中国阿尔泰造山带燕山期成岩成矿同位素年代学新证据

陈富文 李华芹④ 工登红㈣ 蔡 红④ 陈 文

(北京大学地质学系, 北京 100871; ④国土资源部宜昌地质矿产研究所, 宜昌 443003;
㈣国土资源部矿床地质研究所, 北京 100037; 国土资源部地质研究所, 北京 100037)

摘要 阿尔泰地区花岗质岩石和相关伟晶型稀有金属矿床的分布十分广泛, 已往多认为其成岩成矿时代是海西期. 报道的可可托海矿区富钾矿物(白云母和微斜长石) ^{40}Ar-^{39}Ar 年龄及尚可兰稀有金属矿区全岩和石英流体包裹体 Rb-Sr 等时线年龄表明: 阿尔泰造山带有燕山期成岩成矿事件存在: 举世闻名的可可托海3号伟晶岩脉的形成大致经历了 30 Ma 的结晶分异时间.

关键词 燕山期成岩成矿 同位素年代学证据 阿尔泰造山带

1 中国阿尔泰造山带的形成与演化

中国阿尔泰造山带是近东西向中亚巨型造山带的重要组成部分, 是一个主要由奥陶纪-志留纪陆缘碎屑沉积构成的晚加里东褶皱带[1]; 变质岩系锆石 U-Pb 年龄及全岩 Sm-Nd 年龄暗示了在 2.0~ 1.8, 1.5~ 1.4 和 1.0~ 0.9 Ga 前该区由壳幔分异事件产生的大陆地壳构成了阿尔泰造山带的结晶基底[2]. 早古生代时期, 阿尔泰地区经历了从稳定型大陆边缘到活动型大陆边缘的转化, 于晚古生代进入碰撞造山阶段, 随后步入陆内演化时期. 多数学者认为中生代以来该区处于构造-岩浆宁静期. 前人对阿尔泰地区花岗质岩石和相关伟晶型稀有金属矿床进行了大量的同位素年代学研究和讨论[3~ 11]. 但已发表数据绝大多数反映了海西期构造-岩浆事件的发生时间, 仅个别解释为燕山期岩浆活动时间[2]. 不少数据可信度较低(多为全岩 K-Ar 法). 我们最近的研究表明, 阿尔泰地区不仅印支-燕山期岩浆作用非常活跃, 而且形成了规模可观的矿产. 这对重新认识阿尔泰造山带的地质演化具有十分重要的意义. 本文报道的是具有高可信度的燕山期岩浆活动和成矿作用的同位素年代学新证据.

2 燕山期代表性矿床地质特征

2.1 可可托海伟晶岩型稀有金属矿床(3号矿脉)

前人[8~ 11]普遍认为可可托海地区稀有金属矿化伟晶岩的形成与阿拉尔复式花岗岩基密切相关. 花岗伟晶岩脉沿此岩基内外接触带成群断续分布, 形成一个长约数十公里的伟晶岩环带, 分布着大小伟晶岩脉近万条, 构成中国阿尔泰造山带最重要的伟晶岩区. 其中可可托海3号脉是最具有代表性的特大型稀有金属矿化伟晶岩脉. 该脉结构分带明显, 前人[8~ 11]将其划分为9个矿物组合带(由外向内): (ⅳ) 文象-变文象伟晶岩带; (㈦) 糖晶状钠长石带; (㈣) 块体状微斜长石带; (㈤) 白云母-石英带; (㈨) 叶片状钠长石-锂辉石带; (ⅴ) 石英-锂辉石带; ( ) 白云母-薄片状钠长石带; (㈩) 薄片状钠长石-锂云母带; (㈢) 块体石英-微斜长石带. 另外, 某些学者在 ㈩带与 ㈢带之间增划了石英-铯榴石带, 但该带不甚发育, 仅局部出现. 自60年代以来, 前人对可可托海地区花岗岩及相关矿床进行过大量年代学研究. 栾世伟等人[8]总

结了区内花岗伟晶岩脉的同位素年龄数据, 提出了稀有金属主成矿期为海西中晚期, 但成矿尾声可延至印支期. 邹天人等人[9]对可可托海 3 号伟晶岩脉及其各结构带的成矿年龄进行了较为系统的研究和总结, 认为"其同心环带构造的形成经历了 1 亿年左右的结晶分异时间: 从约 330 Ma 伟晶岩浆侵位并开始结晶延续至约 200 Ma 以带的形成, 从脉的边缘到中心核部的各结构带有一个由早到晚的形成过程; 核部微斜长石的 K-Ar 年龄为 1.2 Ma, 误差太大, 不能代表核部微斜长石形成的真实时代".

