

南天山阔克萨勒岭地区晚古生代玄武岩 地球化学特征、成因及意义

高 睿¹, 肖 龙², 王国灿², 曹树钊²,
罗彦军¹, 袁 静¹, 何 琦¹

〔 1. 中国地质大学研究生院, 湖北 武汉 430074;
2. 中国地质大学地球科学学院, 湖北 武汉 430074 〕

【摘 要】 齐齐哈尔纳克玄武岩与哈拉布拉克玄武岩出露于南天山阔克萨勒岭区, 两组玄武岩均属碱性玄武岩系列, 样品富集大离子亲石元素和高场强元素, 轻重稀土分馏明显, $(La/Yb)_N = 5.4 \sim 7.0$, $Ce/Y = 18.04 \sim 24.52$, $Eu/Eu^* = 0.96 \sim 1.13$, 无负 Eu 异常, 总体特征与洋岛型玄武岩(OIB)的特点类似。Mg[#]与高场强元素 Ni、Sr、Cr、V 与 Nb/La 值无相关性, $Ti^* (1.02 \sim 1.7)$ 与 $Nb^* (1.77 \sim 2.14)$ 表明以单斜辉石为主的分离结晶是岩浆演化的主要趋势, 与岩相学观察一致。将 Zr/Nb, La/Nb, Ba/Nb, Ba/Th 等比值与 OIB 端元及主要化学库不相容元素比值进行对比, 发现源区类似 EMI 和 EMII。Zr/Nb = 7.4 ~ 8.38, Ce/Yb = 16.11 ~ 24.52, 高 $(La/Yb)_N$ 和 $(Gd/Yb)_N$ 值表明岩浆是含石榴子石相橄榄岩与尖晶石相橄榄岩富集过渡地幔源区低部分熔融的产物。对玄武岩稀土元素运用分离结晶部分熔融过程 $(C_L/C_0 = (1-F)^{(1/D_0-1)}/D_0)$ 反演计算, 模拟结果表明齐齐哈尔纳克玄武岩经 1.57% ~ 3.27% 部分熔融形成, 地幔源区 $Gt:Sp = 5:95$; 哈拉布拉克玄武岩经 4.09% 部分熔融形成, 地幔源区 $Gt:Sp = 25:75$ 。模拟结果表明南天山洋深部地幔可能并不是均一的。结合玄武岩年代(晚泥盆系—石炭系)、南天山中部库勒湖蛇绿混杂带的硅质岩、黑英山阿尔腾卡什组硅质岩中大量中泥盆—早石炭世放射虫化石、与玄武岩共生的蛇绿岩富大离子亲石元素, 亏损 Nb、富集 Ce 和 P 等边缘海岛弧特点及出露弧后盆地中沉积碳酸盐岩, 表明玄武岩产于弧后盆地, 弧后洋盆在晚泥盆世消减并最终于早石炭世末期闭合。

【关键词】 玄武岩; 地球化学; 岩浆成因; 构造环境; 南天山

中图分类号: P588.14⁺5; P597⁺.2 文献标识码: A

文章编号: 1001-6872(2009)02-0096-12

0 引 言

早古生代时期南天山造山带位于伊犁-哈萨克

斯坦板块与塔里木-卡拉库姆板块之间, 是一条经历了复杂构造演化与地壳增生过程的造山带^[1]。南天山造山带是地质构造极为复杂的地区之一, 能够提供欧亚大陆形成演化的详细信息^[2]。

收稿日期: 2009-03-12; 改回日期: 2009-06-09

基金项目: 中国石油化工集团有限公司《塔里木区块构造-岩相古地理研究与编图》项目

作者简介: 高 睿, 男, 24 岁, 硕士生, 矿物学、岩石学和矿床学专业, 研究方向: 岩石学及地球化学。

近年来学者们基于南天山蛇绿岩套、古生物化石发现及高压变质岩的研究,将南天山蛇绿岩分为南北两支且可能为同一洋盆不同碎块在造山期或后造山推覆就位至不同构造部位^[3];对库勒湖蛇绿岩主量、微量和同位素研究证明 425 Ma 在古亚洲洋南缘南天山一带存在小洋盆^[4];并测出黑英山与仓格格马约里蛇绿岩套长角闪岩角闪石的 Ar-Ar 年龄分别 420 Ma 和 430 Ma^[5];在库勒湖蛇绿混杂带的硅质岩中找到放射虫化石^[6]、黑英山阿尔腾卡什组硅质岩中发现大量早石炭世放射虫化石^[7]、阿文库蛇绿岩硅质岩中发现奥陶世和晚泥盆世的牙形石^[8]充分证明了这一点;针对榆树沟麻粒岩多期变质作用中同位素均一化及封闭温度的测定确定变质年龄及后期叠加改造年龄^[9];Ar-Ar 年龄论证了南天山南缘晚泥盆世构造事件^[10]。

然有些问题仍待进一步澄清:首先,西南天山是天山造山带地质构造最为复杂的地区之一,此处发育岩浆岩,对探讨构造环境指示及地幔源区性质十分有用,对进一步探讨研究南天山古洋盆闭合及碰撞造山时限、洋陆格局演化意义重大,但本地区的早古生代玄武岩出露新鲜且保存完好的地方十分少见,导致此区域的玄武岩乃至火山岩的研究程度十分薄弱,准确地对深部的岩浆演化过程及地幔源区性质做出判断较为困难。其次关于南天山古洋盆性质、洋盆是否经历多次开合及具体碰撞时间却仍值得商榷。有认为南天山古洋盆是弧后盆地^[6],也有人认为是广阔的古洋盆^[7]。一般认为南天山造山带闭合于二叠纪末^[11],也有推断洋壳俯冲发生在二叠纪末,碰撞时间最早在三叠纪^[7]。以上关于南天山碰撞、古洋盆性质对认识显生宙地壳增生方式和界定中亚造山带构造演化具有决定性的意义^[1]。

研究选取保存完好、研究程度极低的阔克萨勒岭地区齐齐哈尔纳克玄武岩与哈拉布拉克玄武岩样品,对其进行主量、微量元素测试,意在玄武岩形成的成因、构造环境及源区性质进行探讨,以判断两组玄武岩是否最有可能形成于南天山古洋盆向南俯冲形成的弧后盆地之中,并通过稀土元素数据对两组玄武岩进行岩浆演化的模拟,反演计算形成这两组玄武岩的源区性质,从侧面了解西南天山地区

深部的地幔信息,经过岩石成因、构造环境、地幔源区特征以及结合前人的资料和成果希望能更好地解释南天山古洋盆的性质及演化历史。

1 地质背景

南天山(图 1)介于中天山南缘断裂与塔里木北缘断裂之间,由塔里木板块与哈萨克斯坦板块拼贴汇聚而成的一条碰撞造山带^[12]。汤耀庆等发现南天山造山带在地层与生物方面同时表现出塔里木板块与哈萨克斯坦板块的特征^[6]。南天山造山带被后期走滑断裂分为东西两段。东段为南天山,主要为志留纪一泥盆纪地层,震旦纪与早古生代地层零星出露,广泛发育沉积岩,火成岩极为少量,以海相沉积为特点。研究区阔克沙勒岭地区位于南天山西南缘(图 2)。本区包括整个阔克沙勒岭南坡与托什罕河上游北侧区域,西北与吉尔吉斯斯坦相邻,南与乌什-阿合奇洼地相邻,东邻萨瓦普齐洼地东源^[13]。

塔里木西北缘盆山结合带弧后混杂岩带主要分布于阿合其北北东侧齐齐哈尔哈拉克-巴勒耕得-廓噶尔特一带,呈北西西-南东东或近东-西向条带状展布,区内可见延伸约 20 km。赋存地层为晚泥盆世的图优克阿秀组,在该区陆续出露有构造肢解的蛇绿岩套。通过对齐齐哈尔哈纳克剖面的观察,认为本带是构造混杂岩带,组成混杂岩体的岩块主要是超基性岩、玄武岩、含放射虫的硅质岩、灰岩透镜体等岩块^[14]。据 1:5×10⁴ 区域地质调查发现,其中放射虫组合及灰岩中的化石反映其时代为 D₃-C,阿合奇以西的齐齐哈尔哈纳克一带均属蛇绿构造混杂岩系的组成部分,两者均以断片形式复杂交织,而非原

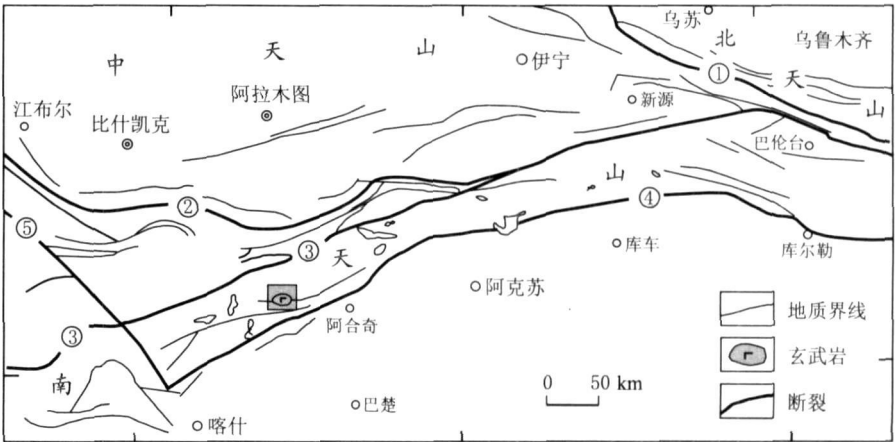


图 1 新疆地区天山区域示意图^[2]
①. 中天山北缘断裂; ②. 塔拉斯-捷尔斯科伊(尼古拉耶夫线)-阿登布拉克断裂; ③. 中天山南缘断裂; ④. 塔里木盆地北缘断裂; ⑤. 塔拉斯-费尔干纳断裂

