



晚塞诺曼期东特提斯洋古海洋环境探析 ——以西藏定日地区为例

刘欣宇, 李永祥

引用本文:

刘欣宇, 李永祥. 晚塞诺曼期东特提斯洋古海洋环境探析 ——以西藏定日地区为例[J]. 沉积学报, 2021, 39(5): 1171–1184.

LIU XinYu, LI YongXiang. An Investigation of the Late Cenomanian Paleoenvironmental Changes in Eastern Tethys: Insight from the sedimentary archive from Tingri, Tibet, China[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2021, 39(5): 1171–1184.

相似文章推荐 (请使用火狐或IE浏览器查看文章)

Similar articles recommended (Please use Firefox or IE to view the article)

新疆柴窝堡盆地南缘晚新生代陆源沉积物岩石磁学特征及其古环境意义

Rock Magnetic Properties and Paleoclimate Implications of Late Cenozoic Terrigenous Succession from the Southern Chaiwopu Basin, Xinjiang

沉积学报. 2017, 35(3): 516–526 <https://doi.org/10.14027/j.cnki.cjxb.2017.03.010>

贵州紫云晚二叠世—早三叠世初火山作用与生物礁的沉积演化

The Relationship between Volcanism and Reef Sedimentary Evolution from Late Permian to the Beginning of Early Triassic in Ziyun Area, Guizhou Province

沉积学报. 2017, 35(1): 24–34 <https://doi.org/10.14027/j.cnki.cjxb.2017.01.003>

长江三角洲全新世地层中潮滩沉积磁性特征及其古环境意义

Magnetic Properties of Holocene Tidal Flats in the Yangtze Delta and Their Paleoenvironmental Implications

沉积学报. 2016, 34(6): 1165–1175 <https://doi.org/10.14027/j.cnki.cjxb.2016.06.014>

滇黔北坳陷寒武系碳酸盐岩古海洋环境特征及地质意义

Characteristic of the Cambrian Carbonate Paleo-ocean Environment in the Dianqianbei Depression and Its Geological Significance

沉积学报. 2016, 34(5): 811–818 <https://doi.org/10.14027/j.cnki.cjxb.2016.05.001>

MIS3中期以来北黄海中部陆架古环境演化

Paleo-environmental Evolution in the Central Shelf of the North Yellow Sea Since mid-MIS3

沉积学报. 2016, 34(1): 102–110 <https://doi.org/10.14027/j.cnki.cjxb.2016.01.009>

文章编号:1000-0550(2021)05-1171-14

DOI: 10.14027/j.issn.1000-0550.2020.045

晚塞诺曼期东特提斯洋古海洋环境探析 ——以西藏定日地区为例

刘欣宇,李永祥

内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室(南京大学),南京大学地球科学与工程学院,南京 210023

摘要 发生于白垩纪中期塞诺曼期—土伦期之交的大洋缺氧事件2(OAE2)被认为是研究大洋缺氧事件形成与其他地质过程异常的重要窗口。重建晚塞诺曼期OAE2事件发生之前的古海洋环境对于理解OAE2的成因机制至关重要。因而选择沉积速率快且有高分辨率年代标尺的西藏定日地区OAE2剖面事件层位之下冷青热组地层开展了详细的岩石磁学研究,旨在为重建研究区晚塞诺曼期古海洋环境演化提供新约束。对剖面-5.20 m至30 m的地层以10 cm间隔采样352个,并测得这些样品的磁化率,重点对-5.20 m至0 m样品测量其非磁滞剩磁,饱和等温剩磁等岩石磁学参数。结合已有的0 m至37.2 m的岩石磁学数据,获得了-5.20 m至37.2 m的完整的岩石磁学记录,并将其年龄限定为 (95.58 ± 0.15) Ma至 (94.55 ± 0.15) Ma。岩石磁学结果显示1)95.58~95.10 Ma期间磁性矿物含量增多,反映沉积区物源供给逐渐增多。这很可能是由于晚塞诺曼期全球海平面下降(KCe4)所导致,且 (95.10 ± 0.15) Ma时海平面下降至最低。2)磁性矿物种类变化反映定日地区古海洋环境在~94.7 Ma发生了较显著变化,从95.10~94.70 Ma期间亚氧化为主的环境逐渐演变为~94.7 Ma后趋于缺氧的海洋环境。这很可能是由于95.10 Ma海平面上升及相伴的低氧带(OMZ)扩张至研究区所致。研究限定的 (95.10 ± 0.15) Ma作为全球海平面上升的初始时间可为研究其他OAE2剖面海平面上升对OAE2形成的影响提供重要的年代约束。结合晚塞诺曼期活跃的火山活动,我们认为晚塞诺曼期全球性海平面上升和火山活动共同作用导致了OAE2事件的发生。

关键词 晚塞诺曼期;东特提斯洋;古海洋环境;环境磁学;OAE2

第一作者简介 刘欣宇,男,1995年出生,硕士研究生,环境磁学,E-mail: MG1729065@smail.nju.edu.cn

通信作者 李永祥,男,教授,E-mail: yxli@nju.edu.cn

中图分类号 P534.53 P736.22 **文献标志码** A

0 引言

白垩纪大洋缺氧事件(Oceanic Anoxic Events, OAEs)是发生于白垩纪中期(~120-90 Ma)温室地球时期的重大地质事件^[1-2]。这些事件期间全球主要洋盆出现大范围缺氧^[3-6],沉积了大量富有机质黑色页岩^[4,7-8]。同时,也伴随着海洋生物的快速演替^[9-10]以及对全球碳循环的重大扰动,表现为海、陆相记录中特征的、大幅度的碳酸盐和有机质的碳同位素漂移^[2,11-15]。白垩纪中期的大洋缺氧事件主要包括白垩纪阿普特—阿尔布期(Aptian-Albian Stage)的OAE1a,OAE1b,OAE1c,OAE1d^[16-18],塞诺曼—土伦期(Cenomanian-Turonian Stage)的OAE2^[11,19-20]以及康尼亚克—圣通期(Coniacian-Santonian Stage)的OAE3^[21-22]。自白垩纪大洋缺氧事件提出^[1]以来,围绕这些事件

的特征、时限、分布以及成因等方面已开展了大量研究工作^[2,23-24],对于白垩纪大洋缺氧事件的认识也已取得了长足进展。就大洋缺氧事件的成因而言,通常认为,引起洋盆大范围缺氧及富有机质黑色页岩大量沉积的主要因素有两方面。一是温室地球状态使得海洋初级生产力提高,产生了大量的有机质,并导致洋盆缺氧^[2,25];二是温室地球状态下,大洋环流减缓使得洋盆在缺氧环境下增强了保存有机质的能力^[26-27]。而导致这两方面异常的根本原因被认为与白垩纪中期活跃的火山活动有关^[28]。这是因为主要的大洋缺氧事件似乎与海洋中大火成岩省(Large Igneous Provinces, LIPs)的形成相伴^[9,29]。海底大火成岩省形成过程中的火山活动向海洋和大气释放大量的CO₂,使全球温室效应加剧,大洋环流减缓,导致洋盆缺氧,形成了有利于有机质大量埋藏的海洋环境。

收稿日期:2020-03-21; 收修改稿日期:2020-06-04

基金项目:国家自然科学基金(41774075,41888101)[Foundation: National Natural Science Foundation of China, No. 41774075,41888101]

另一方面,加剧的全球温室效应也加速了全球水循环,并导致从大陆流入海洋的营养成分增加,从而使大洋初级生产力增强^[3,30]。同时,活跃的火山活动及形成的大火成岩省的玄武岩与海水发生相互作用,向海水中注入了大量对海洋生物有重要生物化学意义的营养元素^[23,31-35]。这也极大促使海洋初级生产力增强。大洋初级生产力的提高导致洋盆大范围的缺氧环境及富有机质黑色页岩的形成,并引起特征的 $\delta^{13}\text{C}$ 漂移^[2,25]。

在白垩纪中期的多次大洋缺氧事件中,发生于塞诺曼/土伦(C/T)之交的大洋缺氧事件(OAE2)是研究程度最高的OAE事件之一^[2,23],为探究白垩纪中期温室地球期间大洋缺氧事件形成与其他过程异常提供了一个重要窗口。OAE2发生于白垩纪中期温室地球的极热时期^[36],应该是温室地球状态下发生的最具代表性的大洋缺氧事件。另外,在OAE2事件发生之前的白垩纪塞诺曼中期,还发生了另一个持续更短暂,碳同位素偏移幅度更小但与OAE2的碳同位素偏移趋势类似的古海洋事件,被称为中塞诺曼事件(mid-Cenomanian Event, MCE)^[37-38]。中塞诺曼事件被认为是OAE2事件发生的前奏,为OAE2在塞诺曼/土伦之交的最终发生提供了必要的古海洋环境背景^[27,39]。因此,探究从中塞诺曼事件到塞诺曼/土伦之交发生OAE2期间,即晚塞诺曼期的古海洋环境显然对于理解OAE2的成因机制至关重要。

部分地区开展的针对晚塞诺曼期古海洋学、海平面变化和古生物及环境演化的研究^[10,39]表明OAE2和MCE的触发机制和气候—碳循环反馈具有一定的可比性,且两事件似乎均与海平面变化有一定关联。但对于海面变化与OAE2之间的联系、古海洋环境演化对OAE2的发生、海平面变化的年龄约束等诸多问题仍需进一步研究。

我国西藏南部是研究晚塞诺曼期古海洋环境变化的理想地区。藏南地区在古地理上处于特提斯洋东段,发育了广泛的白垩纪海相沉积,并记录了多次大洋缺氧事件^[10,18-19,40]。前人通过对定日贡扎地区出露的白垩纪海相地层的岩石地层、生物地层以及碳同位素化学地层学研究限定了塞诺曼—土伦阶的界线和OAE2事件层位^[19,41-44],探讨了OAE2期间的古环境变化^[42,45-46]。Li *et al.*^[14]对定日贡扎剖面开展了高分辨率磁化率和碳同位素地层分析,并开展了旋回地层研究,获得了目前有轨道尺度年代约束的、分辨率

