第79卷 第6期 地 质 学 报 ACTA GEOLOGICA SINICA Vol. 70 No. 6
2005年12月 Dec. 2005

新疆库鲁克塔格地区二叠纪脉岩群岩石地球化学特征，Nd、Sr、Pb同位素组成与岩石成因

姜常义，姜寒冰，叶书锋，夏明哲，逯东霞

长安大学造山带成矿研究所，西安，710054

内容提要：库鲁克塔格地区二叠纪脉岩群非常发育，主要岩石类型是辉绿岩，并有少量的斜闪煌斑岩、斜长玢岩和花岗斑岩。花岗斑岩属高钾钙碱性系列，具有A型花岗岩的稀土元素和微量元素地球化学特征；斜长玢岩的地球化学特征与花岗斑岩相似，二者都亏损U、Nb、Ta。斜闪煌斑岩的岩石化学组成属过碱性系列，显著富集轻稀土元素和大离子亲石元素。辉绿岩的岩石化学组成以钙碱性系列为主，稀土元素总量变化较大，Cs、Rb、Ba、Th元素丰度变化大，普遍亏损U、Nb、Ta。研究证明，辉绿岩脉的这些地球化学特征都与同化混染作用有关，大离子亲石元素丰度的变化还与热液蚀变有关。辉绿岩具有富集型Nd、Sr同位素组成，且变化范围大，是岩浆源区同化混染作用的结果。它们的铅同位素组成属低U(Th)/Pb值的正常铅，主要受混染物控制，并不代表源区特征。库鲁克塔格地区岩石圈地幔Nd、Sr、Pb同位素比塔里木板块西缘岩石圈地幔的富集程度更高，且变化范围大，反映了这两个地区岩石圈地幔的演化历史存在明显差异。

关键词：脉岩群；辉绿岩；岩石地球化学；同化混染；岩石圈地幔；库鲁克塔格

在二叠纪形成的塔里木大火成岩省中，柯坪玄武岩源自于富集型大陆岩石圈地幔（姜常义等，2004a），麻扎尔塔格脉岩群源自于原始地幔（姜常义等，2004b），瓦吉里塔格超镁铁岩源自于核-幔边界之上的D″层（姜常义等，2004c）。据此，可以初步证明，塔里木大火成岩省是地幔柱与岩石圈地幔相互作用的产物。根据现阶段的研究成果，塔里木大火成岩省的基本特征与峨眉山大火成岩省有许多相似之处（宋谢炎等，2001；张招崇等，2002，2004；侯增谦等，2005）。塔里木盆地东北部的库鲁克塔格地块，是全新疆以辉绿岩脉为主体的脉岩群最为发育的地区。张志诚等（1998）对该区辉绿岩脉做了初步研究，并获得4个方面的研究成果：①全岩K-Ar等时线年龄为282.3 Ma，属早二叠世；②岩石化学组成基本上属钙碱性系列；③稀土元素配分曲线属轻稀土富集型；④脉岩群形成于大陆伸展背景。本文拟以此为基础探索的科学问题是：①为什么在大陆伸展背景下形成的辉绿岩脉基本上属钙碱性系列？②辉绿岩脉的岩浆源区与源区特征；③库鲁克塔格地区与塔里木盆地西缘岩石圈地幔的对比。

1 地质背景与岩相学特征

库鲁克塔格地块是塔里木板块中出露地表最古老的结晶岩区。主要变质岩群有：太古宙托格拉克布拉克群，古元古代兴地塔格群，长城系杨吉布拉克群，蓟县系爱而基干群，青白口系帕尔岗塔格群，震旦系库鲁克塔格群以及古生代沉积地层（缺失二叠系）。此外，元古宙片麻状花岗岩也很发育（新疆维吾尔自治区地质矿产局，1993）。

二叠纪脉岩群的分布遍及整个库鲁克塔格地块，它们可以侵位于前二叠纪的任何地质体。在不同地域，脉岩群的发育程度有一定差别。其中，以位于库鲁克塔格地块核心地带的阔克苏地区最为密集，故选取该地区做为库鲁克塔格地块的代表。各种脉岩的表面均呈灰黑色，宽2～10 m，长几百米至几千米，直立或近于直立，走向多变，呈网脉状产出，在地貌上突兀而立（图1）。脉岩群的主要岩石类型是辉绿岩，并有数量很少的煌斑岩、斜长玢岩和花岗斑岩。后3种岩脉散布于辉绿岩脉之间产出，其走向多与相邻的辉绿岩脉近于平行。而且，这4种脉

注：本文为国家重点基础研究发展规划“973”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：2005-03-31；改回日期：2005-05-20；责任编辑：郝梓国。

作者简介：姜常义，男，1951，教授。从事岩石学研究。通讯地址：710054，西安市雁塔路126号，长安大学雁塔校区资源学院；电话：029—82339010；Email：xghjcy@ public. xa. sn. cn。

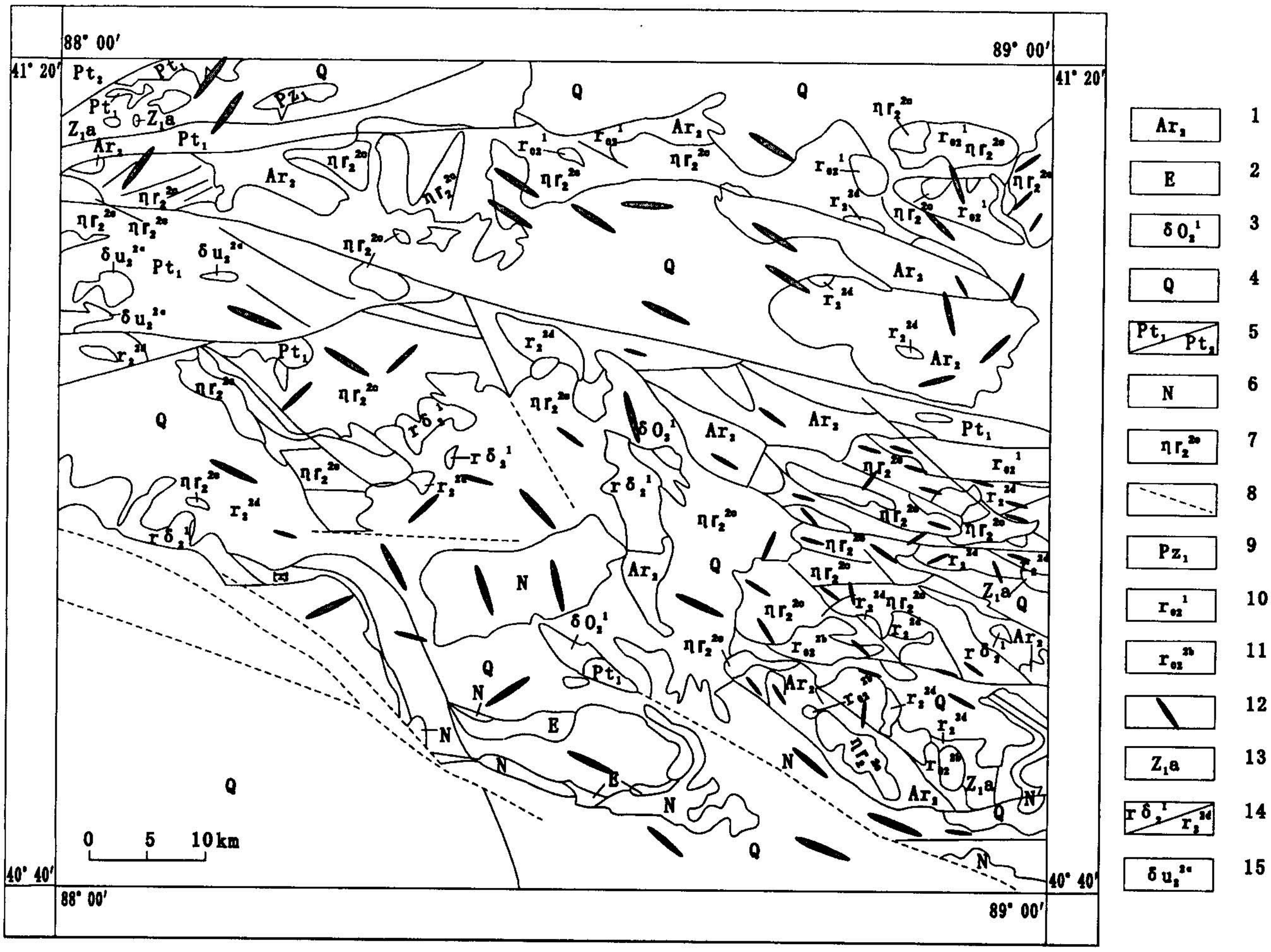

图 1 阔克苏地区脉岩群分布图(据1:20万阔克苏幅地质图简化)

