

羌塘中部各拉丹冬二长花岗岩体同位素地质年代学和地球化学研究

白云山 李莉 牛志军 姚华舟 段其发

宜昌地质矿产研究所,湖北宜昌,443003

摘要 羌塘中部各拉丹冬岩体主要由二长花岗岩组成,其单颗粒锆石 U-Pb 年龄为 40 ± 3 Ma, Rb-Sr 等时线年龄为 47 ± 0.4 Ma, 斜长石、角闪石、黑云母 K-Ar 年龄分别为 37.1 Ma、48 Ma 和 45.8 Ma, 形成于始新世。岩石富碱高, 高钾 ($K_2O > Na_2O$), 属高钾钙碱性系列。微量元素以富集 LREE、LILE (Th、U 等), 相对亏损 HFSE 为特征, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 为 0.70701~0.70724, $\epsilon_{Nd}(t)$ 为 -6.0~-4.1, $\delta^{18}O$ 值为 8.18‰~9.01‰。构造背景为火山弧花岗岩。55 Ma 以来, 印度板块与欧亚板块碰撞, 大范围抬升, 青藏高原在经历近南北向挤压缩短的过程中, 可能在羌塘地体上产生了平行于主压应力方向的张性构造, 导致了各拉丹冬花岗岩体侵位。应为青藏高原隆升在北美塘陆块所表现的构造热事件之一。

关键词 羌塘中部 各拉丹冬 花岗岩 同位素地质年代学 地球化学

Isotope Geochronology and Geochemical Characteristics of Geladandong Monzonitic Granite in Central Qiangtang

BAI Yunshan LI Li NIU Zhijun YAO Huazhou DUAN Qifa

Yichang Institute of Geology and Mineral Resources, Yichang, Hubei, 443003

Abstract The Geladandong intrusive body mainly consists of monzonitic granite, with the single zircon U-Pb age being 40 ± 3 Ma, the Rb-Sr isochron age of the rock being 47 ± 0.4 Ma, and the K-Ar ages of plagioclase, hornblende and biotite being 37.1 Ma, 45.8 Ma, 48 Ma, respectively. The rock body was formed in Eocene. The rocks have high content of alkali and potash ($K_2O > Na_2O$), belonging to high-potash calc-alkalic series. The trace elements are characterized by enrichment of LREE, LILE (Th, U) and depletion of HFSE. The $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios, the $\epsilon_{Nd}(t)$ ratios and the $\delta^{18}O$ values range from 0.70701 to 0.70724, -6.0 to -4.1, and 8.18‰ to 9.01‰, respectively. These data prove that the tectonic setting is volcanic island arc granite. The collision of the Indian plate with the Eurasian plate led to the large-scale uplift from 55 Ma. During the nearly SN-trending compression and shortening, Qinghai-Tibet plateau probably produced a tensile structure parallel to the main stress in Qiangtang terrane, leading to the emplacement of Geladandong granite. This is one of the hot tectonic events produced in northern Qiangtang terrane by the uplift of Qinghai-Tibet plateau.

Key words central Qiangtang Geladandong granite isotope geochronology geochemistry

各拉丹冬花岗岩体位于东特提斯构造域北部, 羌塘地块中部的长江发源地。中心地理坐标为东经 $91^{\circ}10'$, 北纬 $33^{\circ}30'$ 。该地区平均海拔在 5300 m 以上, 最高峰各拉丹冬海拔 6621 m (图 1), 山脉高耸陡峻, 长期以来被视为人类禁区, 因此仅在 1987 年 1:20 万区域地质调查和张以蓓等 (1996) 在总结可

西里地区侵入岩时对该岩体进行过一般调查和研究。在新一轮国土资源大调查青藏高原中部羌塘地区 1:25 万区域地质调查工作中, 笔者对分布于长江源区各拉丹冬花岗岩体的地质特征、岩石学特征、地球化学特征及同位素年龄进行了较为详细研究, 并就其构造属性进行讨论。

本文由国土资源部国土资源大调查项目(编号: 200013000135)资助。

改回日期: 2005-08-18; 责任编辑: 刘淑春、周健。

第一作者简介: 白云山, 男, 1964 年生, 教授级高级工程师, 从事区域地质调查及岩浆岩研究工作; E-mail: ycbunshan@cgs.gov.cn。

