

青藏高原库地北岩体地球化学特征 及其地球动力学机制

姜耀辉 郭坤一 贺菊瑞 芮行健

(中国地质科学院南京地质矿产研究所, 南京 210016)

杨万志

(新疆物化探大队, 昌吉 831100)

主题词 库地北 A型花岗岩 地球化学 地球动力学 西昆仑山

提 要 本文研究了位于青藏高原西北缘的库地北岩体的地质、地球化学特征。研究表明, 该岩体形成于奥陶纪末至泥盆纪初, 由早期的二长花岗岩和晚期的花岗岩组成, 成分上富碱、富K、Th、REE、Nb、Zr、Y, 贫Ca、Mg、Ba、Sr、Sc、V、Ni, 具有A型花岗岩的特点。它形成于造山晚期相对稳定的拉张环境, 是在大洋板片脱落过程中侵位的, 由早先随大洋板块消减下沉的洋壳沉积物先后部分熔融而形成。本次研究为地壳物质再循环至地壳提供了一种机制, 并对于探讨青藏高原早古生代构造演化及其地球动力学机制具有重要意义。

位于青藏高原西北缘的西昆仑山是研究大陆动力学的焦点地区, 有关西昆仑山构造演化史仍存在较大分歧。随着近几年乌依塔克-库地蛇绿岩带研究的深入^[1~5], 为西昆仑山加里东期碰撞造山带的厘定奠定了基础^[6~7]。但从相关花岗岩中提取的成因信息很少。因此, 花岗岩研究就成为解决西昆仑造山带构造演化史的关键所在。库地北岩体是西昆仑山加里东期构造岩浆带中的一员, 许多学者^[2, 5, 8~12]曾对该岩体作过研究。但这些研究侧重于岩体年代学方面, 均没有从成因类型和岩浆构造演化方面作更深入的讨论。本次研究从地质、地球化学特征入手, 继而探讨了成因类型和岩浆演化机制。研究后发现, 该岩体属A型花岗岩, 是造山晚期岩石圈拆沉过程中侵位的。

1 地质特征

1.1 产状与时代

库地北岩体位于青藏高原加里东期库地-苏巴什缝合带南侧的西昆仑地体内, 新藏公路145~152km穿过岩体中部, 长轴NW向, 与缝合带相平行。岩体长约30km, 宽3~7km, 侵入于前震旦纪角闪斜长片麻岩、云母石英片岩和蛇纹石化大理岩中, 与围岩接触面陡, 北侧北倾, 南侧南倾, 为一向下扩大的岩基。外接触带普遍有几米至几十米之混合岩化、角岩化带。岩体由北部的二长花岗岩和南部的花岗岩所组成。二长花岗岩中黑云母K-Ar

第一作者简介 姜耀辉, 男, 1964年出生, 副研究员, 中国地质大学(北京)博士研究生(在职), 岩石学专业。

收稿日期 98-10-13, 改回日期 99-02-92

法年龄为 $445.0\text{Ma}^{[8]}$, 全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 $450\text{Ma}^{[12]}$; 花岗岩中黑云母 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 坪年龄为 $388.9\sim 396.9\text{Ma}^{[11]}$, 锆石 U-Pb 年龄为 $394\text{Ma}^{[10]}$ 。

1.2 岩相学及矿物化学

二长花岗岩: 中粒花岗结构, 块状构造, 主要由微斜长石(42% ±) 斜长石(更长石, 25% ±) 石英(22%~28%) 和黑云母(5%~10%) 组成。黑云母呈它形填隙状, 结晶晚于浅色矿物。花岗岩: 中粒花岗结构, 块状构造, 主要由微斜长石(42%~60%) 斜长石(富钠更长石, 7%~22%) 石英(20%~32%) 和黑云母(5%~10%) 组成。黑云母呈它形填隙状, 结晶晚于浅色矿物。表1中列有花岗岩中主要造岩矿物电子探针分析结果。两者副矿物组合较复杂, 且出现较多的褐帘石、独居石和铀钍石等稀有金属矿物。副矿物锆石晶面以(110)和(111)发育, 表明其结晶温度较高(850~900℃)(Pupin, 1980)。

表1 库地北岩体花岗岩主要造岩矿物电子探针分析结果(%)
Table 1 Electron microprobe analyses of main rock forming minerals from granite Kudibei (%)

