

682-688
新疆哈尔克山蛇绿岩的形成环境*

高俊 汤耀庆 赵民 王军

(中国地质科学院地质研究所, 北京 100037)

摘 要 哈尔克山蛇绿岩由地幔橄辉岩、辉长辉绿岩和基性熔岩组成。基性熔岩的常量元素、微量元素特征显示其属于 MORB, 并具有向 IAT 过渡的特点。基性熔岩的稀土元素分布型式类似于 N-MORB, 显示 LREE 略亏损、HREE 近平坦。基性熔岩的高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比 (0.7077 ~ 0.7082)、高 $\delta^{18}\text{O}$ (11.7‰ ~ 13.4‰)、低 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.913 ~ 18.188)、相对于 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 来说较高的 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (35.752 ~ 37.767) 及 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 初始比 (0.512556 ~ 0.512599) 均说明蛇绿岩的源区为亏损软流圈地幔和第 1 类富集地幔物质 (EMI) 和第 2 类富集地幔物质 (EM II) 相混合的地幔源区。蛇绿岩形成于塔里木板块和南天山微板块之间的小洋盆中初始不成熟岛弧环境。

关键词 蛇绿岩, Sr, Pb, Nd, O 同位素, 形成环境。

中图法分类号 P581, P588.125

第一作者简介 高俊, 男, 博士后, 1966 年生, 1993 年于中国地质科学院获博士学位, 现从事大陆造山带研究。

0 引言

60 年代中后期, 随着板块构造学说的兴起, 蛇绿岩被视为古洋壳岩石圈板块的碎块。地质学家们在随后十来年的对大陆造山带内蛇绿岩研究过程中, 往往将蛇绿岩与曾经可能存在过的广阔大洋联系起来^[1]。但近 20 年来的研究却表明大陆造山带内的蛇绿岩很少来自广阔的大洋扩张中脊环境, 而更多的是产于岛弧、弧后、弧前盆地、边缘海、转换断层及陆间裂陷槽等小洋盆环境^[2]。近 10 年来, 有关洋中脊玄武岩的 Sr、Nd、Pb 同位素地球化学特征研究则表明蛇绿岩并非唯一来自于亏损软流圈地幔, 也可以来源于富集地幔物质和亏损软流圈地幔相混合的地幔源区^[2]。我国新疆境内哈尔克山南坡出露有一条 300 km 的古生代蛇绿岩带^[3], 为我们研究大陆造山带内蛇绿岩的形成环境提供了一个良好的机会。

1 蛇绿岩的地质特征概述

本文所研究的哈尔克山蛇绿岩相当于前人所称的南天山蛇绿岩^[4]或米斯布拉克蛇绿岩^[5], 呈两支展布于哈尔克山南坡。南支西起米斯布拉克, 经阿尔腾柯斯河上游、满大勒克、独库分路 (965 km 处), 至霍拉山色日克牙依拉克; 北支则沿库勒湖、铁力买提达坂南坡、科克铁克压坂南坡一带出露 (图 1)。本文主要研究库勒湖、色日克牙依拉克和独库公路 965 km 处蛇绿岩剖面。前人曾视蛇绿岩的时代为晚志留世—早泥盆世^[6], 但最新成果表明其时代为中晚泥盆世—早石炭世, 并认为蛇绿岩代表了塔里木板块和南天山微板块之间晚古生代洋壳的残片^①。

区域上讲, 哈尔克山蛇绿岩的组合出露基本齐全, 由地幔橄辉岩、辉长辉绿岩、基性熔岩和放射虫硅质岩组成。地幔橄辉岩的类型主要为斜辉橄辉岩、纯橄辉岩和少量二辉橄辉岩。辉长辉绿岩呈岩块产于库勒湖混杂带中, 基性熔岩的岩石类型为玻