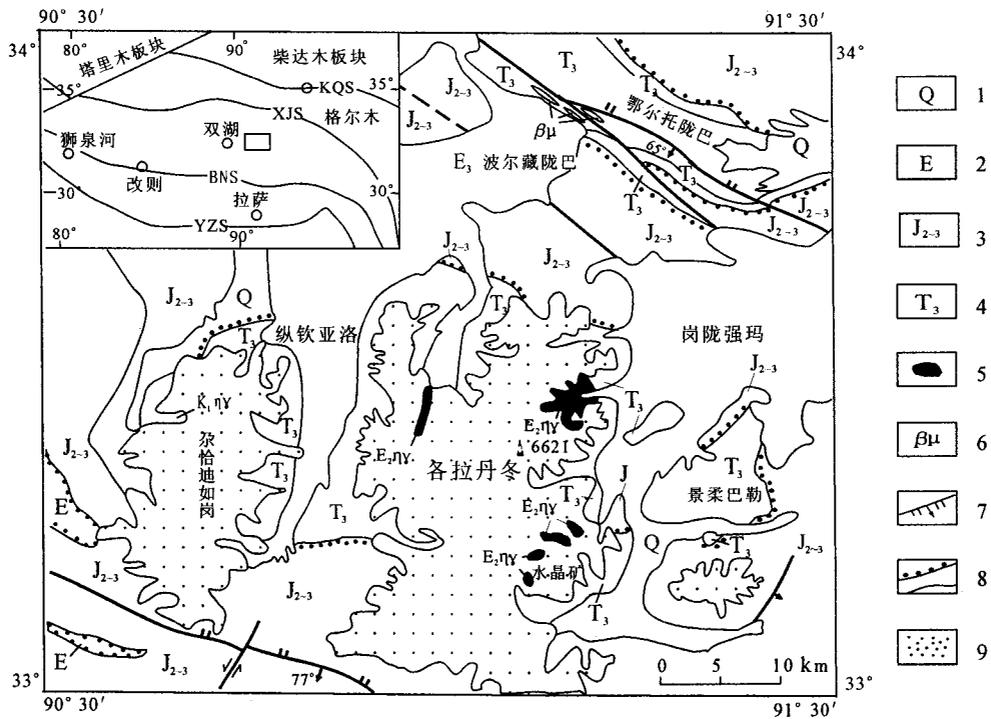


图 1 各拉丹冬地区地质简图

Fig. 1 Geological sketch map of the Geladandong area

YZS—雅鲁藏布江板块缝合带; BNS—班公湖—怒江板块缝合带; XJS—西金乌兰—金沙江板块缝合带; KQS—昆仑—秦岭板块缝合带;
 1—第四系; 2—古近系; 3—中—上侏罗统; 4—上三叠统; 5—二长花岗岩露头; 6—辉绿岩; 7—断层; 8—角度不整合/整合
 地质界线; 9—冰川

YZS—Yarlung Zangbo suture zone; BNS—Bangong Co—Nujiang suture zone; XJS—Xijir Ulan—Jinshajiang suture zone; KQS—Kunlun—Qinling suture zone; 1—Quaternary; 2—Eocene; 3—Middle-Upper Jurassic; 4—Upper Triassic; 5—adamellite outcrop; 6—diabase; 7—fault; 8—nonconformity/conformity boundary; 9—glacier

1 岩体地质及岩石学特征

各拉丹冬花岗岩体呈岩基状,岩体出露面积约 290 km²,多被冰川积雪覆盖,侵入中侏罗统雀莫错组、上三叠统鄂尔陇巴组。岩体侵入界线清楚,呈犬牙交错状。围岩受烘烤及热变质作用强烈,接触带围岩均已角岩化,角岩化岩石类型有:角岩化粉砂质粘土岩、角岩化长石石英杂砂岩及红柱石长英质角岩、黑云母辉石角岩、堇青石黑云母角岩等。并见较强烈的硅化和绿帘石化。岩石与钙质围岩接触地段,接触交代作用强烈,透辉石砂卡岩、石榴子石砂卡岩发育,形成宽约 100 m 的砂卡岩带,局部地段见镜铁矿矿化点。砂卡岩中石英脉发育,不规则状,宽窄不一,在宽处常有石英晶洞形成。岩体内部见大量围岩捕虏体,主要为安山岩、角岩化粉砂质粘土岩及角岩化长石石英杂砂岩。捕虏体大小不等,多为棱角状。岩体中后期细晶岩脉极为发育,纵横穿插

于岩体中。

由于冰川覆盖面积较大,对岩体无法进行进一步解体。从现有的露头观察,岩体岩石类型简单,主要为浅肉红色似斑状二长花岗岩,中粗粒似斑状花岗结构,块状构造,具晶洞构造。斑晶主要为粗大的(长 6.6~35 mm)自形厚板状钾长石(5%~15%),具卡氏双晶,其中包裹有黑云母和普通角闪石,见少量斜长石斑晶(1%)。基质主要由微斜条纹长石(24%~29%)、An_{25~30}的更长石(25%~30%)和石英(22%~23%)组成。更长石呈自形一半自板状,长 0.6~5.6 mm,一般 1~3 mm,具环带构造,以正环带居多,反环带、韵律环带也有出现;微斜条纹长石自形程度明显比斜长石差,呈自形—他形晶,大小 0.3~2.3 mm,一般 1~2 mm,其中条纹为钠更长石,在钾长石中呈斑块状,微脉状,不规则状;石英呈他形粒状、不规则状充填于长石粒间空隙中;自形程度好的暗色矿物有角闪石(3%~5%)和黑云母

(4%),角闪石呈柱状,黑云母呈板状分散在岩石中或被包裹于长石内。副矿物以磷灰石(2%)、榍石(1%~2%)和磁铁矿(2%)为主,磷灰石呈粒径较大的六方柱状晶体;榍石呈楔形、菱形;磁铁矿多呈粒状,少数呈立方体。岩石中早期晶出的更长石有被其后结晶的显微条纹长石熔蚀、交代现象,最晚结晶的石英则有熔蚀、交代长石现象。岩石蚀变很弱,只有少数更长石局部被绢云母集合体和帘石交代,暗色矿物偶尔见极弱的绿泥石化。岩体中由内向外结晶粒度由粗变细,由中粗粒结构过渡为细粒结构,斑晶由内向外逐渐减少。

2 样品分析方法

2.1 主元素、微量元素及稀土元素分析方法

各种地球化学测试直接用全岩粉末样品。主量元素由宜昌地质矿产研究所实验室采用常规化学方法测定;微量元素及稀土元素由宜昌地质矿产研究所实验室主要采用 ICP 电感耦合等离子体发射光谱法;AES 电弧发射光谱法;COL 分光光度法;AAS 原子吸收光谱法测定。实验条件:Pb、Zn、Cr、Ni、Co、Li、Rb 酸溶,AAS 法测定;Sr、Ba、V、Sc、Be、Ga 酸溶,ICP-AES 法测定;As、Sb 酸溶,原子荧光分析法;U 酸溶,激光测铀法;Nb、Ta、Zr、Hf 碱溶,离子交换分离富集,ICP 法测定;W、Mo 碱溶,极谱测定;Th 碱溶,光度法测定;Sn 粉末,AES 法测定;REE 碱溶,离子交换分离富集,ICP 法测定。

2.2 同位素样品分析方法

颗粒锆石 U-Pb 年龄、全岩和单矿物 Rb-Sr 等时线年龄、单矿物 K-Ar 年龄及全岩样品的 Sr、Nd 同位素组成均由宜昌地质矿产研究所同位素地球化学开放研究实验室测定,分析流程为:

