



碧口火山岩系地球化学特征及 Sr-Nd-Pb 同位素组成

——晋宁期扬子北缘裂解的证据

李永飞 赖绍聪* 秦江锋 刘鑫 王娟

(大陆动力学国家重点实验室, 西北大学地质学系, 西安 710069)

摘要 碧口火山岩系的形成环境及构造属性是解决扬子板块前寒武纪构造格局与演化的关键问题之一。最新的研究发现, 碧口火山岩系含有洋中脊玄武岩、洋岛碱性玄武岩、洋岛拉斑玄武岩等几种残余洋壳的组成单元以及与大洋俯冲有关的弧火山岩体系。总体上各岩石组成单元之间呈构造接触, 表明碧口火山岩系为一蛇绿混杂岩带, 结合已有研究资料, 暗示新元古代晋宁造山运动晚期扬子陆块北缘曾经发育并存在过一个古洋盆。同时, 其同位素地球化学显示 Dupal 异常, 表明洋盆可能发育于南半球位置, 并且火山岩地幔源区可能受俯冲板片相变脱水作用而具有 EM I 和 EM II 富集端员成分。综合现有岩石地球化学资料, 新元古代晋宁期碧口蛇绿混杂岩系代表了当时扬子板块北缘一个局部裂解事件。

关键词 碧口火山岩系 蛇绿混杂岩带 地球化学 Dupal 异常 新元古代 扬子板块

秦岭造山带中夹持残存着众多前寒武纪古老变质岩块和岩层, 其中包括有新太古代、古元古代结晶杂岩系和中元古代变质沉积-火山岩系。它们不仅是研究秦岭造山带形成演化的主要地质基础, 而且也是探索我国早期大陆地壳地质历史的关键地质体之一^[1]。位于扬子北缘的碧口火山岩系就是其中一个重要组成部分。由于该岩系所处的特殊构造部位, 关于其构造属性、归属、性质、特征, 目前仍存在着较大争议。本文试图通过对碧口火山岩系构造属性的厘定, 从而为解决上述问题提供一个基础线索。因此, 能够详尽地解决诸类问题, 不仅关系到整个扬子板块北缘在中、新元古代时期的基本构造格局与演化过程, 而且, 对于认识扬子板块北缘的早期大地构造格局与形成演化过程, 具有重要的科学意义。

1 地质构造背景

碧口火山岩系分布在扬子板块西北缘, 秦岭造山带西南侧的碧口微地块上, 南以平武-青川-阳平关断裂为界, 北以枫相院-铜钱坝断裂为界, 西南侧为虎崖关-土城断裂, 成 NEE 向展布于碧口地块的南部。碧口火山岩系总体为一套巨厚的浅变质海相火山岩-沉积变质岩系(图 1)。东部勉略宁地区主要以火山岩为主, 西部以沉积岩为主, 东部变质浅, 西部变质深, 二者为过渡关系。东部火山岩主要以玄武岩为主, 还有少量流纹岩、安山岩和钾质流纹岩。西部地区的沉积岩, 主要为泥质岩、碎屑岩, 局部出露浊积岩夹少量的火山岩及火山碎屑岩, 现已变质成各种片岩。

绿帘石阳起石片岩为灰绿色致密块状, 显微纤状变晶结构, 变质矿物为阳起石、绿帘石、绿泥石、

收稿日期: 2006-07-03; 接受日期: 2006-12-28

国家自然科学基金重点项目(批准号:40234041)资助

* 联系人, E-mail: shaocong@nwu.edu.cn

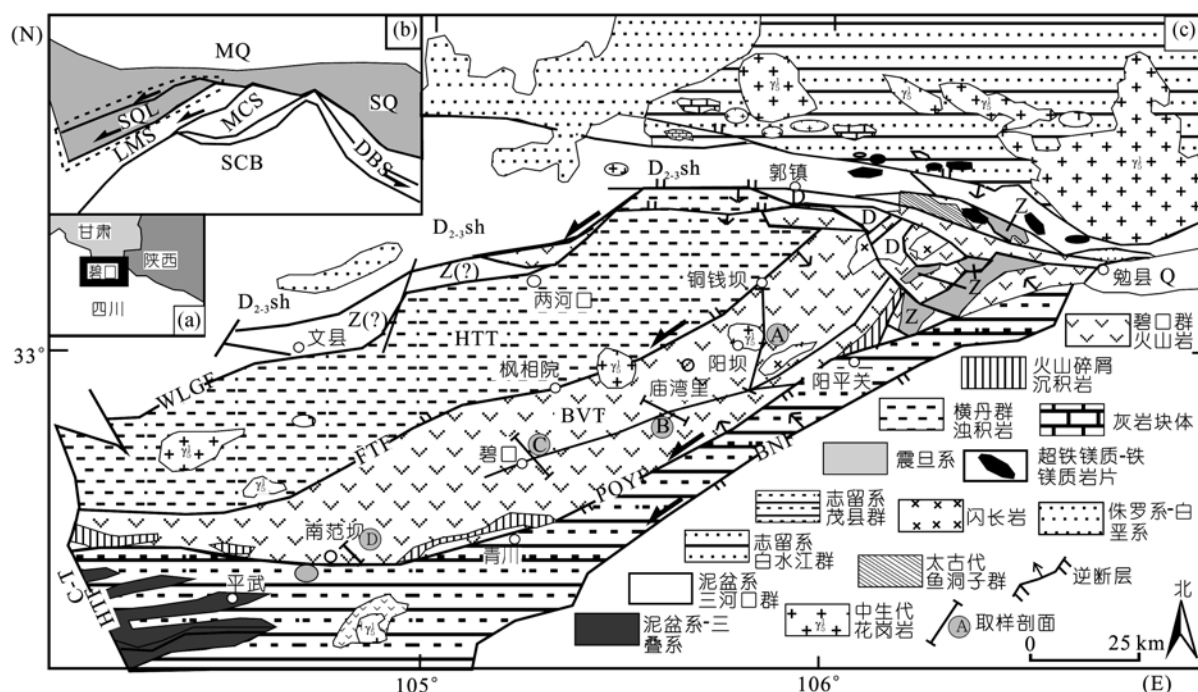


图 1 碧口地区地质构造简图(据闫全人等^[2])

MQ 示中秦岭; SQ 示南秦岭; SCB 示华南板块; SQL 示西南秦岭; LMS 示龙门山; MCS 示米仓山; DBS 示大巴山; HTT 示横丹群浊积岩系; BVT 示碧口群火山岩系; HTF 示虎崖关-土城断裂; WLGF 示文县-两河口-郭镇断裂; FTF 示枫相院-铜钱坝断裂; PQYF 示平武-青川-阳平关断裂; BNF 示北川-南坝断裂

白云母、石英。变余斑状结构中变斑晶为阳起石和绿帘石变晶集合体。基质极细,以隐晶质的绿帘石微晶、纤状变晶阳起石和鳞片状绿泥石为主,其中变晶绿帘石集合体的外形保留斜长石或辉石晶屑的轮廓。绿泥石片岩为灰绿色,变斑状结构,片状构造。变质矿物组合主要为绿泥石、阳起石和黝帘石。岩石主要由变晶新生的鳞片状绿泥石、细小粒状的黝帘石和少量的阳起石、黄铁矿、石英等定向排列组成。

2 主量元素地球化学特征

碧口火山岩属于浅变质火山岩系(绿片岩相),其

化学成分分析结果列于表 1 中。结合闫全人等^[2]的分析结果,本区玄武岩类 SiO_2 含量变化较大,除个别样品 SiO_2 含量较低外,大部分样品介于 43.33%~55.84%之间,平均为 47.81%。岩石 Fe_2O_3 和 FeO 含量高, MgO 含量低,平均分别为 5.56%, 7.74%和 5.94%。