1995 年 4 月 15 日收稿。

* 国家 305 项目 9020609 课题、国家自然科学基金 (49402036) 和中国博士后科学基金资助。

① 高俊, 何国琦, 李茂松等, 南天山大地构造研究新进展, 中国区域地质, 1995 (出版中)。

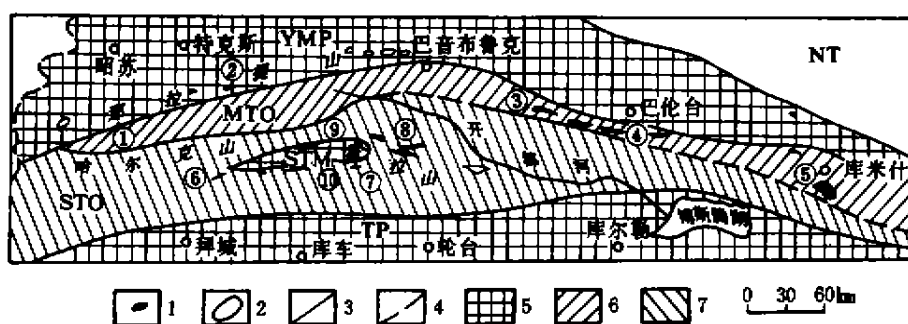
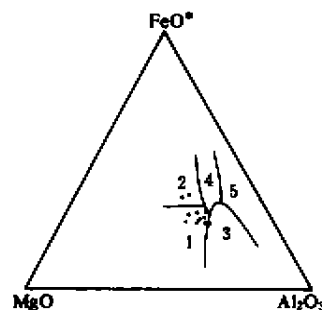


图1 哈尔克山和邻区蛇绿岩分布及大地构造略图

Fig.1 Distribution map of ophiolites and tectonic sketch of Haerk Mountains and adjacent region

1. 蛇绿岩; 2. 非蛇绿岩型的超基性岩体; 3. 断裂; 4. 推测界线; 5. 前寒武基底; 6. 早古生代褶皱带; 7. 晚古生代褶皱带. YMP. 伊犁中天山板块; TP. 塔里木板块; STM. 南天山微板块; NT. 北天山; MTO. 中天山南缘早古生代蛇绿岩带 (早古生代末增生楔); STO. 哈尔克山晚古生代蛇绿岩带 (南天山晚古生代增生楔). ①. 长阿吾子; ②. 霍布拉克; ③. 古洛沟; ④. 乌瓦门; ⑤. 铜花山—榆树沟; ⑥. 米斯布拉克; ⑦. 色日克牙依拉克; ⑧. 科克铁克达坂南坡; ⑨. 库勒湖; ⑩. 独库公路96.5km处

基拉斑玄武岩, 具斑状结构. 斑晶为单斜辉石和斜长石, 粒度 $1 \sim 2\text{cm}$. 基质为玻基结构和拉斑玄武结构. 基性熔岩还普遍发育枕状构造, 单枕规模约 $20\text{cm} \times 50\text{cm}$. 岩枕边部发育气孔、杏仁构造, 气孔中充填有后期方解石脉. 岩枕之间的胶结物以火山物质为主, 少量为硅质泥岩. 部分紫红色硅质岩直接盖于熔岩层之上. 部分则单独呈岩块产于混杂带中, 硅质岩中含大量中晚泥盆—早石炭世放射虫化石. 本文主要根据基性熔岩的地球化学特征讨论蛇绿岩的形成环境.

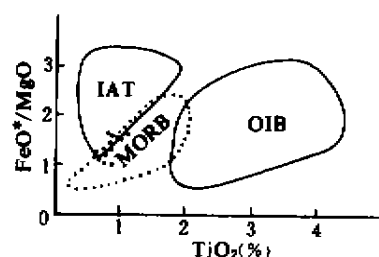
图2 基性熔岩的 $\text{FeO}^*-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ 图解^[5]Fig.2 The $\text{FeO}^*-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ diagram for basic lavas

1. 洋中脊及洋底; 2. 大洋岛屿; 3. 造山带; 4. 大陆板块内部; 5. 扩张中心岛屿(冰岛)

2 基性熔岩的地球化学特征

2.1 常量元素

基性熔岩的常量元素含量(表1)表明其遭受了较为严重的海底风化蚀变作用影响, CO_2 和水的含量(烧失量)在 $6.11\% \sim 12.84\%$ 间, 平均 8.82% . 海底风化蚀变作用致使基性熔岩 SiO_2 含量普遍降低, 在 $38.08\% \sim 47.79\%$ 间变化, 明显低于洋底拉斑玄武岩的 SiO_2 平均含量. Al_2O_3 含量平均值为 13.99% , FeO^* 含量 8.70% , MgO 平均含量 6.54% , 与 MORB 的值近一致, 在 $\text{FeO}^*-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ 图解中(图2), 大部分样品落入洋中脊区, 少数样品落入大洋岛屿区, 说明哈尔克山蛇绿岩中的基性熔岩的常量元素组分与洋底玄武岩类似, 并遭受了较为严重的海水蚀变作用. 基性熔岩的 TiO_2 含量在 $0.59\% \sim 1.01\%$, 平均 0.77% , 比 MORB 的平均含量 1.5% 要低得多, $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{TiO}_2$ 图解(图3)显示大多数

图3 基性熔岩的 $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{TiO}_2$ 图解^[5]Fig.3 The $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{TiO}_2$ diagram for basic lavas

MORB. 大洋中脊玄武岩; IAT. 岛弧拉斑玄武岩; OIB. 洋岛玄武岩

样品落在 MORB 与 IAT 的过渡域附近, 基性熔岩的常量元素地球化学特征说明它们属于 MORB, 并具有向 IAT 过渡的特点.

