

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**MAGNETISMO AMBIENTAL DO ALBIANO SUPERIOR NO
TESTEMUNHO POGGIO LE GUAINÉ, ITÁLIA CENTRAL**

KATHLEM DE MELO TEIXEIRA

ORIENTADOR – Prof. Dr. Jairo Francisco Savian

Porto Alegre - 2022

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**MAGNETISMO AMBIENTAL DO ALBIANO SUPERIOR NO
TESTEMUNHO POGGIO LE GUAINÉ, ITÁLIA CENTRAL**

KATHLEM DE MELO TEIXEIRA

ORIENTADOR – Prof. Dr. Jairo Francisco Savian

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Daniel Ribeiro Franco

Prof. Dr. Gerson Fauth

Prof. Dr. Gelvam André Hartmann

Dissertação de Mestrado apresentada como requisito
parcial para a obtenção do Título de Mestre em
Geociências

Porto Alegre – 2022

CIP - Catalogação na Publicação

Teixeira, Kathlem Melo
Magnetismo ambiental do albio superior no testemunho de
Poggio le Guaine, Itália Central/ Kathlem de Melo Teixeira.
2022.

107 f.

Orientador: Prof. Dr. Jairo Francisco Savian.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do Rio
Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de
Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS, 2022.

1. Alto albio. 2. Cretáceo. 3. Magnetismo ambiental. 4.
OAE 1d. 5. CORB7. 6. Bacia de Umbria Marche. 7.
Testemunho de Poggio le Guaine. I. Savian, Jairo Francisco,
orient. II. Título.

“Na vida, não existe nada a temer, mas a entender”.

(Marie Curie)

RESUMO

O Cretáceo médio representa um dos períodos de efeito estufa mais extremos da história da Terra, caracterizado pelas temperaturas mais quentes e mudanças paleoambientais dos últimos 150 Ma. As principais variações observadas durante esses eventos de aquecimento transitório refletem várias características peculiares e análogas a outros períodos, mas a causa da ligação entre eventos anóxicos oceânicos e vulcanismo permanece obscura. Aqui, conduzimos rochas magnéticas de alta resolução juntamente com análises de isótopos estáveis de carbono e oxigênio para o núcleo Albiano Poggio le Guaine (PLG), Bacia Umbria-Marche, Itália central. As propriedades magnéticas de sedimentos marinhos pelágicos que registram o Cretáceo Oceânico Red Bed 7 (CORB 7) e o Evento Anóxico Oceânico (OAE) 1d apresentam variações significativas ao longo do intervalo de 10 m de espessura estudado. Um aumento na concentração mineral magnética, com hematita e goethita como principal carreador magnético, compreende os sedimentos Cretáceos Oceânicos Vermelhos (CORBs) 7. Variações na magnetização remanente isotérmica “dura” e na razão S durante o CORB 7 foram interpretadas como mudanças na entrada de poeira eólica na Bacia Umbria-Marche. Entre o CORB 7 e EOA 1d, a concentração de mineral magnético diminuiu, o que está associado. Durante a EOA 1d, um aumento de minerais magnéticos, porém, a magnetita é o principal mineral magnético depositado. As curvas de reversão de primeira ordem para todas as amostras do núcleo PLG são semelhantes e indicam uma dominância de magnetitas detriticas. A ausência de partículas biogênicas de domínio único que não interagem magneticamente sugere que um aumento na produtividade primária não é significativo. Finalmente, nossos registros mostram alterações cíclicas que refletem mudanças na entrada de terrígenos ritmadas por sistemas de monções.

Palavras-Chave: Alto Albiano; Cretáceo; EOA 1d; CORB 7; magnetismo ambiental

ABSTRACT

The mid-Cretaceous represents one of the most extreme greenhouse periods in the Earth history, characterized by the warmest temperatures and paleoenvironmental changes of the last 150 Ma. The main variations observed during this transient warming events reflects several peculiar features and analogs with other periods, but the cause of the linkage between ocean anoxic events and volcanism remain unclear. Here, we conducted high-resolution rock magnetic together with carbon and oxygen stable isotope analyses for the late Albian Poggio le Guaine (PLG) core, Umbria-Marche Basin, central Italy. Magnetic properties show of pelagic marine sediments that record the Cretaceous Oceanic Red Bed 7 (CORB 7) and Oceanic Anoxic Event (OAE) 1d show significant variations along the 10-m-thick studied interval. An increase in the magnetic mineral concentration, with hematite and goethite as the main magnetic carrier, comprises Cretaceous Oceanic Red Beds (CORBs) 7 sediments. Variations in “hard” isothermal remanent magnetization and the S-ratio during CORB 7 were interpreted as changes in aeolian dust input into the Umbria-Marche Basin. Between the CORB 7 and OAE 1d, magnetic mineral concentration decrease, which is associated with. During the OAE 1d, an increase of magnetic minerals, however, magnetite is the mainly magnetic mineral deposited. First-order reversal curves for all samples from the PLG core are similar and indicate a dominance of detrital magnetites. The absence of magnetically non-interacting single domain biogenic particles suggests that an increase in primary productivity is not significant. Finally, our records show cyclic alterations that reflect changes in the terrigenous input paced by monsoonal systems.

Keywords: Upper Albian; Cretaceous; OAE 1d; CORB 7; environmental magnetism

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO I

| | |
|---|----|
| Figura 1 - Mapa paleogeográfico ~100 Ma mostrando a localização da seção de Poggio le Guaine (PLG)..... | 19 |
| Figura 2 - Fotografia do afloramento da seção do PLG, mostrando o local da perfuração do testemunho..... | 20 |
| Figura 3 - Coluna litoestratigráfica..... | 21 |
| Figura 4 - Síntese da relação entre grandes eventos ígneos e os eventos de anoxia dos oceanos (EAOs) (modificado de Larson e Erba, 1999)..... | 23 |
| Figura 5 - Caracterização de eventos anóxicos na Bacia de Umbria-Marche (modificado de Matsumoto et al., 2022)..... | 24 |
| Figura 6 - Ilustração esquemática da aquisição de remanência sedimentar através de (a) magnetização remanente deposicional (MRD), (b) magnetização remanente pós-deposicional (pMRD), e (c) a pMRD ao lado de uma magnetização remanente biogeoquímica (MRB). (Modificado de Roberts et al., 2013)..... | 30 |
| Figura 7 - Ilustração do ciclo de histerese (Modificada de Butler (2004)..... | 34 |
| Figura 8 - Definição de um diagrama FORC (Pike et al., 1999). | 35 |

CAPÍTULO II

| | |
|--|----|
| Figura 1 - Global paleogeographic reconstruction for 100.5 Ma with the approximate position of the PLG section (purple dot) and further records with the OAE 1d recognized in the literature (dark blue dots). The map was generated using a paleogeographic reconstruction created using the Ocean Drilling Stratigraphic Network website (GEOMAR, Kiel, Germany)..... | 63 |
| Figura 2 - Detailed lithostratigraphic column for the interval between 10 and 0 m. (a) Formation; (b) Ages; (c) Polarity, the event lies within the Cretaceous normal superchron (CNS); (d) planktonic foraminifera zonation, (e) nannofossil zonation, and (f) lithology adapted from Coccioni et al. (2012). Changes $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (g) and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (h) isotopes in bulk sediments. The areas shaded in gray highlight the CORB 7 and the | |

| | |
|--|----|
| OAE 1d. Cen.: Cenomanian, Th.: <i>Thalmanninella</i> , Pth.: <i>Parathalmanninella</i> , Psth.: <i>Pseudotalmanninella</i> , E.: <i>Eiffellithus</i> | 65 |
| Figura 3 - Changes in (a) χ_{lf} , (b) χ_{hf} , (c) ARM_{100mT} , and (d) IRM_{900mT} across the 10-m-thick studied PLG section..... | 70 |
| Figura 4 - Time series analysis of the χ . (a) Raw χ series with the interpreted obliquity signal filtered. (b) 5π MTM power spectrum for the χ series. (c) EHA (2 m sliding window and 2 cm step rate)..... | 72 |
| Figura 5 - Timeopt analysis for the χ record. (a) Squared Pearson correlation coefficient for the amplitude envelope fit ($r_{envelope}^2$; red dots) and the spectral power fit ($r_{spectral}^2$; gray line) at each evaluated SAR. (b) Combined envelope and spectral power fit at each evaluated SAR. (c) Comparison between the data amplitude envelope and the TimeOpt-reconstructed eccentricity model. (d) Comparison of the Taner band-pass filtered precession signal (black) and the amplitude envelope obtained through the Hilbert transform (red). (e) Cross plot of the amplitude envelope and the reconstructed model. (f) Time-domain periodogram, given the timeopt derived SAR of 1.67 cm/ka (black line = linear spectrum; gray line = log spectrum). Blue line indicates the interval of the spectrum bandpassed for evaluation of the precession amplitude envelope. Dashed red lines indicate eccentricity and precession targets..... | 73 |
| Figura 6 - Changes in (a) S-ratio, (b) “hard” isothermal remanent magnetization (HIRM), (c) ARM_{100mT}/IRM_{900mT} ratio, and (d) χ_{ARM}/IRM_{900mT} ratio. | 74 |
| Figura 7 - (a-c) Thermomagnetic curves, (d-e) hysteresis loops, and (c) IRM acquisition curves for three representative samples. The samples represents the depths of 2.84 m (a, d, g), 7.98 (b, e, h), and 8.39 m (c, f, i) of the PLG core..... | 75 |
| Figura 8 - Day plot (Day et al., 1977) for 36 representative samples. The data fields represented in the M_{rs}/M_s versus B_{cr}/B_c diagram are for single domain (SD), pseudo-single domain (PSD) and multi-domain (MD) particles. Theoretical mixing curves 1 and 2 are those expected for admixtures of multi-domain (MD), single domain (SD), and superparamagnetic (SP) magnetite for different median sizes of MD grains (Dunlop, 2002a, 2002b). The percentages along these curves refer to the volume fraction of SP or MD grains..... | 77 |

Figura 9 - FORC diagram for 2.84 m (a), 7.98 (b), and 8.39 m (c) of the PLG core...79

Figura 10 - Correlation between the L -ratio and HIRM. Low correlation ($R = 0.09$) and large fluctuations in the L -ratio could be a sensitive indicator of changes in aeolian source (Liu et al., 2007). N indicates the total number of data points analyzed along the studied interval.....82

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ASM – Anisotropia de Susceptibilidade Magnética

OAE – *Ocean Anoxic Events*

CORB - *Cretaceous oceanic red beds*

MD – Multidomínio

MRN – Magnetização remanescente natural

MRA – Magnetização remanescente anisterética

MRI – Magnetização remanente isotérmica

PSD – Pseudo-monodomínio

SD – Domínio simples

LISTA DE SÍMBOLOS

H_c - Coercividade

H_{cr} – Coercividade de remanência

H_i – Campo magnético induzido

k_1 – Eixo de susceptibilidade magnética máximo

k_2 – Eixo de susceptibilidade magnética intermediário

k_3 – Eixo de susceptibilidade magnética mínimo

K – Susceptibilidade magnética total

K_f – Susceptibilidade magnética ferrimagnética

K_p – Susceptibilidade magnética paramagnética

K_d – Susceptibilidade magnética diamagnética

k_{ij} – Tensor de susceptibilidade magnética

K_m – Susceptibilidade magnética média

M – Magnetização

M_i – Magnetização induzida

M_s – Magnetização de saturação

M_{rs} – Magnetização remante de saturação

P – Grau de anisotropia

T – Parâmetro de forma

T_c – Temperatura de Curie

T_N – Temperatura de Néel

SUMÁRIO

| | |
|--|-----------|
| ORGANIZAÇÃO DA DISSERTAÇÃO | 14 |
| CAPÍTULO I: TEXTO INTEGRADOR | 15 |
| 1.1 INTRODUÇÃO | 16 |
| 1.2 ÁREA DE ESTUDO | 18 |
| 1.3 OBJETIVOS | 22 |
| 1.4. ESTADO DA ARTE | 22 |
| 1.4.1. Eventos Anóxicos Oceânicos | 22 |
| 1.4.2. Evento Anóxico Ocêanico 1d - Evento Breistroffer (Nível Piali) | 24 |
| 1.4.3. CORBs | 25 |
| 1.5 METODOLOGIA | 26 |
| 1.5.1. Amostragem e preparação das amostras | 26 |
| 1.5.2 Parâmetros Magnéticos | 27 |
| 1.5.2.1 Susceptibilidade magnética | 28 |
| 1.5.2.2 Magnetização Remanente Natural (MRN) | 29 |
| 1.5.2.3 Magnetização Remanescente Isotérmica (MRI) | 31 |
| 1.5.2.4 Magnetização Remanescente Anisterética (MRA) | 31 |
| 1.5.3 Mineralogia Magnética | 32 |
| 1.5.3.1 Curvas de Histerese | 32 |
| 1.5.3.2 Diagramas Forc | 34 |
| 1.6 RESULTADOS E DISCUSSÕES | 35 |
| 1.6.1 O evento CORB 7 em Poggio le Guaine | 35 |
| 1.6.2 O evento OAE 1d no núcleo PLG | 37 |
| 1.7 CONCLUSÕES | 39 |
| Referências Bibliográficas | 40 |
| CAPÍTULO II: ARTIGO CIENTÍFICO | 54 |
| ENVIRONMENTAL MAGNETISM CHARACTERIZATION OF THE UPPER ALBIAN INTERVAL FROM THE POGGIO LE GUAINÉ CORE, CENTRAL ITALY | 55 |
| ABSTRACT | 57 |
| 2.1. Introduction | 59 |
| 2.2. Location and geological setting | 62 |

| | |
|--|------------|
| 2.3. Material and methods | 65 |
| 2.3.1 Carbon and oxygen stable isotopes measurements | 65 |
| 2.3.2 Environmental magnetism measurements | 66 |
| 2.3.3 Time-series analysis | 68 |
| 2.4. Results | 69 |
| 2.4.1. Carbon and Oxygen stable isotopes | 69 |
| 2.4.2. Environmental Magnetism | 70 |
| 2.4.2.1. Magnetic mineral concentration | 70 |
| 2.4.2.2 Time-series | 71 |
| 2.4.2.3. Magnetic mineralogy and grain size | 73 |
| 2.5. Discussion | 79 |
| 2.5.1 The CORB event at PLG core | 79 |
| 2.5.2. The OAE 1d event at PLG core | 82 |
| 2.6. Conclusions | 84 |
| 2.7 Acknowledgments | 85 |
| 2.8 References | 85 |
| CAPÍTULO III: ARQUIVOS COMPLEMENTARES | 103 |
| 3.1 COMPROVANTE DE PUBLICAÇÃO DO ARTIGO CIENTÍFICO | |
| 3.2. PARECERES DA BANCA EXAMINADORA | 104 |
| ANEXO | 106 |

ORGANIZAÇÃO DA DISSERTAÇÃO

A presente dissertação contempla a análise dos eventos climáticos *Cretaceous Oceanic Red Bed 7* (CORB 7) e *Oceanic Anoxic Event 1d* (OAE 1d) – Albiano Superior, no testemunho de Poggio le Guaine (PLG), Itália Central, discutindo a assinatura magnética dos eventos com o uso de magnetismo ambiental e magnetismo de rochas. O estudo é resultado do trabalho desenvolvido para obtenção do título de Mestre em Geociências pelo Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS).

Esta dissertação está estruturada em torno de um artigo científico submetido ao periódico *Global and Planetary Change* da editora *Elsevier* (fator de impacto 5,114; estrato Qualis-CAPES A1) e segue a norma 118 do PPGGEO da UFRGS. Um texto integrador precede o corpo principal da dissertação com o intuito de estabelecer uma fundamentação teórica acerca do estudo. Sendo assim, a organização desta dissertação compreende três capítulos, conforme especificado a seguir.

O Capítulo I corresponde ao texto integrador que apresenta uma introdução sobre o tema e descrição dos objetivos do estudo, o estado da arte que contempla a contextualização teórica acerca dos temas da pesquisa, os materiais e métodos empregados, um breve resumo dos principais resultados e discussões obtidos, as conclusões e as referências bibliográficas.

O Capítulo II é composto pelo artigo científico “Environmental magnetism characterization of the Upper Albian interval from the Poggio le Guaine core, central Italy”. O capítulo está redigido em língua inglesa, visto que o artigo foi publicado em periódico internacional.

O Capítulo III compreende aos anexos, e a documentação pertinente que complementam e agregam os tópicos abordados nos capítulos anteriores, como o comprovante de submissão do artigo e os pareceres da banca examinadora.

CAPÍTULO I: TEXTO INTEGRADOR

1.1 INTRODUÇÃO

O Cretáceo é conhecido por suas condições climáticas de estufa, caracterizadas por temperaturas quentes (Barron, 1983; Huber et al., 2002; Pucéat et al., 2003; Erbacher et al., 2011) e o nível do mar mais alto dos últimos 250 Ma (Haq et al., 1987; Miller et al., 2005). O Cretáceo médio mostra mudanças na configuração paleogeográfica, pois a maioria das massas de terra foram agrupadas em dois supercontinentes, Laurásia e Gondwana. O Oceano Tethys estava localizado em baixas latitudes, e o Equatorial Atlantic Gateway (EAG) foi aberto entre a América do Sul e a África durante a era Albiano-Cenomaniana (por exemplo, Torsvik et al., 2012; Giorgioni et al., 2015). Essas condições paleoclimáticas e paleogeográficas constituem a estrutura do sistema oceânico do Cretáceo Médio.

O Cretáceo médio também foi caracterizado pela colocação de grandes províncias ígneas importantes, que rapidamente liberaram grandes quantidades de CO₂ na atmosfera (Haworth et al., 2005; Hong e Lee, 2012) que desencadearam fortes perturbações no ciclo do carbono (por exemplo, Larson, 1991; Larson e Erba, 1999; Weissert e Erba, 2004; Méhay et al., 2009; Matsumoto et al., 2020, 2021). Essas perturbações do ciclo de carbono acompanharam episódios de enterro intenso e generalizado de carbono em ambientes marinhos profundos, conhecidos como Eventos Anóxicos Oceânicos (OAEs; Schlanger e Jenkyns, 1976; Leckie et al., 2002; Herrle et al., 2004; Jenkyns, 2010; Matsumoto et al., 2020, 2021; Percival et al., 2021). Esses eventos representam episódios extremos nas sucessões do Cretáceo com ciclos litológicos rítmicos de calcário-marga ou xisto preto-marga combinando com as periodicidades orbitais de Milankovitch (Herbert e Fischer, 1986; Fischer, 1986; Sprovieri et al., 2006; Giorgioni et al., 2012, 2017; Leandro et al., 2022).

Durante o final do Albiano, um importante evento global de perturbação do ciclo do carbono, chamado OAE 1d, foi identificado pela primeira vez no horizonte enriquecido em carbono orgânico do Oceano Tethyan (Bréhéret, 1988) marcado por sua distinta excursão de isótopo estável de carbono positivo ($\delta^{13}C$) de ~ 1 ‰ (Arthur et al., 1990; Wilson e Norris, 2001). O evento OAE 1d foi reconhecido em vários locais nos oceanos Sul, Atlântico, Pacífico, Índico e Tethiano (Fig. 1; Arthur et al., 1990; Gale et al., 1996; Mitchell et al., 1996; Erbacher e Thurow, 1997; Stoll e Schrag, 2000; Strasser et al., 2001; Wilson e Norris, 2001; Takashima et al., 2004;

Bornemann et al., 2005; Reichelt, 2005; Gröcke et al., 2006; Gröcke e Joeckel, 2008; Petrizzo et al., 2008; Robinson et al., 2008; Ando et al., 2010; Scott et al., 2013; Sprovieri et al., 2013; Vahrenkamp, 2013 ; Gambacorta et al., 2015; Giorgioni et al., 2015; Madhavaraju et al., 2015; Melinte-Dobrinescu et al., 2015; Navarro-Ramirez et al., 2015; Bāk et al., 2016; Wohlwend et al. ., 2016; Zhang et al., 2016; Bornemann et al., 2017; Gyawali et al., 2017; Hennhofer et al., 2018; Richey et al., 2018; Yao et al., 2018; Navidtalab et al. , 2019; Rodríguez-Cuicas et al., 2019, 2020; Gambacorta et al., 2020; Fan et al., 2022; Matsumoto et al., 2022), que corrobora sua cobertura mundial. Por um lado, alguns estudos sugeriram que o aumento do vulcanismo oceânico pode ter desencadeado o evento (Leckie et al., 2002; Erba, 2004, Yao et al., 2021). Em contraste, estudos baseados no isótopo de ósmio ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$) sugeriram atividade de monção aumentada em vez de vulcanismo como o gatilho (Giorgioni et al., 2012; Matsumoto et al., 2022). No entanto, o mecanismo exato por trás deste evento ainda é uma questão de debate.

Além disso, aumentos episódicos nas condições redox no fundo do oceano, chamados de Camas Vermelhas Oceânicas Cretáceas (CORBs), ocorreram durante o Cretáceo médio (por exemplo, Wang et al., 2009). CORBs são principalmente xistos vermelhos pelágicos, margas ou calcários de grão fino, que ocorrem em sistemas sedimentares pelágicos e hemipelágicos de águas profundas. Eles são caracterizados por uma mistura de detritos terrígenos e material derivado da água do mar. No entanto, a fonte desses sedimentos de argila vermelha pelágica é considerada poeira eólica transportada de regiões continentais áridas (por exemplo, Rea, 1994). Assim, a argila vermelha pode registrar ambientes continentais e circulação atmosférica. O aumento da deposição de poeira eólica também aumenta a disponibilidade de ferro, como durante o Último Máximo Glacial (por exemplo, Martin, 1990) e Eoceno-Oligoceno (Savian et al., 2014; Yamazaki et al. 2020).

Técnicas de magnetismo ambiental são amplamente utilizadas em estudos paleoambientais (por exemplo, Verosub e Roberts, 1995; Evans e Heller, 2003; Liu et al., 2012). Desenvolvimentos recentes permitem avaliar a contribuição de conjuntos minerais magnéticos em sedimentos caracterizando, discriminando e interrogando processos lito e biogeoquímicos (por exemplo, Liu et al., 2012). O magnetismo ambiental pode ser particularmente útil para estudar mudanças transitórias em condições redox e entender melhor os fatores que controlam a

formação e preservação de minerais magnéticos nos registros sedimentares marinhos durante OAEs e CORBs. Por exemplo, a formação de hematita ou goethita em ambientes de diagenética óxica pode ser crucial em alguns ambientes (por exemplo, Henshaw e Merrill, 1980; Channell et al., 1982; Li et al., 2011). No entanto, a dissolução diagenética da magnetita pode ser importante abaixo da produtividade das águas superficiais (por exemplo, Tarduno, 1994). Além disso, a concentração de minerais magnéticos de alta coercividade (por exemplo, hematita e goethita) foi usada como um indicador de fluxo eólico, e as variações de tamanho de grão eólico foram estimadas a partir de proxies magnéticos de rocha do tamanho de grão mineral magnético (por exemplo, Doh et al. 1988; Yamazaki e Ioka 1997; Zhang et al. 2018; Yamazaki et al., 2020).

Aqui, apresentamos um registro isotópico estável e magnético ambiental de alta resolução de um núcleo pelágico de Tethyano ocidental na seção Poggio le Guaine (PLG), Itália, depositado durante o final do Albiano. Dados magnéticos ambientais são usados para detectar variações de redox e paleoprodutividade nos eventos OAE 1d e CORB 7. Os resultados, combinados com dados geoquímicos de isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) e oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$), são usados para avaliar cenários paleoambientais associados aos eventos OAE 1d e CORB 7 no reino de Tethys.

1.2 ÁREA DE ESTUDO

As sucessões Cretáceas pelágicas da Bacia de Umbria-Marche são seções de referência clássicas para estudos em escala regional e global, para o período Aptiano-Albiano (e.g., Coccioni et al., 2012; Sabatino et al., 2018; Bottini e Erba, 2018; Matsumoto et al., 2022; Leandro et al., 2022). A seção de *Poggio le Guaine* (PLG) foi depositada em uma bacia complexa de topografia ondulada ao longo da margem continental do bloco de Apúlia, que se moveu com a África em relação ao norte da Europa (Figura 1). A seção PLG foi depositada bem acima da profundidade de compensação da calcita (CCD) nas profundidades basais médias a baixas (1000 – 1500 m) e a paleolatidade de $\sim 20^\circ$ N sobre a margem sul do oceano ocidental Tétis.

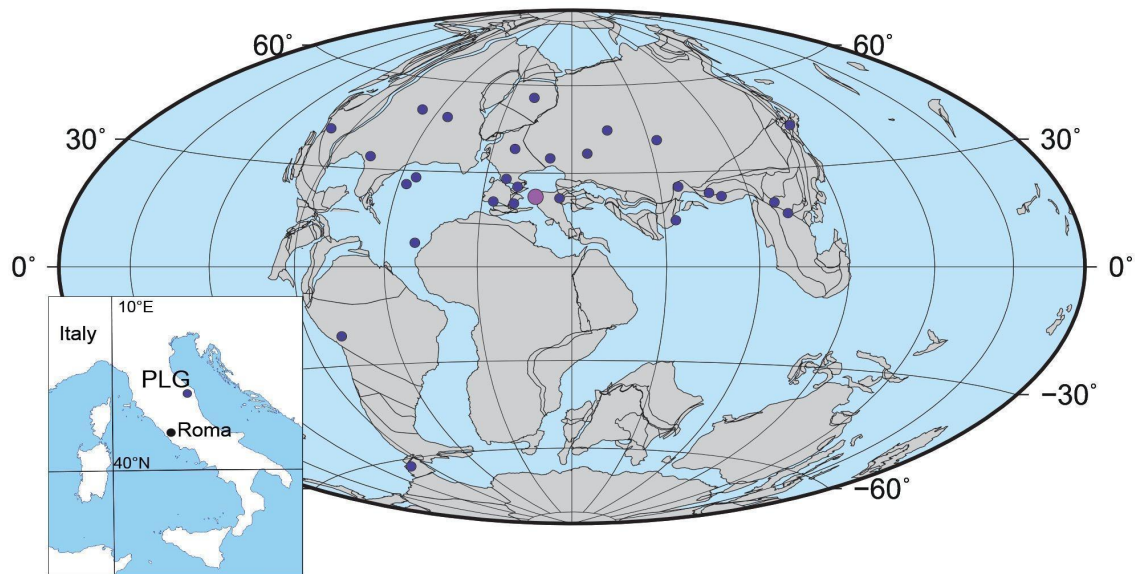


Figura 1: Mapa paleogeográfico ~100 Ma mostrando a localização da seção de Poggio le Guaine (circulo roxo). Na margem esquerda inferior da Figura a posição atual do PLG na Bacia de Umbria-Marche. Os pontos em azul são as seções ao redor do mundo onde o OAE 1d foi documentado.

O embasamento dos Apeninos da Bacia de Umbria-Marche é continental, e o Jurássico superior até a sucessão pelágica do Paleoceno se sobrepõe a uma plataforma de carbonato Triássica a Jurássica inicial. A parte superior da formação Maiolica é representada por camadas finas de calcários brancos a cinza, intercalados com folhelhos negros. A parte inferior da Formação Scaglia Bianca é caracterizada por calcários cinza-amarelados de camada fina com calcários avermelhados subordinados e alguns folhelhos negros finos e discretos.

A seção PLG foi designada como uma seção de referência para o intervalo Aptiano-Albiano após detalhadas investigações estratigráficas (Coccioni et al., 1987, 1989, 1990, 2012; Savian et al., 2016). A perfuração do testemunho de Poggio le Guaine localiza-se na cordilheira do Monte Nerone, 888 m acima do nível do mar, 6 km a oeste da cidade de Cagli (lat. 43° 32'42,72 "N; long. 12° 32'40,92" E). A Figura 2 mostra o local de perfuração do testemunho na seção de Poggio le Guaine.



Figura 2: Fotografia do afloramento da seção do PLG, mostrando o local da perfuração do testemunho.