综观前人的研究成果, 包括 3 号伟晶岩脉在内的可可托海地区稀有金属伟晶岩成矿作用同位素年代学研究工作虽始于 60 年代, 已获得一批为数不少的同位素年龄数据, 并以此为依据取得了某些认识. 但前人使用的年龄测试方法较为简单, 除一条全岩 Rb-Sr 等时线[9] ((331.9 ±1.5) Ma) 外, 其余均为 K-Ar 年龄数据, 而且基本上都是 60~ 70 年代由多个测试单位完成的. 受当时同位素年龄测试技术条件的限制, 测试结果难免出现较大偏差. 如 3 号脉第㈦带 3 个白云母 K-Ar 年龄数值[10] (292, 194.51, 198.51 Ma) 之间的差异远远超过测试方法本身带来的误差. 因此, 有关数据有待进一步澄清.

2.2 尚可兰伟晶岩型稀有金属矿床

尚可兰稀有金属矿床位于阿勒泰市北东克兰复式向斜北翼, 阿巴宫 NW 向断裂北盘. 矿化伟晶岩脉产于白云母钠长花岗岩体与泥盆系接触带中. 伟晶岩脉与白云母钠长花岗岩体之间有云英岩脉分布, 代表岩浆期后热液蚀变产物, 而伟晶岩脉应是岩浆结晶分异晚期的产物. 尚可兰白云母钠长花岗岩体出露面积约 3 km^2, 平均矿物组成为钠长石(55%), 石英(30%), 白云母(10%), 黑云母(< 5%), 肉眼见少量凝灰石、绿柱石及黑钨矿等. 胡霭琴等人[2] 曾对该岩体进行过同位素年代学研究, 但若考虑数据误差(2σ), 年龄值介于印支期和燕山期两者之间.

3 燕山期成岩成矿同位素年代学证据

3.1 测年方法

为获得准确成岩成矿时代, 本次研究采用了全岩 Rb-Sr 等时线法、石英流体包裹体 Rb-Sr 等时线法、白云母和钾长石 ^{40}Ar-^{39}Ar 快中子活化法等. 样品新鲜, 分别采自尚可兰河东岸和可可托海矿区露天采场. 全岩和石英流体包裹体分析样品的制备分别采用李华芹等人[12~ 13]所报道的流程. Rb, Sr 同位素分析在中国地质科学院同位素地质研究与测试中心 MAT-261 可调多接收型质谱仪上完成; ^{40}Ar-^{39}Ar 测年的白云母和钾长石纯度在 99.5% 以上, 经中国科学院原子能研究院 49-2 核反应堆进行中子照射, 氩同位素质谱分析在原地质矿产部同位素地质开放研究实验室 MM-1200B 气体质谱计上进行.

3.2 测年结果及讨论

3.2.1 尚可兰矿区 尚可兰矿区白云母钠长花岗岩全岩和铍矿化伟晶岩脉石英流体包裹分析结果见表 1, 2 和图 1, 2. 全岩和石英流体包裹体样品均能拟合成线性关系良好的 Rb-Sr 等时线, 等时线年龄分别为(181 ±9.2) Ma 和(177 ±17) Ma (2σ), 表明岩体定位和矿化作用均发生在燕山早期.

3.2.2 可可托海矿区 本次研究对文象-变文象伟晶岩带(外带) 和叶片状钠长石-锂辉石带(中带) 中的白云母及块体石英-微斜长石结构带(内带) 中的微斜长石, 分别进行了 ^{40}Ar-^{39}Ar 年龄测定(表 3~ 5, 图 3~ 5).