2.2 微量元素

基性熔岩的微量元素丰度(表2)及微量元素地

表 1 哈尔克山蛇绿岩的常量元素含量

Table 1 Chemical components of major elements of ophiolites, Haerk Mountains

样品号	91K ₁₀	91K ₁₄	91S ₀₁	91S ₁₇	TY ₁	TY ₂	TY ₄	TY ₆	TY ₉	TY ₁₀	TY ₁₁
产地	库勒湖	库勒湖	色日克牙 依拉克	卡藏布拉克	库勒湖	库勒湖	库勒湖	库勒湖	库勒湖	独库公路 965km 处	独库公路 965 km 处
岩性	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	橄榄玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩
SiO ₂	41.38	45.55	47.70	45.96	45.30	38.08	44.71	47.72	42.32	46.53	47.79
Al ₂ O ₃	16.89	15.96	12.82	13.78	14.49	14.42	16.03	13.42	12.96	9.92	13.15
Fe ₂ O ₃	6.39	3.55	6.13	2.04	4.14	5.56	5.33	3.00	3.14	2.76	4.13
FeO	2.77	4.94	4.87	7.12	4.20	2.33	3.28	5.81	4.80	5.75	7.08
MgO	6.70	7.89	6.91	9.85	5.99	6.23	6.87	8.71	7.78	5.04	7.29
CaO	11.11	10.58	12.57	8.16	13.28	17.08	11.45	8.88	10.86	13.53	8.68
MnO	0.13	0.15	0.18	0.53	0.14	0.16	0.16	0.18	0.13	0.22	0.19
TiO ₂	0.73	0.73	1.01	0.85	0.59	0.65	0.71	0.85	0.68	0.72	1.00
Na ₂ O	3.11	3.52	1.16	1.89	3.34	3.06	3.08	3.03	3.29	2.03	2.97
K ₂ O	0.70	0.36	0.47	0.12	0.48	0.80	0.52	0.72	0.55	0.14	0.37
P ₂ O ₅	0.08	0.06	0.13	0.09	0.31	0.35	0.37	0.36	0.34	0.35	0.38
烧失量											
H ₂ O	6.32	4.60	3.30	5.84	7.36	11.70	7.47	7.10	12.69	12.84	7.21
CO ₂	3.04	1.56	2.81	3.16							
总量	98.72	99.45	100.06	99.39	99.62	100.48	99.98	99.78	98.82	99.83	100.24

由北京大学地质系分析室测试, 1994 年。

表 2 哈尔克山蛇绿岩枕状熔岩的微量元素丰度 (10⁻⁶)

Table 2 Trace element abundance of pillow lavas of ophiolites, Haerk Mountains

样品号	Rb	Ba	Sr	Nb	Zr	Cr	V	Ni	Th
91K ₁₀					43	320		175	
91K ₁₄					41	316		186	
91S ₀₁					57	210		106	
91S ₁₇					46	258		130	
TY ₁	45	31	116	28	88	399	203	156	22
TY ₂	46	30	114	45	94	423	227	146	28
TY ₄	40	47	152	44	100	432	241	175	30
TY ₆	42	25	166	45	98	397	266	117	35
TY ₉	43	23	241	42	90	372	212	115	31
TY ₁₀	42	43	83	46	106	203	236	93	28
TY ₁₁	60	32	129	51	108	275	310	119	38

由北京大学地质系分析室测试, 1994。其中 91S₀₁ 样品产于色日克牙依拉克, 91S₁₇ 样品产于卡藏布拉克, TY₁₀, TY₁₁ 产于独库公路 965 km 处, 其余均产于库勒湖; 岩性除 TY₂ 样品为橄榄玄武岩外, 其余样品均为玄武岩。

球化学分布型式 (图 4) 与典型 N-MORB 有很大差异, 大离子半径亲石元素 Rb、Ba、Th、Nb 丰度明显高于 N-MORB, 与 E-MORB 的丰度^[9] 类似, Ce、Zr、Sm、Ti、Y 丰度均低于 N-MORB, 其中 Ce、Sm、Ti 丰度类似于南桑德威奇群岛弧拉斑质大洋性的火山岛弧性玄武岩的丰度^[9], Zr、Y 接近于 N-MORB 的丰度, 微量元素分配型式介于偏碱性大洋拉斑玄武岩 (E-MORB) 和拉斑质大洋性的火山岛弧性玄武岩分配型式之间, Ti-Cr、Ti-V 和

