

西天山石炭纪火山岩 SHRIMP 年代学及其微量元素地球化学研究

朱永峰 张立飞 古丽冰 郭璇 周晶

(造山带与地壳演化教育部重点实验室, 北京大学地球与空间科学学院, 100871. E-mail: yfzhu@pku.edu.cn)

摘要 西天山广泛分布的石炭纪火山岩(大哈拉军山组, 主要由粗面安山岩、粗面岩、流纹岩、中酸性凝灰岩和少量玄武岩组成)的岩浆成因一直存在争议. 该火山岩曾经被认为是裂谷作用的产物, 最近有人认为是“古地幔柱”的组成部分. 本文对此火山岩开展了详细的岩石学和地球化学研究, 结果表明, 该火山岩具有典型大陆弧岩浆的地球化学特征. 火山岩以粗面安山质岩石为主, 岩浆源区富集 LILE, Th 和 Pb 而亏损 HFSE 和 Ce. 微量元素地球化学模拟计算表明, 玄武岩样品可以由石榴二辉橄榄岩发生 7%~11% 的部分熔融来模拟. 大哈拉军山组火山岩代表古南天山洋的火山岛弧, 既不是裂谷演化的产物, 也不是“古地幔柱”的组成部分. 在比较漫长的岛弧演化过程中, 地幔楔被俯冲带熔体交代并发生部分熔融形成岩浆, 地壳物质(主要是洋底沉积物)通过俯冲带熔体加入到岛弧火山岩中. 不同地区的火山岩可能代表不同时期岛弧火山喷发的产物. 锆石 SHRIMP 定年结果表明, 西部最早喷发玄武岩中锆石的表观年龄在 334~394.9 Ma 之间变化, 其中 13 个测点的平均年龄为 (353.7 ± 4.5) Ma (MSWD = 1.7); 东部最早喷发粗面安山岩中锆石样品的表观年龄在 293.0~465.4 Ma 之间变化, 所有年龄测定值落在 U-Pb 谐和线上, 并分成明显的两个年龄组; 其中 8 个测点计算得到的一个平均年龄值为 (312.8 ± 4.2) Ma (MSWD = 1.7), 代表粗面安山岩中锆石边部的结晶年龄. 所获得的两个年龄(即 354 和 313 Ma)分别属于早石炭世早期和晚石炭世早期, 显然不是同一期岩浆活动的产物. 文中认为, 随着高精度定年结果和地球化学研究成果的积累, 大哈拉军山组火山-沉积岩将来可能会被解体成若干组.

关键词 锆石 SHRIMP 火山岛弧 大哈拉军山组 新疆 西天山

新疆西天山广泛出露一套以流纹岩、粗面岩、粗面安山岩、中酸性凝灰岩和少量玄武岩为主体的石炭纪火山岩和火山-沉积岩(大哈拉军山组), 它由上部的流纹岩、粗面岩、凝灰岩夹砂岩和灰岩透镜体和下部的玄武岩、粗面岩、粗面安山岩夹凝灰岩和火山角砾岩组成, 厚度最大达 7500 m^[1]. 以往的研究认为这是一套与造山后裂谷岩浆作用有关的火山岩^[2], 近来也有学者提出这套火山岩构成了与地幔柱有关的大火山岩省^[3], 其主要依据是火山岩分布较广以及基性熔岩具有正 ε_{Nd} 值(“考虑到天山石炭纪碰撞后裂谷基性熔岩分布极广, 体积巨大, 笔者推断其母岩极有可能是源于当时的古软流圈地幔柱, 引自文献[3]”). 由于(1)缺乏大火成岩省常见的岩石组合、(2)该套火山岩出露面积相对峨眉山大火成岩省(这是目前所发现的最小的大火成岩省)还小很多以及(3)大哈拉军山组火山岩的年龄区间超过 40 Ma, 大哈拉军山组火山岩的“古地幔柱”成因模式还值得推敲. 另外, 以往这套火山岩的定年主要依据 Ar-Ar 和 K-Ar 方法, 如西

天山西部特克斯林场附近出露的次火山岩(辉长玢岩)中辉石的 $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 年龄为 ~326 Ma^[4]; 西天山东部阿吾拉勒山中分布的石炭纪火山岩-次火山岩的 $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 和 K-Ar 年龄为 290~306 Ma^[5]. 本文报道在这套火山岩中首次获得的锆石 SHRIMP 年龄, 并结合微量元素地球化学研究, 探讨西天山地区石炭纪火山岩成因以及生成岩浆的大地构造环境.

1 地质概况

伊犁-中天山板块呈楔形向东尖灭, 在其南北两侧均发育古生代造山带. 天山主干断裂是伊犁板块与其北部造山带的边界, 尼古拉耶夫线是伊犁板块与西南天山造山带的分界线(图 1(a)). 沿天山主干断裂出露牙曼苏组火山-沉积岩, 沿尼古拉耶夫线出露大哈拉军山组火山-沉积岩^[6]. 虽然大哈拉军山组火山-沉积建造覆盖在元古宙或志留系变质岩上, 但沉积物的性质差别很大^[7]. 在西南天山地区, 火山活动强烈, 形成了巨厚的火山-沉积建造. 石炭纪火山活动向东逐渐减弱直到消亡, 取而代之的是海陆交互

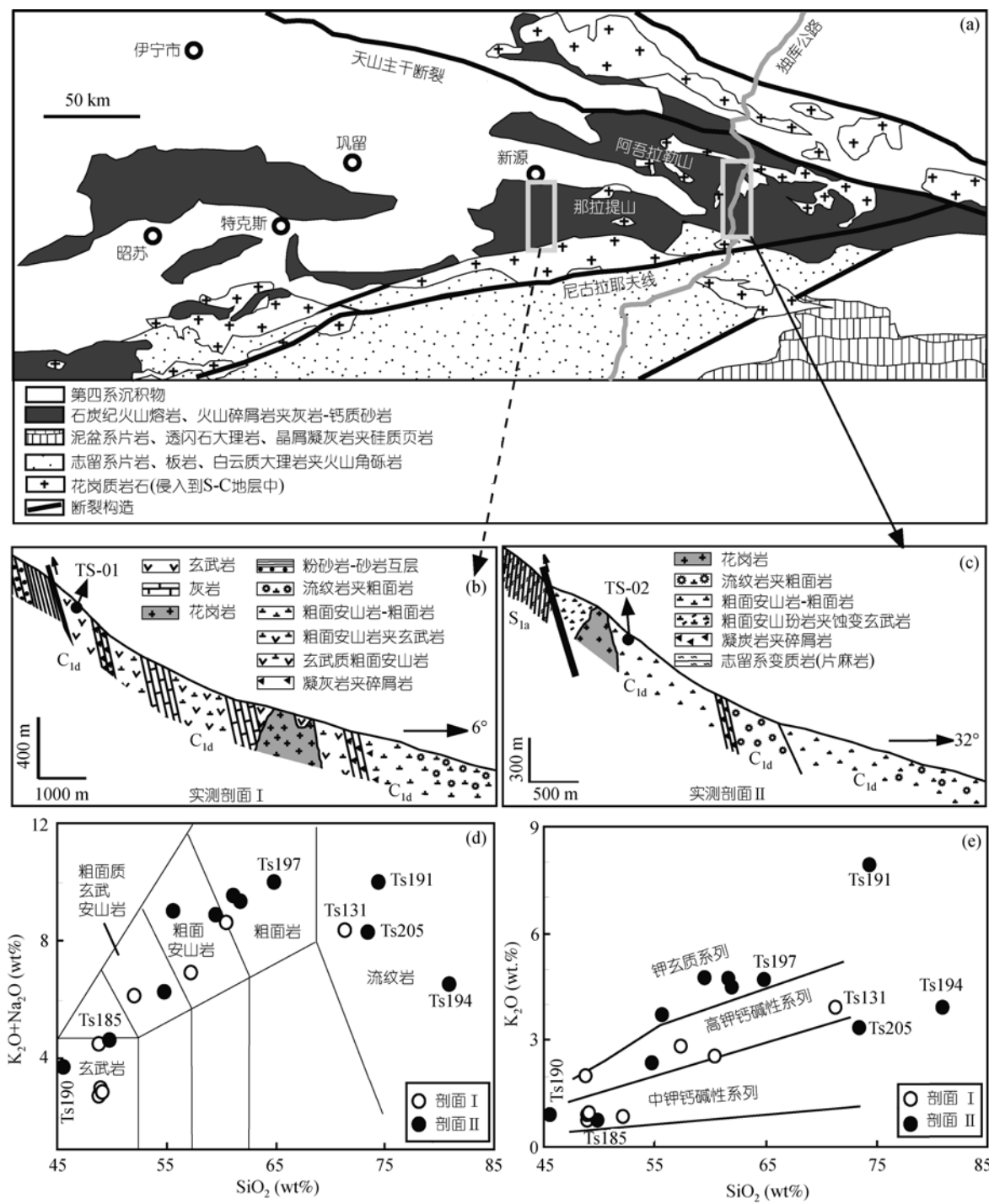


图 1

(a) 西天山构造-地质简图; (b), (c) 实测的两个火山岩剖面图; (d) 火山岩的 TAS 图解; (e) 火山岩的 SiO₂-K₂O 变异图 (TS185 和 TS190 为碳酸盐化-绿帘石化强烈的玄武岩)