Fig. 1 Sketch geological map of Tianshan orogenic belt in Xinjiang^[2]

认识的整合接触关系^①。蛇绿岩套主要为蛇纹石化橄榄岩、辉绿岩、辉长岩、玄武岩,大小不一呈残块产于构造岩与混杂带中^[15],其中玄武岩赋存于阿帕达尔康组(DCap)中,哈拉布拉克玄武岩出露于中泥盆纪托格买提组(D₂t)灰岩之中,托格买提组以一套碳酸盐建造为特征。岩性单调,厚度巨大,根据生物化石依据确定为中泥盆世。岩石变质较强,多已重

结晶为大理岩化灰岩和结晶灰岩,变形较弱,层面平直。托格买提组表现为以断片形式夹持于泥盆系—石炭系图尤克阿秀组之中。因此根据以上区域地质资料认为两组玄武岩的形成时代可能为中泥盆系—石炭系,并不是原来 1:20×10⁴ 资料所认为的志留系—泥盆系^②。

研究样品选取深灰色、灰绿色的玄武岩,以块状

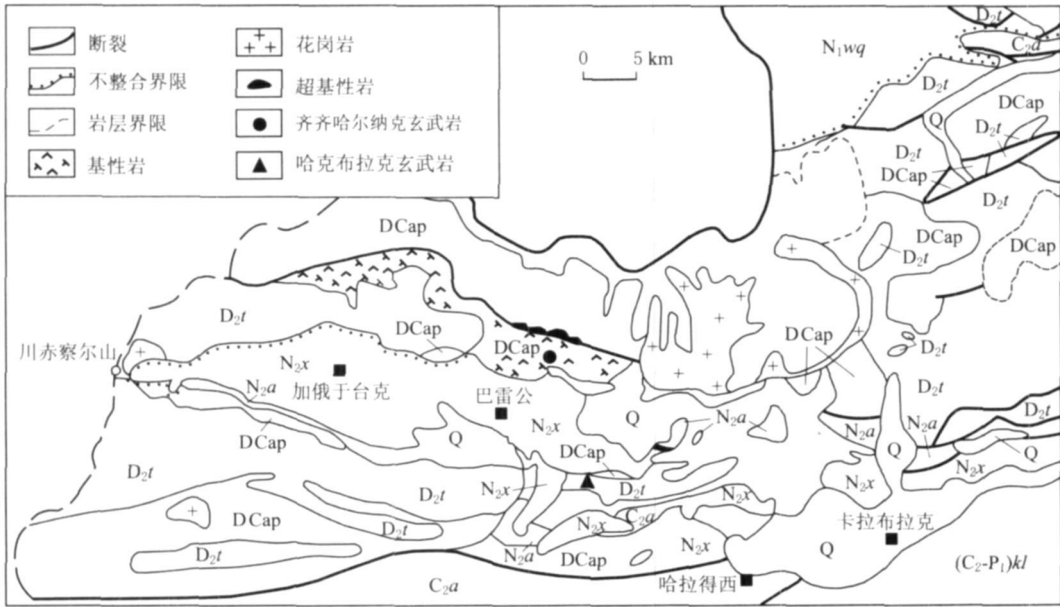


图 2 新疆阔克萨勒岭地区地质图(据王超,2007^[2]修改)
Fig-2 Geological map of Kuokeshaleling district in Xinjiang(after Wang Chao, 2007^[2])

构造为主,极少量为杏仁构造。两组玄武岩在岩相学上无太大差别,主要有青磐岩化玄武岩、含凝灰玻基玄武岩。岩石具斑状结构,基质为间粒间隐结构。斑晶约 1%~10%,基质 99%~90%。斑晶为斜长石和普通辉石。斜长石略呈板状,大小约 1.0 mm×0.6 mm 左右,绝大多数已绿泥石化而成其假象,个别呈钠长石和绿帘石的假象。普通辉石为较自形的短柱状,大小约 0.8 mm×0.5 mm,有轻微的绿泥石化。基质由斜长石、普通辉石、磁铁矿、隐晶质和绿帘石、绿泥石、楣石等构成。斜长石长柱状或针状,长约 0.3 mm~0.4 mm,宽约 0.05 mm~0.08 mm,相互可搭呈格架,已全部钠长石化和绿帘石化而呈其假象,有时可见聚片双晶残余。普通辉石粒状或短柱状,大小约在 0.08 mm~0.4 mm 左右,充填在斜长石格架孔中,大多新鲜,仅轻微绿泥石化。磁铁矿粒状,有时有多边形断面,大小约 0.2 mm~0.5 mm 左右,常有很薄的楣石包边。隐晶质无定形,处在残余斜长石格架孔内,大小约 0.1 mm~0.2 mm 左右,已全部绿泥石化。

2 分析方法

所采集的乌什阿合奇齐齐哈尔纳克沟北部 8 件玄武岩样品与阿合奇阿克布拉克地区 4 件玄武岩样品,挑选其中风化程度低,相对新鲜的样品(乌什阿合奇齐齐哈尔纳克沟北部 5 件,阿合奇哈拉布拉克 3 件)进行化学分析。由于部分样品有杏仁构造和蚀变现象,在分析前将样品进行熔融做了预处理。少量含有杏仁状构造的样品将其粗碎后,先挑出脉与杏仁体。然后将样品用去离子水清洗后用 5% 的稀盐酸浸泡约 2 h,倒掉稀盐酸,用去离子水在超声波振荡器中清洗 5 次,倒掉去离子水后放入低温烘箱(80 ℃)烘干,把烘干的样品放入玛瑙钵中研磨至 200 目以下,再在低温烘箱烘 4 h~6 h,操作过程参考文献^[16]。经过上述处理的样品被用于主量和微量元素分析,主量元素在中国科学院广州地球化学研究所元素与同位素地球化学研究室采用 X 射线荧光光谱分析法(XRF)完成,分析误差<1%;微量元素分析在中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室用电感耦合等离子质谱仪(ICP-MS)分

①1:5×10⁴ 阿合奇幅地质调查报告。
②1:20×10⁴ 阿合奇幅地质调查报告。

析,分析精度优于 5%~10%,详细分析方法和流程见文献[17]。分析结果见表 1。

3 岩石地球化学特征

3.1 岩石地球化学分类

因为玄武岩结晶程度差,无法根据野外露头 and 岩相学观察准确的进行分类,尤其是对于发生过一定蚀变作用的玄武岩,因此采用岩石化学成分进行分类。在火成岩岩石化学分类 TAS 图中,本区火山岩均位于玄武岩区,为粗面玄武岩。但考虑到大部分样品基本都遭受了青磐岩化、钠长石化、绿帘石化等蚀变,个别样品含有杏仁体,因此样品的主量元素含量可能会发生一定的变化,必须用较为稳定的元素进行分类。因为 Nb 和 Y 均为不活泼微量元素,受蚀变作用的影响很小,因此利用 Nb/Y-Zr/TiO₂ 图解分类,所有的样品均落入碱性玄武岩岩区(图 3)。这与运用 SiO₂-Na₂O+K₂O 图解所得到的碱性玄武岩基本吻合,只有 HLKP1-5-2 在硅-碱图解中落入亚碱性系列,但考虑到蚀变作用影响,将所有样品全部属于碱性玄武岩。

3.2 主量元素

从玄武岩全岩主量元素分析结果可知,岩石 $w(\text{SiO}_2)$ 为 44.7%~48.68%,属于基性岩,齐齐哈尔纳克沟玄武岩主量元素含量变化范围稍大一点, $w(\text{SiO}_2)$ 为 44.68%~47.21%, $w(\text{TiO}_2)$ 为 2.83%~4.6%, $w(\text{MgO})$ 普遍较高(5.67%~7.79%), $\text{Mg}^\#$ 也很大(58.06~64.72);哈拉布拉克玄武岩相对于前者主量元素含量比较均一,变化范围较小,其中 $w(\text{SiO}_2)$ 为 48.12%~48.68%, $w(\text{TiO}_2)$ 为 1.87%~2.83%, $w(\text{MgO})$ 为 5.21%~7.02%,

表 1 新疆阔克萨勒岭地区玄武岩主量元素·w(B)/%与微量元素分析结果·w(B)/10⁻⁶

Table 1 Data of basalts on major and trace elements in Kuokeshaleling district of Xinjiang (in percentage, [$\times 10^{-6}$])