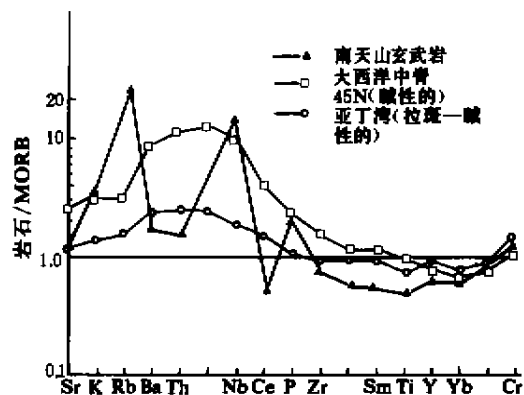


图 4 基性熔岩的地球化学分布型式

Fig.4 The geochemical distribution pattern of basic lavas

Ti/Cr-Ni 图解 (图 5) 显示基性熔岩主要落在 MORB 区, 但具明显地偏向于 MORB 向 IAT 过渡的态势, 总之, 基性熔岩的微量元素地球化学特征明显说明其属于 MORB, 但具有向 IAT 过渡的特点。

2.3 稀土元素

基性熔岩的稀土元素总量平均值为 51.86×10^{-6} (表 3), 是球粒陨石的 9.57 倍。稀土元素分配曲线 (图 6) 具轻稀土略亏损、重稀土近平坦的特点, 与 N-MORB 的分配曲线类似。 $(La/Yb)_N$ 值平均为 0.499, 亦说明 LREE 略亏损、稀土分配曲线左倾的特点。稀土元素地球化学特征表明基性熔岩类似于 N-MORB。

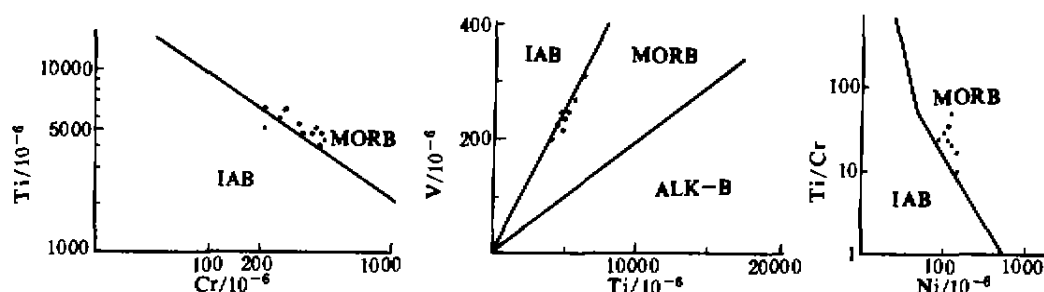


图5 基性熔岩的 Ti/Cr-Ni、Ti-Cr 和 V-Ti 图解^[5]

Fig.5 Ti/Cr-Ni, Ti-Cr and V-Ti diagram for basic lavas

MORB. 大洋中脊拉斑玄武岩; IAT. 岛弧拉斑玄武岩; WPB. 板内玄武岩; ALK-B. 碱性玄武岩

表3 哈尔克山基性熔岩稀土元素分析数据(10⁻⁶)

Table 3 Analytic data of REE of basic lavas, Haerk Mountains

样品号	9IK ₁₀	9IK ₁₄	9IS ₀₁	9IS ₁₇	TY ₁	TY ₂	TY ₄	TY ₆	TY ₉	TY ₁₀	TY ₁₁
产地	库勒湖	库勒湖	色日克牙 依拉克	卡藏布拉克	库勒湖	库勒湖	库勒湖	库勒湖	库勒湖	独库公路 965 km处	独库公路 965 km处
岩性	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	橄辉玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩
La	1.49	1.51	2.95	3.22	1.53	1.78	1.88	1.67	1.31	1.66	3.00
Ce	4.84	4.00	6.78	8.00	3.89	4.16	4.56	4.77	3.58	3.96	6.73
Pr	0.74	0.67	1.14	0.98	0.79	0.85	0.90	0.81	0.71	0.77	1.28
Nd	4.70	4.53	6.50	5.76	4.50	4.87	4.95	5.45	4.08	4.25	6.83
Sm	1.70	1.61	2.24	1.71	1.63	2.03	2.02	2.21	1.74	1.83	2.68
Eu	0.83	0.82	0.99	0.82	0.71	0.85	0.81	0.82	0.68	0.69	1.02
Gd	5.49	5.27	6.09	4.72	2.73	3.39	3.35	3.73	2.62	3.02	4.52
Tb	0.56	0.37	0.63	0.48	0.48	0.60	0.58	0.63	0.45	0.52	0.76
Dy	3.55	3.19	4.12	3.20	3.08	3.78	3.68	3.96	2.84	3.28	4.84
Ho	0.92	0.80	1.03	0.79	0.75	0.90	0.91	0.79	0.68	0.81	1.16
Er	2.40	2.09	2.59	2.16	2.10	2.64	2.66	2.84	1.93	2.35	3.48
Tm	0.36	0.30	0.36	0.33	0.35	0.42	0.43	0.46	0.31	0.38	0.56
Yb	2.30	2.02	2.31	2.26	2.14	2.53	2.61	2.79	1.91	2.29	3.43
Lu	0.19	0.10	0.10	0.15	0.33	0.38	0.40	0.44	0.30	0.36	0.54
Y	21.1	18.6	24.5	18.40	18.86	24.22	24.71	24.84	17.07	21.07	30.70
(La/Sm) _N	0.547	0.586	0.823	1.176	0.587	0.548	0.582	0.472	0.471	0.567	0.700
(Gd/Yb) _N	1.463	1.598	1.616	1.280	0.782	0.821	0.787	0.690	0.841	0.808	0.865
(La/Yb) _N	0.385	0.444	0.758	0.845	0.425	0.418	0.428	0.355	0.484	0.430	0.519
δEu	0.868	0.897	0.879	0.945	1.147	0.963	1.062	0.973	0.993	1.000	0.963