矿物	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Total	
钾长石	64.17	0	18.18	0.09	0	0	0	0.3	16.02	0.58	0.45	99.77	
斜长石	66.34	0	21.24	0.28	0	0	2.3	8.65	0.32	0.12	0.06	99.30	
黑云母	40.99	2.17	12.70	13.92	0.61	15.16	0	0	9.55	0.20	0.07	95.39	
矿物	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	O	Ab	An	Or
钾长石	12.003	0	4.005	0.014	0	0	0	0.109	3.823	32	2.8	0	97.2
斜长石	11.695	0	4.409	0.041	0	0	0.434	2.957	0.072	32	85.4	12.5	2.1
黑云母	6.343	0.253	2.314	1.801	0.080	3.497	0	0	1.885	22			

测试单位: 中国地质大学(北京)电子探针室。

2 地球化学特征

2.1 岩石化学

库地北岩体岩石化学成分见表2。在QAP分类图解(图1)上位于花岗岩和二长花岗岩区。分布于P. Bowden et al(1982)^[13]所圈定的A型花岗岩范围内。SiO₂含量67.96%~73.50%, 花岗岩(平均69.69%)比二长花岗岩(平均69.46%)略高; Al₂O₃含量变化小(13.40%~14.87%); 二长花岗岩和花岗岩均以CaO、MgO含量低、全碱含量高(8.26%~9.85%)、富K₂O、K₂O/Na₂O>1为其显著特征; 在K₂O-Na₂O图解^[14](图2)上位于A型花岗岩区; A/CNK介于0.94~1.05之间, 大多为准铝质的, 少部分属微过铝质; 碱度率(AR)较高, 在AR-SiO₂图解^[15](图3)中位于碱性岩区, 表明岩石已属碱性系列范围; 分异程度高, DI绝大部分>84。

2.2 稀土元素

最显著的特征是稀土元素总量高(表3), $507.38 \times 10^{-6} \sim 529.20 \times 10^{-6}$; LREE/HREE为5.80~6.60, 属轻稀土元素富集型, δEu 为0.58~0.67, 配分曲线(图4)属弱铈亏损右倾曲线。上述稀土元素特征与加拿大纽芬兰Topsails A₂型花岗岩^[16]极为相似。

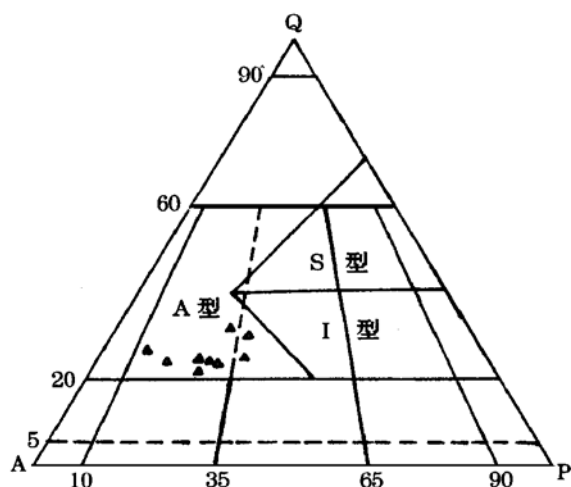


图 1 QAP 分类图解

Fig. 1 Diagram of QAP classification

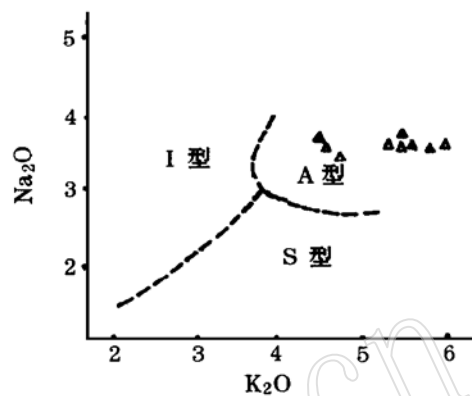


图 2 K₂O-Na₂O 图解^[14]

Fig. 2 K₂O- Na₂O diagram

表 2 库地北岩体岩石化学成分(%)