样品	TR011-9-2	TR011-9-3	TR011-9-4	TR011-9-6	TR011-9-7	HLKP1-5-2	HLKP1-5-3	HLKP1-12-1
岩性	齐齐哈尔纳克碱性玄武岩					哈拉布拉克碱性玄武岩		
SiO ₂	44.68	46.77	45.08	44.73	47.21	48.26	48.68	48.12
Al ₂ O ₃	12.17	13.59	13.61	12.99	13.03	13.61	16.03	15.64
TiO ₂	4.12	2.83	4.60	3.74	3.71	2.34	2.83	1.87
Fe ₂ O ₃	16.98	13.98	16.38	16.44	15.97	13.34	12.33	10.89
CaO	5.81	7.27	6.15	9.56	7.84	10.11	8.00	7.21
MgO	7.79	7.58	5.67	6.37	5.42	6.88	5.21	7.02
MnO	0.17	0.19	0.17	0.15	0.16	0.13	0.10	0.30
K ₂ O	0.91	0.54	1.13	0.86	0.73	0.58	1.27	0.79
Na ₂ O	3.12	3.69	2.92	2.55	3.25	2.14	2.60	3.84
P ₂ O ₅	0.48	0.37	0.78	0.36	0.43	0.28	0.34	0.21
LOI	3.53	2.93	3.25	1.97	1.96	2.05	2.35	3.89
Total	99.75	99.75	99.74	99.71	99.70	99.72	99.73	99.79
里特曼指数	9.68	4.75	7.90	6.74	3.77	1.40	2.63	4.20
Mg [#]	64.72	68.44	58.06	60.78	57.56	67.37	62.83	72.05
Be	1.03	1.03	1.73	1.18	1.28	0.96	1.48	0.98
V	405	322	317	439	409	295	380	268
Cr	29.7	95.1	2.04	26.2	33.5	116	171	83.6
Ni	31.9	53.1	8.87	43.6	32.5	74.2	68.5	60.5
Rb	10.7	6.29	17.7	15.4	11.8	5.16	15.2	18.1
Sr	216	553	361	391	380	294	323	304
Y	27.4	29.7	48.2	33.0	35.5	26.4	26.1	22.4
Zr	161	163	246	175	201	171	205	145
Nb	20.4	20.2	33.2	21.7	24.5	21.8	24.5	19.2
Ba	168	305	437	185	215	129	160	1588
La	19.4	19.8	30.5	19.2	21.0	17.9	19.0	17.3
Ce	43.5	44.4	70.3	43.5	47.5	40.4	44.7	38.6
Pr	5.91	6.04	9.70	5.90	6.49	5.39	6.16	4.96
Nd	25.4	25.9	41.6	25.2	27.6	22.2	25.5	20.1
Sm	6.40	6.66	10.5	6.55	7.34	5.52	6.38	4.86
Eu	2.14	2.28	3.91	2.17	2.45	1.74	2.14	1.77
Gd	6.37	6.64	10.5	6.87	7.59	5.41	6.12	4.84
Tb	0.97	1.01	1.57	1.07	1.14	0.85	0.92	0.73
Dy	5.51	5.86	9.09	6.22	6.81	5.05	5.28	4.27
Ho	1.09	1.15	1.81	1.24	1.34	1.03	1.02	0.85
Er	2.74	2.89	4.62	3.13	3.45	2.55	2.48	2.21
Tm	0.40	0.42	0.67	0.46	0.50	0.38	0.33	0.32
Yb	2.25	2.37	3.86	2.70	2.88	2.24	1.82	1.87
Lu	0.33	0.34	0.56	0.38	0.41	0.32	0.25	0.27
Hf	3.90	4.02	5.83	4.30	4.91	4.17	5.22	3.44
Ta	1.40	1.31	2.11	1.40	1.55	1.39	1.60	1.24
Pb	2.24	3.91	2.15	2.47	3.09	3.42	3.07	4.72
Th	1.55	1.39	2.44	1.71	1.87	1.91	2.74	2.30
U	0.42	0.38	0.68	0.48	0.52	0.49	1.43	0.58

$\text{Mg}^\#$ 为 62.8~72.1。与齐齐哈尔纳克沟玄武岩相比,哈拉布拉克玄武岩具有更高的演化程度,其 $\text{Mg}^\#$ 更低,而且氧化物的分异趋势并不十分明显,两组玄武岩均表现出随着演化程度的增大($\text{Mg}^\#$ 减小),岩石中的 SiO_2 , TiO_2 , P_2O_5 , Al_2O_3 的质量分数逐渐升高,其他氧化物相关性并不明显。

3.3 微量元素

从表 1 中可以看出,齐齐哈尔纳克玄武岩具有相对较高质量分数的 Nb ($20.2 \times 10^{-6} \sim 33.2 \times 10^{-6}$), V ($317 \times 10^{-6} \sim 439 \times 10^{-6}$), Ba ($168 \times 10^{-6} \sim 437 \times 10^{-6}$) 和 Zr ($161 \times 10^{-6} \sim 246 \times 10^{-6}$),哈拉布拉克玄武岩同样具有较高的 Nb ($19.2 \times 10^{-6} \sim 24.5 \times 10^{-6}$), V ($268 \times 10^{-6} \sim 380 \times 10^{-6}$), Ba ($129 \times 10^{-6} \sim 1588 \times 10^{-6}$) 和 Zr ($145 \times 10^{-6} \sim 205 \times$

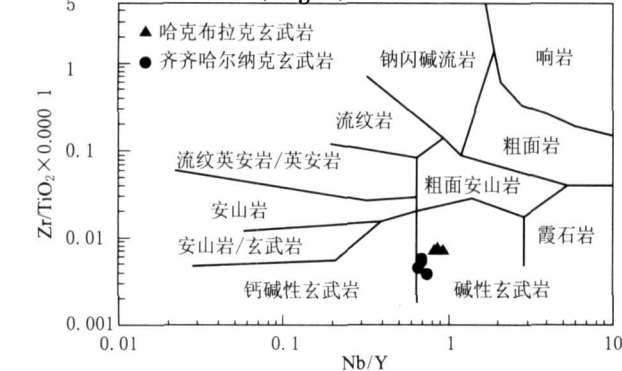


图 3 Nb/Y-Zr/TiO₂ 图解
Fig. 3 Diagram of Nb/Y-Zr/TiO₂

10^{-6}),但较前者质量分数有所减少。由图 4 可见,齐齐哈尔纳克玄武岩的 Zr, V, Nb/La 值随 $Mg^\#$ 的升高呈现降低的趋势,而 Ni 呈现升高的趋势, Cr 与 Sr 无明显的规律。相对齐齐哈尔布拉克玄武岩,哈拉布拉克玄武岩随着 $Mg^\#$ 的升高, Cr, Zr, V, Nb/La 值呈现降低趋势, Ni 和 Sr 则无明显相关性。在原始地幔标准化的微量元素蛛网图中(图 5),所有的样品都富集大离子亲石元素和高场强元素,总体与洋岛型玄武岩的配分形式类似。齐齐哈尔纳克玄武岩出现了明显的 Ba, Nb, Ta, P 的正异常, Sr 的负异常;哈拉布拉克玄武岩出现明显的 Ba, Nd 和 Ta 的正异常; P, Sm 负异常; Rb, Ba, U 的变化范围较大。

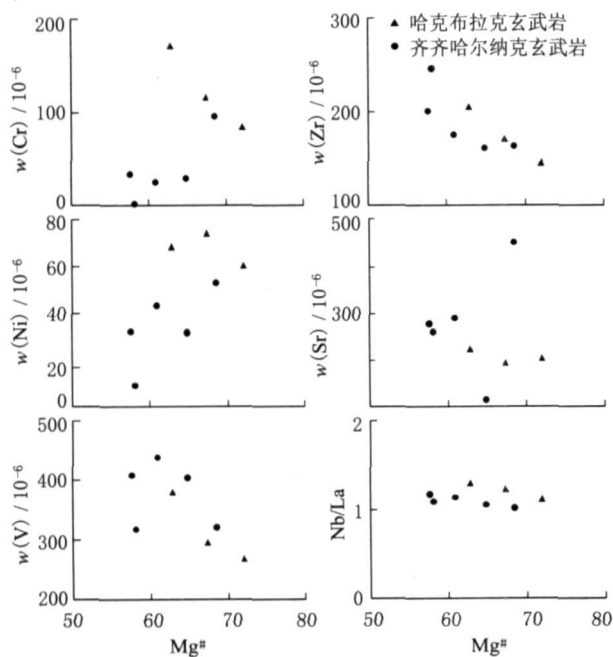


图 4 微量元素与 $Mg^\#$ 二元比值图

Fig. 4 Two dimensional ratio diagram of trace elements and $Mg^\#$

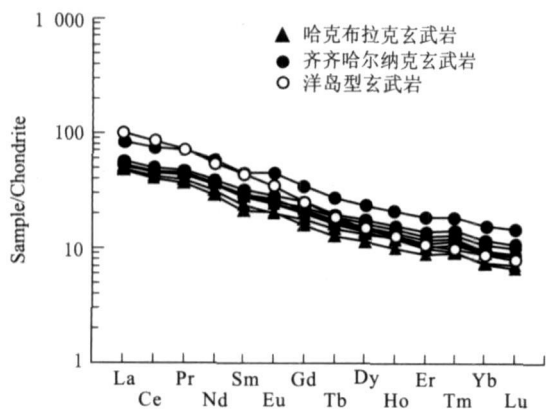


图 5 玄武岩稀土元素配分形式曲线
(标准化的球粒陨石 REE 含量引自文献[18])

Fig. 5 The REE diagram of basalts

齐齐哈尔纳克玄武岩样品的稀土元素总量为 $149.7 \times 10^{-6} \sim 247.4 \times 10^{-6}$, 轻稀土含量(LREE)

为 $102.5 \times 10^{-6} \sim 166.6 \times 10^{-6}$, 重稀土含量(HREE)为 $47.1 \times 10^{-6} \sim 80.8 \times 10^{-6}$, $Ce/Y = 16.11 \sim 19.32$; $(La/Yb)_N = 4.8 \sim 5.8$; 哈拉布拉克玄武岩样品的稀土元素总量为 $149.7 \times 10^{-6} \sim 247.4 \times 10^{-6}$, LREE 为 $87.6 \times 10^{-6} \sim 103.9 \times 10^{-6}$, HREE 为 $37.7 \times 10^{-6} \sim 44.3 \times 10^{-6}$, $Ce/Y = 18.04 \sim 24.52$; $(La/Yb)_N = 5.4 \sim 7.0$ 。在用球粒陨石标准化的稀土元素配分图解中(图 6),所有样品表现出右倾的轻稀土元素富集的特点,轻重稀土分馏明显,所有样品的 $Eu/Eu^* = 0.96 \sim 1.13$, 没有明显 Eu 的异常。两组玄武岩的稀土元素配分形式极为相似,只是整体上齐齐哈尔纳克玄武岩较哈拉布拉克玄武岩 REE 含量更高些。

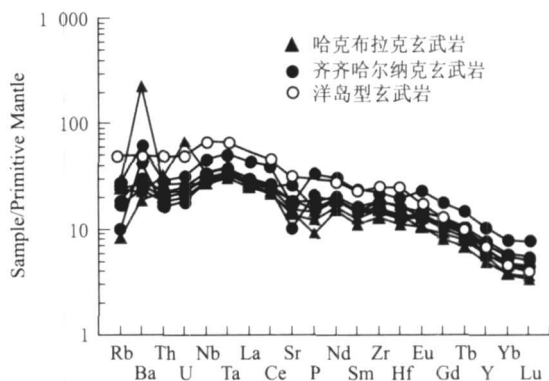


图 6 玄武岩蛛网图

(原始地幔的微量元素含量引自文献[18])

