

# 存在比桑日群弧火山岩更早的新特提斯洋俯冲记录么?\*

董彦辉<sup>1,2</sup> 许继峰<sup>1\*\*</sup> 曾庆高<sup>3</sup> 王强<sup>1</sup> 毛国政<sup>3</sup> 李杰<sup>1,2</sup>

DONG YanHui<sup>1,2</sup>, XU JiFeng<sup>1\*\*</sup>, ZENG QingGao<sup>3</sup>, WANG Qiang<sup>1</sup>, MAO GuoZheng<sup>3</sup> and LI Jie<sup>1,2</sup>

1. 中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学与地球化学重点实验室, 广州 510640

2. 中国科学院研究生院, 北京 100039

3. 西藏自治区区域地质调查大队, 拉萨市堆龙德庆县 851400

1. Key Laboratory of Isotope Geochronology and Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2. Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China

3. Geology Survey of Tibet, DuiLongdeqing Lhasa 851400, China

2005-12-01 收稿, 2006-02-24 改回.

Dong YH, Xu JF, Zeng QG, Wang Q, Mao GZ and Li J. 2006. Is There a Neo-Tethys' Subduction Record Earlier than arc volcanic rocks in the Sangri Group? *Acta Petrologica Sinica*, 22(3): 661-668

**Abstract** Formation of the Tibetan Plateau is related to evolution of Neo-Tethys. It was thought that volcanic rocks in the Sangri Group were formed in late Jurassic to early Cretaceous, and represented the earliest magmatic record of the Neo-Tethys subduction. However, there is another volcanic suite called Yeba Formation in the east of the Lhasa block. Eruption of Yeba volcanic rocks was thought to be earlier than the Sangri Group, but lack of chronological evidence. Zircons from a sample of Yeba Formation lavas were selected and dated by LAM-ICP-MS, obtaining an age of 174Ma, indicating that Yeba Formation indeed is older than Sangri Group. In addition, lavas of the Yeba Formation show geochemical characteristics similar to volcanic rocks in an arc or active continental margin, such as LILEs' enrichment and HFSEs' depletion. We conclude that northward subduction of the Neo-Tethys resulted in the magmatic eruption of the Yeba Formation in early-middle Jurassic. If it is true, the Neo-tethys subduction probably started in early-middle Jurassic or earlier.

**Key words** Tibetan Plateau, Neo-tethys, Yeba Formation, Sangri Group, LAM-ICP-MS dating

**摘要** 新特提斯洋的演化过程对于青藏高原的形成具有重要的意义, 一直以来桑日群火山岩被认为是其俯冲作用的代表性岩浆记录。在拉萨以东发育的叶巴组火山岩, 虽被认为早于桑日群的火山岩, 但一直缺乏年代学的证据。本次研究选取了叶巴组的样品做了单颗粒锆石的 LAM-ICP-MS 定年, 获得了 174Ma 左右的年龄, 明显老于桑日群。同时, 叶巴组火山岩具有与岛弧火成岩类似的地球化学特点: 如大离子亲石元素相对富集, 中基性火山岩表现明显的高场强元素 HFSE 的亏损。综合来看, 叶巴组火山岩很可能是新特提斯洋向北俯冲作用的产物。如果这一点能够确证的话, 新特提斯洋开始俯冲的时代将可以前推至早中侏罗纪或更早。

**关键词** 青藏高原; 新特提斯洋; 叶巴组; 桑日群; LAM-ICP-MS 定年

**中图法分类号** P597.3 P588.14

\* 国家重点基础研究发展规划项目(2002CB412602)、中科院知识创新工程重要方向性项目(KZCX3-SW-122)(KZCX3-SW-143)和国家杰出青年基金项目(40425003)资助。

第一作者简介: 董彦辉, 男, 1983 年生, 博士研究生, 主要从事岩石地球化学研究。

\*\* 通讯作者: 许继峰, E-mail: jifengxu@gig.ac.cn

由雅鲁藏布江蛇绿岩所代表的新特提斯洋的演化对于了解青藏高原的形成过程具有重要的意义,正是该新特提斯洋的闭合才导致印度大陆与亚欧大陆碰撞并形成了目前世界上最高的高原(Yin and Harrison, 2000),但是新特提斯洋的演化过程还是不清楚的并且存在着不同的认识。例如,雅鲁藏布江的新特提斯洋是何时形成并开始俯冲的?通常认为其俯冲过程的最早地质记录是晚侏罗世到早白垩世的桑日群火山岩<sup>①</sup>。不过我们注意到在桑日群以北、拉萨以东还存在着一条带状分布的火山岩地层:叶巴组。但是它形成时代一直以来缺乏详细地年代学的研究:在1:100万拉萨幅地质图中,根据夹层中所含化石的时代,将其归于晚三叠统<sup>②</sup>;在1:20万拉萨幅地质图中,根据叶巴组火山岩的 K-Ar 年龄,将其时代定为晚白垩世<sup>③</sup>;但在1:5万相关图幅中根据其中沉积岩夹层中化石的时代将其划归于中晚侏罗世<sup>④</sup>;在《西藏自治区岩石地层》中将叶巴组视为与查曲浦组相当(西藏地矿局,1997)。在1:20万沃卡幅区域地质调查期间,在拉萨以东的中一下波朗地区的叶巴组火山岩泥岩夹层中发现了较丰富的双壳类化石,并据此认为叶巴组主体部分的沉积事件最早不应超过中侏罗世阿林期,最晚不应晚于中侏罗世巴通期,主要发生在中侏罗世巴柔期(阴家润等,1998;裴树文,1999)。本次研究准确测定了叶巴组火山岩的年龄,并结合初步的地球化学的工作,试图讨论它的形成环境以及与新特提斯洋的演化的关系。

## 1 地质概况

林子宗群、桑日群以及叶巴组是拉萨市东部地区三套主要的以火山岩为主的地层。林子宗群目前已经有比较详细的研究,一般认为其是由新特提斯俯冲消减末期过渡到印度-亚洲大陆碰撞过程岩浆作用的产物(莫宣学等,2003)。桑日群主要分布在藏南桑日县一带,其中的火成岩具有典型的岛弧火山岩的特点,故一直以来都被认为是新特提斯洋向北俯冲的证据<sup>①</sup>。本研究所涉及的叶巴组展布于拉萨以东的达孜县至工布江达县一带,东西延伸约280km,分布区中部南北最宽处约30km,东、西两端尖灭(与朱弟成博士个人交流),其岩性主要是中酸性火山岩和火山碎屑岩以及一些沉积岩的夹层,并可分成三个岩性段。