Table 2 Chemical composition of rocks from kudibei body

序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9
岩性	二长花岗岩	二长花岗岩	花岗岩	花岗岩	花岗岩	花岗岩	花岗岩	花岗岩	花岗岩
SiO ₂	70.91	68.01	68.74	73.50	67.96	68.20	68.31	71.15	69.96
TiO ₂	0.22	0.87	0.63	0.20	0.74	0.68	0.67	0.39	0.47
Al ₂ O ₃	14.87	13.70	14.34	13.96	14.31	14.54	14.66	13.40	14.35
Fe ₂ O ₃	1.18	1.84	1.32	0.86	1.92	1.90	1.57	1.30	1.30
FeO	0.78	2.15	2.05	0.85	1.70	1.51	1.74	0.86	0.91
MnO	0.06	0.09	0.08	0.08	0.09	0.09	0.08	0.07	0.08
MgO	0.37	1.63	0.70	0.64	0.82	1.00	1.19	0.32	0.42
CaO	1.85	1.98	1.56	1.16	1.79	1.80	1.77	0.96	1.27
Na ₂ O	3.47	3.65	3.82	3.83	3.62	3.71	3.72	3.68	3.76
K ₂ O	4.81	4.61	5.48	4.50	5.42	5.36	5.61	5.84	6.09
P ₂ O ₅	0.13		0.15	0.01	0.20	0.19	0.18	0.08	0.19
Na ₂ O+ K ₂ O	8.28	8.26	9.30	8.33	9.04	9.07	9.33	9.52	9.85
K ₂ O/ Na ₂ O	1.39	1.26	1.43	1.17	1.50	1.44	1.51	1.59	1.62
A/ CNK	1.04	0.94	0.95	1.05	0.95	0.96	0.96	0.95	0.95
NK/ A	0.73	0.80	0.85	0.80	0.83	0.82	0.83	0.92	0.89
δ	2.46	2.73	3.36	2.28	3.27	3.26	3.44	3.22	3.60
AR	2.96	3.23	3.82	3.45	3.56	3.50	3.63	4.93	4.41
DI	86	81	86	89	85	85	84	91	90

注: 1, 8, 9 本文, 由中国地质科学院南京地质矿产研究所实验室采用湿法(化学法)测定; 2~ 4 据新疆区调队(1983); 5~ 7 据[5]。

2.3 微量元素

微量元素显示出 A 型花岗岩的一般特征(表 4), 即 Sr、Ba 和过渡元素的亏损以及 Nb、Zr、Y 等高场强元素的富集^[16]。原始地幔标准化曲线(图 5)显示出明显的 Sr、Ba 谷和 La、

Ce、Nd、Zr、Sm、Y 峰。此外,该岩体中放射性生热元素 Th 含量较高, $23.1 \times 10^{-6} \sim 38.8 \times 10^{-6}$, 平均 29.2×10^{-6} , 在图 5 中显示出明显的 Th 峰。

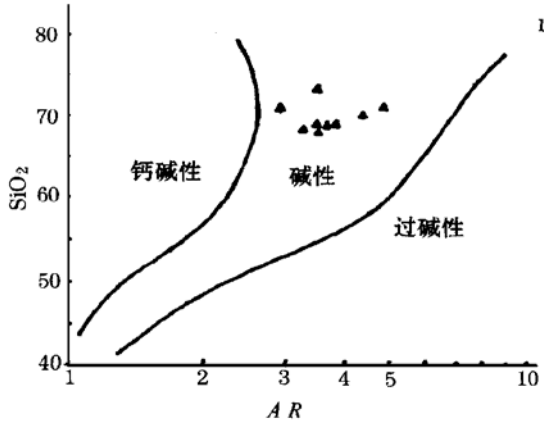


图 3 AR-SiO₂ 图解^[15]
Fig. 3 AR-SiO₂ diagram

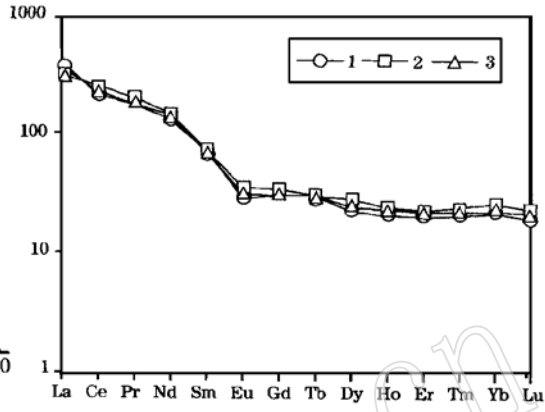


图 4 稀土元素球粒陨石标准化曲线
Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns

表 3 库地北岩体稀土元素含量 ($\times 10^{-6}$)
Table 3 REE contents of Kudibei body (10^{-6})

序号	岩性	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Σ REE	LREE/HREE	δ Eu
1	花岗岩	118.0	198.0	21.5	82.1	13.8	2.15	10.1	1.58	7.44	1.60	4.34	0.72	4.29	0.66	41.1	507.38	6.06	0.58
2	花岗岩	96.3	226.5	24.1	87.2	14.7	2.60	10.75	1.58	8.97	1.84	4.93	0.82	5.18	0.77	43.0	529.20	5.80	0.66
3	花岗岩	107.2	223.9	21.8	79.0	13.2	2.32	8.91	1.46	8.02	1.75	4.42	0.72	4.59	0.71	37.2	515.00	6.60	0.67

