

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

**ASSINATURA MAGNÉTICA DO APTIANO INFERIOR NO
TESTEMUNHO POGGIO LE GUAINÉ (ITÁLIA):
IMPLICAÇÕES NA TRANSIÇÃO OAE1a-CORB1**

PRISCILA CHIDEN FROTA

ORIENTADOR – Prof. Dr. Jairo Francisco Savian

Porto Alegre, 2023

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

**ASSINATURA MAGNÉTICA DO APTIANO INFERIOR NO
TESTEMUNHO POGGIO LE GUAINÉ (ITÁLIA):
IMPLICAÇÕES NA TRANSIÇÃO OAE1a-CORB1**

PRISCILA CHIDEN FROTA

ORIENTADOR – Prof. Dr. Jairo Francisco Savian

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Everton Frigo - UNIPAMPA

Prof. Dr. Daniel Franco - ON

Prof. Dr. Gelvam André Hartmann - UNICAMP

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

Porto Alegre, 2023

CIP - Catalogação na Publicação

Frota, Priscila Chiden

ASSINATURA MAGNÉTICA DO APTIANO INFERIOR NO
TESTEMUNHO POGGIO LE GUAINÉ (ITÁLIA): IMPLICAÇÕES
NA TRANSIÇÃO OAE1a-CORB1 / Priscila Chiden Frota. 2023.

87 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, 2023.

1. Transição OAE1a-CORB1. 2. Aptiano. 3. Magnetismo
ambiental. 4. Testemunho Poggio le Guainé. I. Savian, Jairo
Francisco, orient. II. Título.

“A ciência, meu rapaz, é feita de erros, mas de erros benéficos, já que conduzem pouco a pouco à verdade.”

Júlio Verne

AGRADECIMENTOS

Penso que apenas conseguimos dimensionar o quão capazes somos de enfrentar as adversidades da vida após passarmos por elas. Encarar uma pandemia no meio do caminho não estava nos planos e, com isso, a jornada para obter o título de Mestra foi mais longa que o previsto. Por isso, sou imensamente grata àqueles que estiveram comigo nesse período rodeado por tantas incertezas.

Gostaria de agradecer, inicialmente, as duas pessoas responsáveis por construir meu apreço pelos estudos e que sempre depositaram em mim a confiança de que eu seria capaz de concluir com êxito tudo aquilo que me propusesse a fazer: meus pais, Clóvis e Gislaine. Fica difícil expressar em palavras minha gratidão por tudo o que fizeram, e ainda fazem, por mim.

Agradeço a Tahiana, irmã que a vida me apresentou há quase 20 anos, por ser a melhor amiga que eu poderia ter e que, mesmo morando do outro lado do mundo, se faz presente, me incentiva e auxilia como se nunca estivesse saído de perto de mim. Minha caminhada fica infinitamente mais leve pois sei que sempre poderei contar com o teu apoio.

Ao meu orientador, Jairo Savian, obrigada pela paciência e por todos os ensinamentos a mim repassados. Agradeço também a Djeni, amiga querida que o paleomagnetismo me deu, por sempre se dispor a me auxiliar nos momentos mais críticos desse percurso.

Agradeço imensamente à AFC Geofísica, empresa na qual tenho a sorte de trabalhar e que me acolheu com tanto carinho. Meu muito obrigada, em especial, a toda equipe responsável pelo processamento de dados (Antônio Flávio, Rodrigo, Duda, Fernando, Flavi e Jana), por todo o suporte e compreensão que sempre recebi no decorrer dessa jornada.

Agradeço à UFRGS, pela excelência no ensino público e ao corpo docente que contribuiu para a minha formação. Ao IGEO e ao PPGGEO, pela infraestrutura e pelos cursos de pós-graduação ofertados com extrema qualidade. Por fim, agradeço à Petrobrás, por investir na ciência e por viabilizar a realização deste trabalho através dos recursos destinados ao grupo de pesquisa.

RESUMO

O Aptiano corresponde a um período em que ocorreram mudanças significativas na paleogeografia, paleobiologia e geoquímica dos oceanos, incluindo eventos anóxicos, bem como mudanças no sistema oceano-clima, na dinâmica das placas tectônicas e no ciclo do carbono. Além disso, do ponto de vista paleomagnético, o Aptiano é de grande interesse devido às mudanças significativas no campo geomagnético. Essas mudanças refletem a transição de um período com alta frequência de reversões para um período em que a polaridade magnética da Terra permaneceu constante por ~35 Ma, denominado Supercron Normal do Cretáceo (CNS). Durante o Aptiano, também há registros de aumento significativo da temperatura média global, em resposta ao aumento na concentração de CO₂ da atmosfera devido à intensa atividade vulcânica. No entanto, um período de diminuição nas temperaturas globais também foi relatado no final do Aptiano. A presença de CORBs entre os OAEs do Cretáceo Médio sugere mudanças climáticas e paleoceanográficas significativas. Essas mudanças climáticas podem ser observadas a partir do contraste entre os climas extremamente quentes (*greenhouse*) durante as OAEs e os períodos frios (*icehouse*) em que se formaram os CORBs. Neste estudo, conduzimos análises magnéticas de rocha de alta resolução para o intervalo de estudo no testemunho Poggio le Guaine (PLG) (Bacia de Umbria-Marche, Itália central), que compreende o *Cretaceous Oceanic Red Bed 1* (CORB1) e o Nível Selli (OAE1a). Portanto, técnicas de magnetismo ambiental foram usadas para investigar mudanças na concentração magnética, tamanho de grão e composição da transição OAE1a-CORB1 no testemunho PLG. Os parâmetros magnéticos obtidos neste estudo indicam um aumento do aporte de ferro eólico na forma de hematita, possivelmente de origem primária, durante o CORB1, bem como uma maior abundância de magnetita associada ao OAE1a.

PALAVRAS-CHAVE: transição OAE1a-CORB1; Aptiano; magnetismo ambiental

ABSTRACT

The Aptian corresponds to a period in which significant changes occurred in the paleogeography, paleobiology and geochemistry of the oceans, including anoxic events, as well as changes in the ocean-climate system plate tectonic dynamics and carbon cycle. Furthermore, from a paleomagnetic point of view, the Aptian is of great interest due to the significant changes in the geomagnetic field. These changes reflect the transition from a period with a high frequency of reversals to a period in which the Earth's magnetic polarity remained constant for ~35 Ma, named Cretaceous Normal Superchron (CNS). During the Aptian, there are also records of a significant increase in the average global temperature, in response to the increase in CO₂ concentration in the atmosphere due to intense volcanic activity. However, a period of decrease in global temperatures has also been reported towards the end of the Aptian. The presence of CORBs inserted between mid-Cretaceous OAEs suggests significant climatic and paleoceanographic changes. These climate changes can be observed from the contrast between the extremely warm climates (greenhouse) during the OAEs and the cold periods (icehouse) in which ORBs formed. In this study, we provide a high-resolution rock magnetic analyzes for the study interval at Poggio le Guaine (PLG) core (Umbria-Marche Basin, central Italy), which comprises Cretaceous Oceanic Red Bed 1 (CORB1) and the Selli Level (OAE1a). Therefore, environmental magnetism techniques were used to investigate changes in the magnetic concentration, grain size and composition of the OAE1a-CORB1 transition in the PLG core. The magnetic parameters obtained in this study indicate an increase in the supply of aeolian iron in the form of hematite, possibly of primary origin, during the CORB1, and a higher abundance of magnetite associated with the OAE1a.

KEY WORDS: OAE1a-CORB1 transition; Aptian; environmental magnetism

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO I:

Figura 1. Localização do testemunho Poggio le Guaine (PLG).	11
Figura 2. (a) Mapa geográfico contendo as principais estruturas e <i>fronts</i> orogênicos do Mediterrâneo Ocidental. As linhas pontilhadas indicam o limite entre as placas Adria e Africana. A estrela indica a localização da Figura 2b. (b) Reconstrução das placas tectônicas do Tétis e margens continentais adjacentes durante o Aptiano. LP - Placa Laurásia; AO - Oceano Atlântico; IP - Placa Ibérica; LO - Oceano Ligúria; PO - Oceano Piemonte; EA - Placa Eo-Alpina; Ap - Apúlia; AfP - Placa Africana; IS - Mar Jônico; UMb - Bacia Umbria-Marche. Extraído de Menichetti (2016).	13
Figura 3. Mapa geológico da área de Gubbio. As áreas pontilhadas indicam a localização dos afloramentos investigados por Menichetti (1991). Extraído de Menichetti (2016).	15
Figura 4. Quadro estratigráfico das Formações Maiolica e Marne a Fucoidi, englobando os marcadores litológicos e diferentes Membros, propostos por Coccioni <i>et al.</i> (1989). FI - Nível Faraoni; SI - Nível Selli; MNI - Nível do Monte Nerone; UI - Nível Urbino; As - Segmento Amedeus; PI - Nível Piali; OAE - Evento Anóxico Oceânico. Extraído de Menichetti (2016).	17
Figura 5. Arcabouço estratigráfico do testemunho PLG contendo as profundidades corrigidas de acordo com as medições de mergulho realizadas, as ocorrências de folhelhos negros ricos em matéria orgânica, os Eventos Anóxicos Oceânicos (OAEs) e os depósitos pelágicos avermelhados ricos em óxidos férricos (CORBs). Extraído de Coccioni <i>et al.</i> (2012).	19
Figura 6. Esquema ilustrativo da relação entre os grandes eventos ígneos e os OAEs. Modificado de Larson & Erba (1999).	20
Figura 7. Posição cronoestratiestratigráfica dos principais OAEs entre o Jurássico e o Cretáceo. Modificado de Jenkyns (2010).	21
Figura 8. Dados de isótopos estáveis de (a) $\delta^{13}\text{C}$ (roxo) e (b) $\delta^{18}\text{O}$ (laranja). As faixas cinza destacam os Níveis Selli, Wezel, Fallot, 113/Jacob e Kilian. A área em azul representa um registro de <i>Cold Snap</i> . Modificado de Leandro <i>et al.</i> (2022).	23
Figura 9. Registros de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_i$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ no PLG (Bacia Umbria-Marche). Modificado de Matsumoto <i>et al.</i> (2022).	25
Figura 10. Diagrama ternário para classificar CORBs. Modificado de Wang <i>et al.</i> (2009). ..	27
Figura 11. Modelo simplificado relacionando os OAEs do Cretáceo e os CORBs. Modificado de Wang <i>et al.</i> (2011).	28
Figura 12. Representação da NRM e das componentes	31
Figura 13. Ilustração esquemática da aquisição de magnetização em sedimentos. (a) Magnetização Remanente Depositional (DRM); (b) Magnetização Remanente Pós-	

deposicional (pDRM); e **(c)** Magnetização Remanente Pós-deposicional associada a Magnetização Remanente Biogeoquímica (BRM). Modificado de Roberts *et al.* (2013)..... 32

Figura 14. Curvas de histerese (M-H) de uma substância ferromagnética. Modificado de McElhinny & McFadden (2000)..... 35

Figura 15. Fotografias do testemunho e de amostras coletadas durante a perfuração do PLG. **(a)** Parte do testemunho com as marcações de profundidades. **(b)** Testemunho dividido, tendo sido o lado esquerdo arquivado e o direito destinado a pesquisas. **(c)** Porção central do lado direito, utilizado para obtenção de amostras paleomagnéticas. **(d)** Amostras paleomagnéticas com dimensões de, aproximadamente, 2 cm x 2 cm x 2 cm. Extraída de Savian *et al.* (2016).
..... 37

CAPÍTULO II:

Figure 1. Present day and global paleogeographic reconstruction for 121 Ma with the approximate position of the PLG record (red dot). The map was generated using a paleogeographic reconstruction created using the Ocean Drilling Stratigraphic Network website (GEOMAR, Kiel, Germany). 55

Figure 2. Integrated stratigraphy of the studied interval at PLG core. Stable isotope data for (a) $\delta^{13}\text{C}$ (purple) and (b) $\delta^{18}\text{O}$ (orange). The gray bands highlight the Selli, Wezel and Fallot levels. Modified from Leandro *et al.* (2022). 58

Figure 3. Changes in low-field magnetic susceptibility (χ), and rock magnetic properties (anhysteretic remanent magnetization, ARM; isothermal remanent magnetization, IRM at 900 mT; hard isothermal remanent magnetization, HIRM; S-ratio; and $K_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$) across the 17-m-thick studied PLG core. The magneto-biostratigraphy is from Coccioni *et al.* (2012), Savian *et al.* (2016), and Leandro *et al.* (2022). 62

Figure 4. Rock magnetic properties of the PLG core sediments. (a-c) Hysteresis curves for representative samples. (d-f) Isothermal remanent magnetization (IRM) acquisition curves for the same samples. 63

Figure 5. Magnetic hysteresis parameters from marine sediment PLG core represented on a plot of M_r/M_s versus H_{cr}/H_c (Day *et al.*, 1977). The data fields represent areas expected for single domain (SD), pseudo-single domain (PSD), and multi-domain (MD) magnetic particles. 64

Figure 6. Changes in the magnetic parameters in function of time. In gray the mainly ocean anoxic events (OAE1a, Wezel, Fallot) occurred in the lower Aptian. 68

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AGICO – *Advanced Geoscience Instruments Company*
ARM – *Anhysteretic Remanent Magnetization*
BIRM – *Beckfield Isothermal Remanent Magnetization*
BRM – *Biogeochemical Remanent Magnetization*
CNS – *Cretaceous Normal Superchron*
CORB – *Cretaceous Oceanic Red Beds*
CORE – Centro Oceanográfico de Registros Estratigráficos
DRM – *Depositional Remanent Magnetization*
FORC – *First-order Reversal Curve*
HIRM – *Hard Isothermal Remanent Magnetization*
IAG – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
IG – Instituto de Geociências
IO – Instituto Oceanográfico
IRM – *Isothermal Remanent Magnetization*
LIP – *Large Igneous Provinces*
MD – *Multi-domain*
NRM – *Natural Remanent Magnetization*
ODP – *Ocean Drilling Program*
OAE – *Oceanic Anoxic Event*
pDRM – *Pos-depositional Remanent Magnetization*
pIRM – *Partial Isothermal Remanent Magnetization*
PLG – *Poggio le Guaine*
PSD – *Pseudo-single domain*
SD – *Single Domain*
SIRM – *Saturation Isothermal Remanent Magnetization*
TOC – *Total Organic Carbon*
USP – Universidade de São Paulo
USPMag – Laboratório de Paleomagnetismo da Universidade de São Paulo
VSM – *Vibrating-sample Magnetometer*

SUMÁRIO

CAPÍTULO I: TEXTO INTEGRADOR.....	8
1. INTRODUÇÃO	9
1.1 Área de Estudo.....	11
1.2 Objetivos	11
2. ESTADO DA ARTE	12
2.1 Bacia Umbria-Marche: contexto tectono-estratigráfico.....	12
2.1.1 Formações Maiolica e Marne a Fucoidi.....	16
2.2 Testemunho Poggio le Guaine	18
2.3 Eventos Anóxicos Oceânicos (OAEs)	20
2.3.1 Assinaturas isotópicas relacionadas aos OAEs no PLG	22
2.4 Cretaceous Oceanic Red Beds (CORBs).....	26
2.5 Associação entre OAEs e CORBs	27
3. METODOLOGIA: FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	29
3.1 Magnetismo Ambiental.....	29
3.1.1 Concentração de Minerais Magnéticos	29
3.1.1.1 Susceptibilidade Magnética.....	29
3.1.1.2 Magnetização Remanente Natural (NRM).....	30
3.1.1.3 Magnetização Remanente Anisterética (ARM).....	32
3.1.1.4 Magnetização Remanente Isotérmica (IRM)	33
3.1.1.5 Razão-S	34
3.1.1.6 Razão HIRM.....	34
3.1.2 Tamanho de Grão das Partículas Magnéticas	35
3.1.2.1 Curvas de Histerese	35
4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	36
4.1 Amostragem e Preparação das Amostras.....	36
4.2 Medições de Magnetismo Ambiental.....	37
4.3 Análise Integrada dos Dados	38
5. RESULTADOS E DISCUSSÕES	39
6. CONCLUSÕES	41
Referências Bibliográficas.....	42
CAPÍTULO II: ARTIGO CIENTÍFICO	49
CAPÍTULO III: MATERIAL COMPLEMENTAR	80

ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação de mestrado está estruturada em um artigo submetido a revista *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.*, classificada nos estratos Qualis-CAPES como A1. Um “texto integrador” antecede o artigo. A estruturação desta dissertação compreende três capítulos, sendo o Capítulo I correspondente ao texto integrador, o Capítulo II ao artigo científico e o Capítulo III à materiais complementares. Cada capítulo abrange os seguintes temas:

CAPÍTULO I:

- Introdução contendo a área de estudo e objetivos deste trabalho;
- Estado da arte dos temas abordados;
- Metodologias abordando a fundamentação teórica dos métodos empregados;
- Materiais e métodos utilizados nesta pesquisa;
- Principais resultados e discussões;
- Conclusões;
- Referências bibliográficas.

CAPÍTULO II:

- Artigo científico (corpo principal da dissertação).

CAPÍTULO III:

- Materiais complementares (anexos).

CAPÍTULO I: TEXTO INTEGRADOR

1. INTRODUÇÃO

O Aptiano (121,4 – 113,2 Ma) é considerado um período de grande importância ocorrido durante o Cretáceo (Gradstein *et al.*, 2020; Leandro *et al.*, 2022), visto que corresponde a um intervalo de tempo ao longo do qual ocorreram drásticas mudanças na paleogeografia, paleobiologia e geoquímica dos oceanos, incluindo eventos de anoxia, bem como alterações no sistema oceano-clima, na dinâmica das placas tectônicas e no ciclo do carbono (Larson, 1991). Estudos sugerem que, durante esse período, ocorreu um aumento significativo na temperatura média global, em resposta ao aumento na concentração de CO₂ gerado por intensa atividade vulcânica (Arthur *et al.*, 1985; Wilson *et al.*, 2002). No entanto, um período de queda nas temperaturas globais também foi relatado no Aptiano Superior, denominado *Cold Snap*, possivelmente em resposta a períodos anóxicos dos oceanos (Mutterlose *et al.*, 2009).

Os Eventos Anóxicos Oceânicos (em inglês, *Oceanic Anoxic Events* – OAEs) foram caracterizados pelo aumento na produção e preservação de matéria orgânica. O acúmulo dessa matéria orgânica marinha está disposto na forma de folhelhos negros com alta concentração de material orgânico na sua composição (Jenkyns, 2010). Além disso, segundo Wang *et al.* (2009), as mudanças paleoceanográficas ocorridas durante o Cretáceo foram as principais responsáveis pela deposição de CORBs (em inglês, *Cretaceous Oceanic Red Beds*), que correspondem a fácies de depósitos pelágicos de águas profundas com teor extremamente baixo de carbono orgânico e alto teor de óxidos férricos. A presença de CORBs intercalados com os folhelhos negros característicos dos OAEs, pode refletir grandes mudanças paleoceanográficas e climáticas ocorridas nesse período. Essas mudanças ocorreram em resposta ao alargamento e aprofundamento das interconexões bacinais oceânicas, bem como ao aumento da circulação oceânica profunda e a diminuição das temperaturas globais (Wang *et al.*, 2011). Em oposição ao clima extremamente quente durante os OAEs, os CORBs sugerem períodos mais frios (Wang *et al.*, 2011).

Do ponto de vista paleomagnético, o Aptiano é de grande interesse devido as mudanças significativas no campo geomagnético. Tais mudanças refletem a transição de um período com alta frequência de reversões (Gradstein *et al.*, 2020) para um período em que a polaridade magnética da Terra se manteve constante por cerca de 35 Ma, chamado de Superchron Normal do Cretáceo (em inglês, *Cretaceous Normal Superchron* – CNS; ~83–121 Ma) (Opdyke & Channell, 1996).

Em 2010 foi realizada uma campanha de perfuração do testemunho Poggio le Guaine (PLG), situado na Itália central, que corresponde a uma seção de referência para o intervalo Aptiano-Albiano, em escala regional a global, por se tratar de uma seção contínua, completa e bem preservada, exposta na Bacia Umbria-Marche (Coccioni *et al.*, 2012; Leandro *et al.*, 2022; Matsumoto *et al.*, 2022). O PLG foi projetado com o intuito de melhor compreender as relações causais entre eventos geológicos, biogeoquímicos, oceanográficos e climáticos, bem como para fornecer um modelo de idade e uma curva de referência de paleointensidade magnética relativa, ambos com alta resolução, para o intervalo Aptiano-Albiano ao longo CNS (Savian *et al.*, 2016).

Em estudos paleoceanográficos e paleoclimáticos, há um crescimento na utilização do magnetismo ambiental, que se trata de uma subárea do paleomagnetismo, a qual engloba uma ampla gama de técnicas magnéticas que auxiliam na interpretação paleoambiental (Evans & Heller, 2003; Liu *et al.*, 2012). O magnetismo ambiental tem por princípio fundamental associar as propriedades magnéticas dos minerais aos processos ambientais que os controlam, tendo em vista que mudanças ambientais ocorrem ao longo de escalas de tempo variáveis e podem influenciar na deposição, transporte e reações diagenéticas dos sedimentos. Mais recentemente, avanços nas técnicas de magnetismo ambiental proporcionaram a identificação e a quantificação das variações magnéticas em depósitos sedimentares (Evans & Heller, 2003; Liu *et al.*, 2012).

Sendo assim, os avanços nas técnicas de magnetismo ambiental têm possibilitado a realização de interpretações mais contundentes acerca dos paleoambientes. A aplicação dessas técnicas para estudar os sedimentos depositados durante o Aptiano é de suma importância para auxiliar no entendimento de processos relacionados as mudanças paleoambientais ocorridas durante esse período. Portanto, nesta dissertação serão abordadas as principais técnicas de magnetismo ambiental utilizadas para melhor compreender tais mudanças registradas nas rochas sedimentares Aptianas do PLG.

1.1 Área de Estudo

A área de estudo do presente trabalho está localizada no cume de Monte Nerone, situado na Bacia Umbria-Marche, 6 km a oeste da cidade de Cagli, na Itália (Figura 1). Nesse local, em setembro de 2010, foi realizada a campanha de perfuração do testemunho PLG. Após investigações estratigráficas detalhadas, o PLG foi considerado uma seção de referência para o intervalo Aptiano-Albiano, em escala regional a global, por se tratar de uma seção completa, bem preservada e um registro contínuo de rochas pelágicas fossilíferas (Coccioni *et al.*, 1989, 1990, 2012; Savian *et al.*, 2016).



Figura 1. Localização do testemunho Poggio le Guaine (PLG).

1.2 Objetivos

Os objetivos desta dissertação são: (I) caracterizar a mineralogia magnética de parte do Aptiano no testemunho PLG; (II) determinar a variação dos parâmetros de magnetismo ambiental, com alta resolução, para melhor entender a transição OAE1a-CORB1.

2. ESTADO DA ARTE

A Bacia Umbria-Marche, na Itália central, é mundialmente conhecida por se tratar de uma das referências clássicas de sessões litoestratigráficas para períodos que compreendem desde o Jurássico até o Mioceno (Stampfli *et al.*, 2003). Sendo assim, o Estado da Arte desta dissertação irá abordar o contexto tectono-estratigráfico envolvendo a Bacia Umbria-Marche e o contexto geológico das Formações Marne a Fucoidi e Maiolica, nas quais está inserido o intervalo estudado, bem como informações relevantes acerca do testemunho PLG. Além disso, também serão apresentadas informações referentes aos Eventos Anóxicos Oceânicos (OAEs) e aos *Cretaceous Oceanic Red Beds* (CORBs), considerando a relevância de ambos para este trabalho.

