

青海省同仁地区早白垩世大陆裂谷环境 火山岩的确定及意义

祁生胜^{1,2,3}, 邓晋福¹, 陈健^{2,3}, 付军^{2,3}, 史连昌^{2,3}

(1. 中国地质大学(北京), 北京 100083; 2. 青海省地质调查院, 青海 西宁 810012;
3. 青海省青藏高原北部地质过程与矿产资源重点实验室, 青海 西宁 810012)

摘要: 西秦岭西端在同仁地区沿近南北向断裂分布一套典型的灰紫色陆相火山岩, 岩性组合为灰紫色块层状-杏仁状橄榄玄武岩、安山玄武岩、火山角砾岩夹灰紫色厚层状复成分砾岩、灰紫色—青灰色中厚层状含砾粗砂岩和灰紫色薄层状泥岩, 火山岩以碱性系列为主, 其形成时代为早白垩世。其地球化学显示轻稀土富集, Eu 具轻度正异常, 不相容元素富集, 岩石具有较高的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr、¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd、 ϵ Nd 和²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 特点。岩石的 ϵ Nd 均值为 7.69, ϵ Sr 均值为 -10.7, 其物源与典型的 EM 或 HIMU 型洋岛玄武岩明显不同, 物源受部分大陆壳的混染, 岩浆源成分属于 EM 与 HIMU 幔源间混合成因。综合分析其为大陆板块内部拉张环境下的岩浆活动产物, 是形成于伸展构造背景下类似于大陆裂谷环境的火山岩。

关键词: 西秦岭; 碱性玄武岩; 陆相火山岩; 早白垩世; 大陆裂谷

中图分类号: P588.14

文献标识码: A

西秦岭位于甘肃与青海交界处, 是秦岭造山带的组成部分。它西连东昆仑造山带, 北接祁连山造山带, 处于古亚洲构造域、特提斯构造域和滨太平洋构造域交汇的特殊地段, 是中国中央造山带的关键部位, 具有独特的大地构造位置(任纪舜, 1980; 张国伟, 1997, 2004)。西秦岭中、新生代火山作用是秦岭地区自中生代以来经历复杂的俯冲碰撞-陆内叠复造山过程的重要指示, 也承载了西秦岭地区乃至中国大陆东西和南北地质构造演化的深部动力学机制和背景的大量信息(冯益民等, 2003)。近年来, 由于研究青藏高原东北缘在高原隆升过程中的构造响应、构造与岩浆活动关系以及中国大陆东西部交接过渡区深部物质结构特征, 多福屯地区的基性火山岩成为众人关注的焦点。

这套青海省唯一的早白垩世陆相火山岩地层分布在青海省黄南州同仁县—泽库县的麦秀山一带,

长期以来对其时代和地层单位的划分一直争论不休。1973年, 青海省第一区测队 1:20 万泽库幅区域地质调查中将这套灰紫—紫红色陆相碎屑岩夹火山岩划分为下白垩统。1991年出版的《青海省区域地质志》(青海省地质矿产局, 1991)将该套陆相火山岩层系命名为多福屯群(K_1df), 而将其其他山间盆地的陆源碎屑沉积物命名为万秀组(K_1w)。1991年, 青海省地质局第一地质矿产勘查大队在 1:5 万多福屯幅区域地质调查中, 将本套陆相火山碎屑岩建造沿用多福屯群(K_1df)。《青海岩石地层清理》(青海省地质矿产局, 1997)在对该地区地层进行清理时, 用多福屯群(T_3D)代表晚三叠世的一套中基性-酸性火山岩、碎屑岩建造, 而将这套紫红色火山碎屑岩归属上三叠统日脑热组, 并认为青海省境内并无早白垩世火山岩地层出现。

收稿日期: 2011-08-25; **修回日期:** 2011-10-10

基金项目: 中国地质调查局“青海 1:25 万贵南县-河南蒙古族自治县幅区调”项目(1212010510408)

作者简介: 祁生胜(1969-), 男, 高级工程师, 从事区域地质及矿产调查工作。E-mail: qhqss@163.com

2006年中国科学院广州地球化学所范立勇等(2007a)研究认为,本套基性火山岩形成时代为早白垩世,为具有OIB性质的碱性玄武岩,成因与碰撞后岩石圈去根作用密切相关。但郭安林等(2007)则认为是第三纪中新世钠质基性火山岩系,属于似OIB性质的陆内火山岩,可能与较大规模的贺兰-川滇南北复合构造有关。不同学者的研究结果和认识明显不同,虽取得了一定的研究成果,但存在样品不配套、区域研究不细致、仅观察利用前人剖面进行取样研究等缺憾。在1:25万贵南幅区域地质调查中,经过认真的地质调查和精细的剖面研究,确定了本期陆相火山岩地层沿近南北向断裂分布,具有独特的碱性玄武岩+陆相红色磨拉石岩石建造组合,其形成时代为早白垩世。通过对本地区的早白垩世火山岩地层进行详细的研究和区域对比,利用精细的剖面研究,结合配套完整的Sr-Nd-Pb同位素示踪和岩石地球化学分析,确定其形成环境为典型的大陆裂谷,这一认识为西秦岭造山带的构造演化和青藏高原东部中生代火山岩的研究提供了新的资料。

1 区域地质概况及火山岩地层时代

同仁地区的早白垩世陆相火山岩地层分布在青海省东部的西秦岭造山带,构造单元属秦-祁-昆造山系、秦岭弧盆系、泽库前陆盆地(潘桂棠等,2003,2007),相当于西域板块内宗务隆山-青海南山晚古生代一早中生代裂陷槽的泽库弧后前缘盆地(青海省板块地质编图,2006),地层分区属秦-祁-昆地层大区西秦岭地层区同仁-泽库地层小区(青海省岩石地层,1997)。泽库前陆盆地区域上北以青海湖南山断裂为界,与南祁连造山带为邻。南以阿尼玛卿缝合带为界,与巴颜喀拉造山带相接(图1)。区内以大面积分布下一中三叠统隆务河组和古浪堤组的复理石沉积为特色,后期北北西—近南北向断裂发育,尤其是多福屯-尖扎近南北向断裂规模较大。上三叠统多福屯群陆相火山岩盆地、下一中侏罗统羊曲组陆相沉积盆地、下白垩统陆相火山-沉积岩盆地明显受该南北向断裂带控制。沿断裂并有规模较大的印支期花岗岩闪长岩-似斑状二长花岗岩成带分布,断裂构造控制的特点明显。

2008年1:25万贵南幅区域地质调查在这套

陆相地层的下部火山岩夹砾岩组和上部砂砾岩组的细砂岩中采到有蕨类植物孢子海金沙孢(*Lygodiumsporites*)、具唇孢(*Toroisporis*)、紫萁孢(*Osmundacidites*)等孢粉化石组合,与在万秀一带下白垩统万秀组中与早白垩统叶肢介、昆虫和植物等化石资料一同分布的孢粉组合相同。结合2007年范立勇等在基性火山岩中获得的(112.03 ± 0.56) Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$)的同位素时代,可确定其形成时代为早白垩世。

本区早白垩世地层沿多福屯近南北向断裂带两侧分布,尤其是下部的陆相基性火山岩-沉积岩严格沿数条南北向断层分布。早白垩世地层可分为两套,其中下部多禾茂组为紫红—灰紫色中-基性火山岩夹砂砾岩组,为一套典型的陆相裂隙式喷发的碱性-拉斑玄武岩+陆相红层沉积建造。上部万秀组为紫红色砂砾岩组,为一套冲洪积相陆相红层的类磨拉石沉积建造,二者之间为明显的整合接触关系,共同组成了同仁-泽库地层小区早白垩世地层麦秀群。其中,灰紫色基性火山岩-紫红色砂砾岩明显角度不整合在下一中三叠统隆务河群和上三叠统中酸性火山岩之上,其上又分别被古近—新近系西宁组和中新统咸水河组角度不整合覆盖。早白垩世火山-沉积地层与晚三叠世陆相火山地层的差别非常明显,从岩石组合、岩性、宏观地貌和风化色调均有明显的区别,而且之间角度不整合接触关系清楚。