表 1 尚可兰白云母钠长花岗岩体全岩 Rb-Sr 同位素数据

序号	样品号	样品名称	Rb (× 10⁻⁶)	Sr(× 10⁻⁶)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr \pm 1\sigma$
1	SN1-3	白云母纳长花岗岩	393.9	16.30	70.92	0.886 87 ±0.000 02
2	SN1-5	白云母纳长花岗岩	394.3	12.30	94.72	0.945 84 ±0.000 02
3	SN1-7	白云母纳长花岗岩	400.4	9.989	119.1	1.019 82 ±0.000 10
4	SN1-9	白云母纳长花岗岩	580.0	5.973	302.9	1.486 38 ±0.000 10
5	SN1-4	白云母纳长花岗岩	471.3	7.363	193.3	1.194 53 ±0.000 07

表 2 尚可兰伟晶岩型稀有金属矿床石英流体包裹体 Rb-Sr 同位素数据

序号	样品号	样品名称	Rb(× 10⁻⁶)	Sr(× 10⁻⁶)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr \pm 1\sigma$
1	SN2-1	石英流体包裹体	4.349	3.411	3.679	0.718 75 ±0.000 01
2	SN2-7	石英流体包裹体	3.495	0.3973	25.53	0.773 53 ±0.000 02
3	SN2-5	石英流体包裹体	10.06	3.515	8.270	0.732 63 ±0.000 02
4	SN2-10	石英流体包裹体	8.704	2.304	10.92	0.738 00 ±0.000 02
5	SN2-4	石英流体包裹体	3.069	2.070	4.281	0.720 78 ±0.000 04
6	SN2-9	石英流体包裹体	14.99	3.718	11.67	0.741 61 ±0.000 06

从表 3 和图 3 可以看出, 可可托海 3 号伟晶岩脉文象-变文象伟晶岩带(外带) 中的白云母在低温区(400 ~ 500 ℃) 和高温区(1 230 ~ 1 400 ℃) 析出的^{39}Ar 总量不足 3%, 因而给出的年龄值无确定的地质意义[14]. 而在 690~ 1 140 ℃的区间析出的^{39}Ar 总量高达 97% 以上, 并给出了稳定的年龄谱图(图 3(a)) , 坪年龄值为(177.9 ±0.03) Ma (2σ). 该年龄谱反映了白云母自结晶以来对$^{40}Ar/^{39}Ar$ 体系保持封闭, 并未受后期热事件影响. 坪年龄与$^{40}Ar/^{36}Ar$-$^{39}Ar/^{36}Ar$ 等时线年龄(图 3(b)) 的一致性表明样品无过剩氩存在. 而等时线的截距(321 ±17) 略大于现代大气氩的$^{40}Ar/^{39}Ar$ 比值(296) , 原因可能有二: 其一是样品中^{36}Ar 含量低导致$^{40}Ar/^{36}Ar$ 和$^{39}Ar/^{36}Ar$ 测定误差较大; 其二可能与矿物初始结晶时或结晶后有^{40}Ar 从周围环境吸留或扩散进入白云母晶格有关[15]. 鉴于坪年龄

