

文章编号 1001-8166(2002)03-0331-08

# 藏南定日地区白垩纪中期地球化学 异常对海平面上升的响应

赵文金<sup>1</sup>, 万晓樵<sup>2</sup>

(1. 中国科学院古脊椎动物与古人类研究所低等室 北京 100044 ;

2. 中国地质大学地球科学与资源学院 北京 100083)

**摘 要** 西藏南部定日地区在白垩纪中期为一套浅灰色—深灰色的陆源碎屑岩(钙质页岩)及碳酸盐岩(泥灰岩及微晶灰岩)的混积型沉积物,其中的地球化学特征变化反映了古海洋发生的重大变革。<sup>13</sup>C 的同位素曲线变化具有明显的低—高一低旋回变化,<sup>13</sup>C 正偏与有机碳大量埋藏、海平面上升及缺氧事件密切相关。铀、钍、钾的含量变化及 Th/U 比值的变化特征表明由海平面上升所形成的全球大洋缺氧的重要时期,由于有机物质及粘土矿物的增多,它们的含量均比标准平均值偏高。而<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值在该时期偏低,这也与当时的构造背景及海平面发生重大变化相一致。

**关 键 词** 地球化学异常,海平面上升,白垩纪中期,定日地区,西藏南部

中图分类号 P73 文献标识码 A

## 0 引 言

白垩纪中期(Cenomanian 晚期—Turonian 早期)发生了许多全球性地质事件,全球性一致变暖、海平面上升、火山构造活动、超级地幔柱、富有机碳沉积、大洋缺氧事件及集群绝灭事件等<sup>[1-6]</sup>。其中最令人瞩目的是大洋缺氧事件, Schlanger 和 Jenkyns (1976) 最早研究了白垩纪中期富有机碳的沉积,并用大洋缺氧事件(OAE)来解释这一全球范围内的同期沉积。截止目前,国内外大量的研究结果表明:生物界的集群绝灭、有机碳含量的增高及<sup>13</sup>C 的正值偏移,是大洋缺氧事件最重要的标志<sup>[7-11]</sup>。在白垩纪中期的大洋缺氧事件中,生物界有 70%~80% 的种绝灭,全球范围内分布的富有机碳沉积物中有机碳的含量为 1.0%~30% 不等,<sup>13</sup>C 正向偏移可达 4.47‰,导致全球大洋缺氧事件形成的主要原因被归结为全球海平面上升。

对白垩纪中期大洋缺氧事件的现有研究成果主

要集中在特提斯和大西洋海域。近年在我国西藏岗巴地区也开始了这方面的研究,并得出了一些可供全球大洋缺氧事件对比研究的可靠资料<sup>[1]</sup>。最近,又在定日地区做了大量的研究工作,不仅对该时期的古生物群做了细致的研究(另文发表),而且更多地采用了地球化学方面的测试及分析手段,对大洋缺氧事件的发生及同期诸多地质事件的内在联系得出了可供全球对比的结论。

## 1 材料及测试方法简介

藏南定日地区(图 1)白垩纪中期沉积的是一套以浅灰色—深灰色为主的陆源碎屑岩及碳酸盐岩的混杂沉积物,包括冷青热组上部及岗巴村口组下部,岩性以钙质页岩、泥灰岩及微晶灰岩为主(图 2)。该地区的岩性特征与世界上其他地区有所不同(世界上其他地区该时期均为一套以暗色为主的黑色页岩沉积)这与该地区在白垩纪中期位于被动大陆边缘陆棚浅海区有关。

收稿日期 2001-08-08, 修回日期 2001-11-18.

\* 基金项目:国家自然科学基金项目“西藏白垩纪海洋集群绝灭后的生物复苏”(编号:49872003)资助.

作者简介:赵文金(1968-)男,辽宁锦州人,博士后,主要从事微体古生物学、古海洋学及古地理学研究 E-mail: zhaowjin@263.net



图 1 西藏南部定日地区贡扎剖面位置示意图

Fig.1 Sketch map showing the localities of the Gongzha section in southern Tibet

我们在该区贡扎剖面森诺曼阶 (Cenomanian) / 土仑阶 (Turonian) (C/T) 界线附近 51.5 m 厚的地层中共采集了 30 个样品, 分别用于微体古生物及稳定同位素的测试。在界线附近采样间距加密到 50 cm 左右, 远离界线采样间距适当放宽, 但一般均在 2 m 以内。样品中碳稳定同位素的测试在中国石油天然气集团公司油气地球化学重点实验室用 Finnigan-MAT252 气体同位素质谱仪完成。另外, 在该剖面 C/T 界线附近进行了 24 个层位铀、钍、钾丰度的测试, 测试工作在野外直接用射线能谱测量仪测定。