O testemunho PLG produziu um registro de 98,72 metros de comprimento por 8 centímetros de diâmetro oferecendo um registro estratigráfico completo para o Aptiano-Albiano, com recuperação de 100% de material em toda a perfuração (Figura 3). O intervalo alvo foi encontrado facilmente abaixo da zona de intemperismo, que tem apenas alguns centímetros de espessura. As litologias foram registradas, à medida que cada seção do testemunho era recuperada. Em seguida, os setenta e um núcleos perfurados foram embalados, rotulados e postos em caixas plásticas de PVC para evitar a perda de umidade e contaminação. Para cada seção, um conjunto de medições foi realizado diretamente no local da perfuração, com quatro medições em média para cada metro do testemunho. Alterações acentuadas do ângulo de inclinação foram observadas nas partes superior e inferior do testemunho, este último particularmente afetado por falhas e dobras menores. Considerando as medições de mergulho, o comprimento corrigido da seção perfurada é de 96,02 m, com 82,53 m correspondendo à Formação Marne a Fucoidi,

3,51 m correspondendo à Formação Maiolica subjacente e 9,98 m correspondendo à Formação Scaglia Bianca sobreposta.

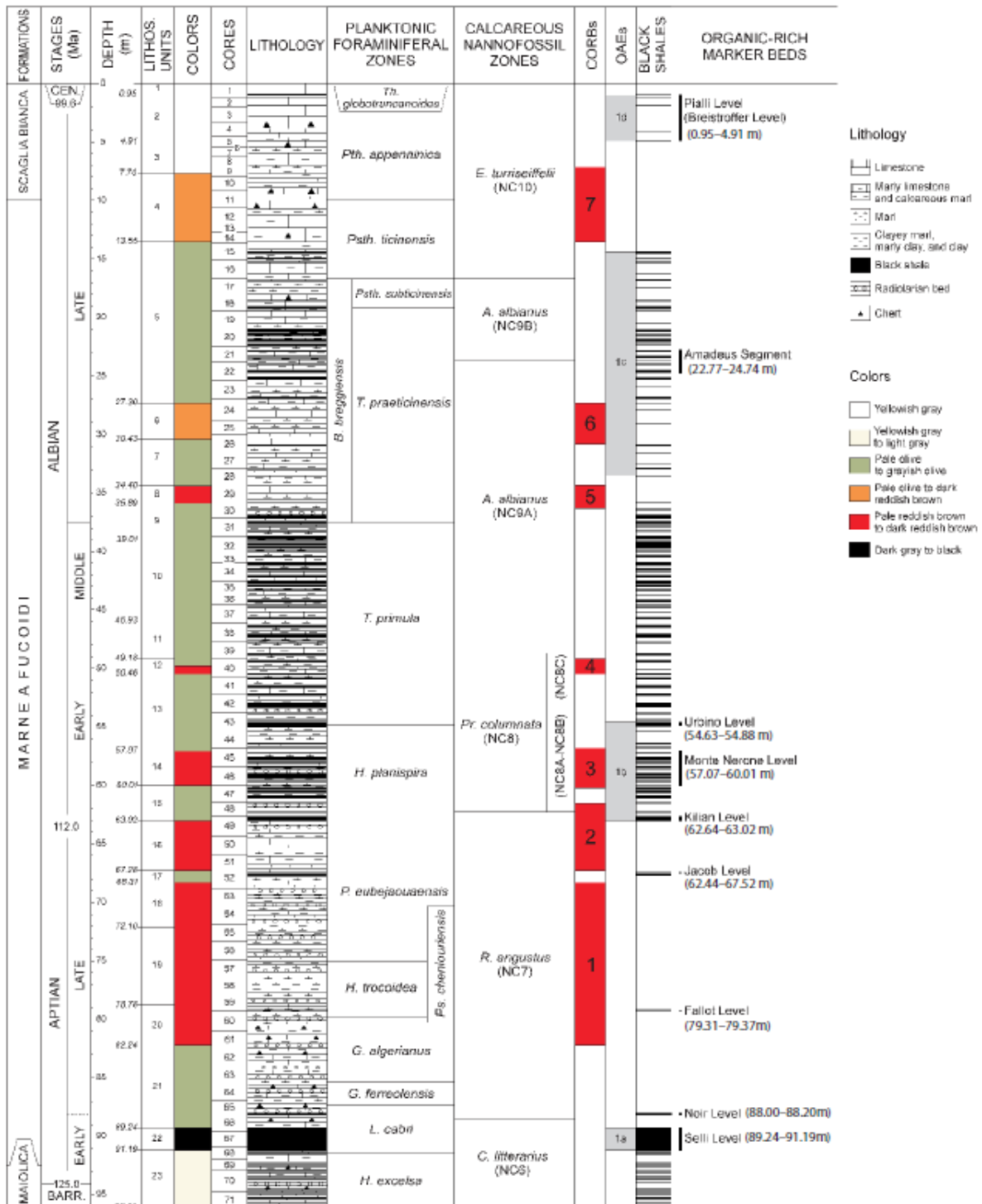


Figura 3: Estratigrafia do testemunho de Poggio le Guaine com profundidades estratigráficas reais de acordo com as medições de mergulho. Ocorrência e distribuição dos folhelhos negros ricos em matéria orgânica, incluindo os Eventos Anóxicos Oceânicos (Oceanic Anoxic Events - OAEs) e os intervalos discretos onde os níveis de cor avermelhada se

tornam dominantes (Cretaceous Oceanic Red Beds - CORBs). A bioestratigrafia de integrada é adaptada de Coccioni et al. (1987, 1989, 1990, 1992, 2007), Erba (1988, 1992), Tiraboschi et al. (2009) e dados não publicados.

1.3 OBJETIVOS

O objetivo dessa dissertação de mestrado é obter dados de magnetismo ambiental e de rocha para estudar as variações da mineralogia magnética em resposta aos eventos CORB 7 e OAE 1d no testemunho PLG.

1.4. ESTADO DA ARTE

1.4.1. Eventos Anóxicos Oceânicos

Os Eventos Anóxicos Oceânicos (EAOs) ou *Oceanic Anoxic Events* (OAEs, na sigla em inglês) documentam grandes perturbações do ciclo global do carbono com repercussões sobre a circulação climática e oceânica da Terra que são relevantes para entender as tendências climáticas futuras (Jenkyne, 2010). Consistem em episódios globais ou regionais de deposição e preservação do carbono orgânico representados por variações nas condições oceânicas, dentre elas a redução do nível de oxigenação, aumento do nível do mar, associadas às mudanças ambientais em curtos períodos de tempo e que estão relacionadas às variações do ciclo global de carbono.

Segundo o modelo proposto por Larson e Erba (1999), o excesso de atividade ígnea (tectonismo e eventos magmáticos) produz uma grande quantidade de dióxido de carbono (CO_2), além de metais advindos de atividade hidrotermal. O excesso desses metais (como o ferro, níquel, cobre, zinco, etc.) fertiliza áreas que normalmente possuem baixa produtividade biológica, causando um aumento na atividade biológica e por consequência um aumento na quantidade de matéria orgânica disponível, resultando nos folhelhos negros característicos dos EAOs. Além disso, o excesso de CO_2 na atmosfera devido ao vulcanismo pode aumentar a temperatura na superfície do planeta e nos oceanos acelerando o ciclo hidrológico, e

desta forma aumentando o fluxo de nutrientes do continente para os oceanos. Esse processo também intensifica a produção de biomassa e contribui para a deposição de folhelhos negros (Figura 4). Os EAOs são definidos através dos níveis de TOC (carbono orgânico total, na sigla em inglês) relativamente altos, associados a uma excursão positiva do sinal isotópico de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) (Jenkyns, 2010).

O mais proeminente desses eventos foi o OAE1a (e.g., Percival et al., 2021) durante os primeiros anos de Aptiano e OAE2 na fronteira Cenomaniana/Turoniana (Figura 5; Matsumoto et al., 2022). Eventos menores de extensão provavelmente mais regionais também foram identificados em várias bacias oceânicas (por exemplo, OAE1b,c,d e OAE3). Os mecanismos de desencadeamento e processos internos essenciais para manter alta a produtividade primária por longos períodos de tempo permanece enigmático. Uma das limitações para compreender os mecanismos e a dinâmica dos OAEs é a incerteza sobre a duração individual dos OAEs e as fases dentro desses eventos.

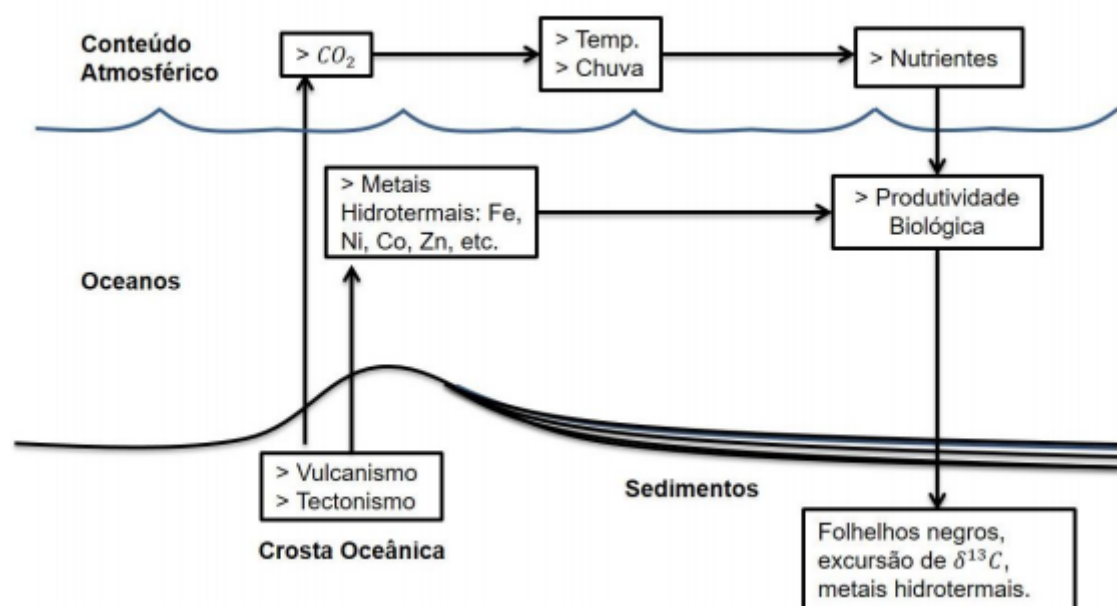


Figura 4: Síntese da relação entre grandes eventos ígneos e os eventos de anoxia dos oceanos (EAOs) (modificado de Larson e Erba, 1999).

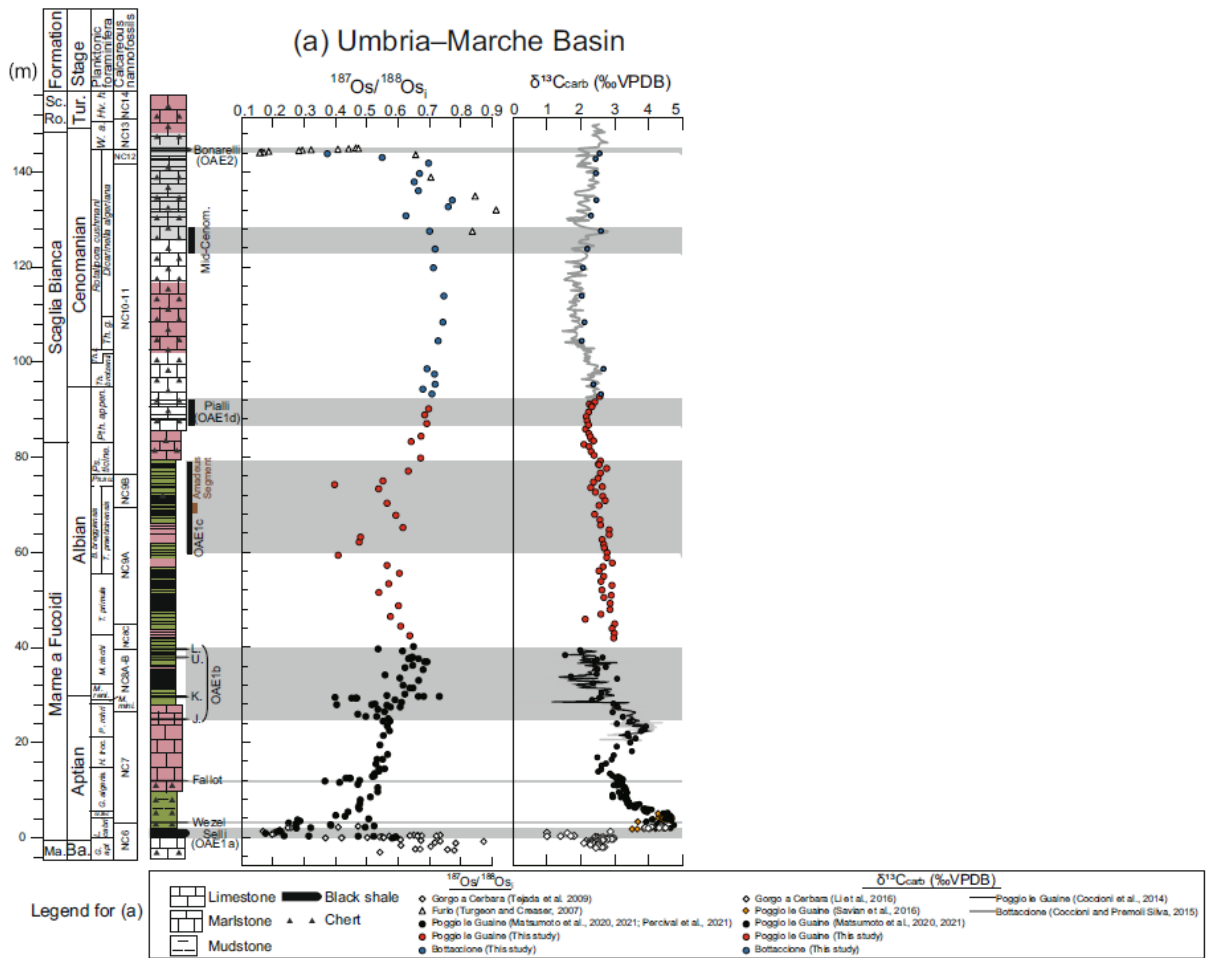


Figura 5: Caracterização dos eventos anóxicos na Bacia de Umbria-Marche baseado em dados de $^{187}\text{O}/^{188}\text{Os}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (Modificado de Matsumoto et al., 2022).

1.4.2. Evento Anóxico Ocêânico 1d - Evento Breistroffer (Nível Piali)

O OAE1d, também conhecido como Evento Breistroffer (~100.5 Ma), foi originalmente definido como de escala regional, ou um sub-OAE, mas a sua ocorrência, reconhecida nos oceanos Atlântico, Tétis e Pacífico sugere que seja um evento global (Wilson e Norris, 2001; Robinson et al., 2008; Richey et al., 2018). Semelhante a outros eventos de OAE do Mesozóico e Cenozóico inicial, a excursão positiva de longo prazo do OAE1d é interpretada para registrar aumento da produtividade marinha e soterramento de matéria orgânica em resposta ao aquecimento global e ao colapso da estratificação da água superior, o evento OAE1d deve representar uma perturbação significativa para o ciclo do carbono,

porque a principal fase da deposição de folhelhos negros “*black shale*”, (Wilson e Norris, 2001). Segundo Wilson e Norris (2001) os modelos de 'estagnação oceânica' são inconsistentes, em geral os registros são consistentes com a hipótese de 'estufa' para os climas que favoreceram essas perturbações extremas do ciclo do carbono, mas não apresenta evidências para apoiar a visão de que esses climas eram de alguma forma mais estáveis do que hoje.

Por outro lado, existem seções tetianas que não mostram evidências de sedimentos ricos em orgânicos ou da excursão de isótopos de carbono que normalmente caracteriza o OAE1d (Luciani et al., 2004).

Segundo Gambacorta et al. (2020), é indicada uma sedimentação de fundo homogênea dominada por carbonatos pelágicos, sílica biogênica com pouca contribuição de argilas. O nível Piali pode ser considerado o resultado de um último episódio fechando um ciclo antes do estabelecimento de um clima mais estável durante o início do Cenomaniano.

1.4.3. CORBs

A ocorrência *Cretaceous oceanic red beds* (CORBs) é conhecido há pelo menos 140 anos, desde então diversos estudos confirmaram que sua distribuição é global sendo uma importante ferramenta nas reconstruções paleoceanográficas. Segundo Hu, et al., 2005 a definição de CORBs são os sedimentos avermelhados que foram depositados in situ em ambientes marinhos. Portanto, a cor vermelha é considerada sindeposicional e indica essa deposição ocorreu em um ambiente de fundo fortemente óxico. Neste mesmo artigo Hu, expõe as mais importantes características dos CORBs, para esta dissertação trago apenas as características dos que ocorrem na Bacia de Úmbria-Marche.

Hu, et al., 2005, separa as principais características dos CORBs, em: **Composição:** são predominantemente xistos avermelhados coloridos, margas e calcários, e menos comumente chert radiolário. O TOC em CORBs é muito baixo, geralmente inferior a 0,1% em peso. A hematita é relativamente abundante no xistos vermelho e calcários da Itália (até 9,15% e 0,9%) respectivamente; **Ambiente deposicional:** CORBs são de águas profundas, depósitos pelágicos a hemipelágicos estabelecidos em ambientes que variam de bacias oceânicas profundas abaixo do CCD, margens continentais profundas, dorsais intra-oceânicas

e arcos vulcânicos onde a deposição foi principalmente acima do CCD. Na configuração ambiental de inclinação/elevação CORBs são margas calcárias predominantemente avermelhadas e calcários, comumente intercalados com calcários e/ou leitos turbidíticos terrígenos; **Idade:** Uma característica a mais dos CORBs, além de sua cor, é que são predominantemente do Cretáceo Superior, embora alguns são tão jovens quanto o início do Eoceno. A iniciação e fim da deposição óxica não foi síncrona entre várias bacias. As mais antigas camadas vermelhas do Cretáceo Superior são precoces ao Cenomaniano na formação Scaglia Bianca; **Coloração vermelha:** A cor vermelha dos é o resultado de uma mudança nas condições redox no oceano piso, reconhecido pela presença de finos óxidos férricos, normalmente na forma de hematita, que se formou durante a diagênese precoce (Channell et al., 1982). A oxidação ocorreu no ou próximo ao sedimento-água interface por águas de fundo ricas em oxigênio. A ocorrência de CORBs em bacias oceânicas mais rasas, como a Bacia Umbria-Marche na Itália.

1.5 METODOLOGIA

Nesta seção apresentam-se os materiais e técnicas empregadas no desenvolvimento do projeto de pesquisa. Cada etapa está descrita nos subitens subsequentes e o grau de detalhamento abordado em cada método está em conformidade com sua relevância para esta dissertação de mestrado.

1.5.1. Amostragem e preparação das amostras

O testemunho PLG forneceu um total de 1227 amostras, para este estudo foram analisadas 151 amostras do testemunho PLG, com resolução média de amostragem de ~3cm, para o intervalo de estudo. Essas amostras foram preparadas em cubos de ~8cm³ para as análises paleomagnéticas.

As amostras foram levadas ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) da Universidade de São Paulo (USP) onde passaram por análises de mineralogia magnética, susceptibilidade magnética, magnetização remanente natural (MRN), magnetização remanente anisterética (MRA), curvas de histerese e FORCs.

1.5.2 Parâmetros Magnéticos

Uma estimativa confiável da paleointensidade relativa requer um bom acompanhamento dos fatores litológicos, tais como: mineralogia magnética, concentração e tamanho de grão das fases magnéticas e propriedades da matriz não magnética (Tauxe, 1993). Em sedimentos marinhos podemos dividir em quatro categorias segundo Bloemendal et al (1992): (1) a investigação da origem da MRN, para testar se os dados representam de forma confiável as variações do campo magnético; (2) uso das técnicas de magnetismo de rocha para investigar a diagênese dos minerais magnéticos; (3) estudo de materiais biogênicos; (4) uso das propriedades magnéticas como indicador de variação no conteúdo terrígeno e para correlação entre diferentes testemunhos de uma mesma região.

Os domínios magnéticos são regiões dentro dos grãos minerais que possuem magnetização uniforme. Dependendo do tamanho do grão, ele pode ser classificado como superparamagnético, domínio simples (*Simple-domain* - SD), pseudo domínio simples (*Pseudo-simple-domain* – PSD) e multidomínio (*Multidomain* – MD). Os grãos superparamagnéticos são grãos muito pequenos e exibem um comportamento muito instável. Grãos de domínio simples apresentam uma magnetização muito estável, sendo difícil remagnetizá-los, visto que a energia necessária para inverter sua magnetização deve ser muito grande. Essa magnetização forte e estável é muito importante para o paleomagnetismo. À medida que o tamanho do grão aumenta, as energias internas dos grãos também aumentam, e o domínio passa a ser tornar instável, sendo necessário dividi-lo em domínios menores e dessa forma diminuir as energias internas do grão. Esses domínios são separados pelas chamadas paredes de domínio. Um grão é considerado pseudo-domínio-simples quando apresenta poucos domínios magnéticos, mas comporta-se como um grão de domínio simples. Um grão que apresenta muitos domínios é chamado de multidomínio. A magnetização nesses grãos é geralmente fraca e instável, não sendo favorável aos estudos paleomagnéticos.

1.5.2.1 Susceptibilidade magnética

É uma grandeza escalar adimensional que caracteriza um material magnético de acordo com sua resposta a um campo magnético aplicado (Dunlop & Özdenir, 1997). No caso das rochas, a susceptibilidade magnética depende fundamentalmente de sua composição mineralógica. Mais precisamente, as propriedades magnéticas das rochas são resultado da distribuição dos átomos de elementos que contém momentos magnéticos permanentes. O Fe é o elemento mais abundante dentre eles, mas também o Mn, V, Cr, Co e o Ni contribuem para a susceptibilidade magnética (Tarling e Hrouda, 1993).

A caracterização magnética de um material pode ser feita através da magnetização induzida (M) por um campo indutor (H). Se o material é homogêneo e isotrópico, podemos representar a susceptibilidade magnética (χ) através de uma relação linear de tal forma que:

$$M = \chi H \quad (1)$$

Para os estudos de magnetismo ambiental a susceptibilidade é um parâmetro de vital importância, pois inclui a contribuição de minerais diamagnéticos, paramagnéticos e superparamagnéticos, assim como os ferromagnéticos.

A anisotropia magnética nos minerais se manifesta de duas maneiras: anisotropia magnetocristalina e anisotropia magnetostática (ou de forma). A primeira tem origem na distribuição preferencial de íons ferromagnéticos (principalmente Fe^{2+} e Fe^{3+}) ao longo da rede cristalina dos minerais, fazendo com que existam eixos de “mais fácil magnetização”. Em minerais ferromagnéticos, esses eixos representam as direções de magnetização espontânea do cristal. No caso da hematita, por exemplo, eles estão confinados no plano basal do cristal (perpendicular ao eixo cristalográfico c). Já na magnetita, a anisotropia de forma se sobrepõe a anisotropia magnetocristalina. Ela surge pelo efeito desmagnetizante gerado em um grão mineral com alta magnetização intrínseca, quando este é submetido à ação de um campo indutor. Desta forma, se o cristal de magnetita for maior que $1 \mu\text{m}$ criam-se domínios magnéticos (positivos e negativos) ao longo de sua superfície. Em minerais paramagnéticos a anisotropia magnetocristalina é dominante, portanto, a simetria da rede cristalina é um fator determinante para as direções dos eixos de magnetização de um cristal.

1.5.2.2 Magnetização Remanente Natural (MRN)

A magnetização remanente deposicional ou detrítica (MRD) é geralmente adquirida quando partículas magnéticas giram livremente em alinhamento com o CG em solução aquosa e se depositam no substrato sedimentar e, em média, retêm um registro do campo ambiente no momento da deposição (Roberts et al. 2013)

Os minerais magnéticos contidos nas rochas apresentam a capacidade de adquirir uma magnetização remanente, essa magnetização depende de vários componentes, a magnetização da rocha é chamada de magnetização remanente natural (MRN), esta pode ser composta por uma ou mais componentes que foram adquiridas de maneiras diferentes ao longo do tempo. A rocha adquire uma magnetização durante sua formação (magnetização remanente primária, MRP) e pode adquirir magnetizações posteriores a sua formação, em decorrência de processos físicos e químicos (magnetização remanente secundária, MRS).

Para o estudo de sedimentos devemos levar em consideração a magnetização remanente deposicional (MRD). A MRD é adquirida durante a deposição de sedimentos em fundos de lagos, rios e oceanos. Durante a deposição, forças mecânicas competem com forças magnéticas que tentam produzir um alinhamento das partículas magnéticas na direção do campo atuante, o alinhamento é estatístico. Durante a queda das partículas, o seu momento de inércia e a viscosidade da água são contrários a atuação do campo geomagnético, o qual exerce um torque na partícula tentando orientá-la na direção do campo. Quando a partícula atinge o solo, temos que considerar o torque mecânico exercido pela superfície em que ela se deposita (Fig.6a). Em contraste, uma magnetização remanente pós-deposicional (pMRD) acontece quando o ambiente sedimentar é perturbado, por exemplo, por bioturbação, e qualquer MRD é interrompida, com partículas magnéticas realinhadas pós-deposicionalmente por torques geomagnéticos dentro do sedimento relativamente não consolidado (Fig. 6b).

Tarduno et al. (1998) interpretou dados magnéticos e geoquímicos detalhados de rochas nos sedimentos do Platô Ontong-Java indicando a presença de bactérias magnetotáticas que vivem bem abaixo da camada superficial mista de sedimentos

carbonáticos. Nesse caso, a magnetita biogênica que eles produzem não dará origem a uma MRD ou pMRD. Tarduno et al. (1998), propôs a existência de um novo mecanismo de aquisição de remanência denominado pela magnetização remanente biogeoquímica (MRB; Fig. 6c). Ao considerar o papel da magnetita biogênica no registro paleomagnético sedimentar, a profundidade do habitat das bactérias magnetotáticas é crucialmente importante. Se magnetita biogênica é produzida na coluna d'água ou dentro da camada mista da superfície sedimentar bioturbada, a magnetita poderia ser submetida aos mesmos processos de aleatorização sedimentar e realinhamento de torques geomagnéticos como partículas detríticas, e deve, portanto, contribuir para uma MRD ou pMRD.

Conforme discutido por Tauxe et al. (2006) e Roberts et al. (2013), permanecem grandes incertezas na compreensão da aquisição de remanência sedimentar, apesar do fato de que este fenômeno tem sido sujeito a investigação experimental, numérica e teórica por mais de 60 anos. Essas incertezas incluem questões relacionadas aos efeitos da floculação entre partículas, a falta de confirmação definitiva e generalizada do papel de qualquer mecanismo de aquisição de remanência sedimentar e a falta de compreensão sobre como os sinais relacionados à intensidade do campo geomagnético são registrados.

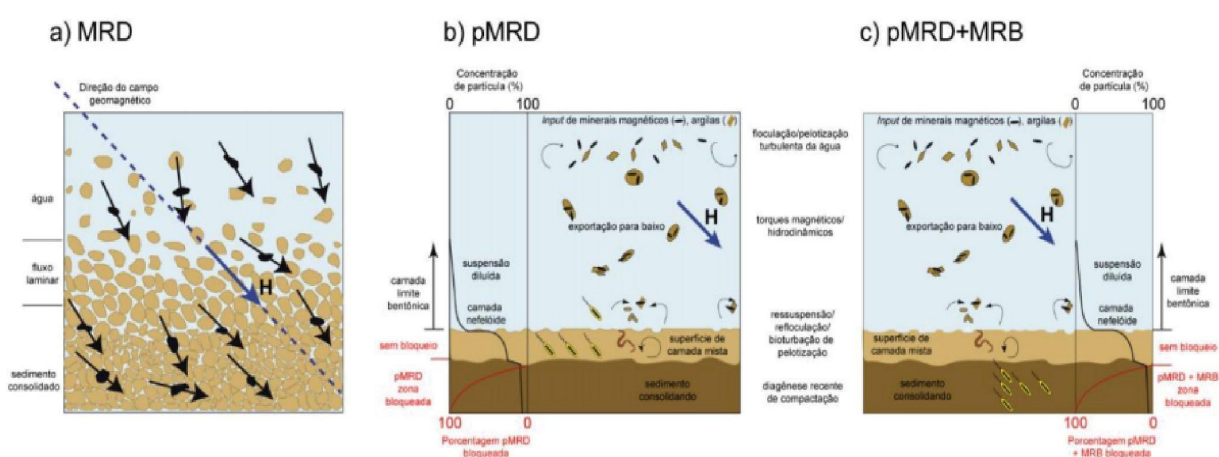


Figura 6: Ilustração esquemática da aquisição de remanência sedimentar através de (a) magnetização remanente deposicional (MRD), (b) magnetização remanente pós-deposicional (pMRD), e (c) a pMRD ao lado de uma magnetização remanente biogeoquímica (MRB). (Modificado de Roberts et al., 2013).