(1) 颗粒锆石 U-Pb 测定:双目镜下挑选岩浆型颗粒锆石加 $^{233}\text{U} + ^{205}\text{Pb}$ 混合稀释剂用 HF 在微型高压釜中分解,在 MAT261 单接收质谱计上测定,采用国际标准 NBS981 控制仪器状态,全流程本底 $\text{Pb} < 2 \times 10^{-11}$, $\text{U} < 2 \times 10^{-11}$ 。本批样品实际测定标准(NBS981)的结果为 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.9142$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 精度好于 0.05%,衰变常数采用 $\lambda(^{238}\text{U}) = 1.55125 \times 10^{-10} \text{a}^{-1}$, $\lambda(^{235}\text{U}) = 9.8485 \times 10^{-10} \text{a}^{-1}$ 。

(2) Sr、Nd 同位素测定:全岩样品采用 HF + HClO_4 混合酸进行分解, $\Phi 6 \times 100 \text{ mm}$ 的 Dowex 50 $\times 8$ 阳离子树脂交换柱,HCl 作淋洗液分离 Rb、Sr

和 REE,Sm、Nd 的进一步分离采用 $\Phi 6 \times 120 \text{ mm}$ P₂₀₄ 萃淋树脂柱,HCl 作淋洗液。全部化学分离流程均在超净化实验室中进行,全流程本底 Sr 为 $1 \times 10^{-9} \text{g}$,Nd 为 $2.13 \times 10^{-10} \text{g}$ 。质谱分析在 MAT261 多接收质谱计上完成,用 $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.3752$ 和 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$,对 Sr 和 Nd 作质量分馏校正,计算机自动处理数据,采用国际标准样 NBS987(Sr)和本实验室标准 ZkbzNd(Nd)控制仪器工作状态,国家一级标准物质 GBW04411(Rb-Sr)和 GBW04419(Sm-Nd)监控分析流程。本批样品实际测定标准样品的结果为:① GBW04411: $w(\text{Rb}) = 249.35 \times 10^{-6}$, $w(\text{Sr}) = 157.95 \times 10^{-6}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7598 \pm 0.0018\text{P}$;② GBW04419: $w(\text{Sm}) = 3.018 \times 10^{-6}$, $w(\text{Nd}) = 10.08 \times 10^{-6}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512719 \pm 0.000008$;③ NBS987: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71032 \pm 0.00015$;④ ZkbzNd: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511564 \pm 0.000010$,精度 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 值好于 1%, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 值好于 0.5%,衰变常数 $\lambda(^{87}\text{Rb}) = 1.42 \times 10^{-11} \text{a}^{-1}$, $\lambda(^{147}\text{Sm}) = 6.54 \times 10^{-10} \text{a}^{-1}$ 。

(3) K-Ar 同位素地质年龄测定方法采用国家地质矿产行业标准(DZ/T 0184.7-1997)。实验条件:超高真空系统的静态真空(Pa); ^{38}Ar 稀释剂含量(mol/mL);LZD-201 质谱仪的灵敏度(A/Pa);仪器系统(含样品纯化部分)的空白加热本底(即 ^{40}Ar 、 ^{38}Ar 、 ^{36}Ar 的热本底)。分析步骤:将新鲜的全岩样品破碎到 0.2~0.5 mm,缩分、收集 10 g 左右作为试样。从试样中缩分出 0.5 g,研磨至 200 目,用原子吸收分光光度法测定试样中 K 的含量。将试样用去离子水和丙酮清洗后烘干,用铝箔包成小样装入高频电炉的装样管中,在超真空系统中全部熔融,在升温同时,将一已知量的富集 ^{38}Ar 同位素(稀释剂)与试样中析出的气体混合均匀,混合气体经纯化后送质谱计测定氩同位素比值,求出试样中的放射成因氩,用年龄方程式计算被测试样的年龄。

3 岩体同位素地质年代学

1:20 万赤布张错幅、温泉兵站幅区域地质调查报告和张以菲等(1996)依据将各拉丹冬花岗岩体侵入侏罗系,将它划为燕山期;赵政璋等(2001)研究羌塘地区花岗岩带,认为该区最新岩体为燕山晚期(129.8~82 Ma)。本次工作在各拉丹冬花岗岩体中获得单颗粒锆石 U-Pb 年龄为 $40 \pm 3 \text{ Ma}$ (表 1);

采用 ISOPLOT 程序计算,由全岩和斜长石、黑云母、角闪石构成铷锶等时线年龄为 47 ± 2 Ma(表 2、

图 2),MSWD=13.7,95%置信度;单矿物斜长石、角闪石、黑云母钾氩年龄分别为 37.1 Ma、48 Ma 和

表 1 各拉丹冬花岗岩锆石 U-Pb 同位素分析结果

Table 1 U-Pb isotopic analyses of zircons

样号	含量/ $\times 10^{-6}$		普通铅含量/ng	同位素原子比及误差(2σ)				表面年龄/Ma		
	U	Pb		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
2540t	9670.7	70.2	2	574.7	0.00630	0.04282	0.04925	40	42	159
					0.00002	0.00017	0.00026	3	4	5

注:由宜昌地质矿产研究所同位素室朱家平、李华芹分析。

表 2 各拉丹冬花岗岩体 Rb-Sr 同位素测试数据及处理结果

Table 2 The Rb-Sr isotopic determination data and calculation results of the Geladandong granitoids

样品名称	Rb/ $\times 10^{-6}$	Sr/ $\times 10^{-6}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\pm 2\sigma)$	I_{Sr}	年龄/Ma
全岩	238.1	1027	0.6681	0.70786 ± 0.00001		
斜长石	68.78	645.1	0.3074	0.70759 ± 0.00001	$0.7078 \pm$	47 ± 2
黑云母	897.4	21.26	122.7	0.79013 ± 0.00002	0.0016	
角闪石	18.78	24.59	2.203	0.70998 ± 0.00003		