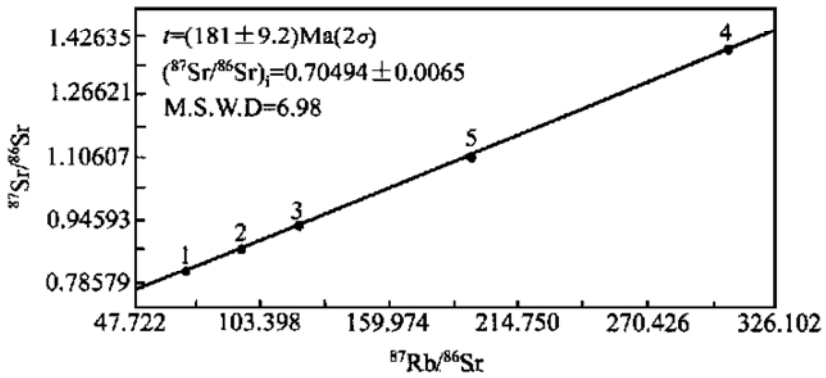

图 1 尚可兰白云母钠长花岗岩 Rb-Sr 等时线图

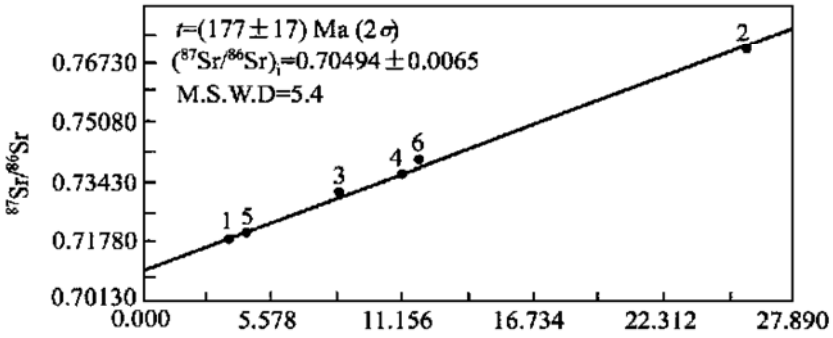

图 2 尚可兰稀有矿床石英流体包裹体 Rb-Sr 等时线图

表 3　可可托海号伟晶岩脉文象-变文象伟晶岩带白云母^{40}Ar-^{39}Ar 快中子活化法数据

加热阶段	加热温度/ ℃	($^{40}Ar/^{39}Ar$) m	($^{36}Ar/^{39}Ar$) m	($^{37}Ar/^{39}Ar$) m	$^{39}Ar/E^{-14}$/ mol/ L	^{39}Ar/ %	年龄/ Ma
1	400	14. 428 9	0. 016 9	0. 012 7	58. 9	0. 28	223. 6 ±9. 5
2	500	11. 072 3	0. 009 4	0. 006 8	95. 0	2. 29	196. 1 ±4. 1
3	690	8. 444 3	0. 003 1	0. 002 1	771. 9	13. 78	178. 8 ±2. 5
4	740	7. 934 6	0. 001 5	0. 000 8	1 224. 0	32. 00	178. 2 ±2. 2
5	780	7. 866 9	0. 001 3	0. 000 7	2 475. 5	68. 85	177. 9 ±1. 7
6	830	8. 104 4	0. 002 1	0. 000 0	219. 1	72. 11	177. 9 ±1. 8
7	890	7. 992 3	0. 001 8	0. 000 1	695. 8	82. 47	177. 3 ±2. 1
8	960	7. 896 2	0. 001 5	0. 001 3	508. 9	90. 04	177. 1 ±2. 0
9	1 050	7. 761 8	0. 00 1	0. 002 1	481. 1	97. 20	177. 7 ±2. 0
10	1 140	7. 902 9	0. 0014	0. 000 1	154. 7	99. 50	178. 2 ±1. 7
11	1 230	41. 047 6	0. 122 3	0. 091 5	6. 2	99. 60	118. 9 ±80. 6
12	1 330	23. 396 8	0. 040 7	0. 069 5	14. 2	99. 81	263. 7 ±85. 6
13	1 400	17. 913 3	0. 058 1	0. 301 5	12. 9	100. 00	190. 0 ±21. 6

表 4　可可托海号伟晶岩脉叶片状钠长石-锂辉石带(中带) 白云母^{40}Ar-^{39}Ar 数据

加热阶段	加热温度/ ℃	($^{40}Ar/^{39}Ar$) m	($^{36}Ar/^{39}Ar$) m	($^{37}Ar/^{39}Ar$) m	$^{39}Ar/E^{-14}$/ mol	^{39}Ar/ %	年龄/ Ma
1	400	16. 424 8	0. 032 2	0. 018 0	40. 2	0. 27	165. 1 ±10. 3
2	500	14. 144 8	0. 023 6	0. 014 4	54. 2	0. 63	171. 1 ±6. 1
3	600	9. 763 5	0. 007 8	0. 002 6	179. 6	1. 84	177. 0 ±3. 3
4	700	8. 769 8	0. 004 1	0. 001 2	3 019. 1	22. 12	179. 5 ±2. 2
5	740	7. 622 8	0. 000 5	0. 000 9	1 278. 5	30. 71	177. 4 ±1. 8
6	780	7. 689 4	0. 000 8	0. 000 0	410. 8	33. 47	177. 1 ±3. 1
7	860	7. 580 0	0. 000 7	0. 001 1	1 213. 3	41. 62	175. 5 ±1. 7
8	890	7. 642 0	0. 000 6	0. 000 0	391. 8	44. 25	177. 1 ±2. 5
9	930	7. 752 5	0. 000 3	0. 000 4	891. 3	50. 24	182. 0 ±1. 8
10	990	7. 703 2	0. 000 1	0. 000 5	5 313. 6	85. 93	182. 1 ±1. 8
11	1 025	9. 848 2	0. 007 5	0. 000 7	396. 3	88. 60	180. 9 ±2. 6
12	1 080	9. 8125	0. 007 3	0. 001 9	1 239. 1	96. 92	181. 9 ±2. 1
13	1 200	11. 462 6	0. 012 6	0. 015 8	308. 6	98. 99	183. 6 ±4. 5
14	1 400	11. 089 5	0. 016 5	0. 061 8	149. 9	100. 00	149. 3 ±6. 2

