

甘肃北山红石山蛇绿混杂岩带中基性火山岩 构造环境分析

黄增保 金霞

(甘肃省地质调查院, 甘肃 兰州 730000)

摘要:红石山基性火山岩为红石山蛇绿岩的重要组成单元之一,有关其形成的构造环境一直存在分歧,因此影响了对该蛇绿岩的性质、形成和演化方面的深入研究,笔者在野外对红石山一带的基性火山岩地质特征进行了详细的观察,在结合前人研究资料的基础上,利用地球化学(主量、微量及稀土元素)及 Sm-Nd 同位素分析等对其构造背景进行了多种手段相结合的判断和分析,确定红石山蛇绿岩其形成于洋中脊环境,时代定为早石炭世。

关键词:玄武岩;地球化学;构造环境;甘肃红石山

中图分类号: P588.12 **文献标识码:** A **中图分类号:** 1000-3657(2006)05-1030-08

甘肃北山北带的红石山蛇绿混杂岩带,为塔里木板块与准噶尔—哈萨克斯坦板块俯冲消减的重要场所,历来受到人们的关注^[1-4]。但研究的重点多偏向于混杂岩带中基性-超基性杂岩或蛇绿岩残片的物质组成、空间展布、岩相及含矿性的评价,部分学者还对杂岩体成因进行了研究,对该蛇绿混杂岩带中的玄武岩等基性火山岩未曾做过详细的调查与研究,岩石地球化学资料 and 同位素资料较零星或尚属空白,岩石成因及所代表洋壳的属性存在较大的分歧:一种认为属初始小洋盆型蛇绿岩^[1];另一种认为属陆间扩张带蛇绿岩^[2];还有的认为属洋中脊蛇绿岩^[4]。

笔者在 1:25 万红宝石幅^①区域调查中,对红石山蛇绿混杂岩带作了较系统的研究,从前人^[5]划分的白山组上段千枚岩夹含铁石英岩中厘定出大量的玄武岩片,通过对玄武岩主量元素、微量元素、稀土元素的分析,对红石山蛇绿岩的成因提供某些制约条件。

1 红石山蛇绿混杂岩带及火山岩地质特征

红石山蛇绿混杂岩带为甘肃北山地区重要的缝合带之一,该混杂岩带向西与新疆东天山康古尔塔格深大断裂相接,向东经黑鹰山地区的百合山延入蒙古国境内,总体近东

西向弧形展布,主要由一系列倾向 NE-NW, 倾角 50°~70°的逆冲断层,北东向、北西向的走滑断裂与夹杂其中的泥盆纪、石炭纪和古元古代地层块体及蛇绿岩残片共同构成宽 5~10 km, 长大于 1 000 km, 由多条断层控制不同时代、不同性质构造岩块的构造混杂岩带。为准噶尔—哈萨克斯坦板块与塔里木板块在海西晚期对接消减的直接记录。混杂岩带局部见有晚古生代晚期及中生代的岩体侵入。

火山岩以构造岩块、岩片状或混杂基质分布于红石山蛇绿混杂岩带中,总体近东西向带状展布(图 1)。一般在构造作用较强地段,如红石山蛇绿岩片南北两侧以混杂基质产出,岩性为绿泥片岩、绿帘阳起片岩、钠长绿泥片岩等变质玄武岩,在变质变形较弱地段如骆驼峰一带,均呈较大的岩块、岩片产出,岩片宽 500~2 000 m 不等,最宽达 3 km,长 2~40 km,岩石类型为蚀变玄武岩,局部发育枕状构造^[6],一般与硅质岩、赤铁碧玉岩、粉砂岩等深海沉积岩系相伴产出。在红石山一带与红石山蛇绿岩片中的变质橄榄岩、辉长岩及辉绿岩呈构造混杂产出,为红石山蛇绿岩重要组成部分^[1,9]。

在玄武岩赋存的地层中,1:5 万红岭^②幅区域地质调查曾在红石山西骆驼峰一带碎屑岩夹层中荣获 *Leiotrites netiux* Haequ、*Punctatiporites Planus* Haequ 等 32 种微古植物化石,