2 陆相火山岩相学特征

早白垩世陆相火山地层为一套典型的陆相火山-沉积岩建造,其岩性为紫红色—灰紫色块层状-杏仁状橄榄玄武岩夹杏仁状玄武安山岩,夹灰紫色火山角砾岩及玄武安山质晶屑岩屑凝灰岩,同时含灰紫色厚层状复成分砾岩夹灰紫色—青灰色中厚层状含砾粗砂岩和砂岩夹灰紫色薄层状泥岩,明显与紫红色砂砾岩呈厚薄不一的互层状韵律层,部分地段夹火山豆凝灰岩,出露面积约122.89 km²。

多禾茂组剖面控制厚度1 515.19 m,其中火山岩层厚1 137 m,而基性熔岩(橄榄玄武岩、玄武安山岩)层厚851.5 m,火山岩与砂砾岩的出露之比约为3:1。而在麦秀山南侧的做日杆—拉更一带,火山岩与砂砾岩的出露之比约为4:1~5:1,

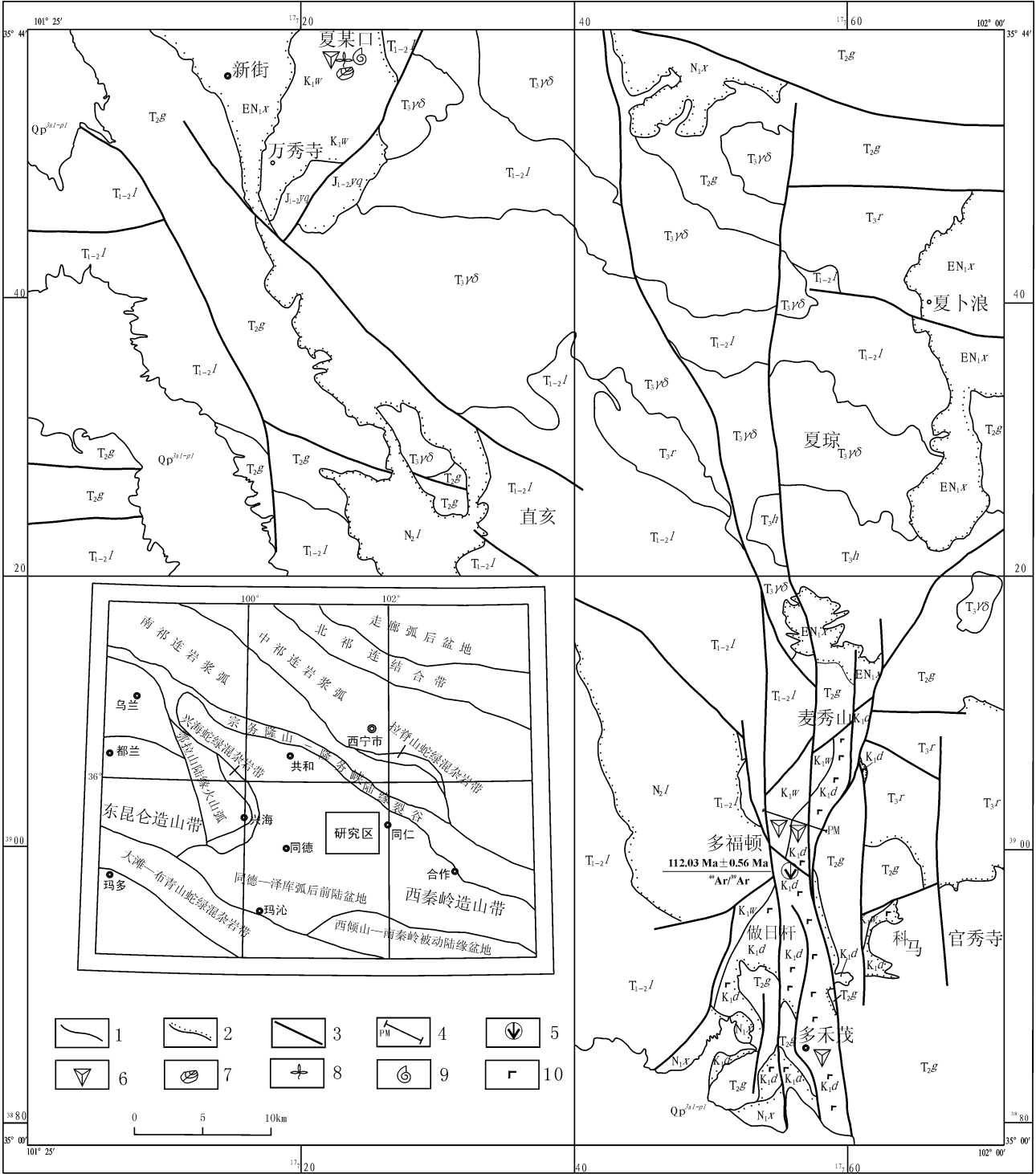


图 1 西秦岭同仁县多福屯地区地质简图

Fig. 1 Geological sketch map of Dufutong aera of Tongren County in Western Qinling

1. 地质界线; 2. 角度不整合界线; 3. 断层界线; 4. 剖面位置; 5. 同位素采样位置; 6. 孢粉化石采样位置; 7. 叶肢介化石采样位置; 8. 植物化石采样位置; 9. 昆虫化石采样位置; 10. 玄武岩; K_1d . 下白垩统多禾茂组; K_1w . 下白垩统万秀组; $T_{1-2}l$. 下—中三叠统隆务河组; T_2g . 中二叠统古郎提组; T_3r . 上三叠统日脑热组; T_3h . 上三叠统华日组; N_1x . 中新统咸水河组; Qp^{al-pl} . 上新统冲—洪积物; $T_3\gamma\delta$. 晚三叠世花岗岩闪长岩

且中部火山岩层厚明显较大,火山角砾岩增多;在早白垩世地层分布的南端多禾茂一带,仅有4层厚约15~25 m的玄武岩夹层出现,火山岩与砂砾岩的出露之比约为1:5左右,且火山岩集中出现在中上部,底部砾岩层厚度巨大。而在麦秀山北卡干日曲火山层出露较薄,主体为的复成分砾岩组。由此可见,火山岩的喷发中心在麦秀山—做日杆一带,在马科曲一带亦有小的喷发中心。总体而言,火山岩相表现了由溢流相→爆发相→沉积相的韵律性喷发特征,火山活动经历了喷溢→爆发→沉积→喷溢→爆发→喷溢→沉积结束2个喷发旋回过程,火山活动具有由弱→强→弱→结束的多韵律性活动规律。杏仁状玄武岩、玄武安山岩中大小不一的晶洞构造发育,多在3~10 cm,其中充填有方解石、玉髓和水晶。火山岩层中多有切层原生裂隙发育,裂隙内充填紫红色凝灰质粉砂岩,为张性环境沉积形成。

典型的岩石类型为:碱性橄榄玄武岩,斑状结构,基质具间粒结构,块状构造、流动构造。岩石由斑晶和基质组成。斑晶为14%~25%,由橄榄石8%~16%,拉长石4%~6%、普通辉石1%~2%组成。斑晶大小在 $0.37 \times 0.40 \sim 0.66 \times 2.76 \text{ mm}^2$ 。橄榄石假像边缘和裂纹中被铁矿物、伊丁石交代,内部被碳酸盐交代,伴生氧化铁集合体矿物,保留结晶形态。斜长石呈板状晶,可见环带构造,常见钠长聚片双晶,也有肖钠双晶 $An=33$,为拉长石。辉石以含钛普通辉石为主,见绿色柱状霓石。基质含量为75%~86%,由中长石52%、辉石20%、不透明矿物6%、橄榄石假象8%、含微量钛普通辉石和少量针状磷灰石等。岩石中的斑晶矿物和基质中的中长石长轴排列方向一致,显流动构造。部分岩石发育杏仁构造,杏仁呈圆状、椭圆状、不规则状,粒度一般在0.8~3.6 mm,大者15 mm。杏仁中充填物为方解石族矿物,具环带结构,少数边缘为方解石,内部为绿泥石、石英集合体,含量可达18%~32%。

沉玄武质岩屑火山角砾岩,灰绿色,火山角砾结构,斑杂状构造,定向构造。碎屑物分选差,磨圆差,多呈不规则状,大小不等,一般为1~2 cm,大者5~10 cm,达火山集块级,角砾略有被压扁拉长。岩石由大量火山碎屑和部分正常沉积物组成。火山碎屑物86%,由具杏仁构造的玄武岩