最高、最完整的OAE2记录。而且,该高分辨率OAE2记录与全球主要的海、陆相OAE2记录可进行高分辨率对比^[14]。因此,定日贡扎剖面已成为研究东特提斯域OAE2事件的一个典型剖面^[14,19]。前人在贡扎剖面已经用不同的环境替代指标研究了古海洋环境变化^[42,45-48]。但是,以往研究的重点是重建OAE2期间的古环境变化,对于从MCE到OAE2的晚塞诺曼期的古海洋环境变化的详细研究仍然缺乏。针对这一关键科学问题,本研究在前人在定日贡扎剖面研究基础上,主要运用岩石磁学指标,重点对藏南记录中OAE2事件发生之前的晚塞诺曼期的古海洋环境变化开展深入研究。岩石中磁性矿物含量、类型、粒度会受到沉积环境的影响而变化,相应地,通过刻画、分析沉积岩的岩石磁学参数的变化可以揭示古环境的变化^[49-51]。

1 区域地质概况

本文研究区位于我国藏南地区。该区由五个构造单元组成,由北向南分别是:冈底斯岩基、日喀则弧前盆地、雅鲁藏布江缝合带、特提斯喜马拉雅和高喜马拉雅。研究区属于特提斯喜马拉雅构造单元(图1a)。以定日—岗巴大断裂为界,可以将特提斯喜马拉雅分为以江孜地区为代表的北亚带和以岗巴定日地区为代表的南亚带。特提斯喜马拉雅在古地理上位于特提斯洋东段(图1b)。不同于以深海、半深海沉积物为主的北亚带,长期处于稳定的浅海陆棚沉积环境的南亚带主要由碳酸盐和外陆架陆源物质组成^[53-55]。

位于特提斯喜马拉雅南亚带的定日贡扎地区出露一套完整的上白垩统地层。该套地层从下往上包括察且拉组、冷清热组、岗巴村口组和宗山组。前人对该地区的上白垩统地层已经从生物地层^[41,44]、旋回地层^[14,56-57]、层序地层^[57]以及化学地层^[14,19,42,58]等多方面开展了研究。其中,塞诺曼—土伦阶地层记录了白垩纪大洋缺氧事件OAE2^[14,19,42-43,45,59]。对贡扎剖面包含塞诺曼—土伦阶界线的0~70 m的地层的高分辨率碳同位素分析显示OAE2层位出现于冷青热组的顶部和岗巴村口组底部。OAE2事件起始于该剖面的37.2 m处,事件层位共厚约35 m^[14]。旋回地层学研究将OAE2事件的起始年龄限定为 $(94.55 \pm 0.15) \text{ Ma}$ ^[14]。马丽凤^[47]和Li *et al.*^[48]在该剖面运用岩石磁学指标重点探讨了OAE2期间的古海洋环境变化。而且这些

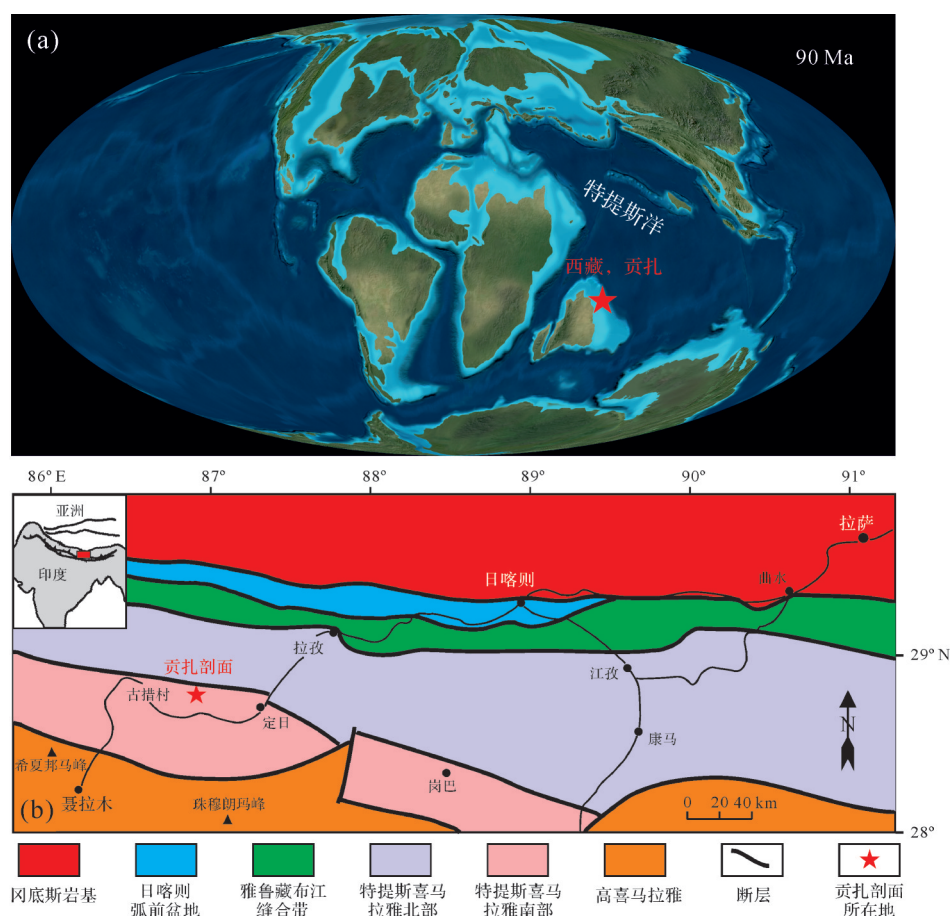


图1 贡扎剖面位置

(a)白垩纪中期(~90 Ma)古地理图(据Blakey^[52]修改);(b)贡扎剖面地质简图(据Li et al.^[19]修改)

Fig.1 Maps of the location of the studied Gongzha section at (a) ~90 Ma, and (b) present day(modified from references[19,52])

研究及Li et al.^[19]、Li et al.^[14]等研究在剖面野外露头上标注了主要层位的高度。这些为本研究在该剖面深入探析晚塞诺曼期的古海洋环境变化提供了极大的便利和重要的约束。

2 采样与方法

2.1 野外勘查、采样及样品前处理

围绕本研究的主要科学目标,即探究晚塞诺曼期的古海洋环境变化,我们主要对贡扎剖面OAE2事件起始层位37.2 m以下的地层勘查,并尝试将原剖面向下延伸,即也包含原剖面0 m以下的地层,以便尽可能获得完整的晚塞诺曼期的地层记录。该剖面出露于海拔约4 700 m的山脊上。剖面0 m以下的山坡上覆盖较为严重。我们进行了大量的野外勘查,发现山脊附近冲沟中有较好的露头。因此,我们尝试将山脊上的露头与附近冲沟中的地层来对接,以期向0 m下延伸剖面。结果发现冲沟中的地层存在

局部岩层产状变化,指示岩层可能发生了错动,很难将原山脊上的露头与附近冲沟中的地层建立准确的层与层的对接。鉴于此,我们对山脊上原剖面0 m以下的露头做了仔细野外分析,在山脊露头上,向0 m以下延伸了约6 m,即延伸到层位-6 m。-6 m以下没有连续的露头,无法将剖面再向-6 m以下延伸。因此,我们对新延伸的0 m至-6 m的地层以10 cm间距采样,采样至-5.3 m处。另外,为了与马丽凤^[47]和Li et al.^[14,48]在该剖面已有的0 m以上岩石磁学数据对比、衔接,进而在该剖面上获得层位一致、连续的晚塞诺曼期的岩石磁学数据,本研究也对剖面0 m至30 m以10 cm间距采样。

在室内,首先将野外采集的无定向块状样品做前处理获得新鲜样品,然后再将其切成2 cm边长的立方体块样。对每个样品经称重后,进行下一步岩石磁学测量。另外,等间距挑选0 m以下14个层位的样品用于测量其碳同位素($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$)。用牙钻垂直其新鲜表面钻取粉末。样品钻取时避开后期形成的

方解石脉,以消除成岩作用对样品碳同位素结果的影响。

2.2 岩石磁学测量

测量磁化率(χ)、非磁滞剩磁(ARM)以及等温剩磁(IRM)等岩石磁学参数。使用 AGICO KLY-3 卡帕桥磁化率仪测量样品的体积磁化率(κ),两次重复测量后,取平均值为体积磁化率值,经质量归一化后获得质量磁化率(χ)。测量了所有样品的磁化率。对 0 m 以下的样品还开展了 ARM、IRM 等其他磁学参数的测量。用 Molspin 交变退磁仪及 pARM 装置在峰值为 100 mT 交变场和外加 0.05 mT 直流场下获得 ARM,并通过 2G-755 岩石超导磁力仪进行测量。非磁滞剩磁磁化率(χ_{ARM})由 ARM 经质量归一化以及直流场归一化后获得。另外,选取了 22 件样品测量其等温剩磁获得曲线,从 20 mT 逐步,经 36 步增加至 2.4 T。使用 ASC IM-10-30 脉冲磁力仪获得 IRM,并用旋转磁力仪 JR-6A 进行测量。对于其余样品,先将在 1.2 T 磁场下获得的 IRM 定义为饱和等温剩磁(SIRM),然后测量反向 300 mT 磁场下获得的 IRM_{-300mT},并由此计算出样品的硬等温剩磁(HIRM)($\text{HIRM}=[\text{IRM}_{-300\text{mT}}+\text{SIRM}]/2$)及 S 率(S-ratio)($\text{S-ratio}=-\text{IRM}_{-300\text{mT}}/\text{SIRM}$)。以上所有岩石磁学参数的测量在南京大学古地磁实验室完成。