Fig. 6 The spider diagram of basalts

从图 5 和图 6 中可知,两组玄武岩地球化学特征与洋岛型玄武岩(OIB)极为类似,与 OIB 标准化的微量元素蛛网图比较,可以看见两组玄武岩大离子亲石元素较 OIB 略低,而重稀土元素含量较高,整体上来看具有 OIB 特征。

4 岩石成因讨论

4.1 岩浆演化

在讨论岩浆演化过程与源区之前需要查明岩浆在侵位过程中是否存在明显的地壳混染作用、结晶分离作用。随着地壳成分的加入与岩浆演化程度的升高,地幔元素含量会降低以及 Nb/La 比值系统的变化是同化混染和结晶分离作用(AFC)过程的主要特征。从两组玄武岩的主量和微量元素的地球化学数据来看(图 4),两组玄武岩的 $Mg^\#$ 与高场强元素 Ni, Sr, Cr, V 和 Nb/La 值并无明显的相关性,说明 AFC 过程并不是十分明显或主要。两组玄武岩的 Ti^* ($1.02 \sim 1.7$)与 Nb^* ($1.77 \sim 2.14$)值均大于 1,说明两组玄武岩受同化混染程度较低,因此,分离

结晶作用应该是两组岩浆演化的主要趋势。Brewer *et al* 通过研究中国东部新生代火山岩,依据 Rb/Ba 、 Rb/Sr 和较高的 Ti/Y 值(平均值分别为 0.04×10^{-6} 、 0.04×10^{-6} 和 591×10^{-6})排除玄武岩浆在喷发到地表过程中受到上地壳物质强烈混染的可能性^[19]。本研究玄武岩的 $Rb/Ba=0.01 \sim 0.1$, 平均 0.05, $Rb/Sr=0.01 \sim 0.06$, 平均 0.04, 和较高的 $Ti/Y=502 \sim 903$, 平均 630, 依据前面的推断亦从侧面反映本区玄武岩岩浆在喷发至地表过程中未受到上地壳物质的强烈混染。

$Nb/La-SiO_2$ 图解(图 7a)反映两组玄武岩演化过程以分离结晶作用为主,但哈拉布拉克玄武岩有一定同化混染迹象。虽然岩石的主要氧化物含量与岩浆分异指数因蚀变作用有较大变化,无法直接利用判断是否为同一岩浆演化的产物^[20]。运用 $Si/P-2^*(Fe+Mg)/P$ 图解和 $CaO-CaO/Al_2O_3$ 图解(图 7b,c)讨论分离结晶作用的矿物相。从 $Si/P-2^*(Fe+Mg)/P$ 图解(图 7b)中可已得到,两组玄武岩主要经历了以单斜辉石为主的分离结晶作用。加之两组玄武岩具有一定 Sr 的负异常, Rb, K 含量较低指示岩浆在演化过程种经历了一定斜长石的分异;哈拉布拉克玄武岩具有相对较弱的 Sr 的负异常,说明其斜长石分异程度相对于齐齐哈尔纳克玄武岩分异程度更低。在 $CaO-CaO/Al_2O_3$ 图解中(图 7c)也表明两组玄武岩以单斜辉石分离结晶为主,此判断与岩相学观察结果,即玄武岩中斑晶以辉石为主相一致。两组玄武岩都基本不具有 Eu 的负异常,说明斜长石未大量分离结晶。哈拉布拉克玄武岩具有明显的 P 的负异常,倪平泽等指出 P 的负异常可能受到如磷灰石等富 P 矿物的分离结晶、源区残留磷灰石或熔融源区亏损 P 等 3 种因素的影响^[21]。考虑到两组玄武岩中 REE 配分形式未出现很亏损的情况,而且齐齐哈尔纳克玄武岩与哈拉布拉克玄武岩地理位置接近,主量与微量元素特点基本相近,说明

两组玄武岩来自源区特征相似的源区。因此源区残留相含磷灰石的推论更符合齐齐哈尔纳克玄武岩 P 亏损的原因。

4.2 构造环境

除了受到热液蚀变影响的少数微量元素外,大部分微量元素与稀土元素代表了乌什阿合奇地区玄武岩固有的地球化学特征。两组玄武岩的蛛网图明显的表明了两组玄武岩具有板内玄武岩所具有的大隆起的特征,无论是从微量元素还是稀土元素,两组玄武岩的地球化学特点及其类似于 OIB ^[22]。板块汇聚边缘的玄武岩明显亏损 Nb, Ta, Ti, Zr, Hf 等微量元素,本区玄武岩缺乏此特点。稀土元素配分形式曲线中轻稀土元素与重稀土元素配分曲线具有相同斜率的特点与其他地区板内玄武岩一样^[23],并不具有板块汇聚边缘玄武岩特有的轻稀土元素配分曲线向右陡倾,而重稀土元素分配相对平坦的趋势^[24]。

Th/Ta 是一个重要的与俯冲带有关的板块汇聚边缘大地构造环境判别指标^[25]。两元素均属强不相容元素,亲岩浆性的变化是同步的,在软流圈地幔中具有相似的丰度,并在熔体与结晶矿物间具有基本相同的分配系数,且在原始地幔中 Th/Ta 近于 1^[26]。大陆板内玄武岩大离子亲石元素含量高,高场强元素含量低,岩浆源区较浅,岩浆往往会与陆壳发生混染作用使得岩石的 Th/Ta 变大。原始地幔的 $Th/Ta=1.6$ 能够将大陆与大洋环境分开^[27],大陆板内与岛弧玄武岩的 Th/Ta 比值 >1.6 ,而大洋中脊玄武岩(MORB)与 OIB 的 Th/Ta 比值低于 1.6。齐齐哈尔纳克沟玄武岩 Th/Ta 为 1.06~1.22,哈拉布拉克玄武岩 Th/Ta 为 1.37~1.86,表明两者均形成于大洋环境,后者之所以出现略高的 Th/Ta 比值可能是混染了少量地壳物质所致。

关于南天山洋盆的闭合时间争议很大,高俊等认为中二叠世前已经闭合^[1],李曰俊等则推测洋盆

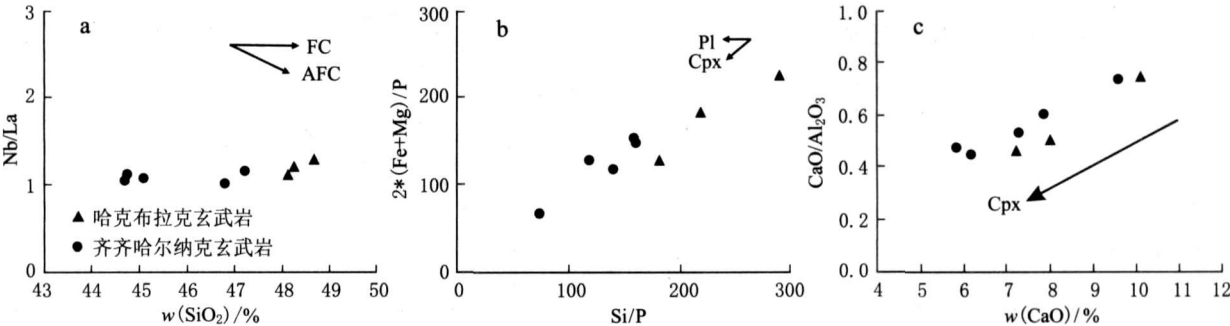


图 7 玄武岩 $Nb/La-w(SiO_2)$ (a), $2(Fe+Mg)/P-Si/P$ (b)和 $w(CaO)-CaO/Al_2O_3$ (c) 图解
FC: 分离结晶作用; AFC: 同化混染和分离结晶作用; Pl: 斜长石; Cpx: 单斜辉石

Fig. 7 $Nb/La-w(SiO_2)$ (a), $2(Fe+Mg)/P-Si/P$ (b) and $w(CaO)-w(CaO)/Al_2O_3$ (c) diagram for basalts

持续到二叠纪末^[28]。但南天山构造带在震旦纪到早古生代时期为塔里木板块与哈萨克斯坦板块间的宽阔古洋盆^[29],从志留纪到泥盆纪南天山还处于洋盆阶段。基于本区玄武岩存在一定蚀变,选用在变质和蚀变过程中相对稳定的高场强元素、稀土元素等来研究火山岩形成时的构造环境。在 Ti/100-Zr-Y * 3 图解(图 8a)中两组玄武岩均为板内玄武岩,在 Zr-Zr/Y 图解(图 8b)中,均落入板内玄武岩环境区域,在 Nb-Zr-Y 图解(图 8c)中落入板内碱性玄武岩与板内拉斑玄武岩区,说明两组玄武岩具有板内玄武岩特征。在 TiO₂-MnO-P₂O₅ 图解(图 8d)中,本区样品也基本落入洋岛碱性玄武岩区,只有 HLKP1-12-1 落入其他区域,对比两组玄武岩的蛛网图类似 OIB 的性质,认为均形成与洋岛环境。大洋板内玄武岩分布于洋岛和火山链,岩石类型包括拉斑玄武岩和碱性玄武岩,与之前得出所有样品为碱性玄武岩存在一定的联系。