由北京大学地质系分析室测试, 1994.

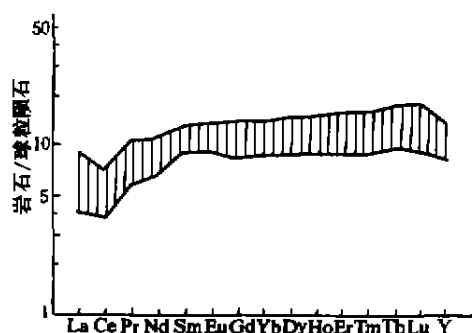


图6 基性熔岩的稀土元素分配曲线

Fig.6 REE distribution pattern of basic lavas

2.4 Sr、Pb、Nd、O 同位素

基性熔岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 测量值(表4)在 0.708 20 ~ 0.708 84 之间, 经换算, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比为 0.707 73 ~ 0.708 84, 平均 0.708 23. 换算时, 取蛇绿岩基性熔岩的时代 $t=333.51\text{Ma}$ ^②. 哈尔克山基性熔岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比明显高于新鲜正常洋中脊玄武岩 0.702 ~ 0.703 的初始比值^[7-9]. 海水低温蚀变作用可能是造成基性熔岩 Sr 初始比值偏高的原因之一^[7, 10], 但也有可能基性熔岩形成时, 其初始比就比较高. 结合下文中基性熔岩的 Nd、Pb 同位素特征, 我们认

② 何国瑞, 西天山推覆构造与成矿(305项目报告).

表 4 哈尔克山蛇绿岩枕状熔岩的 Sr、Nd、Pb、O 同位素数据
Table 4 Sr, Nd, Pb and O isotopic data of pillow lavas of ophiolites, Haerk Mountains

样品号	TY ₁	TY ₂	TY ₃	TY ₄	TY ₅
产地	库勒湖	库勒湖	库勒湖	库勒湖	库勒湖
Rb($\times 10^{-6}$)	6.700	10.497	5.794	6.661	8.232
Sr($\times 10^{-6}$)	194.89	186.14	122.53	216.65	246.32
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.0993	0.1629	0.1366	0.0888	0.0965
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	0.708202	0.708639	0.708840	0.708487	0.708230
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	0.707730	0.707861	0.708189	0.708063	0.707796
Sm($\times 10^{-6}$)	1.614	1.707	1.533	1.795	1.773
Nd($\times 10^{-6}$)	4.374	4.443	4.097	4.853	4.349
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.223257	0.232377	0.226321	0.223692	0.246589
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	0.513044	0.513081	0.513062	0.513044	0.513137
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$	0.512557	0.512571	0.512568	0.512556	0.512599
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1.4404	1.3774	1.3982	1.4749	1.4283
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	24.0444	35.0522	24.3419	23.4707	24.2432
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	21.9654	21.5512	21.2360	22.3224	21.8582
$^{209}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	52.5498	52.0193	52.5239	52.2319	52.4698
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	16.692540	18.188432	17.408865	15.913178	16.973606
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.249186	15.646635	15.545159	15.134610	15.304133
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	36.482047	37.767188	37.564152	35.752295	36.736145
$\Delta^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	67.38	15.04	88.98	89.26	58.80
$\Delta^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	-5.13	18.40	16.70	-8.14	-2.68
ΔSr	77.3	78.61	81.89	80.63	77.96
ε_{Nd}	6.76	7.04	6.98	6.75	7.58
$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$	11.7	13.4	11.7	12.0	13.3

由中国科学院地质研究所同位素室测试, 1994.