2.3 $\delta^{13}\text{C}$ 测试

在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室完成样品的碳同位素测试分析。所用仪器为 Finnigan 公司的 Delta Plus XP 连续流质谱仪。测试结果以 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 同位素比值 VPDB 标准化表示,精度高于 0.2‰。

3 结果

3.1 地层学结果

本研究获得了贡扎剖面-5.3 m 至 30 m 的磁化率结果(图2)。为了将 0 m 以下延伸的地层中的岩石磁学结果与已有的 0 m 以上的岩石磁学结果准确衔接,我们选择用磁化率作为地层对比的依据。将本研究获得的-5.3 m 至 30 m 高分辨率磁化率结果与已有的 0 m 至 35.0 m 的磁化率结果^[14,47](图2)对比,发现除 2.5~4 m 之间出现微小的层位错位之外,其他层位的磁化率值和剖面磁化率的总体变化趋势吻合良好。该错位由于在 0~5 m 区间采样时,对区间内 3 m、4 m 层位划定略有测量误差导致。因为 0 m 及 5 m 地层

处有前人标记,该错位并不影响剖面的对比衔接。鉴于前人已对 0 m 以上地层开展较为深入研究,0~5 m 地层数据仍以前人为准。根据磁化率变化趋势和对比归一化后的质量磁化率值大小,将延伸地层的-0.1 m 处与原剖面 0 m 处对应。相应的,将本研究获得的-0.10 m 至-5.30 m 层位的岩石磁学结果的层位统一向上移 0.10 m 与已有的原剖面 0 m 至 40.0 m 的岩石磁学结果^[14,47]衔接。这样究形成基于磁化率的,从-5.20 m 至 37.2 m 统一、完整的晚塞诺曼期的岩石磁学数据,用于分析研究剖面晚塞诺曼期古海洋环境的变化。

3.2 岩石磁学结果

3.2.1 磁性矿物含量

沉积物中磁性矿物的含量通常可由磁化率(χ)、非磁滞剩磁磁化率(χ_{ARM})和饱和等温剩磁(SIRM)指示。 χ 常用来反映物质被磁化的难易程度。沉积物中顺磁性、抗磁性和铁磁性颗粒均对 χ 有贡献,因而 χ 可以粗略反映磁性矿物的含量^[49]。 χ_{ARM} 对稳定单畴的亚铁磁性颗粒敏感。因此,可以指示较细的亚铁磁性矿物颗粒的相对含量^[60];沉积物中所有亚铁磁性矿物的含量则用 SIRM 来估计^[49]。如图 3a~c 所示, χ 自剖面底部向上表现为先增大后又略微减小,但总体上呈增大的趋势。 χ_{ARM} 则自剖面底部向上呈现逐步变大的趋势。同样,SIRM 也显示出逐步增大的趋势。以上结果表明,从-5.2 m 至 0 m,地层中磁性矿物含量表现为逐渐增多的趋势。

3.2.2 磁性矿物类型

沉积物或者岩石中高矫顽力“硬”磁性矿物的含量可由 S-ratio 和 HIRM 表征。S-ratio 越小,对应的 HIRM 越大,指示高矫顽力磁性矿物(如赤铁矿、针铁矿)含量越多。相应的,低矫顽力磁性矿物相对含量增多时,S-ratio 越趋近 1,HIRM 则越小^[61-62]。图 3g 和 h 展示从-5.2 m 至 0 m 地层的 S-ratio 和 HIRM 的变化。结果显示这些样品的 S-ratio 在 0.2~0.9 之间变化,表明这些样品中含有两种不同的矿物类型:一部分样品的 S-ratio 为 0.7~0.8,即样品中存在低矫顽力磁性矿物;其余样品的 S-ratio 为 0.2~0.4,即样品中存在高矫顽力磁性矿物。样品 HIRM 的变化与 S-ratio 的变化相互对应,即 HIRM 高值对应于 S-ratio 低值。因此,-5.2 m 至 0 m 地层中不仅含有低矫顽力磁性矿物,也存在高矫顽力磁性矿物。

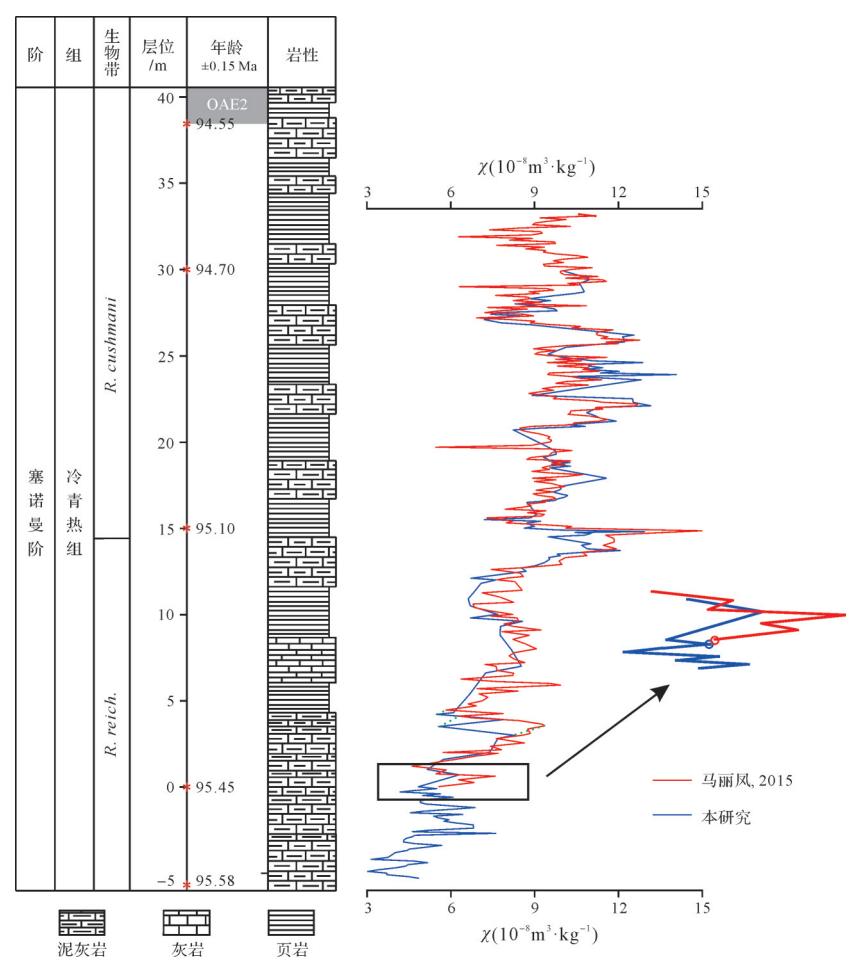


图2 本研究样品磁化率与马丽风^[47]磁化率对比(地层柱状图据文献[47]修改; *±0.15 Ma处年龄据文献[48])
Fig.2 Comparison of high-resolution magnetic susceptibility in this study for 0-37.2 m of the stratigraphic column section (modified from reference[47]). Asterisks indicate the level with estimated ages based on reference[48]

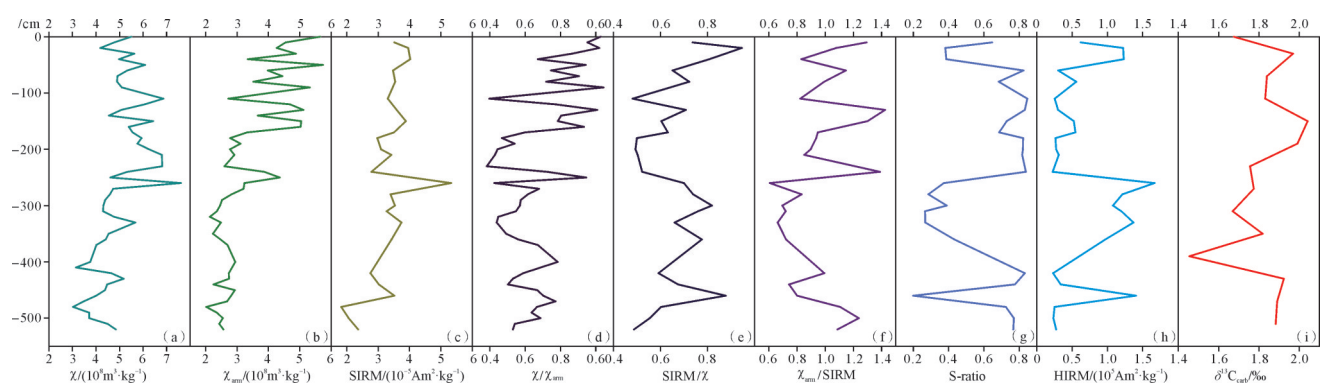


图3 贡扎剖面0~-5.2 m岩石磁学参数变化曲线
Fig.3 Variation of magnetic parameters at depths 0 m to -5.2 m, Gongzha section

该地层-0.3 m和-4.0 m处样品的等温剩磁获得曲线显示在2.4 T外场下其等温剩磁强度仍然没有达到饱和,在300 mT时获得的等温剩磁强度仅为在2.4 T外场下获得的等温剩磁强度的34%~38%(图4a,b)。这说明该样品中高矫顽力磁性矿物为其饱

和等温剩磁(SIRM)的主要载磁矿物。而-0.7 m和-1.2 m处的样品在300 mT时获得的等温剩磁强度是最大外场下获得的等温剩磁强度的78%~81%(图4c,d)。这表明这些样品中低矫顽力磁性矿物为其SIRM的主要载磁矿物。