第一岩性段主要见于达孜等主要背斜核部,由中酸性晶屑凝灰岩夹火山角砾岩组成,片理化强烈。第二岩性段分布较广泛,多呈带状分布,岩性主要是中酸性火山角砾岩、凝灰岩以及中酸性火山熔岩,局部夹有薄层灰岩及钙质砂岩。此段岩石亦有着明显的片理化。第三岩性段主要分布于达西卡、叶巴、朱西沟和驱龙到德嘎拉一带<sup>③</sup>,岩性特征为绢云母板岩、凝灰岩以及少量中酸性火山岩,同时出现大量硅质岩和正常沉积岩<sup>④</sup>。

本文的研究区在达孜县到墨竹工卡县之间的甲马沟一带(图1)。叶巴组火山岩在这一地区广泛分布,各岩性段出

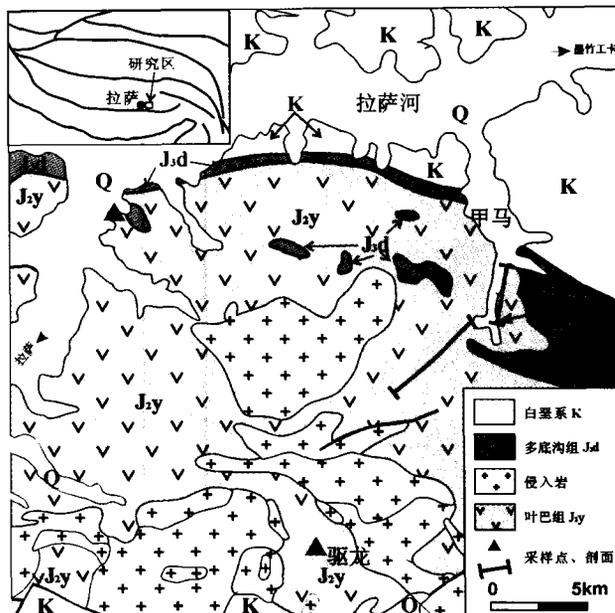


图1 甲马地区地质略图 据1:200000拉萨幅修改

Fig. 1 Simplified geological map of Jiama in the east of Lhasa. Modified from geological map of Lhasa (1:200000)

露相对比较齐全,火山岩厚度比较大,是叶巴组火山岩代表性产地。在研究区内,叶巴组是最老的地层,岩石遭受片理化。叶巴组上部为多底沟组(J<sub>3</sub>d)浅海相碳酸盐岩。到白垩世逐渐演变为滨海相碎屑岩到河相碎屑岩,反映出了一个海退的过程。到喜山期,有大量的中酸性岩体侵入,伴随还形成了甲马多金属矿床和驱龙斑岩铜矿床。

## 2 锆石 U-Pb 年代学结果

本次研究选取了叶巴组二段火山岩的代表性样品 X03-53,选取锆石在澳大利亚 Macquarie 大学 GEMOC 研究中心进行了单颗粒锆石定年。样品为流纹岩,斑状结构,约含10%的石英斑晶,偶有长石斑晶。岩石已经遭受片理化,镜下可见云母和绿泥石沿片理面分布,基质亦有重结晶现象。

单颗粒锆石定年所用仪器为带激光探针的 HP 4500 ICP-MS。工作参数:功率 1350kW,等离子气 Ar 14L/min,辅助气 Ar 0.8L/min,剥蚀物质载气 He 1L/min。激光剥蚀系统为 Nd: YAG266nm,激光脉冲频率 10Hz,宽度 6ns,测试脉冲能量约为 0.9mJ,剥蚀孔径约为 50μm。数据采集模式为快速跳峰模式下的时间分辨分析(Xu et al., 2004)。用 Kenneth

① 中华人民共和国区域地质调查报告,比例尺:1:200000,加查幅

② 中华人民共和国区域地质调查报告,比例尺:1:1000000,拉萨幅

③ 中华人民共和国区域地质调查报告,比例尺:1:200000,拉萨幅

④ 中华人民共和国区域地质调查报告,比例尺:1:50000,拉木、巴洛、普隆岗、班禅牧场四幅联测

表 1 样品 X03-53 锆石 LAM-ICP-MS 测年结果

Table 1 Geochronologic result of sample X03-53's zircons by LAM-ICP-MS determination