岩屑组成,大小在0.31~5.8 mm,标本上最大13 mm,多在2.92 mm以上,形态多为次棱角状,少量次圆状,角砾级83%,凝灰级3%。正常沉积物14%,由砂屑2%和胶结物12%组成,其中胶结物为白云石11%,氧化铁少量。

3 火山岩岩石化学特征

在下白垩统多禾茂组中以中-基性火山熔岩为主,夹有大量火山碎屑岩及复成分砂砾岩,岩石蚀变较强烈,并发育大量晶洞和杏仁构造,晶洞中生成水晶晶簇。

本次工作在不同地段和层位采自了13件新鲜的橄榄玄武岩,其中剖面上采集9件,在多禾茂沟采集2件,在做日杆采集3件(表1)。结合在多福屯附近范立勇等(2007a)采集的9件,郭安林等(2007)采集的13件,35件样品的测试结果近于一致。13件新鲜的橄榄玄武岩岩石化学测试资料表明,大部分块层状橄榄玄武岩的 SiO_2 含量介于40.84%~47.12%(仅有一个样为38.26%),变化范围小,平均含量为44.11%。 TiO_2 含量介于1.64%~2.51%,平均值为2.18%。碱总量介于3.11~5.81,其中 Na_2O 含量较高,在2.25%~4.72%,平均3.21%,

而 K_2O 在0.35%~1.83%,平均仅为0.96%。 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 在1.24~6.94,平均达3.92。将分析数据中的分析项目 H_2O 和烧失量LOS剔除后,重新换算成100%之后,再进行TAS图解的投影(图2),岩石全部为玄武岩、粗面玄武岩,与镜下定名基本一致。在硅碱图中,基本上所有样品均落入碱性系列,有4个样品投点落在分界线上。CIPW标准矿物计算中,9个样品中出现霞石Ne,含量在0.91%~5.77%,平均含量为4.2%,4个在硅碱图上落在碱性和亚碱性系列分界线上样品的CIPW标准矿物计算出现紫苏辉石Hy,含量在2.53%~15.46%,平均含量为7.33%;13个样CIPW标准矿物中橄榄石Ol的含量在9.86%~18.81%,平均含量为14.99%。在玄武岩的标准矿物命名图(OQNH图)和标准矿物Ol-Cpx-Qz-Ne四面体分类中,主要为碱性橄榄玄武岩,其次为橄榄拉斑玄武岩,与TAS图中的命名一致。

表 1 多福屯地区早白垩世玄武岩主、微量元素分析表

Tab. 1 Chemical and earth chemistry of Lower Cretaceous basalt

样 号		P1-1	P3-1	P4-1	P5-1	P17-1	P26-1	P39-1	P41-1	P47-1	9011-3	9013-1	9201	9206-1	9206-2
$(w_B/\times 10^{-2})$	SiO ₂	43.1	42.01	45.72	38.26	47.12	42.59	40.84	46.52	46.11	45.99	44.76	45.39	46.34	45
	TiO ₂	2.4	2.03	2.36	1.64	2.1	2.41	1.98	2.33	2.13	2.23	2.01	2.51	1.42	2.21
	Al ₂ O ₃	15.7	13.1	15.65	11.76	15.94	15.09	15.16	16.07	15.94	15.56	14.49	14.37	9.41	14.68
	Fe ₂ O ₃	7.52	9.21	8.09	10.45	6.79	4.93	5.91	4.5	8.39	5.2	8.25	4.96	9.48	8.58
	FeO	2.42	2.38	1.85	1.24	3	5.13	3.11	5.12	2.36	4.61	2.04	5.75	0.85	2.15
	MnO	0.16	0.14	0.1	0.23	0.091	0.11	0.12	0.2	0.08	0.15	0.13	0.13	0.21	0.15
	MgO	8.42	6.85	5.99	6.28	6.76	8.62	8.1	7.23	7.69	7.71	8.8	8.54	5.34	5.86
	CaO	9.05	9.32	6.47	11.09	8.46	9.4	10.88	7.35	7.86	7.38	8.55	8.09	11.97	11.41
	Na ₂ O	3.37	2.6	3.43	2.25	3.28	2.79	2.43	4.72	3.46	4.31	2.6	4.16	2.33	2.27
	K ₂ O	0.77	0.41	0.96	1.33	1.3	0.82	0.35	0.83	1.17	0.93	0.93	0.86	0.51	1.83
	P ₂ O ₅	0.59	0.43	0.6	0.4	0.49	0.66	0.43	0.69	0.54	0.65	0.5	0.51	0.34	0.45
	H ₂ O	4.24	3.5	4.67	1.71	2.57	4.75	4.87	1.19	2.89	4.44	4.31	4.22	2.59	2.2
	LOS	2.01	7.8	3.9	13.96	1.91	2.98	6.28	3.6	1.5	1.62	2.84	0.27	9.01	2.94
	Total	99.75	99.78	99.79	100.6	99.811	100.28	100.46	100.35	100.12	100.78	100.21	99.76	99.8	99.73
$(w_B/\times 10^{-6})$	La	32.15	23.17	22.24	28.4	29.5	38	24.3	40.1	26.8	40.3	29	27.36	21.21	21.26
	Ce	59.09	44.12	45.42	51.7	55	68.9	45.6	72.7	50.3	73.3	54.1	57.41	43.53	45.01
	Pr	8.31	6.01	6.84	6.52	7.02	8.45	5.86	8.95	6.43	9.05	6.82	7.47	6.08	6.06
	Nd	30.12	23.68	25.67	29.2	31.3	37.8	26.9	39	29.1	39.5	31.2	29.77	22.12	23.14
	Sm	6.46	5.38	5.83	6.05	6.6	7.56	5.74	7.59	5.95	7.67	6.41	6.64	5.1	5.25
	Eu	2.27	1.86	1.96	1.88	2.11	2.39	1.92	2.45	2.02	2.48	2.06	2.28	1.76	1.88
	Gd	6.24	5.22	5.62	5.35	6.02	6.39	5.49	6.46	5.6	6.94	5.79	6.45	4.82	5.36
	Tb	0.99	0.8	0.9	0.76	0.84	0.87	0.81	0.95	0.82	0.88	0.76	1	0.76	0.83
	Dy	5.29	4.56	5.03	4.38	4.91	4.9	4.68	5.26	4.81	5.19	4.52	5.1	4.19	4.77
	Ho	1.05	0.92	0.98	0.83	0.95	0.9	0.89	0.98	0.93	0.94	0.85	0.97	0.82	0.94
	Er	2.72	2.42	2.58	2.28	2.71	2.43	2.58	2.72	2.62	2.49	2.37	2.33	2.13	2.41
	Tm	0.42	0.37	0.37	0.3	0.36	0.31	0.35	0.36	0.35	0.29	0.31	0.35	0.28	0.37
	Yb	2.53	2.13	2.25	1.87	2.26	1.9	2.19	2.27	2.17	1.87	1.9	1.96	1.89	2.19
	Lu	0.38	0.31	0.32	0.26	0.33	0.27	0.3	0.33	0.31	0.26	0.27	0.29	0.28	0.32
	Sr	750	633	382	652	737	817	679	875	712	876	661	516	564	728
	Rb	9.4	4.5	12.8	13.4	9.78	5.06	3.06	2.88	8.51	9.62	7.09	9.8	13.1	20.9
	Ba	311	137	193	323	312	307	134	392	243	370	279	248	215	520
	Th	3.1	2	2.2	4.94	4.18	3.37	2.68	3.96	2.46	4.3	4.2	3.6	2.8	2.4
	Ta	3.45	1.7	2.24	1.91	0.81	0.73	1.51	3	0.7	2.93	2.45	2.1	1.6	2.1
	Nb	51.2	25.8	36.2	28.3	18.2	11.4	23.2	50.7	11.1	46.6	31.7	33.2	27.4	32.7
	Zr	267	185	217	204	278	265	201	360	220	366	263	198	181	206
	Hf	5.7	4.4	5.8	3.99	4.93	4.56	3.54	6.54	3.18	6.42	4.92	5	4.7	5.9
	U	1.89	1.78	2.12	1.92	1.03	0.95	1.45	0.88	0.72	0.99	1.12	0.97	0.85	0.73
	Y	22.07	18.97	22.69	22.1	25.8	23.8	24.2	26.4	25	25.1	23.2	21.63	18.18	21.59
	Cs	1.12	2.15	1.85	1.23	2.3	2.54	0.59	1.45	1.85	1.66	1.12	2.67	0.96	0.88
	Sc	22.8	15.7	21.1	19.6	21.3	22.7	26.8	19.2	22.4	20.5	22.8	26.8	23.8	27.8
CIPW 标准 矿物	Ne	4.83	0	0	0	2.46	3.16	5.16	0.87	9.02	4.05	0	5.78	0	2.41
	Hy	0	4.3	15.5	2.59	0	0	0	0	0	0	7.14	0	7.49	0
	Ol	18.11	13.59	6.17	13.56	18.79	16.13	16.69	18.8	12.15	17.93	15.18	17.9	0	9.87
特征 参数	ΣREE	158.02	120.95	126.01	139.78	149.91	181.07	127.61	190.12	138.21	191.16	146.36	149.38	114.97	119.79
	ΣLREE	138.40	104.22	107.96	123.75	131.53	163.10	110.32	170.79	120.60	172.30	129.59	130.93	99.80	102.60
	ΣHREE	19.62	16.73	18.05	16.03	18.38	17.97	17.29	19.33	17.61	18.86	16.77	18.45	15.17	17.19
	LREE/HREE	7.05	6.23	5.98	7.72	7.16	9.08	6.38	8.84	6.85	9.14	7.73	7.10	6.58	5.97
	δEu	1.09	1.07	1.05	1.01	1.02	1.05	1.05	1.07	1.07	1.04	1.03	1.07	1.09	1.08
	(La/Yb) _N	9.12	7.80	7.09	10.89	9.36	14.35	7.96	12.67	8.86	15.46	10.95	10.01	8.05	6.96
	La/Sm	4.98	4.31	3.81	4.69	4.47	5.03	4.23	5.28	4.50	5.25	4.52	4.12	4.16	4.05

