

塔河地区海西晚期火山岩 地球化学特征及地质意义

崔泽宏^{1,2} 唐 跃³

(1. 中国石油勘探开发研究院, 北京 100083; 2. 中国石油大学盆地与油藏研究中心, 北京 102249;
3. 中国地质调查局发展研究中心, 北京 100037)

摘要:通过岩心观察,塔河地区海西晚期先后发育基性火山岩和中酸性火山岩两大类。两类火山岩具有不同地球化学组成:基性火山岩 $K_2O+Na_2O=3.49\% \sim 4.25\%$, $K_2O/Na_2O=0.18 \sim 0.38 < 1$, 为钠质系列玄武岩,富集大离子亲石元素 K、Rb、Ba、Th 和高场强元素 Nb、Ta、Ti、Zr、P, $\delta Eu \approx 1$, 无明显亏损;中酸性火山岩表现为高场强元素 Nb、Ta、Sr、P、Ti 亏损,大离子亲石元素 K、Rb、Ba、Th 较为富集,稀土元素 $\delta Eu=0.43 \sim 0.66 < 1$, 钕具明显负异常特征, $K_2O+Na_2O=6.86\% \sim 8.82\%$, $K_2O/Na_2O=1.25 \sim 1.59 > 1$, 为钾玄或高钾钙碱性系列英安岩。强不相容元素 Th/Ta、Nb/U 比值说明,玄武岩与英安岩成因没有明显亲缘性,玄武岩来源于地幔,英安岩来源于地壳。结合邻区火成岩对比分析,塔河地区发育的玄武岩、英安岩分别与塔中地区玄武岩和南天山分区花岗岩具有相同的地球化学特征,构造判别图解表明,玄武岩形成于板内主裂陷期,英安岩、花岗岩形成于板块边缘岛弧构造环境,作为特殊古构造位置,塔河地区先后发育的玄武岩、英安岩为板内主裂陷盆地边缘和弧火山边缘相互耦合的产物。

关键词:玄武岩;英安岩;地球化学;构造环境;地质意义

中图分类号: P588.1 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-3657(2010)02-0334-13

海西晚期,塔里木盆地及周缘广泛发育不同类型火山岩和侵入岩^[1-5]。20 世纪 70 至 80 年代,地质学家们就开始先后对野外露头区火山岩和侵入岩作过大量详细研究。20 世纪 90 年代以来,随着油气勘探的大规模开展,与露头区同期发育的盆地内部火山岩也逐渐被揭示。目前,在塔北隆起塔河地区二叠系剖面中,钻井不仅揭示有基性火山岩,而且还发育大面积连片发育的中酸性火山岩。虽然盆地内部火山岩至今还尚未取得大规模油气突破,但海西晚期基性火山岩和中酸性火山岩成因关系值得进一步研究,对重塑海西晚期的大地构造背景及盆地性质具有一定的意义。

1 火山岩岩性与分布

通过岩心观察,塔河地区在海西晚期共发育两套类型不同的火山岩。在火山岩剖面,中下部为基性

火山岩,上部为中酸性火山岩(表 1)。基性火山岩呈黑色、灰黑色,部分岩性呈致密块状,大都分为气孔-杏仁状构造,气孔和杏仁含量为 35%~50%,孔径 1~15 mm,以 3~6 mm 居多,呈圆形-椭圆形,气孔多呈彼此孤立状,一半以上的气孔被次生方解石、石英和绿泥石充填,杏仁充填体类型较多,充填的矿物主要有褐铁矿、玉髓和方解石。中酸性火山岩呈灰色、灰绿色,块状构造十分发育,气孔构造欠发育。单矿物锆石 U-Pb 定年^[6]和火山岩顶、底地层微古化石组合研究^[7]表明,塔河地区火山岩形成于二叠纪。火山岩顶、底具明显古风化剥蚀面^[6],与上覆三叠系底砾岩和下伏石炭系卡拉沙依组砂泥岩薄互层段均呈不整合接触。

采用通用的国际地科联 TAS 图解^[8],对塔河发育的基性火山岩和中酸性火山岩进行了岩性定量分析,并辅以柯坪露头区进行比较,塔河地区火山岩样

表 1 塔河地区二叠系火山岩及上下围岩地层简表
Table 1 Stratigraphic timescale of Permian volcanic rocks as well as overlying and underlying surrounding rocks in Tahe area

地层系统					厚度 m	岩性简述
系	统	组(群)	代号	地震波组		
三叠系	上统	哈拉哈塘组	T _{3h}		98~174	上部为深灰、灰色泥岩、炭质泥岩与灰色细粒长石砂岩不等互层,下部为灰色细粒岩屑石英砂岩、长石砂岩夹深灰色泥岩、泥质粉砂岩
	中统	阿克库勒组	T _{2a}		176~298	自下而上为二个由粗→细的旋回组成,旋回下部为砂砾岩、含砾砂岩、细一中砂岩夹薄层深灰色泥岩,旋回上部为深灰、灰黑色泥岩夹泥质粉砂岩、粉砂岩及薄层细砂岩
	下统	柯吐尔组	T _{1k}		40~120	灰、深灰色泥岩为主,局部为棕、棕褐色泥岩夹灰色粉砂质泥岩、泥质粉砂岩及少量薄层细砂岩
二叠系	中统		P ₂	T _{5⁰}	0~210	主体岩性为灰色英安岩,部分地区中下部为较薄灰黑色玄武岩,上部为灰色英安岩
		卡拉沙依组	C _{1kl}	T _{5⁴}	370~537	上部灰、棕褐色泥岩与灰白色砂岩、粉砂岩呈薄互层,下部为深灰、灰色泥岩、粉砂质泥岩夹灰色泥岩、泥灰岩薄层
石炭系	下统		C _{1b}	T _{5⁶}	76~235	顶部为灰色泥晶灰岩夹泥岩(“双峰灰岩”),中上部为杂色泥岩夹泥灰岩薄层,南部发育厚层膏盐岩层,下部为砾岩、粉砂岩夹泥岩,西南部为灰白色细砂岩夹泥岩
		巴楚组				

品的全岩地球化学分析数据均来源于中国地质大学(北京)地学实验室。分析表明,塔河及柯坪露头区基性火山岩样品投点大都落在碱玄岩和玄武岩范围内,而塔河地区中酸性火山岩大都主要落在英安岩和粗面英安岩范围内(图 1)。

通过钻井和野外露头观察,二叠纪玄武岩在盆地内部广泛分布且分布连续,塔河、塔中及柯坪露头区均有分布。玄武岩不仅发育在相同的层位,而且岩石学特征相同。不同之处在于,塔河地区玄武岩厚度较薄,最大厚度不超过 70 m,而向盆地内部柯坪—塔中隆起以北一直延续至塔北隆起西部为玄武岩主要发育区,玄武岩最大厚度在柯坪—塔中地区已超过 600 m,塔河地区则为盆地内部玄武岩向北部迅速减薄的区域。二叠系英安岩分布面积较为局限,主要分布于盆地北部塔北隆起西南斜坡带及其以南一直延续至北部坳陷南部,位于塔北隆起区英买力、哈拉哈塘和满加尔凹陷交界处英安岩厚度最大,已超过 500 m,塔河地区英安岩最大厚度仅 200 m。向盆地内部塔中地区,该套类型火山岩却不发育。从全盆来看,玄武岩分布较英安岩广泛,而在塔河地区英安岩分布相对广泛。可见,玄武岩与英安岩在平面上具

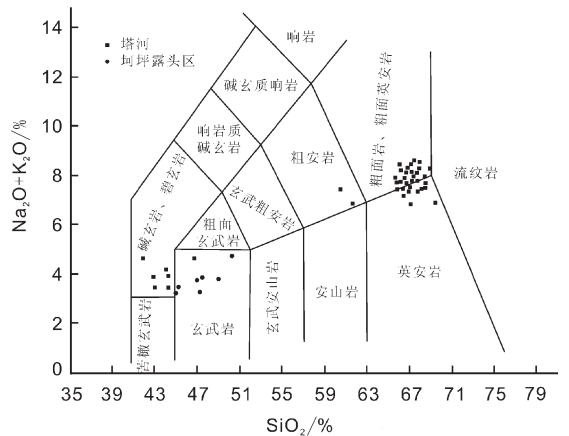


图 1 塔河及柯坪露头区火山岩 TAS 图解(图解据 Waitre, 1989 转引自 Rollison^[8], 1992)
Fig.1 TAS plot of volcanic rocks from Tahe and Keping area (after waitre, 1989, quoted from Rollison, 1992)

