, 闪长岩基本不亏损。Eu 的负异常与岩石中斜长石含量有关, 含斜长石多的闪长岩亏损少, δ_{Eu} 为 0.92, 依次为英云闪长岩 (0.84)、二长花岗岩 (0.69~0.39)、碱长花岗岩 (0.24~0.12), 反映出岩浆的分异特征, 这一特征与分异指数 (Di) 的变化相一致。在模式图上, 花岗岩类为一组右倾斜的但很平缓的平行曲线, 表明它们具有相似的成因 (图 2)。

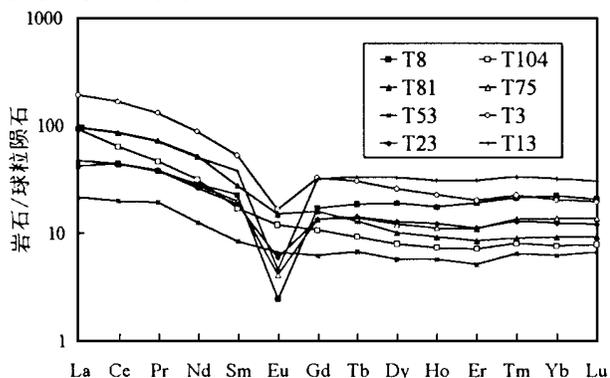


图 2 托木尔峰地区花岗质岩石稀土元素分布模式图

Fig 2 REE patterns for granitic rocks from the Tuomuer Peak region

4.2 氧同位素组成

花岗质岩石是幔源熔体经长期分异的产物, 还是沉积物

或片麻岩重熔的产物, 稳定同位素组成可以提供有效的佐证, 为此对本区岩石进行了系统的 O 同位素组成测定。为避免后期蚀变影响, 我们分析了石英单矿物, 结果列于表 2。由表 2 得知, 英云闪长岩 (T104) 和闪长岩 (T53) 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值最小, 分别为 9.0‰ 和 9.4‰, 其他岩石均大于 9.7‰, 其中以浅成脉岩-流纹斑岩 (T23) 最大, 为 13.3‰。本区花岗质岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 还与其产出位置有关, 所有产出于伊犁地块的花岗质岩石和基底变质岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 均 11.6‰, 而产于南天山褶皱带的花岗岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 11.6‰ (表 2)。显然这反映了源岩特征。O'Neil and Chappell (1977) 认为, $\delta^{18}\text{O} > +10\text{‰}$ 的花岗岩的源岩物质多为富 ^{18}O 的沉积岩, 因此本区花岗质岩石的源岩物质中地壳组分占主导地位, 而英云闪长岩和闪长岩 $\delta^{18}\text{O}$ 较低则因源区经历过较高级变质作用或有较多地幔源组分参与。

4.3 Sr 同位素组成

表 3 列出了本区岩石的 Sr 同位素数据。闪长岩 (T53) 和英云闪长岩 (T104) 的 Sr 同位素初始值 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(T)$ 最低, 分别为 0.707 和 0.706, 其他花岗岩均在 0.710 以上, 最高为流纹斑岩 (T23), 为 0.733。这一结果表明本区出露最多的碱长花岗岩和二长花岗岩均来源于陆壳物质的深熔作用, 而闪长岩和英云闪长岩在岩石形成过程中涉及变质较深源区或混入了较多幔源组分。

4.4 Nd 同位素组成

表 4 是本区岩石的 Nd 同位素组成, 除花岗质岩石外还包括图拉苏达坂断裂北侧的基底岩石-长英质变粒岩 (T60) 和南侧的基底岩石-白云母石英片岩 (T17)。花岗质岩石的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 测定值为 0.51197~0.51236, Nd 同位素初始比值 ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(T)$) 为 0.51176~0.51207, $\epsilon_{\text{d}}(T)$ 值为 -3.3 ~ -11.1, 花岗质岩石给出两组 Nd 模式年龄, 一组为 1.4~1.5Ga, 一组为 1.8~1.9Ga。图拉苏达坂断裂南侧的基底岩石 (T17) 的 Nd 模式年龄为约 2.2Ga, 而图拉苏达坂断裂以北地区围岩的 Nd 模式年龄表明该地区地壳增长的主要阶段在中元古代 (约为 1.9Ga)。