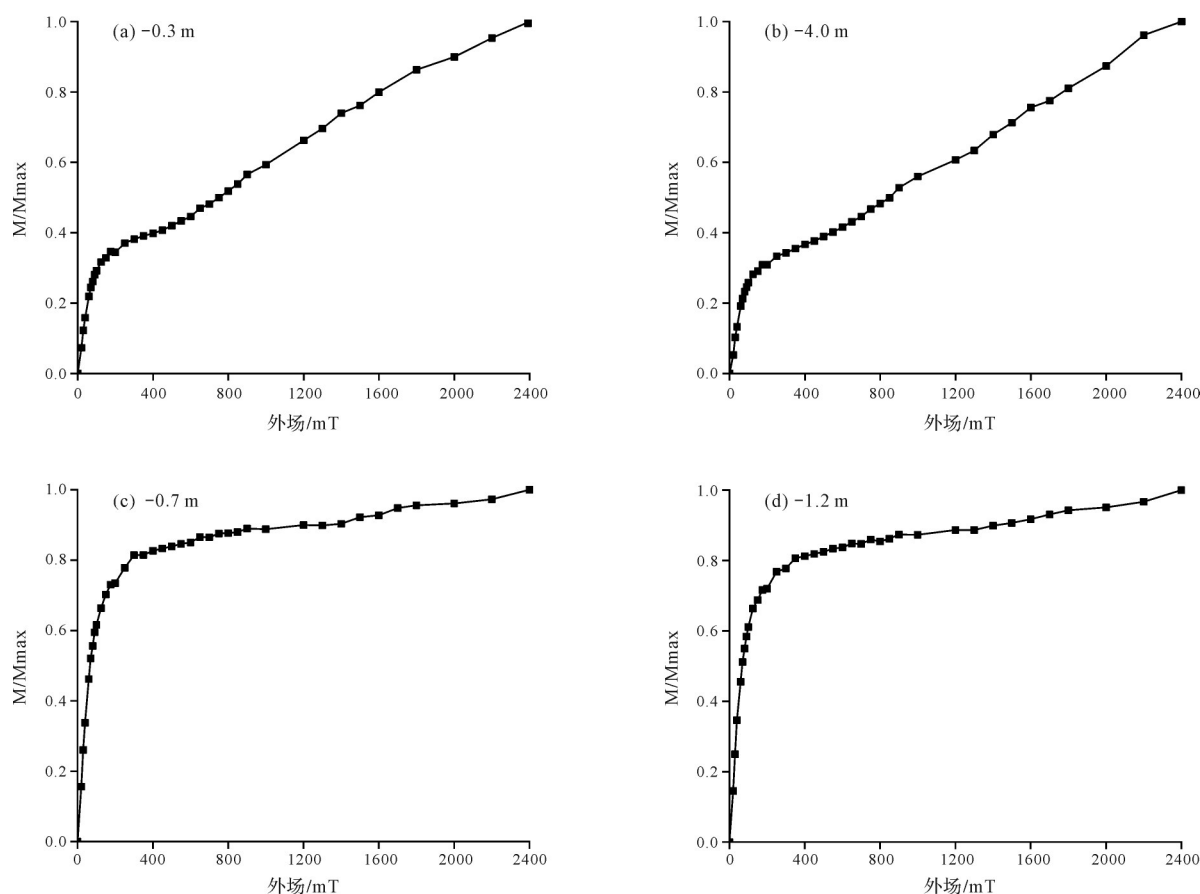


图4 贡扎剖面0~-5.2 m代表性样品的IRM获得曲线

Fig.4 IRM acquisition of samples from the 0 m to -5.2 m interval, Gongzha section

样品的磁化率随温度变化曲线(κ -T曲线)也可用于判别磁性矿物类型。代表性样品的 κ -T曲线显示样品的磁化率随温度变化特征基本一致(图5)。-0.3 m和-4.0 m处的样品显示其磁化率在室温加热至300 °C时保持稳定;300 °C到325 °C磁化率随温度升高,325 °C到400 °C磁化率随之下降,表明沉积物中有铁硫化物(磁黄铁矿[Fe₇S₈]或胶黄铁矿[Fe₃S₄])存在;400 °C到550 °C磁化率再次随温度升高,当温度提升至580 °C,即磁铁矿的居里点时,磁化率急剧下降,表明在加热的过程中有磁铁矿出现;温度升至640 °C时磁化率衰减至最小值,表明沉积物中有赤铁矿存在。而-0.7 m和-1.2 m处的样品显示其磁化率在室温加热至400 °C缓慢降低,表明样品中含有顺磁性矿物;400 °C之后的曲线变化与之前样品变化相似,表明沉积物中有赤铁矿与磁铁矿存在。所有样品冷却曲线均远高于加热曲线,说明有亚铁磁性矿物在加热过程中生成,从600 °C急剧增加,表现出磁铁矿的性质,可能是顺磁性矿物加热转化为磁铁矿。

综合等温剩磁获得曲线和 κ -T曲线,0到-5.2 m地层的磁性矿物主要为磁铁矿、赤铁矿及铁硫化物(磁黄铁矿[Fe₇S₈]或胶黄铁矿[Fe₃S₄])。

3.2.3 磁性矿物粒度

磁性矿物颗粒大小通常由 χ_{ARM}/χ 、 $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$ 和 SIRM/χ 指标反映。当磁性矿物颗粒粒径大于超顺次颗粒(SP)时,三个参数的数值越小,指示磁性矿物颗粒越粗;反之,这些参数的值越大时,反映磁性矿物颗粒越细^[60,63]。研究地层的 χ_{ARM}/χ 、 $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$ 和 SIRM/χ 随深度变化显示小幅度波动,但总体稳定(图3d-f),暗示研究岩层中磁性矿物粒度总体较一致,并无显著变化。

3.3 碳同位素结果

14个样品的碳同位素测试分析结果显示, $\delta^{13}\text{C}$ 的最大值为2.04‰,最小值为1.45‰,相差0.59‰(图3i)。 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 不存在相关性(图6),表明 $\delta^{13}\text{C}$ 没有受到后期成岩作用的改造。综合来看,OAE2层位之下的地层中,由下至上 $\delta^{13}\text{C}$ 值并没有明显的变化趋势。

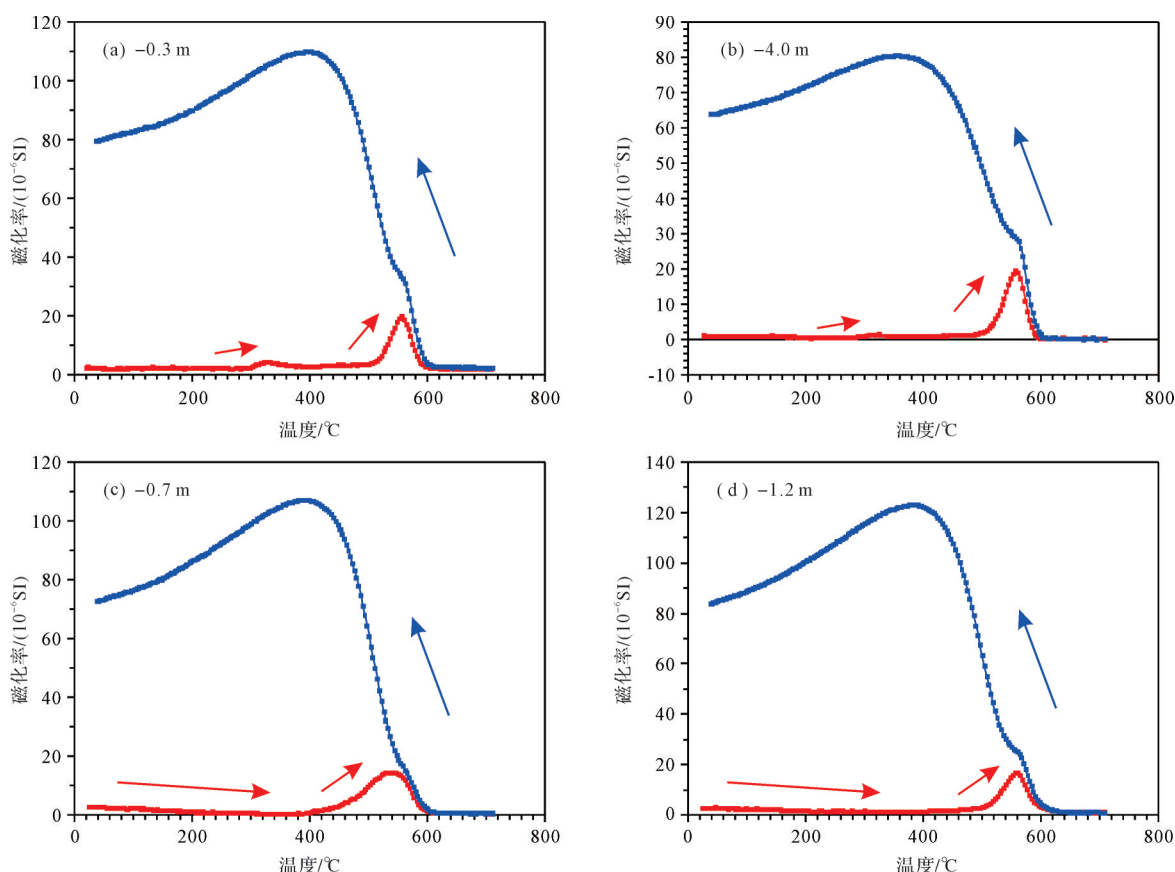


图5 贡扎剖面0~-5.2 m典型样品磁化率随温度变化曲线

Fig.5 Changes of magnetic susceptibility with sample temperature from the interval 0 m to -5.2 m, Gongzha section

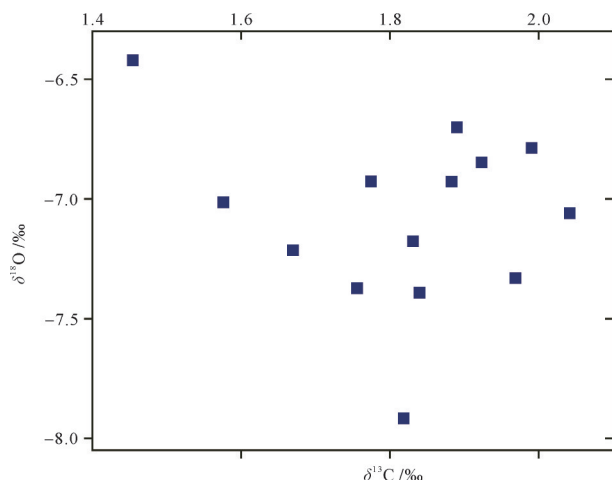


图6 贡扎剖面0~-5.2 m样品的碳、氧同位素相关性分析

Fig.6 Correlation of carbon and oxygen isotopes of samples from the interval 0 m to -5.2 m, Gongzha section