有明显的分带性,二者之间在塔北隆起西南边缘及南部北部坳陷的顺托果勒隆起达到最大重合(图 2),而塔河地区仅为两种火山岩重合区域的一部分,造成火山岩类型分布差异性很可能与不同构造环境下的成因背景有关。

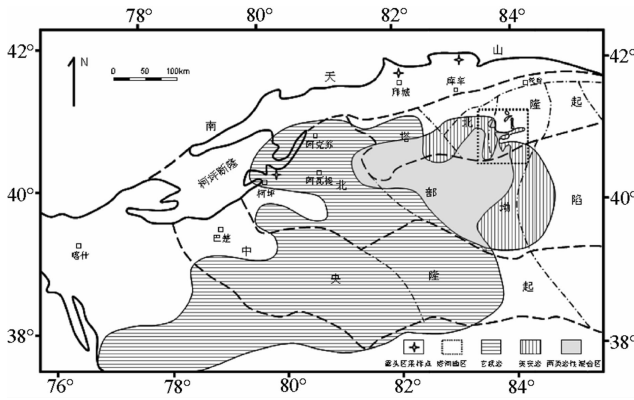


图2 塔里木盆地北部基性-中酸性火山岩分布图
(据杨树锋^①,2005 修编)

Fig.2 Distribution of basic and intermediate-acidic volcanic rocks in north Tarim Basin (modified after Yang et al., 2005a)

2 火山岩地球化学特征

2.1 主量元素特征

2.1.1 玄武岩

塔河地区火山岩及周边露头区火成岩地球化学元素分析详见表2。其中塔河地区 SiO₂ 含量为 41.19%~44.25%, TiO₂ 为 4.1%~4.35%, MgO 为 3.87%~7.89%, 不同样品之间的含量差别较大, 平均含量为 5.40%, Al₂O₃ 含量较高, 为 13.43%~15.15%, (K₂O+Na₂O) 为 3.49%~4.65%, K₂O 含量要远远低于 Na₂O 含量 (K₂O /Na₂O <1), 为低钾钠质系列玄武岩。柯坪地区 SiO₂ 含量为 43.32%~49.68%, TiO₂ 为 3.75%~4.74%, MgO 为 3.22%~4.62%, Al₂O₃ 为

12.79%~13.09%, Na₂O/ K₂O>1, 同样为低钾钠质系列玄武岩。

2.1.2 英安岩

塔河地区英安岩主量元素地球化学分析结果表明, 英安岩 SiO₂ 含量为 61.69%~69.04%, TiO₂ 为 0.52%~0.8%, MgO 为 0.54%~1.28%, Al₂O₃ 为 12.97%~15.42%, Na₂O+K₂O 为 6.86%~8.82%, 远远高于基性玄武岩的含量, 且 K₂O/Na₂O=1.28~1.94>1, 与玄武岩恰好相反。如果按碱度划分, 里特曼指数 $\sigma = 1.91 \sim 2.96 < 3.3$, 属于钾质钙碱性火山岩。与玄武岩比较, 英安岩为低镁、低钛, 高钾钙碱性系列火山岩。

2.2 微量元素特征

为了对比不同类型火山岩微量元素变化特征, 分析其成因特征, 坐标图上采用了固定的微量元素比值蛛网图法, 所测试分析的样品主要来自塔河地区, 为了与邻区同期火成岩进行比较分析, 对柯坪露头区玄武岩和南天山分区花岗岩进行采样测试。天山形成历史复杂, 古生代时期伴有多期岩浆侵入, 为区别其他世代形成的岩浆岩, 本次采样的地点主要位于南天山南缘库车河剖面 and 卡普沙良河剖面, 该地区花岗岩同位素年龄为二叠纪^[9]。

2.2.1 玄武岩

塔河地区玄武岩富集 Rb、Nb、Ta 大离子亲石元素和 Rb、Ba、Th、U、K 强不相容元素及高场强元素 P (图 3-a), 柯坪露头区玄武岩同样具有此特征 (图 3-b)。塔河地区玄武岩较大陆碱性玄武岩更强烈亏损 Sr、弱亏损 Hf, 同世界典型的大陆裂谷玄武岩微量元素特征具有很好的吻合性。典型火山弧玄

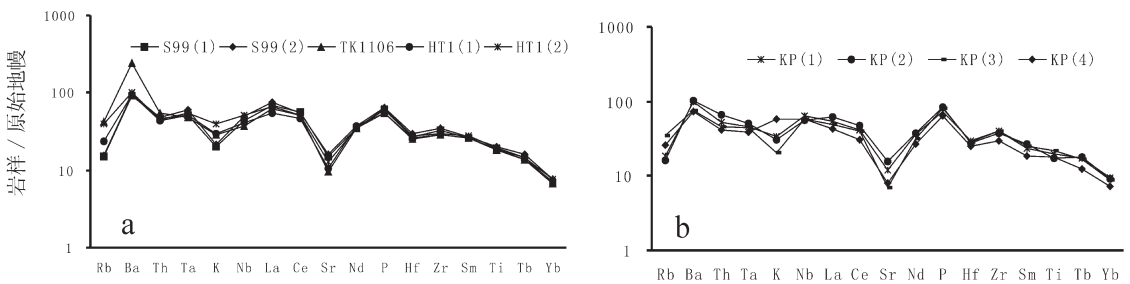


图3 塔河地区(a)与柯坪露头区(b)玄武岩微量元素比值蛛网图
(原始地幔标准化数据来自 McDonough and Sun^[10].)

Fig.3 Trace element ratio spidergram of basalt in Tahe (a) and Keping outcrop (b) areas
(data of primitive mantle after McDonough and Sun^[10],1985)

①杨树锋,陈汉林,何光玉,等.塔里木盆地二叠纪火山岩特征、形成机理及其与油气的关系,2005.

表 2 塔河地区火山岩及周边露头区火成岩主量元素(%)与微量、稀土元素(10^{-6})
 Table 2 Main elements (%)-minor and rare earth elements (10^{-6}) in volcanic rocks and peripheral outcrop district of Tahe area