4.5 Pb 同位素组成

表 5 为本区岩石中长石的 Pb 同位素组成。伊犁地块的花岗质岩石中长石的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分别为 17.62~19.12, 15.41~15.63, 37.53~38.55。该区基底变粒岩的相应比值为 18.56, 15.56 和 38.43。南天山地区花岗质岩石和基底片岩中 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值分别为 17.36~18.23, 15.43~15.61, 37.69~38.48 以及 18.02, 15.44 和 38.52。这些比值变化范围互相重叠, 但在铅同位素演化图解 (图 5) 中, 产于两构造单元的岩石分别形成各自的演化趋势, 表明两者的源区物质的 Pb 同位素演化历史有区别。

表1 托木尔峰地区花岗质岩石的微量元素和稀土元素组成($\mu\text{g/g}$)Table 1 Trace and rare earth elements concentrations ($\mu\text{g/g}$) of granitic rocks from Tuomuer Peak region

样号	T8	T104	T81	T75	T53	T3	T23	T13
岩石类型	碱长花岗岩	英云闪长岩	二长花岗岩	碱长花岗岩	闪长岩	二长花岗岩	流纹斑岩	碱长花岗岩
Nb	19.6	8.4	18.2	47.5	5.1	15.4	10.7	20.9
Ta	5.4	3.3	4.9	8.2	0.4	6.6	0.9	2.5
Rb	2.4	0.4	2.6	4.8	31	1.9	223	316
Ga	21.5	22.5	22.2	18.7	13.1	32.4	19.3	25.0
La	12.88	28.68	29.72	14.60	6.64	58.89	14.57	29.34
Ce	35.67	51.09	69.46	35.39	16.16	133.50	35.78	68.82
Pr	4.57	5.66	8.85	4.70	2.38	15.96	4.72	8.73
Nd	17.30	18.90	30.96	16.73	7.53	52.73	15.79	30.53
Sm	4.43	3.31	5.41	3.91	1.64	10.29	3.64	7.36
Eu	0.18	0.88	1.11	0.30	0.49	1.23	0.44	0.34
Gd	4.46	2.77	4.15	3.49	1.60	8.44	3.51	8.17
Tb	0.88	0.44	0.62	0.66	0.32	1.45	0.68	1.59
Dy	6.12	2.55	3.27	3.91	1.84	8.33	4.15	10.59
Ho	1.26	0.53	0.66	0.81	0.41	1.63	0.88	2.23
Er	3.99	1.50	1.79	2.31	1.07	4.22	2.37	6.52
Tm	0.69	0.26	0.29	0.44	0.21	0.73	0.42	1.08
Yb	4.65	1.58	1.92	2.86	1.29	4.27	2.59	6.69
Lu	0.69	0.26	0.31	0.46	0.22	0.65	0.40	1.01
Y	37.92	14.43	18.59	23.20	11.25	46.15	25.68	68.66
ΣREE	133.65	132.83	177.11	113.74	58.05	349.46	115.62	251.64
LREE	74.99	108.52	145.51	75.63	34.84	273.60	74.94	145.12
HREE	60.66	24.32	31.60	38.11	18.21	75.86	40.68	106.52
L/H	1.24	4.46	4.60	1.98	1.91	3.61	1.84	1.36
δ_{Eu}	0.12	0.84	0.69	0.24	0.92	0.39	0.37	0.13

表2 托木尔峰地区岩石中石英的O同位素组成

Table 2 Oxygen isotopic compositions of quartz in rocks from Tuomuer Peak region

样号	岩性	采样位置	矿物	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (‰)
T8	碱长花岗岩	夏特西南	石英	9.7
T104	英云闪长岩	夏特正南	石英	9.0
T81	二长花岗岩	夏特东南	石英	11.4
T75	碱长花岗岩	阿拉散西北	石英	11.6
T53	闪长岩	阿拉散东南	石英	9.4
T60	长英质变粒岩	阿拉散	石英	11.1
T23	流纹斑岩	图拉苏达坂东南	石英	13.3
T3	二长花岗岩	托木尔峰东南	石英	11.6
T13	碱长花岗岩	英满来	石英	12.2

