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

姜常义[1)] 张蓬勃[1)] 卢登蓉[1)] 白开寅[1)] 王瑶培[1)] 唐索寒[2)] 王进辉[2)] 杨 淳[2)]
1) 长安大学造山带成矿研究所，西安，710054；2) 中国地质科学院地质研究所，北京，100037

内容提要 柯坪玄武岩位于塔里木板块西缘，产于下二叠统库普库兹曼组和开派兹雷克组中。岩石化学组成以富集 TFeO、TiO_2、P_2O_5和 SiO_2不饱和为特征。大部分样品属碱性玄武岩系列，个别属拉斑玄武岩系列。它们的稀土元素和微量元素显示了板内拉张环境玄武岩的地球化学特征。$\varepsilon_{Nd}(t)=-1.73\sim-3.69$，$\varepsilon_{Sr}(t)=+27.56\sim+56.87$，$^{206}Pb/^{204}Pb=17.87\sim18.02$，$^{207}Pb/^{204}Pb=15.45\sim15.53$，$^{208}Pb/^{204}Pb=38.22\sim38.49$。Nd、Sr、Pb 同位素组成证明柯坪玄武岩源自于前寒武纪的富集型大陆岩石圈地幔。而且，这种情况在塔里木盆地及周缘地区十分发育的镁铁质岩浆岩中具有广泛的代表性。据此，可以将新疆南部和北部划分为两个明显不同的同位素地球化学省。南部省以富集型地幔的同位素组成为特征，而北部省以亏损型地幔的同位素组成为特征。分属于这两个省的古生代晚期阶段岩浆岩有可能不是同一个地质过程的产物。

关键词 碱性玄武岩 富集型大陆岩石圈地幔 同位素地球化学省 二叠纪 塔里木板块西缘

在新疆维吾尔自治区1.6×10^6 km^{2}的广袤大地上，除最北部的山区阿尔泰和昆仑山区的康西瓦断裂以南外，其余各地质单元均发育古生代晚期阶段的岩浆岩，分布总面积达1.44×10^6 km^2(新疆维吾尔自治区地质矿产局，1993)。近年来，随着塔里木盆地石油勘探事业的进展，在该盆地圈定的古生代晚期的岩浆岩分布面积已达2.5×10^5 km^2(贾承造，1997)。古生代晚期阶段岩浆岩的主要岩石类型计有玄武岩、辉绿岩墙群、镁铁质—超镁铁质杂岩、正长岩类、碱长花岗岩、碱性花岗岩。此外，在准噶尔盆地周缘地区尚有一定数量的花岗岩、斜长花岗岩和闪长岩。据韩宝福等(1998，1999)的研究，包括大量花岗岩在内的准噶尔盆地及周缘地区古生代晚期阶段岩浆岩多具有正 $\varepsilon_{Nd}(t)$值。据姜常义等(1999)的研究，南天山褶皱带众多的二叠纪花岗岩(含碰撞造山期和后造山伸展期)均具有负 $\varepsilon_{Nd}(t)$值。而在南疆地区，尤其是在该期岩浆活动甚为发育的塔里木盆地，尚未开展同类研究。这种局面阻碍了地学界全面、客观地认识该期岩浆活动的地球动力学背景和岩浆的起源。为此，本文选取了在塔里木盆地分布最广的二叠纪玄武岩做为第一阶段的研究目标。

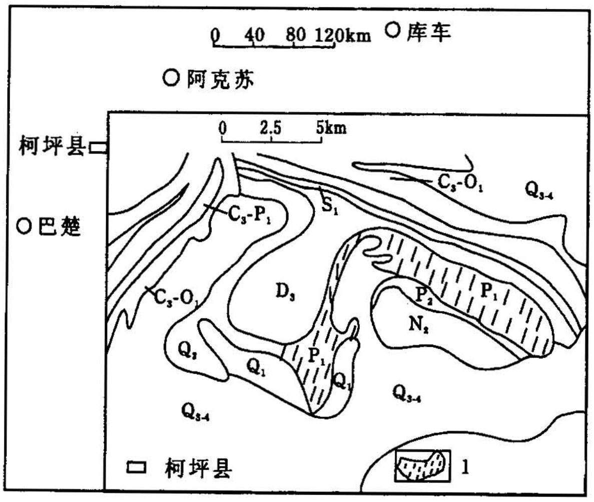

图 1 柯坪玄武岩地理位置及地质分布图

Fig. 1 The geographical location and geological distribution diagram of the Keping basalts

Q_{3-4}—上更新统及全新统；Q_2—中更新统；Q_1—下更新统；N_2—上新统；P_2—上二叠统；P_1—下二叠统；C_3—上石炭统；D_3—上泥盆统；S_1—下志留统；O_1—下奥陶统；1—下二叠统玄武岩分布区

Q_{3-4}—Upper Pleistocene and Holocene; Q_2—Middle Pleistocene; Q_1—Lower Pleistocene; N_2—Upper Pliocene; P_2—Upper Permian; P_1—Lower Permian; C_3—Upper Carboniferous; D_3—Upper Devonian; S_1—Lower Sliurian; O_1—Lower Ordovician; 1—the distribution region of the Lower Permian basalts series

注：本文为国家重点基础研究发展规划项目(编号 2001CB409800)和"九五"国家重点科技攻关项目(编号 99-111-01)联合资助的成果。
收稿日期：2003-06-28；改回日期：2004-01-15；责任编辑：刘淑春。
作者简介：姜常义，男，1951年生。教授，主要从事岩石学研究。通讯地址：710054，西安市雁塔路6号，长安大学雁塔校区资源学院；电话：029—5585838；传真：029—5522407；Email：xghjcy@public.xa.sn.cn。

1　地质概况与岩相学

在塔里木盆地内部,几乎所有的二叠纪玄武岩都被中、新生界覆盖。出露最好,也是该期玄武岩最为发育的地区是位于塔里木板块西缘的柯坪地区(图1)。在该区,二叠纪玄武岩分别产于下二叠统下亚统的库普库兹曼组和上亚统的开派兹雷克组。在不同剖面上,二叠纪玄武岩的厚度变化很大,从100多米到600多米不等。但开派兹雷克组中玄武岩层的厚度明显大于库普库兹曼组中玄武岩层的厚度(贾承造,1997)。笔者在音干村西南实测的库普库兹曼组剖面中,共发现9层玄武岩,总厚度110 m;在开派兹雷克采石厂实测的开派兹雷克组剖面中也发现有9层玄武岩,总厚度达330 m(图2)。