为 Sr 同位素初始比可能在基性熔岩时就比较高, 但也受到后期海水风化蚀变作用的影响, 因为基性熔岩的常量元素地球化学特征显示其遭受了较为严重的海底风化作用影响. 基性熔岩的 ΔSr 值 ($\Delta\text{Sr} = [(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - 0.7] \times 10^4$) 在 77.30 ~ 81.89 间, 类似于现今南半球 Dupal 同位素异常省^[11, 12]玄武岩的 ΔSr 值.

基性熔岩的 Pb 同位素分析结果 (表 4) 显示 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值在 15.9132 ~ 18.1884 间, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值在 15.1346 ~ 15.6466 间, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值在 35.7523 ~ 37.7672 间. 总的说来, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值比正常 N-MORB 的值^[13]要低得多, 相对于 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 来说, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值较高. 基性熔岩在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解上 (图 7) 落于北半球参照线 (NHRL)^[11] 之上, 两个样品点位于 Dupal 异常省印度洋洋中脊玄武岩分布的范围内, 靠近 EM I (第 1 类富集地幔区). $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 偏离 NHRL 的量 $\Delta^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ^[13] 在 15.04 ~ 89.26 间, 与现今南半球 Dupal 异常省玄武岩的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 特征相似, 在 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $\Delta^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

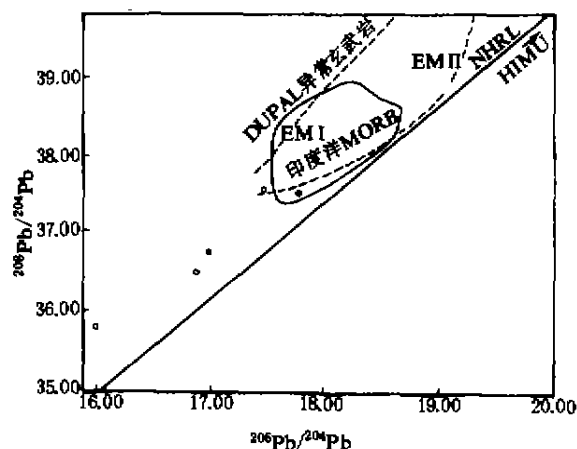


图 7 基性熔岩的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解^[11]

Fig. 7 The $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram for basic lavas EM I. 第 1 类富集地幔; EM II. 第 2 类富集地幔; HIMU. 第 3 类富集地幔; NHRL. 北半球参照线

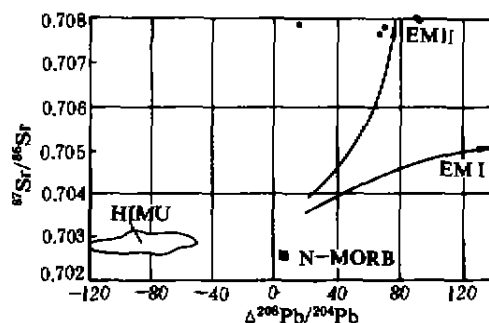
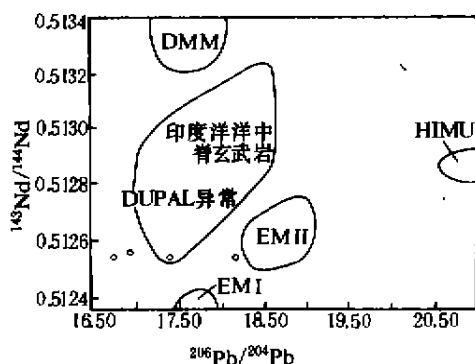


图 8 基性熔岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $\Delta^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 相关图^[14]

Fig. 8 The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $\Delta^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram for basic lavas EM I. 第 1 类富集地幔; EM II. 第 2 类富集地幔; HIMU. 第 3 类富集地幔; N-MORB. 典型洋中脊玄武岩地幔源区

图解上 (图 8) 集中在第 2 类富集地幔 (EM II) 附近. 此外 $\Delta^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值有负、有正 (表 4), 则说明基性熔岩的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 与现今南半球 Dupal 异常省玄武岩有差异. 基性熔岩的 Pb 同位素特征不同于典型的 N-MORB, 暗示熔岩的源区有富集地幔物质 (EM I 和 EM II) 的加入.

基性熔岩的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 分析值在 0.513044 ~ 0.513137 间, 取 $t = 333.51\text{Ma}$ 换算后, 得 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 初始比为 0.512556 ~ 0.512599, 平均为 0.512570, 该值比洋中脊玄武岩和洋岛玄武岩的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 初始值^[13]都要低. ε_{Nd} 在 6.75 ~ 7.58 间, 说明熔岩来自亏损地幔源区, 并暗示可能有少量富集地幔物质加入. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图 (图 9) 亦显示熔岩的源区中有富集地幔物质加入.