注: 1 本文, 由中国地质科学院南京地质矿产研究所实验室采用 ICP 测定; 2~3 据 [5]。

表 4 库地北岩体微量元素含量 ($\times 10^{-6}$)
Table 4 Trace element contents of Kudibei body (10^{-6})

岩性	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Ba	Th	Nb	Sr	Zr
二长花岗岩	4.04	10.0	7.5	10.5	11.0	14.3	82.8	210	669	38.8	10.9	103	179
二长花岗岩		14.3	12.6	5.0	6.5	4.7	38.3		580	25.7	12.8	220	142
花岗岩	3.62	42.6	35.8	12.8	2.97	5.48	54.4	245	979		35.1	131	379
花岗岩		21.3	13.0	4.7	7.7	4.6	59.7		398	23.1	48.6	152	558

测试单位: 中国地质科学院南京地质矿产研究所实验室, 测试方法: Rb 为 AAS, 其他为 ICP; 样品数均为 1 个。

2.4 同位素

对该岩体中 6 对全岩-黑云母做 Rb-Sr 内部等时线处理得到的初始锶比值为 $0.7056 \sim 0.7131$ ^[10]。本次经全岩测试的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为 0.736426 (由中国地质科学院地质研究所测定), 计算所得初始锶比值为 0.712493 , 与上述比值范围相一致。由此可见, 初始锶比值比较分散, 表明该岩基在成岩过程中, 初始锶的比值没有达到完全均一化, 同时也表明该岩体的成岩作用比较复杂。本次测试的花岗岩全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 11.58% (由中国地质科学院南京地

质矿产研究所测定), 反映出源岩以沉积岩为主的特点。

3 构造环境分析

上述地质、地球化学特征表明, 库地北岩体属于 A 型花岗岩。近年来的研究^[17~20]表明, A 型花岗岩不仅产于非造山的板内拉伸环境(A₁型), 而且也广泛产于造山作用晚期相对稳定的拉张环境(A₂型)。前者岩浆来源深, 碱度大, 岩体小, 多与碱性侵入岩及火山岩共生, 常呈环状杂岩体; 后者岩浆来源浅, 碱度小, 岩体大, 多与 I 型花岗岩共生, 常呈岩株、岩基状产出。以下几个方面表明库地北岩体属 A₂ 型花岗岩, 形成于造山晚期相对稳定的拉张环境。

(1) 在空间上分布于加里东期库地- 苏巴什缝合带南侧, 在形成时代上晚于西昆仑山加里东期构造- 岩浆带中火山弧花岗岩(520- 480Ma) 和碰撞后隆起期花岗岩(478.8~480.4Ma)^[21], 且该岩体中二长花岗岩 Rb- Sr 等时线年龄与黑云母 K- Ar 法年龄以及花岗岩锆石 U- Pb 年龄与黑云母⁴⁰Ar- ³⁹Ar 年龄均差别很小(前已述及), 表明该岩体形成后经历了快速冷却上升过程, 这进一步暗示该岩体是在拉张环境下形成的;

(2) 岩石碱度不大, 岩体较大, 其北侧有加里东期 I 型花岗岩分布, 显示出 A₂ 型特点;

(3) 在 R₁- R₂ 多阳离子图解(图 6)^[22]中位于造山晚期区; 在 Nb- Y 和 Rb- (Y+ Nb) 图解(图 7)^[23]中并非全位于板内, 而是在火山弧、同碰撞和板内均有分布, 鉴于该图解对碰撞后环境无法判别, 也就是说碰撞后的样品在上述三个区均有分布^[23], 因此, 库地北岩体在该图解中的分布特征反过来表明其形成于碰撞期后环境;

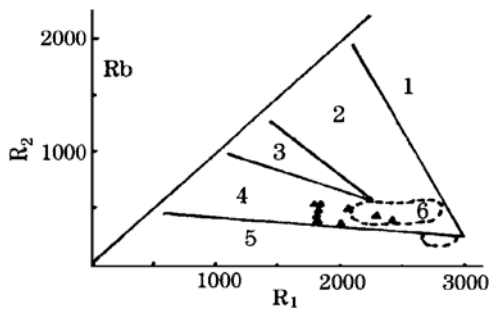


图 6 R₁- R₂ 多阳离子图解^[22]

Fig. 6 Diagram % R₁- R₂ multiple cations

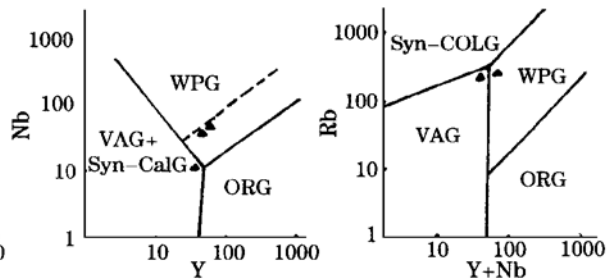


图 7 Nb- Y 和 Rb- (Nb+ Y) 图解^[23]