Fig. 1 Distribution map of dike swarm in Kuokesu Region

(modifying fron the 1:200000 Geological Map in Kuokesu Region)

1—中太古界;2—古进系;3—弱片麻状石英闪长岩;4—冲积砂砾碎石;5—下、中元古界;6—新进系;7—灰色中细粒二长花岗岩;8—推断断层界限;9—古生界;10—片麻状角闪黑云母、斜长花岗岩;11—灰色似斑状斜长岩;12—岩脉;13—下震旦统;14—片麻状花岗闪长岩、红色细粒花岗岩;15—灰绿色角闪辉石岩

1—Middle Archaean; 2—Paleogene; 3—slight-gneissoid quart-diorite; 4—run gravel; 5—lower—middle Proterozoic; 6—Neogene; 7—gray middle-fine grained adamellite; 8—tenative fault contanline; 9—Palaeozoic; 10—gneissiod hornblende-biotite granite and plagiogranite; 11—gray platy-like plagiogranite; 12—dyke; 13—lower Simian; 14—gneissiod granodiorite and red fine-grained granite; 15—gray green hornblende pyroxenite

岩都具有块状构造,没有经历区域变质改造,应为同期脉岩。辉绿岩的基本结构类型是辉绿结构,在厚度大的岩脉中心部位,则呈辉长辉绿结构。单斜辉石与斜长石的含量相近,部分薄片中斜长石略多于辉石,另一部分薄片中辉石略多于斜长石。此外,还有褐色普通角闪石和火红色黑云母,最高含量可达16%。少数薄片中有石英(<1%)。副矿物有磁铁矿、榍石和锆石;其中,磁铁矿含量达5%~8%。岩石比较新鲜,有弱的绿泥石化、绿帘石化、碳酸盐化和葡萄石化。经电子探针测定,单斜辉石为普通辉石和次透辉石;斜长石为拉长石(An65~69)(表1)。依据单斜辉石地质温度计(Brizi et al., 2000)计算的岩浆结晶温度为1055~1124℃。斜闪煌斑岩具典型的煌斑结构,斑晶为细长柱状的棕红色普通角闪石和少量斜长石,基质主要由斜长石和普通角闪石组成,有很少量的钾长石,还有约7%的隐晶质。副矿物有磁铁矿、磷灰石。岩石新鲜,基本没有蚀变。斜长玢岩呈现出清晰的斑状结构,斜长石斑晶数量达30%±,环带结构发育,属中长石;另有少量黑云母斑晶。基质呈显微晶质结构,由斜长石和黑云母组成。副矿物有磁铁矿、榍石、磷灰石和锆石。岩石比较新鲜,有弱绿泥石化,碳酸盐化和绢云母化。花岗斑岩具斑状

表 1　辉绿岩中单斜辉石与斜长石化学组成(%)

Table 1　Chemical compositions(%) of clinopyroxene and plagioclase for diabase

样品	矿物	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Total
KL_{48}	次透辉石	46.85	3.72	4.77	0.08	11.81	0.21	9.52	0.00	21.64	0.80	0.00	0.00	99.40
KL_{53}	普通辉石	53.73	0.96	2.54	0.31	8.59	0.30	14.69	0.09	18.57	0.30	0.00	0.00	100.08
KL_{53}	拉长石	50.67	0.06	29.01	0.00	0.59	0.00	0.17	0.00	14.40	3.51	0.23	0.00	98.64
KL_{53}		53.47	0.00	28.65	0.00	0.58	0.00	0.00	0.00	12.88	3.67	0.15	0.00	99.41
样品	分子式													
KL_{48}	$(Na_{0.06}Ca_{0.89}Mg_{0.54}Mn_{0.01}Fe_{0.38}Al_{0.02}Ti_{0.11})_{2.0}(Al_{0.20}Si_{1.80})_{2.0}O_{6.0}$													
KL_{53}	$(Na_{0.02}Ca_{0.73}Mg_{0.80}Mn_{0.01}Fe_{0.26}Cr_{0.01}Ti_{0.03}Al_{0.08})_{1.94}(Al_{0.03}Si_{1.97})_{2.0}O_{6.0}$													
KL_{53}	$(Ca_{0.71}Na_{0.31}K_{0.01})_{1.03}(Si_{2.34}Al_{1.58}Fe_{0.02}Mg_{0.01})_{3.95}O_8$													
KL_{53}	$(Ca_{0.63}Na_{0.33}K_{0.01}Fe_{0.02}Al_{0.01})_{1.0}(Si_{2.46}Al_{1.54})_{4.0}O_8$													

注:本表数据由中国地质科学院矿产资源研究所电子探针实验室分析,仪器型号为 JXA-8800R。

结构,斑晶为斜长石、钾长石和石英,石英多具港湾状熔蚀结构。基质属显微晶质结构-霏细结构之间的过渡类型,由长英质矿物和黑云母组成。岩石比较新鲜,有弱碳酸盐化和绿泥石化。

2　岩石地球化学

2.1　主量元素地球化学

在8件辉绿岩样品中,有两件样品的主量元素比较特殊(表2)。KL_{48}的 SiO_2含量(43.14%)最低,TiO_2(3.23%)、Fe_2O_3+FeO(15.36%)和 P_2O_5(0.41%)含量最高;KL_9B_1 的 SiO_2(54.48%)和 Na_2O(4.65%)含量最高,TiO_2(0.87%)、Fe_2O_3+FeO(9.18%)、CaO(4.40%)含量最低。其余样品之间也有比较大的变化范围。在图2上,KL_{48}和 KL_7B_1位于碱性玄武岩系列区,其余样品位于亚碱性玄武岩系列区。在图3上,属亚碱性系列的6件辉绿岩样品中,有5件属钙碱性系列,1件属拉斑玄武岩系列。由此可见,本区辉绿岩以钙碱性系列为主,少部分属拉斑玄武岩系列和碱性玄武岩系列。其岩石化学组成与鲁西晚中生代基性脉岩相近(刘燊等,2004)。这些辉绿岩的 Mg/(Mg+Fe)=0.42~0.57,均属适度演化的岩浆。

斜闪煌斑岩的主量元素地球化学表现为 TiO_2(2.22%~2.33%)、P_2O_5(1.56%~1.58%)和 K_2O+Na_2O(8.60%~8.66%)含量高,而 SiO_2、Fe_2O_3+FeO、MgO、CaO 含量较低。里特曼指数为42.1~40.2,应属过碱性系列。Mg/(Mg+Fe)=0.42~0.44,也属适度演化的岩浆。斜长玢岩的 SiO_2=62.04%~62.60%,与岩相学特征相符,属中酸性岩石。TiO_2、Fe_2O_3+FeO、MgO、CaO 含量均较低,但 K_2O+Na_2O 含量较高(7.86%~8.20%);在 K_2O-SiO_2图上,位于高钾钙碱性系列区(图略)。花岗斑岩的 SiO_2和 Na_2O+K_2O(8.57%)含量高,其余主量元素均较低;在 K_2O-SiO_2图上,也位于高钾钙碱性系列区(图略)。

2.2　稀土元素与微量元素地球化学

花岗斑岩的 $\Sigma REE = 164.24 \times 10^{-6}$,$\Delta Eu$=0.21,$(La/Yb)_N = 4.87$,配分曲线为典型的"V"字型(图4g)。与显著的负铕异常相伴,花岗斑岩还有

