

# 西藏岗巴晚白垩世—古近纪早期锶同位素地层

王 曦 万晓樵 李国彪

(中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083)

**摘要:**在地质历史时期中,海相碳酸盐的锶同位素组成具有全球基本一致的演化规律,并且海水锶同位素组成受锶的来源控制,其比值与海平面的变化有内在的联系。西藏岗巴地区晚白垩世—古近纪早期地层发育良好,笔者对宗山、宗浦两个剖面中未经蚀变的 26 个海相碳酸盐样品进行锶同位素测试,根据得出的数据绘制演化曲线与全球锶同位素曲线有较好的可对比性。曲线的负偏极值与地层界线较为一致,宗山剖面曲线的负向峰值(0.707612)与上/下白垩统界线相对应,宗浦剖面中,锶同位素曲线的负偏值(0.707761)与古新统/始新统界线相对应,晚白垩世—古近纪锶同位素演化曲线也与海平面变化相一致。另外,还讨论了岗巴地区锶同位素变化的原因。

**关键词:**西藏岗巴;锶同位素;晚白垩世;古近纪

**中图分类号:**P534.53~61;P539.7

**文献标志码:**A

**文章编号:**1000-3657(2008)-0598-10

在过去的几十年里,地球化学研究取得了飞速的发展,而且在地球化学的很多领域中,同位素地球化学越来越引起了许多地质学家的重视,在错综复杂的长期地质发展与变化过程中,同位素能起到示踪作用,是地质工作中所需采用的重要手段。在 20 世纪 50 年代,地质工作者就发现海洋中锶同位素组成随时间的变化而变化,但是由于当时的技术条件以及仪器设备的局限,人们没有办法精确、定量地测定锶同位素的组成。直到 80-90 年代出现了高精度质谱计,才解决了精确测定海洋中  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值随时间变化的问题,并且可以更深入地研究锶同位素在海相碳酸盐沉积和成岩过程中所起的作用,为锶同位素地层学的发展奠定了基础。

西藏发育有良好的晚白垩世—古近纪地层,并已有较好的研究基础。前人在岗巴地区已建立了晚白垩世—古近纪地层层序,自下而上被划分为:晚白垩世冷青热组、岗巴村口组和宗山组,古新世基堵拉组、宗浦组,始新世遮普惹组;另外,还识别了连续的有孔虫化石带<sup>[1-4]</sup>。近年又开展了锶同位素地层的研究,黄思静等<sup>[5]</sup>首次根据锶同位素地层学原理分析了西藏岗巴

地区 Campanian—Maastrichtian 阶的界线特征,并与全球锶同位素曲线进行了对比,为进一步的研究提供了经验。在此基础上笔者对该区晚白垩世—古近纪地层开展了更为广泛的研究,以期今后建立锶同位素地层序列,及完成海相地层的定年提供一种尝试。另外,西藏南部晚白垩世—古近纪正值印度与亚洲大陆俯冲碰撞的关键时期,其大地构造格局与古海洋演化均具有特殊性,必将影响其锶同位素组成。通过锶同位素地层学的研究,也将为西藏特提斯海及古气候变化等方面的研究提供基础资料。

## 1 锶同位素组成及其地质意义

锶同位素地层学(Strontium Isotope Stratigraphy, 简称为 SIS),最初是由瑞典地质学家 Wickman<sup>[6]</sup>提出的。其基本含义是:由于锶在海水中的残存时间(约  $10^6$  a)远远大于海水的混合时间(约  $10^3$  a),因而任一时段全球范围内海相锶同位素组成上是均一的<sup>[7]</sup>,从而导致了地质历史中海水的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值是时间的函数,即海水中锶同位素的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值是随着时间而变化的。

收稿日期:2008-01-22;改回日期:2008-04-16

基金项目:国家“973”项目(G2006CB701403)和国家自然科学基金项目(40672020)资助。

作者简介:王曦,男,1980年生,博士生,主要从事古海洋学、沉积地球化学研究;E-mail:wannx@163.com。

海水的锶同位素组成主要受壳源和幔源两个来源的控制:壳源锶主要由大陆古老岩石风化提供, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  的全球平均值为 0.7119<sup>[8]</sup>;幔源锶主要由洋中脊热液系统提供, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  平均值为 0.7035<sup>[9]</sup>。各种全球事件,如全球风化速率、洋壳增生速率、洋中脊热液系统变化、造山事件、冰川活动、气候以及全球海平面变化等都是海水锶同位素组成与演化最为重要的控制因素<sup>[10-18]</sup>。

锶同位素( $^{87}\text{Sr}$ 、 $^{86}\text{Sr}$ 、 $^{85}\text{Sr}$  和  $^{84}\text{Sr}$ )中, $^{87}\text{Sr}$  是唯一放射性成因的,是由  $^{87}\text{Rb}$  经  $\beta$  衰变而来。海水中的锶同位素组成(多以  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值表示)是随着地质历史的时间而变化的,并具有全球基本一致的演化规律。

已有研究证明,全球地质事件是海相碳酸盐岩锶同位素演化最为重要的控制因素<sup>[19-21]</sup>。海底的相对高速扩张和火山活动等因素可为海水提供更多的幔源锶,从而使海相碳酸盐岩的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值减小;相反,由于陆壳古老硅质岩石风化作用,带入海水的陆源锶增加,所以使海相碳酸盐岩的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值增大,因而海相碳酸盐岩的锶同位素组成与当时古陆的相对大小、海平面变化等因素有密切的关系,从这个意义上说,海相碳酸盐岩的锶同位素组成可作为海平面变化的灵敏监视器。

锶同位素地层学的应用主要集中在以下几方面:(1)海相地层的定年<sup>[22-26]</sup>; (2)全球地质事件与全球对比研究<sup>[21,22,26]</sup>,如海平面变化、造山运动及古气候等方

面的研究;(3)海相与非海相影响程度评价研究中,陈骏等<sup>[27]</sup>利用海相碳酸盐和陆源钙铝硅酸盐锶同位素组成的显著差异成功解决了中国西部黄土碳酸盐的原生和次生问题;刘传联等<sup>[28]</sup>、王世杰等<sup>[29]</sup>利用海相碳酸盐和非海相碳酸盐锶同位素组成的差别成功地解决了中国东部一些中生代盆地的海、陆相问题。