4.3 岩浆源区特征

本区玄武岩均排除了显著地壳混染的可能性,因此两组玄武岩的化学组成可以用来反映其地幔源区特征和地幔过程。Zr/Nb 比值可以反映同一母岩浆部分熔融程度或多个不同 Zr/Nb 比值的母岩浆熔融程度^[30],在低部分熔融程度下,比值随着熔融程度的升高会变大。原始地幔 Zr/Nb 比值(Zr/Nb=18)可用来区分亏损地幔、过渡型地幔和富集型地幔^[31]。亏损地幔 Zr/Nb>18,过渡型和富集型地幔 Zr/Nb<18。研究中所测两组玄武岩 Zr/Nb 比值变化很小,为 7.4~8.38,判断两玄武岩可能由过渡型地幔或富集型地幔部分熔融产生,另此玄武岩还具有较高的 Fe-Ti 含量及较低的 K₂O 含量说明岩浆源区与岩石圈地幔存在明显差别,低 K₂O 表明源区缺乏高 K 矿物相,例如角闪石与云母,所有样品显示出的 OIB 特征表明岩浆很可能起源于软流圈地幔^[32]。

在 Th/Yb-Ta/Yb 图解中(图 9),两组玄武岩均落入富集型地幔源区范围内,表明两组玄武岩是富集型地幔部分熔融的产物,虽然齐齐哈尔纳克玄武岩较哈拉布拉克玄武岩 Ta/Yb 与 Th/Yb 值更低,但比值比较接近,说明其源区是一致的,但它的部分熔融程度更高。两组玄武岩的变化趋势与板内富集

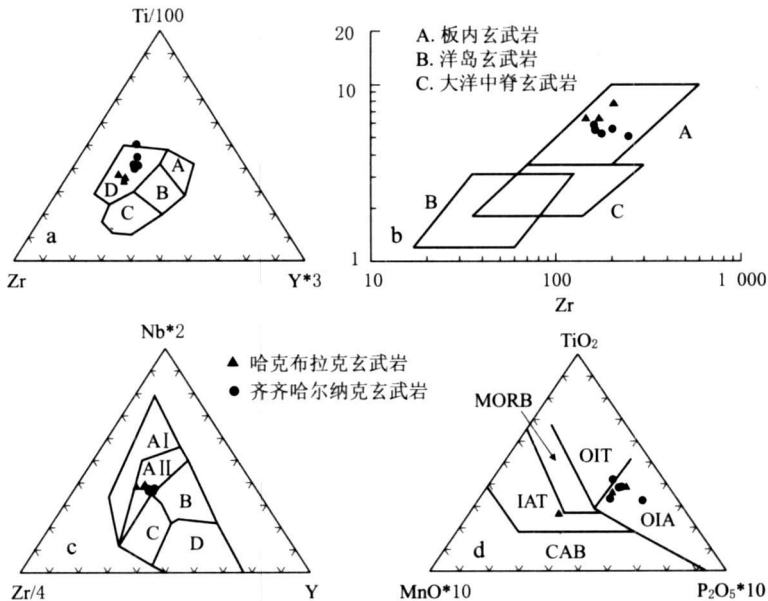


图 8 Zr-Ti-Y(a)、Zr-Zr/Y(b)、Zr-Nb-Y(c)和 MnO-TiO₂-P₂O₅(d)图解
Zr-Ti-Y(a): A. 岛弧拉斑玄武岩; B. MORB、岛弧拉斑和钙碱性玄武岩; C. 钙碱性玄武岩; D. 板内玄武岩; Zr-Nb-Y(c): AI. 板内碱性玄武岩; AII. 板内碱性玄武岩、板内拉斑玄武岩; B. EMORB, C. 板内拉斑玄武岩、岛弧玄武岩; D. NMORB, MnO-TiO₂-P₂O₅(d): OIT. 洋岛拉斑玄武岩; OIA. 洋岛碱性玄武岩; CAB. 岛弧钙碱性玄武岩; IAT. 岛弧拉斑玄武岩; MORB. 洋中脊玄武岩
Fig.8 Zr-Ti-Y(a), Zr-Zr/Y(b), Zr-Nb-Y(c)and MnO-TiO₂-P₂O₅(d)diagram

趋势线一致,不同于地壳混染。将齐齐哈尔纳克沟玄武岩与哈拉布拉克玄武岩两组玄武岩与 OIB 端元及主要化学库不相容元素比值进行对比(表 2),发现总体特征与富集 I 型-洋岛玄武岩(EMI-OIB)和富集 II 型-洋岛玄武岩(EMII-OIB)类似,一些元素的比值,如 Ba/Nb, Ba/La 反映极少量陆壳端元物质参与。Zr/Y-Nb/Y 和 Nb/Th-Zr/Nb 图解(图 10a,b)同样可用来制约地幔源区^[34],在 Nb/Th-Zr/Nb 图中,两组玄武岩全分布于△Nb 线上,说明有地幔成分参与^[15];在 Nb/Th-Zr/Nb 图解可以得到两者均为循环组分(REC),并不在亏损地幔(DM)区域,且齐齐哈尔纳克沟玄武岩为循环组分中 EMI-

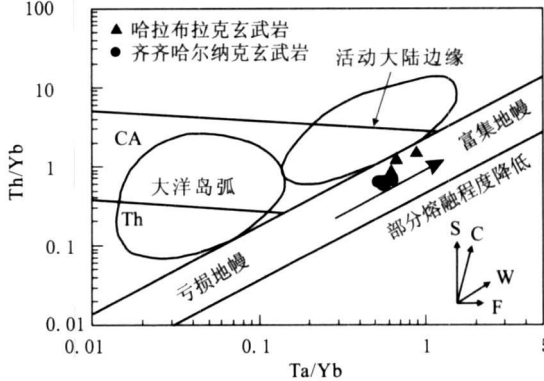


图 9 新疆玄武岩的 Th/Yb 与 Ta/Yb 相关图(底图据文献[33])
CA. 钙碱性玄武岩; Th. 拉斑玄武岩
Fig.9 Plots of Th/Yb versus Ta/Yb of basalts in Xinjiang(after literacy [33])

EMII 地幔端元组分,只是哈克布拉克玄武岩更接近 EMI 富集地幔端元。汤耀庆等通过研究南天山玄武岩认为其均具有 EMI-EMII 地幔端元组分的性质^[7];王超等认为巴雷公洋岛玄武岩来自这种具

循环组分的混合富集型地幔端元^[15]。因此认为两组玄武岩来自于混合富集型地幔是比较合适的推论。

玄武岩中较低的Ce、Yb比值说明有较高的熔

表 2 新疆西南天山玄武岩和 OIB 端元及主要化学储库不相容元素比值

Table 2 Incompatible trace element ratios in basalts, OIB and end members and major chemical reservoirs								
样品来源	Zr/Nb	La/Nb	Ba/Nb	Ba/Th	Rb/Nb	Th/Nb	Th/La	Ba/La
原始地幔	14.8	0.94	9	77	0.91	0.117	0.125	9.6
N-MORB	30	1.07	4.3	60	0.36	0.071	0.067	4
大陆地壳	16.2	2.2	54	124	4.7	0.44	0.204	25
GLOSS	14.54	3.2	86.8	112	6.4	0.77	0.24	26.9
HIMU OIB	3.2~5	0.66~0.77	4.9~5.9	63~77	0.35~0.38	0.078~0.101	0.107~0.133	6.8~8.7
EMI OIB	5~13.1	0.78~1.32	9.1~23.4	80~204	0.69~1.41	0.094~0.13	0.089~0.147	11.2~19.1
EMII OIB	4.4~7.8	0.79~1.19	6.4~11.3	57~105	0.58~0.87	0.105~0.168	0.108~0.183	7.3~13.5
峨眉山高钛玄武岩	6.6~8.17	0.73~1.04	2.3~16.8	22~139	0.16~1.5	0.1~0.14	0.11~0.16	2.88~20.7
齐齐哈尔纳克沟玄武岩	(7.90)	(0.87)	(7.50)	(59.20)	(0.45)	(0.12)	(0.15)	(7.51)
哈拉布拉克玄武岩	7.4~8.24	0.86~0.98	8.25~15.07	108.1~219.6	0.31~0.71	0.07~0.08	0.07~0.09	8.69~15.39
哈拉布拉克玄武岩	7.58~8.38	0.78~0.9	5.94~82.72	58.3~691.2	0.24~0.94	0.09~0.12	0.11~0.14	7.24~91.63

注: N-MORB、大陆地壳、HIMU OIB、EMI OIB 和 EMI OIB 元素比值据文献^[20], GLOSS(全球俯冲沉积物)元素比值据文献^[35]

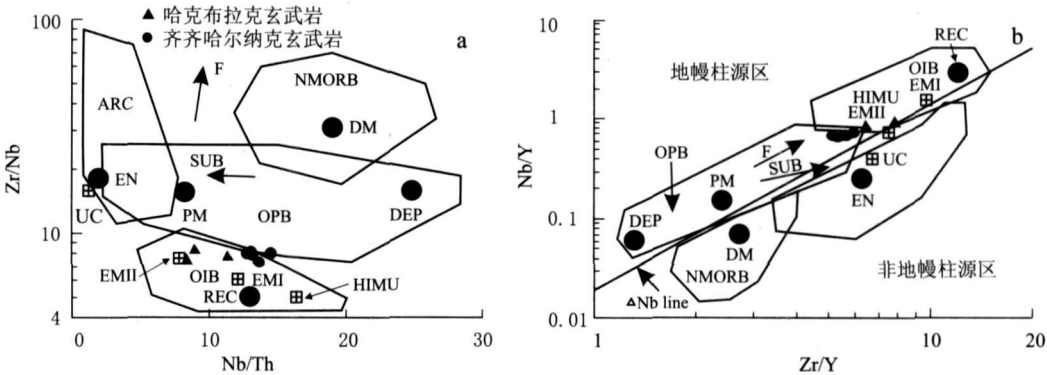


图 10 新疆玄武岩 Nb/Th-Zr/Nb 图解(a)和 Zr/Y-Nb/Y 图解(b)(底图据文献^[34])

DEP: 高度亏损地幔; EN: 富集单元(包括上地壳与大陆岩石圈); REC: 循环单元(包括 EMI、EMI 和 HIMU; 高 U/Pb 地幔源区); EMI 与 EMI: 富集地幔源区 I 与 II; UC: 大陆上地壳; ARC: 岛弧成因玄武岩; NMORB: 大洋中脊玄武岩; OIB: 洋岛玄武岩; OPB: 洋底玄武岩; DM: 浅部亏损地幔单元; F: 批次熔融; SUB: 俯冲流体作用; Δ Nb 线: 地幔柱源区和非地幔柱源区分界线