1.5.2.3 Magnetização Remanescente Isotérmica (MRI)

Todas as magnetizações são produzidas por um campo magnético aplicado, mas determinados processos de magnetização, por exemplo magnetização remanescente isotérmica (MRI), são acionados em campo em um sentido mais restrito. As remanências isotérmicas não carregam informações paleomagnéticas úteis. Um MRI produzido pelo campo geomagnético é facilmente redefinido por campos fracos posteriores de magnitude: falta estabilidade paleomagnética. Somente remanências isotérmicas devido a campos fortes, por exemplo, remanência isotérmica de saturação (SMRI) e remanência anisterética (MRA) produzidas pela combinação de um campo estável e um campo alternado aplicado (FA) forte mas decadente, têm a estabilidade necessária, e estas ocorrem na natureza somente quando afloramentos foram atingidos por raios e remagnetizados.

A MRI é adquirida quando um campo direto é aplicado sobre uma amostra e imediatamente removido, em uma dada temperatura, que normalmente é a temperatura ambiente (Dunlop & Özdemir, 1997). A magnitude da MRI varia de acordo com a intensidade do campo aplicado e o grau de alinhamento dos momentos magnéticos dos grãos depende da força do campo aplicado e da resistência dos minerais magnéticos presentes.

A MRI é utilizada para diversos fins, como: (1) caracterização dos portadores magnéticos – através de valores de intensidade e coercividade; (2) estudo dos mecanismos que afetam a remanência estável – por meio da análise da resistência à desmagnetização por métodos térmicos, de FA e/ou de baixa temperatura; e (3) como um parâmetro de normalização para a estimativa da paleointensidade relativa.

1.5.2.4 Magnetização Remanescente Anisterética (MRA)

A MRA é uma magnetização remanente bastante estável adquirida quando uma rocha ou sedimento é exposto a um campo alternado (FA) que cai gradativamente a zero na presença de um campo direto (DC) fraco (Merill et al., 1998). Os grãos ferromagnéticos são aqueles grãos com força coercitiva microscópica até a amplitude máxima da alternância campo magnético usado para

transmitir a MRA. Assim como outras formas de magnetização remanescente, os grãos SD e PSD são portadores mais eficazes de ARM do que os grãos MD. A magnetização total orienta-se na direção do campo direto aplicado. Esse parâmetro permite identificar frações menos coercivas e grãos multidomínio (MD).

Em estudos de magnetismo ambiental, por exemplo, curvas de aquisição de MRA podem ser utilizadas como parâmetro de concentração de magnetita (Sugiura, 1979), pois a força de interação magnética aumenta com o aumento da concentração de grãos magnéticos (Dunlop e Özdemir, 1997).

Medidas de ARM também são utilizadas para mostrar alteração em tamanho dos grãos (Banerjee *et al.*, 1981).

1.5.3 Mineralogia Magnética

A mineralogia magnética pode ser determinada através das curvas de histerese e diagramas FORC.

Os materiais biogênicos que compõem o sedimento marinho são de suma importância para esse trabalho e para compreensão dos processos ocorridos dentro do evento estudado. No caso, as bactérias magnetotáticas, que contribuem com informações sobre o magnetismo ambiental da época em questão. Para a obtenção das quantidades de material biológico na amostra elas são submetidas a análises FORCs (*First-Order Reversal Curve*) que determinam a quantidade de material biológico na amostra.

1.5.3.1 Curvas de Histerese

O método consiste em medir a magnetização (M) em função de um campo magnético indutor (H). Nos materiais paramagnéticos, a magnetização respeita uma função linear e cresce com o aumento de H , enquanto que em materiais ferromagnéticos, M cresce exponencialmente, gerando uma curva com forma sigmoideal. As curvas de histerese são utilizadas para determinar as propriedades dos minerais ferromagnéticos, tais como: a magnetização de saturação (M_s), a magnetização remanente de saturação (M_{rs}), a coercividade (H_c) e a coercividade de remanência (H_{cr}), (e.g. Dunlop & Özdemir, 1997). Quando submetidos a campos

magnéticos, esses minerais sofrem a saturação de sua magnetização, atingindo a M_s em campos muito baixos (<300 mT - minerais de baixa coercividade) ou em campos mais elevados (minerais de alta coercividade). Quando o campo indutor é reduzido a zero, resta apenas a M_{rs} . Aplicando-se o campo indutor na direção contrária, a magnetização será nula em um determinado valor de campo, correspondendo a coercividade (H_c) do mineral. E por último, o valor de campo magnético necessário para anular a magnetização remanente é denominado H_{cr} . Cada mineral ferromagnético apresenta valores característicos de cada uma dessas propriedades. Além disso, as razões M_{rs} / M_s e H_{cr} / H_c definem a estrutura de domínios magnéticos de minerais ferromagnéticos: multi-domínio, monodomínio e pseudo-monodomínio (Day *et al.* 1977; Dunlop & Özdemir, 1997).

A susceptibilidade magnética total (K) de uma amostra é correspondente ao somatório das contribuições da susceptibilidade ferrimagnética (K_f), paramagnética (K_p) e diamagnética (K_d), segundo a equação:

$$K = K_f + K_p + K_d$$

(6)

Devido ao diferente comportamento da susceptibilidade magnética das partículas ferrimagnéticas e paramagnéticas, quando um campo magnético é aplicado, é possível calcular e separar a contribuição da K_f e da ($K_p + K_d$) da susceptibilidade magnética total. A partir da susceptibilidade magnética total, a susceptibilidade magnética ferrimagnética pode ser calculada pela fórmula $K_f = K - (K_p + K_d)$. A contribuição $K_p + K_d$ pode ser obtida a partir da histerese pelo cálculo da susceptibilidade magnética em alto campo magnético, uma vez que a contribuição ferrimagnética tem sua magnetização saturada em campos menores de 300 T, a magnetização restante, em campos maiores, corresponde as partículas dia- e paramagnéticas. Dessa forma pode-se analisar em cada amostra se há o domínio da susceptibilidade magnética ferrimagnética ou paramagnética. Essa discriminação é importante quando se tem amostras com uma mistura de minerais paramagnéticos e ferromagnéticos (Fig. 7).

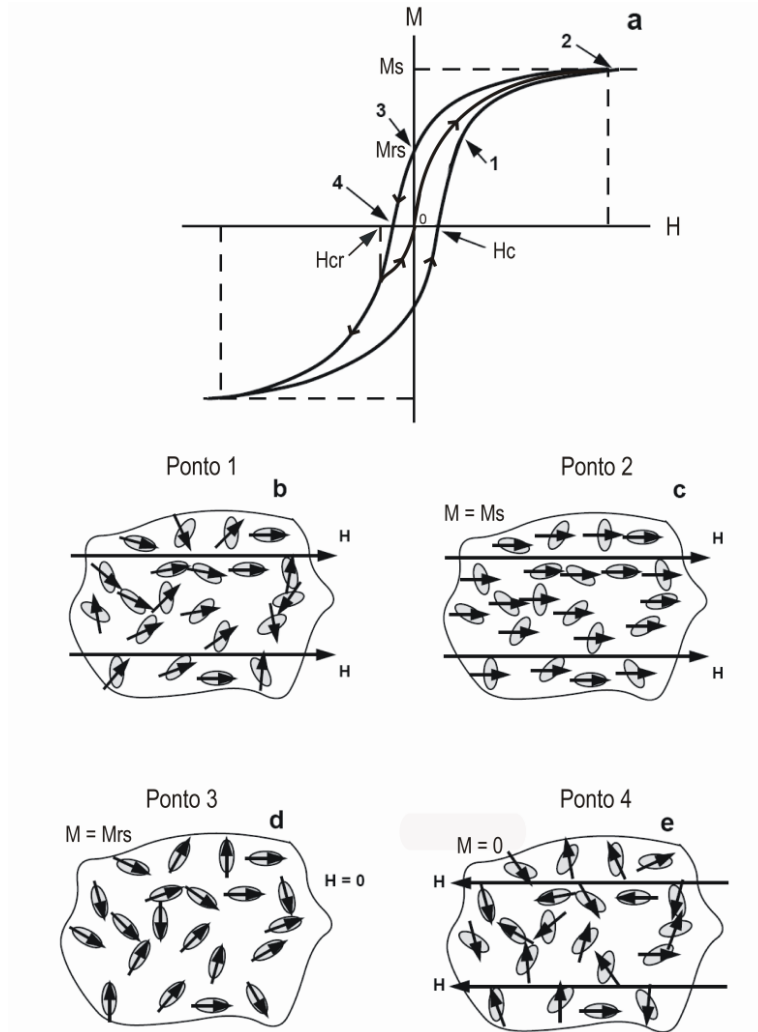


Figura 7: Ilustração do ciclo de histerese (Modificada de Butler 2004).

As amostras foram medidas em temperatura ambiente em um magnetômetro VSM (*vibrating sample magnetometer*) MicroMag 3900, com campos de até 1 Tesla.

1.5.3.2 Diagramas Forc

Um diagrama FORC (*First Order Reversal Curve*) consiste em um diagrama de contorno plotado a partir de um conjunto de *loops* de histerese parciais. A medida de um FORC começa com a saturação da amostra por um campo de alta intensidade e positivo. Depois a intensidade do campo é diminuída até um valor (H_a) e aumentada novamente até a saturação em passos equivalentes a H_b (Fig. 7). A magnetização em H_b com ponto de reversão em H_a é denotada $M(H_a, H_b)$ (Pike et al., 1999).

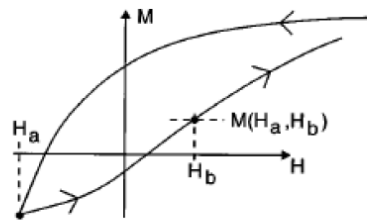


Figura 8: Definição de um diagrama FORC (Pike et al., 1999)

Os diagramas FORC são bastante úteis na caracterização de minerais e domínios magnéticos e se mostram mais eficientes que as curvas de histerese, pois permitem a identificação de componentes magnéticos distintos em uma assembleia formada pela mistura de diferentes minerais ou de minerais com diferentes comportamentos magnéticos. Grãos SP, SD e MD bem como a interação magnetostática entre eles irão produzir manifestações características nos diagramas FORC (Roberts *et al.*, 2000; Carvallo *et al.*, 2006).

Além disso, a confiabilidade dos diagramas FORC são muito maiores que o das curvas de histerese, por exemplo, devido ao fato que ele não estipula diversos parâmetros e sim só tem sua magnetização saturada, reduzida e depois novamente saturada (Tauxe, 2008). Esse tipo de análise faz com a imagem gerada nos dê a disposição de minerais magnéticos na amostra.

1.6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

1.6.1 O evento CORB 7 em Poggio le Guaine

O intervalo estudado da Formação Scaglia Bianca no núcleo de PLG engloba o CORB 7 (Hu et al., 2005; Coccioni et al., 2012) e o nível de Breistroffer (sudeste da França) ou nível de Pialli (Itália), que é a expressão sedimentar de OAE 1d (por exemplo, Coccioni et al., 2001; Bornemann et al., 2005; Gambacorta et al., 2015). Ambos os eventos estão dentro do SNC e da Zona nanofóssil NC10a e da Zona Pth dos foraminíferos planctônicos. appenninica. Juntamente com os dados de isótopos

magnéticos e estáveis da rocha, eles permitiram a subdivisão da seção de ~10 m de espessura estudada em intervalos discretos, que são a expressão das transições ambientais entre o nível de Piali e o CORB 7, e intervalos entre eles. O intervalo entre 10 e 7 m corresponde ao CORB 7 e pode ser correlacionado com outras importantes seções Tethyanas, tais como: (i) Seção da Pedreira Vispi a 1,89 m (Hu et al., 2005), (ii) Seção Monte Petrano na ~5,8 m (Fiet e Masure, 2001), (iii) seção Bottaccione Gorge a 4,2 m (Premoli Silva e Sliter, 1994), e (iv) núcleo Piobbico na Unidade 1 (Erba, 1988). Uma ampla mudança negativa no $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (Fig. 2) ocorre em todo o CORB 7 e se correlaciona com a mesma tendência observada na Seção da Pedreira Vispi (Stoll e Schrag, 2000). Seguindo Hu et al. (2005), o deslocamento negativo nos isótopos de carbono indica que alguns dos CORBs podem estar associados à diminuição da produtividade. A dissolução durante este intervalo também é sugerida pela hematita formada durante a diagênese a partir de um precursor de goethita (Channell et al., 1982). No entanto, as taxas de sedimentação dos leitos cinza intercalados com leitos vermelhos apresentam valores semelhantes (~0,5 cm kyr⁻¹) no Albiano da UMB, o que indica que leitos vermelhos são depositados nas águas de fundo pouco oxigenadas (Erba e Premoli Silva, 1994; Tateo et al., 2000; Giorgioni et al., 2017). A fácies vermelha pode ser explicada pela presença de hematita e outros óxidos de Fe nos sedimentos (Cai et al., 2009, 2012). Estudos anteriores interpretaram que a hematita é de origem detrítica transportada da terra, sob as condições climáticas quentes com invernos úmidos e verões áridos (Cai et al., 2009; Giorgioni et al., 2017). O aumento nos sedimentos detríticos provavelmente contribui para as maiores concentrações de partículas magnéticas neste intervalo indicadas por χ_{lf} e χ_{hf} , ARM100mT, IRM900mT e HIRM. A presença de hematita também é evidenciada pelo S-ratio com valores próximos de 0 (Bloemendal et al., 1992; Liu et al., 2007). No entanto, as flutuações de IRM900mT, HIRM e S-ratio indicam proporções variáveis de minerais magnéticos de baixa e alta coercividade, que são corroboradas pelos laços de histerese da cintura de vespa e curvas de aquisição de IRM passo a passo. Quando a mineralogia magnética permanece constante, as mudanças ARM100mT/IRM900mT refletem mudanças relativas no tamanho de grão magnético (Thompson e Oldfield, 1986). No entanto, no núcleo PLG, os valores de ARM100mT/IRM900mT não mudam significativamente de 10 para 7 m quando o χ é baixo, o que indica que o χ após 7 m está associado a

uma mudança na concentração de partículas magnéticas em vez de do que uma mudança no tamanho do grão mineral magnético. Em contrapartida, o HIRM apresenta os maiores valores ao longo do intervalo estudado. Mudanças no HIRM refletem apenas mudanças na concentração absoluta de hematita e/ou goethita se a razão L (Liu et al., 2007) for relativamente constante. HIRM e L-ratio têm uma correlação linear baixa ($R = 0,09$; Fig. 10), o que indica coercividades variáveis que possivelmente refletem mudanças na fonte de hematita/goethita (Liu et al., 2007). Minerais antiferromagnéticos (hematita e goethita) são fortemente sugeridos como rastreador de poeira eólica nos sedimentos marinhos (por exemplo, Zhang et al., 2019). Isso indica fortemente que grande parte do conteúdo mineral de baixa e alta coercividade tem origem eólica, com transporte do interior continental para a UMB, o que provavelmente é causado por variações na atividade das monções moduladas por ciclos astronômicos como proposto por estudos anteriores (Bornemann et al., 2005; Matsumoto et al., 2022). Apesar da falta de uma série de dados mais longa com maior resolução de amostragem para dar mais robustez à interpretação posterior, as análises espectrais mostram que a obliquidade parece ter desempenhado um papel importante no ritmo da deposição durante a EOA 1d, o mesmo padrão amplamente demonstrado para a EOA 2 (Kuhnt et al., 2005; Meyers et al., 2012; Charbonnier et al., 2018).

1.6.2 O evento OAE 1d no núcleo PLG

A OAE 1d, conhecida regionalmente como nível de Breistroffer no sudeste da França e como nível de Pialli na Itália, ocorreu em $\sim 100,5$ Ma (Gale et al., 2020) e foi descrita em detalhes para diferentes locais, como a Bacia Vocontian (Gale et al., 1996; Bréhéret, 1997; Giraud et al., 2003; Bornemann et al., 2005), Blake Nose Plateau (ODP Site 1052, Wilson e Norris, 2001; Petrizzo et al., 2008), sul do Tibete (Yao et al. 2021) e Itália (por exemplo, Erbacher et al., 1996; Gambacorta et al., 2015; Giorgioni et al., 2015).

Juntamente com os dados de isótopos magnéticos e estáveis da rocha, definimos o OAE 1d de 4,91 a 0,95 m. Com base na cicloestratigrafia, a duração da OAE 1d foi estimada em ~ 300 kyr (Wilson e Norris, 2001) ou 400 kyr (Petrizzo et al., 2008). Um dos nossos achados importantes é que apenas o registro χ fornece

evidências das variações de curto prazo durante a EOA 1d, que tem uma tendência aumentada relacionada a maiores concentrações de minerais magnéticos. De fato, o aumento na concentração de grãos de domínio único de granulação mais fina, particularmente magnetita, durante o Nível de Piali, confirmado pela razão S perto de 1, histerese e curvas de aquisição de IRM.

Rochas sedimentares do testemunho de PLG foram depositadas bem acima do CCD em profundidades batiais médias e inferiores (1000-1500 m; por exemplo, Coccioni et al., 2012). Na presente abordagem de magnetismo ambiental, é difícil identificar e quantificar fontes magnéticas de frações minerais puramente a partir de suas propriedades magnéticas mistas. No entanto, os minerais magnéticos são entregues aos oceanos como grãos detríticos transportados principalmente pelo vento, água e gelo (Evans e Heller, 2003; Liu et al., 2012). Foram realizados estudos multiproxy de registros de UMB depositados durante o final do Albiano (por exemplo, Gambacorta et al., 2020). De acordo com suas descobertas, o ambiente deposicional na UMB foi dominado por lodos calcários pelágicos, lodos siliciosos e entrada detrítica de baixa granulação. Além disso, em todos os locais estudados registrando EOA 1d, a expressão sedimentar do evento ocorre como múltiplas alterações de folhelhos negros finos alternados para fácies ricas em carbonatação. Essa expressão sedimentológica é diferente daquela das principais EOA, como a EOA 1a (Menegatti et al., 1998; Wilson e Norris, 2001; Bornemann et al., 2005; Matsumoto et al., 2021), que apresentam coloração preta espessa camadas de xisto e uma forte diminuição no teor de carbonato (por exemplo, Schlanger e Jenkyns, 1976; Leckie et al., 2002; Coccioni et al., 2006; Jenkyns, 2010).

Muitos autores propuseram o uso de magnetita biogênica (magnetofósseis) como indicador de variações de paleoprodutividade porque o fornecimento de carbono orgânico ao fundo do mar pode controlar a população de bactérias magnetotáticas (Roberts et al., 2011; Larrasoaña et al., 2012; Yamazaki e Ikehara, 2012; Savian et al., 2014; Zhang et al., 2021). Uma fração significativa da magnetita nestes intervalos deve-se à deposição detrítica de PSD ou partículas de vórtice, não por magnetofósseis, como indicado pelos diagramas FORC. Assim, sugerimos que o aumento da produtividade primária não foi significativo na região de Tethyan durante

a OAE 1d. Além disso, a anóxia marinha é causada pela atividade das monções moduladas por ciclos astronômicos de 405 kyr no meio do Cretáceo.

1.7 CONCLUSÕES

Um isótopo estável de alta resolução integrado, análise magnética ambiental e espectral foi realizado em um intervalo de 10 m de espessura do núcleo Poggio le Gauine (Bacia Umbria-Marche), Itália, que corresponde ao período do CORB 7 e Eventos OAE 1d. Parâmetros magnéticos indicam um aumento de mineral de alta coercividade durante o CORB 7, o que indica suprimento de hematita eólica. Não foram observadas evidências de magnetofósseis durante este período, o que é indicativo de baixas variações na produtividade primária. Nosso estudo corrobora a hipótese de que a anoxia marinha é provavelmente a consequência da atividade das monções modulada por ciclos astronômicos de 405 kyr no meio do Cretáceo.

Referências Bibliográficas

- Ando, A., Huber, O., MacLeod, K.G., 2010. Depth-habitat reorganization of planktonic foraminifera across the Albian/Cenomanian boundary. *Paleobiology* 36 (3), 357–373. <https://doi.org/10.1666/09027.1>.
- Arthur, M.A., Brumsack, H.-J., Jenkyns, H.C., Schlanger, S.O., 1990. Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic carbon-rich cretaceous sequences. In: Ginsburg, R.N., Beaudoin, B. (Eds.), *Cretaceous, Resources, Events, and Rhythms: Background and Plans for Research*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 75–119.
- Bąk, K., Fabiańska, M., Bąk, M., Misz-Kennan, M., Zielińska, M., Dulemba, P., Bryndal, T., Naglik, B., 2016. Organic matter in upper Albian marine sediments in the High-Tatric units, central western Carpathians related to Oceanic Anoxic Event 1d—Geochemistry, microfacies and palynology. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 454, 212–227. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.04.041>.
- Banerjee, S. K., King, J., Marvin, J., 1981. A rapid method for magnetic granulometry with applications to environmental studies. *Geophysical Research Letters*, v. 8, pp. 333 – 336.
- Barron, E., 1983. A warm, equable Cretaceous: the nature of the problem. *Earth Sci. Rev.* 19, 305–338. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(83\)90001-6](https://doi.org/10.1016/0012-8252(83)90001-6).
- Bloemendal, J., King, J. W., Hall, F. R., & Doh, S. –J. (1992). Rock Magnetism of Late Neogene and Pleistocene Deep-Sea sediments: Relationship to Sediment source, Diagenetic Processes and Sediment Lithology. *Journal of Geophysical Reserach*, 97 (B4), 4361-4375.
- Bornemann, A., Pross, J., Reichelt, K., Herrle, J.O., Hemleben, C., Mutterlose, J., 2005. Reconstruction of short-term palaeoceanographic changes during the formation of the late Albian ‘Niveau Breistroffer’ black shales (Oceanic Anoxic Event 1d, SE France). *J. Geol. Soc. Lond.* 162, 623–639. <https://doi.org/10.1144/0016-764903-171>.
- Bornemann, A., Erbacher, J., Heldt, M., Kollaske, T., Wilmsen, M., Lübke, N., Huck, S., Vollmar, N.M., Wonik, T., 2017. The Albian–Cenomanian transition and Oceanic Anoxic Event 1d – an example from the Boreal

Realm. Sedimentology 64, 44–65.
<https://doi.org/10.1111/sed.12347>. Butler, R. F., 2004. Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes. Electronic edition, p. 238.

- Botiini, C. e Erba, E. (2018). Mid-Cretaceous paleoenvironmental changes in the western Tethys. *Clim. Past.*, 14, 1147-1163, 2018.
<https://doi.org/10.5194/cp-14-1147-2018>.
- Bréhéret, J.G., 1988. Episodes de sédimentation riche en matière organique dans les marnes bleues d'âge aptien et albien de la partie pélagique du bassin vocontien. *Bull. Soc. Geol. Fr.* IV, 349–356.
- Carvallo, C., Muxworthy, A. R., & Dunlop, D. J. (2006). First-order reversal curve (FORC) diagrams of magnetic mixtures: Micromagnetic models and measurements. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 154, 308-322.
- Channell, J. E. T., Freeman, R., Heller, F., Lowrie, W., 1982. Timing of diagenetic hematite growth in red pelagic limestones from Gubbio (Italy). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 58, 189-201.
- Coccioni, R., Nesci, O., Tramontana, M., Wezel, C.F., Moretti, E., 1987. Descrizione di un livello-guida "Radiolaritico-Bituminoso-Ittiolitico" alla base delle Marne a Fucoidi nell'Appennino Umbro-Marchigiano. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, v. 106, p. 183–192.
- Coccioni, R., Franchi, R., Nesci, O., Wezel, F.C., Battistini, F., Pallecchi, P. et al., 1989. Stratigraphy and mineralogy of the Selli Level (Early Aptian) at the base of the Marne a Fucoidi in the Umbro-Marchean Apennines, Italy. In: Wiedmann, J., ed., *Cretaceous of the Western Tethys: Proceedings 3rd International Cretaceous Symposium: Stuttgart*, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, pp. 563 – 584.
- Coccioni, R., Franchi, R., Nesci, O., Perilli, N., Wezel, F.C., Battistini, F., 1990. Stratigrafia, micropaleontologia e mineralogia delle Marne a Fucoidi delle sezioni di Poggio le Guaine e del Fiume Bosso (Appennino umbro-marchigiano). In: Pallini, G., Cecca, F., Cresta, S., Santantonio, M., eds., *Fossili, Evoluzione, Ambiente: Atti II Convegno Internazionale, Pergola*, v. 87, pp. 163 – 201.

- Coccioni, R., Jovane, L., Bancala, G., Bucci, C., Fauth, G., Frontalini, F., Janikian, L., Savian, L., de Almeida, R.P., Mathias, G.L.M., da Trindade, R.I.F., 2012. Umbria-Marche Basin, central Italy: a reference section for the Aptian-Albian interval at low latitudes. Progress Reports of the Deep Sea Drilling Project 13, 42-46.
- Day, R., Fuller, M., & Schmidt, V. A. 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. *Physics of the Earth and planetary interiors*, 13(4), 260-267.
- Doh, S. J., J. King, and M. Leinen, 1988. A rock-magnetic study of giant piston core LL44–GPC3 from the central North Pacific and its paleoceanographic implications, *Paleoceanography*, 3, 89–111, <https://doi.org/10.1029/PA003i001p00089>.
- Dunlop, D. J., & Özdemir, Ö. 1997. *Rock magnetism: fundamentals and frontiers*. Cambridge University Press, 572p.
- Erba, E., 1988. Aptian–Albian calcareous nannofossil biostratigraphy of the Scisti a Fucoidi cored at Piobbico (central Italy). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 94, 249– 284.
- Erba, E., Premoli Silva, I., 1994. Orbitally driven cycles in trace-fossil distribution from the Piobbico core (Late Albian, Central Italy). In: *Orbital Forcing and Cyclic Sequences* (Eds P.L. De Boer and D.G. Smith), IAS Spec. Publ., 19, 211–225.
- Erba, E., 2004. Calcareous nannofossils and Mesozoic oceanic anoxic events. *Marine micropaleontology*, 52, 85-106.
- Erbacher, J., Thurow, J., 1997. Influence of oceanic anoxic events on the evolution of mid-Cretaceous radiolaria in the North Atlantic and western Tethys. *Mar. Micropaleontol.* 30, 139–158. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(96\)00023-0](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(96)00023-0).
- Erbacher, J., Friedrich, O., Wilson, P.A., Lehmann, J., Weiss, W., 2011. Short-term warming events during the boreal Albian (mid-Cretaceous). *Geology* 39 (3), 223–226. <https://doi.org/10.1130/G31606.1>.
- Evans, M. E., Heller, F., 2003. *Environmental Magnetism: principles and applications of enviromagnetics*. Academic press, v. 86.

- Fan, Q., Xu, Z., MacLeod, K. G., Brumsack, H.-J., Li, T., Chang, F., et al. (2022). First record of oceanic anoxic event 1d at Southern high latitudes: Sedimentary and geochemical evidence from International Ocean Discovery Program Expedition 369. *Geophysical Research Letters*, 49, e2021GL097641. <https://doi.org/10.1029/2021GL097641>.
- Gale, A.S., Kennedy, W.J., Burnett, J.A., Caron, M., Kidd, B.E., 1996. The Late Albian to Early Cenomanian succession at Mont Risou near Rosans (Drôme, SE France): an integrated study (ammonites, inoceramids, planktonic foraminifera, nannofossils, oxygen and carbon isotopes). *Cretac. Res.* 17 (5), 515–606. <https://doi.org/10.1006/cres.1996.0032>.
- Gambacorta, G., Jenkyns, H.C., Russo, F., Tsikos, H., Wilson, P.A., Faucher, G., Erba, E., 2015. Carbon-and oxygen-isotope records of mid-Cretaceous Tethyan pelagic sequences from the Umbria–Marche and Belluno Basins, Italy. *Newsl. Stratigr.* 48 (3), 299–323. <https://doi.org/10.1127/nos/2015/0066>.
- Gambacorta, G., Bottini, C., Brumsack, H.-J., Schnetger, B., Erba, E., 2020. Major and trace element characterization of Oceanic Anoxic Event 1d (OAE 1d): Insight from the Umbria-Marche Basin, central Italy. *Chem. Geol.* 557, 119834. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119834>.
- Giorgioni, M., Weissert, H., Bernasconi, S.M., Hochuli, P.A., Coccioni, R., Keller, C.E., 2012. Orbital control on carbon cycle and oceanography in the mid-Cretaceous greenhouse. *Paleoceanogr. Paleoclimatol.* 27, PA1204. <https://doi.org/10.1029/2011PA002163>.
- Giorgioni, M., Weissert, H., Bernasconi, S.M., Hochuli, P.A., Keller, C.E., Coccioni, R., Petrizzo, M.R., Lukeneder, P.A., Garcia, T.I., 2015. Paleooceanographic changes during the Albian–Cenomanian in the Tethys and North Atlantic and the onset of the Cretaceous chalk. *Glob. Planet. Chang.* 126, 46–61. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.01.005>.
- Giorgini, M., Tiraboschi, D., Erba, E., Hamann, Y., Weissert, H., 2017. Sedimentary patterns and palaeoceanography of the Albian Marne a Fucoidi Formation (Central Italy) revealed by high-resolution geochemical and nannofossil data. *Sedimentology*, 64, 111–126.