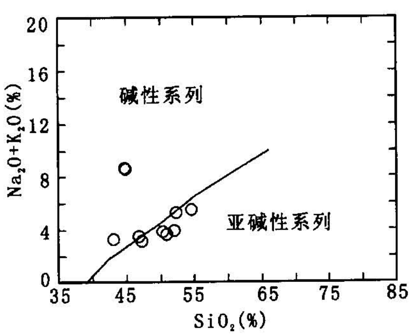

图 2　区分碱性与亚碱性的(K_2O+Na_2O)-SiO_2图

Fig. 2　(K_2O+Na_2O)-SiO_2 diagram of distinguishing alkaline and subalkaline series

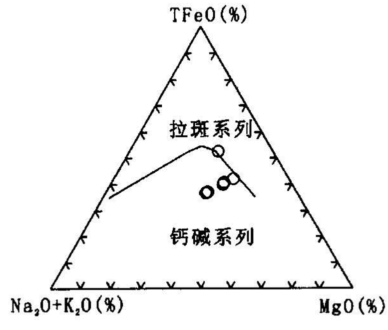

图 3　区分拉斑系列与钙碱系列的 AFM 图

Fig. 3　AFM diagram of distinguishing tholeiitic and calc-alkaline series

表 2 脉岩群主量元素(%)、稀土元素与微量元素($\times 10^{-6}$)丰度表

Table 2 Major elements(%), rare earth elements and trace elements($\times 10^{-6}$) abundances of dike swarm

样号	$KL_{10}B_3$	$KL_{11}B_1$	$KL_{12}B_1$	KL_{53}	KL_9B_1	KL_7B_1	KL_{44}	KL_{48}	KL_{52}	$KL_{52}B_1$	$KL_{12}B_2$	$KL_{14}B_1$	$KL_{14}B_2$
岩石名称	斜长玢岩	斜长玢岩	花岗斑岩	辉绿岩	辉绿岩	辉绿岩	辉绿岩	辉绿岩	辉绿岩	辉绿岩	辉绿岩	煌斑岩	煌斑岩
SiO_2	62.04	62.6	74.26	52	54.48	46.82	47.32	43.14	50.3	50.84	52.28	44.78	44.84
TiO_2	0.55	0.6	0.09	1.21	0.87	1.48	1.64	3.23	1.21	1.17	2.33	2.22	2.33
Al_2O_3	16.59	15.95	12.84	16.47	15.66	16.31	15.32	14.57	16.2	15.06	14.33	16.61	16.99
Fe_2O_3	1.58	1.47	1.48	3.69	2.34	3.35	4.05	6.48	3.02	2.64	3.24	4.81	4.98
FeO	3.53	3.5	1.49	7	6.84	9.4	9.4	8.88	7.18	8.46	6.73	5.77	5.88
MnO	0.09	0.1	0.07	0.14	0.14	0.21	0.19	0.16	0.14	0.17	0.15	0.14	0.15
MgO	1.39	1.49	0.06	6.5	6.14	7.26	5.29	6.4	6.62	7.92	6.13	4.23	4.43
CaO	3.45	3.6	0.99	5.52	4.4	8.55	10.44	9.09	7.87	7.89	6.7	6.54	6.67
Na_2O	4.01	3.89	3.8	2.72	4.65	2.49	2.35	2.71	2.92	2.62	2.99	5.34	5.23
K_2O	4.19	3.97	4.77	1.25	0.9	1.06	0.84	0.59	0.95	1.03	2.3	3.32	3.37
P_2O_5	0.16	0.16	0	0.2	0.14	0.24	0.19	0.41	0.13	0.16	0.17	1.56	1.58
LOI	2.77	2.07	0.89	2.62	2.91	2.95	2.3	3.6	2.5	2.62	3.16	4.07	3.4
Total	100.4	99.4	100.7	99.32	99.47	100.12	99.33	99.26	99.04	100.58	100.51	99.39	99.85
$Mg^{\#}$	0.30	0.36	0	0.53	0.56	0.51	0.42	0.44	0.53	0.57	0.54	0.42	0.44
La	42.81	50.99	29.85	12.69	20.81	11.88	7.14	13.58	12.11	18.36	18.98	81.62	80.11
Ce	77.32	95.16	62.78	28.73	38.82	26.21	16.26	31.98	25.52	40.73	38.45	167.21	147.2
Pr	7.93	9.54	7.08	4.05	4.74	3.35	2.42	4.27	3.48	4.96	4.25	16.48	15.91
Nd	29.88	36.1	29.23	17.74	18.55	15.26	11.202	19.66	14.568	20.66	16.19	44.3	43.73
Sm	5.13	6.62	6.53	3.956	4.07	4.27	3.34	5.25	3.57	5.02	3.87	9.76	8.38
Eu	1.29	1.56	0.49	1	1.03	1.43	1.14	1.78	1.15	1.64	1.32	2.66	2.84
Gd	5.7	7.14	7.77	4.548	3.92	4.92	3.761	5.85	3.86	5.37	4.17	6.93	6.61
Tb	0.75	0.86	1.27	0.76	0.75	0.82	0.617	0.951	0.65	0.86	0.63	1.02	0.89
Dy	3.59	4.29	7.68	4.809	4.15	5.27	3.918	5.45	3.94	5.27	3.86	4.25	3.9
Ho	0.76	0.81	1.52	0.94	0.92	1.09	0.795	1.13	0.85	1.04	0.78	0.73	0.75
Er	1.93	2.3	4.58	2.59	2.42	2.87	2.32	3.132	2.31	2.94	2.23	1.91	1.79
Tm	0.285	0.35	0.71	0.38	0.35	0.41	0.35	0.415	0.33	0.41	0.31	0.26	0.26
Yb	1.71	2.18	4.14	2.559	2.35	2.78	2.331	2.61	2.13	2.72	1.9	1.26	1.28
Lu	0.26	0.32	0.61	0.38	0.36	0.43	0.35	0.39	0.33	0.44	0.29	0.2	0.16
ΣREE	179.3	218.22	164.2	85.13	103.2	80.99	55.944	96.448	74.798	110.42	97.23	338.59	313.8
ΔEu	0.729	0.694	0.21	0.721	0.788	0.954	0.983	0.982	0.947	0.966	1.005	0.989	1.167
$(La/Yb)_N$	16.90	15.79	4.87	3.35	5.98	2.88	2.07	3.51	3.84	4.56	6.74	43.72	42.24
Cs	0.44	1.54	1.05	0.35	0.18	0.36	0.16	0.36	0.32	0.3	0.61	1.01	2.32
Rb	69.97	91.07	144.4	23.71	19.58	28.69	14.9	6.48	19.61	22.94	76.95	31.08	29.57
Ba	851.3	1049.3	188.7	207	139.8	468.33	234.95	154.33	289.17	352.9	532.84	645.81	646.4
Th	6.29	7.96	13.2	3.77	4.78	1.17	0.89	1.18	2.51	1.86	3.4	9.756	8.943
U	0.88	1.11	1.76	0.66	0.74	0.18	0.14	0.54	0.67	0.33	0.54	2.33	2.27
Nb	8.43	33.33	13.19	16.4	4.89	7.38	5.39	20.22	6.92	6.66	4.08	73.61	77.04
Ta	0.34	0.51	2.19	0.92	0.24	0.46	0.16	1.01	0.27	0.46	0.3	5.05	2.81
Sr	213.1	304.84	51.86	222.5	253.8	457.59	200.03	533.17	235.42	325.67	273.38	2146.5	1765
Zr	193.6	212.53	137	140.8	199.6	140.33	95.86	150.26	107.34	166.76	120.66	400.14	363.8
Hf	6.52	5.64	5.15	3.69	3.76	3.17	2.27	3.7	3.11	4.21	3.11	4.95	4.42
Y	21.26	26.36	45.6	26.3	29.09	32.27	31.22	29.15	26.19	34.61	23.77	21.64	20.94