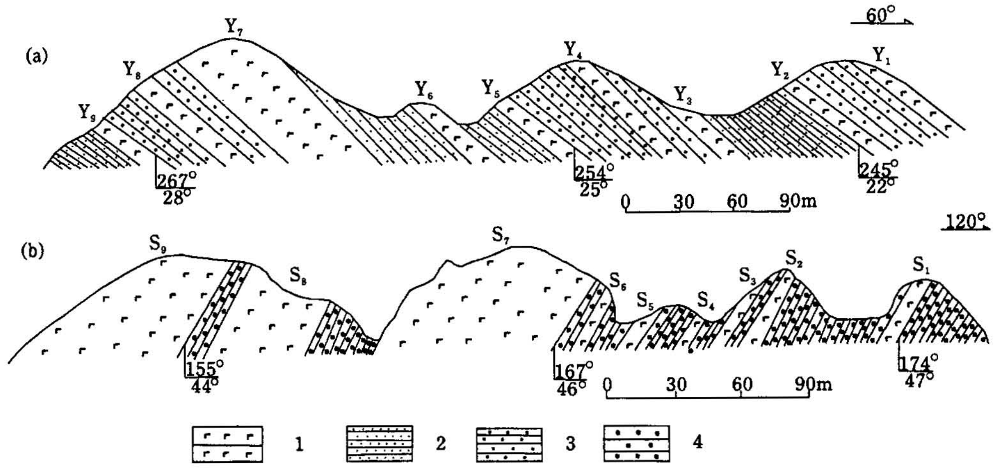

图 2　音干村西南库普库兹曼组剖面(a)和开派兹雷克采石场开派兹雷克组剖面(b)

Fig. 2　The Kupukuziman Formation profile of the southwestern Yingan village (a) and the Kaipaizileike Formation profile of the Kaipaizileike quarry (b)

1—玄武岩;2—细砂岩及粉砂岩;3—中粗粒砂岩;4—粗砂岩; Y_1~Y_9、S_1~S_9为样品编号

1—Basalt; 2—fine sandstone and aleuvite; 3—medium-coarse graid sandstone; 4—gritstone; Y_1~Y_9、S_1~S_9 of samples number

本区18层玄武岩中,只有一层为角砾熔岩,其余均为火山熔岩,气孔与杏仁不发育。库普库兹曼组最下部层位玄武岩和开派兹雷克组最上部层位玄武岩均以发育斜长石大斑晶为特征,斑晶含量可达40%,粒度可达1 cm×0.5 cm。而在其他层位,斑晶均不发育,偶见粒度细小的斜长石小斑晶。基质结构以间隐结构为主;还可见到间隐结构与间粒结构之间的过渡类型。微晶矿物主要是斜长石,其次为单斜辉石和磁铁矿。个别层位中可见到微量的橄榄石和磷灰石。

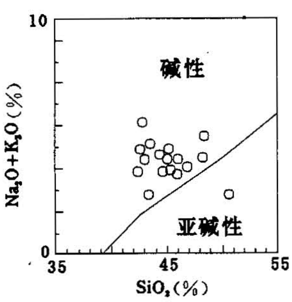

图 3　火山岩化学系列

Fig. 3　The chemical series diagram of volcanic rocks

橙玄玻璃有弱而均匀的绿泥石化、沸石化、皂石化、方解石化和绢云母化。

2　岩石化学组成与分类

本区17件玄武岩的硅酸岩全分析数据(表1)以显著富集 TiO_2、$FeO+Fe_2O_3$和 P_2O_5为特征。TiO_2含量为2.68%~5.25%;有三件样品的 $FeO+Fe_2O_3$低于16%,其余14件介于16.27%~19.55%。除1件样品的 $P_2O_5<1\%$ 外,其余样品为1.08%~1.79%。Na_2O+K_2O 总量比较高。SiO_2、Al_2O_3、MgO 和 CaO 不同程度的贫化。尤其以 SiO_2的贫化最为显著,有8件样品的 $SiO_2<45\%$,6件样品为45%~47%。受这

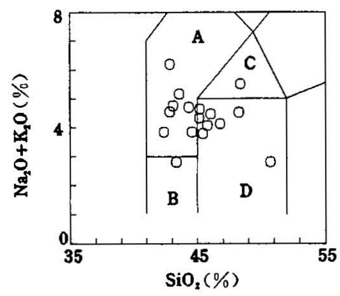

图 4　火山岩 TAS 分类

Fig. 4　The TAS classification diagram of volcanic rocks

A—碱玄岩及碧玄岩;B—苦橄玄武岩; C—粗面玄武岩; D—玄武岩

A—Tephrite and basanit; B—picrite-basalt; C—trachy basal; D—basalt

表 1 柯坪玄武岩岩石化学组成(%)、稀土元素及微量元素丰度($\times10^{-6}$)

Table 1 The petrochemical compositions(%), rare earth elements and trace elements ($\times10^{-6}$) abundances of the Keping basalts