在 $\text{SiO}_2-(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ 图解(图 2(a))上样品显示为碱性和亚碱性两种系列,由于在蚀变和区域变质过程中,活动性组分不能反映岩石的原岩性质,所以 $\text{Zr}/\text{TiO}_2 \times 0.0001-\text{Nb}/\text{Y}$ 图解通常被认为是划分蚀变、变质火山岩系列的有效图解,并且能够有效地划分出变质火山岩的属性。在图 2(b)中除两个样品落入碱

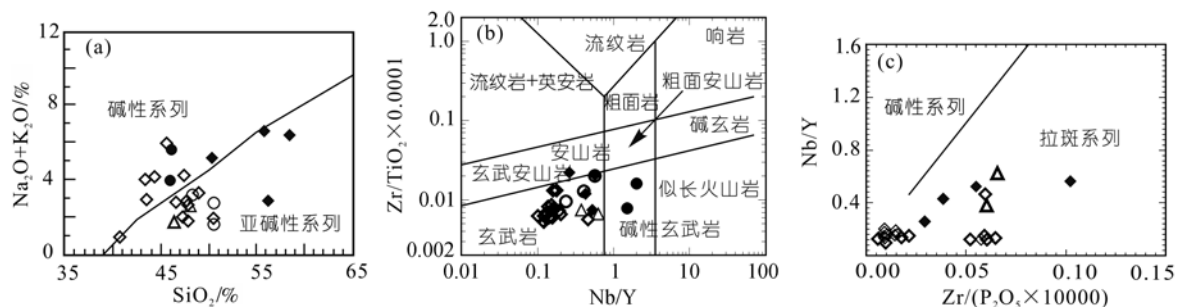


图 2 火山岩 $\text{SiO}_2-(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ 图解^[3](a), $\text{Zr}/\text{TiO}_2 \times 0.0001-\text{Nb}/\text{Y}$ 图解^[4](b)和 $\text{Zr}/\text{P}_2\text{O}_5 \times 0.0001-\text{Nb}/\text{Y}$ 图解^[5](c)

◇示洋中脊玄武岩; ●示洋岛碱性玄武岩; △示洋岛拉斑玄武岩; ◆示岛弧玄武岩; ○示玻安质岩

表 1 碧口火山岩主量(%)及微量元素($\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$)分析结果^{a)}

类型	岛弧	洋岛碱性		洋中脊玄武岩					
样品	BKE08	BKL19	BKE04	BKE06	BKE10	BKL01	BKL06	BKL08	BKL13
SiO ₂	56.22	46.22	43.33	47.37	44.38	46.55	47.21	47.71	47.78
TiO ₂	0.98	2.34	2.44	1.21	2.36	1.29	1.02	0.86	1.14
Al ₂ O ₃	14.19	17.59	18.12	16.58	17.94	15.50	16.23	15.60	16.76
Fe ₂ O ₃	2.78	3.64	5.28	2.21	6.15	1.79	3.28	2.58	2.78
FeO	6.66	8.90	8.28	11.06	9.16	10.59	8.56	10.22	7.01
TFeO	9.16	12.18	13.03	13.05	14.69	12.20	11.51	12.54	9.51
TFe ₂ O ₃	10.11	13.43	14.39	14.38	16.23	13.44	12.70	13.82	10.49
MnO	0.28	0.17	0.30	0.24	0.31	0.21	0.19	0.19	0.24
MgO	5.55	4.81	7.44	7.43	7.27	8.92	7.21	6.57	6.00
CaO	5.35	7.65	4.78	3.72	4.61	9.68	9.70	9.47	10.57
Na ₂ O	2.19	4.83	3.66	3.17	3.89	2.82	2.00	2.79	2.68
K ₂ O	0.72	0.86	0.44	1.13	0.37	0.07	0.12	0.17	0.06
P ₂ O ₅	0.75	0.59	1.14	0.87	0.96	0.54	0.70	0.65	0.75
烧失量	4.03	2.10	4.62	4.72	2.35	1.93	3.66	3.24	4.34
总计	99.70	100.10	99.83	99.71	99.75	99.89	99.88	100.05	100.14
Mg [#]	52.33	41.74	50.84	50.82	47.25	57.03	53.17	48.74	53.36
Ba	196	277	196	714	160	5.37	12.2	15.2	10.4
Rb	22.4	23.4	12.3	31.4	9.55	0.21	0.13	0.98	0.11
Sr	526	563	18.4	57.8	20.8	111	143	70.3	216
Y	57.2	32.1	54.6	17.5	52.7	24.7	20.9	21.7	33.0
Zr	219	374	200	79.6	205	77.5	60.3	59.6	71.3
Nb	14.9	64.8	7.51	3.51	8.01	3.87	2.96	2.84	3.32
Th	9.67	7.58	0.70	0.27	0.70	0.34	0.26	0.27	0.37
Pb	18.8	11.8	0.79	2.07	0.97	1.14	1.39	1.57	2.87
Ga	23.6	24.5	26.2	21.4	24.3	15.1	16.3	17.6	19.2
Ni	177	42.2	58.1	63.6	58.3	124	107	121	124
V	89.5	159	284	189	299	303	222	327	296
Cr	245	39.0	125	221	129	264	210	182	215
Hf	6.57	9.33	6.08	2.77	5.64	2.51	2.14	1.91	2.18
Cs	0.94	1.13	0.54	1.55	0.44	0.04	0.03	0.67	0.02
Sc	24.5	18.3	52.1	45.4	52.6	53.4	43.1	43.7	57.4
Ta	1.28	4.46	0.70	0.32	0.65	0.38	0.31	0.28	0.34
Co	61.1	47.7	79.4	65.9	71.4	66.3	60.3	67.4	64.9
Li	89.3	74.1	71.3	80.3	64.8	58.1	45.4	65.1	57.2
Be	1.66	2.64	1.72	1.58	1.47	1.00	0.79	0.88	0.71
U	2.18	1.99	0.20	0.07	0.18	0.12	0.09	0.08	0.10
La	35.60	58.8	6.73	3.57	11.10	5.47	3.58	2.93	4.72
Ce	74.80	121	17.50	9.73	29.60	14.00	9.82	7.52	12.00
Pr	8.36	14.9	2.88	1.39	4.40	2.07	1.56	1.20	1.73
Nd	33.2	57.2	16.6	7.61	21.8	10.6	8.24	5.85	8.84
Sm	8.33	10.9	6.57	2.65	7.16	3.23	2.52	1.98	3.16
Eu	2.46	3.71	1.83	0.98	1.93	1.09	0.91	0.72	1.32
Gd	9.00	9.68	7.13	2.91	7.64	3.47	2.77	2.49	3.91
Tb	1.51	1.44	1.46	0.60	1.55	0.73	0.59	0.54	0.74
Dy	8.94	7.22	9.76	3.92	9.81	4.90	4.06	3.67	4.71
Ho	2.02	1.23	2.29	0.83	2.12	1.04	0.89	0.78	1.14
Er	6.71	3.45	7.37	2.34	6.81	2.97	2.49	2.51	3.90
Tm	0.90	0.41	0.99	0.29	0.96	0.39	0.33	0.35	0.54
Yb	6.05	2.68	6.61	2.11	6.75	2.95	2.46	2.44	3.58
Lu	0.80	0.36	0.89	0.32	0.91	0.42	0.38	0.36	0.48
Eu/Eu*	0.86	1.08	0.81	1.07	0.79	0.99	1.05	0.99	1.15
(La/Yb) _N	4.23	15.70	0.73	1.21	1.18	1.33	1.04	0.86	0.95
(Ce/Yb) _N	2.31	8.44	0.49	0.86	0.82	0.89	0.74	0.58	0.63

表 1(续)