Fig. 10 Nb/Th-Zr/Nb diagram(a) and Zr/Y-Nb/Y diagram (b) showing mantle components and fields for basalts from various tectonic setting (after literacy^[34])

融程度或尖晶石为主要残留相,较高 Ce/Yb 比值说明有较低的熔融程度或石榴石为主要残留相^[20]。研究区内两组玄武岩的 Ce/Yb 比值相差不大,齐齐哈尔纳克沟玄武岩 Ce/Yb 为 16.11~19.32,哈拉布拉克玄武岩 Ce/Yb 为 18.04~24.52,后者明显比前者要高。据此分析,齐齐哈尔纳克沟玄武岩形成与较浅的尖晶石-石榴石稳定区(<70 km),哈拉布拉克玄武岩较之则可能更深些。石榴石二辉橄榄岩发生地程度部分熔融时,所生产的岩浆具有 HREE 显著分馏的特点,Ce/Yb 比值很高,而尖晶石二辉橄榄岩部分熔融生成的岩浆往往具有 HREE 相对平坦的稀土元素分布形式($Ce/Yb < 2$)^[20]。本区 Ce/Yb 比值为 16.11~24.52,与之前所判断的均处于尖晶石-石榴石稳定区是相一致。在 Ce/Y-Zr/Nb 图解上(图 11),两组玄武岩均落入原始石榴子石二辉橄榄岩和亏损尖晶石二辉橄榄岩之间,变化范围较小,按照部分熔融趋势线,估算该洋岛为 3%~4%石榴子石橄榄岩相与 0.3%~

0.6%尖晶石橄榄岩相的小比例部分熔融产物。玄武岩的较高的 $(La/Yb)_N$ 和 $(Gd/Yb)_N$ 值,低 HFSE 表明岩浆可能是含石榴子石相橄榄岩与尖晶石相橄榄岩源区部分熔融程度低低部分熔融 的产物,与 Foley 认为碱性玄武质岩石来自地幔岩石部分熔融程度低的看法相符^[36]。因此推断两组玄武岩可能是软流圈减压作用下含石榴石相二辉橄榄岩与尖晶石相二辉橄榄岩部分熔融程度低的产物。

4.4 反演计算

原生岩浆是原先已经存在的任何的地幔或地壳岩石经部分熔融形成的岩浆,形成过程中未受到分异,同化混染、岩浆混合等作用改造的岩浆,原始岩浆系由原始地幔岩石经部分熔融产生的岩浆^[37],齐齐哈尔纳克玄武岩 TR011-9-2 的 $w(SiO_2) = 44.68\%$, $w(MgO) = 7.79\%$, $Mg^\# = 64.72$, $w(Cr) = 29.7 \times 10^{-6}$, $w(Ni) = 31.7 \times 10^{-6}$;哈克布拉克玄武岩 HLKP1-12-1 的 $w(SiO_2) = 48.12\%$, $w(MgO) = 7.02\%$, $Mg^\# = 72.05$, $w(Cr) = 83.6 \times 10^{-6}$, w

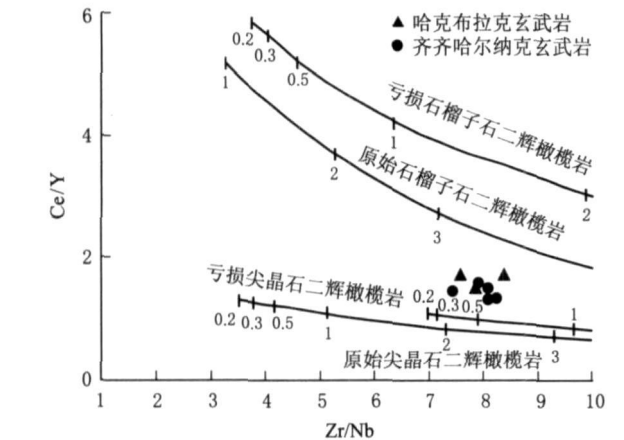


图 11 Zr/Nb-Ce/Y 关系图解
Fig. 11 Diagram of Zr/Nb-Ce/Y
(Ni)=60.5×10⁻⁶, 因此在进行 REE 反演计算时可将这两个玄武岩看作两组玄武岩中相对最原始的岩石。

为了能够对乌什地区泥盆纪玄武岩源区成分及演化过程进行系统定量的计算, 需要建立元素间反演计算模型。根据地球化学分析可知, 两组玄武岩来自富集地幔特征源区的较低程度部分熔融, 演化过程以单斜辉石为主的分离结晶作用, 受地壳混染作用很小。稀土元素的分配系数能很好的表征元素在残余固相-熔体、熔体-结晶固相、熔体-熔体等两共存相的变化趋势, 比较适合作为反演计算的依据^[38]。

本区玄武岩的源区通过 Ce/Y 推测应该是石榴石二辉橄榄岩-尖晶石二辉橄榄岩之间的过渡相。模拟的结果显示(图 12), 如果源区同时含有尖晶石, 石榴石和少量的斜长石, 部分熔融的稀土配分形式曲线与本文样品的稀土配分形式曲线比较一致。研究选用稀土元素, 以石榴石二辉橄榄岩(橄榄石 59.8%、斜方辉石 21.1%、单斜辉石 7.6%、石榴石 11.5%)与尖晶石二辉橄榄岩(橄榄石 57.8%、斜方辉石 27%、单斜辉石 11.9%、尖晶石 3.3%)为源区^[39], 采用分离结晶部分熔融方程 $C_L/C_0 = (1-F)^{(1/D_0-1)}/D_0$ 计算。

因此本区玄武岩源区特征为含石榴石二辉橄榄岩与尖晶石二辉橄榄岩的过渡源区, 源区矿物成分主要有橄榄石、单斜辉石、斜方辉石、尖晶石、石榴石和很少量的斜长石, 源区矿物含量见表 3^[21]。运用 EXCEL 中“规划求解”计算出 HLKP1-12-1 玄武岩经过 4.09% 部分熔融形成与图 12 类似的稀土元素配分形式, 此时源区 Gt:Sp=25:75; TR011-9-2 玄武岩经过 1.5%~3.27% 部分熔融形成与图 5 类似的稀土分配曲线形式, 源区石榴石二辉橄榄岩与尖晶石二辉橄榄岩比为 5:95。模拟的结果如图 12, 齐

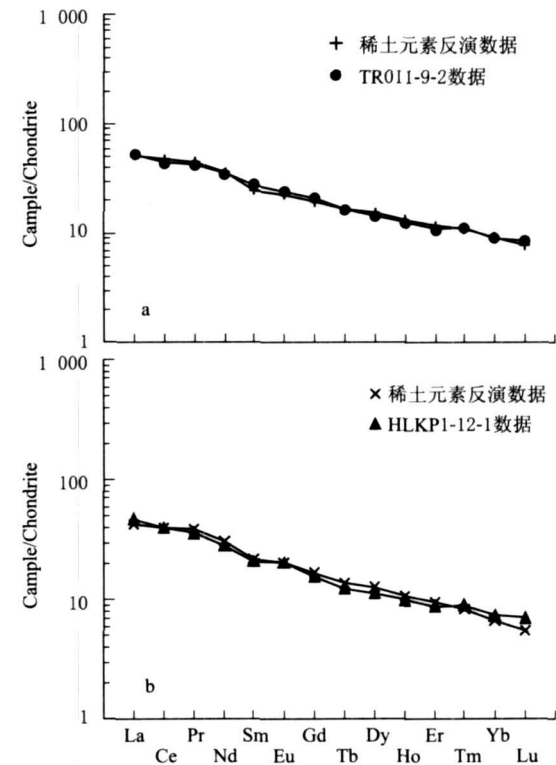


图 12 新疆玄武岩部分熔融模拟图解
部分熔融模拟计算, 以样品 TR011-9-2(a)和 HLKP1-12-1(b)为原始岩石。采用分离部分熔融方程 $C_L/C_0 = [1-(1-F)^{(1/D_0)}]/F$, C_L : 部分熔融后熔体元素丰度; C_0 : 原始地幔元素丰度; F : 残余岩浆分数; D_0 : 矿物总分配系数(矿物分配系数引自文献^[33])
Fig. 12 Partial melting simulation diagram of the Xinjiang basalts

齐哈尔纳克沟玄武岩部分熔融模拟结果中 LREE 与 HREE 与测试结果吻合较好; 哈克布拉克玄武岩仅 Yb, Lu 值略低, Yb, Lu 主要存在于石榴石, 分配系数分别为 3.88, 3.79^[40], 表明石榴石可能已经分离结晶出来, 只有少量赋存与熔体中。源区石榴石二辉橄榄岩与尖晶石二辉橄榄岩比从 5:95~25:75

表 3 典型地幔橄榄岩矿物相组合^[21]
Table 3 Representative mineral components for mantle peridotite^[21]

岩石名称	橄榄石	斜方辉石	单斜辉石	斜长石	尖晶石	石榴石	角闪石
斜长石二辉橄榄岩	0.636	0.263	0.012	0.089	0	0	0
尖晶石二辉橄榄岩	0.578	0.27	0.119	0	0.033	0	0
石榴石二辉橄榄岩	0.598	0.211	0.076	0	0	0.115	0
角闪石二辉橄榄岩	0.599	0.247	0.038	0	0	0	0.116