测点号	U ( $\times 10^{-6}$ )	Th ( $\times 10^{-6}$ )	Th/U	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	年龄 (Ma)		
							$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$
1	313	510	0.61	0.02811 $\pm$ 0.00036	0.21954 $\pm$ 0.00412	0.05666 $\pm$ 0.00052	179 $\pm$ 2	202 $\pm$ 3	478 $\pm$ 11
2	1259	754	1.67	0.02724 $\pm$ 0.00033	0.18625 $\pm$ 0.00288	0.04959 $\pm$ 0.00035	173 $\pm$ 2	173 $\pm$ 2	176 $\pm$ 10
3	379	505	0.75	0.02803 $\pm$ 0.00035	0.20583 $\pm$ 0.00360	0.05327 $\pm$ 0.00044	178 $\pm$ 2	190 $\pm$ 3	340 $\pm$ 11
4	1798	962	1.87	0.02757 $\pm$ 0.00024	0.18969 $\pm$ 0.00710	0.04990 $\pm$ 0.00150	175 $\pm$ 1	176 $\pm$ 6	190 $\pm$ 42
5	103	125	0.82	0.02652 $\pm$ 0.00036	0.20752 $\pm$ 0.00784	0.05676 $\pm$ 0.00149	169 $\pm$ 2	191 $\pm$ 7	482 $\pm$ 34
6	153	161	0.95	0.02674 $\pm$ 0.00022	0.18163 $\pm$ 0.00697	0.04926 $\pm$ 0.00155	170 $\pm$ 1	169 $\pm$ 6	160 $\pm$ 42
7	121	209	0.58	0.02767 $\pm$ 0.00024	0.19953 $\pm$ 0.00583	0.05230 $\pm$ 0.00118	176 $\pm$ 1	185 $\pm$ 5	298 $\pm$ 30
8	239	276	0.87	0.02675 $\pm$ 0.00022	0.18728 $\pm$ 0.00571	0.05077 $\pm$ 0.00120	170 $\pm$ 1	174 $\pm$ 5	231 $\pm$ 31
9	1856	1352	1.37	0.02837 $\pm$ 0.00035	0.20120 $\pm$ 0.00270	0.05145 $\pm$ 0.00030	180 $\pm$ 2	186 $\pm$ 2	261 $\pm$ 8
10	1362	1391	0.98	0.02854 $\pm$ 0.00023	0.20069 $\pm$ 0.00466	0.05100 $\pm$ 0.00083	181 $\pm$ 1	186 $\pm$ 4	241 $\pm$ 23
12	950	686	1.39	0.02767 $\pm$ 0.00034	0.18957 $\pm$ 0.00299	0.04970 $\pm$ 0.00035	176 $\pm$ 2	176 $\pm$ 3	181 $\pm$ 10
13	165	201	0.82	0.02808 $\pm$ 0.00025	0.21011 $\pm$ 0.00728	0.05427 $\pm$ 0.00147	178 $\pm$ 2	194 $\pm$ 6	382 $\pm$ 37
14	202	293	0.69	0.02739 $\pm$ 0.00033	0.18724 $\pm$ 0.00405	0.04958 $\pm$ 0.00059	174 $\pm$ 2	174 $\pm$ 3	175 $\pm$ 16
15	215	251	0.86	0.02640 $\pm$ 0.00031	0.17993 $\pm$ 0.00465	0.04942 $\pm$ 0.00080	168 $\pm$ 2	168 $\pm$ 4	168 $\pm$ 21
19	128	128	1.00	0.02768 $\pm$ 0.00026	0.24075 $\pm$ 0.01022	0.06308 $\pm$ 0.00215	176 $\pm$ 8	219 $\pm$ 8	711 $\pm$ 42
20	321	466	0.69	0.02646 $\pm$ 0.00021	0.18888 $\pm$ 0.00473	0.05177 $\pm$ 0.00097	168 $\pm$ 1	176 $\pm$ 4	275 $\pm$ 26
21	485	438	1.11	0.02719 $\pm$ 0.00033	0.19322 $\pm$ 0.00403	0.05154 $\pm$ 0.00058	173 $\pm$ 2	179 $\pm$ 3	265 $\pm$ 15
22	463	430	1.08	0.02797 $\pm$ 0.00022	0.20321 $\pm$ 0.00616	0.05269 $\pm$ 0.00125	178 $\pm$ 1	188 $\pm$ 5	315 $\pm$ 30
23	263	250	1.05	0.02798 $\pm$ 0.00035	0.19390 $\pm$ 0.00567	0.05025 $\pm$ 0.00094	178 $\pm$ 1	180 $\pm$ 5	207 $\pm$ 24
24	410	635	0.65	0.02814 $\pm$ 0.00035	0.21586 $\pm$ 0.00359	0.05563 $\pm$ 0.00043	179 $\pm$ 2	198 $\pm$ 3	438 $\pm$ 10
25	2273	1516	1.50	0.02764 $\pm$ 0.00033	0.20570 $\pm$ 0.00275	0.05398 $\pm$ 0.00031	176 $\pm$ 2	190 $\pm$ 2	370 $\pm$ 7
26	452	403	1.12	0.02703 $\pm$ 0.00033	0.19996 $\pm$ 0.00404	0.05366 $\pm$ 0.00057	172 $\pm$ 2	185 $\pm$ 3	357 $\pm$ 15
27	779	756	1.03	0.02642 $\pm$ 0.00030	0.20005 $\pm$ 0.00291	0.05493 $\pm$ 0.00036	168 $\pm$ 2	185 $\pm$ 2	409 $\pm$ 8
28	250	292	0.86	0.02857 $\pm$ 0.00034	0.22317 $\pm$ 0.00449	0.05668 $\pm$ 0.00061	182 $\pm$ 2	205 $\pm$ 4	479 $\pm$ 13
29	197	236	0.84	0.02747 $\pm$ 0.00023	0.20298 $\pm$ 0.00675	0.05359 $\pm$ 0.00139	175 $\pm$ 1	188 $\pm$ 6	354 $\pm$ 34
30	272	369	0.74	0.02649 $\pm$ 0.00033	0.18961 $\pm$ 0.00434	0.05129 $\pm$ 0.00067	169 $\pm$ 2	176 $\pm$ 4	282 $\pm$ 18

R. Ludwig 的 isoplot 2.49 程序来进行年代学数据的计算,结果如图 2,相关数据列于表 1 中。锆石的 Th/U 比约在 0.65 ~ 1.65 之间,属典型的岩浆成因锆石 (Wu *et al.*, 2004)。26 个分析点的加权平均年龄为  $174.4 \pm 1.7\text{Ma}$ ,代表了岩浆形成的时代。

关系也在  $\text{SiO}_2$  含量 65% 左右发现转折,酸性火山岩和中基性火山岩表现出不同的趋势。这可能是由于两类火山岩有着不同的源区,或者经历了不同的岩浆演化过程。同时在  $\text{SiO}_2$ -MgO 以及  $\text{SiO}_2$ -TiO<sub>2</sub> 图中都有一些相对离散的数据点,暗示着叶巴组火山岩来源具有复杂性。

### 3 叶巴组火山岩的地球化学特征

本研究的叶巴组火山岩 13 件样品取自于叶巴组甲马剖面,以及附近 319 国道。所有的火山岩样品在中国科学院广州地球化学研究所做了主、微量元素分析,主量元素分析采用碱熔玻璃片 XRF 法分析,微量元素采用高温高压消解,用 PE Elan 6000 型 ICP-MS 分析。主量元素的分析精度好于 5%,微量元素的分析精度优于 10%。相关分析方法和程序参见刘颖等 (1996)。分析测试结果列在表 2 中。