样品	S_1	S_2	S_3	S_4	S_5	S_6	S_7	S_8	S_9	Y_1	Y_2	Y_3	Y_4	Y_5	Y_6	Y_7	Y_8
SiO_2	44.56	45.48	42.80	48.22	46.80	43.32	44.36	46.02	45.18	48.38	50.68	43.56	43.12	42.38	45.06	42.92	45.38
TiO_2	3.75	4.33	5.25	4.28	4.12	4.74	3.88	2.28	3.12	3.20	2.68	4.32	5.00	4.40	3.92	2.84	3.75
Al_2O_3	12.53	12.79	12.78	11.96	12.70	13.09	13.00	15.54	15.57	14.33	10.05	11.06	11.50	11.52	13.46	10.42	13.86
Fe_2O_3	8.86	7.74	10.51	17.88	8.06	8.55	7.49	11.05	11.38	8.33	10.89	16.2	7.71	17.3	6.37	10.24	9.92
FeO	10.36	9.95	8.31	0.88	9.03	10.48	10.00	4.54	1.73	5.73	8.31	2.52	11.69	2.25	10.27	9.30	6.35
MnO	0.28	0.20	0.14	0.19	0.25	0.13	0.21	0.12	0.14	0.24	0.08	0.20	0.22	0.15	0.18	0.2	0.21
MgO	4.20	3.22	4.52	3.40	3.78	4.38	4.62	4.28	4.30	3.46	4.34	3.40	4.64	3.72	5.00	4.98	5.30
CaO	7.55	7.00	6.23	4.45	6.47	6.82	7.45	7.46	7.10	5.64	3.57	7.87	6.81	7.66	7.01	5.20	8.73
Na_2O	2.97	2.80	2.72	2.76	2.86	2.23	3.02	3.15	3.18	3.48	2.04	3.25	2.84	2.58	2.87	2.87	3.04
K_2O	0.88	0.99	3.46	1.79	1.26	0.60	1.67	1.33	1.49	2.04	0.80	1.94	1.92	1.28	1.61	1.84	0.93
P_2O_5	1.75	1.53	1.48	1.23	1.39	1.73	1.36	0.68	1.16	1.69	1.22	1.22	1.79	1.52	1.30	1.26	1.08
LOI	2.56	2.67	1.19	2.78	2.20	2.72	1.67	3.48	5.86	3.03	4.86	4.38	1.78	5.22	1.81	6.70	1.56
Total	100.25	98.70	99.39	99.82	98.92	98.79	98.73	99.93	100.21	99.55	99.52	99.92	99.02	99.98	98.86	98.77	100.11
$Mg^{\#}$	0.28	0.25	0.31	0.25	0.28	0.31	0.32	0.35	0.39	0.33	0.31	0.25	0.32	0.26	0.35	0.32	0.38
V	175.60	196.90	234.10	139.90	206.70	245.80	207.90	223.00	142.40	156.50	135.90	184.50	235.60	208.90	207.60	150.10	223.60
Cr	25.40	35.28	50.28	40.81	44.75	48.70	66.87	75.56	49.10	36.07	36.46	69.24	61.34	55.42	78.72	35.28	66.08
Ni	21.48	23.21	38.74	39.89	58.88	49.67	63.48	56.58	19.75	22.05	24.36	37.01	31.26	38.74	65.78	18.60	58.88
Co	47.91	46.95	59.09	47.91	54.08	59.09	47.53	55.04	31.54	45.60	33.85	46.56	56.01	52.92	51.57	40.40	49.07
Rb	11.02	12.88	22.64	33.88	11.17	24.22	18.06	15.82	13.79	27.60	5.91	15.66	27.10	8.26	20.08	4.31	12.53
Sr	367.01	286.56	198.99	115.82	224.82	164.58	192.92	232.27	250.59	225.45	107.72	157.61	201.39	162.42	222.39	95.31	352.22
Y	60.70	58.75	53.06	53.25	50.81	55.37	47.68	38.21	28.88	70.77	56.29	54.51	71.24	61.64	47.62	53.85	45.11
Zr	417.22	437.25	422.2	382.39	354.84	439.54	329.98	278.23	191.21	469.56	414.21	409.54	495.08	433.93	325.88	354.27	330.92
Nb	41.67	47.40	48.52	44.96	38.98	44.09	40.09	34.10	21.81	49.29	39.42	50.87	54.52	49.19	37.54	40.54	34.63
Cs	0.81	0.82	0.14	0.23	0.37	0.17	0.26	0.16	0.71	0.17	0.05	0.11	0.22	0.10	0.12	0.04	0.30
Ba	692.39	670.79	565.34	1728.7	583.29	516.46	495.84	453.87	431.58	1999.5	354.94	1343.6	704.36	438.91	496.16	211.65	513.93
Hf	8.58	9.11	9.17	6.97	8.35	8.84	7.56	7.15	4.46	8.43	5.87	6.56	8.86	5.60	6.98	7.52	6.87
Ta	2.16	1.97	2.24	1.51	1.83	1.90	1.65	1.43	0.90	1.97	1.63	1.83	2.50	1.76	1.61	1.77	1.48
Th	5.75	4.64	4.16	3.36	4.45	4.04	3.61	3.67	3.10	4.38	3.98	3.40	5.02	3.80	3.43	4.42	3.41
U	1.63	1.45	1.34	1.27	1.28	1.45	1.08	0.87	0.80	1.67	0.94	1.14	1.51	1.20	1.01	0.12	1.00
La	43.39	39.03	36.36	29.45	32.86	34.84	30.49	28.08	17.71	39.10	32.14	31.58	39.53	29.93	31.54	36.39	26.66
Ce	87.37	77.19	82.92	66.10	76.97	72.84	57.38	49.61	37.80	78.42	68.56	64.38	96.71	72.84	58.59	77.99	54.84
Pr	11.15	9.52	10.97	8.25	8.63	10.55	8.26	7.21	4.53	11.11	9.53	9.18	10.79	9.40	7.23	9.05	7.20
Nd	51.96	48.83	46.94	36.98	40.11	43.65	36.35	31.15	20.11	55.92	39.15	37.77	48.20	38.85	34.65	41.94	31.10
Sm	12.03	10.39	9.89	7.54	10.02	11.16	8.33	7.84	4.89	12.2	9.25	8.25	11.95	8.89	7.98	9.64	7.80
Eu	3.82	3.63	3.27	3.61	3.23	3.55	2.60	2.57	2.02	3.92	2.71	3.21	3.81	2.71	2.81	2.81	2.28
Gd	13.56	12.12	10.93	9.71	11.56	12.56	9.08	8.19	5.952	12.90	9.51	9.68	12.98	9.48	9.954	10.66	8.43
Tb	1.92	1.82	1.68	1.43	1.67	1.80	1.34	1.18	0.89	1.76	1.41	1.40	1.92	1.32	1.40	1.70	1.24
Dy	9.91	9.68	9.11	8.11	9.78	9.92	7.30	6.58	4.56	10.06	7.28	7.92	10.39	6.77	7.86	9.76	7.01
Ho	2.25	2.16	1.81	1.94	2.25	2.28	1.57	1.48	1.08	2.06	1.68	1.77	2.17	1.60	1.61	2.08	1.62
Er	5.73	5.54	4.86	5.15	5.98	6.12	4.57	4.19	2.86	5.59	4.73	5.02	5.63	4.23	4.37	5.29	4.17
Tm	0.85	0.82	0.73	0.74	0.83	0.85	0.64	0.61	0.40	0.78	0.70	0.74	0.82	0.58	0.62	0.78	0.57
Yb	4.43	4.46	4.05	3.55	4.09	4.26	3.41	3.17	2.19	4.59	3.56	3.87	4.64	3.36	3.44	4.38	2.97
Lu	0.71	0.63	0.65	0.48	0.51	0.59	0.53	0.46	0.31	0.69	0.52	0.51	0.73	0.50	0.50	0.65	0.46
ΣREE	249.08	225.82	224.17	183.04	208.49	214.97	171.89	152.32	105.30	239.10	190.73	185.28	250.27	190.46	172.55	213.12	156.35
△Eu	0.91	0.99	0.96	1.29	0.92	0.91	0.91	0.97	1.14	0.95	0.88	1.10	0.93	0.90	0.96	0.84	0.86
$(La/Yb)_N$	7.02	6.28	6.44	5.95	5.76	5.87	6.41	6.35	5.80	6.11	6.48	5.85	6.11	6.39	6.58	5.95	6.43

注:本表中硅酸盐全分析由长安大学分析中心采用化学分析法分析;稀土元素与微量元素由北京大学分析中心采用 VG Axiom HK-ICPMS 分析;采样地点:Y—音干村西南;S—开派兹雷克采石场。

些特征制约，只有1件样品属拉斑玄武岩系列，其余均属碱性玄武岩系列(图3)。按照 TAS 分类方案(Le Maitre, 1991)，它们分属玄武岩、碱玄岩、碧玄岩、苦橄玄武岩和钾质粗面玄武岩(图4)。

3　稀土元素、微量元素地球化学特征与构造环境

在原始地幔标准化的多元素配分曲线图上(图5)，柯坪玄武岩的 Cs、Rb、Sr 普遍贫化，部分样品中的 K 也略有贫化。Sr 的贫化与斜长石斑晶的数量及 δEu 值的正负和大小无关，所以，不应将 Sr 的贫化归因于斜长石的分离结晶作用。这些元素的贫化应当与橙玄玻璃的蚀变有关，它们在热液蚀变期间的活动性是显而易见的。类似的情况还见于 Kerguelen 群岛北部的溢流玄武岩(Yang et al., 1998)和俄罗斯 Kola 半岛的铁质苦橄岩(Hanski and Smolkin, 1995)。此外，不排除表生条件下的风化淋滤作用也会部分地贡献于 Cs 和 Rb 的贫化。柯坪玄武岩的另一个地球化学特征是 P 的显著富集。如前所述，柯坪玄武岩的主要岩石类型是碧玄岩、碱玄岩和碱性玄武岩，显然是地幔岩低度熔融(<5%)的产物。在