2.1 Bacia Umbria-Marche: contexto tectono-estratigráfico

A abertura da bacia sedimentar Umbria-Marche (Mesozóica-Cenozóica), teve início no Triássico Superior em uma margem continental passiva no sul do Oceano Tétis Ocidental (Menichetti, 2016). Sua sucessão estratigráfica, com mais de 2000 metros de espessura, registra a história de subsidência térmica e mecânica desde as plataformas carbonáticas do Jurássico até os sedimentos pelágicos do Paleógeno (Cresta *et al.*, 1989).

Segundo Faccenna *et al.* (2004), os Apeninos Umbria-Marche formam o setor sul dos Apeninos do Norte e constituem parte do sistema de cadeias alpinas formadas como resultado de movimentos diferenciais entre as placas Africana e Europeia (Figura 2a). A área foi afetada por, pelo menos, três fases tectônicas principais: uma extensional no Mesozóico, uma compressional no Neógeno e outra fase extensional, no setor de Umbria, no Mioceno Superior e do Pleistoceno em diante (Menichetti & Pialli, 1986).

Desde o Mesozóico, a deformação ao longo dos limites da placa Adria evoluiu diacronicamente, passando por diferentes estágios de extensão (Stampfli *et al.*, 2002). Ainda no Mesozóico, na área do Mediterrâneo, o movimento relativo entre a África e a Eurásia ocorreu através de falhas transformantes sinistrais que segregavam o Oceano Tétis em diferentes domínios tectônicos (Menichetti, 2016) (Figura 2b). A partir do Triássico Inferior, a progressiva transgressão marinha de leste a oeste gerou as plataformas carbonáticas epicontinentais de águas rasas do Jurássico, bem como

as bacias euxínicas e evaporíticas (Bosellini, 2002). Além disso, a atividade tectônica transtensional afogou e rompeu várias plataformas carbonáticas nos Apeninos do Norte, com a conseqüente formação de bacias pelágicas com fácies carbonato-silicáticas (Santantonio & Carminati, 2011).

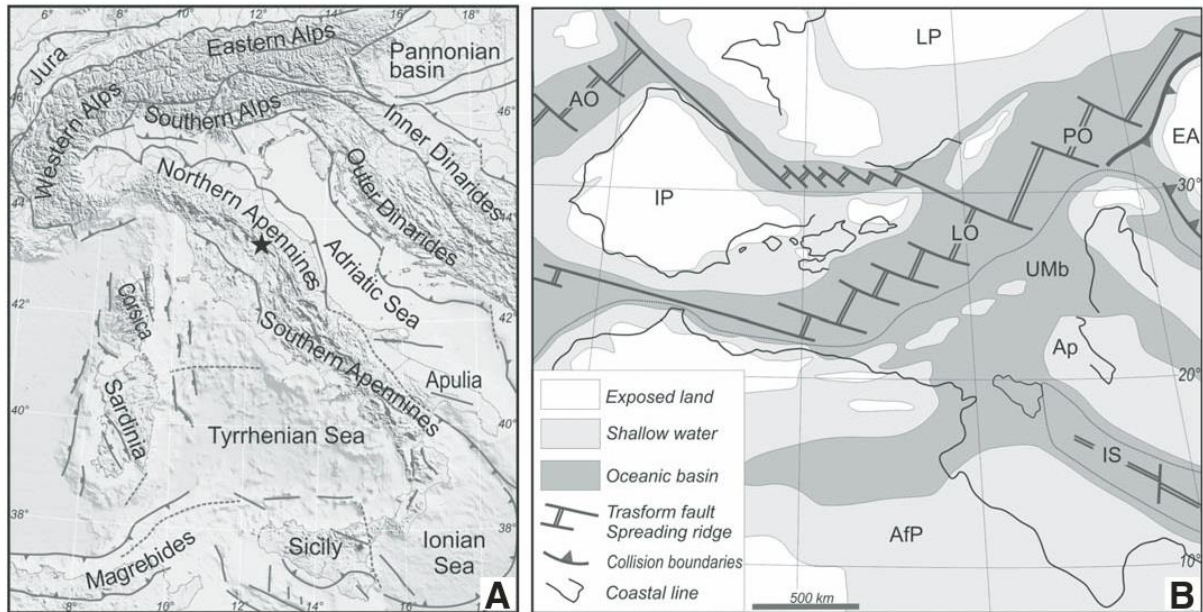


Figura 2. (a) Mapa geográfico contendo as principais estruturas e *fronts* orogênicos do Mediterrâneo Ocidental. As linhas pontilhadas indicam o limite entre as placas Adria e Africana. A estrela indica a localização da Figura 2b. **(b)** Reconstrução das placas tectônicas do Tétis e margens continentais adjacentes durante o Aptiano. LP - Placa Laurásia; AO - Oceano Atlântico; IP - Placa Ibérica; LO - Oceano Ligúria; PO - Oceano Piemonte; EA - Placa Eo-Alpina; Ap - Apúlia; AfP - Placa Africana; IS - Mar Jônico; UMb - Bacia Umbria-Marche. Extraído de Menichetti (2016).

De acordo com Bice & Stewart (1990), a deposição de evaporitos e dolomitos no Triássico Superior foi seguida pela formação de uma plataforma carbonática no Jurássico Inferior. Ao longo do Jurássico Inferior a Médio, a abertura do Oceano Tétis Alpino levou à separação da plataforma carbonática (Apeninos Centrais, região Latium-Abruzzi). No Triássico Superior – Jurássico Inferior, o regime extensional desencadeado por essa abertura é registrado na sucessão estratigráfica por mudanças no tipo de fácies e espessura do pacote sedimentar (Santantonio & Carminati, 2011). A Bacia Umbria-Marche foi diferenciada em altos estruturais e áreas bacinais mais profundas de espessuras variadas e fácies delimitadas por falhas Jurássicas (Menichetti, 1991; Galdenzi & Menichetti, 1999). A fase extensional terminou durante o Cretáceo Inferior, quando a deposição da Formação Maiolica

homogeneizava as fácies litológicas ao passo que mantinha as diferenças na batimetria entre os antigos altos e baixos estruturais. A sedimentação contínua seguiu através da deposição da Formação Marne a Fucoidi, no Aptiano Inferior, evoluindo para litotipos hemipelágicos caracterizados por carbonatos e margas com abundância de *cherts* (Cresta *et al.*, 1989).

A sequência dos Apeninos Umbria-Marche do Cretáceo é subdividida litologicamente em várias Formações e Membros com base nas mudanças de cor e no teor de carbonato, juntamente com a presença ou ausência de *cherts* e folhelhos negros ricos em matéria orgânica. De acordo com Cresta *et al.* (1989), a seguinte sequência, abrangendo cerca de 750 metros de espessura, pode ser reconhecida: Formação Maiolica (Hauteriviano Superior – Aptiano Inferior), Formação Marne a Fucoidi (Aptiano Inferior – Albiano Superior), Formação Scaglia Bianca (Albiano Superior – Turoniano Inferior) e Formação Scaglia Rossa (Turoniano Inferior – Lutetiano Inferior).

Embora caracterizada por uma sedimentação homogênea durante o Cretáceo, a bacia pelágica Umbria-Marche registra vários eventos tectono-sedimentares. Taludes são comuns, especialmente associados as falhas Jurássicas reativadas no Aptiano e Turoniano. Turbiditos carbonáticos, compostos exclusivamente por foraminíferos, também são muito comuns em toda a bacia, mas são particularmente abundantes no Cretáceo Superior (Bice *et al.*, 2007).

Segundo Menichetti (2016), a partir do Cretáceo Superior, o regime tectônico geral mudou e os eventos de deformação extensional foram seguidos pelo início de movimentos convergentes, que levaram ao fechamento do Oceano Tétis e a consequente colisão continental, afetando a margem de Adria. Diversos eventos deformacionais foram identificados na sucessão estratigráfica do Cretáceo no setor norte dos Apeninos de Marche. Nesse setor, a atividade tectônica é registrada na sucessão estratigráfica do Jurássico em diante, onde falhas normais de baixo ângulo moldaram as plataformas carbonáticas e levaram à subsidência da bacia (Galdenzi & Menichetti, 1999; Santantonio & Carminati, 2011).

Embora a atividade orogênica convergente tenha começado no Cretáceo Superior, o desenvolvimento do cinturão de dobramentos e cavalgamentos – *fold and thrust* (Boccaletti *et al.*, 1990; Patacca *et al.*, 2008) – dos Apeninos do Norte, começou no Oligoceno Superior e foi caracterizado pela convergência e posterior subducção da microplaca Adria, derivada da África. Desde então, com a expansão do Mar Tirreno,

a tectônica compressiva migrou para leste atingindo a área de Gubbio no final do

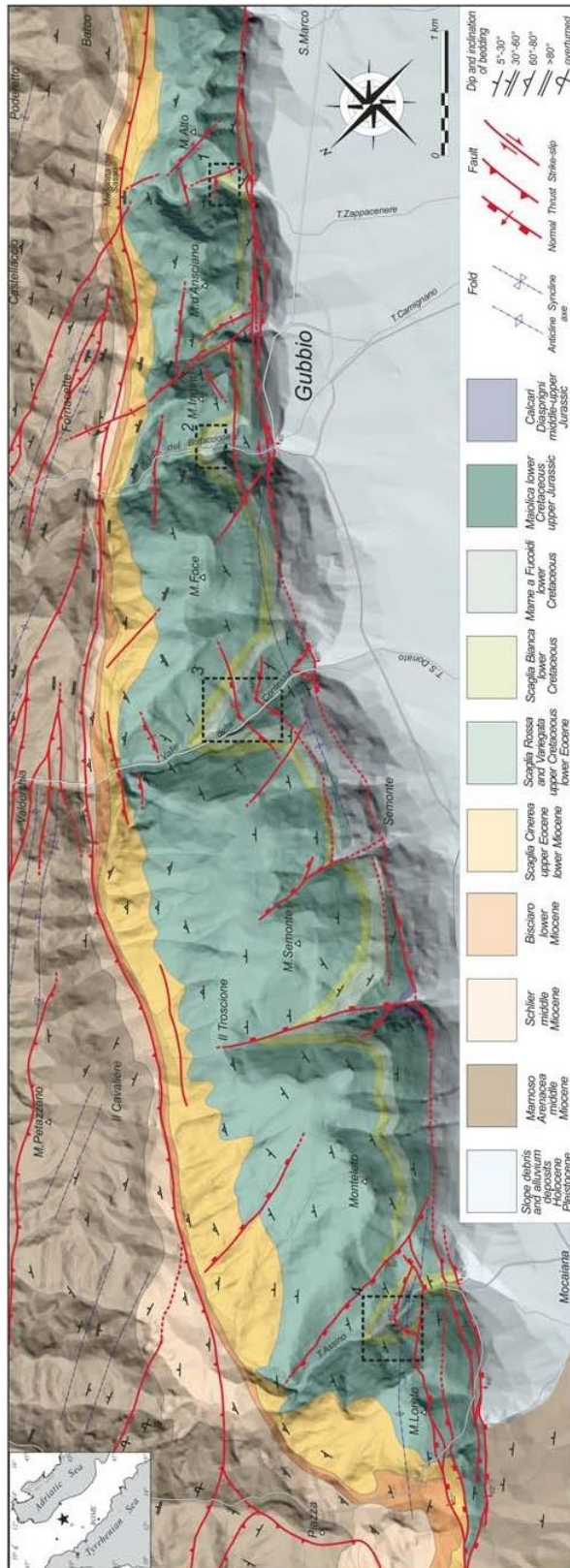


Figura 3. Mapa geológico da área de Gubbio. As áreas pontilhadas indicam a localização dos afloramentos investigados por Menichetti (1991). Extraído de Menichetti (2016).

Mioceno (Figura 3). Concomitantemente, uma fase tectônica extensional relacionada à abertura do Mar Tirreno afetou a região. Desde o Mioceno Médio a Superior até o Pleistoceno, a tectônica de Umbria-Marche caracterizou-se pela ocorrência de encurtamento no *foreland* e extensão no *hinterland*. Essa extensão continuou do Pleistoceno até os dias atuais, conforme registrado pelos sistemas de falhas normais perto de Gubbio, nos afloramentos Pré-Apeninos de Úmbria (Menichetti & Coccioni, 2013).

2.1.1 Formações Maiolica e Marne a Fucoidi

A Formação Maiolica (Hauteriviano Superior – Aptiano Inferior) é composta, essencialmente, por calcário micrítico uniforme de coloração branca a cinza, cujas camadas variam entre 10 e 150 cm de espessura, contendo nódulos de *chert* cinza a preto (Figura 4). Também ocorrem intercalações de camadas centimétricas de argila e de folhelhos negros ricos em matéria orgânica, cuja frequência e espessura aumentam em direção à Formação Marne a Fucoidi (Kuroda *et al.*, 2011). Em função da deformação sinsedimentar, a espessura da Formação Maiolica varia entre cerca de 220 metros no Bottaccione Gorge (Micarelli *et al.*, 1977) e 300 metros no Vale Contessa (Menichetti, 1991; Coccioni, 1996). O topo dessa Formação apresenta camadas características de *chert* preto, demarcando o limite estratigráfico com a Formação Marne a Fucoidi (Micarelli *et al.*, 1977).

A Formação Marne a Fucoidi (Aptino Inferior – Albiano Superior) apresenta camadas de 10 a 20 cm de espessura, cujas cores variam entre avermelhado, verde-oliva, marrom e acinzentado. Em resumo, as litologias dessa Formação (Figura 4) consistem em margas e margas calcárias alternadas ritmicamente com folhelhos negros ricos em matéria orgânica, calcários margosos e calcários cinza amarelados a cinza claro (Cai *et al.*, 2009). A espessura da Formação Marne a Fucoidi varia entre cerca de 90 metros no Vale Contessa e 60 metros em Bottaccione Gorge (Menichetti, 2016).

Com base nas litologias e cores predominantes, foram identificados seis Membros na Formação Marne a Fucoidi que, em escala regional, foram correlacionados em testemunhos e afloramentos (Coccioni *et al.*, 1990, 2012). Segundo Menichetti (2016), esses Membros são, do mais antigo ao mais recente, os seguintes (Figura 4): M1- calcários esverdeados, calcários margosos e o registro do Nível Selli (OAE1a) na porção inferior; M2- margas predominantemente avermelhadas e ocasionalmente cinza-esverdeadas alternadas, margas calcárias e uma única camada de folhelho negro rico em matéria orgânica (Nível 113/Jacob) na parte superior; M3- predomínio de argilitos castanho-escuros e argilitos margosos com abundantes folhelhos negros formando o Nível de Monte Nerone; M4- presença predominante de margas cinza-esverdeadas e, subordinadamente, de argilas e margas calcárias, com abundância de folhelhos negros; M5- predomínio de margas avermelhadas e, subordinadamente, de margas calcárias e calcários margosos com

raros folhelhos negros; M6- predomínio de margas calcárias esbranquiçadas e calcários margosos, com frequentes folhelhos negros ricos em matéria orgânica.

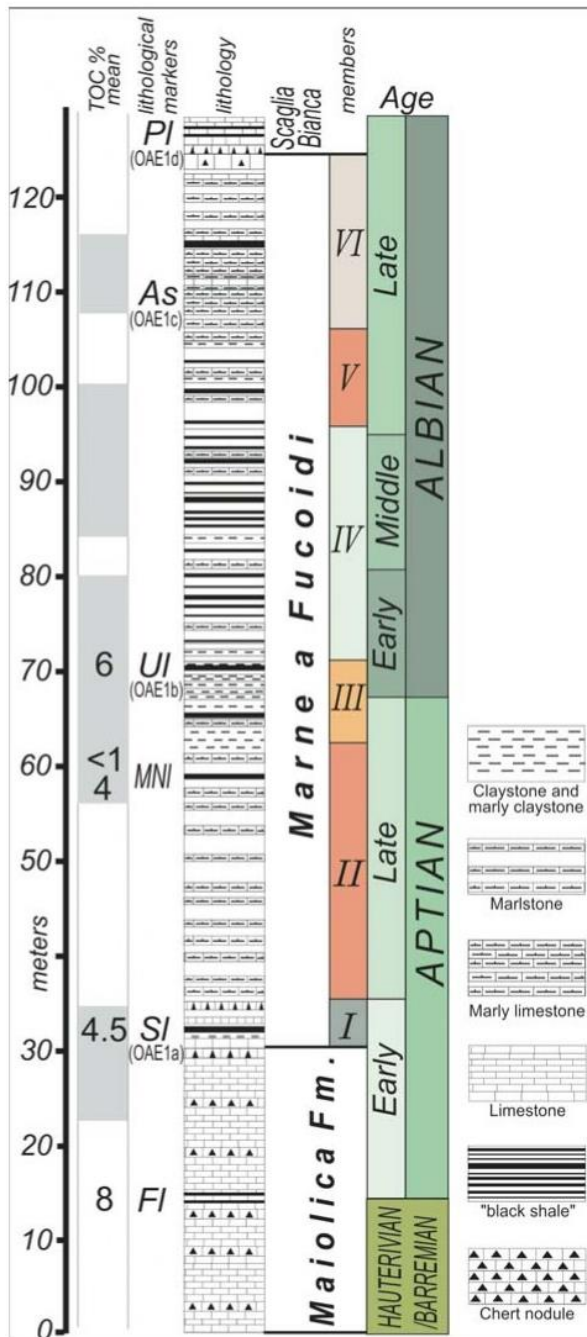


Figura 4. Quadro estratigráfico das Formações Maiolica e Marne a Fucoidi, englobando os marcadores litológicos e diferentes Membros, propostos por Coccioni *et al.* (1989). FI - Nível Faraoni; SI - Nível Selli; MNI - Nível do Monte Nerone; UI - Nível Urbino; As - Segmento Amedeus; PI - Nível Piali; OAE - Evento Anóxico Oceânico. Extraído de Menichetti (2016).

A porção superior da Formação Marne a Fucoidi é ainda mais ciclicamente estratificada, com calcários e margas (ciclotemas) associadas a flutuações no conteúdo de carbonato (Franceschi *et al.*, 2011). A frequência de camadas margosas diminui progressivamente em direção ao topo dessa Formação, dando lugar as finas camadas de calcário esbranquiçado com *cherts* cinzas da Formação Scaglia Bianca (Cai *et al.*, 2009).

A estrutura bioestratigráfica da Formação Marne a Fucoidi, bem como os folhelhos negros ricos em matéria orgânica nela contidos, foram bem definidos, integrando a bioestratigrafia de foraminíferos planctônicos (Coccioni *et al.*, 2016). Além disso, os maiores valores de susceptibilidade magnética e de magnetização remanente anisterética do PLG ocorrem nas litofácies dessa Formação (Leandro *et al.*, 2022).

2.2 Testemunho Poggio le Guaine

Em setembro de 2010, foi realizada a campanha de perfuração do testemunho Poggio le Guaine (PLG), situado na Bacia Umbria-Marche. O PLG é considerado uma seção de referência para o intervalo Aptiano-Albiano, em escala regional a global, por se tratar de uma seção completa, bem preservada e um registro contínuo de rochas pelágicas fossilíferas (Coccioni *et al.*, 1989, 1990, 2012; Savian *et al.*, 2016).

O testemunho, obtido com 100% de recuperação, apresenta comprimento total de 98,72 metros e diâmetro de 8 cm. Contudo, considerando as medições de mergulho, a espessura corrigida da seção perfurada é de 96,02 metros, sendo que 82,53 metros correspondem à Formação Marne a Fucoidi, 3,51 metros correspondem à Formação Maiolica e 9,98 metros correspondem a Formação Scaglia Bianca. O PLG abrange desde o Barremiano Superior até o limite Albiano-Cenomaniano, incluindo a Formação Marne a Fucoidi, a transição inferior para a Formação Maiolica e a transição superior para a Formação Scaglia Bianca (Coccioni *et al.*, 2012).

O PLG foi subdividido em vinte e três unidades litológicas (Coccioni, 1996) com base no padrão de cores e no teor de carbonato de cálcio, bem como na ocorrência de folhelhos negros, *cherts* e camadas ricas em radiolários (Coccioni *et al.*, 1989, 1990). As Unidades 1, 2, 3 e a parte superior da Unidade 4, correspondem à Formação Scaglia Bianca. O intervalo compreendido entre a parte inferior da Unidade 4 e a parte superior da Unidade 23, corresponde à Formação Marne a Fucoidi. A Formação Maiolica abrange a maior parte da Unidade 23 (Figura 5).

Foram registrados no testemunho um total de 240 camadas de folhelhos negros e margas, milimétricas a decimétricas, ricas em matéria orgânica. Algumas dessas camadas registram os Eventos Anóxicos Oceânicos (OAE) 1a, 1b, 1c e 1d (Figura 5), ou seja, o Nível Selli (OAE1a, ~124 Ma; Herrle *et al.*, 2004), o Nível Jacob, o Nível Kilian, o Nível Monte Nerone, o Nível Urbino (OAE1b, ~110 – 113 Ma; Herrle *et al.*, 2004), o Segmento Amadeus (parte do OAE1c, ~105 Ma; Herrle *et al.*, 2004) e o Nível Piali (OAE1d, ~100,5 Ma; Herrle *et al.*, 2004). Os Níveis Noir e Fallot são interpretados como equivalentes regionais de OAEs amplamente distribuídos (Herrle *et al.*, 2004). Além disso, também foram registrados sete intervalos predominantemente avermelhados (Figura 5), correlacionados àqueles identificados como *Cretaceous Oceanic Red Beds* (CORBs) na sucessão Aptiano-Albiana da Bacia Umbria-Marche (Hu *et al.*, 2005).

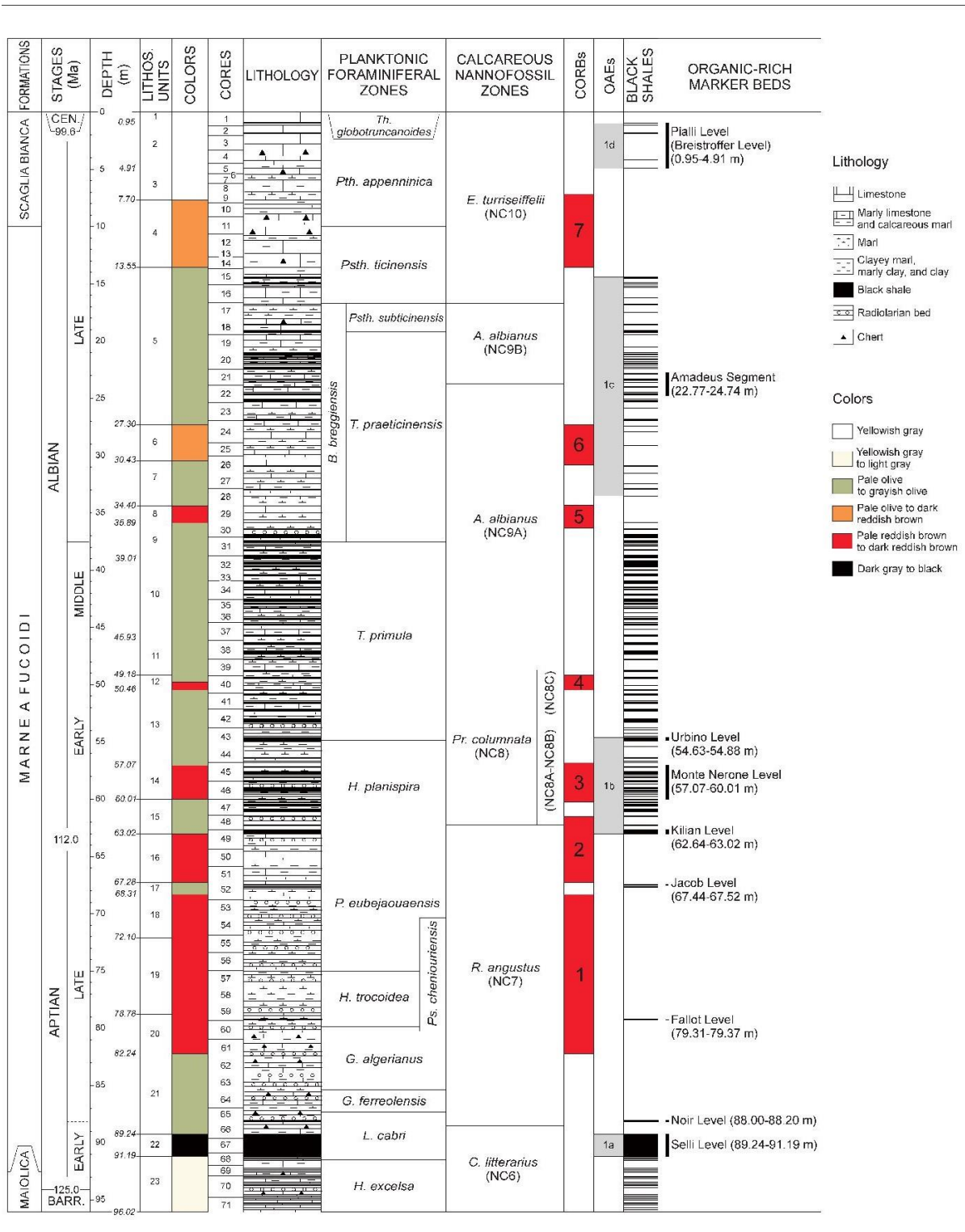


Figura 5. Arcabouço estratigráfico do testemunho PLG contendo as profundidades corrigidas de acordo com as medições de mergulho realizadas, as ocorrências de folhelhos negros ricos em matéria orgânica, os Eventos Anóxicos Oceânicos (OAEs) e os depósitos pelágicos avermelhados ricos em óxidos férricos (CORBs). Extraído de Coccioni *et al.* (2012).