相的磨拉石建造。在西南特克斯-昭苏县一带，大哈拉军山组主要由流纹岩、粗面岩、粗面安山质凝灰岩、粗面安山岩、辉石安山玢岩夹凝灰角砾岩组成^[4]，以角度不整合(或者呈断裂接触关系)覆盖在上志留统

阿克牙子组之上。在西天山西段昭苏南部地区，该套火山岩不整合覆盖在含榴辉岩的蓝片岩带上(昭苏幅 1:20 万区域地质调查报告, 1978)。在新源县南部的那拉提山北坡，大哈拉军山组火山-沉积建造不整合

覆盖在震旦系特克斯群变质岩上(或者呈断层接触关系). 火山岩和碎屑岩-碳酸岩的厚度各占一半, 形成间歇式火山喷发-海陆交互相沉积盆地. 在西天山东段巴仑台-莫托萨拉地区(位于图 1(a)东部之外), 早石炭世的沉积为马鞍桥组的磨拉石建造(缺失火山岩), 以角度不整合覆盖在元古宙巴仑台群变质岩上. 该磨拉石建造被认为是天山古生代洋盆闭合后板块拼贴-碰撞挤压造山作用的产物^[9].

2 样品描述

我们实测并研究了两个火山岩剖面, 它们在空间上的直线距离约 100 km(图 1(a)). 剖面 位于新源县城南的那拉提山北坡, 火山岩直接与粉砂岩-砂岩夹砾岩层(底砾岩)以逆冲断层的形式接触(图 1(b)). 火山岩剖面主要由底部的玄武岩-玄武质粗面安山岩

夹凝灰岩、中部的粗面安山岩-粗面岩夹凝灰岩、以及顶部的粗面岩、流纹岩-流纹斑岩组成. 此火山岩剖面中出现两个中厚层灰岩夹层, 晚古生代花岗岩侵入到粗面质安山岩中. 剖面 位于拉尔敦达坂以北的那拉提山北坡, 火山岩直接覆盖在志留系变质岩上, 呈逆冲断裂接触关系(图 1(c)). 火山岩主要由底部的粗面安山玢岩(夹少量中等程度蚀变的玄武玢岩)和粗面安山岩、粗面岩、中部的凝灰岩和流纹岩以及上部的粗面岩和粗面安山岩组成. 花岗岩侵入到粗面安山岩中. 西南天山石炭纪火山岩在 TAS 图解上从玄武岩沿粗面质系列连续变化到流纹岩(图 1(d), 数据见表 1), 主要属于高钾系列和中钾系列岩石. 采自剖面 的粗面安山岩和粗面岩样品属于钾玄质系列(图 1(e)). 剖面 中玄武质岩石少见, 仅在其中下

表 1 西天山火山岩主量元素分析结果($\times 10^{-2}$)^{a)}

样品编号	TS076	TS082	TS088	TS096	TS097	TS107	TS123	TS131	TS140
岩石名称	玄武岩	蚀变玄武岩	玄武岩	蚀变粗面安山岩	粗面安山岩	玄武质粗面安山岩	玄武岩	流纹岩	粗面安山玢岩
SiO ₂	49.16	48.94	48.97	60.50	57.38	52.20	48.82	71.32	54.84
TiO ₂	0.95	1.12	0.98	0.77	0.96	1.14	0.67	0.33	0.96
Al ₂ O ₃	13.24	12.69	11.92	15.77	15.30	15.33	14.60	13.64	17.79
Fe ₂ O ₃	3.91	6.36	3.57	1.97	5.83	4.29	6.35	2.99	3.20
FeO	6.06	4.33	6.95	2.73	2.01	4.84	4.53	0.29	5.32
MgO	10.03	11.23	13.01	2.18	4.04	6.96	6.36	1.26	3.75
MnO	0.20	0.16	0.19	0.08	0.12	0.22	0.23	0.09	0.16
CaO	10.61	8.97	9.45	3.31	4.39	5.78	11.94	0.52	4.11
Na ₂ O	1.88	1.95	2.10	6.33	4.10	5.28	2.50	4.45	3.88
K ₂ O	0.94	0.75	0.88	2.29	2.81	0.85	1.98	3.91	2.32
P ₂ O ₅	0.21	0.22	0.22	0.26	0.14	0.21	0.28	0.07	0.39
LOI	2.33	3.07	1.28	3.27	2.24	2.30	1.05	1.02	2.64
总量	99.52	99.79	99.52	99.46	99.32	99.40	99.31	99.89	99.36

样品编号	TS185	TS190	TS191	TS194	TS197	TS199	TS200	TS202	TS205	TS207
岩石名称	蚀变玄武岩	蚀变玄武玢岩	流纹岩	流纹岩	粗面岩	粗面安山岩	蚀变粗面岩	粗面安山岩	流纹岩	粗面安山岩
SiO ₂	49.91	45.14	74.40	80.97	64.86	61.77	55.68	61.24	73.53	59.58
TiO ₂	1.19	1.05	0.20	0.20	0.64	0.59	0.72	0.62	0.47	0.75
Al ₂ O ₃	14.04	12.61	12.19	9.13	14.90	15.19	17.19	15.12	10.73	16.58
Fe ₂ O ₃	7.74	8.71	1.99	1.37	4.45	3.01	4.36	4.72	3.18	6.19
FeO	5.68	4.92	0.34	0.31	0.84	3.29	2.61	3.65	0.77	0.84
MgO	7.34	6.66	0.04	0.10	1.09	2.72	4.93	2.39	0.61	3.09
MnO	0.33	0.36	0.04	0.03	0.08	0.23	0.36	0.16	0.07	0.23
CaO	5.26	13.03	0.40	0.57	1.32	1.59	1.28	0.97	1.12	1.71
Na ₂ O	3.86	2.80	2.08	2.58	5.32	4.85	5.28	4.72	4.95	4.10
K ₂ O	0.71	0.90	7.90	3.88	4.68	4.43	3.68	4.78	3.32	4.72
P ₂ O ₅	0.23	0.22	0.02	0.02	0.21	0.21	0.27	0.21	0.13	0.12
LOI	3.79	3.62	0.51	0.66	1.19	2.16	3.07	1.14	1.13	2.07
总量	100.08	100.02	100.11	99.82	99.58	100.04	99.43	99.72	100.01	99.98

部呈夹层出现(但发生了明显碳酸盐化和绿帘石化, 本文因此对此蚀变玄武岩未做微量元素分析, 仅把样品TS190 和TS185 表示在图 1(d), (e)中以便比较). 尽管 Na_2O 和 Al_2O_3 的含量与 SiO_2 含量之间没有明显的相关关系, 但 CaO , MgO , FeO , Fe_2O_3 , MnO 和 TiO_2 对 SiO_2 显示出的明显负相关关系(未显示Harker图)可能表明, 岩浆的结晶分异演化对西天山石炭纪火山岩的岩石组合有重要控制作用.