注:由宜昌地质矿产研究所同位素室分析测定。

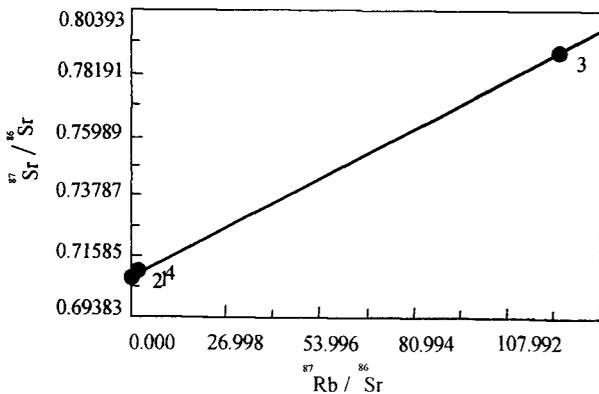


图 2 各拉丹冬花岗岩 Rb-Sr 等时年龄图

Fig. 2 Rb-Sr isochron of Geladandong granitoids

表 3 K-Ar 同位素分析结果

Table 3 K-Ar isotopic compositions

样品名称	K/ $\times 10^{-2}$	Ar/ $\times 10^{-6}$	$^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$	年龄/Ma	ϕ (空氩)/ $\times 10^{-2}$
斜长石	1.144	0.002975	0.00218	37.1	54.4
角闪石	0.338	0.001139	0.002825	48.0	72.8
黑云母	7.123	0.0229	0.002695	45.8	24.1

注:由宜昌地质矿产研究所同位素室分析测定。

45.8 Ma(表 3)。表明该岩体形成于始新世。

4 岩体地球化学特征

4.1 主元素

表 4 列有各拉丹冬岩体的岩石化学成分与标准矿物含量,在 QAP 图解上(图略),10 个样品基本上都落入二长花岗岩区。硅、碱含量较高, SiO_2 平均含量为 70.95%, $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 含量平均值 8.32%,高钾($\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$),低铝($\text{Al}_2\text{O}_3 < 15\%$)。随着岩石 SiO_2 含量的增高, SiO_2 和 K_2O 呈较好的正相关关系,而与其他元素表现出明显的负相关。 A/CNK 变化范围为 0.83~1.03,平均 0.97,是准铝质的。在 $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 图解中(图 3),分布在高钾钙碱性系列区域内。笔者在该岩体中取氧同位素样品两个,经宜昌地质矿产研究所实验室分析测定,氧同位素含量为 8.18‰~9.01‰,属正常 $\delta^{18}\text{O}$ 花岗岩(Taylor, 1968)。

4.2 稀土元素和微量元素

岩石稀土总量为 $194 \times 10^{-6} \sim 296.3 \times 10^{-6}$ (表 5),LREE/HREE 值为 11.44~13.61,属轻稀土元素显著富集型,与高的 $(\text{La}/\text{Yb})_n$ 值(41.88~44.62)相一致,岩石具有比较明显的 Eu 负异常(图 4), δEu 为 0.24~0.80。

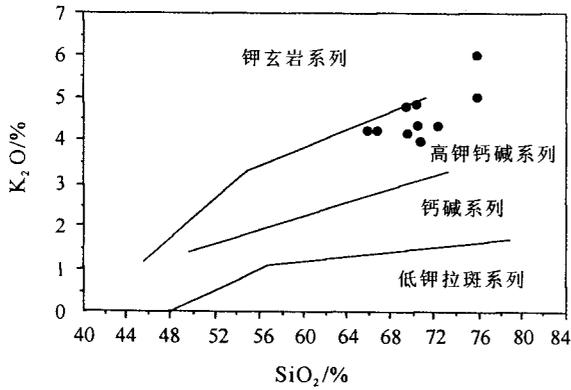


图3 K₂O-SiO₂图解(据 Peccerillo 等., 1976)

Fig. 3 K₂O-SiO₂ diagram (after Peccerillo et al., 1976)

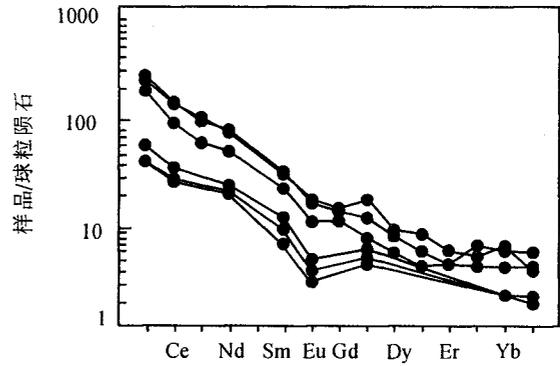


图4 稀土元素球粒陨石标准化曲线

Fig. 4 Chondrite normalized REE patterns

微量元素以富集 LILE、相对亏损 HFSE 为特征,在微量元素 MORB 标准化蛛网图(图 5)上,显示出 Rb、Th、Ce、Hf 正异常和 Sr、Ba、Nb、Ta、P、Ti

负异常,这与 Chung 等(1998)对滇西的富碱斑岩、邓万明(1993)和 Pearce 等(1988)对藏北钾质火山岩及马鸿文(1989)对藏东玉龙斑岩铜矿带的研究结

表 4 花岗岩岩石化学成分(%)及 CIPW 标准分子

Table 4 Major element analysis(%) and CIPW norms

序号	样号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	灼失量	总量
1	2504A	67.31	0.44	14.94	0.78	2.78	0.04	1.5	2.48	3.76	4.28	0.229	0.77	99.85
2	2540A	69.88	0.34	14.50	0.40	2.38	0.03	0.68	2.02	3.39	5.06	0.164	1.55	100.39
3	2550A	67.26	0.48	14.88	0.95	3.27	0.05	1.6	2.85	3.85	4.49	0.269	0.68	100.6
4	Gb02	72.31	0.31	13.99	0.88	1.16	0.05	0.47	1.85	3.83	4.35	0.11	0.69	100.00
5	Gb03	69.77	0.41	14.41	0.59	0.89	0.05	0.84	2.91	4.01	5.07	0.18	0.74	99.87
6	Gb04	76.25	0.09	12.39	0.36	0.57	0.03	0.16	0.59	2.65	6.27		0.16	99.52
7	GS50	69.82	0.39	14.11	1.53	1.54	0.01	1.32	2.07	3.70	4.33	0.16	0.26	99.24
8	GS5	70.73	0.34	14.21	1.45	1.17	0.01	0.72	1.63	3.88	4.35	0.18	0.72	99.39
9	GS54	76.61	0.20	12.22	1.03	0.84	0.01	0.54	0.65	3.15	5.04	0.08	0.44	99.81
10	GS89	70.59	0.35	14.52	1.17	0.90	0.00	0.91	2.18	3.65	4.15	0.14	0.84	99.40