2.3 Eventos Anóxicos Oceânicos (OAEs)

Os OAEs (em inglês, *Oceanic Anoxic Events*), cujo conceito foi introduzido por Schlanger & Jenkyns (1976), correspondem a intervalos temporais nos quais a concentração de oxigênio nos oceanos foi de baixa a inexistente. Tais eventos estão relacionados a importantes alterações paleoceanográficas e climáticas ocorridas no planeta, observadas a partir de perturbações expressivas no ciclo global de carbono. Os OAEs são definidos a partir da associação de níveis relativamente altos de Carbono Orgânico Total (em inglês, *Total Organic Carbon – TOC*) em conjunto com uma excursão positiva do sinal isotópico de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) (Jenkyns, 2010).

Eventos vulcânicos maciços relacionados à formação de grandes platôs basálticos, denominados de LIPs (em inglês, *Large Igneous Provinces*), são associados as perturbações ambientais ocorridas no Cretáceo (Leckie *et al.*, 2002). De acordo com Larson & Erba (1999), os grandes eventos ígneos estariam associados ao aumento nas concentrações de CO_2 e de metais hidrotermais – tais como ferro, cobre, níquel e zinco (Figura 6). Altas concentrações desses metais geram um aumento na produtividade biológica, elevando o teor de matéria orgânica e, dessa forma, favorecem a formação de folhelhos negros. Já as grandes concentrações de CO_2 , devido à intensa atividade vulcânica, são responsáveis por aumentar a temperatura e os níveis pluviométricos, ocasionando um aumento no aporte de nutrientes do continente em direção aos oceanos, o que também contribui para a formação dos folhelhos negros ricos em matéria orgânica característicos dos OAEs.

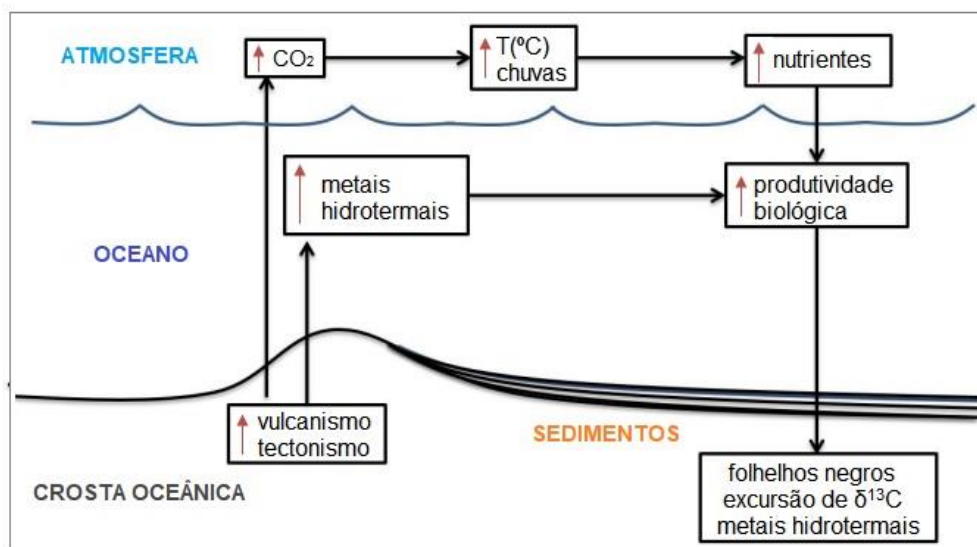


Figura 6. Esquema ilustrativo da relação entre os grandes eventos ígneos e os OAEs. Modificado de Larson & Erba (1999).

Originalmente, os OAEs foram definidos com base em critérios litológicos aplicados a dois intervalos do Cretáceo que compreendem os limites Aptiano-Albiano (OAE1) e Cenomaniano-Turoniano (OAE2). Posteriormente, identificou-se a ocorrência dos eventos ocorridos durante o Coniaciano-Santoniano (OAE3) e Toarciano (T-OAE) (Jenkyns, 1980). Com a evolução dos estudos estratigráficos e métodos de datação, o extenso OAE1 foi subdividido em eventos, enquanto os OAE2, OAE3 e T-OAE foram definidos com maior acurácia (Jenkyns, 1999). Segundo Jenkyns (2010), dentre os eventos anóxicos responsáveis por gerar alterações significativas na química dos oceanos, estão inclusos os seguintes (Figura 7): T-OAE (~183 Ma; Posidonienschiefer), OAE1a (~120 Ma; Selli), OAE1b (~111 Ma; Paquier) e C/T OAE ou OAE2 (~93 Ma; Bonarelli).

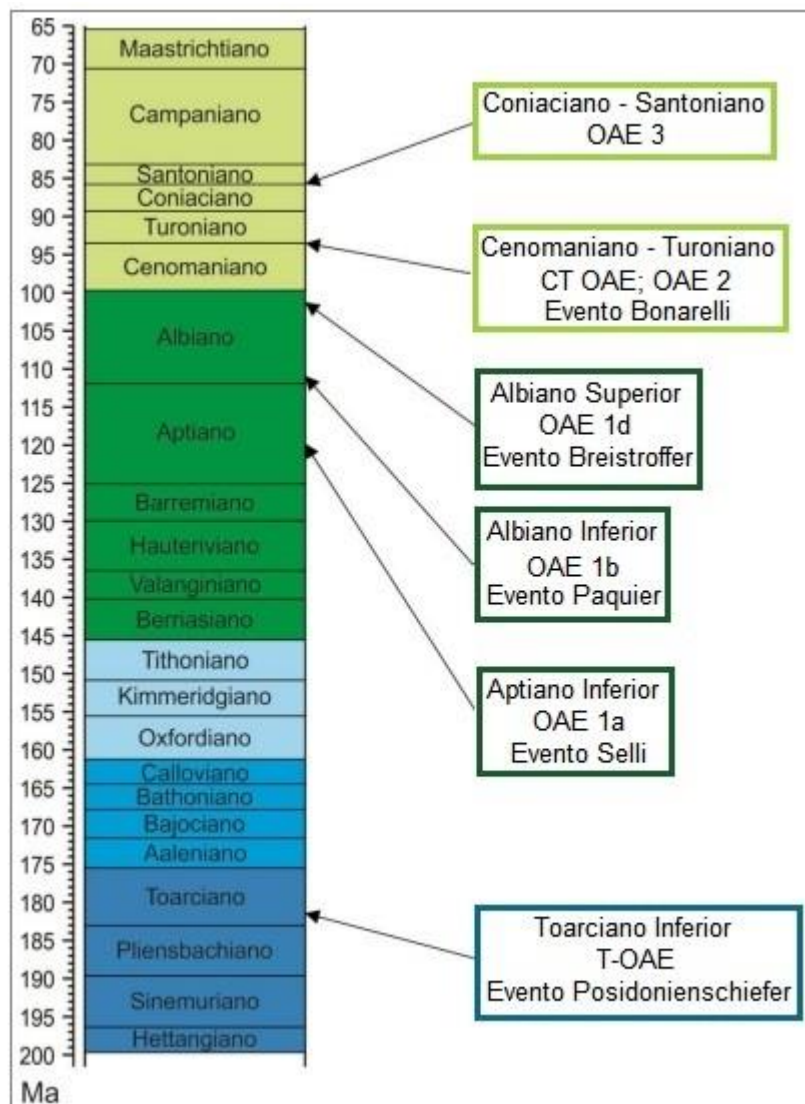


Figura 7. Posição cronoestratigráfica dos principais OAEs entre o Jurássico e o Cretáceo. Modificado de Jenkyns (2010).

2.3.1 Assinaturas isotópicas relacionadas aos OAEs no PLG

Grande parte dos estudos paleoambientais e paleomagnéticos concentram-se em OAEs bem documentados, tais como o OAE1a (relacionado ao Nível Selli) e 1b (relacionado aos Níveis Jacob e Kilian), enquanto pouco se sabe sobre os níveis de folhelhos negros intercalados entre eles. Sendo assim, Leandro *et al.* (2022) realizaram uma análise cicloestratigráfica do testemunho PLG que compreende um registro completo da Bacia Umbria-Marche, fornecendo dados de isótopos estáveis de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) e carbono ($\delta^{13}\text{C}$), que corroboram para um melhor entendimento dos níveis de folhelhos negros Aptiano-Albianos (Figura 8).

Segundo Leandro *et al.* (2022), no Aptiano os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam significativamente entre 1,47 e 4,82‰ e os valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre -4,22 e -0,60‰, sendo que os valores mais altos de $\delta^{18}\text{O}$ foram interpretados como um registro de *Cold Snap*. Além disso, a excursão negativa do $\delta^{13}\text{C}$ em C3 (1,47‰) seguida por uma excursão positiva em C4-C6 (até 4,44‰) indicaram o OAE1a (Figura 8).

Ainda de acordo com esses autores, os primeiros sedimentos aptianos são marcados pelos horizontes de folhelhos negros do Nível Selli (OAE1a), que ocorre na base do testemunho PLG (91,19 - 89,24 m; Coccioni *et al.*, 2012; Savian *et al.*, 2016), caracterizados pelo aumento de carbono orgânico total e por excursões de $\delta^{13}\text{C}$ negativas acentuadas (C3) e positivas amplas (C4-C6). O PLG também apresenta o Nível Wezel, anteriormente identificado como Nível Noir, localizado entre 88,2 e 88 metros do testemunho, ocorrendo dentro da zona isotópica C7/Ap7, na qual apresenta uma ligeira excursão isotópica negativa de 4,33‰ para 3,65‰. O Nível Fallot, situado entre 79,37 e 79,31 metros do testemunho, pertence a zona isotópica C8/Ap9-Ap11. O Nível 113/Jacob, considerado a expressão sedimentar do subevento mais antigo do OAE1b, ocorre entre as profundidades 67,52 a 67,44 m do testemunho, e é marcado por um pico positivo de 4,16‰, diminuindo posteriormente para 3,26‰ na zona isotópica C10/Ap15. O Nível Kilian ocorre na zona isotópica C11/Ap16-Ap18, entre 63,02 e 62,64 m do testemunho, e é representado por um folhelho negro mal laminado (Figura 8).

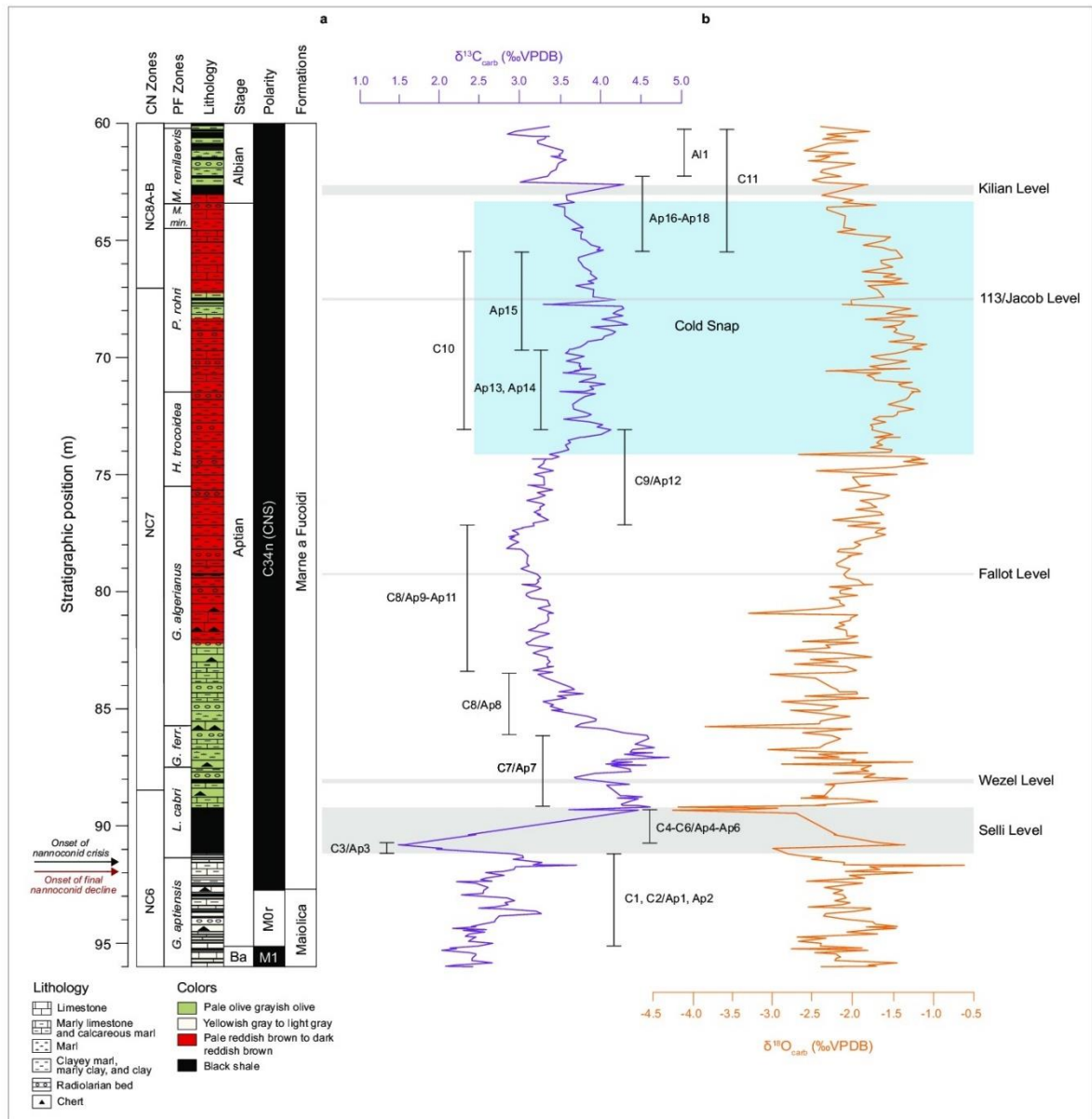


Figura 8. Dados de isótopos estáveis de (a) $\delta^{13}\text{C}$ (roxo) e (b) $\delta^{18}\text{O}$ (laranja). As faixas cinza destacam os Níveis Selli, Wezel, Fallot, 113/Jacob e Kilian. A área em azul representa um registro de *Cold Snap*. Modificado de Leandro *et al.* (2022).

Matsumoto *et al.* (2022) forneceram um registro isotópico contínuo de Os, que cobre todos os OAEs do Cretáceo Médio, a partir da integração de dados próprios e de estudos anteriores, os quais se utilizaram de registros sedimentares do PLG e do sítio 763 do ODP (em inglês, *Ocean Drilling Program*). Nesse estudo, com base na geoquímica orgânica e em dados isotópicos, os autores propõem classificar os OAEs do Cretáceo Médio em eventos induzidos por vulcões (por exemplo, OAE1a, Nível Wezel, Nível Fallot e EOA 2) e eventos induzidos por monções (OAE1c e OAE1d).

No PLG o registro de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_i$ varia, de modo geral, entre 0,37 e 0,75. Os dados isotópicos de Os no Cretáceo Médio revelam que mudanças não radiogênicas,

correspondentes a valores mais baixos, ocorreram durante o Aptiano Inferior a Médio, Albiano Superior e no final do Cenomaniano, enquanto mudanças radiogênicas ocorreram no limite Aptiano-Albiano e no Cenomaniano (Figura 9). Tendo em vista que a razão isotópica de Os marinho ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_i$) representa o equilíbrio entre a entrada de Os não radiogênico, proveniente do manto e de material extraterrestre, e a entrada de Os radiogênico, proveniente de material continental, essas variações isotópicas refletem mudanças nos fluxos de Os dessas fontes (Matsumoto *et al.*, 2022).

O início dos principais OAEs do Cretáceo (OAE1a, Nível Wezel, Nível Fallot e OAE2) correspondem a mudanças isotópicas não radiogênicas de Os, o que é compatível com a sincronidade entre os OAEs e o vulcanismo submarino ocorrido nesse período. Durante os OAEs, essas mudanças são frequentemente acompanhadas por excursões isotópicas negativas de carbono, sugerindo que os eventos vulcânicos forneceram CO_2 derivado do manto com valores isotópicos de carbono negativos (Percival *et al.*, 2021).

No Barremiano Superior, de acordo com Matsumoto *et al.* (2022), a razão isotópica $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_i$ exibe valores relativamente radiogênicos ($\sim 0,6 - 0,7$), porém, nos folhelhos negros do Aptiano Inferior a Médio (Níveis de Selli, Wezel e Fallot), exibe quedas acentuadas em torno de $0,2 - 0,36$ (Figura 9). Essa alteração isotópica pode ter sido desencadeada pela entrada maciça de Os não radiogênico, derivado do manto, através da atividade hidrotermal associada a formação de LIPs. Durante a OAE1b, os valores de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_i$ mostram uma mudança radiogênica de $0,5$ para $0,7$ (Figura 9), interpretada como um indicativo de intemperismo continental mais elevado, desencadeado pelo aumento da temperatura global. No OAE1c, os dados de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_i$ exibem duas excursões não radiogênicas (Figura 9), que podem ter sido ocasionadas em função da atividade hidrotermal associada à formação dos platôs oceânicos. Após o OAE1c, os valores de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_i$ mudam gradualmente para mais radiogênicos ($\sim 0,7$), o que pode refletir o enfraquecimento da atividade hidrotermal. Durante OAE1d, os valores de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_i$ não mostram flutuações significativas, o que sugere a ausência de intenso vulcanismo submarino. Valores estáveis de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_i$ radiogênicos durante o Cenomaniano ($\sim 0,7$) foram seguidos por uma queda repentina logo abaixo do OAE2 (Matsumoto *et al.*, 2022).

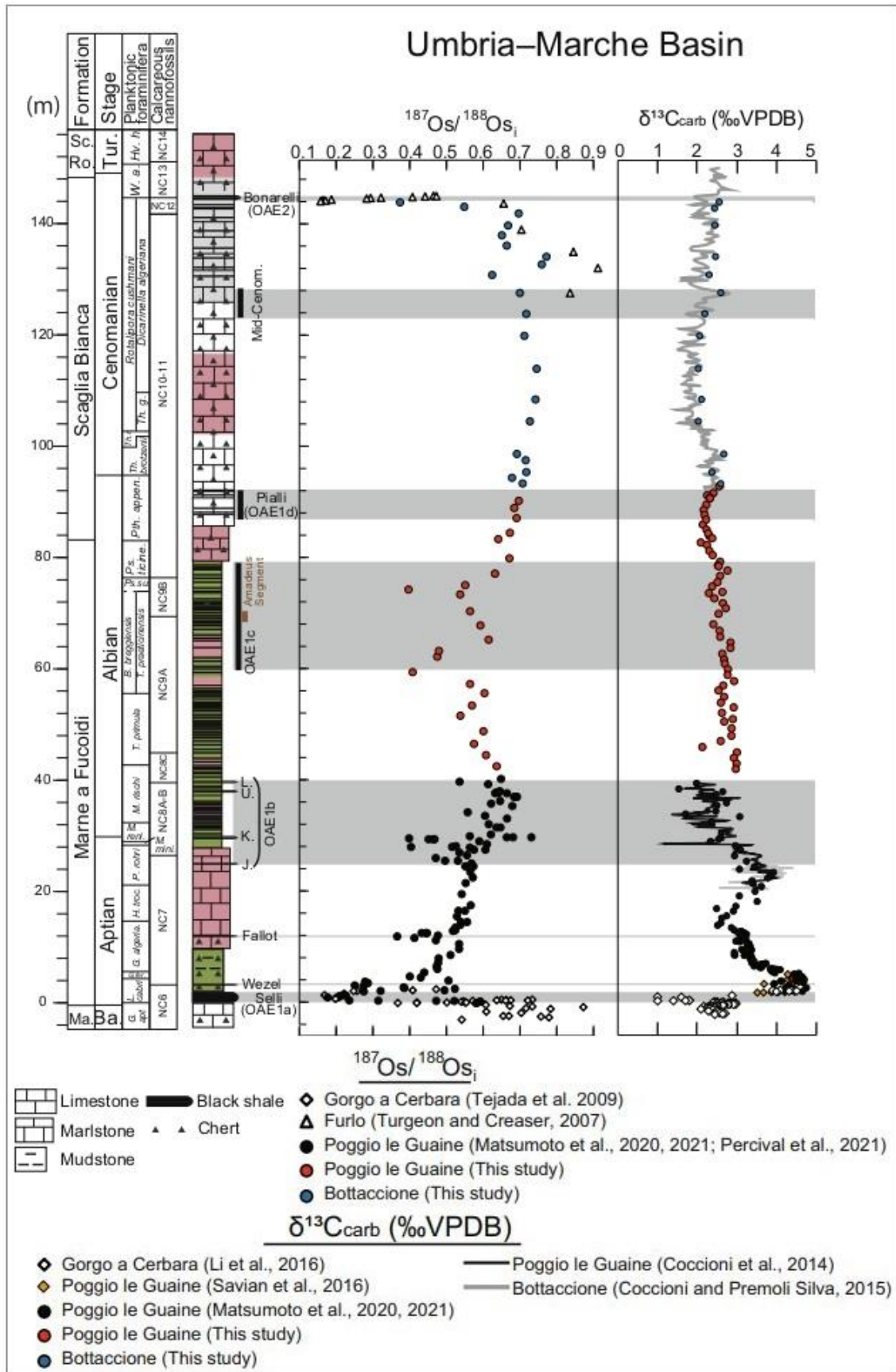


Figura 9. Registros de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_i$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ no PLG (Bacia Umbria-Marche). Modificado de Matsumoto et al. (2022).

2.4 Cretaceous Oceanic Red Beds (CORBs)

Os CORBs (em inglês, *Cretaceous Oceanic Red Beds*) correspondem a rochas pelágicas de coloração avermelhada formadas em ambiente marinho profundo durante o Cretáceo. As características geoquímicas mais significativas dos CORBs são o enriquecimento em óxidos férricos, bem como a depleção de carbono orgânico, geralmente inferior a 0,1%, e de nutrientes sensíveis a condições *redox*. Esses fatores indicam que os CORBs foram depositados em ambientes marinhos oligotróficos, com alta oxigenação e baixa produtividade (Wang *et al.*, 2009).