3 微量元素地球化学

利用北京大学地球与空间科学学院的ICP-MS对火山岩的样品进行微量元素分析(精度为 2%~5%). 分析结果列在表 2 并表示在图 2 中. 剖面II中火山岩样品的稀土元素配分模式图解(图 2(a))显示: 尽管流纹岩的稀土元素含量很高, 但流纹岩与粗面岩具有类似的稀土配分模式图, 均表现出轻稀土强烈富集而重稀土相对亏损的特点($(\text{La}/\text{Yb})_N = 3.8\sim 5.1$). 流纹岩($\delta\text{Eu} = 0.74$)和粗面岩($\delta\text{Eu} = 0.71\sim 0.73$)的Eu负异

常明显. 虽然所有粗面安山岩均富集轻稀土元素($(\text{La}/\text{Yb})_N = 3.5\sim 6.9$), 但样品TS207 和TS207-1 几乎不表现出Eu的异常而区别于样品TS194 和TS140. 这些火山岩样品的原始地幔标准化多元素图解均表现出明显Ta-Nb亏损, Cs, Rb, Ba, Th, U和Pb富集的地球化学特征(图 2(b)). Sr在流纹岩和粗面岩中明显亏损, 粗面安山岩不亏损Sr. 流纹岩最强烈富集Zr, Hf和稀土元素.

剖面 中玄武岩的稀土元素含量明显低于其上覆的粗面安山岩, 尽管它们表现出类似的稀土配分模式图解(图 2(c)). 玄武岩均表现出轻稀土中等程度富集($(\text{La}/\text{Yb})_N = 3.7\sim 5.7$)和Eu负异常($\delta\text{Eu} = 0.84\sim 0.92$)的地球化学特征. 粗面安山岩样品表现出轻稀土强烈富集($(\text{La}/\text{Yb})_N = 3.5\sim 7.4$)的特征, 并具Eu负异常($\delta\text{Eu} = 0.73\sim 0.93$). 流纹岩样品的稀土元素地球化学特征介于玄武岩和粗面安山岩之间, 表现出轻稀土富集和Eu负异常的特征. 尽管剖面 的火山岩样品

表 2 西天山石炭纪火山岩的微量元素含量(单位: $\times 10^{-6}\%$)^{a)}

样品编号	TS076	TS080	TS082	TS082-1	TS085	TS086	TS088	TS088-1	TS096	TS097	TS097-1	TS098	TS103	TS107
岩石名称	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	TA	TA	TA	TA	TA	BTA
Cs	1.47	0.53	2.02	2.02	1.16	0.40	1.17	0.72	1.15	1.89	2.06	2.38	3.30	1.07
Rb	20.79	20.03	20.01	19.50	18.13	14.36	14.39	15.28	49.79	77.77	75.86	94.84	63.06	19.08
Ba	142.3	220.2	195.9	188.9	246.9	174.0	282.9	229.1	627.7	451.1	522.4	434.4	281.8	515.8
Th	2.47	2.20	2.57	2.71	2.39	2.61	2.88	2.36	12.99	5.77	6.14	4.66	4.06	3.20
U	0.97	0.41	0.76	0.81	0.39	0.44	0.89	0.64	4.72	1.71	1.72	1.31	0.72	0.94
Ta	0.44	0.62	0.40	0.37	0.52	0.46	0.42	0.49	1.44	1.18	0.82	1.03	0.95	0.46
Nb	4.18	7.43	3.67	3.68	7.31	8.40	3.78	5.48	12.22	11.05	8.38	13.52	10.84	4.73
Pb	8.59	8.58	8.37	9.01	9.48	9.89	8.18	3.97	16.71	8.88	11.69	14.65	10.74	8.02
Sr	377.8	239.3	331.3	320.6	421.4	422.9	446.6	395.1	237.3	483.2	522.5	393.3	368.9	813.5
Zr	74.83	59.37	72.51	70.97	54.62	72.28	80.36	89.92	194.5	165.8	152.4	130.0	109.5	112.9
Hf	2.18	1.58	2.21	2.13	1.44	2.13	2.51	2.69	5.55	4.91	4.23	3.53	3.04	3.19
Y	15.44	14.51	15.59	14.96	15.68	15.68	16.65	16.34	26.34	17.91	18.12	20.32	21.37	24.99
La	10.28	8.19	9.18	9.18	9.61	9.82	10.38	9.27	30.25	15.06	16.61	16.01	12.24	11.13
Ce	21.86	17.62	19.83	20.13	20.39	20.48	21.53	20.75	62.39	33.05	35.85	33.82	25.04	25.69
Pr	3.01	2.39	3.27	2.81	2.83	2.85	3.07	3.27	7.58	4.19	4.87	4.15	3.15	3.56
Nd	12.86	10.08	12.28	12.10	11.94	12.55	13.30	11.60	29.01	17.02	18.46	17.33	13.08	14.35
Sm	3.28	2.55	3.10	3.22	3.01	2.91	3.54	3.22	6.11	4.03	4.39	3.94	3.20	4.37
Eu	0.89	0.76	0.89	0.88	0.89	0.90	0.90	0.92	1.32	1.19	1.14	1.21	0.97	1.21
Gd	3.21	2.76	3.12	3.01	2.98	3.07	3.21	3.51	5.07	4.06	3.71	4.03	3.50	4.21
Tb	0.54	0.47	0.53	0.49	0.50	0.52	0.55	0.58	0.85	0.66	0.60	0.64	0.63	0.72
Dy	3.21	2.86	3.13	3.12	3.04	3.07	3.42	3.53	5.12	3.88	3.73	3.80	3.86	4.49
Ho	0.61	0.56	0.61	0.59	0.61	0.62	0.65	0.68	1.07	0.72	0.71	0.78	0.81	0.96
Er	1.80	1.57	1.77	1.73	1.76	1.71	1.85	2.11	2.9	1.98	2.06	2.25	2.37	2.67
Tm	0.27	0.23	0.27	0.25	0.24	0.24	0.26	0.27	0.44	0.30	0.33	0.33	0.36	0.40
Yb	1.50	1.48	1.45	1.47	1.53	1.55	1.61	1.57	2.74	1.94	1.94	2.11	2.34	2.39
Lu	0.24	0.22	0.23	0.21	0.23	0.23	0.27	0.25	0.42	0.30	0.30	0.32	0.36	0.38
δEu	0.84	0.88	0.88	0.86	0.91	0.92	0.82	0.84	0.73	0.90	0.86	0.93	0.89	0.86
$(\text{La}/\text{Yb})_N$	4.62	3.73	4.27	4.21	4.23	4.27	4.35	3.98	7.44	5.23	5.77	5.11	3.53	3.14

续表 2

样品编号	TS123	TS129	TS130	TS131	TS131-1	TS140	TS191	TS194	TS197-1	TS197	TS200	TS207	TS207-1
岩石名称	玄武岩	TA	流纹岩	流纹岩	流纹岩	粗面安山玢岩	流纹岩	TA	粗面岩	粗面岩	粗面岩	TA	TA
Cs	10.48	9.56	2.58	3.78	4.37	2.01	3.16	3.35	7.56	7.81	2.48	4.88	6.01
Rb	94.41	52.51	126.13	129.1	131.2	71.44	261.4	151.6	248.6	267.7	177.5	164.3	153.7
Ba	511.5	364.2	477.6	679.3	573.8	611.0	1011	501.7	337.9	453.7	532.0	814.0	670.5
Th	5.65	4.65	7.21	10.26	10.14	6.53	13.29	13.06	10.11	12.19	11.16	7.77	7.14
U	1.55	1.10	1.28	2.52	2.56	1.78	3.73	2.52	3.39	3.65	3.26	3.37	3.71
Ta	0.43	1.35	1.05	0.82	1.10	0.59	1.29	0.59	0.88	0.73	0.76	0.94	1.07
Nb	4.31	13.36	8.46	5.84	7.71	5.44	11.31	11.52	7.80	5.77	6.62	10.84	10.89
Pb	14.05	13.50	12.69	21.18	20.47	9.23	13.45	17.83	8.12	12.58	12.58	20.98	19.01
Sr	814.0	259.5	102.0	163.9	156.6	477.0	222.9	235.3	148.7	175.0	192.9	679.7	642.8
Zr	89.41	106.8	92.08	130.1	141.9	140.6	369.1	300.6	231.8	210.1	205.4	141.4	165.4
Hf	2.49	3.18	2.19	3.90	4.04	3.58	8.01	8.23	5.97	5.90	5.59	4.25	4.89
Y	17.93	26.72	15.44	19.17	19.51	21.39	26.18	24.31	22.87	23.89	22.47	20.36	27.07
La	20.41	16.91	17.90	18.14	17.37	19.19	30.95	26.89	14.05	16.47	16.82	30.89	29.26
Ce	39.19	33.29	33.19	31.82	31.39	42.75	78.01	58.39	33.87	37.42	41.75	50.24	48.05
Pr	5.24	4.45	3.80	4.23	4.11	5.86	9.73	6.47	4.27	5.08	5.55	6.91	6.26
Nd	20.40	17.05	14.04	15.52	13.97	22.64	37.40	24.26	16.73	20.42	22.42	26.14	23.59
Sm	5.01	4.23	2.57	3.67	3.38	5.64	9.12	6.11	4.24	5.10	5.49	5.95	5.86
Eu	1.22	1.35	0.67	0.94	0.92	1.09	2.01	1.18	1.08	1.18	1.18	1.86	1.82
Gd	4.67	4.37	2.53	3.28	3.48	4.83	7.65	5.16	4.09	4.79	4.67	5.69	6.02
Tb	0.68	0.80	0.42	0.53	0.58	0.75	1.42	1.03	0.71	0.74	0.70	0.91	0.95
Dy	3.83	5.07	2.52	3.37	3.58	4.31	9.37	6.97	4.06	4.70	4.21	5.55	5.58
Ho	0.66	1.07	0.53	0.74	0.75	0.86	1.98	1.51	0.79	0.93	0.85	1.03	1.07
Er	1.64	3.23	1.72	2.10	2.08	2.46	5.66	4.57	2.22	2.47	2.36	2.93	2.95
Tm	0.27	0.48	0.27	0.35	0.32	0.36	0.88	0.76	0.32	0.37	0.36	0.48	0.45
Yb	1.62	3.30	1.93	2.20	2.12	2.26	5.51	5.16	1.97	2.19	2.50	3.07	3.01
Lu	0.28	0.51	0.30	0.36	0.35	0.36	0.87	0.79	0.31	0.36	0.41	0.48	0.48
δEu	0.77	0.96	0.80	0.83	0.82	0.64	0.74	0.64	0.79	0.73	0.71	0.98	0.94
$(\text{La/Yb})_N$	8.49	3.45	6.25	5.56	5.52	5.72	3.79	3.51	4.81	5.07	4.54	6.78	6.58