- Gröcke, D.R., Ludvigson, G.A., Witzke, B.L., Robinson, S.A., Joeckel, R.M., Ufnar, D.F., Ravn, R.L., 2006. Recognizing the Albian-Cenomanian (OAE1d) sequence boundary using plant carbon isotopes: Dakota Formation, Western Interior Basin, USA. *Geology* 34 (3), 193–196. <https://doi.org/10.1130/G21998.1>.
- Gröcke, D.R., Joeckel, R.M., 2008. A stratigraphic test of the terrestrial carbon isotope record of the latest Albian OAE from the Dakota Formation, Nebraska. In: Joeckel, R.M., Ludvigson, G.A., Macfarlane, P.A. (Eds.), *FIELD TRIP 2: Fluvial-Estuarine Deposition in the Mid-Cretaceous Dakota Formation, Kansas and Nebraska*. Kansas Geologic Survey, Lawrence, KS, pp. 24–30.
- Gyawali, B.R., Nishi, H., Takashima, R., Herrle, J.O., Takayanagi, H., Latil, J.L., Iryu, Y., 2017. Upper Albian–upper Turonian calcareous nannofossil biostratigraphy and chemostratigraphy in the Vocontian Basin, southeastern France. *Newsl. Stratigr.* 50 (2), 111–139. <https://doi.org/10.1127/nos/2016/0339>.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. *Science* 235 (4793), 1156–1167. <https://doi.org/10.1126/science.235.4793.1156>.
- Haworth, M., Hesselbo, S.P., McElwain, J.C., Robinson, S.A., Brunt, J.W., 2005. Mid-Cretaceous pCO₂ based on stomata of the extinct conifer *Pseudofrenelopsis* (Cheirolepidiaceae). *Geology* 33 (9), 749–752. <https://doi.org/10.1130/G21736.1>.
- Heerle, J.O., Kößler, P., Friedrich, O., Erlenkeuser, H., Hemleben, C., 2004. High-resolution carbon isotope records of the Aptian to Lower Albian from SE France and the Mazagan Plateau (DSDP Site 545): a stratigraphic tool for paleoceanographic and paleobiologic reconstruction. *Earth Planet. Sci. Lett.* 218, 149–161. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00646-0](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00646-0).
- Hennhofer, D., Al Suwaidi, A., Bottini, C., Helja, E., Steuber, T., 2018. The Albian to Turonian carbon isotope record from the Shilaif Basin (United Arab Emirates) and its regional and intercontinental correlation. *Sedimentology* 66, 536–555. <https://doi.org/10.1111/sed.12493>.

- Henshaw, P. C. & Merrill, R. T. 1980. Magnetic and chemical changes in marine sediments. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 18, 483-504.
- Herbert, T.D., Fischer, A.G., 1986. Milankovitch climatic origin of mid-Cretaceous black shale rhythms in central Italy. *Nature* 321, 739–743.
- Hong, S.K., Lee, Y.I., 2012. Evaluation of atmospheric carbon dioxide concentrations during the Cretaceous. *Earth Planet. Sci. Lett.* 327–328, 23–28. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.01.014>.
- Hu, X., Jansa, L., Sarti, M., 2005. Mid-Cretaceous oceanic red beds in the Umbria–Marche Basin, central Italy: Constraints on paleoceanography and paleoclimate. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 233, 163–186.
- Huber, B.T., Norris, R.D., MacLeod, K.G., 2002. Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous. *Geology* 30 (2), 123–126.
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0123:DSPROE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0123:DSPROE>2.0.CO;2).
- Jenkyns, H.C., 2010, *Geochemistry of oceanic anoxic events*. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 11, pp. Q03004.
- Larson, R.L., 1991. Geological consequences of superplumes. *Geology* 19 (10), 963–966.
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0963:GCOS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0963:GCOS>2.3.CO;2).
- Larson, R. L., Erba, E., 1999. Onset of the Mid-Cretaceous greenhouse in the Barremian-Aptian: Igneous events and the biological, sedimentary, and geochemical responses. *Paleoceanography*, v. 14, n. 6, pp. 663 – 678.
- Leandro, C.G., Savian, J.F., Kochhann, M.V.L., Franco, D.R., Coccioni, R., Frontalini, F., Gardin, S., Jovane, L., Figueiredo, M., Tedeschi, L.R., Janikian, L., Almeida, R.P., Trindade, R.I.F., 2022. Astronomical tuning of the Aptian Stage: implications for age recalibrations and paleoclimatic events. *Nat. Commun.* 13, 2941.
<https://doi.org/10.1038/s41467-022-30075-3>.
- Leckie, R.M., Bralower, T.J., Cashman, R., 2002. Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-cretaceous. *Paleoceanogr. Paleoclimatol.* 17 (3), 13-1–13-29.
<https://doi.org/10.1029/2001PA000623>.

- Li, X., X. Hu, Y. Cai, and Z. Han, 2011. Quantitative analysis of iron oxide concentrations within Aptian-Albian cyclic oceanic red beds in ODP Hole 1049C, North Atlantic, *Sediment. Geol.*, 235, 91–99. <http://doi:10.1016/j.sedgeo.2010.06.024>.
- Liu, Q., Roberts, A.P., Larrasoaña, J.C., Banerjee, S.K., Guyodo, Y., Tauxe, L., Oldfield, F., 2012. Environmental magnetism: Principles and applications. *Rev. Geophys.* 50, RG4002, doi: 10.1029/2012RG000393.
- Luciani, V., Cobianchi, M., Jenkyns, H.C., 2004. Albian high-resolution biostratigraphy and isotope stratigraphy: the Coppa della Nuvola pelagic succession of the Gargano Promontory (Southern Italy). *Eclogae Geol. Helv.* 97, 77–92.
- Madhavaraju, J., Sial, A.N., Hussain, S.M., Nagarajan, R., Ramasamy, S., 2015. Petrography and stable isotopic variations in Dalmiapuram Formation of Cauvery Basin, south India: implication on OAE1d. *Chin. J. Geochem.* 34 (3), 447–458. <https://doi.org/10.1007/s11631-015-0059-1>.
- Martin, J. H., Glacial-interglacial CO₂ change: The iron hypothesis, *Paleoceanography*, 5, 1 –13, 1990.
- Matsumoto, H., Kuroda, J., Coccioni, R., Frontalini, F., Sakai, S., Ogawa, N.O., Ohkouchi, N., 2020. Marine Os isotopic evidence for multiple volcanic episodes during Cretaceous Oceanic Anoxic Event 1b. *Sci. Rep.* 10, 12601. <https://doi:10.1038/s41598-020-69505-x>.
- Matsumoto, H., Coccioni, R., Frontalini, F., Shirai, K., Jovane, L., Trindade, R., Savian, J.F., Tejada, M.L.G., Gardin, S., Kuroda, J., 2021. Long-term Aptian marine osmium isotopic record of Ontong Java Nui activity. *Geology* 49, <https://doi.org/10.1130/G48863.1>.
- Matsumoto, H., Coccioni, R., Frontalini, F., Shirai, K., Jovane, L., Trindade, R., Savian, J.F., Kuroda, J., 2022. Mid-Cretaceous marine Os isotope evidence for heterogeneous cause of oceanic anoxic events. *Nat. Commun.* 13. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-27817-0>.
- Méhay, S., Keller, C.E., Bernasconi, S.M., Weissert, H., Erba, E., Bottini, C., Hochuli, P.A., 2009. A volcanic CO₂ pulse triggered the Cretaceous

Oceanic Anoxic Event 1a and a biocalcification crisis. *Geology* 37(9), 819–822. <https://doi.org/10.1130/G30100A.1>.

Melinte-Dobrinescu, M.C., Roban, R.D., Stoica, M., 2015. Palaeoenvironmental changes across the Albian-Cenomanian boundary interval of the Eastern Carpathians. *Cretac. Res.* 54, 68–85. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2014.10.010>.

Merrill, R.T., Mcelhinny, M.W., Mcfadden, P.L., 1998. The magnetic field of the Earth: Paleomagnetism, the core, and the deep mantle. (International Geophysics Series.), Elsevier, Academic Press, v.63. Amsterdam.

Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N., Pekar, S.F., 2005. The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science* 310 (5752), 1293–1298. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1116412>.

Mitchell, S.F., Paul, C.R.C., Gale, A.S., 1996. Carbon isotopes and sequence stratigraphy. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 104 (1), 11–24. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1996.104.01.02>.

Navarro-Ramirez, J.P., Bodin, S., Heimhofer, U., Immenhauser, A., 2015. Record of Albian to early Cenomanian environmental perturbation in the eastern sub-equatorial Pacific. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 423, 122–137. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.01.025>.

Navidtalab, A., Heimhofer, U., Huck, S., Omidvar, M., Rahimpour-Bonab, H., Aharipour, R., Shakeri, A., 2019. Biochemostratigraphy of an upper Albian–Turonian succession from the southeastern Neo-Tethys margin, SW Iran. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 533, 109255. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.109255>.

Percival, L.M.E., Tedeschi, L.R., Creaser, R.A., Bottini, C., Erba, E., Giraud, F., Svensen, H., Savian, J., Trindade, R., Coccioni, R., Frontalini, F., Jovane, L., Mather, T.A., Jenkyns, H.C., 2021. Determining the style and provenance of magmatic activity during the Early Aptian Oceanic Anoxic Event (OAE 1a). *Global Planet. Change* 200, 103461. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103461>.

- Petruzzo, M.R., Huber, B.T., Wilson, P.A., MacLeod, K.G., 2008. Late Albian paleoceanography of the western subtropical North Atlantic. *Paleoceanogr. Paleoclimatol.* 23 (1), PA1213.
<https://doi.org/10.1029/2007PA001517>.
- Pikea, C. R., 1999. Characterizing interactions in fine magnetic particle systems using first order reversal curves. *Journal of Applied Physics.* V. 85, N. 9.
<https://www.researchgate.net/publication/253976661>
- Pucéat, E., Lecuyer, C., Sheppard, S.M.F., Dromart, G., Reboulet, S., Grandjean, P., 2003. Thermal evolution of Cretaceous Tethyan marine waters inferred from oxygen isotope composition of fish tooth enamels. *Paleoceanogr. Paleoclimatol.* 18 (2), 1029.
<https://doi.org/10.1029/2002PA000823>.
- Rea, D. K., 1994. The paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep sea: The geologic history of wind, *Rev. Geophys.*, 32, 159–195.
<https://doi:10.1029/93RG03257>.
- Reichelt, K., 2005. Late Aptian-Albian of the Vocontian Basin (SE-France) and Albian of NE-Texas: Biostratigraphic and Paleoceanographic Implications by Planktic Foraminifera Faunas. (Dissertation zur Erlangung des Grades eines Doktors der Naturwissenschaften, der Geowissenschaftlichen Fakultät der Eberhard-Karls-Universität Tübingen, 125 pp).
- Richey, J.D., Upchurch, G.R., Montañez, I.P., Lomax, B.H., Suarez, M.B., Crout, N.M.J., Joeckel, R.M., Ludvigson, G.A., Smith, J.J., 2018. Changes in CO₂ during Ocean Anoxic Event 1d indicate similarities to other carbon cycle perturbations. *Earth Planet. Sci. Lett.* 491, 172–182.
- Roberts, A. P., Pike, C. R. Verosub, K. L., 2000. First-order reversal curve diagrams: A new tool for characterizing the magnetic properties of natural samples. *Journal of Geophysical Research*, 105(B12), 28461–28475.
- Roberts, A.P., Florindo, F., Chang, L., et al., 2013. Magnetic properties of pelagic marine carbonates. *Earth-Science Reviews*, v. 127, pp. 111–139.
- Robinson, S.A., Clarke, L.J., Nederbragt, A., Wood, I.G., 2008. Mid-Cretaceous oceanic anoxic events in the Pacific Ocean revealed by carbon-isotope stratigraphy of the Calera Limestone, California, USA. *Geol. Soc. Am. Bull.* 120, 1416–1426.

- Rodríguez-Cuicas, M.-E., Montero-Serrano, J.C., Garbán, G., 2019. Paleoenvironmental changes during the late Albian oceanic anoxic event 1d: an example from the Capacho Formation, southwestern Venezuela. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 521, 10–29. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.02.010>.
- Rodríguez-Cuicas, M.-E., Montero-Serrano, J.C., Garbán, G., 2020. Geochemical and mineralogical records of late Albian oceanic anoxic event 1d (OAE-1d) in the La Grita Member (southwestern Venezuela): Implications for weathering and provenance. *J. S. Am. Earth Sci.* 97, 102408. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102408>.
- Sabatino, N., Ferraro, S., Coccioni, R., et al., 2018. Mercury anomalies in upper Aptian-lower Albian sediments from the Tethys realm. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 495, pp. 163 – 170.
- Savian, J.F., Jovane, L., Frontalini, F., Trindade, R.I.F., Coccioni, R., Bohaty, S.M., Wilson, P.A., Florindo, F., Roberts, A.P., Catanzariti, R., Iacoviello, F., 2014. Enhanced primary productivity and magnetotactic bacterial production in response to middle Eocene warming in the Neo-Tethys Ocean. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 414, 32–45
- Savian, J.F., Trindade, R., Janikian, L., Jovane, L., Paes DE Almeida, R., Coccioni, R., Frontalini, F., Sideri, M., Figueiredo, M., Tedeschi, L.R., Jenkyns, H.C., 2016, The Barremian-Aptian boundary in the Poggio le Guaine core (central Italy): Evidence for magnetic polarity Chron M0r and oceanic anoxic event 1a. In: Menichetti, M., Coccioni, R., Montanari, A., eds., *The Stratigraphic Record of Gubbio: Integrated Stratigraphy of the Late Cretaceous–Paleogene Umbria-Marche Pelagic Basin: Geological Society of America Special Paper 524*.
- Schlanger, S.O., Jenkyns, H.C., 1976. Cretaceous Oceanic Anoxic events: Causes and consequences. *Geol. Mijnb.* 55, 179–184.
- Scott, R.W., Formolo, M., Rush, N., Owens, J.D., Oboh-Ikuenobe, F., 2013. Upper Albian OAE 1d event in the Chihuahua Trough, New Mexico, USA. *Cretac. Res.* 46, 136–150. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2013.08.011>.

- Sprovieri, M., Coccioni, R., Lirer, F., Pelosi, N., Lozar, F., 2006. Orbital tuning of a lower Cretaceous composite record (Maiolica Formation, central Italy). *Paleoceanogr. Paleoclimatol.* 21, PA4212.
<https://doi.org/10.1029/2005PA001224>.
- Sprovieri, M., Sabatino, N., Pelosi, N., Batenburg, S.J., Coccioni, R., Iavarone, M., Mazzola, S., 2013. Late Cretaceous orbitally-paced carbon isotope stratigraphy from the Bottaccione Gorge (Italy). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 379, 81–94.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.04.006>.
- Stoll, H.M., Schrag, D.P., 2000. High-resolution stable isotope records from the Upper Cretaceous rocks of Italy and Spain: glacial episodes in a greenhouse planet? *Geol. Soc. Am. Bull.* 112, 308–319.
[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2000\)112<308:HSIRFT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<308:HSIRFT>2.0.CO;2).
- Strasser, A., Caron, M., Gjermani, M., 2001. The Aptian, Albian and Cenomanian of Roter Sattel, Romandes Prealps, Switzerland: a high-resolution record of oceanographic changes. *Cretac. Res.* 22, 173–199. <https://doi.org/10.1006/cres.2001.0248>.
- Sugiura, N., 1979. ARM, TRM and magnetic interactions: concentration dependence. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 42(3), pp. 451–455.
- Takashima, R., Kawabe, F., Nishi, H., Moriya, K., Wani, R., Ando, H., 2004. Geology and stratigraphy of forearc basin sediments in Hokkaido, Japan: Cretaceous environmental events on the north-west Pacific margin. *Cretac. Res.* 25 (3), 365–390.
<https://doi.org/10.1016/j.cretres.2004.02.004>.
- Tarduno, J.A., 1994. Temporal change of magnetic dissolution in the pelagic realm: Gauging paleoproductivity? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 123, 39–48, doi:10.1016/0012-821X(94)90255-0.
- Tarduno, J.A., Tian, W., Wilkison, S., 1998. Biogeochemical remanent magnetization in pelagic sediments of the western equatorial Pacific Ocean. *Geophysical Research Letters*, v. 25, pp. 3987–3990.

- Tauxe, L., 1993. Sedimentary records of relative Paleointensity of the geomagnetic field: theory and practice. *Reviews of Geophysics*, v. 31, pp. 319 – 354.
- Tauxe, L., Steindorf, J. L., Harris, A., 2006. Depositional remanent magnetization: toward an improved theoretical and experimental foundation. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 244(3), pp. 515–529.
- Tauxe, L., Kodama, K. P., Kent, D. V., 2008. Testing corrections for paleomagnetic inclination error in sedimentary rocks: a comparative approach. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 169(1-4), 152-165.
- Tarling, D. H., & Hrouda, F. 1993. *The magnetic anisotropy of rocks*. London: Chapman & Hall. 217 p.
- Tiraboschi, D., Erba, E., Jenkyns, H. C., 2009. Origin of rhythmic Albian black shales (Piobbico core, central Italy): Calcareous nannofossil quantitative and statistical analyses and paleoceanographic reconstructions. *Paleoceanography* 24, PA2222. doi:10.1029/2008PA001670.
- Tornagui, M. E., Premoli Silva, I., Ripepe, M., 1989. Lithostratigraphy and planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Aptian-Albian “Scisti a Fucoidi” in the Piobbico core, Marche, Italy: background for cyclostratigraphy. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 95, 223-264.
- Torsvik, T.H., Van der Voo, R., Preeden, U., Mac Niocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P.V., van Hinsbergen, D.J.J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J.G., McCausland, P.J.A., Cocks, L.R.M., 2012. Phanerozoic polar wander, palaeo-geography and dynamics. *Earth-Sci. Rev.* 114, 325–368. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.007>.
- Vahrenkamp, V.C., 2013. Carbon isotope signatures of Albian to Cenomanian (Cretaceous) shelf carbonates of the Natih Formation, Sultanate of Oman. *GeoArabia* 18, 65–82.
- Verosub, K.L., Roberts, A.P., 1995. Environmental magnetism: past, present, and future. *J. Geophys. Res.* 100, 2175–2192. <http://dx.doi.org/10.1029/94JB02713>.

- Wang, C., Hu, X., Huang, Y., Scott, R.W., and Wagreich, M., 2009. Overview of Cretaceous Oceanic Red Beds (CORBs): A window on global oceanic and climate change. In Hu, X., Wang, C., Scott, W., Wagreich, M., and Jansa, L. (Eds.), *Oceanic Red Beds: Stratigraphy, Composition, Origins, and Paleoceanographic and Paleoclimatic Significance*. Society for Sedimentary Geology, Special Publication, 91:13–33.
- Weissert, H., Erba, E., 2004. Volcanism, CO₂ and palaeoclimate: a Late Jurassic–Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record. *J. Geol. Soc.* 161, 695–702. <https://doi.org/10.1144/0016-764903-087>.
- Wilson, P.A., Norris, R.D., 2001. Warm tropical ocean surface and global anoxia during the mid-Cretaceous period. *Nature* 412, 425–429.
- Wohlwend, S., Hart, M.B., Weissert, H., 2016. Chemostratigraphy of the Upper Albian to mid-Turonian Natih Formation (Oman) – or: how authigenic carbonate changes a global pattern. *The Depositional Record* 2, 97–117. <https://doi.org/10.1002/dep2.15>.
- Yamazaki, T., and N. Ioka, 1997. Cautionary note on magnetic grain-size estimation using the ratio of ARM to magnetic susceptibility, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 751–754. <https://doi:10.1029/97GL00602>
- Yamazaki, T., Fu, W., Shimono, T., and Usui, Y., 2020. Unmixing biogenic and terrigenous magnetic mineral components in red clay of the Pacific Ocean using principal component analyses of first-order reversal curve diagrams and paleoenvironmental implications, *Earth, Planets and Space* 72:120. <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01248-5>
- Yao, H., Chen, X., Melinte-Dobrinescu, M.C., Wu, H., Liang, H., Weissert, H., 2018. Biostratigraphy, carbon isotopes and cyclostratigraphy of the Albian-Cenomanian transition and Oceanic Anoxic Event 1d in southern Tibet. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 499, 45–55. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.03.005>.
- Yao, H., Chen, X., Yin, R., Grasby, S. E., Weissert, H., Gu, X., Wang, C., 2021. Mercury evidence of intense volcanism preceded oceanic anoxic event 1d. *Geophysical Research Letters*, 48, e2020GL091508. <https://doi.org/10.1029/2020GL091508>.

Zhang, X., Chen, K., Hu, D., Sha, J., 2016. Mid-Cretaceous carbon cycle perturbations and Oceanic Anoxic events recorded in southern Tibet. *Sci. Rep.* 6, 39643. <https://doi.org/10.1038/srep39643>.

Zhang Q, Liu Q, Li J, Sun Y, 2018. An integrated study of the eolian dust in pelagic sediments from the North Pacific Ocean based on environmental magnetism, transmission electron microscopy, and diffuse reflectance spectroscopy. *J Geophys Res Solid Earth* 123:3358–3376

CAPÍTULO II: ARTIGO CIENTÍFICO

Environmental magnetic characterization for the Piali level and Cretaceous Oceanic Red Bed 7 events in the Late Albian Poggio le Guaine core, central Italy

Kathlem M. Teixeira^{a,*}, Jairo F. Savian^{a,b}, Raquel G. Mello^a, Carolina G. Leandro^a, Marcus V.L. Kochhann^c, Martino Giogioni^d, Paula Harethusa Pereira Costa Vidal^d, Ana P. de Martini^e, Luigi Jovane^e, Fabrizio Frontalini^f, Rodolfo Coccioni^f, Milene Figueiredo^g, Leonardo R. Tedeschi^g, Hironao Matsumoto^h, Junichiro Kurodaⁱ, Ricardo I.F. Trindade^j

^aPrograma de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91501-970 Porto Alegre, Brazil

^bDepartamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91501-970 Porto Alegre, Brazil

^cInstituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago 562, 05508-080 São Paulo, SP, Brazil.

^dInstituto de Geociências, Universidade de Brasília, ICC - Ala Central, Brasília 70910-900, Brazil

^eDepartamento de Oceanografia Física, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, Praça do Oceanográfico, 191, 05508-120 São Paulo, Brazil

^fDipartimento di Scienze Pure e Applicate, Università degli Studi di Urbino "Carlo Bo", Campus Scientifico, Località Crocicchia, 61029 Urbino, Italy

^gCentro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo Américo Miguez de Mello, Petrobras Petróleo Brasileiro S.A, Avenida Horácio Macedo 950, 21941-915 Rio de Janeiro, Brazil

^hJapan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2-15, Natsushima, Yokosuka, Kanagawa, Japan

ⁱAtmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo, 5-1-5, Kashiwanoha, Kashiwa, Chiba, Japan.

^jDepartamento de Geofísica, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, Rua do Matão, 1226, 05508-090 São Paulo, Brazil

*corresponding author: jairo.savian@ufrgs.br

ABSTRACT

The mid-Cretaceous is known as the most extreme greenhouse periods in the last 150 myr with repeated environmental perturbations. The mid-Cretaceous was also characterized by the emplacement of major Large Igneous Provinces and the deposition of organic-rich layers known as Oceanic Anoxic Events. Here, we conducted high-resolution rock magnetic and stable isotopic analyses in the late Albian interval at Poggio le Guaine (PLG) core (Umbria-Marche Basin, central Italy). The magnetic properties of the 10-m-thick pelagic marine sediments of PLG core record the onset between upper part of Cretaceous Oceanic Red Bed 7 (CORB 7) and Pialli level that is a part of the Oceanic Anoxic Event (OAE) 1d. An increase in the magnetic mineral concentration, with hematite and goethite as the main magnetic carrier characterizes the upper CORB 7 sediments. Variations in “hard” isothermal remanent magnetization and the S-ratio during upper CORB 7 are interpreted as changes in aeolian dust input into the Umbria-Marche Basin. The onset between the upper part of CORB 7 and OAE1d (Pialli level), magnetic mineral concentration decreases, and the magnetic mineralogy changes from hematite to magnetite, suggesting an event that affected the oceanic system. Here it is interpreted as an increase on orbital forcing that modulate the monsoons, in the onset of Pialli level. First-order reversal curves for all samples from the PLG core are similar and indicate a dominance of detrital magnetite. The absence of magnetically non-interacting single domain biogenic particles suggests that an increase in primary productivity is not significant. Finally, our records show cyclic alterations that reflect changes in the terrigenous input that was triggered by a period of enhanced orbital forcing paced by monsoonal systems.

Keywords: late Albian; Cretaceous; Piali level; upper CORB 7; environmental magnetism

Highlights:

The studied record spans the onset of Piali level and CORB 7 at Poggio le Guaine section, Italy.

Geochemical, rock magnetic, and time-series analyses were conducted.

Hematite content reflects enhanced aeolian supply during the CORB 7.

Low primary productivity is observed by absence of magnetofossils during the Piali level.

2.1. Introduction

The Cretaceous is known for the overall greenhouse climate conditions, which is characterized by warm temperatures (Barron, 1983; Huber et al., 2002; Pucéat et al., 2003; Erbacher et al., 2011) and the highest sea level of the last 250 Ma (Haq et al., 1987; Miller et al., 2005). The Early Cretaceous (143.1-100.5 Ma) shows changes in the paleogeographic configuration, where supercontinent Pangea broke-up two large continents Laurasia and Gondwana and Tethys Ocean was located in between (e.g., Scotese, 2014). During the Albian to Cenomanian, Gondwana further broke-up into South America and Africa and the ocean between this continent is called Equatorial Atlantic Gateway (e.g., Torsvik et al., 2012; Giorgioni et al., 2015). These paleoclimatic and paleogeographic conditions constitute the framework of the mid-Cretaceous oceanic system.

The Early Cretaceous was also characterized by volcanic activity associated with the emplacement of major Large Igneous Provinces, which rapidly released large amounts of CO₂ into the atmosphere (Haworth et al., 2005; Hong and Lee, 2012) triggering extreme perturbations in the carbon cycle (e.g., Larson, 1991; Larson and Erba, 1999; Weissert and Erba, 2004; Méhay et al., 2009; Matsumoto et al., 2020, 2021). These carbon cycle perturbations are accompanied by the worldwide deposition of organic-rich sediments in deep marine settings, known as Oceanic Anoxic Events (OAEs; Schlanger and Jenkyns, 1976; Leckie et al., 2002; Herrle et al., 2004; Jenkyns, 2010; Matsumoto et al., 2020, 2021; Percival et al., 2021), with rhythmic limestone-marl or marl-black shales lithological cycles paced by Milankovitch orbital periodicities in the Cretaceous records (Herbert and Fischer,

1986; Fischer, 1986; Sprovieri et al., 2006; Giorgioni et al., 2012, 2017; Leandro et al., 2022).