序号	样号	Or	Ab	An	C	Q	Di	Hy	Il	Ap	Mt	A/CNK	DI	σ43	SI	AR
1	2504A	25.67	32.29	11.12	0.11	20.66		7.66	0.85	0.51	1.15	0.97	78.61	2.63	11.45	2.71
2	2540A	30.25	29.02	9.16	0.13	24.55		5.29	0.65	0.36	0.59	0.98	83.82	2.64	5.71	3.09
3	2550A	26.55	32.59	10.06		18.37	2.08	7.48	0.91	0.59	1.38	0.91	77.51	2.87	11.30	2.78
4	Gb20	25.88	32.63	8.19		28.84	0.33	2.01	0.59	0.24	1.28	0.97	87.35	2.28	4.40	3.14
5	Gb03	30.22	34.23	6.40		21.46	5.64		0.79	0.40	0.86	0.83	85.91	3.06	7.37	3.20
6	Gb04	37.29	22.57	2.95	0.17	35.27		1.06	0.17		0.53	1.01	95.12	2.39	1.60	5.39
7	GS50	25.85	31.63	9.20		25.62	0.18	4.18	0.75	0.35	2.24	0.97	83.10	2.39	10.63	2.97
8	GS5	26.05	33.27	7.12	0.55	27.59		2.23	0.65	0.40	2.13	1.01	86.91	2.42	6.22	3.16
9	GS54	29.97	26.82	2.77	0.58	36.06		1.74	0.38	0.18	1.50	1.03	92.85	2.05	5.09	4.50
10	GS89	24.88	31.33	10.14	0.37	28.16		2.41	0.65	0.31	1.72	1.00	84.38	2.19	8.44	2.75

注:由宜昌地质矿产研究所实验室分析测定,序号 4~6 引自张以菲等(1996),7~10 引自青海省地质矿产局区调综合地质大队 1:20 万赤布张错幅、温泉兵站幅区域地质调查报告(1987)。

表5 稀土元素、微量元素分析结果($\times 10^{-6}$)

Table 5 Trace element and rare earth element analyses($\times 10^{-6}$)

样号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Σ REE	LREE	HREE	δ Eu
2504A	84.5	123	11.2	49.1	6.83	1.22	3.73	0.57	2.68	0.43	1.04	0.22	1.25	0.19	10.3	296.86	276.45	10.11	0.67
2540A	60.6	77.2	7.61	33.4	4.97	0.84	3.31	0.40	1.94	0.34	0.99	0.15	0.95	0.15	7.89	200.56	184.44	8.23	0.62
2550A	79.7	119	11.7	44.4	6.33	1.38	3.87	0.75	2.81	0.58	1.23	0.19	1.29	0.14	11.4	273.37	262.51	10.86	0.80
Gb02	52.9	102		32.5	4.34	0.841		0.4					1.30	0.187	25	194.47	192.581	1.887	0.72
Gb03	61.6	131		43.1	5.50	1.19		0.488					1.54	0.23	7	244.65	242.39	2.26	0.79
Gb04	82.7	110		31.2	4.68	0.266		0.471					0.923	0.14	35	230.38	228.85	1.53	0.24
样号	Zn	Cr	Ni	Co	Li	Rb	Sr	Ba	V	As	Sb	W							
2504A	118	22.4	15.0	7.8	23.2	233	915	1430	49	2.0	0.44	1.1							
2540A	28.9	9.12	8.9	6.1	17.6	287	530	1270	32	2.1	0.48	1.9							
2550A	33.5	24.1			14.2	226	1270	1800	69	7.4									
GS5	58.5	199.5	10.7	8.4	56.3		267	584.4	147.2										
Gb02	19	4.19	45.1	3.72			297	503	1104										
Gb03	24	9.67	38.7	2.54			287	609	1110										
Gb04	19	2.12	19.3	0.931			402	169	304										
样号	Mo	Nb	Ta	Zr	Hf	U	Th	Sn	Be	Ga	Sc	Rb/Sr							
2504A	0.5	13	0.92	190	6.1	5.4	37	4.0	4.6	16.0	5.9	0.25							
2540A	1.7	11	1.0	200	7.7	8.6	38	4.1	4.4	25.8	3.6	0.54							
2550A		20	1.1	240	6.5	7.0	34.8		4.4		8.8	0.25							
GS5		17.0						3.0	17.8	7.1									
Gb02		9	1.35	193	7.08	12.9	44.6			4.07	0.59	0.56							
Gb03		17.0	1.21	194	7.15	9.02	42.9			5.17	0.47	0.47							
Gb04		13.0	0.72	179	4.04	18.9	44.6			0.895	2.37	2.38							

注:由宜昌地质矿产研究所实验室采用 ICP-AES 系统测试,空白处表示未测试。

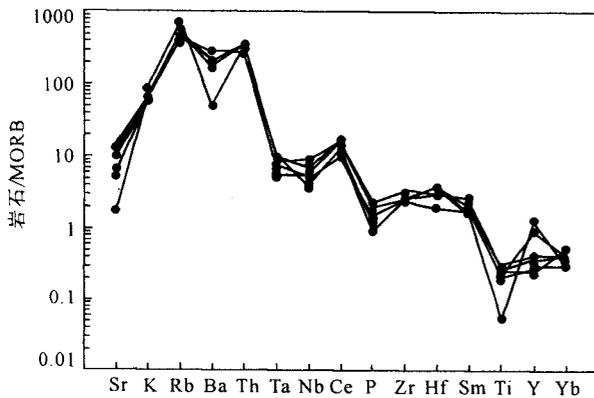


图5 MORB 标准化配分型式(MORB 值据 Beviens 等,1984)
Fig. 5 MORB normalized trace element patterns (MORB values after Beviens et al., 1984)