## 2 研究区地质背景及剖面描述

研究区位于西藏南部(图 1)。按地形地貌特征,该区属于喜马拉雅高山区,地质剖面所在地区大多属于河谷冲积平原和倾斜坡类型。中尼国道在区内通过,交通比较便利。研究区海拔为 3700~6000 m,平均海拔在 4000 m 以上植被稀少,地层出露良好。

新生代  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  同位素比值快速增加被认为是大陆河流注入量增加及河流注入海洋共同作用的结果<sup>[9,30,31]</sup>。这种全球性海水中  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  的增加被认为与欧亚大陆同印度大陆碰撞导致青藏高原隆升及侵蚀密切相关<sup>[32]</sup>。但是,由于印度北缘白垩期末位于赤道附近<sup>[33,34]</sup>,远离大洋中脊,因此,除大洋中脊 Sr 对本区高的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值影响之外,由于大陆碰撞所导致大陆隆升和随后的暴露侵蚀作用也是本区出现  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  高比值的原因之一<sup>[35]</sup>。

晚白垩世—古近纪早期岗巴地区远离雅鲁藏布江缝合带,属于印度大陆北缘,沉积组合稳定。该区上白垩统上部主要为—套碳酸盐沉积,而古新统下



图 1 地质剖面位置示意图

- 1—冈底斯岩浆弧带;2—弧前盆地带;3—蛇绿岩带;4—特提斯—喜马拉雅北带;5—特提斯—喜马拉雅南带;  
6—结晶喜马拉雅带;S<sub>1</sub>—宗山剖面;S<sub>2</sub>—宗浦剖面

Fig.1 Geological sketch map showing the localities of the sections

- 1—Gangdise magma arc zone;2—Forearc basin zone;3—Ophiolite zone;4—Tethys—Himalayan north zone;  
5—Tethys—Himalayan south zone;6—Crystalline Himalayan zone;S<sub>1</sub>—Zongshan section;S<sub>2</sub>—Zongpu section

部(基堵拉组)则主要为一套碎屑岩沉积。这种岩性及沉积相的突变反映沉积环境的突变,导致这种突变直接的原因很可能与印度与亚洲之间的初始碰撞作用有关<sup>[36]</sup>。

岗巴宗山和宗浦剖面简介:

西藏岗巴县宗山下白垩统察且拉组(K<sub>1c</sub>)—古新统基堵拉组(E<sub>1j</sub>)实测地层剖面:

上覆地层:古近系宗浦组(E<sub>1z</sub>)深灰色厚层状角砾灰岩

————— 整合 —————

基堵拉组(E <sub>1j</sub> )	132.8 m
41.灰黄色厚层状中细粒石英砂岩	45.3 m
40.深灰色厚层状角砾灰岩	28.5 m
39.灰黄色厚层状含铁质含砾粗—中粒石英砂岩	53.4 m
38.灰黄色厚层状细粒石英砂岩	5.6 m

- - -平行不整合- - -

宗山组(K<sub>2zs</sub>) 392.5 m

37.灰绿色薄层状钙质粉砂岩夹灰黄色中厚层状钙质粉砂岩	9.2 m
36.灰黄色中厚层状钙质细砂岩	5.0 m
35.黄绿色中厚层状钙质细砂岩	3.3 m
34.深灰色中厚层状粉晶生物灰岩,产腹足类	44.3 m
33.暗紫红色块状含生物碎屑泥质灰岩	3.8 m
32.深灰色厚层状泥质生物灰岩,产介形虫、腕足类、腹足类,箭石类等	8.4 m
31.土黄色中厚层状石英细砂岩	1.1 m
30.深灰色中厚层状有孔虫灰岩	1.9 m
29.土黄色中厚层状细砂质含泥质灰岩	1.9 m
28.灰黑色中厚层状角砾状泥质生物碎屑灰岩(礁前角砾岩)	1.1 m
27.深灰色块状固着蛤礁灰岩,见腹足化石碎片	11.5 m
26.钙质页岩	28.3 m
25.深灰色中厚层状生物碎屑灰岩,见海胆类化石	13.8 m
24.深灰色巨厚层状生物碎屑灰岩夹灰黑色块状固着蛤礁灰岩,产珊瑚	11.6 m
23.薄层泥灰岩与钙质页岩互层	94.7 m
22.深灰色中厚层状微晶灰岩夹深灰色中厚层状生物碎屑灰岩	35.1 m
21.深灰色中薄层状含泥质生物碎屑泥晶灰岩,产有孔虫、介形虫、棘皮、双壳等	35.1 m
20.深灰色中厚层状生物碎屑泥晶灰岩,产有孔虫、介形虫及腕足碎屑	66.9 m
19.深灰色中厚层状亮晶粗粉屑灰岩,产有孔虫、介形虫、棘皮类等生物碎屑	15.5 m

————— 整合 —————

岗巴村口组(K<sub>2g</sub>) 93.6 m

18.深灰色钙质页岩夹中薄层含泥质泥晶灰岩,灰岩中产有孔虫、介形虫等	16.5 m
17.灰绿色钙质页岩夹薄层含生物碎屑泥晶灰岩,灰岩中产双壳、棘皮、有孔虫等生物碎屑	50.2 m
16.黄绿色页岩夹中薄层泥灰岩,灰岩中产双壳、腕足、有孔虫、棘皮类等生物碎屑	5.4 m
15.黄绿色页岩夹薄层含生物碎屑泥质灰岩,灰岩中产棘皮、有孔虫、双壳及腹足类等生物碎屑	13.4 m
14.灰绿色泥质页岩	4.8 m
13.黄绿色页岩夹薄层含生物碎屑泥质细晶灰岩	6.0 m

————— 整合 —————

冷青热组(K<sub>2l</sub>) 139.4 m

12.暗绿色泥质页岩	7.6 m
11.黄绿色泥质页岩	27.0 m
10.黄绿色泥质页岩夹薄层含生物碎屑泥质泥晶灰岩,产菊石及有孔虫、介形虫等	9.8 m
9.黑色页岩	36.4 m
8.黑色泥质泥晶灰岩,产有孔虫、介形虫及菊石等	3.9 m
7.黑色泥质页岩	42.9 m
6.黑色页岩夹深灰色薄层状泥质粗晶状灰岩	11.8 m