表3 托木尔峰地区岩石的Sr同位素数据

Table 3 Sr isotopic data for rocks from Tuomuer Peak region

样号	岩性	Rb($\mu\text{g/g}$)	Sr($\mu\text{g/g}$)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(T)$	$T(\text{Ma})$
T8	碱长花岗岩	251.4	25.79	28.58	0.843411 ± 15	0.7267^*	287
T104	英云闪长岩	50.70	690.0	0.213	0.706915 ± 12	0.7063	218
T81	二长花岗岩	309.3	318.9	2.813	0.734567 ± 12	0.7208	344
T53	闪长岩	33.97	308.6	0.319	0.708947 ± 14	0.7072	382
T60	长英质变粒岩	295.2	240.0	3.568	0.736081 ± 14	0.7208^{**}	(302)
T23	流纹斑岩	228.8	53.09	12.56	0.779608 ± 16	0.7332^*	260
T3	二长花岗岩	175.3	118.9	4.272	0.728047 ± 12	0.7104	290
T13	碱长花岗岩	314.7	30.63	30.07	0.828372 ± 20	0.7171^*	260
T17	白云石英片岩	155.3	57.86	7.820	0.777299 ± 11	0.7439^{**}	300

* 由于 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比值很大, 计算的初始比值有较大误差, 此值仅供参考 ** 计算到300Ma时

表4 托木尔峰地区岩石的Nd同位素数据

Table 4 Nd isotopic data for rocks from Tuomuer Peak region

样号	岩性	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})(T)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$
T8	碱长花岗岩	0.1549	0.512363 ± 10	0.512072	-3.84	2.04	1.36
T104	英云闪长岩	0.1059	0.511966 ± 7	0.511815	-10.59	1.67	1.85
T81	二长花岗岩	0.1057	0.512000 ± 9	0.511762	-8.45	1.62	1.78
T75	碱长花岗岩	0.1414	0.511992 ± 12	0.511791	-11.07	2.43	1.89
T53	闪长岩	0.1317	0.512308 ± 6	0.511978	-3.27	1.56	1.40
T60	长英质变粒岩	0.1209	0.511995 ± 8	0.511758	-9.65*	1.89	
T23	流纹斑岩	0.1394	0.512077 ± 9	0.511840	-9.05	2.20	1.76
T3	二长花岗岩	0.1180	0.512187 ± 10	0.511963	-5.89	1.53	1.53
T13	碱长花岗岩	0.1458	0.512072 ± 11	0.511825	-9.36	2.41	1.79
T17	白云石英片岩	0.1070	0.511591 ± 9	0.511381	-17.00*	2.22	

* 计算到300Ma时

表5 托木尔峰地区岩石中长石的Pb同位素组成

Table 5 Pb isotopic compositions of feldspars in rocks from Tuomuer Peak region

样号	岩性	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
T8	碱长花岗岩	18.372 ± 3	15.500 ± 2	38.071 ± 6
T104	英云闪长岩	17.615 ± 2	15.413 ± 2	37.532 ± 5
T81	二长花岗岩	18.285 ± 7	15.545 ± 7	37.935 ± 17
T75	碱长花岗岩	19.115 ± 5	15.629 ± 4	38.554 ± 9
T53	闪长岩	18.185 ± 2	15.537 ± 2	38.140 ± 7
T60	长英质变粒岩	18.556 ± 2	15.562 ± 2	38.430 ± 5
T23	流纹斑岩	17.358 ± 3	15.443 ± 3	37.804 ± 9
T3	二长花岗岩	18.230 ± 3	15.605 ± 2	38.475 ± 6
T13	碱长花岗岩	17.645 ± 2	15.432 ± 1	37.893 ± 4
T17	白云母石英片岩	18.018 ± 3	15.439 ± 2	38.515 ± 6

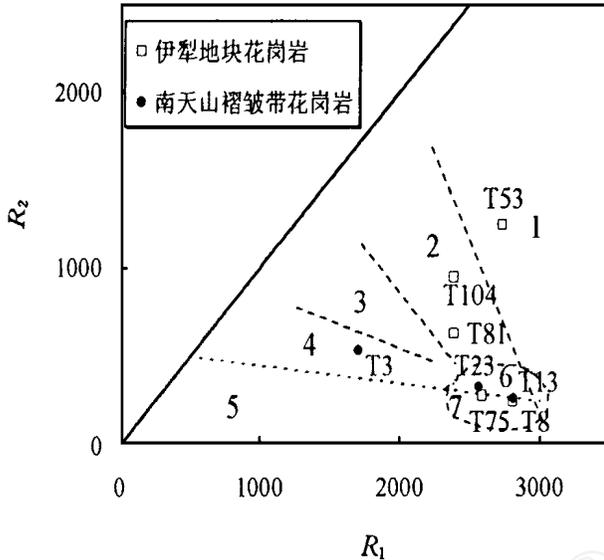


图3 托木尔峰地区花岗岩多阳离子(R_1 - R_2)构造环境判别图

(据 Batchelor and Bowden, 1985)