果基本一致。所有样品都表现为明显的 Nb、Ta 亏损, Nb/La=0.15~0.18,与岛弧特征的钾质岩石相似。

4.3 Sr、Nd 同位素

本次测试的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 、 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值分别为 0.70701~0.70724, -6.0~-4.1, 8.2‰~9.0‰(表6)。属 I 型花岗岩范围(McCulloch et al.,

表6 Nd、Sr 同位素组成

Table 6 The isotopic analysis results for Nd, Sr

样品号	2504/1A	2504/2A	2504/3A
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.0878	0.0855	0.0853
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512304 ± 0.00001	0.512394 ± 0.00001	0.512398 ± 0.000007
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	0.512281	0.512372	0.512376
$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	-6.0	-4.2	-4.1
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	1.2400	0.9640	1.3990
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.70774 ± 0.00006	0.70779 ± 0.00005	0.70780 ± 0.00001
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	0.70704	0.70724	0.70701
$T_{2\text{DM}}/\text{Ma}$	1336	1193	1186
$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	8.18	9.01	

注:样品由宜昌地质矿产研究所同位素室分析测定。

1982)。 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值略高于囊谦新生代钾质火山岩(邓万明等,2001),与藏东玉龙斑岩铜(钼)矿带相当(丁朝建等,1990)。 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 则略低于囊谦新生代钾质火山岩及藏东玉龙斑岩铜(钼)矿带。在 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ - $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ 图解中(图6),投影点位于囊谦火山岩下部,靠近 EMII 左上边部,处在两者之间。

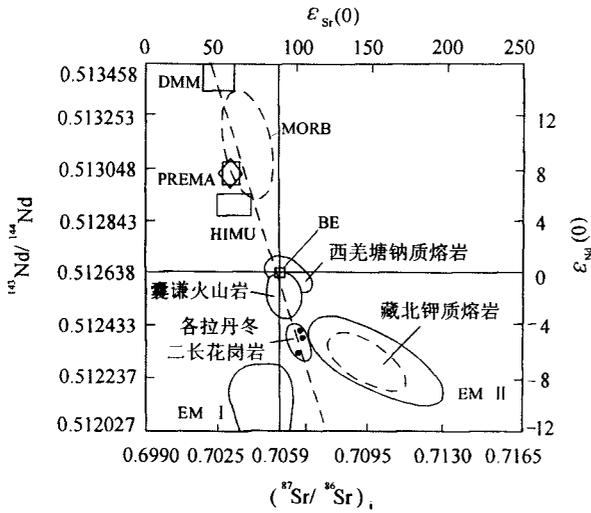


图 6 Sr-Nd 同位素成分投影(据 Zinder 等,1986)

Fig. 6 Schematic diagram of the ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr vs. ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd(after Zinder et al., 1986)

DMM—亏损地幔;EM I—富集 I 型地幔;EM II—富集 II 型地幔;
 MORB—大洋中脊玄武岩;HIMU—异常高 U/Pb 地幔;
 BE—地球总成分;PREMA—普通地幔
 DMM—depleted mantle member; EM I—I type of mantle member;
 EM II—II type of mantle member; MORB—mid-ocean ridge
 basalt; HIMU—mantle with abnormally high U/Pb;BE—bulk earth;
 PREMA—primitive mantle

5 构造环境与岩石成因

从大地构造位置来看各拉丹冬花岗岩体位于东特提斯构造域北部,居拉竹龙—金沙江板块结合带与班公湖—怒江板块结合带之间的北美陆块中部。在 Nb-Y 图解(图 7)中,样品落入同碰撞花岗岩及火山弧花岗岩区,在 Ta-Yb 图解(图 8)中样品落入火山弧花岗岩区,显示了火山弧花岗岩特征。与处于同一构造区域同时代的玉龙斑岩带(52 Ma)(马鸿文,1989),构造背景为火山弧型花岗岩相同(马鸿文,1989)。玉龙斑岩带形成于幔源岩浆,并受壳源物质混染(丁朝建等,1990)。在图 6 中,各拉丹冬花岗岩体,投影点位于囊谦火山岩下部,处于囊谦火山岩与藏北钾质熔岩之间。这种源区的特点是既不同于 EM 的富集型地幔,也有别于 DMM 型的亏损地幔,预示着存在不同地幔端元的多源混合作用(邓万明等,2001)。从图 6 可以看出,在西羌塘的钠质熔岩其 Sr、Nd 同位素组成最接近于 BE 点,基本不显示源区的富集或亏损现象,囊谦钾质火山岩的投影点沿地幔演化线向右下方偏移,这意味着壳幔物

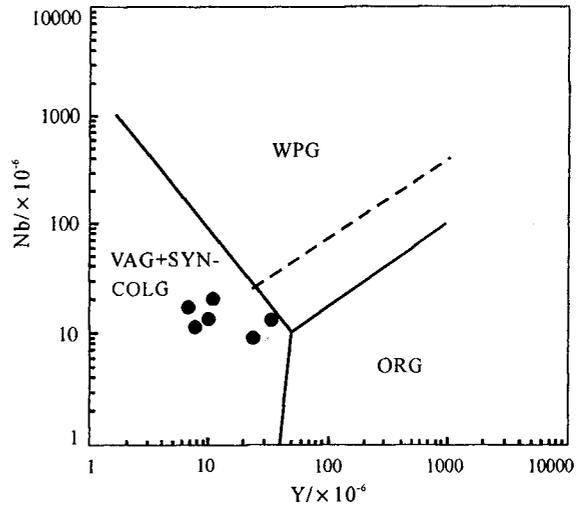


图 7 Nb-Y 判别图解(据 Pearce 等,1984)

Fig. 7 Nb-Y discriminant diagram(after Pearce et al., 1984)

VAG—火山弧;WPG—板内;syn-COLG—同碰撞;
 ORG—洋中脊
 VAG—volcanic arc; WPG—within plate; syn-COLG—
 syncollisional; ORG—ocean ridge