收稿日期:2005-05-19;改回日期:2005-10-25

基金项目:中国地质调查局地质大调查项目(200213000020)资助。

作者简介:黄增保,男,1978 年生,工程师,从事区域地质方面的工作;E-mail:gsddyhzb@126.com。

①甘肃省地质调查局:1:25 万红宝石幅区域地质调查报告(供审稿),2005。

②甘肃省地质调查院:1:5 万红岭等三幅区域地质调查报告(供审稿),2004。

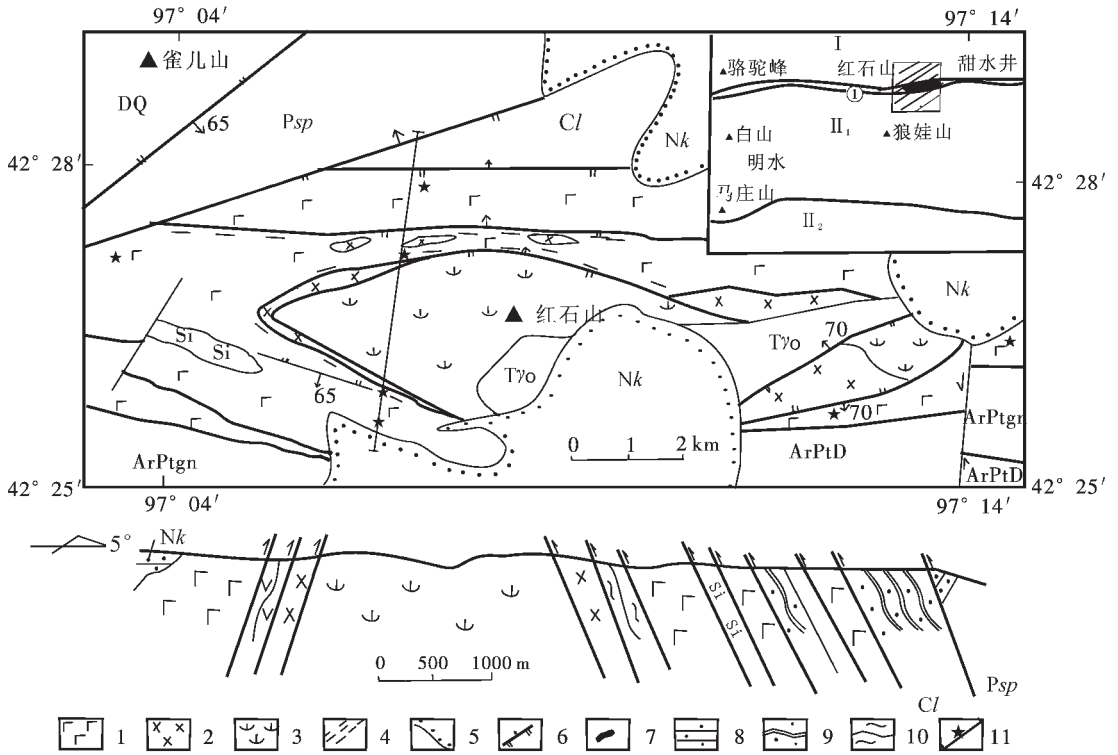


图 1 红石山蛇绿岩地质略图及地质剖面图

Nk—新近纪苦泉组;Psp—二叠纪双堡堂组;Cl—石炭纪绿条山组;DQ—泥盆纪雀儿山群;ArPtD—古元古—新太古界敦煌岩群; T γ o—三叠纪英云闪长岩;ArPtgn—古元古—新太古界小红山斜长片麻岩;Si—硅质岩;1—玄武岩;2—辉长岩;3—变质橄榄岩; 4—韧性剪切带;5—角度不整合界线;6—逆断层;7—红石山蛇绿岩;8—砂岩;9—变砂岩;10—片岩;11—剖面及采样位置; I —准噶尔地块; II₁—塔里木板块白山—狼娃山海西期岩浆弧带; II₂—塔里木板块明水—旱山地块;①—红石山蛇绿混杂岩带

Fig.1 Geological sketch map and geological section of the Hongshishan ophiolite

Nk—Neogene Kuquan Formation; Psp—Permian Shuangbaotang Formation; Cl—Carboniferous Lutiaoshan Formation; DQ—Devonian Queershan Group; ArPtD—Neoproterozoic—Paleoproterozoic Dunhuang Group—complex; T γ o—Triassic tonalite; ArPtgn—Neoproterozoic—Paleoproterozoic Xiaohongshan plagioclase gneiss; Si—Siliceous rocks; 1—Basalt; 2—Gabbro; 3—Metaperidotite; 4—Ductile shear zone; 5—Unconformity; 6—Reverse fault; 7—Hongshishan ophiolite; 8—Sandstone; 9—Metasandstone; 10—Greenschist; 11—Geological section and sampling location; I —Junggar massif; II —Tarim plate: II₁—Baishan—Langwashan Hercynian magmatic arc zone; II₂—Mingshui—Hanshan massif; ①—Hongshishan ophiolite mélangé zone

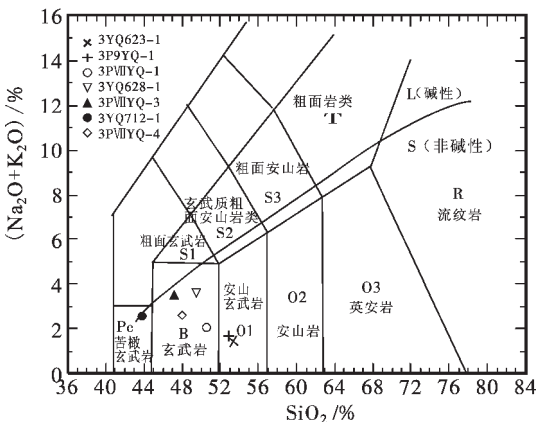


图 2 火山岩化学分类全碱-硅(TAS)图 (据 Le Bas 等, 1986)