a) TA = 粗面安山岩, BTA = 玄武质粗面安山岩; TS076-TS131 采自剖面 ; TS140-TS207 采自剖面

在原始地幔标准化多元素图解上变化很大, 但与剖面 中的火山岩样品一样, 均表现出明显 Ta-Nb 亏损, Cs, Rb, Ba, Th, U 和 Pb 富集的特征(图 2(d)). Sr 在流纹岩中强烈亏损, 稀土元素, Zr 和 Hf 在粗面安山岩中明显富集.

4 锆石的 SHRIMP 年代学

从在剖面 和剖面 底部采集的火山岩样品中分选出锆石, 进行 SHRIMP 年代学研究. 锆石 SHRIMP测定工作在北京离子探针中心完成. 从剖面

底部玄武岩中分选的锆石编号为TS01(图 1(b)), 从剖面 底部粗面安山岩中分选的锆石编号为TS02(图 1(c)). 对锆石的阴极发光(CL图像)研究表明, 锆石均具明显岩浆环带, 没有被后期改造的痕迹. 因此认为, 所分选出来的锆石是从岩浆中结晶出来的, 锆石核部或者代表早期岩浆房中的结晶产物, 或者代表早期岩浆锆石的残余. 测定结果分别列在表 3 和 4 中并

分别表示在图 3 和 4 中. 样品TS01 中的锆石以长柱状为主, 岩浆结晶环带清楚. 个别锆石具有核, 且锆石核也具岩浆环带(图 3(a)). 锆石的 $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 比值在 0.24~1.28 区间变化, 表观年龄在 334 Ma~394.9 Ma之间变化(表 3), 大部分测点反映了锆石边缘与其核部的混合年龄(因为大部分锆石比较小, 而且锆石的边与核并不总是很明显). 剔除那些明显核部锆石的 5 个测点后, 对其余 13 个测点计算得到的一个平均年龄值为 353.7 ± 4.5 Ma (MSWD = 1.7, 图 3(c)). 这些年龄测定值均落在U-Pb谐和线上(图 3(b)).

粗面安山岩中的锆石(样品TS02)以短柱状为主, 岩浆结晶环带清楚(图 4(a)), 锆石的 $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 比值在 0.21~1.33 区间变化, 表观年龄在 293.0 Ma~465.4 Ma之间变化(表 4). 共 13 个测定数据表示在图 4(b)中, 所有年龄测定值均落在U-Pb谐和线上, 并分成明显的两个年龄组. 其中 8 个测点计算得到的一个平均年龄值为 (312.8 ± 4.2) Ma (MSWD = 1.7, 图 4(c)), 代表

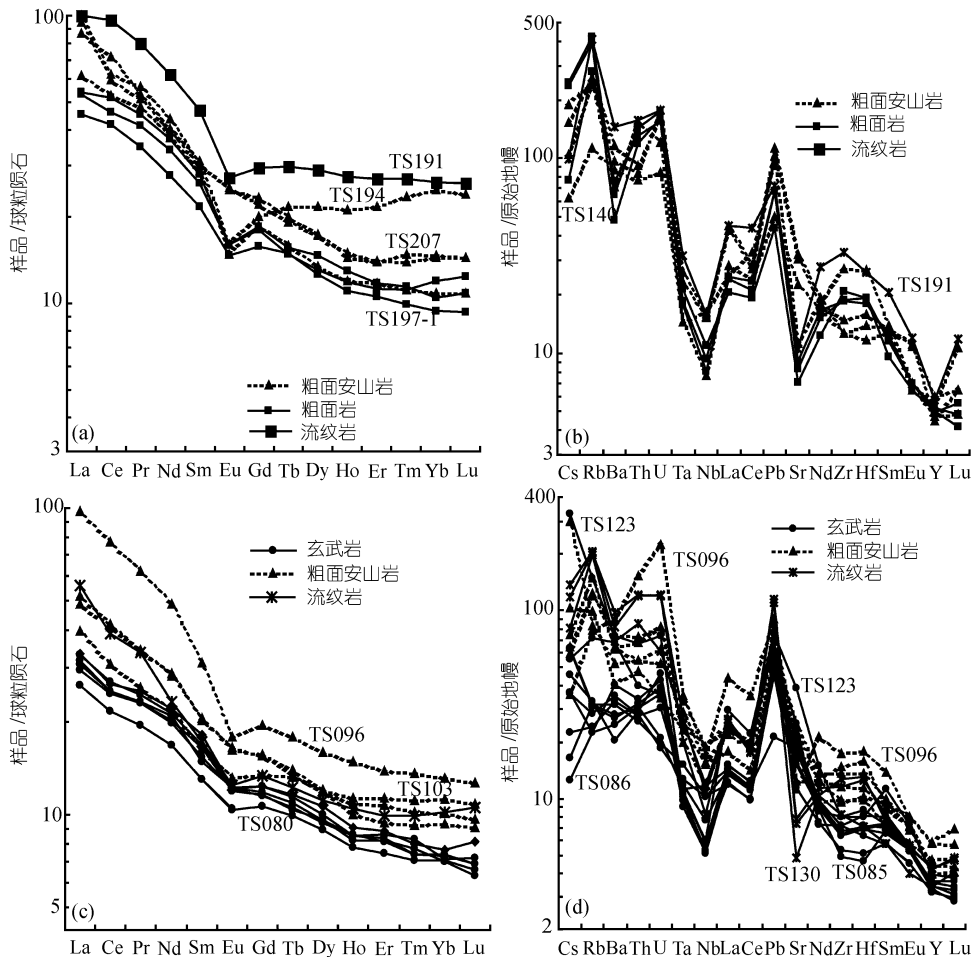


图 2 西天山火山岩的稀土元素配分模式图(a)和(c)与多元素蛛网图解(b)和(d)
标准化数据引自文献[10]

了锆石边部的结晶年龄. 而比较老的年龄(>350 Ma)或者反映了锆石边与其核的混合年龄值(表观年龄比较高的锆石均很小, ~50 μm , 见图 4(a)), 或者代表岩浆房中更早期的岩浆结晶阶段.

SHRIMP 测定的锆石均来自火山岩剖面的底部. 西天山地区最早喷发的玄武岩(锆石样品 TS01)主要形成于~354 Ma, 而其~100 km 以东出露的粗面安山岩(代表该地区最早喷发的火山岩)主要形成于~313 Ma. 这两个年龄分别属于早石炭世和晚石炭世. 一期岩浆活动不可能形成如此长期的大规模分布的火山岩. 这意味着大哈拉军山组火山-沉积岩不可能是同一地质时期火山-沉积作用的产物, 而应该被解体成不同的组(本文不做进一步讨论).