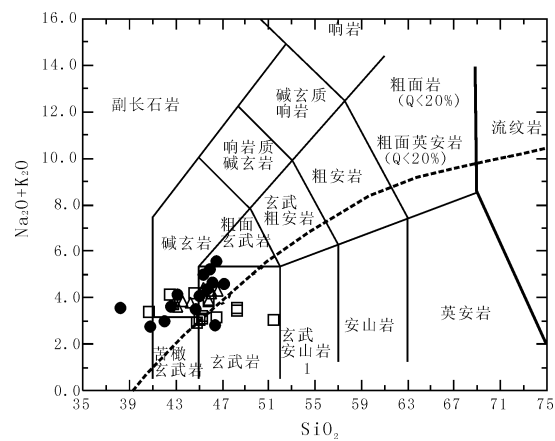


图 2 火山岩 TAS 图解
(据 LeBas 等)

Fig. 2 TAS diagram of the Duofuton volcanic rock
(□数据引自郭安林等, 2007; △数据引自范立勇等, 2007a; ●本次测试)

利用 Floyd 和 Winchester (1975) 提出的一系列基于 HFSE 元素的判别拉斑玄武岩和碱性玄武岩的图解进行分析, 多福屯地区火山岩在 $\text{TiO}_2\text{-Y/Nb}$ 和 $\text{TiO}_2\text{-Zr}/(\text{P}_2\text{O}_5 \times 10^4)$ 判别图解中, 基本上均位于碱性玄武岩 Alk 区, 个别落入大陆拉斑玄武岩区。

13 个火山岩稀土元素组成非常相似, ΣREE 含量 $119.79 \times 10^{-6} \sim 191.16 \times 10^{-6}$, 平均 149.11×10^{-6} 。LREE/HREE 介于 $5.97 \sim 9.08$, 平均 7.32 , 属典型的轻稀土富集型。 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值在 $6.96 \sim 14.35$, 平均 10.11 。 δEu 在 $1.02 \sim 1.09$, 平均 1.05 , 正 Eu 异常, 表明经历了较强的结晶分异过程, 稀土元素球粒陨石标准化配分模式图 (图 3) 显示为轻稀土富集型, 稀土配分曲线呈右倾型平滑曲线,

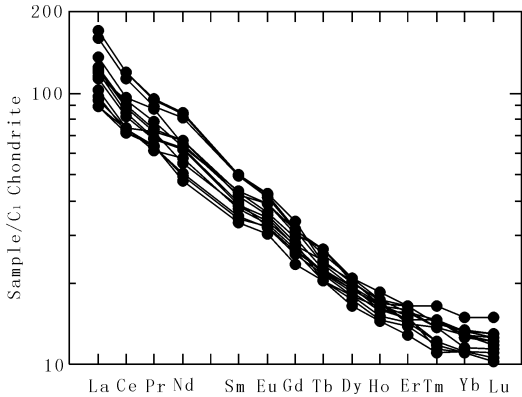


图 3 玄武岩球粒陨石标准化 REE 配分图
(球粒陨石标准化值引自 Sun, 1989)

Fig. 3 Chondrite-normalized REE patterns of basalt

轻、重稀土元素分馏基本一致, Eu 具轻度正异常。

样品在 N-MORB 标准化的微量元素蛛网图解上, 显示了不相容元素富集的特点, Rb 和 Sm 相对亏损, 而 Sr 和 Zr 具轻微正异常 (图 4)。在 Nb/U-Nb 图解上, 25 件样品中 24 件样品的 Nb/U 值在 $45.51 \sim 7.27$, 仅有 1 个达到 51, 平均 33.11 , 低于典型的 OIB ($\text{Nb}/\text{U} = 47 \pm 10$)。岩石的微量元素中, 35 件样品的 Y/Nb 值基本上小于 1, 多在 $0.73 \sim 0.4$, 仅有 6 个大于 1 ($1.04 \sim 2.08$), 平均值为 0.83 , 与碱性大洋岛玄武岩和大陆玄武岩的 Y/Nb 值小于 1.0 的特点一致。

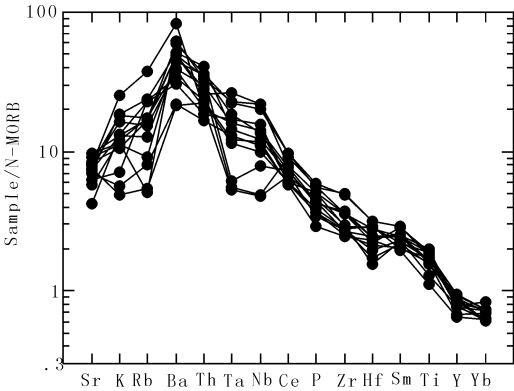


图 4 玄武岩微量元素蛛网图
(N-MORB 标准化数值引自 Sun, 1989)

Fig. 4 Spider diagram of N-MORB-normalized trace elements

4 Sr、Nd 和 Pb 同位素特征

岩石的同位素比值在随后的分异作用过程中保持恒定, 可以表征其源区的特征, 但前人研究样品多不配套。本次研究在剖面上选采 3 套新鲜的橄榄玄武岩进行 Sr、Nd、Pb 同位素地球化学测试, 由中国地质科学院地质研究所同位素实验室测试。其中, Sr 同位素分析采用仪器: MAT 262 固体同位素质谱计, 标准测定结果 NBS987SrCO_3 , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710\,254 \pm 12$ (2σ)。Sr 同位素质量分馏采用 $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.375\,21$; Nd 同位素分析采用仪器 Nu Plasam HR MC-ICP-MS (Nu Instrments), DSN-100 膜去溶, 标准测定结果采用 $\text{JMC Nd}_2\text{O}_3$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511\,123 \pm 10$ (2σ), Nd 同位素质量分馏采用 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.721\,9$ 校正, Sm-Nd $\text{JMC Nd}_2\text{O}_3$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511\,123 \pm 10$ (2σ)。Nd 同位素质量分馏

采用¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd=0.721 9 校正, Sm-Nd 含量分析采用仪器 MAT262 固体同位素质谱仪, 同位素稀释法测试。结合本地其他不同研究者采集的 5 个 Sr-Nd 同位素示踪 (范立勇等, 2007a) 和 4 个 Pb-