Segundo Wang *et al.* (2009), a ampla distribuição de CORBs está relacionada, principalmente, ao paleoclima, a paleogeografia, a correntes oceânicas e ao fluxo de nutrientes. Isso porque o desenvolvimento da configuração paleogeográfica e o resfriamento climático do Cretáceo favoreceram o aumento da oxigenação oceânica profunda. Além disso, o comportamento de nutrientes sensíveis a condições *redox*, como o fósforo, estimulou ainda mais o desenvolvimento de condições oligotróficas, causando baixa produtividade nos oceanos.

A relação entre as excursões de isótopos de carbono e as ocorrências de CORBs não é tão clara quanto para os OAEs, nos quais excursões positivas significativas indicam intenso soterramento de carbono orgânico (Jenkyns *et al.*, 1994). Isso pode se dar, em partes, ao fato de que os CORBs são mais diacrônicos e duram mais tempo do que as OAEs (Hu *et al.*, 2005). No entanto, diversas excursões negativas de isótopos de carbono foram documentadas nos CORBs (Wang *et al.*, 2011).

Os afloramentos de CORBs do Cretáceo Médio (Aptiano-Cenomaniano) estão bem expostos na Bacia Umbria-Marche (Wang *et al.*, 2011). Foram identificados, nesse período, sete intervalos predominantemente avermelhados (CORBs) no testemunho PLG, correlacionados àqueles identificados na sucessão Aptiano-Albiana da Bacia Umbria-Marche (Figura 5; Hu *et al.*, 2005). Nessa Bacia, o intervalo mais antigo (CORB1) corresponde ao Aptiano Superior e está situado logo acima do Nível Selli, enquanto o mais recente é do Cenomaniano Médio (CORB8). O CORB1, cuja duração ainda é discutida (~4,54 Ma segundo Hu *et al.*, 2005 e ~2,89 Ma segundo Leandro *et al.*, 2022), além de ser o mais antigo também corresponde ao intervalo mais longo, enquanto o mais curto foi o CORB4, no Albiano Médio, com duração de apenas ~0,13 Ma (Hu *et al.*, 2005).

A cor vermelha dos CORBs, de acordo com estudos mineralógicos, quer sua litologia seja folhelho, margá ou calcário, se dá pela presença de hematita

microscópica, muito finamente dispersa (Wang *et al.*, 2009). Os CORBs podem ser classificados de acordo com um diagrama ternário (Figura 10), baseado na concentração final de argila, carbonato e *chert* (Stow *et al.*, 1996).

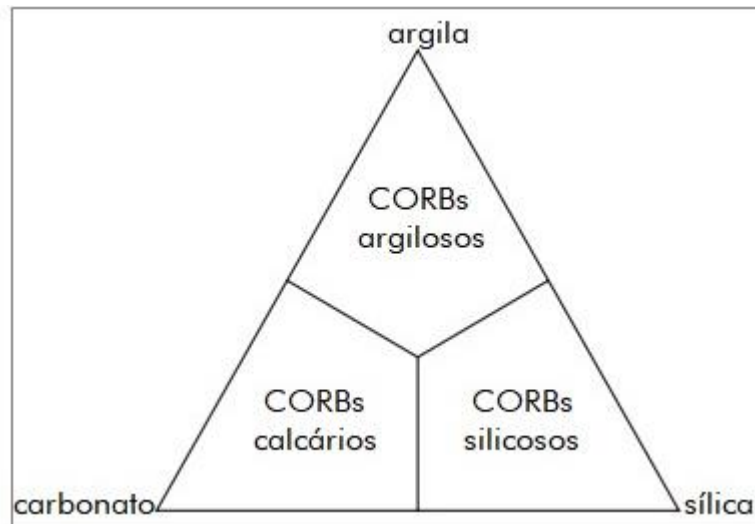


Figura 10. Diagrama ternário para classificar CORBs. Modificado de Wang *et al.* (2009).

2.5 Associação entre OAEs e CORBs

A presença de CORBs intercalados com os folhelhos negros do Cretáceo Médio, característicos dos OAEs, pode refletir grandes variações paleoceanográficas e climáticas ocorridas nesse período. Em oposição ao clima extremamente quente durante os OAEs, os CORBs sugerem períodos mais frios. No entanto, tais oscilações do clima raramente foram consideradas na modelagem climática do Cretáceo e do ciclo global de carbono (Wang *et al.*, 2011). Além disso, de modo geral, excursões positivas de isótopos de carbono estão associadas aos folhelhos negros típicos dos OAEs, enquanto excursões negativas relacionam-se aos CORBs (Wang *et al.*, 2005).

Segundo Wang *et al.* (2011), as mudanças paleoceanográficas envolvidas na transição entre a deposição de folhelhos negros ricos em matéria orgânica (OAEs) e de depósitos pelágicos avermelhados ricos em óxidos férricos (CORBs), ocorreram em resposta ao alargamento e aprofundamento das interconexões baciais oceânicas, bem como ao aumento da circulação oceânica profunda e à diminuição das temperaturas globais. Durante o Fanerozóico, o clima global oscilou entre períodos quentes (*greenhouse*) e frios (*icehouse*). A redução da atividade vulcânica no fundo oceânico e o soterramento de grandes quantidades de carbono orgânico,

são entendidas como as principais causas da diminuição do CO₂ atmosférico que levou ao resfriamento global. O último evento anóxico Cenomaniano (OAE2), por exemplo, resultou no soterramento de uma grande quantidade de carbono orgânico, causando depleção significativa de CO₂ no sistema oceano-atmosférico. As condições de deposição pós-OAE2 mudaram drasticamente, tendo em vista que a deposição de folhelhos negros foi substituída pelos CORBs, amplamente distribuídos (Wang *et al.*, 2011).

Wang *et al.* (2011), realizaram uma revisão acerca dos OAEs e CORBs e propuseram a hipótese de que a deposição de CORBs foi uma possível consequência dos OAEs do Cretáceo (Figura 11). De acordo com esses autores, o soterramento elevado de carbono orgânico e pirita durante os OAEs (principalmente o OAE1a e o OAE2), teria resultado em uma grande e abrupta queda na concentração de CO₂ atmosférico. A diminuição da pressão parcial de CO₂ (pCO₂) provavelmente induziu um resfriamento climático global significativo. Além disso, a redução da atividade vulcânica nos oceanos também se trata de um dos possíveis fatores que contribuiu para o resfriamento global após os OAEs (Larson, 1991). O resfriamento global teria potencializado a formação de águas profundas mais frias, aumentando sua capacidade oxidante em função do maior teor de oxigênio dissolvido, propiciando, assim, a formação de CORBs (Wang *et al.*, 2011).

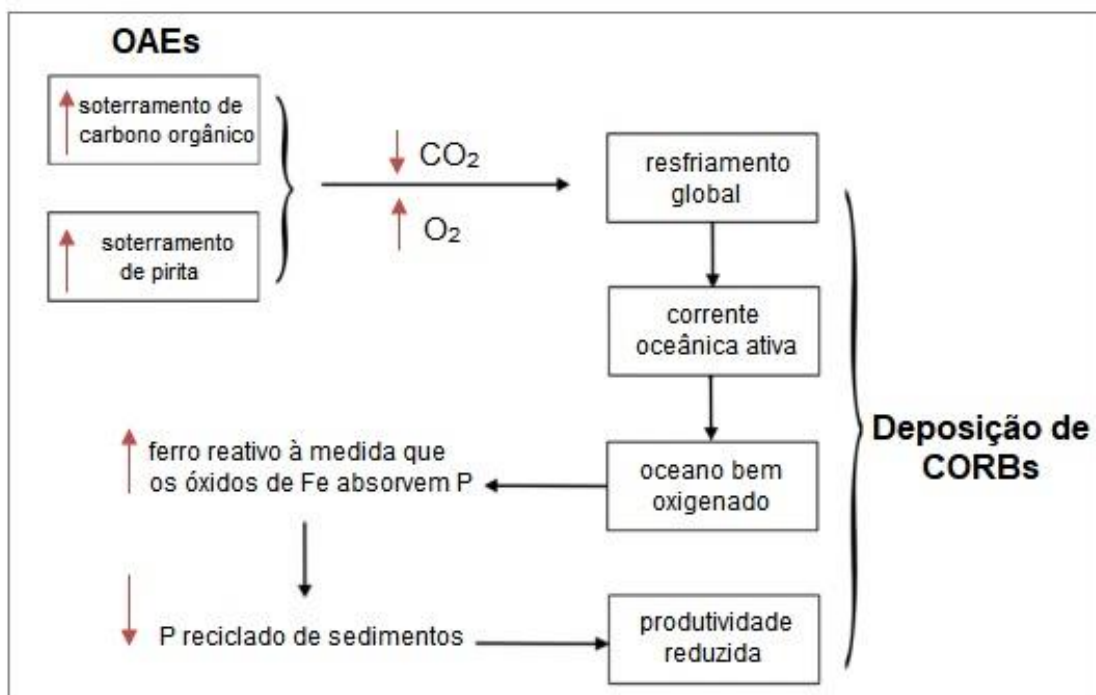


Figura 11. Modelo simplificado relacionando os OAEs do Cretáceo e os CORBs. Modificado de Wang *et al.* (2011).

3. METODOLOGIA: FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

O magnetismo ambiental possui parâmetros que auxiliam na caracterização dos paleoambientes, tendo em vista que as propriedades magnéticas dos minerais são altamente sensíveis a diversos processos e que as mudanças ambientais, incluindo as climáticas, podem influenciar o modo de transporte e deposição dos sedimentos (Lowrie, 2007). Sendo assim, a metodologia deste estudo irá abordar a fundamentação teórica acerca do magnetismo ambiental e de seus principais parâmetros, embasada, essencialmente, nos livros de Evans & Heller (2003), Kodama (2012) e Liu *et al.* (2012), os quais compõem a base para o estudo de magnetismo ambiental.

3.1 Magnetismo Ambiental

O magnetismo ambiental tem como princípio fundamental associar as propriedades magnéticas da assembleia mineralógica aos processos ambientais que as controlam. A relação entre as propriedades magnéticas dos minerais e a mineralogia magnética, associada as mudanças na concentração, tamanho ou formato de grão, configuram a base do magnetismo ambiental (Liu *et al.*, 2012).

Os parâmetros de magnetismo ambiental, que se baseiam em propriedades magnética mensuradas com técnicas modernas, determinam as propriedades magnéticas em rochas sedimentares ou sedimentos. Esses parâmetros correspondem a concentração de minerais magnéticos, tamanho de grão das partículas magnéticas e mineralogia magnética (Evans & Heller, 2003; Liu *et al.*, 2012).

3.1.1 Concentração de Minerais Magnéticos

3.1.1.1 Susceptibilidade Magnética

A susceptibilidade magnética (χ) de um material é uma das propriedades magnéticas mais utilizadas no paleomagnetismo. Esse importante parâmetro é definido como a razão entre a resposta magnética de um material, ou magnetização induzida (J_i), e o campo magnético aplicado (H), conforme a equação 1:

$$\chi = \frac{J_i}{H} \quad (1)$$

De acordo com Kodama (2012), a susceptibilidade magnética corresponde a magnetização induzida decorrente da aplicação de um campo magnético de baixa intensidade em uma amostra, sendo utilizada para estabelecer a concentração de minerais magnéticos presentes na mesma. A partir desse parâmetro, é possível classificar o comportamento magnético dos minerais em três classes principais: diamagnetismo, paramagnetismo e ferromagnetismo. Materiais diamagnéticos, como o quartzo e os carbonatos, têm susceptibilidade baixa e negativa, enquanto os materiais paramagnéticos, como a biotita e grande parte das argilas, têm susceptibilidade baixa e positiva – em ambos os casos a susceptibilidade é constante. Já os materiais ferromagnéticos, como a hematita e a magnetita, têm fortes propriedades magnéticas e susceptibilidades altas e positivas – nesse caso, os valores de susceptibilidade não são constantes, sendo nulos após a completa saturação da magnetização induzida. Cabe aqui salientar que, na natureza, não existem materiais com comportamento ferromagnético, porém a estrutura cristalina de alguns minerais magnéticos possibilita, em escala molecular, uma interação entre os momentos magnéticos. Tal interação é capaz de conferir propriedades ferrimagnéticas ou antiferrimagnéticas ao mineral, fazendo com que este possa adquirir magnetização remanente (Lowrie, 2007).

Por se tratar de uma característica intrínseca de cada mineral, a susceptibilidade magnética é considerada um importante parâmetro em estudos de magnetismo ambiental. Sendo assim, pode ser empregada em correlações geológicas, na determinação da trama magnética, na caracterização de tamanho de grãos e de domínios magnéticos (Liu *et al.*, 2012).

3.1.1.2 Magnetização Remanente Natural (NRM)

Segundo Butler (2004), uma pequena concentração de minerais ferrimagnéticos já é capaz de conferir à rocha a habilidade de adquirir uma magnetização remanente que, antes de qualquer tratamento laboratorial, é denominada de magnetização remanente natural (em inglês, *Natural Remanent Magnetization* – NRM). Essa remanência depende do campo geomagnético e dos processos geológicos envolvidos na formação da rocha. A NRM é, portanto, o resultado da combinação de diversas componentes magnéticas que foram adquiridas a partir de diferentes mecanismos no decorrer do tempo (Butler, 1992).

A magnetização primária corresponde a remanência adquirida no momento da formação da rocha, ou próximo a ele, e geralmente trata-se da componente de interesse das investigações paleomagnéticas. A remanência adquirida posteriormente à formação da rocha é chamada de magnetização secundária (Lowrie, 2007). Como pode ser observado na Figura 12, a componente primária se soma vetorialmente às componentes secundárias da NRM para produzir a NRM total (equação 2):

$$\text{NRM} = \text{NRM}_{\text{primária}} + \text{NRM}_{\text{secundária 1}} + \text{NRM}_{\text{secundária 2}} + \dots \quad (2)$$

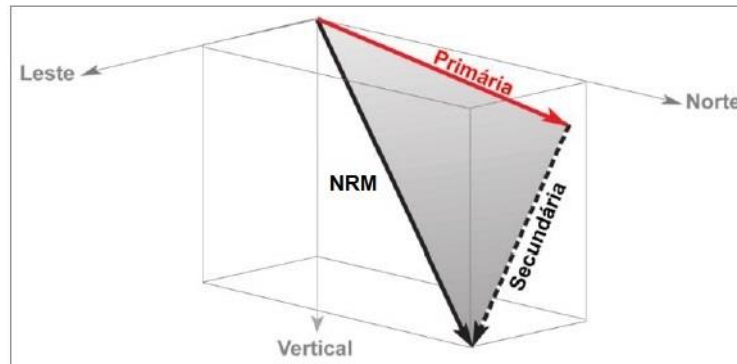


Figura 12. Representação da NRM e das componentes primária e secundária. Modificado de Butler (2004).

De acordo com Butler (2004), existem três mecanismos principais de aquisição de NRM primária: (1) magnetização remanente térmica, adquirida durante a formação e o resfriamento de rochas em altas temperaturas; (2) magnetização remanente química, resultante de alterações químicas que possibilitam o crescimento de grãos ferromagnéticos abaixo da temperatura de Curie (T_C); (3) magnetização remanente detrítica, adquirida durante o acúmulo de rochas sedimentares contendo minerais ferromagnéticos detríticos.

Rochas ígneas e sedimentares adquirem magnetização através de mecanismos diferentes. Nas rochas ígneas os minerais magnéticos são formados em temperaturas elevadas (acima da T_C) durante a cristalização dessas rochas, enquanto os grãos ferromagnéticos detríticos já estão magnetizados antes de seu transporte e deposição, visto que são produto da erosão de rochas ígneas, metamórficas e sedimentares que possuíam magnetização anterior.

De acordo com Egli & Zhao (2015), em meio viscoso, as partículas magnéticas podem girar livremente e orientarem-se na direção do campo magnético enquanto se depositam no fundo da bacia. A magnetização total dessas partículas é chamada de Magnetização Remanente Depositional (em inglês, *Depositional Remanent*

Magnetization – DRM) (Figura 13a). Após serem depositados, os sedimentos estão sujeitos a sofrer realinhamento em função de fatores como bioturbação, compactação e diagênese (Tauxe *et al.*, 2005), que podem afetar a magnetização primária, ocasionando uma Magnetização Remanente Pós-deposicional (em inglês, *Post-depositional Remanent Magnetization* – pDRM) (Figura 13b). Recentemente, outra importante componente na aquisição de magnetização em sedimentos vêm obtendo destaque. Trata-se da Magnetização Remanente Biogeoquímica (em inglês, *Biogeochemical Remanent Magnetization* – BRM), ilustrada na Figura 13c, formada por grãos de magnetita e/ou greigita gerados por bactérias magnetotáticas (Roberts *et al.*, 2013).

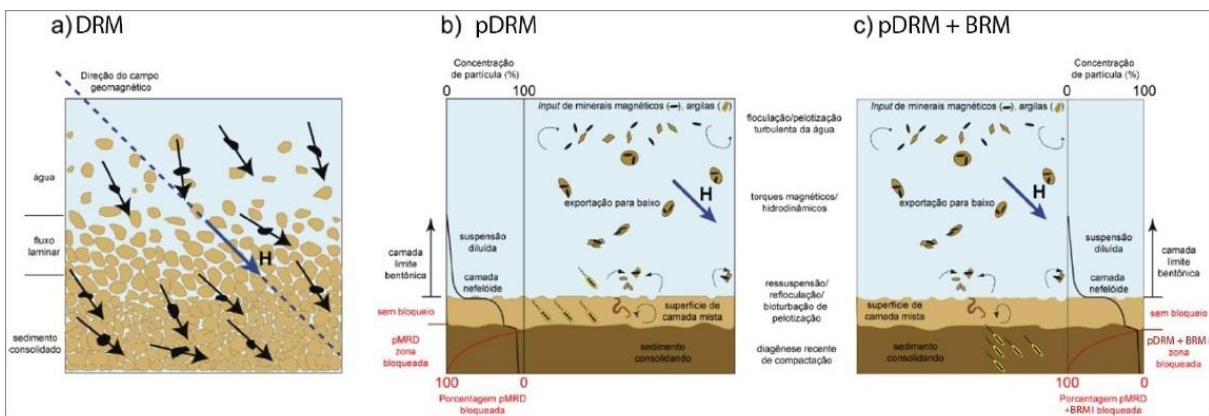


Figura 13. Ilustração esquemática da aquisição de magnetização em sedimentos. **(a)** Magnetização Remanente Deposicional (DRM); **(b)** Magnetização Remanente Pós-deposicional (pDRM); e **(c)** Magnetização Remanente Pós-deposicional associada a Magnetização Remanente Biogeoquímica (BRM). Modificado de Roberts *et al.* (2013).

3.1.1.3 Magnetização Remanente Anisterética (ARM)

De acordo com Collinson (1983), quando uma rocha é submetida a um campo alternado, cuja amplitude vai pouco a pouco sendo reduzida a zero, pode-se desmagnetizar a amostra na ausência de um campo externo, considerando que este método segregava de forma aleatória os momentos magnéticos de grãos com coercividades menores do que a amplitude máxima do campo alternado. Entretanto, se um campo magnético direto, constante e fraco (cerca de 50 mT) for aplicado na presença de um campo magnético alternado crescente (entre 100 e 200 mT), os momentos magnéticos serão distribuídos em uma direção preferencial próxima do

campo externo, produzindo uma Magnetização Remanente Anisterética (em inglês, *Anhyseretic Remanent Magnetization* – ARM).

Curvas de aquisição de ARM são frequentemente utilizadas em estudos de magnetismo ambiental com o intuito de quantificar a concentração de minerais magnéticos de baixa coercividade, como a magnetita, visto que a força de interação magnética (coercitividade) aumenta à medida que a concentração de grãos magnéticos também aumenta. Sendo assim, a curva de aquisição de ARM não será linear para baixas concentrações de minerais magnéticos e baixas coercividades, enquanto para elevadas concentrações de magnetita a curva de ARM será linear (Dunlop & Özdemir, 2001).

3.1.1.4 Magnetização Remanente Isotérmica (IRM)

A magnetização Remanente Isotérmica (em inglês, *Isothermal Remanent Magnetization* – IRM), refere-se à magnetização remanente obtida em temperatura constante. Um processo natural que remagnetiza as rochas por IRM seria a queda de um raio. Já em laboratório, a IRM é produzida a partir da exposição de uma amostra a um campo magnético externo forte até que esta atinja a sua saturação, ou Magnetização Remanente Isotérmica de Saturação (em inglês, *Saturation Isothermal Remanent Magnetization* – SIRM). O campo no qual a saturação é alcançada varia de acordo com a composição, tamanho dos minerais e comportamento magnético dos grãos. A IRM aumenta com o aumento do campo aplicado até a resposta ser saturada, em temperatura ambiente (Liu *et al.*, 2012). A IRM produzida em laboratório pode ser empregada para mensurar a concentração de minerais magnéticos em um vasto espectro de coercividades, incluindo minerais de alta coercividade, uma vez que grande parte dos laboratórios pode aplicar campos de pelo menos 1 T e, por vezes, tão altos quanto 5 T (Kodama, 2012).

As curvas de IRM podem ser obtidas a partir da indução parcial da amostra (em inglês, *Partial Isothermal Remanent Magnetization* – pIRM) por campos indutores crescentes, aplicados durante um determinado intervalo de tempo, até que a amostra atinja a magnetização de saturação (M_s) ou o limite do equipamento. Segundo Dickinson & Butler (1998), as curvas de IRM permitem analisar o espectro de coercividade dos minerais magnéticos que constituem as rochas.

3.1.1.5 Razão-S

A razão-S (em inglês, *S-ratio*) é um parâmetro amplamente utilizado em investigações de magnetismo ambiental. Para estimá-la, a amostra é saturada magneticamente (a intensidade da IRM não aumenta, ainda que exposta a campos magnéticos mais altos) e, na sequência, é exposta a um campo de direção oposta denominado *backfield*, para o qual normalmente utiliza-se um campo de 0,3 T, tendo em vista que essa força corresponde a coercividade máxima teórica da magnetita (Bloemendal *et al.*, 1992). De acordo com Liu *et al.* (2012), a razão-S é a medida da abundância relativa de minerais de alta coercividade em uma mistura com minerais ferrimagnéticos. Na equação 3, o sinal negativo para a IRM de *backfield* representa que uma amostra terá uma razão-S próxima de 1 quando os minerais de baixa coercividade, tais como magnetita e maghemita, forem dominantes (minerais ferrimagnéticos). Em contrapartida, quando a razão-S for próxima de zero ou negativa, sabe-se que a contribuição de minerais antiferromagnéticos, tais como hematita e/ou goethita, é mais significativa (Kodama, 2012).

$$\text{Razão S} = - \frac{IRM_{-0.3T}}{SIRM} \quad (3)$$

3.1.1.6 Razão HIRM

A razão HIRM (*Hard Isothermal Remanent Magnetization*, em inglês) é determinada subtraindo a IRM_{300} , adquirida em 300 mT, da SIRM (equação 4), eliminando, assim, as contribuições geradas por minerais ferrimagnéticos de baixa coercividade, tais como magnetita e maghemite, tendo em vista que esses minerais saturam magneticamente em campos inferiores a 300 mT. A partir desse parâmetro pode-se estimar a contribuição dos minerais de alta coercividade. Campos mais elevados (superiores a 1 T) tendem a saturar minerais antiferromagnéticos, tais como hematita e goetita, enquanto campos menos intensos (inferiores a 0,3 T) irão saturar minerais ferrimagnéticos como, por exemplo, magnetita e titanomagnetita. O valor de HIRM é um parâmetro absoluto que depende da concentração de minerais com alta coercividade e, portanto, reflete o sinal magnético de minerais antiferromagnéticos, fornecendo a concentração de minerais com alta coercividade (Liu *et al.*, 2012).

$$\text{HIRM} = \frac{1}{2} (SIRM - IRM_{0,3T}) \quad (4)$$

3.1.2 Tamanho de Grão das Partículas Magnéticas

3.1.2.1 Curvas de Histerese

De acordo com Kodama (2012), a histerese magnética corresponde a uma propriedade exclusiva de materiais ferromagnéticos. As curvas de histerese são utilizadas para caracterizar minerais magnéticos e permitem calcular parâmetros extremamente relevantes, tais como coercividade e saturação dos materiais. As curvas de histerese consistem na medição da magnetização (M) que a amostra adquire em função da aplicação de um campo magnético (H).