4 讨论

4.1 研究层位的年代

因为本研究的重点是探析OAE2事件发生之前

的古海洋环境变化,所以,本研究的目标层位从-5.20 m至OAE2事件的起始层位。贡扎剖面高分辨率OAE2记录显示,OAE2事件起始于剖面的37.2 m处,所对应的年龄为 (94.55 ± 0.15) Ma^[14](图2)。前人在其他剖面的研究表明,中塞诺曼事件(MCE)发生于~96 Ma,表现为~1‰的特征碳同位素正漂^[37-38]。本研究获得的-5.20 m至0 m的碳同位素结果并未显示出~1‰幅度的碳同位素漂移(图3i)。这说明,MCE层位应该位于-5.20 m以下,也就是说-5.20 m处的年龄应该小于96 Ma。鉴于-5.20 m至0 m地层岩性与0 m至5.0 m的地层岩性相似,我们采用贡扎剖面0~70 m的轨道尺度年代标尺^[14],结合0 m至5.0 m的沉积速率(1 m/0.23 Ma)来估算-5.20 m至0 m段地层的年龄。由此获得研究剖面最底部-5.20 m处的年龄约为 (95.58 ± 0.15) Ma。因此,本研究的目标层位是从-5.20 m至37.2 m,对应的晚塞诺曼期的年代范围为 (95.58 ± 0.15) Ma至 (94.55 ± 0.15) Ma(图2)。

4.2 晚塞诺曼期定日地区古海洋环境变化

沉积岩磁性特征的变化与沉积物物源、沉积环境以及沉积后的成岩作用有关^[49,64-66]。陆源输入量会直接受到物源区与洋盆之间距离的改变而变化,进而引起沉积物中磁性矿物粒度和含量的变化^[67]。沉积区海洋环境的改变也会对磁学性质产生显著影响^[68-69]。因此,沉积物磁性参数的变化可以反映古海洋环境的演变。此外,后期成岩作用也会影响海洋沉积物的磁性特征。贡扎剖面岩石中有机质含量很低,总有机碳含量(TOC)小于1%^[70],而且其碳酸盐的碳同位素变化趋势与全球其他地区同时代的记录均可对比^[14,19,45]。这些特征表明该剖面的沉积记录几乎没有受到后期成岩作用的影响。故贡扎剖面的磁性特征主要受到物源输入和沉积环境的影响。

研究层位的岩石磁学参数显示磁化率(χ)、非磁滞剩磁磁化率(χ_{ARM})和饱和等温剩磁(SIRM)等参数从95.58 Ma至95.10 Ma期间表现出明显增大趋势(图7a~c),表明磁性矿物含量在此期间逐渐增多,且在(95.10 $\pm$ 0.15) Ma时达到最大值。岩石中磁性矿物含量增多反映物源供给增加。研究剖面在

塞诺曼期处于大印度北缘外陆棚沉积环境^[42]。物源供给的增加或者是在海平面稳定情况下,物源区风化剥蚀增强引起;也有可能是海平面降低导致的物源区范围的增大而引起的。由于目前没有证据显示物源区在此期间风化剥蚀增强,沉积岩中磁性矿物的含量的增多更可能与海平面变化有关。这是因为,研究剖面处于外陆棚沉积环境,容易受全球海平面变化的影响^[19,45]。而且,研究发现塞诺曼期(100.5~93.9 Ma^[72])曾发生过多次全球性海平面变化事件,尤其是在塞诺曼晚期发生了一次幅度超过75 m的全球性海平面升降事件KCe4^[71]。因此,研究剖面显示的从95.58 Ma至95.10 Ma期间的磁性矿物含量增多很可能是由于KCe4全球性海平面下降期间导致的物源区范围增大而引起的陆源输入量的增多(图8a)。如果是这样,那么磁性矿物含量增至最大值时应该对应于海平面下降至最低水平时,即晚塞诺曼期KCe4海平面在(95.10 $\pm$ 0.15) Ma下降至最低。

95.10 Ma至94.55 Ma期间,磁化率(χ)、非磁滞剩磁磁化率(χ_{ARM})和饱和等温剩磁(SIRM)等参

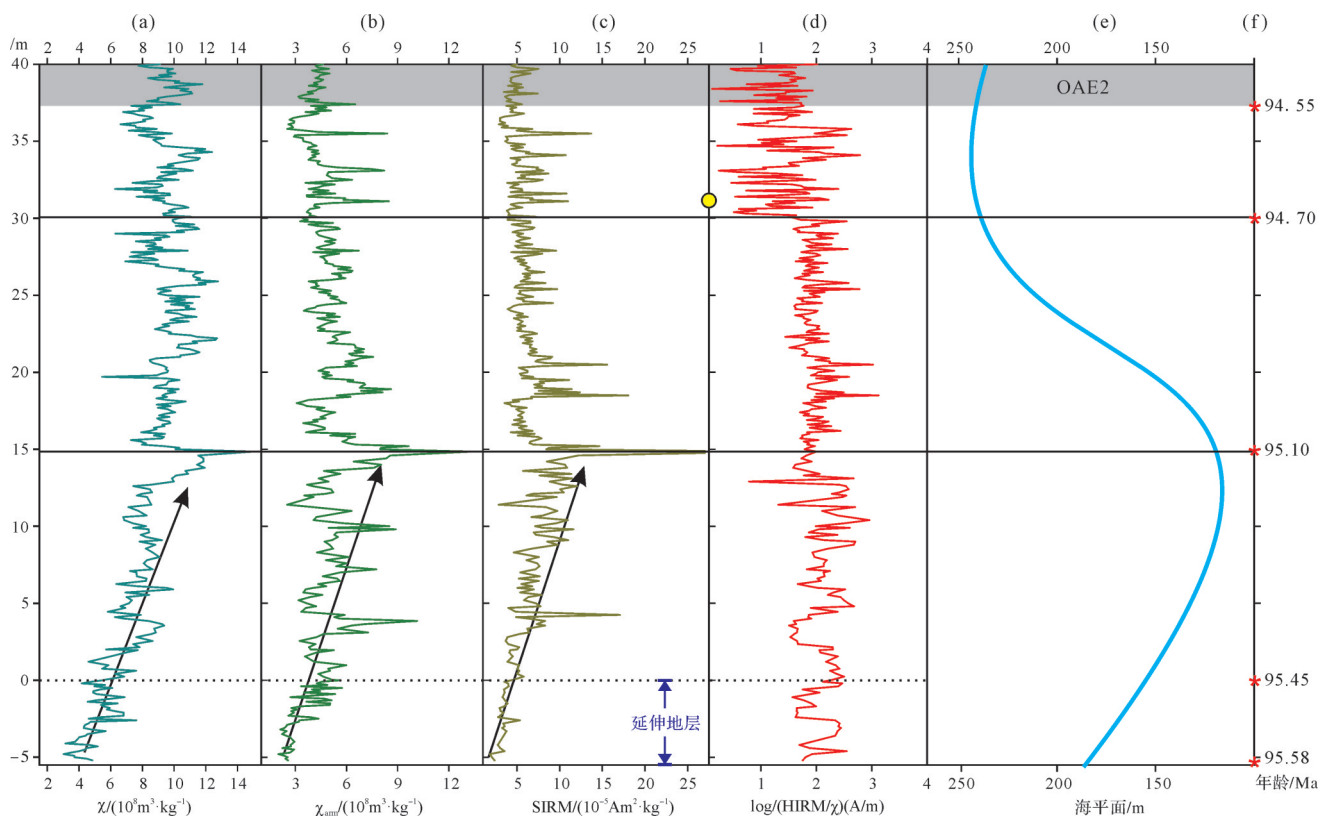


图7 贡扎剖面晚塞诺曼期地层各项参数

(a~c) 0 m以上数据来自马丽凤^[47]; (d) 0 m以上数据来自Li *et al.*^[48]; (e) 海平面变化(据Haq^[71]修改); 黄色实心圆代表草莓状黄铁矿

Fig. 7 Variation of parameters in Late Cenomanian (Mid-Cretaceous) strata, Gongzha section

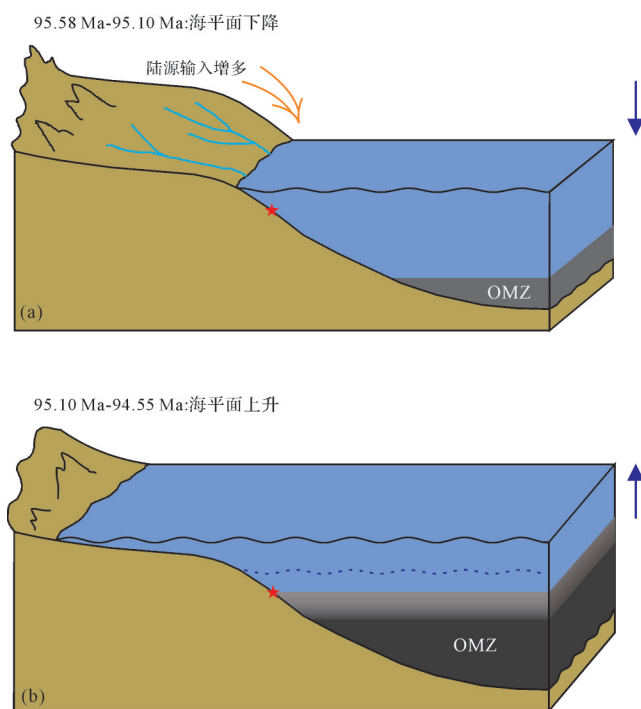


图8 晚塞诺曼期定日地区古海洋环境演化
(据文献[46]修改)