Fig. 7 Nb- Y and Rb- (Nb+ Y) diagrams

(4) 在 A₁ A₂ 型花岗岩判别图解(图 8)^[18]中, 与世界上典型的 A₂ 型花岗岩(如澳大利亚 Mumbulla 岩体和加拿大纽芬兰 Topsails 杂岩) 一起位于 A₂ 区, 与大陆裂谷型(如攀西和山海关) A 型花岗岩分布于 A₁ 区完全不同;

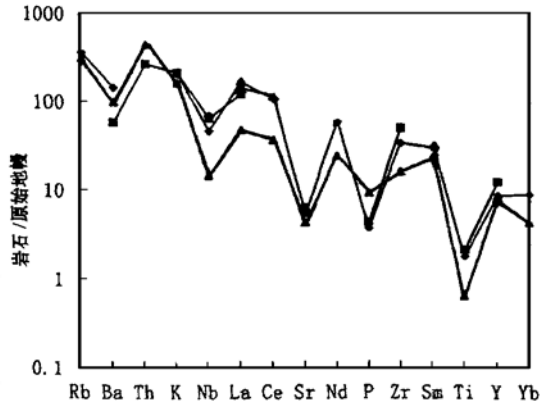
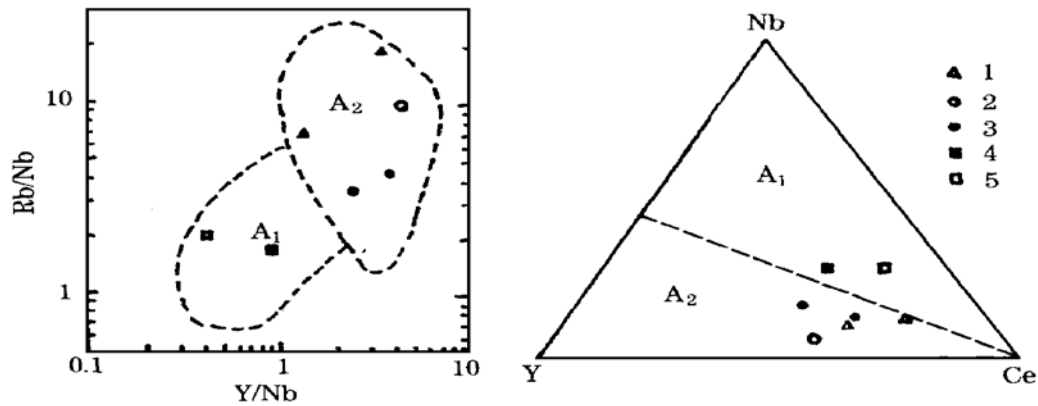


图 5 微量元素原始地幔标准化曲线
Fig. 5 Primitive mantle normalized trace element patterns

图8 A₁, A₂型花岗岩判别图解^[18]Fig. 8 Discriminant diagram of A₁, A₂ type granite

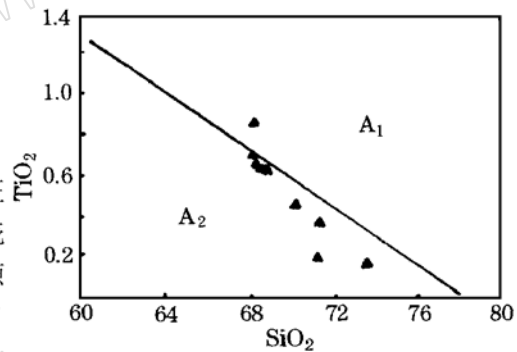
1—库地北岩体; 2—澳大利亚 Mumbulla^[14]; 3—加拿大纽芬兰 Topsails^[16]; 4—攀西^[24]; 5—山海关^[25]

(5) 据 Maniar et al. (1989)^[26] 研究, 板内裂谷型碱性花岗岩(A₁型)中 TiO₂ 含量高, 而库地北岩体中 TiO₂ 含量较低, 在图9中位于 A₂ 区, 表明拉张环境尚未达到板内裂谷阶段。

4 岩浆来源与演化机理

4.1 岩浆物质来源

Rb/Sr 值是表征岩浆源岩的一个重要特征值。研究表明^[27], 幔源岩浆 Rb/Sr < 0.05, 幔壳混合源介于 0.05~0.5 之间, > 0.5 者则以壳源为主。库地北岩体中二长花岗岩和花岗岩的 Rb/Sr 值分别为 2.04 和 1.87, 均 > 0.5, 表明该岩体的物质来源以壳源为主, 这从前述的氧同位素特征和锶的初始比值也可得到证实。此外, 本次经全岩测试的 ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 值为 0.512408 (由中国