————— 整合 —————

察且拉组(K<sub>1c</sub>) >149.7 m

5.灰绿色页岩夹生物碎屑泥质灰岩,灰岩中含介形虫、有孔虫	43.3 m
4.黄绿色块状钙质含海绿石粉砂岩,局部夹钙质结核	10.8 m
3.黄绿色钙质粉砂质页岩夹深灰色中薄层含生物碎屑泥质灰岩	28.6 m
2.黄绿色钙质页岩	34.0 m
1.黄绿色钙质页岩夹深灰色薄层状含粉砂细晶—粉晶灰岩	>33.0 m
未见底	

西藏岗巴县宗浦古近系古新统宗浦组(E<sub>1z</sub>)—始新统遮普惹组(E<sub>2z</sub>)实测地层剖面

遮普惹组(E<sub>2z</sub>) >137.75 m

灰黄色瘤状生物碎屑灰岩

===== 断层 =====

19.灰绿色页岩,上部夹薄层紫红色页岩,产有孔虫、介形类、孢粉等	>24.03 m
18.灰色瘤状有孔虫灰岩,产有孔虫	9.61 m
17.灰绿色页岩夹中薄层状砂屑生物灰岩及薄层状粉砂质页岩,产有孔虫、介形虫、孢粉	33.64 m
16.深灰色砾状生物碎屑灰岩,产有孔虫	5.19 m
15.灰绿色页岩夹灰黄色砂屑生物灰岩及灰绿色泥岩,产有孔虫、孢粉、藻类化石	40.10 m

- 14. 灰色瘤状有孔虫灰岩, 产有孔虫、孢子、介形虫、藻类化石等 11.61 m
- 13. 灰色块状有孔虫灰岩, 底部存在冲刷侵蚀, 产有孔虫 13.57 m
- - - 平行不整合 - - -
- 宗浦组 (E<sub>1z</sub>) 436.07 m
- 12. 灰黄色瘤状生物碎屑灰岩, 含黄铁矿结核, 产少量双壳类化石碎片和丰富的有孔虫 28.48 m
- 11. 灰黄色瘤状藻泥晶生物灰岩, 顶部含砂屑灰岩透镜体, 产有孔虫、介形虫、孢粉 15.68 m
- 10. 灰色块状砾状有孔虫灰岩, 产有孔虫 87.10 m
- 9. 灰色块状砾状生物碎屑灰岩, 含丰富底栖有孔虫及腹足类化石碎片, 产有孔虫 211.74 m
- 8. 灰色块状砾状藻泥晶生物灰岩夹钙质泥岩, 含腹足类化石碎片, 产有孔虫 16.58 m
- 7. 灰色厚层块状角砾状生物屑粉—泥晶灰岩, 含腹足类化石碎片, 产有孔虫 13.26 m
- 6. 灰色厚层块状生物碎屑泥晶灰岩, 产有孔虫 3.56 m
- 5. 灰色中厚层状含生物碎屑粉泥晶灰岩与钙质页岩互层, 产有孔虫 8.75 m
- 4. 灰色块状角砾状泥晶生物碎屑灰岩, 产有孔虫 9.40 m
- 3. 灰色中厚层状含生物碎屑微晶灰岩与钙质页岩互层, 产有孔虫 12.85 m
- 2. 灰色厚层状含生物碎屑微晶灰岩, 含腹足类化石碎片, 产有孔虫 28.67 m

- - - 平行不整合 - - -

下伏地层: 基堵拉组 (E<sub>j</sub>) 灰—灰白色块状含砾石英细砂岩, 发育冲洗交错层理和大量石针迹

### 3 锶同位素测试方法及结果

将样品碎至 200 目, 取 70 mg 左右, 于 Teflon 熔样杯中, 缓缓加入 3ml 0.8N 经纯化的 HCl, 静置 2 h, 离心后清液通过 AG50W×8(H<sup>+</sup>) 阳离子交换柱, 以 HCl 作淋洗剂, 分离出纯净的 Sr, Sr 同位素测量在 VG354 固体同位素质谱计上进行。

在宗山和宗浦剖面中共采得锶同位素样品 26 件。样品的野外采集尽可能选择了未受后期成岩蚀变影响的新鲜灰岩或化石介壳, 严格剔除了可能影响锶数据准确性的方解石脉、白云石脉。所有样品送中国科学院地质与地球物理研究所完成对锶同位素的分析(表 1)。

## 4 岗巴晚白垩世—古近纪早期锶同位素地层

根据表 1 中的锶同位素组成数据及其在剖面中的位置可以获得反映藏南岗巴地区晚白垩世—古近纪早期古海洋的锶同位素组成演化趋势散点图(图 2~3), 并拟合了其演化曲线。从图 2 可以看出在上白垩统的下部, 岗巴村口组的底部(第 6 层), 锶同位素演化曲线有一个明显的负向偏移, 然后曲线开始向正向迁移。在岗巴村口组的顶部又开始向负偏移, 一直持续到上白垩统的上部。宗山组的底部, 曲线达到一个负向峰值(<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 值为 0.707519), 随后曲线又开始正向偏移。但是在白垩纪/古近纪(K/Pg)界线时期, 锶同位素组成并没有明显的波动。

从宗浦剖面(图 3)锶同位素演化曲线中可以看

表 1 碳酸盐锶同位素样品测试结果  
Table 1 Strontium isotopic data of carbonate samples from the sections

样品号		<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	2σ
岗	P2-1-GP1 细晶—粉晶灰岩	0.707579	17
巴	P2-3-GP1 泥质灰岩	0.707689	17
山	P2-5-GP1 泥质灰岩	0.707839	17
上	P2-6-GP1 泥质粗晶状灰岩	0.707612	20
白	P2-8-GP1 泥质泥晶灰岩	0.707761	19
垩	P2-10-GP1 泥质泥晶灰岩	0.708020	18
统	P2-15-GP1 泥质灰岩	0.707091	17
	P2-18-GP1 泥质泥晶灰岩	0.707696	15
古	P2-19-GP1 粗粉屑灰岩	0.707519	13
近	P2-21-GP1 泥晶灰岩	0.707694	21
系	P2-22-GP1 微晶灰岩	0.707605	18
剖	P2-25-GP1 生物碎屑灰岩	0.707702	16
面	P2-28 泥质生物碎屑灰岩	0.708237	15
	P2-32-GP1 泥质生物灰岩	0.707878	15
	P2-42-GP1 生物灰岩	0.707908	17
样品号		<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	2σ
岗	P3-3-GP1 微晶灰岩	0.707868	20
巴	P3-9-GP1 生物碎屑灰岩	0.707870	18
宗	P3-11-GP1 泥晶生物灰岩	0.707865	25
浦	P3-12-GP1 生物碎屑灰岩	0.708188	16
溪	P3-13-WG1 有孔虫灰岩	0.707761	15
古	P3-14-WG5 有孔虫灰岩	0.707788	18
近	P3-15-B1 砂屑生物灰岩	0.707017	13
系	P3-15-WG4 砂屑生物灰岩	0.707981	14
剖	P3-16-B1 生物碎屑灰岩	0.707763	19
面	P3-17-B2 砂屑生物灰岩	0.707976	16
	P3-18-WG2 有孔虫灰岩	0.707696	19