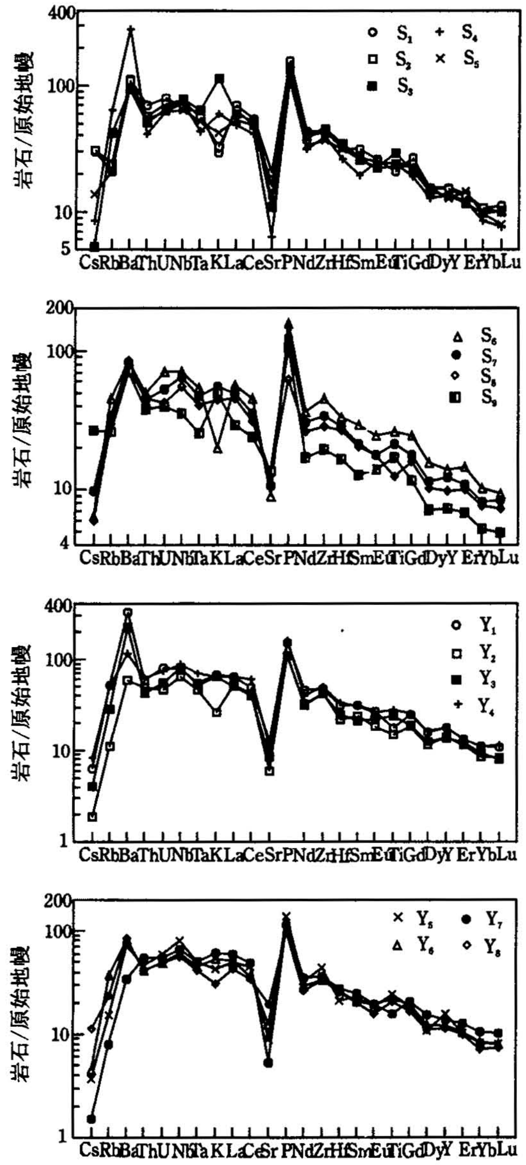

图 5　柯坪玄武岩原始地幔标准化多元素配分曲线图

Fig. 5　The primitive-mantle-normalized multi-element patterns of the Keping basalts

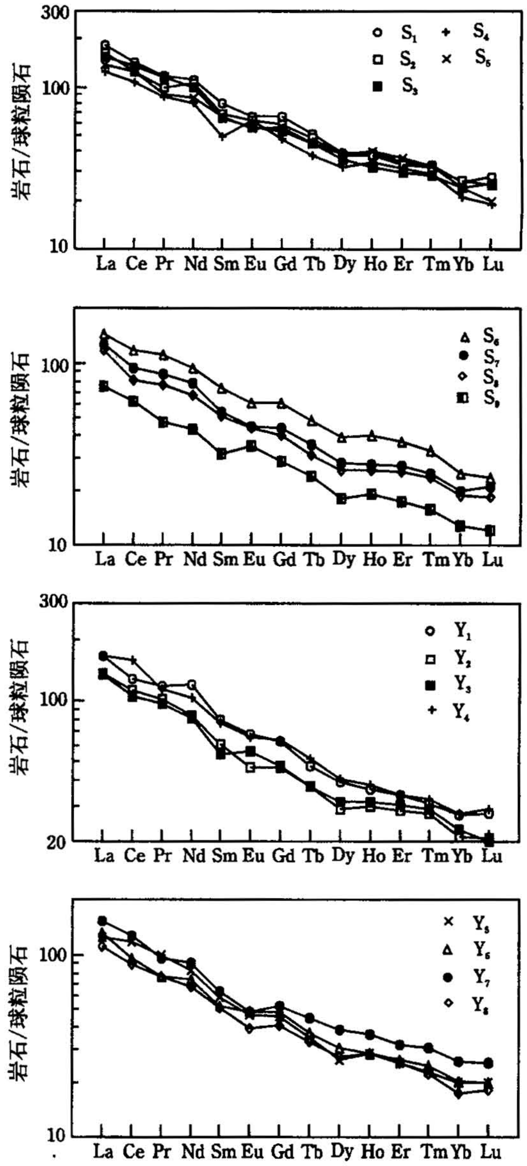

图 6　柯坪玄武岩球粒陨石标准化稀土元素配分曲线图

Fig. 6　The chondrite-normalized-REE patterns of the Keping basalts

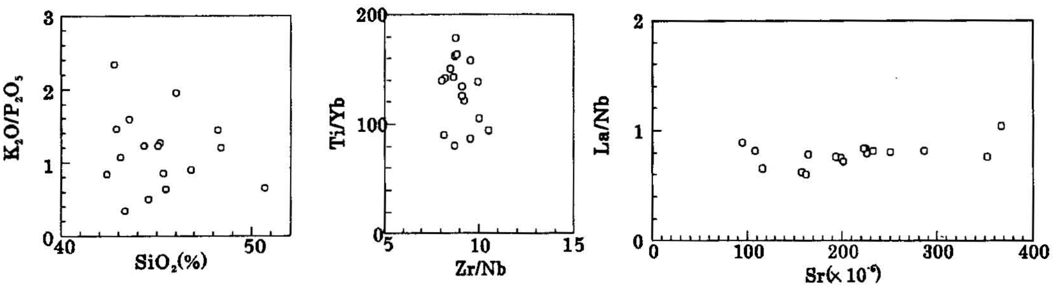

图 7 柯坪玄武岩部分常量元素和微量元素比值图

Fig. 7 The partial minor element and trace element ratio diagram of the Keping basalts

地幔岩熔融的初期阶段，磷灰石变得不稳定而优先进入岩浆。所以，碱性玄武岩往往具有高的 P_2O_5 含量。柯坪玄武岩有3件样品显示了正铕异常，δEu＝1.1～1.3(图6)，大部分样品有弱的负铕异常(δEu＝0.84～0.99)，表明在深部岩浆房中发生过比较弱的斜长石分离结晶作用与堆晶作用。

镁铁质岩浆同化陆壳物质，会增加 SiO_2、K_2O、Rb、Ba、Zr、Th 等氧化物或元素的丰度，同时会升高 La/Nb、K/P、Zr/Nb 和 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值，降低 Ti/Yb、Ce/Pb 比值和 Sr 丰度 (Barker et al., 1997; McDonald et al, 2001)。柯坪玄武岩的 K_2O/P_2O_5-SiO_2、Ti/Yb-Zr/Nb 之间没有明显的相关关系(图7)。大部分样品的 La/Nb＜1(典型陆壳岩石的 La/Nb＞12)，而且不随 Sr 的丰度改变而改变，证明柯坪玄武岩没有同化陆壳物质。