- 1. 幔源花岗岩; 2. 板块碰撞前消减地区花岗岩; 3. 板块碰撞后隆起期花岗岩; 4. 造山晚期花岗岩; 5. 非造山区A型花岗岩; 6. 同造山花岗岩; 7. 造山期后A型花岗岩

Fig. 3 Multicational tectonic discrimination for granitic rocks of Tuomuer Peak region (After Batchelor and Bowden, 1985)

5 讨论

5.1 花岗质岩石产出的构造环境

根据花岗岩主量元素(6个分析值引自中国科学院登山考察队, 1985; 2个为作者未发表数据)的多阳离子 R_1 - R_2 判别图(Batchelor and Bowden, 1985) (图3), 闪长岩(T53)属幔源花岗岩, 英云闪长岩(T104)和早期二长花岗岩(T81)为板块碰撞前消减地区花岗岩, 晚期的二长花岗岩(T3)为造山晚期花岗岩, 其他碱长花岗岩和流纹斑岩(T75, T8, T13, T23)落在造山后花岗岩区附近。

采用Pearce *et al.* (1984)的微量元素构造环境判别图解(图4), 结果表明T8、T75、T3和T13投在板内花岗岩(WPG)范围内, 样品T53投在火山弧花岗岩(VAG)区域, T81和T104落在同碰撞花岗岩(Syn-COLG)区域。

综上所述, 本区花岗质岩石由加里东晚期到海西晚期经历了碰撞前到碰撞后环境的变化。印支期则有陆内环境的小型侵入活动。

5.2 地壳演化历史

伊犁地块和南天山褶皱带基底的Nd同位素模式年龄不同, 分别为约1.9Ga和2.2Ga, 表明两地块平均地壳年龄不同。前者与北疆大部分地区的地壳形成年龄一致, 后者因靠近具有太古代基底的塔里木地块(胡霏琴等, 1997), 所以有较老的平均地壳存留年龄。

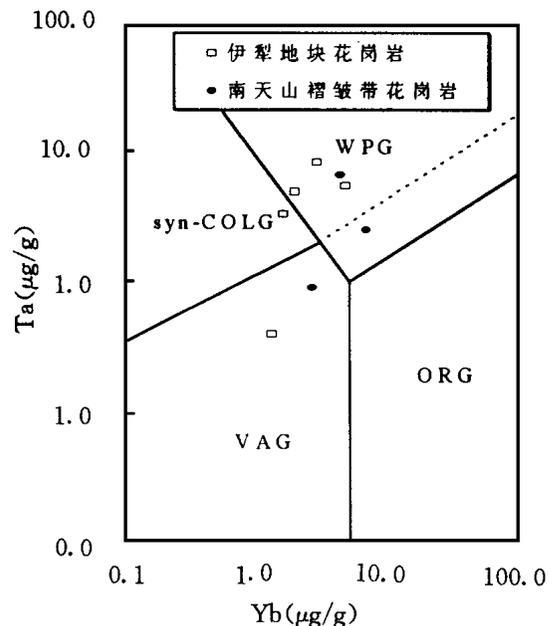
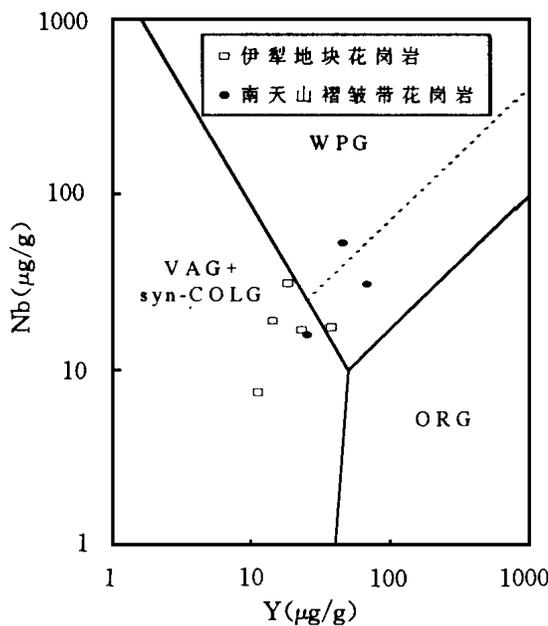