(a)海平面下降,陆源输入增多;(b)海平面上升,OMZ扩张;
★代表贡扎剖面;OMZ:低氧带

Fig. 8 Reconstructed Late Cenomanian (Mid-Cretaceous) paleoenvironmental change in the Tingri area (modified from reference[46])

数总体稳定,仅显示小幅度波动(图7a~c)。这些小幅度波动可能指示沉积环境的细微变化。该研究剖面低分辨率氧化还原敏感微量元素(RSTE)数据^[45]、生物化石记录^[42]以及铁组分分析结果^[48]表明定日地区在该阶段总体处于亚氧化(Suboxic)环境。岩石磁学参数的小幅波动可能暗示叠加于总体亚氧化环境上的从氧化(Oxic,溶解氧>1 mL/L)^[73]、贫氧(Dysoxic,溶解氧含量处于0.1~1 mL/L)^[73]、亚氧化(Suboxic,<5 $\mu\text{mol/kg}$ 的低浓度溶解氧且存在反硝化作用)^[74]至缺氧(Anoxic,溶解氧<0.1 mL/L或完全不存在溶解氧)^[73]等不同氧化还原状态之间的细微变化。Li *et al.*^[48]用 $\text{Log}(\text{HIRM}/\chi)$ 来指示贡扎剖面OAE2事件及附近层位的古海洋氧化还原环境的变化(图7d)。该指标在95.10~94.70 Ma保持相对稳定,在~94.70 Ma之后明显减小,并波动变化(图7d),说明研究区的沉积环境在~94.70 Ma发生了较大变化。磁性矿物的研究表明95.10~94.70 Ma期间沉积物的磁性矿物主要为磁铁矿、赤铁矿及铁硫化物(磁黄铁矿或胶黄铁矿),而在94.70~94.55 Ma期间,扫描电镜(SEM)及能谱分析(EDS)结果显示存在指示还

原环境的草莓状黄铁矿(图7)^[47-48]。这说明,研究区由95.10~94.70 Ma期间的亚氧化环境逐渐演变为~94.7 Ma之后更趋向于缺氧(Anoxic)的环境。

从95.10 Ma至94.55 Ma沉积环境逐渐趋向缺氧环境的变化趋势很可能也与KCe4海平面在~95.10 Ma达到最低之后的逐渐上升有关。海平面上升可以使得沿海植物和低地被淹没,海水中营养物质增加,导致海水生产力增加,从而引起海水中低氧带(oxygen minimum zone,OMZ)横向和垂向扩张^[10,75]。研究区从95.10 Ma至94.55 Ma期间趋向更缺氧的沉积环境可能暗示KCe4海平面上升过程中OMZ扩张的影响逐渐波及到研究区的过程。这一认识得到剖面氮(N)同位素研究结果的支持。 $\delta^{15}\text{N}$ 在OAE2事件发生前表现为负漂,指示OMZ逐渐扩展至沉积区,导致沉积区的缺氧环境^[46]。因此,(95.10 $\pm$ 0.15) Ma之后,随着海平面的上升及相伴的OMZ的逐渐扩张,很可能在(94.70 $\pm$ 0.15) Ma海平面上升至较高水平,OMZ的边缘扩张至沉积区,引起了沉积区古海洋环境总体趋向缺氧环境的演化(图8b),并最终在94.55 Ma发生了OAE2事件。因此,(95.10 $\pm$ 0.15) Ma之后的大幅度海平面上升所引起的OMZ扩张可能是影响定日地区晚塞诺曼期古海洋环境演化及OAE2事件发生的重要因素。

4.3 晚塞诺曼期全球海平面上升与火山活动

在其他主要的OAE2剖面,包括美国普韦布洛、英国伊斯特本以及埃及西奈半岛显示碎屑指数在OAE2事件之前达到一个最大值,随后持续减小,也指示OAE2发生之前全球性海平面出现了先下降及随后持续上升的过程^[45,76-78]。另外,在墨西哥东北部的瓦雷洛(Vallecillo)^[79]、意大利中部和北部地区^[75]、摩洛哥Tarfaya盆地^[80]和中国西藏的江孜地区^[10]的研究均发现了在OAE2事件发生之前的晚塞诺曼期海平面上升引起的OMZ扩张现象。这些结果表明晚塞诺曼期OAE2事件发生之前的全球性海平面上升及相伴的OMZ扩张在东特提斯洋、西特提斯洋、原北大西洋(Proto-North Atlantic)及北美西部内陆海道(Western Interior Seaway)等很多海域产生了总体偏向缺氧的古海洋环境,为之后OAE2事件的广泛发生提供了必要的古海洋环境背景。由于定日贡扎剖面有高分辨率的年代标尺,本研究所获得的(95.10 $\pm$ 0.15) Ma作为晚塞诺曼期海平面大幅上升的初始时间也可用于其他OAE2剖面深入分析塞诺曼晚期不同地区海平面

上升,古海洋环境变化以及与OAE2发生的联系。

另外,晚塞诺曼期的海底火山活动被认为触发了OAE2事件^[33]。海底火山活动可能是在OAE2事件之前~9 kyr(以OAE2持续时间为220 kyr计算)或~23 kyr(以OAE2持续时间为550 kyr计算)^[33],或者~34 kyr(以OAE2持续时间为820 kyr计算^[14])发生的。也就是说,在海平面上升阶段的晚期也发生了强烈的海底火山活动。白垩纪中期活跃的火山活动被认为是产生OAE事件的重要诱发因素^[2,23,29-30,81]。因此,晚塞诺曼期的全球海平面大幅度上升和活跃的火山活动共同作用导致了OAE2事件的发生。

5 结论

本文通过对藏南定日地区贡扎剖面上白垩统冷青热组地层(-5.2~37.2 m)的岩石磁学研究,重建了研究区晚塞诺曼期(95.58±0.15) Ma至(94.55±0.15) Ma期间的古海洋环境演化。岩石磁学结果显示:1)磁化率(χ)、非磁滞剩磁磁化率(χ_{ARM})和饱和等温剩磁(SIRM)等从95.58 Ma至95.10 Ma期间表现出明显增大趋势,且在(95.10±0.15) Ma时达到最大值,表明磁性矿物含量在此期间逐渐增多。该趋势很可能是由于KCe4时期全球海平面下降导致物源区范围增大而引起,且(95.10±0.15) Ma时海平面下降至最低水平。2)95.10~94.70 Ma期间沉积物中磁性矿物主要为磁铁矿、赤铁矿及铁硫化物(磁黄铁矿或胶黄铁矿),而在~94.70 Ma氧化还原环境发生较显著变化,出现了草莓状黄铁矿,表明研究区海洋环境从95.10~94.70 Ma间的亚氧化环境逐渐演变为~94.70 Ma后趋于缺氧的环境。这一氧化还原环境变化趋势很可能是由于~95.10 Ma之后的全球海平面上升引起的OMZ的扩张所导致的。由于本研究剖面具有精细的年代标尺,本研究限定的晚塞诺曼期KCe4海平面上升的初始时间,即(95.10±0.15) Ma,可以为研究其他剖面同期全球海平面上升对OAE2事件的发生提供重要的年代约束。结合晚塞诺曼期活跃的火山活动,我们认为晚塞诺曼期全球性海平面上升及火山活动共同作用导致了塞诺曼—土伦之交的全球性OAE2事件。

致谢 感谢秦世欣和许石华在野外采样和实验中的大力帮助。

参考文献 (References)

- [1] Schlanger S O, Jenkyns H C. Cretaceous oceanic anoxic events: Causes and consequences [J]. *Geologie en Mijnbouw*, 1976, 55 (3/4): 179-184.
- [2] Jenkyns H C. Geochemistry of oceanic anoxic events [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2010, 11 (3): Q03004.
- [3] Bralower T J. Volcanic cause of catastrophe [J]. *Nature*, 2008, 454 (7202): 285-287.
- [4] Trabucho Alexandre J, Tuenten E, Henstra G A, et al. The mid-Cretaceous North Atlantic nutrient trap: Black shales and OAEs [J]. *Paleoceanography*, 2010, 25 (4): PA4201.
- [5] Valle B, Dal'Bó P F, Mendes M, et al. The expression of the Oceanic Anoxic Event 2 (OAE2) in the Northeast of Brazil (Sergipe-Alagoas Basin) [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2019, 529: 12-23.
- [6] Scholz F, Beil S, Flögel S, et al. Oxygen minimum zone-type biogeochemical cycling in the Cenomanian-Turonian Proto-North Atlantic across Oceanic Anoxic Event 2 [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2019, 517: 50-60.
- [7] Arthur M A, Sageman B B. Marine black shales: Depositional mechanisms and environments of ancient deposits [J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1994, 22: 499-551.
- [8] Baioumy H, Lehmann B. Anomalous enrichment of redox-sensitive trace elements in the marine black shales from the Duwi Formation, Egypt: Evidence for the Late Cretaceous Tethys anoxia [J]. *Journal of African Earth Sciences*, 2017, 133: 7-14.
- [9] Leckie R M, Bralower T J, Cashman R. Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous [J]. *Paleoceanography*, 2002, 17 (3): 1041.
- [10] Wang T Y, Li G B, Aitchison J C, et al. Evolution of mid-Cretaceous radiolarians in response to oceanic anoxic events in the eastern Tethys (southern Tibet, China) [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2019, 536: 109369.
- [11] Arthur M A, Dean W E, Pratt L M. Geochemical and climatic effects of increased marine organic carbon burial at the Cenomanian/Turonian boundary [J]. *Nature*, 1988, 335 (6192): 714-717.
- [12] Li Y X, Bralower T J, Montañez I P, et al. Toward an orbital chronology for the early Aptian Oceanic Anoxic Event (OAE1a, ~120 Ma) [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2008, 271 (1/2/3/4): 88-100.
- [13] Tsikos H, Karakitsios V, van Breugel Y, et al. Organic-carbon deposition in the Cretaceous of the Ionian Basin, NW Greece: The Paquier Event (OAE 1b) revisited [J]. *Geological Magazine*, 2004, 141 (4): 401-416.
- [14] Li Y X, Montañez I P, Liu Z H, et al. Astronomical con-