样号	S99(1)	S99(2)	HT1(1)	HT1(2)	S79(4)	S86(1)	S91(4)	S102(4)	S112(1)	T205(3)	T208(1)
岩性	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	英安岩	英安岩	英安岩	英安岩	英安岩	英安岩	英安岩
主量元素											
SiO ₂	44.25	44.02	44.19	41.64	69.04	66.8	66.28	69.53	67.69	68.01	67.88
TiO ₂	4.03	4.35	4.10	4.28	0.63	0.66	0.7	0.63	0.65	0.61	0.67
Al ₂ O ₃	14.21	15.15	13.43	14.83	14.02	13.96	14.47	13.2	13.41	13.73	13.77
MgO	3.87	4.1	7.89	6.38	1.0	0.77	0.64	0.78	0.65	0.54	1.14
CaO	8.03	8.26	4.13	6.14	1.52	1.79	2.18	1.54	1.96	2.02	1.56
Na ₂ O	2.91	3.47	3.15	3.09	3.38	3.30	3.40	3.03	3.09	3.26	3.22
K ₂ O	0.58	0.63	0.85	1.16	4.95	4.78	4.87	3.89	4.91	4.95	4.22
P ₂ O ₅	1.28	1.35	1.16	1.31	0.16	0.24	0.22	0.15	0.15	0.20	0.21
TFe ₂ O ₃	17.79	17.07	16.48	16.89	3.80	5.93	4.87	5.53	5.80	4.93	5.50
FeO	7.58	6.90	6.29	9.38	2.19	3.48	3.05	3.48	2.37	2.23	3.56
K ₂ O+Na ₂ O	3.49	4.11	4.01	4.25	8.33	8.08	8.27	6.92	8.00	8.21	7.44
K ₂ O/Na ₂ O	0.20	0.18	0.27	0.38	1.46	1.45	1.43	1.28	1.59	1.52	1.31
LOI	2.55	1.49	4.30	2.96	0.88	0.99	1.76	0.84	0.91	1.22	1.17
微量元素											
Hf	8.12	8.96	7.86	8.46	11.14	10.64	11.36	11.10	10.36	10.73	12.76
Ta	2.21	2.55	2.20	2.38	2.24	2.30	2.31	2.12	2.24	2.02	2.39
Th	4.04	4.28	3.88	3.94	20.92	21.36	21.91	20.76	22.69	17.49	21.83
Rb	10.40	10.72	16.40	27.30	176.24	164.74	185.79	153.14	183.13	147.44	182.46
Zr	364.70	382.70	321.40	333.90	435.68	336.08	425.57	426.90	387.28	431.85	508.70
Nb	32.32	37.83	30.77	38.84	31.73	28.66	32.94	29.65	29.05	28.57	35.56
Ba	623.30	636.30	645.20	684.30	1041.17	903.30	967.32	713.89	959.51	982.35	815.61
Sr	356.60	386.30	252.00	302.70	131.26	103.06	110.71	119.40	129.63	121.09	120.96
稀土元素											
La	49.00	52.90	39.20	47.00	74.11	67.47	84.81	79.34	77.58	66.24	83.01
Ce	104.10	101.70	87.40	96.40	144.80	141.36	150.20	154.00	148.20	119.40	147.82
Pr	13.17	12.67	13.43	12.05	17.48	15.32	16.50	18.70	16.80	14.95	16.19
Nd	48.09	50.20	51.39	48.18	63.11	59.85	57.53	68.05	53.68	50.33	56.04
Sm	11.77	12.03	11.78	12.46	11.19	9.46	10.71	13.29	10.64	10.29	10.61
Eu	3.65	3.86	3.38	3.77	1.99	1.52	2.11	1.91	1.87	1.73	2.12
Gd	10.90	11.31	10.25	10.89	10.30	8.66	10.90	10.70	9.74	9.50	10.80
Tb	1.58	1.71	1.47	1.57	1.30	1.25	1.53	1.43	1.37	1.31	1.49
Dy	8.52	8.96	7.86	8.58	7.02	7.49	7.98	8.14	7.16	7.30	7.76
Ho	1.59	1.68	1.48	1.63	1.30	1.33	1.56	1.56	1.31	1.42	1.49
Er	3.96	4.41	3.86	4.06	3.36	3.32	4.04	3.96	3.37	3.7	4.12
Tm	0.55	0.62	0.54	0.59	0.48	0.49	0.59	0.58	0.48	0.56	0.61
Yb	3.33	3.67	3.37	3.68	3.13	3.26	3.81	3.63	3.08	3.68	3.94
Lu	0.48	0.53	0.48	0.53	0.45	0.50	0.54	0.54	0.43	0.53	0.57
ΣREE	260.75	266.36	236.03	251.55	340.44	321.27	352.88	365.87	335.75	290.96	346.57
δEu	0.97	1.00	0.91	0.92	0.55	0.50	0.59	0.44	0.55	0.53	0.60
La _N /Yb _N	9.93	9.72	7.86	8.63	15.98	13.92	15.02	14.74	16.99	12.15	14.21

续表 2

样号	T443(1)	T452(1)	T453(2)	KP(1)	KP(2)	KP(3)	KP(4)	KU(1)	KU(2)	KA(1)	KA(2)
岩性	英安岩	英安岩	英安岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	花岗岩	花岗岩	花岗岩	花岗岩
主量元素											
SiO ₂	67.01	67.38	68.49	45.48	44.56	43.32	44.36	69.42	75.93	67.06	67.24
TiO ₂	0.70	0.59	0.72	4.33	3.75	4.74	3.88	0.37	0.30	0.53	0.48
Al ₂ O ₃	13.75	13.60	12.97	12.79	12.53	13.09	13.00	14.19	11.40	15.54	14.47
MgO	1.04	1.00	0.54	3.22	4.20	4.38	4.62	0.44	0.30	0.25	0.31
CaO	0.94	1.76	2.13	7.00	7.55	6.82	7.45	2.11	1.11	1.11	1.68
Na ₂ O	2.57	3.10	2.97	2.80	2.97	2.23	3.02	2.77	2.65	3.43	3.28
K ₂ O	4.98	4.64	4.53	0.99	0.88	0.60	1.67	5.01	4.42	5.23	4.50
P ₂ O ₅	0.21	0.15	0.17	1.53	1.75	1.73	1.36	0.15	0.07	0.19	0.16
TFe ₂ O ₃	5.85	6.04	5.62					2.39	2.20	4.77	5.22
FeO	3.52	3.59	2.51	9.95	10.36	10.48	10.00	1.33	0.97	3.05	3.34
K ₂ O+Na ₂ O	7.55	7.74	7.50	3.79	3.85	2.83	4.69	7.78	7.07	8.66	7.78
K ₂ O/Na ₂ O	1.94	1.50	1.53	0.35	0.30	0.27	0.55	1.80	1.67	1.52	1.37
LOI	2.44	0.90	1.20	2.67	2.56	2.72	1.67	2.52	1.10	1.79	2.41
微量元素											
Hf	6.97	10.55	11.49	9.11	8.58	8.84	7.56	5.96	4.56	12.87	10.04
Ta	2.18	2.22	2.26	1.97	2.16	1.90	1.65	0.95	0.94	2.80	2.70
Th	21.90	22.25	20.35	4.64	5.75	4.04	3.61	17.63	18.49	15.33	14.86
Rb	202.25	161.37	164.31	12.88	11.02	24.22	18.06	186.70	144.30	128.00	107.60
Zr	266.18	405.28	469.08	437.25	417.22	439.54	329.98	206.20	143.40	549.90	325.00
Nb	30.08	28.78	30.31	47.40	41.67	44.09	40.09	10.28	9.18	40.60	38.89
Ba	884.80	975.46	977.90	670.79	692.39	516.46	495.84	655.70	506.00	1118.50	1296.00
Sr	95.01	120.14	137.25	286.56	367.01	164.58	192.92	89.96	73.83	102.90	108.90
稀土元素											
La	67.25	80.94	77.69	39.03	43.39	34.84	30.49	45.45	44.55	82.50	71.83
Ce	120.50	155.30	148.00	77.19	87.37	72.84	57.38	86.08	81.00	155.70	148.70
Pr	14.37	18.16	17.74	9.52	11.15	10.55	8.26	10.52	10.08	18.63	16.57
Nd	45.70	59.52	57.58	48.83	51.96	43.65	36.35	35.26	32.60	59.78	58.44
Sm	9.11	11.55	11.45	10.39	12.03	11.16	8.33	6.97	6.20	12.02	10.97
Eu	1.66	1.87	2.03	3.63	3.82	3.55	2.60	1.30	0.82	3.10	1.94
Gd	8.39	11.30	11.70	12.12	13.56	12.56	9.08	6.03	5.13	11.42	9.99
Tb	1.13	1.53	1.52	1.82	1.92	1.80	1.34	0.69	0.50	1.63	1.64
Dy	6.31	8.48	8.53	9.68	9.91	9.92	7.30	3.42	2.07	9.19	9.24
Ho	1.18	1.62	1.60	2.16	2.25	2.28	1.57	0.57	0.32	1.69	1.73
Er	3.16	4.27	4.31	5.54	5.73	6.12	4.57	1.40	0.80	4.29	4.37
Tm	0.74	0.62	0.64	0.82	0.85	0.85	0.64	0.20	0.11	0.62	0.61
Yb	3.03	3.91	4.13	4.46	4.43	4.26	3.41	1.20	0.75	3.98	4.06
Lu	0.46	0.57	0.58	0.63	0.71	0.59	0.53	0.18	0.11	0.59	0.60
ΣREE	282.75	359.75	347.59	225.82	249.08	214.97	171.85	199.27	185.04	365.18	340.74
δ Eu	0.57	0.49	0.50	0.99	0.945	0.92	0.91	0.60	0.43	0.80	0.56
La _N /Yb _N	14.98	13.95	12.68	5.90	6.00	5.50	6.00	25.50	40.20	13.90	11.90

注:KP—垵坪地区玄武岩;KU—南天山库车河剖面花岗岩;KA—南天山卡普沙良河剖面花岗岩;KP—指示微量、稀土元素数据据姜常义^[10],2004;塔河地区火山岩及南天山花岗岩分析数据由中国地质大学(北京)地质实验室测试。

武岩为强不相容元素富集型的配分型式,非活动性元素 Nb、Ta 亏损是火山弧玄武岩的典型特征,K、Sr 相对富集,这主要是因为俯冲板块在消减作用期间,下插的板块会携带溶于含水流体相的 K、Sr 等活性元素进入火山弧玄武岩的地幔楔形区,从而导致活动性元素的富集。大陆弧后盆地通常富集 U、Sr、Sm,亏损 Rb、Nb、Ti^[11],与岛弧玄武岩成因同受俯冲板片源区的控制,其微量元素地球化学成分没有明显的差别^[12]。可见,与典型岛弧玄武岩相比,塔河及柯坪地区玄武岩非活动性元素 Ta、Nb 较为富集,与俯冲消减作用有关的高钾、低钛玄武质岩相比^[13],K 含量明显偏低,这些都充分说明塔河地区及邻区玄武岩的形成与岛弧构造背景无关。另外,塔河地区玄武岩微量元素含量、比例与中国峨眉玄武岩^[14-15]具有明显的相似性,活动性元素 Sr 亏损为其共同特征,这说明在同一地质时期即海西晚期两地火山作用源区性质相同。

2.2.2 英安岩

与玄武岩微量元素分布特征截然相反,塔河地区英安岩表现为高场强元素 Nb、Ta、Sr、P、Ti 亏损,大离子亲石元素 K、Rb、Th 富集(图 4-a)。南天山分区花岗岩与塔河地区具有相同微量元素分布特征(图 4-b),同样属于高钾系列岩浆岩。Sr 的强烈亏损说明岩浆形成过程中斜长石发生明显结晶的分离作用。对比分析表明,塔河地区英安岩与世界上典型的新西兰岛弧、爱琴海岛弧具有相同的微量元素分配特征(图 4,5)。新西兰岛弧、爱琴海岛弧属于全球典型弧火山岩分布区,新西兰弧与爱琴海弧火山岩的形成均与板块俯冲作用有关,新西兰岛弧主要位于

西南太平洋俯冲带,为东太平洋板块向澳大利亚俯冲作用的产物^[17];爱琴海弧火山属于大西洋火山活动区,其形成与爱奥尼亚板片向南俯冲作用有关^[18]。火山岩类型均为英安岩,火山岩微量元素分布特征与陆壳组分^[19]相似(图 5),这充分说明塔河地区英安岩和南天山花岗岩可能形成于岛弧构造背景。

2.3 稀土元素特征

2.3.1 玄武岩

研究区玄武岩稀土总量较高,ΣREE 为 236.03×10⁻⁶~266.36×10⁻⁶,柯坪区稀土总量为 171.85×10⁻⁶~249.08×10⁻⁶。稀土元素配分曲线接近于大陆裂谷玄武岩,塔河地区玄武岩稀土配分曲线呈低缓右倾形态(图 6-a),La_N/Yb_N 为 7.86~9.93,说明轻、重稀土发生了中等程度的分异,具轻稀土中等富集的配分模式。δEu 值近于 1,钕无明显异常特征,说明斜长石无明显分离结晶作用。邻近的柯坪露头区玄武岩稀土配分曲线形态同塔河地区相似(图 6-b),两地区玄武岩具有相同的成因特征。从稀土配分曲线形态上来看,塔河及柯坪玄武岩与四川峨眉裂谷玄武岩也同样具有一致性。

2.3.2 英安岩

塔河地区中酸性英安岩稀土总量比玄武岩要高,大部分样品稀土总量 ΣREE 为 290.96×10⁻⁶~365.87×10⁻⁶。La_N/Yb_N 为 12.15~16.99,说明轻、重稀土分馏程度较高。δEu 为 0.43~0.66,远小于 1,钕出现明显负异常(图 7-a),说明英安岩形成过程中斜长石发生了明显的结晶分异作用,岩心样品观察中大量斑晶的存在也证实了岩浆这一成因特征。同样,南天山露头区花岗岩具有相同的稀土分布形态(图

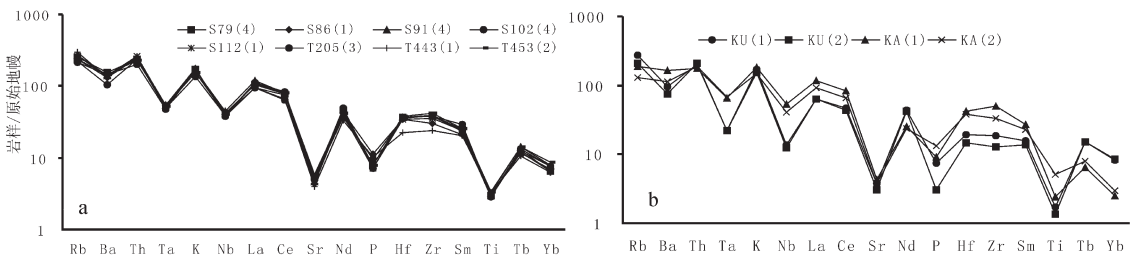


图 4 塔河地区英安岩(a)与南天山露头区(b)花岗岩微量元素比值蛛网图
(原始地幔标准化数据来自 McDonough and Sun^[16],1985)

Fig.4 Trace element ratio spidergram of dacite (a) in Tahe area and granite (b) in South Tianshan outcrop area
(data of primitive mantle after McDonough and Sun^[16],1985)

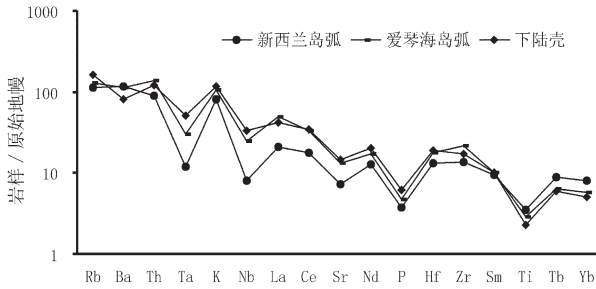


图5 典型岛弧英安岩微量元素比值蛛网图

Fig.5 Trace element ratio spidergram of dacite in typical island arc

7-b),与塔河地区英安岩的成因相同。

3 岩浆源区性质与成因关系

构成双峰火山岩组合的玄武岩、英安岩是否为孪生关系,这对于探讨二者成因具有十分重要的地质意义。在双峰火山岩的组合中,通常认为酸性火山岩具有两种成因:一种是由地幔部分熔融形成热的基性岩浆侵入到地壳岩石中,使地壳岩石发生部分熔融,从而形成酸性岩浆,二者在微量元素组成和同

位素组成上有很大的差异^[21];另一种是由玄武岩浆分离结晶作用形成,但酸性岩与母岩浆玄武岩具有相似的微量元素组成和同位素特征^[22-23]。

强不相容元素丰度及比值对岩浆源区类型的判别具有很好的指示作用^[19]。强不相容元素是指不易被结晶相收容的元素,即在部分熔融地幔岩时易进入玄武岩浆,而在玄武岩浆分离结晶时又易保存在残余熔体中的那些元素。因此,强不相容元素丰度与比值不受岩浆熔融和分离结晶作用的影响,能够很好地反映岩浆源区的类型。

Th 和 Ta 均属于强不相容元素,地壳的 Th/Ta 比值约为 10^[24],原始地幔的 Th/Ta 比值为 2.3^[25],不同比值构成斜率的直线代表不同性质岩浆源区演化的趋势线。在 Th-Ta 相关图解中(图 8-a),塔河地区英安岩基本沿着地壳演化趋势线,说明英安岩岩浆源自地壳,相反,塔河及珂坪露头区玄武岩基本沿着原始地幔演化线(图 8-a 中④线)分布,部分样品接近地幔混染弱的上限^[14],由此可以说明,塔河地区玄武岩岩浆物质来源于原生地幔,岩浆在演化过程中可能受到了地壳物质的轻度污染。

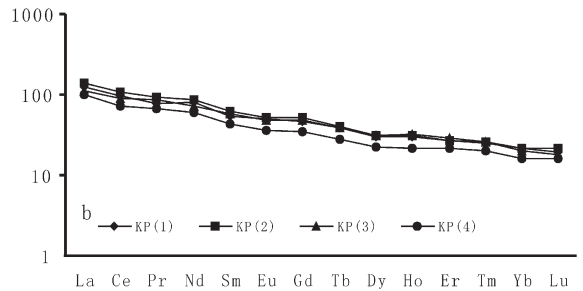
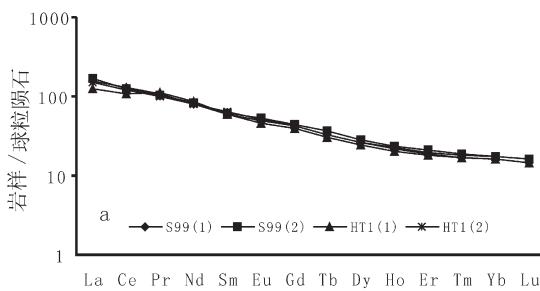


图6 塔河地区玄武岩(a)和珂坪露头区玄武岩(b)稀土元素配分型式

(球粒陨石标准化数据来自 Boynton^[20],1984)

Fig.6 Chondrite-normalized REE patterns of basalt in Tahe (a) and Keping outcrop (b) areas

(data of chondrite meteorite after Boynton^[20],1984)

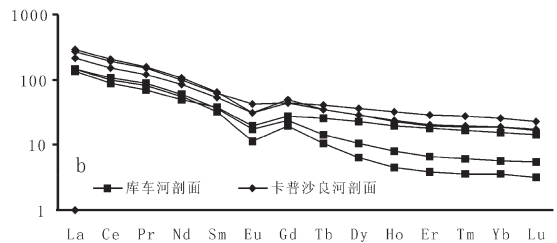
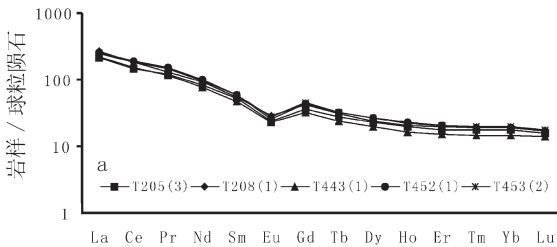


图7 塔河地区英安岩(a)和南天山露头区花岗岩(b)稀土元素配分型式

(球粒陨石标准化数据来自 Boynton^[20],1984)

Fig.7 Chondrite-normalized REE patterns of dacite (a) in Tahe area and granite (b) in

South Tianshan outcrop area (data of chondrite meteorite after Boynton^[20],1984)

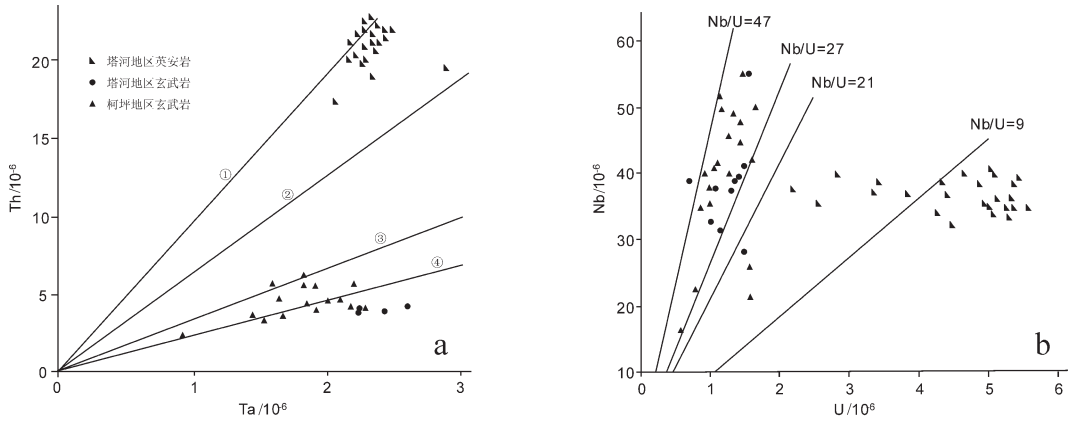


图 8 塔河地区英安岩、玄武岩岩浆源区判别图解

Fig.8 Magma source discrimination diagrams of basalt in Tahe and its adjacent areas

同样, Nb/U 比值对岩浆源区也有很好的指示作用。大洋玄武岩和洋岛玄武岩具有较高 Nb/U 比值 (37 ± 10)^[26], 且岩浆物质来源于地幔, 而大陆地壳的 Nb/U 比值较低 (9~21)^[27]。按 U-Nb 做图投点 (图 8-b), 塔河地区英安岩 Nb/U 比值均小于 21, 处于地壳演化趋势线范围内, 说明英安岩岩浆源区来自地壳。而塔河、柯坪地区玄武岩样品大部分落在 Nb/U 处于 47~27 区域, 说明玄武岩岩浆源区主要来自地幔。

综上, 研究区玄武岩和英安岩具有不同的微量元素组成, 且二者又形成于不同的源区, 玄武岩主要来自地幔, 英安岩主要来自地壳。因此, 玄武岩和英安岩之间没有亲缘性关系。

4 火成岩成因大地构造背景及地质意义

塔里木盆地是多期构造演化旋回的叠加复合型含油气盆地, 盆地演化历史复杂且地史时期中原形盆地类型难以区分。就海西晚期来说, 塔里木盆地所处的构造背景及盆地性质一直存在争议^[11, 28-30]。

4.1 玄武岩

利用岩浆岩的微量元素地球化学特征判别岩浆形成的大地构造环境, 在 20 世纪 80 年代发展很快, 尤其是一些国外学者提出了许多构造岩浆的判别图解。Cabanis 等^[32]根据不同构造背景下 Ta、Tb、Th 的含量特征建立了大陆、大洋构造背景下综合判别图解; Meschede 等^[33]根据 Zr、Y、Nb 含量建立了不同构造背景下玄武岩成因构造背景。根据 Th-

2Ta-3Th^[32]构造判别图解, 塔河及柯坪区玄武岩落在大陆板内大陆拉斑玄武岩范围内 (图 9-a), 说明玄武岩可能形成于板内裂谷拉张构造环境。根据 Meschede 等^[33]Zr/4-Y-2Nb 构造判别图解, 塔河及柯坪区在陆内裂谷碱性和拉斑玄武岩区域范围内 (图 9-b), 说明该区玄武岩形成于陆内裂谷构造环境。

4.2 英安岩

根据 Condie^[35]长英质火山岩 Yb-La/Yb 构造判别图解 (图 10-a) 和里特曼-戈蒂尼^[36]中酸性火山岩构造判别图解 (图 10-b), 塔河地区英安岩均落在弧火山岩和俯冲消减作用下大陆边缘区域。

根据 Pearce^[37]花岗岩成因判别图解, 南天山分区花岗岩绝大部分样品投点大都落在火山弧花岗岩区域内 (图 10-c)。因此, 从酸性火成岩判别图解和微量元素分布特征可知, 塔河地区及北部的酸性火成岩形成于海西晚期板缘俯冲构造背景。

火山岩分布特征、火山岩主量元素、微量元素变化特征和构造判别图解综合分析表明, 海西晚期盆地内部处于裂谷拉张期, 裂谷中心处于盆地内部塔中地区, 塔河地区可能处于裂谷边缘部位。软流圈地幔上隆导致岩石圈减薄所形成的主动裂陷, 平面上呈现出以盆地内部为中心的初始裂谷弱拉张构造环境, 在短暂主动裂陷时期, 盆地内部伴随基性玄武岩火山喷发并呈现以塔中地区为主体大范围基性玄武岩溢流。陆内短暂裂谷并非说明该时期处于区域性伸展构造背景。早二叠世, 塔里木盆地北部边缘处于南天山洋俯冲消亡过程, 即盆地边缘处于区域性挤压状态, 而盆地内部却出现短暂裂谷

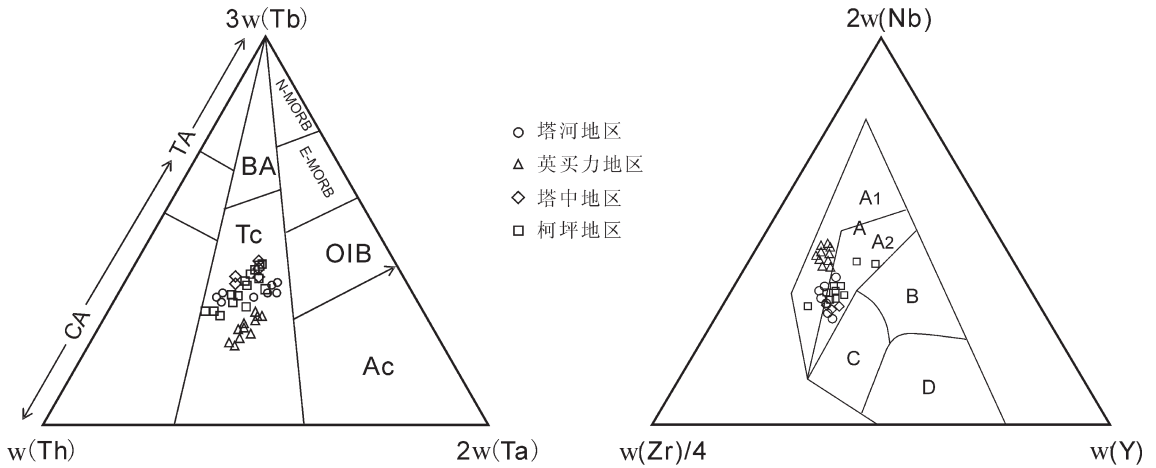


图9 塔河及邻区玄武岩构造判别图解(塔中、英买力投点数据来自杨树锋^[34])
 Fig.9 Tectonic discrimination diagrams of Tahe and its adjacent areas (Data of Tazhong and Yingmaili from Yang^[34])

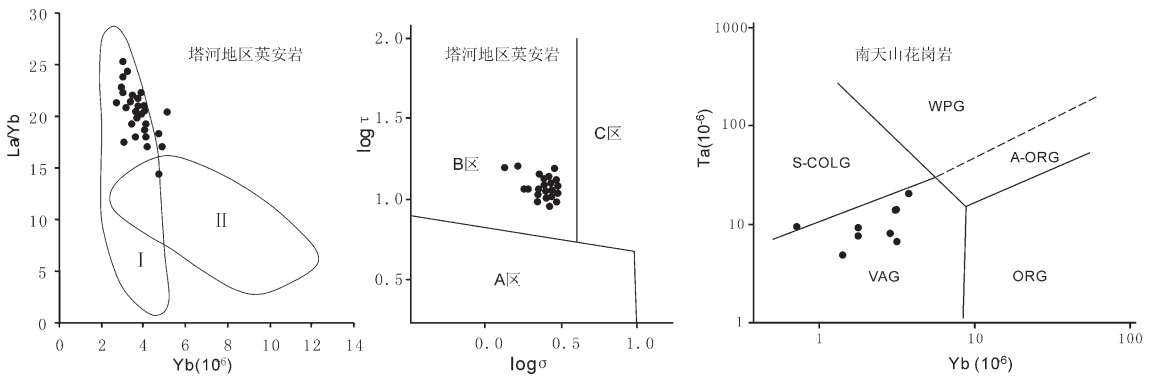


图10 塔河及邻区中酸性火成岩构造判别图解

I—弧火山岩; II—伸展盆地(大陆壳内或大陆裂谷及弧后盆地); A—板内非造山火山带;
 B—俯冲消减活动的大陆边缘区域; C—A和B两区派生火山岩; S-COLG—同碰撞花岗岩; VAG—火山弧花岗岩;
 WPG—板内花岗岩; ORG—洋中脊花岗岩; A-ORG—异常洋中脊花岗岩

Fig.10 Tectonic discrimination diagrams of intermediate-acidic igneous rocks in Tahe and its adjacent areas
 I—Arc volcanic rocks; II—Extensional basin (continental crust or continental rift and back-arc basin); A—Intraplate anorogenic volcanic belt; B—Continental margin subduction area; C—Derivative volcanic rocks of A and B areas; S-COLG—syn-collision granite;
 VAG—volcanic arc granite; WPG—within-plate granite; ORG—mid-ocean ridge granite; A-ORG—abnormal mid-ocean ridge granite

并伴随玄武岩喷发。笔者认为,板块内部软流圈主动上涌形成的短暂裂隙可能归因于板片俯冲过程中俯冲楔前方软流圈内部热对流作用,国外学者研究表明,板块俯冲过程中同样能为俯冲楔前方软流圈内部热对流的形成创造了良好的条件^[38-39],在板块俯冲过程中,俯冲板片可以把一部分低粘度的软流圈向下拖,直到粘度和密度增高后流动受到偏转,即热的软流圈物质被带到岩石圈底部,使炙热的软流圈物质上涌,受软流圈热流底辟物质的烘烤,岩石圈地幔发生熔融上拱形成初始裂谷并伴随玄武质岩浆喷发(图 11-a)。

玄武岩喷发后期即海西末期,随着南天山洋萎缩、消亡、闭合,南天山洋残留洋壳开始急剧向塔里木板块俯冲,大陆边缘陆壳块体逐渐增生,长英质和钾玄质火成岩也逐渐增多,花岗质岩石开始产出。随着俯冲时间的增长,岛弧进一步演化,当岛弧成熟度很高时,最终导致塔河及周边区域高钾系列(钾玄质)火山岩形成(图 11-b)。

海西末期运动在塔里木盆地北部表现最为强烈,由此酸性火成岩的发育也最为普遍,基性火山岩基本不发育,其中塔北及其以北区域是遭受挤压作用最为强烈的地区,塔北隆起不仅形成众多逆冲断

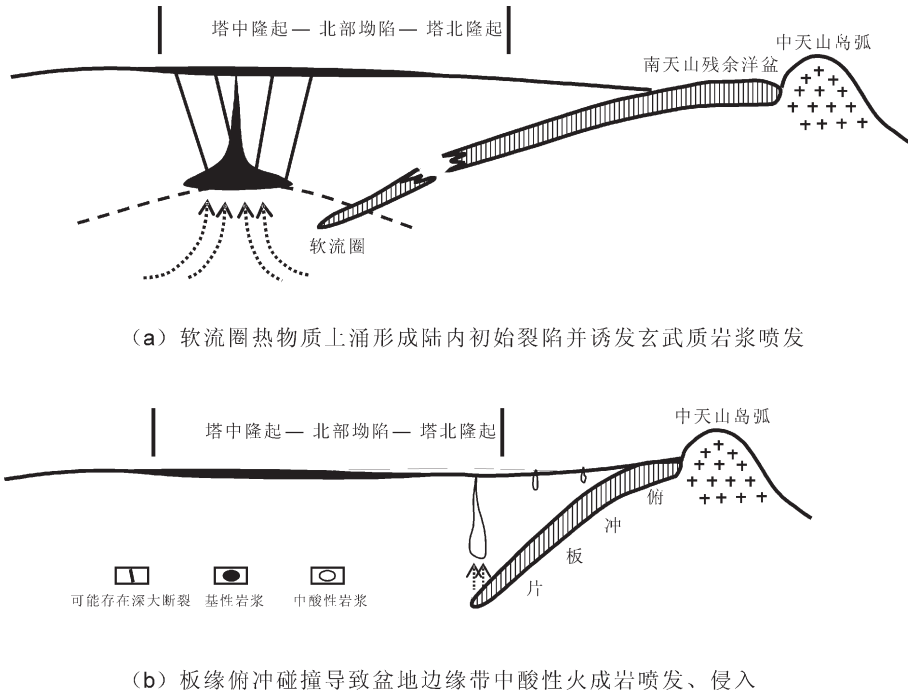


图 11 塔里木盆地中、北部海西晚期岩浆成因演化示意图
 Fig.11 Schematic diagram showing the evolution of late Hercynian magmatic rocks in central and north Tarim Basin

裂构造,而且隆起部位古生界遭到大幅度剥蚀。自盆地北部向盆地内部构造活动逐渐趋于缓和,同样也表现为二叠系与三叠系不整合面自北向南有规律呈带状变弱趋势,自天山褶皱带向盆地内部依次由上超削截不整合带、超覆不整合带、平行不整合带变为盆地腹部构造整合带。这也充分说明了,海西晚期盆地内部基性火山岩和盆地边缘地带中酸性火成岩呈现南北分带特征。

综上所述,塔河地区英安岩的发育及南天山分区岩浆侵入至少可以说明,晚二叠世塔里木盆地北部(塔河地区以北)可能处于岛弧构造位置,现今的库车坳陷当时也可能处于火山弧前构造位置,中酸性火成岩发育期间正对应中天山岛弧向塔里木板块俯冲碰撞期。随着中酸性火山喷发和岩浆侵入结束,中天山岛弧最终与塔里木板块碰撞,并在塔里木盆地北部形成造山期磨拉石建造^[1-2,40]。塔河地区英安岩和南天山花岗岩的发育和分布不仅说明了海西晚期火山岛弧的存在,从另一个方面也指示了海西晚期塔里木北缘板块俯冲方向与盆山耦合的关系。塔河地区从基性火山岩到中酸性火山岩演化序列属于两种不同构造背景在不同构造部位相互

叠加的产物,这对厘定塔里木盆地北部关键构造变革期具有一定的指示意义。

参考文献(References):

[1] 贾承造,魏国齐,姚慧君,等. 盆地构造演化与区域构造地质[M]. 北京:石油工业出版社, 1995:1-172.
 Jia Chengzao, Wei Guodi, Yao Huijun, et al. Structural Evolution of Basins and Regional Structural Geology [M]. Beijing:Petroleum Industry Press, 1995:1-172(in Chinese).

[2] 汤良杰. 略论塔里木古生代盆地演化 [J]. 现代地质, 1997, 11(1): 14-21.
 Tang Liangjie. A discussion on Paleozoic tectonic evolution of Tarim basin, northwest China[J]. Journal of Graduate School, China University of Geosciences, 1997, 11 (1):14-21 (in Chinese with English abstract).

[3] 王博,舒良树,Cluzel D,等. 新疆伊犁北部石炭纪火山岩地球化学特征及地质意义[J]. 中国地质, 2006, 33(3):498-508.
 Wang Bo, Shu Liangshu, Cluzel D, et al. Geochemical characteristics and tectonic significance of Carboniferous volcanic rocks in the northern part of the Yili Block, Xinjiang[J]. Geology in China, 2006, 33(3):498-508(in Chinese with English abstract).

[4] 陈汉林,杨树锋,王清华,等. 塔里木板块早—中二叠世玄武质岩浆作用的沉积响应[J]. 中国地质, 2006, 33(3):545-552.
 Chen Hanlin, Yang Shufeng, Wang Qinghua, et al. Sedimentary

- response to the Early–Mid Permian basaltic magmatism in the Tarim plate[J]. *Geology in China*, 2006, 33(3):545–552(in Chinese with English abstract).
- [5] 肖庆辉, 邓晋福, 邱瑞照, 等. 花岗岩类与大陆地壳生长初探—以中国典型造山带花岗岩类岩石的形成为例 [J]. *中国地质*, 2009, 36(3):594–622.
- Xiao Qinghui, Deng Jinfu, Qiu Ruizhao, et al. A preliminary study of the relationship between granitoids and the growth of continental crust: a case study of the formation of key orogen granitoids in China[J]. *Geology in China*, 2009, 36(3):594–622(in Chinese with English abstract).
- [6] 杨金龙, 罗静兰, 何发歧, 等. 塔河地区二叠系火山岩储集层特征 [J]. *石油勘探与开发*, 2004, 31(4):44–47.
- Yang Jinlong, Luo Jinglan, He Fangqi, et al. Permian volcanic reservoirs in the Tahe region [J]. *Petroleum Exploration and Development*, 2004, 31(4):44–47(in Chinese with English abstract).
- [7] 罗静兰, 翟晓先, 蒲仁海, 等. 塔河油田火山岩的层位归属、火山岩岩石学与岩相学特征 [J]. *地质科学*, 2006, 41(3):378–391.
- Luo Jinglan, Zhai Xiaoxian, Pu Renhai, et al. Horizon petrology and lithofacies of the volcanic rocks in the Tahe oil field, northern Tahe basin[J]. *Chinese Journal of Geology*, 2006, 41(3):378–391(in Chinese with English abstract).
- [8] Rollison H R. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation[J]. Longman Group, UK Ltd. 1992:1–275.
- [9] 陈汉林, 杨树锋, 贾承造, 等. 塔里木盆地北部二叠纪中酸性火成岩带的厘定及其对塔北构造演化的新认识 [J]. *矿物学报*, 1998, 18(3):370–376.
- Chen Hanlin, Yang Shufeng, Jia Chengzao, et al. Confirmation of permian intermediate–acid igneous rock zone and a new understanding of tectonic evolution in the northern part of the Tarim basin[J]. *Acta Mineralogical Sinica*, 1998, 18(3):370–376(in Chinese with English abstract).
- [10] 姜常义, 张蓬勃, 卢登蓉, 等. 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 [J]. *地质论评*, 2004, 50(5):492–430.
- Jiang Changyi, Zhang Pengbo, Lu Dengrong, et al. Petrology geochemistry and petrogenesis of the Kalpin basalts and their Nd, Sr and Pb isotopic compositions [J]. *Geological Review*, 2004, 50(5):492–430(in Chinese with English abstract).
- [11] 许靖华. 弧后碰撞造山作用及其大地构造相 [J]. *南京大学学报(地球科学)*, 1994, 6(1):1–11.
- Xu Jinghua. Back–arc collision orogeny and tectonic facies [J]. *Journal of Nanjing University*, 1994, 6(1):1–11 (in Chinese with English abstract).
- [12] Nicholson K N, Black P M, Hoskin P W O, et al. Silicic volcanism and back–arc extension related to migration of the Late Cenozoic Australian Pacific plate boundary [J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2004, 131:295–306.
- [13] Rogers N W. Potassic magmatism as a key to trace element enrichment processes in the upper mantle [J]. *J Volcan Geother Res*, 1992, 50:85–99.
- [14] 宋谢炎, 侯增谦, 曹志敏, 等. 峨眉山火山岩省的岩石地球化学特征及时限 [J]. *地质学报*, 2001, 75(4):498–506.
- Song Xieyan, Hou Zengqian, Cao Zhimin, et al. Geochemical characteristics and period of the Emei igneous Province [J]. *Acta Geologica Sinica*, 2001, 75(4):498–506 (in Chinese with English abstract).
- [15] 严再飞, 黄智龙, 许成, 等. 峨眉山二滩玄武岩地球化学特征 [J]. *矿物岩石*, 2006, 9(3):77–84.
- Yan Zaifei, Hu Zhilong, Xu Cheng, et al. Geochemical fature of Emeishan basalts from ertan area [J]. *J. Mineral Petrol.*, 2006, 9(3):77–84(in Chinese with English abstract).
- [16] McDonough W F, Sun S S. Isotopic and geochemical systematics in Tertiary–Recent Basalts from southeastern Australia and implication for the sub–continental lithosphere [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1985, 49:2051–2067.
- [17] Graham J, Cole J W. Petrogenesis of andesites and dacites of white Island volcano, Bay of Plenty, New Zealand, in the light of new geochemical and isotopic data [J]. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 1991, 34:303–315.
- [18] Zellmer G F, Turner S P. Arc dacite genesis pathways: Evidence from mafic enclaves and their hosts in Aegean lavas [J]. *Lithos*, 2007, 95:346–362.
- [19] 李昌年. 火山岩微量元素岩石学 [M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1992:1–122.
- Li Changnian. *Microelement Petrology of Volcanic Rock* [M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1992:1–122 (in Chinese).
- [20] Boynton W W. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies [C]//Henderson P (ed.). *Rare Earth Element Geochemistry: Developments in Geochemistry 2*. Amsterdam: Elsevier, 1984:63–114.
- [21] Davies G R, Macdonald R. Crustal influences in the petro–genesis of the Naivasha basalt–comendite complex: Combined trace element and Sr–Nd–Pb isotope constraints [J]. *Journal of Petrology*, 1987, 28:1009–1031.
- [22] Stefanie S S, Ernst H. Geochemistry and isotope systematics of calc–alkaline volcanic rocks from the Saar–Nahe basin (SW Germany)—Implications for Late–Variscan orogenic development [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1999, 135(4):373–385.
- [23] Machado A, Lima E F, Chemale F, et al. Geochemistry constraints of Mesozoic–Cenozoic calc–alkaline magmatism in the South Shetland arc, Antarctica [J]. *Journal of South Americal Earth Sciences*, 2005, 18(3/4):407–425.
- [24] Condie K C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales [J]. *Chem. Geol.*, 1993, 104:1–37.
- [25] Wooden J L, Czamanske G K, Fedorenko T A, et al. Isotopic and trace element constrains on mantle and crust contribution to

- Siberian continental flood basalts, Noril'skarea, Siberian [J]. *Geochem. Cosmochim. Acta*, 1993, 57:3677-3704.
- [26] Hofmann A W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism [J]. *Nature*, 1997, 385:219-229.
- [27] Taylor S R, McLennan S M. The continental crust: its composition and evolution [J]. Boston: Blackwell Scientific Publishing, 1985:312.
- [28] 成守德, 王广瑞, 杨树德, 等. 新疆古板块构造 [J]. *新疆地质*, 1986, 4(2):1-25.
Cheng Shoude, Wang Guangrui, Yang Shude, et al. The paleoplate tectonic of Xinjiang [J]. *Xinjiang Geology*, 1986, 4 (2):1-25 (in Chinese with English abstract).
- [29] 郭召杰, 李茂松. 中天山早古生代离散地体构造的讨论 [J]. *北京大学学报(自然科学版)*, 1993, 29(3):356-362.
Guo Zhaojie, Li Maosong. On the early Paleozoic dispersed terranes in mid-Tianshan [J]. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis*, 1993, 29 (3):356-362 (in Chinese with English abstract).
- [30] 陈发景, 汪新文, 张光亚, 等. 新疆塔里木盆地北部构造演化与油气关系 [M]. 北京:地质出版社, 1996:1-90.
Chen Fajing, Wang Xinwen, Zhang Guangya, et al. The Relationship Between Tectonic Evolution and Hydrocarbon [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1996:1-90 (in Chinese).
- [31] 陈汉林, 杨树锋, 董传万, 等. 塔里木盆地二叠纪基性岩带的确定及大地构造意义 [J]. *地球化学*, 1997, 26 (6):77-87.
Chen Hanlin, Yang Shufeng, Dong Chuanwan, et al. Confirmation of Permian basite zone in Tarim basin and its tectonic significance [J]. *Geochimica*, 1997, 26 (6):77-87 (in Chinese with English abstract).
- [32] Cabanis P B, Thi blemont D. La discrimination des thol dites continentals et des basalts arri de-arc. Proposition d' un nouveau diagramme, le triangle Th-3Tb-2Ta. *Bull. Soc [J]. Gol. France*, 1988, 4(6):927-935.
- [33] Meschede M. A method of discrimination between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram [J]. *Chem. Geol.*, 1986, 56:207-218.
- [34] 杨树锋, 陈汉林, 冀登武, 等. 塔里木盆地早-二叠世岩浆作用过程及地球动力学意义 [J]. *高校地质学报*, 2005, 11(4):504-511.
Yang Shufeng, Chen Hanlin, Ji Dengwu, et al. Geological process of early to middle Permian magmatism in Tarim basin and its geodynamic significance [J]. *Geological Journal of China Universities*, 2005, 11 (4):504-511 (in Chinese with English abstract).
- [35] Condie K C. Geochemistry and tectonic setting of early Proterozoic supracrustal rocks in the southwestern united states [J]. *J. Geology*, 1986, 94:845-861.
- [36] Rittmann A. Stable Mineral Assemblages of Igneous Rocks [M]. Springer (Berlin, Herdelberg, New York), 1973 (in Chinese with English abstract).
- [37] Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock [J]. *Petrol*, 1984, 25:956-983.
- [38] Toksoz-M-Nafi, Sleep-Norman-H, Smith-Albert-T. Evolution of the Downgoing Lithosphere and the Mechanisms of Deep Focus Earthquakes [J]. *The Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1973, 35(1/3):285-310.
- [39] Brian Taylor, Fernando Martinez. Back-arc basin basalt systematics [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 210:481-497.
- [40] 舒良树, 卢华复, 印栋豪, 等. 中、南天山古生代增生-碰撞事件和变形运动学研究 [J]. *南京大学学报(自然科学)*, 2003, 39(1):17-30.
Shu Liangshu, Lu Huafu, Yin Donghao, et al. Paleozoic accretion-collision events and kinematics of ductile deformation in the Central-Southern Tianshan belt [J]. *Journal of Nanjing University (Nature Sciences)*, 2003, 39(1):17-30.

Geochemical characteristics and geological significance of Late Hercynian volcanic rocks in Tahe area

CUI Ze-hong^{1,2}, TANG Yue³

(1. Research Institute of Petroleum, PetroChina Research Institute of Petroleum Exploration & Development, Beijing 100083, China;

2. Basin & Reservoir Research Center, China University of Petroleum, Beijing 102249, China;

3. Development and Research Center, China Geological Survey, Beijing 100037, China)

Abstract: Core observation shows that mafic volcanic and intermediate-acidic volcanic rocks were developed successively in Tahe area in Late Hercynian. These two types of volcanic rocks have different geochemical compositions. In mafic volcanic rock, $K_2O+Na_2O=3.49\% \sim 4.25\%$, $K_2O/Na_2O=0.18 \sim 0.38 < 1$, large-ion lithophile elements (LILE) K, Rb, Ba, Th and high-field strength elements (HFSE) Nb, Ta, Ti, Zr, P are high, and $\delta Eu \approx 1$, with no significant anomaly, suggesting that this type of volcanic rock belongs to the sodic series basalt. As for intermediate-acidic volcanic rock, $K_2O+Na_2O=6.86\% \sim 8.82\%$, $K_2O/Na_2O=1.25 \sim 1.59 > 1$, HFSE Nb, Ta, Sr, P, Ti are poor, LILE K, Rb, Ba, Th are high, and $\delta Eu=0.43 \sim 0.66 < 1$, with negative anomaly, implying that this kind of volcanic rock is potash basaltic or high potassium-calcium alkaline-dacite. The HFSE ratios Th/Ta and Nb/U imply that basalt and dacite don't have obvious affinity, the basalt originated from the mantle, whereas the dacite originated from the crust. A comparison with the igneous rocks of adjacent areas shows that the basalt and dacite are similar respectively to the basalt in Tazhong and the granite in South Tianshan in geochemical characteristics. An analysis of tectonic sub-diagram reveals that the basalt was formed in the intraplate rift, whereas the dacite and granite were formed on the edge of the island arc plate tectonic setting. As a special paleo-tectonic location, Tahe area has well-developed basalt and dacite, which are the coupling results of the intraplate main rift basin and the volcanic-arc edge.

Key words: basalt; dacite; geochemistry; tectonic setting; geological significance

About the first author: CUI Ze-hong, male, born in 1976, doctor, mainly engages in the study of tectonics and petroleum geology; E-mail: cuizehong@cnpcint.com.