图4 Nb-Y和Ta-Yb构造判别图解 (据Pearce *et al.*, 1984)

ORG: 洋脊花岗岩; VAG: 火山弧花岗岩; WPG: 板内花岗岩; syn-COLG: 同碰撞花岗岩

Fig. 4 Nb-Y and Ta-Yb plots (After Pearce *et al.*, 1984)

5.3 花岗岩源区

闪长岩样品(T53)由于其比较基性,其 T_{DM} 较低(1.4Ga),不具有地壳年龄意义,只表明含有较多幔源物质。其 $^{87}Sr/^{86}Sr(T)$ 较低(0.707),也指示较多幔源物质参加。而二长花岗岩和碱长花岗岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr(T)$ 却很高,为 0.710~0.733,指示它们很可能由地壳物质熔融形成。伊犁地块和南天山花岗岩的Nd 同位素模式年龄没有显著区别。但是伊犁地块花岗岩的 $\delta^{18}O$ 低于南天山花岗岩,由图5可见南天山花岗岩长石在 $^{207}Pb/^{204}Pb$ - $^{206}Pb/^{204}Pb$ 图中的趋势线高于伊犁地块花岗岩,在 $^{208}Pb/^{204}Pb$ - $^{206}Pb/^{204}Pb$ 图中的趋势线亦如此,这表明伊犁地块和南天山花岗岩源区是不同的,前者的 $\delta^{18}O$ 低, μ 值低, Th/U 比低,亦即地壳成熟度较低,而后者地壳成熟度较高。

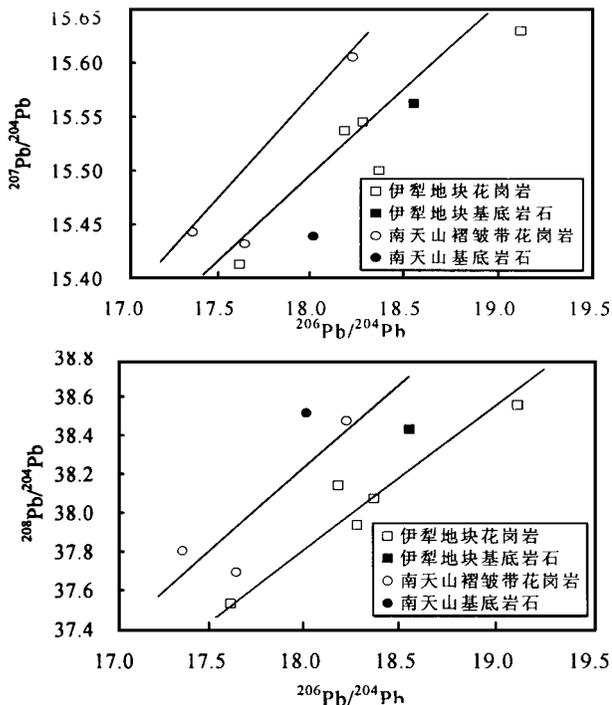


图5 托木尔峰地区岩石中长石的Pb 同位素组成演化
Fig 5 $^{207}Pb/^{204}Pb$ vs $^{206}Pb/^{204}Pb$ and $^{208}Pb/^{204}Pb$ vs $^{206}Pb/^{204}Pb$ plots for feldspars in rocks from Tuomuer Peak region

T81, T13, T23, T75 和 T104 样品分别出露于图拉苏达坂断裂的北部和南部,但它们的 T_{DM} 均为 1.8~1.9Ga。如前所述两构造单元地壳的年龄并不相同,两区花岗岩的源区也不同。两种可能性可以解释图拉苏达坂南北花岗岩一致的 T_{DM} 。第一种可能是两地质单元花岗质岩石的源区不但成熟度不同而且地壳平均年龄也不同。伊犁地块花岗岩完全由该地壳地壳岩石部分熔融形成,几乎没有地幔物质参与,南天山褶皱带花岗岩是南天山地壳和少量幔源物质共同熔融的