综上所述，除了受到热液蚀变影响的少数微量元素之外，大部分微量元素和稀土元素代表了柯坪玄武岩浆固有的地球化学特征。它们的多元素配分曲线明显地具有板内玄武岩特有的大隆起特征(王仁民等，1987；Falloon et al., 1988)。而且，明显地缺乏板块会聚边缘玄武岩特有的 Ta、Nb、Ti 显著贫化和 Zr、Hf、P 适度贫化。如同其他地区的板内玄武岩一样，柯坪玄武岩的轻稀土元素配分曲线与重稀土元素配分曲线具有相同的斜率；而不是像板块会聚边缘玄武岩那样，轻稀土元素配分曲线普遍向右陡倾，而重稀土元素配分曲线相对平坦(Henderson，1984；Lin and Stern，1989)。这些地球化学特征证明，柯坪玄武岩处于板内(陆内)拉张环境。此结论与该区以碱性玄武岩为主，而且碱性玄武岩与拉斑玄武岩并存相一致。更进一步，也与更大范围内此阶段的岩石组合相吻合。与美国西部的盆岭区相似，在新疆，古生代晚期阶段的岩浆活动在不同地域虽有强弱之分，但并不是集中在一条或几条构造岩浆带上，而是在广袤的地域内广泛分布。在每一个地区，虽然可以显示出与裂谷有关的某些特征，但往往并不具备完整的裂谷演化序列。柯坪地区亦复如是，虽然出现了大量具有板内拉张环境地球化学特征的碱性玄武岩，但缺乏相应的沉积作用和正断层系统。这些特征都说明，古生代晚期阶段的大陆伸展作用应属于盆岭型。

4 Nd、Sr、Pb 同位素组成与岩浆源区

Nd、Sr、Pb 同位素数据由中国地质科学院地质研究所同位素室分析(表2、表3)。Pb 同位素使用热离子质谱计 MAT261测定，测定前及测定过程中用 NBS981铅标准校准仪器及监测仪器，样品的测定条件与 NBS981相同。Nd、Sr 同位素采用 MAT-261固体同位素质谱计，电离带用 Re 带，蒸发用 Ta 带，

表 2 柯坪玄武岩 Nd 和 Pb 同位素数据

Table 2 The Nd and Pb isotopic data of the Keping basalts

样品	岩石名称	Nd(×10⁻⁶)	$^{143}Nd/^{144}Nd$	±2σ	t(Ma)	T_{DM}(Ga)	$\varepsilon_{Nd}(t)$	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
Y_1	钾质粗面玄武岩	70.397	0.512356	8	275	1.51	−3.04	17.9006±12	15.4557±10	38.2154±26
Y_4	碧玄岩	61.688	0.512416	7	275	1.35	−1.733	18.0212±16	15.4763±14	38.3690±36
Y_8	玄武岩	44.196	0.512386	7	275	1.50	−2.546	17.9528±22	15.4591±19	38.2794±51
S_1	碱玄岩	67.354	0.512327	9	275	1.58	−3.608	17.8728±11	15.4525±9	38.3095±24
S_5	玄武岩	54.402	0.512322	11	275	1.56	−3.691	17.9411±12	15.5270±10	38.4927±26
S_{7-2}	碧玄岩	48.990	0.512356	8	275	1.53	−3.077	17.9715±43	15.4643±37	38.304±11

M^+离子形式，可调多法拉第筒接收器接收。Nd 同位素的质量分馏用$^{143}Nd/^{144}Nd=0.7219$校正，标准测定结果：J. M. Nd_2O_3 $^{143}Nd/^{144}Nd=0.511125\pm8$ (2σ)，GBW04419 $^{143}Nd/^{144}Nd=0.512725\pm10(2\sigma)$，Sm、Nd 流程空白为$5\times10^{-11}$ g。年龄用 ISOPLOT EX2 计算，衰变常数 $\lambda(^{147}Sm)=6.54\times10^{-12}a^{-1}$。Sr 同位素的质量分馏用$^{87}Sr/^{86}Sr=8.37521$校正，标准测定结果：NBS987 $SrCO_3$ $^{87}Sr/^{86}Sr=0.71025\pm2$ (2σ)，Rb、Sr 流程空白为$10^{-9}\sim10^{-10}$ g，年龄用 ISOPLOT EX2 计算，衰变常数 $\lambda(^{147}Rb)=1.42\times10^{-11}a^{-1}$。

表 3　柯坪玄武岩 Sr 同位素数据

Table 3　The Sr isotopic data of the Keping basalts

样品	岩石名称	$Sr(\times10^{-6})$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$\pm2\sigma$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$	$\varepsilon_{Sr}(t)$
Y_1	钾质粗面玄武岩	0.03795	0.709284	14	0.707084	+41.28
Y_4	碧玄岩	0.03167	0.707625	13	0.706440	+32.13
Y_8	玄武岩	0.05275	0.708048	13	0.707732	+50.47
S_1	碱玄岩	0.05060	0.708475	10	0.708183	+56.87
S_5	玄武岩	0.03788	0.708288	12	0.707820	+51.72
S_{7-2}	碧玄岩	0.03431	0.707483	11	0.706104	+27.36

柯坪玄武岩的$^{143}Nd/^{144}Nd=0.512322\sim0.512416$，普遍低于$^{143}Nd/^{144}Nd_{CHUR(0)}(=0.512638)$值，$\varepsilon_{Nd}(t)=-1.73\sim-3.69$，$T_{DM}=1.35\sim1.58$ Ga。$^{87}Sr/^{86}Sr=0.707483\sim0.709284$，明显高于$^{87}Sr/^{86}Sr_{UR(0)}(=0.7045)$值，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i=0.706104\sim0.708183$，$\varepsilon_{Sr}(t)=+27.56\sim+56.87$。$^{206}Pb/^{204}Pb=17.87\sim18.02$，$^{207}Pb/^{204}Pb=15.45\sim15.53$，$^{208}Pb/^{204}Pb=38.22\sim38.49$。鉴于采用多种微量元素比值和丰度都证明柯坪玄武岩没有同化陆壳物质，

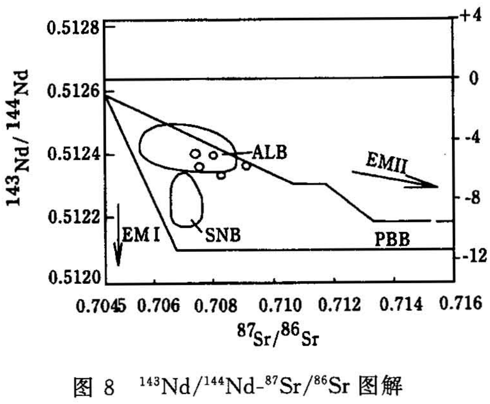

图 8　$^{143}Nd/^{144}Nd-^{87}Sr/^{86}Sr$ 图解

Fig. 8　The diagram of $^{143}Nd/^{144}Nd-^{87}Sr/^{86}Sr$

ALB—美国西部太古宙岩石圈地幔；SNB—南部内华达玄武岩；PBB—巴西东南部 Parana 盆地玄武岩；EM Ⅰ、EM Ⅱ—两种富集型地幔源区

ALB—Archaean lithospherical mantle basalts of the western, source America; SNB—southern Nevada basalts; PBB—Paraná basin basalts of the southeastern Brazil; EM Ⅰ、EM Ⅱ—two enriched typical mantle source