Pb 同位素示踪样 (郭安林, 2007) 进行综合分析, 通过分析计算, 可见不同学者、不同测试单位所得出的测试结果近于一致 (表 2、表 3)。

本区 8 件火山岩的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 值在 0.7034~

表 2 Pb 同位素分析数据
Tab. 2 Pb analysis for Duofuton volcanic rock

样品	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	2σ	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ
PMG17-1	38.394 6	0.000 9	15.622 3	0.000 4	18.352 2	0.000 4	2.092 1	0.000 02	0.851 247	0.000 011
PMG26-1	38.519 1	0.001 6	15.634 7	0.000 5	18.447 4	0.000 7	2.088 05	0.000 03	0.847 526	0.000 011
PMG47-1	38.415 5	0.001 8	15.618 4	0.000 7	18.366 7	0.000 8	2.091 58	0.000 03	0.850 361	0.000 007
XZ-1	38.391 45	0.000 78	15.565 48	0.000 28	18.479 3	0.000 36				
XZ-2	38.482 54	0.001 22	15.562 1	0.000 44	18.455 44	0.000 49				
XZ-5	38.408 63	0.001 34	15.558 81	0.000 7	18.370 52	0.000 55				
XZ-6	38.962 22	0.000 87	15.651 66	0.000 35	18.919 23	0.000 37				
平均	38.510 574		15.601 92		18.484 4		2.090 58		0.849 711	38.510 577

注: XZ-1、2、5、6 数据引自郭安林等, 2007。

表 3 Sr、Nd 同位素分析数据
Tab. 3 Sr, Nd analysis for Duofuton volcanics rock

样品编号	Rb/×10 ⁻⁶	Sr/×10 ⁻⁶	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	±2σ	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	εSr (t)
PMG17-1	1.162	500.8	0.006 711	0.703 594	24	0.703 58	-11.1
PMG26-1	4.005	515.9	0.022 45	0.703 812	15	0.703 78	-8.4
PMG47-1	2.546	401.1	0.018 36	0.703 604	12	0.703 57	-11.3
TR-2	13.7	960	0.041	0.703 6		0.703 53	-11.8
TR-7	3.6	838	0.012	0.703 9		0.703 88	-6.9
TR-9	4.18	867	0.014	0.703 9		0.703 88	-7
TR-12 (B)	12.7	723	0.051	0.703 4		0.703 32	-14.9
TR-13	5.44	835	0.019	0.703 4		0.703 37	-14.2
平均	5.916 625	705.1	0.023 065	0.703 651 25		0.703 615	-10.702 2

样品编号	Sm/×10 ⁻⁶	Nd/×10 ⁻⁶	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	±2σ	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	εNd (t)
PMG17-1	4.586	22.296	0.124 4	0.512 989	6	0.512 898	7.9
PMG26-1	4.071	20.121	0.122 4	0.512 958	3	0.512 868	7.3
PMG47-1	3.352	15.701	0.129 1	0.512 995	14	0.512 9	7.9
TR-2	25.4	5.5	0.131	0.513		0.512 904	8
TR-7	38.5	7.95	0.125	0.512 9		0.512 808	6.1
TR-9	39.4	7.9	0.121	0.513		0.512 911	8.1
TR-12 (B)	27.6	5.83	0.128	0.513		0.512 906	8
TR-13	28.5	5.96	0.126	0.513		0.512 908	8.1
平均	21.426 13	11.407 25	0.125 863	0.512 98		0.512 888	7.690 95

注: TR-2、7、9、12、13 引自范立勇等, 2007a。

0.703 9, 较为均一, 平均值 0.703 651;¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 值在 0.512 958~0.513 000, 均值为 0.512 98。7 件玄武岩的²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 值为 15.558 81~15.651 66, 均值为 15.601 92;²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 值为 18.352 2~18.919 23, 均值为 18.484 4;²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 值在 38.391 45~38.962 22, 均值为 38.510 57。所有值均明显高于现今太平洋、大西洋和印度洋的 MORB, 而与地幔组分为 EMⅡ型的 Upolu-Samoa 型洋岛玄武岩相近。经

计算 8 件样品的 Sr 初始值 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i=0.703 53~0.703 88, 均值为 0.703 615。Nd 初始值 (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_i=0.512 808~0.512 908, 均值为 0.512 888, 均与洋岛玄武岩相同。而岩石的 εNd 均值为 7.69 (6.1~9.1), 表明岩浆来源于比 CHUR 高的源区如亏损地幔源区, εSr 均值为 -10.7 (-8.4~14.9)。在⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 图上样品均落入 DM 与 BSE 之间的 PREMA 区附近, 在 εNd⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 图上样品

落入 DM 与 EM 之间的 OIB-OPB 区附近，显示其特点近于 OIB。3 件有 Sr、Nd、Pb 配套的同一样品在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 图解上均落入 PREMA 区（图 5、图 6）。7 件具有 Pb 同位素测试成果的样品在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解（图 7）上均落入 EM I 和 EM II 之间的大陆上部地壳和下部地壳分布区，且在 NHRL 参照线之上，表明具有 DUPAL 指纹。结合 ϵNd - ϵSr 图位于高 Rb/Sr、高 Sm/Nd 区，而不是标准的富集或亏损地幔区，表明本区碱性玄武岩的同位素特点与典型的 EM 或 HIMU 型洋岛玄武岩明显不同，而与普通地幔成分相近，且明显受大陆地壳成分混染。

邓万明等研究青藏高原富钾火山岩的 ϵNd 较低（0.18~-0.18），藏北火山岩通常具有高的、

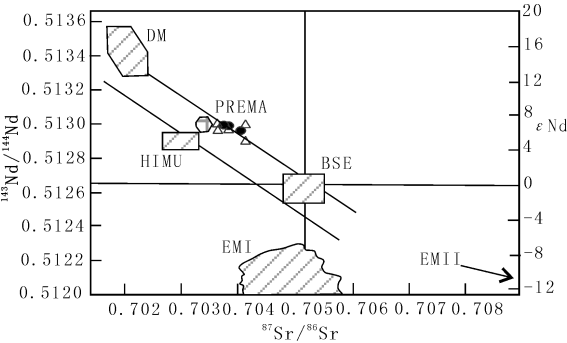


图 5 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位素相关图解
(Zindler & Hart, 1986)

Fig. 5 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagram

DM. 亏损地幔；BSE. 全硅酸盐地球；EMI 和 EMII.

富集地幔；HIMU. 具有高 U/Pb 值的地幔；

PREMA. 经常观测到的普通地幔

(□数据引自郭安林等, 2007；△数据引自范立勇等, 2007a；●为本次测试, 下同)

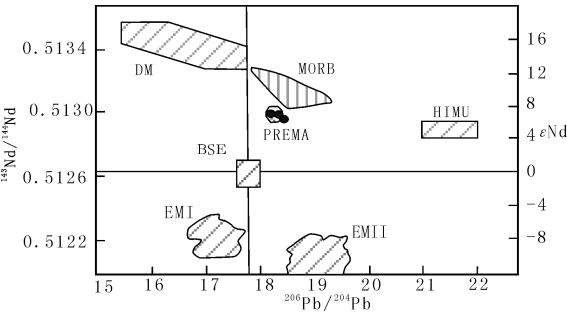


图 6 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 同位素相关图解
(Zindler & Hart, 1986)

Fig. 6 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram

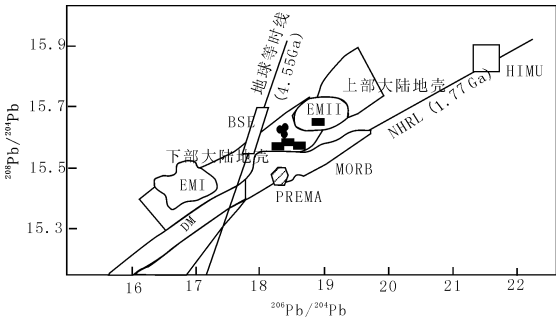


图 7 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 同位素相关曲线
(Zindler & Hart, 1986)