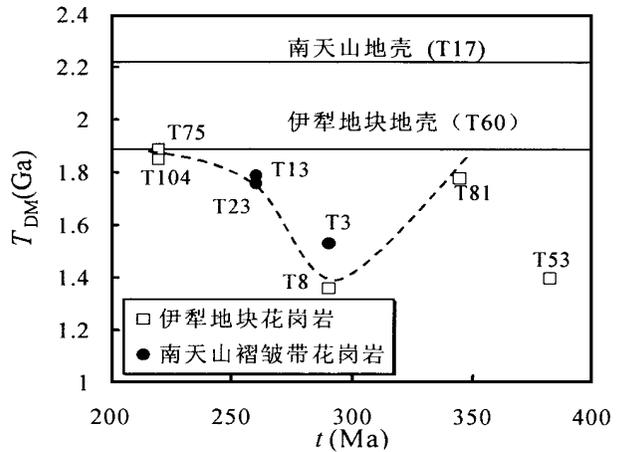


图6 托木尔峰地区不同年龄花岗岩类岩石Nd 模式年龄变化趋势,指示 290M a 前的幔源物质加入事件

Fig 6 T_{DM} variation as a function of formation time for granitic rocks from Tuomuer Peak region, suggesting a mantle input event around 290M a

产物,高度分异的结果使其主量元素和微量元素特征与普通花岗岩完全一样。第二种可能是两构造单元花岗岩源区岩石的地壳平均年龄相似,只有成熟度上的区别。这意味着伊犁地块向南俯冲,因此南天山褶皱带北部的下伏地壳物质仍为伊犁地块岩石。

但是不同端元组分混合得出混合产物十分一致的Nd 模式年龄要求组分比恰好落在特定范围,似乎可能性不大,故作者倾向于后一种解释。

5.4 幔源物质加入事件

本区花岗岩的 T_{DM} 有明显的随时间而变化的趋势(图6),在约 290M a 前后,花岗岩(T3, T8)的 T_{DM} 下降,从约 1.8~1.9Ga 减少到约 1.4~1.5Ga,表明其时有显著的幔源物质混入。这一幔源物质加入事件正好发生在沿那拉提断裂的基性岩-超基性岩侵位之后(314~324M a, 陈江峰等, 1995),很可能这些基性超基性岩就是幔源组分的代表。

这次幔源物质加入事件同时影响到图拉苏达坂断裂南北两侧的花岗岩 T8 和 T3,可见当时南天山褶皱带和伊犁地块已经拼合成一个整体。

由于强烈结晶分异,所以没有留下幔源组分的主量元素和微量元素印记。幔源组分唯一显著表现就是低的 T_{DM} 。这种记录在北疆广泛存在(Han et al., 1997; 赵振华等, 1996; 周泰禧等, 1996)。因为本区位于中亚造山带最南部边缘,所以本区虽然受到这种幔源物质加入事件的影响, T_{DM} 下降, $\epsilon_{Nd}(T)$ 升高,但其值仍为负(-3.3~-3.8),远不如北疆其他地区强烈,那些地区海西花岗岩的 $\epsilon_{Nd}(T)$ 可以远大于 0。

由于伊犁地块和南天山两构造单元花岗岩Nd 模式年龄随时代变化的趋势完全一致(图6),很难想象不同的地壳端

元与地幔组分混合得出如此一致的结果,所以倾向于两构造单元花岗岩源区都是伊犁地块地壳的模型。

6 结论

那拉提断裂南北两侧的地壳生长主要发生在古-中元古代,但南天山褶皱带基底的 T_{DM} (2.2Ga) 显著比伊犁地块 (1.9Ga) 老。

加里东晚期本区即发育大陆弧闪长岩,其形成有显著的幔源物质贡献。从海西早期到晚期形成碰撞造山后陆内环境花岗岩,它们可能都是伊犁地块地壳部分熔融的产物。但两地块源区岩石仍有一定区别,伊犁地块花岗岩源区岩石的成熟度较低,南天山花岗岩源区岩石的成熟度较高。

29QMa 前花岗岩的 T_{DM} 显著下降指示一次幔源物质加入事件,此事件可能与 32QMa 左右本区广泛的基性-超基性岩浆活动有关。幔源物质广泛参与中亚北疆古生代花岗岩的形成,本研究地区位于北疆南缘,这种幔源物质加入作用显著比北疆其他地区弱。