Fig.2 TAS diagram for volcanic rocks (after Le Bas et al., 1986)

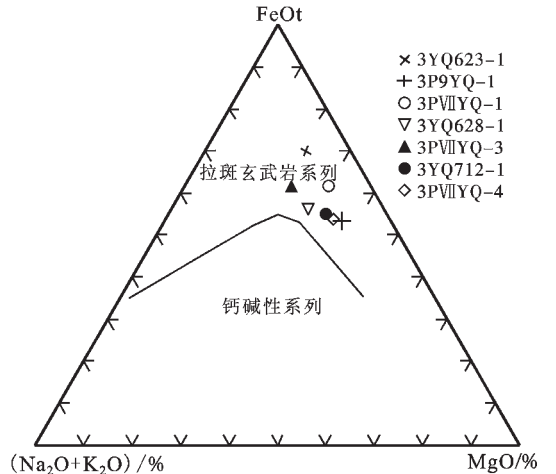


图 3 火山岩 AFM 图解图

Fig.3 AFM diagram for volcanic rocks

时代为早石炭世。这些古生物证据显示红石山一带的玄武岩形成时代为早石炭世。此外,在红石山蛇绿混杂岩带南侧,塔里木板块北缘,分布有以早石炭世白山组为代表的陆缘岛弧火山-沉积岩系及石炭纪明水、跃进山岩基为代表的钙碱性花岗岩体(314 Ma~273 Ma)^①,可以间接地证明红石山洋盆向南俯冲在早石炭晚期就已开始,玄武岩形成时代应不晚于晚石炭世,可能为岩关期岩浆作用的产物。

2 岩石学与岩石化学特征

2.1 岩石学特征

玄武岩、蚀变玄武岩:灰绿色具间粒结构,块状构造,岩石中斜长石含量为43%,板条状,粒径0.03 mm×0.1 mm,阳起石呈纤维状、纤维状,Ng'为蓝绿色,Np'为浅黄绿色,半定向分布,含量30%。绿泥石呈显微鳞片集合体分布,含量20%。绿帘石呈微脉状、细脉状集合体不均匀分布,含量15%左右。另见有少量方解石、石英、隐晶质等分布于岩石裂隙中。

绿泥片岩:灰绿色,显微鳞片变晶结构,片状构造,岩石中绿泥石呈鳞片状集合体产出,粒径0.1 mm,含量为70%~75%,石英呈等轴粒状,其重结晶作用较强,边部呈锯齿状镶嵌,并有压扁拉长现象,粒径0.05 mm×0.1 mm,含量5%~10%,方解石呈他形粒状,呈条带状不均匀分布,含量为15%,副矿物绿帘石含量小于5%,钠长石、磁铁矿微量。

阳起片岩:纤维状变晶结构,片状构造,岩石中阳起石呈纤维状,纤维状定向分布,Ng'=浅绿色,Np'=浅黄色,粒径0.2 mm,含量84%。绿帘石呈隐—微晶集合体,团块状不均匀分布,粒径0.03 mm,含量5%左右,石英呈他形粒状,含量3%,受应力作用具压扁拉长现象。钠长石呈简单双晶,定向分布,粒径0.3 mm,含量为70%左右,方解石微量。

2.2 岩石化学特征

从岩石化学含量及特征参数(表1)中可以看出,岩石中SiO₂含量为43.61%~53.41%,均属玄武岩的范畴,Al₂O₃含量12.25%~15.86%,FeO、MgO、CaO含量较高,分别为6.7%~10.35%、4.69%~7.30%、8.16%~11.61%。Na₂O>K₂O,其中Na₂O含量为1.6%~3.40%,K₂O为0.04%~0.24%,属钠质火成岩类。TiO₂含量为0.80%~1.99%,平均1.10%,介于活动大陆边缘、岛弧区火山岩(0.83%,0.58%~0.85%)^②和洋中脊拉斑玄武岩(TiO₂平均含量1.5%)之间。