注：主量元素由长安大学分析中心采用化学分析法分析，微量元素与稀土元素由北京大学分析中心采用 VG Axion HK-ICPMS 分析。

负 Ti、Sr 和 Ba 异常(图4h)，从而，显示了 A 型花岗岩的地球化学特征(Nedelec et al., 1995; Landenberger et al., 1996)。在 Pearce 等(1984)的 Nb-Y 和 Ta-Yb 判别图上，花岗斑岩位于板内花岗岩区(图略)，进一步说明花岗斑岩具有 A 型花岗岩的地球化学特征。斜长玢岩的 ΣREE＝$179.35\times 10^{-6}\sim 218.22\times 10^{-6}$，ΔEu＝0.69～0.73，$(La/Yb)_N$＝15.79～16.90，配分曲线属于有较明显负铕异常的轻稀土元素富集型(图4g)，并且也有明显的负 Ti 和 Sr 异常(图4h)。由于没有发现 SiO_2 含量界于55%～62%之间的岩石，故不应将斜长玢岩和花岗斑岩视为幔源岩浆分异演化的产物，它们应该是不同地

壳岩石在不同的物理化学条件下部分熔融的产物。Eu 和 Sr 的亏损反应了其源岩残余物中含有相当数量的基性斜长石。斜闪煌斑岩的 $\Sigma REE=313.8\times10^{-6}\sim338.59\times10^{-6}$,$\Delta Eu=0.99\sim1.17$,$(La/Yb)_N=42.24\sim43.72$,配分曲线属轻稀土元素显著富集型(图4e);其原始地幔标准化多元素配分曲线具有板内环境幔源岩浆特有的大隆起特征(图4f)(王仁民等,1987)。斜闪煌斑岩应该是岩石圈地幔低度熔融($<5\%$)的产物,由于大离子亲石元素和轻稀土元素在固相/液相之间的分配系数低而优先进入岩浆。

本文中辉绿岩的稀土元素地球化学与张志诚等(1998)的同类成果有两个基本的共同点:一是配分曲线均属轻稀土元素富集型(图4a,c);二是稀土元素总量变化大。本文中,辉绿岩的 $\Sigma REE=55.94\times10^{-6}\sim110.42\times10^{-6}$,$(La/Yb)_N=2.07\sim6.74$,

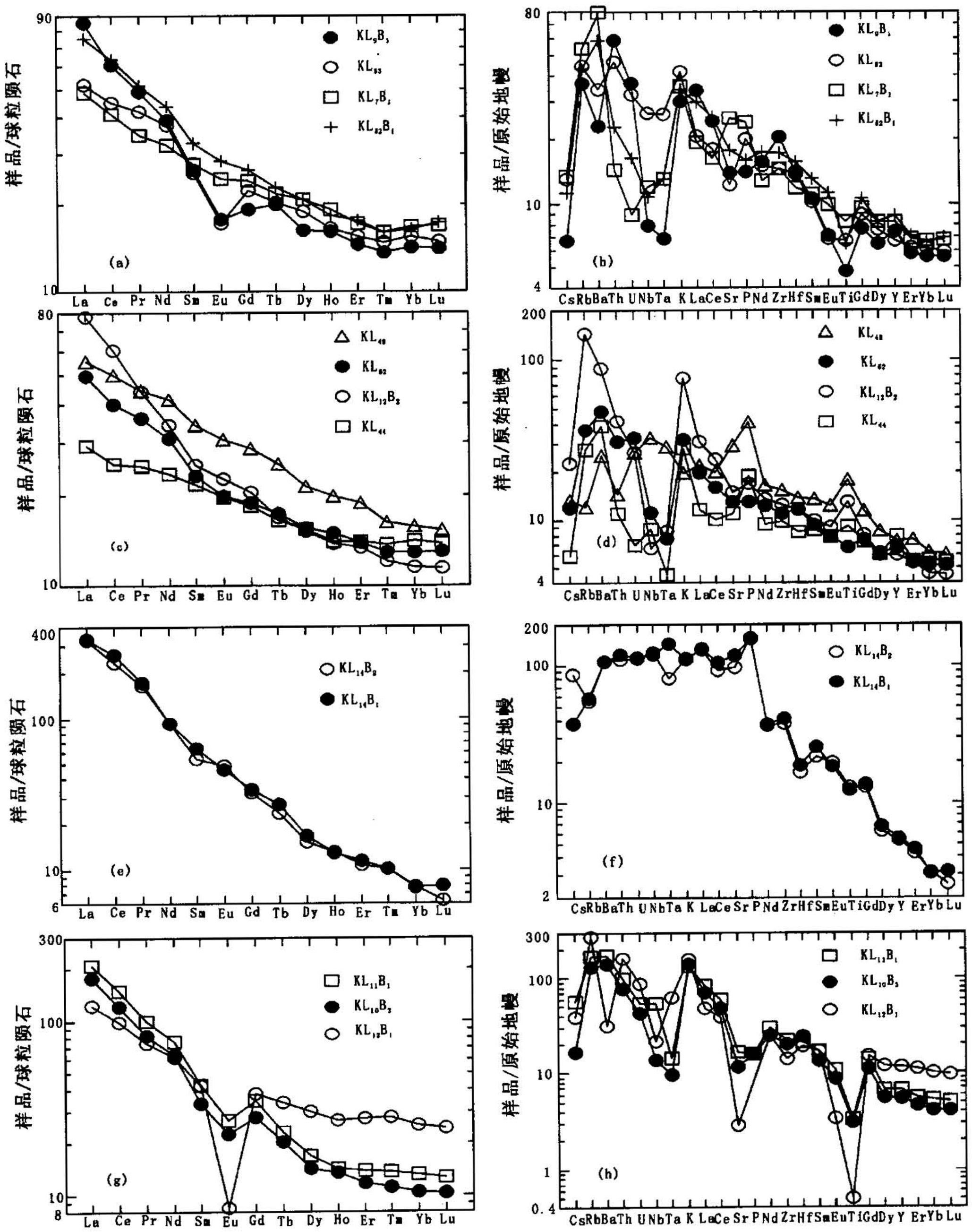

图 4　球粒陨石标准化的稀土元素配分曲线图(a,c,e,g)和原始地幔柱标准化的微量元素配分曲线图(b,d,f,h)

Fig. 4　Chondrite-normalized REE pattern diagrams(a,c,e,g) and the primitive mantle-normalized trace element pattern diagrams(b,d,f,h)

KL_9B_1 和 KL_{53} 有较明显的负铕异常($\Delta Eu=0.72$)，$KL_{52}B_1$ 有弱负铕异常($\Delta Eu=0.97$)，其余样品不具铕异常或有弱正异常。KL_{48} 和 KL_9B_1 的多元素配分曲线(图4b,d)同样表现出特殊性，前者有明显的 P 和 Ti 正异常，后者有明显的 Ti 负异常。尽管有一些小幅度波动，大多数辉绿岩从 K 到 Lu 的原始地幔标准化值递减，反映了板内环境幔源岩浆的一般特征(王仁民等，1987)。与此相反，Cs、Rb、Ba、Th4种元素则表现出显著的不规则波动。就一般意义而言，热液蚀变和同化混染都可以产生这种波动。鉴于基本没有热液蚀变的斜闪煌斑岩波动幅度小，而且，同化混染程度最低的 KL_{48} 号样品(详见后述)也有这种波动，所以，Cs、Rb、Ba、Th 的不规则波动应该主要是热液蚀变所致，但也有同化混染作用的叠加。除 KL_{48} 号样品之外的辉绿岩、斜长玢岩和花岗斑岩都有 U、Nb、Ta 不同程度的亏损。