图9 SiO₂-TiO₂ 图解^[23]Fig. 9 SiO₂-TiO₂ diagram

地质科学院地质研究所测定), 计算所得的 ϵ_{Nd} 为 1.09, TDM 为 862.8Ma, 这一结果与库地蛇绿岩套上部火山-沉积岩系的 ϵ_{Nd} (1.4~4.4) 和 TDM (698.36~976.78Ma)^[3] 极其相似。因此, 库地北岩体 Sr、Nd、O 同位素及 Rb/Sr 值共同表征其源岩为洋壳表层深海沉积物。

4.2 岩浆源区及侵位深度

据 Q-Ab-Or 相图^[28, 29] 估算的岩浆源区及侵位深度为: 二长花岗岩源区深度为 38km, 侵位深度为 2.5km; 花岗岩源区深度为 49.5km, 侵位深度为 1.3km。

4.3 岩浆形成与演化机理

根据 Cullers 和 Graf 研究^[30], 铷异常不显著的富钾火成岩的成岩方式主要是部分熔融作用, 而不能用分离结晶作用来解释。库地北岩体富钾, 铷异常不明显, 因而它主要是通过部

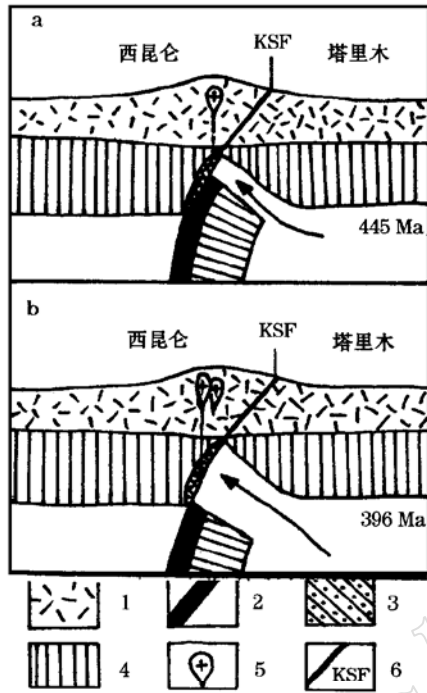


图 10 库地北 A 型花岗岩岩石成因模式
 Fig. 10 Petrogenesis model of Kudibei A type granite

1—陆壳; 2—洋壳; 3—洋壳表层沉积物; 4—岩石圈地幔; 5—花岗岩; 6—库地-苏巴什缝合带

分熔融作用而形成的, 从 La/Sm-La 图解^[31] (相关线为斜线, 图略) 中也可得到印证。

库地北 A 型花岗岩几个比较特殊的方面: (1) 岩体主要是由壳源沉积岩经部分熔融作用形成的, 源区又很深 (达到上地幔); (2) 岩体与澳大利亚 Gabo、Mumbulla 等 A 型花岗岩相比贫硅富铝; (3) 岩体中富含 Th, 平均 29.2×10^{-6} , 与地壳克拉克值 (13×10^{-6} 酸性岩 (18×10^{-6})^[32] 和世界 A 型花岗岩 (平均 23×10^{-6})^[33] 相比均明显富集。笔者认为这些特殊性可由随大洋板块消减下沉的洋壳沉积物在造山晚期板片脱落 (Slab break-off) 过程中发生部分熔融而形成 A 型花岗岩的模式得到圆满解释。板片脱落模型由 von Blanckenburg (1995)^[34] 提出, Whalen et al.^[16] 用该模型解释了加拿大纽芬兰 Topsails 杂岩的成因。库地北岩体形成和演化过程可概括如下:

约在 480Ma, 塔里木地块与西昆仑地块缝合^[21], 此时没被铲刮掉的洋壳沉积表层随大洋板块下沉到 38km 以下的上地幔区。在温度均化过程中, 较冷的洋壳沉积物首先变质形成含白云母的石英长石质岩石, 随着温度不断升高, 白云母又发生脱水反应, 从而形成一种相对无水并以碱性长石为稳定矿物相的 A 型花岗岩源岩。这种源岩在温度 $> 850 \sim 900^\circ\text{C}$ 时就会在干系统中发生熔融而形成 A 型花岗岩浆。约在 450~