5 讨论

5.1 石炭纪火山岩形成的地构造背景

许多研究表明, 古南天山洋在晚泥盆世-石炭纪

期间闭合^[9,11~14], 并且塔里木地块与伊犁地块的最后碰撞发生在石炭纪末期^[14]. 但古地磁研究表明闭合发生在晚石炭世-早二叠世^[15,16]. 根据火山岩主要分布在伊犁地块南北两侧的特征, 早期的研究认为该套火山岩是与“伊犁裂谷”有关的裂谷火山岩系^[2]. 这一结论与该火山岩的钙碱性特征以及中性岩占绝大多数的岩石组成(非双峰式火山岩)相矛盾. 事实上, 西天山地区直到二叠纪才发育双峰式火山岩组合^[8]. 主要依据基性火山熔岩的正 ε_{Nd} 值和分布面积较广的特征, 最近有人推测大哈拉军山火山岩可能是古地幔柱的组成部分^[3]. 由于缺乏大火成岩省常见的岩石组合、该套火山岩出露面积相对较小、该套火山岩中基性火山熔岩出露很局限以及该套火山岩的年龄宽度巨大(>40 Ma), 大哈拉军山组火山岩的“古地幔柱”成因模式仅仅是一种假设.

西南天山地区在早石炭世及其以前应该处在一

表 3 西天山新源县城南火山岩(剖面)的锆石SHRIMP定年结果^{a)}

测点	U ($\times 10^{-6}$)	Th ($\times 10^{-6}$)	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	^{206}Pb ($\times 10^{-6}$)	Common ^{206}Pb	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Error /%	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Error /%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Error /%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄/Ma	Error (1σ)
011.1	199	247	1.28	9.6	0.99	0.0541	5.3	0.410	5.4	0.0554	1.3	347.3	4.3
012.1	399	486	1.26	19.5	0.39	0.0526	2.9	0.411	3.1	0.0568	1.1	356.3	3.8
013.1	135	131	1.00	6.5	2.22	0.0441	13.8	0.330	13.9	0.0548	1.9	344.0	6.5
014.1	163	50	0.32	7.9	1.67	0.0506	11.4	0.391	11.5	0.0553	1.4	346.7	4.8
015.1	270	265	1.01	13.8	0.98	0.0544	6.0	0.442	6.3	0.0590	1.8	369.7	6.5
016.1	196	89	0.47	9.9	1.91	0.0471	9.9	0.370	10.0	0.0574	1.4	359.9	4.8
017.1	356	196	0.57	17.7	0.86	0.0523	4.7	0.411	4.9	0.0575	1.5	360.5	5.4
018.1	194	60	0.32	10.0	2.50	0.0433	14.1	0.350	14.2	0.0583	1.4	365.3	4.8
018.2	526	355	0.70	28.8	0.67	0.0514	3.8	0.453	3.9	0.0632	0.7	394.9	2.8
0111	592	284	0.48	35.0	—	0.0550	1.8	0.432	3.0	0.0574	3.0	360.0	10.5
0112	56	47	0.84	4.0	0.02	0.0520	15.4	0.405	7.5	0.0561	3.9	352.0	13.5
0113	830	531	0.64	50.0	—	0.0530	1.9	0.408	3.1	0.0562	3.6	352.0	12.5
0114	230	70	0.30	14.0	0.01	0.0500	6.0	0.412	4.1	0.0597	3.3	374.0	12.0
0115	697	300	0.43	40.0	—	0.0550	1.8	0.421	3.5	0.0560	3.8	351.0	13.5
0116	524	315	0.60	33.0	—	0.0540	3.7	0.442	3.5	0.0595	2.8	373.0	11.5
0117	87	21	0.24	5.0	0.01	0.0550	9.1	0.403	4.5	0.0531	3.2	334.0	10.5
0118	149	118	0.79	10.0	0.01	0.0510	9.8	0.431	5.2	0.0606	3.6	379.0	13.0
0120	226	178	0.79	14.0	0.01	0.0520	5.8	0.395	4.2	0.0553	3.9	347.0	13.0

a) (1) Common $^{206}\text{Pb}(\%)$ 指普通铅中的 ^{206}Pb 占全铅 ^{206}Pb 的百分数; (2) 应用实测 ^{204}Pb 和 Cumming 和 Richard (1975) 的模式铅成分校正普通铅;
(3) 表中所有误差为 1σ ; (4) 加权平均年龄的误差为 2σ

表 4 西天山拉尔敦达坂北坡火山岩(剖面)锆石SHRIMP定年结果^{a)}

测点	U ($\times 10^{-6}$)	Th ($\times 10^{-6}$)	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	^{206}Pb ($\times 10^{-6}$)	Common ^{206}Pb	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Error/%	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Error/%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Error /%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄/Ma	Error (1σ)
025.1	377	261	0.71	23.7	0.14	0.0615	2.1	0.621	2.2	0.0730	0.8	454.1	3.3
026.1	357	177	0.51	22.5	0	0.0623	1.8	0.630	1.9	0.0734	0.7	456.7	3.2
027.1	175	108	0.64	9.3	1.49	0.0817	8.1	0.680	8.2	0.0608	1.4	380.4	5.1
028.1	474	565	1.23	30.6	0.45	0.0573	2.6	0.591	2.7	0.0749	0.7	465.4	3.2
029.1	772	318	0.43	33.2	0	0.0611	1.6	0.422	1.7	0.0500	0.6	314.3	1.9
0211.1	426	549	1.33	18.1	0.56	0.0552	4.6	0.373	4.6	0.0492	0.8	309.9	2.4
0212.1	517	330	0.66	37.5	0.28	0.0578	2.1	0.674	2.2	0.0842	0.7	521.4	3.3
0216.1	1335	1020	0.76	99.0	0.01	0.0580	1.7	0.526	8.4	0.0664	3.8	414.0	15.5
0217	852	767	0.90	69.0	0.01	0.0630	3.2	0.597	7.4	0.0687	3.1	428.0	13.0
0218	372	240	0.64	21.0	—	0.0510	5.9	0.379	8.7	0.0537	3.2	337.0	10.5
0220	209	126	0.60	11.0	0.03	0.0410	14.6	0.278	16.6	0.0492	3.6	310.0	10.5
0222	221	115	0.52	12.0	0.01	0.0520	7.7	0.366	10.4	0.0509	3.1	320.0	9.5
0223	224	175	0.78	12.0	0.01	0.0510	7.8	0.325	12.6	0.0465	4.7	293.0	13.5
0224	960	200	0.21	46.0	—	0.0520	1.9	0.364	6.3	0.0505	2.9	317.0	9.0
0225	196	169	0.86	11.0	0.01	0.0540	3.7	0.356	8.4	0.0480	3.3	302.0	10.0

a) 说明同表 3

个大陆边缘(伊犁-中天山板块南缘)的活动时期, 古南天山洋还没有完全消减, 俯冲作用仍在继续. 微量元素地球化学分析表明, 西天山火山岩样品具有岛弧地球化学特征, 如富集大离子亲石元素(LILE)和轻稀土元素(LREE)而亏损高场强元素(HFSE)和重稀土元素(HREE)等(图 2). 在 $\text{Sr}/\text{Y}-\text{Y}$ 图解上(图 5(a)), 所有中酸性火山岩样品均落在岛弧区. 西天山火山岩在 $\text{Zr}/\text{Hf}-\text{Sr}/\text{Y}$ 协变图上的投影点落在 Kamchatka-Aleutian 岛弧火山岩的范围内(图 5(b)), 在 $\text{Ba}/\text{Th}-\text{Th}$ 图解上, 西天山火山岩完全落在全球岛弧玄武岩区域内(图 5(c)).