表 5　可可托海号伟晶岩脉块体石英-微斜长石带(内带) 微斜长石^{40}Ar-^{39}Ar 数据

加热阶段	加热温度/ ℃	($^{40}Ar/^{39}Ar$) m	($^{36}Ar/^{39}Ar$) m	($^{37}Ar/^{39}Ar$) m	$^{39}Ar/E^{-14}$/ mol	^{39}Ar/ %	年龄/ Ma
1	400	11. 487 9	0. 021 4	0. 128 5	1 230. 0	5. 92	124. 9 ±3. 8
2	460	5. 019 5	0. 001 0	0. 002 0	546. 0	8. 55	114. 0 ±0. 3
3	540	4. 883 5	0. 000 1	0. 000 1	2 293. 0	19. 58	117. 0 ±1. 1
4	610	4. 892 9	0. 000 0	0. 003 7	703. 0	22. 96	115. 7 ±1. 1
5	700	5. 057 7	0. 000 2	0. 000 2	2 387. 0	34. 44	120. 8 ±1. 2
6	780	5. 286 9	0. 000 5	0. 001 2	1 669. 0	42. 48	123. 9 ±1. 3
7	860	5. 404 7	0. 000 3	0. 000 3	1 393. 0	49. 18	127. 8 ±1. 3
8	960	5. 694 0	0. 000 2	0. 000 0	4 541. 0	71. 02	135. 6 ±1. 4
9	1 050	6. 298 0	0. 000 4	0. 000 0	1592. 0	78. 68	147. 7 ±1. 8
10	1 125	6. 329 1	0. 000 3	0. 000 6	2 422. 6	90. 34	149. 2 ±1. 5
11	1 200	6. 246 7	0. 001 7	0. 003 2	1 184. 0	96. 03	138. 1 ±1. 5
12	1 300	6. 591 3	0. 000 8	0. 015 5	476. 0	98. 32	152. 2 ±1. 8
13	1 400	10. 073 1	0. 009 4	0. 089 4	348. 0	100. 0	173. 8 ±3. 9

与等时线年龄的一致性, 上述两种因素对年龄的真实性影响都不大, 因此, 白云母的坪年龄和等时线年龄均代表可可托海 3 号伟晶岩脉文象-变文象伟晶结构带(外带) 的形成时间.

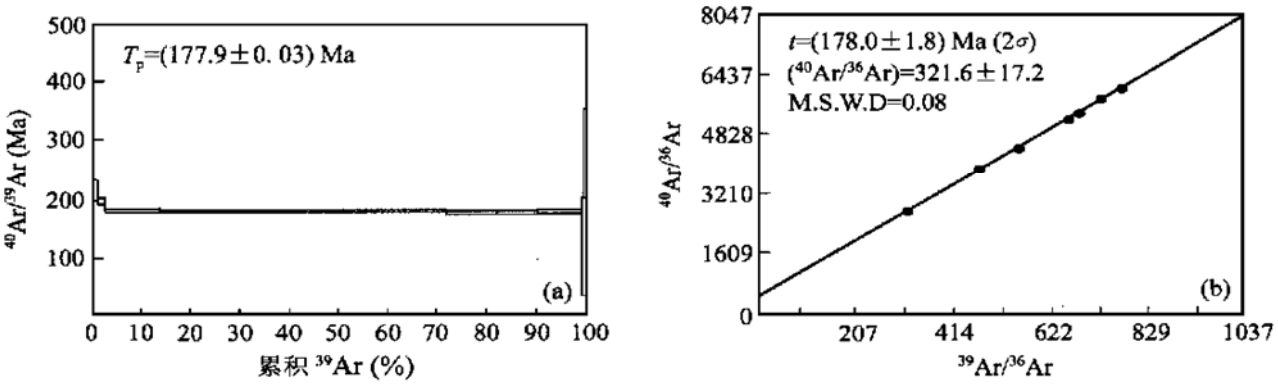

图 3 可可托海 3 号伟晶岩脉文象-变文象伟晶岩带白云母^{40}Ar-^{39}Ar 坪年龄谱图(a) 和等时线图(b)