- straints on global carbon-cycle perturbation during Oceanic Anoxic Event 2 (OAE2) [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2017, 462: 35-46.
- [15] Laurin J, Barclay R S, Sageman B B, et al. Terrestrial and marginal-marine record of the mid-Cretaceous Oceanic Anoxic Event 2 (OAE 2): High-resolution framework, carbon isotopes, CO₂ and sea-level change [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2019, 524: 118-136.
- [16] Coccioni R, Erba E, Premoli-Silva I. Barremian-Aptian calcareous plankton biostratigraphy from the Gorgo Cerbara section (Marche, central Italy) and implications for plankton evolution [J]. *Cretaceous Research*, 1992, 13 (5/6): 517-537.
- [17] Bornemann A, Pross J, Reichelt K, et al. Reconstruction of short-term palaeoceanographic changes during the Formation of the Late albian 'niveau breistroffer' black shales (oceanic anoxic event 1d, SE France) [J]. *Journal of the Geological Society*, 2005, 162(4): 623-639.
- [18] Chen X, Idakieva V, Stoykova K, et al. Ammonite biostratigraphy and organic carbon isotope chemostratigraphy of the early Aptian oceanic anoxic event (OAE 1a) in the Tethyan Himalaya of southern Tibet [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2017, 485: 531-542.
- [19] Li X H, Jenkyns H C, Wang C S, et al. Upper Cretaceous carbon- and oxygen- isotope stratigraphy of hemipelagic carbonate facies from southern Tibet, China [J]. *Journal of the Geological Society*, 2006, 163(2): 375-382.
- [20] Gangl S K, Moy C M, Stirling C H, et al. High-resolution records of Oceanic Anoxic Event 2: Insights into the timing, duration and extent of environmental perturbations from the palaeo-South Pacific Ocean [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2019, 518: 172-182.
- [21] März C, Poulton S W, Beckmann B, et al. Redox sensitivity of P cycling during marine black shale formation: Dynamics of sulfidic and anoxic, non-sulfidic bottom waters [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2008, 72(15): 3703-3717.
- [22] Prauss M L. Marine palynology of the Oceanic Anoxic Event 3 (OAE3, Coniacian-Santonian) at Tarfaya, Morocco, NW Africa-transition from preservation to production controlled accumulation of marine organic carbon [J]. *Cretaceous Research*, 2015, 53: 19-37.
- [23] Jenkyns H C, Dickson A J, Ruhl M, et al. Basalt-seawater interaction, the Plenus Cold Event, enhanced weathering and geochemical change: Deconstructing Oceanic Anoxic Event 2 (Cenomanian-Turonian, Late Cretaceous) [J]. *Sedimentology*, 2017, 64(1): 16-43.
- [24] Robinson S A, Dickson A J, Pain A, et al. Southern Hemisphere sea-surface temperatures during the Cenomanian-Turonian: Implications for the termination of Oceanic Anoxic Event 2 [J]. *Geology*, 2019, 47(2): 131-134.
- [25] Pearce M A, Jarvis I, Tocher B A. The Cenomanian-Turonian boundary event, OAE2 and palaeoenvironmental change in epicontinental seas: New insights from the dinocyst and geochemical records [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2009, 280(1/2): 207-234.
- [26] Topper R P M, Trabucho Alexandre J, Tüenter E, et al. A regional ocean circulation model for the mid-Cretaceous North Atlantic Basin: Implications for black shale formation [J]. *Climate of the Past*, 2011, 7(1): 277-297.
- [27] Zheng X Y, Jenkyns H C, Gale A S, et al. A climatic control on reorganization of ocean circulation during the mid-Cenomanian event and Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event (OAE 2): Nd isotope evidence [J]. *Geology*, 2016, 44(2): 151-154.
- [28] Arthur M A, Brumsack H J, Jenkyns H C, et al. Stratigraphy, Geochemistry, and Paleooceanography of Organic Carbon-Rich Cretaceous Sequences [M]//Ginsburg R N, Beaudoin B. *Cretaceous resources, events and rhythms: Background and plans for research*. Dordrecht: Springer, 1990: 75-119.
- [29] Larson R L. Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume [J]. *Geology*, 1991, 19(6): 547-550.
- [30] Jenkyns H C. Evidence for rapid climate change in the Mesozoic-Palaeogene greenhouse world [J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 2003, 361(1810): 1885-916.
- [31] Orth C J, Attrep M, Quintana L R, et al. Elemental abundance anomalies in the Late Cenomanian extinction interval: A search for the source(s) [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1993, 117(1/2): 189-204.
- [32] Snow L J, Duncan R A, Bralower T J. Trace element abundances in the Rock Canyon Anticline, Pueblo, Colorado, marine sedimentary section and their relationship to Caribbean plateau construction and oxygen anoxic event 2 [J]. *Paleoceanography*, 2005, 20(3): PA3005.
- [33] Turgeon S C, Creaser R A. Cretaceous oceanic anoxic event 2 triggered by a massive magmatic episode [J]. *Nature*, 2008, 454(7202): 323-326.
- [34] Du Vivier A D C, Selby D, Sageman B B, et al. Marine ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os isotope stratigraphy reveals the interaction of volcanism and ocean circulation during Oceanic Anoxic Event 2 [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2014, 389: 23-33.
- [35] Du Vivier A D C, Jacobson A D, Lehn G O, et al. Ca isotope stratigraphy across the Cenomanian-Turonian OAE 2: Links between volcanism, seawater geochemistry, and the carbonate fractionation factor [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2015, 416: 121-131.
- [36] O'Brien C L, Robinson S A, Pancost R D, et al. Creta-

- ceous sea-surface temperature evolution: Constraints from TEX_{86} and planktonic foraminiferal oxygen isotopes [J]. *Earth-Science Reviews*, 2017, 172: 224-247.
- [37] Paul C R C, Mitchell S F, Marshall J D, et al. Palaeoceanographic events in the middle Cenomanian of Northwest Europe [J]. *Cretaceous Research*, 1994, 15(6): 707-738.
- [38] Coccioni R, Galeotti S. The mid-Cenomanian event: Prelude to OAE 2 [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2003, 190: 427-440.
- [39] Beil S, Kuhnt W, Holbourn A E, et al. New insights into Cenomanian paleoceanography and climate evolution from the Tarfaya Basin, southern Morocco [J]. *Cretaceous Research*, 2018, 84: 451-473.
- [40] Huck S, Heimhofer U, Rameil N, et al. Strontium and carbon-isotope chronostratigraphy of Barremian-Aptian shallow-water carbonates: Northern Tethyan platform drowning predates OAE 1a [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2011, 304(3/4): 547-558.
- [41] 赵文金, 万晓樵. 藏南定日地区 Cenomanian/Turonian 界线附近的生物古海洋事件 [J]. *地质科学*, 2003, 38(2): 155-164. [Zhao Wenjin, Wan Xiaoqiao. Bio-Palaeoceanographic events near the Cenomanian-Turonian boundary in Tingri, southern Tibet, China [J]. *Chinese Journal of Geology*, 2003, 38(2): 155-164.]
- [42] Wan X Q, Wignall P B, Zhao W J. The Cenomanian-Turonian extinction and oceanic anoxic event: Evidence from southern Tibet [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2003, 199(3/4): 283-298.
- [43] Wan X Q, Wei M R, Li G B. $\delta^{13}\text{C}$ values from the Cenomanian-Turonian passage beds of southern Tibet [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2003, 21(8): 861-866.
- [44] 石和, 李国忠, 赵鹏肖, 等. 藏南定日县贡扎上白垩统浮游有孔虫生物地层新资料 [J]. *成都理工大学学报(自然科学版)*, 2006, 33(2): 134-140. [Shi He, Li Guozhong, Zhao Pengxiao, et al. New biostratigraphic materials of planktic foraminifera of the Upper Cretaceous from Gongza, Dingri, southern Tibet, China [J]. *Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition)*, 2006, 33(2): 134-140.]
- [45] Bomou B, Adatte T, Tantawy A A, et al. The expression of the Cenomanian - Turonian oceanic anoxic event in Tibet [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2013, 369: 466-481.
- [46] Zhang X L, Gao Y P, Chen X, et al. Nitrogen isotopic composition of sediments from the eastern Tethys during Oceanic Anoxic Event 2 [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2019, 515: 123-133.
- [47] 马丽凤. 藏南定日地区上白垩统海相地层 (~94Ma) 的岩石磁学研究 [D]. 南京: 南京大学, 2015. [Ma Lifeng. Rock magnetic study of the Upper Cretaceous marine succession (~94Ma) in Tingri area, southern Tibet, China [D]. Nanjing: Nanjing University, 2015.]
- [48] Li Y X, Gill B, Montañez I P, et al. Orbitally driven redox fluctuations during Cretaceous Oceanic Anoxic Event 2 (OAE2) revealed by a new magnetic proxy [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2020, 538: 109465.
- [49] Thompson R, Stober J C, Turner G M, et al. Environmental applications of magnetic measurements [J]. *Science*, 1980, 207(4430): 481-486.
- [50] Bloemendal J, King J W, Hall F R, et al. Rock magnetism of Late Neogene and Pleistocene deep-sea sediments: Relationship to sediment source, diagenetic processes, and sediment lithology [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1992, 97(B4): 4361-4375.
- [51] Maher B A, Karloukovski V V, Mutch T J. High-field remanence properties of synthetic and natural submicrometre haematites and goethites: Significance for environmental contexts [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, 226(3/4): 491-505.
- [52] Blakey R W. Global paleogeography [M]. NAU Geogloy. In: Northern Arizona University, 2D11 Cused with permission July 2021, Source map© 2020 Colorado Plateau Geosystems Inc.
- [53] 余光明, 王成善. 西藏特提斯沉积地质 [M]. 地质专报 (三, 12). 北京: 地质出版社, 1990: 1-185. [Yu Guangming, Wang Chengshan. Sedimentary geology of Tibetan Tethys [M]. *Geology Special (III, 12)*. Beijing: Geological Publishing House, 1990: 1-185.]
- [54] Liu G H, Einsele G. Sedimentary history of the Tethyan Basin in the Tibetan Himalayas [J]. *Geologische Rundschau*, 1994, 83(1): 32-61.
- [55] Wang C S, Xia D X, Zhou X, et al. Field trip guide: T121/T387 geology between the Indus-Yarlung Zangbo suture zone and the Himalaya Mountains (Xizang), China [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1996: 1-72.
- [56] 马超, 王成善, 陈曦, 等. 藏南晚白垩世旋回地层学研究: 以定日贡扎剖面为例 [J]. *地学前缘*, 2009, 16(5): 134-142. [Ma Chao, Wang Chengshan, Chen Xi, et al. Cyclostratigraphic study of the Upper Cretaceous of southern Tibet, China: A case study of Gongza section [J]. *Earth Science Frontiers*, 2009, 16(5): 134-142.]
- [57] Chen X, Wang C S, Wu H C, et al. Orbitally forced sea-level changes in the upper Turonian-Lower Coniacian of the Tethyan Himalaya, southern Tibet [J]. *Cretaceous Research*, 2015, 56: 691-701.
- [58] 胡修棉, 王成善, 李祥辉, 等. 西藏南部 Cenomanian-Turonian 缺氧事件: 有机地球化学研究 [J]. *地球化学*, 2000, 29(5): 417-424. [Hu Xiumian, Wang Chengshan, Li Xianghui, et al. Cenomanian-Turonian anoxic event in