从样品的 TAS 分类图 (图 3) 中,我们可以看出叶巴组火山岩是一套岩性连续分布的亚碱性的火山岩,包括玄武岩、玄武安山岩、安山岩、英安岩及流纹岩,少量碱质含量略高的,投在粗面玄武岩和粗面安山岩范围。从野外的观察来看,酸性的英安岩和流纹岩所占比例比较大。在相对不活泼主量元素的哈克图解 (图 4) 中 (包含 1:5 万及 1:20 万区调叶巴组火山岩的分析结果),TiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、MgO 都随着 SiO<sub>2</sub> 含量的增加而减小。SiO<sub>2</sub> 含量小于 63% 时,MgO 在含量随着 SiO<sub>2</sub> 的增加而迅速降低;TiO<sub>2</sub> 和 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 的含量与 SiO<sub>2</sub> 含量的协变

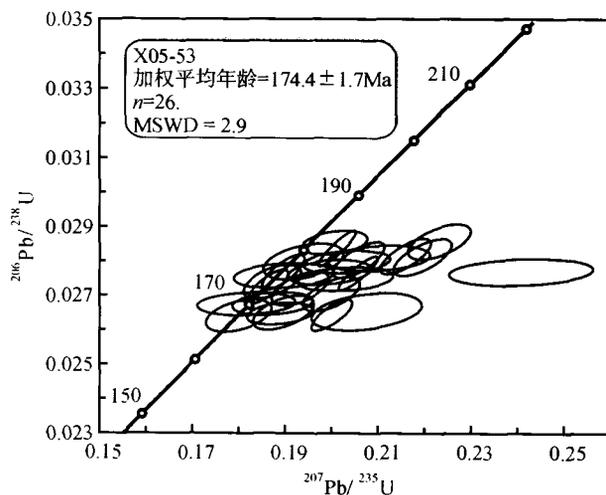


图 2 叶巴组样品 X03-53 锆石 U-Pb 一致图解  
Fig. 2 U-Pb Concordia diagram for zircons separated from lava sample X03-53 in the Yeba Formation.

表2 叶巴组火山岩的主(wt%)、微量( $\times 10^{-6}$ )分析测试结果Table 2 Major(wt%), trace element( $\times 10^{-6}$ ) analyzing results of the Yeba Formation lavas.

样品号	X03-44	X03-45	X03-46	X03-46-2	X03-47	X03-50	X03-53	X03-54	X03-55	X03-59	X03-63	X03-70	X03-71
SiO <sub>2</sub>	70.73	74.77	59.66	48.58	67.79	71.62	70.49	70.68	54.18	73.79	73.08	57.75	50.74
TiO <sub>2</sub>	0.42	0.51	0.83	1.10	0.43	0.38	0.37	0.36	0.82	0.34	0.35	0.71	1.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.95	14.32	15.63	18.38	15.63	14.91	15.03	14.78	14.74	13.99	13.89	15.64	17.81
ΣFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.79	3.41	7.99	11.52	3.69	2.67	3.44	3.08	8.28	2.26	3.00	7.76	9.76
MnO	0.03	0.01	0.30	0.24	0.05	0.03	0.06	0.06	0.15	0.02	0.09	0.12	0.15
MgO	0.68	0.24	6.46	4.47	0.87	0.51	0.77	0.68	7.63	0.75	0.71	5.05	7.11
CaO	0.31	0.07	0.17	11.12	1.32	0.15	1.02	1.22	7.57	0.15	0.59	6.00	4.11
Na <sub>2</sub> O	3.15	2.60	3.27	0.67	2.66	3.21	2.78	2.76	1.74	2.56	5.30	3.84	5.17
K <sub>2</sub> O	3.59	2.77	0.64	0.02	4.81	4.28	4.39	4.46	1.95	3.99	2.30	0.06	0.62
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> *	—	—	—	0.05	0.06	0.02	—	—	0.05	—	—	0.03	0.18
LOI	1.99	1.62	4.94	3.08	2.07	1.59	1.60	1.48	2.61	1.81	1.24	3.54	3.31
总量	99.66	100.31	99.90	99.23	99.39	99.35	99.94	99.54	99.73	99.66	100.53	100.49	100.13
V	57.9	38.9	179.3	256.4	56.8	46.0	49.9	49.9	177.5	43.6	42.3	189.0	246.2
Cr	6.3	12.4	136.7	54.0	16.1	1.7	14.4	2.9	557.9	4.0	8.0	200.5	166.6
Co	4.19	1.88	28.6	28.6	5.66	2.97	3.89	3.93	30.09	2.69	3.76	23.21	29.35
Rb	115.7	94.8	20.3	0.8	145.3	117.7	147.8	138.0	67.9	125.8	67.6	1.4	18.6
Sr	273	261	70	406	267	277	309	372	446	133	234	640	379
Y	16.9	29.8	16.5	19.9	13.4	7.3	15.9	14.1	15.9	2.6	13.1	13.3	18.8
Zr	150.5	164.0	82.1	55.85	153.8	146.1	130.7	131.5	78.8	136	127.3	62.3	80.1
Nb	10.13	6.02	4.70	2.38	10.38	9.14	9.54	9.37	2.88	8.71	8.93	2.20	6.27
Ba	962	396	103	18	663	597	551	584	222	544	517	41	258
La	36.63	23.63	7.96	6.08	32.11	17.61	29.76	30.49	6.90	3.69	24.96	5.83	11.03
Ce	62.2	40.22	19.05	14.89	56.53	30.09	50.1	50.57	15.30	6.41	44.04	12.29	24.21
Pr	6.78	5.74	2.54	2.20	6.26	3.22	5.44	5.42	2.16	0.65	5.00	1.72	3.31
Nd	22.81	22.39	10.17	10.28	20.95	10.32	17.81	18.26	9.47	2.11	17.06	7.39	14.28
Sm	4.10	4.79	2.36	2.88	3.70	1.71	3.20	3.16	2.49	0.35	3.00	1.97	3.40
Eu	0.86	1.11	0.67	1.12	0.79	0.33	0.76	0.73	0.83	0.02	0.69	0.74	1.18
Gd	3.61	5.67	3.009	3.737	3.127	1.29	2.83	2.74	3.23	0.27	2.66	2.67	4.10
Tb	0.54	0.81	0.44	0.55	0.48	0.20	0.45	0.42	0.48	0.05	0.39	0.39	0.58
Dy	3.15	5.28	2.86	3.47	2.69	1.17	2.71	2.48	2.87	0.34	2.38	2.43	3.56
Ho	0.62	1.14	0.59	0.72	0.53	0.25	0.56	0.50	0.58	0.09	0.47	0.48	0.71
Er	1.68	3.16	1.66	1.95	1.54	0.72	1.52	1.40	1.52	0.35	1.33	1.29	1.89
Tm	0.28	0.53	0.28	0.32	0.26	0.14	0.26	0.24	0.24	0.08	0.22	0.21	0.29
Yb	1.97	3.68	1.86	2.07	1.88	1.09	1.86	1.73	1.64	0.73	1.72	1.43	2.01
Lu	0.33	0.61	0.30	0.34	0.32	0.20	0.31	0.28	0.28	0.16	0.28	0.23	0.32
Hf	3.40	4.08	1.99	1.42	3.95	3.25	3.43	3.14	1.97	3.26	3.04	1.63	1.97
Ta	0.66	0.46	0.28	0.14	0.67	0.62	0.77	0.65	0.17	0.62	0.59	0.14	0.34
Pb	5.82	8.29	9.20	3.80	6.39	14.85	8.21	8.49	11.24	5.62	17.75	5.25	5.87
Th	7.88	5.93	2.33	0.73	9.92	4.75	11.18	8.96	1.59	1.96	7.62	1.42	1.42
U	1.41	1.98	0.82	0.17	2.99	0.90	3.06	2.57	0.54	1.67	2.04	0.62	0.40