OAE1d is an important global carbon cycle perturbation event during the late Albian, which was first identified in organic-carbon enriched horizon in the Tethyan Ocean (Bréhéret, 1988). This organic-carbon rich interval is marked by distinct positive carbon stable isotope ($\delta^{13}\text{C}$) excursion of $\sim 1\text{‰}$ (Arthur et al., 1990; Wilson and Norris, 2001). At present, the OAE 1d event has been further recognized in several sites in the Southern, Atlantic, Pacific, Indian, and Tethyan Oceans (Fig. 1; Arthur et al., 1990; Gale et al., 1996; Mitchell et al., 1996; Erbacher and Thurow, 1997; Stoll and Schrag, 2000; Nederbragt et al., 2001; Strasser et al., 2001; Wilson and Norris, 2001; Takashima et al., 2004; Bornemann et al., 2005; Reichelt, 2005; Gröcke et al., 2006; Gröcke and Joeckel, 2008; Petrizzo et al., 2008; Robinson et al., 2008; Ando et al., 2010; Scott et al., 2013; Sprovieri et al., 2013; Vahrenkamp, 2013; Gambacorta et al., 2015; Giorgioni et al., 2015; Madhavaraju et al., 2015; Melinte-Dobrinescu et al., 2015; Navarro-Ramirez et al., 2015; B  k et al., 2016; Wohlwend et al., 2016; Zhang et al., 2016; Bornemann et al., 2017; Gyawali et al., 2017; Hennhofer et al., 2018; Richey et al., 2018; Yao et al., 2018; Navidtalab et al., 2019; Rodríguez-Cuicas et al., 2019, 2020; Gambacorta et al., 2020; Fan et al., 2022; Matsumoto et al., 2022), which corroborate its global extent. The Piali level in the Umbria-Marche Basin (central Italy) correlates with the lowermost part of the positive carbon isotopic excursion characterizing the late OAE 1d (e.g., Gambacorta et al., 2020). On the one hand, some studies suggested that increased oceanic volcanism may have triggered the event (Leckie et al., 2002; Erba, 2004, Yao et al., 2021). In contrast, studies based on osmium isotope ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$) suggested enhanced monsoonal activity rather than volcanism as the trigger (Giorgioni et al.,

2012; Matsumoto et al., 2022). Nevertheless, the exact mechanism behind this event is still a matter of debate.

Another episodic variation in bottom water redox conditions, referred to as Cretaceous Oceanic Red Beds (CORBs), have been recognized in the Early Cretaceous sedimentary record (e.g., Wang et al., 2009). CORBs mainly represent occurrences of red shales, marls, or fine-grained limestones occurring in deep-water pelagic and hemipelagic sedimentary systems. They are characterized by a mixture of terrigenous detritus and seawater-derived materials. However, most of the source of these pelagic red clay sediments is considered to be aeolian dust transported from arid continental regions (e.g., Rea, 1994). Thus, red clay can record variations in continental environments and in the atmospheric circulation. Increased aeolian dust deposition also leads to enhanced iron availability, such as during the Last Glacial Maximum (e.g., Martin, 1990) and in the Eocene and Oligocene (Savian et al., 2014; Yamazaki et al. 2020).

Environmental magnetism techniques are widely used in paleoenvironmental studies (e.g., Verosub and Roberts, 1995; Evans and Heller, 2003; Liu et al., 2012). Recent developments allow to evaluate the contribution of magnetic mineral assemblages in sediments by characterizing, discriminating, and inferring litho- and biogeochemical processes (e.g., Liu et al., 2012). Environmental magnetism in the sedimentary record preserves the information on the source and formation process of magnetic minerals and diagenetic conditions. Therefore, they can be particularly useful for studying transient changes in redox conditions during OAEs and CORBs. For example, hematite or goethite formation in oxic diagenetic environments can be crucial in some environmental settings (e.g., Henshaw and Merrill, 1980; Channell et

al., 1982; Li et al., 2011). On the other hand, diagenetic dissolution of magnetite can be important below productivity surface waters (e.g., Tarduno, 1994). Furthermore, the concentration of high-coercivity magnetic minerals (e.g., hematite and goethite) was used as an aeolian flux indicator, and aeolian grain-size variations were estimated from rock-magnetic proxies of magnetic mineral grain size (e.g., Doh et al. 1988; Yamazaki and Ioka 1997; Shimono and Yamazaki 2016; Zhang et al. 2018; Yamazaki et al., 2020).

Here, we present a high-resolution environmental magnetic and stable isotopic records of a western Tethyan pelagic interval in the Poggio le Guaine (PLG, Italy) core, deposited during the late Albian. Environmental magnetic data are here applied to detect redox and paleoproductivity variations across the OAE 1d and CORB 7 events. Combining the magnetic data and geochemical data from carbon ($\delta^{13}\text{C}$) and oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) isotopic records, we estimated paleoenvironmental conditions across the Piali Level and CORB 7 events in the Tethyan realm.

2.2. Location and geological setting

The Cretaceous pelagic sedimentary succession of the PLG section in the Umbria-Marche Basin (UMB) is a classic regional reference section for the Aptian-Albian and several studies on the global scale environmental perturbations have been conducted so far (e.g., Coccioni et al., 2012; Sabatino et al., 2018). The PLG record is positioned in a complex basin of undulating topography along the continental margin of the Apulia block, which moved along with Africa relative to northern Europe (Fig. 1). It was deposited well above the calcite compensation depth

(CCD) at middle to low bathyal depths (1000 – 1500 m) and paleolatitude of $\sim 20^\circ$ N over the southern margin of the western Tethyan Ocean (Coccioni et al., 2012).

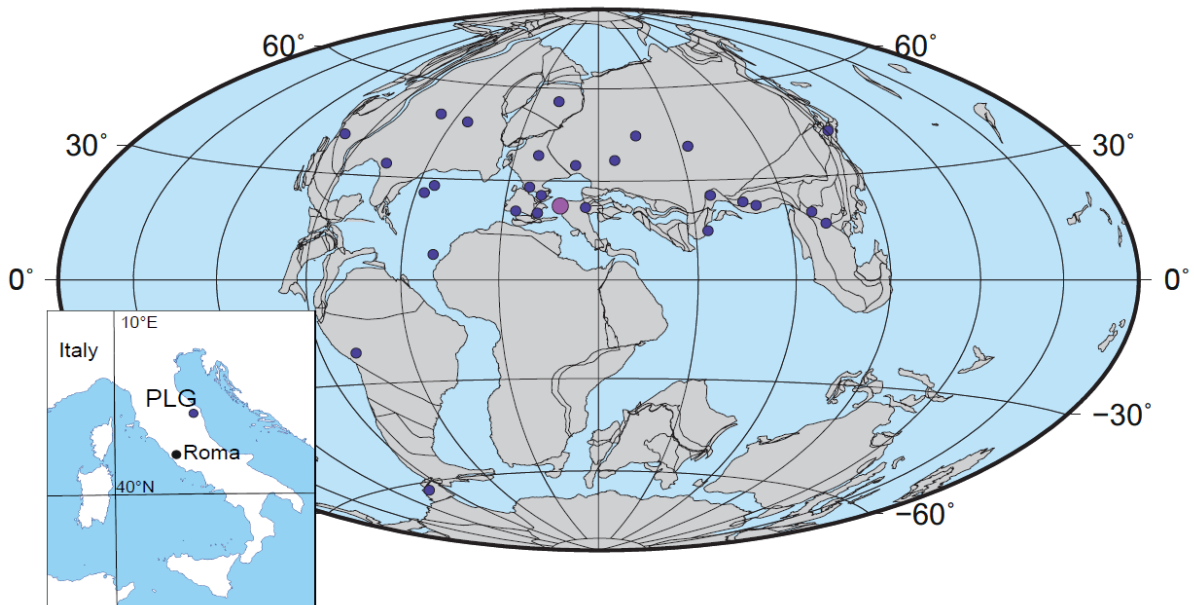


Figure 1. Global paleogeographic reconstruction for 100.5 Ma with the approximate position of the PLG record (purple dot) and further records where the OAE 1d was recognized (dark blue dots). The map was generated using a paleogeographic reconstruction created using the Ocean Drilling Stratigraphic Network website (GEOMAR, Kiel, Germany).

The Apennine basement of the UMB is continental, and the late Jurassic Paleocene pelagic succession overlaps a Triassic-early Jurassic carbonate platform. The Cretaceous succession is represented by the Maiolica, Marne a Fucoidi, Scaglia Bianca, and Scaglia Rossa Formations. After detailed investigations, the PLG record was drilled nearby the PLG section to obtain further high-resolution paleo-environmental information for the Aptian-Albian interval (Coccioni et al., 1987, 1989, 1990, 2012; Savian et al., 2016; Sabatino et al., 2018; Matsumoto et al., 2020, 2021, 2022; Leandro et al., 2022). The drilling site of the PLG core is in the Monte Nerone ($43^\circ 32' 42.72''$ N, $12^\circ 32' 40.92''$ E; 888 m above sea level). The PLG core is a

98.72 m –long record that provides a complete stratigraphic succession for the Aptian-Albian interval.

The Scaglia Bianca Formation, the focus of the present study, is characterized by thin-layer yellowish-gray limestones with subordinate reddish limestones and some thin, discrete black shales in its lower part of the record (Coccioni et al., 2012; Matsumoto et al., 2020, 2021). The studied interval is within the upper part of the core, from 10 to 0 m stratigraphic level that is ascribed to the late Albian (Fig. 2a). High-resolution bio-stratigraphic calibration of the PLG core was carried out by Coccioni et al. (2012) (Fig. 2b). The studied interval is within the Cretaceous Normal Superchron or C34n (Fig. 2c) (Gradstein et al., 2020). Based on a high-resolution biostratigraphy (Coccioni et al., 2012), the studied interval falls within *Parathalmanninella appenninica* planktonic foraminiferal zone (Fig. 2d) and NC10a nanofossil zone (Fig. 2e). The lithology is characterized by limestone, clayey marl, marly clay, clay, chert, marl, marly limestone and calcareous marl, and black shales (Fig. 2f). The upper part of the record, between 4.91 and 0.95 m, include some black shale layers. This interval, known locally as the Pialli level (Coccioni, 2001), is the lower part of the positive carbon isotopic excursion of the OAE 1d (Gale et al., 1996; Nederbragt et al., 2001; Petrizo et al., 2008; Giorgioni et al, 2015; Gambacorta et al., 2015). The lower part of the section displays a reddish color and encompasses the CORB 7 (Hu et al., 2005; Coccioni et al. 2012).

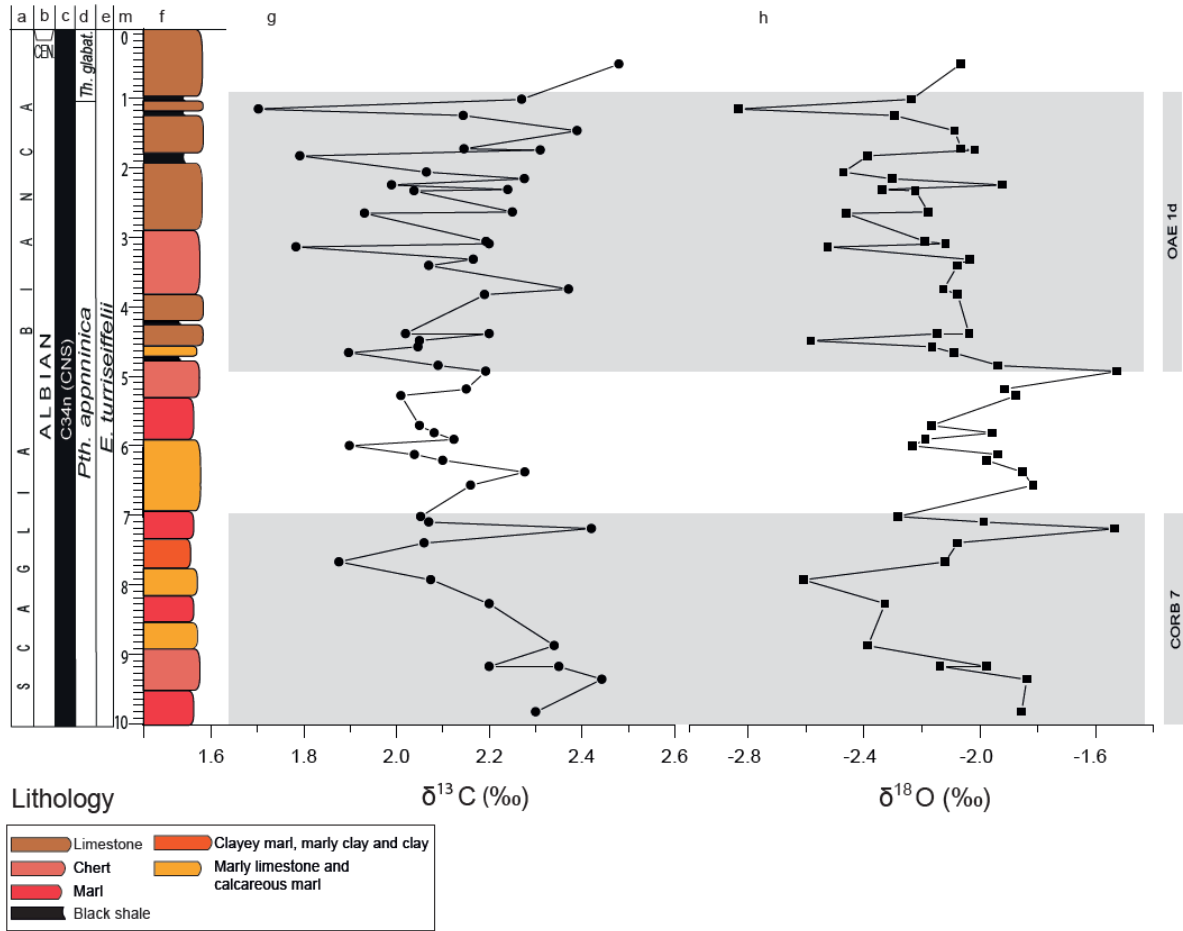


Figure 2. Detailed stratigraphy for the 10-0 m interval: (a) Formation; (b) Ages; (c) Polarity, the event lies within the Cretaceous Normal Superchron (CNS); (d) planktonic foraminifera zones, (e) nannofossil zone, and (f) lithology adapted from [Coccioni et al. \(2012\)](#). Changes $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (g) and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (h) isotopes in bulk sediments. The areas shaded in gray highlight the CORB 7 and the OAE 1d. Cen.: Cenomanian, Th.: *Thalmanninella*, Pth.: *Parathalmanninella*, E.: *Eiffellithus*.

2.3. Material and methods

2.3.1 Carbon and oxygen stable isotopes measurements

Carbon ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) and oxygen ($\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$) stable isotopic compositions were measured in 22 bulk samples using a continuous flow *Gas Bench II* system, coupled with a Delta V Plus IR mass spectrometer in the Stable Isotopes Laboratory of the

University of Brasília (Brazil). Prior to the analysis, the samples were flushed with helium using a specialized double-hole needle piercing the septa to remove the air and the vapor from the vials, and then were reacted with H_3PO_4 at a temperature of 72°C . The generated CO_2 was carried by a He flow into the mass spectrometer for the analysis. Stable isotope results were calibrated with the international standards NBS 18 and NBS 19, as well as two internal laboratory standards. The values are expressed in the conventional delta notation as per-mil (‰) variations relative to the Vienna Pee Dee Belemnite reference standard (V-PDB). Linear regression of the standard results followed by correction of the samples data were made to account for instrumental bias. Analytical errors (1σ) on $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ were estimated to be within $\pm 0.05\text{‰}$ and $\pm 0.1\text{‰}$, respectively.

2.3.2 Environmental magnetism measurements

Samples with $\sim 8 \text{ cm}^3$ were collected at every $\sim 6.6 \text{ cm}$ sampling resolution, resulting in 151 samples. Paleomagnetic measurements were carried out at the Paleomagnetic Laboratory of the University of São Paulo (USPMag, Brazil). Magnetic susceptibility (χ) data were obtained on a Multi-Function Kappabridge (MFK1-FA) at three operating frequencies (976, 3904, and 15616 Hz) in a field of 200 A/m. Frequency dependence of the magnetic susceptibility was measured in all samples to check the occurrence of superparamagnetic (SP) particles (Dearing et al., 1996; Hrouda and Pokorný, 2012). Remanence measurements were conducted in a u-channel pass-through 2G Enterprises model 755 SQUID magnetometer. Anhyseretic remanent magnetization (ARM) imparted in a 100 mT peak AF with a 0.05 mT biasing field, saturation isothermal remanent magnetization (SIRM) at 900

mT, and backfield IRM (BIRM) at -300 mT. Based on these measurements, we calculated the S-ratio ($S_{300\text{mT}} = \text{BIRM}_{-300\text{mT}}/\text{IRM}_{900\text{mT}}$; Bloemendal et al., 1992) and hard isothermal remanent magnetization ($\text{HIRM}_{-300\text{ mT}} = (\text{IRM}_{900\text{mT}} + \text{BIRM}_{-300\text{mT}})/2$). The S-ratio and HIRM provide information on the variation of the magnetic coercivity and magnetic minerals (e.g., Liu et al., 2012). We also calculated the ratio of ARM susceptibility (χ_{ARM}) to SIRM, used as a proxy for magnetic grain-size variations.

The magnetic parameters χ , $\text{ARM}_{100\text{mT}}$, and $\text{IRM}_{900\text{mT}}$ are mainly related to the concentration and type of magnetic minerals, but they differ in their sensitivity to variations in magnetic grain size (e.g., Liu et al., 2012). All magnetic minerals contribute to χ in proportion to their relative abundance and specific magnetic susceptibility (Thompson and Oldfield, 1986). While ARM is sensitive to single domain (SD) and pseudo-single domain (PSD) grains, χ and $\text{IRM}_{900\text{mT}}$ are also sensitive to coarser grain sizes of magnetic minerals mainly in the multidomain (MD) state (Bailey and Dunlop, 1983; Thompson and Oldfield, 1986).

In addition to the environmental magnetic parameters, rock magnetic analyses were carried out at the Centro Oceanográfico de Registros Estratigráficos (CORE), Oceanographic Institute of the University of São Paulo (IO-USP, Brazil). Thirty-six samples were selected for detailed rock magnetic characterization using a Vibrating Sample Magnetometer (VSM) Micromag 3900 Princeton-Lakeshore Cryotronics. IRM acquisition curves were acquired in 100 field ranging from 0 to 1.8 T. Hysteresis loops were performed to obtain hysteresis parameters, saturation remanence (M_r), saturation magnetization (M_s), coercive force (H_c), and coercivity remanence (H_{cr}). For a subset of samples ($n = 8$), the First Order Reversal Curves (FORC) were acquired and processed in the FORCinel software package (Harrison and Feinberg,

2008) using VARIFORC smoothing (Egli, 2013). The smoothing parameters adopted were $Sc_0= 5$, $Sb_0= 3$, $Sc_1= Sb_1= 5$, providing smaller smoothing in regions near the central ridge ($H_u= 0$) and larger smoothing for other regions. Furthermore, the thermomagnetic curves were acquired, with continuous magnetic measurement depending on the temperature susceptibility. Powder specimens were warmed from room temperature to 700°C, then cooled back at room temperature. We used CS-L and CS-4 apparatuses for high-temperature experiments, coupled with the MFK1-FA Kappabridge instrument (AGICO), data normalization and processing were performed by the CUREVAL8 software (AGICO).

2.3.3 Time-series analysis

Time-series analyses were performed on the χ record to evaluate whether there are cyclic variations. Prior to the analyses, χ was log-transformed and linearly interpolated to the median sampling interval of 2.6 cm. All analyses were carried out in the R package astrochron (Meyers, 2014). First we performed the TimeOpt analysis (Meyers, 2015) to estimate a sediment accumulation rate (SAR). Furthermore, the time-series analysis consisted of spectral analyses by applying the multitaper method (MTM; Thomson, 1982) with five tapers as well as its evolutionary variant, the evolutive harmonic analysis (EHA).

2.4. Results

2.4.1. Carbon and Oxygen stable isotopes

$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ values in the studied interval range from 1.70 ‰ to 2.48 ‰, whereas $\delta^{18}\text{O}$ values vary between -2.83 ‰ and -1.52 ‰ (Fig. 2g-h). The CORB 7 interval displays decreasing trends for both $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$. $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ values are highly fluctuating in the upper part of the section, and shows a general increasing trend from the base of the Pialli level. On the other hand, $\delta^{18}\text{O}$ values are slightly higher in the interval between the CORB 7 and the OAE 1d.

2.4.2. Environmental Magnetism

2.4.2.1. Magnetic mineral concentration

Estimated magnetic mineral concentration are presented in Figure 3. Low frequency (976 Hz) magnetic susceptibility (χ_{lf}) along the studied PLG section varies between 3.86×10^{-9} and 4.23×10^{-8} m³/kg (Fig. 3a). In the same interval, the high frequency (15616 Hz) magnetic susceptibility (χ_{hf}) varies from 3.77×10^{-9} and 4.04×10^{-8} m³/kg. The lowermost interval of the PLG core from 8.8 to 7 m depth is marked by high values of both χ_{lf} and χ_{hf} (Fig. 3a and 3b). The values decrease between 7 and 4.9 m, and increase from that level to the top of the studied record.

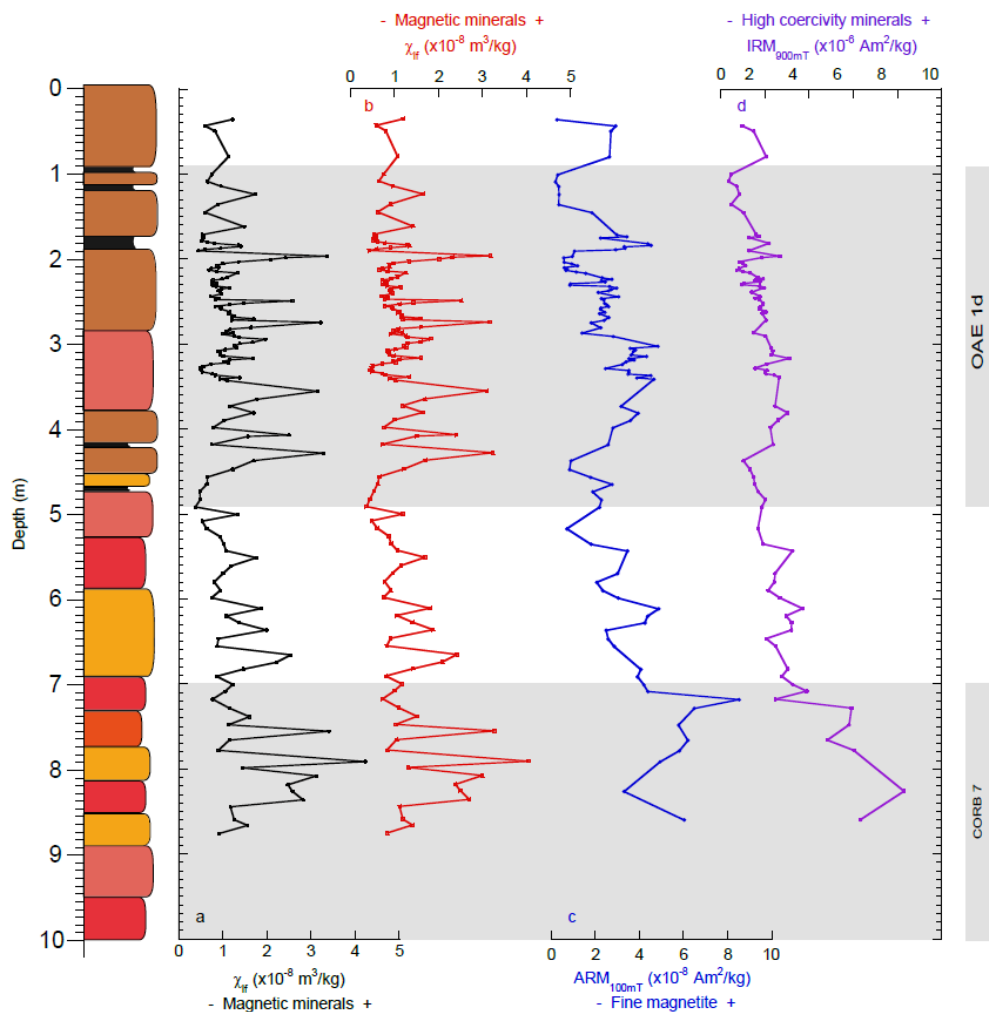


Figure 3. Changes in (a) χ_{lf} , (b) χ_{hf} , (c) ARM_{100mT} , and (d) IRM_{900mT} across the 10-m-thick studied PLG section. Magneto- and biochronostratigraphy and shaded areas are in Fig. 2.

ARM_{100mT} (Fig. 3c) is predominantly sensitive to the presence of ideal, uniformly magnetized (fine) single domain (SD) magnetite grains. Saturation of IRM_{900mT} (Fig. 3d), which is indicative of the total content of magnetic particles (Banerjee et al., 1981), have similar up-core variations to the magnetic susceptibility pattern. Concentration dependent magnetic parameters indicate a predominantly detrital source of magnetic minerals.

2.4.2.2 Time-series

Spectral analyses from both the MTM and its evolutionary variant method EHA show the presence of a strong signal throughout the section with a periodicity of ~60 cm (Fig. 4). Based on the assumed SAR of approximately 1.67 cm/kyr derived from the TimeOpt analysis (Fig. 5), this signal corresponds to the obliquity cycle. There are other statistically significant signals with higher frequencies that could be the imprint of precession and suborbital cycles, but due to the lack of a higher sampling resolution, we assumed they are not reliable to interpretation.

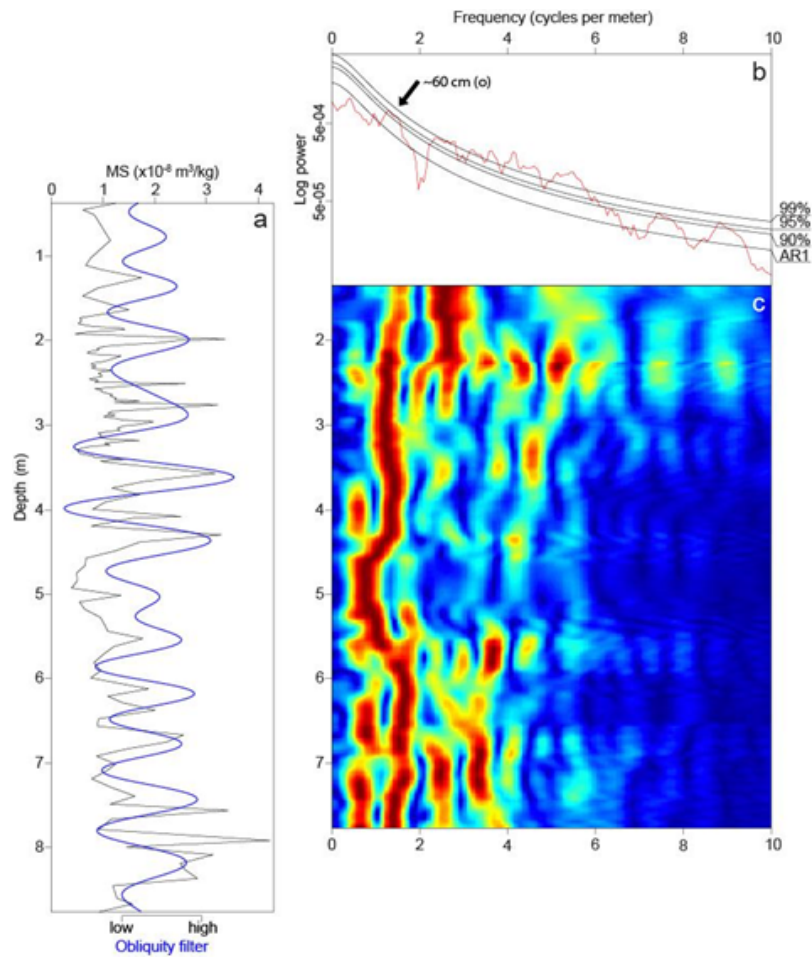


Figure 4. Time series analysis of the χ . (a) Raw χ series with the interpreted obliquity signal filtered. (b) 5π MTM power spectrum for the χ series. (c) EHA (2 m sliding window and 2 cm step rate).