本文获得的资料表明, 西天山出露的这套以中酸性为主的火山岩是古南天山洋向伊犁-中天山板块俯冲形成的岛弧火山岩. 我国西天山西延进入吉尔吉斯斯坦和塔吉克斯坦境内, 分别与那里的 Atbashi 带^[18]和 Fan-Karategin 蓝片岩带^[19]相连接. 在这两个带的北侧均发育火山岛弧. 古南天山洋断断续续的俯冲作用一直持续到晚石炭世末期. 在巴什吉尔-谢

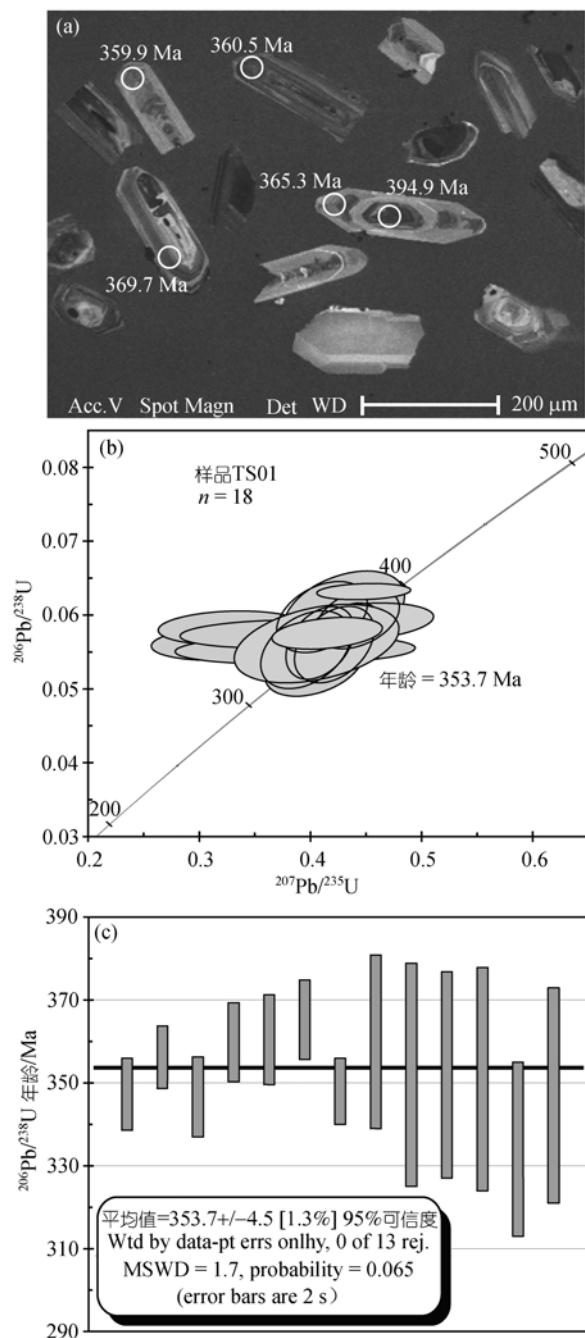


图 3 剖面 底部玄武岩中锆石的 CL 图像(a)和 SHRIMP 定年结果(b), (c)

尔普霍夫地区发育的早石炭世钙碱性火山岩是岛弧环境的产物。没有理由认为这些岛弧会在我国境内突然转变成“裂谷”或者“地幔柱”。基于本文的地球化学资料并结合最新的大地构造研究成果^[20], 我们认为西天山分布广泛的大哈拉军山组火山岩代表古南天山洋洋壳向伊犁-中天山板块俯冲所形成的火

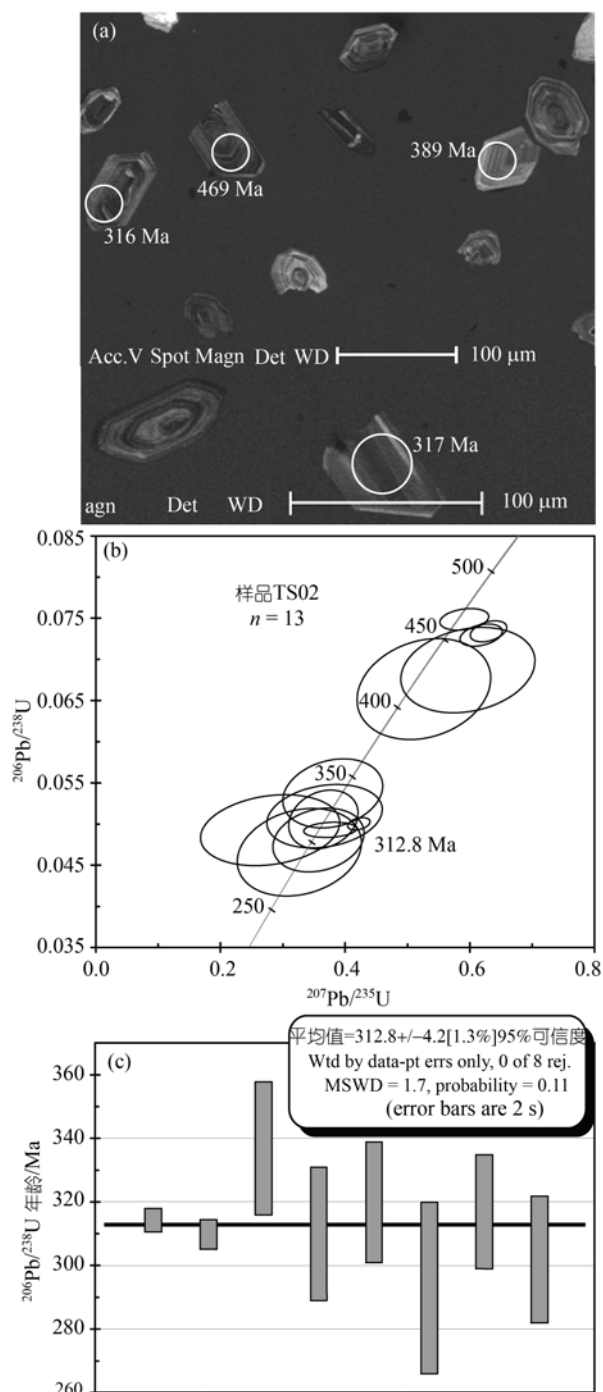


图 4 剖面 底部粗面安山岩中锆石的 CL 图像(a)和 SHRIMP 定年结果(b), (c)

山岛弧。

5.2 岩浆源区性质

在岛弧环境中, 岩浆源区物质最可能包括^[21]: (1) 地幔楔中的橄榄岩; (2) 俯冲带流体; (3) 俯冲板片部

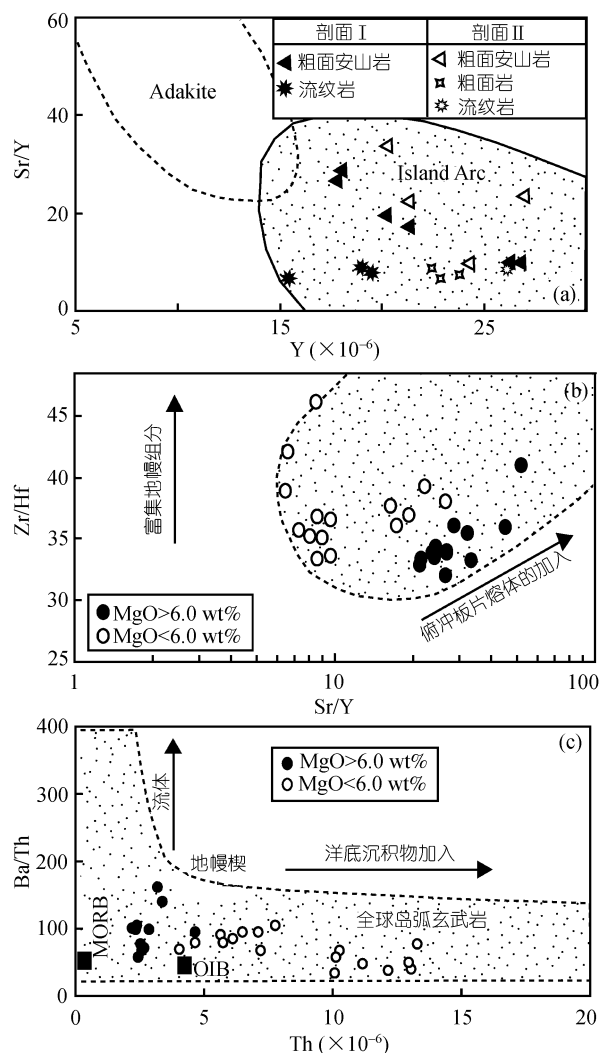


图 5

(a) 西天山石炭纪酸性火山岩的Sr/Y-Y图解; (b) 西天山石炭纪火山岩的Zr/Hf-Sr/Y图解, Kamchatka-Aleutian岛弧火山岩的范围依据^[12]; (c) 石炭纪火山岩在Ba/Th-Th协变图上的分布, 全球岛弧玄武岩的范围依据^[18]; OIB代表洋岛玄武岩, MORB代表大洋中脊玄武岩 (依据文献^[10])