\* P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 由于分析灵敏度原因,有些样品未检出

叶巴组火山岩的球粒陨石标准化 REE 分配模式(图 5) 表现为轻稀土富集型,中基性岩石的轻稀土富集程度明显小于中酸性岩石,中基性火山岩 ΣREE 约  $40 \times 10^{-6} \sim 70 \times 10^{-6}$ ,中酸性火山岩除样品 X03-59、X03-50 外,ΣREE 在  $100 \times 10^{-6}$  以上。大部分的样品 δEu 在 0.6~0.8 之间,存在着明显的负 Eu 异常。其中 X03-59 表现出中稀土的负异常, X03-50 也表现出来弱的中稀土亏损,这种现象可能是由于源区存在角闪石的残留相或是存在角闪石的结晶分异 (Rollison, 1993)。

在微量元素蛛网图(图 6)中,中基性岩石明显富集大离

子亲石元素,如 Th、U 等,存在明显的 Nb、Ta 和 Ti 的负异常,Zr 和 Hf 也具有弱负异常,这些都是岛弧火山岩的典型地球化学特征(Perfit *et al.*, 1980)。同时,有四个样品还表现出明显的 Sr 正异常。中酸性岩石的大离子亲石元素明显富集,具 Nb、Ta 和 Ti 的负异常,但没有 Zr、Hf 的负异常,或显示出轻微的富集。另外,中酸性岩也大都表现出 Sr 的负异常,可能是源区斜长石的残留或是存在斜长石的结晶分异所致,这与 Eu 的负异常相一致。叶巴组后期遭到强烈变质,特别是叶巴组一段,有着强烈的片理化。几个样品的活动元素如 Rb、Ba 等可能受此变质作用或是蚀变的影响,含量变化较

董彦辉等：存在比桑日群弧火山岩更早的新特提斯洋俯冲记录么？

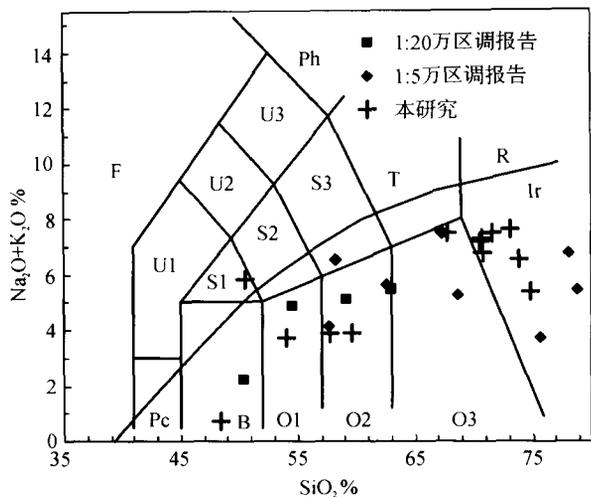


图3 叶巴组火山岩 TAS 分类图解  
Fig. 3 TAS diagram of Yeba Formation lavas.

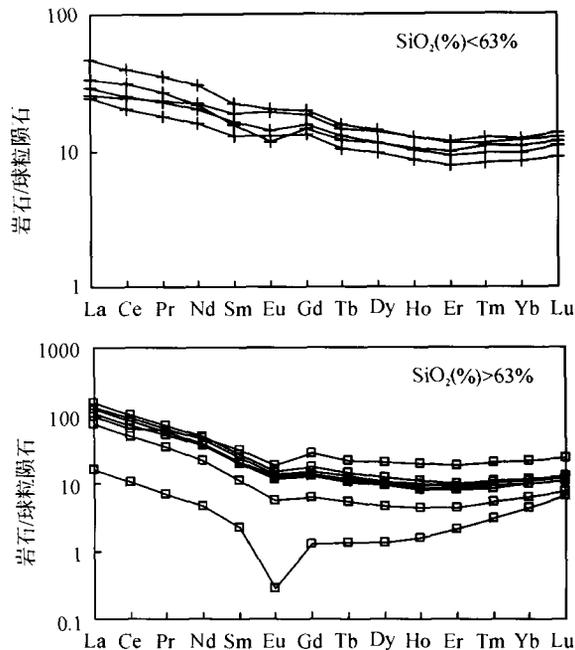


图5 叶巴组火山岩球粒陨石标准化稀土配分布型式  
Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns for lavas of the Yeba Formation