在TAS全碱图(图2)中各样品均落入亚碱性系列区,岩石类型主要为玄武岩,少数为安山玄武岩,个别为苦橄玄武岩。在AFM(图3)图解中,该玄武岩具拉斑玄武岩的特征。

由此可见,红石山蛇绿混杂岩带中的基性火山岩为玄武岩,属低钾拉斑玄武岩系列岩石。

3 稀土元素特征

本区稀土总量相对较高(表2),ΣREE含量为66.28×

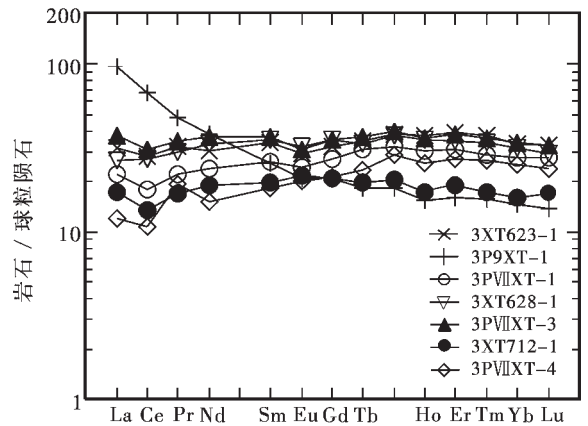


图4 玄武岩球粒陨石标准化稀土配分图

Fig.4 Chondrite-normalized REE distribution patterns for basalt

10⁻⁶~137.39×10⁻⁶,LREE/HREE变化于0.53~0.85之间,个别为2.59,(La/Yb)_N比值多数在0.76~1.04,少数在4.56~6.36,(Ce/Yb)_N一般为0.40~0.86,个别为4.37,多数样品显示轻稀土亏损型,仅个别样品显示轻稀土富集型。 δ Eu值为0.87~1.07,具弱负铕异常—弱正铕异常,说明岩石为部分熔融程度高,且经过轻微斜长石分异的玄武质岩浆固结的产物。 δ Ce值为0.15~0.95,多数<0.9,具负铈异常,说明岩石曾受过海水蚀变作用。

在球粒陨石标准化稀土元素配分型式图上(图4),多数表现为近平行的分布曲线,显示为轻稀土亏损—平坦分布模式,与典型的N-MORB玄武岩稀土元素地球化学特征相似。个别样品(3P9XT-1)稀土配分曲线右倾,轻稀土富集,曲线型式具洋岛玄武岩的一般特征。

4 Sm-Nd 同位素地质特征

笔者对该地区的5件玄武岩样品进行了Sm-Nd同位素测定(表3)。从表中可以看出所有被分析的样品中的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 多数为正值,其值为+8.74~+9.66,平均+9.16,仅一个样为负值(-7.84),相对于正常地幔来源的玄武岩明显偏高,表明其系亏损地幔来源,与大洋中脊玄武岩 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值接近,3P9TW-3样品为负值,可能是岩石在形成过程中受到地壳物质的混染。一般认为大洋中脊玄武岩 $\epsilon_{Nd}(t)$ 的范围为+8~+11,平均+10;洋岛玄武岩的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 的范围为+4~+8;而绝大多数岛弧玄武岩 $\epsilon_{Nd}(t)$ 的值为+3.1~+9^{③-⑫}。此外样品中多数¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd为0.513086~0.513133,与亏损大洋中脊和大洋岛弧环境下的玄武岩值(0.5130~0.5132)^⑬较接近。

由此看来红石山蛇绿混杂岩带中的玄武岩来源于亏损地幔,形成环境可能为大洋中脊环境,与前面稀土元素所反映的情况基本一致。

①甘肃省地质调查院. 1:25万红宝石幅区域地质调查报告(供审稿),2005.

表 1 红石山一带玄武岩岩石化学含量及特征参数/%

Table 1 Major element content (%) and characteristic parameters of the Hongshishan basalt

样号	3P9YO-1	3P7YO-1	3P7YO-4	3YO628-1	3YO712-1	3P7YO-3	3YO623-1
岩石名称	蚀变玄武岩	绿泥片岩	绿泥片岩	蚀变玄武岩	蚀变玄武岩	绿泥片岩	蚀变玄武岩
SiO ₂	52.92	50.63	47.86	49.32	43.61	47.27	53.41
TiO ₂	1.36	1.00	0.80	1.99	1.2	1.36	1.08
Al ₂ O ₃	13.1	12.25	15.29	13.04	15.86	12.43	11.42
Fe ₂ O ₃	2.56	8.79	3.91	4.09	3.88	6.53	11.65
FeO	6.7	6.94	8.22	10.35	7.76	7.28	2.46
MnO	0.12	0.22	0.18	0.14	0.37	0.2	0.28
MgO	6.19	7.11	7.3	7.01	6.65	4.69	4.08
CaO	10.14	8.31	9.5	8.16	9.15	10.55	11.61
Na ₂ O	1.6	1.98	2.54	3.4	2.5	3.2	1.46
K ₂ O	0.09	0.12	0.04	0.24	0.08	0.19	0.1
P ₂ O ₅	0.23	0.2	0.12	0.36	0.5	0.28	0.19
CO ₂	2.4	N	N	0.34	3.32	N	N
H ₂ O ⁺	2.66	1.02	2.6	0.94	4.16	1.25	0.89
H ₂ O [*]	0.06	0.21	0.06	0.03	0.05	0.05	0.08
total	100.13	98.78	98.42	99.41	99.09	95.28	98.71
δ	0.29	0.58	1.37	2.1	10.9	2.69	0.23
Mg [#]	34.79	27.09	32.55	27.94	31.44	21.67	19.66

注:由甘肃省地勘局第四实验室采用湿法化学分析,N为未检测。

5 火山岩微量元素特征及构造环境讨论

微量元素,尤其是高场强元素如 Nb、Ta、Hf、Zr、Ti、Y 等元素,在雨水热蚀变和构造变质作用过程中基本是不活动的^[14],利用它们来判别构造环境是十分有用的。