## 2 定日地区白垩纪中期碳稳定同位素特征与大洋缺氧事件

### 2.1 碳稳定同位素原理

自然界中绝大多数的碳都集中在生物圈(有机碳库)和碳酸盐(无机碳库)两大主要的碳库内。根据同位素质量平衡原则, 一种质量数的碳同位素在一储库中减少, 必然转移到另一储库, 使该储库中这种质量数的同位素增加。海相碳酸盐岩中的碳稳定同位素受许多因素的影响, 主要因素有海洋生物生产率的变化、陆源物质和淡水的输入量、因气候变化引起海水—大气间同位素交换的变化等, 但主要是受生物的生命效应控制。生物有机体在其生长过程中优先吸收较轻的 $^{12}\text{C}$ , 使生物体内 $^{13}\text{C}$ 值变小, 海水中 $^{13}\text{C}$ 值变大。在正常情况下, 富 $^{12}\text{C}$ 的生物体在死亡后其残体经沉积埋藏进入沉积圈, 沉积圈生物残体经腐烂、氧化后释放出富 $^{12}\text{C}$ 的 $\text{CO}_2$ 重新返回海水中。因此, 在正常的情况下, 海水中碳同位素达到一种平衡状态。而在大洋缺氧事件发生时期, 由于海水中溶解氧低, 生物死亡沉积后容易保存, 从而阻碍了生物机体中 $^{12}\text{C}$ 向无机储库的正常循环, 被滞留在无机储库中, 因而海水中 $^{13}\text{C}$ 在溶解的无机碳中相对富集, 海水中 $^{13}\text{C}$ 将发生正向偏移。 $^{13}\text{C}$ 值发生正向偏移与由海平面变化所引起的大洋缺氧事件的发生以及有机碳的迅速埋藏呈相关关系。

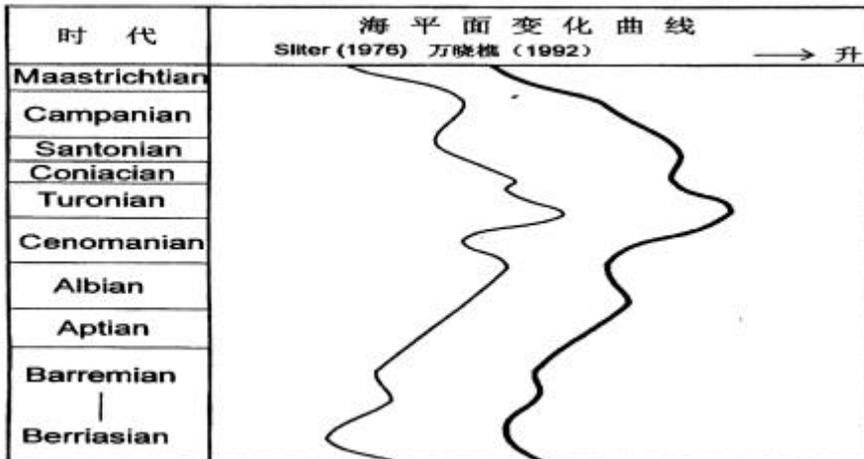


图 2 西藏定日地区白垩纪中期有孔虫及地球化学曲线变化特征

Fig.2 Geochemical and Foraminifera curves of the Cenomanian - Turonian Boundary Sequence in Tingri, Tibet

## 2.2 定日地区白垩纪中期 $^{13}\text{C}$ 曲线变化特征

我们在定日地区贡扎剖面 C/T 界线附近的地质中共测试了 30 个碳、氧稳定同位素样品(表 1), 样品均为未发生重结晶的泥灰岩。所有样品的  $^{13}\text{C}$  值均分布在 0.3‰~2.0‰ 之间, 平均值为 1.42‰,  $^{13}\text{C}$  值的变化幅度为 1.7‰。测试结果表明,  $^{13}\text{C}$  值在 C/T 界线附近发生了明显的正偏移, 既存在着明显的异常变化。

$^{13}\text{C}$  曲线变化(图 2) 具有这样的总体规律: 在 R. brotzeni 带上部及 R. reicheli 化石带所限的时间

间隔内,  $^{13}\text{C}$  比较低, 所测的 7 个样品的平均值为 0.6‰; 在 R. cushmani 带—H. helvetica 带的底部所限的时间间隔内,  $^{13}\text{C}$  值整体正向偏移, 22 个样品的平均值为 1.72‰, 最大值可达 2‰; 在 H. helvetica 化石带中上部,  $^{13}\text{C}$  值又变低, 样品 9931 中  $^{13}\text{C}$  仅为 0.5‰。  $^{13}\text{C}$  值在近 10 Ma 的时间内构成了一个低—高一低完整清晰的旋回变化, 其中在 C/T 界线附近(近 6Ma 的时间间隔内),  $^{13}\text{C}$  值强烈正偏, 表明该时期相当长的一段时间内有机碳都大量埋藏, 这是大洋缺氧事件在本区的特殊反应。

表 1 西藏定日地区白垩纪中期碳、氧稳定同位素测试结果

Table 1 The test results of carbon and oxygen stable isotope in mid-Cretaceous from Tingri, southern Tibet