反映出两组玄武岩源区并不是均一的。

5 地质意义

南天山地区被划分出南北两条不同时代的蛇绿构造混杂岩带: 北带为长阿吾子-古洛沟-吾瓦门蛇绿混杂岩; 南带为托什罕河-库勒湖-库米什铜花山

蛇绿混杂岩^[1]。

北带为长阿吾子-古洛沟-吾瓦门蛇绿混杂岩带是古亚洲洋主要分支之一的南天山洋盆。蛇绿岩组合的年龄资料指示主要洋盆发育期为晚奥陶世-志留世^[41],长阿吾子榴辉岩 Ar-Ar 变质年龄 (401 Ma)、特克斯穹库什太蓝片岩变质年龄 (415 Ma)、库米什地区榆树沟高压麻粒岩的锆石 SHRIMP 年龄 (390 Ma~392 Ma) 说明南天山洋盆在晚志留世-中泥盆世期间遭受过俯冲及高压变质作用^[42],揭示洋盆结束于早泥盆世晚期。

南带托什罕河-库勒湖-库米什铜花山蛇绿混杂岩带方面:榆树沟麻粒岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄 (452 Ma~640 Ma)^[43],巴雷公辉绿岩的锆石 U-Pb 的年龄 (450 Ma)^[15],达鲁巴依辉长岩锆石 Pb-Pb 年龄 (590 Ma~600 Ma)^[44]。在采自阿合奇县西北别叠里的阿帕达尔坎组的长石石英砂岩与柯坪县柯坪水泥厂的克兹尔塔格组长石岩屑砂岩中识别出一些与岩浆弧物源有关、年龄为 417 Ma 的碎屑锆石。龚福华等在阿合奇西西北约 75 km 处的乌帕塔尔坎群中发现岛弧安山岩,并测得其 Ar-Ar 坪年龄为 427 Ma^[45]。表明中志留纪时,南边的古洋盆可能已经从被动大陆边缘彻底转化成为活动大陆边缘。在阔克萨勒岭、乌恰、柯坪等地晚泥盆一早石炭世间的地层明显缺失,且晚泥盆与早石炭地层呈不整合接触关系^[46]。高俊等 (2006) 提出南天山碰撞造山为“剪刀式”:东部早,西部晚,不过西段碰撞时间为早石炭一晚石炭纪末^[1]。巴音布鲁克志留纪火山-沉积岩体系与库勒湖弧后盆地蛇绿岩代表南天山洋内的“弧-盆体系”^[46]。因此大多数学者认同此古洋盆在早石炭世末期已经发生闭合及碰撞造山作用。

1:5×10⁴ 区域地质调查资料^①表明,与玄武岩共生的蛇绿岩套中的蛇绿岩富大离子亲石元素,亏损 Nb,较富集 Ce 和 P 显示边缘海岛弧的特点。以上都表明本带肢解的蛇绿岩套所代表的构造背景并不是典型的洋中脊,而可能代表俯冲消减型 (SSZ) 型典型的弧后盆地构造环境。SSZ 型蛇绿岩的年龄代表主洋盆开始俯冲并在消减带上产生新洋壳的年龄,即代表主洋盆开始消减,大陆板块开始汇聚拼合的前奏,代表威尔逊旋回的后期阶段^[47]。巴雷公辉绿岩的锆石 U-Pb 年龄为 450 Ma 表明可能南天山南边古洋盆于晚奥陶世开始俯冲消减^[2];而南天山北边古洋盆由于受到俯冲消减的影响而发生拉张,并形成巴雷公蛇绿岩等超基性岩。两组玄武岩并不属于蛇绿混杂岩的一部分,因为不管是大洋中脊型还是 SSZ 型蛇绿岩套,其上覆或卷入的玄武岩基

本是大洋中脊玄武岩或岛弧拉斑玄武岩^[47],本次研究的玄武岩属于 OIB 型玄武岩,因此它肯定不是蛇绿岩套的一部分,只可能是被卷入进混杂岩之中,其两组玄武岩赋存于 DCap¹ 与 D₂t 地层中,对应时代为中泥盆-晚泥盆世,地球化学特征属于大洋板内洋岛玄武岩,结合前人所得到的南天山存在“弧-盆”体系,蛇绿混杂岩为 SSZ 型并产于弧后盆地构造环境和带内出露并与玄武岩共生的碳酸盐岩是弧后盆地中海山相沉积表明蛇绿混杂岩代表南天山洋盆俯冲消减作用形成的弧后盆地的证据,弧后洋盆在晚泥盆世不断消减并最终于早石炭世末期闭合。

Wilson (1963) 通过对广阔的太平洋上夏威夷洋岛-皇帝链火山岩年代学的研究提出了“热点”和地幔柱^[48],Wilson 将类似夏威夷的板内火山产物解释为“热点”,Morgan 进一步倡导这一观点,认为热点是下地幔圆柱状地幔柱在地表的表现,并在地球上鉴别出大约 20 个这种热点或地幔柱。OIB 的形成极为复杂,涉及到端元组分、同化分离结晶过程及部分熔融的问题,其成分差异通过高 U-Pb 比值地幔、EMI 和 EMII 三端元解释^[49],但 OIB 来自软流圈或下地幔已达成共识^[50],通常拉张会使岩石圈减薄导致岩石圈和软流圈界面上升,同时软流圈减压上升 (底侵) 填补拉张减薄空出的空间^[51]。近年来大量研究表明,大部分板块内部玄武质岩浆活动,包括大洋板块上火山岛连,海底高原和大陆板块内部大陆溢流玄武岩均是受地幔柱物质活动所制约,本地区玄武岩与地幔柱成因玄武岩在某些方面类似。地幔热柱形成的岩石往往是碱性或拉斑质玄武岩,其岩浆源区位于软流层或受软流圈影响的岩石圈上地幔。本区两组玄武岩均为碱性岩石,并且判断产于大洋板内洋岛环境。蛛网图与稀土元素配分形式表明岩石富集 LILI, REE, Nb, Ta, Zr, Hf 等,均不同于岛弧环境与大洋中脊环境,却类似于洋岛环境玄武岩。汪云亮等提出用 Th/Hf-Ta/Hf 判别图解区分不同玄武岩类形成的大地构造环境^[52],地幔柱玄武岩与其它成因玄武岩最明显区别是高度富集 Ta,且 Ta/Hf 比值大于 0.3,但 Th/Ta 比值变化较大,究其原因主要与岩浆源区 Th 含量有关。两组玄武岩 Ta/Hf > 0.3, Th/Ta > 1 (仅有 TR011-9-3 的 Th/Ta = 1.06),具有其所定义的热点或地幔柱成因玄武岩的特点。但新疆西南天山造山带在早古生代阶段并未证明有地幔柱存在,还需要更深入的研究。

6 结 论

6.1 齐齐哈尔纳克沟玄武岩与哈克布拉克玄武岩

都属于碱性玄武岩,都富集 LILE、LREE,从其蛛网图与稀土元素配分形式看极为类似于典型的 OIB。

6.2 Rb/Ba、Rb/Sr 和较高的 Ti/Y 值排除玄武岩浆在喷发到地表过程中受到上地壳物质强烈混染的可能性;Ti* 与 Nb* 值均大于 1,说明两组玄武岩受同化混染程度较低,分离结晶作用应该是两组岩浆演化的主要趋势;Mg[#] 与高场强元素 Ni、Sr、Cr、V 和 Nb/La 值并无明显的相关性,说明 AFC 过程并不是十分明显或主要。

6.3 两组玄武岩富集 Nb、Ta、Hf、Zr 等 HFSE,并非俯冲消减环境的产物,轻稀土元素与重稀土元素

配分曲线具有相同斜率的特点,两组玄武岩均落入富集型地幔源区范围,可能为 EMI 与 EMII 型过渡地幔源区,处于尖晶石-石榴石稳定区。

6.4 地幔源区 Gt:Sp=5:95~25:75,表明南天山洋深部地幔可能并不均一,源区经过部分熔融为 1.57%~4.09%能大致形成这两组玄武岩。

6.5 南天山存在“弧-盆”体系。蛇绿混杂岩为 SSZ 型,产于弧后盆地构造环境和带内出露弧后盆地海山相沉积表明南天山洋盆俯冲消减并形成弧后盆地。弧后洋盆在晚泥盆世消减并最终于早石炭世末期闭合。