从表 2 中可以看出幔源组分 Cr 含量较低,变化于 $51.9 \times 10^{-6} \sim 285 \times 10^{-6}$ 之间,低于原始玄武岩浆值($Cr > 400 \times 10^{-6}$)^[15],属演化后的玄武岩浆;Rb/Sr 比值较低,为 0.002~0.02,与洋中脊玄武岩相接近,K/Rb 比值低—中等,为 81.0~400.0。

在原始地幔标准化微量元素蛛网图中(图 5-a),表现为蛛网图左侧大离子亲石元素 Cs、Ba、Th 等元素相对强烈富集,呈正异常,右侧高场强元素,从 Nb 到 Sc 基本未发生分馏,近乎平坦,约为原始地幔的 10 倍左右。曲线型式类似于 Pearce^[16]指出的某些异常玄武岩痕量元素分配形式也与中国三江地区一些洋脊玄武岩基本相似。个别样品(3P9XT-1)因轻稀土 La、Ce 含量较高,使 Nb 显负异常,而与洋岛玄武岩曲线型式相接近。在洋中脊玄武岩标准化微量元素相容程度型式图(图 5-b)中表现为“大隆起”形态,Rb、Ba、Th 等强不相容元素富集,其余元素变化不大,近平坦,丰度值与洋脊玄武岩基本接近。强不相容元素 Ba、Th 的富集可能与后期热液蚀变作用导致元素迁移有关。

区内玄武岩 $(La/Yb)_N$ 为 0.45~1.02、 $(La/Sm)_N$ 为 0.83~1.00、Ce/Zr 为 0.08~0.12、Th/Y 为 0.08~0.14、Th/La 为 0.45~

1.31、Ti/Y 为 211.85~339.15,总体比值较低,而 Zr/Nb(15.4~35.4)和 Y/Nb(4.54~11.52)的比值较高。这些特征均与亏损地幔型玄武岩相似,而区别于洋岛玄武岩。夏林圻等^[17]研究认为,板内玄武岩 Zr/Y 和 Ti/Y 值分别大于 4 和 400,而大洋中脊玄武岩 Zr/Y 和 Ti/Y 值分别小于 4 和 400,区内玄武岩 Zr/Y 值为 2.42~4.42,Ti/Y 值为 211.85~339.15,属大洋中脊玄武岩的范畴。

玄武岩等基性熔岩具 LREE 亏损(N 型 MORB)的分布模式,微量元素也具有洋中脊玄武岩的特征,如在 Zr/Y—Zr 图解(图 6-a)和 Zr/4—Y—Nb $\times 2$ 图解(图 6-b)中多数落入洋中脊玄武岩区,少数落入板内玄武岩区。

综上所述,红石山蛇绿混杂岩带中的基性火山岩的主量元素、稀土元素、微量元素特征与洋中脊玄武岩具明显的相似性,而与板内玄武岩、洋岛玄武岩具明显的差异。从现有的资料来看,玄武岩沿混杂岩带分布,与变质橄榄岩、堆晶辉长岩、辉长岩及深海泥质岩相伴产出,应为红石山蛇绿混杂岩的重要组成部分,代表红石山洋盆发育期间古洋壳残片。

6 结论

从区域资料看,红石山—百合山蛇绿混杂岩带是不同岩石—构造单元的分界线,严格控制着两侧不同的岩石组合。混杂岩带北侧主要分布泥盆纪地层及少量的志留纪、奥陶纪地层,南侧则为早石炭世陆缘岛弧火山—沉积岩系(白山组地