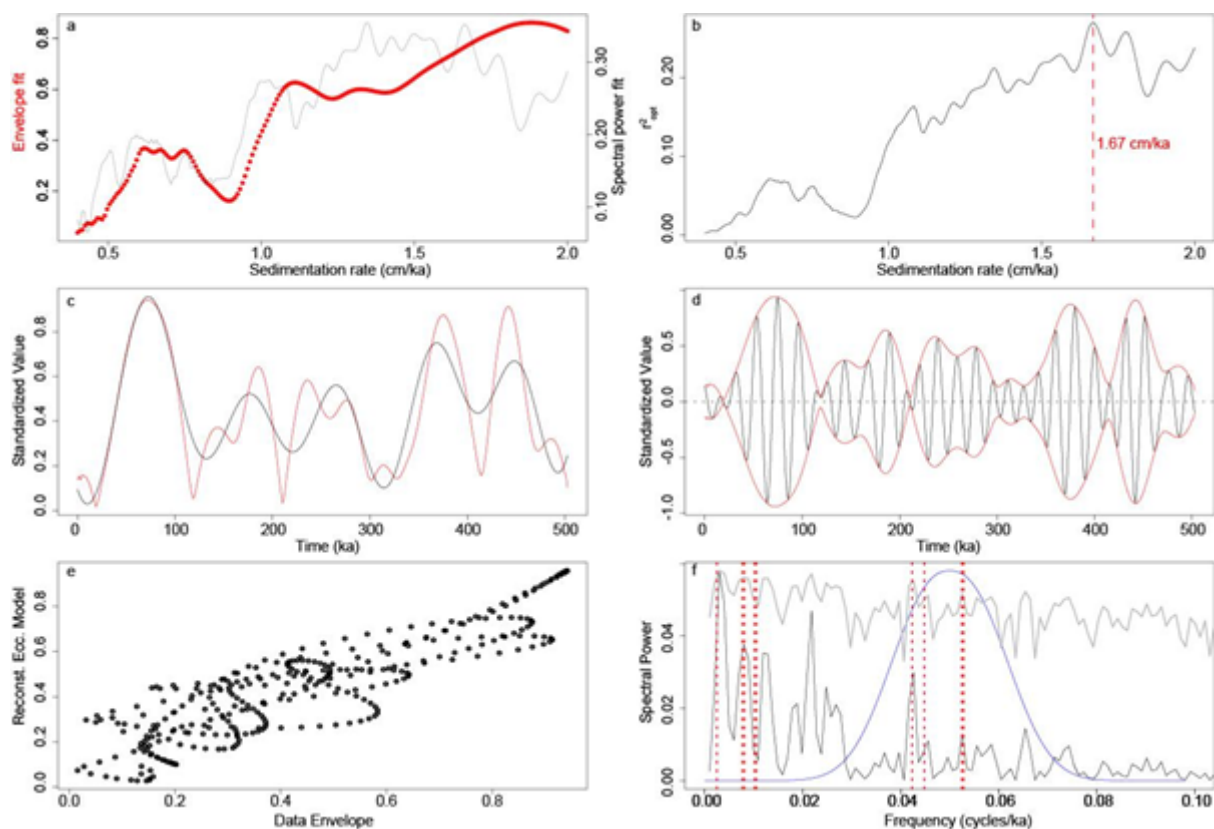


Figure 5. TimeOpt analysis for the χ record. (a) Squared Pearson correlation coefficient for the amplitude envelope fit (r_{envelope}^2 ; red dots) and the spectral power fit (r_{spectral}^2 ; gray line) at each evaluated SAR. (b) Combined envelope and spectral power fit at each evaluated SAR. (c) Comparison between the data amplitude envelope and the TimeOpt-reconstructed eccentricity model. (d) Comparison of the Taner band-pass filtered precession signal (black) and the amplitude envelope obtained through the Hilbert transform (red). (e) Cross plot of the amplitude envelope and the reconstructed model. (f) Time-domain periodogram, given the TimeOpt derived SAR of 1.67 cm/ka (black line = linear spectrum; gray line = log spectrum). Blue line indicates the interval of the spectrum band-passed for evaluation of the precession amplitude envelope. Dashed red lines indicate eccentricity and precession targets.

2.4.2.3. Magnetic mineralogy and grain size

The relative concentration of different magnetic minerals across the studied interval can be inferred from the S-ratio and HIRM (Bloemendal et al., 1992; Liu et al., 2007). An absolute increase of high-coercivity magnetic minerals (i.e., hematite and/or goethite, Fig. 6a and 6b) with related S-ratio minima is observed in the

intervals of 8.8 to 7 m. Prominent transition in S-ratio and HIRM after 7 m implies the balance of high- to low-coercivity magnetic minerals and an increase of fine-grained magnetite (Fig. 6a and 6b). From approximately 6.5 m to the top, the lower coercivity mineral i.e. magnetite (predominant when S-ratio is near 1) is dominant magnetic behavior.

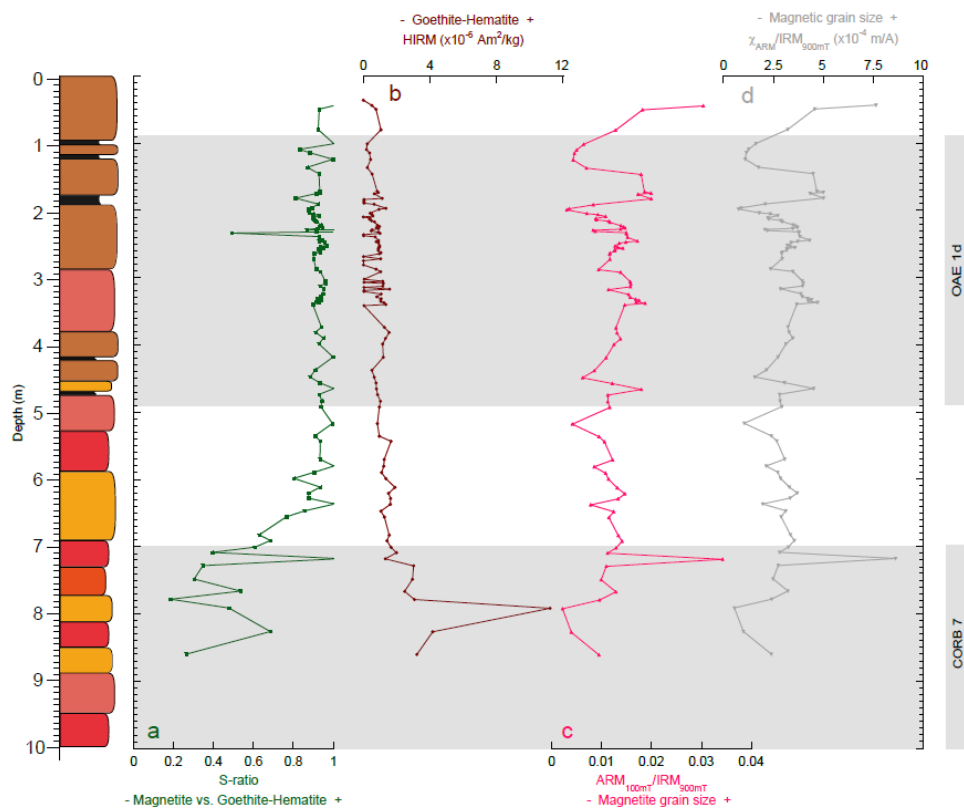


Figure 6. Changes in (a) S-ratio, (b) “hard” isothermal remanent magnetization (HIRM), (c) ARM_{100mT}/IRM_{900mT} ratio, and (d) χ_{ARM}/IRM_{900mT} ratio. Magneto- and biostratigraphy and shaded areas are in Figure. 2.

Representative thermomagnetic curves (Fig. 7a-c) performed under Ar atmosphere always show irreversible behavior. The heating curve (red) shows a significant decrease at 580°C, which indicates the presence of magnetite. However, the total loss of the magnetic susceptibility is not observed until 580°C, which

suggests a little concentration of high-coercivity minerals (e.g., hematite and/or goethite). The cooling curve (blue) is characterized by a strong increase in magnetic susceptibility at 580°C, which indicates the formation of a new magnetite phase during the heating. This new magnetic phase is likely to be magnetite produced from thermal alteration of sulfides or pre-existing iron bearing minerals (e.g., Channell et al. 1982; Channell & McCabe 1994).

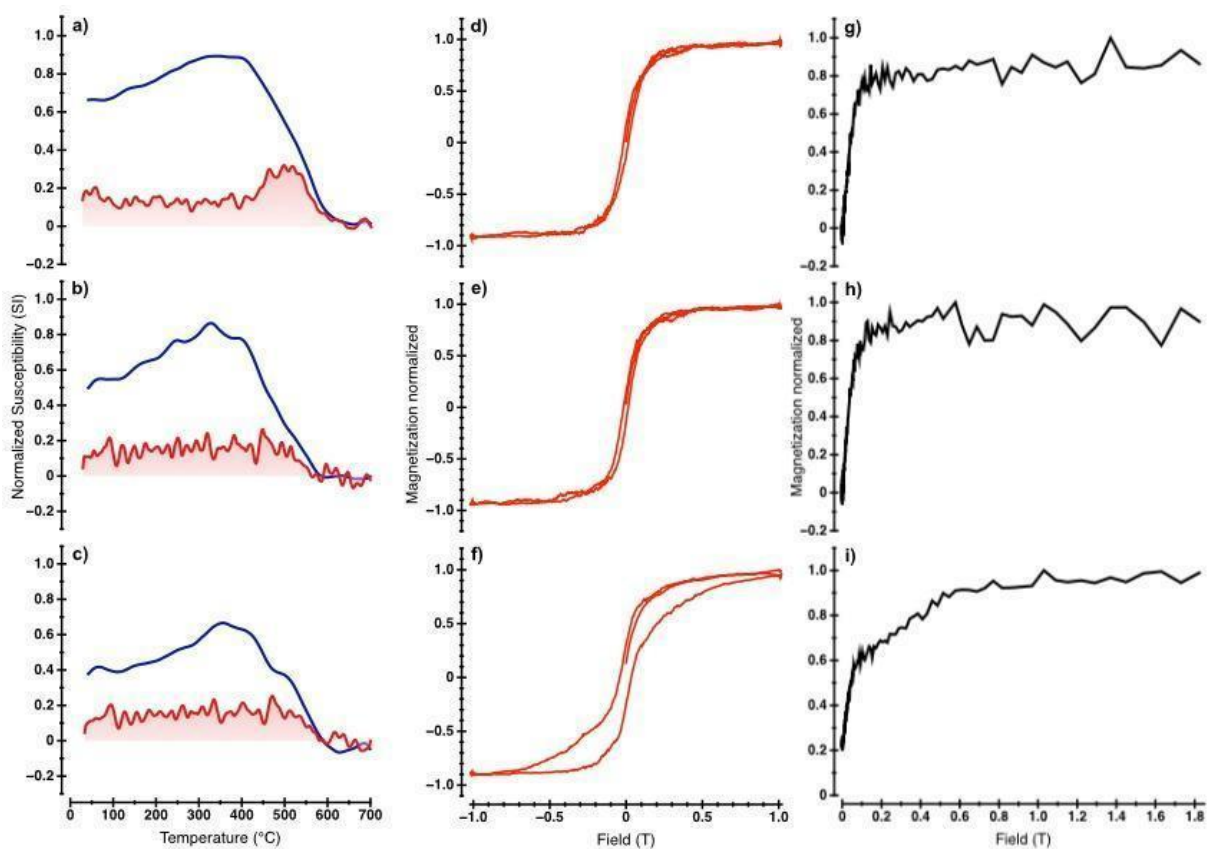


Figure 7. (a-c) Thermomagnetic curves, (d-e) hysteresis loops, and (c) IRM acquisition curves for three representative samples. The samples represent the depths of 2.84 m (a, d, g), 7.98 m (b, e, h), and 8.39 m (c, f, i) of the PLG core.

The presence of mixtures of magnetic minerals from 8.8 to 7 m with contrasting coercivities is corroborated by hysteresis loops (Fig. 7f) and stepwise IRM acquisition curves (Fig. 7i). The presence of hematite or goethite mixed with

fine-grained magnetite is indicated by the wasp-waisted shape of the loops (Roberts et al., 1995; Tauxe et al., 1996). The presence of mixtures of magnetic minerals with contrasting coercivities is corroborated by stepwise IRM acquisition curves (Fig. 7i), where ~70% of the magnetic minerals saturate until 300 mT, with ~30% of high-coercivity minerals (e.g., hematite and/or goethite). Hysteresis loops data (Fig. 8; Table 1), including the ratio of saturation remanence to saturation magnetization (M_{rs}/M_s) and the coercivity of remanence to coercive force (H_{cr}/H_c), from 8.8 to 7 m interval lie within the pseudo-single domain (PSD) or vortex field (Fig. 8; Day et al., 1977; Roberts et al., 2018). However, compared to theoretical hysteresis trends for mixtures of superparamagnetic (SP), single-domain (SD) and coarse multi-domain (MD) grains (Dunlop, 2002a, 2002b) on the Day plot (Day et al., 1977), measured data shows two samples (between 7.91 and 9.34 m) that fall parallel to the SD-SP mixing curve (Fig. 8). Other samples from this interval generally fall parallel to the SD-MD mixing curve. From 7 m to the top of the section, hysteresis loops for representative samples (Figs. 7a-b) have similar shapes that differ mainly in their B_c and M_{rs}/M_s values. There is no evidence of wasp-waisted loops (Roberts et al., 1995; Tauxe et al., 1996), which suggests a small contribution from high-coercivity hematite and/or goethite. IRM acquisition curves (Figs. 7g-h) saturating fields below 300 mT indicate a predominance of low-coercivity magnetic minerals (e.g., magnetite). Compared to theoretical hysteresis trends of Dunlop (2002a, 2002b) on the Day plot, measured samples from 7 m to the top section generally fall parallel to the SD-MD mixing curve (Fig. 8).

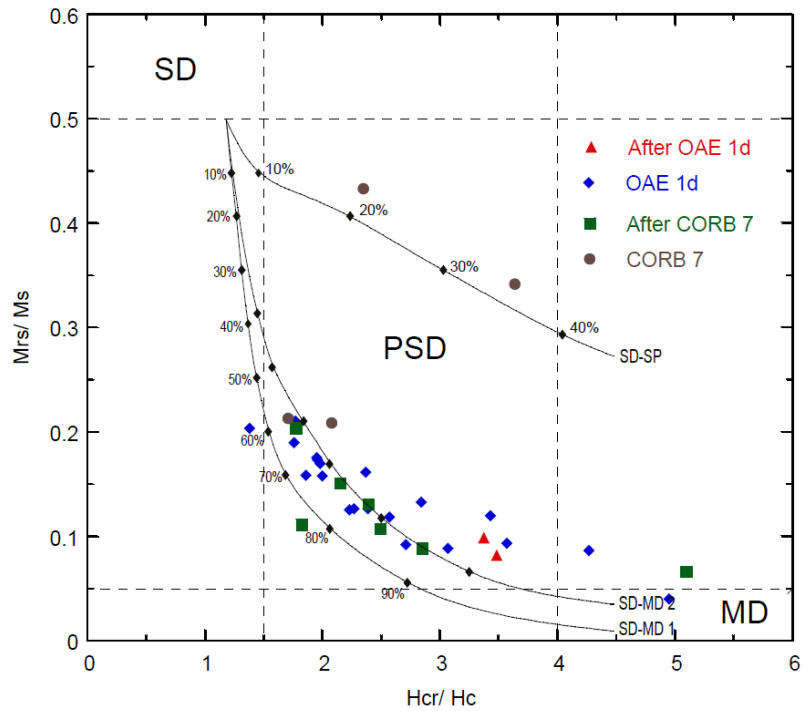


Figure 8. Day plot (Day et al., 1977) for 36 representative samples. The data fields represented in the M_{rs}/M_s versus B_{cr}/B_c diagram are for single domain (SD), pseudo-single domain (PSD) and multi-domain (MD) particles. Theoretical mixing curves 1 and 2 are those expected for admixtures of multi-domain (MD), single domain (SD), and superparamagnetic (SP) magnetite for different median sizes of MD grains (Dunlop, 2002a, 2002b). The percentages along these curves refer to the volume fraction of SP or MD grains.

Table 1. Measured hysteresis parameters.

| Site | Sample ID | Depth | M_{rs} (Am ² /kg) | M_s (Am ² /kg) | M_{rs}/M_s | H_c (mT) | H_{cr} (mT) | H_{cr}/H_c |
|------|-----------|-------|--------------------------------|-----------------------------|--------------|------------|---------------|--------------|
| PLG | 0.41 | 0.35 | 1.25E-07 | 1.26E-07 | 9.94E-02 | 1.19E-02 | 3.99E-02 | 3.37 |
| PLG | 0.92 | 0.79 | 1.11E-08 | 1.34E-07 | 8.28E-02 | 9.92E-03 | 3.45E-02 | 3.48 |
| PLG | 1.32 | 1.14 | 9.90E-09 | 1.14E-07 | 8.69E-02 | 8.20E-03 | 3.50E-02 | 4.27 |
| PLG | 1.43 | 1.23 | 4.74E-09 | 1.17E-07 | 4.05E-02 | 8.30E-03 | 4.11E-02 | 4.95 |
| PLG | 1.87 | 1.61 | 1.28E-08 | 1.07E-07 | 1.19E-01 | 1.37E-02 | 3.52E-02 | 2.57 |
| PLG | 1.98 | 1.71 | 1.25E-08 | 7.16E-08 | 1.76E-01 | 1.45E-02 | 2.83E-02 | 1.95 |
| PLG | 2.10 | 1.81 | 1.89E-08 | 9.95E-08 | 1.90E-01 | 1.59E-02 | 2.79E-02 | 1.76 |
| PLG | 2.27 | 1.96 | 7.16E-09 | 2.15E-07 | 3.34E-02 | 4.88E-03 | 3.86E-02 | 7.92 |
| PLG | 2.37 | 2.05 | 1.14E-08 | 9.03E-08 | 1.26E-01 | 1.50E-02 | 3.35E-02 | 2.23 |
| PLG | 2.48 | 2.14 | 9.45E-09 | 1.02E-07 | 9.26E-02 | 1.35E-02 | 3.66E-02 | 2.71 |
| PLG | 2.58 | 2.23 | 2.15E-08 | 1.02E-07 | 2.11E-01 | 1.87E-02 | 3.31E-02 | 1.77 |
| PLG | 2.68 | 2.32 | 1.70E-08 | 1.08E-07 | 1.58E-01 | 1.60E-02 | 3.21E-02 | 2.00 |
| PLG | 2.84 | 2.45 | 1.90E-08 | 1.12E-07 | 1.70E-01 | 1.60E-02 | 3.17E-02 | 1.98 |
| PLG | 3.05 | 2.64 | 1.51E-08 | 1.18E-07 | 1.27E-01 | 1.42E-02 | 3.40E-02 | 2.39 |
| PLG | 3.52 | 3.04 | 1.27E-08 | 1.00E-07 | 1.27E-01 | 1.30E-02 | 2.96E-02 | 2.27 |
| PLG | 3.61 | 3.12 | 1.60E-08 | 1.01E-07 | 1.59E-01 | 1.41E-02 | 2.63E-02 | 1.86 |
| PLG | 3.82 | 3.30 | 1.41E-08 | 6.91E-08 | 2.04E-01 | 1.99E-02 | 2.75E-02 | 1.38 |
| PLG | 4.31 | 3.73 | 1.63E-08 | 9.38E-08 | 1.74E-01 | 1.76E-02 | 3.45E-02 | 1.96 |
| PLG | 4.70 | 4.07 | 1.38E-08 | 1.55E-07 | 8.90E-02 | 1.00E-02 | 3.08E-02 | 3.07 |
| PLG | 5.17 | 4.47 | 7.96E-09 | 8.47E-08 | 9.40E-02 | 1.05E-02 | 3.75E-02 | 3.57 |
| PLG | 5.27 | 4.56 | 1.22E-08 | 7.52E-08 | 1.62E-01 | 1.38E-02 | 3.28E-02 | 2.37 |
| PLG | 5.37 | 4.65 | 8.60E-09 | 7.17E-08 | 1.20E-01 | 9.79E-03 | 3.36E-02 | 3.43 |
| PLG | 5.68 | 4.91 | 1.34E-08 | 1.01E-07 | 1.33E-01 | 1.10E-02 | 3.13E-02 | 2.84 |
| PLG | 5.97 | 5.17 | 7.07E-09 | 6.39E-08 | 1.11E-01 | 1.63E-02 | 2.98E-02 | 1.83 |
| PLG | 6.70 | 5.80 | 4.52E-09 | 6.90E-08 | 6.55E-02 | 6.80E-03 | 3.47E-02 | 5.10 |
| PLG | 6.81 | 5.89 | 7.45E-09 | 8.47E-08 | 8.80E-02 | 1.30E-02 | 3.72E-02 | 2.86 |
| PLG | 6.91 | 5.98 | 1.43E-08 | 7.64E-08 | 1.88E-01 | 1.74E-02 | 1.65E-02 | 9.43 |
| PLG | 7.06 | 6.11 | 1.97E-08 | 1.52E-07 | 1.30E-01 | 1.38E-02 | 3.31E-02 | 2.40 |
| PLG | 7.35 | 6.36 | 1.73E-08 | 1.61E-07 | 1.07E-01 | 1.35E-02 | 3.39E-02 | 2.50 |
| PLG | 7.98 | 6.91 | 1.71E-08 | 1.14E-07 | 1.50E-01 | 1.56E-02 | 3.38E-02 | 2.16 |
| PLG | 8.09 | 7.00 | 1.66E-08 | 8.16E-08 | 2.03E-01 | 2.10E-02 | 3.74E-02 | 1.78 |
| PLG | 8.28 | 7.17 | 1.71E-08 | 8.19E-08 | 2.09E-01 | 1.90E-02 | 3.93E-02 | 2.07 |
| PLG | 8.39 | 7.28 | 5.44E-08 | 1.79E-07 | 3.04E-01 | 3.81E-02 | 2.59E-01 | 6.81 |
| PLG | 8.79 | 7.65 | 2.84E-08 | 1.33E-07 | 2.13E-01 | 2.29E-02 | 3.89E-02 | 1.70 |
| PLG | 9.06 | 7.91 | 2.54E-07 | 5.87E-07 | 4.33E-01 | 1.07E-01 | 2.50E-01 | 2.34 |
| PLG | 10.58 | 9.34 | 9.04E-08 | 2.64E-07 | 3.42E-01 | 6.11E-02 | 2.22E-01 | 3.63 |

High-resolution FORCs can be used to infer the presence of magnetofossils (e.g., Egli et al., 2010; Roberts et al., 2012; Savian et al., 2014). FORC distributions are similar for different intervals with no sharp horizontal ridge at $H_b = 0$ (Fig. 9), which indicates the absence of non-interacting SD particles (Roberts et al., 2000), a characteristic feature of magnetofossils chains (e.g. Egli et al., 2010; Roberts et al.,

2011; Jovane et al., 2012; Larrasoaña et al., 2012; Roberts et al., 2012; Yamazaki, 2012; Yamazaki and Ikehara, 2012; Savian et al., 2014).

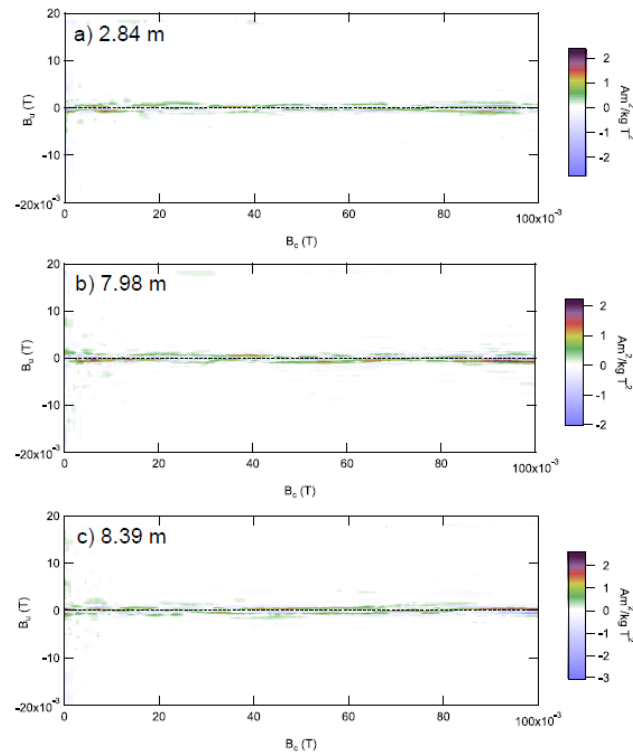


Figure 9. FORC diagram for 2.84 m (a), 7.98 m (b), and 8.39 m (c) of the PLG core.

2.5. Discussion

2.5.1 The CORB 7 event at Poggio le Guaine

The studied interval of the Scaglia Bianca Formation at PLG core encompasses the CORB 7 (Hu et al., 2005; Coccioni et al., 2012) and the Breistroffer level (southeast France) or Piali level (Italy), which is the sedimentary expression of OAE 1d (e.g., Coccioni et al., 2001; Bornemann et al., 2005; Gambacorta et al., 2015). Both events are within the CNS and the nannofossil Zone NC10a and the planktonic foraminiferal Zone *Pth. appenninica*. Together with rock magnetic and stable isotope data, they enabled the subdivision of the studied ~10-m-thick section

into discrete intervals (Figs. 2, 3 and 6), which are the expression of environmental transitions between Pialli level and CORB 7, and intervals between them. The interval between 10 and 7 m corresponds to the CORB 7 and can be correlated with other important Tethyan sections, such as: (i) Vispi Quarry section at 1.89 m (Hu et al., 2005), (ii) Monte Petrano section at ~5.8 m (Fiet and Masure, 2001), (iii) Bottaccione Gorge section at 4.2 m (Premoli Silva and Sliter, 1994), and (iv) Piobbico core at Unit 1 (Erba, 1988). A broad negative shift in $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (Fig. 2) occurs across the CORB 7 and correlates with the same trend observed at Vispi Quarry Section (Stoll and Schrag, 2000). Following Hu et al. (2005), the negative shift in carbon isotopes indicates that some of the CORBs could be associated with decreased productivity. Dissolution during this interval is also suggested by hematite formed during diagenesis from a goethite precursor (Channell et al., 1982). However, the sedimentation rates of the gray beds intercalated with red beds have similar values ($\sim 0.5 \text{ cm kyr}^{-1}$) in the Albian of the UMB, which indicates that red beds are deposited in the poorly oxygenated bottom water (Erba and Premoli Silva, 1994; Tateo et al., 2000; Giorgioni et al., 2017). The red facies can be explained by the presence of hematite and other Fe oxides in the sediments (Cai et al., 2009, 2012). Previous studies interpreted that hematite is detrital origin transported from land, under the hot climatic conditions with wet winters and arid summers (Cai et al., 2009; Giorgioni et al., 2017). The increase in detrital sediments likely contributes to the higher concentrations of magnetic particles in this interval indicated by χ_{lf} and χ_{hf} (Figs. 3a, 3b), $\text{ARM}_{100\text{mT}}$ (Fig. 3c), $\text{IRM}_{900\text{mT}}$ (Fig. 3d), and HIRM (Fig. 6b). The presence of hematite is also evidenced by S-ratio (Fig. 6a) with values close to 0 (Bloemendal et al., 1992; Liu et al., 2007). However, $\text{IRM}_{900\text{mT}}$, HIRM, and S-ratio fluctuations indicate variable proportions of low and high-coercivity magnetic minerals, which are

corroborated by the wasp-waisted hysteresis loops (Fig. 7f) and stepwise IRM acquisition curves (Fig. 6i). When the magnetic mineralogy remains constant, the ARM_{100mT}/IRM_{900mT} (Fig. 6c) changes reflect relative changes in magnetic grain size (Thompson and Oldfield, 1986). Nevertheless, at the PLG core, ARM_{100mT}/IRM_{900mT} values do not significantly change from 10 to 7 m when the χ is low (Fig. 6a), which indicates that the χ after 7 m is associated with a change in concentration of magnetic particles rather than a change in magnetic mineral grain size. In contrast, HIRM shows the highest values along the studied interval. Changes in HIRM only reflect changes in absolute concentration of hematite and/or goethite if the L -ratio (Liu et al., 2007) is relatively constant. HIRM and L -ratio have a low linear correlation ($R = 0.09$; Fig. 10), which indicates variable coercivities that possibly reflect changes in the source of hematite/goethite (Liu et al., 2007). Antiferromagnetic minerals (hematite and goethite) are strongly suggested to be aeolian dust tracer in the marine sediments (e.g., Zhang et al., 2019). This strongly indicates that much of the low and high coercivity mineral content has an aeolian origin, with transportation from the continental interior into the UMB, which is probably caused by variations in monsoonal activity modulated by astronomical cycles as proposed by previous studies (Bornemann et al., 2005; Matsumoto et al., 2022). Despite the lack of a longer data series with higher sampling resolution to give more robustness to the further interpretation, the spectral analyses show that obliquity seems to have played an important role in pacing the deposition during the OAE 1d (Fig. 4), the same pattern extensively demonstrated for the OAE 2 (Kuhnt et al., 2005; Meyers et al., 2012; Charbonnier et al., 2018).