样号	岩样类型	距离(m) <sup>*</sup>	$^{13}\text{C}$	$^{18}\text{O}$	样号	岩样类型	距离(m)	$^{13}\text{C}$	$^{18}\text{O}$
GP9931	全	51.5	0.5	-8.8	GP9916	全	30.4	1.8	-8.6
GP9930	全	50	1.7	-7.4	GP9915	全	29.3	0.9	-9.3
GP9929	全	47	1.9	-7.1	GP9914	全	28.2	1.8	-7.4
GP9928	全	43.3	2	-7.4	GP9913	全	27	1.9	-7.6
GP9927	全	40.4	1.9	-8.3	GP9912	全	25	1.7	-8.3
GP9926	全	39.4	1.7	-8.6	GP9911	全	22.5	1.7	-9.4
GP9925	全	38.5	1.9	-7.9	GP9910	全	19.5	1.3	-7.7
GP9924	全	37.9	2	-7.7	GP9909	全	17	1.2	-7.9
GP9923	全	37.4	1.9	-8.1	GP9908	全	14.2	0.5	-9.3
GP9922	全	36.8	1.6	-8	GP9907	全	12	0.5	-8.9
GP9921	全	36.1	1.8	-0.8	GP9906	全	10	0.7	-9.5
GP9920	全	35	1.8	-8.5	GP9905	全	8	0.7	-9.5
GP9919	全	34	1.9	-7.3	GP9904	全	6	0.3	-11.9
GP9918	全	32.7	1.5	-8.3	GP9903	全	4	0.8	-9.8
GP9917	全	31.7	2	-11.5	GP9902	全	2	0.7	-8.9

\* 表中距离为距样品 9901 的距离。

在 Cenomanian 阶早中期(R. brotzeni 带上部—R. reicheli 带) 近 2 Ma 的地质时间间隔内,  $^{13}\text{C}$  值维持在一个较低的水平上(图 2), 各个样品间  $^{13}\text{C}$  值变化不大, 最小值为 0.3‰, 最大值为 0.8‰, 变化幅度仅为 0.5‰。碳稳定同位素曲线的特征表明, 定日地区该时期处于正常的浅海陆棚环境, 海平面变化幅度不大, 大洋缺氧事件还未发生。

在森诺曼(Cenomanian)晚期土仑阶(Turonian)早期(R. cushmani 带—H. helvetica 带下部) 近 6 Ma 的时间间隔内是  $^{13}\text{C}$  值较高的时期。  $^{13}\text{C}$  值最低为 0.9‰, 最高值可达 2‰, 大部分样品中  $^{13}\text{C}$  分布在 1.7‰~2.0‰ 之间, 平均值为 1.72‰, 变化幅度为 1.1‰。碳稳定同位素曲线的特征表明, 定日地区该时期由于海平面开始上升、大洋缺氧事件已经发生。该区  $^{13}\text{C}$  值在相当长的地质时间间隔内(约 6 Ma) 均维持在一个较高的水平上, 这是本区  $^{13}\text{C}$  的特殊之处, 这与该区当时位于陆棚浅海区, 海侵作用表现明显, 受陆源物质影响较大有关。

在 H. helvetica 带中上部,  $^{13}\text{C}$  又趋于正常, 降至 0.5‰, 这表明此时有机碳埋藏速率大幅度降低, 并

趋于正常, 这是当时发生海退、海水中缺氧环境逐步得到改善的结果。

## 2.3 定日地区白垩纪中期 $^{13}\text{C}$ 曲线变化的古环境解释

白垩纪是地质历史中的最大海侵时期, 白垩纪中期是全球性海侵最高峰时期, 也是大洋缺氧事件的鼎盛时期。藏南定日地区位于东特提斯海区, 处于印度板块北缘的陆棚地带, 在全球海侵的最高峰时期, 海平面同样也达到最高位置<sup>[3]</sup>(图 3), 大洋缺氧事件也随之达到顶峰。

在  $^{13}\text{C}$  的变化曲线上, 从 R. cushmani 带底部(样品 9909) 开始,  $^{13}\text{C}$  值开始发生正向偏移(图 2), 由样品 9908 的 0.5‰ 突然变为样品 9909 的 1.2‰, 并且向上正向偏移越来越大。这说明从样品 9909 开始, 该区的环境发生了重大变化, 这与该区岩性特征的变化相对应。从样品 9909 开始, 该区由以钙质页岩为主的碎屑岩沉积相变为以灰岩及泥灰岩为主的碳酸盐岩沉积, 这是海水变深的结果。