表 2 红石山一带玄武岩稀土元素及微量元素含量/ 10^{-6}

Table 2 REE and Trace element contents (10^{-6}) of the Hongshishan basalt

样号	3P9XT-1	3PVIIXT-1	3PVIIXT-4	3XT628-1	3XT712-1	3PVIIXT-3	3XT623-1
岩石名称	蚀变玄武岩	绿泥片岩	绿泥片岩	蚀变玄武岩	蚀变玄武岩	绿泥片岩	蚀变玄武岩
La	23.2	5.28	2.88	6.29	4.07	8.92	7.49
Ce	41.6	10.9	6.56	16.6	8.26	19.2	17.2
Pr	4.55	2.09	1.84	2.82	1.61	3.3	3.08
Nd	18	11.1	7.07	15.8	8.86	17.1	14.3
Sm	3.97	3.99	2.79	5.4	3.04	5.61	5.24
Eu	1.22	1.4	1.17	1.86	1.26	1.81	1.72
Gd	4.27	5.58	4.41	7.31	4.3	7.28	6.63
Tb	0.68	1.17	0.88	1.26	0.74	1.37	1.31
Dy	4.64	8.24	7.34	9.6	5.24	10.1	9.75
Ho	0.88	1.74	1.47	2.02	0.98	2.06	2.14
Er	2.66	5.19	4.53	5.8	3.15	6.31	6.44
Tm	0.4	0.73	0.68	0.88	0.44	0.93	0.96
Yb	2.46	4.7	4.26	5.34	2.7	5.77	5.72
Lu	0.35	0.7	0.61	0.74	0.43	0.83	0.84
Y	19.4	37.1	32.9	43.5	21.2	46.8	44.7
Σ REE	128.3	99.9	105.3	125.2	66.3	137.4	127.5
LREE/HREE	2.59	0.53	0.85	0.64	0.69	0.69	0.62
δ Eu	0.9	0.91	1.02	0.91	1.07	0.87	0.89
(Ce/Yb) _n	4.37	0.6	0.4	0.8	0.79	0.86	0.78
Cr	101	108	253	261	285	118	51.9
Li	13.8	N	N	21.8	68.7	N	N
Rb	1.4	4.3	1	11.4	4.1	9.05	6.1
Cs	0.7	2.2	1.9	4.8	1.7	2.8	2.7
Sr	736	84.1	184	153	217	143	133
Ba	63.8	212	438	48.4	57.9	283	171
Sc	21.6	47.9	47	64	51.7	45.3	43.4
Nb	6.94	3.22	2.89	3.17	4.49	10.3	9.22
Ta	0.86	0.5	0.5	0.5	0.5	1.47	1.98
Zr	82.7	114	79.5	144	93.8	180	142
Hf	3	3.8	2.9	5.1	3.9	5.9	4.6
U	N	1	1	N	N	1.47	1.27
Th	6.48	3.96	4.66	3.83	1.84	11.7	6.4
Ti	8151	9010	6970	11927	7192	13600	14300
P	502	572	462	785	1091	1070	1280
K	374	1200	400	996	332	1900	1600
Rb/Sr	0.002	0.05	0.01	0.07	0.02	0.06	0.05

注:微量元素和稀土元素由国土资源部宜昌地质矿产研究所测试,采用 ICP-MS 仪器分析,检测限优于 0.5×10^{-9} ,相对标准偏差优于 5%,N 为未检测。

表 3 玄武岩 Sm-Nd 同位素测年数据

Table 3 Sm/Nd dating of basalt

样号	样品名称	Sm/ 10^{-6}	Nd/ 10^{-6}	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$
3P9TW-1	玄武岩	3.205	9.807	0.1977	0.513111	+9.2	+9.23
3P9TW-2	玄武岩	2.843	8.683	0.1981	0.513100	+9.0	+9.01
3P9TW-3	玄武岩	2.87	13.95	0.1245	0.512236	-7.8	-7.84
3P9TW-4	玄武岩	3.198	9.419	0.2054	0.5131331	+9.7	+9.66
3P9TW-5	玄武岩	3.005	9.159	0.1985	0.513086	+8.7	+8.74