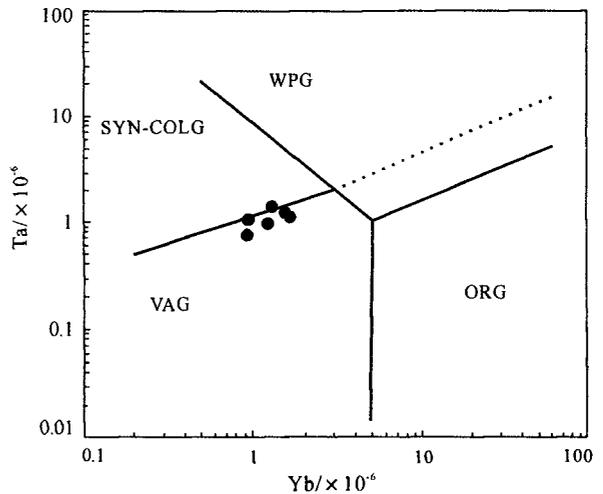


图 8 Ta-Yb 判别图解(据 Pearce 等,1984)

Fig. 8 Ta-Yb discriminant diagram(after Pearce et al., 1984)

图例同图 7(legends same as Fig. 7)

质交换已有了一定的显示,而各拉丹冬花岗岩体投影点则处于囊谦钾质火山岩的右下方,说明壳幔物质交换已有一定的深入。

各拉丹冬花岗岩体 ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 值为 0.512304~0.512398,类似于原始地幔的 Nd 同位素组成(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 值为 0.51250~0.51262)(毛存孝等,1989);其 Rb/Sr 值平均为 0.41,表现为壳幔混合源岩浆(为 0.05~0.5),Nb-Ta, Ti-Y 负异常

和低 Nb/La 值的存在表明其不可能直接由软流圈部分熔融产生 (Miller et al., 1999), 其源区或受到了俯冲组分的影响, 或是源区部分熔融过程中残留有石榴子石矿物 (Fol 流圈部分熔融产生 (Miller et al., 1999), 其源区或受到了俯冲组分的影响, 或是源区部分熔融过程中残留 (Fol et al., 1992)。通常认为单纯通过地壳熔融作用产生高钾钙碱性岩浆作用的可能性不大, 地幔物质的加入可为下地壳熔融作用形成高钾钙碱性岩浆提供热源 (Miller et al., 1999), 地幔物质上涌, 玄武质岩浆的底侵作用, 使地温梯度进一步升高导致地壳内部的广泛重熔形成花岗岩浆。因此, 就目前各拉丹冬花岗岩的地球化学数据而言, 受到俯冲组分改造或影响的岩石圈地幔组成部分很可能对该岩浆的形成有重大贡献; 或可能是不同比例的软流圈组分和地壳物质混合后部分熔融作用的结果。

结合前已论述岩石微量元素地球化学特征, 笔者认为各拉丹冬花岗岩体是受到俯冲组分改造或影响的岩石圈地幔组分与地壳物质部分熔融形成的花岗质岩浆混合而形成, 或可能是源于软流圈的基性组分和下地壳物质混合作用的结果, 应处在有地幔组分参与的伸展作用张性构造环境下, 正是在这种构造环境下, 由地幔在“成分”和“热”两方面为各拉丹冬花岗岩体的形成提供了条件。

55 Ma 以来, 印度板块与欧亚板块持续碰撞 (许志琴等, 2001), 在藏北高原内部就会出现大量的陆内俯冲作用 (邓万明, 1998), 大量的地壳物质就会俯冲到地幔内部, 发生壳-幔混合作用; 在碰撞后不久, 青藏高原即已开始了剧烈的陆内变形, 在这一过程中, 岩石圈剧烈的缩短和加厚, 深部构造应力逐渐积累, 一旦应力作用达到极限, 势必转化为深部的增温效应, 将导致壳幔物质发生部分熔融 (邓万明等, 1999)。同时由于高原内部各个块体的南移速率不同, 在各板块结合部位或某些块体内部造成局部的拉张应力场, 这就有可能为熔体上涌创造通道。陆壳的水平挤压缩短和加厚作用可以更好地封闭壳底岩浆池 (海), 使底侵岩浆更充分地地与陆壳物质相互作用 (邓晋福等, 1996), 包括陆壳岩石的熔融作用、壳幔混合作用、岩浆的结晶分离作用等。羌塘中部各拉丹冬花岗岩体可能是在这种特定构造环境中形成的。

6 结论

(1) 各拉丹冬花岗岩体中单颗粒锆石 U-Pb 年龄为 40 ± 3 Ma, Rb-Sr 等时线年龄为 47 ± 0.4 Ma, 斜长石、角闪石、黑云母 K-Ar 年龄为 37.1 Ma、48 Ma 和 45.8 Ma, 说明各拉丹冬花岗岩体时代应为喜马拉雅早期始新世。

(2) 各拉丹冬花岗岩体主要岩石类型为似斑状二长花岗岩, 属高钾钙碱性岩系, 岩石化学成分硅、碱较高, 高钾 ($K_2O > Na_2O$)、低铝 ($Al_2O_3 < 15\%$), A/CNK 平均为 0.97, 稀土特征为轻稀土富集型, 岩石富 LILE 相对亏损 HFSE, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 为 $0.70701 \sim 0.70724$, $\epsilon_{Nd}(t)$ 为 $-6.0 \sim -4.1$ 。 T_{DM} 为 1186 ~ 1336 Ma, 氧同位素含量为 $8.18\% \sim 9.01\%$ 。构造背景为火山弧型花岗岩。这些特征表明, 各拉丹冬花岗岩的形成是壳幔混合作用的结果, 其形成与印度板块和欧亚板块碰撞密切相关。应为青藏高原隆升在北羌塘陆块所表现的构造热事件之一。