从 R. cushmani 带开始, 该区海平面开始迅速上升。伴随着海平面的迅速上升, 海域面积迅速扩大,

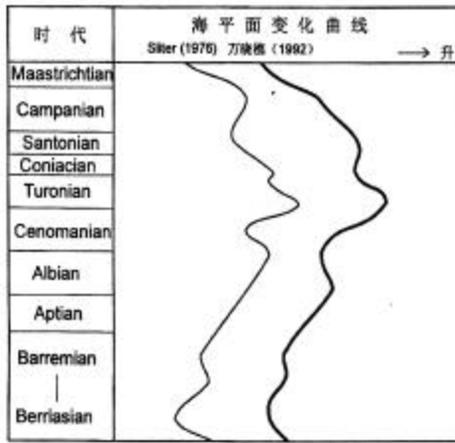


图 3 西藏南部白垩纪海平面升降曲线

Fig. 3 Cretaceous relative eustatic curves of southern Tibet

大面积的三角洲及沿岸平原被海水淹没,大量的陆源碎屑物质被搬运入海,使海洋中有机物增加及表层海水的浮游生物生产率上升。在定日地区,伴随着海平面上升,有孔虫动物群(主要是浮游类型)的丰度及分异度迅速增加,在样品 9910 及 9912 出现二次峰值(图 2)。另外,大量陆源碎屑物质中的有机物质伴随着海侵被搬运入海,与海水表层浮游生物死亡后的尸体一道在下沉氧化分解过程中必然消耗水体中大量的氧,使海水中的溶解氧降低,导致大洋较深水区开始缺氧。

伴随着森诺曼阶(Cenomanian)晚期海侵的发生,形成了深部海水中的缺氧层,这有利于有机碳的大量埋藏,而有机碳的大量埋藏,导致  $^{13}\text{C}$  正向偏移。在样品 9913 以前,海水中缺氧层并未扩展到深层水有孔虫动物群的生存范围之内。在定日地区,这个时期缺氧层仅限于海底附近深度,随着缺氧程度的加强,有机碳逐渐迅速埋藏,  $^{13}\text{C}$  逐渐增高。样品 9913 以后,缺氧层向上已经扩展到 100 m 左右深度的水层,深层水有孔虫动物群<sup>[6]</sup>已受到严重影响,导致 *Rotalipora* 动物群阶段性绝灭,在样品 9919 以前,整个 *Rotalipora* 动物群已全部绝灭。在 C/T 界线处(样品 9922 与 9923 之间),海侵达到其顶峰,缺氧层已扩展到整个海水,缺氧事件也达鼎盛,有孔虫动物群已基本上全部消失。生物的大量灭绝向海水中提供了大量的有机物质,在缺氧条件下,有机质不易被氧化分解掉,极易在沉积物中埋藏起来,这使得海水中  $^{13}\text{C}$  值正向偏移。

从土仑阶(Turonian)期开始,全球性海平面上升已经结束,并开始逐渐发生海退,缺氧层也相应下落,表层海水中溶解氧含量开始逐渐得到恢复,但深部海水仍然处于一个缺氧的环境,这仍有利于有机碳的大量埋藏,可以用来解释样品 9923 - 样品 9930 之间  $^{13}\text{C}$  值仍存在明显正偏的原因。

土仑(阶)中晚期,伴随着海退的发生,海水中溶解氧含量渐趋正常,  $^{13}\text{C}$  值又降回到低值。

### 3 定日地区白垩纪中期铀、钍及钾的元素地球化学特征与环境意义

#### 3.1 铀、钍及钾元素的分析原理

铀、钍及钾均为亲石元素,主要集中于岩石圈。铀、钍属锕系,为放射性元素,它们在沉积岩中的含量很低。铀在泥质、钙质页岩中的含量稍高,为  $4 \times 10^{-6}$  左右,而在碳酸盐岩中则比较低,为  $1 \times 10^{-6} \sim 2 \times 10^{-6}$ 。相对于铀来说,钍的含量稍高,在泥质含量稍高的页岩中,其含量一般在  $12 \times 10^{-6}$  左右,而在灰岩中则较低,约为  $2 \times 10^{-6}$ 。钾属于造岩碱性元素,主要以活泼的阳离子形式迁移和存在,钾在岩石中的含量比较高,在页岩中其含量一般为 2.66% 左右,而在碳酸盐岩中则较低,约为 0.27%<sup>[13]</sup>。在海洋地球化学的研究中,铀和钾属于保守元素,也就是说它们是在风化作用中表现活泼,而在沉积作用中表现惰性(行为保守)的元素,它们不易自海水中移出和进入沉积物,而钍元素属于清扫元素,它在一些粘土质沉积和富有机物泥质沉积中表现含量的异常,易为无机颗粒(如粘土矿物、铁锰氢氧化物)和有机颗粒(如腐质酸)所吸附、络合或通过离子交换等从水体中被“清扫”出来并一道进入海底沉积物<sup>[14]</sup>。

沉积岩中,铀、钍及钾的分布除与元素的克拉克值有关以外,主要与沉积物中粘土矿物及有机质的含量有关。一般情况下,岩石中有机质及粘土矿物的含量越高,沉积岩中这 3 种元素的含量就越高<sup>[13,14]</sup>。