2.3 Nd、Sr、Pb 同位素地球化学

10件辉绿岩样品的 $\varepsilon_{Nd}(t)=-4.32\sim-11.25$(表3)，$\varepsilon_{Sr}(t)=+120.42\sim42.08$(表4)。在 $\varepsilon_{Nd}(t)$-$\varepsilon_{Sr}(t)$ 图上(图5)，均位于第4象限，证明这些辉绿岩具有富集型 Nd、Sr 同位素组成。此外，数据点的排布明显地具有 EM Ⅱ 趋势(Hart, 1988)。其变化范围大体上与巴西东南部 Paraná 盆地玄武岩(PBB)重合(Comin -Chiaramonti et al.，1997)，比美国西部太古宙岩石圈地幔(ALB)的 Nd、Sr 同位素富集程度更高。辉绿岩的 $^{206}Pb/^{204}Pb=16.79\sim17.59$，$^{207}Pb/^{204}Pb=15.27\sim15.44$，$^{208}Pb/^{204}Pb=37.25\sim38.62$(表5)。在图6上，数据点都位于地球等时线的左侧。其铅同位素组成与北大西洋 SKY 岛、Mull 岛和ODPLeg152玄武岩(SMOB)的铅同位素一致(Ellam et al.，2000)。与 Nd、Sr 同位素恰好相反，辉绿岩3种铅同位素比值的变化范围都较小，而且，都贫于放射成因铅，属于低 U(Th)/Pb 值的正常铅。

表 3 辉绿岩 Nd 同位素组成表

Table 3 Nd isotopic composition

样品	Nd ($\times10^{-6}$)	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\pm2\sigma$	t(Ma)	T_{DM} (Ga)	$\varepsilon_{Nd}(t)$
$KL_{11}B_2$	6.477	0.512362	6	275	3.69	−5.957
KL_6B_2	9.817	0.512371	8	275	3.10	−5.21
$KL_{12}B_4$	8.856	0.512376	8	275	3.92	−5.19
KL_5B_1	22.484	0.512118	7	275	2.38	−8.313
KL_7B_1	17.915	0.512335	12	275	1.86	−5.89
KL_9B_1	21.097	0.511953	10	275	2.45	−11.247
$KL_{12}B_2$	12.013	0.512360	7	275	2.63	−4.323
KL_{44}	11.390	0.512317	8	275	3.18	−5.408
KL_{52}	12.339	0.512309	9	275	2.21	−6.098
KL_{53}	17.296	0.512165	7	275	2.43	−7.551

注：本表数据由中国地质科学院地质研究所同位素实验室分析，仪器型号为MAT261固体同位素质谱计。

表 4 辉绿岩 Sr 同位素组成表

Table 4 Sr isotopic data of diabase

样品	Sr($\times10^{-6}$)	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$\pm2\sigma$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$	$\varepsilon_{Sr}(t)$
$KL_{11}B_2$	1.777×10^3	0.711904	15	0.711055	+90.42
KL_6B_2	2.421×10^3	0.708412	14	0.707421	+46.06
$KL_{12}B_4$	2.528×10^3	0.714420	11	0.712660	+120.42
KL_5B_1	3.011×10^3	0.712590	15	0.711570	+104.95
KL_7B_1	4.670×10^2	0.710527	11	0.710395	+79.96
KL_9B_1	2.601×10^2	0.710246	11	0.709693	+75.06
$KL_{12}B_2$	2.049×10^2	0.707681	12	0.707141	+42.08
KL_{44}	2.862×10^2	0.708985		0.708304	+58.58
KL_{52}	2.995×10^2	0.709317	13	0.708669	+63.77
KL_{53}	2.947×10^2	0.710022	12	0.708943	+67.66

注：本表数据由中国地质科学院地质研究所同位素实验室分析，仪器型号为MAT261固体同位素质谱计。

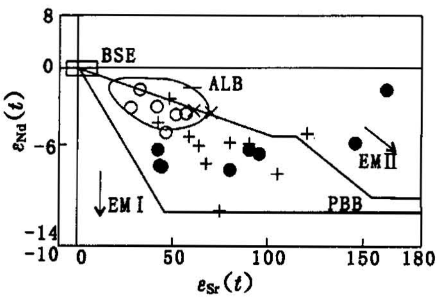

图 5 辉绿岩 $\varepsilon_{Nd}(t)$-$\varepsilon_{Sr}(t)$ 相关图

Fig. 5 Correlogram of $\varepsilon_{Nd}(t)$-$\varepsilon_{Sr}(t)$ of diabase

○—柯坪玄武岩；+—阔克苏辉绿岩；●—且干布拉克杂岩体；×—兴地 Ⅱ 号岩体；ALB 与 PBB 见正文

○—Keping basalts; +—Kuokesu diabase; ●—Qieganbulake complex; ×—Xindi Ⅱ rock body

表 5 辉绿岩的 Pb 同位素数据表

Table 5 Pb isotopic composition of diabase

样号	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
$KL_{11}B_2$	17.2102±18	15.3873±17	37.4973±45
KL_6B_2	17.0848±24	15.4182±21	37.5142±53
$KL_{12}B_4$	17.2084±11	15.3808±10	37.4775±27
KL_5B_1	16.9170±15	15.3187±14	37.8820±37
KL_7B_1	16.97722±61	15.26834±63	37.5599±14
KL_9B_1	17.2853±31	15.3626±29	38.421±7
$KL_{12}B_2$	16.7938±10	15.3491±9	37.2451±27
KL_{44}	16.8543±15	15.3432±15	37.2956±34
KL_{52}	17.3676±12	15.3929±11	37.7576±28
KL_{53}	17.5916±25	15.4411±19	38.6187±52

注：本表数据由中国地质科学院地质研究所同位素实验室分析，仪器型号为MAT261固体同位素质谱计。

3 同化混染作用

除野外地质观察和岩相学研究之外，还有一系

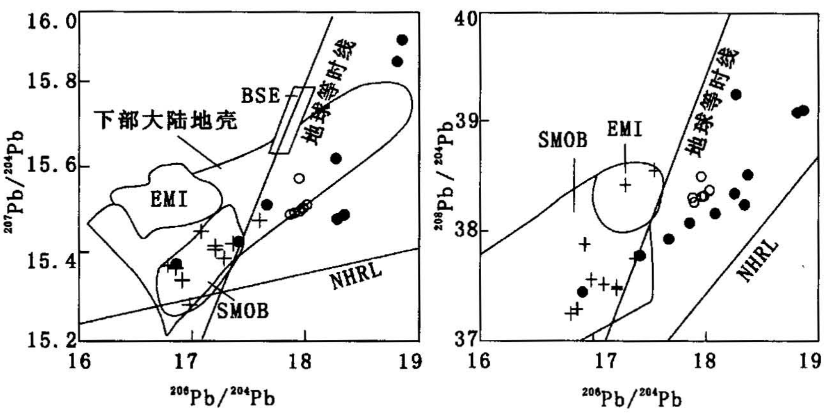

图 6　$^{206}Pb/^{204}Pb$ 与 $^{207}Pb/^{204}Pb$、$^{208}Pb/^{204}Pb$ 相关图

Fig. 6　Correlogram of $^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{208}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$

○—柯坪玄武岩;+—阔克苏辉绿岩;●—且干布拉克杂岩体

○—Keping basalts; +—Kuokesu diabase; ●—Qieganbulake complex of diabase

列地球化学指标可以检验同化混染作用。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、$^{87}Sr/^{86}Sr$ 和 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 值,降低 Ti/Yb、Ce/Pb 值(Compbell et al., 1993; Barker et al., 1997; Stevenson et al., 1997; Macdonald et al., 2001)。在辉绿岩样品中,KL_{48}具有较低的 K_2O/P_2O_5、La/Nb、Zr/Nb、SiO_2、Th 和较高的 Ti/Yb 值(图7);KL9B1 则相反,具有较高的 K_2O/P_2O_5、La/Nb、Zr/Nb、Th、SiO_2和较低的 Ti/Yb 值。而且,大部分辉绿岩都位于这两件样品之间,形成了比较明显的趋势性变化。这些证据与 Nd、Sr 同位素组成及变化趋势共同证明,形成本区辉绿岩脉的基性岩浆在高位岩浆房中曾与陆壳物质发生过明显的同化混染作用。我们曾在辉绿岩脉中分离并测定出1.7 Ga 的锆石,为同化混染作用的存在提供了更直接的证据。其中,KL_{48}号样品的混染程度较低,KL_9B_1的混染程度较高,其余样品界于这两者之间。在图7a,b,c 上,斜闪煌斑岩都位于 KL_{48}号样品附近,表明该类岩石受陆壳混染程度低。