类型	洋中脊玄武岩								
样品	BKL23	BKL26	BKL33	BKL37	BKL43	BKL30	(GPH04)	(GPH05)	(GPH06)
SiO ₂	48.94	43.44	45.66	32.19	40.66	48.14	50.49	40.14	47.86
TiO ₂	1.28	1.08	0.60	2.38	1.81	0.59	1.20	1.90	1.27
Al ₂ O ₃	14.53	15.71	14.74	21.38	19.02	14.46	12.16	12.60	13.94
Fe ₂ O ₃	7.22	6.26	6.00	2.71	2.30	6.56	2.27	12.50	1.95
FeO	6.31	7.47	6.14	14.27	11.67	5.84			
TFeO	12.81	13.10	11.54	16.71	13.74	11.74			
TFe ₂ O ₃	14.16	14.48	12.75	18.41	15.14	12.98	14.65	13.96	12.41
MnO	0.21	0.23	0.20	0.29	0.25	0.16	0.18	0.13	0.16
MgO	5.53	6.77	4.18	11.43	9.01	4.22	6.63	7.72	7.42
CaO	9.58	10.96	9.22	7.89	8.43	7.80	8.21	10.85	9.92
Na ₂ O	3.08	2.62	5.94	1.04	0.95	6.37	1.86	3.50	1.88
K ₂ O	0.30	0.39	0.07	0.08	0.06	0.09	0.13	0.03	0.01
P ₂ O ₅	0.85	1.15	0.88	1.21	0.92	0.76	0.13	0.18	0.11
烧灰量	2.32	3.61	6.25	4.81	5.10	4.77	4.82	10.93	5.39
总计	100.15	99.69	99.88	99.68	100.18	99.76	99.71	100.48	99.66
Mg [#]	43.85	48.32	39.60	55.39	54.34	39.40	47.51	52.52	54.46
Ba	76.0	116	3.94	5.19	10.3	2.18	157	5.88	10.0
Rb	5.98	12.5	0.37	0.32	0.92	0.13	3.86	0.67	0.04
Sr	134	98.9	97.8	71.6	164	92.0	188	235	127
Y	30.0	27.0	21.5	40.0	40.3	20.1	35.1	22.1	24.5
Zr	101	65.3	79.3	174	142	78.5	74.6	107	66.4
Nb	5.13	3.37	3.84	7.64	6.41	3.20	4.28	10.3	2.99
Th	0.47	0.28	0.31	0.71	0.55	0.27	0.51	0.73	0.22
Pb	0.79	0.40	6.54	1.92	3.22	2.87	4.66	4.44	5.12
Ga	16.2	17.7	16.6	20.2	18.0	16.2	16.1	16.2	16.0
Ni	68.5	87.2	119	77.6	76.0	108	59.2	257	65.0
V	380	254	193	267	257	164	353	246	290
Cr	75.2	183	153	164	158	147	74.3	432	126
Hf	2.94	2.70	2.34	5.34	4.35	2.42	2.24	2.91	1.93
Cs	0.17	0.44	0.11	0.04	0.09	0.08	2.88	0.04	0.03
Sc	47.5	41.8	37.3	61.8	56.0	32.8	43.4	38.3	40.6
Ta	0.40	0.38	0.36	0.65	0.60	0.38	0.31	0.69	0.22
Co	62.2	70.6	62.6	87.5	73.0	63.9	71.3	68.6	59.3
Li	10.8	38.3	32.5	88.9	66.6	31.6	33.5	49.7	44.4
Be	0.55	0.40	0.56	0.64	0.66	0.54	1.07	0.53	0.75
U	0.14	0.13	0.09	0.11	0.12	0.07	0.17	0.13	0.11
La	6.06	3.74	5.04	7.28	8.13	7.20	4.65	7.53	3.30
Ce	16.5	10.5	13.0	18.9	20.9	15.6	11.4	18.3	8.96
Pr	2.48	1.61	1.99	3.24	3.21	2.09	1.77	2.84	1.48
Nd	11.6	9.35	10.2	17.8	16.8	10.1	10.8	15.2	9.60
Sm	3.50	3.22	3.22	6.40	5.58	3.18	3.03	3.85	2.64
Eu	1.46	1.13	1.17	1.78	2.00	1.20	1.07	1.33	0.97
Gd	4.44	2.96	3.63	6.81	5.79	3.17	3.65	4.01	3.08
Tb	0.92	0.65	0.68	1.36	1.15	0.56	0.73	0.71	0.61
Dy	5.83	4.77	4.06	8.64	7.38	3.64	4.77	3.98	3.86
Ho	1.19	1.11	0.86	1.78	1.67	0.80	1.11	0.81	0.87
Er	3.60	3.38	2.56	5.20	5.23	2.51	2.94	1.99	2.30
Tm	0.54	0.39	0.34	0.63	0.65	0.29	0.48	0.30	0.36
Yb	4.03	2.86	2.27	4.00	4.25	1.84	3.19	1.90	2.35
Lu	0.56	0.42	0.32	0.59	0.60	0.27	0.46	0.28	0.34
Eu/Eu*	1.13	1.10	1.04	0.82	1.07	1.14	0.98	1.02	1.04
(La/Yb) _N	1.08	0.94	1.59	1.31	1.37	2.81	1.05	2.85	1.01
(Ce/Yb) _N	0.76	0.68	1.07	0.88	0.92	1.58	0.67	1.80	0.71

a) 括号内样品由西北大学大陆动力学国家重点实验室 XRF, ICP-MS 方法测定(2004-06), 其余样品主量由中国科学院地球化学研究所硅酸盐全分析测定(2003-11), 微量由香港大学分析测定(2003-11). $Mg^{\#} = Mg^{2+} / (Mg^{2+} + TFe_2O_3/80) \cdot 100$

性区域范围内, 其余样品均落入亚碱性玄武岩范围内, 而亚碱性样品在 $Zr/P_2O_5 \times 0.0001-Nb/Y$ 图解(图 2(c))中明显属于拉斑系列。

3 稀土元素地球化学特征

根据痕迹元素地球化学特征, 本区岩石可以分为: 洋脊型玄武岩、洋岛拉斑玄武岩、洋岛碱性玄武岩、岛弧玄武岩和玻安质岩五类。

3.1 洋脊型玄武岩类

本区洋脊型玄武岩分布较广, 在碧口镇南-姚渡-广坪河-托河乡南-铜钱坝北一带均有出露, 岩石主要为深黑色绿泥石片岩、阳起石片岩类, 其中在托河乡南-铜钱坝北一带与本区的岛弧玄武岩及洋岛玄武岩呈明显的构造接触关系, 接触带为强烈的片理化构造带。

本区洋脊型火山岩稀土总量较低, 并且变化范围较大, 介于 $(33 \sim 112) \times 10^{-6}$ 之间, 是球粒陨石的 10~15 倍。 $(La/Yb)_N$ 介于 0.73~2.85 之间; 在球粒陨石标准化配分图^[6](图 3(a))上, 显示为平坦型分布模式, 具 N 型 MORB 稀土元素地球化学特征, 暗示亏损的地幔源区^[7]。

3.2 洋岛型玄武岩类

洋岛火山岩广泛分布在铜钱坝北-托河乡南区段均以构造岩片的形式卷入混杂带内。岩石类型可区分为洋岛拉斑玄武岩和洋岛碱性玄武岩两类, 二者以构造接触关系出现在混杂带内。

区内洋岛拉斑玄武岩类稀土总量相对较低, 大多在 $(88 \sim 107) \times 10^{-6}$ 之间, $(La/Yb)_N$ 介于 2.80~4.38 之间, 说明岩石属轻稀土弱-中等富集型。