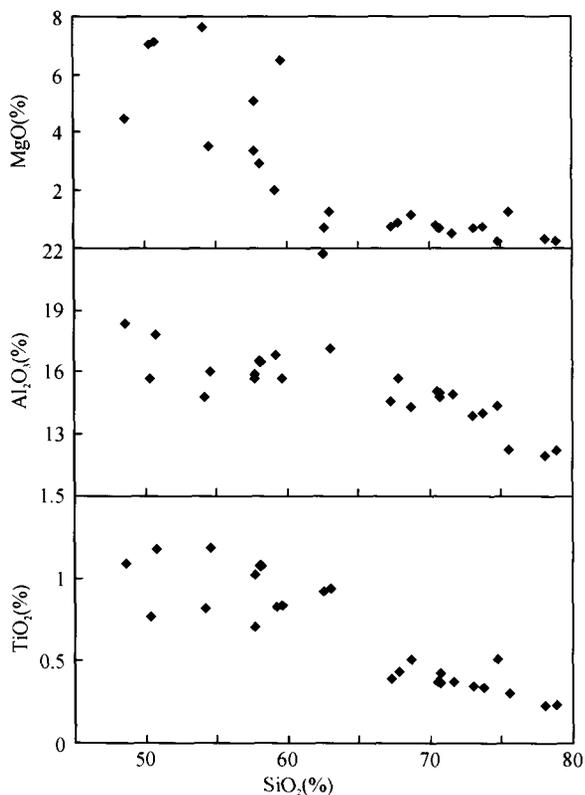


图4 叶巴组火山岩 Harker 图解, 包含 1:50000 以及 1:200000 区调结果  
Fig. 4 Harker variation diagrams for the lavas of Yeba Formation including the data of the 1:50000 and 1:200000 geological surveys.

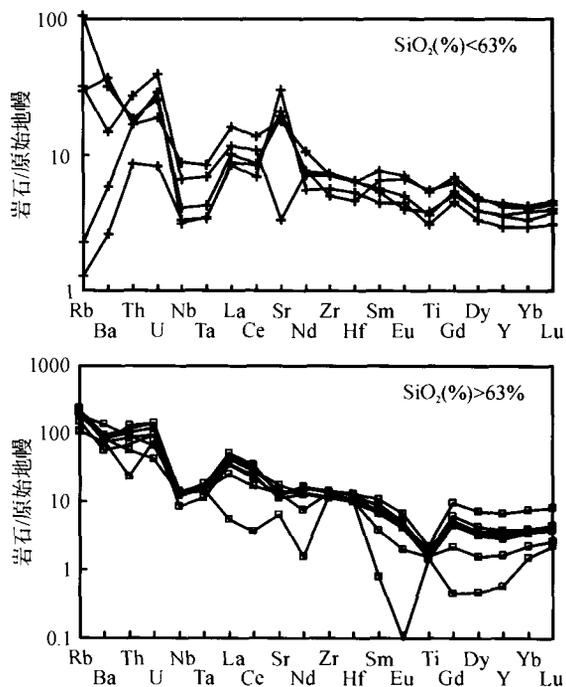


图6 叶巴组火山岩原始地幔标准化微量元素蛛网图  
Fig. 6 Primitive mantle-normalized spidergram for volcanic rocks of the Yeba Formation

大。选取不活动元素做构造环境判别,在 Hf/3-Th-Ta 判别图解(图7)中,中基性岩的投点都落入了弧火山岩区。而在

Rb-(Y+Nb)判别图解(图8)中,酸性火山岩的投点也处于 VAG 的范围之中,而且与桑日群比马组火山岩中酸性岩的投

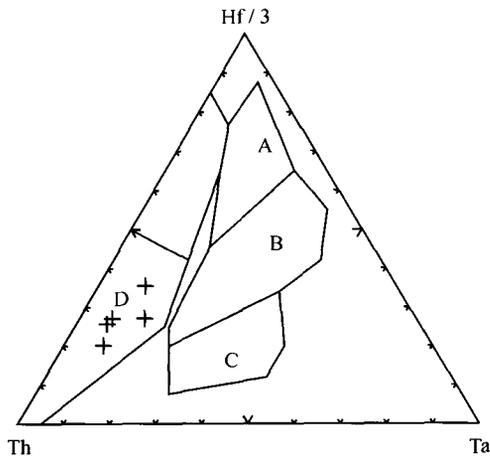


图7 叶巴组中基性火山岩的Th-Ta-Hf判别图解  
Fig. 7 Th-Ta-Hf diagram for mafic lavas of the Yebea Formation

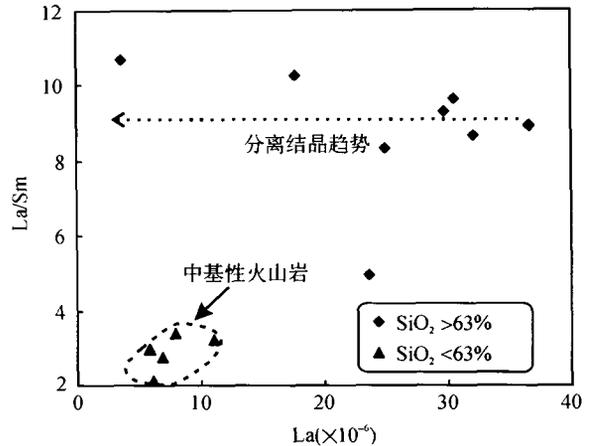


图9 叶巴组火山岩的La-La/Sm图解  
Fig. 9 La/Sm vs La diagram for volcanic rock of the Yebea Formation

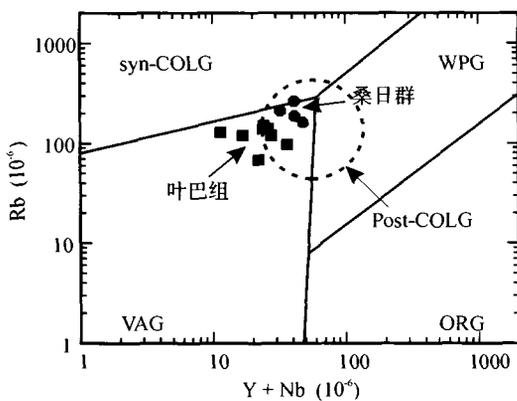


图8 叶巴组中酸性火山岩的Rb-(Y+Nb)判别图解,桑日群投点据本工作未发表数据。  
Fig. 8 Rb-(Y+Nb) diagram for felsic lavas in the Yebea Formation. The data of Sangri Group are based on our unpublished data.