在对某一地区进行沉积地球化学与环境分析的研究时,往往是通过采用某些元素的比值变化来进行,  $\text{Th}/\text{U}$  比值的变化就是一种地球化学标志。若  $\text{Th}/\text{U}$  比值偏离了按照克拉克值计算出来的平均比值,就说明已经发生过某种特殊的地球化学过程,如果  $\text{Th}/\text{U}$  比值大于 5 达到 8 和 10,则可以认为该区内主要存在着钍的矿化,而无铀的明显矿化。一般情况下,  $\text{Th}/\text{U}$  比值在泥岩、泥质页岩中为 2.4,而在碳酸盐岩中约为 1.0。

3.2 西藏南部定日地区钍、铀、钾含量及钍/铀比值的特征

我们在西藏南部定日地区贡扎剖面 C/T 界线附近测试了 24 组元素的地球化学——铀、钍、钾丰度的数据(表 2)。

表 2 西藏南部定日地区贡扎剖面 C/T 界线附近 铀、钍、钾丰度测量数据

Table 2 The measured data of the contents of U, Th and K isotope compositions near the C/T boundary in Tingri, Southern Tibet

样号	岩性	距离(m)	U ( $\times 10^{-6}$ )	K (%)	Th ( $\times 10^{-6}$ )	Th/U
24	微晶灰岩	43	1.8	1.3	9.6	5.3
23	微晶灰岩	40.4	2.2	1.2	10.6	4.8
22	微晶灰岩	39.4	1.9	1.3	9.8	5.2
21	微晶灰岩	38.5	1.2	1	10.3	8.6
20	微晶灰岩	37.7	2.3	1.3	10	4.3
19	微晶灰岩	36.8	2.3	1.7	10.6	4.6
18	微晶灰岩	36	1.8	1.4	10.9	6.1
17	微晶灰岩	35	2.3	1.4	9.7	4.2
16	微晶灰岩	33.8	1.6	1.4	10	6.3
15	微晶灰岩	33	2.1	1.4	9.9	4.7
14	微晶灰岩	31.5	2.5	1.1	9.9	4
13	微晶灰岩	31	1.4	1.1	9.6	6.9
12	微晶灰岩	29	2.3	1.3	9.7	4.2
11	微晶灰岩	28	1.8	1.4	11.1	6.2
10	微晶灰岩	26	1.8	1.2	10.3	5.7
9	微晶灰岩	25	1.9	1.9	12.2	6.4
8	微晶灰岩	21	2.5	1.9	11.3	4.5
7	钙质页岩	16	2.9	1.7	11.9	4.1
6	钙质页岩	13	3.1	2.5	16.3	5.3
5	钙质页岩	9	3.4	2.7	15.6	4.9
4	钙质页岩	7	2.4	3.1	19.2	8
3	钙质页岩	5	2.2	2.6	16.2	7.4
2	钙质页岩	3	2.7	2.4	16.6	6.1
1	钙质页岩	1	2	2.6	17.2	8.6

\* 距离为距样品 9901 的距离

藏南定日地区白垩纪中期钍、铀、钾含量曲线变化具有明显的一致性,即从森诺曼阶中晚期—土仑(阶)早期,钍、铀、钾的含量都由高到低,并且均可以分成两个部分,下部钙质页岩中含量较高,而上部碳酸盐岩中含量较低(图 2)。这主要是受元素克拉克值的影响。

定日地区铀在钙质页岩中的平均含量约为  $3 \times 10^{-6}$  左右,与标准平均含量相比,其值略低。在碳酸盐岩中铀含量为  $1.2 \times 10^{-6} \sim 2.3 \times 10^{-6}$ ,与标准平均含量相比其值比较正常或略为偏高。

本区钍元素在钙质页岩及碳酸盐岩中含量与标准平均含量相比均偏高,在页岩中其平均值约为  $15$

$\times 10^{-6}$ ,在碳酸盐岩中其平均值约为  $10 \times 10^{-6}$ 。

Th/U 比值在本区均明显偏离了按照克拉克值计算出来的平均比值,其值大多分布在 4 ~9 之间。Th/U 比值偏高很多说明在本区主要存在着钍的矿化,这主要与本区内钍含量均明显偏高有关。

本区钾元素的含量在钙质页岩中约为 2.5%,这与标准值基本一致,在碳酸盐岩中的含量约为 1.5%,这与标准值相比明显偏高。

3.3 钍、铀、钾含量变化曲线的古环境解释

定日地区在森诺曼阶中期—土仑(阶)早中期位于印度被动大陆边缘陆棚区,其陆源碎屑物质均来自其南方的印度古大陆。余光明等<sup>[15]</sup>通过对泥质岩微量元素的相关关系分析推断出西藏地区白垩系可能有两个物源区,一个是以基性岩为主,另一个是以花岗岩为主。花岗岩类可提供含量较高的铀及钍,而基性岩类中铀及钍的含量则很低,但可以提供大量的钾<sup>[13]</sup>。定日地区白垩纪中期岩石中钍含量较高,这说明当时物源区母岩岩性特征应以花岗岩为主,这可以从印度古陆上的岩浆岩多为早古生代酸性的花岗岩类<sup>[16]</sup>得到验证。而该时期沉积物中 K 的含量稍高则来自于特提斯洋洋脊扩张的产物——大洋拉斑玄武岩。