分熔融形成的熔体; (4) 大陆地壳物质(包括洋底沉积物)的同化混染. 西南天山石炭纪酸性火山岩具有低Sr/Y比值和高Y含量的地球化学特征表明不可能是Adakite岩(图2和5(a)). 西天山石炭纪火山岩具有比较大的Zr/Nb比值变化范围(7.4~36.4, 表2), 表明其岩浆源区组成比较复杂(岛弧火山岩的Zr/Nb比值一般在10~60范围内变化^[22]). 用Yb标准化的HFSE比值可以消除或减少部分熔融和高压分离结晶作用对元素含量产生的影响, 从而得到岩浆源区的地球化学性质^[21]. 在Zr/Yb-Nb/Yb图解上, 西天山玄武岩(MgO > 6.0 wt.%)均分布在富集地幔范围内(图6(a)). 这与

该火山岩具有高LILE/HFSE和LREE/HREE比值的地球化学性质一致, 反映出岩浆源区是经过俯冲带流体(或者熔体)改造后的富集地幔楔特征. 但是, 与Antilles岛弧链^[21]和Kamchatka-Aleutian^[17]岛弧火山岩相比, 俯冲带流体对西天山石炭纪火山岩岩浆源区的影响相对较弱(表现在较低的Sr/Th和Ba/Th比值上). Ba是俯冲带流体中非常富集的元素, 高Ba/Th比值(>300)一般指示俯冲带流体对岩浆源区的贡献比较显著^[23], 西天山火山岩的Ba/Th比值低于180(表2, 图5(c)), 说明俯冲带流体对岩浆源区的影响不很显著.

富集型岛弧岩浆一般含俯冲带沉积物的熔体, 这种组分的存在可以通过Th/Ce比值而识别出来^[24]. 西南天山火山岩的Th/Ce比值在0.11~0.33之间变化(表2). 从Th/Ce-Sr/Th图解(图6(b))中可以看出, 玄武岩和中酸性火山岩的Th/Ce比值明显高于MORB和OIB而与平均大陆地壳接近, 部分中酸性火山岩的Th/Ce比值甚至远远高于大陆地壳的平均值. 洋底沉积物的加入是一种合理的解释, 因为洋底沉积物中高度富集Th^[25,26], 而且Ce在热液体系中比Th更活跃^[27]而容易从体系中迁移出来, 从而增加岩浆源区的Th/Ce比值. 在Ba/Th-Th协变图上(图5(c)), 玄武岩样品(MgO > 6.0 wt.%, Th平均值为2.95 ppm)落在OIB-MORB附近, 中酸性火山岩样品由于含Th比较高(Th = 4.1~13.3 ppm)而远离玄武岩样品, 显示出洋底沉积物加入对中酸性火山岩岩浆成分的影响效果.

中酸性火山岩样品中锆石含量相对玄武岩明显增加说明Zr在晚期岩浆中具有显著的相容性, 而Nb和Y由于不进入独立矿物相中而继续表现出强不相容性. 因此, 岩浆结晶分异作用会导致在Nb/Y比值不变的情况下, Zr/Y比值迅速增加. 这正是在西天山火山岩中所观察到的现象(图6(c)). 在Nb/Y-Zr/Y图解中, 除个别玄武岩样品落在地幔演化区域, 多数玄武岩样品和所有中酸性火山岩样品均落在远离地幔的区域, 并且仅有少数样品位于地壳与E-MORB的混合线上. 这种分布特征无法用壳-幔简单混合过程解释. 幔源岩浆的结晶分异作用(FC过程)能够解释西天山火山岩的这种地球化学演化特征.

由地幔楔部分熔融产生岩浆是岛弧火山岩的重要成因. 地幔岩石部分熔融的模拟计算表明, 石榴二辉橄榄岩部分熔融可以模拟绝大多数玄武岩样品在(La/Yb)_{MN}-La_{MN}图解中的分布范围(图6(d)), 玄武岩样品可以由石榴二辉橄榄岩发生7%~11%的部分熔

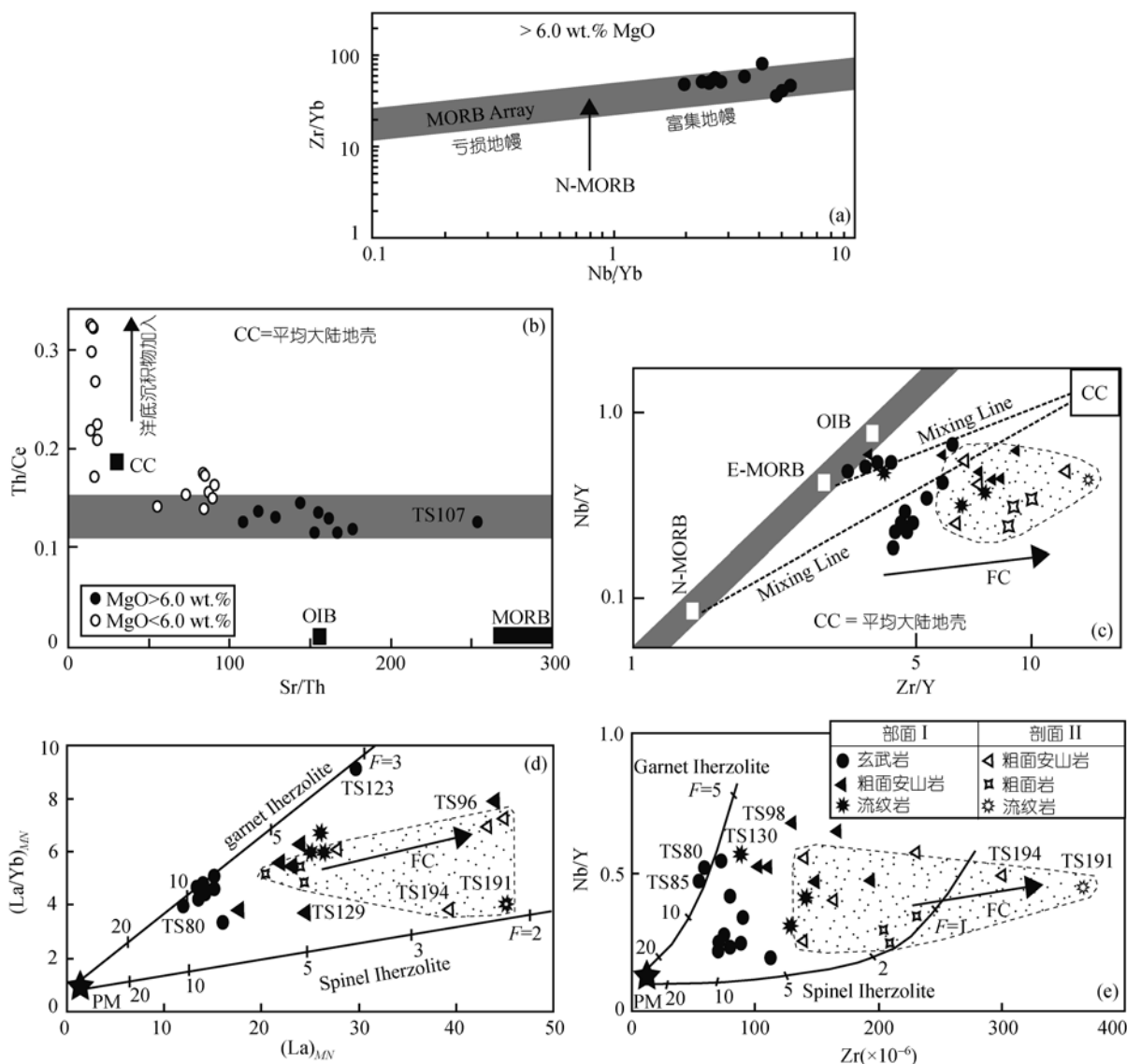


图 6

(a) 西天山玄武岩(MgO > 6.0 wt.%)的Zr/Yb-Nb/Yb图解; (b) 火山岩所有样品在Th/Ce-Sr/Th协变图上的分布; (c) 西天山火山岩的Nb/Y-Zr/Y协变图; (d), (e)石榴二辉橄榄岩和尖晶石二辉橄榄岩部分熔融过程的模拟计算, 图中阴影部分代表剖面 中火山岩样品的分布范围(地幔标准化值据^[10], 底图依据^[28]), FC代表岩浆结晶分异过程(箭头表示岩浆结晶分异的趋势). CC代表平均大陆地壳组成(依据文献^[29]), OIB代表洋岛玄武岩, MORB代表大洋中脊玄武岩, PM代表原始地幔(依据文献^[10])