由于我们研究的辉绿岩脉均侵位于前震旦纪地质体,可以证明混染物是古老的长英质变质岩或中酸性侵入岩。根据辛格尔等6幅1∶5万区调报告的成果(新疆地质矿产局第一区域地质调查大队等,1995,K-45-94-C. D, K-45-95-C. D, K-45-96-C. D 区域地质调查报告),20件元古宙和早古生代中酸性侵入岩样品都有 Nb 负异常(图8a),39件太古宙和元古宙长英质变质岩都有 Nb 和 Ta 负异常(限于有 Ta 分析数据的样品)(图8b)。由此可见,Nb 和 Ta 的亏损是库鲁克塔格地块中古老的长英质岩石的普遍特征。据此,可以推断,辉绿岩中的 Nb、Ta 负异常是同化混染所致;而且,斜长玢岩和花岗斑岩的同类异常是从其源岩中继承的。本区斜长玢岩和花岗斑岩的 U 负异常应该与 Nb、Ta 负异常一样,是从其源岩(古老的长英质变质岩和中酸性侵入岩)中继承的,据此推测,辉绿岩中 U 异常也与同化混染作用有关。此外,张志诚等(2004)对本区辉绿岩脉所做的氦氩同位素研究也证明,这些幔源岩浆遭受了放射成因源或地壳物质的混染。

在一般情况下,大陆伸展背景形成的镁铁质岩浆主要是拉斑玄武岩和碱性玄武岩,为什么库鲁克塔格地区的辉绿岩脉以钙碱性系列为主呢?Hunter (1998)指出,镁铁质岩浆与陆壳物质的同化混染作用是从拉斑质岩浆转化为钙碱性岩浆的主要机制之一。Arculus 等(1981)详细论证了镁铁质岩浆被下地壳物质混染而形成了钙碱性岩浆。Fujinawa (1988) 论证了日本东北部 Adutara 火山中的钙碱性岩浆被地壳混染的程度大于拉斑质岩浆。由这些实例可以看出,无论镁铁质岩浆原先属于哪种化学系列,当与陆壳物质发生相当程度的同化混染之后,都会转化为钙碱性系列。所以,是同化混染决定了本区辉绿岩以钙碱性系列为主。

4　岩浆源区的性质与演化

据胡霭琴等(2001)的研究,托格拉克布拉克群中斜长角闪岩10件样品的 $\varepsilon_{Nd}(t)=1.4\sim4.0$,证明这些斜长角闪岩的原岩(玄武岩)源自于适度亏损的地幔。一些地球科学家论证了在月球形成后不久,在其上部10000 km 范围内出现了大规模的部分熔融(Taylor, 1978; Longhi, 1980); Anderson (1982) 论证了地球早期阶段的演化历史与之类似。据此,前述斜长角闪岩的 $\varepsilon_{Nd}(t)$值应该可以代表中新太古代岩石圈地幔的 Nd 同位素特征。其适度亏损的 Nd 同位素组成暗示,在古太古代,它们同样经历了由原始地幔部分熔融形成原始镁铁质地壳的过程。据李华芹等(1998)的研究,本区兴地 Ⅱ 号镁铁质-超镁铁质杂岩体的Sm-Nd等时线年龄为1209±37Ma, $\varepsilon_{Nd}(t)$

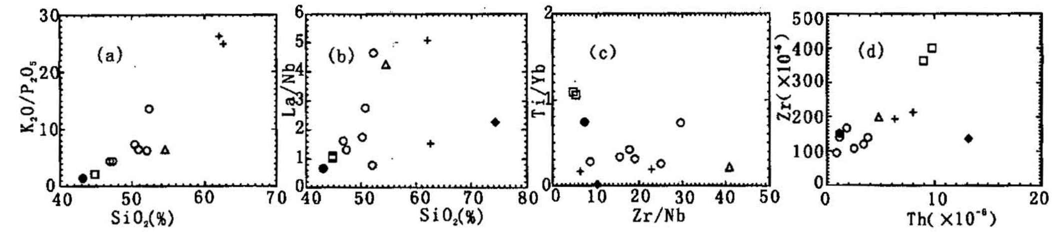

图 7 同化混染作用判别图解

Fig. 7 Discrimination diagram of assimilate-contamination

□—斜闪煌斑岩；○—辉绿岩；●—KL48辉绿岩；△—KL9B1辉绿岩；+—斜长玢岩；◆—花岗斑岩

□—Tjosite；○—Diabase；●—KL48 diabase；△—KL9B1 diabase；+—Plagiophyre；◆—Granite-porphyry

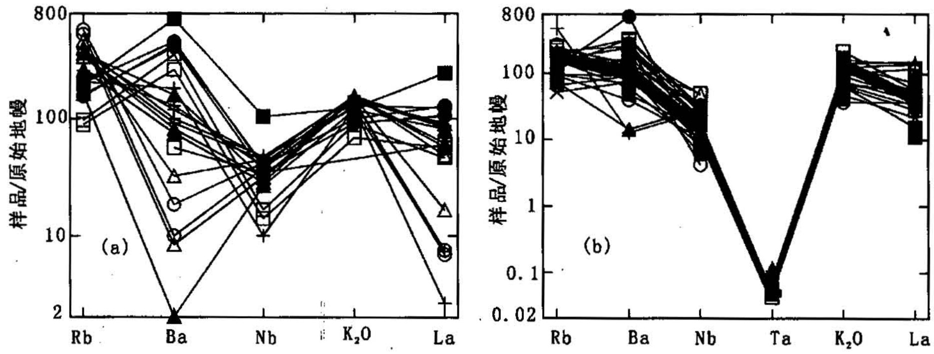

图 8 原始地幔标准化的元古宙和早古生代中酸性侵入岩微量元素配分曲线图(a)、太古宙和元古宙长英质变质岩微量元素配分曲线图(b)

Fig. 8 Primitive mantle-normalized trace element diagrams of intermediate (a) and acidity intrusive rock for Proterozoic era and early Paleozoic era, and felsic metamorphic rock for Archean era and Proterozoic (b)

$=-3.38\sim-3.51$，$\varepsilon_{Sr}(t)=61.3\sim70.0$。这种Nd、Sr同位素组成证明，该岩体源自于岩石圈地幔。而且，在中元古代，库鲁克塔格地区的岩石圈地幔至少在局部已经由Nd、Sr同位素亏损型转化为富集型。姜常义等(2005)对位于库鲁克塔格地块西南部的且干布拉克杂岩体的研究证明，该岩体是从岩石圈地幔构造迁移至地壳中的岩块。在晋宁期，它们受到了来自削减板块的流体/熔体的交代改造。交代后岩石圈地幔具有富集型Nd、Sr、Pb同位素组成，且变化范围大。由此证明，与世界上许多克拉通地区的岩石圈地幔类似，库鲁克塔格地区的岩石圈地幔也经历了太古宙亏损、后来被交代富集过程(Vaselli et al., 1995; Griffin et al., 1999; Grégoire et al., 2003)。

在图5上，辉绿岩脉与且干布拉克杂岩体的投影范围基本一致，证明二者有相似的Nd、Sr同位素组成。本区太古宙和元古宙25件片麻岩和花岗片麻岩样品中有6件样品的$\varepsilon_{Nd}(t)=3.6\sim5.6$，其余19件样品的$\varepsilon_{Nd}(t)=-0.1\sim-14.8$(胡霭琴等，2001)。表明这些片麻岩、花岗片麻岩以富集型Nd同位素组成为主，且具有更大的变化范围。通过对比分析可以看出，辉绿岩脉的Nd、Sr同位素组成受其富集型岩石圈地幔源区和同化混染作用双重因素的同向影响，二者共同导致了辉绿岩脉的Nd、Sr同位素组成特征。