区内洋岛碱性玄武岩稀土总量明显偏高, 变化在 $(237 \sim 293) \times 10^{-6}$ 之间, $(La/Yb)_N$ 介于 11.84~15.71 之间; 稀土元素球粒陨石标准化配分型式图(图 3(b), (c))中, 本区洋岛玄武岩类显示为轻稀土强烈富集。

上述分析表明, 铜钱坝北-托河乡南这一区段内, 洋岛拉斑和洋岛碱性火山岩的稀土元素特征具有明显的演化规律。由洋岛拉斑玄武岩向洋岛碱性玄武岩, 稀土总量呈逐渐增高的趋势, $(La/Yb)_N$ 逐渐增高, 轻重稀土分异程度、轻稀土富集度逐渐增高, 符合大洋板内洋岛型火山作用岩浆演化的正常趋势^[8]。

3.3 岛弧玄武岩类

本区岛弧玄武岩的稀土总量较高, 一般在

$(113 \sim 138) \times 10^{-6}$ 之间; $(La/Yb)_N$ 介于 4.22~8.07 之间; $(Ce/Yb)_N$ 介于 2.31~4.70 之间, 为轻稀土中等富集型; 具有微弱负 Eu 异常, δEu 介于 0.86~0.92 之间。在球粒陨石标准化配分图(图 3(d))上, 表现为轻稀土明显富集分配模式。

3.4 玻安质岩

本区玻安质岩稀土总量很低, 一般在 $(7 \sim 14) \times 10^{-6}$ 之间; $(La/Yb)_N$ 介于 0.23~0.58 之间, 显示出轻稀土明显亏损的特点; 球粒陨石标准化配分图上(图 3(e)), 本区玻安质岩表现出轻稀土(LREE)亏损, 各稀土元素含量为球粒陨石的 0.7~8 倍, 这与通常见到的玻安岩具有 LREE 富集或稀土配分模式呈 U 型不同。Falloo^[9]在研究北 Tonga 洋脊中的玻安岩时, 根据岩石的微量元素特征将玻安岩分为东西两组, 其中东组玻安岩具有 Y-REE 低, LREE 亏损的特征, 与本区玻安质岩石 REE 分布模式相似。

4 微量元素地球化学特征及构造环境

4.1 洋脊型玄武岩类

微量元素的 N-MORB 标准化配分图解^[7](图 3(f))显示, 除 Ba, Rb, K 等活性性较强的大离子亲石元素变化较大, 其他元素自左向右随元素不相容性的降低, 显示高场强(HFSE)不分异的特点。曲线总体贴于 N-MORB 的特征, 表明其源区性质与 MORB 相当。曲线中几乎无 Nb 和 Ta 的亏损现象。该组玄武岩 Ti/V 为 20~43; Th/Ta 为 0.72~1.72; Th/Y 为 0.01~0.03; Ta/Yb 十分稳定, 在 0.07~0.36 之间; 表明它们来自亏损的软流圈^[10]。

在 Nb-Zr-Y, Ti-Zr-Y 和 Hf-Th-Ta 图解(图 4(a)~(c))中, 该组玄武岩明显落入 MORB 型玄武岩区内。上述分析充分说明, 本区洋脊拉斑玄武岩为典型的洋壳蛇绿岩组成部分, 代表一个洋盆发育期间古洋壳残片。

4.2 洋岛型玄武岩类

铜钱坝北-托河乡南区段混杂带内, 洋岛拉斑玄武岩 N-MORB 标准化配分型式图(图 3(h))总体呈大离子元素强烈富集型。除 Rb, Ba, Sr 和 K 这些活性性元素变化较大外, 其余微量元素丰度较为稳定。岩石 N-MORB 值大约在 7~10 之间; 而本区洋岛碱性玄武岩 N-MORB 地幔标准化配分型式图(图 3(g)), 以 Ba, Th,

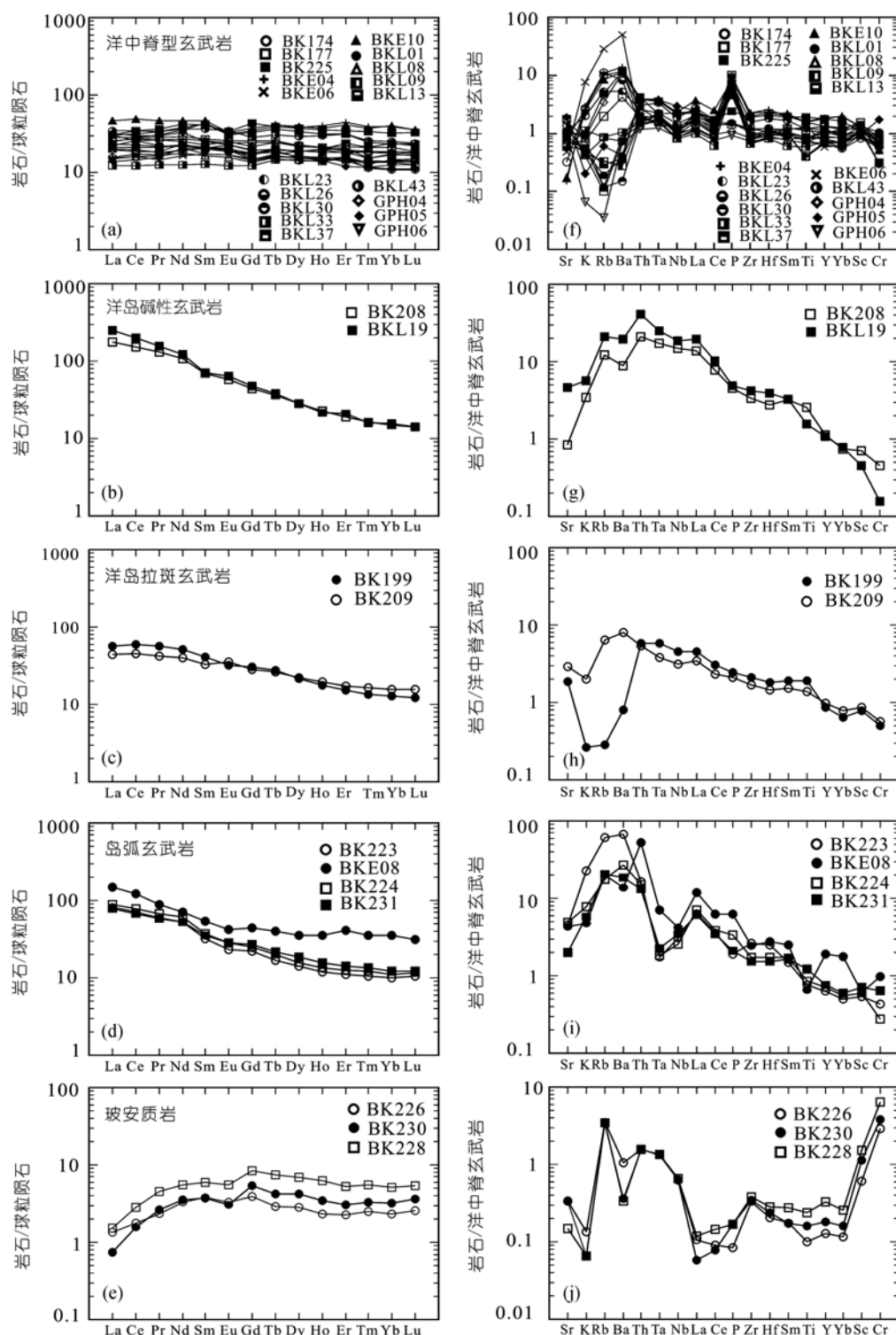


图 3 岩石稀土元素球粒陨石标准化图解^[6]及微量元素N-MORB标准化图解^[7]

BK174, BK177, BK225, BK208, BK199, BK209, BK223, BK224, BK231, BK226, BK230, BK228 数据引自文献^[2]

Nb和Ta的较强富集为特征, 总体显示板内火山岩的地球化学特征. 自洋岛拉斑玄武岩向洋岛碱性玄武岩, Ti的亏损逐渐增强, 而Ba, Th, Nb, Ta的富集度却逐渐

升高, 反映了洋岛火山作用正常的岩浆演化趋势^[10].