定日地区与岗巴地区在白垩纪中期均位于印度被动大陆边缘陆棚区,两者具有相同的沉积物源区;另外,海水中粘土矿物颗粒大多由陆源碎屑物质提供,因此在白垩纪中期两地海水中粘土矿物颗粒的含量具有一致性。陶然在对岗巴地区 C/T 界线附近的碳酸盐岩及陆源碎屑岩进行粘土矿物含量的分析时发现,岗巴地区白垩纪中期碳酸盐岩中粘土矿物含量较高,而且主要以伊利石、绿泥石、高岭石为主。因此,定日地区这个时期海水中粘土矿物颗粒的含量也应处于一个较高的时期。

定日地区森诺曼阶中晚期的钙质页岩是正常环境条件下的沉积产物,当时海水中含氧量充足,海平面处于一种比较稳定的状态。在这种环境下,具吸附作用的有机物质及粘土矿物含量不高,而且铀、钾为保守元素,不易被吸附沉淀,此时铀呈正六价,形成铀酰络阳离子  $UO_2^{2+}$  或  $[UO_2(CO_3)_3]^{4-}$  络阳离子溶解于海水中,钾多以  $K^+$  阳离子的形式存在于海水中,而钍是清扫元素,它易为颗粒物质所吸附而自海水移出,进入沉积物。这就形成了沉积物中铀、

陶然:西藏南部白垩世古海洋学研究(硕士论文) 成都理工学院,1989。

钾含量不大,而钍的含量偏高的事实。

而该区森诺曼阶晚期—土仑阶早期的碳酸盐岩沉积则是海水变深、海平面上升的产物。海平面变化主要受构造因素影响,该时的海平面上升与特提斯洋洋脊的再一次迅速扩张有关。伴随着这一次扩张,大量的大洋拉斑玄武岩溢出,这给海水中提供了大量的化学物质。缺氧时期本区沉积物中钾含量的偏高就与拉斑玄武岩的产出有关。而海平面上升的同时伴随着海侵的发生,这给大洋中的海水带来了大量的粘土矿物质及有机物质,从而为某些化学元素的富集提供了更多的吸附剂。另外,伴随着海侵的发生,海水中溶解氧的含量逐渐减少,大洋中的海水开始发生缺氧事件,使海水由氧化环境转变为还原环境。在还原环境及有机质、粘土矿物质明显增多的情况下,较多的钍、钾及铀被吸附而进入沉积物,特别是清扫元素钍,更多地被吸附剂吸附而进入到沉积物中,导致其在岩石中的含量远远地偏离了标准值。

#### 4 定日地区锶( $Sr$ )同位素特征

锶的稳定同位素有 $^{84}Sr$ 、 $^{86}Sr$ 、 $^{87}Sr$ 和 $^{88}Sr$ , $^{87}Rb$ 经 $\beta$ 衰变生成 $^{87}Sr$ ,故 $^{87}Sr$ 在地质历史中是逐渐增多的。自中生代以来,海洋中 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 的比值均呈上升趋势<sup>[14,17-19]</sup>。白垩纪海水中 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 变化在 $0.7071 \sim 0.7080$ <sup>[20]</sup>或 $0.7071 \sim 0.7078$ <sup>[18]</sup>之间。

锶同位素可提供有关物质来源的重要信息。一般来说,海水中锶同位素有 3 种来源:古老硅铝质陆壳岩石风化所提供的锶(具较高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值,平均为 $0.720 \pm 0.005$ );年轻玄武岩通过热液循环所提供的锶(具较低的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值,平均为 $0.704 \pm 0.002$ );显生宙以来海相碳酸盐岩重溶所提供的锶( $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值的平均值为 $0.708 \pm 0.001$ )。海水中 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值的变化的主要反映了这 3 种锶源不同比例的混合。

海相碳酸盐岩中锶同位素组成与当时海底的相对高速扩张、火山活动及古地理、古气候等因素有关。已有研究表明,全球地质事件是海相碳酸盐岩中锶同位素最为重要的控制因素<sup>[20,21]</sup>。海平面上升对应着较低的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值,海平面下降对应着较高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值<sup>[21]</sup>,而海平面的变化与洋底的相对扩张有关。

定日地区白垩纪中期 C/T 界线附近 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 的比值较低,为 $0.7076$ ,这主要是由于当时洋底处于一个相对扩张时期,在造成海平面上升的同时,大

洋拉斑玄武岩大量自洋脊溢出,向当时的古海水提供了大量低 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值的锶的结果。

## 6 结论与讨论

(1) 藏南定日地区白垩纪中期 $^{13}C$ 曲线变化明显具有低—高一—低的旋回特征, $^{13}C$ 值正偏与全球海平面上升、有机碳大量迅速埋藏及大洋缺氧事件密切相关。