融来模拟, 但样品TS123 仅仅需要~3%的部分熔融程度. 中酸性火山岩样品远离石榴二辉橄榄岩的部分熔融曲线. 西天山火山岩绝大多数样品落在石榴石二辉橄榄岩与尖晶石二辉橄榄岩的部分熔融曲线所标定的范围内(图 6(d), (e)), 但这并不意味着火山岩是这两种不同组成的地幔物质部分熔融的产物. 如图 6(d)所示, 同源岩浆的结晶分异作用可以导致残余岩浆中La含量迅速增加而(La/Yb)_{MN}比值不发生明显变化. 因此, 高La流纹岩和粗面安山岩应该是基性岩浆结晶分异的结果, 而非尖晶石二辉橄榄岩低程

度部分熔融的产物. 在 Nb/Y-Zr 图解上的模拟计算表明(图 6(e)), 最原始的玄武岩样品落在石榴二辉橄榄岩部分熔融曲线上(部分熔融程度 6%~7%), 中酸性火山岩中 Zr 含量迅速增加则反映出岩浆的结晶分异过程. 这一认识与火山岩的主量元素地球化学特征(Harker 图解)及其相似的稀土元素配分模式(图 2)所反映的地球化学特征完全一致.

6 结论

本文的地球化学资料表明, 西天山广泛出露的

大哈拉军山组火山岩代表古南天山洋洋壳向伊犁-中天山板块俯冲所形成的火山岛弧。岩浆源区富集 LILE, Th 和 Pb 而亏损 Nb, Ta 和 Ce。锆石 SHRIMP 定年结果表明,早石炭世早期(~354 Ma)由于古南天山洋壳俯冲形成了火山岛弧,该岛弧可能持续演化到晚石炭世早期(~313 Ma)。大哈拉军山组火山岩实际上是岛弧岩浆在不同时间和空间喷发的产物。在比较漫长的岛弧演化过程中,来自俯冲带中以洋底沉积物为主的熔体交代地幔楔,使其发生部分熔融形成岩浆。地壳物质通过俯冲带加入到岛弧火山岩中。这类岩浆在化学组成上变化较大,并主要通过岩浆结晶分异过程(但不排除地壳混染作用)形成了从基性玄武岩连续变化到流纹岩的火山岩谱系。

致谢 执行副主编和两位审稿人提出的具体意见对我们正确认识西天山火山岩的地球化学性质有很大帮助。孙贤鉢先生在2004年春季访问北京时给予了热情的指导,谨以此文作为对他的怀念。中国离子探针中心的宋彪和简平研究员指导了 SHRIMP 的实验工作,宋述光协助完成了 SHRIMP 数据的整理工作,张有学教授提供了一些参考意见,特此感谢。本工作受国家自然科学基金(批准号:40342018)、国家重点基础研究发展规划(批准号:2001CB409807)和教育部留学归国人员科研启动基金联合资助。

参 考 文 献

- 1 新疆地质矿产局. 新疆维吾尔自治区区域地质志. 中华人民共和国地质矿产部, 地质专报, 区域地质, 第32号, 北京: 地质出版社. 1993. 1~841
- 2 车自成, 刘良, 刘洪福, 等. 论伊犁古裂谷. 岩石学报, 1996, 12(3): 478~490
- 3 夏林圻, 夏祖春, 徐学义, 等. 天山石炭纪大火成岩省与地幔柱. 地质通报, 2004, 23: 903~910
- 4 刘友梅, 杨蔚华, 高计元. 新疆特克斯县林场大哈拉军山组火山岩年代学研究. 地球化学, 1994, 23(1): 99~104
- 5 赵振华, 白正华, 熊小林, 等. 西天山北部晚古生代火山-浅侵位岩浆岩⁴⁰Ar/³⁹Ar同位素定年. 地球化学, 2004, 32(4): 317~327
- 6 王宝瑜, 郎智君, 李向东, 等. 中国天山西段地质剖面综合研究. 北京: 科学出版社, 1994. 1~202
- 7 朱永峰, 何国琦. 西南天山大地构造框架与早石炭世火山活动. 见: 何国琦, 徐新主编. 中国新疆天山地质与矿产论文集. 北京: 地质出版社. 2004. 29~39
- 8 车自成, 刘洪福, 刘良, 等. 中天山造山带的形成与演化. 北京: 地质出版社. 1994. 1~135
- 9 夏林圻, 张国伟, 夏祖春, 等. 天山古生代洋盆开启、闭合时限的岩石学约束-来自震旦纪、石炭纪火山岩的证据. 地质通报, 2002, 21(2): 55~62
- 10 Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society of London, Special Publication, 1989, 42: 313~345
- 11 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. 1~169
- 12 何国琦, 李茂松. 中亚蛇绿岩研究进展及区域构造连接. 新疆地质, 2000, 10(3): 193~202
- 13 何国琦, 李茂松, 刘德权, 等. 中国新疆古生代地壳演化及成矿. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社. 1994. 1~437
- 14 Gao J, Li M S, He G Q, et al. Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan Orogen, northwestern China. Tectonophysics, 1998, 287: 213~231 [DOI]
- 15 Li Y P. Late Permian Poleomagnetic pole from dikes of Tarim craton, China. Geology, 1998, 16: 275~278
- 16 Chen C, Lu H F, Jiang D, et al. Closing history of the Tianshan oceanic basin, western China: an oblique collisional orogeny. Tectonophysics, 1999, 302: 23~40 [DOI]
- 17 Munker C, Worner G, Yogodzinski G, et al. Behaviour of high strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka-Aleutian arc lavas. Earth Planet Sci Lett, 2004, 224: 275~293 [DOI]
- 18 Dobretsov N L, Coleman R G, Liou J G, et al. Blueschist belts in Asia and possible periodicity of blueschist facies metamorphism. Ofioliti, 1987, 12: 445~456
- 19 Volkova N I, Budanov V I. Geochemical discrimination of meta-basaltic rocks of the Fan-Karategin transitional blueschist/greenschist belt, South Tianshan, Tajikistan: seamount volcanism and accretionary tectonics. Lithos, 1999, 47: 201~216 [DOI]
- 20 肖序常, 刘训, 高锐主编. 中国新疆天山-塔里木-昆仑山地学断面说明书. 北京: 地质出版社, 2004. 1~89
- 21 Macdonald R, Hawkesworth C J, Heath E. The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism. Earth Science Reviews, 2000, 49: 1~76 [DOI]
- 22 Davidson J P. Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zone magmatism. Subduction Top to Bottom. Geophys, Monogr. 96, American Geophysical Union, Washington DC: 1996, 251~262
- 23 Devine J D. Petrogenesis of the basalt-andesite-dacite association of Grenada, Lesser Antilles island arc, revisited. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1995, 69: 1~33 [DOI]
- 24 Hawkesworth C J, Turner S, McDermott F, et al. U-Th isotopes in arc magmas: implications for element transfer from the subducted crust. Science, 1997, 276: 551~555 [DOI]
- 25 Plank T, Langmuir C H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. Chem Geol, 1989, 145: 325~394 [DOI]
- 26 Ben Othman D, White W M, Patchett J. The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust-mantle recycling. Earth Planet Sci Lett, 1989, 94: 1~21 [DOI]
- 27 You C F, Castillo P R, Gieskes J M, et al. Trace-element behaviour in hydrothermal experiments: implications for fluid processes at shallow depths in subduction zones. Earth Planet Sci Lett, 1996, 140: 41~52 [DOI]
- 28 Kerr A C, Marriner G F, Tarney J, et al. Cretaceous basaltic terranes in western Colombia: elemental, chronological and Sr-Nd isotopic constraints on petrogenesis. J Petrol, 1989, 38: 677~702
- 29 Taylor S R, McLennan S M. The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 1~312

(2005-03-28 收稿, 2005-06-07 收修改稿)