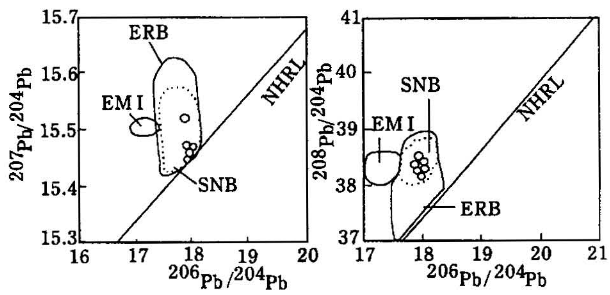

图 9　$^{206}Pb/^{204}Pb-^{207}Pb/^{204}Pb$ 和$^{206}Pb/^{204}Pb-^{208}Pb/^{204}Pb$ 图解

Fig. 9　The diagram of $^{206}Pb/^{204}Pb-^{207}Pb/^{204}Pb$ and $^{206}Pb/^{204}Pb-^{208}Pb/^{204}Pb$

ERB—埃塞俄比亚裂谷玄武岩；SNB—南部内华达玄武岩；NHRL—北半球参照线；EM Ⅰ—一种富集型地幔源区

ERB—Ethiopia rift basalts; SNB—southern Nevada basalts; NHRL—northern hemisphere reference line; EM Ⅰ—one enriched typical mantle

所以，上述同位素比值应当代表了岩石源区的同位素组成，而不应视为同化混染的结果。显而易见，柯坪玄武岩的 Nd、Sr、Pb 同位素组成与洋中脊玄武岩相差甚大，这就排除了它们源自于软流圈地幔的可能性。反之，这些数据完全可以证明柯坪玄武岩源自于富集型大陆岩石圈地幔（Zindler and Hart，1986；Rollison et al.，2000）。由于古老的大陆岩石圈地幔长期隔绝于地幔对流，因此，在其早期历史中形成的不均匀性难以在以后的演化历史中消除。加之在不同地质历史时期大陆岩石圈地幔会受到陆壳物质的混染、来自下部和旁侧的交代作用、局部的岩浆萃取等多种地质作用的影响。凡此种种，都会导致岩石圈地幔的不均一性。所以，大陆岩石圈地幔的组成与地球化学特征是地幔中最难以限定或制约的区域，也是多年来地学界争论不休的问题之一（Hart，1988；McDonough，1990）。尽管如此，多数学者还是在一些基本问题上取得了一些基本一致的认识。例如，大陆岩石圈地幔，尤其是古老的大陆岩石圈地幔往往具有低的 Sm/Nd、U/Pb 和高 Rb/Sr 比值。所以，随着时间的积累，古老的大陆岩石圈地幔往往具有低的 $\varepsilon_{Nd}(t)$值和高的 $\varepsilon_{Sr}(t)$值，富于变化但总体上具有非放射成因的 Pb 同位素组成（Famer et al.，1989；Menzies，1989；Comin-Chiaramonti et al.，1997）。此外，大陆岩石圈地幔还是轻稀土元素和不相容元素

的重要储库(Perry et al.,1987;Wilson and Downes,1991; Marzoli et al.,2000)。在图8上,柯坪玄武岩投影于美国西部太古宙岩石圈地幔(ALB)(Farmer et al.,1989)和巴西东南部 Parana 盆地玄武岩(PBB)(Comin-Chiaramonti et al., 1997)范围内。

在图9上,它们的投影点范围与埃塞俄比亚裂谷玄武岩(ERB)(Spáth et al., 2001)和南部内华达玄武岩(SNB)(Farmer et al., 1989)的投影范围重叠。上述地区都是早前寒武纪大陆岩石圈地幔分布区,所分析的玄武岩都是源自于岩石圈地幔,因此代表了这些地区岩石圈地幔的同位素组成。据此,可以进一步证明,柯坪玄武岩源自于前寒武纪大陆岩石圈地幔。

实验岩石学证明,熔体中的 TFeO 含量与熔融时的压力正相关,而 SiO_2 含量与熔融时的压力反相关(Scarrow et al.,2000)。柯坪玄武岩浆的源区深度应当是比较大的,有可能位于岩石圈地幔底部。

5 讨论

在塔里木盆地东北缘的库鲁克塔格地区,有十分发育的二叠纪辉绿岩墙群。我们的研究证明,这些辉绿岩同样具有负的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值、高正 $\varepsilon_{Sr}(t)$ 值和非放射成因的 Pb 同位素组成(待刊)。李华芹等(1998)对该地区兴地Ⅱ号铜镍矿床的 Nd-Sr 同位素组成研究也得出了同样的结论。这就预示着,在塔里木盆地内部和周缘地区,古生代晚期阶段的镁铁质岩浆主要源自于前寒武纪大陆岩石圈地幔。它们与准噶尔盆地及周缘地区的岩浆岩在同位素组成方面存在明显而系统的差异。目前,已初步显露出新疆南部和北部分属两个不同的同位素地球化学省。依据现有的资料(倪守斌等,1995;李华芹等,1998;周泰禧等,2000;姜常义等,2001),这两个同位素地球化学省的界线大体上与中天山北缘主干断裂相重合。北部省

表 4 南疆地区古生代晚期阶段岩浆岩 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值和 $\varepsilon_{Sr}(t)$ 值

Table 4 The $\varepsilon_{Nd}(t)$ and $\varepsilon_{Sr}(t)$ data of magmatic rocks in the late phrase of Palaeozoic, southern Xinjiang region

位置	岩性	年代(Ma)	$\varepsilon_{Nd}(t)$	$\varepsilon_{Sr}(t)$	资料来源
南天山东段	闪长岩	298	−6.51	+55.69	姜常义等,2001
	似斑状花岗岩	284	−5.99	+37.75	
	似斑状花岗岩	284	−6.26	+38.79	
	似斑状花岗岩	284	−4.06	+47.43	
	似斑状花岗岩	284	−4.85	+113.38	
	二云母花岗岩	270	−4.66	+58.74	
	二云母花岗岩	270	−4.42	+59.87	
	碱长花岗岩	263	−5.28	+2018.02	
	碱长花岗岩	263	−6.19	+60.09	
	碱长花岗岩	263	−4.88	+2100.73	
	碱长花岗岩	263	−5.12	+115.27	
库鲁克塔格北缘	橄榄辉长岩	363	−2.50	+16.00	
	辉长岩	363	−2.32	+9.66	
	闪长岩	363	−6.66	+50.53	
	花岗岩	363	−10.41	+56.29	
	钾长花岗岩	363	−10.84	−0.51	
托木尔峰地区	碱长花岗岩	287	−3.84	+320.10	周泰禧等,2000
	英云闪长岩	218	−10.59	−0.60	
	二长花岗岩	344	−8.45	−0.10	
	闪长岩	382	−3.27	+2.60	
	长英质变粒岩	(302)	−9.65	−0.70	
	二长花岗岩	290	−5.89	+2.80	
	碱长花岗岩	260	−9.36	+0.70	
琼阿乌孜	辉长岩	314	−5.10	+19.30	倪守斌等,1995
	斜长岩	314	−0.50		
尼勒克铜矿区	石英钠长斑岩	248	+0.90	+16.00	李华芹等,1998
	石英钠长斑岩	248	+0.80	+16.30	
	玄武岩	248	+3.50	+11.50	
	玄武岩	248	+5.80	+11.30	