在Nb-Zr-Y, Ti-Zr-Y和Hf-Th-Ta图解(图4(a)~(c))

中, 本区洋岛拉斑和洋岛碱性玄武岩类分别落入 WPT 和 WPA 区内, 与其他微量元素判别结果以及稀土元素的分析结果完全一致。

上述分析充分表明, 洋岛拉斑和洋岛碱性两类玄武岩具有同源岩浆演化趋势, 为洋岛火山作用岩浆结晶分异演化的产物。

4.3 岛弧玄武岩类

本区岛弧拉斑玄武岩的微量元素 N-MORB 标准化配分曲线(图 3(i))总体呈现右倾分布型式, 斜率较大, 具有明显的 Nb, Ta 谷。其 Th/Ta 在 5.97~9.69 之间, Nb/La 均介于 0.42~0.65 之间; Zr/Y 平均为 5.56(除样品 BK223); Th/Yb 介于 1.47~1.75 之间。在 Nb-Zr-Y, Ti-Zr-Y 和 Hf-Th-Ta 图解(图 4(a)~(c))中, 本区岛弧火山岩全部落入弧火山岩区, 与稀土元素反映的地球化学特征完全一致。

4.4 玻安质岩

本区玻安质岩石明显较典型玻安岩富集 Cr, Ni 等难熔元素, 而高场强元素(Zr, Y)与典型玻安岩基本相当; Zr, Yb, Y 分别为球粒陨石的 5~6 倍、1.8~4 倍和 1.8~4.6 倍, 远低于大洋中脊玄武岩(MORB)的 Zr, Y 与球粒陨石的比值(15 和 14 倍)^[11], 而与典型玻安岩的特征一致。由于活动性元素在蚀变作用过程中地球化学行为指示意义不明显, 在微量元素 N-MORB 蛛网图(图 3(j))中, 高场强元素 HFSE(Zr, Ti, Y, P)几乎都低于 N-MORB 参考线(=1)以下, 表明该玻安质岩石来源于一个相对于 N-MORB 更为亏损的地幔源区。Falloon^[9]提出这种玻安岩是由于先期地幔橄榄岩

经部分熔融萃取出大洋中脊玄武岩后的残余地幔在有水参与的情况下形成的。在 Nb-Zr-Y, Ti-Zr-Y 和 Hf-Th-Ta 图解(图 4(a)~(c))中, 样品主要落在岛弧玄武岩区, 这与目前发现的玻安岩均分布在弧前环境的特点相一致^[12~14]。

5 同位素地球化学特征

已有的研究资料表明, 玄武质火山岩的地球化学和同位素地球化学资料能对地幔岩浆源区性质作出有效约束。但是只有在对岩浆作用过程详细分析的基础上, 才能为其源区性质的判断提供有效约束, 因为岩浆作用过程中的同化混染或岩浆混合作用很容易大大改变岩石的同位素组成。

本文 MORB 型玄武岩稀土配分曲线(图 3(a))显示出了一个亏损的地幔源区。通常 Ti/Y, Ba/Nb 和 Ba/Zr 比值是地壳混染作用十分灵敏的指示剂。在图 5((a), (b))中, 本区 MORB 型玄武岩和玻安质岩明显位于 N-MORB 与 E-MORB 区域附近, 洋岛玄武岩位于 OIB 与 E-MORB 之间, 而岛弧火山岩位于 N-MORB, E-MORB 与下地壳之间, 但其微量元素标准化图解(图 3(i))中并未显示出明显的正 Sr 和负 Zr 异常, 说明并非受到了俯冲带物质的加入, 可能是由于楔形地幔的交代作用所致; 综上分析, 碧口火山岩可能并未遭受明显的陆壳物质混染。

5.1 Sr-Nd 同位素体系

如表 2 中所示(部分样品见文献^[2]), 本区 MORB 型玄武岩两个样品($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 为 0.70433~0.70663, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值变化为 -2.4~+6.4, 显示其火山岩源区为一种

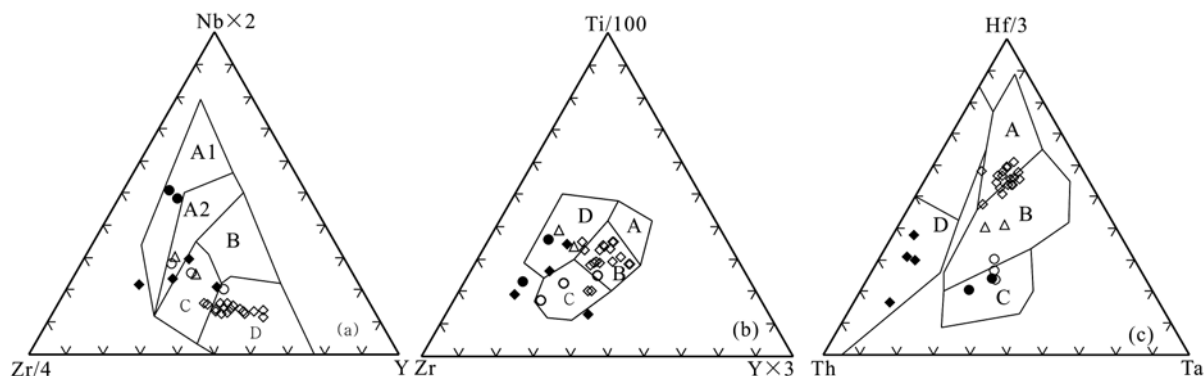


图 4 碧口火山岩 Nb-Zr-Y^[15] (a), Ti-Zr-Y^[16] (b) 和 Hf-Th-Ta^[17] (c) (图符如图 2)

(a) A1, A2. 板内碱性玄武岩; B. P 型洋脊玄武岩; A2, C. 板内拉斑玄武岩; D. N 型洋脊玄武岩; C, D. 弧火山岩, (b) A. 洋岛拉斑玄武岩; B. 岛弧拉斑、钙碱性玄武岩和 MORB; C. 岛弧钙碱性玄武岩; D. 板内玄武岩, (c) A. N-MORB; B. P-MORB; C. WPB; D. IAT

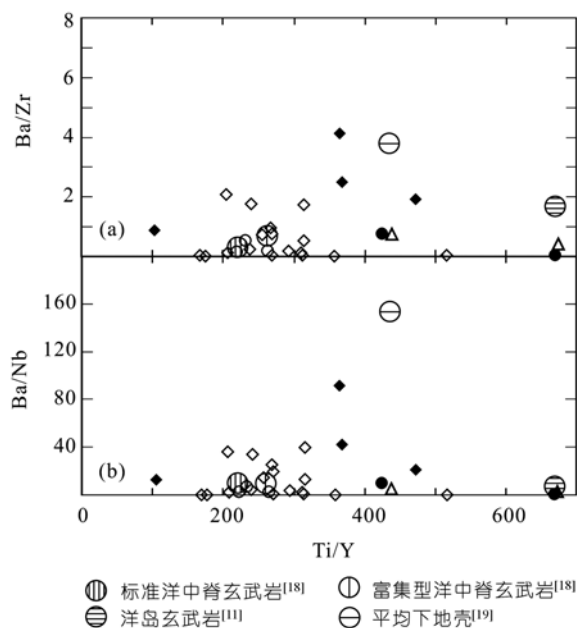


图 5 Ti/Y-Ba/Zr (a) 和 Ti/Y-Ba/Nb (b) 图解(图符如图 2)

亏损地幔 [21], 而另一个样品(BKL01)具有明显的高 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值(0.7073), 相对较低的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(-3.5), 表明其来源于一个较富集的地幔. 在 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ - $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 协变图(图 6(a))中, 各样品点明显有向富Sr方向偏移的趋势, 这可能是由于海水蚀变的原因 [23].