致谢 本文在成文过程中与江博明,胡霏琴,吴福元教授进行了有益的讨论,杨刚,王跃协助数据整理、作图和文字输入,在此一并致谢。

References

- Batchelor R B and Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, 48: 43~55
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Xinjiang Uygur Autonomous Region. 1993. *Regional Geology of Xinjiang Uygur Autonomous Region*. Beijing: Geol. Pub. House, 657~741 (in Chinese)
- Cao R L., Zhu S H., Zhu X K. and Guan Y B. 1993. Plate and terrain tectonics of Northern Xinjiang. In: Tu G Z. (ed). *New improvement of solid geosciences in northern Xinjiang*. Beijing: Science Press, 11~26 (in Chinese)
- Chen J F., Man F S. and Ni S B. 1995. Neodymium and Strontium isotopic geochemistry of mafic-ultramafic intrusions from Qimbulake rock belt, West Tianshan Mountain, Xinjiang. *Geochimica*, 24 (2): 121~127 (in Chinese with English abstract)
- Expedition of Tuomeur peak, Chinese Academy of Sciences. 1985. *Geology and Paleontology of Tuomeur Peak region, Tianshan Urumqi*. People's Press Xinjiang, 1~192 (in Chinese)
- Foland K A. and Allen J C. 1991. Magma sources for Mesozoic anorogenic granites of the Wite Mountain magma series, New England, USA. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 109: 195~211
- Han B F., Wang S G., Jahn B M., Hong D W., Hirro Kagami and Sun

- Y L. 1997. Depleted mantle source for the Ulungur River A-type granites from North Xinjiang, China: geochemistry and Nd-Sr isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth. *Chem. Geol.*, 138: 135~159
- Hu A Q., Wang Z G., Tu G Z., et al. 1997. *Geological evolution and diagenetic metallogenetic regular in northern Xinjiang*. Beijing: Science Press, 9~105 (in Chinese)
- Jahn B M. and Condie K C. 1995. Evolution of the Kaapvaal craton as viewed from geochemical and Sm-Nd isotopic analyses of intracratonic pelites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59: 2239~2258
- Liew T C. and Hofmann A W. 1988. Precambrian crustal components, plutonic assimilation, plate environment of the Hercynian fold belt of central Europe: indications from Nd and Sr isotopic study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98: 129~138
- O'Neil J R. and Chappell B W. 1977. Oxygen and hydrogen isotope relations in the Berridale batholith. *J. Geol. Soc.*, 133: 559~571
- Pearce J A., Harris N B W. and Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rock. *J. Petrol.*, 25: 956~983
- Peng Z C. and Kwark L. 1986. Determination of Pb isotopic ratios and trace U, Th, Pb concentration of basalts. *Analysis of rocks and minerals*, 5(2): 121~125 (in Chinese with English abstract)
- Zhao Z H., Wang Z G., Zhou T R. and Mauda A. 1996. Study on petrogenesis of alkali-rich intrusive rocks of Ulungur, Xinjiang. *Geochimica*, 25 (3): 205~220 (in Chinese with English abstract)
- Zhou T X., Chen J F. and Li X M. 1996. Origin of high $\delta_{d(T)}$ granites from Alatau Mountain, Xinjiang. *Sci. Geol. Sinica*, 31(1): 71~79 (in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

- 曹荣龙,朱寿华,朱祥坤,管云彬. 1993. 新疆北部板块与地体构造格局,见涂光炽主编,新疆北部固体地球科学新进展. 北京: 科学出版社, 11~26
- 陈江峰,满发胜,倪守斌. 1995. 西天山菁布拉克岩带基性-超基性岩的Nd, Sr同位素地球化学. *地球化学*, 24(2): 121~127
- 胡霏琴,王中刚,涂光炽等. 1997. 新疆北部地质演化及成岩成矿规律. 北京: 科学出版社, 9~105
- 彭子成, Kwark L. 1986. 玄武岩中铅同位素和微量铀钍铅的测定. *岩矿测试*, 5(2): 121~125
- 新疆维吾尔自治区地质矿产局. 1993. *新疆维吾尔自治区区域地质志*. 北京: 地质出版社, 657~741
- 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): 201~220
- 中国科学院登山科学考察队. 1985. *天山托木尔峰地区的地质和古生物*. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 1~192
- 周泰禧,陈江峰,李学明. 1996. 新疆阿拉套山花岗岩类高 $\delta_{d(T)}$ 值的成因探讨. *地质科学*, 31(1): 71~79