出在古近纪早期,宗浦组中下部,曲线并没有明显的波动,而在古新世/始新世界线附近锶同位素曲线显示明显变化。在古新统上部,<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 值出现上升趋势,在 12 层中部形成一个明显的峰值。界线时期锶同位素值开始下降,最低值出现在界线之上约 30 m

的泥灰岩层中(第 15 层下部)。

## 5 讨论

### 5.1 锶同位素地层划分与对比

锶同位素地层学的一个重要作用就是可以利用

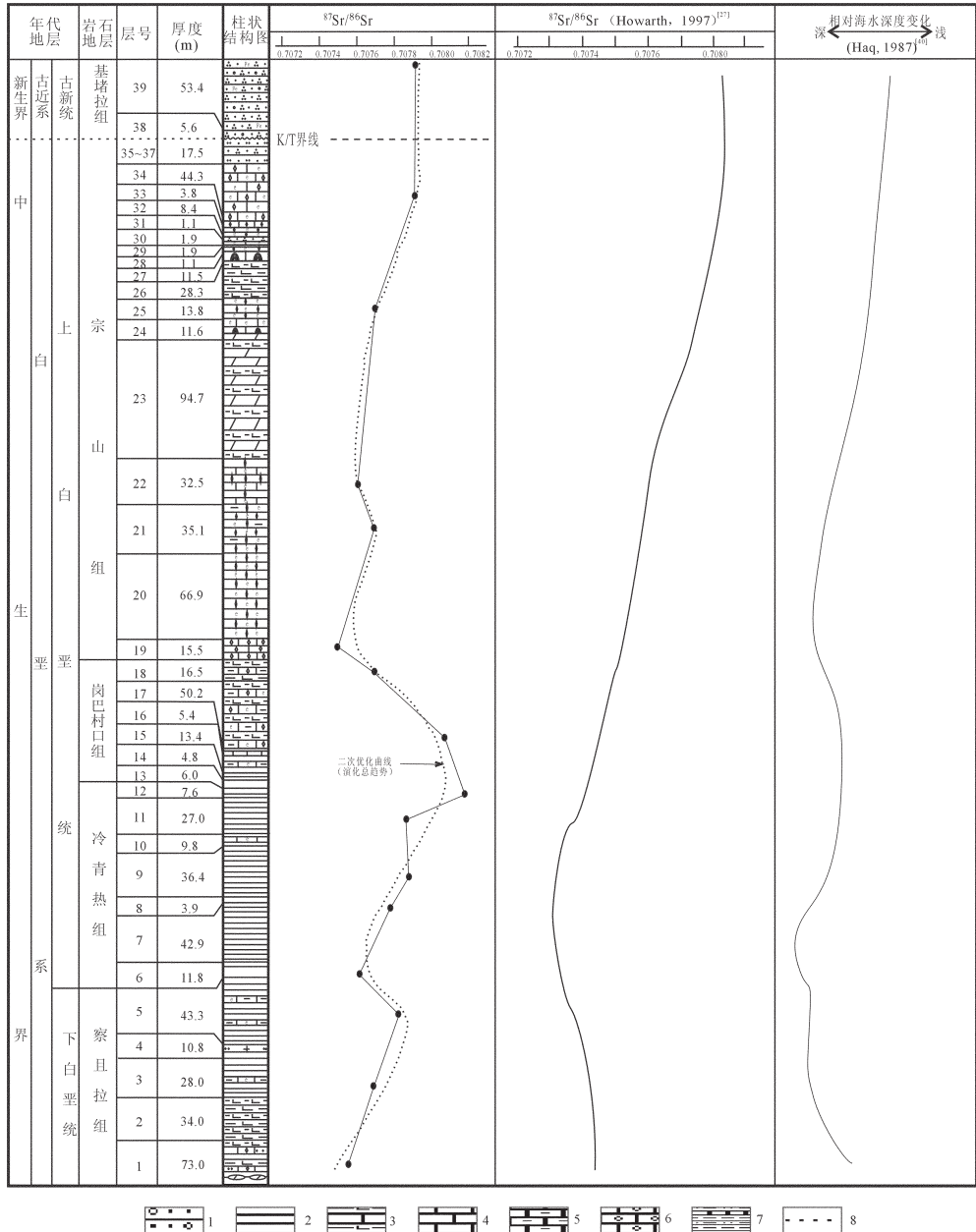


图 2 宗山剖面锶同位素演化曲线及相对海水深度曲线图

1—含砾砂岩;2—页岩;3—钙质页岩夹灰岩;4—灰岩;5—泥晶灰岩;6—含砾灰岩;7—砂页岩夹灰岩;8—生物地层界线

Fig.2 Diagram showing the Sr isotope evolution curve and relative sea level change in the Zongshan section

1—Pebbly sandstone;2—Shale;3—Calcareous shale with limestone;4—Limestone;5—Micrite;6—Pebbly limestone;