445Ma (奥陶纪末至志留纪初) (图 10a), 大洋板片在 38km 深处脱落, 伴随热的软流圈地幔上涌, 从而为上述源岩提供了热源。使 38km 附近的源岩发生熔融并上侵到 2.5km 深处, 形成库地北早期的二长花岗岩体。至 396Ma (泥盆纪初) (图 10b), 板片下沉到约 49.5km 深处, 使其上述源岩发生熔融并上升至 1.3km 深处, 从而形成库地北晚期的花岗岩体。由于上述熔融作用均发生于高压下, 石英首晶区扩大, 石英变为最后消失的液相线矿物, 所形成的花岗岩浆必然贫硅。研究表明, 在岩石圈之下存在一个富含 U、Th、K 等生热元素的富集圈^[35]。因此, 伴随板片脱落, 它们连同挥发分一起随软流圈上升, 并注入上述源岩中, 从而使库地北 A 型花岗岩中富含 Th 等生热元素。

从现在库地北岩体中早期二长花岗岩与晚期花岗岩共生情况看, 在 450Ma (奥陶纪末) 至 396Ma (泥盆纪初) 期间, 西昆仑山至少隆升剥蚀 1.2km, 这与西昆仑地区普遍缺失志留系一中泥盆统是相一致的。

5 结论与意义

(1) 库地北岩体形成于奥陶纪末-泥盆纪初,由早期的二长花岗岩和晚期的花岗岩组成;岩石富碱、富 K、Th、REE、Nb、Zr、Y,贫 Ca、Mg、Ba、Sr、Sc、V、Ni;

(2) 岩体属 A₂ 型花岗岩,形成于造山晚期相对稳定的拉张环境,是在大洋板片脱落过程中侵位的,由早先随大洋板块消减下沉的洋壳沉积物先后部分熔融而形成;

(3) 本次研究为地壳物质再循环至地壳提供了一种机制,并对于探讨青藏高原早古生代构造演化及其地球动力学机制具有重要意义。

参 考 文 献

- 1 王东安,陈瑞君.新疆库地一些克沟深海蛇绿质沉积岩石学特征及沉积环境.自然资源学报,1989,(3):212~221.
- 2 姜春发,杨经绥,冯秉贵等.昆仑开合构造.北京:地质出版社,1992,101~153.
- 3 邓万明.喀喇昆仑-西昆仑地区蛇绿岩的地质特征及其大地构造意义.岩石学报,1995,11(增刊):98~111.
- 4 边千韬,林传勇,史兰斌.西昆仑山库地变质橄榄岩的显微构造特征.地质科学,1995(3):275~282.
- 5 丁道桂,王道轩,刘伟新等.西昆仑造山带与盆地.北京:地质出版社,1996,36~106.
- 6 潘裕生.青藏高原第五缝合带的发现与论证.地球物理学报,1994,37(2):184~192.
- 7 潘裕生.青藏高原叶城-狮泉河路线地质特征及区域构造演化.地质学报,1994,68(4):295~307.
- 8 汪玉珍,方锡廉.西昆仑山喀喇昆仑山花岗岩时空分布规律的初步探讨.新疆地质,1987,(1):9~24.
- 9 方锡廉,汪玉珍.西昆仑山加里东期花岗岩类浅识.新疆地质,1990(2):153~157.
- 10 许荣华,张玉泉,谢应雯等.西昆仑山北部早古生代构造-岩浆带的发现.地质科学,1994,29(4):313~328.
- 11 张玉泉,朱炳泉,谢应雯等.青藏高原西部的抬升速率:叶城-狮泉河花岗岩⁴⁰Ar-³⁹Ar年龄的地质解释.岩石学报,1998,14(1):11~21.
- 12 Arnaud N and Vidal PH. Geochronology and geochemistry of the magmatic rocks from the Kunlun- Karakorum. Geotraverse(abstract) college Kunlun- Karakorum 90, IPG Paris, 48.
- 13 Bowden P et al. 花岗岩类岩石分类的岩石学、地球化学和来源准则讨论.国外花岗岩类地质与矿产,1986,(2):1~9.
- 14 Collins W J et al. Nature and origin of A- type granites with particular reference to Southeastern Australia. Contrib. Miner. Petro., 1982, 80: 189~200.
- 15 Wright JB. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non- orogenic granite genesis. Geol Mag, 1969, 106(4): 370~384.
- 16 Whalen JB, Jenner G A, Longstaffe F J et al. Geochemical and isotopic(O, Nd, Pb and Sr) constraints on A- type granite petrogenesis based on the Topsails igneous suits, Newfoundland Appalachians. Journal of Petrology, 1996, 37(6): 1463~1489.
- 17 Whalen J B, Currie K L and Chappell B W. A- type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contrib. Miner. Petro., 1987, 95: 407~419.
- 18 Eby G N. Chemical subdivision of the A- type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. Geology, 1992, 20(7): 641~644.
- 19 洪大卫,王式光,韩宝福等.碱性花岗岩的构造环境分类及其鉴别标志.中国科学(B辑),1995,25(4):418~426.
- 20 周珣若,杨静,任进.苏州地区I-A型花岗岩特征与成因的对比研究.地球科学,1997,22(3):240~245.
- 21 姜耀辉,芮行健,贺菊瑞等.西昆仑山加里东期花岗岩类构造类型及其大地构造意义.岩石学报,1999,15(1)(出版中).
- 22 Batchelor R A and Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multi- cationic parameters. Chem. Geol., 1985, 48(1): 43~55.