图9 基性熔岩的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 相关图^[11]Fig.9 The $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ diagram for basic lavas

EM I, 第1类富集地幔; EM II, 第2类富集地幔; HIMU, 第3类富集地幔; DMM, 亏损地幔

基性熔岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值较高,在11.7‰~13.4‰间(表4),高于新鲜洋中脊玄武岩的5.35‰~6.05‰值^[9]。基性熔岩的高 $\delta^{18}\text{O}$ 值通常解释为海水低温蚀变作用所致^[9]。哈尔克山基性熔岩的常量元素分析结果(表1)显示 CO_2 和 H_2O 的含量较高,说明海水低温蚀变作用可能是造成 $\delta^{18}\text{O}$ 偏高的原因之一,但结合上文中Sr、Pb、Nd同位素特征,可以看出源区中富集地幔物质的加入也是造成熔岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏高的原因之一。总之,哈尔克山蛇绿岩基性熔岩的Sr、Pb、Nd、O同位素特征说明其与Dupal异常省玄武岩有一定的类似性,不同于典型N-MORB;基性熔岩的源区为亏损软流圈地幔和第1类富集地幔物质(EM I)、第2类富集地幔物质(EM II)相混合的源区。

3 蛇绿岩的形成环境讨论

哈尔克山蛇绿岩的组合基本齐全,地幔橄榄岩、辉长辉绿岩、枕状熔岩均有产出,地幔橄榄岩以斜辉橄榄岩和纯橄岩为主,并含有一定量的二辉橄榄岩,说明上地幔分凝熔融程度较低,洋盆的发育不很成熟^[1]。蛇绿岩剖面中缺失超镁铁堆积岩、席状岩墙群,可能说明其形成于慢速扩张的小洋盆环境^[1]。基性熔岩的Zr/Y-Zr图解(图10)也表明哈尔克山蛇绿岩形成于慢速扩张的小洋盆,洋盆扩张速率在0.5~2cm/a。基性熔岩的稀土元素、微量元素、常量元素地球化学特征显示其基本属于N-MORB,并具向IAT过渡的特点,这可能说明蛇绿

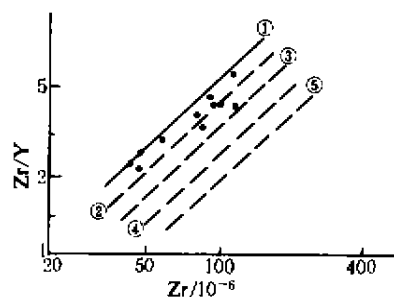


图10 基性熔岩的Zr/Y-Zr图解

Fig.10 The Zr/Y-Zr diagram for basic lavas

① 初始扩张; ② 1cm/a; ③ 2cm/a; ④ 5cm/a; ⑤ 10cm/a

岩所代表的洋盆具有一定规模,发育大洋壳岩石圈。

基性熔岩的Sr、Pb、Nd、O同位素地球化学特征说明哈尔克山蛇绿岩的源区为亏损软流圈地幔和第1类、第2类富集地幔物质相混合的地幔源区。第1类富集地幔物质(EM I)与古老陆壳下岩石圈再循环有关^[14]。第1类富集地幔物质的存在可能表明哈尔克山蛇绿岩所代表的洋盆是在陆壳基础上经拉张作用产生的陆间洋盆。早古生代时期,哈尔克山一带为塔里木板块北部被动大陆边缘的一部分^[19],沿中天山南缘长阿吾子—库米什一带存在早古南天山洋^[17]。志留纪末,早古南天山洋沿伊犁—中天山板块南缘一线发生俯冲作用^[19]。该俯冲事件造成哈尔克山一带原被动大陆边缘发生拉张作用,致使南天山微板块^①从塔里木板块北缘分离出去,产生了哈尔克山晚古生代蛇绿岩代表的慢速扩张小洋盆,洋盆主要存在时期为中泥盆—早石炭世。哈尔克山蛇绿岩的南支可能代表了陆间小洋盆的大体延伸范围。第2类富集地幔物质的存在却可能暗示在陆间小洋盆的演化过程中,曾经发生过洋内相对俯冲—仰冲作用,相对俯冲作用造成部分海底沉积物有可能被带到上地幔中去,与亏损软流圈地幔相混合,因为第2类富集地幔物质(EM II)一般被解释为与再循环的海底沉积物相关^[14]。相对俯冲作用的发生也造成陆间洋盆内可能出现一些洋壳上的初始不成熟岛弧。哈尔克山基性熔岩的常量元素、微量元素特征显示出具有MORB向IAT过渡的特点,从侧面证实了这种初始不成熟岛弧的存在。总之,我们根据哈尔克山蛇绿岩的地质特征、基性熔岩的常量元素、微量元素、稀土元素、同位素地球化学特征,认为其形成于晚古生代塔里

本板块和南天山微板块之间的小洋盆中初始不成熟岛弧环境。

野外工作期间,承蒙国家305项目办公室吴乃元、徐新高级工程师、新疆地矿局王宝瑜、李向东、王广瑞高级工程师的大力帮助;室内研究期间,得到肖序常院士、张旗研究员的指导,在此一并表示衷心的感谢!