点(据本工作未发表数据)非常接近。

## 4 叶巴组火山岩的成因讨论及动力学意义

### 4.1 叶巴组火成岩的成因和形成环境

叶巴组火山岩的中基性岩石和酸性岩石表现出的地球化学特征有所不同:酸性火山岩的LREE明显要更加富集,同时在微量元素蛛网图中也没有表现出Zr、Hf的负异常。在相对不活泼元素的哈克图解,中基性火山岩与酸性岩表现出略有不同的趋势(图4),这可能是岩浆分异的结果,或是两者根本就代表了不同的源区和过程。在La-La/Sm图解中(图9),中基性火山岩和酸性火山岩表现出不同的趋势,酸性火山岩大都投在了相对一致的区域,X03-59以及X03-50

两个离群样品可能是经历了富稀土矿物的结晶分离,中基性火山岩投在了另一成分区域,两者成分不表现出连续变化。从微量元素上看,中基性岩石的Cr、Ni等相容元素含量相当高,如Cr的最高达到 $557 \times 10^{-6}$ ;而酸性火山岩这些元素的含量则相当低,大离子亲石元素的含量则较中基性火山岩高出许多。综合这些分析,叶巴组火山岩的中基性火山岩与酸性火山岩应该有着不同的来源,中基性岩可能是岩石圈地幔在热作用下或是富集流体作用下发生部分熔融的产物,酸性岩则可能是这种热事件引起的地壳深熔作用的产物。

前人在研究附近的甲马矿区时认为叶巴组形成于岛弧或是活动大陆边缘环境(王全海等,2002)。亦有学者认为叶巴组的火成岩表现出类似双峰式组合的特点。叶巴组火山岩是否是裂谷作用的产物呢?从大地构造位置上讲,在中生代,拉萨一带应该是处于特提斯洋壳沿班公湖-怒江带南向俯冲的弧后环境(潘桂棠等,2004)。从这种意义上讲叶巴组有可能是弧后拉张环境的产物。综合我们的工作和前人区调的结果来看,叶巴组不具有典型的双峰式火山岩的特点。从岩石化学的角度上讲,叶巴组火山岩总体上是一套亚碱性岩石,而裂谷岩浆一般具有相当高的碱含量(Wilson, 1989)。同时成熟的裂谷火山岩一般不具有HFSEs的亏损,这与叶巴组火山岩的特点相反。虽然不成熟裂谷(或者处于短暂的伸展背景)环境下的岩浆作用可能不出现碱性岩浆,同时具有高场强元素的亏损。但是考虑到叶巴组火山岩的具有相当大的规模以及其多次喷发有较长的持续时间这些地质事实,结合中基性岩石的高场强元素的亏损特别是Nb、Ta和Ti的强烈亏损以及Hf/3-Th-Ta判别图解,我们更倾向于认为叶巴组火山岩形成于岛弧或活动大陆边缘环境。不过目前还缺乏叶巴组火山岩的同位素资料和其它相关的地质和地球化学证据,这个初步的认识还需要更深入的研究来证实。

董彦辉等: 存在比桑日群弧火山岩更早的新特提斯洋俯冲记录么?

#### 4.2 叶巴组火山岩的动力学意义

如果叶巴组确实记录了一次俯冲作用,那么这种记录与哪一个洋有关呢?在叶巴组形成时的中侏罗世,拉萨地块南部存在有新特提斯洋,北部有班公湖-怒江带蛇绿岩所代表的另一个古洋,它的洋壳沿班公湖-怒江带已经开始向南俯冲关闭,形成了古冈底斯岛弧(潘桂棠等,2004)。一些学者曾认为叶巴组也可能是这一俯冲过程的记录。不过叶巴组火山岩距离班公湖-怒江带近300km,而且在早白垩世拉萨地块还有巨量的地壳缩短(Murphy *et al.*, 1997),新特提斯洋的俯冲、关闭以及欧亚大陆与印度大陆的碰撞都使地壳发生变形缩短以及走滑缩短(Tapponnier *et al.*, 2001)。考虑到这些,叶巴组形成时距离班公湖-怒江带可能会超过500km,如果是班公湖-怒江带所代表的古洋洋壳南向俯冲形成叶巴组火山岩,就要求有角度非常平缓的俯冲或是平板俯冲(flat subduction)。这种形式的俯冲板片实际起到了隔热层的作用,一般不会产生岩浆作用。同时,Gutscher *et al.* (2000)指出很多平板俯冲过程产生的火山作用具有埃达克质的特点。我们所得到的数据表明,叶巴组火山岩大部分样品的Sr含量都较低( $<400 \times 10^{-6}$ ),同时存在Eu的负异常,这些都不是埃达克质岩石的特征。基于这些的考虑,该洋壳沿班公湖-怒江带的南向俯冲可能不是叶巴组形成的原因。

新特提斯洋壳沿雅鲁藏布江带俯冲应该是叶巴组火山岩形成的最可能原因。从目前的记录来看,桑日群火山岩其时代不早于晚侏罗世,冈底斯岩浆弧的花岗岩年龄也大部小于120Ma(Yin and Harrison, 2000),不过这两者也还缺少详细的年代学研究。在中侏罗世,叶巴组位于拉萨地块南缘,其地球化学特点具有活动大陆边缘的特点,新特提斯洋壳的俯冲消减是比较好的解释。同时雅鲁藏布江蛇绿岩东段的研究也表明在中侏罗世时,新特提斯洋进入了转折时期。在泽当附近的蛇绿岩套中,Aitchison *et al.* (2000)等认为其中的玄武安山质熔岩是洋内俯冲的产物,Ar-Ar和锆石U-Pb定年的结果表明这些熔岩形成于152~161Ma左右(McDermid *et al.*, 2002)。进行1:200000加查幅区调时对罗布莎蛇绿岩用Rb-Sr法测得上部枕状熔岩时代为 $173.24 \pm 10.90$ Ma,Zhou *et al.* (2000)测得辉长辉绿岩墙的Sm-Nd等时线年龄为 $177 \pm 31$ Ma,最近,钟立峰等(2006)用SHRIMP测得罗布莎蛇绿岩中辉绿岩墙的年龄为 $162.9 \pm 2.8$ Ma(钟立峰等,2006)。这些蛇绿岩的年代学研究表明在中侏罗世,新特提斯洋可能进入了快速扩张时期,并产生了一些洋内俯冲。综合这些动力学条件和叶巴组火山岩的形成,在中侏罗世,新特提斯在拉萨地块南缘形成向北俯冲是很可能的。新特提斯洋壳的俯冲至少应该始于或早于早中侏罗世。