- 23 Pearce J A, Harris NBW and Tindle A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 1984, 25(4): 956~ 983.
- 24 周伯佛,施泽民,张元才. 攀西裂谷带 A 型花岗岩. 见: 张云湘, 骆耀南, 杨崇喜编. 中国攀西裂谷文集(一). 北京: 地质出版社, 1985, 201~ 223.
- 25 许保良, 黄福生, 王式洸. 山海关碱性花岗岩(A 型) 岩石学和地球化学特征及其成因类型. 见: 钱祥麟主编. 岩石圈地球科学. 北京大学出版社, 1989: 158~ 170.
- 26 Maniar P D, Piccoli PM. Tectonic discrimination of granitoids. *Geo. Soc. Am. Bull.*, 1989, 101: 635~ 643.
- 27 G. 蒂申多夫. 花岗岩类岩石的分类. 国外地质科技, 1986, (7): 25~ 33.
- 28 Tuttle OF et al. Origin of granite in light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Mim. Geol. Soc. Am.*, 1958: 74.
- 29 邱家骥, 廖群安. 北京地区中元古代与中生代火山岩的酸度、系列、构造环境及岩浆成因. *岩石矿物学杂志*, 1998, 17(2): 104~ 117.
- 30 Cullers RL and Graf JL. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: Intermediate and silicic rock. In: *Rare earth element geochemistry*, Edited by P. Henderson, 1984, 275~ 316.
- 31 Allegre C J, Minster J F. Quantitative models of trace element in igneous petrology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1978, 38: 1~ 25.
- 32 李昌年. 火成岩微量元素岩石学. 武汉: 中国地质大学出版社, 1992. 5.
- 33 吴才来, 周珣若, 黄许陈等. 安徽茅坦 A 型花岗岩研究. *地质学报*, 1998, 72(3): 242.
- 34 von Blanckenburg F, Davies JH. Slab. breakoff: a model for syn collisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics*, 1995, 14: 120~ 131.
- 35 鲍学昭, 张阿利. 铀钍的地球化学及对地壳演化和生物进化的影响. *岩石矿物学杂志*, 1998, 17(2): 160~ 172.

Geochemical Characteristics and Geodynamic Mechanism of Kudibei Rock Body, Qinghai_Tibet Plateau

Jiang Yaohui, Guo Kunyi, He Jurui, Rui Xingjian

(Nanjing Institute of Geology and Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Nanjing 210016)

Yang Wanzhi

(Xinjiang Geophysical Prospecting Party, Changji)

Key words: Kudibei; L₁ type granite; geochemistry; geodynamics; West Kunlun Mountains

Abstract

Located within West Kunlun terrane on the southern margin of Caledonian Kudi_Subashi suture zone in Qinghai_Tibet plateau and formed from the end of Ordovician to the beginning of Devonian, Kudibei rock body consists of early monzonitic granite and late granite, which are composed of microcline, plagioclase, quartz and biotite. Biotite assumes anhedral interstitial form and was crystallized later than ligh_colored minerals. The accessory mineral zircon has perfect crystal faces of (110) and (111), suggesting relatively high crystallization temperature

(850~ 900 °C). Chemical composition is characterized by rich K, Th, REE, Nb, Zr, Y and poor Ca, Mg, Ba, Sr and transitional elements. All these characteristics show that it belongs to A_type granite. Both Sr, Nd, O isotopes and Rb/Sr ratios demonstrate that the protoliths are oceanic crust surface abyssal sediments. On the basis of regional tectonic framework, combination of associated rocks and structural discrimination diagram, the authors analysed the formation environment of this rock body. The results show that the rock body was formed in a relatively stable extension environment of late orogeny and belongs to A_type granite. It was emplaced during the falling off of oceanic plate sheets and formed by earlier successive partial melting of oceanic crust sediments which subsided with the subduction of the oceanic plate. The researches indicate a mechanism for the recycle of crustal materials to the earth crust and are of great significance to the investigation of Early Paleozoic tectonic evolution of Qinghai-Tibet plateau and its geodynamic mechanism.

www.yskw.ac.cn