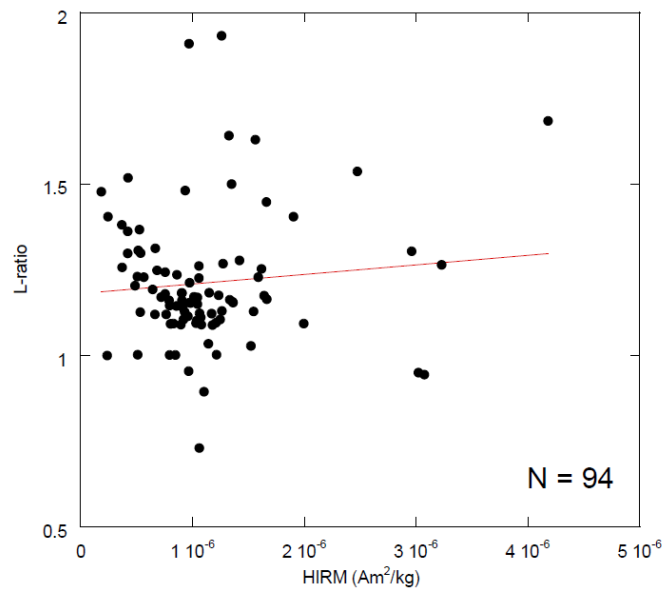


Figure 10. Correlation between the L -ratio and HIRM. Low correlation ($R = 0.09$) and large fluctuations in the L -ratio could be a sensitive indicator of changes in aeolian source (Liu et al., 2007). N indicates the total number of data points analyzed along the studied interval.

2.5.2. The OAE 1d event at PLG core

The OAE 1d, regionally known as the Breistroffer level in the southeast France and as Piali level in Italy, occurred at ~ 100.5 Ma (Gale et al., 2020) and has been described in detail for different locations, such as the Vocontian Basin (Gale et al., 1996; Bréhéret, 1997; Giraud et al., 2003; Bornemann et al., 2005), Blake Nose Plateau (ODP Site 1052, Wilson and Norris, 2001; Petrizzo et al., 2008), southern Tibet (Yao et al. 2021), and Italy (e.g., Erbacher et al., 1996; Gambacorta et al., 2015; Giorgioni et al., 2015).

Together with rock magnetic and stable isotope data, we defined the OAE 1d from 4.91 to 0.95 m. Based on the cyclostratigraphy, the duration of OAE 1d was estimated to be ~ 300 kyr (Wilson and Norris, 2001) or 400 kyr (Petrizzo et al., 2008). One of our important findings is that only the χ record provides evidence of the

short-term variations during the OAE 1d (Fig. 3a,b), which has an increased tendency related to higher magnetic mineral concentrations. Indeed, the increase in finer-grained single-domain grains concentration, particularly magnetite, during the Piali Level (Fig. 3c), confirmed by S-ratio near 1 (Fig. 6a), hysteresis and IRM acquisition curves (Fig. 7d-e, 7g-h).

Sedimentary rocks from PLG core were deposited well above the CCD at middle to lower bathyal depths (1000-1500 m; e.g., Coccioni et al., 2012). In the present environmental magnetism approach, it is difficult to identify and quantify magnetic source of mineral fractions purely from their mixed magnetic properties. However, magnetic minerals are delivered to the oceans as detrital grains carried mostly by wind, water, and ice (Evans and Heller, 2003; Liu et al., 2012). Multiproxy studies of UMB records deposited during the late Albian were undertaken (e.g., Gambacorta et al., 2020). According to their findings, the depositional environment in the UMB was dominated by pelagic calcareous oozes, siliceous oozes and low fine-grained detrital input. Furthermore, in all the studied sites recording OAE 1d, the sedimentary expression of the event occur as multiple alterations of thin black shales alternated to carbonated-rich facies. This sedimentological expression is different from that of the major OAEs, such as the OAE 1a (Menegatti et al., 1998; Wilson and Norris, 2001; Bornemann et al., 2005; Matsumoto et al., 2021), which display thick black shale layers and a strong decrease in carbonate content (e.g., Schlanger and Jenkyns, 1976; Leckie et al., 2002; Coccioni et al., 2006; Jenkyns, 2010).

Many authors have proposed the use of biogenic magnetite (magnetofossils) as indicator of paleoproductivity variations because organic carbon supply to the seafloor may control the population of magnetotactic bacteria (Roberts et al., 2011; Larrasoña et al., 2012; Yamazaki and Ikehara, 2012; Savian et al., 2014; Zhang et

al., 2021). A significant fraction of the magnetite in these intervals is due to detrital deposition of PSD or vortex particles, not by magnetofossils, as indicated by FORC diagrams. Thus, we suggest that the increase in primary productivity was not significant in the Tethyan region during the OAE 1d. Moreover, marine anoxia is caused by monsoonal activity modulated by astronomical 405 kyr cycles in the mid-Cretaceous

2.6. Conclusions

An integrated high-resolution stable isotopic, environmental magnetic and spectral analysis has been carried out over a 10-m-thick interval of the Poggio le Guaine core (Umbria-Marche Basin, Italy), which encompasses the deposition of CORB 7 and Piali level events. Magnetic parameters reveal an increase in high-coercivity minerals during the CORB 7, which indicates an aeolian hematite supply. No evidence of magnetofossils was observed during this period, which suggests a low variation in the primary productivity. Our environmental magnetism records from the PLG core in the UMB provide new important insights into the late Aptian paleoceanography and the relationship between orbital forcing and magnetic mineral deposition. We observe an onset between CORB7 and Piali level characterized by shift the magnetic mineralogy from hematite to magnetite. As orbital forcing was the major driver of the magnetic mineralogical changes in the Late Albian, we speculate that the Piali level was triggered by a peculiar configuration of the orbital parameters that induced a period of intensified monsoonal activity modulated by astronomical 405 kyr cycles.

2.7 Acknowledgments

The Poggio le Guaine core is an integral part of the FUSP (Fundação de Apoio à Universidade de São Paulo)-Petrobras 2405 project. The paper is an integral part of the Project: Processamento e interpretação de dados magnetoestratigráficos do Cretáceo das Bacias Brasileiras, which is financially supported by Petróleo Brasileiro S.A.—Petrobras (FAURGS 8368). Support for this work came from the National Council for Scientific and Technological Development (CNPq—grants 141093/2018-8 to C.G.L., 201508/2009-5, 427280/2018-4 and 311231/ 2021-7 to J.F.S., 132076/2019-5 the Research Support Foundation of the State of Rio Grande do Sul (FAPERGS—grant 16/2551-0000213-4 to J.F.S.). M.G. and P.H.P.C.V. were financed in part by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Finance Code 001.

2.8 References

- Ando, A., Huber, O., MacLeod, K.G., 2010. Depth-habitat reorganization of planktonic foraminifera across the Albian/Cenomanian boundary. *Paleobiology* 36 (3), 357–373. <https://doi.org/10.1666/09027.1>.
- Arthur, M.A., Brumsack, H.-J., Jenkyns, H.C., Schlanger, S.O., 1990. Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic carbon-rich cretaceous sequences. In: Ginsburg, R.N., Beudoin, B. (Eds.), *Cretaceous, Resources, Events, and Rhythms: Background and Plans for Research*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 75–119.
- Bąk, K., Fabiańska, M., Bąk, M., Misz-Kennan, M., Zielińska, M., Dulemba, P., Bryndal, T., Naglik, B., 2016. Organic matter in upper Albian marine sediments in the High-Tatric units, central western Carpathians related to Oceanic Anoxic Event 1d—Geochemistry, microfacies and palynology. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 454, 212–227. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.04.041>.

- Banerjee, S.K., King, J., Marvin, J., 1981. A rapid method for magnetic granulometry with applications to environmental studies. *Geophys. Res. Lett.* 8, 333–336.
- Barron, E., 1983. A warm, equable Cretaceous: the nature of the problem. *Earth Sci. Rev.* 19, 305–338. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(83\)90001-6](https://doi.org/10.1016/0012-8252(83)90001-6).
- Bailey, M.E., Dunlop, D.J., 1983. Alternating field characteristics of pseudo-single-domain (2–14 μm) and multidomain magnetite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 63, 335–352.
- Bloemendal, J., King, J.W., Hall, F.R., Doh, S.-J., 1992. Rock magnetism of late Neogene and Pleistocene deep-sea sediments: relationship to sediment source, diagenetic processes, and sediment lithology. *J. Geophys. Res.* 97, 4361–4375. <http://dx.doi.org/10.1029/91JB03068>.
- Bornemann, A., Pross, J., Reichelt, K., Herrle, J.O., Hemleben, C., Mutterlose, J., 2005. Reconstruction of short-term palaeoceanographic changes during the formation of the late Albian 'Niveau Breistroffer' black shales (Oceanic Anoxic Event 1d, SE France). *J. Geol. Soc. Lond.* 162, 623–639. <https://doi.org/10.1144/0016-764903-171>.
- Bornemann, A., Erbacher, J., Heldt, M., Kollaske, T., Wilmsen, M., Lübke, N., Huck, S., Vollmar, N.M., Wonik, T., 2017. The Albian–Cenomanian transition and Oceanic Anoxic Event 1d – an example from the Boreal Realm. *Sedimentology* 64, 44–65. <https://doi.org/10.1111/sed.12347>.
- Bréhéret, J.G., 1988. Episodes de sédimentation riche en matière organique dans les marnes bleues d'âge aptien et albien de la partie pélagique du bassin vocontien. *Bull. Soc. Geol. Fr.* IV, 349–356.
- Cai, Y., Li, X., Hu, X., Chen, X., Pan, Y., 2009. Paleoclimatic approach to the origin of the coloring of Turonian pelagic limestones from the Vispi Quarry section (Cretaceous, central Italy). *Cretaceous Res.*, 30, 1205–1216.

- Cai, Y., Hu, X., Li, X., Pan, Y., 2012. Origin of the red colour in a red limestone from the Vispi Quarry section (central Italy): a high-resolution transmission electron microscopy analysis. *Cretaceous Res.*, 38, 97–102.
- Channell, J. E. T., Freeman, R., Heller, F., Lowrie, W., 1982. Timing of diagenetic hematite growth in red pelagic limestones from Gubbio (Italy). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 58, 189-201.
- Channell, J. E. T., McCabe, C., 1994. Comparison of magnetic hysteresis parameters of unremagnetized and remagnetized limestones. *Journal of Geophysical Research*, 99, 4613–4623.
- Charbonnier, G., Boulila, S., Spangenberg, J.E., Adatte, T., Föllmi, K.B., Laskar, J., 2018. Obliquity pacing of the hydrological cycle during the Oceanic Anoxic Event 2. *Earth and Planetary Science Letters*, 499, 266-277.
- Coccioni, R., Nesci, O., Tramontana, M., Wezel, C.F., Moretti, E., 1987. Descrizione di un livello-guida “Radiolaritico-Bituminoso-Ittiolitico” alla base delle Marne a Fucoidi nell’ Appennino Umbro–Marchigiano. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, v. 106, p. 183–192.
- Coccioni, R., Franchi, R., Nesci, O., Wezel, F.C., Battistini, F., Pallecchi, P. et al., 1989. Stratigraphy and mineralogy of the Selli Level (Early Aptian) at the base of the Marne a Fucoidi in the Umbro-Marchean Apennines, Italy. In: Wiedmann, J., ed., *Cretaceous of the Western Tethys: Proceedings 3rd International Cretaceous Symposium: Stuttgart*, E. Schweizerbart’sche Verlagsbuchhandlung, pp. 563 – 584.
- Coccioni, R., Franchi, R., Nesci, O., Perilli, N., Wezel, F.C., Battistini, F., 1990. Stratigrafia, micropaleontologia e mineralogia delle Marne a Fucoidi delle sezioni di Poggio le Guaine e del Fiume Bosso (Appennino umbro-marchigiano). In: Pallini, G., Cecca, F., Cresta, S., Santantonio, M., eds., *Fossili, Evoluzione, Ambiente: Atti II Convegno Internazionale*, Pergola, v. 87, pp. 163 – 201.

- Coccioni, R., 2001. The Pialli Level from the latest Albian of the Umbria–Marche Apennines (Italy), *Geotitalia*, 38 Forum FIST, 192–193, 2001.
- Coccioni, R., Jovane, L., Bancala, G., Bucci, C., Fauth, G., Frontalini, F., Janikian, L., Savian, L., de Almeida, R.P., Mathias, G.L.M., da Trindade, R.I.F., 2012. Umbria-Marche Basin, central Italy: a reference section for the Aptian-Albian interval at low latitudes. *Progress Reports of the Deep Sea Drilling Project 13*, 42-46.
- Day, R., Fuller, M., Schmidt, V. A., 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and composition dependence. *Phys. Earth Planet. Inter.* 13, 260-266.
- Dearing, J. A., K. Hay, S. Baban, A. S. Huddleston, E. M. H. Wellington, and P. J. Loveland, 1996. Magnetic susceptibility of topsoils: A test of conflicting theories using a national database, *Geophys. J. Int.*, 127, 728–734, <https://doi:10.1111/j.1365-246X.1996.tb04051.x>.
- Doh, S. J., J. King, and M. Leinen, 1988. A rock-magnetic study of giant piston core LL44–GPC3 from the central North Pacific and its paleoceanographic implications, *Paleoceanography*, 3, 89–111, <https://doi:10.1029/PA003i001p00089>.
- Dunlop, D.J., 2002a. Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c). 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *J. Geophys. Res.* 107 (B3). <http://dx.doi.org/10.1029/2001JB000486>.
- Dunlop, D.J., 2002b. Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c). 2. Application to data for rocks, sediments, and soils. *J. Geophys. Res.* 107 (B3). <http://dx.doi.org/10.1029/2001JB000487>.
- Egli, R., 2004. Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves: 3. Bacterial magnetite and natural processes in lakes. *Phys. Chem. Earth* 29, 869–884

- Egli, R., 2013. VARIFORC: an optimized protocol for calculating non-regular first-order reversal curve (FORC) diagrams. *Glob. Planet. Chang.* 110, 302–320.
- Erba, E., 1988. Aptian–Albian calcareous nannofossil biostratigraphy of the Scisti a Fuocidi cored at Piobbico (central Italy). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 94, 249– 284.
- Erba, E., Premoli Silva, I., 1994. Orbitally driven cycles in trace-fossil distribution from the Piobbico core (Late Albian, Central Italy). In: *Orbital Forcing and Cyclic Sequences* (Eds P.L. De Boer and D.G. Smith), IAS Spec. Publ., 19, 211–225.
- Erba, E., 2004. Calcareous nannofossils and Mesozoic oceanic anoxic events. *Marine micropaleontology*, 52, 85-106.
- Erbacher, J., Thurow, J., 1997. Influence of oceanic anoxic events on the evolution of mid-Cretaceous radiolaria in the North Atlantic and western Tethys. *Mar. Micropaleontol.* 30, 139–158.
[https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(96\)00023-0](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(96)00023-0).
- Erbacher, J., Friedrich, O., Wilson, P.A., Lehmann, J., Weiss, W., 2011. Short-term warming events during the boreal Albian (mid-Cretaceous). *Geology* 39 (3), 223–226. <https://doi.org/10.1130/G31606.1>.
- Evans, M.E., Heller, F., 2003. *Environmental magnetism. Principles and Applications of Enviromagnetics* Academic Press, 299 pp.
- Fan, Q., Xu, Z., MacLeod, K. G., Brumsack, H.-J., Li, T., Chang, F., et al. (2022). First record of oceanic anoxic event 1d at Southern high latitudes: Sedimentary and geochemical evidence from International Ocean Discovery Program Expedition 369. *Geophysical Research Letters*, 49, e2021GL097641. <https://doi.org/10.1029/2021GL097641>.
- Fiet, N., Masure, E., 2001. Albian dinoflagellates of the Umbria–Marche Basin (Italy): proposition of a biozonation for the Tethyan Realm. *Cretaceous Research*, 22, 63–77.

- Fischer, A.G., 1986. Climatic Rhythms Recorded in Strata. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 14, 351–376.
- Gale, A.S., Kennedy, W.J., Burnett, J.A., Caron, M., Kidd, B.E., 1996. The Late Albian to Early Cenomanian succession at Mont Risou near Rosans (Drôme, SE France): an integrated study (ammonites, inoceramids, planktonic foraminifera, nannofossils, oxygen and carbon isotopes). *Cretac. Res.* 17 (5), 515–606. <https://doi.org/10.1006/cres.1996.0032>.
- Gale, A.S., Mutterlose, J., Batenburg, S., Gradstein, F.M., Agterberg, F.P., Ogg, J.G., Petrizzo, M.R., 2020. The cretaceous period. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M. (Eds.), *Geologic Time Scale 2020*, volume 2. Elsevier, pp. 1023–1086
- Gambacorta, G., Jenkyns, H.C., Russo, F., Tsikos, H., Wilson, P.A., Faucher, G., Erba, E., 2015. Carbon-and oxygen-isotope records of mid-Cretaceous Tethyan pelagic sequences from the Umbria–Marche and Belluno Basins. *Italy. Newsl. Stratigr.* 48 (3), 299–323. <https://doi.org/10.1127/nos/2015/0066>.
- Gambacorta, G., Bottini, C., Brumsack, H.-J., Schnetger, B., Erba, E., 2020. Major and trace element characterization of Oceanic Anoxic Event 1d (OAE 1d): Insight from the Umbria-Marche Basin, central Italy. *Chem. Geol.* 557, 119834. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119834>.
- Giorgioni, M., Weissert, H., Bernasconi, S.M., Hochuli, P.A., Coccioni, R., Keller, C.E., 2012. Orbital control on carbon cycle and oceanography in the mid-Cretaceous greenhouse. *Paleoceanogr. Paleoclimatol.* 27, PA1204. <https://doi.org/10.1029/2011PA002163>.
- Giorgioni, M., Weissert, H., Bernasconi, S.M., Hochuli, P.A., Keller, C.E., Coccioni, R., Petrizzo, M.R., Lukeneder, P.A., Garcia, T.I., 2015. Paleoceanographic changes during the Albian–Cenomanian in the Tethys and North Atlantic and the onset of the Cretaceous chalk. *Glob. Planet. Chang.* 126, 46–61. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.01.005>.

- Giorgioni, M., Tiraboschi, D., Erba, E., Hamann, Y., Weissert, H., 2017. Sedimentary patterns and palaeoceanography of the Albian Marne a Fucoidi Formation (Central Italy) revealed by high-resolution geochemical and nannofossil data. *Sedimentology*, 64, 111–126.
- Gröcke, D.R., Ludvigson, G.A., Witzke, B.L., Robinson, S.A., Joeckel, R.M., Ufnar, D.F., Ravn, R.L., 2006. Recognizing the Albian-Cenomanian (OAE1d) sequence boundary using plant carbon isotopes: Dakota Formation, Western Interior Basin, USA. *Geology* 34 (3), 193–196. <https://doi.org/10.1130/G21998.1>.
- Gröcke, D.R., Joeckel, R.M., 2008. A stratigraphic test of the terrestrial carbon isotope record of the latest Albian OAE from the Dakota Formation, Nebraska. In: Joeckel, R.M., Ludvigson, G.A., Macfarlane, P.A. (Eds.), *FIELD TRIP 2: Fluvial-Estuarine Deposition in the Mid-Cretaceous Dakota Formation, Kansas and Nebraska*. Kansas Geologic Survey, Lawrence, KS, pp. 24–30.
- Gyawali, B.R., Nishi, H., Takashima, R., Herrle, J.O., Takayanagi, H., Latil, J.L., Iryu, Y., 2017. Upper Albian–upper Turonian calcareous nannofossil biostratigraphy and chemostratigraphy in the Vocontian Basin, southeastern France. *Newsl. Stratigr.* 50 (2), 111–139. <https://doi.org/10.1127/nos/2016/0339>.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. *Science* 235 (4793), 1156–1167. <https://doi.org/10.1126/science.235.4793.1156>.
- Harrison, R.J., Feinberg, J.M., 2008. FORCinel: an improved algorithm for calculating first-order reversal curve distributions using locally weighted regression smoothing. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 9, Q05016. <https://doi.org/10.1029/2008GC001987>.
- Haworth, M., Hesselbo, S.P., McElwain, J.C., Robinson, S.A., Brunt, J.W., 2005. Mid-Cretaceous pCO₂ based on stomata of the extinct conifer

Pseudofrenelopsis (Cheirolepidiaceae). *Geology* 33 (9), 749–752.
<https://doi.org/10.1130/G21736.1>.

- Heerle, J.O., Kößler, P., Friedrich, O., Erlenkeuser, H., Hemleben, C., 2004. High-resolution carbon isotope records of the Aptian to Lower Albian from SE France and the Mazagan Plateau (DSDP Site 545): a stratigraphic tool for paleoceanographic and paleobiologic reconstruction. *Earth Planet. Sci. Lett.* 218, 149–161. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00646-0](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00646-0).
- Hennhofer, D., Al Suwaidi, A., Bottini, C., Helja, E., Steuber, T., 2018. The Albian to Turonian carbon isotope record from the Shilaif Basin (United Arab Emirates) and its regional and intercontinental correlation. *Sedimentology* 66, 536–555. <https://doi.org/10.1111/sed.12493>.
- Henshaw, P. C. & Merrill, R. T. 1980. Magnetic and chemical changes in marine sediments. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 18, 483-504.
- Herbert, T.D., Fischer, A.G., 1986. Milankovitch climatic origin of mid-Cretaceous black shale rhythms in central Italy. *Nature* 321, 739–743.
- Hong, S.K., Lee, Y.I., 2012. Evaluation of atmospheric carbon dioxide concentrations during the Cretaceous. *Earth Planet. Sci. Lett.* 327–328, 23–28. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.01.014>.
- Hrouda, F., Pokorný, J., 2012. Modelling accuracy limits for frequency dependent anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and soils. *Stud. Geophys. Geod.* 56, 789–802.
- Hu, X., Jansa, L., Sarti, M., 2005. Mid-Cretaceous oceanic red beds in the Umbria–Marche Basin, central Italy: Constraints on paleoceanography and paleoclimate. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 233, 163–186.
- Huber, B.T., Norris, R.D., MacLeod, K.G., 2002. Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous. *Geology* 30 (2), 123–126.
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0123:DSPROE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0123:DSPROE>2.0.CO;2).

- Jenkyns, H.C., 2010. Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 11, Q03004. <https://doi.org/10.1029/2009GC002788>.
- King, J., Banerjee, S. K., Marvin, J. & Özdemir, Ö. 1982. A comparison of different magnetic methods for determining the relative grain size of magnetite in natural materials: Some results from lake sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 404-419.
- Kuhnt, W., Luderer, F., Nederbragt, S., Thürow, J., Wagner, T., 2005. Orbital-scale record of the late Cenomanian–Turonian oceanic anoxic event (OAE-2) in the Tarfaya Basin (Morocco). *International Journal of Earth Sciences*, 94(1), 147-159.
- Larrasoaña, J.C., Roberts, A.P., Stoner, J.S., Richter, C., Wehausen, R., 2003. A new proxy for bottom-water ventilation in the eastern Mediterranean based on diagenetically controlled magnetic properties of sapropel-bearing sediments. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 190, 221–242, doi:10.1016/S0031-0182(02)00607-7.
- Larrasoaña, J.C., Roberts, A.P., Chang, L., Schellenberg, S.A., Fitz Gerald, J.D., Norris, R.D., Zachos, J.C., 2012. Magnetotactic bacterial response to Antarctic dust supply during the Paleocene–Eocene thermal maximum. *Earth Planet. Sci. Lett.* 333–334, 122–133.
- Larson, R.L., 1991. Geological consequences of superplumes. *Geology* 19 (10), 963–966. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0963:GCOS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0963:GCOS>2.3.CO;2).
- Larson, R.L., Erba, E., 1999. Onset of the Mid-Cretaceous greenhouse in the Barremian-Aptian: Igneous events and the biological, sedimentary, and geochemical responses. *Paleoceanogr. Paleoclimatol.* 14 (6), 663–678. <https://doi.org/10.1029/1999PA900040>.
- Leandro, C.G., Savian, J.F., Kochhann, M.V.L., Franco, D.R., Coccioni, R., Frontalini, F., Gardin, S., Jovane, L., Figueiredo, M., Tedeschi, L.R., Janikian, L., Almeida, R.P., Trindade, R.I.F., 2022. Astronomical tuning of

the Aptian Stage: implications for age recalibrations and paleoclimatic events. *Nat. Commun.* 13, 2941.

<https://doi.org/10.1038/s41467-022-30075-3>.

Leckie, R.M., Bralower, T.J., Cashman, R., 2002. Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-cretaceous. *Paleoceanogr. Paleoclimatol.* 17 (3), 13-1–13-29.

<https://doi.org/10.1029/2001PA000623>.

Li, X., X. Hu, Y. Cai, and Z. Han, 2011. Quantitative analysis of iron oxide concentrations within Aptian-Albian cyclic oceanic red beds in ODP Hole 1049C, North Atlantic, *Sediment. Geol.*, 235, 91–99.

<http://doi:10.1016/j.sedgeo.2010.06.024>.

Liu, Q.S., Roberts, A.P., Torrent, J., Horng, C.S., Larrasoaña, J.C., 2007. What do the HIRM and S-ratio really measure in environmental magnetism?

Geochem. Geophys. Geosyst. 8, Q09011.

<http://dx.doi.org/10.1029/2007GC001717>.

Liu, Q., Roberts, A.P., Larrasoaña, J.C., Banerjee, S.K., Guyodo, Y., Tauxe, L., Oldfield, F., 2012. Environmental magnetism: Principles and applications.

Rev. Geophys. 50, RG4002, doi: 10.1029/2012RG000393.

Madhavaraju, J., Sial, A.N., Hussain, S.M., Nagarajan, R., Ramasamy, S., 2015.

Petrography and stable isotopic variations in Dalmiapuram Formation of Cauvery Basin, south India: implication on OAE1d. *Chin. J. Geochem.* 34

(3), 447–458. <https://doi.org/10.1007/s11631-015-0059-1>.

Martin, J. H., Glacial-interglacial CO₂ change: The iron hypothesis,

Paleoceanography, 5, 1 –13, 1990.

Matsumoto, H., Kuroda, J., Coccioni, R., Frontalini, F., Sakai, S., Ogawa, N.O.,

Ohkouchi, N., 2020. Marine Os isotopic evidence for multiple volcanic episodes during Cretaceous Oceanic Anoxic Event 1b. *Sci. Rep.* 10,

12601. <https://doi:10.1038/s41598-020-69505-x>.

- Matsumoto, H., Coccioni, R., Frontalini, F., Shirai, K., Jovane, L., Trindade, R., Savian, J.F., Tejada, M.L.G., Gardin, S., Kuroda, J., 2021. Long-term Aptian marine osmium isotopic record of Ontong Java Nui activity. *Geology* 49, <https://doi.org/10.1130/G48863.1>.
- Matsumoto, H., Coccioni, R., Frontalini, F., Shirai, K., Jovane, L., Trindade, R., Savian, J.F., Kuroda, J., 2022. Mid-Cretaceous marine Os isotope evidence for heterogeneous cause of oceanic anoxic events. *Nat. Commun.* 13. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-27817-0>.
- Méhay, S., Keller, C.E., Bernasconi, S.M., Weissert, H., Erba, E., Bottini, C., Hochuli, P.A., 2009. A volcanic CO₂ pulse triggered the Cretaceous Oceanic Anoxic Event 1a and a biocalcification crisis. *Geology* 37(9), 819–822. <https://doi.org/10.1130/G30100A.1>.
- Melinte-Dobrinescu, M.C., Roban, R.D., Stoica, M., 2015. Palaeoenvironmental changes across the Albian-Cenomanian boundary interval of the Eastern Carpathians. *Cretac. Res.* 54, 68–85. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2014.10.010>.
- Meyers, S. R., Sageman, B. B., Arthur, M. A., 2012. Obliquity forcing of organic matter accumulation during Oceanic Anoxic Event 2, *Paleoceanography*, 27(3).
- Meyers, S. R., 2014, *Astrochron: An R Package for Astrochronology*, <https://cran.r-project.org/package=astrochron>.
- Meyers, S. R., 2015. The evaluation of eccentricity-related amplitude modulation and bundling in paleoclimate data: An inverse approach for astrochronologic testing and time scale optimization. *Paleoceanography*, 30, doi:10.1002/2015PA002850.
- Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N., Pekar, S.F., 2005. The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science* 310 (5752), 1293–1298. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1116412>.