本区洋岛玄武岩一个样品(BKL19)的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值为 0.7089, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为+3.8; 如果不考虑蚀变作用对Sr同位素体系影响, 在 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ - $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 协变图(图 6(a))中应该更靠近OIB-OPB区域, 位于板内玄武岩的演化趋势线上, 说明其火山岩源区相当于一种近原始的地幔物质 [21], 可能与地幔柱有关.

本区弧火山岩的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值为 0.7033~0.7104, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为-6.4~+6.4. 其中一个样品点($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ =0.7033, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ =+6.4) 明显继承了MORB的源区特征, 在图 6(a)中位于 MORB 附近; 而另一个点由于蚀变作用影响明显具有高 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ =0.7104, 表现出

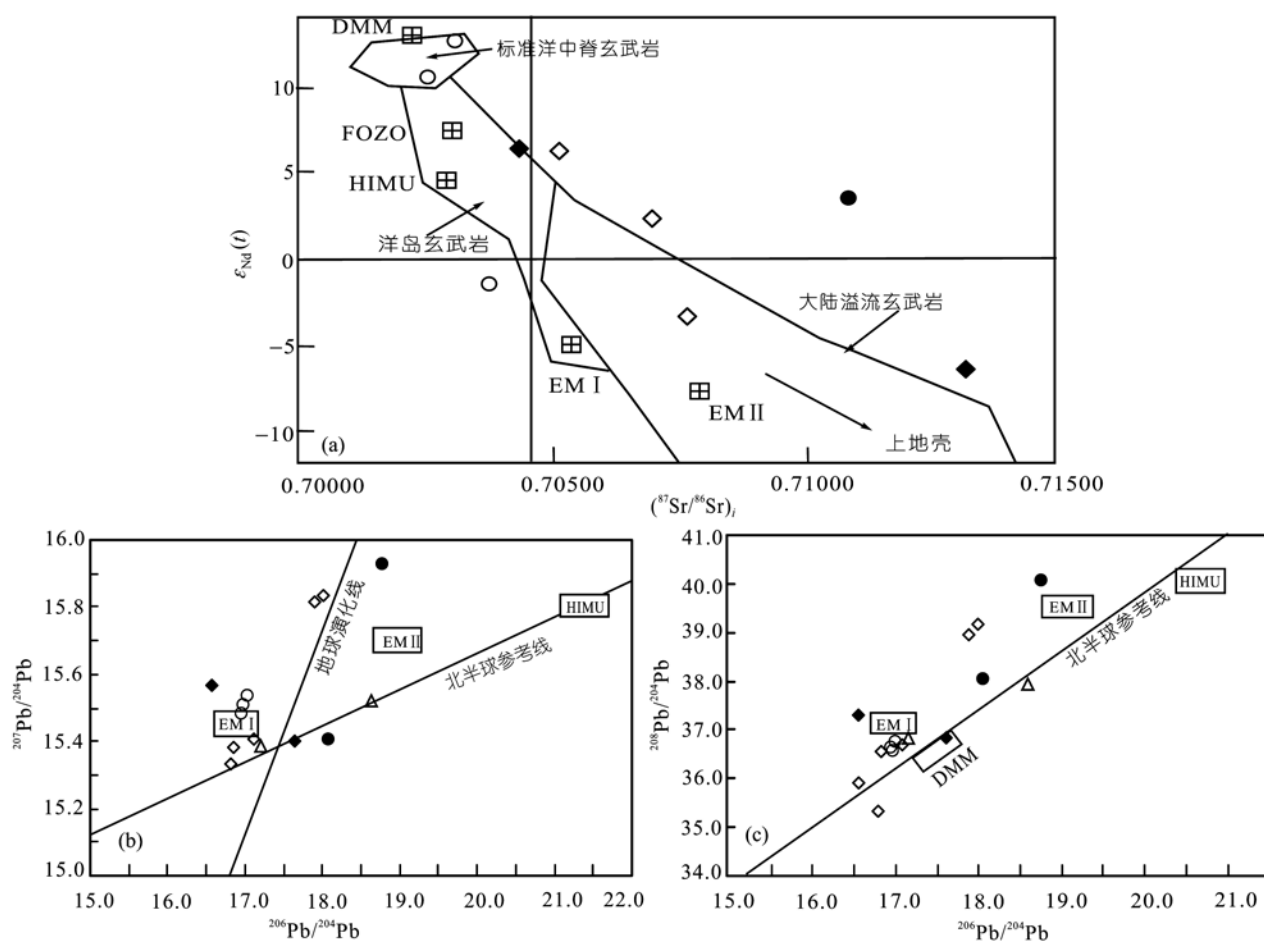


图 6 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ - $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 协变图 [20] (a), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 协变图 [21,22] (b) 和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 协变图 [21,22] (c) (图符如图 2)

表 2 碧口火山岩 Sr-Nd-Pb 同位素组成 a), b)

样品	BKL19	BKL01	BKL06
类型	OIB	MORB	MORB
U/ $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	1.99	0.12	0.09
Th/ $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	7.58	0.34	0.26
Pb/ $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	11.8	1.14	1.39
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18.763	18.017	17.91
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.928	15.833	15.814
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	40.069	39.157	38.945
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.1205	0.0055	0.0027
Rb/ $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	23.4	0.21	0.13
Sr/ $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	563	111	143
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.710419±24	0.707353±22	0.706668±28
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	0.708931	0.707284	0.706635
Sm/ $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	10.9	3.23	2.52
Nd/ $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	57.2	10.6	8.24
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.115	0.185	0.185
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512371±18	0.512388±14	0.512696±12
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	0.5117178	0.511364	0.511668
$\Delta 207/204$	40.3	38.9	38.2
$\Delta 208/204$	175.7	174.6	166.5

a) ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i根据 $t=846\text{ Ma}$ 计算; b) 校品校正所用参数如下: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}=0.1967$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}=0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{DM}}=0.2137$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{DM}}=0.51315$ ^[24], $\lambda_{\text{Sm}}=6.54\times 10^{-12}$ ^[25], $\lambda_{\text{Rb}}=1.42\times 10^{-11}$, $\lambda_5=0.98485\times 10^{-9}$ (^{235}U 衰变常数); $\lambda_8=0.155125\times 10^{-10}$ (^{238}U 衰变常数); $\lambda_2=0.49475\times 10^{-10}$ (^{232}Th 衰变常数)

EM II 端元组分的特点.本区玻安质岩石的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i值为 0.7010~0.7031; $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为-1.8~+12.8, 在图 6(a)中明显位于 DMM 区附近, 表明其可能源于亏损的上地幔.

5.2 Pb-Pb 同位素体系

本区岩石Pb同位素组成(表 2, 部分样品见文献 [2])变化范围较大, 表明火山岩源区Pb同位素组成相对比较复杂.

本区洋中脊玄武岩的火山岩 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为 16.6~18.1, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分别为 14.3~15.8, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分别 35.9~39.2, 各平均值与现今南半球的Pb同位素组成相近 [21,26].

本区洋岛火山岩的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 17.2~18.8, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 15.4 ~ 15.9, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的范围为 36.8~40.1, 与Kerguelen, TristadCunha和Gough岛的玄武岩 Pb同位素组成相似 [21,26,27].