7—Sandshale with limestone;8— Biostratigraphic boundary

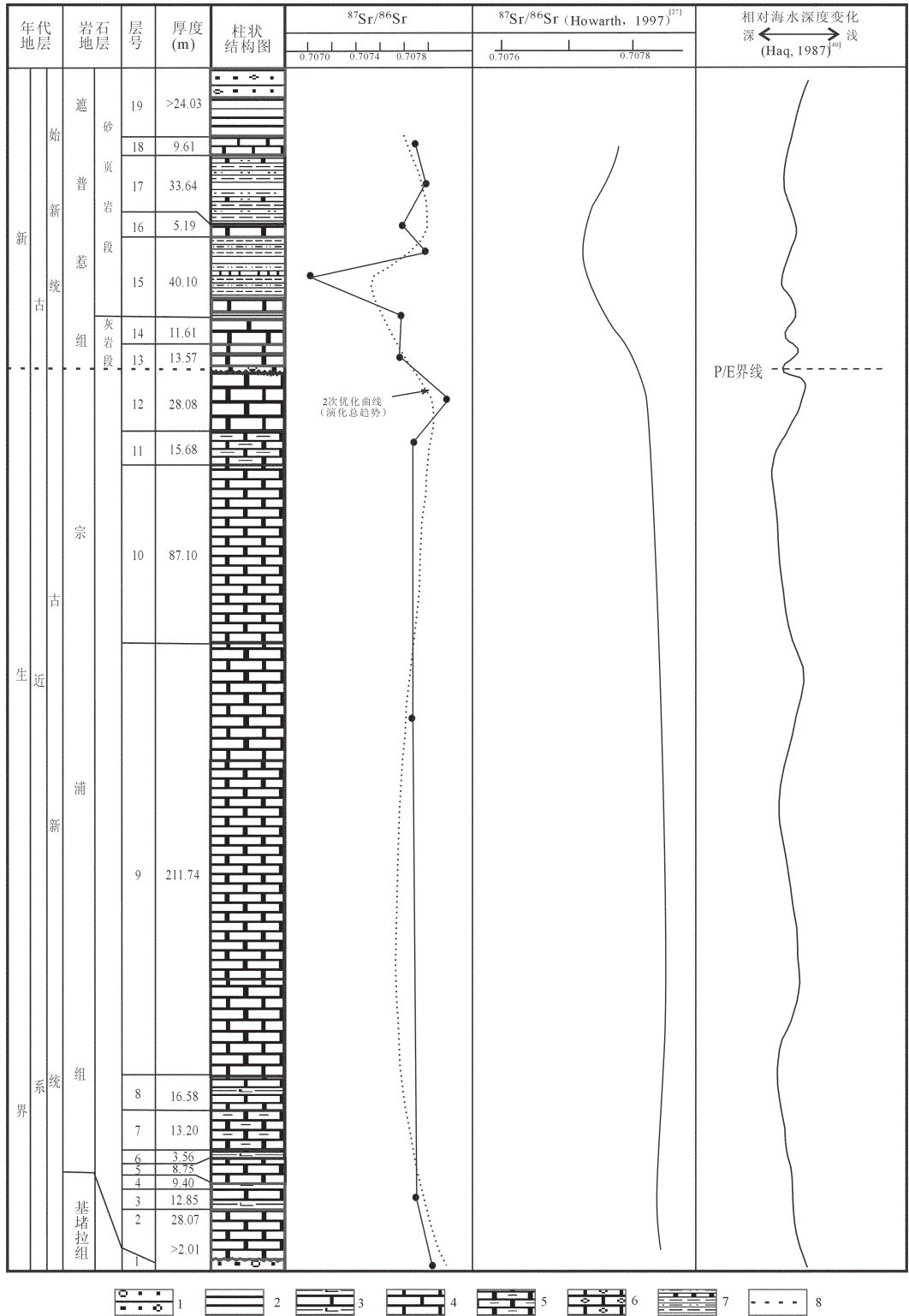


图 3 宗浦剖面锶同位素演化曲线及相对海水深度曲线图

1—含砾砂岩;2—页岩;3—钙质页岩夹灰岩;4—灰岩;5—泥晶灰岩;6—含砾灰岩;7—砂页岩夹灰岩;8—生物地层界线

Fig.3 Diagram showing the Sr isotope evolution curve and relative sea level change in the Zongpu section

1—Pebbly sandstone;2—Shale;3—Calcareous shale with limestone;4—Limestone;5—Micrite;6—Pebbly limestone;

7—Sandshale with limestone;8— Biostratigraphic boundary

锶同位素演化曲线进行海相沉积地层的对比。由于不同区域地质地形的差别,对于锶同位素曲线的对比存在一定的困难,但是从整体特征来看,对比毫无问题。宗浦和宗山剖面锶同位素的演化特征与 Howarth<sup>[25]</sup>全球锶同位素演化曲线的 50~130 Ma 段的形态特征非常相似,可以说两个剖面锶同位素曲线与全球锶同位素曲线的变化保持一致。

万晓樵等<sup>[4]</sup>对岗巴地区的晚白垩世地层进行了划分,自下而上依次为:冷青热组(赛诺曼—土仑早期),岗巴村口组(土仑中晚期—三冬期),宗山组(坎潘期—马斯特里赫特期)。上、下白垩统的分界线位于冷青热组的底部,冷青热组与下伏白垩统察且拉组整合接触,连续沉积;上白垩统与古新统的分界线位于宗山组与基堵拉组之间。笔者将宗山剖面自下而上划分为:察且拉组、冷青热组、岗巴村口组、宗山组和古新统基堵拉组。察且拉组以一套黄绿色钙质页岩为主的地层,夹部分泥质灰岩及粉砂岩;冷青热组以黑色、黄绿色泥质页岩为主;岗巴村口组岩性由灰色钙质页岩及黄绿色页岩组成,夹薄层泥质灰岩,厚约 93.6 m;宗山组从宗山剖面锶同位素演化曲线(图 2)中可以看出,在 5、6 层之间,曲线有一个明显的负向峰值,对应的锶同位素比值为 0.707612,此处为察且拉组/冷青热组的界线位置,也为上、下白垩统的界线,即赛诺曼—阿尔必阶(Cenomanian—Albian)界线。按国际地层委员会<sup>[27]</sup>2004 年公布的最新年代地层划分方案可以确定此处年龄为 99.6 Ma。此剖面锶同位素演化趋势可与全球锶同位素组成和演化相比,在上、下白垩统界线时期的变化与全球记录一致。与 Howarth<sup>[25]</sup>提出的锶同位素定量地层对比(图 2),岗巴宗山剖面第 6 层下部  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值的下降与大约 98 Ma 出现的锶同位素变化相当。界线以上,锶同位素曲线开始正偏,直到第 19 层,曲线又达到一个负向峰值,对应的锶同位素比值为 0.707519,此处为岗巴村口组与宗山组的界线位置,岩性也发生变化,由钙质页岩转变为灰岩。但是在白垩系/古近系界线上锶同位素曲线却没有明显的变化,这可能与采样有关。由此可以看出,在宗山剖面,岩石地层的划分与锶同位素曲线的负偏存在明显的相关性,并且与曲线的负向峰值相对应。