注:样品由宜昌地质矿产研究所同位素室测试, $T=350\text{Ma}$ 。

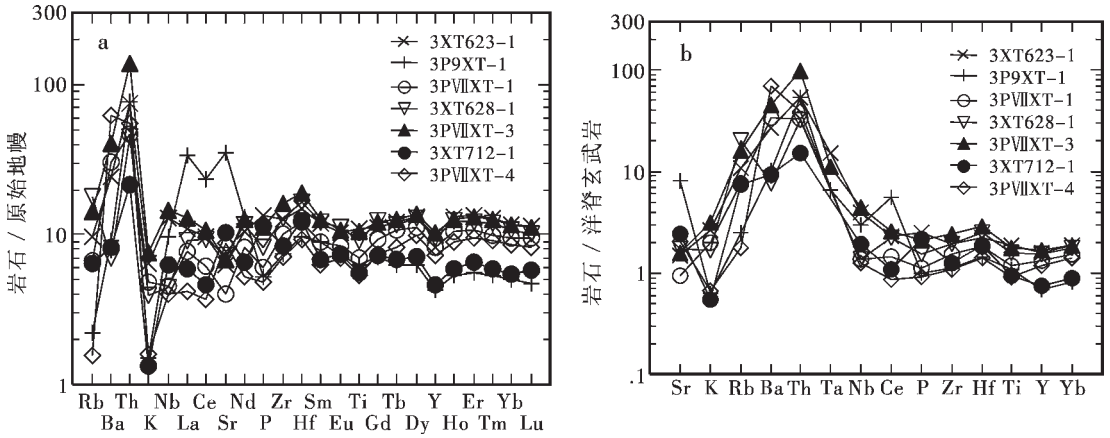


图 5 玄武岩微量元素蛛网图

Fig.5 Chondrite-normalized trace element spidergram for basalt

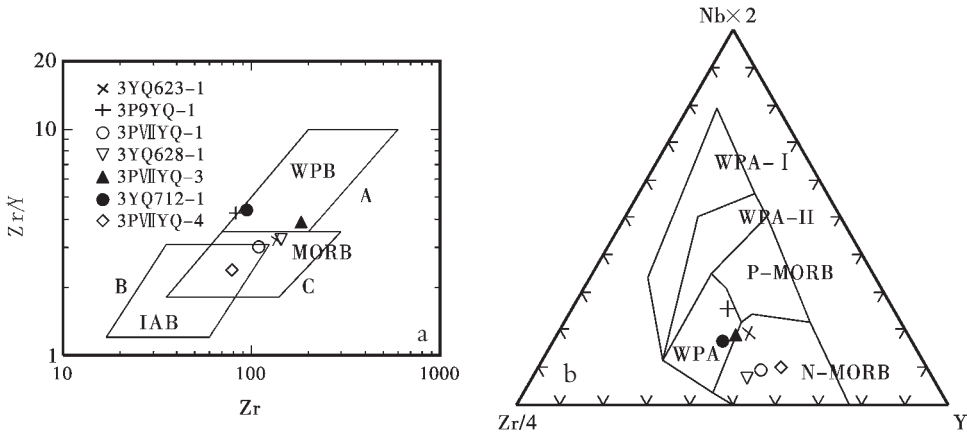


图 6 玄武岩构造环境判别图

IAB—岛弧拉斑玄武岩;WPB(WPB- I ,WPB- II)—板内玄武岩;MORB—洋中脊玄武岩;N—MORB—正常洋中脊玄武岩; P—MORB—富集型洋中脊玄武岩

Fig.6 Tectonic environment discriminant diagrams of basalt.

IAB—Island arc basalt;WPB(WPA- I and WPA- II)—Within plate basalt;MORB—Mid-ocean ridge basalt; N—MORB—Normal mid-ocean ridge basalt;P—MORB—Enriched mid-ocean ridge basalt

层)及大量海西中晚期钙碱性花岗岩体组成的陆缘岩浆弧,间有敦煌岩群及元古宙古侵入岩的分布;两侧地体均以断层为界面,逆冲于混杂岩带之上。带内构造岩块发生强烈的挤压破碎变形,部分呈构造岩片产出,而两侧地层则主要表现为褶皱变形,间有断裂。前人研究表明^[18-19]该混杂岩带还为南北石炭纪生物地理区分界,以南为华南生物地理区,含 *Kuaichouphyum Giganloprod-uctus* 等,北部石炭系为安加拉植物区系;而且混杂岩带南北两侧深部地球物理资料存在明显的差异,沿红石山蛇绿混杂岩带出现近东西向紧闭正均衡重力异常及负的相对高值异常,两侧出现东西向宽缓的重力

异常,布格重力异常表现为南高北低,正均衡重力异常与布格重力异常具有相似的特点。这些特征充分显示红石山蛇绿混杂岩带是一条具重要意义的构造带,是分隔具有不同地壳结构的塔里木板块与准噶尔—哈萨克斯坦板块的界线。

本次在红石山一带厘定出的变质基性火山岩,分布于红石山—百合山蛇绿混杂岩带中,呈岩片或混杂基质产出,与变质橄榄岩、堆晶辉长岩、辉长岩及深海泥硅质岩相伴混杂产出。其主量元素、微量元素、稀土元素显示为洋中脊低钾拉斑玄武岩,具有轻稀土亏损的稀土配分型式,不活动微量元素及 Sm/Nd 同位素等,指示来源于亏损的软流圈地幔,代表

了红石山古洋盆洋壳岩石,是红石山洋盆扩张期间火山作用的产物,为红石山蛇绿岩的重要组成部分。

致谢:参加野外工作的还有魏志军、张国英、沈清杰、火军昌、孙新春等,初稿得到了陈耀宇、许荣科高级工程师的指点,特别感谢审稿者对本文提出的建设性意见。

参考文献(References):