本区岛弧火山岩的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为 16.574 ~ 17.631, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分别为 15.403~15.570, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分别为 36.833~37.292; 本区玻安质岩的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为 16.952~17.023, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分别为 15.482~15.538, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分别为 36.590~36.782; 铅同位素组成也显示了弧火山岩的源区继承了 MORB 源区物质的

特征.

6 关于碧口火山岩系的讨论

6.1 碧口火山岩系形成环境

长期以来, 对于碧口火山岩的构造属性存在着多种不同的认识, 自 20 世纪 70 年代以来, 一些研究者曾提出碧口群是蛇绿岩套的组成部分, 形成于岛弧、洋脊、洋岛环境, 并提出存在碧口群蛇绿混杂岩带 [28~30]. 在 20 世纪 80 年代, 大多数有关碧口群的论著几乎都认为碧口群是蛇绿岩型火山岩系. 20 世纪 90 年代以来, 已有人开始对这一论点提出质疑 [31].

本文研究结果表明: 扬子板块西北缘碧口火山岩系为一个复杂的、包括有不同成因岩块的蛇绿混杂带.该带中分布有蛇绿岩块(古洋壳残片), 洋岛拉斑玄武岩块、洋岛碱性玄武岩和岛弧火山岩类.在蛇绿岩带的研究过程中, 无论洋脊型拉斑玄武岩, 还是洋岛拉斑玄武岩或洋岛碱性玄武岩, 它们均是古洋壳的表征, 分别代表了大洋扩张脊岩浆活动的产物以及残余的古洋壳碎片, 成为大陆裂解和洋盆存在的直接证据 [32], 而本区岛弧火山岩系列及其相关的岩石组合(岛弧与玻安质岩)与洋中脊、洋岛玄武岩密切相关并且共生, 为曾经发育古洋盆并存在古洋壳俯冲这一结论提供了重要证据 [33].

Hart^[21]在研究全球Pb同位素分布时,发现南半球大洋玄武岩普遍具有Dupal异常,并且强调典型的Dupal异常应满足 $\Delta^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}>60$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i>0.7050$ 的条件,而刑光福等^[34]在讨论南极乔治王岛的Dupal异常时提出广义的Dupal异常条件: $\Delta^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}>3$, $\Delta^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}>10$.

从表 2 中可以看出,碧口火山岩的 $\Delta^{208}/^{204}$ 值大部分大于 10, $\Delta^{207}/^{204}$ 值大于 3, 其中 8 个样品(部分样品见文献^[21])完全符合刑光福所规定的广义Dupal异常,并且一部分样品明显具有Hart定义的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i>0.7050$, $\Delta^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}>60$ 的典型Dupal异常^[21],在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (图 6(b))和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解(图 6(c))中,本区岩石铅同位素成分点大部分落在北半球参考线以上,表明本区火山岩具有Dupal同位素异常,说明新元古代时期,碧口火山岩系产出的位置,存在着与现今印度洋相一致的Dupal异常地幔域,暗示碧口火山岩系新元古时期可能位于南半球位置.这表明新元古时期碧口火山岩系产出位置可能就是南半球冈瓦纳大陆的一部分,由于经历了后期不同阶段的地质构造演化过程,从冈瓦纳大陆分离出来并向北漂移到了现在的位置.

6.2 扬子板块裂解的讨论

碧口群火山岩系西段的董家河变质火山岩与超基性岩、辉长岩密切共生,为一典型的蛇绿岩套,是碧口火山岩系的重要组成部分^[35].最新研究结果表明:该蛇绿岩带中辉长岩中锆石在 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 谐和图上,交点年龄为 $(839.2\pm 8.2)\text{Ma}$ ($\text{MSWD}=1.4$, 2σ)^[35],这与碧口群火山岩系中段基性火山岩的锆石年龄 $(840\pm 10)\text{Ma}$ ^[36]完全吻合,表明这套辉长岩与基性火山岩为同一时期形成的产物,说明碧口火山岩系的形成时代为新元古代(晋宁运动晚期).

新元古代在整个地球历史中是一段十分重要且具有特殊意义的地质阶段,在经过中元古代相对平静的地质历史以后,从中元古代晚期开始,一些分散的古陆块逐步汇聚,形成“罗迪尼亚”超大陆,而该超大陆在新元古代晚期发生裂解,在许多陆块上形成大规模的包含火山喷发及侵入岩在内的岩浆活动^[37].新元古代这种岩浆活动在中国古陆块上也有不同程度的反映,特别是在塔里木和扬子陆块及边缘的造山带中保存了中元古代末期-新元古代早期汇聚、新元古代晚期裂解的信息^[37].

陆松年等^[37]根据秦岭造山带及扬子陆块资料,认为 810 Ma左右为晋宁造山运动的结束时间,亦为扬子陆内裂解的起始时间;同时,他在研究北秦岭松树沟小洋盆的时候,认为 $(839\pm 19)\text{Ma}$ 黑云母花岗岩的侵位,说明北秦岭松树沟洋盆缩小和封闭、北秦岭变质地体拼贴于扬子大陆北缘,而后扬子陆块内部及边缘进入了一个新的构造旋回,一个更大规模的裂解作用在中、南秦岭及扬子陆块内部启动^[37].显然, $(839.2\pm 8.2)\text{Ma}$ 左右碧口火山岩系所表征曾经有古洋盆发育并存在古洋壳俯冲这一事实,说明扬子陆块边缘局部地段可能要先于总体裂解时间,也就是说,当北秦岭松树沟洋盆缩小和封闭,北秦岭拼贴于扬子陆块这段时期内,处于强烈的热构造活动状态中的扬子陆块可能某些局部区段已裂解形成洋盆了.

大量地质事实表明,晋宁早期环扬子周边均存在在大洋板块俯冲作用^[38],并且扬子陆块通过晋宁期构造拼合已形成统一的地块^[39,40].但是,作为扬子北缘的秦岭区仍持续处于扩张状态,直到震旦纪早、中期,并且已开始成为介于华北和扬子两个地块间的(包括众多陆壳块体群的裂谷与小洋盆系列)持续中元古代扩张区的岛海区^[41].本文研究表明,在 $(839.2\pm 8.2)\text{Ma}$ 碧口火山岩系中存在有大量表征洋壳的玄武岩类,且同位素地球化学显示,与现今印度洋、南大西洋洋壳玄武岩相似,说明在 $(839.2\pm 8.2)\text{Ma}$ 左右晋宁造山运动即将完毕的时期,扬子陆块北缘可能存在着局部的小洋盆系列,从而表明碧口火山岩区当时是属于扬子陆块北缘处于持续扩张的秦岭区域.因此,新元古代碧口火山岩系可能代表了晋宁期扬子板块北缘的局部裂解事件,这将为进一步解决扬子板块前寒武纪构造格局与演化提供有效约束.

6.3 关于火山岩的源区与性质

在同位素的协变图中(图 6(a)),本区洋中脊玄武岩与洋岛玄武岩均不同程度的指示了火山岩源区包含了EM II端员混合的成因信息;在Pb-Pb同位素体系中(图 6(b), (c)),本区洋中脊玄武岩与洋岛玄武岩显示了源区与EM I, EM II端员混合的信息.综合本区大地构造背景,对于这种混合成因,并且具有不同程度的Dupal异常(表 2)的火山岩源区,可能是洋壳或沉积物再循环进入地幔^[42]的结果,并与大洋板块俯冲时相变脱水作用而造成火山岩源区含有EM I, EM II端员的成因信息这一事实基本吻合.