Fig. 7 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram

更具放射性成因的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值以及低的 ϵNd 值（-6~-7），相比较而言，青藏高原火山岩源区基本属于 EM II 型，与本区具有高 ϵNd 的火山岩明显不同。而与汉诺坝和大同新生代玄武岩代表华北的亏损幔源的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.17040$ 、 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.15129 \sim 0.15130$ 、 $\epsilon\text{Nd} = 5.1 \sim 7.1$ 、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.75 \sim 18$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.75 \sim 38$ 几乎完全一致。Th/Ta-La/Yb 图（图 8）上，所有样点均在 EM（富集地幔区）到 UC（上地壳）区之间沿 AFC 同化分异作用线分布，同样表明物源受大陆壳混染的作用。多数样品均分布在 HIMU、EM 区附近，表明研究区岩浆源成分属于富集与 HIMU 幔源间混合成因。

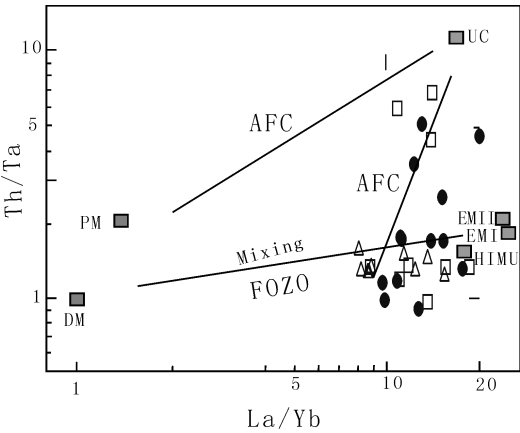


图 8 Th/Ta-La/Yb 图解

(图解引自 Condie, 1990)

Fig. 8 Th/Ta-La/Yb diagram

本区火山岩具有较高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 、 ϵNd 和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 特点，可能代表了火成岩源区成

分具有 HIMU、EM I 和 EM II 三端元混合性质。

5 构造环境分析

麦秀群的岩石组合中，下部多禾茂组为陆相碱性-拉斑玄武岩+陆相红层沉积，上部万秀组为冲洪积相的陆相红层类磨拉石建造，属较为典型的陆内裂谷沉积组合。下白垩统多禾茂组中玄武岩类以碱性系列为主，个别属拉斑玄武岩系列间。稀土元素为典型的轻稀土富集型，且 Eu 具轻度正异常。微量元素以 MORB 为标准的微量元素分布曲线呈隆起的左侧凸起，中部平坦，右侧下凹的型式，与板内玄武岩（拉斑-碱性的）配分形式一致（Pearce, et al., 1982）。岩石地球化学面貌与典型大陆裂谷环境产出的碱性火山岩的特征具有很大的相似性。

构造环境对岩浆组合与时空分布有控制作用。因此，岩浆组合的特征也可反映和判定构造环境的性质。长期以来，许多学者通过岩浆岩组合、岩石的化学成分（主元素和微量元素）、同位素化学等特征来推断构造环境，取得了不少有价值的成果。Pearce T. H. (1984) 将玄武岩形成的构造环境划分三类，板内玄武岩、洋中脊玄武岩和火山弧玄武岩。其中，板内玄武岩（包括洋岛玄武岩和大陆裂谷玄武岩）处于拉张环境，岩浆来源于富集型地幔，部分熔融程度较低，富集不相容元素，具有高 TiO₂、富碱的特征。多福屯火山岩与此相同，具有较典型的大陆裂谷玄武岩特征。

在 Pearce (1983) 的 Ta/Yb-Th/Yb (图 9)、K₂O/Yb-Ta/Yb 判别图解上，多福屯玄武岩样品也集中分布于 WPB+MORB 非俯冲背景的玄武岩区，并明显具有板内富集趋势。在玄武岩的 Ti-Zr-Y 图解中，多福屯地区玄武岩的样品集中在板内玄武岩区 (D 区)，在 Zr/Y-Zr 图解上样点也全落在板内玄武岩区。在 Meschede (1986) 的 Nb * 2-Zr/4-Y 图解 (图 10) 上，区内玄武岩全落在板内玄武岩区 (A I)，少数落在板内碱性玄武岩区 (A II)。在图 Th-Hf/3-Nb/16 和 Th-Hf-Ta 上也几乎全落入碱性板内玄武岩区 (C 区) 中。

由于一系列的图解是根据大洋环境建立的，如何很好地对板内玄武岩中的洋岛玄武岩和大陆裂谷玄武岩进行区分，许多学者做了有益的研究。近年

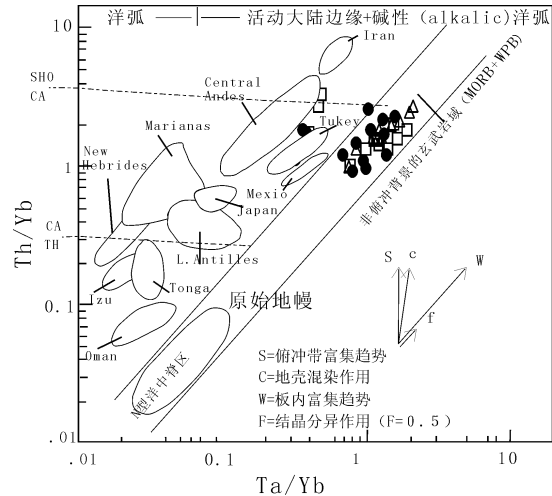


图 9 Ta/Yb-Th/Yb 判别图解
(据 Pearce, 1983)

Fig. 9 Ta/Yb-Th/Yb diagram
(□数据引自郭安林等, 2007; △数据引自范立勇等, 2007a; ●为本次测试, 下同)

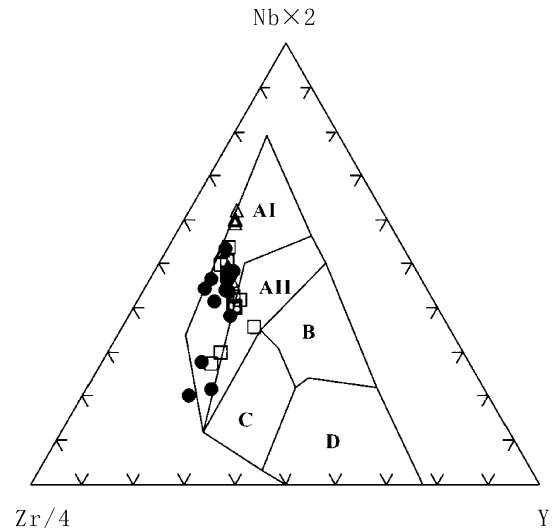


图 10 Zr/4-Nb*2-Y 图解
(据 Meschede, 1986)

Fig. 10 Zr/4-Nb*2-Y diagram
A I 区：板内玄武岩区；A II 区：板内碱性玄武岩+板内拉斑玄武岩区；B 区：E 型 MORB 区；C 区：板内拉斑玄武岩区和火山弧玄武岩区；D 区：N 型 MORB 和火山弧玄武岩区

来，众多学者提出了一系列区分大洋、大陆、板块边缘及大陆板内构造环境分析的图解。多福屯地区陆相火山岩利用 Cabanis 和 Lecolle (1989) 的玄武岩 La/10-Y/15-Nb/8 图解 (图 11) 分析，样品集中分布在大陆玄武岩 (2A) 与大陆裂谷区碱性

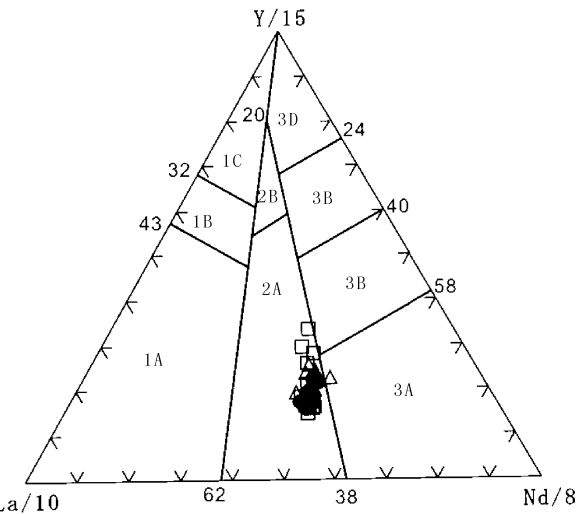


图 11 玄武岩 La/10-Y/15-Nb/8 图解
(据 Cabanis 和 Lecolle, 1989)