Segundo McElhinny & McFadden (2000), quatro importantes parâmetros derivam das curvas de histerese (Figura 14): coercividade (H_c), magnetização de saturação (M_s), remanência de saturação (M_{rs}) e coercividade de remanência (H_{cr}). Os dois primeiros parâmetros são medidos quando o campo é ligado e os dois últimos quando o campo está desligado. O tamanho da partícula magnética pode ser aproximadamente determinado a partir das proporções desses parâmetros (Kodama, 2012).

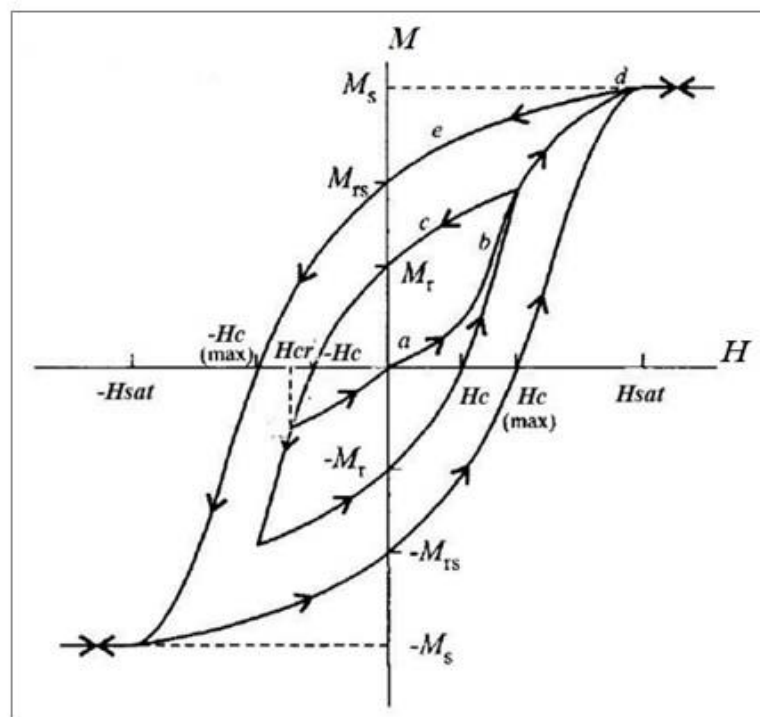


Figura 14. Curvas de histerese (M-H) de uma substância ferromagnética. Modificado de McElhinny & McFadden (2000).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Os materiais e métodos empregados neste trabalho envolveram a etapa pós-campo, tendo em vista que a campanha de perfuração do PLG foi realizada em 2010, anteriormente a formulação deste projeto de mestrado. A fim de compor o embasamento teórico deste estudo realizou-se um levantamento bibliográfico, que se estendeu ao longo de todo o desenvolvimento do trabalho, o qual englobou, essencialmente, o contexto geológico da Bacia Umbria-Marche e a fundamentação teórica dos métodos geofísicos utilizados.

No que se refere a aquisição dos dados, para a realização desta pesquisa foi necessário contar com a utilização dos equipamentos disponíveis na Universidade de São Paulo (USP). Os dados paleomagnéticos e de mineralogia magnética foram obtidos no Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) da USP e as análises magnéticas de rocha foram realizadas no Centro Oceanográfico de Registros Estratigráficos (CORE) do Instituto Oceanográfico da USP (IO-USP).

Posteriormente, iniciou-se a composição do banco de dados, onde os dados coletados foram sendo incorporados em planilhas do Excel. Por fim, com o intuito de fornecer uma análise integrada dos dados para melhor correlacioná-los, utilizou-se o *software* KaleidaGraph, no qual foram gerados gráficos contendo os parâmetros de magnetismo ambiental medidos nos Institutos supracitados.

4.1 Amostragem e Preparação das Amostras

Durante a campanha de perfuração do PLG, à medida em que as seções eram recuperadas, as litologias iam sendo descritas em detalhe e as marcações de topo e base iam sendo feitas. Na sequência, as seções eram embaladas, rotuladas e armazenadas em caixas plásticas de PVC com o intuito de evitar possíveis contaminações e perda de umidade.

O testemunho foi dividido em duas metades, sendo que o lado esquerdo foi embalado e arquivado na Universidade de Urbino, na Itália, e o lado direito foi utilizado para pesquisas (Figura 15b). O lado destinado às pesquisas foi cortado em quatro partes, compreendendo duas seções laterais, uma seção basal e o centro do testemunho (Figura 15c).

No presente estudo, foram analisadas 609 amostras que compreendem o intervalo entre 79 e 96 metros do testemunho PLG. A resolução média de amostragem

é de, aproximadamente, 3 cm. Tais amostras foram preparadas com cerca de 8 cm³ (Figura 15d), na UFRGS, e direcionadas ao IAG-USP para a obtenção dos dados paleomagnéticos e de mineralogia magnética.

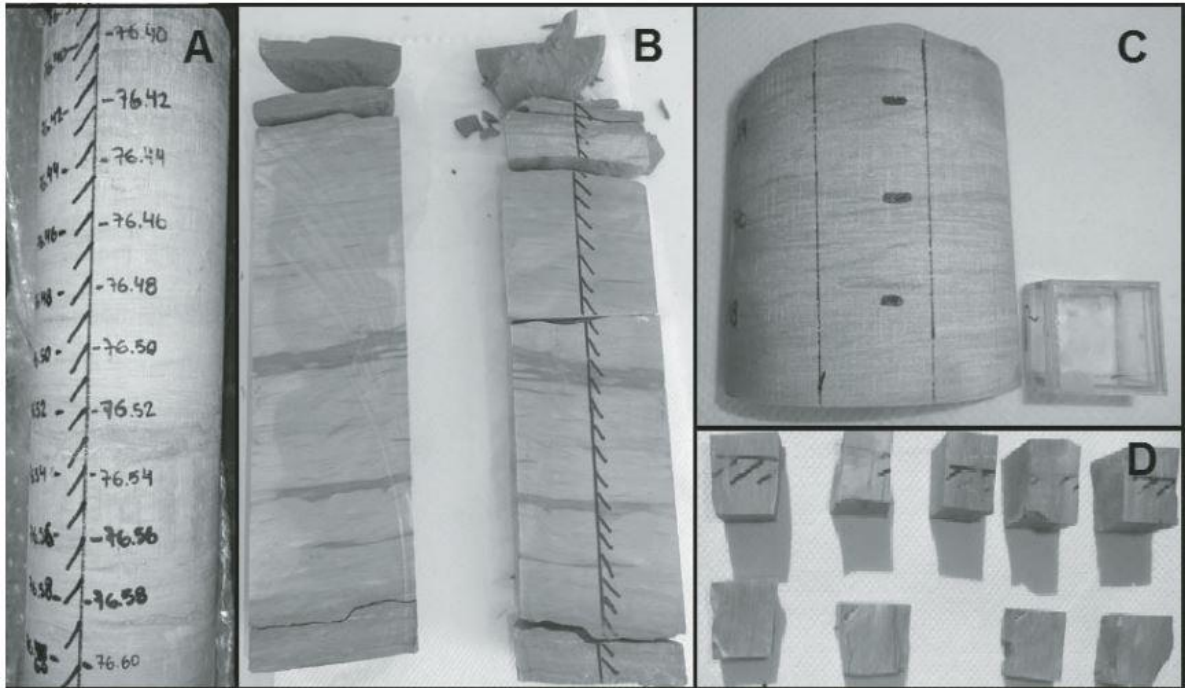


Figura 15. Fotografias do testemunho e de amostras coletadas durante a perfuração do PLG. **(a)** Parte do testemunho com as marcações de profundidades. **(b)** Testemunho dividido, tendo sido o lado esquerdo arquivado e o direito destinado a pesquisas. **(c)** Porção central do lado direito, utilizado para obtenção de amostras paleomagnéticas. **(d)** Amostras paleomagnéticas com dimensões de, aproximadamente, 2 cm x 2 cm x 2 cm. Extraída de Savian *et al.* (2016).

4.2 Medições de Magnetismo Ambiental

Os parâmetros de magnetismo ambiental foram medidos no Laboratório de Paleomagnetismo (USPMag) do IAG-USP. Tais medições e posteriores análises dos dados foram efetuadas com o intuito de obter uma inferência quantitativa da variação na concentração, composição e granulometria dos minerais magnéticos no intervalo estudado do testemunho PLG.

As medições de suscetibilidade magnética foram realizadas em um Multi-Function Kappabridge (MFK1-FA) em três frequências de operação (976, 3904 e 15616 Hz), utilizando um campo de 200 A/m. A dependência da frequência da suscetibilidade magnética foi mensurada nas 609 amostras, anteriormente as medições de remanência, a fim de identificar a ocorrência de partículas

superparamagnéticas. As medições de remanência foram obtidas através de um magnetômetro 2G Enterprises modelo 755 SQUID de passagem de canal em U.

A ARM foi transmitida em um campo alternado com pico de 100 mT, enquanto para a aquisição da SIRM e da *Beckfield* IRM (BIRM), os campos aplicados foram de 900 mT e -300 mT, respectivamente. Com base nesses parâmetros, foram calculadas a Razão-S ($S_{300\text{mT}} = \text{BIRM}_{-300\text{mT}}/\text{IRM}_{900\text{mT}}$) e a HIRM ($\text{HIRM}_{-300\text{mT}} = (\text{IRM}_{900\text{mT}} + \text{BIRM}_{-300\text{mT}})/2$). A razão de susceptibilidade ARM (k_{ARM}) por SIRM também foi calculada a fim de obter um *proxy* para variações magnéticas de tamanho de grão.

Além dos parâmetros de magnetismo ambiental, também foram feitas análises magnéticas de rochas no CORE (IO-USP). Nesse local, investigou-se a dependência da suscetibilidade magnética em espécimes em pó de amostras representativas, aquecidos até 700°C e posteriormente resfriados até a temperatura ambiente, a fim de melhor compreender a mineralogia magnética.

Para a caracterização magnética de rocha detalhada, as medidas foram adquiridas em um magnetômetro de amostra vibratória (em inglês, *Vibrating-sample Magnetometer* – VSM) Micromag 3900 Princeton-Lakeshore Cryotronics, em 36 amostras. Nessas amostras, foram medidos *loops* de histerese, curvas de aquisição de IRM e curvas de *backfield* utilizando campos de até 1,8 T. A partir das curvas de histerese e *backfield* foi possível obter os parâmetros de histerese, a magnetização de saturação (M_s), a remanência de saturação (M_r), a remanência de coercividade (H_{cr}) e a coercividade (H_c).

4.3 Análise Integrada dos Dados

A composição do banco de dados se deu a partir de planilhas no Excel, onde foram sendo incorporados os dados paleomagnéticos medidos. Integraram este banco, dados de χ , ARM, IRM, HIRM e S-Ratio. Posteriormente, para a confecção dos gráficos contendo os parâmetros de magnetismo ambiental mensurados, utilizou-se o *software* KaleidaGraph, com o intuito de fornecer, de forma ilustrativa e completa, uma análise integrada dos dados para melhor associar todas as informações obtidas, as quais serão pauta dos resultados e discussões desta dissertação.

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

No que se refere a suscetibilidade magnética (χ), os valores mais elevados foram identificados durante o CORB1, atingindo um pico em cerca de 81 metros e, posteriormente, diminuindo gradualmente até o Barremiano, exceto durante o OAE1a. A susceptibilidade magnética atinge os valores mais baixos na Formação Maiolica. Entre as distâncias 82 e 83 metros, na transição entre os sedimentos de coloração verde oliva pálido e marrom avermelhado, verificou-se um aumento de IRM_{900mT} , o que sugere um aumento na concentração de hematita. A HIRM segue a tendência geral da IRM_{900mT} . Os máximos de HIRM, na porção superior da seção, indicam enriquecimento de minerais de alta coercividade no horizonte que corresponde ao CORB1. Já na porção inferior da seção, os baixos valores de HIRM exibem variações semelhantes a IRM_{900mT} .

Os parâmetros de concentração magnética (χ , ARM_{100mT} e IRM_{900mT}) indicam um aumento no aporte de sedimentos terrígeno durante a transição OAE1a-CORB1. A susceptibilidade magnética (χ) e a ARM_{100mT} são dominados por um componente mineral ferrimagnético, semelhante à magnetita, enquanto a IRM_{900mT} é dominada por um componente mineral de alta coercividade, como a hematita, marcada na transição do CORB1. A concentração de magnetita de grão fino, representada por ARM_{100mT} , exhibe máximos durante o CORB1, mas não reflete variações na IRM_{900mT} e na suscetibilidade magnética.

O valor médio da razão-S (~78,85%) está próximo do máximo teórico de 100% na maior parte do intervalo estudado. Os valores mais baixos (4,32%) são observados até 82 metros do testemunho, no mesmo nível do CORB1 e, possivelmente, refletem o aumento na concentração de minerais de alta coercividade. Valores comparativamente altos de HIRM e baixa razão-S sugerem grandes contribuições de minerais antiferromagnéticos (hematita e/ou, menos provavelmente, goethita) durante o CORB1.

De 96 a 82 metros, as curvas de aquisição IRM demonstraram que cerca de 95% da magnetização está saturada antes de 300 mT, indicando minerais magnéticos de baixa coercividade. Tais resultados são corroborados pela histerese. De 82 a 79 metros, as curvas de aquisição de IRM apresentam importante componente de alta coercividade, não saturada abaixo de 300 mT. Os *loops* de histerese também demonstram alta coercividade.

As razões de histerese M_{rs}/M_s e H_{cr}/H_c variam, respectivamente, de 0,06 a 0,55 e de 1,33 a 4,63. Os parâmetros de histerese revelam que os grãos de magnetita estão na faixa dos domínios SD a MD. O agrupamento das amostras no OAE1a e no CORB1 denotam uma tendência de redução relativa no tamanho de grão do OAE1a para o CORB1. O *proxy* $\chi_{ARM}/SIRM$ de tamanho de grão magnético varia ao longo do intervalo estudado, indicando um enriquecimento relativo em magnetita de domínio SD.

O Cretáceo foi um período de importantes sistemas eólicos que transportaram uma enorme quantidade de sedimentos para o oceano. Os sedimentos terrígenos de granulação fina que compõem o PLG profundo foram, provavelmente, transportados por plumas suspensas ou pelo vento, tendo em vista que a hematita encontrada nesses locais é considerada de origem primária (Speranza *et al.*, 2005; Satolli *et al.*, 2008).

Parâmetros magnéticos ambientais podem servir como *proxies* sensíveis de poeira eólica, dado que a hematita se forma em ambientes desérticos oxidantes (Larrasoaña *et al.*, 2003; Liu *et al.*, 2012). As concentrações de hematita podem ser facilmente rastreadas usando $HIRM_{900mT}$. No PLG, a $HIRM_{900mT}$ demonstra uma transição magnética de minerais de baixa para alta coercividade, que coincide com o CORB1, em, aproximadamente, 116,6 Ma com base no modelo de idade de Leandro *et al.* (2022). A transição OAE1a-CORB1 durante o Aptiano levou um tempo relativamente curto de 1,75 Ma (118,35 – 116,6 Ma), no oeste do Tétis (Itália).

Os dados obtidos no presente trabalho demonstram que no CORB1 temos a ocorrência de minerais de alta coercividade, como a hematita, cuja origem possivelmente é primária, enquanto no OAE1a temos a ocorrência de minerais de baixa coercividade, como a magnetita, de origem detrítica ou biológica. A hematita, entretanto, vem sendo motivo de debate na literatura pois alguns autores defendem a hipótese de que a hematita seja oriunda de continentes envolvendo precipitação autigênica do intemperismo de minerais contendo ferro – detríticos. Neste estudo, interpretamos o aumento das concentrações de hematita no CORB1 como relacionado à presença de um possível incremento na componente de poeira eólica.

6. CONCLUSÕES

Um estudo magnético ambiental foi realizado em um intervalo de 17 metros de comprimento do testemunho PLG (Bacia Umbria-Marche), situado na Itália central, o qual corresponde a um período compreendido entre 120,4 e 115,8 Ma – Cretáceo Médio. Os parâmetros magnéticos indicam um aumento concomitante do aporte de ferro eólico na forma de hematita durante o CORB1, bem como uma maior abundância de magnetita no trecho que compreende o OAE1a na Bacia.

O intervalo que compreende a transição OAE1a-CORB1 é consistente com as mudanças climáticas e no registro isotópico, além de ser a chave para melhor compreender os ciclos do carbono relacionados aos CORBs e OAEs do Cretáceo. Mais trabalhos são necessários para avaliar se a hematita preservada pode fornecer um *proxy* paleoceanográfico em sedimentos carbonáticos.

Referências Bibliográficas

- Arthur, M. A., Dean, W. E., Schlanger, S. O. 1985. Variations in the global carbon cycle during the Cretaceous related to climate, volcanism, and changes in atmospheric CO₂. *The carbon cycle and atmospheric CO₂: natural variations Archean to present*, 32, 504-529.
- Baudin, F., Faraoni, P., Marini, A., Pallini, G. 1997. Organic matter characterization of the “Faraoni Level” from northern Italy (Lessini Mountains and Trento Plateau): Comparison with that from Umbria-Marche Apennines. *Palaeopelagos*, v. 7, p. 41–51.
- Bice, D.M., Montanari, A., Rusciadelli, G. 2007. Earthquake-induced turbidites triggered by sea level oscillations in the Upper Cretaceous and Paleocene of Italy. *Terra Nova*, v. 19, p. 387–392, doi:10.1111/j.1365 -3121.2007.00752.x.
- Bice, D.M. & Stewart, K.G. 1990. The formation and drowning of isolated carbonate seamounts: Tectonic and ecological controls in the northern Apennines, *In*: Tucker, M.E., Wilson, J.L., Crevello, P.D., Sarg, J.R., and Read, J.F., eds., *Carbonate Platforms: Facies, Sequences and Evolution*. International Association of Sedimentologists Special Publication 9, p. 145–168, doi:10.1002/9781444303834.ch6.
- 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 Research: Solid Earth*, 97(B4), 4361-4375.
- Boccaletti, M., Calamita, F., Deiana, G., Gelati, R., Massari, F., Moratti, G., Ricci Lucchi, F. 1990. Migrating foredeep-thrust belt systems in the northern Apennines and southern Alps. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 77, p. 3–14, doi:10.1016/0031-0182(90)90095-O.
- Bosellini, A. 2002. Dinosaurs “re-write” the geodynamics of the eastern Mediterranean and the paleogeography of the Apulia platform. *Earth-Science Reviews*, v. 59, p. 211–234, doi:10.1016/S0012-8252(02)00075-2.
- Butler, R. F. 2004. Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes. Electronic Edition. Disponível em: https://edisciplinas.usp.br/pluginfile.php/5294485/mod_folder/content/0/ButlerPaleomagnetismBook.pdf?forcedownload=1. Acesso em: 15 jan. 2023.

- Butler, R. F., & Butler, R. F. 1992. *Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes* (Vol. 319). Boston: Blackwell Scientific Publications.
- Cai, Y., Li, X., Hu, X., Chen, X., Pan, Y. 2009. Paleoclimatic approach to the origin of the coloring of Turonian pelagic from the Vispi Quarry section (Cretaceous, central Italy). *Cretaceous Research*, v. 30, p. 1205–1216, doi:10.1016/j.cretres.2009.06.002.
- Coccioni, R. 1996. The Cretaceous of the Umbria-Marche Apennines (Central Italy). *In*: Wiedmann, Jost (Ed.), Symposium on Cretaceous Stratigraphy, Paleobiology and Paleobiogeography, Tübingen, 7–10 March. Berichte-Reports. 76. Geologische–Paläontologisches Institut, Universität Kiel, pp. 129–136.
- Coccioni, R., De Poli, A., Erba, E., Lottaroli, F., Premoli Silva, I. 1990. Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Aptian-Albian Scisti a Fucoidi Formation (central Italy): evidence for hiatuses and their paleotectonic and paleoenvironmental implications. *In*: Comitato Centenario Raffaele Piccinini (Ed.), Atti 3° Convegno Internazionale “Fossili, Evoluzione, Ambiente”. Pergola, Tecnostampa.
- Coccioni, R., Erba, E., Premoli Silva, I. 1992. Barremian–Aptian calcareous plankton biostratigraphy from the Gorgo a Cerbara section (Marche, central Italy) and implications for plankton evolution. *Cretaceous Research*, v. 13, p. 517–537. [http://dx.doi.org/10.1016/0195-6671\(92\)90015-I](http://dx.doi.org/10.1016/0195-6671(92)90015-I).
- Coccioni, R., Franchi, R., Nesci, O., Perilli, N., Wezel, F.C., Battistini, F. 1989. Stratigrafia, micropaleontologia e mineralogia delle Marne a Fucoidi (Aptiano inferiore-Albiano superiore) delle sezioni di Poggio le Guaine e del Fiume Bosso (Appennino umbro-marchigiano). *In*: Proceedings of the Third Pergola International Symposium: Fossili, Evoluzione, Ambiente, edited by G. Pallini *et al.*, pp. 163–201, Comitato Centenario Raffaele Puccini, Pergola, Italy.
- Coccioni, R., Jovane, L., Bancalà, G., Bucci, C., Fauth, G., Frontalini, F., Janikian, L., Savian, J., Paes de Almeida, R., Mathias, G.L., Trindade, R.I.F. 2012. Umbria–Marche Basin, Central Italy: a reference section for the Aptian–Albian interval at low latitudes. *Scientific Drilling*. 13, 42–46.
- Collinson, D. W. 1983. Methods in rock magnetism and paleomagnetism. *New York* (Chapman and Hall).
- Cresta, S., Monechi, S., Parisi, G. 1989. Stratigrafia del Mesozoico e Cenozoico nell’area umbro–marchigiana. *Memorie descrittive della Carta Geologica d’Italia*, v. 39, 185 p.

- Dickinson, W. R., & Butler, R. F. 1998. Coastal and Baja California paleomagnetism reconsidered. *Geological Society of America Bulletin*, 110(10), 1268-1280.
- Dunlop, D. J. & Özdemir, Ö. 1997. *Rock magnetism: fundamentals and frontiers*. Cambridge University Press, 572p.
- Dunlop, D. J., & Özdemir, Ö. 2001. *Rock magnetism: fundamentals and frontiers* (Vol. 3). Cambridge University Press.
- Egli, R., & Zhao, X. (2015). Natural remanent magnetization acquisition in bioturbated sediment: general theory and implications for relative paleointensity reconstructions. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(4), 995-1016.
- Erba, E. 1992. Calcareous nanofossil distribution in the pelagic rhythmic sediments (Aptian-Albian Piobbico Core, Central Italy). *Rivista italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 97(3–4), 455–484.
- Evans, M.E. & Heller, F. 2003. Environmental magnetism: Principles and applications of enviromagnetics. *International Geophysics Series*, 86, 299p.
- Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., and Rossetti, F. 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics*, v. 23, TC1012, doi:10.1029/2002TC001488.
- Franceschi, M., Preto, N., Hinnov, L.A., Huang, C., Rusciadelli G. 2011. Terrestrial laser scanner imaging reveals astronomical forcing in the Early Cretaceous of the Tethys realm. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 305, p. 359–370, doi.org/10.1016/j.epsl.2011.03.017.
- Galdenzi, S. & Menichetti, M. 1999. Tectono-sedimentary evolution of the Jurassic in the Umbria-Marche Basin. *Palaeopelagos*, v. 3, p. 143–148.
- Gradstein, F.M., Ogg, J. G., Schmitz, M., Ogg, G. 2020. *Geologic Time Scale 2020*. 1st Edition. Elsevier. 1390p.
- Herrle, 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 and Planetary Science Letters*. 218, 149–161. doi: 10.1016/S0012-821X(03)00646-0.
- Hu, X., Jansa, L., Sarti, M. 2005. Mid-Cretaceous oceanic red beds in the Umbria-Marche Basin, central Italy: Constraints on paleoceanography and paleoclimate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 233:163–186. doi:10.1016/j.palaeo.2005.10.003.