位置	岩性	年代(Ma)	$\varepsilon_{Sr}(t)$	资料来源
阿希金矿区	钠长斑岩	331	+23.50	李华芹等,1998
	钠长斑岩	331	+22.60	
	钠长斑岩	331	+23.90	
	钠长斑岩	331	+23.90	
	钠长斑岩	331	+26.20	
	钠长斑岩	331	+21.30	
	钠长斑岩	331	+26.30	
	辉石安山岩	346	+22.10	
	辉石安山岩	346	+17.50	
	辉石安山岩	346	+15.70	
	辉石安山岩	346	+37.20	
	杏仁状安山岩	346	+22.30	
	杏仁状安山岩	346	+30.60	
	杏仁状安山岩	346	+12.30	
	杏仁状安山岩	346	+35.30	
	辉石安山玢岩	289	+48.30	
	辉石安山玢岩	289	+47.30	
	辉石安山玢岩	289	+49.30	
	辉石安山玢岩	289	+48.90	
	辉石安山玢岩	289	+47.30	
	辉石安山玢岩	289	+49.30	
	辉石安山玢岩	289	+48.40	
玉西银矿床	黑云母二长花岗岩	267	+39.60	
	黑云母二长花岗岩	267	+41.40	
	黑云母二长花岗岩	267	+42.90	
	黑云母二长花岗岩	267	+43.20	
	黑云母二长花岗岩	267	+42.50	
	黑云母二长花岗岩	267	+40.50	
	黑云母二长花岗岩	267	+72.80	
尼勒克铜矿区	石英钠长斑岩	248	+16.10	
	石英钠长斑岩	248	+16.90	

以亏损型地幔的同位素组成为特征,而南部省以富集型地幔的同位素组成为特征(表4)。

从理论上分析,亏损型同位素地球化学省的形成有两种可能性:一种可能性是该地区存在大面积的大洋岩石圈地幔,这又与该区地壳的性质密切相关;另一种可能性是上涌的软流圈物质广泛地参与了岩浆活动。鉴于北部省的岩浆活动普遍发生于碰撞造山期(维宪中期)之后,后一种可能性似乎更大一些。而在南部省,目前还没有发现软流圈物质参与岩浆活动的确切证据。这可能暗示,南部省和北部省不但岩浆源区不同,生成岩浆的地球动力学机制也可能存在重大差别。

北部省的岩浆活动时限为330～250 Ma(韩宝福等,1998、1999),即从早石炭世晚期延至二叠纪末期。而南部省该阶段火山岩全部属于二叠纪,比较可信的同位素年龄也大都属于二叠纪(290～250 Ma)(贾承造,1997;姜常义等,2001)。即,南部省岩浆活动的起始时间比北部省晚了40 Ma。这种岩浆活动时限的差别可以为地球动力学机制的差别提供一种佐证。换言之,在空间上紧密相邻、在形成时间上部分重叠的南部省和北部省岩浆岩有可能不是同一地质过程的产物。

参 考 文 献

韩宝福,何国琦,王式洸,洪大卫. 1998. 新疆北部后碰撞幔源岩浆活动与陆壳纵向生长. 地质论评,44(4):396～406.

韩宝福,何国琦,王式洸. 1999. 后碰撞幔源岩浆活动、底垫作用及准噶尔盆地基底的性质. 中国科学(D辑),29(1):16～21.

贾承造. 1997. 中国塔里木盆地构造特征与油气. 北京:石油工业出版社.

姜常义,穆艳梅,白开寅,赵小宁,张虹波,黑爱芝. 1999. 南天山花岗岩类的年代学、岩石学、地球化学及其构造环境. 岩石学报,15(2):298～308.

姜常义,吴文奎,李良辰,穆艳梅,白开寅,赵小宁. 2001. 南天山东段显生宙构造演化. 北京:地质出版社,125～148.

Le Maitre R W. 1991. 火成岩分类及技术词典. 见:王碧香等译. 北京:地质出版社.

李华芹,谢才富,常海亮,蔡红,朱家平,周肃. 1998. 新疆北部有色贵金属矿床成矿作用年代学. 北京:地质出版社,113～200.

倪守斌,满发胜,陈江峰. 1995. 西天山琼阿乌孜超基性岩体的稀土元素和 Sr、Nd 同位素研究. 岩石学报,11(1):65～70.

Rollison H R. 2000. 岩石地球化学. 见:杨学明,杨晓勇,陈双喜译. 合肥:中国科学技术大学出版社,179～205.

王仁民,贺高品,陈珍珍,郑松彦,耿元生. 1987. 变质岩原岩图解判别法. 北京:地质出版社,54～58.

新疆维吾尔自治区地质矿产局. 1993. 新疆维吾尔自治区区域地质志. 北京:地质出版社.

周泰禧,陈江峰,谢智,张巽,杨学昌,陈福明. 2000. 天山托木尔峰花岗质岩石的同位素地球化学特征. 岩石学报,16(2):153～160.

References

Barker J A, Menzies M A, Thirlwall M F, Macpherson C G. 1997. Petrogenesis of Quaternary intraplate volcanism, Sana'a Yenmen: Implication and polybaric melt hybridization. Journal of Petrology, 38:1359～1390.

Bureau of Geology and Mineral Resources of Xinjiang Uigur Autonomous Region. 1993. Regional Geology of Xinjiang Uigur Autonomous Region. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).

Comin-Chiaramonti P, Cundari A, Piccirillo E M, Gomes C B, Castrorina F, Censi P, De Min A, Marzoli A, Speziale S, Velázqccez V F. 1997. Potassic and Sodic igneous rocks from Eastern Paraguay: their origin from the lithospheric mantle and genetic relationships with the associated Paraná flood tholeiites. Journal of Petrology, 38:495～528.

Falloon T J, Hatlon C J, Harris K L. 1988. Anhydrous partial melting of a fertile and depleted peridotite from 2～30 kb and application to mafic volcanic petrogenesis. Journal of Petrology, 29:1257～1282.

Farmer G L, Perry F V, Semken S, Crowe B, Curtis D, Depaolo D J. 1989. Isotopic evidence on the structure and origin of subcontinental lithospheric mantle in Southern Nevada. Journal of Geophysical Research, 94:7885～7898(B6).

Han Baofu, He Guoqi, Wang Shiguang. 1999. Postcollisional mantle-derived magmatism, underplating and the basal nature of the Zhunger Basin. Science in China (Series D), 29(1): 16～21 (in Chinese).