Fig. 11 La/10-Y/15-Nb/8 diagram

1 区：火山弧玄武岩 (1A. 钙碱性玄武岩；1C. 火山弧拉斑玄武岩；1B. 1A 和 1C 区间重叠区)；2 区：大陆玄武岩 (2A. 大陆玄武岩，2B. 弧后盆地玄武岩)；3 区：大洋 (陆) 玄武岩区 (3A. 大陆内裂谷区的碱性玄武岩，3B, 3C. 富集-弱富集的 E 型 MORB，3D. N 型 MORB)

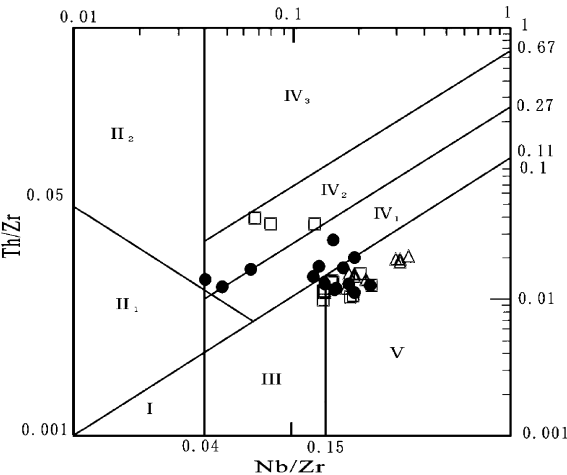


图 12 Th/Zr-Nb/Zr 双对数判别图
(据孙书勤等, 2007)

Fig. 12 Th/Zr-Nb/Zr diagram

I. 大洋板块发散边缘 2 区；II. 板块汇聚边缘 (II₁. 大洋岛弧玄武岩区；II₂. 陆缘岛弧及陆缘火山弧玄武岩区)；III. 大洋板内 (洋岛、海山玄武岩区、MORB 区)；IV. 大陆板内 (IV₁. 陆内裂谷及陆缘裂谷拉斑玄武岩区；IV₂. 大陆拉张带 (或初始裂谷) 玄武岩区；IV₃. 陆-陆碰撞带玄武岩区)；V. 地幔热柱玄武岩区

玄武岩 (3A) 区界线附近。在赵崇贺 (1989) 的 $\text{TiO}_2 \times 10 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O} \times 10$ 图解上，也分布在大陆中-基性火山岩区，表明本区火山岩具有较典型的大陆玄武岩特征。在孙书勤等 (2007) 利用全球陆相火山岩建立的判别玄武岩大地构造环境的 Th/Zr-Nb/Zr 双对数判别图 (图 12) 中，样品落入陆内裂谷及陆缘裂谷拉斑玄武岩区 (IV₁) 和地幔热柱玄武岩区 (V) 中及其附近，总体表明形成于大陆伸展环境。综上分析，可确定多禾茂组火山岩以大陆碱性系列玄武岩为主，其形成环境为板块内部拉张环境下的岩浆活动产物。由于沉积组合中未见典型的海相沉积物及洋壳物质，表明本区的大陆裂谷是在陆壳之上形成并结束的。即本区的早白垩世大陆裂谷形成于陆内环境，且持续时间较短，裂谷的演化也终止于陆内裂谷阶段，并未发展到陆间裂谷阶段，而其上部冲洪积相的灰紫色砾岩为大陆裂谷晚期回返阶段的类磨拉石建造。

6 区域讨论

多福屯地区位于西秦岭造山带西端，位于秦-祁-昆造山带结合部附近，据冯益民等 (2003) 研究认为，在中三叠世的拉丁期之后进入陆内叠覆造山阶段，并大致可以分为 3 个时期：逆冲逆掩造山期 (T₃)、走滑造山期 (J₁-N)、隆升造山期 (更新世至今)。最近的 1:25 万贵南县幅研究认为，同仁地区在中晚三叠世以形成碰撞型花岗岩和陆相后碰撞型火山盆地 ($221 \pm 8.0 \sim 240 \pm 14 \text{ Ma/U-Pb}$) 为标志，进入后碰撞造山阶段，并在早侏罗世形成典型的后碰撞型白云母-二云母花岗闪长岩 ($178 \pm 13 \text{ Ma/U-Pb}$) 的侵位。在推覆过程中受近南北向或北东东向走滑断裂控制，在多福屯一带下白垩统多禾茂组出现灰紫色复成分砾岩夹灰褐色碱性玄武岩、火山角砾岩等陆相火山岩，形成相当于陆内裂谷相的类磨拉石+陆相火山岩的建造组合。上部万秀组为一套河湖相粗碎屑岩为主的类磨拉石建造，总体上表现为退积型地层结构，说明形成于明显的区域张裂环境。

早白垩世陆相火山岩沿近南北向延伸的断裂分布，形成较典型的大陆裂谷玄武岩，区域上形成大小不一、规模不大的陆相火山岩盆地。除同仁多福屯地区外，在甘肃红墙地区亦有分布，红墙地区的

火山岩主要沿北西西向断裂带呈裂隙中心式喷发和喷溢(甘肃省地质矿产局, 1989), 以中基性火山岩为主, 包括玄武岩、安山玄武岩、火山角砾岩与砂岩、泥质砂砾岩等互层产出, 火山岩厚约 300 m, 火山岩喷发年代为 (112 ± 27) Ma (Rb-Sr 法)(甘肃省地质矿产局, 1989)。其岩相学及岩石地球化学特点、同位素年龄及同位素地球化学特点与多禾茂组的火山岩特点完全一致(范立勇, 2007b)。西秦岭造山带一系列近南北向的张裂性大陆裂谷的分布可能表明, 早白垩世在西秦岭地区发育与南侧布青山-阿尼玛卿碰撞构造带走向近垂直的张裂带, 类似于现今青藏高原近南北向的张裂带, 总体上处于东西向伸展、南北向挤压的构造应力场。

7 结论

(1) 多福屯地区火山岩为一套典型的陆相火山岩, 以碱性火山岩为主, 具有典型的大陆裂谷玄武岩特征, 其形成时代为早白垩世。

(2) 多福屯早白垩世火山岩具有较高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 、 ϵNd 和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 特点, 岩石的 ϵNd 均值为 7.69, ϵSr 均值为 -10.7。其物源不是标准的富集或亏损地幔区, 与典型的 EM 或 HIMU 型洋岛玄武岩明显不同, 物源受部分大陆壳的混染, 岩浆源成分属于富集与 HIMU 幔源混合成因。

(3) 西秦岭西端的早白垩世陆相火山岩是形成于类似大陆裂谷环境的火山岩, 它是沿近南北向断裂带分布的在陆内环境下产生, 并在陆内环境下消亡的陆内裂谷环境的碱性火山岩组合, 它的形成标志着西秦岭地区在早白垩世进入一个区域性伸展事件。

致谢: 参加本项目野外工作的还有安守文、马志康等同志, 野外工作中得到青海省地质调查院王秉璋总工的指导, 所有路线和剖面中薄片由青海省地质调查院岩矿鉴定高级工程师范桂兰同志详细鉴定, 青海省区域地质调查大队丁西歧、于文杰高级工程师在成文过程中进行有益的探讨, 西安地调中心的计文化博士最后进行了详细审阅, 并提出了宝贵的修改意见, 在此表示诚挚的谢意。

参考文献 (References):