(2) 藏南定日地区白垩纪中期铀、钍、钾的含量及 Th/U 比值变化曲线具有在钙质页岩中偏高,而在碳酸盐岩中偏低的总体趋势,这与元素的克拉克值有关。

(3) 在含氧量正常情况下,铀元素以铀酰络阳离子 $UO_2^{2+}$ 或 $[(UO_2)(CO_3)_3]^{4-}$ 络阴离子存在于海水中,钾多以 $K^+$ 阳离子的形式存在,因此在森诺曼阶中晚期的钙质页岩中,它们的含量与标准平均含量基本一致;而钍是清扫元素,易被有机质及粘土矿物颗粒所吸附而自海水中移出,进入到沉积物中,这就形成了定日地区白垩纪中期沉积物中钍的含量偏高的事实。该区铀、钍、钾的来源均为其南侧古老的酸性陆壳。

(4) 在大洋缺氧事件发生时期,即森诺曼阶晚期—土仑(阶)早期,特提斯洋洋脊处于一个相对迅速扩张时期,海平面迅速上升,大洋拉斑玄武岩自扩张洋脊大量溢出,使海水中钾的含量明显增多,因此造成该时期碳酸盐岩中钾元素的含量明显偏高,而海水中来自于古老酸性陆壳的铀、钍,在有机质及粘土矿物增多的情况下,更多地被吸附、下沉而进入沉积物。

(5) 藏南定日地区森诺曼阶晚期—土仑(阶)早期 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值比较低,反映出该区更多的锶来源于年轻的玄武岩。

(6) 运用稳定同位素及地球化学元素的研究方法,对西藏南部定日地区 C/T 界线附近的古海洋事件进行了综合研究,C/T 界线附近的海平面迅速上升不仅可以导致大洋缺氧事件、生物集群绝灭事件及 $^{13}C$ 值的正向偏移等一系列事件的发生,而且可以促使某些地球化学元素的丰度等也表现出异常的变化。铀、钍及钾等元素在沉积岩中丰度的正向偏移、较低的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值就是当时海平面迅速上升的一种反映。因此,地球化学元素铀、钍、钾的丰度

以及 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的变化同 $^{13}\text{C}$ 值的变化一样,也是海平面变化灵敏的指示器。

致谢 A. Hallam 教授, P. Wignall 博士及李祥辉博士参加了野外地球化学样品的测试工作,在此表示感谢。

#### 参考文献 (References):

- [1] Wan Xiaogiao, Yin Jiarun. Mid-Cretaceous microfossil assemblages and paleoceanographic event in Gamba, Tibet [J]. *Acta Micropalaeontologica Sinica*, 1996, 13(1): 43-56. [万晓樵, 阴家润. 西藏岗巴白垩纪中期微体生物群与古海洋事件[J]. *微体古生物学报*, 1996, 13(1): 43-56.]
- [2] Ken Caldeira, Michael R Rampino. The mid-Cretaceous superplume, carbon dioxide, and global warming [J]. *Geophysical Research Letters*, 1991, 18(6): 987-990.
- [3] Yoshiyuki Tatsumi, Hironao Shinjoe, Hideo Ishizuka, et al. Geochemical evidence for a mid-Cretaceous superplume [J]. *Geology*, 1998, 26(2): 151-154.
- [4] Hart M B, Kim C B. Late Cretaceous anoxic events, sea-level changes and the evolution of the planktonic foraminifera [A]. In: Sumnerhayes C P, Shackleton N J, eds. *North Atlantic Palaeoceanography* [C]. Geological Society Special Publication, 1986. 67-78.
- [5] Leary P N, Carson G A, Cooper M K E, et al. The biotic response to the late Cenomanian oceanic anoxic event, integrated evidence from Dover, SE England [J]. *Journal of the Geological Society*, 1989, 146: 311-317.
- [6] Wan Xiaogiao. Cretaceous foraminifera from southern Xizang (Tibet): A study on eustatic change [J]. *Geoscience*, 1992, 6(4): 392-398. [万晓樵. 从有孔虫分析西藏南部白垩纪海平面升降[J]. *现代地质*, 1992, 6(4): 392-398.]
- [7] Schlanger S O, Arthur M A, Jenkyns H C, et al. The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event, I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine  $^{13}\text{C}$  excursion [A]. In: Brooks J, Fleet A J, eds. *Marine Petroleum Source Rocks* [C]. *Geol Soc Spec Pub*, 1987. 371-399.
- [8] Waples D W, Cunningham R. Shipboard organic geochemistry, Leg 80, DSDP [A]. In: Poag W de Graciauskys P C, et al eds. *Initial Reports Deep Sea Drilling Project* [C]. 1985, 80: 949-968.
- [9] Scholle P A, Arthur M A. Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool [J]. *Bull Am Ass Petrol Geol*, 1980, 64: 67-87.
- [10] Kunio Kaiho, Takashi Hasegawa. End-Cenomanian benthic foraminiferal extinctions and oceanic dysoxic events in the northwestern Pacific Ocean [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1994, 111: 29-43.
- [11] Raup D M, Sepkoski J J. Periodic extinctions of families and genera [J]. *Science*, 1984, 231: 833-836.
- [12] Helmut Willems, Wan Xiaogiao, Yin Jiarun, et al. The Mesozoic Development of the N-Indian Passive Margin and of the Xigaze Forearc Basin in Southern Tibet, China [M]. *Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen*, 1995.
- [13] Wang Jianfeng. *Geochemistry of Uranium* [M]. Beijing: Atomic Energy Publishing House, 1986. [王剑锋. *铀地球化学教程* [M]. 北京: 原子能出版社, 1986.]
- [14] Zhao Qiyan, et al eds. *Geochemistry of Ocean* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1995. [赵其渊等编. *海洋地球化学* [M]. 北京: 地质出版社, 1995.]
- [15] Yu Guangming, Wang Chengshan. *Sedimentary Geology of the Xizang (Tibet) Tethys* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1990. [余光明, 王成善. *西藏特提斯沉积地质* [M]. 北京: 地质出版社, 1990.]
- [16] Bureau of Geology and Mineral Resources of Xizang Autonomous Region. *Regional Geology of Xizang (Tibet) Autonomous Region* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1993. [西藏自治区地质矿产局. *西藏自治区区域地质志* [M]. 北京: 地质出版社, 1993.]
- [17] William T Holser, Mordechai Magaritz, Robert L. Ripperdan. Global isotopic events [A]. In: Otto H Walliser, ed. *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic* [C]. Berlin: Springer-verlag Heidelberg, 1996. 63-80.
- [18] Jan Veizer, Dieter Buhl, Andreas Dieuer, et al. Strontium isotope stratigraphy: potential resolution and event correlation [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1997, 132: 65-77.
- [19] Smalley P C, Higgins A C, Howarth R J, et al. Seawater Sr isotope variations through time: A procedure for constructing a reference curve to date and correlate marine sedimentary rocks [J]. *Geology*, 1994, 22: 431-434.
- [20] Burke W H, Denison R E, Hetherington E A, et al. Variation of seawater  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  through Phanerozoic time [J]. *Geology*, 1982, 10: 516-519.
- [21] Huang Sijing, Chen Jianming, Leng Dexun. The strontium isotopes of deep-sea siliceous rocks from earlier Carboniferous to earlier Permian, Qinzhou, Guangxi [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 1999, 17(4): 542-546. [黄思静, 陈建明, 冷德勋. 广西钦州石炭—二叠纪深海硅质岩的锶同位素组成及其地质意义[J]. *沉积学报*, 1999, 17(4): 542-546.]