- Mitchell, S.F., Paul, C.R.C., Gale, A.S., 1996. Carbon isotopes and sequence stratigraphy. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 104 (1), 11–24.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1996.104.01.02>.
- Navarro-Ramirez, J.P., Bodin, S., Heimhofer, U., Immenhauser, A., 2015. Record of Albian to early Cenomanian environmental perturbation in the eastern sub-equatorial Pacific. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 423, 122–137. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.01.025>.
- Navidtalab, A., Heimhofer, U., Huck, S., Omidvar, M., Rahimpour-Bonab, H., Aharipour, R., Shakeri, A., 2019. Biochemostratigraphy of an upper Albian–Turonian succession from the southeastern Neo-Tethys margin, SW Iran. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 533, 109255.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.109255>.
- Nederbragt, A.J., Fiorentino, A., Klosowska, B., 2001. Quantitative analysis of calcareous microfossils across the Albian–Cenomanian boundary oceanic anoxic event at DSDP Site 547 (North Atlantic). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 166 (3–4), 401–421.
[https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00227-3](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00227-3).
- Percival, L.M.E., Tedeschi, L.R., Creaser, R.A., Bottini, C., Erba, E., Giraud, F., Svensen, H., Savian, J., Trindade, R., Coccioni, R., Frontalini, F., Jovane, L., Mather, T.A., Jenkyns, H.C., 2021. Determining the style and provenance of magmatic activity during the Early Aptian Oceanic Anoxic Event (OAE 1a). *Global Planet. Change* 200, 103461.
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103461>.
- Petrizzo, M.R., Huber, B.T., Wilson, P.A., MacLeod, K.G., 2008. Late Albian paleoceanography of the western subtropical North Atlantic. *Paleoceanogr. Paleoclimatol.* 23 (1), PA1213.
<https://doi.org/10.1029/2007PA001517>.
- Premoli Silva, I., Sliter, W.V., 1994. Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccione section, Gubbio, Italy. *Paleontologia Italica*, 82, 1 – 89.

- Pucéat, E., Lecuyer, C., Sheppard, S.M.F., Dromart, G., Reboulet, S., Grandjean, P., 2003. Thermal evolution of Cretaceous Tethyan marine waters inferred from oxygen isotope composition of fish tooth enamels. *Paleoceanogr. Paleoclimatol.* 18 (2), 1029. <https://doi.org/10.1029/2002PA000823>.
- Rea, D. K., 1994. The paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep sea: The geologic history of wind, *Rev. Geophys.*, 32, 159–195. <https://doi:10.1029/93RG03257>.
- Reichelt, K., 2005. Late Aptian-Albian of the Vocontian Basin (SE-France) and Albian of NE-Texas: Biostratigraphic and Paleoceanographic Implications by Planktic Foraminifera Faunas. (Dissertation zur Erlangung des Grades eines Doktors der Naturwissenschaften, der Geowissenschaftlichen Fakultät der Eberhard-Karls-Universität Tübingen, 125 pp).
- Richey, J.D., Upchurch, G.R., Montañez, I.P., Lomax, B.H., Suarez, M.B., Crout, N.M., Joeckel, R.M., Ludvigson, G.A., Smith, J.J., 2018. Changes in CO₂ during Ocean Anoxic Event 1d indicate similarities to other carbon cycle perturbations. *Earth Planet. Sci. Lett.* 491, 172–182. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.03.035>.
- Roberts, A.P., Cui, Y., Verosub, K.L., 1995. Wasp-waisted hysteresis loops: mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems. *J. Geophys. Res.* 100, 17909–17924.
- Roberts, A.P., Florindo, F., Villa, G., Chang, L., Jovane, L., Bohaty, S.M., Larrasoaña, J.C., Heslop, D., Fitz Gerald, J.D., 2011. Magnetotactic bacterial abundance in pelagic marine environments is limited by organic carbon flux and availability of dissolved iron. *Earth Planet. Sci. Lett.* 310, 441–452.
- Roberts, A.P., Tauxe, L., Heslop, D., Zhao, X., Jiang, Z., 2018. A critical appraisal of the “Day” diagram. *J. Geophys. Res.: Solid Earth* 123, 2618–2644. <https://doi.org/10.1002/2017JB015247>.

- Robinson, S.A., Clarke, L.J., Nederbragt, A., Wood, I.G., 2008. Mid-cretaceous oceanic anoxic events in the Pacific Ocean revealed by carbon-isotope stratigraphy of the Calera Limestone, California, USA. *Geol. Soc. Am. Bull.* 120 (11–12), 1416–1426. <https://doi.org/10.1130/B26350.1>.
- Rodríguez-Cuicas, M.-E., Montero-Serrano, J.C., Garbán, G., 2019. Paleoenvironmental changes during the late Albian oceanic anoxic event 1d: an example from the Capacho Formation, southwestern Venezuela. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 521, 10–29. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.02.010>.
- Rodríguez-Cuicas, M.-E., Montero-Serrano, J.C., Garbán, G., 2020. Geochemical and mineralogical records of late Albian oceanic anoxic event 1d (OAE-1d) in the La Grita Member (southwestern Venezuela): Implications for weathering and provenance. *J. S. Am. Earth Sci.* 97, 102408. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102408>.
- Sabatino, N., Ferraro, S., Coccioni, R., et al., 2018. Mercury anomalies in upper Aptian-lower Albian sediments from the Tethys realm. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 495, pp. 163 – 170.
- Savian, J.F., Jovane, L., Frontalini, F., Trindade, R.I.F., Coccioni, R., Bohaty, S.M., Wilson, P.A., Florindo, F., Roberts, A.P., Catanzariti, R., Iacoviello, F., 2014. Enhanced primary productivity and magnetotactic bacterial production in response to middle Eocene warming in the Neo-Tethys Ocean. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 414, 32–45
- Savian, J.F., Trindade, R., Janikian, L., Jovane, L., Paes DE Almeida, R., Coccioni, R., Frontalini, F., Sideri, M., Figueiredo, M., Tedeschi, L.R., Jenkyns, H.C., 2016, The Barremian-Aptian boundary in the Poggio le Guaine core (central Italy): Evidence for magnetic polarity Chron M0r and oceanic anoxic event 1a. In: Menichetti, M., Coccioni, R., Montanari, A., eds., *The Stratigraphic Record of Gubbio: Integrated Stratigraphy of the Late Cretaceous–Paleogene Umbria-Marche Pelagic Basin: Geological Society of America Special Paper 524*.

- Schlanger, S.O., Jenkyns, H.C., 1976. Cretaceous Oceanic Anoxic events: Causes and consequences. *Geol. Mijnb.* 55, 179–184.
- Scott, R.W., Formolo, M., Rush, N., Owens, J.D., Oboh-Ikuenobe, F., 2013. Upper Albian OAE 1d event in the Chihuahua Trough, New Mexico, USA. *Cretac. Res.* 46, 136–150. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2013.08.011>.
- Scotese, C.R., 2014. Atlas of Late Cretaceous Paleogeographic Maps, PALEOMAP Atlas for ArcGIS, Volume 2, The Cretaceous, Maps 16–22, Mollweide Projection, PALEOMAP Project, Evanston, IL.
- Shimono, T., Yamazaki, T., 2016. Environmental rock-magnetism of Cenozoic red clay in the South Pacific Gyre. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 17, 1296–1311.
- Sprovieri, M., Coccioni, R., Lirer, F., Pelosi, N., Lozar, F., 2006. Orbital tuning of a lower Cretaceous composite record (Maiolica Formation, central Italy). *Paleoceanogr. Paleoclimatol.* 21, PA4212. <https://doi.org/10.1029/2005PA001224>.
- Sprovieri, M., Sabatino, N., Pelosi, N., Batenburg, S.J., Coccioni, R., Iavarone, M., Mazzola, S., 2013. Late Cretaceous orbitally-paced carbon isotope stratigraphy from the Bottaccione Gorge (Italy). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 379, 81–94. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.04.006>.
- Stoll, H.M., Schrag, D.P., 2000. High-resolution stable isotope records from the Upper Cretaceous rocks of Italy and Spain: glacial episodes in a greenhouse planet? *Geol. Soc. Am. Bull.* 112, 308–319. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2000\)112<308:HSIRFT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<308:HSIRFT>2.0.CO;2).
- Strasser, A., Caron, M., Gjermeri, M., 2001. The Aptian, Albian and Cenomanian of Roter Sattel, Romandes Prealps, Switzerland: a high-resolution record of oceanographic changes. *Cretac. Res.* 22, 173–199. <https://doi.org/10.1006/cres.2001.0248>.

- Takashima, R., Kawabe, F., Nishi, H., Moriya, K., Wani, R., Ando, H., 2004. Geology and stratigraphy of forearc basin sediments in Hokkaido, Japan: Cretaceous environmental events on the north-west Pacific margin. *Cretac. Res.* 25 (3), 365–390. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2004.02.004>.
- Tarduno, J.A., 1994. Temporal change of magnetic dissolution in the pelagic realm: Gauging paleoproductivity? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 123, 39–48, doi:10.1016/0012-821X(94)90255-0.
- Tateo, F., Morandi, N., Nicolai, A., Ripepe, M., Coccioni, R., Galeotti, S., Baudin, F., 2000. Orbital control on pelagic clay sedimentology; the case of the late Albian “Amadeus Segment” (central Italy). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 171(2), 217–228.
- Tauxe, L., Mullender, T.A.T., Pick, T., 1996. Potbellies, wasp-waists, and superparamagnetism in magnetic hysteresis. *J. Geophys. Res.* 101, 571–583.
- Thomson, D. J., 1982, Spectrum estimation and harmonic analysis, *Proc. IEEE*, 70, 1055-1096, doi:10.1109/PROC.1982.12433.
- Thompson, R., Oldfield, F., 1986. In: *Environmental Magnetism*. Allen & Unwin Ltd, pp. 225.
- Torsvik, T.H., Van der Voo, R., Preeden, U., Mac Niocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P.V., van Hinsbergen, D.J.J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J.G., McCausland, P.J.A., Cocks, L.R.M., 2012. Phanerozoic polar wander, palaeo-geography and dynamics. *Earth-Sci. Rev.* 114, 325–368. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.007>.
- Vahrenkamp, V.C., 2013. Carbon isotope signatures of Albian to Cenomanian (Cretaceous) shelf carbonates of the Natih Formation, Sultanate of Oman. *GeoArabia* 18, 65–82.

- Verosub, K.L., Roberts, A.P., 1995. Environmental magnetism: past, present, and future. *J. Geophys. Res.* 100, 2175–2192.
<http://dx.doi.org/10.1029/94JB02713>.
- Wang, C., Hu, X., Huang, Y., Scott, R.W., and Waple, M., 2009. Overview of Cretaceous Oceanic Red Beds (CORBs): A window on global oceanic and climate change. In Hu, X., Wang, C., Scott, W., Waple, M., and Jansa, L. (Eds.), *Oceanic Red Beds: Stratigraphy, Composition, Origins, and Paleooceanographic and Paleoclimatic Significance*. Society for Sedimentary Geology, Special Publication, 91:13–33.
- Weissert, H., Erba, E., 2004. Volcanism, CO₂ and palaeoclimate: a Late Jurassic–Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record. *J. Geol. Soc.* 161, 695–702. <https://doi.org/10.1144/0016-764903-087>.
- Wilson, P.A., Norris, R.D., 2001. Warm tropical ocean surface and global anoxia during the mid-Cretaceous period. *Nature* 412, 425–429.
<https://doi.org/10.1038/35086553>.
- Wohlwend, S., Hart, M.B., Weissert, H., 2016. Chemostratigraphy of the Upper Albian to mid-Turonian Natih Formation (Oman) – or: how authigenic carbonate changes a global pattern. *The Depositional Record* 2, 97–117.
<https://doi.org/10.1002/dep2.15>.
- Yamazaki, T., and N. Ioka, 1997. Cautionary note on magnetic grain-size estimation using the ratio of ARM to magnetic susceptibility, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 751–754. <https://doi:10.1029/97GL00602>
- Yamazaki, T., 2008. Magnetostatic interactions in deep-sea sediments inferred from first-order reversal curve diagrams: implications for relative paleointensity normalization. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 9, Q02005.
<http://dx.doi.org/10.1029/2007GC001797>
- Yamazaki, T., Ikehara, M., 2012. Origin of magnetic mineral concentration variation in the Southern Ocean. *Paleoceanography* 27, PA2206.
<http://dx.doi.org/10.1029/2011PA002271>.

- Yamazaki, T., Fu, W., Shimono, T., and Usui, Y., 2020. Unmixing biogenic and terrigenous magnetic mineral components in red clay of the Pacific Ocean using principal component analyses of first-order reversal curve diagrams and paleoenvironmental implications, *Earth, Planets and Space* 72:120. <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01248-5>
- Yao, H., Chen, X., Melinte-Dobrinescu, M.C., Wu, H., Liang, H., Weissert, H., 2018. Biostratigraphy, carbon isotopes and cyclostratigraphy of the Albian-Cenomanian transition and Oceanic Anoxic Event 1d in southern Tibet. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 499, 45–55. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.03.005>.
- Yao, H., Chen, X., Yin, R., Grasby, S. E., Weissert, H., Gu, X., Wang, C., 2021. Mercury evidence of intense volcanism preceded oceanic anoxic event 1d. *Geophysical Research Letters*, 48, e2020GL091508. <https://doi.org/10.1029/2020GL091508>.
- Zhang, X., Chen, K., Hu, D., Sha, J., 2016. Mid-Cretaceous carbon cycle perturbations and Oceanic Anoxic events recorded in southern Tibet. *Sci. Rep.* 6, 39643. <https://doi.org/10.1038/srep39643>.
- Zhang Q, Liu Q, Li J, Sun Y, 2018. An integrated study of the eolian dust in pelagic sediments from the North Pacific Ocean based on environmental magnetism, transmission electron microscopy, and diffuse reflectance spectroscopy. *J Geophys Res Solid Earth* 123:3358–3376
- Zhang, Q., Liu, Q., Sun, Y., 2020. Review of recent developments in aeolian dust signals of sediments from the North Pacific Ocean based on magnetic minerals. *Geological Magazine*. <https://doi.org/10.1017/S0016756819000712>.
- Zhang, Q., Liu, Q., Roberts, A. P., Yu, J., Liu, Y., Li, J., 2021. Magnetotactic bacterial activity in the North Pacific Ocean and its relationship to Asian dust inputs and primary productivity since 8.0 Ma. *Geophysical Research Letters*, 48, e2021GL094687. <https://doi.org/10.1029/2021GL094687>

CAPÍTULO III: ARQUIVOS COMPLEMENTARES

3.1 COMPROVANTE DE PUBLICAÇÃO DO ARTIGO CIENTÍFICO

Gmail - GLOPLACHA-D-22-00540 - Confirming your submission to ... <https://mail.google.com/mail/u/0/?ik=369505545b&view=pt&search=a...>



Jairo Savian <jairosavian@gmail.com>

GLOPLACHA-D-22-00540 - Confirming your submission to Global and Planetary Change

1 mensagem

Global and Planetary Change <em@editorialmanager.com>
Responder a: Global and Planetary Change <support@elsevier.com>
Para: Jairo Francisco Savian <jairosavian@gmail.com>

9 de setembro de 2022 18:45

This is an automated message.

Environmental magnetic characterization for the Piali Level and Cretaceous Oceanic Red Bed 7 events in the Late Albian Poggio le Guaine core, central Italy

Dear Dr Savian,

We have received the above referenced manuscript you submitted to Global and Planetary Change. It has been assigned the following manuscript number: GLOPLACHA-D-22-00540.

To track the status of your manuscript, please log in as an author at <https://www.editorialmanager.com/gloplacha/>, and navigate to the "Submissions Being Processed" folder.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,
Global and Planetary Change

More information and support

You will find information relevant for you as an author on Elsevier's Author Hub: <https://www.elsevier.com/authors>

FAQ: How can I reset a forgotten password?

https://service.elsevier.com/app/answers/detail/a_id/28452/supporthub/publishing/

For further assistance, please visit our customer service site: <https://service.elsevier.com/app/home/supporthub/publishing/>

Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions, and learn more about Editorial Manager via interactive tutorials. You can also talk 24/7 to our customer support team by phone and 24/7 by live chat and email

This journal uses the Elsevier Article Transfer Service. This means that if an editor feels your manuscript is more suitable for an alternative journal, then you might be asked to consider transferring the manuscript to such a journal. The recommendation might be provided by a Journal Editor, a dedicated Scientific Managing Editor, a tool assisted recommendation, or a combination. For more details see the journal guide for authors.

#AU_GLOPLACHA#

To ensure this email reaches the intended recipient, please do not delete the above code

In compliance with data protection regulations, you may request that we remove your personal registration details at any time. (Use the following URL: <https://www.editorialmanager.com/gloplacha/login.asp?a=r>). Please contact the publication office if you have any questions.

3.2. PARECERES DA BANCA EXAMINADORA

ANEXO


Global and Planetary Change

Environmental magnetic characterization for the Piali Level and Cretaceous Oceanic Red Bed 7 events in the Late Albian Poggio le Guaine core, central Italy

--Manuscript Draft--

| | |
|------------------------------|---|
| Manuscript Number: | |
| Article Type: | Research paper |
| Keywords: | late Albian; Cretaceous; Piali Level; upper CORB 7; environmental magnetism |
| Corresponding Author: | Jairo Francisco Savian, Ph.D. Universidade Federal do Rio Grande do Sul Porto Alegre, Rio Grande do Sul BRAZIL |
| First Author: | Kathlem M. Teixeira, Bachelor |
| Order of Authors: | Kathlem M. Teixeira, Bachelor Jairo Francisco Savian, Ph.D. Raquel G. Mello, Master Carolina G. Leandro, Mater Marcus V.L. Kochhann, Mater Martino Giogioni, PhD Paula Harethusa Pereira Costa Vidal, Bachelor Ana P. de Martini, Maters Luigi Jovane, PhD Fabrizio Frontalini, PhD Rodolfo Coccioni, PhD Milene Figueiredo, PhD Leonardo R. Tedeschi, PhD Hironao Matsumoto, PhD Junichiro Kuroda, PhD Ricardo I.F. Trindade, PhD |
| Abstract: | <p>The mid-Cretaceous is known as the most extreme greenhouse periods in the last 150 myr with repeated environmental perturbations. The mid-Cretaceous was also characterized by the emplacement of major Large Igneous Provinces and the deposition of organic-rich layers known as Oceanic Anoxic Events. Here, we conducted high-resolution rock magnetic and stable isotopic analyses in the late Albian interval at Poggio le Guaine (PLG) core (Umbria-Marche Basin, central Italy). The magnetic properties of the 10-m-thick pelagic marine sediments of PLG core record the onset between upper part of Cretaceous Oceanic Red Bed 7 (CORB 7) and Piali Level that is a part of the Oceanic Anoxic Event (OAE) 1d. An increase in the magnetic mineral concentration, with hematite and goethite as the main magnetic carrier characterizes the upper CORB 7 sediments. Variations in "hard" isothermal remanent magnetization and the S-ratio during upper CORB 7 are interpreted as changes in aeolian dust input into the Umbria-Marche Basin. The onset between the upper part of CORB 7 and OAE1d (Piali Level), magnetic mineral concentration decreases, and the magnetic mineralogy changes from hematite to magnetite, suggesting an event that affected the oceanic system. Here it is interpreted as an increase on orbital forcing that modulate the monsoons, in the onset of Piali Level. First-order reversal curves for all samples from the PLG core are similar and indicate a dominance of detrital magnetite. The absence of magnetically non-interacting single domain biogenic particles suggests that an increase in primary productivity is not significant. Finally, our records show cyclic alterations that reflect changes in the terrigenous input that was triggered by a</p> |

| | |
|-----------------------------|---|
| | period of enhanced orbital forcing paced by monsoonal systems. |
| Suggested Reviewers: | Gabriele Gambacorta, PhD Professor, University of Milan gabriele.gambacorta@guest.unimi.it stable isotopes and cyclostratigraphy specialist. |
| | André Bornemann, PhD Professor, Federal Institute for Geosciences and Natural Resources andre.bornemann@bgr.de geochemistry and ocean anoxic events specialist. |
| | Richard Norris, PhD Professor, University of California San Diego Scripps Institution of Oceanography norris@ucsd.edu dynamics of warm climates from ocean; evolution of ocean ecosystem structure. |
| | Qingsong Liu, PhD Professor, Southern University of Science and Technology qslu@sustech.edu.cn geological application of rock-, environmental-, and paleo- magnetism. |
| | Andrew Roberts, PhD Professor, Australian National University Research School of Earth Sciences andrew.roberts@anu.edu.au Environmental magnetism and rock magnetism, with applications in: climate change, diagenesis, and mineral magnetism. |
| | Kenneth Kodama, PhD Professor, Lehigh University kpk0@lehigh.edu Environmental magnetism, rock-magnetic cyclo-stratigraphy, rock magnetism. |
| Opposed Reviewers: | |

| | |
|--|------------------|
| ANEXO I | |
| Título da Dissertação: | |
| “Magnetismo ambiental do Albiano Superior no testemunho Poggio le Guaine, Itália Central” | |
| Área de Concentração: Geologia Marinha | |
| Autora: Kathlem de Melo Teixeira | |
| Orientador: Prof. Dr. Jairo Francisco Savian | |
| Examinador: Prof. Dr. Daniel Ribeiro Franco | |
| Data: 25 de outubro de 2022. | |
| Conceito: B | |
| PARECER: | |
| <p>Esta dissertação de mestrado abrange um trabalho de magnetismo experimental relevante, sob o ponto de vista do provimento de novos subsídios para uma melhor compreensão das mudanças paleoambientais ocorridas no Cretáceo médio. Adicionalmente, a natureza deste projeto de mestrado claramente implicou em um treinamento bastante amplo da candidata em técnicas de caracterização da mineralogia magnética. Um manuscrito científico foi aceito para revisão em um importante periódico internacional indexado, o que reflete, a princípio, a qualidade do estudo.</p> <p>A redação de capítulos que envolvam fundamentos teóricos, questões metodológicas ou contextualização geológica deve ser resultado de leitura e pesquisa bibliográfica diligente, o que é esperado de um estudante de pós-graduação deste nível. Entretanto, identifiquei nos capítulos introdutórios da dissertação alguns problemas que considero preocupantes: há vários trechos em que se nota a tradução do Inglês de uma forma que sugere o uso de um tradutor automático, a partir de poucas fontes de referência. São exemplos emblemáticos os seguintes (ambos na página 17 do arquivo PDF): (1) "... CAMAS Vermelhas Oceânicas Cretáceas (CORBs)..."; (2) "... Desenvolvimentos recentes permitem avaliar a contribuição de conjuntos minerais magnéticos em sedimentos caracterizando, discriminando e INTERROGANDO processos lito e biogeoquímicos...". Assim, recomendo fortemente à aluna que revise tais trechos (em anexo ao meu parecer, encaminho o arquivo PDF com minhas anotações), de maneira a sanar estes problemas.</p> | |
| Assinatura:  | Data: 25/10/2022 |
| Ciente do Orientador: | |
| Ciente do Aluno: | |

| |
|--|
| ANEXO I |
| Título da Dissertação: |
| “Magnetismo ambiental do Albiano Superior no testemunho Poggio le Guaine, Itália Central” |
| Área de Concentração: Geologia Marinha |
| Autora: Kathlem de Melo Teixeira |
| Orientador: Prof. Dr. Jairo Francisco Savian |
| Examinador: Prof. Dr. Gelvam André Hartmann |
| Data: 26 de setembro de 2022. |
| Conceito: Excelente |
| PARECER: |
| <p>O trabalho de dissertação apresentado pela candidata a mestre, Kathlem de Melo Teixeira, intitulado “Magnetismo ambiental do Albiano Superior no testemunho Poggio le Guaine, Itália Central” é de bastante interesse para a comunidade acadêmica que estuda as mudanças ambientais e climáticas neste período. O objetivo principal da dissertação foi avaliar a relação de parâmetros de magnetismo ambiental e de isótopos estáveis de carbono e oxigênio e contribuir com estas relações para compreensão dos mecanismos paleoambientais no Albiano Superior.</p> <p>O trabalho apresenta todos os elementos para a sua análise, incluindo um artigo submetido para a revista Global and Planetary Change.</p> <p>Os principais aspectos e recomendações a serem realizadas no texto da dissertação referem-se a sua forma de apresentação e forma. Algumas informações apresentadas ao longo da Introdução, Área de Estudo e Conclusões repetem o que está apresentado no artigo. Alguns aspectos importantes a serem reavaliados:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1) Introdução: apresenta todos os elementos, mas a seção dos objetivos deve ser melhorada. É importante fique mais claro os objetivos da dissertação. 2) Metodologia: o conteúdo desta seção apresenta conceitos e definições (que são importantes), mas que não apresentam informações pertinentes sobre as medidas realizadas (protocolos, equipamentos, etc.). Essas informações estão apresentadas no artigo. Assim, recomendo que boa parte do texto seja re intitulada ou, então, que o texto seja “movido” para a seção de fundamentação teórica. 3) Resultados e discussão: esta seção ficou desconectada do restante do texto porque ela não apresenta (de fato) os resultados para sua compreensão durante a leitura. Todos os resultados e a discussão aparecem no artigo. Neste caso, a minha sugestão é de deixar apenas o que está no artigo. 4) Conclusões: também não reflete o que foi apresentado previamente, pois as conclusões do trabalho estão no artigo. Além disso, a dissertação carece das conclusões e recomendações da própria dissertação e não somente do artigo. |

Desta forma, recomendo que seja feita uma reestruturação da dissertação para que fique mais objetivo e apresente informações adicionais e pertinentes para sua melhor compreensão. Como sugestão poderia ser estruturada nos seguintes capítulos:

- 1) Introdução: deixar a introdução mais enxuta, com as seções 1.1 e 1.3 em um único texto.
- 2) Fundamentação Teórica: pode ser aproveitada praticamente todo texto da das seções 1.2, 1.4 e 1.5.
- 3) Resultados: apresentar aqui o artigo.
- 4) Considerações finais: apresentar as conclusões da dissertação e as recomendações de trabalho (e.g. continuidades, lacunas a serem preenchidas, etc.).

Todos os comentários e recomendações apresentados neste parecer estão detalhados e comentados no arquivo PDF da dissertação, anexo a este documento para avaliação pela candidata e pelo seu orientador.

Considero a dissertação bastante satisfatória e recomendo sua aprovação e parabênzo a candidata e seu orientador pelo excelente trabalho realizado.

Assinatura:



Data: 26 de Setembro de

2022.

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

| ANEXO I | |
|---|------------------|
| Título da Dissertação: | |
| “Magnetismo ambiental do Albiano Superior no testemunho Poggio le Guaine, Itália Central” | |
| Área de Concentração: Geologia Marinha | |
| Autora: Kathlem de Melo Teixeira | |
| Orientador: Prof. Dr. Jairo Francisco Savian | |
| Examinador: Prof. Dr. Gerson Fauth | |
| Data: 12/10/2022 | |
| Conceito: A | |
| PARECER: | |
| <p>A aluna Kathlem de Melo Teixeira apresentou uma dissertação com o título <i>‘Magmatismo Ambiental do Albiano Superior no Testemunho Poggio Le Guaine, Itália Central’</i> para a obtenção do título de mestre no PPGGEO/UFRGS. O texto apresentado está dividido em duas partes com i) Texto Integrador e o ii) Artigo Científico.</p> <p>Na primeira parte a aluna apresentou o estado da arte sobre o tema principal da dissertação, caracterizando o Cretáceo, bem como o CORB 7 e o Evento Oceânico Anóxico 1d, objetivo principal do estudo. O texto apresentado possui grande clareza, objetividade e traz ao leitor os principais fundamentos que embasam este estudo.</p> <p>Na segunda parte é apresentado o artigo científico recentemente submetido à revista <i>Global and Planetary Change</i>, uma revista internacional e de alto impacto. O manuscrito está bem elaborado e apresenta resultados instigantes e pertinentes a serem publicados na referida revista.</p> <p>O tema de estudo proposto neste trabalho analisa uma das mais importantes e completas seções estratigráficas do intervalo Aptiano/Albiano, sendo um local especial, e que ainda permitirá elucidar várias questões científicas.</p> <p>No geral, este estudo teve êxito. Os resultados e as discussões apresentadas possuem qualidade técnica envolvendo diferentes metodologias e integrando conhecimentos.</p> <p>Como sugestão, recomenda-se que a aluna registre no texto quais seriam as hipóteses que motivaram este trabalho.</p> | |
| Assinatura: | Data: 12/10/2022 |
| Ciente do Orientador: | |
| Ciente do Aluno: | |