- Jenkyns, H. C. 1980. Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *Journal of the Geological Society*, 137(2), 171-188.
- Jenkyns, H. C., Gale, A. S., Corfield, R. M. 1994. Carbon-and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance. *Geological Magazine*, 131(1), 1-34.
- Jenkyns, H. C. 1999. Mesozoic anoxic events and palaeoclimate. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1997, 943-9.
- Jenkyns, H. C. 2010. Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(3). doi: 10.1029/2009GC002788.
- Katz, B.J., Dittmar, E.I., Ehrer, G.E. 2000. A geochemical review of carbonate source rocks in Italy. *Journal of Petroleum Geology*, v. 23, p. 399– 424, doi:10.1111/j.1747-5457.2000.tb00494.x.
- Kodama, K.P. 2004. *Paleomagnetism of Sedimentary Rocks*. First Edit. John Wiley & Sons. p. 94–123.
- Kodama, K. P. 2012. *Paleomagnetism of sedimentary rocks: Process and interpretation*. John Wiley & Sons.
- Kuroda, J., Tanimizu, M., Hori, R.S., Suzuki, K., Ogawa, N.O., Tejada, M.L., Coffin, M.F., Coccioni, R., Erba, E., Ohkouchi, N. 2011. Lead isotopic record of Barremian–Aptian marine sediments: Implications for large igneous provinces and the Aptian climatic crisis. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 307, p. 126–134.
- 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.
- Larson, R. L. 1991. Geological consequences of superplumes. *Geology*, v.19, 963–966.
- 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*, 14(6), 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

- and its implications for age recalibrations and paleoclimatic events. *Nature Communications*, 13(1), 2941.
- Leckie, R. M., Bralower, T. J., Cashman, R. 2002. Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous. *Paleoceanography*, 17(3).
- Liu, Q., Roberts, A. P., Larrasoana, J. C., Banerjee, S. K., Guyodo, Y., Tauxe, L., Oldfield, F. 2012. Environmental magnetism: Principles and applications. American Geophysical Union. *Review of Geophysics*, v. 50, p. 1-50.
- Lowrie, W. 2007. Fundamentals of Geophysics. Published in the United States of America by Cambridge University Press. *New York*, 381.
- Matsumoto, H., Coccioni, R., Frontalini, F., Shirai, K., Jovane, L., Trindade, R., Savian, J., Kuroda, J. 2022. Mid-Cretaceous marine Os isotope evidence for heterogeneous cause of oceanic anoxic events. *Nature Communications*, 13(1), 239.
- McElhinny, M. W., & McFadden, P. L. 2000. International Geophysics Series. *Paleomagnetism: Continents and Oceans*, v. 73. Academic Press.
- Menichetti, M. 2016. Early Cretaceous tectonic event in the Adria: Insight from Umbria-Marche pelagic basin (Italy). *Geological Society of America Special Papers*, v. 524, p. 35-55.
- Menichetti, M. 1991. Evoluzione tettonica del settore settentrionale dell'Appennino umbro-marchigiano. *Unpublished Ph. D. Thesis, University of Perugia*, 238 p.
- Menichetti, M. & Coccioni, R. 2013. Umbria-Marche Apennines geological field trip.
- Menichetti, M. & Piali, G. 1986. Geologia strutturale del preappennino umbro tra i Monti di Gubbio e la catena del M. Petrano-M. Cucco (Appennino Umbro-marchigiano). *Memorie della Societa Geologica Italiana*, v. 35, p. 371–388.
- Micarelli, A., Potetti, M., Chiocchini, M. 1977. Ricerche microbiostratigrafiche sulla Maiolica della regione umbro-marchigiana. *Studi Geologici Camerti*, v. 3, p. 57–86.
- Mutterlose, J., Bornemann, A., Herrle, J. 2009. The Aptian-Albian cold snap: Evidence for "mid" Cretaceous icehouse interludes. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen*, 252(2), 217.
- Opdyke, N. D. & Channell, J. E. T. 1996. *Magnetic Stratigraphy*. Academic Press.
- Patacca, E., Scandone, P., Di Luzio, E., Cavinato, G.P., and Parotto, M. 2008. Structural architecture of the central Apennines: Interpretation of the CROP 11

- seismic profile from the Adriatic coast to the orographic divide. *Tectonics*, v. 27, TC3006, doi:10.1029/2005TC001917.
- 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 and Planetary Change*, 207, 103461.
- Roberts, A.P., Florindo, F., Chang, L., Heslop, D., Jovane, L., Larrasoana, J.C. 2013. Magnetic properties of pelagic marine carbonates. *Earth-science reviews*, 127, 111–139.
- Roberts, A. P., Heslop, D., Zhao, X., Pike, C. R. 2014. Understanding fine magnetic particle systems through use of first-order reversal curve diagrams. *Reviews of Geophysics*, 52(4), 557-602.
- Roberts, A.P., Tauxe, L., Heslop, D., Zhao, X., Jiang, Z. 2018. A Critical Appraisal of the “Day” Diagram. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 123, 2618–2644.
- Sabatino, N., Coccioni, R., Manta, D.S., Baudin, F., Vallefucio, M., Traina, A., Sprovieri, M. 2015. High-resolution chemostratigraphy of the late Aptian-early Albian oceanic anoxic event (OAE 1b) from the Poggio le Guaine section (Umbria–Marche Basin, central Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 426, 319–333.
- Santantonio, M. & Carminati, E. 2011. Jurassic rifting evolution of the Apennines and Southern Alps (Italy): Parallels and differences. *Geological Society of America Bulletin*, v. 123, p. 468–484, doi:10.1130/B30104.1.
- Satolli, S., Besse, J., and Calamita, F. 2008, Paleomagnetism of Aptian–Albian sections from the Northern Apennines (Italy): Implications for the 150–100 Ma apparent polar wander of Adria and Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 276, p. 115–128, doi:10.1016/j.epsl.2008.09.013.
- Savian, J., Trindade, R., Janikian, L., Jovane, L., de Almeida, R.P., 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. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap*, 524, 57-78.
- Schlanger, S. O., & Jenkyns, H. C. 1976. Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geologie en mijnbouw*, 55(3-4), 179-184.

- Speranza, F., Satolli, S., Mattioli, E., Calamita, F. 2005. Magnetic stratigraphy of Kimmeridgian–Aptian sections from Umbria-Marche (Italy): new details on the Mpolarity sequence. *J. Geophys. Res.* 110. doi:10.1029/2005JB003884.
- Stampfli, G.M., Borel, G.D., Marchant, R., Mosar, J. 2002. Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. *Journal of the Virtual Explorer*, v. 7, p. 75–104, doi:10.3809/jvirtex.2002.00057.
- Stampfli, G. M., Vavassis, I., De Bono, A., Rosselet, F., Matti, B., Bellini, M. 2003. Remnants of the Paleotethys oceanic suture-zone in the western Tethyan area. *Stratigraphic and structural evolution on the Late Carboniferous to Triassic continental and marine successions in Tuscany (Italy): Regional reports and general correlation. Bolletino della Società Geologica Italiana, Volume speciale*, 2, 1-24.
- Stow, D.A.V., Reading, H.G., Collinson, J.D. 1996. Deep seas. In: Reading, H.G., ed., *Sedimentary Environments; Processes, Facies and Stratigraphy*, Third Edition: Oxford, U.K., Blackwell, p. 395–453.
- Tauxe, L. 2005. *Paleomagnetic principles and practice* (Vol. 17). Springer Science & Business Media.
- 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(2).
- Wang, C., Hu, X., Huang, Y., Scott, R. W., Wagreich, M. 2009. Overview of Cretaceous Oceanic Red Beds (CORBs): a window on global oceanic and climate change.
- Wang, C., Hu, X., Huang, Y., Wagreich, M., Scott, R., & Hay, W. 2011. Cretaceous oceanic red beds as possible consequence of oceanic anoxic events. *Sedimentary geology*, 235(1-2), 27-37.
- Wang, C., Hu, X., Sarti, M., Scott, R. W., Li, X. 2005. Upper Cretaceous oceanic red beds in southern Tibet: a major change from anoxic to oxic, deep-sea environments. *Cretaceous Research*, 26(1), 21-32.
- Wilson, P.A., Norris, R.D., Cooper, M.J. 2002. Testing the Cretaceous greenhouse hypothesis using glassy foraminiferal calcite from the core of the Turonian tropics on Demerara Rise. *Geology* 30, 607–610.

CAPÍTULO II: ARTIGO CIENTÍFICO

Environmental magnetic transition and paleoenvironmental changes from the Aptian Oceanic Anoxic Event 1a (OAE1a) to the Cretaceous Oceanic Red Bed 1 (CORB1) in the Poggio le Guaine core, central Italy

Priscila C. Frota^{a,*}, Jairo F. Savian^{a,b}, Carolina G. Leandro^a, Raquel G. Mello^a, Luigi Jovane^c, Fabrizio Frontalini^d, Rodolfo Coccioni^d, Ricardo I.F. Trindade^e,

^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

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

^dDipartimento di Scienze Pure e Applicate, Università degli Studi di Urbino “Carlo Bo”, Campus Scientifico, Località Crocicchia, 61029 Urbino, Italy

^eDepartamento 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 Aptian corresponds to a period in which significant changes occurred in the paleogeography, paleobiology and geochemistry of the oceans, including anoxic events, as well as changes in the ocean-climate system plate tectonic dynamics and carbon cycle. Furthermore, from a paleomagnetic point of view, the Aptian is of great interest due to the significant changes in the geomagnetic field. These changes reflect the transition from a period with a high frequency of reversals to a period in which the Earth's magnetic polarity remained constant for ~35 Ma, named Cretaceous Normal Superchron (CNS). During the Aptian, there are also records of a significant increase in the average global temperature, in response to the increase in CO₂ concentration in the atmosphere due to intense volcanic activity. However, a period of decrease in global temperatures has also been reported towards the end of the Aptian. The presence of CORBs inserted between mid-Cretaceous OAEs suggests significant climatic and paleoceanographic changes. These climate changes can be observed from the contrast between the extremely warm climates (greenhouse) during the OAEs and the cold periods (icehouse) in which ORBs formed. In this study, we provide a high-resolution rock magnetic analyzes for the study interval at Poggio le Guaine (PLG) core (Umbria-Marche Basin, central Italy), which comprises Cretaceous Oceanic Red Bed 1 (CORB1) and the Selli Level (OAE1a). Therefore, environmental magnetism techniques were used to investigate changes in the magnetic concentration, grain size and composition of the OAE1a-CORB1 transition in the PLG core. The magnetic parameters obtained in this study indicate an increase in the supply of aeolian iron in the form of hematite, possibly of primary origin, during the CORB1, as well as a greater abundance of magnetite associated with the OAE1a.

Keywords: OAE1a-CORB1 transition; Aptian; environmental magnetism

Highlights:

The studied record spans the onset of OAE1a and CORB1 at PLG core, Italy.

Environmental and rock magnetic analyses were conducted.

Hematite content reflects enhanced aeolian supply during the CORB1.

1. Introduction

The mid-Cretaceous is marked by episodes of perturbations in the global climate, evidenced by carbon cycle perturbations (e.g., Leckie *et al.*, 2002; Jenkyns, 2003; Wagreich *et al.*, 2011). The expression of these perturbations are the episodes known as Oceanic Anoxic Events (OAEs) (Schlanger and Jenkyns, 1976; Jenkyns, 1980; Arthur *et al.*, 1990; Jenkyns, 2010). The early Aptian Ocean Anoxic Event (OAE1a, ~120 Ma; Malinverno *et al.*, 2010; Leandro *et al.*, 2022; Li, *et al.*, 2023) represent one of the most significant Cretaceous anoxic event that occurred in oceans worldwide and is characterized by a global distribution of organic-rich deposits and perturbations in global carbon cycling (Schlanger and Jenkyns, 1976; Weissert, 1989; Coccioni *et al.*, 1989; Jenkyns, 2003; Pancost *et al.*, 2004; Föllmi *et al.*, 2006; van Breugel *et al.*, 2007; Matsumoto *et al.*, 2021; Percival *et al.*, 2021; Matsumoto *et al.*, 2022), extreme greenhouse conditions (e.g., Dumitrescu *et al.*, 2006; Mutterlose *et al.*, 2014), enhanced continental weathering (Michalík *et al.*, 2008), a biotic crisis (Erba, 1994; Erba *et al.*, 2010) and ocean acidification (e.g., Hönisch *et al.*, 2012).

In this period, we have also episodic variation in bottom water redox conditions, referred to as Cretaceous Oceanic Red Beds (CORBs) recognized in the Cretaceous sedimentary record (e.g., Wang *et al.*, 2009). CORBs are expressed as the occurrence of red shales, marls, or fine-grained limestones occurring in deep-water pelagic and hemipelagic sedimentary environment. These events are also 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). The causes and consequences of the transition between OAEs and CORBs are poorly studied and remain an open question in the literature.

Rock-magnetic proxies has been proven useful to unravel the composition of primary minerals present in the sediment, transport and origin of the sediments (e.g., Verosub and Roberts, 1995; Evans and Heller, 2003; Liu *et al.*, 2012). Environmental magnetism allows us to evaluate the contribution of magnetic mineral assemblages in sediments formed in the source area and after deposition (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 provide new magnetic data covering a large part of the Aptian interval in the PLG core. Environmental magnetic data are applied here to detect redox and paleoproductivity variations across the OAE1a and CORB1 events.

2. Location and geological setting

The Cretaceous pelagic sedimentary succession of the PLG core is considered a reference section for the Aptian-Albian interval, on a regional to global scale, as it is a continuous, complete, and well-preserved section exposed in the Umbria-Marche

Basin (UMB), located 6 km west of the city of Cagliari in Italy (e.g., Coccioni *et al.*, 2012; Sabatino *et al.*, 2018; Leandro *et al.*, 2022; Matsumoto *et al.*, 2022). The drilling site of the PLG core is in the Monte Nerone (43°32'42.72" N, 12°32'40.92" E; 888 m above sea level) (Coccioni *et al.*, 2012).

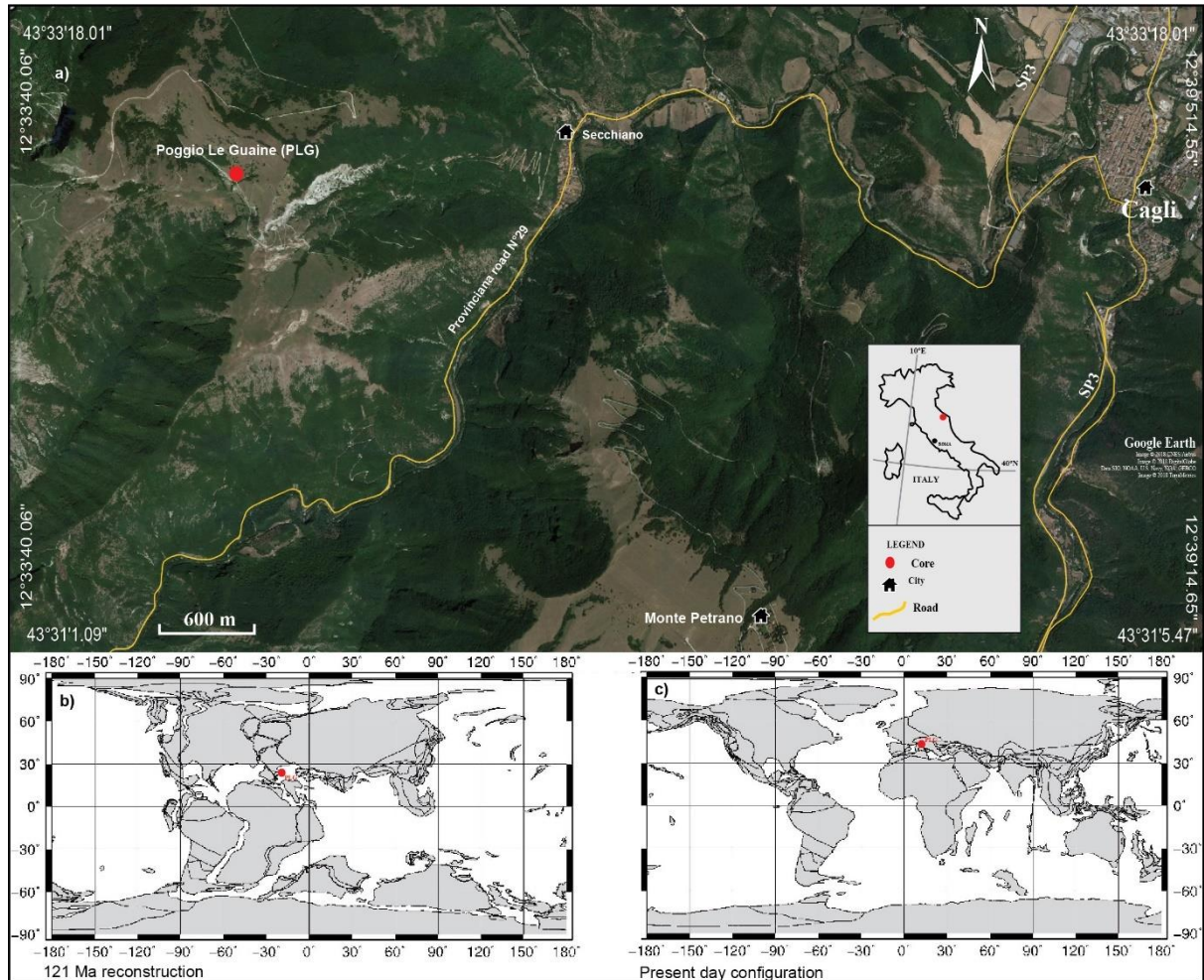


Figure 1. Present day and global paleogeographic reconstruction for 121 Ma with the approximate position of the PLG record (red dot). The map was generated using a paleogeographic reconstruction created using the Ocean Drilling Stratigraphic Network website (GEOMAR, Kiel, Germany).

The opening of the UMB (Mesozoic-Cenozoic) began in the late Triassic on a continental passive margin in the south of the Western Tethys Ocean (Menichetti, 2016). Its stratigraphic succession, more than 2000 meters thick, records the history of thermal and mechanical subsidence from the Jurassic carbonate platforms to the

Paleogene pelagic sediments (Cresta *et al.*, 1989). The Umbria-Marche Apennines form the southern sector of the Northern Apennines and are part of the Alpine chain system formed as a result of differential movements between the African and European plates. The area was sustained by at least three main tectonic phases: an extensional phase in the Mesozoic, a compressive phase in the Neogene and another extensional phase, in the Umbria sector, in the Late Miocene and Pleistocene onwards (Menichetti & Pialli, 1986).

After detailed investigations, the PLG core was drilled in the UMB to obtain further high-resolution paleoenvironmental 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 corrected thickness of the drilled section, considering the dip measurements, is 96,02 m, with 82,53 m corresponding to the Marne a Fucoidi Formation, 3,51 m corresponding to the Maiolica Formation and 9,98 m corresponding to the Scaglia Bianca Formation (e.g., Coccioni *et al.*, 2012). In the PLG, a total of 240 layers of black shales and marls, millimetric to decimetric, rich in organic matter, were recorded. Some of them recorded Oceanic Anoxic Events (OAE) 1a, 1b, 1c and 1d, in other words, the Selli Level (OAE1a, ~120 Ma), the Jacob Level, the Kilian Level, the Monte Nerone Level, the Urbino Level (OAE1b, ~110 – 113 Ma), the Amadeus Segment (part of OAE1c, ~105 Ma), and the Pialli Level (OAE1d, ~100.5 Ma). The Wezel and Fallot Levels are interpreted as regional equivalents of widely distributed OAEs (Herrle *et al.*, 2004). In addition, seven predominantly reddish intervals were also recorded, correlated with marks such as Cretaceous Oceanic Red Beds (CORBs) in the Aptian-Albian succession of the UMB (Hu *et al.*, 2005).

The study interval is inserted between 79 and 96 meters of the PLG core, comprising the Maiolica Formation and a large part of the Marne a Fucoidi Formation

in this core (Fig.2). This interval comprises beds varying in color from reddish, to pale olive, brown, grayish, and yellowish (Fig. 2). The lithology of the studied interval consists of marlstones and calcareous marlstones rhythmically alternating with dark gray to black organic carbon-rich bituminous shales, as well as marly limestones and limestones (Cai *et al.*, 2009). The studied interval is within the Cretaceous Normal Superchron or C34n (Fig. 2; Gradstein *et al.*, 2020) and comprises half of CORB1, as well as the Fallot, Wezel and Selli Levels (OAE1a). Based on a high-resolution biostratigraphy, the studied interval falls within planktonic foraminiferal biozones and NC6 and NC7 nannofossil zone (Coccioni *et al.*, 2012) (Fig. 2).

The first Aptian sediments are marked by the black shale beds of the Selli Level (OAE1a), which occurs at the base of the PLG core (91.19 - 89.24 m; Coccioni *et al.*, 2012; Savian *et al.*, 2016), characterized by increased Total Organic Carbon (TOC) and a $\delta^{13}\text{C}$ -negative excursion in C3 (1.47‰) followed by a positive excursion (up to 4.44‰) (Fig. 2). The study interval also encompasses the Wezel Level (88.2 - 88 m), marked by a slight $\delta^{13}\text{C}$ -negative excursion from 4.33‰ to 3.65‰ within the C7/Ap7 isotopic zone, and the Fallot Level (79.37 - 79.31 m) which belongs to the C8/Ap9-Ap11 segment (Fig. 2; Leandro *et al.*, 2022).

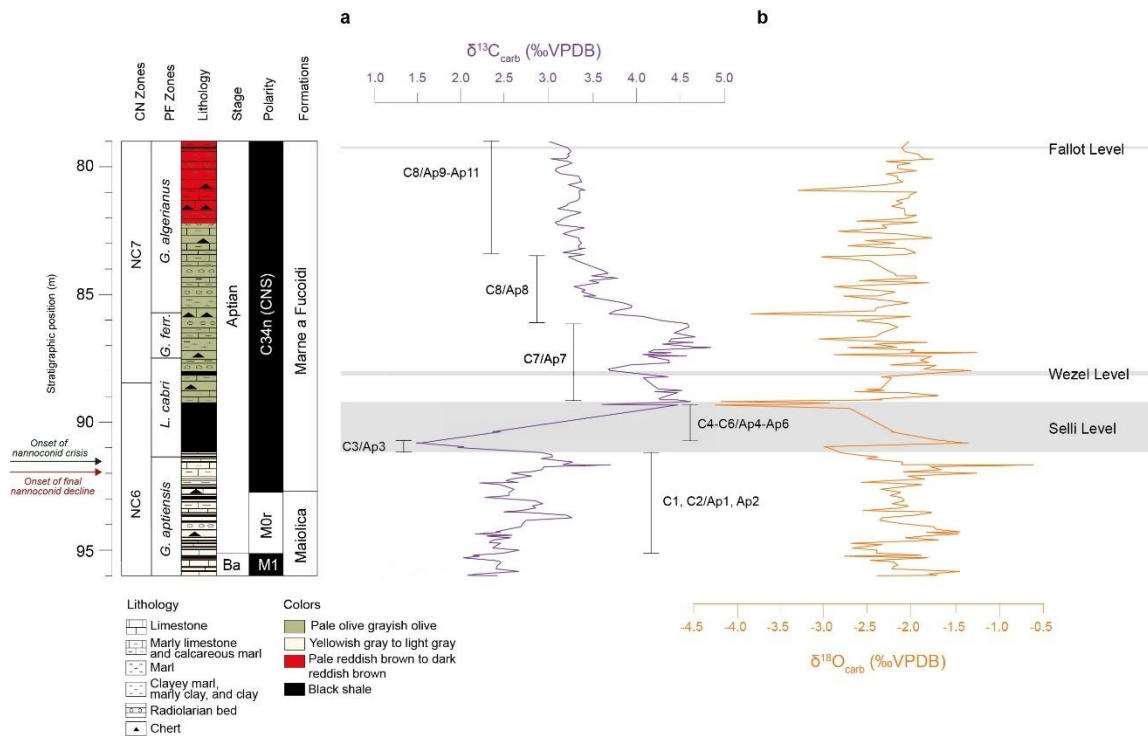


Figure 2. Integrated stratigraphy of the studied interval at PLG core. Stable isotope data for (a) $\delta^{13}\text{C}$ (purple) and (b) $\delta^{18}\text{O}$ (orange). The gray bands highlight the Selli, Wezel and Fallot levels. Modified from Leandro *et al.* (2022).