## MIDDLE-CRETACEOUS GEOCHEMICAL ANOMALY AND THEIR RESPONSES TO SEA-LEVEL CHANGES IN TINGRI OF TIBET

ZHAO Wen-jin<sup>1</sup>, WAN Xiao-qiao<sup>2</sup>

(1. Institute of Vertebrate Paleontology and Paleoanthropology, CAS, Beijing 100044, China;

2. China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

**Abstract:** A series of light-dark gray marine clastic and carbonate rocks of middle Cretaceous (late Cenomanian to early Turonian) are well exposed in the Gongzha Section of Tingri in southern Tibet. The strata near the Cenomanian-Turonian boundary can be subdivided into the Lengqingre and Gangbacunkou formations in ascending order, and the Cenomanian-Turonian boundary located in the upper part of Lengqingre formation. The characteristics of microfauna and geochemistry from the strata show that tremendous changes took place in marine middle Cretaceous. In this paper, we mainly study the middle Cretaceous geochemical characteristics and their response to sea level changes in southern Tibet of China.

The carbon, strontium and Uranium (U), Thorium (Th), Kalium (K) isotope composition of marine rocks are mainly controlled by global events that are related to the changes of sea level, such as relative amount of organic accumulation, changes in seafloor spreading rate and palaeoclimate variation etc. The <sup>13</sup>C curve of Tingri in middle Cretaceous is characterized by low-high-low cycle change, and the positive excursion of <sup>13</sup>C values happens near the Cenomanian-Turonian boundary. Those characteristics coincide with sea level changes, accumulation of organic carbon and oceanic anoxic event during this period. The changes of U, Th and K abundance values near Cenomanian-Turonian boundary in Tingri indicate that their compositions are higher during oceanic anoxic period because of increase of organic materials and clay minerals, which are the results from the changes of sea level. In southern Tibet, the <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ratio in middle Cretaceous is 0.7076. It is obvious that the value is rather low. We suspect that it should be related to the tectonic activity and big change of sea level in this time.

In southern Tibet of China, middle Cretaceous is a period of short time expansion of the Tethyan ocean, which brings about sea level rises, accumulation of large amount of organic carbon and oceanic anoxic event. Some geochemical anomaly changes during this period, such as the positive excursion of <sup>13</sup>C values and U, Th and K abundance values, the relatively low <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ratio and so on, correspond to the sea level rises. There is no doubt that those geochemical anomaly changes are sensitive indicators of the sea level changes in middle Cretaceous.

**Key words:** Geochemical characteristics; Sea level rises; Middle Cretaceous; Tingri area; Southern Tibet.