在图6上，辉绿岩脉与且干布拉克杂岩体的Pb同位素测定值存在系统的差异。前者属正常铅；后者大部分数据点位于地球等时线的右侧，属于富集放射成因铅的异常铅。世界上许多克拉通地区的研究证明，高级区域变质岩U、Th普遍强烈亏损，因此而具有非常低的铅同位素比值，尤其是$^{208}Pb/^{204}Pb$值与地幔值存在显著的差异(Zarman et al., 1988)。另一方面，地幔的Pb元素丰度明显低于地壳，因而，幔源岩浆若同化地壳岩石，其铅同位素组成会受到明显影响，甚至被混染物主导。在图9上，辉绿岩脉全部投影于下地壳线附近，证明它们的铅同位素组成主要受混染物控制，较少反映源区特征。

综上所述，本区辉绿岩脉应该是在地幔柱作用下，由富集型大陆岩石圈地幔部分熔融的产物。尽管辉绿岩脉与柯坪玄武岩都源自于富集型地幔，但二者之间还是存在系统差异。主要表现为前者的富集程度高于后者，而且，前者的 Nd、Sr 同位素组成具有更大的变化范围，后者变化范围小。柯坪玄武岩的铅同位素组成属于富放射成因铅的异常铅，而本区辉绿岩脉的铅同位素较少反映源区特征。但且干布拉克杂岩体的铅同位素组成属异常铅，且变化范围比柯坪玄武岩大。由此可见，塔里木板块下部岩石圈地幔的 Nd、Sr、Pb 同位素组成并不均匀，其西部和库鲁克塔格地块之间存在系统的差异。这种差异应该反映了二者之间富集过程的差异，因而，也从一个侧面反映了各自演化历史的差异。系统地探索塔里木板块不同地区岩石圈地幔的演化历史，是一个有待研究的科学命题。

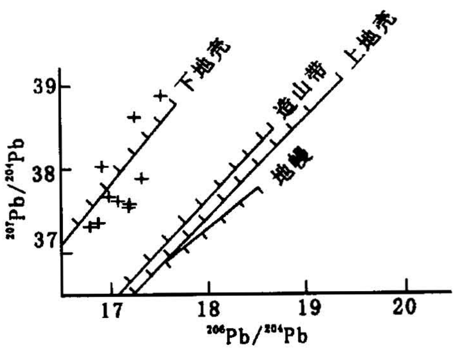

图 9　下部地壳、上部地壳、地幔和造山带铅同位素演化曲线图

Fig. 9　Evolution diagram of Pb isotopes for under crust, upper crust, mantle, orogenic belt

5　结论

（1）库鲁克塔格地区二叠纪脉岩群以辉绿岩为主，有少量斜闪煌斑岩、斜长玢岩、花岗斑岩。前两种岩石源自于地幔，后两种岩石源自于地壳。

（2）花岗斑岩具有 A 型花岗岩的地球化学特征，斜长玢岩与之相似，二者都亏损 U、Nb、Ta。斜闪煌斑岩属过碱性系列，显著富集轻稀土元素和大离子亲石元素。

（3）辉绿岩脉以钙碱性系列为主，并且普遍有 U、Nb、Ta 负异常，是幔源岩浆与地壳中古老的长英质物质同化混染作用的结果。而 Cs、Rb、Ba、Th 大幅度的不规则波动是热液蚀变与同化混染双重作用的结果。

（4）辉绿岩具有富集型 Nd、Sr 同位素组成，且变化范围大，是富集型地幔源区与同化混染双重同向作用的结果。其铅同位素组成受混染物控制，较少反映源区特征。岩石圈地幔的部分熔融是在地幔柱影响下发生的。

（5）库鲁克塔格地区的岩石圈地幔在中新太古代属亏损型地幔，至少在中元古代已转化为富集型地幔，在新元古代进一步富集，且 Nd、Sr、Pb 同位素组成变化大。其富集程度大于塔里木板块西缘的岩石圈地幔。说明这两个地区岩石圈地幔的演化历史存在较明显的差异。

参　考　文　献

胡霭琴，张国新，李启新，张前锋，胡树荣，范嗣昆，郭陀珠. 1995. 新疆北部主要地质事件同位素年表. 地球化学，24(1)：20～31.

胡霭琴，张国新，陈义兵，张前锋. 2001. 新疆大陆基底分区模式和主要地质事件的划分. 新疆地质，19(1)：12～19.

侯增谦，卢记仁，林盛中. 2005. 峨眉地幔柱轴部的榴辉岩-地幔岩源区：主元素、痕量元素及 Sr、Nd、Pb 同位素证据. 地质学报，79(2)：200～219.

姜常义，张蓬勃，卢登蓉，白开寅，王瑶培，唐索寒，王进辉，杨淳. 2004a. 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. 地质论评，50(5)：492～500.

姜常义，贾承造，李良辰，张蓬勃，卢登蓉，白开寅. 2004b. 新疆麻扎尔塔格地区铁富集型高镁岩浆的源区. 地质学报，78(6)：770～780.

姜常义，张蓬勃，卢登荣，白开寅. 2004c. 新疆塔里木板块西部瓦吉里塔格地区二叠纪超镁铁岩的岩石成因与岩浆源区. 岩石学报，20(6)：1433～1444.

姜常义，卢登蓉，白开寅，张蓬勃，叶书锋，冯金星，陈文革. 2005. 大陆岩石圈地幔交代作用的产物——且干布拉克蛭石矿床. 岩石学报，21(1)201～210.

李华芹，谢才富，常海亮等. 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，214～221.

刘燊，胡瑞忠，赵军红，冯彩霞. 2004. 鲁西晚中生代基性脉岩的成因和源区性质：岩石学和地球化学. 地质论评，50(6)：577～586.

宋谢炎，侯增谦，曹志敏，卢纪仁，汪云亮，张成江，李佑国. 2001. 峨眉大火成岩省的岩石地球化学特征及时限. 地质学报，75(4)：498～506.

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，6～169.

张招崇，王福生，郝艳丽，JohnJ. Mahoney. 2004. 峨眉山大火成岩省中苦橄岩与其共生岩石的地球化学特征及其对源区的约束. 地质学报，78(2)：171～180.

张招崇，王福生. 2002. 峨眉山玄武岩区两类玄武岩的地球化学：地幔柱—岩石圈相互作用的证据. 地质学报，76(2)：138～147.

张志诚，郭召杰，刘树文. 1998. 新疆库鲁克塔格地区基性岩墙群的岩石地球化学特征、形成时代及其大地构造意义. 北京大学国际地质科学学术研讨会论文集，北京：地震出版社，124～131.

张志诚，郭召杰，刘玉琳，刘树文. 2004. 新疆库鲁克塔格地区基性岩

墙群氦氩同位素组成及其地质意义.新疆地质,22(1):12～15.

References

Anderson D L. 1982. Isotopic evolution of the mantle: a model. Earth Planet SciLett ,57:13～24.

Arculus R J, Johnson R W. 1981. Island-arc magma sources : a geochemicalassessment of the roles of slab-derived components and crustal contamination. Geochemical Journal,15:109～133.

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

Brizi E, Molin G, Zanazzi P F. 2000. Experimental study of intracrystalline Fe2 +-Mg exchange in three augite crystals: Effect of composition on geothermometric calibration. American Mineralogist, 85:1375～1382.

Bureau of Geology and Mineral Resources of Xinjiang Uigur Autonomous Region. 1993. Regional geology of Xinjiang Uigur Autonomous Region. Beijing: Geological Publishing House, 6～169(in Chinese).

Campbell I H, Griffiths R W. 1993. The evolution of mantle's chemical structure. Lithos. ,30:389～399.

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.

Ellam R M, Stuart F M. 2000. The sub-lithospheric source of North Atlantic basalts: Evidence for, and significance of, a common end-member. Journal of Petrology, 41(7): 919～932.

Fujinawa A. 1988. Tholeiitic and calc-alkaline magma series at Adatara volcano, northeast Japan: 1. Geochemical constraints on their origin. Lithos. , 22:135～158.