岗巴地区海相古近纪地层自下而上可划分为:基堵拉组(丹尼早中期),宗浦组(丹尼中晚期—塔内特期)以及遮普惹组(始新世伊普里斯期—巴尔通

期)<sup>[3]</sup>。笔者采用该划分方案。宗浦剖面的基堵拉组为灰—灰白色块状含砾石英细砂岩;宗浦组以灰色生物碎屑灰岩为主,夹薄层泥灰岩;遮普惹组以灰绿色页岩、灰色生物碎屑灰岩为主。在 12、13 层之间,锶同位素曲线有一个负偏,其  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值为 0.707761,此位置为宗浦组与遮普惹组的界线位置,也为古新统/始新统界线位置,其年龄为 55.8 Ma。此剖面锶同位素演化趋势可与全球锶同位素组成和演化相比,在界线时期的变化明显与全球记录一致。与 Howarth<sup>[25]</sup>提出的锶同位素定量地层对比(图 3),岗巴宗浦剖面第 15 层下部  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值的下降与大约 53 Ma 出现的锶同位素变化相当。宗浦剖面第 15 层下部沉积物的变化也可能是锶同位素偏移的区域性因素,该层位出现灰岩向砂页岩的转变,物源物质的改变亦可能引起锶同位素值出现负偏。

## 5.2 锶同位素演变的环境影响

从宗山剖面的锶同位素演化曲线的形态显示出晚白垩世全球大规模海侵海退旋回在西藏南部的表现。在冷青热组底部曲线向负偏移,然后曲线开始又发生正偏,接着又开始向负偏移,直到上白垩统的上部,宗山组的底部,曲线达到一个负向峰值( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值为 0.707519),随后曲线开始正偏,这正反映了锶同位素组成随地层形成的先后向负向迁移然后再正向迁移。这样的偏移也与当时海平面的变化有关系<sup>[38]</sup>。

从图 2 可以看出,在冷青热组底部相对海水深度变深,即海平面上升,于此对应锶同位素曲线向负偏移。随后海平面也开始下降,并在冷青热组/岗巴村口组界线附近达到最低。与此同时,锶同位素曲线开始正偏。在岗巴村口组顶部,宗山组底部海平面也又开始上升,随即锶同位素曲线又开始负向偏移,此后,海平面整体出现下降的趋势,而对应锶同位素曲线也开始单调正偏。这充分说明宗山剖面锶同位素曲线变化与当时的海平面曲线整体变化具有一致性。同一时期,印度洋脊南北向迅速扩张,全球海平面上升,大规模海泛导致陆地剥蚀减弱,所以在 22 层位上出现锶同位素曲线的负偏;随后印度洋脊扩张速度减慢,海平面下降,印度板块北缘的陆壳及洋壳向下俯冲抬升遭受风化剥蚀,大规模的造山运动导致陆壳物质的输入增多,锶同位素曲线出现正偏。

而先开始在上白垩统的下部,冷青热组底部(第 6 层),锶同位素演化曲线有一个负偏,然后曲线开始向正向迁移。出现这样的变化可能是因为该处地

层的岩性发生了变化。

在白垩纪/古近纪(K/T)界线时期,锶同位素演化曲线并没有明显的波动,而在这一时期,在全球范围内环境发生了改变: Machougall J.D. 等根据深海钻探计划取得的有孔虫化石的分析结果,研究了过去  $80 \times 10^6 \sim 50 \times 10^6$  年之间远洋海相剖面中锶同位素的变化趋势<sup>[39]</sup>。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值在 K/T 界线附近出现明显的尖峰值,而在界线两侧变化趋势平缓。

在深海钻探计划 305 点位和 577 点位地层的锶同位素比值研究中也发现在 K/T 界线附近存在明显的锶同位素峰值<sup>[40]</sup>。在突尼斯 EleKef 剖面中,自马斯特里赫特晚期到达宁期早期, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值出现持续的升高趋势。在界线附近(界线 1 m 以上)出现最大值 0.707963, 表现为明显的尖峰<sup>[41]</sup>。美国阿拉巴马 Bragg 剖面 K/T 界线地层中保存较好的粗体化石碳酸钙中测得的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值自界线之下持续增加,穿过界线达到最大值,其尖峰位置与 K/T 界线一致<sup>[42]</sup>。在宗山剖面 K/T 界线时期锶同位素没有发生明显变化的原因可能是由于样品采集的精度不够。

在宗浦剖面(图 3)中,在第 12 层中部形成一个明显峰值。这可能受印度板块与亚洲大陆碰撞后,喜马拉雅开始造山的影响,地壳抬升使带入海洋中河流锶通量增加而导致锶同位素值增高,区域地质作用影响可能为主要原因。由图 3 可以看出,锶同位素变化与当时的海平面变化也存在一定的关系。在界线时期,即宗浦组顶部,遮普惹组底部,由于当时全球相对海水深度加大,海平面上升,大规模海进运动导致全球范围内的一些碳酸盐台地的淹没,造成陆地剥蚀减弱,经径流带入海洋中陆源放射性成因锶减少,将导致锶同位素值降低,锶同位素曲线的负偏。这一结果与剖面中锶同位素变化曲线中的负向峰值相对应。

锶同位素的最低值出现在界线之上约 30 m 的泥灰岩层中(第 15 层下部),在这一时期造成这种现象的主要原因可能是由于 PETM 事件的影响。极热事件造成两极冰盖的融化,从而使相对海水深度增加,海平面上升,陆地剥蚀减弱,海洋中陆源物质的输入减少,锶通量减少,引起锶同位素曲线负偏。

## 6 结 论

西藏南部岗巴晚白垩世—早古近纪地层中海相碳酸盐的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值所绘制出的锶同位素曲线与

已报道的全球同期锶同位素变化曲线有着较好的一致性。上/下白垩统界线与古新统/始新统界线分别对应着锶同位素的变化,但是在白垩纪/古近纪界线上,锶同位素没有明显的变化,这可能与采样精度不足有关。

宗山、宗浦剖面的锶同位素演化曲线与全球海平面变化曲线保持一致,可以看出全球海平面变化是晚白垩世—古近纪早期海相碳酸盐锶同位素组成的控制因素,海相碳酸盐的锶同位素组成可作为全球等时对比的有效工具,通过利用锶同位素曲线进行大范围的时代对比,弥补生物地层对比的不足。