参考文献

- [1] 高俊,龙灵利,钱青,等.南天山:晚古生代还是三叠纪碰撞造山带? [J]. **岩石学报**, 2006, 22(5): 1 049-1 061.
- [2] 王超,刘良,罗金海,等.西南天山晚古生代后碰撞岩浆作用:以阔克萨彦岭地区巴雷公花岗岩为例 [J]. **岩石学报**, 2007, 23(8): 1 830-1 840.
- [3] Gao J, Li M, Xiao X, *et al.* Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan orogen, northwestern China [J]. **Tectonophysics**, 1998, 287: 213-231.
- [4] 龙灵利,高俊,熊贤明,等.南天山库勒湖蛇绿岩套地球化学特征及其年龄 [J]. **岩石学报**, 2006, 7(3): 257-271.
- [5] 刘本培,王自强,张传恒,等.西南天山构造格局与演化 [M]. 武汉:中国地质大学出版社, 1996, 1-120.
- [6] 汤耀庆,高俊,赵民,等.西南天山蛇绿岩与蓝片岩 [M]. 北京:地质出版社, 1995, 1-133.
- [7] 李曰俊,宋文杰,买光荣,等.库车和北塔里木前陆盆地与南天山造山带的耦合关系 [J]. **新疆石油地质**, 2001, 22(5): 376-381.
- [8] 王学潮,何国琦,李茂松,等.南天山南缘蛇绿岩岩石化学特征及同位素年龄 [J]. **河北地质学院院报**, 1995, 18(4): 295-302.
- [9] 王润三,周鼎武,王焰,等.南天山榆树沟麻粒岩地体多期变质定年研究 [J]. **岩石学报**, 2003, 19(3): 452-460.
- [10] 李向东,肖文交,周宗良.南天山南缘晚泥盆世构造事件的⁴⁰Ar-³⁹Ar 定年证据及其意义 [J]. **岩石学报**, 2004, 20(3): 691-696.
- [11] Coleman R. Continental growth of northwest China [J]. **Tectonics**, 1989, 8: 621-635.
- [12] 李锦轶,何国琦,徐新,等.新疆北部及邻区地壳构造格架及其形成过程的初步探讨 [J]. **地质学报**, 2006, 80(1): 148-168.
- [13] 贾承造,张师本,吴绍祖,等.塔里木盆地及周边地层 [M]. 北京:科学出版社, 2004, 1-1 063.
- [14] 新疆地质矿产局.新疆维吾尔自治区区域地质志 [M]. 北京:地质出版社, 1993.
- [15] 王超,刘良,车自成,等.西南天山阔克萨彦岭巴雷公镁铁质岩石的地球化学特征、LA-ICP-MS U-Pb 年龄及其大地构造意义 [J]. **地质论评**, 2007, 53(6): 743-754.
- [16] 韩江伟,熊小林,朱照宇,等.等离子体质谱法测定玄武岩中微量元素三种样品预处理方法的比较 [J]. **岩矿测试**, 2008, 27(5): 325-328.
- [17] Qi L, Hu J, Gregoire D C. Determination of trace elements in granites by inductively coupled plasma mass spectrometry [J]. **Talanta**, 2000, 51: 507-513.
- [18] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes [A]. In: Saunders A D, Nonrry M J. **Mafmatism in the Oceanic Basins** [C]. Geological Society, London, Special Publications, 1989, 42: 313-345.
- [19] Brewer T S, Hergt J M, Hwkesworth C J, *et al.* Coats land dolerites and the generation of Antactic continental flood basalts [M]. In: Stoery B C, Alabaster T R, Pankhurst R J. **Magmatism and the causes of continental break-up**. Geological Society, London, Special Publications, 1992, 68: 185-208.
- [20] 肖龙,徐义刚,梅厚钧,等.云南宾川地区峨眉山玄武岩的地球化学特征及时空演化 [J]. **地质科学**, 2003, 38(4): 478-494.
- [21] 倪平泽,肖龙,何琦,等.滇西丽江树底桥及宁蒗万马场二叠纪玄武岩地球化学特征及成因 [J]. **矿物岩石**, 2007, 27(1): 107-116.
- [22] Fallow T J, Hatton C J, Harris K L. Anhydrous partial melting of a fertile and depleted peridotite from 2-30 kb and application to mafic volcanic petrogenesis [J]. **Journal of Petrology**, 1988, 29: 1 257-1 282.
- [23] 姜常义,张蓬勃,卢蓉蓉,等.柯坪玄武岩的岩石学、地球化学, Nd, Sr, Pb 同位素组成与岩石成因 [J]. **地质论评**, 2004, 50(5): 492-500.
- [24] Henderson P. **Rare earth element geochemistry** [M]. Amsterdam: Elsevier Science Publishers, 1984, 1-510.
- [25] McKenzie D, Onions R K. Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations [J]. **Journal of Petrology**, 1991, 32: 1 021-1 091.
- [26] 孙立新,万晓樵,吴新国,等.雅鲁藏布结合带中段混杂岩带内玄武岩的地球化学特征 [J]. **地质通报**, 2005, 24(1): 65-71.
- [27] Taylor S R, McLeannan S. **The continental crust, Composition and evolution** [M]. Blackwell Scientific Publications, 1985, 209-372.
- [28] 李曰俊,孙龙德,吴浩若,等.塔里木盆地西北缘三叠系硅岩砾石中的放射虫化石及其地质意义 [J]. **地质科学**, 2004, 39(2): 153-158.
- [29] Volkava N I, Budanov V I. Geochemical discrimination of metabasalt rocks of the Fan-Karategin transitional blueschist/greenschist belt, South Tianshan, Tajikistan, seamount volcanism and accretionary tectonics [J]. **Lithos**, 1999, 47: 201-216.
- [30] Weaver B L. The origin of ocean island basalt end member compositions: Trace element and isotopic constriations [J]. **Earth and planet Science Letters**, 1991, 104: 381-397.
- [31] Roex L, Dick A P, Brlank H J, *et al.* Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the southwest Indian Ridge between the Bouver triple junction and 11 degree east [J]. **Journal of Petrology**, 1983, 24: 267-318.
- [32] 蓝江波,徐义刚,杨启军,等.滇西高黎贡带-40 Ma OIB 型基性岩浆活动:消减特提斯洋片与印度板块断离的产物? [J]. **岩石学报**, 2007, 23(6): 1 334-1 346.
- [33] Wilson M. **Igneous petrogenesis - A global tectonic approach** [M]. London: Unwin Hyman, 1989, 466.
- [34] Condie K C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? [J]. **Lithos**, 2005, 79(3-4): 491-504.
- [35] Plank T, Langmuir C H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle [J]. **Chemical Geology**, 1998, 145(3-4): 325-394.
- [36] Foley S F. Petrological characterization of the source components of potassic magmas: Geochemical and experimental constraints [J].

Lithos, 1992, 28(3-6), 187-204.

[37] 池际尚. 中国东部新生代玄武岩及上地幔研究(附金伯利岩)[M]. 武汉:中国地质大学出版社, 1988, 1-277.

[38] 李昌年. 火成岩微量元素岩石学[M]. 武汉:中国地质大学出版社, 1992, 1-195.

[39] 郑永飞. 化学地球动力学[M]. 北京:科学出版社, 1999, 1-392.

[40] Hauri E H, Wagner T P, Grove T L. Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts[J]. *Chemical Geology*, 1994, 117(1-4), 149-166.

[41] 郝杰, 刘小汉. 南天山蛇绿混杂岩形成时代及大地构造意义[J]. *地质科学*, 1993, 28(1), 93-95.

[42] 高俊, 肖序常, 汤耀庆, 等. 新疆西南天山蓝片岩的变质作用 pTdt 轨迹及构造演化[J]. *地质论评*, 1994, 40(6), 544-553.

[43] 周鼎武, 苏梨, 简平, 等. 南天山榆树沟蛇绿岩地体中高压麻粒岩锆石-年龄及构造意义[J]. *科学通报*, 2004, 49(14), 1 411-1 415.

[44] 杨海波, 高鹏, 李兵, 等. 新疆西天山达鲁巴依蛇绿岩地质特征[J]. *新疆地质*, 2005, 23(2), 123-126.

[45] 龚福华, 李曰俊, 王清华, 等. 南天山西段古生代火山岩 Ar-Ar 年龄新资料[J]. *高校地质学报*, 2003, 9(3), 494-498.

[46] 马中平, 夏林圻, 夏祖春, 等. 南天山北部志留系巴音布鲁克组火山-侵入杂岩的形成环境及构造意义[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 2006, 36(5), 736-743.

[47] 张旗. 蛇绿岩的分类[J]. *地质科学*, 1990, 1, 54-61.

[48] Wilson J T. A possible origin of the Hawaiian Islands[J]. *Canadian Journal of Physics*, 1963, 41, 863-870.

[49] Hart S R. Heterogeneous mantle domains: signatures genesis and mixing chronologies[J]. *Earth and planet Science Letters*, 1988, 90, 273-296.

[50] Depaolo D J, Daley E E. Neodymium isotopes in basalts of southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension[J]. *Chemical Geology*, 2000, 169(1-2), 157-185.

[51] 王岳军, 廖超林, 范蔚茗, 等. 赣中地区早中生代 OIB 碱性玄武岩的厘定及构造意义[J]. *地球化学*, 2004, 33(2), 109-117.

[52] 汪云亮, 张成江, 修淑芝. 玄武岩类形成的大地构造环境的 Th/Hf-Ta/Hf 图解判别[J]. *岩石学报*, 2001, 17(3), 413-421.

GEOCHEMISTRY, PETROGENESIS AND SIGNIFICANCE OF
LATE PALEOZOIC BASALTS IN KOKSHAL DISTRICT,
SOUTH TIANSHAN MOUNTAINS

GAO Rui¹, XIAO Long², WANG Guo-can², CAO Shu-zhao²,
LUO Yan-jun¹, YUAN Jing¹, HE Qi¹

1. Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China;
2. Faculty of Graduate, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

Abstract: Two group basalts of the Qiqiharnek basalt and the Hake Bulak basalt in the south-west Kokshal district, western margin of South Tianshan were studied in detail in this paper. Both groups were plotted as alkaline series with high LILE and low HFSE contents, indicating the features of OIB when normalized to MORB and compared with typical OIB. The fractionation between LREE and HREE was obvious for (La/Yb)_N=5.4~7.0 and Ce/Y=18.04~24.52 without negative Eu anomalies (Eu/Eu^{*}=0.96~1.13). Irrelevance between Mg[#] and HFSE (such as Ni, Sr, Cr, V and Nb/La), Ti anomalies (Ti^{*}=1.02~1.7) and Nb anomalies (Nb^{*}=1.77~2.14) implied that the fractionation of clinopyroxene occurred in the parent magma according with lithology. The feature of magma resources was similar to that of EMI and EMII, indicating an enrichment transitional mantle. The high (La/Yb)_N and (Gd/Yb)_N ratios suggested that basalts were most likely derived from low partial melting of garnet-bearing enriched mantle and spinel-bearing enriched mantle. Modeling by inversion of REE concentrations was used to estimate the compositions of source regions and magma evolution. The simulation results suggested that basaltic magmas of Qiqiharnek were consistent with the extraction of a melting fraction of 1.57%~3.27% from resources with Sp:Gt ranging from 5:95 and basaltic magmas of Hake Bulak were consistent with the extraction of a melting fraction of 4.09% from resources with Sp:Gt ranging from 25:75. It was concluded that inhomogeneity may exist in deep mantle beneath South Tianshan. Seamount sedimentary and SSZ-type ophiolites in study area with back-arc basin structural environment affinity indicated that the existence of "back-arc basin" system and the subduction of the back-arc oceanic basin started at Late Devonian and finally closed at Early Carboniferous.

Key words: basalt; geochemistry; magma genesis; structural environment; South Tianshan