3. Material and methods

3.1 Sampling and Age Model

During the PLG drilling campaign, as the sections were recovered, the lithologies were being described in detail and the top and bottom markings were being made. Later, the sections were packed, labeled, and placed in PVC plastic boxes to prevent contamination and moisture loss. The PLG core was split into two halves: the left side being packaged and archived at the University of Urbino (Italy) and the right side was used for research. The side destined for research was cut into four parts, comprising two lateral sections, a bottom section, and the center of the split core. In this study, we analyzed 609 paleomagnetic samples, with an average spacing of 3 cm, from 79 to 96

meters of the PLG core. These samples were prepared with $\sim 8 \text{ cm}^3$ for environmental magnetism analyses. The weight of each sample was determined for subsequent mass normalization of magnetic properties. The age model for the Aptian of the PLG core was published in Leandro *et al.* (2022) and is based on astronomical calibration, combined with benthic and planktonic foraminifera, nannofossils and magnetostratigraphy (Coccioni *et al.*, 2012; Savian *et al.*, 2016; Leandro *et al.*, 2022).

3.2 Environmental magnetism measurements

For the rock magnetic characterization of the sediment PLG core, a series of laboratory experiments were carried out at the Paleomagnetic Laboratory of the University of São Paulo (USPMag, Brazil). These measurements and further analysis of the data were carried out to obtain a quantitative inference of the variation in the concentration, composition and granulometry of the magnetic minerals (e.g., Evans and Heller, 2003; Liu *et al.*, 2012) in the studied interval of the PLG core.

We measured the magnetic susceptibility (χ), the Natural Remanent Magnetization (NRM), the Anhyseretic Remanent Magnetization (ARM), the Isothermal Remanent Magnetization at 900 mT (IRM_{900mT}) and Backfield Isothermal Remanent Magnetization at 100 mT (IRM_{-100mT}) and 300mT (IRM_{-300mT}). Magnetic susceptibility (χ) measurements 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 the 609 samples to check the occurrence of superparamagnetic particles (Dearing *et al.*, 1996; Hrouda and Pokorný, 2012). Remanence measurements were all made in a u-channel pass-through 2G Enterprises model 755 SQUID magnetometer. ARM was imparted in a 100 mT peak AF with a 0,05 mT biasing field, while for SIRM, and BIRM, the imparted

fields were 900 mT and -300 mT, respectively. The IRM is representative of the total concentration of magnetic minerals. Differences between the IRM acquired at 300 mT and 900 mT reveal contributions of different magnetic mineral types. 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 ($\text{HIRM}_{-300\text{mT}} = (\text{IRM}_{900\text{mT}} + \text{BIRM}_{-300\text{mT}})/2$), considering that both provide information on the variation of the magnetic coercivity and magnetic minerals (e.g., Liu *et al.*, 2012). The ratio of ARM susceptibility (χ_{ARM}) to Saturation Isothermal Remanent Magnetization (SIRM), was also calculated to obtain a proxy for magnetic grain-size variations.

The magnetic parameters such as χ , $\text{ARM}_{100\text{mT}}$, and $\text{IRM}_{900\text{mT}}$ are mainly associated 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). 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), located at the Oceanographic Institute of the University of São Paulo (IO-USP, Brazil).

For detailed rock magnetic characterization, measurements were acquired using a Vibrating Sample Magnetometer (VSM) Micromag 3900 Princeton-Lakeshore Cryotronics, on 36 samples. IRM acquisition curves were obtained using fields up to 1,8 T. From the hysteresis loops and backfield curves, it was possible to obtain the saturation magnetization (M_s), the saturation remanence (M_r), the coercivity remanence (H_{cr}) and the coercivity (H_c).

4. Results

4.1. Magnetic mineral concentration

Magnetic susceptibility (χ) displays highest values (Fig. 3a) during the Cretaceous Oceanic Red Bed 1 (CORB1), reaching a prominent peak ($\sim 10 \times 10^{-8}$ m³/kg) at ~ 81 m, and then gradually declining (except during the OAE1a) through to the Barremian. Some variability is evident along the record, where magnetic susceptibility reaches its lowest values ($\sim 1 \times 10^{-8}$ m³/kg), in the Maiolica Formation. IRM_{900mT} increase in the transition from the pale olive grayish olive and pale reddish brown to dark reddish brown sediments, between the distances 82 and 83 meters, (ranging between $9,17 \times 10^{-2}$ and $5,57 \times 10^{-7}$ Am²/kg), suggests a concomitant increase in hematite concentration (Fig. 3c). HIRM follows the general trend of IRM_{900mT} (Fig. 3c), with values ranging between $1,15 \times 10^{-1}$ and $4,3 \times 10^{-8}$ Am²/kg (Fig. 3d). In the lower part of the section, low but measurable HIRM values display similar variations as IRM_{900mT}. Local HIRM maxima in upper part of the section, however, indicate selective enrichment of high-coercivity minerals in these CORB horizon.

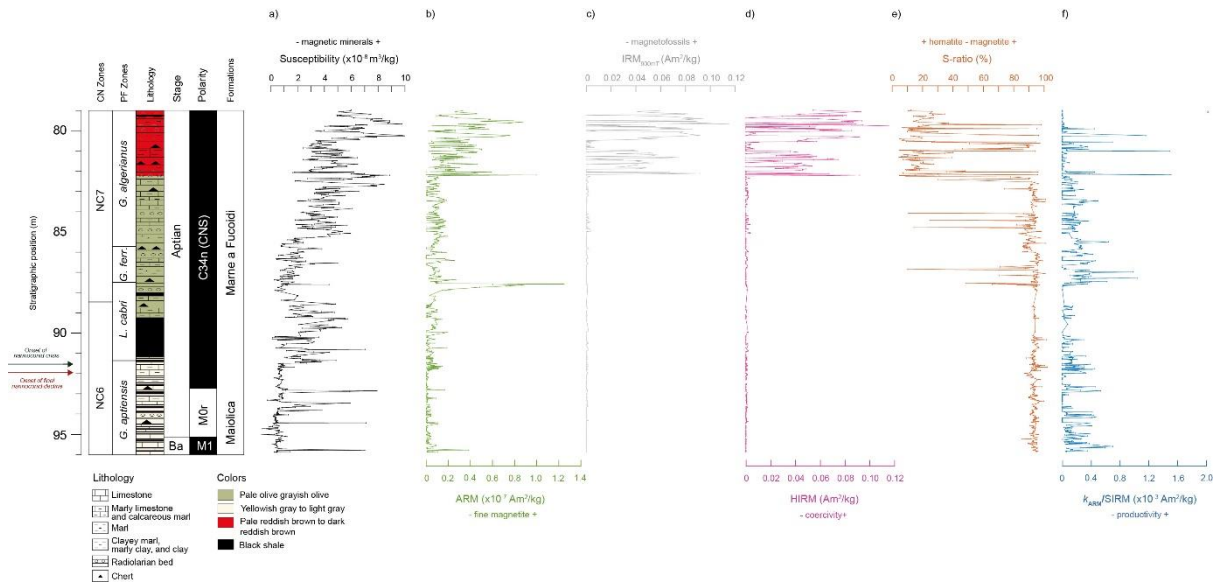


Figure 3. Changes in low-field magnetic susceptibility (χ), and rock magnetic properties (anhysteretic remanent magnetization, ARM; isothermal remanent magnetization, IRM at 900 mT; hard isothermal remanent magnetization, HIRM; S-ratio; and $K_{ARM}/SIRM$) across the 17-m-thick studied PLG core. The magneto-biostratigraphy is from Coccioni *et al.* (2012), Savian *et al.* (2016), and Leandro *et al.* (2022).

4.2. Magnetic mineralogy

The S-ratio mean value ($\sim 78,85\%$) is close to the theoretical maximum of 100% for most of the studied period (Fig. 3e). It is notable that the lowest S-ratio values (4,32%) is observed up to meter 82, at the same level of CORB, and thus likely reflects the increased presence of high-coercivity minerals (Fig. 3e). From 96 to 82 m, IRM acquisition curves $\sim 95\%$ of the magnetization is saturated before 300 mT (Figs. 4e and 4f), indicative of magnetically soft magnetic minerals. These results are corroborated by the hysteresis (Figs. 4b and 4c). From 82 to 79 m, IRM acquisition curves are observed with an important high-coercivity component, which is not saturated below 300 mT (Fig. 4d). The hysteresis loops present high coercivity (Fig. 4a).

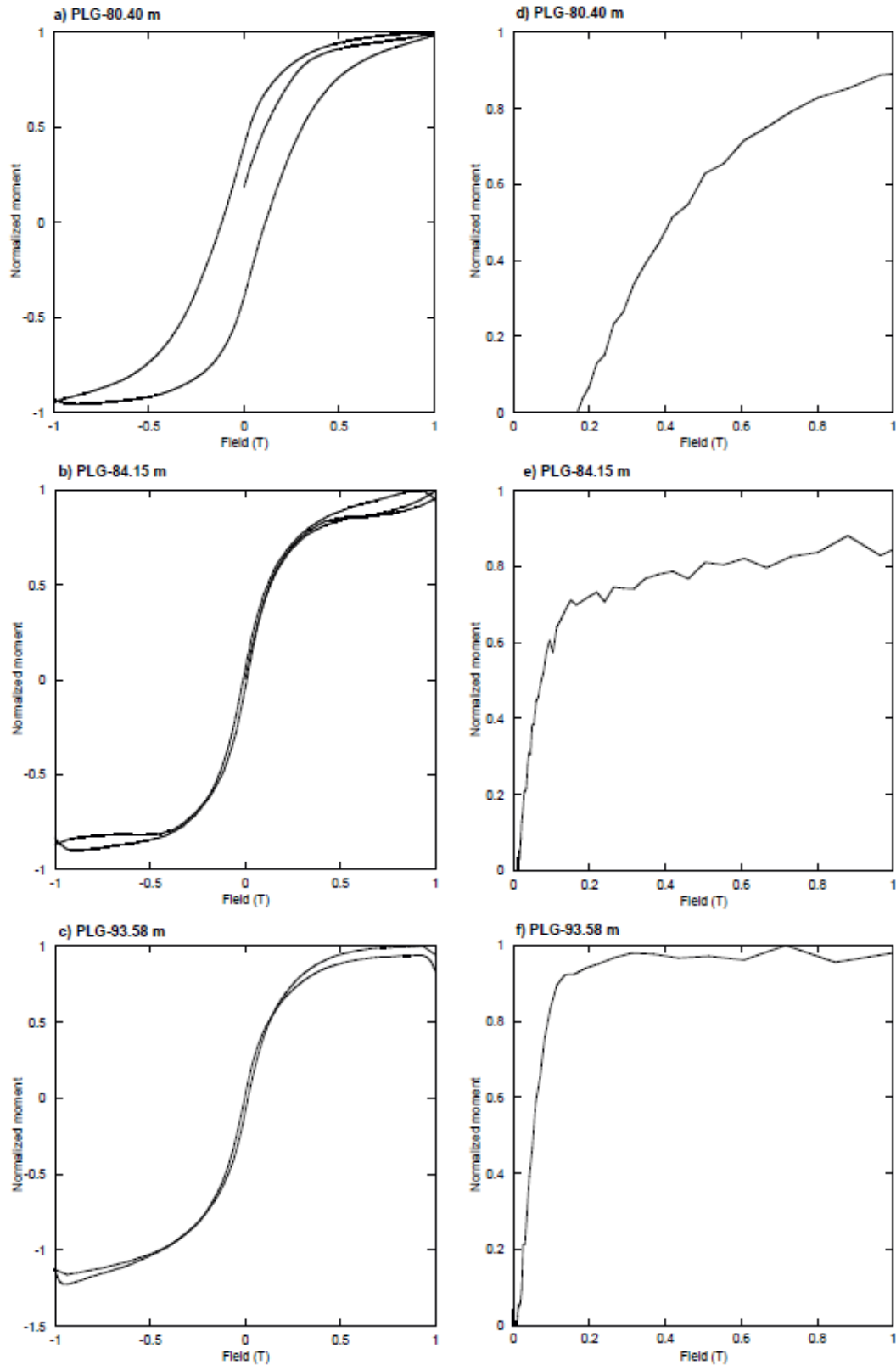


Figure 4. Rock magnetic properties of the PLG core sediments. (a-c) Hysteresis curves for representative samples. (d-f) Isothermal remanent magnetization (IRM) acquisition curves for the same samples.

4.3. Magnetic Grain Size

The hysteresis ratios M_{rs}/M_s and H_{cr}/H_c range from 0.06 to 0.55 and from 1.33 to 4.63, respectively (Fig. 5). Hysteresis parameters (Fig. 5) reveal that the magnetite grains are from the SD to MD domain range (Day *et al.*, 1977). Grouping the samples into OAE (OAE1a), transitional (pale olive sediments) and CORB (CORB1) reveals a trend of relative grain size fining from OAE to CORB. $K_{ARM}/SIRM$ variations further demonstrate a relative coarsening of the magnetic grains size during CORB stage.

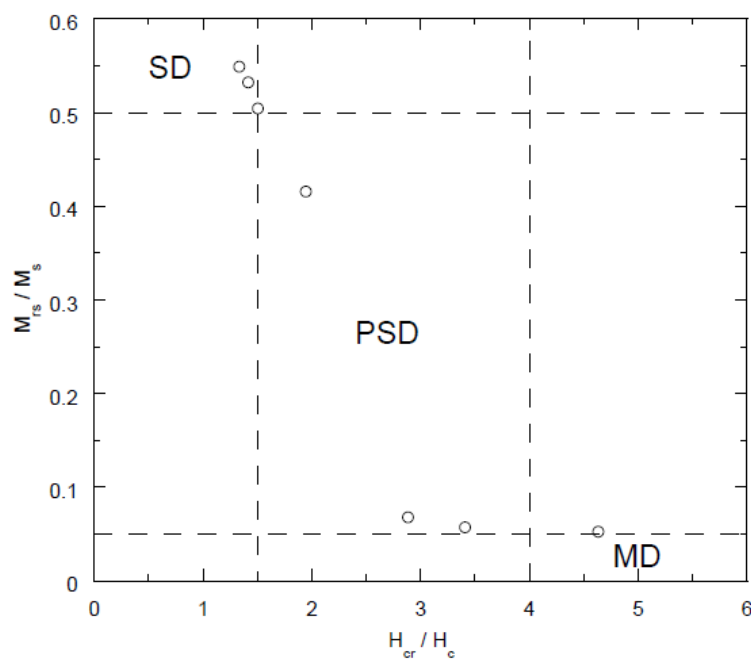


Figure 5. Magnetic hysteresis parameters from marine sediment PLG core represented on a plot of M_r/M_s versus H_{cr}/H_c (Day *et al.*, 1977). The data fields represent areas expected for single domain (SD), pseudo-single domain (PSD), and multi-domain (MD) magnetic particles.

5. Discussion

In the PLG core, the Selli Level is located between sections 68 and 66, which is about 1.95 m thick (91.19 m -89.24 m, Coccioni *et al.*, 2012). It is composed of black shale in beds, with abundant gray-green marly limestones and limy marls in beds. The onset of the Selli Level is marked by a slight decrease in $\delta^{18}O$ (-2.98‰), corresponding

to the negative excursion in $\delta^{13}\text{C}$ (segment C3/Ap3). In the central part of the Selli Level (segments Ap5/C5–Ap4/C4), $\delta^{18}\text{O}$ values fluctuate between -2.69 and -1.34‰ . The Ap6/C6 segment shows decreasing $\delta^{18}\text{O}$, fluctuating between -4.15 and -2.92‰ with a major peak (-4.22‰) at 89.34 m (Leandro *et al.*, 2022). CORB1 in PLG core corresponds to sections 61 and 52 (82.24 m–68.31 m level of Coccioni *et al.*, 2012) and is represented by dark-red and dark-brown marls and marly limestones with few green-gray colored calcareous marls and marly limestones. Black shales are absent throughout the CORB1 interval.

The magnetic concentration parameters (χ , $\text{ARM}_{100\text{mT}}$ and $\text{IRM}_{900\text{mT}}$) indicates an increase in terrigenous inputs during the transition between OAE1a and CORB1. Both χ and $\text{ARM}_{100\text{mT}}$ are dominated by a ferrimagnetic (magnetite-like) mineral component, and $\text{IRM}_{900\text{mT}}$ is dominated by high-coercivity mineral (e.g., hematite), marked in the transition of CORB1. Comparatively high HIRM and low S-ratio values suggest major contributions from antiferromagnetic minerals (hematite and/or, less likely, goethite) (Figs. 3d and 3e) during the CORB1. Its changes may also reflect variations in the type of ferrimagnetic particles, instead of variance in the concentration of magnetic minerals (Figure 3). The concentration of fine-grained magnetite, represented by $\text{ARM}_{100\text{mT}}$ (Fig. 3b), does not mirror variations in $\text{IRM}_{900\text{mT}}$ and susceptibility, but instead exhibits maxima during CORB 1. The magnetic grain size proxy $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$ (Fig. 3f) varies along the studied interval, indicating a relative enrichment in single domain magnetite.

The magnetic behavior of the base of Marne a Fucoidi Formation and the white limestones of the Maiolica Formation is dominated by magnetite (Savian *et al.*, 2016). Hysteresis ratios follow the mixing grain-size trend of magnetite between the SD and MD fields as defined by Dunlop (2002a, 2002b) and in the PSD behaviour of Day *et al.* (1977). Our data show that in the CORB1 we have an occurrence of high-coercivity mineral, like hematite. The magnetite is detrital (or biological) in origin (e.g., Channell

et al., 1982; Savian *et al.*, 2016). However, the hematite is a motive of debate in the literature. The first hypotheses involves the derivation of detrital hematite from continents that involves authigenic precipitation from the weathering of iron-bearing (detrital) minerals (e.g., Cai *et al.*, 2009).

Based on the age model of Leandro *et al.* (2022), the magnetic transition from low- to high-coercivity minerals occurs at approximately 116.6 Ma. The transition from OAE1a to CORB1 during the Aptian took a relatively short time of 1.75 Ma (118.35 – 116.6 myr) in western Tethys (Italy). In the Umbria-Marche Basin, where the cyclostratigraphic data are most detailed, the CORB1 is considered the longest in duration (~4.54 Ma; Hu *et al.*, 2005). The CORB1 in the PLG area which in part seems to correspond to a lowest value in $\delta^{13}\text{C}$ after post-Selli positive excursion (Leandro *et al.*, 2022; Matsumoto *et al.*, 2022), tends from warm to cool and through the next warm period, with the deposition of red beds terminated at the onset of the next early Albian cool period, so-called Cold Snap (McArena *et al.*, 2013; Bottini *et al.*, 2015; Leandro *et al.*, 2022). Carbon isotope data indicate colder climate which is probably result in a production of bottom waters richer in dissolved oxygen.

As suggested by Hu *et al.* (2006) and Wang *et al.* (2009), the deposition of CORBs in the mid-Cretaceous of the Umbria-Marche Basin in Italy is not caused by a single mechanism. This statement is true and makes interpretation even more difficult. However, this period is marked by rapid sea level fluctuations and of tectonic upheaval (Ziegler, 1988; Larson, 1991; Ricou, 1996), leading to dramatic paleogeographic changes. Changes in the ocean circulation patterns and water properties (Poulsen *et al.*, 1998), which could be an indirect, regional, or global response to changes in plate tectonics.

Detrital magnetic minerals can be delivered to the deep sea through different transportation mechanism, including mass flows, hemipelagic sediment plumes or wind (e.g., Evans and Heller, 2003; Liu *et al.*, 2012). Fine-grained terrigenous inputs that reached the deep, carbonate dominated PLG site were most likely transported by suspended plumes or wind. Both mechanisms are plausible because the hematite found in these sites is considered primary in origin (e.g., Speranza *et al.*, 2005; Satolli *et al.*, 2008). Both processes result in similar grain-size distributions and mineralogy (Rea, 1994). Processes that control hemipelagic and aeolian inputs to the deep sea tend to be out of phase; wet conditions (and enhanced runoff) in the source region would favor hemipelagic fluxes, whereas drier source region climates would enhance aeolian dust fluxes.

Aeolian dust is an influential component of the climate system due to its radiative effects (e.g., Rosenfeld *et al.*, 2001) and the nutritional boon it brings to otherwise limited ecosystems (e.g., Jickells *et al.*, 2005). The Cretaceous period was a time of an important wind system (Fang *et al.*, 2016), that transported a huge amount of sediments to the ocean. Environmental magnetic parameters can serve as sensitive aeolian dust proxies, given that hematite forms in oxidizing, dehydrating desert environments (Larrasoaña *et al.*, 2003; Liu *et al.*, 2012 and references therein). Hematite concentrations can be easily tracked using the “hard” IRM (HIRM_{900mT}). In the PLG, HIRM_{900mT} has one pronounced transition in ~116.6 Ma (Fig. 6d), which coincide with the CORB1. We interpret the increased hematite concentrations in CORB1 to be related to the presence of an enhanced aeolian dust component.

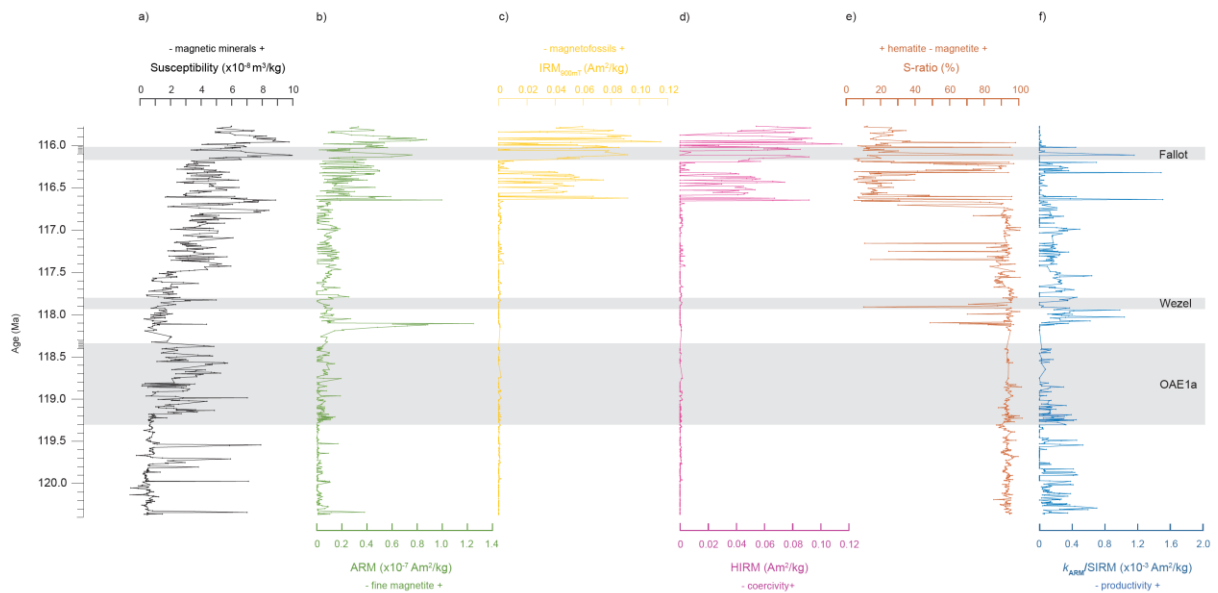


Figure 6. Changes in the magnetic parameters in function of time. In gray the mainly ocean anoxic events (OAE1a, Wezel, Fallot) occurred in the lower Aptian.