参 考 文 献

- 高俊.有关蛇绿岩研究的一些新进展.地质科技情报, 1992, 11(4): 35 ~ 40
- 张旗.蛇绿岩研究的进展.地学前缘, 1994, 1(1 ~ 2): 98 ~ 102
- 王作勋, 郭继易, 吕喜朝等.天山多旋回板块演化及成矿.北京: 科学出版社, 1990. 83 ~ 130
- 张旗.新疆蛇绿岩某些地质特征.地质论评, 1981, 27(4): 307 ~ 314
- 邱家骧, 林景仟.岩石化学.北京: 地质出版社, 1991. 119 ~ 138
- 张旗.如何正确使用玄武岩判别图.岩石学报, 1990, 6(2): 87 ~ 94
- Hart S R, Erland A J, Kable F J D. Sea floor basalt alteration: some chemical and Sr isotopic effects. Contr Mineral and Petrol, 1974, 44: 219 ~ 230
- Ito E, White W M, Gopel C. The O, Sr, Nd and Pb isotope geochemistry of MORB. Chemical Geology, 1987, 62: 157 ~ 176
- Volpe A M, Macdougall J D, Hawkins J W. Lau basin basalts (LBB): trace element and Sr-Nd isotopic evidence for heterogeneity in backarc basin mantle. Earth and Planetary Sciences Letters, 1988, 90: 174 ~ 186
- Ozima M, Kaneok I, Armaki S. K/Rb and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of dredged submarine basalts. Earth and Planetary Sciences Letters, 1971, 10: 239 ~ 244
- Hart S R. A large-scale isotopic anomaly in the southern hemisphere mantle. Nature, 1984, 309: 753 ~ 756
- Tu K, Floner M F, Carlson R W, et al. Sr, Nd and Pb isotopic compositions of Hainan basalts (South China). Geology, 1991, 19: 567 ~ 569
- Edwards C, Menzies M, Thirball M. Evidence from Muriah, Indonesia for the interplay of supra-subduction zone and interplate processes in the genesis of alkaline magmas. Journal of Petrology, 1991, 32: 555 ~ 592
- Hart S R. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies. Earth and Planetary Sciences Letters, 1988, 90: 273 ~ 296
- Agrinier P, Javoy J, Girardeau J. Hydrothermal activity in a peculiar oceanic ridge oxygen and hydrogen isotope evidence in the Xigaze ophiolite (Tibet, China). Chemical Geology, 1988, 71: 313 ~ 335
- 王宝瑜, 郎智君, 李向东. 中国天山西段剖面地质综合研究. 北京: 科学出版社, 1994. 23 ~ 35
- 高俊, 肖序常, 汤耀庆等. 西南天山蓝片岩的变化作用 $pTdt$ 轨迹及构造演化. 地质论评, 1994, 40(16): 544 ~ 553

THE FORMATION ENVIRONMENT OF OPHIOLITES IN HAERK MOUNTAINS, XINJIANG

Gao Jun Tang Yaoqing Zhao Min Wang Jun

(Institute of Geology, CAGS, Beijing 100037)

Abstract The ophiolites in Haerk Mountains are composed of mantle peridotites, gabbro-diabases and basic lavas. The features of major and trace elements of basic lavas reveal that they belong to MORB and have a characteristic of transition to IAT. The REE distribution pattern of basic lavas is similar to N-MORB and reveal that the LREE depletes slightly, the HREE is nearly even. The higher ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) (0.7077-0.7082), higher ^{18}O (11.7-13.4), lower $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.913-18.188), higher $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (35.752-37.767) relatively to $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and the ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i (0.512556-0.5512599) of basic lavas all indicate that the original region of ophiolites is a mantle original one which is mixed by depleted asthenospheric mantle and the first kind enriched mantle materials (EM I), the second enriched mantle materials (EM II). The ophiolites originated in original unripe island arc environment in the small oceanic basin between the Tarim plate and South Tianshan microplate.

Key words ophiolite, Sr, Pb, Nd, O isotope, formation environment.