## 参考文献(References):

- [1] Wan Xiaoqiao. Albian -Campanian (Cretaceous) planktic foraminiferal stratigraphy of Tibet [J]. Stratigraphy and Paleontology of China, 1991, 1:165-180.
- [2] Willems H, Wan Xiaoqiao, Yin Jiarun et al. The Mesozoic development of the N-Indian passive margin and of the Xigaze Forearc Basin in southern Tibet, China [J]. Berichte, Fach. Geo. Un. Bremen, 1995, 64:1-113.
- [3] 万晓樵. 西藏第三纪有孔虫生物地层及地理环境 [J]. 现代地质, 1987, 11: 15-22.  
Wan Xiaoqiao. Foraminifera biostratigraphy and paleogeography of the Tertiary in Tibet[J]. Geoscience, 1987, 1 (1):15-22.
- [4] 万晓樵, 赵文金, 李国彪. 对西藏岗巴上白垩统的新认识[J]. 现代地质, 2000, 14 (3):281-285.  
Wan Xiaoqiao, Zhao Wenjin, Li Guobiao. Restudy of the upper Cretaceous in Gamba, Tibet [J]. Geoscience, 2000, 14 3:281-285.
- [5] 黄思静, 石和, 沈立成, 等. 西藏晚白垩世锶同位素曲线的全球对比及海相地层的定年 [J]. 中国科学 (D 辑), 2004, 34 (94):335-344.  
Huang Sijing, Shi He, Shen Licheng, et al. Global correlation for strontium isotope curve in the Late Cretaceous of Tibet and dating marine sediments [J]. Science in China (Series D), 2004, 34(4):335-344.
- [6] Wickman F E. Isotope ratios;a clue to the age of certain marine sediments [J]. Geol, 1948, 56:61-66.
- [7] McArthur J M, Kennedy W J, Gale A S, et al. Strontium-isotope stratigraphy in the Late Cretaceous, intercontinental correlation of the Campanian/Maastrichtian boundary [J]. Terra Nova, 1992, 4: 385-393.
- [8] Palmer M R, Edmond J M. The strontium isotope budget of the modern ocean. Earth Planet [J]. Sci. Lett, 1989, 92:11-26.
- [9] Palmer M R, Elderfield H. Sr isotope composition of sea water over the past 75 Myr [J]. Nature, 1985, 314:526-528.
- [10] Derry L A, Kaufman A J, Jacobsen S B. Sediment cycling and environmental change in the Late Proterozoic; Evidence from stable



- and radiogenic isotopes[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1992, 56: 1317–1329.
- [11] Dia A N, Cohen A S, O’Nions R K, et al. Seawater Sr isotope variation over the past 300 kyr and influence of global climate cycles [J]. *Nature*, 1992, 356:786–788.
- [12] Kaufman A J, Jacobsen S B, Knoll A H. The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater. Implications for tectonics and paleoclimate [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1993, 120:409–430.
- [13] Oslick J S, Miller K G, Feigenson M D, et al. Oligocene–Miocene strontium isotopes;stratigraphic revisions and correlations to an inferred glacioeustatic record [J]. *Paleoceanography*, 1994, 9:427–443.
- [14] Martin E E, Macdougall J D. Sr and Nd isotopes at the Permian/Triassic boundary;a record of climate change [J]. *Chem. Geol.*, 1995, 125:73–99.
- [15] Qing H, Barnes C R, Buhl D, et al. The strontium isotopic composition of Ordovician and Silurian brachiopods and conodonts: relationships to geological events and implications for coeval seawater [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1998, 62:1721–1723.
- [16] Zachos J C, Opdyke B N, Quinn T M, et al. Early Cenozoic glaciation, Antarctic weathering, and seawater  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ : is there a link? [J]. *Chem. Geol.*, 1999, 161:165–180.
- [17] McArthur J M, Donovan D T, Thirlwall M F, et al. Strontium isotope profile of the early Toarcian (Jurassic) Oceanic Anoxic Event, the duration of ammonite biozones, and belemnite paleotemperatures [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2000a, 179:269–285.
- [18] Montañez I P, Banner J L, Oslger D A, et al. Integrated Sr isotope variations and sea-level history of middle to upper Cambrian platform carbonates: implications for the evolution of Cambrian seawater  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  [J]. *Geology*, 1996, 24:917–920.
- [19] Burke W H, Denison R E, Hetherington E A, et al. Variation of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  throughout Phanerozoic time [J]. *Geology*, 1982, 10:516–519.
- [20] Popp N B, Podosek F A, Brannon J C, et al.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in Permian–Carboniferous sea water from the analyses of well-preserved brachiopod shells [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1986, 50: 1321–1328.
- [21] 黄思静. 上扬子地台区晚古生代海相碳酸盐岩的碳、锶同位素研究[J]. *地质学报*, 1997, 71 (1):45–53.  
Huang Sijing. A study on carbon and strontium isotopes of late Paleozoic carbonate rocks in the upper Yangze platform [J]. *Acta Geologica Sinica*, 1997, 71 (1):45–53(in Chinese English abstract).
- [22] Hess J, Bender M L, Schilling J G. Evolution of the ratio of strontium-87 to strontium-86 in seawater from Cretaceous to Present [J]. *Science*, 1986, 231:979–984.
- [23] Miller K G, Feigenson M D, Wright J D, et al. Miocene isotope reference section. Deep Sea Drilling Project Site 608;an evaluation of isotope and biostratigraphic resolution [J]. *Paleoceanography*, 1991, 6: 33–52.
- [24] McArthur J M, Kennedy W J, Chen M, et al. Strontium isotope stratigraphy for the Late Cretaceous;direct numerical age calibration of the Sr-isotope curve for the U.S. Western interior Seaway. *Palaeogeogr [J]. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 1994, 108:95–119.
- [25] Howarth R J, McArthur J M. Statistics for strontium isotope stratigraphy:a robust LOWESS fit to marine Sr-isotope curve for 0 to 206 Ma, with look-up table for derivation of numeric age [J]. *Geol.*, 1997, 105:441–456.
- [26] 黄思静, 石和, 张萌, 等. 龙门山泥盆纪锶同位素演化曲线的全球对比及海相地层的定年[J]. *自然科学进展*, 2002, 12 (9): 945–951.  
Huang Sijing, Shi He, Zhang Meng, et al. Global correlation of strontium isotope evolution curve of Devonian in Longmen mountain and dating marine sediments [J]. *Progress in Natural Science*, 2002, 12 (9):945–951(in Chinese with English abstract).
- [27] 陈骏, 仇钢, 杨杰东. 黄土碳酸盐 Sr 同位素组成与原生和次生碳酸盐识别[J]. *自然科学进展*, 1997, 7 (6):731–734.  
Chen Jun, Qiu gang, Yang Jiedong. Strontium isotope composition in carbonates of loess and the identification of original and secondary carbonate [J]. *Progress in Natural Science*, 1997, 7 (6): 731–734(in Chinese with English abstract).
- [28] 刘传联, 成鑫荣. 渤海湾盆地早第三纪非海相钙质超微化石的锶同位素证据[J]. *科学通报*, 1996, 41 (10):908–910.  
Liu Chuanlian, Cheng Xinrong. Strontium isotopic evidences of the Eocene non-marine calcareous ultra-micro-fossils in Bohai Bay basin[J]. *Chinese Science Bulletin*, 1996, 41 (10):908–910(in Chinese).
- [29] 王世杰, 董丽敏, 林文祝, 等. 泥河湾组有孔虫化石群的锶同位素研究[J]. *科学通报*, 1995, 40 (22):2072–2074.  
Wang Shijie, Dong Limin, Lin Wenzhu, et al. Study of strontium isotope of the foraminifer fossil Group in the Nihewan Formation [J]. *Chinese Science Bulletin*, 1995, 40 (22):2072–2074 (in Chinese).
- [30] Kump L R. Alternative modeling approaches to the geochemical cycles of carbon, sulfur and strontium isotopes [J]. *Am. J. Sci.*, 1989, 289:390–410.
- [31] Compton J S, Malinson D J. Geochemical consequences of increased late Cenozoic weathering rates and the global  $\text{CO}_2$  Balance since 100 Ma [J]. *Paleoceanography*, 1996, 11 (4):431–446.
- [32] Richer F M, Rowley D B, Depaolo D J. Sr isotope evolution of sea water [J]. *Earth Planet. Lett.*, 1992, 145:1–13.
- [33] Besse J, Courtillot V, Pozzi J P, et al. Palaeomagnetic estimates of crustal shorting in the Himalayan thrusts and Zangbo suture [J]. *Nature*, 1984, 311:621–626.
- [34] Patzet A, Li H, Wang J, et al. Palaeomagnetism of Cretaceous to Tertiary sediments from southern Tibet;evidence for the extent of the northern margin of Indian prior to the collision with Eurasia [J]. *Tectonophysics*, 1996, 259:259–284.
- [35] 王成善, 李祥辉, 胡修棉. 再论印度-亚洲大陆碰撞的启动时间[J]. *地质学报*, 2003, 77 (1):16–24.  
Wang Chengshan, Li Xianghui, Hu Xiumian. Age of initial