- southern Tibet: A study of organic geochemistry [J]. *Geochimica*, 2000, 29(5): 417-424.]
- [59] 李祥辉,王成善, Jenkyns H C, 等. 西藏南部上白垩统高分辨率全岩碳同位素地层学[J]. *地质论评*, 2006, 52(3): 304-313. [Li Xianghui, Wang Chengshan, Jenkyns H C, et al. High-resolution bulk carbon isotope stratigraphy of Upper Cretaceous in southern Xizang (Tibet) [J]. *Geological Review*, 2006, 52(3): 304-313.]
- [60] Maher B A. Magnetic properties of some synthetic sub-micron magnetites [J]. *Geophysical Journal International*, 1988, 94(1): 83-96.
- [61] King J W, Channell J E T. Sedimentary magnetism, environmental magnetism, and magnetostratigraphy [J]. *Reviews of Geophysics*, 1991, 29(S1): 358-370.
- [62] Thompson R. *Environmental magnetism* [M]. Germany: Springer Science & Business Media, 1986: 1-228.
- [63] Banerjee S K, King J, Marvin J. A rapid method for magnetic granulometry with applications to environmental studies [J]. *Geophysical Research Letters*, 1981, 8(4): 333-336.
- [64] Thompson R, Oldfield F. *Environmental magnetism* [M]. London: Allen & Unwin, 1986: 1-191.
- [65] Evans M E, Heller F. *Environmental magnetism: Principles and applications of enviromagnetics* [M]. Boston: Academic Press, 2003: 1-293.
- [66] Liu Q S, Roberts A P, Larrasoana J C, et al. *Environmental magnetism: Principles and applications* [J]. *Reviews of Geophysics*, 2012, 50(4): RG4002.
- [67] Arai K, Sakai H, Konishi K. High-resolution rock-magnetic variability in shallow marine sediment: A sensitive paleoclimatic metronome [J]. *Sedimentary Geology*, 1997, 110(1/2): 7-23.
- [68] Berner R A. A new geochemical classification of sedimentary environments [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1981, 51(2): 359-365.
- [69] Roberts A P, Weaver R. Multiple mechanisms of remagnetization involving sedimentary greigite (Fe_3S_4) [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 231(3/4): 263-277.
- [70] 王立成,王成善,李亚林,等. 藏南地区海相白垩系富有机质沉积的影响因素浅析[J]. *地学前缘*, 2009, 16(5): 107-117. [Wang Licheng, Wang Chengshan, Li Yalin, et al. A simple analysis of influential factors for Cretaceous marine organic-rich sediments in southern Tibet [J]. *Earth Science Frontiers*, 2009, 16(5): 107-117.]
- [71] Haq B U. Cretaceous eustasy revisited [J]. *Global and Planetary Change*, 2014, 113: 44-58.
- [72] Gradstein F M, Ogg J G, Hilgen F J. On the geologic time scale [J]. *Newsletters on Stratigraphy*, 2012, 45(2): 171-188.
- [73] Rhoads D C, Morse J W. Evolutionary and ecologic significance of oxygen-deficient marine basins [J]. *Lethaia*, 1971, 4(4): 413-428.
- [74] Rue E L, Smith G J, Cutter G A, et al. The response of trace element redox couples to suboxic conditions in the water column [J]. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 1997, 44(1): 113-134.
- [75] Erbacher J, Thurow J, Littke R. Evolution patterns of radiolaria and organic matter variations: A new approach to identify sea-level changes in mid-Cretaceous pelagic environments [J]. *Geology*, 1996, 24(6): 499-502.
- [76] Caron M, Dall'Agnolo S, Accarie H, et al. High-resolution stratigraphy of the Cenomanian - Turonian boundary interval at Pueblo (USA) and wadi Bahloul (Tunisia): Stable isotope and bio-events correlation [J]. *Geobios*, 2006, 39(2): 171-200.
- [77] Gale A S, Kennedy W J, Voigt S, et al. Stratigraphy of the Upper Cenomanian-Lower Turonian Chalk succession at Eastbourne, Sussex, UK: Ammonites, inoceramid bivalves and stable carbon isotopes [J]. *Cretaceous Research*, 2005, 26(3): 460-487.
- [78] Gertsch B, Keller G, Adatte T, et al. Cenomanian - Turonian transition in a shallow water sequence of the Sinai, Egypt [J]. *International Journal of Earth Sciences*, 2010, 99(1): 165-182.
- [79] Ifrim C, Götz S, Stinnesbeck W. Fluctuations of the oxygen minimum zone at the end of Oceanic Anoxic Event 2 reflected by benthic and planktic fossils [J]. *Geology*, 2011, 39(11): 1043-1046.
- [80] Kuhnt W, Holbourn A E, Beil S, et al. Unraveling the onset of Cretaceous Oceanic Anoxic Event 2 in an extended sediment archive from the Tarfaya-Laayoune Basin, Morocco [J]. *Paleoceanography*, 2017, 32(8): 923-946.
- [81] Larson R L, Erba E. Onset of the mid-Cretaceous greenhouse in the Barremian - Aptian: Igneous events and the biological, sedimentary, and geochemical responses [J]. *Paleoceanography*, 1999, 14(6): 663-678.

An Investigation of the Late Cenomanian Paleoenvironmental Changes in Eastern Tethys: Insight from the sedimentary archive from Tingri, Tibet, China

LIU XinYu, LI YongXiang

State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210023, China

Abstract: Oceanic Anoxic Event 2 (OAE2), which occurred near the Cenomanian-Turonian boundary in the mid-Cretaceous, provides an important window for investigating the initiation of oceanic anoxic events and their links to other anomalous geological processes during the mid-Cretaceous greenhouse. Reconstruction of the late Cenomanian paleoenvironment of the ocean prior to OAE2 is crucial to gaining an understanding of the genesis of OAE2. We carried out a detailed rock magnetism study of the Gongzha section of the Lengqingre Formation in southern Tibet, China, where one of the most extended OAE2 intervals occurs with a high-resolution time scale. This study is focused on the strata below the OAE2 interval, with the aim of providing new constraints on the reconstruction of late Cenomanian paleoenvironmental changes in eastern Tethys. The magnetic susceptibility was measured in 352 samples collected from the -5.2 m to 30 m interval at 10 cm spacing. In addition, other magnetic parameters (magnetic susceptibility, anhysteretic remanent magnetization, saturation isothermal remanent magnetization) were measured for samples from the -5.2 m to 0 m interval. Together with existing rock magnetic data from 0-37.2 m, a complete rock magnetic record of the -5.2 m to 37.2 m interval was obtained, constraining the ages to the interval 95.58 ± 0.15 to 94.55 ± 0.15 Ma. The rock magnetic data show: (1) The magnetic mineral content increased between 95.58 and 95.10 Ma, indicating an increased supply of detritus to the depositional area. This was most likely caused by the global sea-level drop (KCe4) in the late Cenomanian; the lowest sea-level was reached at 95.10 ± 0.15 Ma. (2) Changes in the types of magnetic mineral indicate that around 94.7 Ma the depositional environment in the Tingri area changed significantly from dominantly suboxic at 95.10-94.70 Ma to a reducing environment after 94.7 Ma. This environmental change was most likely due to the sea-level rise after 95.10 Ma and the associated lateral and vertical expansion of the oxygen minimum zone (OMZ) that affected the study area. The timing of the onset of the global sea-level rise defined in this study (95.10 ± 0.15 Ma) in the late Cenomanian provides an important chronological constraint for studying the effect of sea-level rise on the initiation of OAE2 in other sections. As volcanism has been shown to have intensified in the late Cenomanian, we propose that the combination of global sea-level rise and intensified volcanism in the late Cenomanian caused the widespread OAE2 event.

Key words: Late Cenomanian; eastern Tethys; paleoceanography; environmental magnetism; OAE2