- [1] 左国朝,何国琦.北山板块构造及成矿规律[M].北京:北京大学出版社,1990.1~209.
Zuo Guochao, He Guoqi. Plate Tectonics and Metallogenic Regularities in Beishan Region[M]. Beijing: Peking University Press, 1990.1~209(in Chinese).
- [2] 王作勋, 郭继易, 吕喜朝, 等. 天山多旋回构造演化及成矿[M]. 北京: 科学出版社, 1990.80~150.
Wang Zuoxun, Wu Jiyi, Lü Xichao, et al. Polycycle Tectonic Evolution and Metallogenesis of Tianshan, NW China [M]. Beijing: Science Press, 1990.80~150(in Chinese).
- [3] 赵茹石, 周振环, 毛金海. 甘肃省板块构造单元划分及其构造演化[J]. 中国区域地质, 1994, 13(1): 28~36.
Zhao Rushi, Zhou Zhenhuan, Mao Jinhai. Plate tectonics and tectonic evolution of Gansu province [J]. Regional Geology of China, 1994, 13(1): 28~36(in Chinese with English abstract).
- [4] 龚全胜, 刘明强, 梁明宏. 北山造山带大地构造相及构造演化[J]. 西北地质, 2003, 36(1): 11~17.
Gong Quansheng, Liu Mingqiang, Liang Minghong. The tectonic facies and crust evolution of Beishan orogenic belt, Gansu [J]. Northwestern Geology, 2003, 36(1): 11~17 (in Chinese with English abstract).
- [5] 甘肃地质矿产局. 甘肃省岩石地层[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1997.200~310.
Bureau of Geology and Mineral Resources of Gansu Province. Stratigraphy (Lithostratic) of Gansu Province [M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1989.37~38 (in Chinese).
- [6] 魏志军, 黄增保, 金霞, 等. 甘肃红石山地区蛇绿混杂岩地质特征[J]. 西北地质, 2004, 37(2): 13~17.
Wei Zhijun, Huang Zengbao, Jin Xia, et al. Geological characteristics of ophiolitic mélangé of Hongshishan region, Gansu [J]. Northwestern Geology, 2004, 37(2): 13~18 (in Chinese with English abstract).
- [7] Pearce J A, Lippard S J, Roberts S. Characteristics and tectonic significance of suprasubduction zone ophiolites[A]. In: KoKelaar B P, Howells M F (eds.). Marginal Basin Geology [C]. Oxford: Blackwell. Geol. Soc. Spec. Pub. 1984, 16: 77~94.
- [8] Depaolo D J, Wasserburg G J. Nd isotopic variations and petrogenetic model[J]. Geophys. Res. Lett. 1976, 3: 249~252.
- [9] Depaolo D J, Wasserburg G J. The sources of island arcs as indicated by Nd and Sr isotopic studies[J]. Geophys. Res. Lett. 1977, 4: 465~468.
- [10] O'Nions R K, Hamilton P J, Evensen N M. Variation in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in oceanic basalts [J]. Earth Planet. Sci. Lett. 1977, 34: 13~22.
- [11] Mcculloch M T, Gregory R T, Wasserburg G J, et al. Sm-Nd, Rb-Sr and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ isotopic systematics in an oceanic crustal section: evidence from the Samail ophiolite [J]. J. Geophys. Res. 1981, 86: 2721~2735.
- [12] Morris J D, Hart S R. Isotopic and incompatible element constraints on the genesis of island arc volcanics from Cold Bay and Amak Island, Aleutians, and implications for mantle structure [J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 1983, 47: 2015~2030.
- [13] Engle A E J and Havens R G. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle [J]. Geological Society of American Bulletin, 1965, 76: 719~734.
- [14] Mullen E D. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rock of oceanic environments and its implications for petrogenesis [J]. Earth Planet. Sci. Lett. 1983, 62: 53~62.
- [15] Yogodzinski G M, Key R W, Volynets O N, et al. Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: implications for slab melting and processes in the mantle wedge [J]. Geol. Soc. Am. Bull. 1995, 107: 505~519.
- [16] Pearce J A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries [A]. In: Thorpe R S (ed.). Andesites [C]. Chichester: Wiley, 1982. 525~548.
- [17] 夏林圻. 造山带火山岩浆作用[J]. 西北地质, 2001, 34(3): 1~8.
Xia Linqi. The Orogenic belt volcano magmatism [J]. Northwestern Geology, 2001, 34(3): 1~8 (in Chinese with English abstract).
- [18] 王元龙, 陈守德. 新疆地壳演化与成矿[J]. 地质科学, 2001, 36(2): 129~143.
Wang Yuanlong, Cheng Shoude. Crust evolution and mineralization of Xinjiang [J]. Scientia Geologica Sinica, 2001, 36(2): 129~143 (in Chinese with English abstract).
- [19] 何国琦, 李茂松, 刘德权, 等. 中国新疆古生代地壳演化及成矿[M]. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 1994.
He Guoqi, Li Maosong, Liu Dequan, et al. Crust Evolution and Mineralization of the Paleozoic in Xinjiang, China [M]. Ürümqi: Xinjiang People Publishing House, 1994(in Chinese).

Tectonic environment of basic volcanic rocks in the Hongshishan ophiolite mélangé zone, Beishan Mountains, Gansu

HUANG Zen-bao, JIN Xia

(*Geological Survey of Gansu Province, Lanzhou 735000, Gansu, China*)

Abstract: Basic volcanic rocks in Hongshishan are one of the important components of the Hongshishan ophiolite. So far different views exist as to their tectonic environment, thus affecting the deep-going study of the nature, origin and evolution of the ophiolite. The authors conducted detailed field observations of the geological characteristics of the basic volcanic rocks in Hongshishan and used geochemical (major element, trace element and REE) data from XRF, ICP-MS and Sm/Nd isotope analysis as well as the previous data to make an integrated discrimination and analysis of their tectonic environment. It was determined that the basic volcanic rocks formed in a MORB tectonic environment, which provides new evidence for the environment of the Hongshishan ophiolite.

Key words: basalt; ophiolite; geochemistry; tectonic environment; Hongshishan, Gansu

About the first author: HUANG Zeng-bao, male, born in 1978, engineer, engages in regional geological survey; E-mail: gsddyhzb@126.com.