- collision of India with Asia: review and constraints from sediments in southern Tibet [J]. *Acta Geologica Sinica*, 2003, 77 (1):16-24 (in Chinese with English abstract).
- [36] 万晓樵, 梁定益, 李国彪. 西藏岗巴古新世地层及构造作用的影响[J]. *地质学报*, 2002, 76(2):154-162.  
Wan Xiaoqiao, Liang Dingyi, Li Guobiao. Palaeocene Strata in Gamba, Tibet and Influence of Tectonism [J]. *Acta Geologica Sinica*, 2002, 76 (2):154-162(in Chinese with English abstract).
- [37] Gradstein F M, 金玉玕, 王向东, 等. 国际地层表(2004)[J]. *地层学杂志*, 2005, 29(2):97-98.  
Gradstein F M, Jin Yugan, Wan Xiangdong, et al. International stratigraphic chart [J]. *Journal of Stratigraphy*, 2005, 29 (2):97-98 (in Chinese with English abstract).
- [38] Haq B U, Hardenbol J, Vail P R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic[J]. *Science*, 1987, 235:1156-1167.
- [39] Maccougall J D. Seawater strontium isotopes, acid rain, and the Cretaceous/Tertiary boundary [J]. *Science*, 1988, 239:485-487.
- [40] R. A. Schmitt and D. S. Twining. A causal relationship between Irpeaking and severe  $\delta^{13}\text{C}$  decline at the K/T boundary [J]. *Lunar& Planetary Science*, 1992, 23:1223-1224.
- [41] Saito T, Donk van J. Oxygen and carbon isotope measurements of Late Cretaceous and Early tertiary foraminifera [J]. *Micropaleontology*, 1964, 20:152-177.
- [42] Zachos J C, Michael A A, Walter E D. Geochemical evidence for suppression of pelagic marine productivity at the Cretaceous/Tertiary boundary [J]. *Nature*, 1989, 337:61-64.

## Late Cretaceous to early Paleogene strontium isotopic stratigraphy in the Gamba area, Tibet

WANG Xi, WAN Xiao-qiao, LI Guo-biao

(School of Earth Science and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

**Abstract:** In the geologic record, the strontium isotopic composition of marine carbonate reflects the evolution of the global strontium balance between reservoirs. This balance is thus inherently related to changes in sea level through time. Late Cretaceous-early Paleogene strata in the Gamba area, Tibet, are well developed. Strontium isotope analysis was performed on 26 unaltered oceanic carbonate samples from sections in Zongshan and Zongpu and the evolutionary curve drawn by the data obtained is well correlated with the global oceanic strontium isotope record. The negative extreme values of the curves are nearly consistent with the negative extremes of the stratigraphic boundaries. The negative peak value (0.707612) of the curve of the Zongshan section corresponds to that of the Upper/Lower Cretaceous boundary, and the negative extreme value (0.707761) of the curve of the Zongpu section corresponds to that of the Paleocene/Eocene boundary. The Late Cretaceous-Paleogene strontium isotope curve also agrees with the known sea level change. In addition, the cause for the change in strontium isotope values in the Gamba area is discussed.

**Key words:** Gamba Tibet; strontium isotope; Late Cretaceous; Paleogene

**About the first author:** WANG Xi, male, born in 1980, Ph.D candidate, specializes in paleoceanography and geochemistry; E-mail: wannx@163.com.