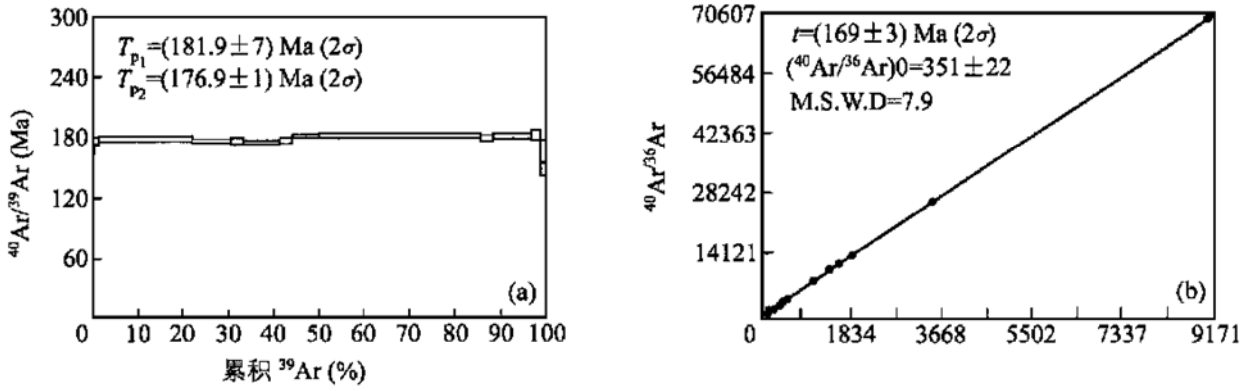

图 4 可可托海号伟晶岩脉叶片状钠长石-锂辉石带白云母^{40}Ar-^{39}Ar 坪年龄谱图(a) 和等时线图(b)

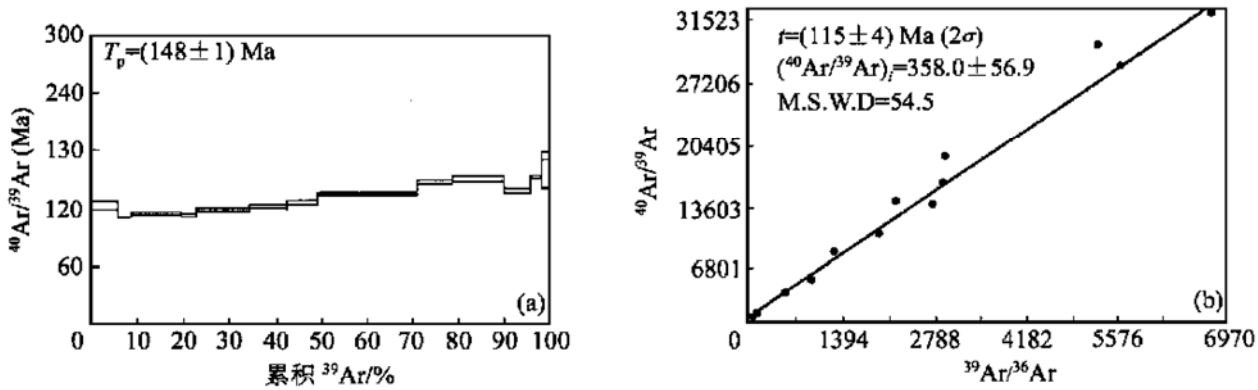

图 5 可可托海号伟晶岩脉块体石英-微斜长石带微斜长石^{40}Ar-^{39}Ar 坪年龄谱图(a) 和等时线图(b)

从可可托海 3 号伟晶岩脉叶片状钠长石-锂辉石带(中带) 中白云母年龄谱图上可以看出, 在 500~ 860 ℃和 890~ 1 200 ℃温区内出现两个稳定的年龄谱(图 4(a) , 表 4) , 对应的坪年龄值分别为(181.9 ±7.0) 和(176.9 ±1.8) Ma (2σ) , 两者的平均值为 179.4 Ma. 将 500~ 1 200 ℃各升温阶段获得的$^{40}Ar/^{36}Ar$-$^{39}Ar/^{36}Ar$ 同位素比值作图(图 4(b)) , 获得等时线年龄(169 ±3) Ma (2σ) , 比平均坪年龄低 10 Ma 左右, 坪年龄与等时线年龄的差值远大于测试误差, 同时等时线的截距(351 ±22) 明显大于现代大气氩的$^{40}Ar/^{39}Ar$ 比值(296) , 这可能与白云母初始结晶时或结晶后有^{40}Ar 从周围环境吸留或扩散进入晶格有关[15]. 根据叶片状钠长石-锂辉石结构带晚