Griffin W L, Doyle B J, Ryan C G. 1999. Layered mantle lithosphere in the lac de Gras Area, Slave Craton: composition, structure and origin. Journal of Petrology, 40(5):705～727.

Grégoire M, Bell D R, Leroex A P. 2003. Garnet lherzolites from the kaapvaal craton (South Africa): trace element evidence for a metasomatic history. Journal of Petrology, 44(4):629～657.

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

Hou Zengqian, Lu Jiren, Lin Shengzhong. 2005. The eclogite-pyrolite source in the axial of Emeishan plume: major, trace element and Nd, Sr, Pb Isotopic evidence. Acta Geologica Sinica, 79(2):200～219(in Chinese).

Hu Aiqin, Zhang Guoxin, Li Qixin, Zhang Qianfeng, Hu Shurong, Fan Sikun, Guo Tuozhu. 1995. The isotopic chronological scale of major geological events in northern Xinjiang, China. Geochimica, 24(1):20～31(in Chinese).

Hu Aiqin, Zhang Guoxin, Chen Yibing, Zhang Qianfeng. 2001. A model of division of the continental crust basement and the time scales of the major geological events in Xinjiang. Xinjiang Geology, 19(1):12～19(in Chinese).

Hunter A G. 1998. Intracrustal controls on the coexistence of tholeiitic and calc-alkaline magma series at Aso Volcano, SW Japan. Journal of Petrology, 39(7):1255～1284.

Jiang Changyi, Zhang Pengbo, Lu Dengrong, Bai Kaiyin, Wang Yaopei, Tang Suohan, Wang Jinhui, Yang Chun. 2004a. Petrology, geochemistry and petrogenesis of the Kalpin basalts and their Nd, Sr and Pb isotopic compositions. Geological Review, 50(5):492～500(in Chinese).

Jiang Changyi, Jia Chengzao, Li Liangchen , Zhang Pengbo , Lou Dengrong, Bai Kaiyin. 2004b. Source of the Fe-Riched-Type High-Mg Magma in Mazhartag Region, Xinjiang. Acta Geologica Sinica, 78(6):770～780(in Chinese).

Jiang Changyi, Zhang Pengbo, Lu Dengrong, Bai Kaiyin. 2004c. Petrogenesis and magma source of the ultramafic rocks of permian at Wajilitag region, Western Tarim plate in Xijiang. Acta Petrologica Sinica, 20(6): 1433～1444(in Chinese).

Jiang Changyi, Lu Dengrong, Bai Kaiyin, Zhang Pengbo, Ye Shufeng, Feng Jinxing, Chen Wenge. 2005. Metasomatism products of continental lithosphere mantle - roseite deposits, Qieganbulake. Acta Petrologica Sinica, 21(1): 201～210(in Chinese).

Landenberger B, Collins W J. 1996. Derivation of A-type granites from a dehydrated charnockitic lower crust: Evidence from the Chaelumdi complex, Eastern Australia. Journal of Petrology, 37: 145～170.

Li Huaqin, Xie Caifu, Chang Hailiang, et al. 1998. Study on metallogenetic chronology of nonferrous and precious metallic ore deposits in north Xinjiang, China. Beijing: Geological Publishing House, 214～221(in Chinese).

Liu Shen, Hu Ruizhong, Zhao Junhong, Feng Caixia. 2004. Genesis and source characteristics of the mafic-ultramafic dikes in west Shandong province: evidence from petrology and geochemistry. Geological Review, 50(6):577～586(in Chinese).

Longhi J. 1980. A model of early lunar differentiation. Proc Lunar Planet Sci 11th, 289～315.

Macdonald R, Rogers N W, Fitton J G, 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.

Nedelec A, Stephens W E, Fallicu A E. 1995. The Pan-frican stratoid granites of Madagascar: Alkaline magmatism in a post-collisional extensional setting. Journal of Petrology, 36:1367～1391.

Pearce J A, Harris N B, Tindil A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25:956～983.

Stevenson R, Upton B G J, Steenfelt A. 1997. Crust-mantle interaction in the evolution of the Ilimaussaq complex, South Greenland: Nd isotope studies. Lithos. , 40: 189～202.

Song Xieyan, Hou Zengqian, Cao Zhimin, Lu Jiren, Wang Yunliang, Zhang Chengjiang, Li Youguo. 2001. Petrochemistry and timing of the Emeishan large igneous provenice. Acta Geological Sinica, 75(4): 498～506(in Chinese with English abstract).

Taylor S R. 1978. Geochemical constraints on melting and differentiation of the moon. 9th Proc Lunar Planet Sci Conf, 15～23.

Vaselli O, Downes H, Thirlwall M, Dobosi G, Coradossi N, Seghedi I, Szakacs A. 1995. Ultramafic xenoliths in plio-pleistocenc alkali basalts from the eastern Transylvanian basin: depleted mantle enriched by vein metasomatism. Journal of Petrology, 36(1):23～53.

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).

Zarman R E. and Haines S M. 1988. The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs-a case for bidirectional transport. Geochim. Cosmochim. Acta, 52, 1327～1339.

Zhang Zhaochong, Wang Fusheng. 2002. Geochemistry of the two types of basalts of the Emeishan basalts Province: evidences for mantle plume — lithosphere interaction. Acta Geologica Sinica, 2002, 76(2):138～147(in Chinese).

Zhang Zhaochong, Wang Fusheng, He Yanli, John J. Mahoney. 2004. Geochemical characteristics between picires and coexisting rocks and soure region limitation in Emeishan large igneous province. Acta Geologica Sinica, 78(2):171～180(in Chinese).

Zhang Zhicheng, Guo Zhaojie, Liu Shuwen. 1998. The geochemical characteristics and its tectonic significance of the mafic dyke swarm in the Kuruktag, Xinjiang. Collected works of international symposium on geological science held at peking University, Beijing China. Beijing: Seismological Press, 124～131(in Chinese).

Zhang Zhicheng, Guo Zhaojie, Liu Yulin, Liu Shuwen. 2004. Helium and argon isotopic compositons of mafic dyke swarm and its implication from kuluketag, Xinjiang. Xinjiang Geology, 22(1): 12～15(in Chinese).

Petrochemical Characteristics, Nd, Sr, Pb Isotopic Compositions and Petrogenesis of Permian Dike Swarm, Kuruktag Region, Xinjiang

JIANG Changyi, JIANG Hanbing, YE Shufeng , XIA Mingzhe, LU Dongxia

Orogenic Belt Mineraliation Institute of Chang'an Universty, Xi'an, Shanxi, 710054

Abstract

The Permian dike rock is great development at Kuruktag Region, their rock association is diabase-tjosite-plagiophyrite-granite-porphyry, among them, diabse is the most main rock type. Granite-porphyry belongs to high-K calcium-alkali series, which has the geochemical characteristics of the rare earth element and trace element for A-type granite. The geochemical feature of playlophyrite is similar to granite-porphyry, and they both deplete U, Nb, Ta. The chemical compositions of tjosite belong to peralkali series, and they are rich in LREE and LILE. The chemical composition of diabase is mainly calcium-alkali series, and abundances of Cs, Rb, Ba, Th and ΣREE are greatly various, but U, Nb, Ta are generally depleted. The study shows that the geochemical characters of the diabase veins should be ascribed to contamination, the varying LILE abundance has also something to do with hydrothermal alteration. The diabases have riched type Nd, Sr isotopic composition and have great varying range, which is the result of action together both magma source and contamination. Their Pb isotopic composition belongs to normal Pb of the low U(Th)/Pb, mainly be controlled by contaminated materials, and don't represent the feature of source. The Nd, Sr, Pb isotopes of lithospheric mantle in Kuruktag region are richer than those in the western margin of the Tarim plate, and show wider varying range, which indicates the evolution history of lithospheric mantle has obvious difference in these two regions.

Key words: dike swarm diabase; petrochemisty; assimilate-contamination; lithospheric mantle; Kuruktag region