- 任纪舜, 姜春发, 张正坤, 等. 中国大地构造及其演化 [M]. 北京: 科学出版社, 1980.
- Ren Jishun, Jiang Chunfa, Zhang Zhengkun, et al. Structure and evolution of China [M]. Science Press, Beijing, 1980.
- 张国伟, 郭安林, 姚安平, 等. 中国大陆构造中的西秦岭—松潘大陆构造结 [J]. 地学前缘, 2004, 11 (3): 23-32.
- Zhang Guowei, Guo Anlin, Yao Anping, et al. Western Qinling-Songpan continental tectonic node in China's continental tectonics [J]. Earth Science Frontiers, 2004, 11 (3): 23-32.
- 张国伟, 董云鹏, 姚安平. 秦岭造山带基本组成与结构及其构造演化 [J]. 陕西地质, 1997, 15 (2): 1-14.
- Zhang Guowei, Dong Yunpeng, Yao Anping. The Crustal Compositions, Strucion and Tectonic Evolution of the Qinling Orogenic Belt [J]. Geology of Shannxi, 1997, 15 (2): 1-14.
- 冯益民, 曹宣铎, 张二朋, 等. 西秦岭造山带的演化、构造格局和性 [J]. 西北地质, 2003, 36 (1): 1-10.
- Feng Yiming, Cao Xuanduo, Zhang Erpeng, et al. Tectonic Evolution Framework and Nature of the West Qinling Orogenic Belt [J]. Northwestern Geology, 2003, 36 (1): 1-10.
- 青海省地质矿产局. 青海省区域地质志 [M]. 北京: 地质出版社, 1991.
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Qinghai. Regional geology document of Qinghai [M]. Geological Publishing House, Beijing, 1997.
- 青海省地质矿产局. 青海省岩石地层 (全国地层多重划分对比研究) [M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1997.
- Bureau of Geology and mineral Resources of Qinghai. Lithostratigraphy of Qinghai province (Research of multiple contrast between national stratum) [M]. China University of Geosciences Press, Wuhan, 1997.
- 范立勇, 王岳军, 李晓勇, 等. 青海西秦岭地区晚中生代基性火山岩地球化学特征及构造意义 [J]. 矿物岩石, 2007, 3 (27): 63-71.
- Fan Liyong, Wang Yuejun, Li Xiaoyong, et al. Geochemical

- Characteristics of late Mesozoic mafic volcanic rocks from western Qinling and its tectonic implications [J] . Journal of Mineralogy and Petrology, 2007, 3 (27): 63-71.
- 郭安林, 张国伟, 孙延贵, 等. 青藏高原东北缘多福屯第三纪钠质基性火山岩及构造启示 [J] . 地学前缘, 2007, 14 (3): 73-83.
- Guo Anlin, Zhang Guowei, Sun rangui, et al. Tertiary Duo-futon Na-rich mafic volcanic rocks, on northeastern margin of the Qinghai-Tibet Plateau and their tectonic implications [J] . Earth Science Frontiers, 2007, 14 (3): 73-83.
- 潘桂棠, 丁俊, 等. 青藏高原及邻区地质图说明书 [M] . 成都: 成都地图出版社, 2000.
- Pan Guitang, Ding Jun, et al. Geologic map instruction booklet Qinghai-Tibet Plain and neighbouring area [M] . Map publishing house of Chengdu, Chengdu, 2000.
- 潘桂棠, 肖庆辉, 陆松年, 等. 中国大地构造单元划分 [J]. 中国地质, 2009, 36 (1): 1-28.
- Pan Guitang, Xiao Qinghui, Lu Songnian, et al. Subdivision of tectonic units in China [J] . Geology in China, 2009, 36 (1): 1-28.
- 张雪亭, 杨生德, 等. 青海省板块构造研究—1: 100 万大地构造图说明书 [M] . 北京: 地质出版社, 2007.
- Zhang Xueting, Yang Shengde, et al. Qinghai Province plate tectonics research- 1: 1000000 tectonic map instruction booklet [M] . Geological Press, Beijing, 2007.
- 孙书勤, 汪云亮, 张成江. 玄武岩类岩石大地构造环境的 Th、Nb、Zr 判别 [J] . 地质论评, 2003, 49 (1): 40-46.
- Sun Shuqing, Wang Yunliang, Zhang Chengjiang. Discrimination of the Tectonic Settings of Basalts by Th, Nb and Zr [J] . Geological Review, 2003, 49 (1): 40-46.
- 甘肃省地质矿产局. 甘肃省区域地质志 [M] . 北京: 地质出版社, 1989.
- Bureau of Geology and mineral Resources of Gansu province [M] . Regional geology document of Gansu province- Geological Publishing House, Beijing, 1989.
- 范立勇, 王岳军, 李晓勇, 等. 西秦岭地区晚中生代基性火山岩地球化学特征及构造意义 [J] . 大地构造与成矿学, 2007, 4 (31): 471-481.
- Fan Liyong, Wang Yuejun, Li Xiaoyong, et al. Geochemical Characteristics of late Mesozoic mafic volcanic rocks from western Qinling and their tectonic implications [J] . Geotectonica Et Metallogenia, 2007, 4 (31): 471-481.
- Zindler A. , Hart S.R. Chemical geodynattucs [J] . Ann. Rev Earth Planet. Sci. , 1986, 14: 493-571.
- Condie K. C. , Crow C. Early Precambrian within-plate basalts from Kaapvaal craton in southern Africa: a case for comtaminated komatiitesj [J] . Geol. , 1990, 98: 100-107.
- Pearce J. A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins [A] . Hawkes-Worth C. J. and Norry M. J. (eds), Continental basalts and mantle xenoliths [C] . Nantwich: Shiva, 1983, 230-249.
- Meschede M. A Method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram [J] . CHem. Geol. , 1986, 56: 207-218.
- Cabanis B and lecolle M. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination de series volcaniques et la mise en evidence des processus de mélange etou de contamination crustalc [J] . C. R. Acad. Sci. Ser. II , 1989, 309: 2023-2029.
- Sun Shuqin, Wang Yunliang, Zhang Chengjiang Discrimination of the Tectonic Settings of Basalts by Th, Nb and Zr [J] . Geological Review, 2003, 49 (1): 40-46
- Bureau of Geology and Mineral Resources of GanSu Province. Regional Geology of GanSu Province [M] . Geological Publishing House, Beijing, 1991.
- Fan Liyong; Wang Yuejun; Li Xiaoyong . Geochemical characteristics of late Mesozoic mafic volcanic rocks from western Qinling and their tectonic implication [J]. Geotectonica Et Metallogenia. 2007, 4 (31): 471-481.
- Zindler A. , Hart S. R. Chemical geodynattucs [J] . Ann. Rev Earth Planet. Sci. , 1986, 14: 493-571.
- Condie K. c, Crow C. Early Precambrian within-plate basalts from Kaapvaal craton in southern Africa: a case for comtaminated komatiitesj [J] . Geol. , 1990, 98:

100-107.

Pearce J. A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins [A] . Hawkesworth C. J. and Norry M. J. (eds), Continental basalts and mantle xenoliths [C] . Nantwich: Shiva, 1983, 230-249.

Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholei-

ites with the Nb-Zr-Y diagram [J] . Chem. Geol. , 1986, 56: 207-218.

Cabanis B, lecolle M. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination de series volcaniques et la mise en evidence des processus de mélange etou de contamination crustale [J] . C. R. Acad. Sci. Ser. II , 1989, 309: 2023-2029.

The Determination and Significance of Lower Cretaceous Continental Rift Environment Volcanic Rock in Tongren Area, Qinghai Province

QI Sheng-sheng^{1,2,3}, DENF Jin-fu¹, CHEN Jian^{2,3}, FU-Jun^{2,3},
SHI Lian-Chang^{2,3}

(1. *China University of Geosciences, Beijing 100083, China*; 2. *Qinghai Institute of Geological Survey, Xining 810012, China*; 3. *Qinghai Province Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources of Northern Qinghai-Tibetan Plateau, Xining 810012, China*)

Abstract: A set of classical continental facies volcanic rock with grey purple are located on western margin of Western Qinling, distributing alone near North and South proximity fracture zone. It's lithologic assemblage is grey purple block layered- amygdaloidal olivine basalt, andesite basalt, lava breccias, and clamps some grey purple thick-bedded polymictic conglomerate, grit stone, grey purple or caesious strata-iculate mud stone. The volcanic rock are close to alkaline series. Its formation epoch was Lower Cretaceous. It's geochemistry character display LREE-rich right-oriental pattern with weak Eu normal anomaly, general enrichment in incompatible elements. The rock has higher ratios of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, ϵNd and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Its average value of ϵNd was 7.69, average value of ϵSr was -10.7. Its provenance is different from EM type or HIMU type OIB, the rocks are obviously contaminated by crustal materials. The source region exhibits a mixture between EM and HIMU. By comprehensive analysis, it was the product of igneous magma activity in the tensile environment in the inner of the continental plate. The rock formed in similar continental rift in the spread tectonic background.

Key words: Western Qinling; alkaline basal; Lower Cretaceous; continental facies volcanic rock; continental rift