6. Conclusions

An environmental magnetic study has been carried out over a 17-m-thick interval of the Poggio le Guaine core (Umbria-Marche Basin), Italy, which corresponds to the 120.4 – 115.8 Ma period around the Middle Cretaceous. Magnetic parameters indicate a concomitant increase of aeolian iron supply in the form of hematite during the CORB1, and a higher abundance of magnetite in the basin of the section that comprises the OAEs. The transition interval from the OAE1a to CORB1 is consistent with changes in the climate and isotope record and is the key to understanding the carbon cycles related to the Oceanic Anoxic Events and the Cretaceous Oceanic Red Beds. Further work is needed to assess whether the preserved hematite can provide a useful paleoceanographic proxy in ancient carbonate sediments.

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.

References

- 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.
- 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.
- Bottini, C., Erba, E., Tiraboschi, D., Jenkyns, H. C., Schouten, S., & Sinninghe Damsté, J. S., 2015. Climate variability and ocean fertility during the Aptian Stage. *Climate of the Past*, 11(3), 383-402.

- 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>.
- 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.
- 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.
- Cresta, S., Monechi, S., Parisi, G., 1989. Stratigrafia del Mesozoico e Cenozoico nell'area umbro-marchigiana. *Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia*, v. 39, 185 p.
- Day, R., Fuller, M., Schimidt, 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>.
- Dumitrescu, M., Brassell, S. C., Schouten, S., Hopmans, E. C., & Damsté, J. S. S., 2006. Instability in tropical Pacific sea-surface temperatures during the early Aptian. *Geology*, 34(10), 833-836.
- Dunlop, D.J., 2002a. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc). 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 (Mrs/Ms versus Hcr/Hc). 2. Application to data for rocks, sediments, and soils. *J. Geophys. Res.* 107 (B3). <http://dx.doi.org/10.1029/2001JB000487>.

- 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., 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., Bottini, C., Weissert, H. J., & Keller, C. E., 2010. Calcareous nannoplankton response to surface-water acidification around Oceanic Anoxic Event 1a. *Science*, 329(5990), 428-432.
- Evans, M.E., Heller, F., 2003. *Environmental magnetism. Principles and Applications of Enviromagnetics* Academic Press, 299 pp.
- Fang, X., Song, C., Yan, M., Zan, J., Liu, C., Sha, J., Zhang, W., Zeng, Y., Wu, S., Zhang, D., 2016. Mesozoic litho- and magneto-stratigraphic evidence from the central Tibetan Plateau for megamonsoon evolution and potential evaporites. *Gondwana Res.* 37, 110–129.
- Föllmi, K. B., Godet, A., Bodin, S., & Linder, P., 2006. Interactions between environmental change and shallow water carbonate buildup along the northern Tethyan margin and their impact on the Early Cretaceous carbon isotope record. *Paleoceanography*, 21(4).
- Gradstein, F.M., Ogg, J. G., Schmitz, M., Ogg, G., 2020. *Geologic Time Scale 2020*. 1st Edition. Elsevier. 1390p.
- 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>.
- 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).

Henshaw, P. C. & Merrill, R. T. 1980. Magnetic and chemical changes in marine sediments. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 18, 483-504.

Hönisch, B., Ridgwell, A., Schmidt, D. N., Thomas, E., Gibbs, S. J., Sluijs, A., ... & Williams, B., 2012. The geological record of ocean acidification. *science*, 335(6072), 1058-1063.

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.

Jenkyns, H. C., 1980. Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *Journal of the Geological Society*, 137(2), 171-188.

Jenkyns, H.C., 2010. Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 11, Q03004. <https://doi.org/10.1029/2009GC002788>.

Jenkyns, H. C., 2003. Evidence for rapid climate change in the Mesozoic–Palaeogene greenhouse world. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 361(1810), 1885-1916.

Jickells, T.D., An, Z.S., Andersen, K.K., Baker, A.R., Bergametti, G., Brooks, N., Cao, J.J., Boyd, P.W., Duce, R.A., Hunter, K.A., Kawahata, H., Kubilay, N., LaRoche, J., Liss, P.S., Mahowald, N., Prospero, J.M., Ridgwell, A.J., Tegen, I., Torres, R.,

2005. Global iron connections between desert dust, ocean biogeochemistry, and climate. *Science* 308, 67–71.

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.

Larson, R.L., 1991. Latest pulse of Earth: evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology* 19, 963– 966.

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>.

Li, Y., Qin, H., Jicha, B. R., Huyskens, M. H., Wall, C. J., Trayler, R. B., ... & Zhu, R., 2023. Revised onset age of magnetochron M0r: Chronostratigraphic and geologic implications. *Geology*, 51(6), 565-570. <https://doi.org/10.1130/G50873.1>.

- 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.
- Malinverno, A., Erba, E., & Herbert, T. D., 2010. Orbital tuning as an inverse problem: Chronology of the early Aptian oceanic anoxic event 1a (Selli Level) in the Cismonte APTICORE. *Paleoceanography*, 25(2).
- 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.org/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>.
- McAnena, A., Flögel, S., Hofmann, P. et al., 2013. Atlantic cooling associated with a marine biotic crisis during the mid-Cretaceous period. *Nature Geosci* 6, 558–561. <https://doi.org/10.1038/ngeo1850>.
- Menichetti, M., 2016. Early Cretaceous tectonic event in the Adria: Insight from Umbria-Marche pelagic basin (Italy). *Geological Society of America Special Papers*, v. 524, p. 35-55.

- Menichetti, M. & Pialli, G., 1986. Geologia strutturale del preappennino umbro tra i Monti di Gubbio e la catena del M. Petrano-M. Cucco (Appennino Umbro-marchigiano). *Memorie della Societa Geologica Italiana*, v. 35, p. 371–388.
- Michalík, J., Soták, J., Lintnerová, O., Halásová, E., Bağ, M., Skupien, P., & Boorova, D., 2008. The stratigraphic and paleoenvironmental setting of Aptian OAE black shale deposits in the Pieniny Klippen Belt, Slovak Western Carpathians. *Cretaceous research*, 29(5-6), 871-892.
- Mutterlose, J., Bottini, C., Schouten, S., & Sinninghe Damsté, J. S., 2014. High sea-surface temperatures during the early Aptian Oceanic Anoxic Event 1a in the Boreal Realm. *Geology*, 42(5), 439-442.
- Pancost, R. D., & Boot, C. S., 2004. The palaeoclimatic utility of terrestrial biomarkers in marine sediments. *Marine Chemistry*, 92(1-4), 239-261.
- 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>.
- Poulsen, C.J., Seidov, D., Barron, E.J., Peterson, W.H., 1998. The impact of paleogeographic evolution on the surface oceanic circulation and the marine environment in the mid-Cretaceous Tethys. *Paleoceanography* 13, 546–559.
- 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>.
- Ricou, L.E., 1996. The plate tectonic history of the past Tethys Ocean. In: Nairn, A.E.M., Ricou, L.E., Vrielynck, B., Dercourt, J. (Eds.), *The Ocean Basins and Margins*. Plenum Press, New York, pp. 3– 70.

- Rosenfeld, D., Rudich, Y., Lahav, R., 2001. Desert dust suppressing precipitation: a possible desertification feedback loop. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 98, 5975–5980.
- 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.
- Satolli, S., Besse, J., and Calamita, F., 2008, Paleomagnetism of Aptian–Albian sections from the Northern Apennines (Italy): Implications for the 150–100 Ma apparent polar wander of Adria and Africa: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 276, p. 115–128, doi:10.1016/j.epsl.2008.09.013.
- 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.
- Shimono, T., Yamazaki, T., 2016. Environmental rock-magnetism of Cenozoic red clay in the South Pacific Gyre. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 17, 1296–1311.
- Speranza, F., Satolli, S., Mattioli, E., Calamita, F., 2005. Magnetic stratigraphy of Kimmeridgian–Aptian sections from Umbria-Marche (Italy): new details on the M polarity sequence. *J. Geophys. Res.* 110. doi:10.1029/2005JB003884.

- 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.
- Thompson, R., Oldfield, F., 1986. In: *Environmental Magnetism*. Allen & Unwin Ltd, pp. 225.
- van Breugel, Y., Schouten, S., Tsikos, H., Erba, E., Price, G. D., & Sinninghe Damsté, J. S., 2007. Synchronous negative carbon isotope shifts in marine and terrestrial biomarkers at the onset of the early Aptian oceanic anoxic event 1a: Evidence for the release of ¹³C-depleted carbon into the atmosphere. *Paleoceanography*, 22(1).
- 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>.
- Wagreich, M., Hu, X., & Sageman, B., 2011. Causes of oxic–anoxic changes in Cretaceous marine environments and their implications for Earth systems—an introduction. *Sedimentary Geology*, 235(1-2), 1-4.
- 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 Paleooceanographic and Paleoclimatic Significance*. Society for Sedimentary Geology, Special Publication, 91:13–33.
- Weissert, H., 1989. C-isotope stratigraphy, a monitor of paleoenvironmental change: a case study from the Early Cretaceous. *Surveys in Geophysics*, 10(1), 1-61.
- 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>.
- Ziegler, P.A., 1988. Post-Hercynian plate reorganization in the Tethys and Arctic–North Atlantic domains. In: Manspeizer, W. (Ed.), *Triassic–Jurassic Rifting*. Elsevier, pp. 711– 755.
- 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 III: MATERIAL COMPLEMENTAR

COMPROVANTE DE PUBLICAÇÃO DO ARTIGO CIENTÍFICO

Submission to Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology - manuscript number



De Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology <em@editorialmanager.com>
Remetente <em.palaeo.0.85144d.a4123a76@editorialmanager.com>
Para Jairo Savian <jairo.savian@ufrgs.br>
Responder p... Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology <support@elsevier.com>
Data 2023-08-02 00:35

This is an automated message.

Manuscript Number: PALAEO-D-23-00596

Environmental magnetic transition and paleoenvironmental changes from the Aptian Oceanic Anoxic Event 1a (OAE1a) to the Cretaceous Oceanic Red Bed 1 (CORB1) in the Poggio le Guaine core, central Italy

Dear Professor Savian,

Your above referenced submission has been assigned a manuscript number: PALAEO-D-23-00596.

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

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,
Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology

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



#AU_PALAEO#

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. ([Remove my information/details](#)). Please contact the publication office if you have any questions.

HISTÓRICO ESCOLAR

Data 01/08/2023 16:39 -- Página 2 1/1

	Universidade Federal do Rio Grande do Sul Programa de Pós-Graduação em Geociências	
Histórico Curso		

Nome: PRISCILA CHIDEN FROTA**Cartão:** 173853**Situação:** ATIVO**Identidade:** 1105821738**CPF:** 02958644006**Data de Nascimento:** 15/02/1992**Curso:** GEOCIÊNCIAS - Mestrado Acadêmico**Área de Concentração:** ESTRATIGRAFIA**Orientador:** JAIRO FRANCISCO SAVIAN**Proficiência no(s) Idioma(s):** Inglês

Período	Código	Atividade de Ensino/Professor	Créditos	Carga Horária	Conceito	Frequência (%)	Situação	Instituição
2020/01	GEB00135	BIOMARCADORES NA GEOQUÍMICA DO PETRÓLEO Professor: Professor: TAIS FREITAS DA SILVA Titulação: Doutorado	4	60	A	100.00	Aprovado	UFRGS
2020/01	GEB00053	Evolução Costeira Professor: Professor: SERGIO REBELLO DILLENBURG Titulação: Doutorado	4	60	B	100.00	Aprovado	UFRGS
2020/01	GEB00131	MORFOLOGIA E SEDIMENTOLOGIA DO AMBIENTE MARINHO Professor: Professor: IRAN CARLOS STALLIVIERE CORREA Titulação: Doutorado	3	45	B	100.00	Aprovado	UFRGS
2019/02	GEB00142	ANÁLISE EXPLORATÓRIA Professor: Professor: JULIANO KUCHLE Titulação: Doutorado	4	60	A	100.00	Aprovado	UFRGS
2019/02	GEB00133	Estratigrafia Magnética Professor: Professor: JAIRO FRANCISCO SAVIAN Titulação: Doutorado	4	60	A	93.75	Aprovado	UFRGS
2019/02	GEB00139	GEOLOGIA DOS ANDES CENTRAIS Professor: Professor: CARLA CRISTINE PORCHER Titulação: Doutorado Professor: Professor: MÂRCIA ELISA BOSCATO GOMES Titulação: Doutorado	5	75	A	100.00	Aprovado	UFRGS
2019/02	GEB27-38	T.E. EM GEOLOGIA MARINHA: Campo geomagnético dos últimos milênios Professor: Palestrante: Wilbor Poletti Professor: Professor: JAIRO FRANCISCO SAVIAN Titulação: Doutorado	2	30	A	100.00	Aprovado	UFRGS
		Inglês em 16/06/2020	-	-	-	-		

Conceitos
A - Conceito Ótimo
B - Conceito Bom
C - Conceito Regular
D - Conceito Insatisfatório
FF - Falta de Frequência

Totais
Créditos cursados com aprovação neste Curso: 26
Total: 26

ANEXO I
Título da Dissertação:
“ASSINATURA MAGNÉTICA DO APTIANO INFERIOR NO TESTEMUNHO POGGIO LE GUAINÉ (ITÁLIA): IMPLICAÇÕES NA TRANSIÇÃO OAE1a-CORB1”
Área de Concentração: Estratigrafia
Autora: Priscila Chiden Frota
Orientador: Prof. Dr. Jairo Francisco Savian
Examinador: Prof. Dr. Everton Frigo
Data: 11/08/2023
Conceito: A (Excelente)
PARECER:
<p>Este trabalho apresenta um estudo de paleomagnetismo - magnetismo ambiental da transição OAE1a – CORB1 (Aptiano Inferior) utilizando dados medidos no testemunho PLG. Os resultados obtidos indicam que durante o CORB1 ocorreu um aumento no aporte de ferro (hematita) através do vento. Adicionalmente, o período do OAE1a foi caracterizado por uma maior abundância de hematita. Estes resultados contribuem para o avanço do entendimento das mudanças ambientais ocorridas durante o Aptiano Inferior.</p> <p>A seguir apresento uma breve análise e eventuais sugestões e considerações sobre cada parte do texto.</p> <p>1) O <i>Resumo</i> está bem escrito e apresenta adequadamente a essência do trabalho. Observei a falta dos significados das siglas CORBs e OAEs nas primeiras vezes em que as mesmas são utilizadas.</p> <p>2) O texto da <i>Introdução</i> (Cap. I) está claro e bem organizado, sendo os objetivos expostos apropriadamente. A Figura 1 poderia trazer informação acerca da topografia da área de estudo, uma vez que é mencionado o cume do Monte Nerone.</p> <p>3) O <i>Estado da Arte</i> (Cap. I) apresenta adequadamente o contexto geológico da região em que o testemunho PLG foi obtido, os OAEs e os CORBs e suas relações no contexto dos dados do PLG.</p> <p>4) A seção <i>Metodologia: fundamentação teórica</i> (Cap. I) apresenta de forma clara os parâmetros do magnetismo ambiental e como eles podem ser utilizados em estudos geológicos. Considerando o título escolhido para seção 4 (<i>Materiais e Métodos</i>), avalio que o título desta seção poderia ser diferente. No início da página 30, poderia ser inserida uma explicação mais detalhada de casos em que a</p>

susceptibilidade magnética pode apresentar um valor negativo. No primeiro parágrafo da seção 3.1.1.2, considero que a palavra “habilidade” não é a mais adequada a ser empregada. No primeiro parágrafo da seção 3.1.1.6, o mais adequado seria utilizar a palavra em língua portuguesa para “maghemite”.

5) O texto da seção *Materiais e Métodos* (Cap. I) apresenta apropriadamente a sequência de atividades que foram realizadas no decorrer da execução do projeto de mestrado. A palavra “Beckfield” está escrita incorretamente na página 38.

6) A seção *Resultados e discussões* (Cap. I) apresenta uma descrição detalhada dos resultados e suas interpretações, apresentando uma discussão com base em resultados de trabalhos de outros autores. Nesta seção, na medida em que os resultados são descritos, seria interessante indicar as figuras do artigo científico (Cap. II) nas quais tais resultados estão apresentados na forma gráfica.

7) A seção *Conclusões* (Cap. I) sintetiza a interpretação dos resultados obtidos e está de acordo com os objetivos propostos para o trabalho. Observei que a primeira frase do segundo parágrafo, antes da vírgula, parece estar incompleta.

8) As referências Baudin et al. (1997), Dunlop & Özdemir (1997), Erba (1992), Katz et al. (2000), Kodama (2004), Roberts et al. (2014, 2018), Sabatino et al. (2015), Tiraboschi et al. (2009), citadas na seção *Referências* (Cap. I), não foram localizadas no texto do Capítulo I.

9) O artigo científico (Cap. II) submetido à *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, revista altamente conceituada na área das geociências, apresenta os principais resultados da dissertação. O referido trabalho foi elaborado em conjunto com uma excelente equipe de pesquisadores.

Diante das considerações apresentadas neste parecer, avalio esta dissertação com conceito A (Excelente).

Assinatura:



Data: 11/08/2023

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I
Título da Dissertação:
“ASSINATURA MAGNÉTICA DO APTIANO INFERIOR NO TESTEMUNHO POGGIO LE GUAINÉ (ITÁLIA): IMPLICAÇÕES NA TRANSIÇÃO OAE1a-CORBa”
Área de Concentração: Estratigrafia
Autora: Priscila Chiden Frota
Orientador: Prof. Dr. Jairo Francisco Savian
Examinador: Prof. Dr. Daniel Ribeiro Franco
Data: 20/09/2023
Conceito: A
PARECER:
<p>O texto da dissertação de mestrado está muito bem preparado, e é, provavelmente, uma das mais bem escritas dissertações de mestrado que já tive revisado em minha carreira. Preparou um texto integrador que reflete uma revisão bibliográfica muito competente e ampla, bem referenciada, e aqui merece um especial elogio. A aluna apresenta aproveitamento escolar muito bom, como pode ser atestado pelo exame de seu histórico escolar. Claramente apresenta bom domínio das técnicas de caracterização de mineralogia magnética; todavia, acredito que a realização de uma caracterização complementar por MEV+EDS pudesse ser decisiva para a confirmação da caracterização apresentada. De qualquer forma, concluo que o trabalho é bastante robusto, sobre uma temática bastante relevante, e o artigo científico derivado desta dissertação será facilmente aceito em um periódico internacional indexado. Considero a aluna como aprovada, e deixo aqui minhas congratulações.</p> <p>Gostaria de elencar alguns comentários específicos que, acredito, possam contribuir para o aprimoramento do texto:</p> <ol style="list-style-type: none">1) No texto integrador (especificamente em "1. Introdução) recomendo que se conclua esta seção delineando quais os principais motivadores e objetivos específicos de seu trabalho de mestrado. Isso concluiria adequadamente esta parte do texto, que apenas carece desta informação em minha opinião.2) Na página 10, coloca-se que: "... Os Eventos Anóxicos Oceânicos (em inglês, Oceanic Anoxic Events – OAEs) foram caracterizados pelo aumento na produção e preservação de matéria orgânica. O acúmulo dessa matéria orgânica marinha está disposto na forma de folhelhos."

Aqui talvez caiba uma breve explicação dos mecanismos sugeridos como causadores das OEAs, e referências que embasem as afirmações.

3) Na página 37, mudar o nome da seção ("Medições de Magnetismo Ambiental") para "Medidas de Magnetismo Ambiental", que é mais correto como usualmente é colocado em textos científicos.

4) Ainda na mesma seção, ao apresentar um equipamento, é importante mencionar o fabricante e país, da seguinte forma, como exemplo:

... multi-Function Kappabridge (MFK1-FA) (Agico Brno, Czech Republic).

Isso precisaria ser feito com todos os equipamentos utilizados em seu trabalho, e descritos em seu texto.

5) Na página 39 (primeiro parágrafo), menciona-se "... Entre as distâncias 82 e 83 metros...". Você quer dizer "no intervalo estratigráfico entre 82 e 83 m"? Noto que essa mesma forma de se referir a intervalos ocorre em outros locais desta seção do seu texto. Se é o caso, favor corrigir.

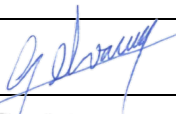
Assinatura:



Data: 20/09/2023

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I	
Título da Dissertação:	
“ASSINATURA MAGNÉTICA DO APTIANO INFERIOR NO TESTEMUNHO POGGIO LE GUAINÉ (ITÁLIA): IMPLICAÇÕES NA TRANSIÇÃO OAE1a-CORBa”	
Área de Concentração: Estratigrafia	
Autora: Priscila Chiden Frota	
Orientador: Prof. Dr. Jairo Francisco Savian	
Examinador: Prof. Dr. Gelvam André Hartmann	
Data: 05 de setembro de 2023.	
Conceito: A	
PARECER:	
<p>A dissertação de mestrado apresentada pela candidata a mestre Priscila Chiden Frota, intitulada “Assinatura Magnética do Aptiano Inferior no Testemunho Poggio Le Guainé (Itália): Implicações na Transição OAE1a-CORBa” é de bastante interesse para a comunidade acadêmica que estuda as mudanças ambientais e climáticas neste período.</p> <p>O objetivo principal do trabalho foi avaliar a transição do <i>Ocean Anoxic Event 1a</i> (OAE1a) e o <i>Cretaceous Oceanic Red Beds a</i> (CORBa) a partir de parâmetros de magnetismo ambiental e comparar com dados isotópicos da <i>Bacia Umbria-Marche</i>, Itália. Para tanto, foram feitas análises magnéticas em 609 amostras de um testemunho coletado em 2010, que compuseram a parte principal do trabalho.</p> <p>Os resultados indicaram um aumento do aporte de ferro eólico na forma de hematita, possivelmente de origem primária, durante o CORBa, bem como uma maior abundância de magnetita associada ao OAE1a; esses resultados mostram que o intervalo é consistente com as mudanças climáticas, e podem contribuir para se compreender melhor os ciclos do carbono relacionados aos CORBs e OAEs do Cretáceo. Os resultados da dissertação foram integrados em um artigo científico submetido para a revista <i>Paleogeography Paleoclimatology Paleoecology</i>, o que considero bastante significativo.</p> <p>As principais recomendações a serem realizadas no texto da dissertação referem-se a sua forma de apresentação; tratam-se, portanto, de ponderações que permitem melhorar o trabalho de dissertação. Todos os comentários e recomendações estão detalhados e comentados no arquivo PDF da dissertação, anexo a este documento para avaliação pela candidata e pelo seu orientador.</p> <p>Considero a dissertação bastante satisfatória e recomendo sua aprovação. Parabéns a candidata e seu orientador pelo excelente trabalho realizado.</p>	
Assinatura: 	Data: 05 de setembro de 2023.

Prof. Dr. Gelvam André Hartmann
 Depto. de Geologia e Recursos Naturais
 IG/UNICAMP- Matr. 310550

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: