

青藏高原木苟日王新生代火山岩地球化学及 Sr-Nd-Pb 同位素组成——底侵基性 岩浆地幔源区性质的探讨

赖绍聪* 秦江锋 李永飞 隆 平

(西北大学大陆动力学国家重点实验室, 西北大学地质学系, 西安 710069)

摘要 藏北羌塘木苟日王新生代火山岩主要岩石类型为玄武岩和安山玄武岩, 地球化学研究表明该套岩石表现出低 SiO_2 (51%~54%), 高 Mg, Cr 和 Ni 等幔源岩浆的特征; 岩石轻稀土中度富集, 具弱负铈异常, 发育 Nb, Ta, Ti 等高场强元素的负异常. 其低的 Sm/Yb 值 (3.07~4.35) 表明它们应来源于软流圈地幔尖晶石二辉橄橄榄岩的局部熔融. 岩石 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.705339\sim 0.705667$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38.8192\sim 38.8937$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.6093\sim 15.6245$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.6246\sim 18.6383$, 而 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512604\sim 0.512639$, ϵ_{Nd} 值近于 0 (-0.66~+0.02), 与典型的地幔端元 BSE (地球总成分点) 十分类似. 岩石 $\Delta 8/4\text{Pb}=66.82\sim 74.53$, $\Delta 7/4\text{Pb}=9.88\sim 11.42$, $\Delta \text{Sr}>50$, 具典型的 DUPAL 异常, 这些地球化学特征表明木苟日王高钾钙碱性基性火山岩可能源于受俯冲流体交代的亲冈瓦纳软流圈地幔的部分熔融. 结合该区新生代高钾钙碱性中酸性火山岩地球化学和地球物理资料, 进一步提出, 由于拉萨地块的北向俯冲作用, 俯冲流体交代软流圈地幔诱发其部分熔融形成以木苟日王火山岩为代表的高钾钙碱性基性岩浆, 这些基性岩浆对羌塘地块岩石圈的底侵作用对于羌塘地块新生代埃达克质高钾钙碱性中酸性火山岩的形成有重要贡献.

关键词 地球化学 Sr-Nd-Pb 同位素组成 源区性质 新生代火山岩 青藏高原

青藏高原新生代火山岩作为岩石深部探针, 为研究高原隆升机制及深部动力学、壳幔相互作用、上地幔及下地壳物质组成与热状态等重大科学问题提供重要的研究手段和基础科学资料^[1~8]. 国内外学者针对青藏高原广泛出露的新生代火山岩已做了大量细致的研究工作, 区分出钠质碱性玄武岩、高钾钙碱性、钾玄岩和过碱性钾质-超钾质四个系列, 并对它们各自的源区性质和成因模式作出相应解释^[1~13]. 但是,

目前对在羌塘地块东部广泛发育的第三纪高钾钙碱性系列岩石的研究仅限于中酸性火山岩, 本文针对分布在羌塘核部木苟日王地区的第三纪亚碱性高钾钙碱岩系基性火山岩的成因进行探讨, 提出它们是受岩石圈物质交代混染的软流圈物质部分熔融的产物, 可能代表了对青藏高原新生代埃达克质岩的形成有重要贡献的地幔底侵物质, 从而为青藏高原新生代岩石圈构造演化和羌塘地块新生代埃达克质岩

收稿日期: 2006-07-24; 接受日期: 2006-11-06

国家自然科学基金项目(批准号: 40572050, 40272042)和高等学校优秀青年教师教学科研奖励计划(批准号: 教人司[2002]383)资助

* E-mail: shaocong@nwu.edu.cn

的成因模式提供了重要物质证据。

1 区域地质概况

羌塘地区第三纪火山岩较为发育, 该区先后发育钠质碱性玄武岩系列^[1,2,14]、高钾钙碱性系列^[9~11,15]和钾玄岩系列^[6]以及过碱性钾质-超钾质岩石系列^[7], 其中碱性玄武岩系列主要分布在东经 85°以西地区, 由通天桥(60 Ma)、红山湖、邦达错(44.0 Ma)和拉嘎拉火山岩(59 Ma)组成。高钾钙碱性系列和钾玄岩系列分布在东经 85°以东地区, K-Ar 和 Ar-Ar 同位素年龄为 44.66~31 Ma, 其中钾玄岩系列为 35~32 Ma, 过碱性钾质-超钾质系列(30~24 Ma)分布在鱼鳞山、火车头山和波涛湖西等地区^[15]。火山岩大多呈厚 50~200 m 的熔岩被覆盖在第三纪喷纳湖组(N_{1s})或侏罗纪雁石坪组(J_{2ys})之上, 呈陆相中心式喷发的溢流火山岩。岩石类型以熔岩为主, 偶见火山碎屑岩。这些火山岩与羌塘前第三纪沉积地层呈超覆关系, 在火山中心呈侵入关系。

木苟日王新生代火山岩位于西藏双湖镇以南约 40 km 处(图 1), 属于北羌塘西段地层分区。火山岩出露面积较大, 主要由火山岩岩流组成。野外可见火山岩不整合覆盖在老第三系红色砂砾岩(E_{3s})之上。因此, 结合该区相同系列的火山岩的年代学研究资料^[1,2,15], 可以认为木苟日王基性火山岩的形成年代约在 44~30 Ma 左右。本文的样品主要取自木苟日王北部的新生代火山岩流(88°41'46.9"E, 32°31'01.6"N~88°42'40.9"E, 32°30'45.9"N)。

岩石呈褐黑色, 斑状结构, 块状构造, 有时见有角砾状构造, 十分新鲜, 基本无蚀变和交代现象。斑晶成分主要为自形板状斜长石和短柱状辉石。基质为间隐结构, 主要矿物成分有板条状斜长石微晶、细粒辉石颗粒、不均匀分散状磁铁矿以及部分火山玻璃。

2 岩石化学特征

木苟日王新生代火山岩岩石化学、稀土及微量元素分析结果列于表 1 中。从表 1 中可以看到, 火山岩 SiO₂ 在 51.43%~54.24% 之间, 平均为 52.89%, 总体属于基性玄武质岩石的 SiO₂ 含量范畴。Al₂O₃ 大于 14%, 在 14.17%~17.47% 之间变化, 平均为 15.78%。岩石具有较高的 MgO 含量, 大多大于 4.50%, 在 4.40%~7.80% 之间变化, 平均为 5.58%。全碱含量高且较稳

定(3.85%~4.96%, 平均 4.56%), 且以 Na₂O>K₂O 为主, Na₂O/K₂O 值近于 1.00, 在 1.03~1.46 之间变化, 平均为 1.27。在 SiO₂-(K₂O+Na₂O)及 SiO₂-FeO_T/MgO 火山岩系列划分图解中(图 2(a)和(b)), 该套火山岩位于亚碱性钙碱系列火山岩区内, 在 SiO₂-K₂O 图中(图 2(c))则位于高钾钙碱性火山岩区内。该套岩石主要岩石类型为玄武岩和安山玄武岩(图 2(d)), 表明木苟日王新生代火山岩主体为一套亚碱性高钾钙质玄武岩类, 这与青藏高原北部广泛分布的钾玄岩系和过碱性钾质-超钾质火山岩^[1,5]明显不同。值得注意的是, 本区火山岩 SiO₂ 含量均小于 55%, 且具有较高的 Mg[#] 值(Mg[#]=52~68, 平均 60)。通常, 由下部陆壳玄武质岩石局部熔融形成的熔体, 其 Mg[#] 小于 50, 而地幔橄榄岩局部熔融形成的熔体却具有较高的 Mg[#] 值。实验岩石学研究结果也表明^[16,17], 大陆地壳局部熔融不能产生比安山岩更基性的原生岩浆, 陆壳局部熔融产物的 SiO₂ 含量通常应大于 56%。很显然, 木苟日王的新生代火山岩不能由青藏高原加厚陆壳局部熔融产生, 而可能是幔源熔体经较低程度分离结晶形成的^[18]。

3 微量及稀土元素地球化学特征

木苟日王火山岩稀土总量高且较为稳定, 一般在 235.46~257.52 μg/g 之间, 平均为 248.97 μg/g; 轻重稀土分异明显, ΣLREE/ΣHREE 较为稳定, 在 5.11~5.67 之间变化, 平均为 5.42; 岩石(La/Yb)_N 介于 12.19~18.01 之间, 平均为 15.92; (Ce/Yb)_N 大多介于 10.38~15.22 之间, 平均为 13.52; δ_{Eu} 略小于 1, 在 0.78~0.92 之间变化, 平均为 0.86, 表明岩石钕异常不显著, 仅有微弱的负钕异常。在球粒陨石标准化配分图上(图 3(c)和(e)), 本区火山岩显示为右倾负斜率轻稀土中度富集型分布模式。

微量元素原始地幔标准化配分图解(图 3(d)和(f))显示, 本区火山岩 13 个样品均具有十分一致的配分型式, 曲线总体呈右倾型。曲线的前半部元素总体呈富集状态, Rb, Ba, Th, U 和 K 富集明显, 说明它们在岩浆分异过程中的不相容元素性质, 显示了青藏陆内造山带火山岩总体高钾的共同特点。而曲线后半部相容元素 Nd, Hf, Sm, Y 和 Yb 等富集度相对较低, 这种地球化学特征符合钙碱系列岩浆演化的普遍规律^[20]。从图 3 中还可以看到, 本区火山岩不相容元素原始地幔标准化配分型式图中, 存在显著的 Ti, Nb 和

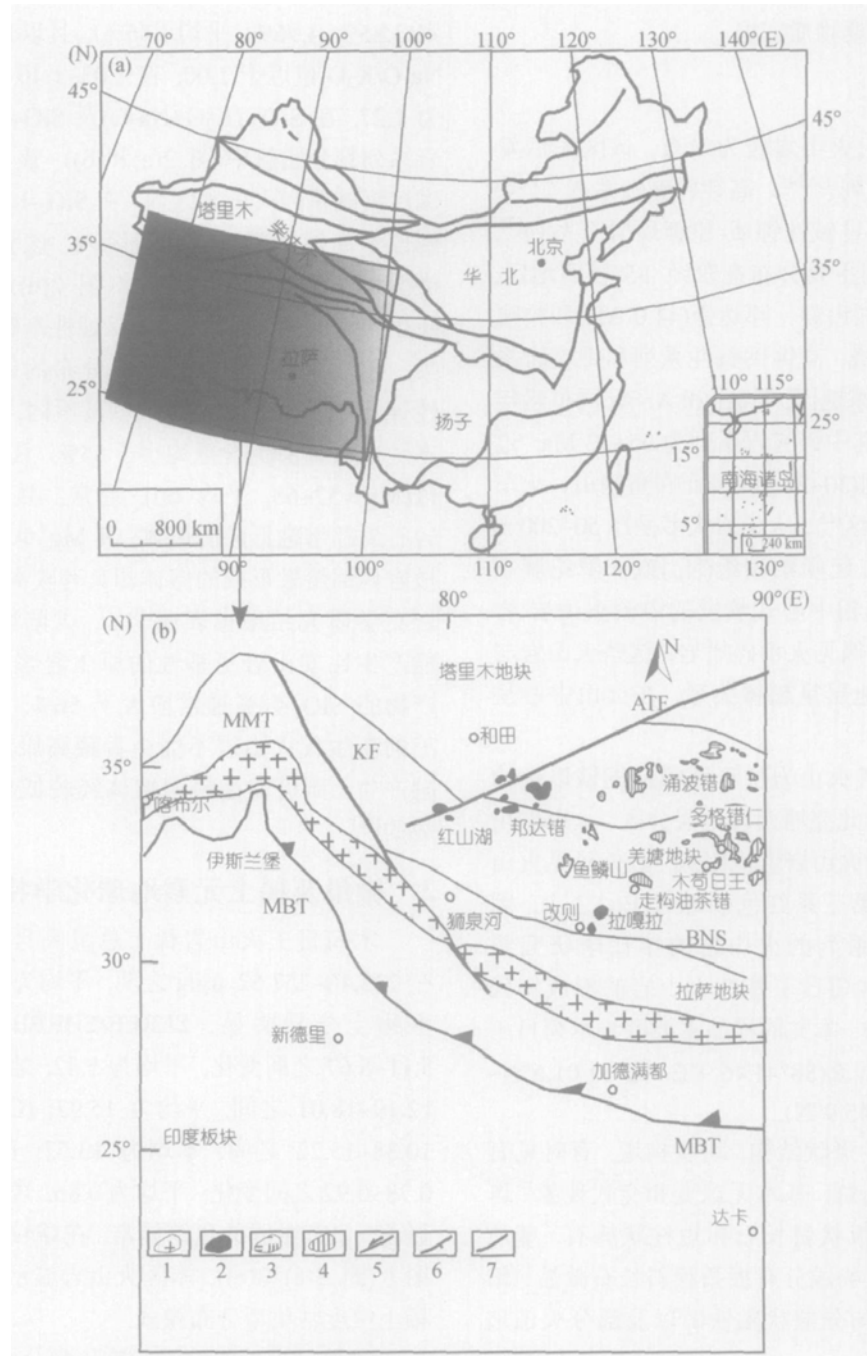


图 1 藏北羌塘木苟日王地区新生代火山岩分布简图

(b)为(a)灰色区域放大图。1. 冈底斯岛弧侵入岩及火山岩; 2. 藏北新生代钠质火山岩; 3. 藏北新生代钾质火山岩; 4. 藏北新生代高钾钙碱性火山岩; 5. 走滑断裂; 6. 板块缝合线; 7. 南北向正断层。ATF 为阿尔金断裂; BNS 为班公湖-怒江缝合线; KF 为喀喇昆仑断裂; MBT 为主边界断裂; MMT 为主地幔断裂

Ta 谷, 这与青藏高原北部广泛分布的新生代钾质-超钾质火山岩相同^[1,21], 并与典型的岛弧火山岩的地球化学特征十分类似^[20]。

4 同位素地球化学及岩浆源区物质组成

木苟日王 4 个火山岩样品的 Sr-Nd-Pb 同位素分

析结果列于表 2 中。从表 2 中可以看到, 本区火山岩总体具有中等含量的 Sr, 以及相对低 Nd 的同位素地球化学特征, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.705339\sim 0.705667$ (平均为 0.705480), $\epsilon_{\text{Sr}}=+90.83\sim +95.52$ (平均为 +92.84), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512604\sim 0.512639$, 平均为 0.512580, $\epsilon_{\text{Nd}}=+0.02\sim -0.66$ (平均为 -0.44)。根据 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

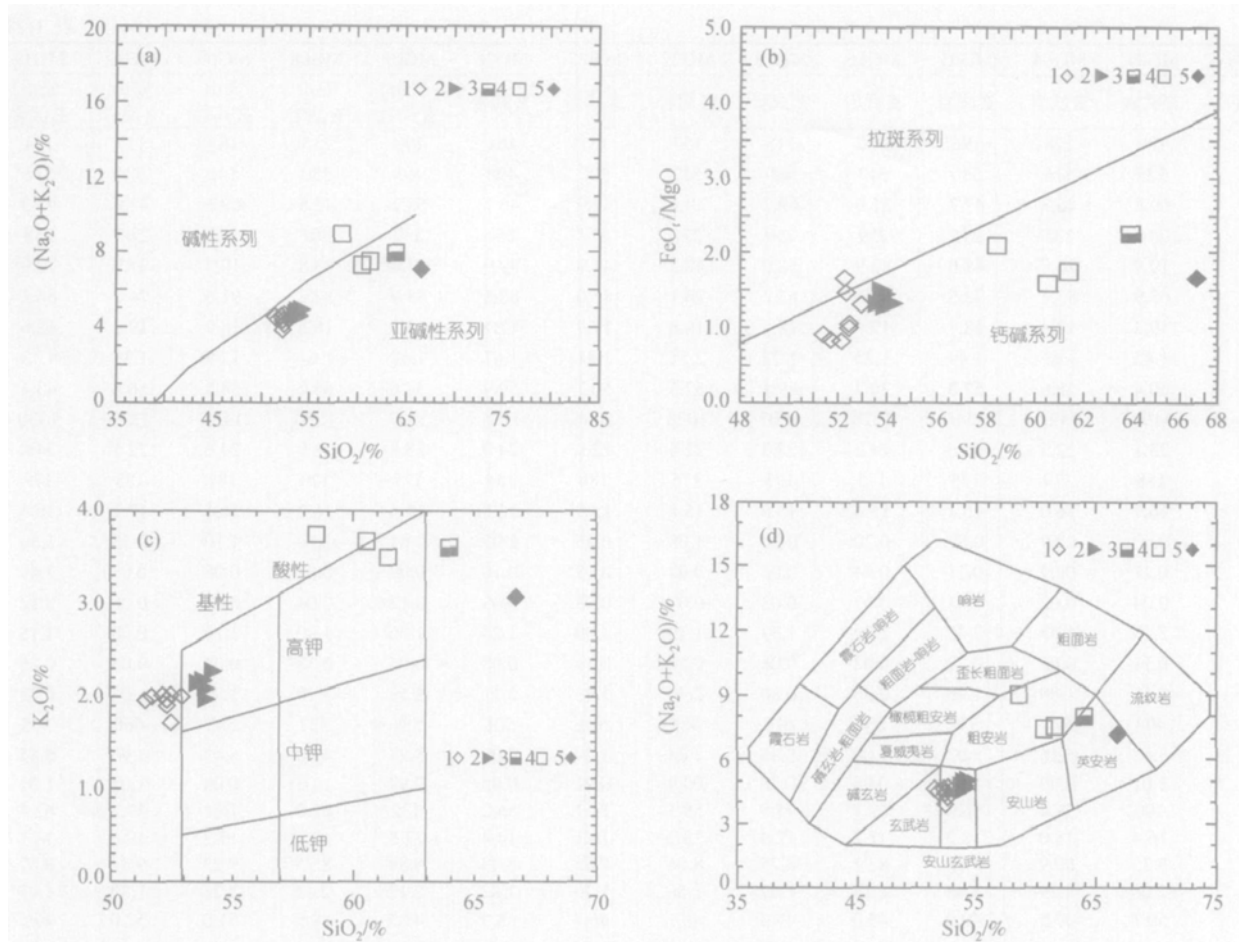


图 2 火山岩 SiO₂-(K₂O+Na₂O)(a), SiO₂-FeO₁/MgO(b), SiO₂-K₂O(c)和 TAS 图解(d)

1. 木苟日王玄武岩; 2. 木苟日王玄武安山岩; 3. 走构油茶错粗面岩; 4. 走构油茶错安粗岩; 5. 多格错仁英安岩. 其中走构油茶错和多格错仁数据均引自文献[15], 下同

表 1 青藏高原木苟日王新生代火山岩主量(wt%)及微量元素(μg·g⁻¹)分析结果^{a)}

编号	MG01	MG04	MG05	MG16	MG18	MG22	MG27	MG28	MG07	MG08	MG09	MG12	MG19
岩石	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	安山玄武岩	安山玄武岩	安山玄武岩	安山玄武岩	安山玄武岩
SiO ₂	52.32	52.96	52.35	52.49	52.50	51.71	51.43	52.18	53.64	54.24	53.83	53.94	53.94
TiO ₂	0.97	0.90	0.87	0.97	0.90	0.87	0.75	0.62	0.90	1.02	0.87	1.00	0.90
Al ₂ O ₃	14.40	14.64	16.53	15.58	15.35	14.88	17.47	15.82	15.58	16.77	16.53	14.17	17.47
Fe ₂ O ₃	4.60	4.20	6.25	3.90	4.20	6.50	5.60	5.45	4.90	3.80	3.90	4.00	6.93
FeO	3.10	2.90	1.05	2.90	2.30	0.60	1.00	1.15	2.00	2.70	3.50	3.20	0.17
MnO	0.05	0.08	0.05	0.11	0.11	0.10	0.09	0.08	0.07	0.06	0.07	0.10	0.09
MgO	4.40	5.20	4.60	6.20	6.10	7.80	6.70	7.50	4.90	4.70	4.70	4.72	5.00
CaO	9.10	10.00	7.80	9.50	9.52	7.90	8.40	8.20	8.80	7.50	8.70	8.30	8.10
Na ₂ O	1.95	2.56	2.46	2.49	2.63	2.49	2.62	2.60	2.59	2.70	2.73	2.61	2.66
K ₂ O	1.90	2.00	1.95	1.71	2.01	1.99	1.95	2.01	2.14	2.26	2.17	2.08	1.96
P ₂ O ₅	0.70	0.56	0.43	0.50	0.51	0.56	0.53	0.52	0.57	0.53	0.70	0.57	0.63
CO ₂			1.84							0.83			
LOI	5.90	3.99	3.20	3.19	3.41	3.91	3.11	3.20	3.91	2.68	1.65	4.75	2.10
总量	99.39	99.99	99.38	99.54	99.54	99.31	99.65	99.33	100.00	99.79	99.35	99.44	99.95
Mg [#]	52	59	54	64	64	67	66	68	57	58	55	56	56
Li	56.9	72.5	66.7	121	120	50.9	60.0	56.0	61.7	70.3	69.3	100	162
Sc	23.0	21.9	23.0	22.8	22.6	21.6	21.9	21.9	22.1	22.0	23.5	23.3	22.6

表 1(续)

编号	MG01	MG04	MG05	MG16	MG18	MG22	MG27	MG28	MG07	MG08	MG09	MG12	MG19
岩石	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	安山玄武岩	安山玄武岩	安山玄武岩	安山玄武岩	安山玄武岩
V	186	178	196	90.2	118	157	157	164	199	215	183	117	104
Cr	525	516	530	513	489	517	500	498	495	530	541	524	516
Co	69.8	46.3	47.7	81.0	62.2	49.6	47.9	46.7	59.2	43.5	69.6	43.8	49.3
Ni	214	235	275	259	259	271	272	264	239	201	272	267	258
Cu	19.9	26.8	41.0	83.9	58.0	42.2	41.9	39.9	33.4	33.8	19.7	37.9	70.9
Zn	67.9	83.2	72.5	89.6	83.2	96.1	87.0	88.6	83.9	82.2	91.6	74.2	86.1
Ga	19.3	17.4	18.7	17.8	18.4	16.8	17.9	17.7	18.3	18.6	18.9	19.1	18.6
Ge	1.42	1.61	1.49	1.22	1.22	2.51	1.81	1.67	1.59	1.61	1.89	1.39	1.13
Rb	60.4	55.6	57.3	30.7	49.1	57.5	50.7	59.9	58.6	68.0	58.8	56.8	43.4
Sr	1198	1422	1346	1320	1207	1028	1096	1185	1137	1270	1453	1339	1330
Y	23.1	22.9	23.6	24.3	22.3	22.5	22.9	24.0	23.8	23.0	24.6	22.1	24.0
Zr	188	179	173	175	173	176	180	184	177	170	181	188	179
Nb	16.7	16.0	16.4	15.6	15.8	15.8	15.9	16.5	15.4	16.2	16.1	17.1	16.4
Mo	0.60	0.69	0.87	0.20	0.20	1.08	0.95	1.05	0.81	1.14	1.10	0.35	1.50
Cd	0.11	0.09	0.11	0.04	0.06	0.07	0.07	0.10	0.09	0.07	0.08	0.03	1.49
In	0.04	0.02	0.03	0.03	0.03	0.07	0.03	0.03	0.12	0.04	0.02	0.06	0.12
Sn	2.10	1.25	2.46	1.39	1.37	1.19	1.39	1.24	1.36	1.90	1.26	0.68	1.15
Sb	0.11	0.05	0.29	0.02	0.08	0.12	0.11	0.08	0.05	0.18	0.04	0.05	0.26
Cs	2.15	1.80	1.96	0.36	0.80	2.40	1.43	2.11	2.59	3.10	1.84	1.03	0.55
Ba	494	504	539	600	619	481	521	505	536	537	582	668	565
Hf	5.42	5.16	5.02	5.06	5.36	4.84	5.29	5.07	5.25	4.90	5.43	5.90	5.85
Ta	1.01	0.99	1.03	0.98	0.98	0.89	0.91	0.95	0.99	1.05	0.98	1.02	1.01
W	100	57.4	86.0	69.7	95.5	58.5	71.1	56.2	132	87.0	76.1	57.1	62.1
Pb	16.4	18.0	18.2	11.7	12.4	13.2	16.1	14.4	27.5	17.2	17.2	19.6	14.1
Th	9.35	8.69	8.98	8.91	8.75	8.06	7.85	8.43	8.89	8.75	9.23	9.44	8.57
U	2.08	2.29	2.48	1.13	1.07	1.66	1.70	1.82	2.12	2.42	2.25	1.39	1.07
La	50.1	47.5	49.9	48.0	47.3	46.1	46.7	48.9	49.2	49.5	51.0	52.0	49.5
Ce	109	105	110	108	108	99.8	102	108	109	109	110	106	109
Pr	13.2	12.6	12.9	12.7	12.5	12.0	11.9	12.6	12.7	12.8	13.0	12.9	12.7
Nd	51.6	49.6	52.1	48.4	52.8	47.3	46.6	49.1	48.8	51.2	52.2	52.3	50.7
Sm	8.68	8.44	9.54	8.94	8.65	8.55	8.17	8.38	9.00	8.83	8.41	8.03	8.93
Eu	2.30	2.35	2.22	2.42	2.28	2.12	2.15	2.25	2.36	2.16	2.30	2.31	2.14
Gd	6.98	6.76	6.98	6.74	7.01	6.52	6.56	7.15	6.79	7.24	7.20	6.97	7.40
Tb	0.93	0.94	0.89	0.91	0.83	0.90	0.84	0.92	0.95	0.91	0.99	0.96	0.94
Dy	4.74	4.92	4.99	5.24	4.75	4.81	4.59	4.96	4.73	4.79	5.09	4.99	5.39
Ho	0.87	0.94	0.94	1.03	0.89	0.91	0.88	0.94	0.99	0.91	1.00	0.88	0.96
Er	2.35	2.49	2.49	2.61	2.37	2.33	2.31	2.43	2.51	2.37	2.85	2.44	2.65
Tm	0.33	0.35	0.35	0.41	0.32	0.32	0.33	0.33	0.39	0.33	0.46	0.35	0.80
Yb	2.00	2.10	2.42	2.19	2.08	2.19	2.11	2.16	2.14	2.16	2.15	2.27	2.91
Lu	0.35	0.33	0.34	0.35	0.35	0.32	0.32	0.33	0.34	0.32	0.36	0.33	0.51

a) SiO₂-P₂O₅ 由中国科学院地球化学研究所湿法分析; Li-Lu 由中国科学院地球化学研究所采用 ICP-MS 法分析

相关图解(图 4), 本区火山岩的 Sr-Nd 同位素组成特征投影在 DMM, HIUM 和 EMII 的连线上, 且具有 ϵ_{Nd} 接近于 0 的特点, 与典型的地球总成分点(BSE)的同位素组成基本一致^[22].

本区火山岩 $^{206}Pb/^{204}Pb=18.6246\sim 18.6383$ (平均 18.6304), $^{207}Pb/^{204}Pb=15.6093\sim 15.6245$ (平均 15.6160), $^{208}Pb/^{204}Pb=38.8192\sim 38.8937$ (平均 38.8494). 在 Hugh^[23]提出的 Pb 同位素成分系统变化图中(图 5), 本区火山岩

样品无论是在 $^{207}Pb/^{204}Pb$ - $^{206}Pb/^{204}Pb$ 图解上, 还是在 $^{208}Pb/^{204}Pb$ - $^{206}Pb/^{204}Pb$ 图解上, 均位于 Th/U=4.0 的北半球参考线(NHRL)之上, 并在 $^{208}Pb/^{204}Pb$ - $^{206}Pb/^{204}Pb$ 图解上具有与 BSE 完全一致的同位素组成, 而在 $^{207}Pb/^{204}Pb$ - $^{206}Pb/^{204}Pb$ 图解上显示了轻微偏高的 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 比值. Sr-Pb 和 Nd-Pb 同位素系统变化图解^[24](图 6)与不同地幔类型同位素组成^[25]的对比分析(表 3), 同样显示出本区火山岩样品未亏损的原始地幔的特征.

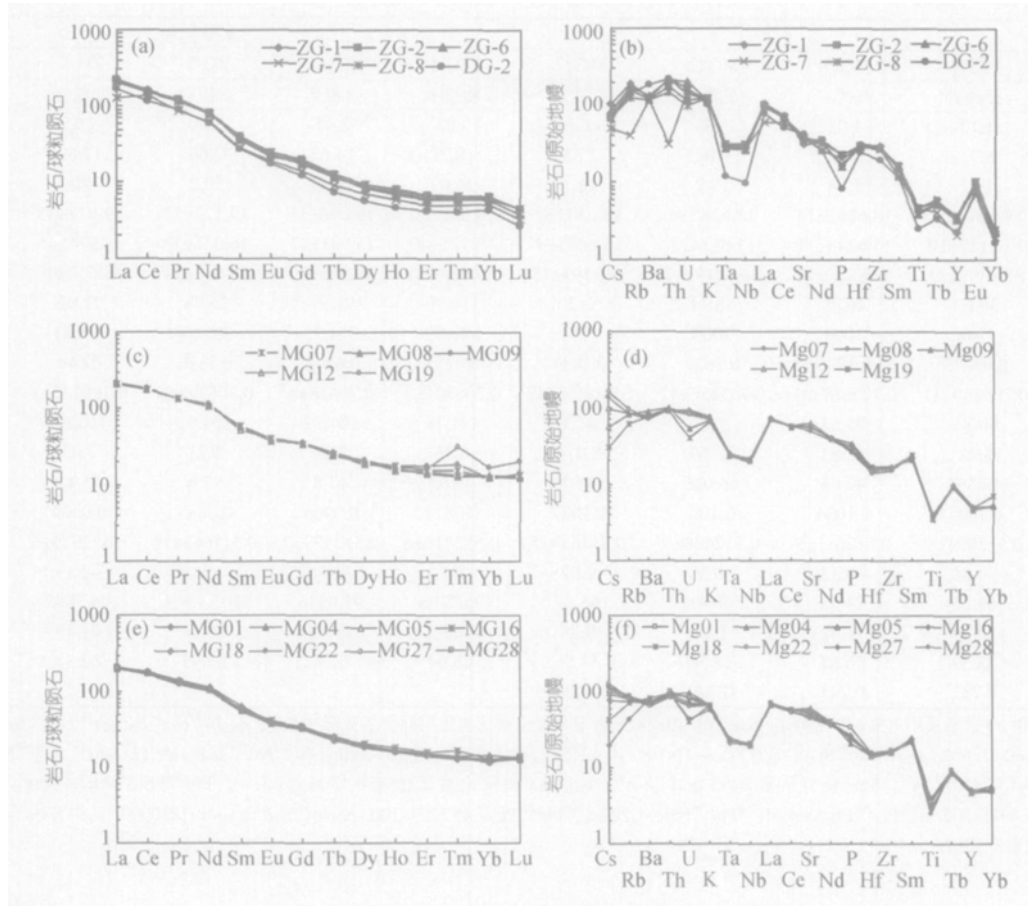


图 3 火山岩稀土元素球粒陨石标准化配分图解和不相容元素原始地幔标准化配分图解

(a), (b)为走构油茶错和多格错仁的中酸性火山岩; (c), (d)为木苟日王安山玄武岩; (e), (f)为木苟日王玄武岩。球粒陨石标准值和原始地幔标准值数据均据文献[19]; 图中编号对应于表 1 中的样品编号

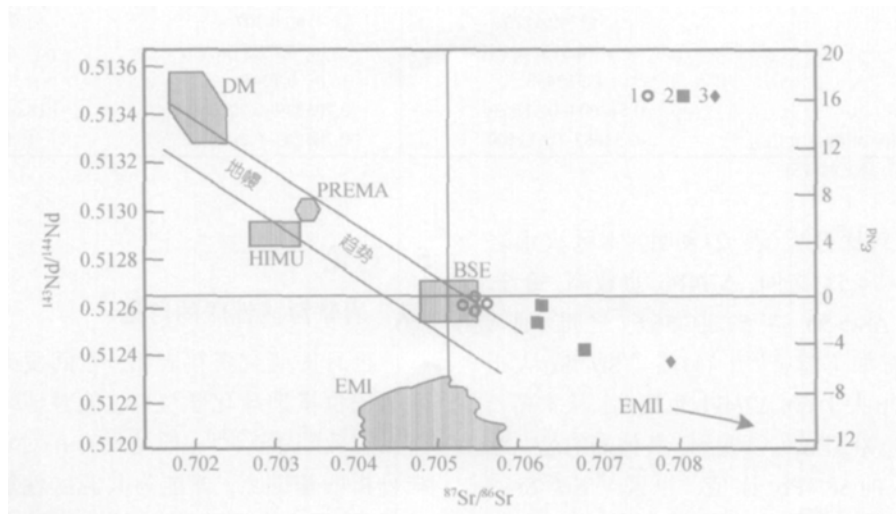


图 4 火山岩 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 图解^[23]

1. 木苟日王高钾钙碱性基性火山岩; 2. 走构油茶错高钾钙碱性中酸性火山岩; 3. 多格错仁高钾钙碱性英安岩

表 2 青藏高原木苟日王新生代火山岩及相关高钾钙碱性中酸性火山岩 Sr-Nd-Pb 同位素分析结果^{a)}

数据来源	本文				文献[15]				
编号	MG16	MG18	MG22	MG27	ZG-1	ZG-2	ZG-7	ZG-8	DG-2
岩石	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	粗面岩	安粗岩	安粗岩	安粗岩	英安岩
U	1.13	1.07	1.66	1.7	3.03	2.47	3.29	2.05	3.55
Th	8.91	8.75	8.06	7.85	18.72	14.63	2.66	12.69	18.8
Pb	11.7	12.4	13.2	16.1	24.69	19.47	20.2	20	29.59
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.6246±11	18.6281±15	18.6383±8	18.6303±7	19.056±30	19.096±11	19.123±23	19.078±33	19.137±36
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.6127±10	15.6245±11	15.6174±7	15.6093±8	15.925±40	15.981±17	16.021±32	15.974±46	16.036±47
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38.8397±22	38.8937±28	38.8448±17	38.8192±15	39.628±30	39.685±22	39.818±24	39.656±40	39.902±42
Rb	30.83	46.88	58.44	52.33	119.78	99.37	25.78	77.92	89.58
Sr	1148	1098	1009	1059	648.99	774.75	809.34	738.81	885.37
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	0.07775	0.1236	0.1677	0.1431	0.9255	0.6515	0.5376	0.644	0.5343
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.705339±11	0.705667±11	0.705456±12	0.705456±13	0.706804±7	0.70628±8	0.706295±6	0.706233±8	0.707874±8
ϵ_{Sr}	90.83	95.52	92.5	92.5	111.78	104.29	104.51	103.62	127.098
Sm	8.22	8.383	7.769	8.074	6.76	7.39	5.21	7.03	5.08
Nd	49.367	49.06	46.086	47.3	45.07	47.8	35.4	45.13	34.97
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0.1007	0.1034	0.102	0.1032	0.0874	0.0906	0.0885	0.0899	0.0891
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512604±8	0.512611±9	0.512608±8	0.512639±5	0.512416±6	0.512599±7	0.511663±16	0.512529±6	0.512364±7
ϵ_{Nd}	-0.66	-0.53	-0.59	0.02	-4.33	-0.76	-19.02	-2.13	-5.34
$\Delta 8/4\text{Pb}$	69.56	74.53	68.41	66.82	96.2296	97.0936	107.1293	96.3698	113.8367
$\Delta 7/4\text{Pb}$	10.28	11.42	10.6	9.88	36.83	41.99	45.71	41.49	47.05
ΔSr	53.39	56.67	54.56	54.56	68.04	62.8	62.95	62.33	78.74
T_{DM}/Ga	0.737	0.745	0.740	0.705					

a) U, Th 和 Pb 含量采用 ICP-MS 法测定, Sm, Nd, Rb 和 Sr 含量和同位素比值采用同位素稀释法测定; $\epsilon_{\text{Nd}} = [({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{S}} / ({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} - 1] \times 10^4$, $({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512638$, $\epsilon_{\text{Sr}} = [({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_{\text{S}} / ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_{\text{UR}} - 1] \times 10^4$, $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_{\text{UR}} = 0.698990$, $T_{\text{DM}} = 1/\lambda \times \ln(1 + (({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{S}} - 0.51315) / (({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{S}} - 0.2137))$, Rb 衰变常数 $\lambda = 1.42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$; Sm 衰变常数 $\lambda = 6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$; ϵ_{Nd} , ϵ_{Sr} 和同位素比值未作年龄校正. $\Delta^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}(\Delta 7/4) = [({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_{\text{S}} - 0.1084 \times ({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_{\text{S}} - 13.491] \times 100$, $\Delta^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}(\Delta 8/4) = [({}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_{\text{S}} - 1.209 \times ({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_{\text{S}} - 15.627] \times 100$, $\Delta \text{Sr} = [({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_{\text{S}} - 0.7] \times 10000$. 其中 S 表示样品. 由中国地质科学院同位素室分析

表 3 各类型地幔端元的同位素组成对比特征

地幔端元类型	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb
DM ^{a)}	0.5131~0.5133	0.7020~0.7024	15.5~17.8
HIMU ^{a)}	约 0.5128	0.7026~0.7030	21.0~22.0
EMI ^{a)}	0.5123~0.5124	0.7045~0.7060	16.5~17.5
EMII ^{a)}	0.5127~0.5129	约 0.707	18.5~19.5
PREMA ^{a)}	0.513	0.7035	18.3
BSE ^{a)}	0.512438	0.7045	17.35~17.5
木苟日王火山岩	0.512604~0.512639	0.705339~0.705667	18.6246~18.6383
走构油茶错和多格错仁中酸性火山岩 ^{b)}	0.51663~0.512599	0.706233~0.707874	19.056~19.137

a) 据文献[18]; b) 据文献[15]

计算结果和对比分析(表 2)表明, 本区火山岩 $\Delta 8/4\text{Pb}$ 在 66.82~74.53 之间, $\Delta 7/4\text{Pb}$ 也较高, 介于 9.88~11.42 之间, $\Delta \text{Sr} > 50$, 在 53.39~56.67 之间. 通常 DUPAL 异常具有如下特征^[26]: (1)高 ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ (大于 0.7050); (2) $\Delta 8/4\text{Pb}$ 大于 60, $\Delta 7/4\text{Pb}$ 也偏高. 从木苟日王火山岩 Pb 同位素组成可以看到, 其偏高的 $\Delta 7/4\text{Pb}$ 和明显大于 60 的 $\Delta 8/4\text{Pb}$ 比值, 以及 ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} > 0.7050(0.705339 \sim 0.705667)$ 均显示了显著的 DUPAL 异常特征.

5 讨论

5.1 岩浆源区性质的讨论

已有的研究资料表明, 玄武质火山岩的地球化学和同位素地球化学资料, 能对地幔岩浆源区性质作出有效约束^[27~30]. 但是只有在对岩浆作用过程详细分析的基础上, 才能为其源区性质的判断提供有效约束, 因为岩浆作用过程中的同化混染或岩浆混合作用很容易大大改变岩石的同位素组成^[29,30]. 木

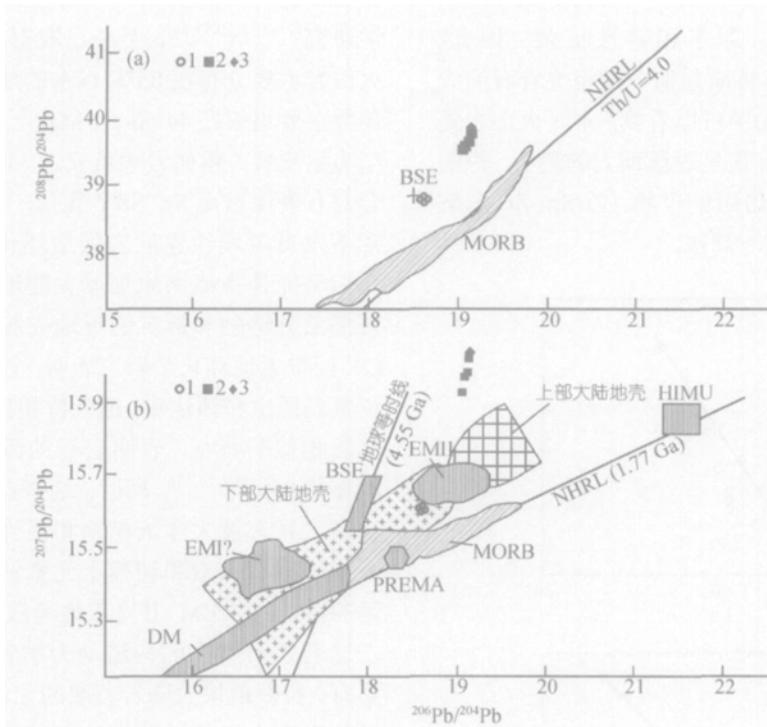


图 5 火山岩铅同位素组成图解^[23]
1, 2, 3 说明同图 4

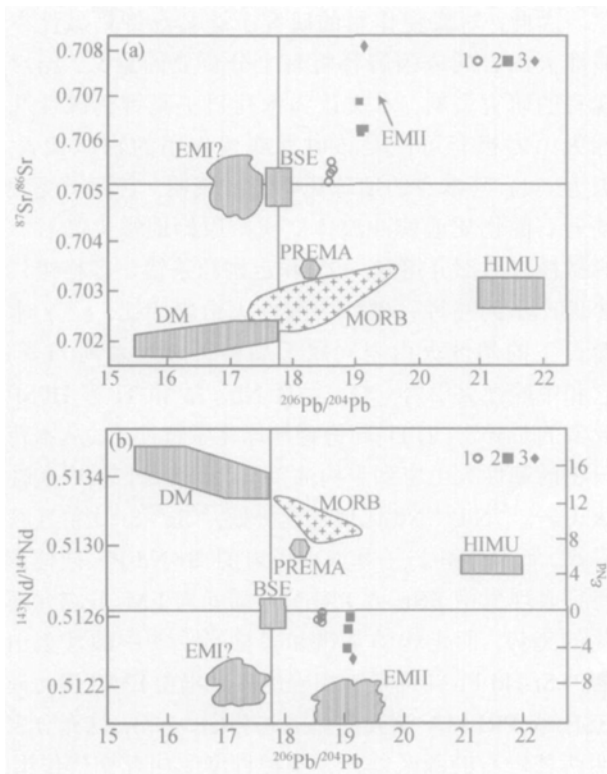


图 6 火山岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (a)和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (b)同位素组成图解^[22]

DM: 亏损地幔; PREMA: 原始地幔; BSE: 地球总成分; EMI: 型富集地幔; EMII: 型富集地幔; HIMU: 异常高 $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ 地幔; 1, 2, 3 说明同图 4

苟日王基性火山岩具有清楚的化学成分变化范围, 且具有均一的 Sr, Nd 和 Pb 同位素组成. 这种具有原始地幔同位素组成并且具有极窄变化范围的 Sr, Nd 和 Pb 同位素系统有力地证明岩浆保持了较好的原生性^[29]. 此外, SiO_2 和 TiO_2 , MgO , FeO , Fe_2O_3 , P_2O_5 , Cr 和 Ni 等元素都表现出明显的负相关关系, 文中分析的 13 个样品均具有一致的稀土元素和微量元素配分曲线. 上述特征表明, 木苟日王基性火山岩起源于一个均一的地幔源区. 因此, 可以认为该套火山岩的地球化学和同位素地球化学能为其地幔源区性质提供有效约束.

Tegner 等^[31]的研究认为, Sm/Yb 比值和 Yb 含量的相关关系可有效判别地幔岩浆起源的相对深度和熔融程度, 在地幔部分熔融作用中, 熔体的 Dy/Yb 比值还随压力增大而增大^[15]. 木苟日王高钾钙碱性基性火山岩的低 Sm/Yb 值(3.07~4.35)表明, 它们应来源于软流圈地幔尖晶石二辉橄榄岩的局部熔融.

岩浆在分离结晶作用中随着超亲岩浆元素的富集, 亲岩浆元素丰度也几乎同步增长. 因此, La/Sm 基本保持为一常数. 相反, 在平衡部分熔融过程中, 随着 La 快速进入熔体, Sm 也会在熔体中富集, 但其增长的速度要慢. 这是因为 La 在结晶相和熔体之间

的分配系数比 Sm 小, 即不相容性更强. 因此, La/Sm-La 图解可以很容易地判别一组相关岩石的成岩作用方式^[32]. 从图 7(a)中可以看到, 本区火山岩随着 La 丰度的增高, La/Sm 值呈逐渐增大的趋势, 说明它们应为岩浆源区部分熔融的产物. Zr/Sm-Zr 图解(图 7(b))也同样表明了这一规律.

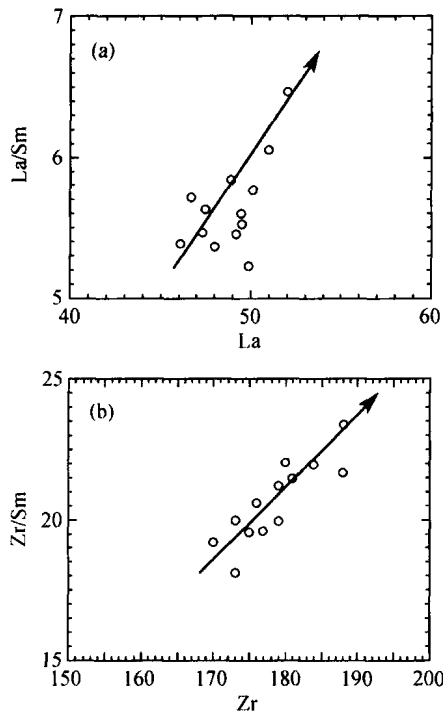


图 7 火山岩的 La-La/Sm(a)和 Zr-Zr/Sm(b)图解

再结合木苟日王火山岩的低 SiO_2 ($\text{SiO}_2 < 55\%$, 平均为 52.89%), 高 Mg ($\text{Mg}^\# = 52 \sim 68$, 平均 60), Cr, Co 和 Ni, 亏损 Nb, Ta 和 Ti 等高场强元素, 低 Sm/Yb 值 (3.07~4.35), 低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.705339~0.705667), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (38.8192~38.8937), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.6093~15.6245) 和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18.6246~18.6383) 的放射性同位素组成, 相对偏高的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值 (0.512604~0.512639), ϵ_{Nd} 值近于 0 (+0.02~-0.66) 等地球化学特征, 可以认为该套岩石来源于具有 DUPAL 异常的亲东冈瓦纳型的受大陆岩石圈物质或俯冲流体交代的原始地幔尖晶石二辉橄榄岩的部分熔融.

5.2 木苟日王高钾钙碱性基性火山岩和羌塘地块新生代高钾钙碱性中酸性火山岩的关系

前人已对羌塘地块新生代高钾钙碱性中酸性火山岩展开过详细的岩石学、地球化学和同位素地球化

学研究^[9-11,15,29,33,34], 至今已取得以下结果: (1) 该套火山岩主要分布在 85°E 以东的地区, 其 K-Ar, Ar-Ar 年龄主要集中在 44.66~31 Ma^[1,2,15,23]; (2) 主要岩石类型为粗安岩、粗面岩和英安岩, 地球化学研究表明这套岩石表现出高 Sr, Sr/Y 比值, 亏损 HREE 和 Eu 异常不发育等埃达克质岩的地球化学特征, 前人提出它们可能是青藏高原加厚大陆地壳下部镁铁质岩石直接部分熔融和拆沉的下地壳脱水熔融的产物^[9-12]; (3) 同位素地球化学研究表明, 该套岩石的 Sr, Nd 同位素表现出和邦达错、通天桥和拉嘎拉等钠质碱性玄武岩相似的特征, 表明岩石的源区可能受到软流圈物质的交代^[1,2,14,15], 同时, 这些岩石 Sr-Nd-Pb 同位素特征又具有被大洋沉积物和地壳物质所混合的富含大离子亲石元素和轻稀土元素的不均一富集地幔源区的特征, 与 EM 富集地幔源特征一致^[34]; (4) 对于这套岩石产生的构造动力学背景, 目前的观点主要有: 拉萨地块大陆岩石圈的北向俯冲作用^[15]; 青藏陆块之下上涌的软流层物质的底侵作用引发增厚下地壳的部分熔融^[9-12].

因此, 对底侵作用的研究于这套高钾钙碱性中酸性火山岩的成因解释将有十分重要的意义. 结合现有的研究资料, 本文认为木苟日王高钾钙碱性基性火山岩极有可能是该时期底侵作用的物质代表, 因为: (1) 其本身的地球化学特征表明, 它源于受大陆岩石圈物质或俯冲流体交代的原始地幔尖晶石二辉橄榄岩的部分熔融; (2) 和走构油茶错、多格错仁等地产出的高钾钙碱性中酸性火山岩相比: () 木苟日王的基性火山岩同属于高钾钙碱性系列; () 它和中酸性火山岩一样, 发育 Nb, Ta 和 Ti 等 HFSE 元素的负异常; () 同位素地球化学特征上, 从木苟日王的基性火山岩到走构油茶错、多格错仁的中酸性火山岩, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值连续降低, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值连续升高, 而且木苟日王基性火山岩的 Sr-Nd-Pb 同位素特征表现出由 BSE 或 PREMA 端元向 EM 端元演化的趋势, 而走构油茶错和多格错仁的中酸性火山岩的 Sr-Nd-Pb 同位素则相应地表现出由 EMII 端元向 BSE 或 PREMA 端元演化的趋势(图 4~6), 这充分表明两种岩石的源区曾存在某种程度的相互交代作用, 这也和木苟日王基性火山岩中出现的 HFSE 元素亏损的特征相符; () 两种岩石的 Pb 同位素组成都符合 Hart^[26]所提出的狭义的 DUPAL 的特征, 表明它们

的源区存在明显的亲缘关系。再考虑到木苟日王、走构油茶错和多格错仁等地火山岩的空间分布关系(图1), 本文认为木苟日王高钾钙碱性基性火山岩可能代表了和羌塘地块上高钾钙碱性中酸性火山岩同时代产出的地幔底侵作用的产物。

目前关于青藏高原新生代地幔底侵作用的构造动力学背景解释主要有两种: (1) 青藏高原增厚的岩石圈发生拆沉作用, 这主要是基于羌塘地块新生代高钾钙碱性埃达克质岩高 Mg, Cr 和 Ni 等元素的特征^[9-12]; (2) 拉萨地块大陆岩石圈的北向俯冲, 俯冲流体交代软流圈并诱发其熔融^[15]。综合考虑现有的地球物理资料和羌塘地块新生代高钾钙碱性火山岩的地球化学特征, 后一种模式似乎更能解释木苟日王高钾钙碱性基性火山岩的成因, 因为, 首先根据层析成像资料, 印度岩石圈地幔正沿喜马拉雅带向高原地幔深部俯冲, 而北羌塘在 350~150 km 深度内出现低密度地幔物质的上涌^[15,35-38]; 其次现有的研究表明, 软流圈物质直接部分熔融产生的玄武质岩浆一般为碱性^[1,2,14]而且不发育 Nb, Ta 和 Ti 等 HFSE 元素表现出负异常。所以, 木苟日王高钾钙碱性基性火山岩的 Nb, Ta 和 Ti 等 HFSE 元素的负异常和它们相对不显示富集特征的同位素地球化学表明, 它们更有可能源于受到俯冲洋壳流体交代的软流圈地幔的部分熔融。

根据本研究结果并结合已有的研究资料^[9-11,35-38], 本文认为, 由于拉萨地块的北向俯冲作用, 俯冲流体交代软流圈地幔并诱发其部分熔融, 产生木苟日王高钾钙碱性基性岩浆, 该岩浆底侵于增厚的羌塘地块岩石圈底部, 导致其发生部分熔融, 形成羌塘地块上广泛发育的埃达克质高钾钙碱性中酸性火山岩(图8)。

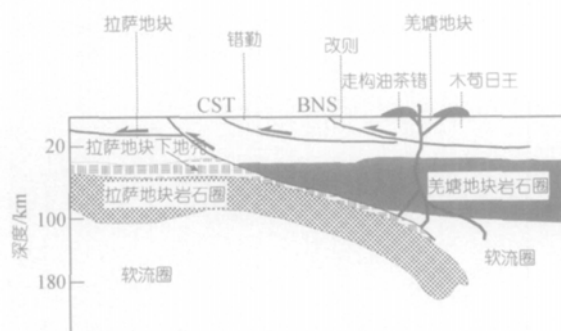


图8 青藏高原新生代高钾钙碱性火山岩形成模式示意图
(据文献[14]修改)

CST: 错勤-申扎断裂; BNS: 班公-怒江缝合带

6 结论

(1) 通过对木苟日王高钾钙碱性基性火山岩的岩石学、地球化学和 Sr-Nd-Pb 同位素地球化学的系统研究表明, 该套火山岩来源于具有 DUPAL 异常的亲东冈瓦纳型的受大陆岩石圈物质或俯冲流体交代的原始地幔尖晶石二辉橄辉岩的部分熔融。

(2) 通过和羌塘地块新生代高钾钙碱性中酸性火山岩的对比研究表明, 木苟日王高钾钙碱性基性火山岩可能代表了和羌塘地块上高钾钙碱性中酸性火山岩同时代产出的地幔底侵作用的产物。

(3) 综合分析该区已有的火成岩地球化学和地球物理资料, 提出由于拉萨地块的北向俯冲作用, 俯冲流体交代软流圈地幔并诱发其部分熔融, 产生木苟日王高钾钙碱性基性岩浆, 该岩浆底侵于增厚的羌塘地块岩石圈底部, 导致其发生部分熔融或拆沉作用, 形成羌塘地块上广泛发育的埃达克质高钾钙碱性中酸性火山岩。

参 考 文 献

- 1 邓万明. 青藏高原北部新生代板内火山岩. 北京: 地质出版社, 1998. 1—168
- 2 邓万明. 中国西部新生代火山活动及其大地构造背景——青藏及邻区火山岩的形成机制. 地学前缘, 2003, 10(2): 471—478
- 3 杨经绥, 吴才来, 史仁灯, 等. 青藏高原北部鲸鱼湖地区中新世和更新世两期橄榄玄粗质系列火山岩. 岩石学报, 2002, 18(2): 161—176
- 4 史连昌, 郭通珍, 杨延兴, 等. 可可西里湖地区新生代火山岩同位素地球化学特征及火山成因、源区性质讨论. 西北地质, 2004, 37(1): 19—25
- 5 Ding L, Kapp P, Zhong D L, et al. Cenozoic volcanism in Tibet: evidence for a transition from oceanic to continental subduction. J Petrol, 2003, 44: 1833—1865
- 6 Turner S, Arnaud N, Liu J Q, et al. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. J Petrol, 1996, 37(1): 45—71
- 7 Miller C, Schuster R, Klotzli U, et al. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical and Sr, Nd, Pb, O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. J Petrol, 1999, 40: 1399—1424
- 8 Chung S L, Liu D Y, Ji J Q, et al. Adakites from continental collision zones: melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. Geology, 2003, 31: 1021—1024
- 9 赖绍聪. 青藏高原新生代埃达克质岩的厘定及其意义. 地学前缘, 2003, 10(4): 407—415
- 10 赖绍聪, 刘池阳, O'Reilly S Y. 北羌塘新第三纪高钾钙碱火山岩系的成因及其大陆动力学意义. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2001, 31(增刊): 34—42

- 11 Lai S C, Liu C Y, Yi H S, et al. Geochemistry and petrogenesis of Cenozoic andesite-dacite association from the Hoh Xil region, Tibetan plateau. *Int Geol Rev*, 2003, 45: 998—1019
- 12 许继峰, 王强. Adakitic 火成岩对大陆地壳增厚过程的指示: 以青藏北部火山岩为例. *地学前缘*, 2003, 10(4): 401—406
- 13 Liu S, Hu R Z, Feng C X, et al. Cenozoic adakite-type volcanic rocks in Qiangtang, Tibet and its significance. *Acta Geol Sin-Engl Ed*, 2003, 77(2): 187—194
- 14 丁林, 张进江, 周勇, 等. 青藏高原岩石圈演化的记录: 藏北超钾质及钠质火山岩的岩石学与地球化学特征. *岩石学报*, 1999, 15(3): 408—421
- 15 迟效国, 李才, 金巍. 藏北羌塘地区新生代火山作用与岩石圈构造演化. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2005, 35(5): 399—410
- 16 Patino Douce A E, McCarthy T C. Melting of Crustal Rocks during Continental Collision and Subduction. In: Hacker B R, Liou J G, eds. *Where Continents Collide: Geodynamic and Geochemistry of Ultrahigh-pressure Rocks*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1998. 27—55
- 17 Yardley B W D, Valley J W. The petrologic case for a dry lower crust. *J Geophys Res*, 1997, 102: 12173—12185
- 18 Stern C R, Kilian R. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral volcanic zone. *Contrib Mineral Petrol*, 1996, 123: 263—281
- 19 Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J, eds. *Magmatism in the Ocean Basin*. London: Geological Society Special Publication, 1989. 313—345
- 20 Wilson M. *Igneous Petrogenesis*. London: Unwin Hyman Press, 1989. 295—323
- 21 赖绍聪. 青藏高原北部新生代火山岩成因机制. *岩石学报*, 1999, 15(1): 98—104
- 22 Wood D A, Joron J L, Treuil M, et al. Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding sea floor. *Contrib Mineral Petrol*, 1979, 70: 319—339
- 23 Hugh R R. *Using Geochemical Data*. Singapore: Longman Singapore Publishers, 1993. 234—240
- 24 Zindler A, Hart S R. Chemical geodynamics. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 1986, 14: 493—573
- 25 Wilson M. Geochemical signatures of oceanic and continental basalts: a key to mantle dynamics? *J Geol Soc Lond*, 1993, 150: 977—990
- 26 Hart S R. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. *Nature*, 1984, 309: 753—757
- 27 莫宣学, 赵志丹, Depaolo D J, 等. 青藏高原拉萨地块碰撞-后碰撞岩浆作用的三种类型及其对大陆俯冲和成矿作用的启示: Sr-Nd 同位素证据. *岩石学报*, 2006, 22(4): 795—803
- 28 Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, et al. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in south Tibet. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 220: 139—155
- 29 高永丰, 侯增谦, 魏瑞华, 等. 冈底斯基性次火山岩地球化学和 Sr-Nd-Pb 同位素: 碰撞后火山作用亏损地幔源区的约束. *岩石学报*, 2006, 22(4): 761—774
- 30 Gao Y F, Hou Z Q, Wei R H, et al. Post-collisional adakitic porphyries in Tibet: geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on partial melting of oceanic lithosphere and crust-mantle interaction. *Acta Geol Sin-Engl Ed*, 2003, 77: 194—203
- 31 Tegner C, Leshner C E, Larsen L M, et al. Evidence from the rare-earth element record of mantle melting for cooling of the Tertiary Iceland plume. *Nature*, 1998, 395: 591—594
- 32 Allegre C J, Minster J F. Quantitative method of trace element behavior in magmatic processes. *Earth Planet Sci Lett*, 1978, 38: 1—25
- 33 刘燊, 胡瑞忠, 迟效国, 等. 藏北高原新生代火山岩地球化学系列划分及成因分析. *高校地质学报*, 2003, 9(2): 279—292
- 34 林金辉, 伊海生, 时志强, 等. 藏北祖尔肯乌拉山地区新生代高钾钙碱岩系火山岩同位素地球化学研究. *矿物岩石*, 2004, 22(4): 59—64
- 35 许志琴, 杨经绥, 姜枚. 青藏高原北部的碰撞造山及深部动力学. *地球学报*, 2001, 22(1): 5—10
- 36 侯增谦, 赵志丹, 高永丰, 等. 印度大陆板片前缘撕裂与分段俯冲: 来自新生代火山-岩浆作用证据. *岩石学报*, 2006, 22(4): 761—774
- 37 莫宣学, 赵志丹, 邓晋福, 等. 印度-亚洲大陆主碰撞过程的火山作用响应. *地学前缘*, 2003, 10: 135—148
- 38 潘桂棠, 莫宣学, 侯增谦, 等. 冈底斯造山带的时空结构及演化. *岩石学报*, 2006, 22(3): 521—533