于文象-变文象伟晶岩带形成的地质事实, 作者认为等时线年龄更接近于叶片状钠长石-锂辉石结构带的结晶时间. 上述年代学数据表明, 可可托海 3 号伟晶岩脉外带和中带形成的时间间隔是非常短的, 甚至于难以用放射年代学方法予以准确分辨.

可可托海 3 号伟晶岩脉块体石英-微斜长石带(内带) 中微斜长石年龄谱图显示出坪年龄随温度升高而递增的趋势(图 5(a)) , 在 460~ 860 ℃的温区内, 对应的年龄值从 114 Ma 缓慢递增至 127 Ma, 而^{39}Ar 的累计析出率高达 49% 以上(表 5) . 在 960~ 1 125 ℃出现了 3 个^{39}Ar 析出高峰, 对应的坪年龄值分别为(135. 6 ±1. 4) 、(147. 7 ±1. 8) 和(149. 2 ±1. 5) Ma (2σ) ; 而在高温(1 050~ 1 125 ℃) 区间出现了一个稳定的坪(图 5(a)) , 坪年龄值为(148. 0 ±1) Ma (2σ) . 从表 5 可以看出, 不同加温阶段给出了不同的表面年龄, 并且^{40}Ar/ ^{39}Ar 比值不是恒定的, 这可能表明石英-微斜长石带(内带) 结晶后受到了后期地质事件的影响而造成放射性成因氩的丢失; 或与微斜长石初始结晶时或结晶后有^{40}Ar 从周围环境吸留或扩散进入其晶格有关. 为了进一步探讨高温坪年龄和等时线年龄是否一致及样品有无过剩氩存在, 作者作出^{40}Ar/ ^{36}Ar-^{39}Ar/ ^{36}Ar 等时线图(图 5(b)) , 获得的等时线年龄为(115 ±4) Ma, 初始(^{40}Ar/ ^{36}Ar) 比值为 358 ±56. 9, 不排除样品有过剩氩存在的可能性. 同时, 等时线图上样品点相当离散(MSWD= 54. 5) , 作者认为, 这种离散不仅仅是由实验误差所引起的, 而与微斜长石的晶体结构及其对^{40}Ar/ ^{39}Ar 体系的封闭性较差有关. 因此, 该等时线可视为假等时线, 相应的年龄值没有确切的地质意义. 另一方面, 低温区对应的年龄值也无确切的地质意义, 原因是可能有放射性成因氩的丢失. 导致微斜长石在低温区发生氩丢失的原因是复杂的, 但最可能的情况有 3 种: 一是微斜长石中氩析出的活化能多种多样; 二是微斜长石结晶后发生了条纹长石化(如本文用于测年的微斜长石) ; 三是微斜长石结晶后沿{ 010} 和{ 001} 两组解理发生氩的扩散. 综上所述, 高温坪年龄((148. 0 ±1) Ma 基本上可代表块状石英-微斜长石结构带(内带) 的形成时间, 亦即可可托海 3 号伟晶岩脉形成时代的上限.

4 主要结论

(1) 尚可兰稀有金属矿区全岩和石英流体包裹体 Rb-Sr 等时线年龄及可可托海稀有金属矿区白云母及钾长石^{40}Ar-^{39}Ar 年龄与地质事实吻合, 进一步证实了阿尔泰地区燕山期成岩成矿事件的存在.

(2) 举世闻名的可可托海稀有金属矿区 3 号伟晶矿脉结构分带明显, 是花岗质岩浆在地下深处封闭体系中经过漫长的岩浆结晶分异形成的. 结晶分异过程大致持续了 30 Ma 的时间.