致谢 李志昌研究员对本文初稿提出了宝贵意见, 谨致以诚挚的感谢。参加野外工作的还有王建雄、卜建军、甘金木、魏君奇、曾波夫、朱应华和段万军等同志。

参考文献

- 邓晋福, 赵海玲, 莫宣学, 等. 1996. 中国大陆根柱构造——大陆动力学的钥匙. 北京: 地质出版社, 17~20.
- 邓万明. 1993. 青海北部新生代钾质火山岩微量元素和 Sr, Nd 同位素地球化学研究. 岩石学报, 9(4): 379~387.
- 邓万明. 1998. 青藏高原北部新生代板内火山岩. 北京: 地质出版社, 1~168.
- 邓万明, 孙宏娟, 张玉泉. 1999. 青海囊谦盆地新生代火山岩的 K-Ar 年龄. 科学通报, 44(23): 2554~2558.
- 邓万明, 孙宏娟, 张玉泉. 2001. 囊谦盆地新生代钾质火山岩成因岩石学研究. 地质科学, 36(3): 304~318.
- 丁朝建, 王增, 申屠保涌. 1990. 藏东玉龙斑岩铜(铅)矿带主要成矿岩体 Nd-Sr 同位素特征. 青藏高原地质文集. 北京: 地质出版社, 160~165.
- 马鸿文. 1989a. 论藏东玉龙斑岩铜矿带岩浆侵入时代. 地球化学, 3: 210~215.
- 马鸿文. 1989b. 论藏东玉龙斑岩铜矿带岩浆活动的构造环境. 岩石学报, 3: 1~10.
- 毛存孝, 朱乃娟, 朱炳泉, 施泽恩, 黄荣生. 1989. Sm-Nd 同位素体系测定技术与应用讨论. 地球化学, 1: 36~41.
- 许志琴, 杨经绥, 姜枚等. 2001. 青藏高原北部东昆仑—羌塘地区的岩石圈结构及岩石圈剪切断层. 中国科学(D辑), 31(增刊): 1~6.
- 张以菲, 郑祥身. 1996. 青海可可西里地区地质演化. 北京: 科学出版

社, 32~38.

赵政璋, 李永铁, 叶和飞, 张昱文. 2001. 大地构造特征及盆地演化. 北京: 科学出版社, 39~49.

References

- Beviens R E, Kokelaar B P, Dunkle P N. 1984. Petrology and geochemistry of lower to middle Orocivian igneous rocks in Wales: a volcanic arc to marginal basin transition. *Proc. Geol. Ass.*, 95: 337~347.
- Chung S-L, Lo C-H, Lee T-Y, et al. 1998. Diachronous uplift of the Tibetan Plateau starting 40 Myr ago. *Nature*, 394: 769~773.
- Deng Jinfu, Zhao Hailing, Mo Xuanxue, et al. 1996. Contineneal roots-plume tectonics of China —key to the continental dynamics. Beijing: Geological Publishing House, 17~20 (in Chinese).
- Deng Wanming. 1993. Study on trace element and Sr, Nd isotopic geochemistry of Cenozoic potassic volcanic rocks in north Tibet. *Acta Petrologica Sinica*, 9(4): 379~387 (in Chinese with English abstract).
- Deng Wanming. 1998. Cenozoic intraplate volcanic rocks in the Northern Qinghai-Xizang plateau. Beijing: Geological Publishing House, 1~168 (in Chinese).
- Deng Wanming, Sun Hongjuan, Zhang Yuquan. 1999. The K-Ar ages of the Genozoic volcanic rocks in Nangqian Basin of Qinghai. *Chinese Sciences Bulletin*, 44(23): 2554~2558 (in Chinese).
- Deng Wanming, Sun Hongjuan, Zhang Yuquan. 2001. Petrogenesis of Cenozoic potassic volcanic rocks in naagqen basin. *Chinese Journal of Geology*, 36(3): 304~318 (in Chinese with English abstract).
- Ding Chaojian, Wang Zeng, Shen Tubaocong. 1990. A Nd-Sr study of major mineralizing rock bodies in Yulong porphyry Cu(Mo) belt, Eastern Tibet. *Contribution to the Geology of the Tibet*, 20: 160~165 (in Chinese).
- Foley S, Amand N, Liu J. 1992. Potassic and ultrapotassic magmas and their origin. *Lithos*, 28: 181~185.
- Miller C, Schuster R, Klotzli U, et al. 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantal source characteristics and petrogenesis. *Journal of Petrology*, 40(9): 1399~1424.
- Ma Hongwen. 1989a. Emplacement age of granitic magma in the Yulong porphyry copper belt, Eastern Tibet. *Geochimica*, 3: 210~215 (in Chinese with English abstract).
- Ma Hongwen. 1989b. On the tectonic environment of magmatism in Yulong porphyry copper belt, Eastern Tibet. *Acta Petrologica Sinica*, 3: 1~10 (in Chinese with English abstract).
- Mao Cunxiao, Zhu Naijuan, Zhu Bingquan, Shi Ze'en, Huang Rongsheng. 1989. Determining techniques for Sm-Nd isotopic systematics and their application. *Geochimica*, 1: 36~41 (in Chinese with English abstract).
- McCulloch M T, Chappell. 1982. Nd isotopic characteristics of S- and I-type granites. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 58: 51~64.
- Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956~983.
- Pearce J A, Mei Houjun. 1988. Volcanic rocks of the 1985 Tibet geotraverse: Lhasa to columd. In: *The Geological Evolution of Tibet*. *Phil. Trans. R. Soc. London, A* 327: 169~201.
- Peccerillo A, Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58: 63~81.
- Taylor H P. 1968. The Oxygen isotope geochemistry of igneous rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 19: 1~17.
- Xu Zhiqin, Yang Jingsui, Jiang Mei, et al. 2001. Constrction and shear fracture of lithosphere in east Kunlun-Qiangtang area, north Tibet. *Science in China (series D)*, 31(Suppl.): 1~6 (in Chinese).
- Zhang Yifu, Zheng Xiangshen. 1996. Geological evolution of the Hoh XiL region, Qinghai. Beijing: Science Press, 32~38 (in Chinese).
- Zhao Zhengzhang, Li Yongtie, Ye Hefei, et al. 2001. Characteristics of tectonic and basins evolution. Beijing: Science Press, 39~49 (in Chinese).
- Zinder A, Hart S R. 1986. Chemical geodynamics. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14: 493~573.