7 结论

(1) 通过对碧口火山岩系不同区段的岩石地球化学研究表明, 该套火山岩为一个复杂的、包括有不同成因岩块的蛇绿混杂带, 为该区曾经发育过古洋盆提供了重要证据。

(2) 同位素地球化学研究, 其源区具有 EM I、EM II 端员混合特征并具有 Dupal 异常, 表明了扬子陆块北缘新元古代晋宁造山运动晚期曾经发育并存在过一个类似现今印度洋、南大西洋及南太平洋的南半球位置的古洋盆。

(3) 在新元古时期扬子陆块构造拼合形成统一地块的过程中, 碧口古洋盆的存在表明扬子板块北缘此时期存在着某一局部区段的裂解, 它可能是扬子板块对于新元古代大陆裂解的一种响应, 这将对于解决扬子板块前寒武纪构造格局与演化历史具有重要意义。

参 考 文 献

- 1 张国伟, 于在平, 董云鹏, 等. 秦岭区前寒武纪构造格局与演化问题探讨. 岩石学报, 2000, 16(1): 11—21
- 2 闫全人, Hanson Andrew D, 王宗起, 等. 扬子板块北缘碧口群火山岩的地球化学特征及其构造环境. 岩石矿物学杂志, 2004, 23(1): 1—11
- 3 Irvine T N, Baragar W R A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can J Earth Sci, 1975, 8: 523—548
- 4 Pearce J A. A users guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman D A, ed. Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration: Geochem. Short Course Notes-Geol Assoc Can, 1996, 12: 79—113
- 5 Winchester J A, Floyd P A. Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed igneous rocks. Earth Planet Sci Lett, 1976, 28: 459—469[DOI]
- 6 Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M, eds. Magmatism in the Ocean Basin. J Geol Soc Special Publ, 1989, (42): 313—345
- 7 Pearce J A. A users guide to basalt discrimination diagrams. Overseas Geology (in Chinese), 1984, (4): 1—13
- 8 Saunders A D. The rare earth element characteristics of igneous rocks from Ocean basins. In: Henderson. Rare Element Geochemistry Amsterdam: Elsevier, 1984. 205—236
- 9 Falloon T J, Crawford A J. The petrogenesis of high-calcium boninite lavas dredged from the northern Tonga ridge. Earth Planet Sci Lett, 1991, 102: 375—394[DOI]
- 10 Pearce J A. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: Hawkesworth C J, Norry M J, eds. Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Nantwich Shiva, 1983. 230—249
- 11 Sun S S. Lead isotope study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. Phil Trans R Soc, Lond, 1980, A297: 409—445[DOI]
- 12 Meijer A. Primitive arc volcanism and a boninite series: Examples from western Pacific island arcs. Hayes D F. Tectonic and Geological Evolution of Southeast Asia Seas and Islands. Am Geophys Union Mongogr, 1980, 23: 269—282
- 13 Falloon T J, Crawford A J. The petrogenesis of high-calcium boninite lavas dredged from the northern Tonga ridge. Earth Planet Sci Lett, 1991, 102: 375—394[DOI]
- 14 Crawford A J, Falloon T J, Green D H. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. Crawford A J. Boninites, London: Academic Division of Unwin Hyman Ltd, 1989. 1—49
- 15 Meschede M A. Method of discriminating between different types of mid-ocean Basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chem Geol, 1986, 56: 207—218[DOI]
- 16 Pearce J A, Cann J R. Tectonic setting of basaltic volcanic rocks determined using trace element analysis. Earth Planet Sci Lett, 1973, 19: 290—300[DOI]
- 17 Pearce J A. Trace element characteristics of lava from destructive plate boundaries. In: Torpe R S, ed. Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks. Chichester: Wiley, 1982. 525—554
- 18 Humphris S E, Thompson G, Schilling J G, et al. Petrological and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge between 46°S and 32°S: influence of the Tristan da Cunha mantle plume. Geochim Cosmochim Acta, 1985, 49: 1445—1464
- 19 Weaver B L, Tarney J. Estimating the composition of the continental crust: an empirical approach. Nature, 1984, 310: 575—577[DOI]
- 20 Condie K C. Mantle Plumes and Their Record in Earth History. Cambridge University Press, 2001
- 21 Hart S R. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. Nature, 1984, 309: 753—757[DOI]
- 22 Zindler A, Hart S R. Chemical geodynamics. Annu Rev Earth Planet Sci, 1986, 14: 493—571[DOI]
- 23 刘丛强, 解广轰, 增田彰正. 中国东部新生代玄武岩的地球化学: II. Sr, Nd, Ce 同位素组成. 地球化学, 1995, 24(3): 203—214
- 24 Peucat J J, Vidal P, Bernard-Griffiths J, et al. Sr, Nd, Pb isopic systematics in the Archean low to high-grade transition zone of Southern India: syn-accretion granulites. J Geol, 1988, 97: 537—550
- 25 Lugmair G W, Marti K. Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: Differential evolution of the lunar crust and mantle. Earth Planet Sci Lett, 1978, 39: 3349—3357[DOI]
- 26 Hart S R. Heterogeneous mantle domains: Signatures, genesis and mixing chronologies. Earth Planet Sci Lett, 1988, 90: 273—

- 296[DOI]
- 27 Hofmann A W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 1997, 385(16): 219—229[DOI]
- 28 赵祥生, 马少龙, 邹湘华, 等. 秦岭碧口群时代、层序、火山作用及含矿性研究. 中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊, 1990, 29: 1—28
- 29 陶洪祥, 何恢亚, 王全庆, 等. 扬子板块北缘构造演化史. 西安: 西北大学出版社, 1993. 1—141
- 30 王根宝. 陕西省勉略宁地区碧口群基底构造碰合带的发现及其意义. 陕西地质科技情报, 1995, 20(1): 13—26
- 31 徐学义, 夏祖春, 夏林圻. 碧口群火山旋回及其地质构造意义. 地质通报, 2002, (8-9): 478—485
- 32 赖绍聪, 张国伟, 裴先治, 等. 南秦岭康县-琵琶寺-南坪构造混杂带蛇绿岩与洋岛火山岩地球化学及其大地构造意义. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 1(33): 10—19
- 33 赖绍聪, 张国伟, 杨瑞琰. 南秦岭勉略带两河弧内裂陷火山岩组合地球化学及其大地构造意义. 岩石学报, 2000, 16(3): 317—326
- 34 刑光福, 沈渭洲, 王德滋, 等. 南极乔治王岛中-新生代岩浆岩 Sr-Nd-Pb 同位素组成及源区特征. 岩石学报, 1997, 13(4): 473—487
- 35 赖绍聪, 李永飞, 秦江锋, 等. 碧口群西段董家河蛇绿岩地球化学及 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年. 中国科学 D 辑: 地球科学, 37(增刊 I): 262—270
- 36 闫全人, 王宗起, 闫臻, 等. 碧口火山岩的时代-SHRIMP 锆石 U-Pb 测年结果. 地质通报, 2003, 22(6): 456—459
- 37 陆松年, 李怀坤, 陈志宏. 塔里木与扬子新元古代热-构造事件特征、序列和时代扬子与塔里木连接(YZ-TAR)假设. 地学前缘, 2003, (10): 321—326
- 38 沈渭洲, 徐士进, 高剑峰, 等. 四川石棉蛇绿岩套的 Sm-Nd 年龄及 Nd-Sr 同位素特征. 科学通报, 2002, 47(22): 1897—1900
- 39 张国伟. 秦岭造山带的形成与演化. 西安: 西北大学出版社, 1988. 1—92
- 40 张宗清, 刘敦一, 付国民, 等. 北秦岭变质地层同位素年代研究. 北京: 地质出版社, 1994. 1—191
- 41 陆松年, 陈志宏, 李怀坤. 秦岭造山带中-新元古代(早期)地质演化. 地质通报, 2003, (2): 107—112
- 42 魏启荣, 沈上越, 莫宣学, 等. 三江中段 Dupal 同位素异常的识别及其意义. 地质地球化学, 2003, 31(1): 36—41