**致谢** 在野外工作中得到了西藏自治区地质调查院、区域地质调查大队的帮助,与成都地质矿产研究所朱弟成老师的讨论加深了对叶巴组火山岩的认识,在此致以诚挚的谢意。

文中部分图件绘制得益于周继彬博士提供的GeoPlot软件(Zhou and Li, 2006),在此深表谢意。

## References

- Aitchison JC, Badengzhu, Davis AM, *et al.* 2000. Remnants of a Cretaceous intra-oceanic subduction system within the Yarlung-Zangbo suture (southern Tibet). *Earth and Planetary Science Letters*, 183:231-244
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Xizang Autonomous Region. 1997. Stratigraphy (Lithostratic) of Xizang Autonomous Region, Multiple Classification and Correlation of the Stratigraphy of China (54). Wuhan: China University of Geosciences Press, 301 (in Chinese)
- Gutscher MA, Maury R and Eissen JP. 2000. Can slab melting be caused by flat subduction? *Geology*, 28 (6): 535-538
- Liu Y, Liu HC and Li XH. 1996. Simultaneous and precise determination of 40 trace elements in rock samples using ICP-MS. *Geochimica*, (6): 552-558 (in Chinese with English abstract)
- McDermid IRC, Aitchison JC and Davis AM. 2002. The Zedong terrane: A late Jurassic intra-oceanic magmatic arc within the Yarlung-Tsangpo suture zone, southeastern Tibet. *Chemical Geology*, 187: 267-277
- Mo XX, Zhao ZD, Deng JF, *et al.* 2003. Response of volcanism to the India-Aisa Collision. *Earth Science Frontiers*, (3): 135-148. (in Chinese with English abstract)
- Murphy MA, Yin An, Harrison TM, *et al.* 2000. Did the Indo-Asian collision alone create the Tibetan plateau? *Geology*, (8): 719-722
- Pan GT, Wang LQ and Zhu DC. 2004. Thoughts on some important scientific problems in regional geological survey of the Qinghai-Tibet Plateau. *Geological Bulletin of China*, (1): 12-19. (in Chinese with English abstract)
- Pei SW. 1999. Early and middle Jurassic Bivalve Fauna in volcanic rocks of Tibetan Lhasa Block and Its Paleobiogeography. *Geoscience: Journal of Graduate School, China University of Geosciences*. (3): 291-296 (in Chinese with English abstract)
- Perfit MR, Gust DA, Bence A E, *et al.* 1980. Chemical characteristics of island-arc basalts: Implication for mantle sources. *Chemical Geology*, 30: 227-256
- Rollison H. 1993. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Hong Kong: Pearson Education Limited, 139
- Tapponnier P, Xu ZQ, Roger F, *et al.* 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science*, 23: 1671-1677
- Wang QH, Wang BS, Li JG, *et al.* 2002. Basic features and ore prospect evaluation of the Gangdise island arc, Tibet, and its copper polymetallic ore belt. *Geological Bulletin of China*, (1): 35-40 (in Chinese with English abstract)
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. London: Unwin Hyman Ltd, 342-359
- Wu YB and Zheng YF. 2004. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age. *Chinese Science Bulletin*, (15): 1554-1569
- Xu XS, Fan QC, O'Reilly SY, *et al.* 2004. U-Pb dating of zircons from quartz diorite and its enclaves at Tongguanshan in Anhui and its petrogenetic implication. *Chinese Science Bulletin*, (19): 2073-2082
- Yin A and Harrison TM. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 28:211-280
- Yin JR, Pei SW, Gou J, *et al.* 1998. The Middle Jurassic Bivalve Fauna in the Volcanic Rock Series (Yaiba Formation) of the Lhasa Massif

- and Its Paleogeographic Significance. *Region Geology of China*. (2): 132 - 136. (in Chinese with English abstract)
- Zhong LF, Xia B, Zhang YQ, *et al.* 2006. SHRIMP age determination of the diabase in Luobusha ophiolite, southern Tibet. *Geological Review*. (2): 224 - 229. in Press (in Chinese with English abstract)
- Zhou JB, Li XH. 2006. GeoPlot: An Excel VBA program for geochemical data plotting. *Computers & Geosciences*, (4): 554 - 560
- Zhou S, Mo XX, Mahoney JJ, *et al.* 2002. Geochronology and Nd and Pb isotope characteristics of gabbro dikes in the Luobusha ophiolite, Tibet. *Chinese Science Bulletin*, (2): 143 - 146
- 附中文参考文献**
- 刘颖, 刘海臣, 李献华. 1996. 用 ICP-MS 准确测定岩石样品中的 40 余种微量元素. *地球化学*, (6): 552 - 558
- 莫宣学, 赵志丹, 邓晋福等. 2003. 印度-亚洲大陆主碰撞过程的火山作用响应. *地学前缘*, (3): 135 - 148
- 潘桂棠, 王立全, 朱弟成. 2004. 青藏高原区域地质调查中几个重大科学问题的思考. *地质通报*. (1): 12 - 19
- 裴树文. 1999. 拉萨地块火山岩系内早一中侏罗世双壳类动物群及其古生物地理. *现代地质*, (3): 291 - 296
- 王全海, 王保生, 李金高等. 2002. 西藏冈底斯岛弧及其铜多金属矿带的基本特征与远景评估. *地质通报*, (1): 35 - 40
- 西藏自治区地质矿产局. 1997. 西藏自治区岩石地层. 全国地层多重划分对比研究. V54. 武汉: 中国地质大学出版社. 301
- 阴家润, 苟金, 裴树文等. 1998. 拉萨地块叶巴组内中侏罗世双壳类动物群及其古地理意义. *中国区域地质*. (2): 132 - 136
- 钟立峰, 夏斌, 周国庆等. 2006. 藏南罗布莎蛇绿岩质辉绿岩中锆石 SHRIMP 测年. *地质论评*. (2): 224 - 229 待刊.