(3) 阿尔泰地区花岗伟晶岩脉广布, 原报道的同位素年代学数据多为海西期, 笔者最近获得的富钾矿物^{40}Ar/ ^{39}Ar 年龄及全岩和石英流体包裹体 Rb-Sr 等时线年龄数据多落在印支期和燕山期, 如大喀拉苏和小喀拉苏伟晶岩脉(220~ 240 Ma) , 因此, 阿尔泰造山带花岗伟晶岩脉的形成时限有待进一步澄清. 这对认识该造山带的演化历史具重要意义.

致谢 本工作为国家自然科学基金(批准号: 49633250) 资助项目.

参 考 文 献

1 肖序常, 汤耀庆, 冯益民, 等. 新疆北部及其邻区大地构造. 北京: 地质出版社, 1992. 2~ 11

一类交替块 Crank-Nicolson 方法的差分图

张宝琳 符鸿源
(北京应用物理与计算数学研究所计算物理实验室, 北京 100088)

摘要 利用多重图概念定义了一类交替块 Crank-Nicolson 方法的差分图, 扩充了作者关于有限差分并行计算的差分图理论.

关键词 二维扩散方程 有限差分并行算法 Crank-Nicolson 方法 差分图

关于二维抛物型方程有限差分并行新解法的研究, 文献[1]给出了一大类差分方法及其差分图的统一数学描述. 利用多重图概念[2], 本文定义并描述了一类块 Crank-Nicolson 方法的差分图, 发展和扩充了文献[1]的结果. 除了新定义的概念外, 本文沿用文献[1]的术语和约定.

问题是求下述二维扩散方程在区域 $D: \{0 \leqslant x \leqslant 1,\ 0 \leqslant y \leqslant 1,\ t > 0\}$ 内的解 $u(x, y, t)$:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2}, \tag{1}$$

$$u(0, y, t) = f_1(y, t),\ u(1, y, t) = f_2(y, t),$$
$$u(x, 0, t) = f_3(x, t),\ u(x, 1, t) = f_4(x, t), \tag{2}$$

2 胡霭琴, 王中刚, 涂光炽, 等. 新疆北部地质演化及成岩成矿规律. 北京: 科学出版社, 1997. 63~77
3 吴福元, 江博明, 林 强. 中国北方造山带造山后花岗岩的同位素特点与地壳生长意义. 科学通报, 1997, 42(20): 2188~2192
4 韩宝福, 何国琦, 王式洸, 等. 新疆北部后碰撞岩浆作用与陆壳纵向生长. 地质论评, 1998, 44(4): 396~406
5 Bao-fu Han, Shiguang Wang, Bor-ming Jahn, et al. 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. Chemical Geology, 1997, 138: 135~159
6 Coleman R G. Continental growth of northwest China. Tectonics. 1989, 8(3): 621~635
7 刘 伟. 新疆阿尔泰地区岩浆岩类的等时线年龄、地壳构造运动以及构造环境的发展演化. 新疆地质科学, 1993, (4): 35~50
8 栾世伟, 毛玉元, 范良明, 等. 可可托海地区稀有金属成矿与找矿. 成都: 成都科技大学出版社, 1995. 174~196
9 邹天人, 曹惠志, 吴柏青, 等. 新疆阿尔泰造山花岗岩和非造山花岗岩及其判别标志. 地质学报, 1988, 62(3): 228~245
10 邹天人, 张相宸, 贾富义, 等. 论阿尔泰 3 号伟晶岩脉的成因. 矿床地质. 1986. 5(4): 34~48
11 康旭等, 王淑珍, 廖有炜, 等. 中国新疆阿尔泰含宝石花岗伟晶岩及地球化学. 乌鲁木齐: 新疆科技卫生出版社, 1994. 72~84
12 李华芹, 谢才富, 常海亮, 等, 新疆北部有色贵金属矿床成矿作用年代学. 北京: 地质出版社, 1998. 10~27
13 李华芹, 李家齐, 魏 林. 热液矿床流体包裹体年代学研究及其地质应用. 北京: 地质出版社, 1993. 10~25
14 Dalrymple G B, Lanphere M R. ^{40}Ar-^{39}Ar spectra of some undisturbed terrestrial samples. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1974, (38): 715~738
15 陈义贤, 陈文寄, 周新华, 等. 辽西及邻区中生代火山岩一年代学地球化学和构造背景. 北京: 地质出版社, 1997. 127~140

(1998-08-24 收稿, 1999-01-26 收修改稿)