Han Baofu, He Guoqi, Wang Shiguang, Hong Dawei. 1998. Postcollisional mantle-derived magmatism and vertical growth of the continental crust in north Xinjiang. Geological Review, 44 (4): 396～406 (in Chinese with English abstract).

Hanski E J, Smolkin V F. 1995. Iron- and LREE- enriched mantle source for early Proterozoic intraplate magmatism as exemplified by the Pechenga ferropicrites, Kola Peninsula, Russia. Lithos. , 34: 107～125.

Hart S R. 1988. Heterogeneous mantle domains: Signatures, genesis and mixing chronologies. Earth and Planetary Science Letters, 90: 273～296.

Henderson P. 1984 . Rare earth element geochemistry. Amsterdam: Elsevier Science Publishers B. V. , 237～267.

Jia Chengzao. 1997. Tectonic characteristics and oil gas of the Talimu Basin, China. Beijing: Petroleum Industry Press (in Chinese).

Jiang Changyi, Mu Yanmei, Bai Kaiyin, Zhao Xiaoning, Zhang Hongbo, Hei Aizhi. 1999. Chronology, petrology, geochemistry and tectonic environment of granitoids in the southern Tianshan Mountain, western China. Acta Petrologica Sinica, 15(2) : 298～308 (in Chinese with English abstract).

Jiang Changyi, Wu Wenkui, Li Liangchen, Mu Yanmei, Bai Kaiyin, Zhao Xiaoning. 2001. Phanerozoic tectonic evolution on eastern parts of the south Tianshan Mountain. Beijing: Geological Publishing House, 125～148 (in Chinese).

Li Huaqin, Xie Caifu, Chang Hailiang, Cai Hong, Zhu Jiaoping, Zhou Su. 1998. Study on metallogenetic chronology of nonferrous and precious metallic ore deposits in north Xinjiang, China. Beijing: Geological Publishing House, 113～200 (in Chinese).

Lin P N, Stern R J. 1989. Shoshonitic volcanism in the Mariana arc, 2, Large ion lithophile and rare earth element abundances evidence for the source of in compatible element enrichments in intraoceanic arcs. Journal of Geophysical Rearch, 94: 4497~4515.

Marzoli A, Piccirillo E M, Renne P R, Bellieni G, Iacumin M, Nyobe J B, Tongwa A T. 2000. The Cameroon volcanic line revisited: Petrogenesis of continental basaltic magmas from lithospheric and asthenospheric mantle source. Journal of Petrology, 41:87~109.

McDonald R, Rogers N W, Fitton J G, Black S, Smith M. 2001. Plume-Lithosphere interactions in the generation of the basalts of the Kenya Rift, East Africa. Journal of Petrology, 42:877~900.

McDonough W F. 1990. Contraints on the composition of the continental lithospheric mantle. Earth and Planetary Science Letters, 101:1~18.

Menzies A. 1989. Cratonic, cirumcratonic and oceanic mantle domains beneath the western United States. Journal of Geophysical Research, 94:7899~7915.

Ni Shoubin, Man Fasheng, Chen Jiangfeng. 1995. REE and Sr-Nd isotopic study of the Qiongawnzi ultramafic intrusion, west Tianshan. Acta Petrologica Sinica, 11(1): 65~70 (in Chinese with English abstract).

Perry V, Baldridge W, Depaolo J. 1987. Role of asthenosphere and lithosphere in the genesis of late Cenozoic basaltic rock from the Rio Grande rift and adjacent regions the southwestern United States. Journal of Geophysical Research, 92:9193~9213.

Rollison H R. 2000. Petrogeochemistry. In: Yang Xueming, Yang Xiaoyong, Chen shuangxi, Translation. Hefei: Chinese Science and Technology University Publishing House, 179~205 (in Chinese).

Scarrow J H, Curran J M, Kerr A C. 2000. Major element records of variable plume involvement in the North Atlantic province Tertiary flood basalts. Journal of Petrology, 41:1150~1176.

Spáth A, Roex A P, Opiyo-Akech N. 2001. Plume-lithosphere interaction and the origin of continental rift-related alkaline volcanism—the Chyulu Hills Volcanic Province, Southern Kenya. Journal of Petrology, 42: 765~787.

Wang Renmin, He Gaopin, Chen Zhenzhen, Zheng Songyan, Geng Yuansheng. 1987. Primary rock diagrammatic distinguishment methods of metamorphic rocks. Beijing: Geological Publishing House, 54~58 (in Chinese).

Wilson M, Downes H. 1991. Tertiary-Quaternary extension-related magmatism in Western and Central Europe. Journal of Petrology, 32:811~849.

Yang Huai-Jen, Frey F A, Weis D, Giret A, Pyle D, Michon G. 1998. Petrogenesis of the flood basalts forming the Northern Kerguelen Archipelago: Implications for the kerguelen Plume. Journal of Petrology, 39:711~748.

Zhou Taixi, Chen Jiangfeng, Xie Zhi, Zhang Xun, Yang Xuechang, Chen Fuming. 2000. Isotopic geochemistry of granitic rocks from Tuomuer Peak region, Tianshan, China. Acta Petrologica Sinica, 16(2):153~160 (in Chinese with English abstract).

Zindler A, Hart S R. 1986. Chemical geodynamics. Am. Rev. Earth Planet, Sci., 14: 493~571.

Petrology, Geochemistry and Petrogenesis of the Kalpin Basalts and Their Nd, Sr and Pb Isotopic Compositions

JIANG Changyi[1], ZHANG Pengbo[1], LU Dengrong[1], BAI Kaiyin[1], WANG Yaopei[1], TANG Suohan[2], WANG Jinhui[2], YANG Chun[2]

1) *Institute of Mineragenesis of Orogenic Zones, Chang'an University, Xi'an*, 710054

2) *Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing*, 100037

Abstract

The Kalpin basalts, located on the western margin of the Tarim plate, occur in the Lower Permian Kupukuziman Formation and Kaipaizileike Formation. Their petrochemical compositions are characterized by remarkably enriched TFeO, TiO_2, P_2O_5 and unsaturated SiO_2. Most of the samples belong to the alkali basalt series and only one sample belongs to tholeiite series. The REE and trace element geochemical features show that the Kalpin basalts occur in a within-plate extensional setting. $\varepsilon_{Nd}(t) = -1.73$ to -3.69, $\varepsilon_{Sr}(t) = +27.56$ to $+56.87$, $= 17.87 \sim 18.02$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.45 \sim 15.53$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.22 \sim 38.49$. These Nd, Sr and Pb isotopic compositions show that the Kalpin basalts are derived from the Precambrian enriched-type continental lithospheric mantle. And this case is representative among the well-developed mafic magmatic rocks in the Tarim Basin and its peripheral areas. Accordingly, the northern and southern parts of Xinjiang can be divided into two obviously different isotopic geochemical provinces: the northern province is characterized by isotopic compositions of the depleted mantle, whereas the southern province by isotopic compositions of the enriched mantle. The Late Paleozoic magmatic rocks separately belonging to the two provinces cannot be products of the same geological process.

Key words: alkali basalt; enriched-type continental lithosphere mantle; isotopic geochemical province; Permian; western margin of Tarim